

地震 ジャーナル

74

2022年 12月

エッセイ 募集中！ 災害教訓を地図で伝える「自然災害伝承碑」 ●飛田幹男

2020年12月頃から続く能登半島の群発地震と地殻変動 ●西村卓也/平松良浩/

太田雄策——1

稠密地震観測網で捉えられた長野県北部の地震の前駆過程 ●Enescu Bogdan/下條賢悟/

八木勇治/武田哲也——10

東濃地震科学研究所の設立・終了と研究活動および将来の

地震予知研究に関する私見 ●石井 紘——18

全球統合測地観測システム (GGOS)

社会と科学を支える位置の基盤 ●宮原伐折羅——32

歴史は繰り返すー伊東沖群発地震 ●川端信正——37

宇宙線ミュオンで探る跡津川断層浅部の構造 ●池田大輔——46

●書評——56

●新刊紹介——59

●ADEP情報——60

囲み記事 2021年トカラ列島近海の地震活動

中尾 茂/八木原寛/

仲谷幸浩/平野舟一郎——42

2022年3月16日福島県沖の地震 (M7.4)

加藤愛太郎——52

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

募集中！ 災害教訓を地図で伝える 「自然災害伝承碑」

飛田幹男

「ここより下に家を建てるな」。これは、昭和三陸地震（1933年）後に、岩手県宮古市重茂姉吉地区^{おもてえあねよし}に建立された「大津浪記念碑」という石碑に書かれた碑文です。この碑文には、明治三陸地震（1896年）と昭和三陸地震の際、津波がここまで来て、集落が全滅したことなども記されています。その後、姉吉の集落は、この教えを守り、ここより高台に造られ、2011年東北地方太平洋沖地震の津波では被害を免れました。

地震、津波、洪水、火山災害、土砂災害等の自然災害の記録・警告・教訓を記載したこうした石碑を「自然災害伝承碑」と名付け、地図上に示す取組が令和元年からスタートしました。自然災害伝承碑の地図記号も新設され、2万5千分1地形図にも掲載され始めています。ウェブ地図「地理院地図」には、令和4年夏現在1,400件を超える自然災害伝承碑が登録されています。地理院地図上で自然災害伝承碑のアイコンをクリックすると、石碑の写真の他、碑銘、災害名、建立年、所在地住所、伝承内容を見ることができます。また、地理院地図ならこの伝承碑の標高が、簡単に読み取れます。姉吉の大津浪記念碑の津波遡上高は、53mであることがわかります。ちなみに、2011年の津波の遡上高は38mだったそうです。

これら自然災害伝承碑が電子地図に掲載されることで、より広範囲の人に伝承が伝わったり、伝承碑を訪れるきっかけとなったりするなど、防災意識の向上につながることが期待されます。各地で、自然災害伝承碑を巡るイベントも行われています。

自然災害伝承碑の地図への登録は、市町村から国土地理院への申請によって行われており、ただ今募集中です。登録数は、右肩上がりが増えていく状況であり、今の伝承碑の分布は、残念ながらいまだ災害の分布を表しているとは言えません。

執筆時点までに登録された1,402件の伝承碑の災害種別に着目すると、地震に関する伝承碑は571基で最多です。ついで、洪水が557基、津波が456基、土砂災害が371基、高潮が74基、その他が63基、火山災害が43基です。中には、洪水・地震・津波・その他の4つの災害種別に該当する伝承碑が高知県に2基あります。また、最も多くの102基の伝承碑が登録されている災害は、1933年昭和三陸地震です。第2位の93基の2011年東日本大震災の登録数も増えていることから、登録数が逆転する可能性もあります。

最新の地図記号「自然災害伝承碑」は、学校のテストにも出題されています。先人の教えとして、子・孫にも伝えられることを期待しています。



飛田幹男

[とびた みきお]

前職 国土交通省国土地理院長

略歴 1961年生まれ、東北大学理学修士、京都大学理学博士、国土地理院、NASA/ジェット推進研究所、建設大学校、宇宙航空研究開発機構を経て、2021年国土地理院長、2022年退職

研究分野 宇宙測地学

著書 「世界測地系と座標変換」（日本測量協会）、「地球が丸ってほんとうですか？」（共著、朝日選書）

2020 年 12 月頃から続く能登半島の 群発地震と地殻変動

西村卓也・平松良浩・太田雄策

1. はじめに

日本海に突き出た能登半島では、過去に 2007 年能登半島地震 (M6.9, 以下, M は気象庁マグニチュードを表す) や 1993 年能登半島沖地震 (M6.6) などの地殻内被害地震が発生し、輪島市門前や珠洲市などで大きな被害が生じたことを記憶されている方も多いであろう。一方、これらの地震の余震域を除けば、能登半島の近年の微小地震活動はおおむね低調であった (図 1)。能登半島の最先端に位置する珠洲市では 2018 年頃から微小地震数が増加し始め、2020 年 11 月 30 日から地震活動が活発化した。この活動は 2021 年 7 月頃からさらに活発化し、2022 年 6 月 19 日には、M5.4 の地震 (最大震度 6 弱)、翌 20 日にも M5.0 の地震 (最大震度 5 強) が発生し、7 名の軽傷者と住宅の一部破損が 3 棟という被害 (消防庁調べ) が生じた。地震活動は、本稿執筆時点 (2022 年 9 月) でも高いレベルで継続しており、1 年半以上にわたって群発的な地震活動が続いている。

地震活動が活発化した 2020 年 12 月頃からは、国土地理院の GNSS 観測点において、それまでとは傾向の異なる地殻変動が観測され、現在も継続している。この非定常地殻変動の詳細分布を明らかにするため、京都大学防災研究所と金沢大学では、2021 年 9 月に 4 カ所の臨時 GNSS 観測点を設置し、2022 年 8 月にはさらに 2 カ所での観測を開始した。また、近年ソフトバンク株式会社 (以下、ソフトバンク) が高精度リアルタイム測位のために設置した独自基準点によっても非定常地殻変動が捉えられている。

群発地震は、火山の周辺や沈み込み帯のプレート境界で観測されることが多く、内陸の非火山地

域で地震活動も低調だった場所において、これだけ大規模で地殻変動を伴う群発地震活動が継続した事例は珍しい。能登半島北方沖の沿岸部には、過去に M7 級の地震の震源断層となった東北東-西南西走向の海底活断層があり (図 1, 井上ほか, 2010), 群発地震と活断層で発生する大地震の関連性も懸念されている。このような背景から、2022 年 7 月 11 日に開催された地震調査委員会では、石川県能登半島の地震活動の評価に関連して「地震調査委員長見解」を発表し、一連の地震活動が当分続くと考えられることや今後も強い揺れや津波に注意する必要性を呼びかけた。

本稿では、能登半島で現在進行中の群発地震活動と GNSS 観測によって明らかになった地殻変動の概要について述べ、その発生メカニズムについての考察を行う。

2. 地震活動

能登半島の先端部で地震活動が目立ち始めたのは 2018 年 6 月のことである。この地震活動は、ときどきバースト的な活動を伴いながら継続し、2020 年 11 月 30 日のバーストを契機として活発化した。2021 年 7 月頃からはさらに活発化して現在まで活動的な状態が続いている。2020 年 11 月 1 日から 2022 年 9 月 13 日までの M1 以上の地震数は 1 万回に達し、震度 1 以上を記録した地震数は 205 回となっている。震央分布 (図 2) を見ると、主要な地震活動域は 4 つ (以下、クラスター A, B, C, D と呼ぶ) に分かれ、それぞれのクラスターで活動の時間経過が異なっている。以下では、震源の深さの地震変化 (図 3) と各クラスターの地震回数 (図 4) を参照しながら各クラスターの地震活動の特徴を述べる。

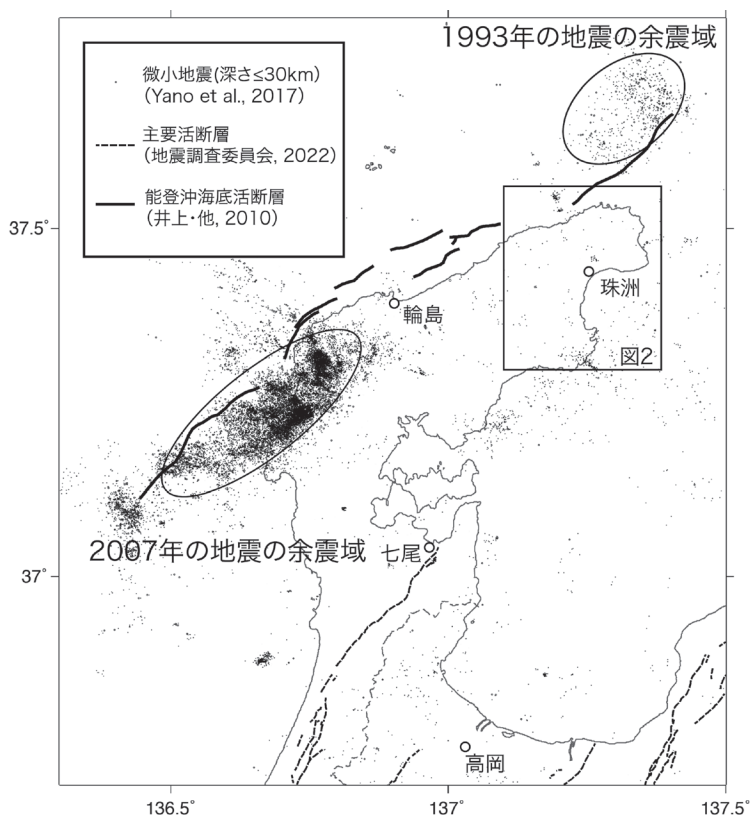


図 1 2001～2012 年の能登半島周辺の微小地震分布. Yano *et al.* (2017) の地震カタログを使用. 陸上の主要活断層分布は地震調査委員会 (2022), 能登半島北方沖の活断層については井上ほか (2010) に基づく

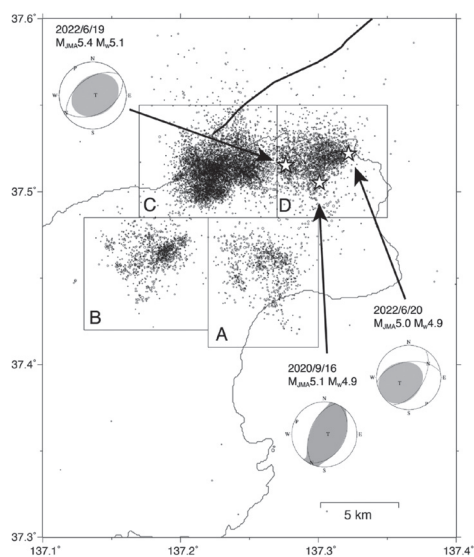


図 2 能登半島群発地震の震央分布 (期間: 2020/11/1～2022/9/13, $M \geq 1$, 深さ ≤ 30 km) と主な地震のメカニズム (CMT) 解 (気象庁による)

クラスター A は, 2018 年から活動が始まったクラスターであり, 他のクラスターよりも震源が深い地震を含んでいる. 15 km 以深で発生した地震 (図 3) は, ほとんどがこのクラスター内で発生しているもので, 2020 年 11 月から 12 月にかけて 2 回の顕著なバースト的な活動が発生した (図 4). その後も 2021 年 2 月, 3 月, 11 月にバースト的活動があり, 間欠的に活発化する特徴がある. 2021 年 2 月のバーストまでは, このクラスターのみで地震が起こっていることや 2020 年 11 月以降の震央分布が馬蹄形を示す特徴的な分布をしていること, 2020 年 11 月のバースト前後で震源の深さが 15 km 以深と深くなったことから, 一連の活動のメカニズムを理解するための鍵となるクラスターと言えるかもしれない.

クラスター B は, クラスター A の次に活発化したクラスターで 2021 年 2 月頃から活発化した.

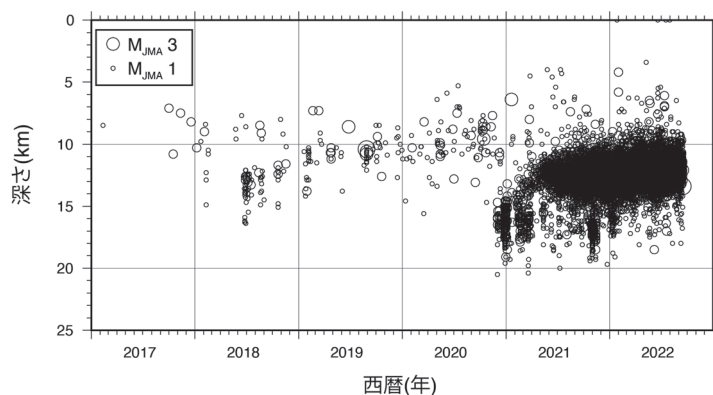


図 3 能登半島の群発地震活動域における震源の深さ変化

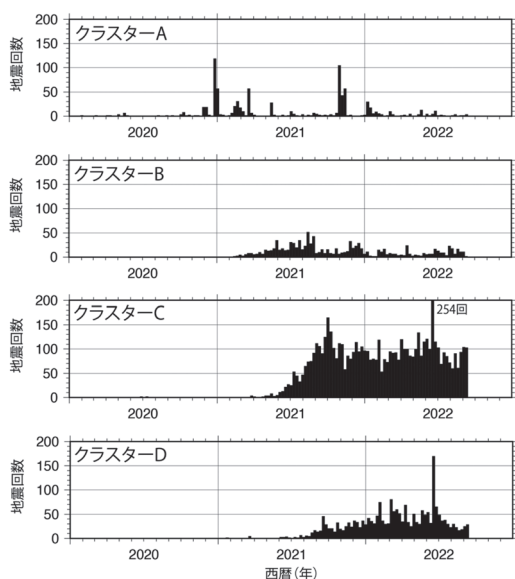


図 4 各クラスターにおける地震回数の時間変化。7 日間ごとの M1 以上の地震回数を表す。クラスターの位置は、図 2 参照

その後 6 月頃までは、いちばん活動的なクラスターであり、週間地震回数も徐々に増加した。2021 年 9 月以降はやや静穏化しているが、現在まで活動は続いている (図 4)。

クラスター C は、2021 年 7 月から現時点まで最も活動的なクラスターである。ここでは 2021 年 5 月頃から地震数が増え、9 月頃までは時を追うごとに活発化した。それ以降は週 50 回程度から 130 回程度までの増減を伴いながらも、継続的な活動が続いている (図 4)。M4 以上の地震は、このクラスター C とクラスター D でのみ発生している。

クラスター D は、最後に活発化したクラスターで、主に 2021 年 8 月後半から地震数が増加した。2021 年 9 月 16 日には、それまで最大の M5.1 の地震が発生し、2022 年初頭まで徐々に活発化する様子が見られた (図 4)。それ以降も増減を繰り返しながら活動が継続しており、2022 年 6 月 19 日と 20 日に M5.4、M5.0 の地震が相次いで発生した。

一連の地震活動では、地震が集中する深さは 10 km よりも深く、バースト的な活動の後に徐々に浅部方向へ拡大している傾向がある (図 3)。特にクラスター A では、2018 年 6 月から 2020 年にかけて震源深さの上限が 12 km から 8 km 程度まで浅くなった。このクラスターでは、2020 年 11～12 月のバースト的な活動が深さ 14～19 km で始まり、深さ 10 km 付近の活動はいったんは静穏化した。再度浅部へと拡大する傾向が見られた。このような浅部への拡大は、クラスターごとにしても同じような傾向があり、拡大の時間経過がおおむね放物線で近似できることから、流体の拡散により地震が誘発されている可能性が示唆される (平松, 2022)。

地震のメカニズム解を見ると、防災科学技術研究所や気象庁によってメカニズム解が決定されたほとんどの地震は、西北西～東南東方向から北北西～南南東方向に主圧力軸を持つ逆断層型で、M5 以上の地震についても同様である (図 2)。このようなメカニズム解は、群発地震活動前から見られるものであり、非ダブルカップル成分もそれほど

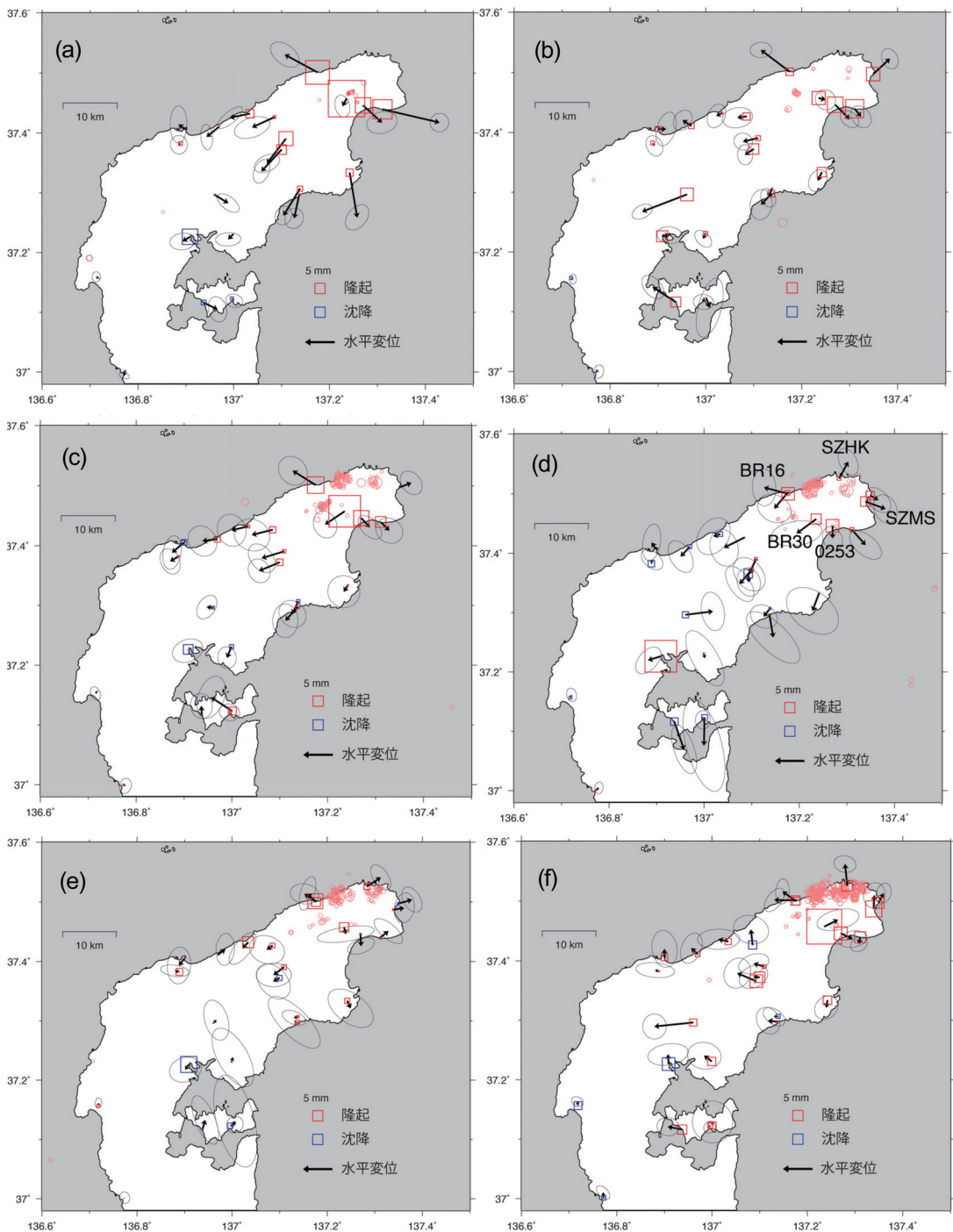


図 5 GNSS 観測点における約 3 カ月ごとの地殻変動分布。矢印が水平変動、赤青の四角が上下変動を表す。赤丸は各期間の気象庁一元化震源 ($M \geq 2$, 深さ ≤ 20 km)。(a) 2020 年 11 月 16~25 日から 2021 年 3 月 3~12 日まで (107 日間)。(b) 2021 年 3 月 3~12 日から 6 月 5~14 日まで (95 日間)。(c) 2021 年 6 月 5~14 日から 9 月 8~17 日まで (96 日間)。(d) 2021 年 9 月 8~17 日から 12 月 8~17 日まで (91 日間)。(e) 2021 年 12 月 8~17 日から 2022 年 3 月 8~17 日まで (90 日間)。(f) 2022 年 3 月 8~17 日から 6 月 8~17 日まで (92 日間)

大きくない。また、低周波地震が発生しているという報告はなく、発生している地震そのものに関しては特筆すべき特徴は現在のところ指摘されていない。

3. GNSS によって観測された地殻変動

能登半島の群発地震に関して特筆すべき特徴は、この地震活動の活発化に伴い顕著な地殻変動が周辺の GNSS 観測点で観測された点である。さらに、近年高精度リアルタイム測位のためにソフトバンクが整備している独自基準点網においてもその変動が捉えられた。Ohta and Ohzono (2022) は、同独自基準点網によって地震時や地震間の地殻変動を正確に捉えうることを示したが、今回の能登半島の事例において、非定常な地殻変動の時間発展の詳細が明らかになった点も意義深い。

ここでは、国土地理院、京都大学、金沢大学、ソフトバンクの GNSS 基準点を統合解析した結果について報告する。GNSS の日座標値の計算には、米国ジェット推進研究所の開発した GipsyX Ver 1.4 ソフトウェアによる整数不確定性を決定する精密単独測位法 (PPP-AR 法) を用いた。また、群発地震に伴う非定常地殻変動を抽出するために、地震活動が活発化する 2020 年 10 月以前のトレンドや各観測点に共通して現れる短周期の誤差を除去する処理を行った。具体的には、国土地理院の観測点では、群発地震活動のはるか以前に観測が開始されているので、定常的な地震間地殻変動成分や東北地方太平洋沖地震の余効変動成分、季節変動成分を群発地震前の座標値に関数フィッティングすることによって推定・除去した。一方、ソフトバンクや大学の観測点は、群発地震活動前のデータがほとんどないため、同じ方法で推定・除去することはできない。そのため、国土地理院の観測点における 2017~2019 年の 3 年間の平均水平速度から、各観測点の位置における速度を補間によって求めて、定常速度成分のみを除去した。このような時系列処理の違いにより、大学やソフトバンクの観測点には、特に季節変動に伴う誤差が含まれていることに注意する必

要がある。実際 GNSS アンテナが設置されている構造物の熱膨張や周辺の植生・降雪の影響と考えられる季節変動が確認されている。

群発地震活動の開始からおおむね 3 カ月ごとの地殻変動を図 5 に、特徴的な変動を示す観測点の座標時系列を図 6 に示す。各期間に共通する変動の特徴として、水平方向には震源域付近を中心とした放射状の膨張を示すパターンと上下方向では震源域付近の隆起が見られる。変動速度は、水平成分で活動開始当初に速く (図 5(a)), それ以降はほぼ一定速度で継続し (図 5(b)~(d)), 2022 年に入ってからはやや低下した (図 5(e), (f))。上下成分の隆起速度については、活動開始当初の 2020 年 12 月の急激な変動の後には、ほぼ一定速度で継続しているように見える (図 6)。観測された 2020 年 11 月から 2022 年 9 月までの非定常地殻変動は、水平成分で最大約 2.6 cm, 上下成分で隆起

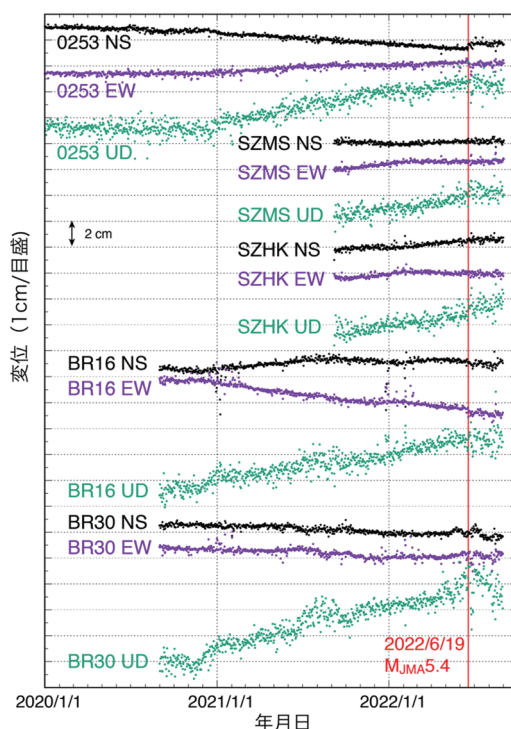


図 6 GNSS 観測点の日座標値の時系列。群発地震活動前の長期的な変動成分および共通誤差成分は除去している。0253 は国土地理院, SZMS は京都大学, SZHK は金沢大学, BR16 と BR30 はソフトバンクによる観測点。各観測点の位置は図 5(d)を参照

方向に最大約5cm隆起に達している。なお、0253の水平成分の時系列には2022年6月19日の地震に伴うステップ状の変化が見られるが、地震の断層運動から期待される変動とは大きさ、方向ともに異なっている。

季節変動の影響を避けるために、2021年2月から2022年2月までの1年間の変動に対して半無限弾性体を仮定した力源モデルで説明を試みると、球状圧力源、開口クラック、断層運動のいずれのモデルでも、大局的な変動パターンは説明でき、地表の地殻変動のみから一意に力源の形状・形態を推定することは難しい。球状圧力源と開口クラックを仮定した場合は、深さは十数kmと推定された。開口クラックの場合は、南西方向に緩やか（傾斜角29°）に傾斜するシル状のモデルが推定された（図7）。どちらのモデルでも体積増加量は $2 \times 10^7 \text{ m}^3$ を少し超えた程度と推定された。一方、断層運動を仮定した場合は、上端深さが約16kmでクラスターCの深部延長に位置し、地震のメカニズム解と調和的な南東傾斜の逆断層が推定された。剛性率を40GPaとすると M_w は6.1相当となり、滑り量は断層面積とのトレードオフの関係から精度良く推定することは難しいが1~2m程度と推定される。いずれのモデルにおいても、水平位置はクラスターA~Dに囲まれた地震の少ない領域で深さが10数kmより深部に

に力源が推定された。

これらのモデルは1年間の変動に対するモデルであるが、2020年11月から2022年6月のM5級地震の前までの変動に対しても、同じようなモデルで説明することが可能である。ただし、観測された変位は、おおむね2倍であるため、推定される体積増加量や滑り量も2倍となる。すなわち、球状圧力源や開口クラックを仮定したモデルだと、総体積増加量は $4 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度になる。

4. 議 論

能登半島の群発地震のように地震活動が同じような場所で長期間継続するためには、外力により断層にかかる応力が継続的に増加するか、断層の摩擦強度が継続的に減少していることが考えられる。前者の影響を評価するために、前章で推定した力源モデルを用いて周辺領域でのクーロン応力変化（ ΔCFS ）を計算した。計算では、見かけ摩擦係数は定数（0.4）として、せん断応力と法線応力の変化のみに着目した。その結果、M5級の地震に代表されるようなメカニズム解の大半を占める南東傾斜の逆断層（図2）に対しては、どのモデルを用いてもほとんどの領域で正となった。特に、力源に近いクラスターCでは、百kPaからMPaのオーダーの応力増加が見込まれ、地震

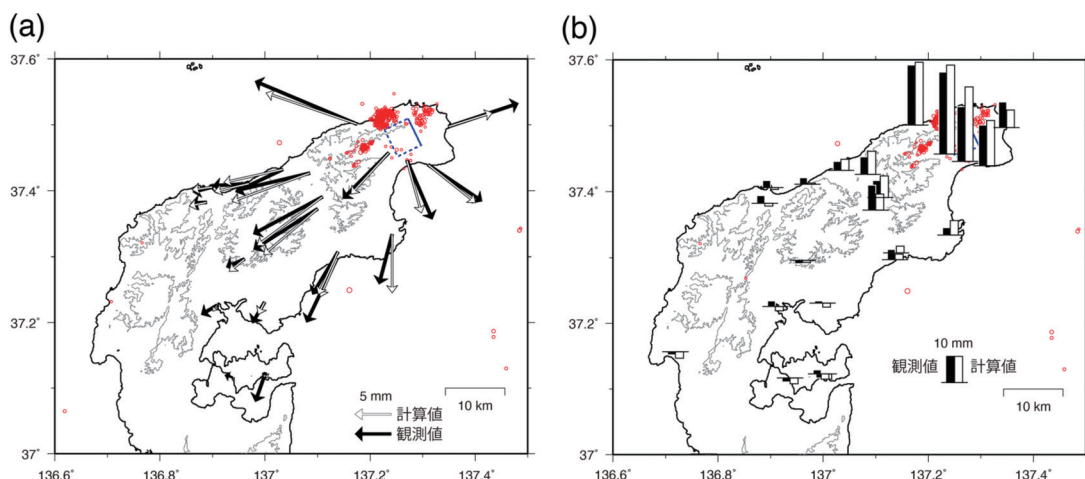


図7 2021年2月から2022年2月までの非定常地殻変動と開口割れ目を仮定した変動源モデル。矩形領域は推定された開口割れ目の位置、赤点は気象庁一元化震源。(a) 水平変動。(b) 上下変動

が誘発されるのに十分な大きさの応力変化であると言える。一方、クラスター A の力源より浅い場所では、同程度の応力減少が見込まれる。これは、クラスター A の浅部での活動が、2020 年 11 月以降に一時的に静穏化したこと（図 3）と調和的である。また、地震活動と地殻変動の時間変化を比べると、2020 年 11~12 月のクラスター A の地震の活発化と地殻変動の急激な変化は同期しているが、地殻変動はその後もおおむね一定速度で継続したのに対し、地震回数が顕著に増加したのは 2021 年の春から秋にかけてであり、時間変化の様子は異なっている。しかし、地震活動度の応力変化に対する応答は必ずしも線形ではなく、時間遅れを伴うことも知られており（たとえば、遠田, 2002）、速度・状態依存摩擦則から導かれる地震活動度のモデル（Dieterich, 1994）に基づきパラメータを調整することにより、2021 年末くらいまでの期間に観測された地震活動は、クラスター A を除けば応力変化によって大まかに再現することができる。以上のことから、深部の力源による応力変化だけでも能登半島の地震活動の活発化をおおむね説明可能であるが、2 章で述べたように流体拡散を示唆する震源域の浅部への拡大が見られていることから、震源域において間隙流体圧が上昇し断層の摩擦強度が低下することも地震活動の活発化に寄与していると考えられる。

今回活動が活発化した群発地震の震源域は、日本海拡大期（おおよそ 2,500~1,500 万年前）には活発な火成活動が見られたものの、その後は活動が衰え、第四紀（約 260 万年前から現在）の火山からは 70 km 以上離れている。また、能登半島北方沖にある海底活断層は、すべり速度が大きく成熟したプレート境界断層のような断層ではない。なぜこのような地域で 1 年半以上継続し、測地観測で検出可能な地殻変動を伴う活発な群発地震活動が発生したのであろうか？震源の深さや有感地震数は異なるが類似の事例として、1965 年から 5 年あまり継続した長野県の松代群発地震があげられる。松代群発地震は地下深部からの流体の上昇によって生じたと考えられ、実際地表に大量の地下水が湧出し、終息に至った（大竹, 1976）。能

登半島の先端部においても、温泉水のヘリウム同位体比からマントル起源の流体が上昇していることが提唱されており（Umeda *et al.*, 2009）、群発地震の震源域やその深部に低比抵抗領域が存在することが構造探査から推定されている（吉村ほか, 2022）。また、地震活動の浅部への拡散的な拡大が見られ、2011 年東北地方太平洋沖地震後に東北地方の各地で発生した流体上昇が原因と考えられている群発地震活動（たとえば、吉田, 2021）との共通点がある。よって、能登半島の群発地震についても、東北地方太平洋沖地震の地震時地殻変動および余効変動の影響によりこの地域の圧縮応力が減少し、深部から流体が上昇しやすい状態となり、2020 年 11~12 月に流体の大規模な上昇が開始したことが原因である可能性が考えられる。その場合、群発地震のクラスター中でいちばん深くまで震源が分布しているクラスター A において、2020 年 11~12 月の活動開始時にパースト的に活発化したことから、この場所に深部からの流体の上昇を妨げるバリアーが存在し、そのバリアーを破って上昇を開始したのが 2020 年 11~12 月の地震活動だったと解釈することができる。

流体が上昇し群発地震を引き起こしたという仮説に基づくと、前章の力源モデルの中でも体積膨張を伴うモデルが整合的であり、特に開口クラックモデルがさまざまな観測データを合理的に説明する。その根拠としては、このモデルが 3 つのモデルの中で計算値と観測値のフィッティングがいちばん良いこと、開口クラックの走向がこの地域の主圧力軸（Uchide *et al.*, 2022）と一致すること、モデルによるクーロン応力変化の増加域と震源分布の対応関係が 3 つのモデルでいちばん良いこと、震源が大局的に北東方向へ拡大したことを開口クラックの浅部への拡大で説明できることである。しかし、詳細に見ると変動パターンに時間変化が見られること（図 5）から、力源モデルの移動・拡大は体積膨張を伴うモデルと非地震性断層運動が複合して起こっている可能性がある。また、大局的には 1 枚の開口クラックで説明できても、それが地下で数 km 以上にわたる 1 枚の連続

したクラックが開口していることを必ずしも意味しているわけではない。同方向の走向、傾斜をもつ小クラックの一部が連結していて、流体圧の上昇によって多数のクラックが同時に開口している可能性もある。

体積膨張を伴う力源モデルの推定結果に基づく、体積変化量は $4 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度となり、桜島や霧島山などの国内の活動的な火山に蓄積する年間マグマ蓄積量と同程度かさらに大きい量となる。松代群発地震では 10^7 m^3 程度の地下水の湧出があり、観測された上下変動を球状圧力源でモデル化したときの体積変化量は $3 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度と推定され (Stuart and Johnston, 1975)、両者の合計は $4 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度となる。よって、能登半島で上昇してきた流体の量は、すでに松代群発地震と同程度に達しているのかもしれない。その一方で、能登の流体の大部分は依然として深さ 10 km 以深にとどまっており、地表まで上昇した松代とは大きく異なっている。

2022 年 6 月 19 日の M5.4 の地震後、科学研究費助成事業（特別研究促進費）の助成を受けて、国内 12 機関による「能登半島北東部において継続する地震活動に関する総合調査」が実施されることとなった。現在、珠洲市周辺で地震観測、地殻変動観測、海底電磁気観測、温泉成分調査など多岐にわたる調査が行われている。この調査の一環として京都大学防災研究所では、2022 年 8 月に GNSS 観測点を 2 点増設した。また、国土地理院でも独自に 2 観測点の増設を行っており、当初は手薄だった地殻変動のモニタリング体制は整った。これらの調査観測結果により、この群発地震活動の原因の解明が進むことが期待される。

5. ま と め

2020 年 12 月頃から能登半島の先端部で始まった群発地震活動は、2021 年 7 月頃から有感地震や被害地震を含む活発な活動となり、2022 年 9 月現在まで 1 年半以上継続している。震央分布は 4 つのクラスターに分かれており、クラスターごとに活動の時間変化が異なっている。この地震活

動に伴って、最大約 5 cm の隆起を伴う地下での膨張を示すパターンの地殻変動が周辺の GNSS 観測点において観測されており、特にソフトバンクによる独自基準点のデータは、地殻変動の詳細分布を把握するために有効であることが明らかになった。観測された地殻変動は、深さ 10 km 以深の体積膨張を伴う球状圧力源や開口クラックだけでなく、体積変化を伴わない逆断層すべりでも説明でき、地殻変動のみからモデルを限定することは難しい。しかし、地震活動などの特徴を考慮すると南西方向に緩やかに傾斜し、体積増加量が $4 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度の開口クラックモデルが有力なモデルと言えるかもしれない。

謝辞

本研究で使用したソフトバンクの独自基準点の後処理解析用データは、ソフトバンク株式会社と ALES 株式会社より東北大学大学院理学研究科が提供を受けたものおよび、「ソフトバンク独自基準点データの宇宙地球科学用途利活用コンソーシアム」の枠組みを通じてソフトバンク株式会社と ALES 株式会社より提供を受けたものを使用しました。国土地理院の電子基準点 RINEX データ、気象庁一元化震源データを使用しました。京都大学および金沢大学の GNSS 観測点の設置にあたり、珠洲市教育委員会、珠洲市企画財政課、珠洲市産業振興課、珠洲市総務課、能登町教育委員会および奥能登国際芸術祭実行委員会にお世話になりました。ここに記してこれらの機関に感謝いたします。

参考文献

- Dieterich, J. 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J. Geophys. Res.*, **99** (B2), 2601-2618.
- 平松良浩. 2022. 能登半島北東部珠洲市付近の地震活動. *日本地球惑星科学連合 2022 年大会*. SCG52-P17.
- 井上卓彦・尾崎正紀・岡村行信. 2010. 能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域シームレス地質図及び地質断面図、数値地質図 S-1 (DVD). 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター.

地震調査委員会. 2022. 主要活断層帯の長期評価.
https://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/major_active_fault

Ohta, Y. and Ohzono, M. 2022. Potential for crustal deformation monitoring using a dense cell phone carrier Global Navigation Satellite System network. *Earth Planets Space*, **74**, 25.

大竹政和. 1976. 松代地震から 10 年. *科学*, **46**, 306-313.

Stuart, W.D. and Johnston, M.J.S. 1975. Intrusive origin of the Matsushiro Earthquake Swarm. *Geology*, **3**, 63-67.

遠田晋次. 2002. 応力ステップ・応力速度変化に伴う地震発生率の変化—地震発生確率予測の高度化に向けて—. *地学雑誌*, **111**, 233-247.

Uchide, T., Shiina, T. and Imanishi, K. 2022. stress map of Japan: detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **127**, e2022JB024036.

Umeda, K., Ninomiya, A. and Negi, T. 2009. Heat source for an amagmatic hydrothermal system, Noto Peninsula, Central Japan. *J. Geophys. Res.*, **114**, B01202.

Yano, T.E., Takeda, T., Matsubara, M. and Shiomi, K. 2017. Japan Unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): crustal seismicity beneath the Japanese Islands. *Tectonophysics*, **702**:19-28.

吉田圭佑. 2021. 地殻深部からの上昇する流体が地震の発生に及ぼす影響の研究—2011 年東北地方太平洋沖地震に誘発された地震活動による拘束—. *地震* **2**, **74**, 95-116.

吉村令慧・平松良浩・後藤忠徳・乾 太生・吉川昌弘・波岸彩子・長岡愛理・中川 潤・宮町凜太郎・

澤田明宏・深田雅人・杉井天音・張 策・山下 風・大島由有希・金沢桃夏・天野 玲. 2022. 奥能登群発地震域での地下比抵抗構造調査. *日本地球惑星科学連合 2022 年大会*, SCG52-P18.

西村卓也

[にしむら たくや]

現職 京都大学防災研究所 准教授, 博士 (理学)

略歴 1997 年東北大学大学院理学研究科博士課程前期 2 年の課程修了. 国土地理院研究員, 同主任研究官などを経て, 2013 年より現職
研究分野 測地学・地殻変動論



平松良浩

[ひらまつ よしひろ]

現職 金沢大学理工研究域地球社会基盤学系 教授, 博士 (理学)

略歴 1996 年京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了. 金沢大学理学部助手などを経て, 2018 年より現職
研究分野 地震学



太田雄策

[おおた ゆうさく]

現職 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 准教授, 博士 (理学)

略歴 2007 年名古屋大学大学院環境学研究科博士後期課程修了, 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 助教を経て, 2014 年より現職
研究分野 測地学



稠密地震観測網で捉えられた長野県北部の 地震の前駆過程

Enescu Bogdan (エネスク ボグダン)・下條賢梧・
八木勇治・武田哲也

1. はじめに

大地震（本震）の発生後、余震と呼ばれる本震よりも小規模の地震が多く発生する。これらの地震は、本震の断層に沿って発生するだけでなく（狭義の余震）、本震の断層から遠く離れたところでも発生する（広義の余震もしくは誘発地震）。2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震（マグニチュード（M）9.0；以下、東北沖地震）発生後、本震断層から遠く離れた内陸部を含む日本の各地で多くの余震が発生した（例：Hirose *et al.*, 2011）。そのような地震の1つに、2011年3月12日長野県北部の地震（M6.2）がある。この地震は、東北沖地震から約13時間後に発生した。

一般に、本震後の余震は、本震の発生による地殻の応力変化によって誘発されることが分かっている。このような応力変化には、本震断層に沿った永久変位による静的なもの（例：Toda and Stein, 2011）と、本震による地震波の通過に伴う動的なもの（例：Miyazawa, 2011）がある。静的な応力変化による地震活動の活性化では、本震の発生から地震活動の開始までの大幅な遅延や、ある程度長期間にわたる地震活動の継続といった特徴がよく見られる。一方、動的応力変化によって引き起こされる地震活動は、主に本震の地震波が通過する際に発生し、たいいていは短期間で収束する（例：Freed, 2005）。また、静的応力変化は、本震からの距離に応じて動的応力変化よりも短い距離で減衰する。そのため、動的応力変化は、相対的により遠方の地域での地震活動を誘発し得る（例：Freed, 2005）。

一方で、地殻内に流体が存在すると、地震活動の活性化や誘発が促進される場合がある（例：Okada *et al.*, 2015）。たとえば、間隙流体圧が上昇すると、断層にかかる法線応力が減少し、断層に沿った滑りが促進される。また、ゆっくり滑り（非地震性滑りとも呼ばれる^{注1}）の発生に伴う静的応力の変化により、周辺の地域での地震活動が誘発される場合がある。

誘発地震の詳細な物理的メカニズムの解明は、発生前からの高分解能の地震データが乏しく、地殻の特性と応力の状態がよく分かっていない場合が多いことから困難を極める。*Scientific Reports* 誌（Shimojo *et al.*, 2021）に掲載されたわれわれの研究では、2008年に新潟・長野県境に設置された稠密な地震観測網（関口, 2013）による連続地震観測データを活用し、前述の約13時間の長野県北部の地震活動を調査した。国立研究開発法人防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hin-net; National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019）の観測点間隔が20km程度であるのに対し、この稠密地震観測網の観測点間隔は5km程度と空間的に密である。このデータを用いて、かつてない分解能で局地的に発生する地震活動をマッピングし、M6.2の長野県北部地震発生に至る地震活動のパターンを明らかにした。この論文では、Shimojo *et al.* (2021) について紹介する。

2. 動的応力変化により始まった地震活動

われわれが2014年に発表した同地域の研究（Shimojo *et al.*, 2014）では、東北沖地震後の長野

県北部での地震活動が2つの異なる地域に分類できることを明らかにしている。1つは巨大地震から約13時間後に発生したM6.2の地震の震源域周辺の地域(図1(a)), もう1つは, その20km南の地域である。Shimojo *et al.* (2014) では, 長野県北部周辺において, 10カ所のHi-netのボアホール観測点から得られた連続波形にMatched-filter法(注2, 以下, MFT法)を適用した。その結果, 20km南に離れた地域では, 東北沖地震の表面波通過直後より100個以上もの活発な微小地震を検出したが, M6.2の地震の震源域周辺の地域で検出された地震は13個に留まった。

われわれが新たに発表した研究(Shimojo *et al.*, 2021)では, MFT法による地震検出を稠密地震観測網の波形データに適用した。その結果, 震源域周辺の地域において, 285個もの微小地震を検出するなど, 網羅性が高い震源データセットを作ることができた。この新しく求めた結果からは, M6.2の地震の震源域周辺の地域の地震活動

の分布をさらに東部と西部の地震活動群(以下, 東部および西部と呼ぶ)に分けることができる(図1(a))。西部では, M6.2の地震のごく近傍に地震群が分布している。東部では, 西部で決定された地震よりも地震の数が多い(図1)。

西部の地震活動(図1(b))はM6.2の地震発生の約2時間前から特に活発になり, M6.2の震源に近いところに集中している(図2(a))。西部の震源分布は南東傾斜しており, これは, 余震分布, M6.2の地震の震源メカニズム(たとえば関口, 2013), および干渉SAR解析(たとえば小澤, 2011)から推定したM6.2の地震における南東傾斜の断層面の傾きとよく一致する。図1(a)の断層(黒太線の矩形)より南西側にある余震(灰色のドット)は, ほとんどがM6.2の地震の後に活性化した断層外の地震活動を示していると考えられる(関口, 2013)。一方で, 東部の地震活動は比較的浅いところで始まり, より深い部分に徐々に広がっていった(図2(a), (b))。また, 図2(a)

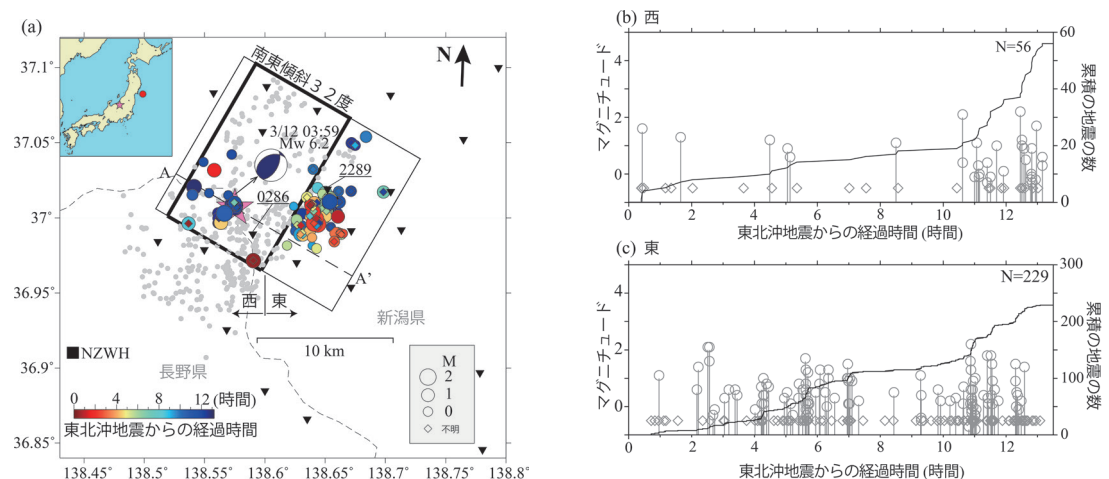


図1 長野県北部地域における2011年3月11日14:46から3月12日3:59(JST)までの地震活動分布。(a)色付き丸および菱形で, MFT法により検出した地震の震央分布を示す。円の大きさと色で東北沖地震からの経過時間を表す。一方で菱形は, マグニチュードを確定できない小さな地震である。ピンク色の星印で, 2011年3月12日長野県北部の地震の震央である。国立研究開発法人防災科学技術研究所F-netにより決定されたモーメントテンソル解もともに示す。灰色のドットで, Hi-netカタログに記載のある, 長野県北部の地震発生以降の1ヵ月間のM1.0以上の地震の分布を示す。“西”と“東”は本文中で言及している2つの地震群(西部と東部)を表す。黒太線の矩形は, 先行研究により推定された長野県北部の地震の本震の断層面を示す。傾斜方向に引いた破線は, 図2(a)のA-A'のプロファイル。黒い四角がHi-netのNZWH観測点, 緑の逆三角形が稠密地震観測網の観測点である。なお, 細い破線は県境である。(b, c)西部と東部の地震活動についての時間—マグニチュードの分布。黒色の線で, それぞれの領域での地震の累積数を表す。Shimojo *et al.* (2021)をもとに作成

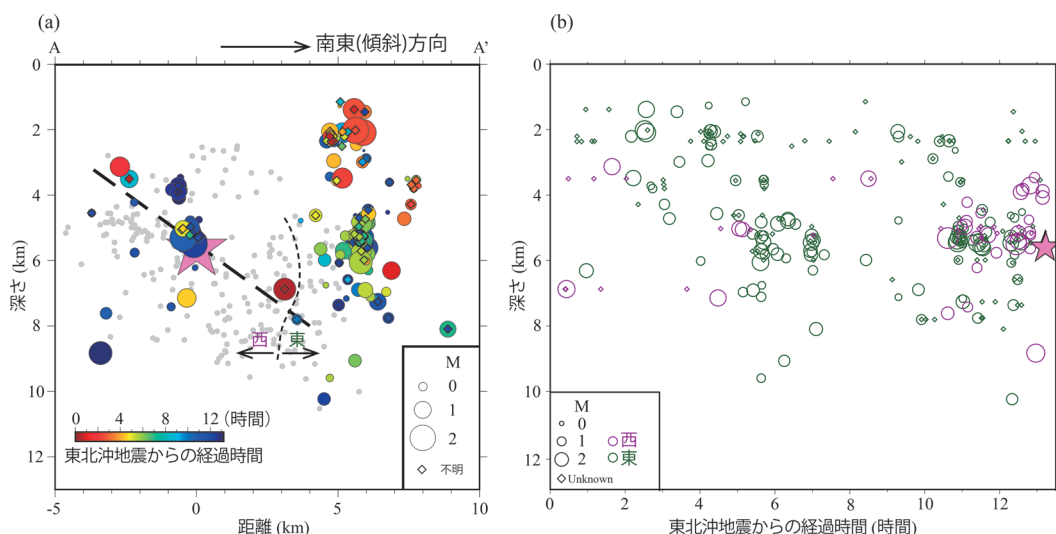


図2 地震活動の時空間特性。(a) 図1(a)のプロファイルA-A'に沿った断面図。“西”と“東”は本文で言及した2つの地震群を示し、曲線はおおよその分離を示す。横軸はA-A'方向に沿ったM6.2の震源からの距離を示す。太い破線は、先行研究から推定されるM6.2の地震の断層面を示す。ピンク色の星印でM6.2の地震を示す。灰色のドットで、Hi-netカタログに記載のある、M6.2の地震後1カ月間に発生したM1.0以上の余震を示す。(b) 調査地域のMFT法による検出イベントの時間-深さのプロット。紫と緑で、それぞれ西部と東部の地震活動に対応する。円の大きさは対応するイベントのマグニチュードの大きさに比例する。菱形は、マグニチュードを確定できない小さな地震を示す。ピンク色の星印はM6.2の本震を示す。Shimojo *et al.* (2021) をもとに作成

を見ると東部の地震活動はほぼ垂直に分布し、深さ4km付近で不連続になっている。言い換えれば、それぞれ浅い部分と深い部分の2つのサブクラスターがあることを示している。このような時空間的な分布の違いから、西部と東部では異なる地下構造を有する可能性がある。

検知された最初の地震(図1)は、東北沖地震の発生時刻から約24分後に発生しており、数分後に長野県北部に到来した東北沖地震による表面波の通過よりかなり遅れている。しかしながら、南に20km離れた地域の地震活動(Shimojo *et al.*, 2014)のように、より広い地域における地震発生の時系列を考えると、東北沖地震の表面波通過時の大きな地震動が解析領域における地震の活性化過程の原因であるとわれわれは考えている。地震発生の遅延(図1)は、間隙流体の再分配によるものとも考えられるが(Brodsky and Prejean, 2005)、たんにS/N比(定常ノイズレベルに対するシグナルの振幅比)が低いために地震計で検出できないほどの小さな地震の欠落による見かけ上

の現象である可能性も否定はできない。いずれにしても東北沖地震の表面波の通過に伴って励起された流体やゆっくり滑りにより、地震活動の活性化が生じたのであろう。

3. 各地震クラスターの活性化と地震活動移動の特徴

東北沖地震後、東北日本では負の静的クーロン応力変化のため地震活動は全体的に静穏化した(Toda *et al.*, 2011)が、いくつかの限られたクラスターにおいては活性化がみられ、これは流体の活性化と関連していると考えられている(例: Kosuga, 2014)。

一般的に、流体が誘発する地震活動の活性化の場合、時間とともに活動領域が空間的に拡大する。この拡大を説明する最も一般的なモデルとして、均質な多孔質媒体内での流体圧拡散に基づくものがあげられる(例: Shapiro *et al.*, 1997)。地震活動の拡大の原因を点圧力源と仮定すると、地

震活動のフロント（すなわち、拡大の中心に対してクラスター内で最も遠い地震の位置） r は、時間 t の平方根の関数として変化し、式 $r=\sqrt{4\pi Dt}$ から求められる。ここで、 D は透水性を表す定数（流体拡散係数；単位： m^2/s ）である。

3.1 東部の地震活動

東部での地震活動の拡大の様子を図3で可視化している。これは、浅いサブクラスター（図3(a)）と深いサブクラスター（図3(b)）で発生した最初の地震からの相対距離を時間に対してプロットしたもので、それぞれの地震は期間中に検出されたものである。この2つのグラフから、フロントが時間とともに明らかに拡大していることが分か

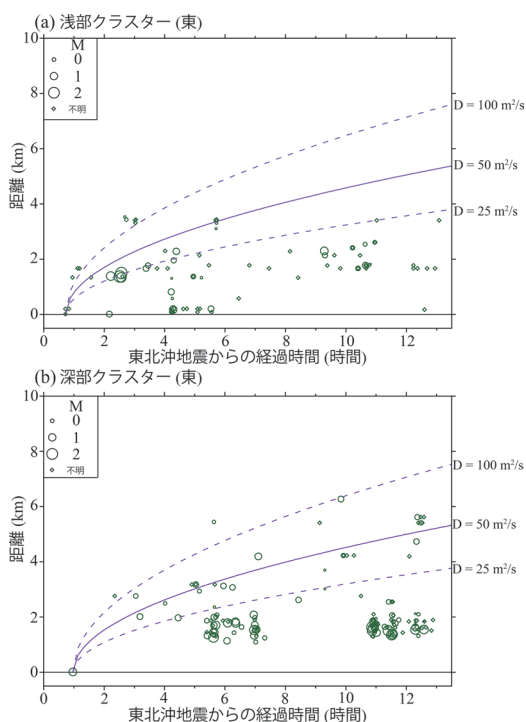


図3 東部の地震活動の移動。(a) 浅部のサブクラスター内で発生したイベントの発生時間と相対距離の分布。(b) より深いサブクラスター内で発生したイベントの発生時間と相対距離の分布。相対距離は各サブクラスターの最初のイベントからの距離として測定。紫色の実線、上側の破線、下側の破線は、それぞれ拡散係数 D が50, 100, 25(m^2/s)の場合の流体拡散フロントを示す。円の大きさは対応する地震のマグニチュードに比例する。菱形は、マグニチュードを確定できない小さな地震を示す。Shimojo *et al.* (2021) をもとに作成

る。流体の移動が地震を誘発する根本的メカニズムであると仮定すると、 D は $25\sim 100\text{m}^2/\text{s}$ の範囲となる。一般に、地殻の浅い部分における流体の拡散係数 D は $0.01\sim 10\text{m}^2/\text{s}$ の範囲に推定されるが（Scholz, 2002；Ingebritsen and Manning, 2010；Okada *et al.*, 2015）、一部の先行研究では、かなり大きな数値が報告されている。たとえば、1997年にイタリアのウンブリア・マルシェで発生した群発地震活動において推定された拡散係数 D の値として $22\sim 90\text{m}^2/\text{s}$ が報告されている（Antonoli *et al.*, 2005）。流体により励起される地震活動には、流体源の存在が必要である。この地域での地震波トモグラフィーによる速度構造推定（関口, 2013）からは、東部の広範囲にわたって、流体が分布していることが示唆されている。

図3では、浅いクラスターと深いクラスターの双方においては地震活動が始まる各点を、間隙圧が拡散する流体源と想定したが、実際はより複数の流体源が存在していると考えるのが自然であろう。流体流動が始まる原因として、東北沖本震と余震系列の表面波の通過による動的応力変化と、東北沖地震により生じた地殻の東西方向への引っ張り（国土地理院, 2011）があげられる。表面波による応力変化は、地表付近で特に卓越する。一方で、引っ張りにより地殻の亀裂が開きやすくなり、流体流動が発生する（Muir-Wood and King, 1993）ことが知られているが、これも特に地殻の浅い部分で起きやすい。以上の考察から、東部での地震活動の活性化と深部への緩やかな拡大は、複数の流体源での流体の移動が、浅い部分ではより早く、より強まることによって生じた、見かけ上の下方への拡散を示していると考えられる。

3.2 西部の地震活動

一方で、西部（図4）では、M6.2の震源のごく近傍（約2km以内）で多くの地震が発生しており、東北沖地震の発生から4～7時間、10～12時間、12時間以上の3回にわたり、M6.2の震源の南西から震源断層に沿って震源方向に向かうように活動領域が移動している（図4(a)）。最初の地震活動の移動は、東北沖地震の余震の1つの表面波の通過中に、M6.2の震央の南西約1.5kmの

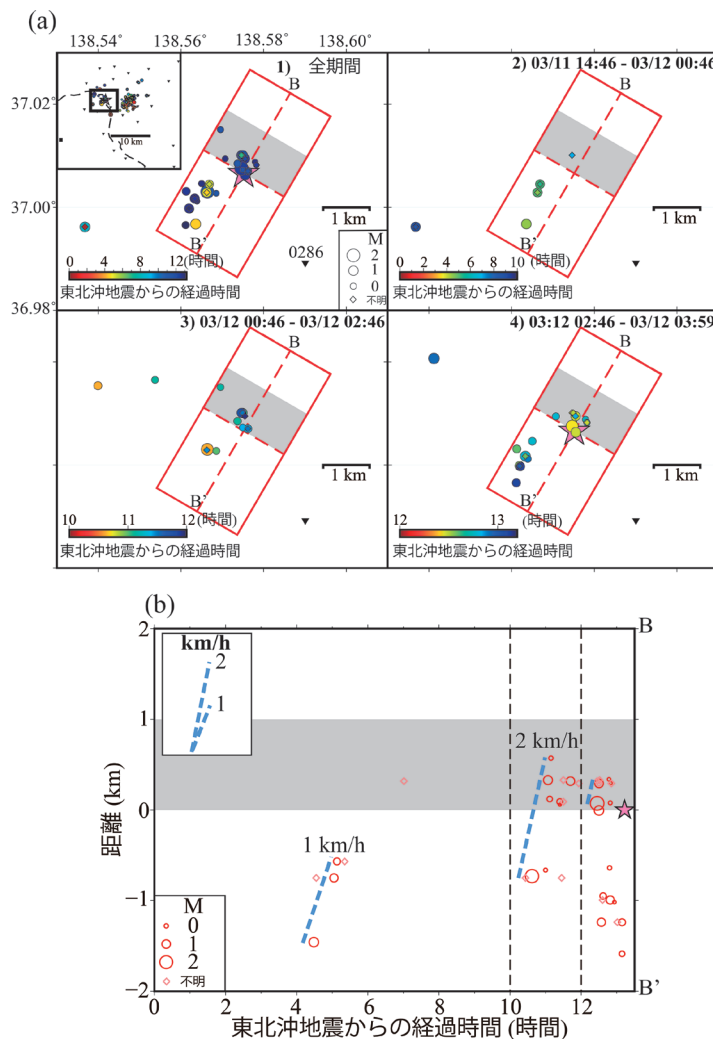


図 4 西部の地震活動についての時空間分布. (a) 異なる時間窓の検出イベントの震央分布. 色は東北沖地震からの経過時間を示す. ピンク色の星印は M6.2 の地震を示す. 灰色の矩形は M6.2 の地震から走向方向に 1 km 北の範囲を示す. (b) M6.2 の地震の断層走向に沿った時間-距離のプロット. 赤丸は各イベントを M6.2 の震源からの距離と時間の関数としてプロットしたもの. 水色の破線は地震の移動方向 (移動速度の概算値) を示す. 円の大きさは、対応するイベントのマグニチュードの大きさに比例する. 菱形はマグニチュードを確定できない小さなイベントを示す. Shimojo *et al.* (2021) をもとに作成

地点から始まり、約 1 km/h の速度で移動した (図 4(a)2), (b)). 2 回目の移動は、最初の移動が終了した付近である震央の南西約 0.7 km より始まり、約 2 km/h の速度で移動した (図 4(a)3), (b)). 3 回目の活性化は M6.2 の震源からわずか数百メートルの範囲で始まった (図 4(a)4), (b)). 観測された移動速度は、国内外の異なる地域での非地震性滑りについての先行の研究で推定されたもの (1 km/day から 1 km/h) と同程度である

(例: Yagi *et al.*, 2014; Kato *et al.*, 2016; Lohman and McGuire, 2007). 地震活動の移動は、M6.2 の震源にきわめて近い場所で見られていることから断層に沿った非地震性滑りと関連付けることができそうである. 一方、それぞれの移動での最初の点を流体源と仮定すると、透水性 $D=25\sim 60\text{ m}^2/\text{s}$ の場合に、観測された移動速度と一致する (東部の地震活動の考察を参照). この地域の速度構造 (関口, 2013) からは、このクラスター

の南西部に流体源が存在する可能性が示されており、観測された活動領域の移動に流体も関与している可能性は否定できない。

4. 東北沖本震・余震系列による 局地的な地震活動の変調

東北沖本震による動的応力変化が解析領域での地震活動発生の原因である可能性が高いと考えられるが、東北沖地震発生後に規模の大きな余震が多く発生しており、これらの余震による動的応力変化が局地的な地震活動を変調させたのではないかという疑念が生じる。そこで、解析領域での局地的な地震活動が増える原因となった可能性のある M5.5 以上の東北沖地震の余震を、モンテカルロ・シミュレーションにより探索した (Shimojo *et al.*, 2021)。その結果、東北沖で発生する余震のうち、西部において、一時的な活性化を引き起こした可能性のあるものを 5 個、東部については 10 個検出した。特に、そのうちの 5 個は東北沖地震の余震による影響を強く受けていると考えられる。西部・東部ともに、最初の地震は、規模の大きな東北沖地震の余震の表面波が通過する際に発生している。また西部では、1 回目および 3 回目の活性化が、このような余震の直後に発生している。

長野県北部の地震活動の活性化を引き起こした東北沖地震の余震に伴う最大の動的応力変化は、他の事例の動的応力変化と同程度である（およそ 1~10 kPa；例：Aiken and Peng, 2014）。したがって、東北沖地震による直後の誘発は観測されていないにもかかわらず、中規模または大規模な余震のいくつかは、長野の東部および西部の地震活動活性化を引き起こした可能性がある。

5. 地震活動活性化の 2 つのシナリオと 2011 年長野県北部の地震の核形成

ここでは長野県北部での地震活動の発生と推移を説明できる 2 つのシナリオを提示する。

第 1 のシナリオは、遠いところで発生した地震波が流路を塞いでいた堆積物粒子を移動させて

(Brodsky *et al.*, 2003)、不透水性媒体を破壊する (King *et al.*, 1999)、あるいは表面波の膨張フェーズで流体が励起され (Sturtevant *et al.*, 1996)、地震活動が活性化するというものである。M9.0 の東北沖地震と追従する大きな余震による表面波の通過により繰り返し揺らされたことで流体の流動が促進された可能性がある。表面波が 1 回通過するごとに流体が流動する確率は比較的低いかもしれないが、比較的短時間に表面波が何度も通過すると、この確率は高まるだろう。このシナリオは、東部・西部の両地域の全体にわたって有効に機能し得ると思われる。

第 2 のシナリオは、東北沖での本震・余震系列による過渡的な地震波の通過が、摩擦接触を部分的に損傷したために (Parsons, 2005)、長野県北部の地震 (M6.2) の震源断層の摩擦状態が変化した (Gomberg *et al.*, 1997) というものである。特に、西部の M6.2 の震源近傍では、断層での動的応力変化による摩擦特性の変化 (Dieterich, 1994) が破壊に近づくにつれ、非地震性滑りが加速し (van der Elst and Savage, 2015)、それが微小地震を引き起こしたと考えられる。

留意すべきは、流体流動のシナリオには非地震性滑りが関わっている可能性があることである。実際、最近の研究によると、摩擦特性が均一でない断層に流体が侵入すると、非地震性滑りとその副産物としての地震活動が誘発される場合がある (Gugliemi *et al.*, 2015)。そのため、長野県北部の地震 (M6.2) の発生に至る西部の地震活動が、流体の流動によって誘発された非地震性滑りの副産物であり、東北沖本震と余震による動的応力変化によって摩擦接触部がさらに損傷することで加速されたという、上述 2 つの複合シナリオである可能性もある。

6. 結 論

われわれは、Shimojo *et al.*, (2021) において、M6.2 の長野県北部の地震発生前の地震活動パターンを明らかにし、内陸で発生する中規模地震の核形成と東北沖地震との関係を説明する詳細な

シナリオを提示した。

この研究の結果から、M6.2の長野県北部の地震周辺の地震活動は、東北沖地震とそれに追従する大規模な余震の表面波によって動的に活性化された可能性が高いことが分かった。本震の震源付近で微小な地震の活動領域が順次移動したことは、流体が促進的な役割を果たし、局所的にゆっくり滑りが発生したことを示している。そして、M6.2の長野県北部の地震発生の約1時間前に始まった地震の活動領域が、本震の震源に向かって移動し、今回の規模の大きな内陸地震の発生につながった。

この研究結果は、地震活動を詳細にモニタリングしモデル化することが、内陸地震の発生を予測する重要な手がかりになることを示唆している。また、規模の大きな誘発地震の発生メカニズムを理解することは、巨大地震発生後の地震ハザードの推定に必要であろう。

<用語の解説>

^{注1)} ゆっくり滑りとは、断層が高速にすべる通常の地震とは異なり、その名のとおりに断層がゆっくりとすべる地震である。ゆっくり滑りは、数時間から数日、長いものでは1年近くかけて生じ、人が感じることはない。2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)の発生前には、ゆっくり滑りが震源近傍で発生していたことが示唆されており、ゆっくり滑りが地震の発生に及ぼす影響について近年特に注目されている。

^{注2)} Matched-filter 法とは、震源に近い地震の波形が類似することを利用して、ノイズの中に埋もれた地震を検出できる優れた手法である。震源を決定できた地震の波形テンプレートを用意し、一連の地震波形データの中からそのテンプレートと“マッチ”する波形を検出することによって、ノイズに隠れている地震をみつけ出すことができる。

参考文献

- Aiken, C. and Peng, Z. 2014. Dynamic triggering of microearthquakes in three geothermal/volcanic regions of California. *J. Geophys. Res.*, **119**, 6992–7009.
- Antonoli, A. *et al.* 2005. Fluid flow and seismicity pattern: evidence from the 1997 Umbria–Marche (central Italy) seismic sequence. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L10311.
- Brodsky, E. E. and Prejean, S. G. 2005. New constraints on mechanisms of remotely triggered seismicity at Long Valley Caldera. *J. Geophys. Res.*, **110**, B04302.
- Brodsky, E. E. *et al.* 2003. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2390.
- Dieterich, J. 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601–2618.
- Freed, A.M. 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 335–367.
- Gomberg, J., Blanpied, M. L. and Beeler, N. M. 1997. Transient triggering of near and distant earthquakes. *Bull. Seismol., Soc. Am.*, **87**, 294–309.
- Gugliemi, Y. *et al.* 2015. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip. *Science*, **348**, 1224–1226.
- 国土地理院. 2011. GPS 連続観測から得られた電子基準点の地殻変動. <http://www.gsi.go.jp/chibankansi/chikakukansi40005.html>
- Hirose, F. *et al.* 2011. Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0)—Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—. *Earth Planets Space*, **63**, 513–518.
- Ingebritsen, S. E. and Manning, C. E. 2010. Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. *Geofluids*, **10**, 193–205.
- Kato, A. *et al.* 2016. Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake. *Japan. Geophys. Res. Lett.*, **43**, 8945–8953.
- King, C.-Y. *et al.* 1999. Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**, 13073–13082.
- Kosuga, M. 2014. Seismic activity near the Mori Yoshizawa volcano in Akita Prefecture, northeastern Japan: implications for geofluid migration and a midcrustal geofluid reservoir. *Earth Planets Space*, **66**, 77.
- Lohman, R. B. and McGuire, J. J. 2007. Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *J. Geophys. Res.*, **112**, B04405.
- Miyazawa, M. 2011. Propagation of an earthquake triggering front from the 2011 Tohoku-Oki

earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L23307. doi:10.1029/2011GL049795

Muir-Wood, R. and King, G.C.P. 1993. Hydrologic signatures of earthquake strain. *J. Geophys. Res.*, **98**, 22035–22068.

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. NIED Hi-net. *Nat. Res. Inst. Earth Sci. Disas. Resil.* doi:10.17598/NIED.0003

Okada, T. *et al.* 2015. Hypocenter migration and crustal seismic velocity distribution observed for the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake in NE Japan: implications for crustal fluid distribution and crustal permeability. *Geofluids*, **15**, 293–309.

小澤 拓, 2011. SAR 干渉解析による東北地方太平洋沖地震に関する地殻変動. *地震予知連絡会会報*, **86**, 273–277.

Parsons, T. 2005. A hypothesis for delayed dynamic earthquake triggering. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04302.

Scholz, C. H. 2002. The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge Univ. Press*, New York.

関口渉次. 2013. 陸域における自然地震観測, 文部科学省委託研究ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究総括成果報告書. pp. 15–20. <https://www.hizumi.bosai.go.jp/>

Shapiro, S.A. *et al.* 1997. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site. *Geophys. J. Int.*, **131**, F15–F18.

Shimojo, K. *et al.* 2014. Fluid-driven seismicity activation in northern Nagano region after the 2011 M9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 7524–7531.

Shimojo, K. *et al.* 2021. Nucleation process of the 2011 northern Nagano earthquake from nearby seismic observations. *Sci. Rep.*, **11**, 8143.

Sturtevant, B. *et al.* 1996. Seismic triggering by rectified diffusion in geothermal systems. *J. Geophys. Res.*, **101**, 25269–25282.

Toda, S. and Stein, R. 2011. Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G03, doi:10.1029/2011GL047834.

van der Elst, N. J. and Savage, H. M. 2015. Frequency dependence of delayed and instantaneous triggering on laboratory and simulated faults governed by rate—state friction. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3406–3429.

Yagi, Y. *et al.* 2014. Rupture process of the 2014 Iquique Chile Earthquake in relation with the foreshock activity. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 4201–4206.

Enescu Bogdan

[えねすく ほぐだん]

現職 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 准教授

略歴 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻博士後期3年の課程修了, ルーマニア国立地球物理学研究所 研究員, 京都大学防災研究所地震予知研究センター 特別研究員, 京都大学防災研究所 産学官連携研究員, ドイツ地球科学研究センター (GFZ) 研究員, 独立行政法人防災科学技術研究所 (NIED) 特別研究員, 筑波大学生命環境系地球進化科学専攻 准教授を経て現職

研究分野 地震学



下條賢梧

[しもじょう けんごう]

現職 気象庁地震火山部地震火山技術・調査課緊急地震速報技術開発係 技官

略歴 筑波大学大学院地球進化学専攻博士後期課程修了後, 大阪管区気象台地震火山課現業を経て現職

研究分野 地震学



八木勇治

[やぎ ゆうじ]

現職 筑波大学生命環境系 教授

略歴 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士後期課程修了, 独立行政法人建築研究所 研究員, 筑波大学生命環境系 助教授, 同准教授を経て現職

研究分野 地震学



武田哲也

[たけだ てつや]

現職 国立研究開発法人防災科学技術研究所 主任研究員

略歴 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程修了, 独立行政法人防災科学技術研究所 特別研究員を経て現職

研究分野 観測地震学



東濃地震科学研究所の設立・終了と研究活動 および将来の地震予知研究に関する私見

石井 紘

催され研究発表が行われ、成果は東濃地震科学研究所報告に印刷されている。

1. はじめに

当研究所は1997年4月に岐阜県瑞浪市に設立された。瑞浪市には日本原子力研究開発機構(JAEA)が深部の立坑を利用した高レベル放射性廃棄物処分に重要な地下水流動研究を行っており、当研究所の目的の1つが立坑を利用した地震研究であった。時間が経過し、JAEAは立坑を利用した研究を終了し、立坑は埋め戻されることになった。それに伴い深地層研究施設を活用した当研究所の研究も終了することになり、25年間にわたる当研究所の活動も2021年度で閉じることになった。当研究所の設立から終了までの経過および研究内容・研究結果の概要などは東濃地震科学研究所(2022)に報告されている。この報告は研究所の設立から終了の経緯および主な研究内容を述べ、研究所における研究から著者が認識した将来の地震予知研究に関する私見を述べる。

2. 研究体制

当研究所は(公益財団法人)地震予知総合研究振興会に属しており、研究部門と支援部門からなっている。研究部門は常勤の研究員と客員研究員から構成されている。このほかに研究所の運営を進めるために外部有識者から構成されている運営委員会があり、年に1回か2回委員会が開かれる。研究の面においては「地殻活動研究委員会」と「地域地震防災基準に関する基本問題研究委員会」があり、それぞれ全国の大学や研究所などの20名以上の研究者から構成されている。新しい研究分野の開拓や情報交換のために年2回程度開

3. 研究施設の概要

1997年4月の研究所発足当時は観測点も観測施設もなかった。研究目的を達成するために観測点を徐々に建設した。地盤振動を調べるための観測点と地殻活動を調べるための深部ボアホールによる観測点の2種類の観測点を建設した。

瑞浪市および周辺の地盤の振動を調べるために地震観測点を建設した。約4m深度のボアホールを掘削し地震計をボアホール底に設置した。当初は太陽電池で電源を供給しデータロガーにデータを取り込んだ。その後、電話回線やインターネットを利用し研究所にデータを集中するようにした。

地殻活動を調べるための深部ボアホールによる観測点はJAEAの立坑を中心にして10km四方の領域の中に十字アレイのボアホール観測点を建設する計画を作成し、実行した。設置した計器は主に深部ボアホール地殻活動総合観測装置(今後、総合観測装置)とし、平面的な分布のみならず深さ方向にも変化をもたせ大規模な地殻活動とローカルな地殻活動を調べることを目的とした。地上における観測では人工的なノイズや気象のノイズにより高精度の観測ができないので地下深部に設置可能な総合観測装置を設置した。

4. 観測計器の開発・改良

東濃地震科学研究所の近くにはJAEAの立坑が存在している。立坑は直径6.5mの主立坑と直径4.5mの換気立坑からなっており、両者は深度

100m ごとに 40m の横坑で連結され、深度は 500m である。この立坑を利用しボアホールにおける観測計器の開発・改良を進めることができた。

4.1 ボアホール多成分歪計

従来、地殻変動連続観測に利用されている伸縮計は横坑の中に設置されるが、被りが浅い場合には、ノイズとして気象の影響（特に降雨）を受け、微小な変動を観測できないことが明らかになってきた。また、横坑内に設置するため山のある場所への設置に限られ重要地点に設置することができなかった。それにより気象の影響を受けない深部ボアホールでの観測が期待された。ボアホール計器の流れは石井（2021）に述べてあるので省略する。

石井ほか（2001）および Ishii *et al.*（2002）は従来の歪計とは異なる新しい測定方法を考案して開発した。円筒容器の変形をメカニカルに拡大する拡大装置を開発し、拡大された変位を変位センサーで電圧に変換するシステムを円筒容器に組み込む方式のボアホール多成分歪計を開発した。

4.2 ボアホール型インテリジェント歪計（回収型歪計）

ボアホール歪計の開発とは別に著者らはボアホール型インテリジェント歪計（回収型歪計）を開発した（石井ほか，2001；山内ほか，2004）。この計器は岩盤中の *in-situ* 応力観測・測定のために開発されたものである。出力ケーブルはなく計器内部にメモリーやプログラムを内蔵しており、設置前にプログラムにより観測開始、観測終了時刻をセットしてボアホールに埋設・設置する。セメントが固化し、歪計が岩盤に固定された後、オーバーコアリングによりインテリジェント歪計を取り出す。オーバーコアリングにより応力解放されてその変化を歪計が記録する。その結果を解析することにより岩盤応力の方向や大きさが求められる。Mukai *et al.*（2007）には初期応力を求める理論的考察、観測データによる解析過程などが述べられている。

4.3 ボアホール多成分応力計

佐藤（1989）によると地震の発生を考える場合には、媒質に応力が蓄積され断層（割れ目）の剪

断すべりにより応力が解放される、という過程を考察するのが物理的な思考であり、応力が最終的に必要な観測量と述べている。そこで、著者らはさらに新しく応力の連続観測が可能なボアホール計器を開発した（石井，2010；Ishii and Asai，2015）。連続観測用の応力計を開発し、岐阜県土岐市にある東濃地震科学研究所の TOS ボアホール観測点（深度 512m）に 2010 年 3 月 15 日に設置した。間もなく、2011 年 3 月 11 日に東北地方太平洋沖地震（2011， M_w 9.0，震央距離約 573km，これ以後、東北地震と表記）が発生し最大振幅を含む完全な応力地震動記録を観測することができた。この応力計は応力と歪の両方を観測できている。

4.4 ボアホール地殻活動総合観測装置

地震に関連した信号を観測するには、地表よりも地下深部で観測するほうが、人工的なノイズや気象によるノイズの影響が小さく微小な信号を観測することができる。このような考えに基づいてボアホール歪計や傾斜計を開発した。しかしながらボアホールを掘削する経費は計器製作の経費よりはるかに高額である。そこで 1 本のボアホールに多項目・多成分の計器を設置することができれば、チャンネル当たりの経費は少なくとも考え、総合観測装置を開発した（石井ほか，2001；Ishii *et al.*，2002；石井・山内，2007；Ishii and Asai，2015）。前述のように著者はボアホール用の応力計・歪計・傾斜計を開発しており、これに加えて市販の地震計・磁力計・温度計などを 1 台の計器に搭載した。図 1 は TOS ボアホール観測点に設置した総合観測装置で、図 2 は深部ボアホールへの総合観測装置の設置写真である。搭載する応力計や歪計は水平 4 成分と鉛直 1 成分を基本とした。傾斜計は 2 成分、地震計や磁力計は 3 成分とした。したがって 1 台の総合観測装置により、応力 5 成分、歪 5 成分、傾斜 2 成分、地震計 3 成分、磁力計 3 成分と高感度温度計の 19 成分の観測が可能であり、これらの任意の組み合わせも可能である。観測装置は応力計・歪計などを搭載している場合は膨張セメントで岩盤と固める。磁力計は観測装置の方位を決定するのに利用している。磁性の強い岩盤に設置する場合にはジャイロを搭

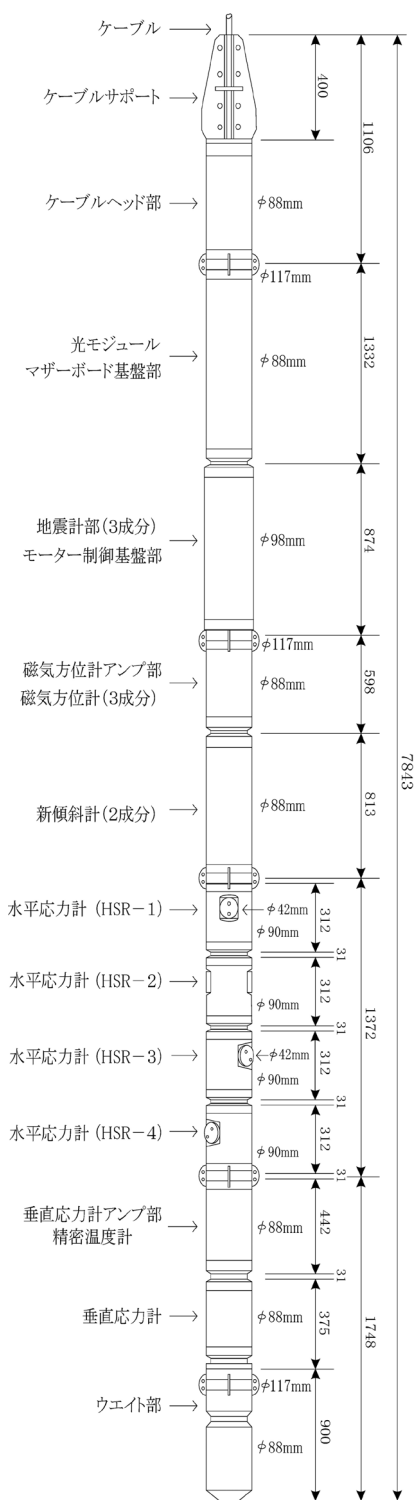


図 1 ボアホール地殻活動総合観測装置（応力計搭載タイプ）。応力計部分は歪計搭載に変更も可能。成分は斜め成分を搭載することも可能。全長は約 8m。総重量は約 280kg

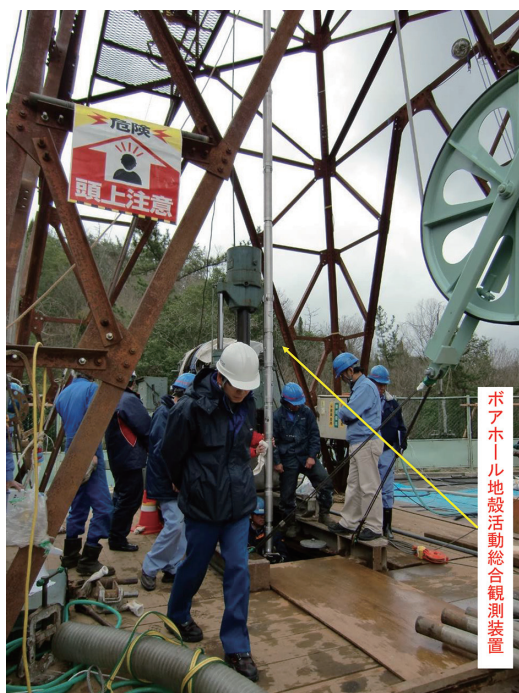


図 2 ボアホール地殻活動総合観測装置の埋設・設置の状況写真

載した。

深部ボアホールに計器を設置してデータを取得するには計器の開発のほかに、地上まで多項目・多成分のデータを細いケーブルで伝送する技術の開発も必要である。著者が開発した総合観測装置の場合は初期の段階ではアナログ出力をそのまま地上に伝送したが、チャンネル数が多いため太いケーブルを使用していた。その後、無線伝送方式を開発したが、最終的には光ケーブルを利用することにより、細いケーブルで多量のデータを地上まで伝送することが可能になった。著者が設置した総合観測装置の深度で最も深いのは 1,030 m で次は 1,020 m である。

4.5 深部ボアホール観測計器の設置方法の開発

地下深部に設置し観測する計器は良好な岩盤に設置することがよいデータを得るために必要なことである。岩盤にもよるが深度 200 m 程度でも降雨の影響を受けるところも多い。深度 500 m 程度までは地下水の影響を受けるところもある。地下深部の岩盤のコアサンプルを見ると割れ目や水みちが含まれている場合がしばしばある。特に歪

計・応力計の場合は岩盤の変動を観測するため、周囲の岩盤と膨張性のグラウトで固めるので、割れ目や水みちの存在するところにセンサーの感受部分が設置されるとよいデータは観測されない。このため著者等はセンサーを割れ目や水みちのない一様な岩盤のところに設置する方法を開発し特許も取得している（石井ほか、2013）。これにより一様な岩盤位置に、総合観測装置や応力計・歪計を設置することが可能になり、降雨などの影響も受けない信頼できるデータを得ることが可能になった。

5. 南海・東南海・東海地震に向けた 総合観測装置による観測網

気象庁や産業技術総合研究所（産総研）により総合観測装置は採用され東海地方・紀伊半島・四国などに設置され、将来の東海・東南海・南海地震に関するデータを蓄積している。図3は気象庁と産総研が当研究所で開発したタイプの観測装置を含む観測点分布で、現在約41観測点がある。観測されたデータの多くは、気象庁における南海トラフ地域のプレート間固着状態の変化を検出す

るため24時間監視対象データとして活用されている（気象庁、2022）。また、学会等での発表に加えて地震予知連絡会等に毎回報告され、将来の地震発生の検討に重要な貢献をしている（たとえば、気象庁、2019）。

6. 調査結果・研究結果など

前述の章において当研究所での観測計器の開発・改良について述べてきた。この章においては研究所における調査結果・研究結果などについて述べる。研究項目も多いので一部のみ述べているが、まだ論文になっていないものも記している。地殻活動関連の研究内容・研究経過などは「東濃地震科学研究所報告 地殻活動研究委員会報告」に掲載されている。地震防災分野に関しては「東濃地震科学研究所報告 地震防災分野」に副題がつけられて掲載されており、各号は決められたテーマに関する内容となっている。また、両分野のピックアップされた概要は「東濃地震科学研究所25年のあゆみ」の「14 研究結果の抜粋」や「15 トピック」にも載せられている（東濃地震科学研究所、2022）。以下はいくつかの項目を取

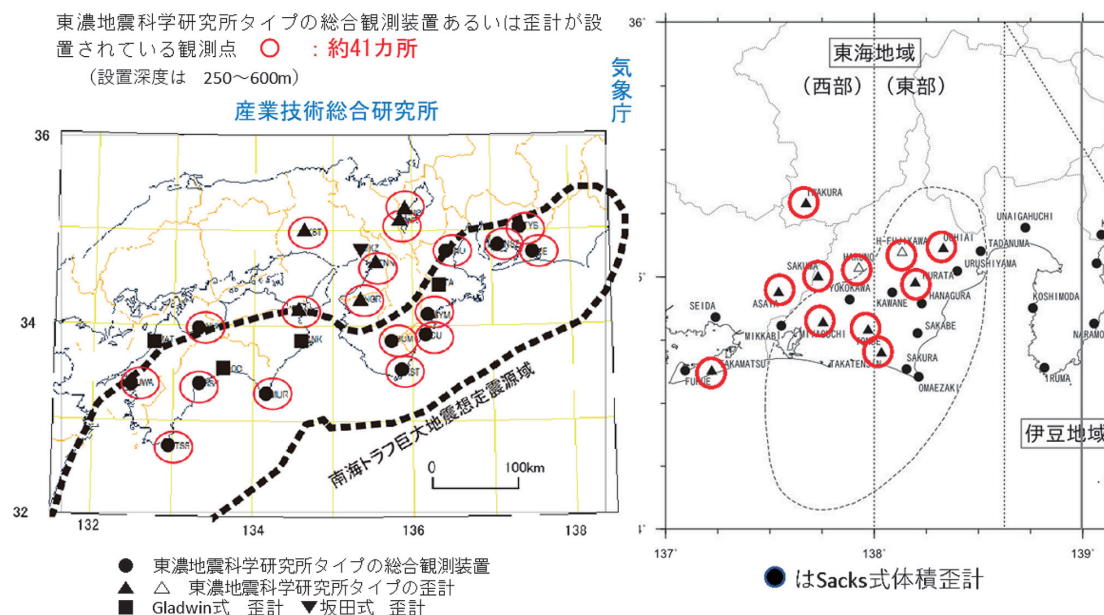


図3 気象庁・産業技術総合研究所において東濃地震科学研究所タイプのボアホール地殻活動総合観測装置が設置されている観測点

り出して記載した。

6.1 調査結果など

東濃地震科学研究所は岐阜県南東部の東濃地方に位置しており、地域に関連する調査も行っている。屏風山断層や阿寺断層などに関しては地震テクニクス、地質調査、弾性波調査、重力調査などの結果が調べられ、まとめられている（屏風山断層調査研究委員会，2000；活断層研究委員会，2002）。また、東濃地域の地震安全性に関する調査では地震環境、地盤調査資料、震動特性や深度分布などが調べられている（東濃地域地震活動調査委員会，1999）。

6.2 研究結果など

6.2.1 当研究所で開発した総合観測装置に搭載されている歪計により、多くの観測点で短期的スロースリップに起因した変動が観測されるようになった

前述した総合観測装置（石井ほか，2001；Ishii *et al.*, 2002；Ishii and Asai, 2015）が気象庁や産総研の深部ボアホールに40カ所以上設置されている。東海・紀伊半島・四国南海トラフ周辺などに設置されている総合観測装置に搭載されている歪計により、低周波地震（微動）に関連したスロースリップに起因した歪変動が観測され、研究が進められるようになった（石井，2021）。歪観測の場合は傾斜計とは異なる物理量の情報を得ることができ、3成分以上の観測データが得られるため傾斜計と異なりスロースリップを発生させる断層モデルを推定することができる。地震予知連絡会報にはスロースリップに起因した低周波地震（微動）に関連した歪変動・傾斜変動が毎回報告されている（たとえば、気象庁，2019；産総研・防災科技研，2019）。歪のデータからは対応する震源のパラメータを推定することができ、その結果も記載されている。

6.2.2 水の挙動と歪変化・断層運動（変動）の関連性が見出された（研究所近傍の地質断層の場合）

東濃地震科学研究所の近傍には日本原子力研究開発機構の立坑があり、立坑近傍に地質断層であるNNW断層（右横ずれ断層）が存在している。

近くには東濃地震科学研究所のボアホール観測点（TGR350：深度350m）があり、総合観測装置が埋設・設置され、水位も観測している。NNW断層近傍のボアホールにおいて揚水実験をした。また立坑内で湧水が発生した。これらにより生じた水位変動と歪変化を観測・解析することによって水位変動と断層変動の関連が求められた。水位下降のときはNNW断層の走向で右横ずれの歪変動を示し、水位上昇のときはNNW断層の走向で左横ずれの歪変動を示した（図4）。すなわち、水位変動と断層の関連を示すような結果が得られた（浅井・石井，2022；石井・浅井，2023）。

6.2.3 活断層（跡津川断層系 茂住祐延断層）に回収型歪計およびボアホール歪計を設置し、断層の動きを検知できた

1995年に発生した兵庫県南部地震後に予算が認められ、フロンティア計画が発足し、茂住祐延断層近辺に新しく横坑が掘削された。横坑内には2カ所に右横ずれ破碎帯の存在が認められた。横坑内の破碎帯の近傍に深度10mのボアホールを2カ所掘削し、開発した回収型歪計を設置した。その後、オーバーコアリングによる応力測定を実施した。その解析結果から初期応力の主応力方向と大きさが求められた。求められた主応力方向は地質学的に求められている破碎帯の変動と一致した（図5）。その後、同じボアホールに多成分歪計を埋設・設置し、連続観測を実施した。解析から破碎帯の変動は定常的に進行しているのではなくある時期に変動することが明らかになった（Ishii *et al.*, 2007；東濃地震科学研究所，2022, p. 59）。

6.2.4 開発したボアホール連続観測用応力計が東北地震を記録することにより、正常に作動していること、および他の計器にはない種々の特徴を明らかにした

開発した連続観測用ボアホール応力計（Ishii and Asai, 2015）は最初、当研究所の陶史の森ボアホール観測点（深度：512m）に設置され、応力潮汐や応力地震波形を記録していた。設置後発生した東北地震を記録できたことにより応力計が正常に作動していることの他にいろいろな特徴や有利な

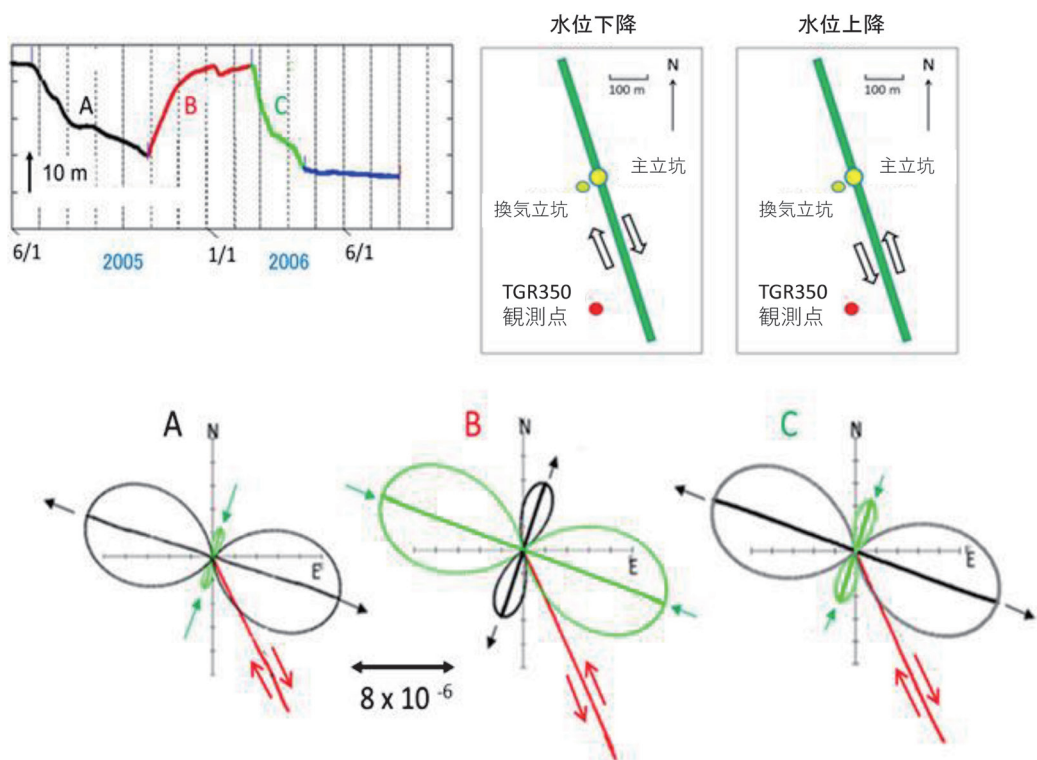


図 4 (左上) 立坑内に発生した湧水に対して排水および排水停止したときの TGR350 観測点の水位変化と(下) TGR350 観測点(深度 350m)に設置されている総合観測装置に搭載されている歪計の観測記録から求められた主歪。A と C は水位の下降したとき、B は水位が上昇したときの主歪と最大せん断歪。最大主歪は黒、最小主歪は緑で最大せん断歪は赤で示しており、矢印で方向を示している。(右上) 観測点、立坑および NNW 断層の位置。水位の上昇・下降時の最大せん断歪のずれ方向も示している

点が明らかになった。得られた結果は以下のようである。1. 観測値に弾性体力学の不変量を適用することにより観測の信頼性を調べる方法を開発した：2. 応力計は歪計と異なり、応力と歪の両方を観測できる：3. 応力計により観測される応力は歪計と異なり岩盤の弾性常数が未知でも求められる：4. 深部ボアホールに設置された応力計で観測されるデータは地表近くで観測する他の計器よりも圧倒的に分解能がよい：5. 応力計は直流成分まで観測できる：6. 応力計・歪計の dynamic range は広く、震源の近くに設置された計器でもスケールアウトせずに観測できる(石井・浅井, 2017, 2019; 石井ほか, 2019)。

6.2.5 通常の気圧計で東北地震による気圧変動を観測でき、観測された気圧と上下変動との関係を明らかにした(気圧変動の積分が上下変動)

2011 年の東北地震が発生したときに、東濃地震科学研究所の複数の観測点で微気圧計でなく通常の気象観測用気圧計に地震動など地震に関連した気圧変動を記録することができた。当研究所では気圧計により観測された気圧変動と GPS によって観測された上下変動を比較し、気圧変動を積分することにより GPS で観測された上下変動の時間変化が求められることや、GPS で観測された上下変動を微分することにより気圧計で観測された気圧変動が求められること(図 6)などを明らかにした(Ishii and Asai, 2016)。

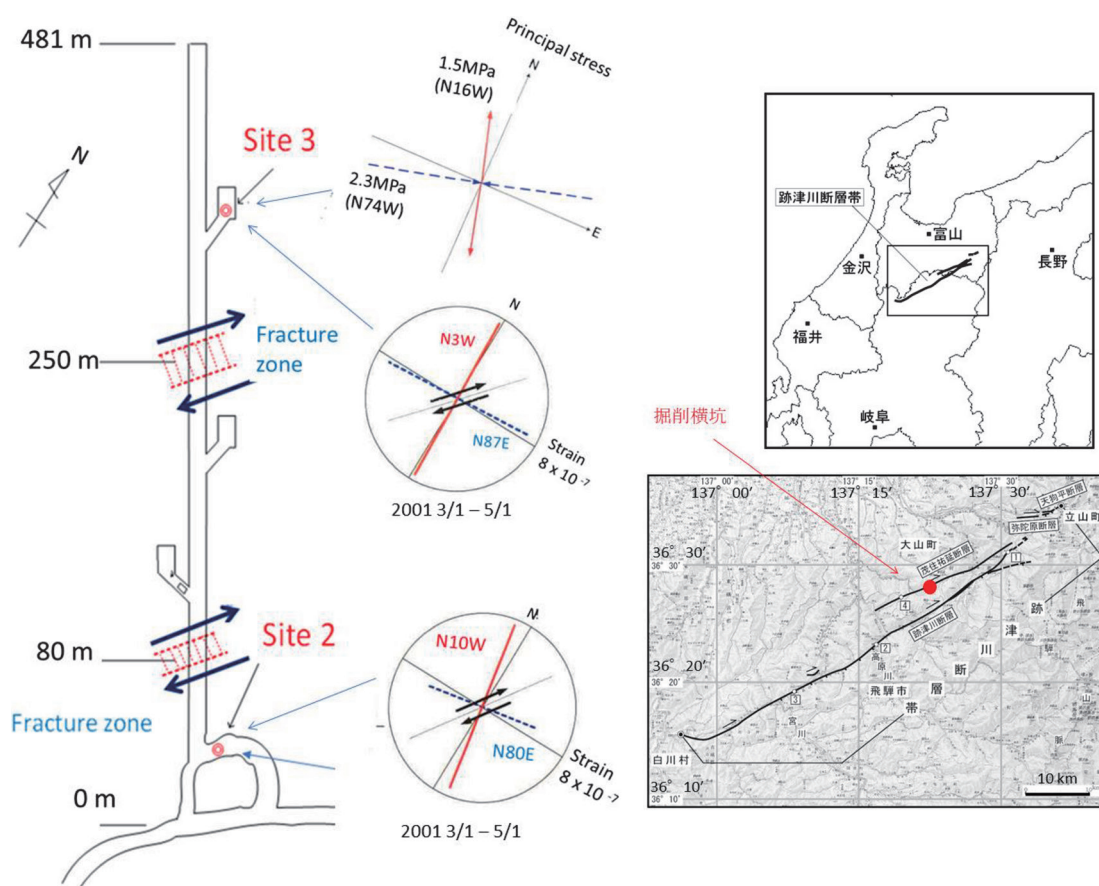


図 5 跡津川断層帯の茂住祐延断層近辺に新しく掘削された横坑の位置および横坑内の破砕帯および 2 カ所の観測点の位置。観測点 (site 2 と site 3) においては深度 10 m のボアホールが掘削され、site 3 には開発した回収型歪計を埋設・設置した。オーバーコアリングによる応力測定を実施した。その後、2 カ所にボアホール多成分歪計を埋設・設置した。その解析結果から求められた初期応力の主応力方向と大きさを示す。歪計から求められた主歪も示している。求められた主応力・主歪の方向は地質学的に求められている破砕帯の変動方向と一致している

6.2.6 東濃地震科学研究所の瑞浪ボアホール観測点においては震央距離に関係なく、ある程度大きな地震発生時につねに水位が上昇する、水位応答変化と歪・傾斜変化の関連およびメカニズムを解明した

東濃地震科学研究所では深部ボアホールに設置した総合観測装置により、歪・傾斜・地震などの総合連続観測を実施している。また、地下水の水位や水圧の観測も実施している。地震発生時の TGR350 ボアホール観測点 (深度 350 m) で観測された水位データの記録はつねに水位上昇を示している。この現象のメカニズムを近傍に存在する断層との関連で解明し、水位上昇する歪変化・傾

斜変化の閾値も求めた (Asai, 2006; 東濃地震科学研究所, 2022, p. 55)。

6.2.7 制御震源の開発・実用化と有用性の検証

超磁歪材料を利用すると任意の電気信号に対応した変形を発生させることができる。この原理を利用して任意の波形を発生させる制御震源を製作した (石井ほか, 2010; 國友ほか, 2018)。この震源を用いて任意波形の弾性波を発生させ走時の時間変化や媒質の変動などを研究することが可能になった。このシステムでは、700 m 離れた観測点でも観測データを 1 日間スタッキングすれば、直接 P 波の走時変化を約 $25 \mu\text{s}$ の精度で追跡できることが検証された。また、モニタリング試験開

気圧観測値と鉛直変位

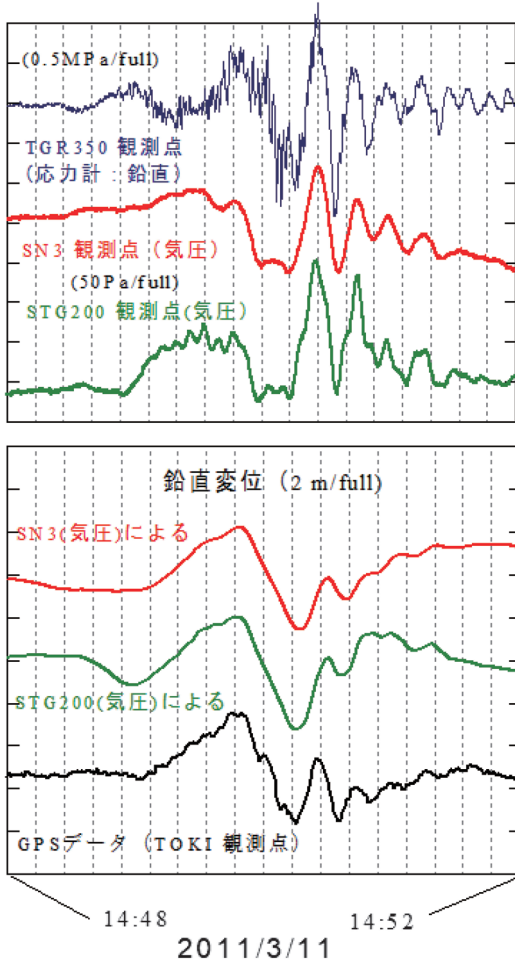


図6 (上) 2011年3月11日に東北地震が発生したときに、東濃地震科学研究所のボアホール観測点で観測された応力計の記録および通常の気象観測用気圧計に記録された気圧変動。(下) 気圧変動記録の積分により求められた上下変動および国土地理院のTOKI観測点で観測された上下変動

始後に発生した熊本地震(2016年4月16日, M7.3)により, $60\mu\text{s}$ のステップ状の走時遅延が観測され, その後の変化が200m深度のSTG200Nボアホール観測点の間隙水圧変化と似たパターンを示していることが判明した(國友ほか, 2018, 2019; 東濃地震科学研究所, 2022, p. 62).

6.2.8 3次元アレイ地震観測による深部低周波地震の精密震源決定

東海地域で発生する深部低周波地震(LFE)を

東濃地震科学研究所の3次元アレイによって観測し, 微小なP波とS波の検出方法を開発した. それに基づいてプレートが沈み込む方向に平行なS波速度トモグラフィ断面に投影したLFEとプレート内の普通地震の震源分布を求めた(Suzuki *et al.*, 2018; 東濃地震科学研究所, 2022, p. 65). それによるとLFEは普通地震より上部に求められた(図7).

6.2.9 2011年東北地震に伴ったM8.4スーパーサブ地震

2011年にM_w9の東北地震が発生した. この地震現象を解明するためにGPSの1秒サンプリング変位記録と東濃地震科学研究所の陶史の森ボアホール観測点の応力記録により解析を試みた(川崎ほか, 2014). 東北地方の観測点のGPS変位記録で卓越する幅は100秒の主パルス(M)波形の大勢は単純な主地震断層モデルで説明できる. しかしこの主地震断層モデルではパルス幅25秒から35秒の副パルス(S)と陶史の森の応力記録で大振幅の後続波を説明できない(図8上). 説明するために気象庁が決定した発震時よりほぼ60秒後に破壊が始まる走向N145°Eのほぼ垂直断層の左横ずれ型の副地震断層のモデルにより説明できる結果を得た(図8下).

6.2.10 東濃地域の揺れやすさの研究(高感度地震観測網による東濃地域のsite effectの予測)

岐阜県・東濃・瑞浪市に関する地震防災基礎資料の収録を行い, それに基づき考察を行った(東濃地震科学研究所, 2004). また, 岐阜県東濃地域の屏風山断層を中心として40km×25kmの範囲に50点の高感度過減衰型3成分加速度計を設置している. 地質は第三紀堆積岩(主として瑞浪層群)を主体として洪積層, 局所的な沖積層や岩盤(美濃帯花崗岩)等からなる. 軟弱な表層, 盛土をさけるために観測点の75%は地下4m程度に地震計を設置した. 長期間にわたり観測を継続し, 十分な数の地震記録をとり, それを統計的に処理して観測点の地盤震動特性を評価し振幅比の地域分布を求めた(青木・大久保, 2009).

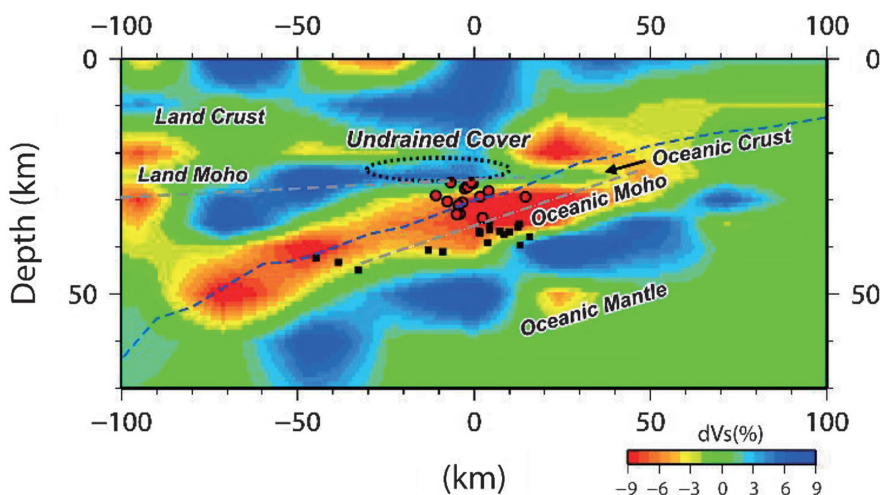


図7 東海地域で発生する深部低周波地震（LFE）を東濃地震科学研究所の3次元アレイによって観測し、開発した方法により微小なP波とS波を検出し、求められた深部低周波地震（LFE）の震源分布（赤丸）およびプレート内の普通地震の震源分布（黒四角）

6.2.11 割石温泉の湯量・溶存ガス量などの観測・御嶽山噴火および地震発生との関連

温泉は岐阜県飛騨市神岡町の高原川左岸の河岸段丘上にあり、跡津川断層から南へ約3kmに位置している。観測に用いた坑井は標高413mで孔底標高はマイナス809mで孔底温度は65°である。ここにおいて湯量や温泉の溶存ガスの連続観測を実施しており種々の解析も実施している（田阪，2018；東濃地震科学研究所，2022，p. 74-75）。御嶽山の噴火との関連も観測解析されている。ここでは1例として地震時の湯量の変化のみを示している（図9）。

6.2.12 立坑掘削・立坑埋め戻しと湧水・上下変動・水位変化・水圧変化・地質断層

東濃地震科学研究所の近傍において立坑が掘削された。主立坑と換気立坑からなり、それぞれ直径6.5mと4.5mであり両者は40m離れており100mごとに横坑で連結されており深度は500mである。立坑掘削に伴う掘削深度、湧水量、近傍のボアホールの水位変化、および立坑周辺の上下変動などの変動が観測により明らかになった。その結果、掘削に伴う周辺の上下変動は最大で2cm程度であるという結果が得られた（Kimata *et al.*, 2015；東濃地震科学研究所，2022，p. 86-96）。またその後、立坑の埋め立てが行われ、生じた応

力変化、水位圧変化、近傍のボアホールの水位変化、などが観測により明らかになった（東濃地震科学研究所，2022，p. 97-99）。

6.2.13 御嶽山の活動に関する研究（水準測量）

御嶽山の噴火との関連を解明するために東山麓では2002年から他大学と共同で水準測量を実施している。2002年以降2004年の噴火前までに15mmの隆起が観測されていた。上下変動の測量結果から圧力源等を推定している（Murase *et al.*, 2016）。

6.2.14 東濃地震科学研究所の歪・応力地震波形データベースの構築

2003年から観測され蓄積されてきた歪計・応力計ネットワークで観測された地震動記録はいろいろ利用されてきたが、研究者が総合的に利用できる状況ではなかった。観測される地震動の最大振幅は歪計・応力計の計測原理からもわかるように震源過程を単純に反映しダイナミックレンジが広く、いかなる地震もスケールアウトすることなく記録することができる。これまで記録した歪・応力地震動を取り出し、地震動データ記録集を作成し公開できるように準備してきた（笠原ほか，2020）。収録された地震は、近地地震のM2から2011年の東北地震のM_w9まで総数で2,000弱になる。日本列島で発生したM6.5以上の顕著地震

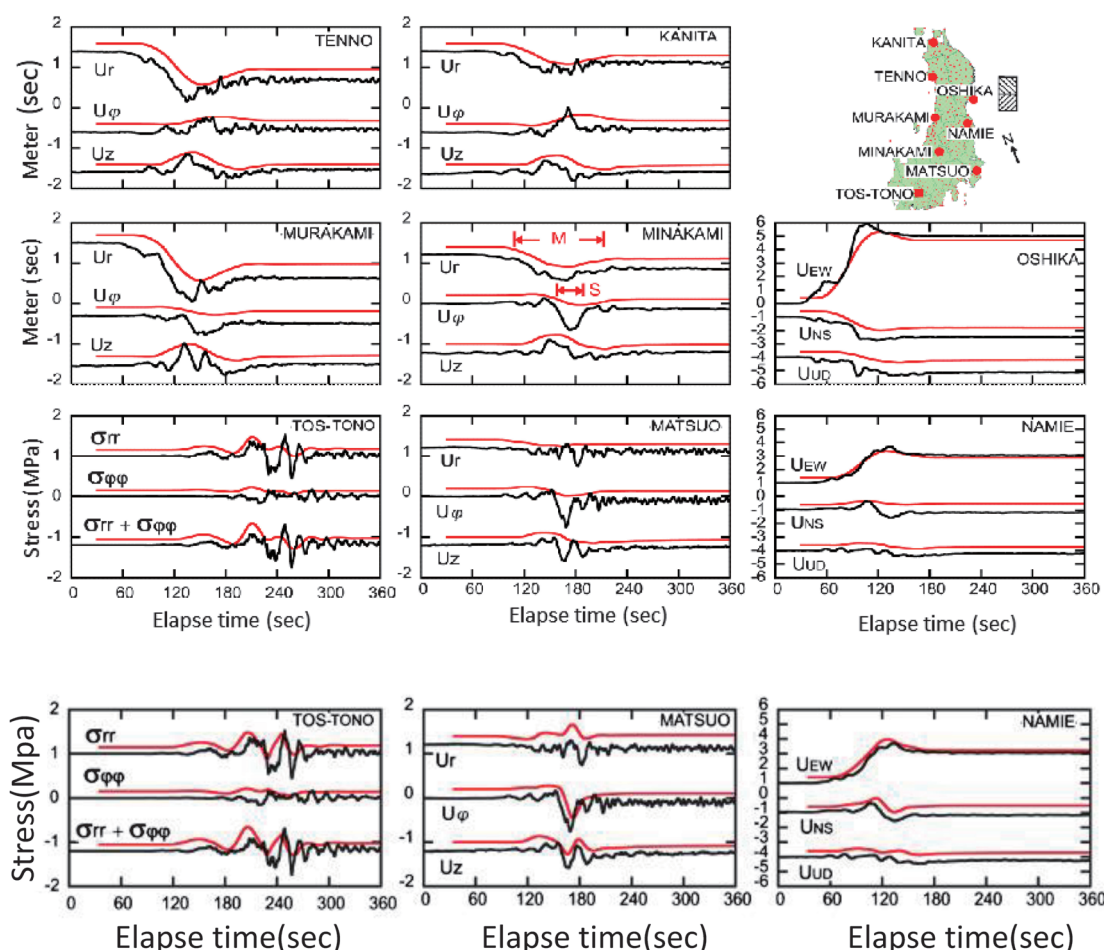


図 8 (上) 2011 年 3 月 11 日の東北地震時における、国土地理院の GPS 観測点の 1 秒サンプリングの記録および東濃地震科学研究所のボアホール応力計の観測記録 (黒線) および本震のモデルのみに基づいて計算された理論波形 (赤線)。主パルス部分 (M) はだいたい合っているが副パルス部分 (S) は合っていない。(下) 記録を説明するために考慮した M8.4 のスーパーサブ地震のモデルも加えた理論波形 (赤線)。観測値と理論値の一致が改善されている。スペースの都合上 3 観測点のみ示している (全体は論文参照)

をほぼ網羅しており、世界中の M7 以上の地震もほぼ網羅している。できるだけ早く公開すべく準備している。

6.2.15 核実験により観測された波形

東濃地震科学研究所の TGR350 ボアホール観測点 (深度 350 m) のボアホール総合観測装置に搭載されている速度型地震計においてはすべての北朝鮮の核実験による波形を記録している。2016 年 1 月と 9 月に行われた核実験による観測された波形は、地震波の位相 (波の山と谷) がきわめてよく一致している。一方、2017 年 9 月にも核実

験が行われ、位相は以前のものと調和的であるものの、振幅が約 10 倍大きく、過去最大規模の核実験であったことが観測された (図 10; 東濃地震科学研究所, 2022, p. 68)。

6.2.16 東濃地域の地震防災：東海・東南海地震に対する瑞浪市などの地震防災力の研究

過去の種々の資料を利用して東濃地震科学研究所が位置する瑞浪市や岐阜県の防災力を東海・東南海地震などに対して研究した。予想震度分布などのほか家屋などの損害分布や人的被害などを検討し図などで示した (東濃地震科学研究所, 2004)。

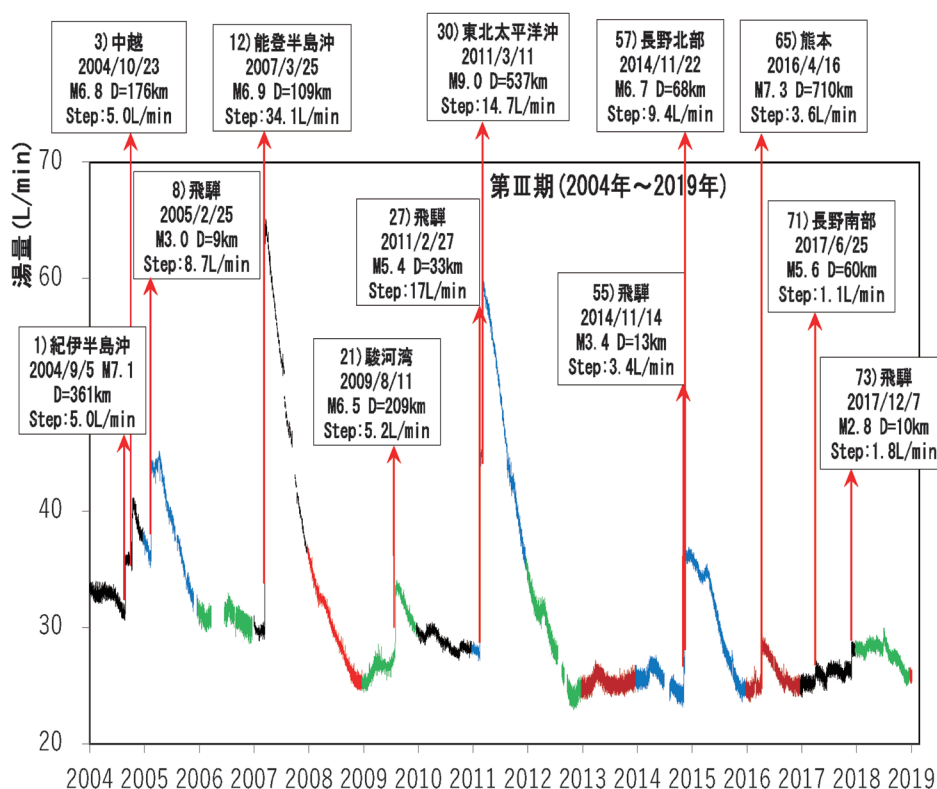


図 9 岐阜県飛騨市にある割石温泉において観測している湯量変化と地震発生時の記録

7. 地域への貢献

7.1 地域への防災関連知識の向上

講演・講義などを適時行っている。講演・実習、そのほか各種催し物へも積極的に参加している。また、防災教育用リーフレットを発刊するとともに、これを講演会等で配布し、地域住民の防災意識の高揚を図っている。

7.2 地域へ防災関連情報提供

研究所のホームページを随時更新し、つねに新しい情報を提供し、地域住民、行政が自由にアクセスし情報を得ることができるようにした。また、市の防災担当課が作成予定の防災マップ等の作成に最新の情報を提供した。

8. 将来の地震予知研究に関する私見

地震予知は地震学における最も重要な課題の1

つである。しかしながら現状では良好な結果が得られているとは言えない。学問を進展させるポイントに関して簡単な1例をあげると、たとえば、医学の分野においては胃カメラの開発により、それまでは聴診器のみによる体外からの間接的な診察から、直接病原を観察することが可能になり大きく進歩した。このように対象を直接、観察・観測することが学問を大きく進歩させることも多い。地震学の場合、地震の多くは深さ5km以上の地下深部で発生するにもかかわらず、遠く離れた地表近くの観測が主になっている。地震計による観測は岩盤の破壊により2次的に発生し、伝搬してきた地震波を観測している。地震学の進歩には十分貢献しているが、地震予知のためには岩盤を破壊させ地震を発生させる力を直接観測することが望ましいことである。

気象も地震と同様に自然現象であるが、地震と異なり実用に役立つ予報がだせている。天気予報は50年前と比較すると大きく進歩している。重

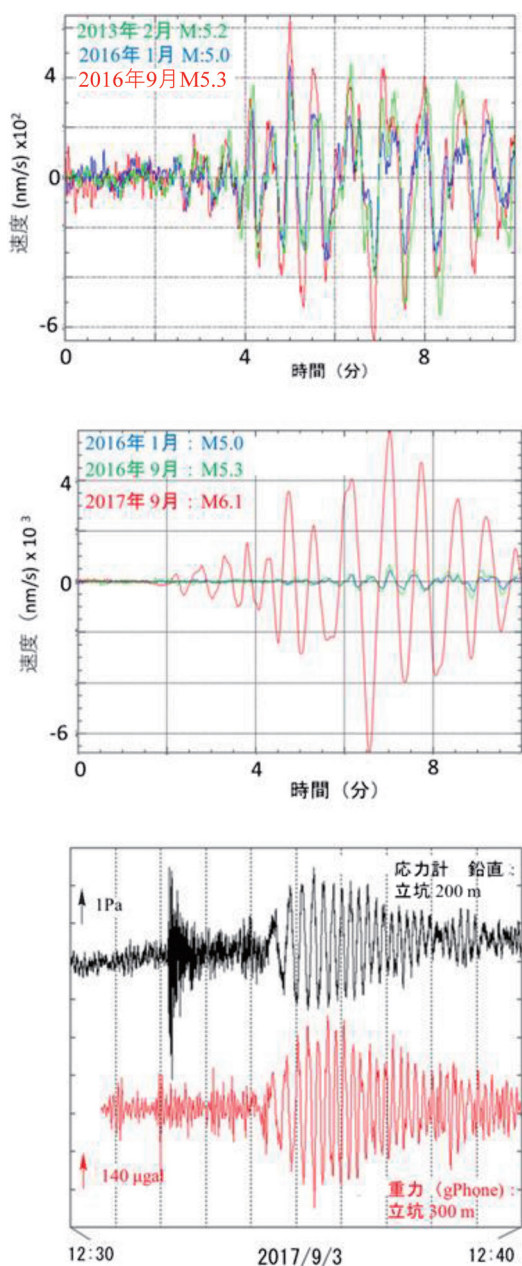


図 10 (上) 東濃地震科学研究所の TGR350 ボアホール観測点(深度 350 m)のボアホール総合観測装置に搭載されている速度型地震計において記録した 3 回の北朝鮮の核実験による波形。3 回とも位相がほとんど一致している。(中) そのうち 2 回の波形と 2017 年 9 月の波形の比較。2017 年 9 月の波形は他より 10 倍程度振幅が大きい。(下) ボアホール応力計と重力計で観測された 2017 年 9 月の波形

要な物理量である気圧や温度が地震と異なり遠方からの観測でなく、発生場の値を直接観測できている。特に天気を左右する気圧の観測値のコンター分布が得られているのが、場の状態を理解する上で重要である。また、人工衛星などにより雲の発生状態も直接観測できている。その上、観測された気圧分布から数値実験により観測場を説明するモデルの構築と予測が可能になっている。

地震は岩盤の破壊であるが、2 次的に発生し伝搬してきた地震波を観測している。望ましいのは岩盤を破壊させ地震を発生させる力を地下深部で直接観測することである。現在、岩盤の変形を観測するためにボアホール歪計が存在する(石井, 2021)。しかし歪計は岩盤に加わった力による岩盤の変形を観測する計器である。しかも歪は媒質(岩盤)の弾性定数が異なれば歪は異なる。作用する応力を直接観測できれば弾性定数の問題は生じない。応力値の大きさとその時間変化を地下深部の複数の観測点で観測することにより、応力分布の面的コンターとその時間変化が得られる。これは気象予報をするときに気圧分布のコンターとその時間変化から天気予報に関する重要な情報を得ることに相当する。応力成分は弾性体の場合は気圧と異なり 6 成分存在する。すなわちコンターが 6 種類描ける。これにより各成分のコンターの分布の違いから、今後発生する地震の様式を推定する可能性がでてくる。また、応力集中の大きさとコンターの形から、発生する場所を推定できる可能性もある。観測点による変動の時間変化の差から発生時刻に関する情報を得ることができると可能性もある。

幸いにも連続観測が可能なボアホール応力計を開発できたことにより(Ishii and Asai, 2015)、地震予知に関する将来像を展望することができるようになった。地震発生ポテンシャルの高いところに応力計を面的に設置し、応力値の大きさとその時間変化を観測する。このような観測は地表に近いところではなくある程度深いところで観測する必要がある。地表近くの観測では気象の影響に加えて、自由表面や地下水の影響を受け、微小な変化が乱されるからである。伊豆半島で群発地震

が発生したときには3回の群発地震の発生時すべてにおいて、地下深部に設置されたボアホール総合観測装置に搭載された傾斜計と歪計の両方に最初の最大地震発生前の前兆現象を記録している(石井ほか, 1998; 石井, 2021)。また、気象庁や産総研が将来発生する南海地震などのために設置しているボアホール観測網では地下30km付近で発生するスロースリップをボアホール傾斜計や歪計で観測しており、多くの報告がされている(石井, 2021)。Yamamoto (2007) は地下30km付近で発生する短期的なスロースリップによる歪変化が捕らえられたことは観測網が前駆のすべりを検出する可能性があるとして述べており、著者も同様の考えである。地下深部に設置されたボアホール応力計による観測網が建設できれば、上述のように地震予知のための情報を得ることができると考えている。

参考文献

- 青木治三・大久保慎人. 2009. 高密度地震観測による site effect の予測. *東濃科学研究所報告*, **23**, 3-74.
- Asai, Y. 2006. Study on the Mechanism of Co-seismic Groundwater Level Changes. Doctorial Theses of Hokkaido Univ. 抄録. https://www2.lib.hokudai.ac.jp/gakui/2005/6411_asai.pdf (参照 July 1, 2020)
- 浅井康広・石井 紘. 2022. 東濃地震科学研究所近傍に存在する断層付近で観測された地下水位・歪変化一揚水実験の場合一. *地震*, **75**, 93-105. doi:10.4294/zisin.2021-10
- 屏風山断層調査研究委員会. 2000. 屏風山断層調査研究委員会報告. *東濃地震科学研究所報告*, **5**, 133 p.
- 石井 紘・中尾 茂・松本滋夫・平田安廣. 1998. ボアホール地殻活動総合観測装置で観測された伊豆半島東方沖群発地震の前兆的地殻変動. 東京大学地震研究特定共同研究「地下深部における地殻変動連続観測に向けて」研究会集録, 47-51.
- 石井 紘・山内常生・松本滋夫. 2001. 最新の地震・地殻変動計測システムによる地震前兆現象の検出. *月刊地球/号外*, **33**, 188-196.
- Ishii, H., Yamauchi, T., Matsumoto, S., Hirata, Y. and Nakao, S. 2002. Development of multi-component borehole instrument for earthquake prediction study: some observed examples of precursory and co-seismic phenomena relating to earthquake swarms and application of the instrument for rock mechanics. *Seismogenic Process Monitoring, Balkema, The Netherlands*, 365-377.
- 石井 紘・山内常生. 2007. 地殻活動総合観測システムの開発と観測された成果および今後の連続観測について. *測地学会誌*, **53**, 99-111.
- Ishii, H., Yamauchi, T., Asai, Y., Matsumoto, S. and Mukai, A. 2007. Interesting phenomena detected by the continuous observation of strain and in-situ stress measurements in the vicinity of the active Mozumi-Sukenobe Fault, Geodynamics of Atotsugawa Fault System. edited by Ando, M. TERRAPUB, 157-162.
- 石井 紘. 2010. 応力連続観測と今後の地震予知研究. *地震ジャーナル*, **50**, 73-77.
- 石井 紘・森 輝夫・佐野 修. 2010. 超磁歪素子を利用した人工振動源の開発. *東濃地震科学研究所報告*, **27**, 3-8.
- 石井 紘・浅井康広・板場智史・村瀬昭彦・新井栄作. 2013. 深度測定システム及び深度測定方法, 特許第5283144号.
- Ishii, H. and Asai, Y. 2015. Development of a borehole stress meter for studying earthquake predictions and rock mechanics, and stress seismograms of the 2011 Tohoku earthquake (M9.0). *Earth Planets Space*, **67**, 26. doi:10.1186/s40623-015-0197-z
- Ishii, H. and Asai, Y. 2016. Characteristics of the stress and barometric seismograms produced by the 2011 Tohoku Earthquake (M9.0) and vertical movements derived from barometric seismograms. *Earth Planets Space*, **68**, 61. doi:10.1186/s40623-016-0434-0
- 石井 紘・浅井康広. 2017. ボアホール歪・応力観測計器により観測された弾性体力学の不変量と計器の信頼性. *地震*, **69**, 49-58. doi:10.4294/zisin.69.49
- 石井 紘・浅井康広・古本宗充. 2019. 連続観測用ボアホール応力計で観測される応力・歪の観測レンジは如何に広いのか—長周期地震計の波形およびGNSSデータとの比較から得られた観測データの特徴. *地震*, **71**, 139-149. doi:10.4294/zisin.2018-3
- 石井 紘・浅井康広. 2019. 連続観測用ボアホール応力計の特徴に関するまとめと考察—応力と歪を観測・応力は岩盤の弾性定数に無関係・二次元不変量と鉛直成分の相似・分解能とダイナミックレンジ. *地震*, **72**, 43-51. doi:10.4294/zisin.2018-9
- 石井 紘. 2021. 地震予知計画開始(1965)以来の地殻変動連続観測の流れおよび著者等が関連した研究・成果の概要. *測地学会誌*, **67**, 46-74.

- 石井 紘・浅井康広. 2023. 東濃地震科学研究所近傍に存在する断層付近で観測された地下水位・歪変化・傾斜変化—立坑内湧水に対する排水・排水停止の場合—. *地震*, **75**, 163-176.
- 笠原 稔・浅井康広・石井 紘. 2020. 東濃地震科学研究所の歪・応力地震動のデータベースの構築—収録地震の追加とファイル構造の変更—. *東濃地震科学研究所報告*, **44**, 75-85.
- 活断層研究委員会. 2002. 阿寺断層構造調査. *東濃地震科学研究所報告*, **8**, 158 p.
- 川崎一朗・石井 紘・浅井康広・西村卓也. 2014. 2011 年 M_w 9.1 東北地震に伴った M_w 8.4 スーパーサブイベント. *地震*, **67**, 87-98, DOI:10.4294/zisin.67.87
- Kimata, F., Asai, Y., Honda, R., Tanaka, T., Ishii, H. and Miyajima, R. 2015. Ground subsidence following groundwater drawdown by excavating of 500 m deep investigation shafts in granite body in Mizunami, Central Japan in 2004-2012. *Engineering*, **7**, 424-433.
- 気象庁. 2019. 南海トラフ周辺の地殻活動 (2018 年 11 月～2019 年 4 月). *地震予知連絡会会報*, **102**, 230-263.
- 気象庁. 2022. 南海トラフ地震に関連する情報の発表に用いるひずみ計観測点. https://www.data.jmteq/nago.jp/svd/eqev/data/kjyun_obs_points.html (参照 September 28, 2022)
- 國友孝洋・石井 紘・浅井康広. 2018. 超磁歪震源の開発とボアホール観測網による観測試験. *東濃地震科学研究所報告*, **40**, 71-80.
- 國友孝洋・浅井康広・石井 紘・村上 理. 2019. 超磁歪震源による瑞浪層群内の地下モニタリング—観測壕内で発生した有感地震イベントによる地下構造変化—. *東濃地震科学研究所報告*, **42**, 99-108.
- Mukai, A., Yamauchi, T., Ishii, H. and Matsumoto, S. 2007. *In situ* stress measurement by the stress relief technique using a multi-component borehole instrument. *Earth Planets Space*, **59**, 133-139.
- Murase M., Kimata, F., Yamanaka, Y., Horikawa, S., Matsuhiro, K., Matsushima, T., Mori, H., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Miyajima, R., Inoue, H., Mishima, T., Sonoda, T., Uchida, K., Yamamoto, K. and Nakamichi, H. 2016. Preparatory process preceding the 2014 eruption of Mount Ontake volcano, Japan: insights from precise leveling measurements. *Earth Planets Space*, **68**, 9. doi.10.1186/s40623-016-0386-4
- 産業技術総合研究所・防災科学技術研究所. 2019. 東海・紀伊半島・四国における短期的スロースリップイベント (2018 年 11 月～2019 年 4 月). *地震予知連絡会会報*, **102**, 184-201.
- 佐藤良輔 編著. 1989. 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版, 300 p.
- Suzuki, S., Okubo, M., Imanishi, K. and Takeda, N. 2018. Detection method for pairs of P and S waves of deep low-frequency earthquakes using a 3-D array in the Tokai area of the Nankai subduction and its application to hypocenter determination. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **19**. <https://doi.org/10.1029/2018GC007479>, 2018
- 田阪茂樹. 2018. 2004 年から 2017 年の割石温泉の湯量観測. *東濃地震科学研究所報告*, **40**, 43-50.
- 東京大学地震研究所. 1998. ボアホール地殻活動総合観測装置で観測された伊豆半島東方沖群発地震. *地震予知連絡会報*, **60**, 256-261.
- 東濃地域地震活動調査委員会. 1999. 岐阜県東濃地域の地震時安定性に関する調査. *東濃地震科学研究所報告*, **1**, 170 p.
- 東濃地震科学研究所. 2004. 地震防災分野—岐阜県・東濃地域特集—. *東濃科学研究所報告*, **13**, 107 p.
- 東濃地震科学研究所. 2022. 東濃地震科学研究所 25 年のあゆみ—設立から終了まで—, 153 p. <https://www.adejp.jp/business/tries/news/doc/ayumi25.pdf> (参照 September 30, 2022)
- Yamamoto, T. 2007. Continuous observation of crustal movement by the Japan Meteorological Agency. *J. Geod. Soc. Jpn.*, **53**, 147-156.
- 山内常生・石井 紘・松本滋夫. 2004. 深いボアホール (深度 1 km 程度まで) においてオーバーコアリングによって応力測定を可能にする計器の開発と測定例について. *月刊地球*, **26** (2), 74-79.

石井 紘

[いしい ひろし]

現職 東京大学名誉教授. 理学博士 (東北大学). Ph.D. (University of British Columbia, Canada)

略歴 東北大学理学部卒業. 東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士課程修了. British Columbia 大学博士課程修了. 東北大学 助教授. 東京大学 教授. 東濃地震科学研究所 所長

研究分野 地殻変動論, 地震予知



全球統合測地観測システム (GGOS)

社会と科学を支える位置の基盤

宮原伐折羅

1. はじめに

地球上の正確な位置情報は、社会・科学活動の基盤である。互いに正確な位置を共有することによって、航空機・船舶・自動車のナビゲーションなどさまざまな社会活動が円滑かつ安全に遂行可能となるだけでなく、大気や氷冠などにおけるさまざまな変化の把握などの多様な科学活動も位置情報なしには実現不可能である。地球は、太陽や月の潮汐、プレート運動、質量の移動などさまざまな要因で複雑にその形を変えているため、地球上で正確な位置を知るためには、地球上のさまざまな場所で、位置計測の基準となる基準座標系の変化(XY座標系でいえば、原点の位置・各軸の向き・スケールにあたるものの変化)を途切れることなく測り続けることが必要となる。測地学は、変化を続ける地球で、その形状、回転、重力場を測り、科学・社会に貢献する基盤情報として提供する学問である。この目的を達成するため、測地学では、GPSなど人工衛星を用いた全球測位衛星システム(GNSS)や天体からの電波を用いて大陸間の距離を測る超長基線電波干渉法(Very Long Baseline Interferometry: VLBI)など、さまざまな技術が連携して地球の形と変化を測り、その成果として得られる地球の形状、回転、重力場を提供している。こうした連携を強化し、把握された地球の形と変化に基づいて、地球上で正確な位置が用いられるよう支援する国際的な枠組みが、全球統合測地観測システム(Global Geodetic Observing System: GGOS)である。

2. GGOSの目的と役割

GGOSは、測地学が科学・社会に貢献するための基盤として、2007年に国際測地学協会(International Association of Geodesy: IAG)のもとに設立された(松坂, 2018)。測地学は、地球の形状、回転、重力場を測り、それを時間の関数として表現する科学である。把握された地球の形と変化を、たとえば、地球上の点の3次元座標とその時間変化、といった具体の関数で表現したものが、測地基準座標系である。巨大地震など、地球の形に大きな変化を及ぼす現象が生じた場合でも、安定して地球の形を表現することができる測地基準系をつくることができれば、宇宙における地球の動きを記述するとともに、地球上の点や物体の時間変化する位置座標を決定するための基盤を提供することが可能となる。

近年、測地学における観測機器、観測技術、解析技術の発展はめざましく、特に、人工衛星などの宇宙技術を用いて地球の形を測ることができるようになったことで、測地学がとらえることのできる地球の変化は、巨大地震とその余効変動のように、大規模で長期間続くものから、火山噴火に伴う膨張のように、小規模で短い変動まで幅広くなっており、さらに、ほぼリアルタイムで変化をとらえる技術が開発されるなど、観測から解析を経て変化を検出までに要する時間も非常に短くなっている。こうした発展をうけ、GGOSでは、次の3つを主な目的としている。

a) 地球の形状、回転、質量分布の変化を監視、表現、理解するために必要となる観測を提供すること(図1)。

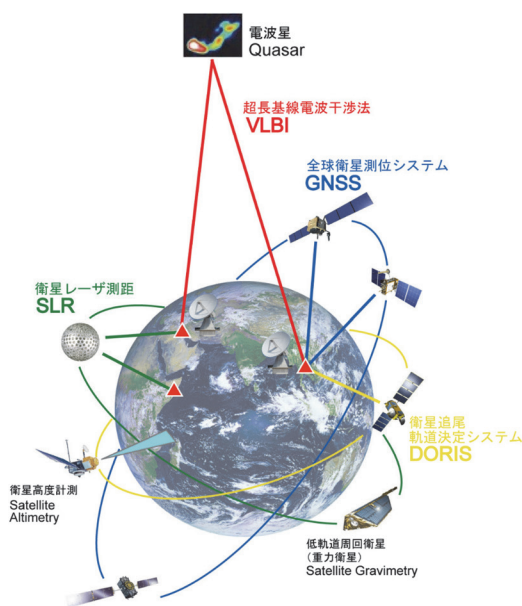


図 1 地球の形状、回転、重力場を観測する宇宙測地技術

b) 地球システムを理解する鍵となる地球規模の変動プロセスを計測し、その相互作用を統合的に解釈するために必要となり、かつ科学・社会活動の基盤となる地球の形状、回転、重力場とその変化（すなわち、測地基準座標系）を提供すること。

c) 地球・惑星システム科学とその応用分野の進歩を支える基盤を提供することによって、科学と社会に利益をもたらすこと。

3. 測地基準座標系とは

測地基準座標系は、前述のとおり、地球の幾何的な形状、回転、重力場の空間分布とその時間変化を関数や表などで表現したもので、地球の精緻な形状とその変化を与えることによって、さまざまな科学・社会活動に共通の位置の基盤を提供している。地球の形状と回転については、世界各国に設置された超長基線電波干渉法（VLBI）、GNSSをはじめ、衛星レーザ測距（Satellite Laser Ranging：SLR）、衛星追尾軌道決定システム（Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite：DORIS）などの地上観測局

のデータを解析することで、観測点の3次元座標とその時間変化によって地球の形状を表した国際地球基準座標系（International Terrestrial Reference Frame：ITRF）、また、地球の姿勢と回転の時系列を表した地球姿勢パラメータ（Earth Orientation Parameter：EOP）が精密に推定される。ITRFとEOPの品質と分解能は、地上の観測局の数と配置によって決まるため、科学・社会活動で求められる精度の良い位置を与えるには、地球上のできるだけ多くの場所で観測を継続することが必要となる。一方、地球の重力場の分布と変化は、主に、低軌道周回衛星の軌道を解析することで求められ、地球の重力分布を球面調和関数で表現した全球重力場モデル（Global Gravity Field Model：GGM）が精密に推定される。衛星データから推定されたGGMは、おおむね70 km程度の空間分解能であり、さらに詳細な重力分布を得るためには、航空機、船舶、地上重力計などによって短い波長の重力分布の計測をおこなう必要がある。

4. GGOSの測地基準座標系への貢献

地球の精密な形状と変化を把握するためには、地球上のできるだけ多くの場所で観測を継続する必要があることは前述のとおりだが、地球の形を測る技術、すなわち測地技術にも、それぞれ長所短所があるため、単一の技術では、精密な地球の形状は決定できない。たとえばVLBIは、地球の外部の天体を基準に計測を行うので、地球の姿勢や回転を正確に決定できる。一方、SLRは、重力に従って飛行する人工衛星を追尾するので、重力に感度が高く地球の重心を正確に決定できる。また、GNSSは、観測装置が比較的安価なため、観測網の高密度化に有効である。そこで、それぞれの技術の長所を活かして地球の形を決定するように技術を横断した連携が必要となる。多くの国からの参加を促進し、連携を強化する枠組みには、国際連合の地球規模の地理空間情報管理に関する専門家委員会（The United Nations Global Geospatial Information Management：UN-GGIM）

のもとに測地委員会 (Subcommittee on Geodesy) が設けられている一方、科学コミュニティでの連携を強化するのが GGOS の役割である。とりわけ、おのおのの測地技術では、IAG のもとに当該技術内で専門家の連携を行う組織が設けられているため、GGOS は、技術間の連携が強化されるよう活動している。

5. GGOS の組織

課題を解決し、前述した目的の達成に向けて、GGOS では、筆者を議長 (2019~2022 年) とした理事会・幹事会を設け、IAG の関係者を中心に広く委員を招いて議論を行い、さらに、観測網や観測データの連携や調整を行うための組織、また、技術や提供データ・プロダクトのルール of 調整を行うための組織を設け、関係者との連携、調整を行っている。加えて、幅広い地球科学分野からの助言を得るため、GGOS サイエンスパネルを設置している。地球上のできるだけ多くの場所で観測を行うためには、多くの地域、国が主体的に観測に参加することが重要であるため、地域、国との連携を強化する枠組みとして GGOS Affiliate が設けられており、日本では、第 1 号の Affiliate として GGOS Japan が設置され、国土地理院、海上保安庁、JAXA、NICT、国立天文台、国立極地研究所、一橋大学など、組織を横断してさまざまな機関が枠組みに参加することによって、国内、また、日本と GGOS との連携を強化している。GGOS では、このような定常的な地球の形と変化の観測と高度化を進めるだけでなく、測地学の貢献が期待される分野、発展がめざましい分野を重点分野と定めて活動を行っている。このうち、世界共通の高さの基準の実現を目指す“統一高さシステム (Unified Height System)”，測地学的な手法を用いて地球災害へ取り組む“地球災害 (Geohazards)”について、進捗を紹介する。

5-1. 世界共通の高さを目指して (GGOS 重点分野 1)

GGOS の第一の重点は、世界共通の高さを与える国際高さ基準座標系 (International Height Ref-

erence Frame : IHRF) の実現である。地球を中心とした 3 次元の幾何的な座標は、すでに、国際地球基準座標系 (ITRF) として精密に決定され、世界各国の基準点や地図、人工衛星の軌道決定など、実質の世界の位置の基準として社会・科学すべての分野で広く使われている。一方、海面を高さ 0m の基準とした標高は、たとえば、見た目は平らであっても重力が強い場所に向かって水が流れる (幾何的には平らでも標高としては低い) ことからわかるように、重力の大小によって場所ごとに異なるため、精密な重力の空間分布の計測なしには求めることができない。そのため、3 次元の幾何的な座標のように単純に地球の中心を基準とするだけでは十分でなく、実際に世界共通の標高を定めるためには、重力分布を用いて測地学的に適切な処理を行い、世界共通の基準面 (標高 0m の海面をすべての陸域に仮想的に延長した基準面、すなわちジオイド) を決定することが必要となる。

この基準面であるジオイドを重力場から決定するには、複数の有力な手法があり、いずれもまだ研究開発の途上にあることから、GGOS では、IAG と連携し、米国コロラド州の重力分布データを用いて、日本を含む世界各国の 14 グループの研究者がおのおのジオイドを作成し、相互比較する実験を行った (Wang *et al.*, 2021)。この実験を通じて、ジオイドを決定する技術が、世界の共通の高さを与えるために実用段階まで達しているかどうか、検証が行われた。独立した手法で決定されたジオイドの多くがおおむね 3cm 程度で整合したことを受けて、実用段階の標高の基準面である IHRF を IAG のもとで運用開始するべく、準備が進められている。

海面から見た共通の標高が大陸をまたいでも得られるようになることで、たとえば、地球規模での海面変動の監視など、地球環境のさらに正確な把握が可能となる。また、従来の標高では、験潮場での潮位観測から海面 (基準面) を定めるため、国ごとに海面が異なると標高が食い違う可能性が高いが、IHRF では、国境を越えても標高が整合するため、さまざまなデータの比較を共通の標高

で比較することや、国を跨いだ正確な車両等の移動体のナビゲーションも可能となる。

5-2. 地球災害への対応 (GGOS 重点分野 2)

GGOS の第二の重点は、測地学の地球災害対策への貢献である。GNSS をはじめとする測地観測は、地球の形状の変化をとらえられることから、地殻変動の把握に大きく貢献しており、これまで、全球的なプレート運動の把握をはじめ、詳細に把握した地表の変位を用いて地震や火山活動のメカニズム、プレート固着状態を推定するなど、さまざまな成果があげられている。このような長期的な地球災害リスクの評価における貢献に加えて、近年では短期的な減災に対して測地観測技術の活用も進んでいる。東北地方太平洋沖地震の際に明らかとなった地震計によるマグニチュードの飽和という課題については、これまでの研究で、GNSS のリアルタイム測位による座標値の変位を用いて有限断層モデルを即時推定することによって改善が可能であることが示されている (Kawamoto *et al.*, 2017)。巨大津波の波源となりうるプレート境界沿いにおいて、津波が沿岸に到達する前に GNSS を用いて断層モデルを求めることができれば、大きな減災効果が期待できる。同様な仕組みはプレート境界沿いに位置する世界中の地域でも有効であることから、現在活発に研究が進められている。GGOS では、この GNSS 早期津波警報システム (GNSS Tsunami Early Warning System : GTEWS) に関する連携を、世界の巨大地震・津波想定地域で横断的に進めることができるよう、ワークショップ等を通じて事例を共有し、さらなる連携強化の枠組みを模索している。

6. 測地学への理解促進

GGOS の大きな使命の 1 つが、ユーザコミュニティにおける測地学への理解促進である。測地学が提供する地球の形状とその変化は、多くの科学・社会活動を支えており、ひとたびその品質が低下すると、さまざまな影響が想定される。しかしながら、多くのユーザは、意識することなく測地基準座標系を使用しているため、自身の専門分

野で測地観測に触れる機会を持つことでもないかぎりには、測地学の意義と役割を理解することが難しく、不正確な位置情報を誤って用いる状況が容易に生じてしまう。そのため、GGOS は、測地学の意義と役割への理解を促進し、測地学と他の科学分野との連携を強化するため、さまざまなコンテンツを作成し、発信している。GGOS のウェブサイト (<https://www.ggos.org/>) では、特に、GNSS、VLBI、SLR、DORIS、重力観測といった測地観測、また、観測から決定される地球形状、回転、重力場といった測地プロダクトについて、平易な表現とわかりやすい図を豊富に用いた解説、さらには、関連する情報の諸元へのリンクをそろえたページの作成・提供に注力し、いわば、測地学に関する基本情報のハブを担うことを目指している。また、YouTube での解説動画や SNS での配信も行っている。

7. さいごに

地球は変動を続けているため、地球上で精密かつ正確な位置を得るためには、さまざまな測地技術を用いた観測を地球上のできるだけ多くの場所で継続し、それらを統合して地球の形状とその変化、すなわち測地基準座標系を精密に推定し、提供する必要がある。GGOS は、そのための連携を強化し、ユーザが地球上で正確な位置情報へ適切にアクセスできる環境を維持するための枠組みである。こうして実現された測地基準座標系は、地殻変動のモニタリングや津波の早期警報を実現する鍵であり、GGOS の活動は、地震火山研究や防災に欠かせない位置情報の基盤を支えている。防災をはじめ、位置情報によって利益を得るユーザが、その位置情報を提供している基盤への正確な理解を持ち、適切に情報を活用できるよう、GGOS は、測地学と他の分野との連携を強化していく。

参考文献

Kawamoto, S., Ohta, Y., Hiyama, Y., Todoriki, M.,

Nishimura, T., Furuya, T., Sato, Y., Yahagi, T. and Miyagawa, K. 2017. REGARD: a new GNSS-based real-time finite fault modeling system for GEONET. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **122**, 1324–1349. <https://doi.org/10.1002/2016JB013485>

松坂 茂. 2018. GGOS の概要と日本の測地学との関わり. *測地学会誌*, **63**, 61–64.

Wang, Y.M., Sánchez, L., Ågren, J. *et al.* 2021. Colorado geoid computation experiment: overview and summary. *J. Geod.*, **95**, 127. <https://doi.org/10.1007/s00190-021-01567-9>

宮原伐折羅

[みやはら ばさら]

現職 国土交通省国土地理院測地部計画課 課長

略歴 京都大学大学院理学研究科前期課程修了，修士（理学）。平成13年国土地理院入省。衛星測位，重力測量，干渉SAR解析等に従事。平成18年文部科学省在外研究員（米スクリプス海洋研究所）を経て，令和3年より現職。令和元年11月より全球統合測地観測システム（GGOS）議長

研究分野 測地学（グローバル測地学，測地基準座標系）



歴史は繰り返す—伊東沖群発地震

川端信正

1. はじめに

1978年から伊豆半島東方沖で群発地震が発生し、1989年には伊東市沖で海底噴火が起きた。この群発地震と海底噴火は伊東市を中心とする伊豆半島の住民に不安と動揺を与え温泉地伊豆の観光に大きな影響を与える事態となった。これに似た事態が1930年伊東群発地震の際に起きていたのだった。1930年当時の新聞報道から、伊東群発に際して住民はどのように対応し、不安・騒動・行政対応が如何であったかを概観した。

2. 1930年伊東群発地震の経過

伊東群発地震が始まったのは、1930（昭和5）年2月中旬、伊東町（現・伊東市）の住民が地震を最初に感じたのは2月13日の夜だった。この日22時20分ごろ、伊東町の東3キロに位置する汐吹崎付近を震源に群発地震がはじまった（図1）。2月17日には14回の有感地震が発生し、そのあと、住民が身体に感じる地震がしだいに増えていった。以後の地震活動の経過については図2を参照されたい。2月20日の伊東小学校の校務日誌には次のように記載されている。

「2月20日＝主な打合わせ事項、◆強震襲来せるために児童生徒の避難方法、◆生徒帰宅なさしめるの件。本日の主要校務は、第1時限で生徒帰宅なさしめる。昼食のあと、通学区の被害状況を視察す」この地震がどのくらいのものであったか、中央気象台の発表は「震央は東京をへだたる南東約100キロ、伊豆玖須美沖、初期微動継続時

間13秒・震度微、熊谷微震・長津呂微震」とある。校務日誌の記述は続く。「報告によれば、玖須美沖にして深さ30キロ、今のところ心配なし。大正9年8月の地震と同一震動であるから別に恐るるに足らず。今朝の地震が最大であると沼津気象観測所の電話」。

地震活動はほどなく活発化した。2月28日の午後から深夜にかけての活動がそれである。「時事新報」は「伊東の地震 昨夜頻り 今朝ようやく静まる」との見出し。「28日午後2時ごろから午後11時まで地震が頻発し、午後6時25分から30分までの間には町民が屋外に飛び出す程度のものもあった。また、けさ3時35分までに4回の地震。午前6時25分の地震は非常に強い上下動を伴う水平動があったが、その後揺れはなく町民は落ち着いた」と報じた。

中央気象台は2月下旬、技師国富ら2名を伊東に派遣して観測にあたり、水産試験場伊東分場に「地震相談所」を開設した。

群発地震は3月に入ると活動が活発化した。3月1日に有感地震28回、この日の伊東小学校校務日誌には「夜に至り地震あり」と記されている。翌2日は36回の強震と弱震に襲われた。3月2日の「静岡民友新聞」夕刊には「36回の強弱震に伊東町民逃げ出す。再び恐怖に襲われる」の見出しで、「強震で高所にあった物品は、将棋倒しとなって転落した。強震は3月1日午前3時までに4回に及んだので、町民は戦々恐々として危険区域にあるものは雨の中、家財道具を引きまとめて山手方面へ避難するなど 町内は杞憂の念に駆られ、ごった返している。この地震は伊豆一帯にわたるもので下田方面でも連日十数回にわたる地

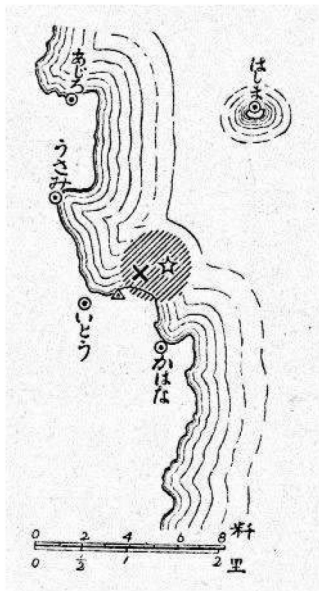


図 1 群発地震の震源（今村（1930）より）

震、いずれも恐々としている」と住民の慌てぶりが報じられている。下田の地震については「時事新報」も「3日午後10時半から4日午前5時半までに下田で数回の地震があり4時、5時の2回は暁の夢を驚かせた」「三島町（現三島市）付近は3日夜、豪雨と共に4日払暁にかけて大小数回の地震があり、時計の振り子が止まる程度であった」と報じた。「静岡民友新聞」3月4日夕刊の見出しは「強弱震百回余におよび住民は安全地帯に避難、家屋の倒壊・亀裂・決壊続出し付近一帯恐怖に襲われる」とあり、被害については「逆川で道路崩壊1か所、新井で倒れかかった家2軒、石垣の決壊6か所」と報じている。新聞には「小田原地方地震続けざまに」の記事もあり、有感の範囲が下田から小田原にまでおよぶ広域に揺れた地震だったらしい。

地震の活動は活発だった。3月3日午後7時ごろから地震回数が増え、12～3分置きに不気味な地鳴りとともにやや強度の水平動が連続的に続き、4日午前6時半までに40数回の地震を数えたあとと休息状態に入った。「最近では、深夜にのみ

地震が頻繁に起きるので住民は不思議がっている」の記事が「時事新報」（3月5日）にある。

3月4日には有感地震187回、3月24日午前11時50分から午後3時50分までの間にやや強いものが5回、午後2時58分から25日午前8時までに強震が18回であった。22日以来身体に感ずるもののみで連日10数回に及んだ。総地震回数は3月1日から20日までに697回となり、最初の地震から数えると地震数はすでに1,000回を突破している。震源地に最も近い川奈村は3月15日以来の活発な地震のため村役場や小学校を始め全村の家屋に影響が出て戸障子の開け閉めさえ困難となった。特に27日午前1時40分の地震では家屋および石垣が傾斜するに至ったものが多く、ある家屋では石垣が崩壊し小学校の石垣も危険になったので児童の通行を禁止するに至った。川奈村民はまったく全村が文字どおり戦々恐々の状態となった。

群発地震は、3月に活発な活動を続けたあと、4月に入って静かになった。しかしこれで終わりではなかった。地震活動がいったん減少したあと、5月に入って再び活発化したのだった。5月9日には1日に100回以上の地震、10日には有感地震が189回を数えた。しかし、これらの強震の後、5月末に地震活動は衰え、6月末に群発地震は完全におさまった。伊東を震源にした群発地震はその後発生せず、住民は落ち着きを取り戻したのだった。

しかし、地震活動は思わぬ展開をみせた。11月に入って、これまでの群発地震の北隣にあたる網代付近を震源に、地震が群発しはじめたのだった。5月7日に2回の無感地震が発生したのを皮切りに、翌8日、さらに9日と各1回の無感地震が起きた。そして、11日以降は地震の規模がやや大きくなり、数も増えていった。15日には1日に100回以上の地震が発生し、有感地震が18回に達した。震源はいずれも伊豆東海岸の網代付近であった。そしてしばらく間をおいた11月、伊豆半島内陸部で地震が多発し始めた。11月25

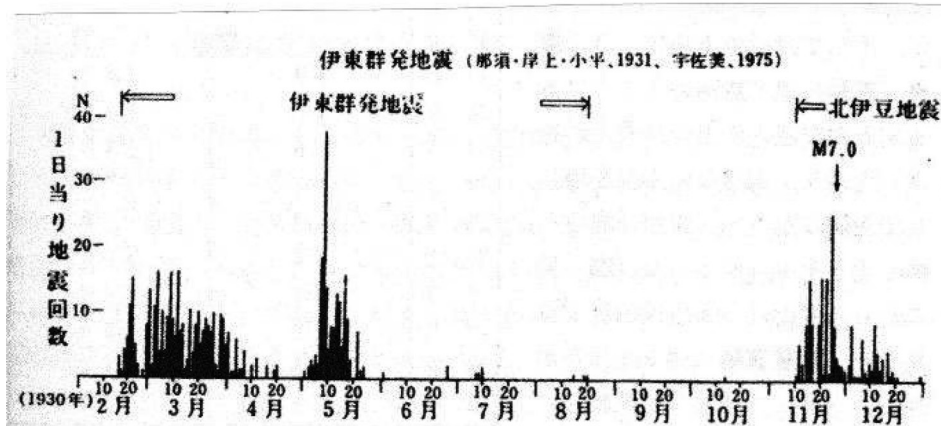
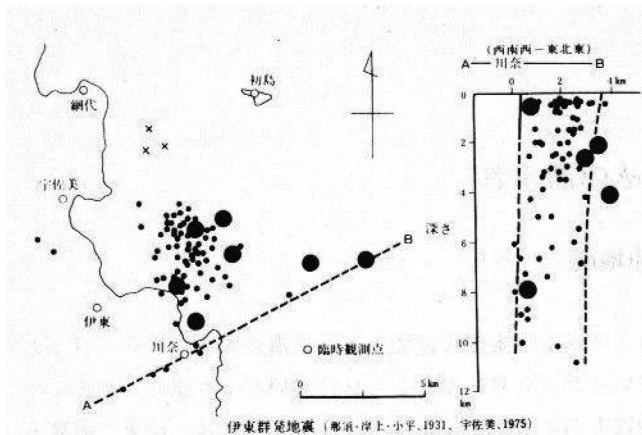


図 2 1930 年の伊豆地方における群発地震発生状況 (田方郡教育町会ほか (1981) より)

日には三島で有感地震が 76 回観測された。そして翌 11 月 26 日未明、伊豆半島北部の丹那断層を震源とする北伊豆地震 (M7.3) が発生したのだった。

3. 群発地震の原因に関する論争

1930 年伊東群発地震は住民にとって一大事だった。とりわけ、群発地震の原因説に住民は敏感だった。関東地震の余震説、断層説、火山説が入り乱れて新聞が報道したから住民の混乱が大きかった。

東京大学教授の今村は、群発地震は関東地震の余震であると考え、2 月 24 日地震学教室で発表

した。今村の発表は次のようなものだった。

「今回の活動は 1923 年関東地震の広い意味における余震であると解している。伊東以南の地域は関東地震の際に更に 10 数センチ隆起してしかるべきであったが、そうならなかった。それを今日に至ってなし崩し的にこれを行いつつある。このために今回の活動となった」(「時事新報」と。

この今村説に中央气象台技師・国富が反論した。国富は、「地震活動は伊豆大島北方と汐吹崎の間に存在する弱線に沿って、無数に起きている地変である。北方の地塊が西から東へ、南の地塊は東から西へ動くための水平動である」というのだ (図 3)。そして「国富は、私の立場として、これまで人心不安の折、その真実の公表を差し控

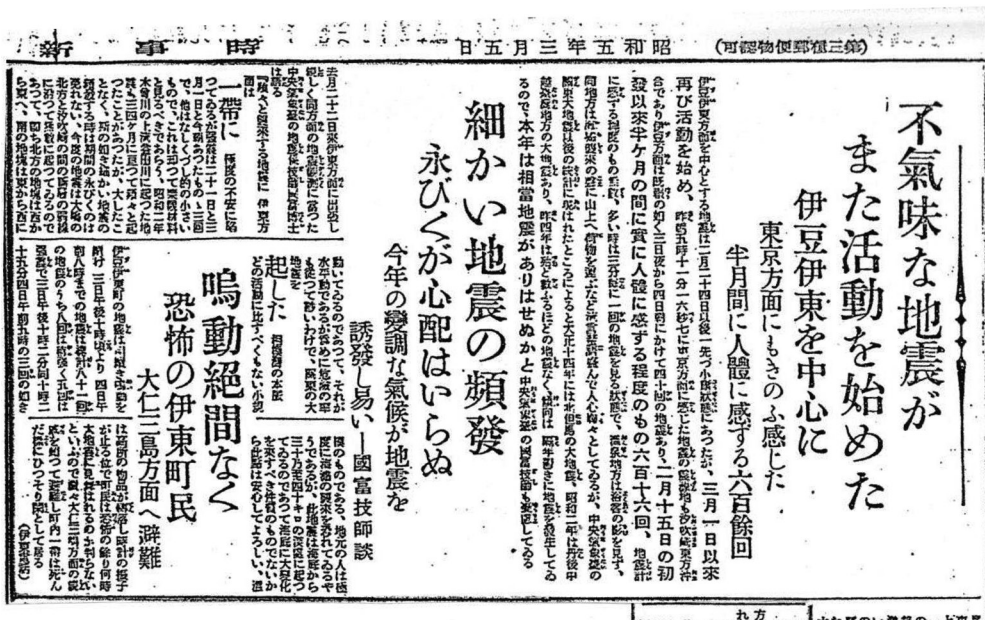


図 3 時事新報 1930 年 3 月 5 日

えていたと語っている」と「時事新報」は報じた。

“今村・国富論争”を新聞が追い打ちをかけた。今村談話の続報だ。「今村はいう。測定の方法から異説が生まれる。地震は続くが心配は無用。群発地震の震源は海岸の狭い範囲のものだ。国富も震源が沖合の深いところとみているが、震源決定の方法が違う。私は伊東地方の観測結果から得たデータをもとに震源を決めている。それはこの地方にのみ適用されるものだ。土地の古老は60年前にも同様のことがあって2カ月も続いたが、住民は平気だった。一般の人はそのように理解してほしい」と。大地震の心配は無用という点では、今村も国富も同じ意見だったが、国富の次のような談話も新聞に掲載された。「今年の変調な気候は地震を誘発しやすい。地震と気候は密接な関係があり、関東地震も暴風後に起きており、今年のように激変する気候は地震を誘発し易い。地震の種のあるところへ気圧の変化が地震を誘発したものであろう。大地震の心配はないものと信じている」(「時事新報」)

地震の原因説が入り乱れて一般住民にはさっぱり解らなくなった。関東地震余震説と断層説、今村説と国富説。それらが真っ向から対立し、面食らい、戸惑うのは、現地の町民と伊東を管轄する静岡県当局だった。「時事新報」は「2つの震源説に不安募る伊東地方連続1,000回を突破する地震に県当局も持て余す」と見出しをつけ、「今村博士と国富技師の震源争いで更に不安が増し、県当局は地震相談所やら週報を発行しているが、何ら効果はない。」と報じた。

そうしたなか、“群発地震は火山が原因”説が出た。東京文理科大学教授兼中央気象台技師の小野澄之助が伊東町の上原町長を訪ねて“火山原因説”を町長に説明したというのだ。小野は「群発地震は火山活動に起因する。断層活動だと楽観的な考え方をしてはいけない。伊東町と小室山の間に存在する山の近くに下から突き上げるような振動がある。火山活動とすれば地下の極めて浅い場所で起こりつつある。火山が原因であるならば、群発地震の終息後も警戒を続ける必要がある。」

（「時事新報」）というのだ。

余震説、断層説に加えて火山説。群発地震がおさまっても安心はできないと言う小野教授。住民はますます混乱することになった。そんな折、今村が「地震」第2巻第4号（1930年4月）に伊東群発調査報告を載せた（今村、1930）。今村はつぎのように書いている。

「群発地震が発生すると、東大地震研究所今村研究室と理学部地震学教室は現地伊東町に出向き学術調査にあたった。私は4月9日午後7時55分頃の地震を伊東町猪戸の旅館2階で経験した。突然来たり突如として去るという状態。電燈も揺れず、われわれの談笑の妨げともならなかった。22日の地震も同じ旅館の3階でこれを経験したが、前回よりは強かった。この時、伊東町では某家の瓦が1枚落ち、石碑が一二倒れ、器物が転倒したとのことであったが、旅館の土壁を隈なく検査してみたところ、3階建ての階下で1寸平方ほどの剥離を見出したにすぎなかった。現地調査を終えて帰京後、東京の新聞を閲読すると、この地震の伊東町における影響が、報道により、あるいは想像によって著しく誇張してあるのに驚いた。」

経験のない突然の揺れ、度重なる揺れに、慌てふためく地元民と、数々の地震を経験している研究者。それは揺れに対するとらえ方の“温度差”だろうか。

4. おわりに

伊豆地方では、過去どのように群発地震活動が繰り返されたのだろうか。静岡大学・小山がまとめた「歴史時代の伊豆群発地震リスト」によれば、伊豆半島東部の群発地震は、

- 1) 1596年5月28日から6月末または7月はじめ＝被害不明。
- 2) 1737年3月末から5月末？＝熱海、古奈、

修善寺など湯治客が不安を感じ帰郷。

- 3) 1816年12月29日から1817年1月20日＝強い揺れが多い、被害なし。
- 4) 1868年（もしくは1870年）5月はじめから6月末または7月＝石垣、土手の崩壊が多かった。
- 5) 1930年2月から5月末＝本稿で取り上げた群発活動。道路、建築物に若干の被害。
- 6) 1978年11月から2000年頃＝間欠的に継続。道路、建築物に若干の被害。

以上であるという（小山、1999）。1930年より前の群発地震は1868（明治1）年、または1870（明治3）年の活動ということになる。今村がいう「土地の古老が語る60年前の地震」がこれに該当する。しかし、それは明治初年のこととあって詳細な記録は見当たらない。1930年伊東群発の記録がきわめて重要だということになる。

（文中に登場する研究者名は敬称を略した。）

参考文献

- 今村明恒。1930。伊東地震に就いて（第1報）。*地震第1輯*, 2, 215-220。
- 小山真人。1999。文献史料にもとづく歴史時代の伊豆半島東方沖群発地震史と東伊豆単成火山地域の活動史。*第四紀研究*, 38, 435-446。
- 田方郡教育長会ほか。1981。昭和5年の北伊豆地震に学ぶ。田方郡町村会, 15-17。

川端信正

〔かわばた のぶまさ〕

現職 防災アドバイザー

略歴 静岡放送地震担当記者、静岡県防災情報研究所研究員、静岡県地震防災センター職員を経て現職



2021 年トカラ列島近海の地震活動

2021 年 4 月 9 日から南西諸島北部のトカラ列島の悪石島と小宝島との領域で地震活動が活発化し、4 月 30 日までに観測された有感地震は 265 回を記録した（気象庁福岡管区气象台, 2021）。さらに 2021 年 12 月 4 日から 12 月 31 日にかけてもほぼ同じ領域で有感地震が 308 回観測され、地震活動が再度活発化した（気象庁福岡管区气象台, 2022）。地震活動が活発化した領域を含む南西諸島北部では、活火山がほぼ南北につらなり、悪石島と小宝島の間は南西諸島を北部と中部に分ける境界であるトカラ海峡として知られている（Kizaki, 1986; 小西, 1965）。悪石島と宝島の間では 1995 年以降 5 回の顕著な群発地震活動があり、そのうち 1995 年 12 月に発生した地震活動の領域は今回の活動領域の西端から西に広がっている（気象庁福岡管区气象台, 2021）。鹿児島大学南西島弧地震火山観測所（NOEV）では、1995 年の奄美大島島内における観測点設置以来、トカラ列島

を含めた南西諸島北部において、地震活動の観測研究を行ってきた。ここでは、NOEV で P 波、S 波の初動到達時刻の手動読み取りを行い震源決定した結果を用いて、2021 年 4 月と 12 月の地震活動について述べる。

図 1 は、NOEV の震源決定に用いた観測点配置図である。この領域は島が北東-南西方向に点在している。震源決定に使用した観測点は島に設置されているため、観測点の配列は線状となる。

図 2 に震源が決まったすべての地震の震源分

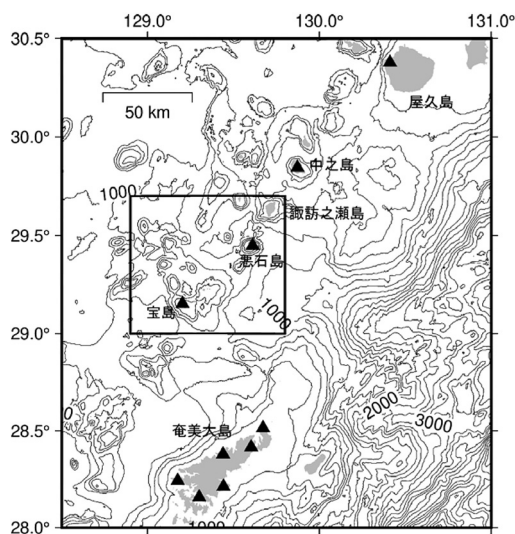


図 1 鹿児島大学南西島弧地震火山観測所が用いた南西諸島北部の微小地震観測点配置図。灰線は海底の等深度線を示す。図 2 以降で震央分布を表示する領域を黒枠で示す

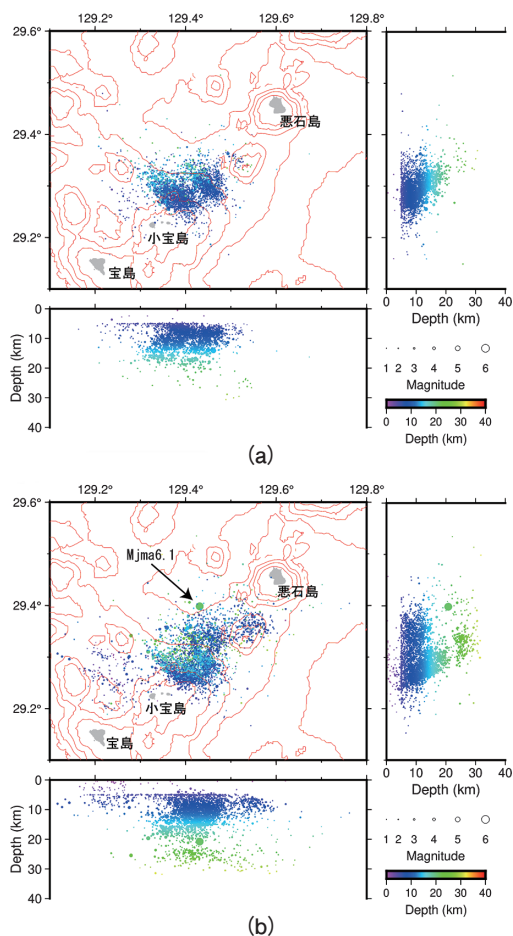


図 2 震源分布図。(a) 2021 年 4 月 9 日～5 月 8 日、(b) 2021 年 12 月 1 日～12 月 31 日

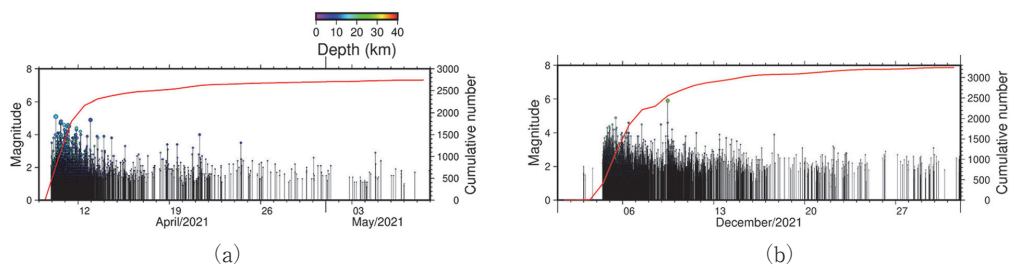


図 3 MT 図と日別積算地震回数（赤線）の変化。
(a) 2021 年 4 月 9 日～5 月 8 日, (b) 2021 年 12 月 1 日～12 月 31 日.

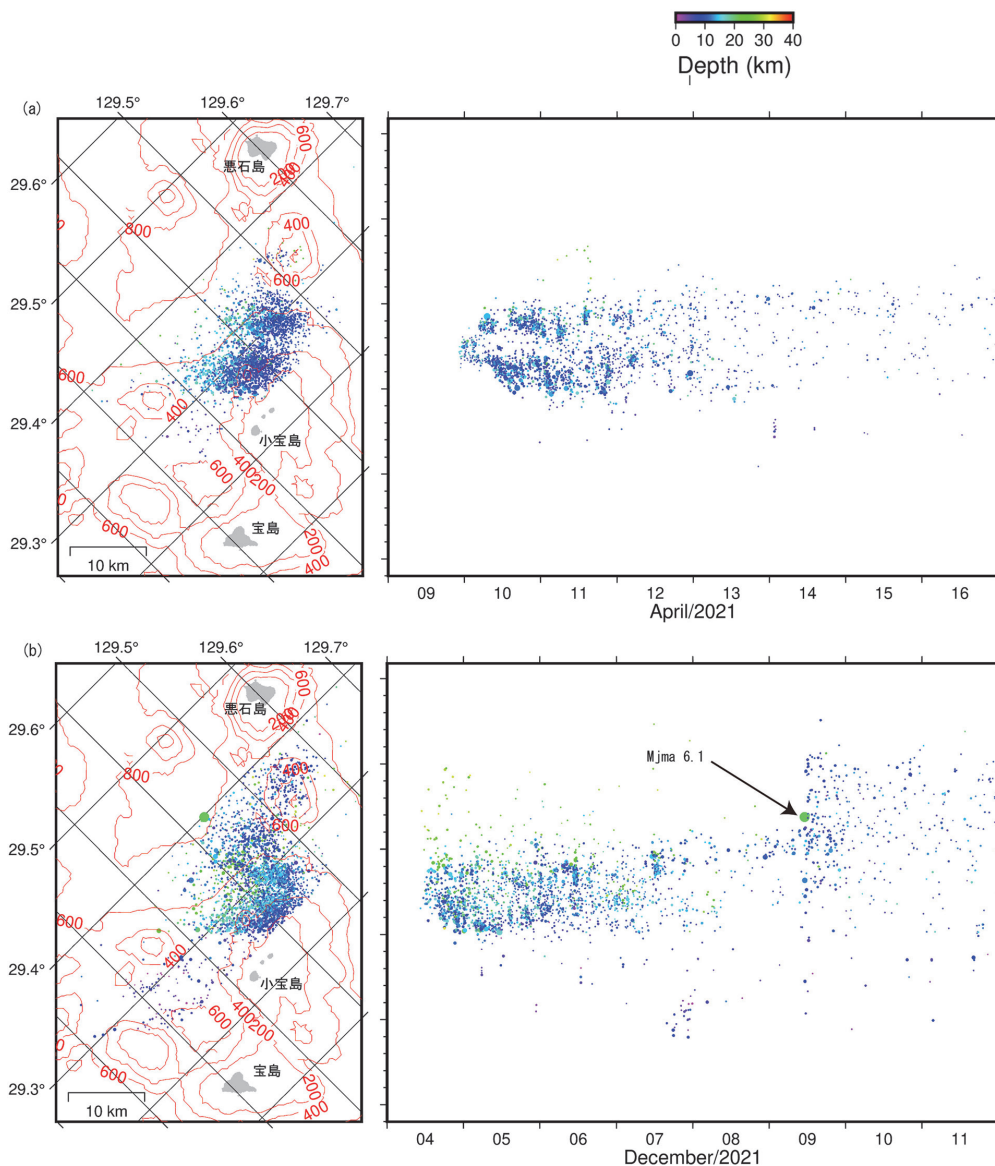


図 4 時空間分布図。
(a) 2021 年 4 月 9 日～16 日, (b) 2021 年 12 月 4 日～11 日.

布図を示す。2021年4月9日～5月8日と2021年12月1日～12月31日でそれぞれ2,742個、3,247個の震源が求まった。2021年4月の活動は、悪石島と小宝島の間で活発であるが、やや小宝島寄りに分布する。多くの地震は深さ20 km以浅で発生している。震央分布は、小宝島に近い南西グループと悪石島に近い北東グループに分かれているように見える（図2(a)）。2021年12月の活動は、2021年4月の活動と同様に悪石島と小宝島の間で発生しているが、2021年4月の活動に比べて悪石島寄りにも活動が広がっており、深さ20～30 kmで発生する地震も増加している。2021年12月9日には、一連の地震活動で最大規模である気象庁マグニチュード(M) 6.1の地震が発生した。

図3は、2回の活動のMT図と積算地震回数の時間変化を示す。いずれの活動も3～4日で発生地震数が少なくなっているが、2021年12月の活動では、12月9日に最大M6.1の地震が発生したため、一時的に活動度が上がり、その後ふたたび発生地震数が減少していった。

悪石島と小宝島を結ぶ方向での地震活動の時空間変化を議論するため、図4に129.4°E、29.3°Nを中心に反時計回りに45°回転させた震央分布図と回転後の深さ断面に震源を投影したときの時空間分布を示す。2021年4月と12月の活動とも悪石島と小宝島の間のほぼ同じ位置から地震活動が始まったように見える。2021年4月の活動は、活動開始後から約7時間は同じ領域で地震発生が継続し、その後悪石島、小宝島の方へ活動が拡大していった。拡大は11時間ほど続いたが、その後はほぼ同じ領域で地震が発生している。このとき、最初に地震活動が開始した領域ではほとんど地震が発生していない。

2021年12月の地震活動では、地震活動開始後すぐに悪石島、小宝島の方へ活動が拡大し、約10時間で拡大は停止した。その後、12月9日に活動領域の最も悪石島寄りでM6.1の地震が発生し、短時間のうちに悪石島の方へ

地震活動が広がった。

今回の地震活動は海域下で発生しており、北東～南西方向に点在する地震観測点の配置は十分とはいえない。しかし、悪石島観測点および小宝島の南西に位置する宝島観測点を震源決定に使っており、震源が悪石島に近いか、小宝島に近いかという点についての分解能はあると考えられる。地震活動全体の震源決定精度向上のためには、面的な観測点配置とするための海底地震観測データの利用が今後重要である。以上の島嶼観測点を用いた震源決定結果から、2021年4月と12月に悪石島と小宝島の間の領域で発生した群発地震活動は、いずれの活動も悪石島と小宝島の間のほぼ同じ場所から始まり、さらに悪石島、小宝島の方へ地震活動が移動した点で共通した特徴を有することがわかった。

群発地震活動が発生した領域は、火山が連なる領域であり、海上保安庁(2014)は今回の活動領域の西方約15 kmに新たに海底火山が確認できたことを報告している。Wen *et al.* (2016)は小宝島周辺に熱水プルームを発見している。2021年4月と12月の地震活動では、活動開始領域から地震発生が悪石島、小宝島の方へと拡大する、震源移動の特徴が捉えられている。これらのことから、この群発地震活動には何らかの流体の移動の関与が示唆される。

謝辞

500 m メッシュ海底地形データ(海上保安庁、https://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/info/JEGG_j.html)を利用しました。図の作製にはWessel *et al.* (2019)によるGMT6.3を使用しました。

参考文献

- 海上保安庁. 2014. トカラ列島で発見された海底火山について. 火山噴火予知連絡会会報, **115**, 235-236.
- 気象庁福岡管区気象台. 2021. 10-1九州地方とその周辺の地震活動(2020年11月～2021年4月). 地

- 震予知連絡会会報, **106**, 491-496.
- 気象庁福岡管区気象台. 2022. 10-1 九州地方とその
周辺の地震活動 (2021 年 11 月~2022 年 4 月). *地
震予知連絡会会報*, **108**, 500-524.
- Kizaki, K. 1986. Geology and tectonics of the Ryukyu
Islands. *Tectonophysics*, **126**, 193-207. doi: 10.1016/
0040-1951(86)90014-4.
- 小西健二. 1965. 琉球列島 (南西諸島) の構造区分.
地質学雑誌, **71**, 437-457. doi: 10.5575/geosoc.71.437
- Wen, H.-Y., Sano, Y., Takahata, N., Tomonaga, Y.,
Ishida, A., Tanaka, K., Kagoshima, T., Shirai, K.,
Ishibashi, J., Yokose, H., Tsunogai, U. and Yang, T.
F. 2016. Helium and methane sources and fluxes
of shallow submarine hydrothermal plumes near
the Tokara Islands, Southern Japan. *Sci. Rep.*, **6**,
34126. doi: 10.1038/srep34126
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe,
F., Smith, W. H. F. and Tian, D. 2019. The generic
mapping tools version 6. *Geochem. Geophys.
Geosys.*, **20**, 5556-5564. doi: 10.1029/2019GC008515
- 中尾 茂 (鹿児島大学大学院理工学研究科
理学専攻教授 (観測所長併任))・
八木原寛 (同研究科附属南西島弧地震火山
観測所准教授)・
仲谷幸浩 (同所特任助教)・
平野舟一郎 (同所技術専門職員)

宇宙線ミュオンで探る跡津川断層浅部の構造

池田大輔

1. はじめに

宇宙空間には宇宙線と呼ばれる非常にエネルギーの高い粒子が飛び交っており、地球に飛来した際には大気中でさまざまな粒子を生成し、それらは地表に降り注いでいる。これらの生成された2次粒子の中に、透過力の非常に高いミュオンと呼ばれる素粒子が含まれており、これを用いると山体のような巨大な構造物の内部をレントゲン撮影のように透視することができる。この技術はミュオグラフィと呼ばれ、火山内部のマグマ（田中，2014）やアルプス氷河の基盤岩（Nishiyama *et al.*, 2017）の透視など、地球科学の分野においても成果をあげている。

本稿では宇宙線ミュオンを用いた地震断層の透視について述べる。ミュオグラフィは上空から飛来する宇宙線ミュオンが測定対象を通過した後のミュオンを検出する必要があるため、測定対象を見上げる位置にミュオン検出器を設置しなければならないという制約があり、測定対象に限られていた。われわれはボアホールという、既存のミュオン検出器にとって極小の空間に設置可能な小型のミュオン検出器およびこれを用いた解析手法を開発し、地下浅部の断層の透視を行った。これはミュオグラフィの測定対象を地下へと拡張する技術となる。測定原理、開発した小型ミュオン検出器、および跡津川断層における測定について報告する。

2. ミュオンを用いた地震断層の透視

宇宙線によって生成されたミュオンは、地表では手の平を秒間1個程度通過する頻度で定常的に到来する。物質中を通過するミュオンは、その物質中の経路長と経路上の物質の平均密度の積である密度長に応じてエネルギーを失い、やがて電子と2つのニュートリノに崩壊する。宇宙線ミュオンにはさまざまなエネルギーのミュオンが含まれており、物質を通過する際にエネルギーの低いミュオンから順に失われていくため、宇宙線ミュオンの数は密度長に応じて減少していくことになる。つまり、物質通過後のミュオンの数を到来方向ごとに測定し、その方向の物質の経路長を与えることで、経路上の平均密度を得ることができる。これが宇宙線ミュオンを用いた透視の基本的な原理である。

本手法は密度に感度のある測定であるため、密度差のある断層であれば測定することが可能である。たとえば断層運動によって破壊された断層破碎帯と呼ばれる領域は空隙が大きく、その周囲の地盤と比べて密度が小さいため、断層破碎帯を伴う断層は本手法の測定対象である。この場合、断層破碎帯を通るミュオン数は、そうでない場合と比べて多くなるという形で測定結果に現れる。他に、上盤と下盤で密度差のある断層についても測定が可能である。

一方、宇宙線ミュオグラフィの制約として、ミュオンは上空から飛来することから、空とミュオン検出器の間が測定可能な領域となるため、測定対象を見上げる位置にミュオン検出器

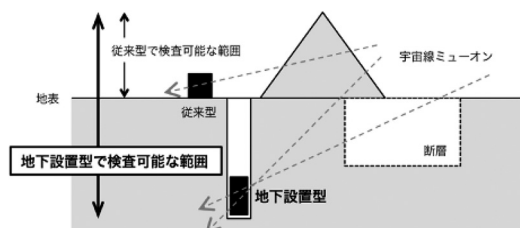


図 1 ボアホール埋設型ミューオン検出器による断層測定の様式図

を設置する必要がある。これまでに行われた宇宙線ミューオンを用いた断層の測定として、糸魚川-静岡構造線の断層露頭の測定 (Tanaka *et al.*, 2011) があるが、これは断層露頭が丘陵に位置していたため、地上の検出器で測定することが可能であった。より一般的な、地下の断層を測定するためには、図 1 のように地中深くにミューオン検出器を設置する必要がある。しかし既存のミューオン検出器は一辺 1~2m 程度の大きさがあることから、トンネルなど地下に十分な空間のある位置の周囲などに測定対象が限られるという問題があった。

この問題を解決するため、本研究では直径 10 cm 程度のボアホールの内部に設置可能な小径かつ縦長の検出器を開発した。この検出器は、内部にミューオンを検出する長さ 1m のプラスチックシンチレータを、断面が 8 角形、内外 2 層となるように合計 16 本配置している (図 2)。プラスチックシンチレータはミューオンのような電荷を持つ粒子が通過すると、その通過距離に応じた光量で発光するため、光検出器と組み合わせることで、ミューオンを検出することができる。検出器内で記録、保存された信号データは、光通信ケーブルを用いて地上まで伝送可能であるため、観測状況をリアルタイムに確認することができる。また低消費電力であり、ソーラーパネルとバッテリーを用いて、電力を用意することの難しい場所での独立運用も想定されている。

ミュオグラフィを行うためには、検出されたミューオンの到来方向を知る必要がある。到来方

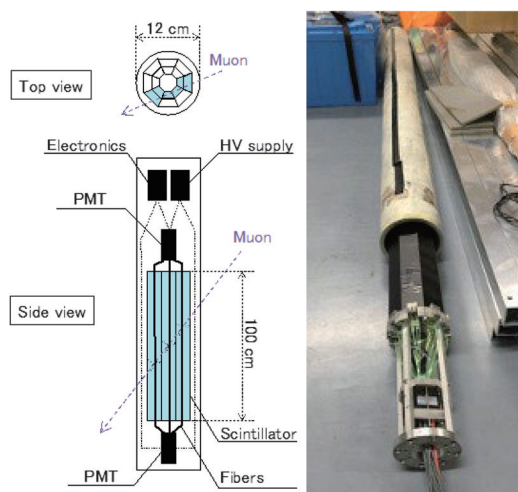


図 2 ボアホール埋設型ミューオン検出器の様式図 (左) とその外観 (右)

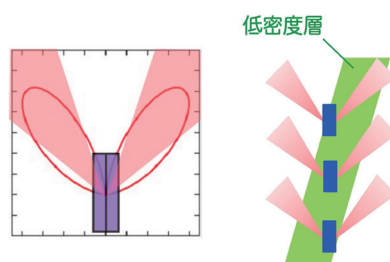


図 3 地下の縦長検出器で観測されるミューオンの天頂角分布 (左) と、さまざまな検出器深さでの測定による地下密度構造測定の様式図 (右)

向のうち、方位角については、どのシンチレータがどれだけの光量で光ったのかという情報から約 7 度の分解能で測定する。ただし現在の検出器ではミューオンの進行方向までは分からないため、たとえば到来方位角 30° と 210° の事象の弁別はできない。一方、到来天頂角については測定していないが、このような縦長の検出器を地下で運用する場合、到来するミューオンの天頂角分布は特定の方向 (約 40°) に集中することが分かっている。これは地表におけるミューオンの到来天頂角分布に対して、地中でミューオンはその通過距離から水平方向ほど多く減衰すること、検出器が縦長で

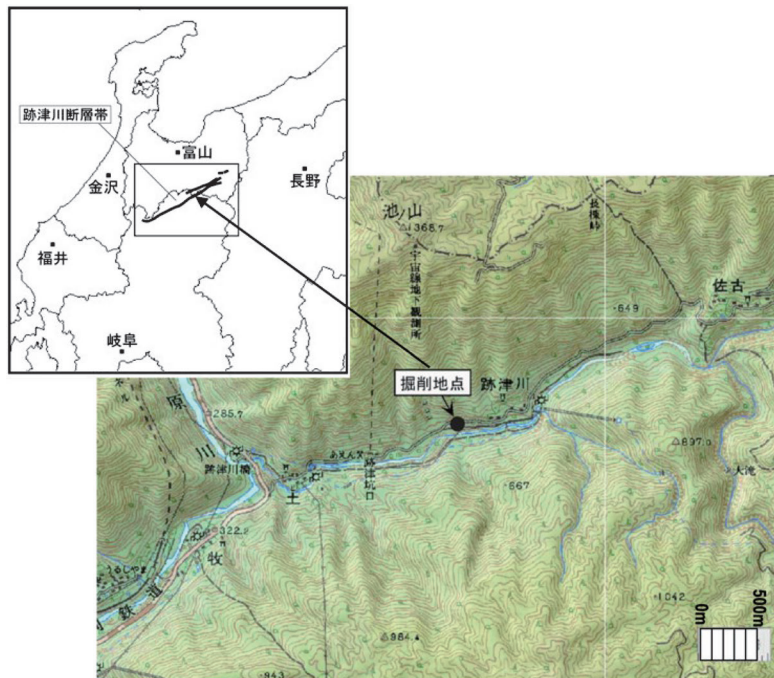


図 4 跡津川断層の地表トレースとボアホール掘削地点周辺の地形図。図は地震調査研究推進本部の活断層長期予測 web, およびカシミール 3D で作成した画像に加筆したもの

あることから水平方向の感度が良いことの 2 つを乗じた結果である。このような特定の天頂角の方向から多くミュオンを検出する装置を用いて、ボアホール内で検出器深さを変えながら測定することで、ボアホールの深さと同程度の空間の密度構造を 3 次元的に測定することができる (図 3)。

3. 跡津川断層における測定

ボアホール埋設型ミュオン検出器による地震断層測定の実証試験として、跡津川断層の測定を行った。跡津川断層は岐阜県北部から富山県南部にかけて東北東に伸びる、全長約 70 km に及ぶ横ずれの A 級活断層である。断層全体の中部に位置する岐阜県飛騨市には、過去に防災科学技術研究所が跡津川断層ドリリングプロジェクト (小村ほか, 2004; 松田ほか, 2005) として掘削したボアホールがある。跡津川断層の地表トレースと

ボアホール掘削地点周辺の地形図を図 4 に示す。掘削コアのサンプリング (図 5) や検層から、このボアホールは断層破碎帯を貫いていることが分かっている。断層破碎帯という低密度層を伴う断層であるため、密度に感度のあるミュオグラフィによる断層測定の対象となる。われわれは 2016 年から 2017 年にかけて、このボアホール内に検出器を挿入し、深さ 10 m から 100 m まで 10 m 刻みの位置で宇宙線ミュオンを観測した (図 6)。

本実験で取得した各深さ、各方位のミュオン数から、断層破碎帯の位置や姿勢、厚さを推定する。本研究では、断層破碎帯を 1 枚板の低密度層であると仮定し、断層破碎帯の走向、傾斜角、ボアホールとの交点、厚さ、破碎帯およびその周囲の密度を与えた場合の、各深さ各方位で検出されるミュオン数の観測期待値を計算し、観測データを最も良く再現するパラメータを探索した。観測データと比較可能なミュオン数の観測期待値

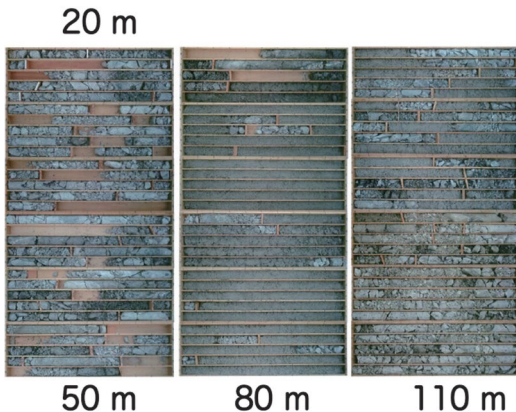


図 5 ボアホール掘削時に得られたコアサンプルの外観



図 6 跡津川断層測定におけるボアホール挿入直前の検出器、およびそれを固定する三脚の外観

を得るためには、地表でのミュオンの到来頻度 (Honda *et al.*, 2007) に対して、地表から地中の検出器までの間のミュオンの減衰と、検出器の応答の 2 つの要素を加えればよい。単位密度長あたりの物質中でのミュオンのエネルギー損失はよく知られており (Groom *et al.*, 2001), 地中の検出器から見た各方位の密度長が分かればミュオンの減衰量は計算可能である。密度長はミュオンが地中を通過する経路長と、その経路上の平均密

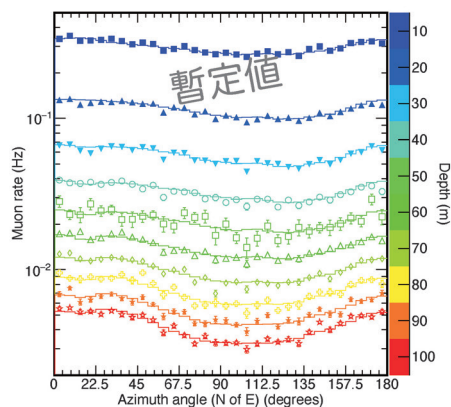
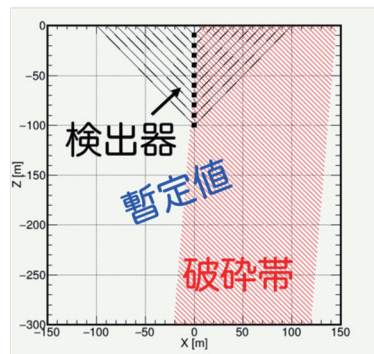


図 7 (上) 観測データを最もよく再現する断層破碎帯の走向に垂直な方向の断面図。(下) 上記断層破碎帯がある場合の観測期待値と観測データとの比較。点が観測データ、線が観測期待値であり、色は検出器の測定深さを示す。横軸は方位角であり、0°および180°が東西方向、90°が南北方向にそれぞれ対応する

度の積であるため、周囲の地形から経路長を得る必要がある。本解析では詳細な地形として国土地理院の数値標高モデル (DEM) を使用した。また、検出器の応答については、Geant 4 (Agostinelli *et al.*, 2003) という粒子相互作用シミュレータ内に、耐圧容器やシンチレータの形状、位置、組成を再現した検出器モデルを実装し、シミュレータ内でミュオンを入射することで、ミュオンに対する詳細な応答を得た。検出器内の光検出器の応答やチャンネル間のクロストークなどの検出器較正值については、浅部での観測データから取得した。本解析手法や検出器の詳細については別論



表 1 本測定で得られた断層パラメータ（暫定値）と既知の値との比較

	得られた値 (暫定値)	既知の値
走向	N72°E	N60~70°E
傾斜角	85°N	70~90°
破碎带上端が ボアホールと 交わる深さ	58m	約 50m

文 (Yamazaki *et al.*, 2022) に記述があるので参考にさせていただきたい。

暫定値ではあるが、本手法により得られた、観測データを最もよく再現する断層破碎帯、およびそのときの観測期待値と観測データの比較を図 7 に示す。観測データ全体の傾向として、どの深さにおいても南北方向より東西方向のほうがミュオン到来頻度は多いが、これはボアホール周囲の地形を反映したものである。図 4 に示したように、ボアホールの掘削地点は東西方向に開けた谷底に位置するため、遮蔽する物質の少ない東西方向の事象数が多くなるはずであり、期待どおりの観測結果が得られている。また深さ 10m から 100m の各深さにおいて、期待値は観測データを良く再現していることが分かる。暫定値であり、測定誤差について現在解析中の段階であるが、得られた断層破碎帯の走向は N72°E、傾斜角は 85°N、断層破碎帯の上端とボアホールとの交点は深さ 58m、破碎帯の厚みは 140m であった。

得られた断層パラメータの妥当性を評価するため、既知の値と比較する（表 1）。跡津川断層中部地域のトレンチ調査結果（跡津川断層発掘調査団, 1986）やボアホール掘削地点付近で観測された断層露頭調査（ハスパートルほか, 2001）から、この地域の走向は N60~70°E、傾斜角は 70~90°であることが分かっており、本測定結果は良く一致している。この断層露頭の位置は、得られた断層破碎帯と地表面が交わる面内にあり矛盾がない。また掘削コアや検層による測定から、このボ

アホールは深さ 50m 付近から破碎帯と交差していることが分かっており（図 5）、本測定で得られた破碎帯の上端とボアホールとの交点の深さと一致している。結果として、宇宙線ミュオンを用いて測定した断層パラメータは、既知の走向、傾斜角、露頭の位置、ボアホールと破碎带上端との交点においてよく一致している。これは、本測定でたしかに断層破碎帯が観測されたという証左と言える。

4. おわりに

これまでに示したように、ボアホール埋設型ミュオン検出器による観測で、断層破碎帯浅部の構造の測定が可能である。本技術は、これまで断層の位置や周囲のインフラに制約されていたミュオグラフィによる断層測定の対象を大きく広げるものである。既存の断層測定手法と比較して、本手法はボアホールさえあれば安価に断層浅部周辺の密度構造と断層破碎帯の形状を測定可能である。得られた情報を用いたより現実に即した断層モデル構築により、地震による強震動予測や津波の波高予測の高精度化など、防災学への貢献が期待される。

跡津川断層測定で得られた断層パラメータの多くは既存の測定結果と矛盾がないという結果であり、本測定の妥当性を示すものであったが、断層破碎帯の厚みに関する情報は新たな知見となる可能性がある。本測定では 1 枚板の低密度層を仮定して解析を行っているため、実際には複数の破碎帯の集まりを 1 つの厚みというパラメータで表していると解釈することもできる。今回の測定では破碎帯の外側が測定の主要な視野の外側となっていたことから、厚みのパラメータの拘束が弱く、誤差が大きいことが分かっている。また測定の解像度を上げることで、密度構造という形でそれぞれの破碎帯を識別できる可能性がある。改善する方法として、検出器の性能としてはミュオンの進行方向を弁別可能にすること、測定手法として

は近傍に掘削した複数のボアホール内からのステレオ観測を行うことが考えられる。

また、本技術の本質はボアホール周囲の地下浅部に対する密度構造のリアルタイム測定であり、断層以外の応用先も期待される。現在開発中の新型検出器は、より一般的な孔径 86 mm のボアホールで使用できるよう小径化されており、測定対象はさらに広がる予定である。

参考文献

- Agostinelli, S. *et al.* 2003. Geant 4—a simulation toolkit. *Nucl. Inst. Meth. Phys. Res. Sec. A*, **506**, 3, 250–303.
- 跡津川断層発掘調査団. 1986. 1982 年跡津川断層（野首地区）トレンチ調査. *活断層研究*, **3**, 59–64.
- Groom, D.E. *et al.* 2001. Muon stopping power and range tables 10 MeV–100 TeV. *Atom. Data Nucl. Data Tab.*, **76**, 2, LBNL-44742.
- ハスバートルほか. 2001. 跡津川断層中部で新たに確認された断層露頭. *活断層研究*, **20**, 46–51.
- Honda, M. *et al.* 2007. Calculation of atmospheric neutrino flux using the interaction model calibrated with atmospheric muon data. *Phys. Rev. D*, **75**, 043006.
- 小村健太郎・山下 太・山田隆二・松田達生・福山英一・久保篤規・高井香里. 2004. 跡津川断層ドリリング（1）—跡津川地区断層破砕帯コアと物理検層—. *地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集*, J078–006.
- 松田達生・小村健太郎・山田隆二・田中秀実・島田耕

史・大谷具幸・小林健太. 2005. 跡津川断層クリープ域における NIED 活断層掘削. *日本地震学会 2005 年度秋季大会講演予稿集*, 236.

- Nishiyama, R. *et al.* 2017. First measurement of ice-bedrock interface of alpine glaciers by cosmic muon radiography. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 6244–6251.
- Tanaka, H.K.M. *et al.* 2011. Cosmic muon imaging of hidden seismic fault zones: rainwater permeation into the mechanical fractured zones in Itoigawa–Shizuoka Tectonic line, Japan. *Earth Planet Sci. Lett.*, **306**, 156–162.

田中宏幸. 2014. 火山の内部を透視する. *地震ジャーナル*, **58**, 45–49.

- Yamazaki, K. *et al.* 2022. Development of detector and method for density structure measurement of fault zones using cosmic ray muon. *Nucl. Inst. Meth. Phys. Res. Sec. A*, **1031**, 166518.

池田大輔

[いけだ だいすけ]

現職 神奈川大学工学部物理学教室 特別助教

略歴 2010 年 3 月東京大学大学院理学系研究科物理学専攻博士課程修了。博士（理学）。東京大学宇宙線研究所 研究員および特任助教、東京大学地震研究所 特任研究員を経て 2020 年 4 月より現職

研究分野 宇宙線物理学、宇宙線による固体地球物理学



2022 年 3 月 16 日福島県沖の地震 (M7.4)

2022 年 3 月 16 日 23 時 36 分、福島県沖の深さ約 55km で M7.4 の地震が発生し、宮城県および福島県で最大震度 6 強の揺れが観測された(図 1)。また、宮城県では長周期地震動階級 4 が計測された。この地震により、死者 3 名、重傷 28 名、軽傷 219 名の人的被害があったほか、全壊 204 棟、半壊 4,085 棟等の住家被害があった(消防庁：2022 年 6 月 24 日現在)。また、宮城県白石市では東北新幹線の車両が脱線し、広範囲にわたる高架橋横梁の損傷に加え、柱部の軸方向鉄筋の座屈・コンクリートの剥落を伴う損傷、電柱の折損、架線断線等が生じ、一部区間が 28 日間の運休となった。さらに、常磐自動車道や東北自動車道、一般国道・県道・市

町村道などで、のり面崩落や路面損傷、落石等による通行止めが多発した。今回の地震は、公共交通機関の運行や道路の通行に大きな支障をきたした。

今回の地震により、宮城県石巻市の石巻港(港湾局)観測点で最大 31cm など、青森県から茨城県にかけての沿岸で津波が観測された。

今回の地震の震源付近では、2021 年 2 月 13 日にも福島県沖の地震 (M7.3) が太平洋プレート内部で起きており(岡田, 2021)、日本国内で震度 6 強以上の揺れが観測されたのは約 1 年 1 カ月ぶりであった。今回の地震に伴って、宮城県川崎町では 1,233 ガル(三成分合成)の加速度が記録され、2021 年福島県沖の地震の際に宮城県山元町で記録された最大加速度 1,432 ガル(三成分合成)に匹敵するものであった。

今回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、2021 年福島県沖の地震の発震機構と類似する(図 2)。今回の地震発生直後から、北北東～南南西方向に約 40 km に延びる領域で地震活動が活発化した。地震活動域の分布から、北北東～南南西方向に延びる東南東傾斜の断層がずれたことが分かる(図 2 の赤色点)。今回の地震の震源は、地震活動域の南端付近の深い側に位置する。2021 年福島県沖の地震の余震域は、今回の一連の地震活動域の南側に位置し、隣接した北西～南東方向に広がる別領域に分布している(図 2 の灰色の点)。発震機構と震源分布のプレート境界に対する位置関係を考慮すると、今回の地震は、2021 年福島県沖の地震と同様に、沈み込むプレート内部で発生したやや深い地震である。

GNSS 観測の結果では、今回の地震に伴って宮城県石巻市において北向きに 3cm 程度の移動および 2cm 程度の隆起などの地殻変動が、宮城県や福島県を中心に広い範囲で観測された。国土地理院(2022)は、これらの測地デー

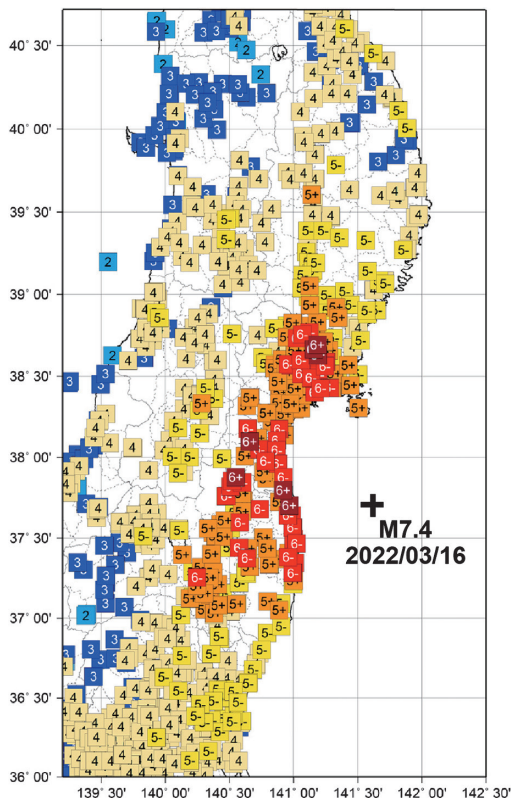


図 1 2022 年 3 月 16 日福島県沖の地震の震度分布。本震の位置を十字印で示す(気象庁, 2022)

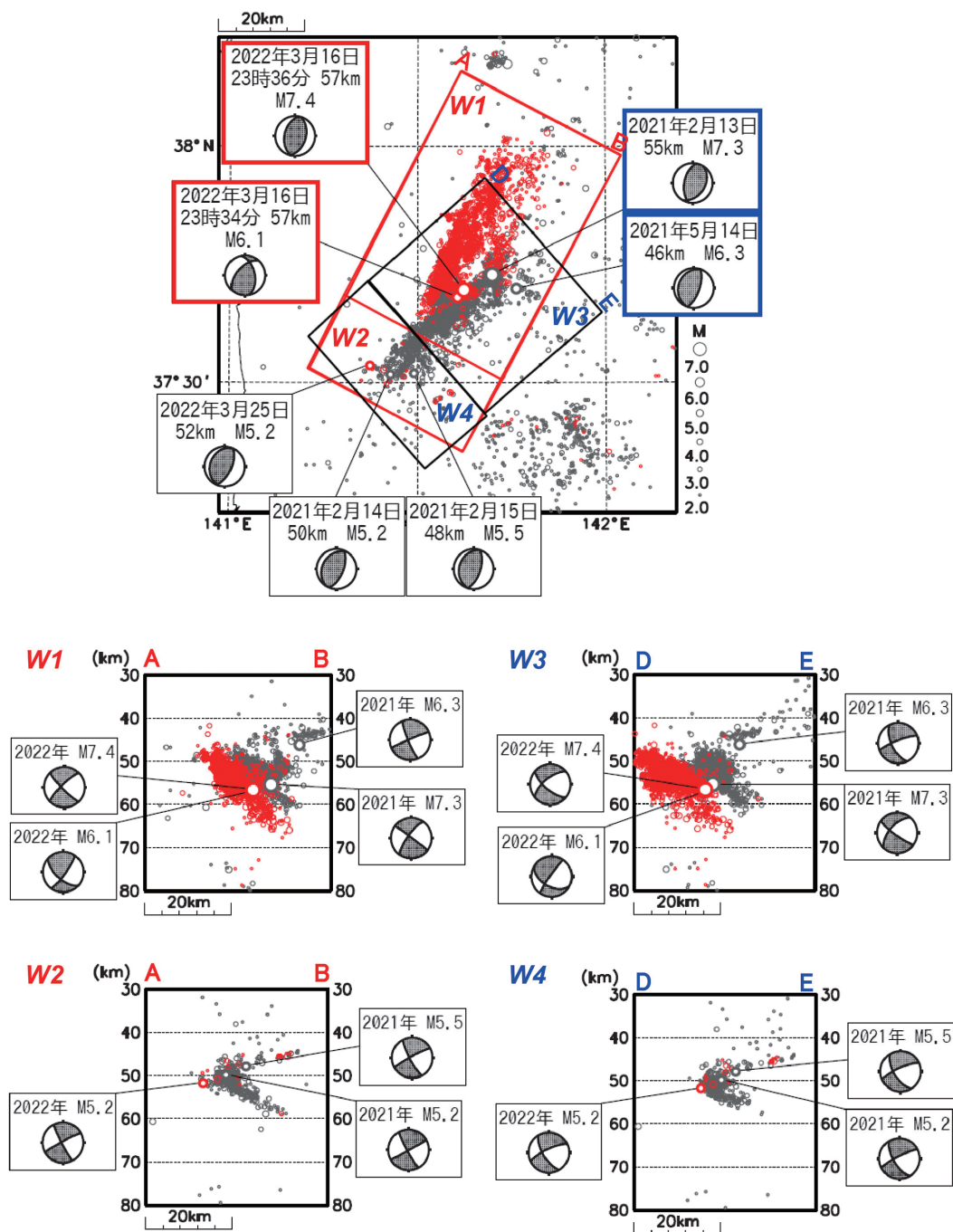


図 2 2022 年 3 月 16 日福島県沖の地震 (M7.4) と 2021 年 2 月 13 日福島県沖の地震 (M7.3) の発生直後の地震活動の震源分布。上図) 震央分布。下図) 4 つの領域 (W1~W4) における震源の深さ断面図を示す。2021 年 2 月 13 日~2022 年 3 月 31 日に発生した地震について、M が 2.0 以上、かつ、深さが 30~80 km の震源で、2022 年 3 月 15 日以前の地震を灰色点で、3 月 16 日以降の地震を赤色点で表す。図中の発震機構は、2022 年 3 月 16 日 23 時 34 分の M6.1 の地震についてのみ初動解を示すが、その他の地震については CMT 解を示す (気象庁, 2022)

タに基づいて、走向 $N16^{\circ}E$ ・南東に 52 度で傾斜する長さ約 60 km 、幅約 30 km の断層で、平均して約 1 m のすべりが生じたとする断層モデルを公表した。

防災科学技術研究所 (2022) は、強震波形記録を用いた震源過程インバージョン解析を実施し、図 3 に示すような最終すべり分布を推定した。走向 $N17^{\circ}E$ ・南東傾斜 45 度、長さ 44 km 、幅 24 km の断層面上でのすべり量分布を求め、破壊が震源 (破壊開始点) から北北東方向に伝播し、最大すべり量が約 6 m に達したことを示した。

今回の地震の震源近傍において、発生約 2 分前に、西北西～東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震 $M6.1$ が発生した (図 2)。 $M6.1$ の

地震は、一連の地震活動の前震 (後から見れば) であり、 $M6.1$ の震央に対して、今回の地震の震央は北北東に位置しており、今回の地震の破壊伝播方向 (北北東方向) とおおむね一致する。前震により今回の地震の破壊開始点に応力が載荷されて、 $M7.4$ の地震の発生が促進されたと解釈できる。

多くの地震活動は太平洋プレート上面よりも深部に位置しているが、地震活動域の南西端付近では太平洋プレートと陸のプレートの境界で $M5.2$ の地震 (2022 年 3 月 25 日) が発生するなど、プレート境界型の地震活動も一部で活発化した (図 2)。プレート内の逆断層型の地震が造り出す応力変化 (ΔCFF) は、プレート境界型の地震活動を促進する方向に働くため (Kato and Igarashi, 2012)、上記の活動の活発化は応力変化と調和的である。さらに、五十嵐 (2022) によると、小繰り返し地震の検出がされており、プレート間非地震性すべりも起きていたと考えられる。

なお、今回の地震の震源から北北東へ約 60 km の場所では、2011 年東北地方太平洋沖地震 ($M9.0$) の発生から約 1 カ月後の 2011 年 4 月 7 日に太平洋プレート内部で $M7.2$ の地震が発生している。今回の地震の震源域は、東北地方太平洋沖地震直後のプレート内の逆断層型地震が活発化した領域 (Kato and Igarashi, 2012) におおむね一致している。これらの領域は、東北地方太平洋沖地震の大すべり域の下端付近に位置する。今回の地震の震源域には、東北地方太平洋沖地震による応力載荷に加え、その後のマントルの粘弾性変形 (緩和) による応力載荷が進行していたと考えられ (Becker *et al.*, 2018)、応力が十分蓄積していたと解釈される。今回の地震の震源域と 2011 年 4 月の地震の震源域の間や、2011 年 4 月の地震の破壊域の北部には、地震活動がまだ活発化していない領域が存在しており、今後の活動を注視することが重要である。

なお、今回の地震について、地震調査研究推

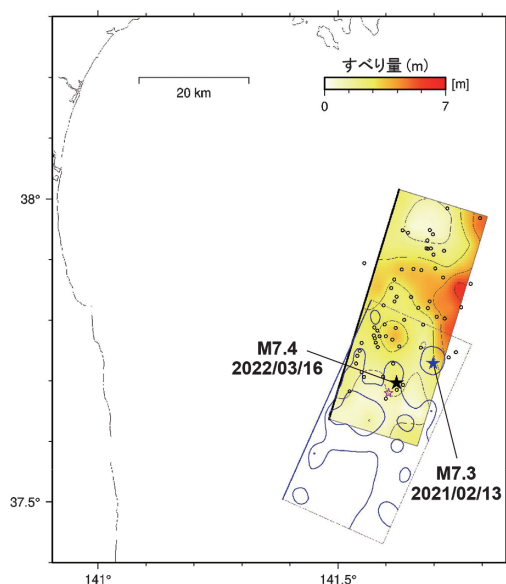


図 3 強震波形記録を用いた震源過程インバージョン解析による 2022 年 3 月 16 日福島県沖の地震の最終すべり量分布。黒星と青星は、2022 年福島県沖の地震の震源 (破壊開始点) と 2021 年福島県沖の地震の震源をそれぞれ示す。紫星は、2022 年福島県沖の地震の発生約 2 分前に発生した地震 (前震) $M6.1$ の震央を表す。丸印は、2022 年 3 月 16 日福島県沖の地震の発生から 2022 年 3 月 17 日 7 時までに発生した地震の震央を示す。青線コンター (1 m 間隔) は、2021 年福島県沖の地震時のすべり量分布を表す (防災科研, 2022)

進本部は2011年東北地方太平洋沖地震の余震域で発生した地震と考えている。余震域内の地震活動は全体として東北地方太平洋沖地震前の状態に近づきつつあるが、1年あたりの地震の発生数は、依然として東北地方太平洋沖地震前より多い状態が続いており、現状程度の地震活動は当分の間続くと考えられる。2021年1月以降では、今回の地震(M7.4)のほか、2021年福島県沖の地震(M7.3)、2021年3月20日に宮城県沖の地震(M6.9)、2021年5月1日に宮城県沖の地震(M6.8)が発生しており、M7前後の地震が高い頻度で発生している点は注意が必要である。

謝辞

本稿の執筆にあたり、五十嵐俊博氏には有益なコメントをいただきました。ここに記して感謝致します。

参考文献

Becker, T. W., Hashima, A., Freed, A. M. and Sato, H. 2018. Stress change before and after the 2011 M9

Tohoku-oki earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **504**, 174–184. doi:10.1016/j.epsl.2018.09.035

防災科学技術研究所. 2022. Topics 2022年3月16日 福島県沖の地震. <https://www.hinet.bosai.go.jp/topics/off-fukushima220316/>

五十嵐俊博. 2022. 2011年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺における2021年以降に発生した大地震に伴うプレート間非地震性すべり. 2022年度日本地震学会秋季大会, S09P-05.

Kato, A. and Igarashi, T. 2012. Regional extent of the large coseismic slip zone of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake delineated by on-fault aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L15301. doi: 10.1029/2012GL052220

気象庁. 2022. 2022年3月16日 福島県沖の地震. <https://www.jma.go.jp/jma/press/2204/08a/2203tohoku.pdf>

国土地理院. 2022. 令和4年(2022年)福島県沖を震源とする地震に関する情報. https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20220316_fukushima_earthquake.html

岡田義光. 2021. 2021年2月13日福島県沖の地震(M7.3). *地震ジャーナル*, **71**, 24–26.

加藤愛太郎(東京大学地震研究所教授)

■ 書 評 ■

● あの日の津波から十年、そして未来へ

原口 強・今村文彦・菅原大助・
岩松 暉 著

津波詳細地図にみる東日本大震災の10年

評者 林 豊

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の後、原口氏は、青森県下北半島から千葉県房総半島の太平洋沿岸の津波浸水域を2カ月かけて、8万kmもの距離を移動して踏査する驚異的な調査を成し遂げた。その調査結果は、岩松氏とともに著した『東日本大震災津波詳細地図』（古今書院発行、初版上下巻2011年、改訂保存版2013年）に100枚以上の図幅にまとめられた。いわばその続編にあたる本書は、震災後に改変が進んだ2021年の地形図の上に当時発行の詳細な津波浸水範囲を重ねることで、見えてくる各地の大津波の事実を伝えている。

全頁の8割以上は、岩手・宮城・福島各県の沿岸の地形図（震災当時とその10年後）と東北地方太平洋沖地震による津波浸水範囲を示した81組の図幅に割かれている。加えて、各著者らの短い解説文やコラム、津波シミュレーション動画へのQRコードなど関連図、あとがきで構成されている。東北地方太平洋沖地震の津波の概要・メカニズムと震災の伝承に向けた取り組みの解説、津波シミュレーション動画の紹介、著者と交流のあった被災者らによる手記などである。図幅以外の部分も、各場所での津波災害を理解させ、それを後世に正確かつ詳細に伝える目的で統一が図られている。

実際に津波浸水範囲と2011・2021年の地形図を見比べてみると、さまざまな土地の変化が読み取れて興味深い。地盤の沈降や浸食で消滅した陸地、新たな埋立地、沿岸部の新しい築山、農地の消失と整備、住宅地の消失と造成、鉄道・道路の付け替えと盛土、三陸自動車道など内陸の道路整備が目立つ。市役所・町役場の移転、JRから三陸鉄道への移管、さらには、三角点の標高変化の場所による違い、震災後に築かれた自然災害伝承碑の分布の特徴も見える。注意深く見れば、堤防が築かれ

た場所が多い一方で、海岸砂丘が消滅した場所もある。具体的な場所や詳細は述べないが、皆さんにも、各地に閉じ込められた災害の記憶を見つけて呼び覚ましてほしい。

しかし、地形図の縮尺表示の間違いがこの種の刊行物としては重大な校正ミスだと指摘せざるを得ないし、本書は地図の取り扱いが雑で説明不足なため、残念ながらこれが大きな誤解の原因になりかねない。まず、2021年の地形図に2011年の津波浸水範囲を重ねた図を見た読者の一部は、将来の津波浸水範囲を示すハザードマップだと勘違いすることが確実であり、その誤解を生じさせないための丁寧な説明は不可欠だった。次に、2011・2021年では数値地図の海岸線と等高線の引き方に相違があるらしく、地図を比較して見える違いには、地震や津波とその後の地殻変動や土地改変で生じたものと、たんに作図上の都合による見かけのものが混在するが、このことを、地図の専門家の協力を得て説明を加えるべきだった。さらに、本書が使用している2021年の地形図は、植生や三角点など一部の地図記号の有無、公園や河川の配色も頁により異なるので読みにくい。凡例を充実させ、また、自然災害伝承碑（2019年に災害教訓の周知・普及を目的に国土地理院が導入した地図記号）はすべて示すなど、数値地図から地形図を調製する際に工夫と統一があれば、図幅からより適切に震災教訓を読み取れて、読む楽しみもよりいっそう増したことだろう。

あとがきに代えた山奈宗真氏の「三陸海嘯調査」の解説文は、災害の伝承に正確さが重要であることを伝える絶妙なテーマ選択だ。だからこそ、1896年明治三陸津波後に岩手県の被災地を信じ難いほど短期間に網羅的に調査したとする一連の山奈文献には、信ぴょう性や価値に賛否両論あることを紹介して、この文献の無用な誤用の助長も避けるべきだった。

辛口の注文もつけたが、これらの点は将来の改訂（とさらに10年後の続編？）に期待させることはあっても、けっして、未来へ正確かつ詳細に津波災害を伝えようという本書の本質的な価値を損ねるものではない。

<古今書院、2022年3月、A4判、192頁、4,800円＋税>

[はやし ゆたか 気象研究所地震津波研究部第四研究室長]

● 地球をまるごと理解する

廣瀬 敬 著

地球の中身 何があるのか、何が起きているのか

評者 岩森 光

地球や惑星の深部を調べる方法として、高压高温実験があげられる。本書の著者である廣瀬敬教授は、ダイヤモンドを用いた実験装置（ダイヤモンドアンビルセル、あるいはDACとよばれる）を用いて地球の中心までの条件を再現し、世界をリードする研究を行っている。また、本書のタイトル「地球の中身—何があるのか、何がおきているのか—」や、帯にうたわれている「これが現代の「地底旅行」！」、「地表から地下6,400kmまでまるごと理解する！」は文字どおり、著者がこれまで行ってきた研究内容をあらわすものである。しかし、本書の内容は、それらから想像されるより、はるかに広い範囲・内容について、かつ分かりやすく書かれている。

「はじめに」と「序章—地球の中に潜る前に—」に続く本文は、第一部「現在」と第二部「過去」で構成されており、目次構成をみただけでも、（現在の）地球の中に何があるのか、何がおきているのかのみならず、地球がどのようにできて進化してきたかについても書かれていることがわかる。実際、地球を覆う海や大気、さらには宇宙空間に飛び出して他の惑星や太陽系や地球・惑星のでき方にまで話が広がっている。特筆すべきは、これらの広範な内容がすべて結びつくように書かれており、地球のことはもちろん、火星や金星など、他の惑星の成り立ちも含めて、まるごと理解できるように構成されている。もとい、地球を理解するにはまるごと知る必要がある、というべきであることが、読み進むにつれて明らかとなるのである。

「はじめに」では、惑星探査と比較しながら、地球の中身を知ることがいかに困難であるかがのべられている。同時に、何があるのか、何がおきているのかを知るには、現在の地球を知るだけではなく、生い立ちや過去を調べる必要があると書かれている。「序章」では、その後に続く本文に進むにあたっての基礎知識や視点がまとめられており、地球科学になじみのない読者の助けとなるであろう。

本書の特徴である「地球をまるごと理解する」視点は、第1章の冒頭から現れる。地球を覆う大気、海洋、および地殻について、それらの構造、組成、運動がかなり詳しく説明されており、この説明があとに続く地球内部についての理解を大きく広げる役割を果たしている。特

に、大気と海洋にみられる風や大気循環、海流などの運動は、比較的身近で理解しやすく、同様の原理でおこる地球内部の運動の理解に対する良い導入となっている。また、海水の量（これは本書の最後まで重要な指標となる）についても触れられている。

第2章～第5章はマントルとコアの構造やそこでの運動・現象について、著者らの研究成果を含む最新の知見が展開されている。内容は高度であるがわかりやすく書かれており、また、第2章から第5章の間に挟み込まれている9つの挿話的なコラムが面白く、内容の理解を助けつつ、読み手に一息与えてくれる。このため、高度でありつつも比較的すんなりと読み通せてしまうのではなかろうか。

第5章までが「I部」に属し、現在について述べられているのに対し、第6章から第8章は「II部」として過去について述べられている。そこでの内容はI部以上に多岐にわたり、主なキーワードだけ取り出してみても以下のように多数ある：惑星形成、系外惑星、月、水星、金星、火星、ジャイアントインパクト、マグマオーシャン、冥王代、大気-地殻-マントル-コアの形成と進化、縞状鉄鉱層、ストロマトライト、陸と海の割合、大陸地殻と初期生命、磁場。これらがどうつながるのか、またI部との関係はどうなっているのか、読み終わった後、腑に落ちるであろう。その中でも、著者が一貫して鍵と考えるものをあげるとすれば、水の行方であろうか。

著者の研究内容を知る者（たとえば、この書評の著者）にとっては、「地球内部自体については、もっと書いてほしい、最新の知見をより詳しく教えてほしい」と感じる部分もあった。わかりやすさや全体の構成を考えて、少し手加減が加えられている部分があるのかもしれない。著者自身が「続編を書きたい」と締めくくっていることとも少しつながるかもしれない。そのような観点から、続編もぜひ期待したい。

<講談社、2022年1月、新書判、324頁、1,200円＋税>

[いわもり ひかる 東京大学地震研究所教授]

● 地下・地球深部構造解明に向けて—物理探査とは何か?—

公益社団法人物理探査学会 著 見えない地下を診る 驚異の物理探査

評者 岩崎貴哉

本書のタイトルである“物理探査”は、一般の人々には耳慣れない言葉かもしれない。これは、われわれの地球の中の、目に見えない部分をさまざまな物理量を通じて可視化していく手法である。

本書は、物理探査に関する専門書ではない。物理探査の原理とその実例を、あまり数式を使わずに、たいへんわかりやすく説明している一般人向けの本と言えよう。したがって、高校生程度の物理の知識があれば本書で述べられている物理探査の意味が十分理解できる内容となっている。

本書は、三章から構成されている。まず第一章では、地震探査、電気探査、磁気探査、リモートセンシング等の各種の物理探査の原理が説明されている。重要なことは、これらの探査はすべて、地下の物性に強く依存するある物理量をさまざまな工夫を凝らして観測し、その観測された物理量から地下の物性を推定するということである。この“観測量”と推定する“物性”との関係がその背景となる物理法則とともに平易に説明され、この章内に示された図等も、専門外の人にとっては理解を助けるように工夫されている。さらに、その物性量の代表的な数値が示されているので、読者はたんに定性的な理解に留まることはなく、地下の物性値がどの程度のものかどの程度変化するものかが理解できるであろう。

第二章は、物理探査の社会的貢献について精しく述べられている。物理探査と言うと、地球科学の研究や資源探査等がまず思い浮かぶが、本章では、災害軽減やインフラ施設点検等にまで広く用いられていることが丁寧に説明されている。私は地球物理学を専門とした研究者であるので、地震探査によって地球全体の構造から地表に比較的近い（数 km～数 10 km の深さ）の地震断層や火

山体の構造が解明されてきたことは承知している。しかし、本章で説明される災害軽減・社会インフラ点検等については、その実例等を過去にあまり見たことがなく、きわめて新鮮であった。本書の冒頭に、口絵としてこのような探査事例の代表的な結果が載せられている。たとえば、地下の浅い部分（深さ数 100 m）の比抵抗分布から砂防堰堤の漏水を検出する例や、地中レーダーによる遺跡調査（たとえば古墳調査）によって成果をあげていることはたいへん興味深い。近年は、地球温暖化によって集中豪雨等による気象災害が世界的に頻発している。また、日本は資源に乏しく、特に資源・エネルギー問題は深刻化するかもしれない。したがって、今後の災害防止・軽減、またさまざまなエネルギー資源の活用には、物理探査技術はその開発も含めて欠くことができない。このことは、広く社会に理解を求めたいところである。

第三章では、各種物理探査の原理・手法をやや専門的に解説している。その冒頭では、インバージョンについての説明がわかりやすく説かれている。物理探査におけるインバージョンとは、観測された物理量から地下の物性を逆に推定する方法で、物理探査データ処理理論の根幹を成すものである。この章で改めて重要と感じたことは、物理探査はきわめて広範な自然科学・工学の分野から成り立っていることである。最新の探査手法を確立しようと思えば、観測量と地下物性を結びつける物理法則の理解とその応用が必要である。また、データの収集には、最新のテクノロジーに基づく観測機器の開発が必要である。さらに、取得したデータから、より信頼度の高い結果を得ようとすれば、高度の計算処理技術の向上が必須であろう。このような諸科学・諸技術の集大成として物理探査が成り立っているのである。

冒頭で述べたように、本書は一般人向けに書かれた物理探査の入門書である。しかし、その内容を見れば、物理探査が上述のように広範な理学・工学に根ざしている魅力的な分野であることがわかる。この意味で、特にこれから進路・専門分野を決めようとしている高校生・大学生の皆さんには、ぜひ一読をお薦めしたい。

＜幻冬舎ルネッサンス新書、2022 年 1 月 28 日、

新書判、193 頁、990 円＞

【いわさき たかや 地震予知総合研究振興会副首席主任研究員】

●新刊紹介

熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター減災型
社会システム部門 編

熊本地震の痕跡からの学び

熊日出版, 紙版, 2022 年 3 月, A5 判, 164 頁, 1,800 円
+税

古川 保 著

**熊本地震による伝統的構法建築の「全壊」と「半
壊」を直す**

熊日出版, 紙版, 2022 年 4 月, B5 判, 152 頁, 2,400 円
+税

大中康譽・松浦充宏 著

地震発生の物理学 改訂版

東京大学出版会, 紙版, 2022 年 5 月, A5 判, 388 頁, 6,400
円+税

Newton 別冊 せまりくる 巨大地震

ニュートンプレス, 紙版, 2022 年 7 月, A4 変判, 144 頁,
1,618 円+税

鈴木康弘・竹内裕希子・奈良由美子 著

熊本地震の真実 語られない「8つの誤解」

明石書店, 紙版, 2022 年 8 月, A5 判, 182 頁, 1,600 円
+税

藤岡換太郎 著

**天変地異の地球学 巨大地震, 異常気象から大
量絶滅まで (ブルーボックス)**

講談社, 紙版・電子版, 2022 年 8 月, 新書判, 240 頁,
1,000 円+税

神沼克伊 著

**あしたの防災学 地球科学者と考える災害と
防災**

青土社, 紙版, 2022 年 8 月, 四六判, 246 頁, 2,200 円
+税

長尾年恭 著

**巨大地震列島 ビッグデータ活用で地震は予測
可能だ!**

ビジネス社, 紙版, 2022 年 9 月, 四六判, 168 頁, 1,500
円+税

松本穂高 著

なぜ, その地形は生まれたのか?

日本実業出版社, 紙版・電子版, 2022 年 9 月, A5 判,
192 頁, 1,600 円+税

東北大学災害科学国際研究所 著

**地球防災ラボ 実験でしくみを知って, 命を
守る**

岩崎書店, 紙版, 2022 年 9 月, B5 判, 176 頁, 3,500 円
+税

ADEP情報

公益財団法人 地震予知総合研究振興会（ADEP）の人事異動について

採用

Bantidi Matondo Thystere 地震調査研究センター 副主任研究員

22.11. 1

配置換等

磯部 誠 地震調査研究センター 事業推進管理部長（昇任） 22. 7. 1

編集後記

岡田義光前委員長から委員長

を引き継ぐことになった。また、これを機に新たに振興会外からの委員が交代することとなり、東大地震研の酒井慎一教授と今西祐一准教授および東京電力の植竹富一氏に委員として参加していただくことになった。

編集長の業務を引き継いだことから、少し本誌の歴史的経緯を調べてみた。本誌の創刊は1986年6月で、そのときの編集長は力武常次先生であった。その後編集長は2代萩原幸男先生、3代岡田義光先生と引き継がれ私で4代目となる。創刊時の頃の様子は萩原先生が60号・61号の編集後記に詳細に書かれている。詳細はこれらを参照されたいが、初代力武編集長は「地震関連科学における『岩波の科学』を目指す」と言われたそうである。また、本誌刊行の目的としては、「研究者間の知識の交流促進とともに地震防災知識の普及」があげられており、「この両者を車の両輪として『地震ジャーナル』を快適に走らせなければならない」と記されている。はたして「快適に走らせ」られるのか、まったくもって心もとないのであるが、委員諸先生や事務局の方々のお力をお借りしながら、なんとか進めていきたいと考えている。

さて、今号であるが、巻頭エッセイの他、論文が4件、寄書を2件、囲み記事2件および書評を3件ご寄稿いただいた。

巻頭エッセイでは国土地理院前院長（執筆依頼時は院長）の飛田幹男先生に執筆いただいた。国土地理院の地図に最近登場した「自然災害伝承碑」の地図記号に関する話題である。東日本大震災を機に過去の地

震・津波等に際して設置された石碑などの伝承碑が防災上もたいへん重要なランドマークであるとして見直されたのが契機となったのであろう。この地図記号は現在募集中とのことであり、読者諸氏もわが町の伝承碑がまだ登録されていないようであれば、お住まいの市町村を通じて応募してみてもはどうであろうか。

論文では、まず京大防災研西村卓也先生他に、2021年頃より活発化した能登半島北部の群発活動について詳しい解説をしていただいた。つづいて、京都大学理学研究科 Enescu Bogdan 先生他から東北地方太平洋沖地震によって誘発されたと考えられる長野県北部の地震の前駆過程を詳細な微小地震の解析によって明らかにした研究成果を紹介いただいた。興味深いのは、これら2つの現象のメカニズムの1つとして地震の発生に地下流体の関わりが指摘されていることである。地下深部の流体は内陸地震の発生過程に対して重要な役割があることを示唆しているように思われる。

今年3月に閉所となった東濃地震科学研究所で長く所長を務めてこられた石井 紘先生にこれまでの研究所の活動と主な成果についてまとめていただいた。

全体の成果報告書「東濃地震科学研究所25年のあゆみ—設立から終了まで—」は振興会のホームページからも取得できるのでこちらもぜひご覧いただきたい。

また、国土地理院宮原伐折羅先生には最近の測地学における大きな潮流である全球統合測地観測システム (GGOS) の紹介をしていただいた。

来年はいよいよ関東地震100周年ということで、「地震ジャーナル」

としても記念の特集号を組みたいと考え、準備を進めている。読者諸氏にはぜひ期待していただきたい。

ところで「地震ジャーナル」では、一流の研究者の方々にたいへんお忙しい中、執筆をお願いしている。このご努力に報いるためにはぜひ多くの読者に記事を読んでいただきたいと感じている。そこで、より多くの方々の目に触れるよう、科学技術振興機構が運用している電子ジャーナルの公開システムであるJ-STAGEに掲載することとして現在登録を申請中である。ここに掲載してもらうことのメリットとして、掲載記事にDOI (Digital Object Identifier) を付与してもらえる。これによって、文献を探すことやダウンロードすることが容易になる。登録に少し時間がかかるので、本号には残念ながら間に合わないが、次号からの実現を目指すとともに、いずれはさかのぼってこれまで印刷された論文についても順次J-STAGEに掲載していきたいと考えている。

(T.K.)

地震ジャーナル 第74号

2022年12月20日 発行

発行所 ☎101-0064

東京都千代田区神田猿樂町 1-5-18
公益財団法人

地震予知総合研究振興会

<https://www.adep.jp>

TEL : 03-3295-1966

FAX : 03-3295-3136

発行人 金 沢 敏 彦

編集人 加 藤 照 之

本誌に掲載の論説・記事の一部を引用される場合には、必ず出典を明記して下さい。また、長文にわたり引用される場合は、事前に当編集部へご連絡下さい。

●製作/一般財団法人学会誌刊行センター

☆ 本誌は、地震予知総合研究振興会のホームページにおいて閲覧およびPDFのダウンロードができます。
☆ 「地震ジャーナル」冊子の新規配布、配送先変更、配送停止については当振興会までご連絡ください。