

事業報告概要説明

事業報告概要説明

I 深地層・地下空間における観測機器・技術の開発研究および地下水流動研究

- 1 地球物理学的方法による地下水流動の研究・・・・・・・・・・・・・・・・・・1
- 2 活断層と地下水の関連性に関する研究・・・・・・・・・・・・・・・・・・10
- 3 応力計の開発とその実証・・・・・・・・・・・・・・・・・・14

II 内陸地震および活断層地域における地震の発生機構および関連現象の総合的研究

- 1 東濃地域の地震活動および地殻活動の研究・・・・・・・・・・・・・・・・・・17
- 2 地震のメカニズム研究への応力計・歪計の利用法の研究・・・・・・・・・・23
- 3 御嶽山の活動に関する研究・・・・・・・・・・・・・・・・・・26
- 4 地殻活動研究委員会の開催等・・・・・・・・・・・・・・・・・・31

III 地域の地震防災に貢献する調査研究

- 1 高密度地震観測網を活用した地域地盤構造とその地動特性に関する研究・・・・・・・・33
- 2 過去の被害地震資料の再検討 -濃尾地震震災の再検討-・・・・・・・・・・35
- 3 地震災害における経済損失額の予測と復興に関する研究および
激甚災害における人間被害の研究・・・・・・・・・・・・・・・・・・38
- 4 地域の地震防災に貢献する研究および市民との積極的な交流・・・・・・・・39
- 5 地域地震防災基準に関する基本問題研究委員会・・・・・・・・・・・・・・・・41

IV 広報活動など

- 1 地域社会などへの情報発信・広報活動・・・・・・・・・・・・・・・・・・43
- 2 国際交流・・・・・・・・・・・・・・・・・・44
- 3 地元でのイベント参加など・・・・・・・・・・・・・・・・・・45

V 研究成果の発表

- 1 研究成果(論文, 学会発表, 出版物, 特許など)・・・・・・・・・・・・・・・・・・49
- 2 最新研究報告会(研究所における研究発表)・・・・・・・・・・・・・・・・・・54

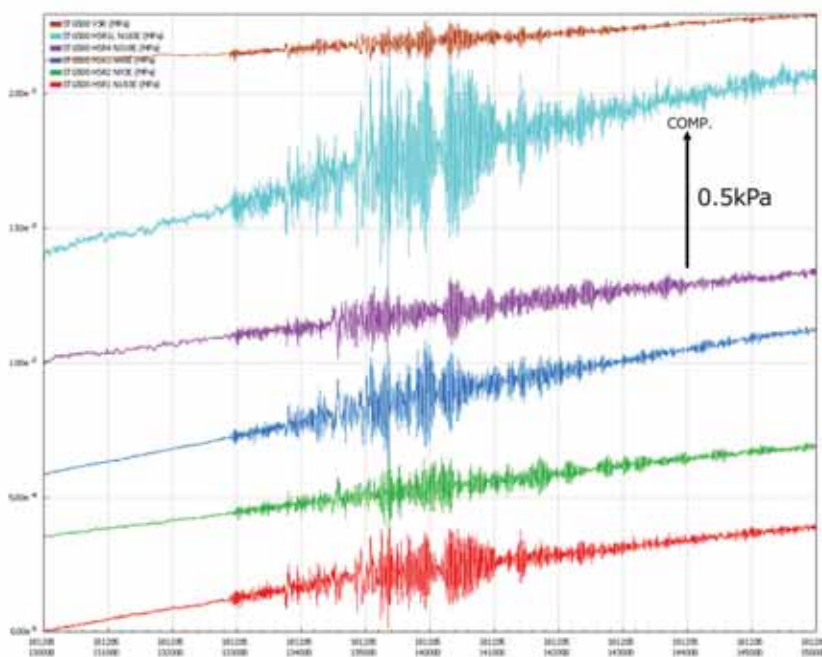


図 1.2: 2018 年 12 月 5 日 New Caledonia の地震 (Mw7.5; USGS) の応力地震波形記録. 図中のスケールは 0.5kPa を示す (上向きを圧縮). 赤, 緑, 青, 紫の各線は水平応力計記録 (HSR-1~4). 茶線は垂直応力計記録 (VSR-H). 図示期間は 2018/12/5 13:00:00~15:00:00 までの 120 分間.

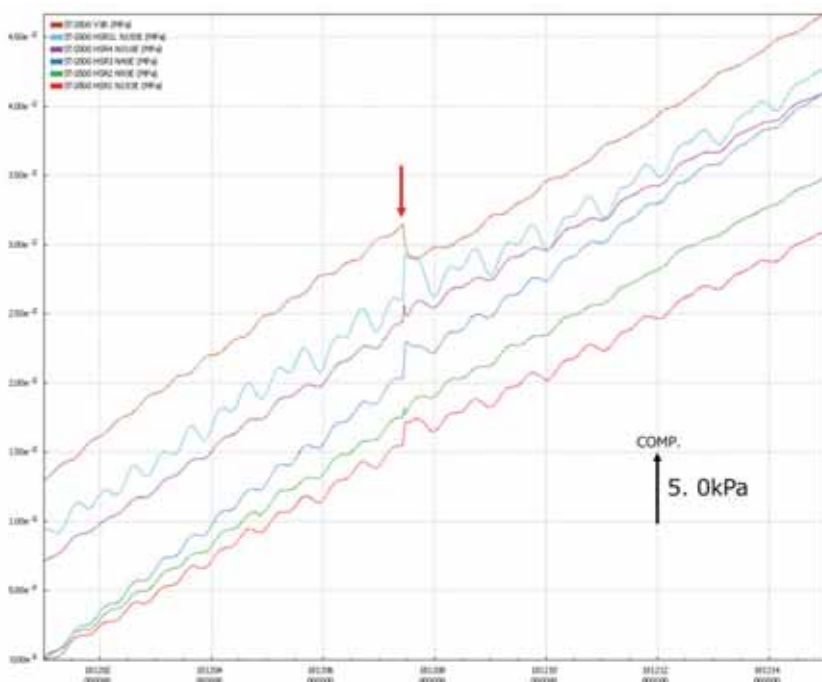


図 1.3: 応力地震波形記録 (期間: 2018 年 12 月 1 日から 14 日). 図中のスケールは 5.0 kPa を示す (上向きを圧縮). 赤, 緑, 青, 紫の各線は水平応力計記録 (HSR-1~4). 茶線は垂直応力計記録 (VSR-H). 図中赤線で示す各応力計記録の変化 (12 月 7 日 10 時) は, 水圧計取り外しによって生じた水圧減少に伴う変化.

ことが確認された. 今後は水圧観測を再開し, 冠水坑道周辺の間隙水圧回復過程や瑞浪超深地層研究所立坑内での人為的水圧変動に伴う土岐花崗岩中の応力変化検出を行うため観測を継続して行う.

2) 深度 500m ステージにおける地震観測点 1 点の撤収および深度 200m ステージボーリング横坑 (主立坑側) と深度 300m ステージ 11m 計測横坑観測点における地震観測の再開

平成 29 年 9 月に 500m ステージに地震観測点を 3 点新設したが、そのうち深度 500m 研究アクセス南坑道 20m ボーリング横坑 (観測点名: STG500A) の観測点について、今年度に JAEA から施工の都合により、撤去の可否について打診があった。この観測点では、平成 29 年 9 月から 1 年間ほど地震観測を行っていたが、同じ深度の他の観測点にくらべノイズレベルが大きいことが確認されていたため、STG500A 観測点は平成 30 年 10 月 18 日に撤収した。

一方で、主立坑断層近傍の観測を強化することを目的として、深度 200m ステージボーリング横坑 (主立坑側) における地震観測を平成 30 年 4 月 3 日より再開した。この観測点 (STG200E) は、深度 500m ステージ建設の際の、発破震源を観測するべく地震計がすでに設置済みであった。また、上記の深度 500m ステージの地震観測点の撤収に伴い収録装置も回収したため、深度 300m ステージ 11m 計測横坑の地震計 (この地震計も既設) による地震観測も平成 30 年 12 月 11 日に再開した (観測点名: STG300E)。

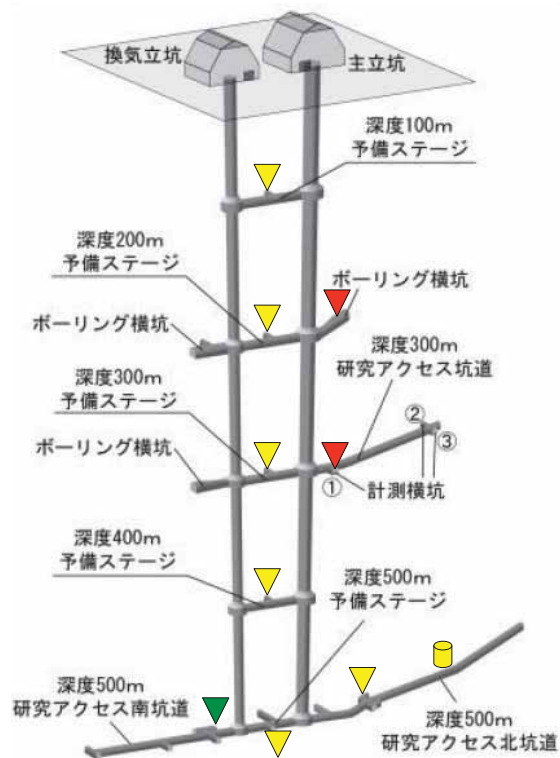


図 1.4: 観測を再開した地震観測点 (赤) と既存観測点 (黄), ならびに今年度に撤収した観測点 (緑) の分布。

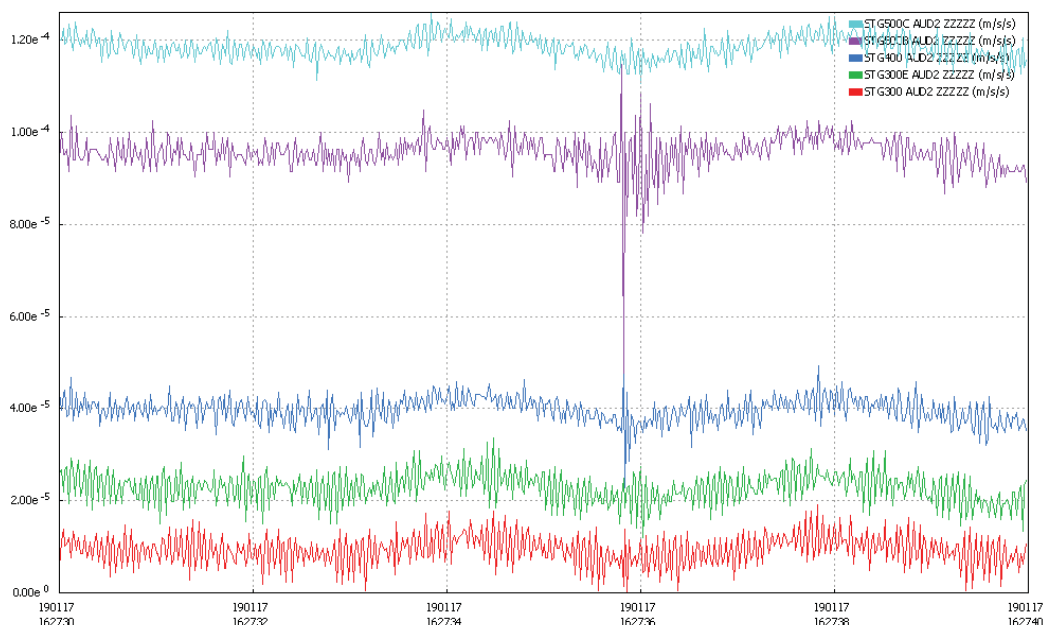


図 1.5: 深度 300m 以深の観測点における観測波形の例。2019/1/17 16:27:30 から 10 秒間を表示している。

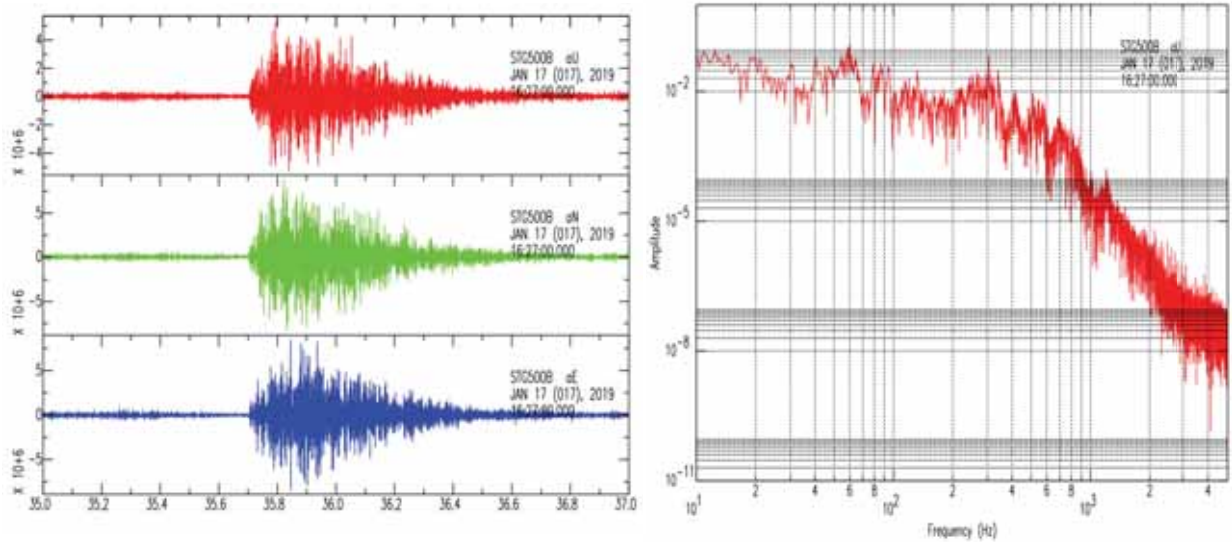


図 1.6: 左) 図 1.5 に示した 2019/1/17 16:27:30 から 10 秒間の波形のうち、16:27:35 から 2 秒間における 10kHz サンプリングで収録された観測点 STG500B の 3 成分加速度波形. 上から上下方向 (赤), 南北方向 (緑), 東西方向 (青). 右) 左図の上下動成分の変位フーリエスペクトル.

これらの地震観測点の分布を図 1.4 に示す. なお, STG500A 観測点の撤収に伴い, 南側 (図中の左側) に地震観測点なくなるが, 平成 31 年度に深度 500m ステージ研究アクセス南坑道の最奥部にボアホール型の地震計の設置を計画している.

このような地震観測網で検出された地震波形の例を図 1.6 に示す. 観測点 STG500B (紫色) で振幅が最大となる波形が記録されており, このフェーズに対応する波形が, STG400 (青) でも記録されている. STG300 (赤) にも対応するフェーズがあるようにも見えるが, ノイズレベルと比較すると有意ではない. 明瞭なフェーズが確認できるのは 2 観測点だけであるので震源決定はできないが, 振幅の比較から深度 500m ステージ以深を震源とする地震と推測される. 10kHz サンプリングで収録されている波形を図 1.6 (左) に示す. S 波の到達が明瞭ではないが, S-P time は 0.05 秒程度, S 波速度を Okubo et al. (2012) から 2200m/s, $V_p/V_s=1.73$ と仮定すると, 震源距離は 150m ほどと推測される. また, 上下動成分についての変位フーリエスペクトルを図 1.6 (右) に示す. 正確な推定はまだ行っていないが, オメガ二乗モデルに従う場合のコーナー周波数は, スペクトルの図から 300Hz 程度であることが予想される. コーナー周波数と地震モーメントのスケージング則 (e.g., Kanamori and Anderson, 1975; Yoshimitsu et al., 2014) に従うならば, $M_w=-1$ 程度の地震であると推測される.

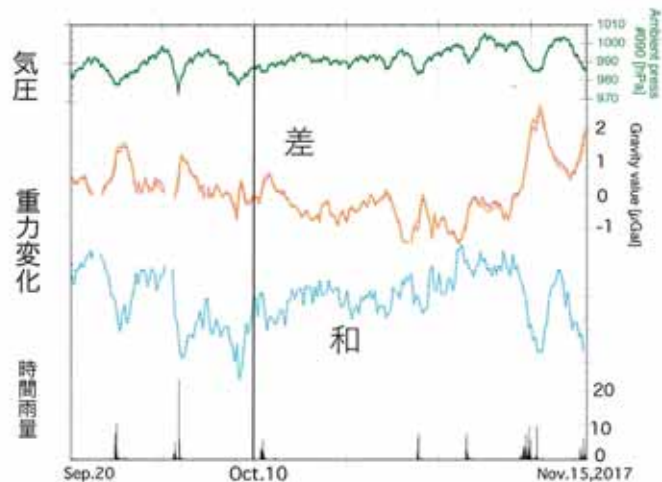


図 1.7: 重力変化と気圧および降雨量変化. 重力変動値は 2 点での測定値の和と差の変動として表されている.

3) 降雨に伴う重力変化の解析

本研究所では、地下水の移動など地下での密度変動検出などを目的にして、瑞浪超深地層研究所の立孔の地下深部の地点と地表（研究館）での同時重力加速度（以下重力）測定を行ってきている。図 1.7 に示したのは、観測値（地下 100m と地表）から、機械的なノイズや潮汐と大気質量変化などの影響を取り除いたものである。この図からも分かるように、重力の時間変動には、まだ大気圧や降雨の影響が大きい。地下水などによる長期の地下の密度変化を知るためには、こうした影響を正確に

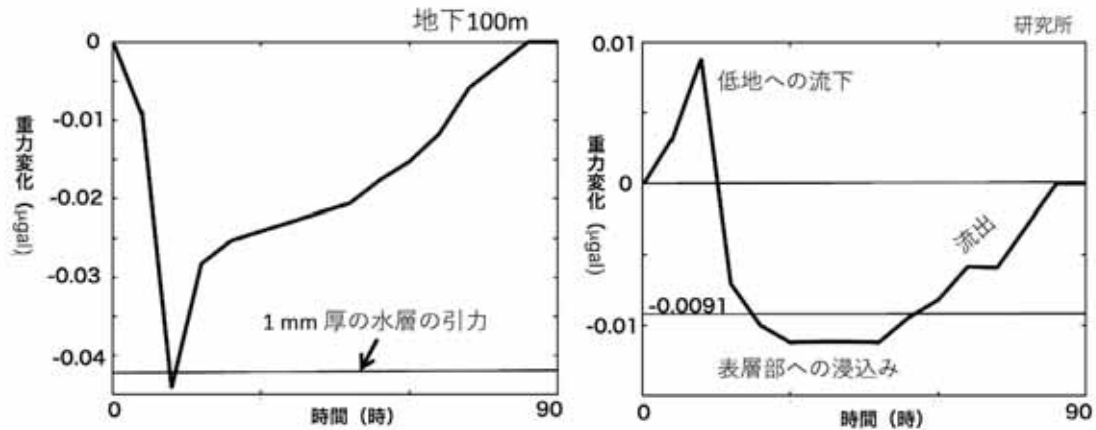


図 1.8: 図 1 熊本市の給配水管ネットワークと復旧工事発生箇所

知る必要がある。今年度は、そうした解析の一つとして、降雨による重力変化の解析を行った。

解析には、気圧があまり変動していない期間に雨が降った、2015 年 10 月 10 日から数日間の重力変化を利用した。降雨と重力の変動から、応答関数を推定した。その結果を図 1.8 に示す。図は 1mm の雨がパルス的に降った場合の、地下 100m と研究所での観測点における重力の時間変化を示している。

地下 100m では、雨量 1 mm の降雨に対して、重力は速やかに $\Delta g = -0.04 \mu \text{gal}$ 程度減少し、その後数日かけて元の値に回復する。降雨直後の雨水は地下 100m の地点よりも上方に存在するので、水の質量増加の影響は全て重力の減少になる。観測された減少量は厚さ 1mm の水の無限平板による引力 ($0.043 \mu \text{gal}$) にほぼ等しいので、推定される初期の重力の減少量は、地表に浸み込んだ 1 mm 分の水で説明できる。その後の回復は、降雨量と同等の水が領域から流出することを表していると考えられる。

一方地表での応答は、より複雑な挙動を示している。これは、地表の観測では、雨水が留まる領域が観測点より下方（市街地側の低地）と上方（山地側）の両方の領域からの引力があることによる。下方と上方にある雨水の影響は、それぞれ重力の増加と減少をもたらす。1mm の水の層が地表にある場合の引力を、5m メッシュの標高データを利用して見積もった。観測所より下方領域からの引力は $0.0042 \mu \text{gal}$ で、上方からの引力は $-0.0133 \mu \text{gal}$ である。両者の合計から、全域を覆う水による重力変化は $-0.0091 \mu \text{gal}$ となる。こうした値を参考に図 1.8 を解釈すると、降雨の初期に雨水が山地部から低地へ流下するので、重力が増加する。その後全域（山地部と低地）の地面に浸み込んだ雨水により、重力は約 $0.09 \mu \text{gal}$ 減少した状態になる。さらにその後数日かけて同量の水が領域から流出することで、重力値が元の値に戻ると考えられる。

4) 重力計鉛直アレイ観測による地下水量変動研究

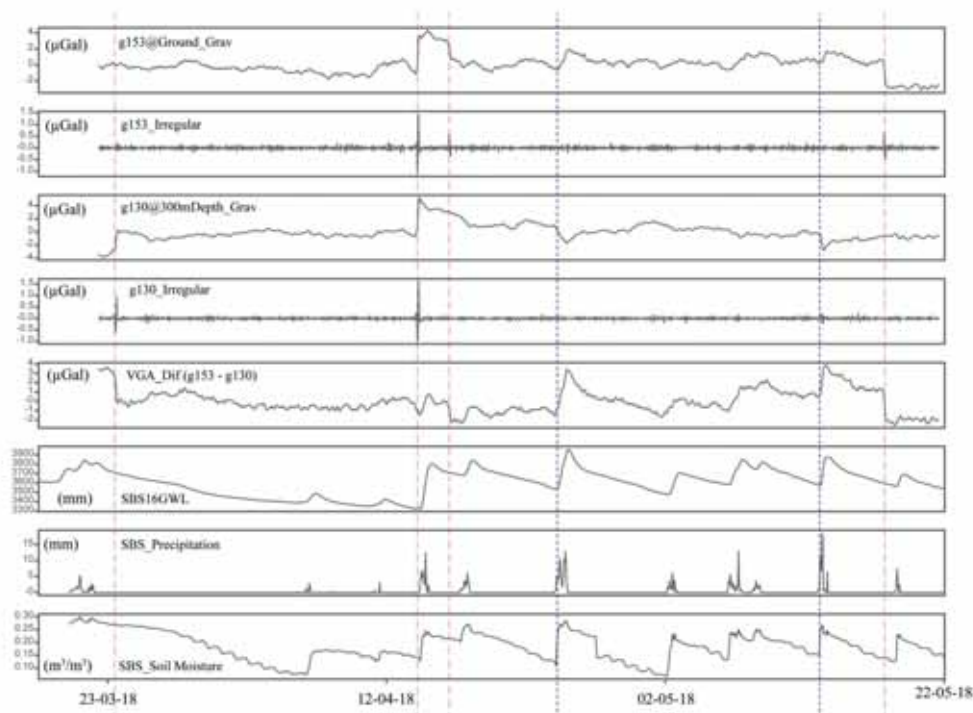


図 1.9: 鉛直重力計アレイ (VGA) 観測の減算処理と水理データとの比較 (1 時間値). g153Ground_Grav: 地上重力計の残差重力値, g153_Irregular: 地上重力計の不規則成分, g130300mDepth_Grav: 地下 300m の残差重力値, g130_Irregular: 地下重力計の不規則成分, VGA_Dif: g153 残差重力から g130 重力残差の減算値, SBS16GWL: SBS16 号孔の地下水位, SBS_Precipitation: 正馬様用地の降雨量, SBS_Soil Moisture: 正馬様用地の土壌水分量. 横軸は dd-mm-yy (日-月-年)

gPhone#130 (瑞浪超深地層研究所深度 300m 研究アクセス坑道に設置) と gPhone#153 (瑞浪地科学研究館測定室) を用いて, 重力計鉛直アレイ観測 (以下, VGA) 減算処理による地下水量モニタリングを行った. ただし, 個々の重力計データの段階で, 潮汐および気圧応答成分は除去してある. VGA 減算処理の結果は, 2 台の重力計がはさむ領域の質量変動を捉えていると考えられる. 場所は 1 キロ程度離れるが, 正馬様観測点で得られた陸水データ (地下水位, 雨量, 土壌水分) と比較した (図 1.9). 地震動などの振動擾乱 (赤破線) の有無がわかるように, 潮汐解析で得られる不規則成分も合わせて表示した. まとまった降雨があったときは, 深度 300m の方が重力変化が大きい傾向がある (青破線). これらから見積もられる間隙率は 0.13 程度である.

5) 地震時の急激な水圧変動と地震後の緩和な水圧変動

コサイスマックな水圧変動の後, 数日から数ヶ月にわたって水圧が変化し続けることがあり, 地震動にある種の閾値があるなど, 地震にともなう水圧変動に関する多くの研究成果が報告されている [例えば, 浅井, 2010; 2011; 浅井・石井, 2014; 浅井ほか, 2009]. 以下の報告では 2016 年 4 月 16 日に発生した熊本地震にともなうコサイスマックな応力および水圧変化, およびその後の応力と水圧変化について, 瑞浪の超深層縦孔 200 メートルレベルの水平坑道から掘削されたボアホールに設置された応力計 (STG200n) および水圧計により記録された結果をもとに議論する.

ボアホールを利用した地殻応力測定については多数の文献 (例えば佐野 [2005]; Sano et al. [2005])

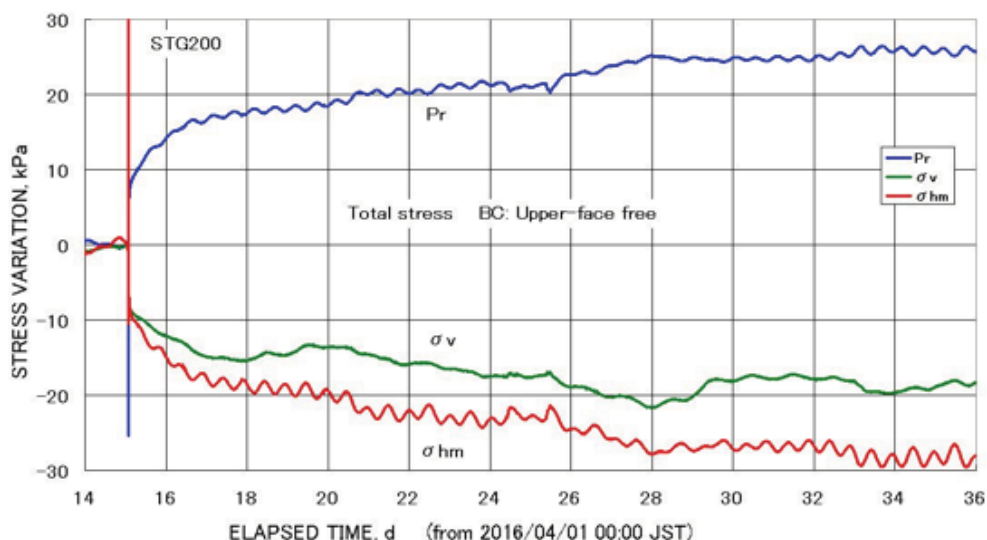


図 1.10: 2016 年 4 月 16 日の熊本地震にともなう水圧変化と全応力変化 (鉛直応力および水平面内平均応力). 引張応力を正とする.

による解説がある. その解説内容を簡単にまとめると, 一般論として, 岩盤内のボアホールに応力計をモルタルで固定するシステムでは, 応力センサ, モルタルおよび岩盤に生じる応力は不均質であり, たがいに等しくない. 応力センサ内の応力値を観測値として, いわゆる地殻応力, すなわち岩盤に生じる応力を知るためには, ボアホールから無限に離れた遠方の応力場を未知数とした観測方程式を解く問題となる. 解析原理はすでに報告済みのおりである [佐野ほか, 2015, 2016, 2017, 2018]. なお, ボアホール応力計内の応力センサは応力とひずみで独立に校正されており, 計算にもちいる校正値によってセンサの応力値はひずみ値と直接結ばれる. 一方, 応力変化と水圧変化が相互作用する条件下では, 岩盤のひずみは全応力変化の寄与分と水圧の寄与分の和で与えられるので [例えば Wang, 2000], ボアホール応力計でえられる応力値は全応力の寄与分と水圧の寄与分の和となる. すなわち

$$\text{観測方程式の解} = \text{全応力} + \text{水圧の寄与分} (\alpha P) \quad (1.1)$$

となる. あるいは, 全応力変化は観測方程式の解から αP を引いてえられる. ただし α は Biot-Willis 係数である.

2016 年 4 月 16 日の熊本地震から約 3 週間にわたって STG200n で観測された結果をもちいて観測方程式を解いた結果から水圧の寄与分 αP を引いてもとめた全応力の経時変化を示すと図 1.10 のとおりである. 図中, 水圧, 鉛直応力, および水平面内平均応力変化が示されている. 地震波到達直後に鉛直応力および水平面内平均応力が圧縮側に急変するとともに水圧が急増していることがみてとれる. これがコサイスマックな変化である. その後, 水圧がゆっくりと増加し続けるとともに, 鉛直応力および水平面内平均応力は減少し続けた (圧縮側に変化し続けた).

図 1.11 には, 図 1.10 に示された水平面内平均応力に替わって三次元の平均応力の経時変化が再下部に示されている. 図中, 水圧変化と平均応力変化の絶対値がほぼ 1 対 1 となっていることが見てとれる. 一方, 非排水条件下の岩盤の変形で計測される水圧は平均応力とスケンプトン定数, B , の積で与えられることが知られている. すなわち

$$Pr = -B(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 \quad (1.2)$$

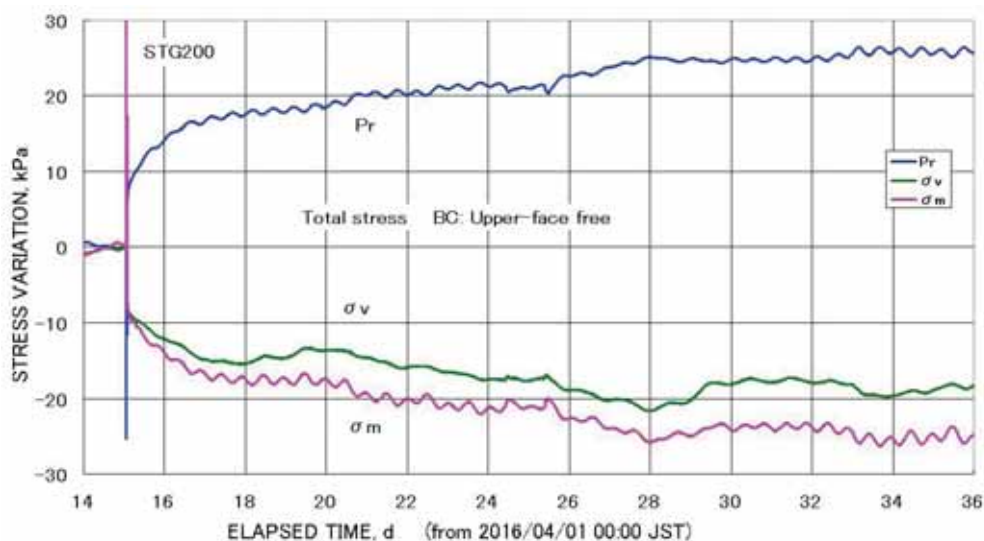


図 1.11: 熊本地震にともなう水圧変化と全応力変化 (鉛直応力と平均応力) が示されている。コサイスミックな変動領域の平均応力変化は鉛直応力変化とほぼ等しく、その大きさは水圧変化よりわずかに大きい、それ以後の変動では、ほぼ 1 対 1 である。

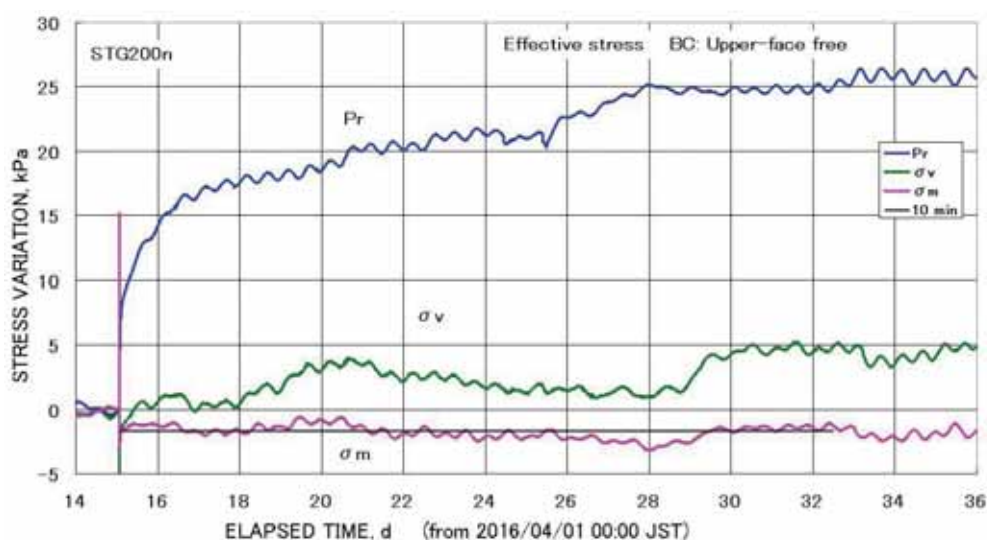


図 1.12: 熊本地震にともなう水圧変化と観測方程式の解 (有効鉛直応力と有効平均応力) が示されている。図中、最下部の黒い直線は地震波到達 10 分後の平均応力値である。

ただし、 P_r は水圧であり、スケンプトン定数の前のマイナス記号は引張応力を正とした場合である。図 1.11 に示された結果はスケンプトン定数がほぼ 1 に等しいことを示すようであるが、地震波からえられるスケンプトン定数が 0.75~0.85 の範囲にあるので、図 1.11 の結果は、非排水条件が成り立っていないことを強く示唆する。なお、地震波到達直後のコサイスミックな変動領域の水圧変化の大きさは平均応力の変化量より小さいので、この領域では非排水条件が成り立っていると考えられる。

図 1.12 は観測方程式の解を図示したもので、有効鉛直応力と有効平均応力が示されている。また、図中、下部の黒い直線は地震波到達 10 分後の有効平均応力値である。マゼンタ色で示された平均応力値と黒い直線がほぼ重なっているということは、相対的に大きな水圧変化にもかかわらず、有効平均応力がほとんど変化していないことを示している。鉛直応力が伸び側であることから、有効水平面

内平均応力は圧縮側である。この結果は、遠方の「仮想」鉛直平面内において、面に垂直な方向の変位を拘束すると同時に、地表面の上下の動きを自由にした状態で、岩盤内に水を圧入した状態に近い現象が生じていることを示すと考えられる。

参考文献

1. 浅井康広, 石井 紘, 青木治三: 歪地震動に伴う地下水位変化—2008 年 5 月中国四川省の地震/茨城沖地震, 地殻活動研究委員会報告書(平成 20 年度), 2009, pp. 83-92
2. 浅井康広: 岐阜県東濃地域で観測された 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震 (Mj6.5) に伴う地下水位変化と歪地震動, 地殻活動研究委員会報告書(平成 21 年度), 2010, pp. 133-140
3. 浅井康広: SN-1/SN-3 号孔における地下水位地震応答を生じさせる歪地震動の振幅閾値, 地殻活動研究委員会報告書(平成 22 年度), 2011, pp. 25-32
4. 浅井康広, 石井 紘: 瑞浪超深地層研究所近傍, TGR350/TGR165 で観測された推移変動にもなう歪変化, 地殻活動研究委員会報告書(平成 25 年度), 2014, pp. 19-26
5. 佐野 修, 地殻応力計測手法と岩石力学, 地学雑誌, Vol. 114, No. 6, pp. 1003-1021, 2005
6. Sano, Osam, Hisao Ito, Atsuo Hirata, Yoshiaki Mizuta, Review of methods of measuring stress and its variations; Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 80, pp. 87-103, 2005.
7. 佐野 修, 大久保慎人, 浅井康広, 石井 紘; 新開発応力計と岩盤のカップリングおよび感度について—遠方応力評価にむけて—, 地殻活動研究委員会報告書(平成 26 年度), 2015, pp. 1-8
8. 佐野 修, 浅井康広, 石井 紘; 新開発応力計と岩盤のカップリングおよび感度について—遠方応力評価にむけて— その 2, 地殻活動研究委員会報告書(平成 27 年度), 2016, pp. 155-160
9. 佐野 修, 大久保慎人, 徳永朋祥, 愛知正温, 本田 亮, 鶴岡 弘, 浅井康広; 新開発ボアホール応力計の信頼性評価について—固体地球潮汐との比較—, 地殻活動研究委員会報告書(平成 28 年度), 2017, pp. 27-32
10. 佐野 修; 新開発ボアホール応力計の信頼性評価について—理論地震波形との比較—, 地殻活動研究委員会報告書(平成 29 年度), 2018, pp. 27-36
11. Wang, H.; Theory of Linear Poroelasticity with Application to Geomechanics and Hydrology, 2000.

2 断層と地下水の関連性に関する研究

1) 精密水準測量による周辺域の上下変動

東濃地震科学研究所は JAEA の原発廃棄燃料地層処分研究として超深度掘削計画が発表されてから超深層掘削に伴う課題を追求する。その一つの課題が、多量の湧水排水に伴う地下水流動などの環境変化の解明である。その一環として、精密水準測量による上下変動の解明に取り組む。

2004 年から始まった深層掘削ではすくなくとも地下水排水が考えられ、排水による地下水位低下と沈降の上下変動が考えられた。掘削坑は中山間地に位置し、沖積平野における地下水汲み上げに伴う現象と比較し、確実に規模が小さいと考えられ、高い精度の観測が求められた。

そこで、掘削坑の周辺 2km × 2km の領域に水準網を設け、精密水準測量を 2004 年から年 12 回繰り返してきた。2012 年までの 8 年間で 1cm の沈降が検出された。この間、掘削坑からの湧水排水は最大日 700ton となり、掘削坑近傍では地下水位が最大 60m 低下した (図 1.13)。掘削坑での掘削深度と日湧水排水量、地下水位、水準点 2 における上下変動の時間変化)。概して、排水量、地下水位、水準点の上下変動は極めて相関した変化を示した。

上下変動をより議論するため、より広い範囲に水準網を 2012 年に拡張し、以後、毎年測量を繰り返した。この網における閉合誤差は概して 2-3mm となり、それを超えるような変動は有意と考えられる。2013 年 3 月から 2018 年 11 月までの 5 年間に観測された上下変動 (図 1.14 左) は、非常に特徴的である。まず、掘削坑から北東側では ± 2mm ほどの小さな変動しか観測されないに対して、南西側は 1cm の沈降など、大きな沈降が観測されている。

掘削坑周辺域は原子力開発研究機構 JAEA により、花崗岩の基盤岩体の分布形状が非常に詳細に解明されている (図 1.14 右)。それによれば、当該域では地下水流系は基本的には北東側から南西側に流れ、日吉チャンネルと称される。掘削坑の直下では月吉チャンネルが北西から南東に流れ、ちょう

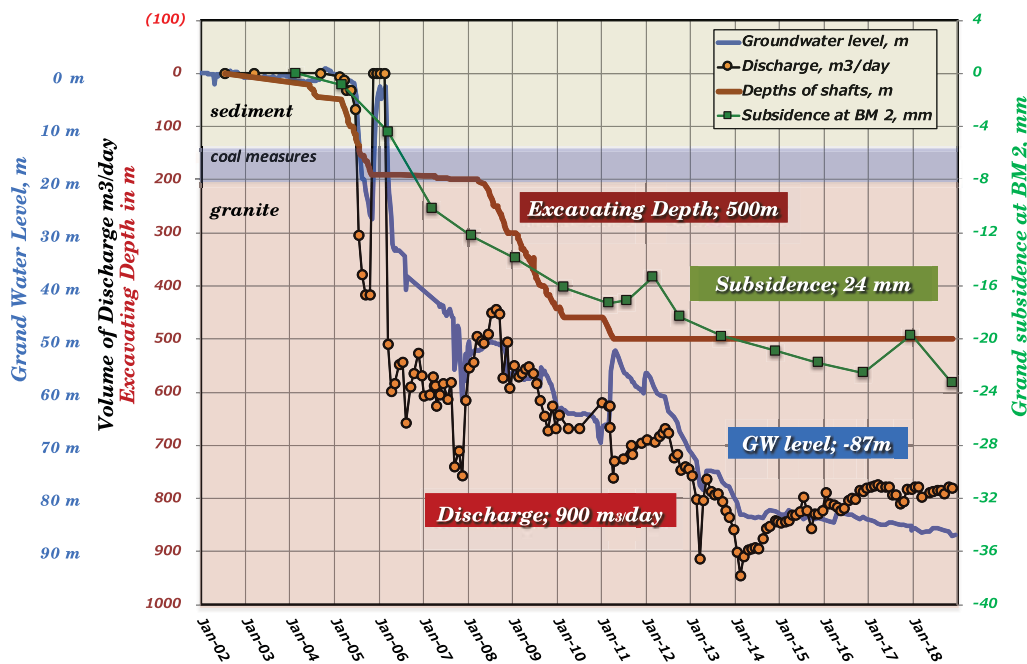


図 1.13: 掘削坑の掘削深度、湧水排水量 (日単位)、戸狩観測井の地下水位、掘削坑近辺の水準点 2 (主立坑から南 280m) における上下変動 (2002-2017 年)。Kimata et al.(2015) にデータ追加

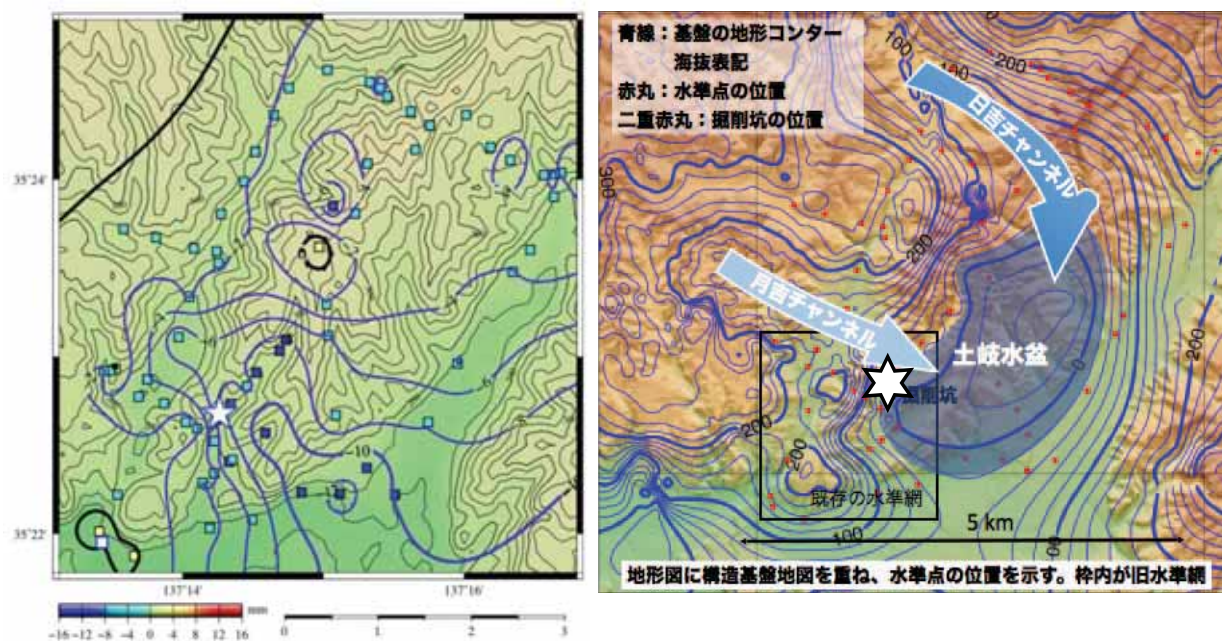


図 1.14: 左) 2013-2018 年の 5 年間の上下変動コンターマップ。☆が掘削坑，□が参照水準点，■が水準点の位置で変動量をカラーで示す。右) 空中磁気探査から推定される基盤不整合面の高度分布 (Saegusa et al., 2007) と地形コンターマップ。想定される戸地下水盆の位置を加えた。

ど瑞浪市市街地の下で合流する。合流部は相対深度 60m ほどの水盆 (土岐水盆) が形成されている。

今回検出された沈降は、概してその月吉チャンネルに沿った形で分布し、沈降は月吉チャンネルの上流部から始まり、下流になるほど大きくなり、最大の 1cm の沈降はまさに土岐水盆の西端に位置する。一方、日吉チャンネルでは顕著な上下変動は観測されていない。検出した上下変動はこの地域の地下水流動と密接に関連していると考えられる。

掘削に伴い、周辺域では本研究所や JAEA が複数点で地下水位観測を行っている。しかし、その観測井は月吉チャンネル上流域に設置され、掘削坑周辺を除けば、下流域には設置されていない。このように、掘削から 14 年が経過し、行ってきた水準測量による上下変動の観測から、地下水流動に関連する変動が検出されるようになってきた。今後は他の観測を検討し、今回の結果をより高める議論に発展させていきたい。その一つが沈降のメカニズムを明らかにすること、そして、掘削坑の埋め戻しが予定されるだけに、埋め戻しによる地下水位の回復に伴い、地下水流動の回復過程を明らかにするためにも、精密水準測量による上下変動の観測を継続せねばならない。

2) 割石温泉の湯量観測

割石温泉は跡津川断層から南約 2.6km の高原川の河岸段丘上に位置して、掘削孔の深度は約 1200m であり、深度 870-880 m の黒雲母片麻岩帯と石灰岩帯の境界部の滞水層から温泉が湧出している。温泉は自噴しており間欠泉である。2019 年 1 月現在、湯量は約 26(L/min)、泉温は約 41 °C である。湯量と泉温の記録は 1976 年から残されており、2004 年 1 月から源泉小屋に電磁流量計を設置して 1Hz でデータ取得を行っている。また、割石温泉は温水とともにガスが噴出している。

温泉のガスをサンプリングして、ガス成分のヘリウム同位体比 $3\text{He}/4\text{He}$ を分析した結果、マグマ起源の溶存ガスが約 20% 混入していることが判明している。本報告では 2004 年 1 月から 2019 年 1 月までの 15 年間の湯量観測データについて、湯量、間欠泉の周期、温泉ガスの解析結果について報告する。

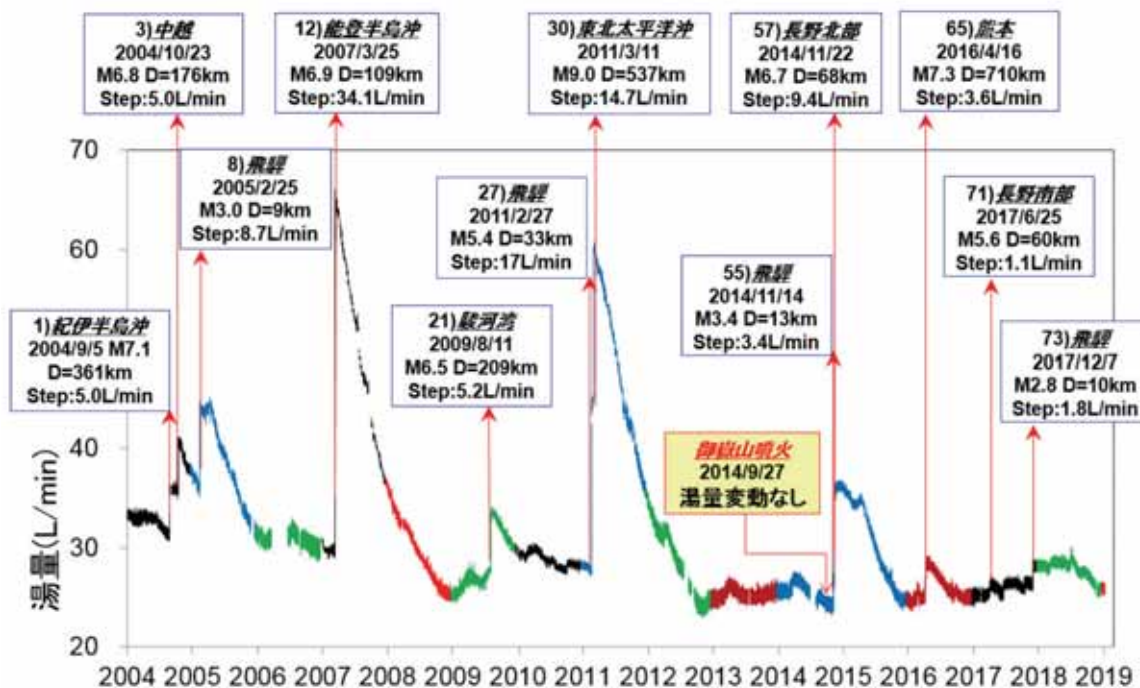


図 1.15: 2004 年 1 月から 2019 年 1 月までの割石温泉の湯量変動の観測結果

観測期間中に国内外の 77 個の地震にともなう湯量変動が観測された。その内の国内地震では、気象庁震度データベースにおいて、飛騨地方震度 1 以上・その周辺地域震度 3 以上・国内震度 5 弱以上の地震 881 個中、46 個で湯量振動または湯量増加を検出した。

図 1.15 は、2004 年 1 月から 2019 年 1 月までの湯量変動の観測結果である。この図で M はマグニチュード、D は震源距離、step は湯量増加量を示す。特に、地震にともなう顕著な湯量増加として、12) 能登半島沖地震では湯量が 30.2 から 64.3(L/min) まで増加した、27) 飛騨地震では 27.8 から 44.8(L/min)、30) 東北太平洋沖地震では 44.8 から 59.5、57) 長野北部地震では 27.2 から 36.6、65) 熊本地震では 25.0 から 28.6(L/min) まで増加した。

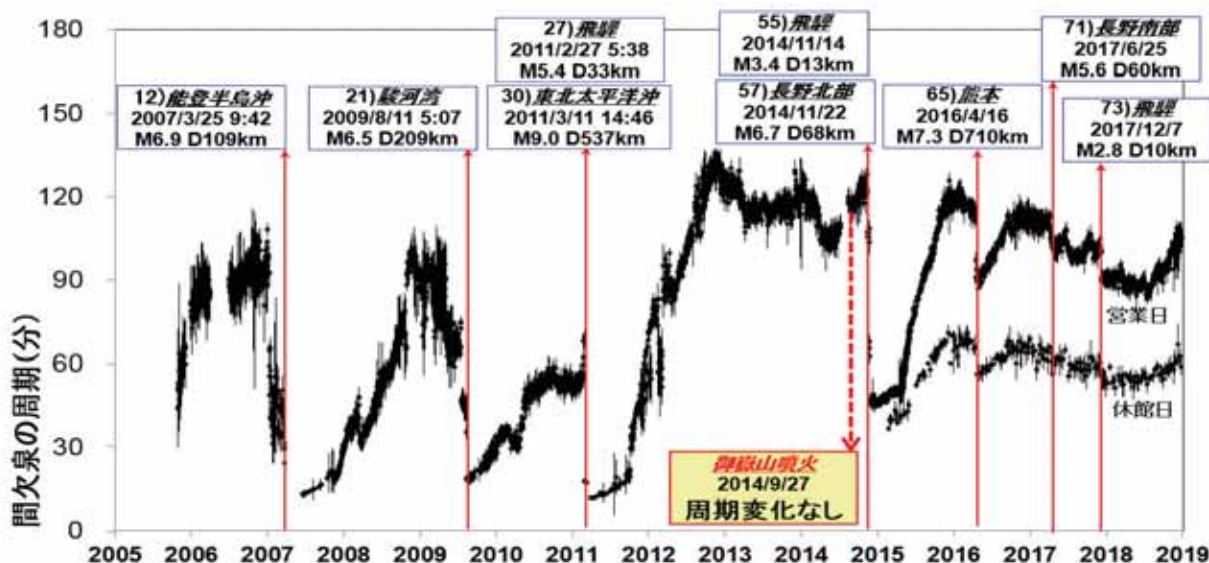


図 1.16: 2005 年 10 月から 2018 年 12 月までの割石温泉の間欠泉の周期変動の観測結果

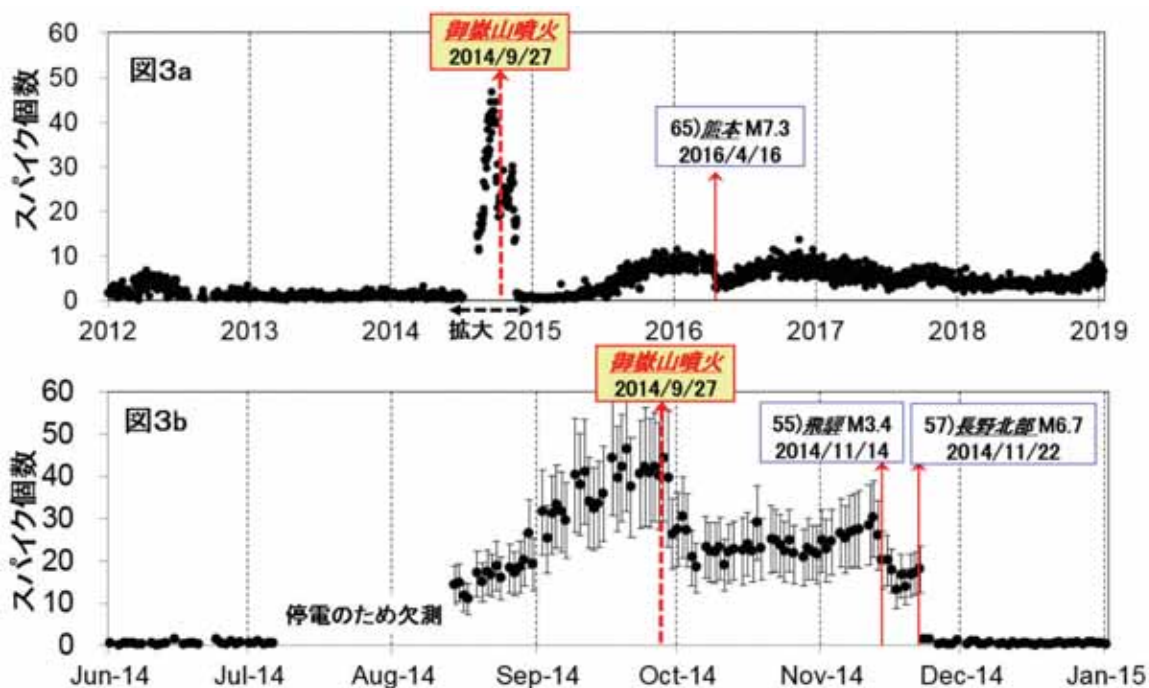


図 1.17: 2012 年 1 月から 2019 年 1 月までの間欠泉に含まれるガス量に関するスパイク個数の観測結果。b: 上図の御嶽山噴火の前後 7 か月の拡大図で 2014 年 6 月から 2014 年 12 月までのスパイク個数の観測結果

割石温泉は、周期約 100 分の間欠泉である。地震発生にともなって湯量が増加して、間欠泉の周期が減少する。図 1.16 は 2005 年 10 月から 2018 年 12 月までの間欠泉の周期変動を示す。特に、下記の 2 つの地震では、地震発生前に間欠泉の周期が減少しており、地震発生の前兆現象の可能性がある。12) 能登半島地震では約 70 日前から間欠泉の周期が約 50 分減少し、滞水層の圧力変化 $\Delta P = +10\text{kPa}$ に相当する、地震前のもとの周期に回復するまで 1 年半かかっている。また、21) 駿河湾地震では約 25 日前から約 65 分まで減少している、滞水層の圧力変化 $\Delta P = +13\text{kPa}$ に相当する。

割石温泉から直線距離で約 58km 離れた御嶽山が、2014 年 9 月 27 日 11:53 に噴火した。図 1.15 と図 1.16 の湯量と間欠泉周期の観測結果では、噴火にともなう温泉の変動は観測されなかった。そこで、温泉に含まれるガス量の目安として、間欠泉と間欠泉の間のガス噴出にともなうスパイク状の湯量変動に着目した。1 Hz の湯量観測値のとなりあう 1 組の観測値を F_n と F_{n+1} とし、湯量変化量 $\Delta F = |F_{n+1} - F_n|$ が $\Delta F \geq 0.2(\text{L}/\text{min})$ の条件を満たす湯量変動の個数を数えて、この値を間欠泉のガス噴出量の目安となる間欠泉のスパイク個数と定義した。

図 1.17a は 2012 年 1 月から 2019 年 1 月までのスパイク個数を示す。7 月 7 日から 8 月 13 日までは停電のために欠測した。図 1.17b は 2014 年 4 月から 2015 年 12 月までの図 3a の拡大図である。2014 年 6 月 1 日～7 月 7 日までの月曜日の温泉施設休館日を除く 30 日間の間欠泉あたりのスパイク個数は 0.56 ± 0.36 個であったが、2014 年 8 月中旬からスパイク個数が増加して、噴火直前の 9 月 23-26 日は 41.4 ± 0.9 個まで増加した。9 月 27 日は 40.1 個、9 月 28 日は 44.3 個である。噴火後スパイク個数は減少して、55) 飛騨地震 M3.4、57) 長野県北部地震 M6.7 の発生によって元の個数に戻った。以上の観測結果から、温泉に含まれるガス量は、2014 年 8 月中旬頃から徐々に増加して、噴火の直後から減少して元に戻ったと考えられる。

3 汎用応力計の開発

1) 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

当研究所で開発した連続観測用のボアホール応力計に関しては Ishii and Asai(2015) に述べられている。また、石井・浅井(2019)においては開発された応力計の観測可能範囲が広いこと、直流成分にも応答することや震源に関して地震計と異なる物理情報を得ることができることなどを述べている。連続観測用ボアホール応力計はその他にもいろいろな特徴があり、それらを理解しておくことは今後の地震研究にも役立つと考えられる。そこでは考察した結果をまとめた。考察した内容は以下の様である。

1. 「応力計は応力と歪の両方を観測できる」においては応力計が応力と歪の両方を観測できることの説明のほかに応力計の歪観測システムは従来の円筒の変形を測定する歪観測より測定システムが理解しやすい上に装置の Young 率も求めることができることを述べている。
2. 「応力計により観測される応力は歪と異なり岩盤の弾性定数が未知でも求められる」においては応力計により観測・測定する応力は埋設設置してある岩盤媒質の弾性定数に関係なしに求まることを述べている。歪は応力計の拡大機構の歪を測定しているので岩盤の歪は直接求まらないが拡大機構の Young 率が求められるので岩盤媒質の Young 率がわかれば岩盤の歪も求められることを述べている。拡大機構の Young 率を非常に小さくすれば岩盤の歪も直接求めることができる。
3. 「観測された応力や歪の地震波形などをみると長周期変動の場合、二次元不変量成分と鉛直成分は相似波形で位相が逆になっている。」この理由を考察した。左側の図は観測された波形で右側の図は不変量と鉛直成分をプロットしている。
4. ボアホール応力計で観測される変動の分解能は地上において観測する変位などより 2 桁近く分解能がよい。このことを関東地震、東北地震や伊豆の群発地震の観測データを用いて考察した。

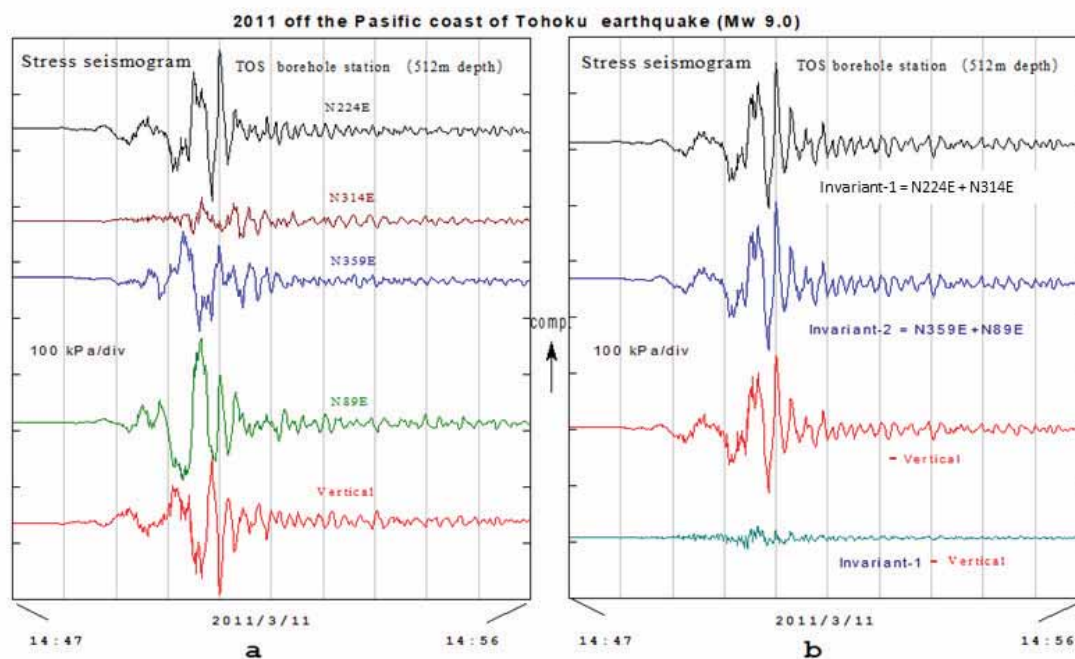


図 1.18:

5. 「応力計・歪計の dynamic range は如何に広いか」ということを石井・浅井 (2019) において述べたが、それに加えてさらなる考察も加えた。
これらの内容は「地震」に投稿中である」

2) 地上観測用高感度歪計の開発

当研究所で開発した連続観測用のボアホール応力計に関しては Ishii and Asai(2015) に述べられている。このボアホール用応力計は観測するダイナミックレンジも広く、地震波形もきれいに記録している。しかしながらボアホールを掘削するには経費も掛かり簡便に地震波形を観測することができない。そこで地上で簡便に観測可能な歪計の開発を試みている。地上の場合はボアホールと異なり形状を小さくする必要はないので拡大機構も自由度がある。図 1.16 に感度検定装置を示す。2段増幅構造でマイクロメーターによって変位を与え出力をマコメセンサーで変位に変換している。検定結果の一例が図 1.17 に示されている。この例では $1\ \mu$ の変位が約 1.6volt の出力に変換されている。変位が約 55 倍増幅されている。地上型の場合は最終段階で長さを延長することによりさらに倍率を上げることができる。従って現在得られている結果は十分な感度を得ており、今後実際の観測システムに組み込む予定である。

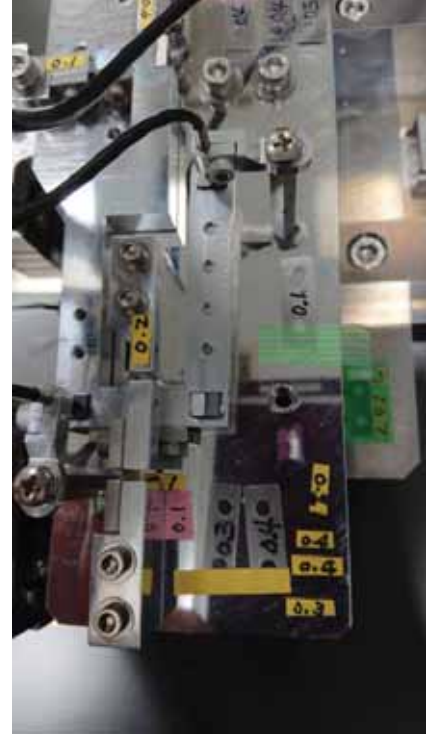


図 1.19: 感度検定装置

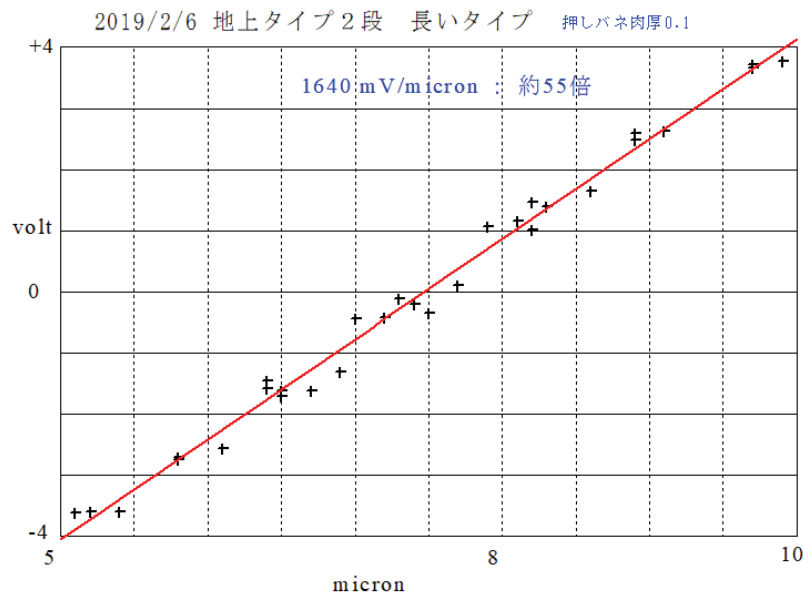


図 1.20: 感度検定結果の例

II 内陸地震および活断層地域における地震の発生機構および関連現象の総合的研究

1. 東濃地域の地震活動および地殻活動の研究

1) 2018 年愛知県西部の地震の地震波放射エネルギーの推定

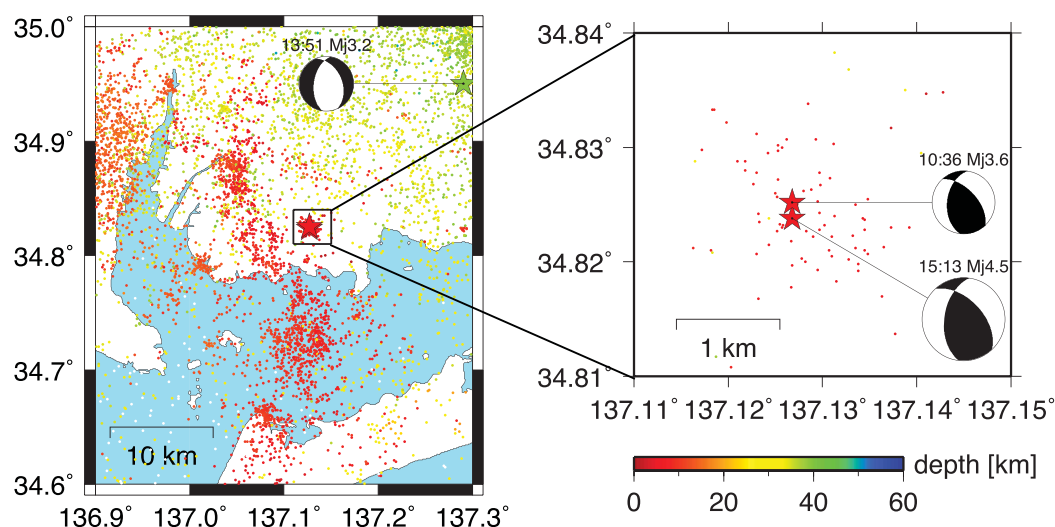


図 2.1: 2018 年 4 月 14 日の愛知県西部の地震 (10:36, Mj3.6; 13:51, Mj3.2; 15:13, Mj4.5) の震央分布と気象庁初動発震機構解。2002 年 6 月から 2018 年 6 月までの深さ 60km 以浅の震央 (気象庁一元化震源) も示した。

2018 年 4 月 14 日 15:13 (JST) に愛知県西部において Mj4.5 の地震が発生し、東濃地域でも有感であった (瑞浪市で震度 2)。この地震の最大の特徴は、Mj4.5 の地震発生約 5 時間前に Mj3.6 の地震が発生したことであり、これら 2 つの地震の震源は非常に近く、メカニズム解もかなり類似している (図 2.1)。これらの地震は、1945 年三河地震の震源付近に位置するため、この領域における地震の物理を理解することは重要である。そこで、本研究では、これらの地震の地震波放射エネルギーを推定した。なお、この 2 つの地震の間には、約 20km 北東で Mj3.2 の地震も発生しているが、その深さは全く異なる上、メカニズム解も大きく異なり、この Mj3.2 の地震は沈み込むフィリピン海プレート内の地震と推測される。

解析にあたっては、2018 年愛知県西部の地震と近傍で発生した Mj1.5 以上の余震による震源距離 20km 以上の Hi-net 観測点を使用した。P 波到達時の 1.0 秒前から S 波到達時の 1.0 秒前までのタイムウィンドウを設定し、両端 10% のコサイン・テーパをかけ、7 ポイント移動平均により平滑化した後に、フーリエスペクトルを計算した。なお、S/N 比の推定にあたっては、P 波到達時 1.0 秒前までについて、シグナルと同じ長さのタイムウィンドウを設定して、スペクトルを計算した。S/N 比 2.0 以上の周波数帯のスペクトルのみを解析には使用した。同一観測点、別イベントの観測スペクトル比に、オメガ二乗モデルを fitting することでグリッドサーチにより、2 つのイベントのコーナー周波数 (f_{capp}) を観測点ごとに推定した。

この際、S/N 比 2.0 以上の周波数帯が対数で 1.0 以下の観測点、対象イベントの f_{capp} が使用周

波数帯外になる観測点，推定された 2 つの fc_{app} が対数で 0.2 未満 (2 つの fc_{app} が分離できていない) 観測点は，解の安定を図るために除外した。推定された観測点ごとのコーナー周波数 (fc_{app} から，単純平均によりコーナー周波数 (fc) を推定した。推定された fc から，地震波放射エネルギー (ER) および R_R/M_0 を推定した。

日本国内で発生した内陸地震の ER/M_0 については，Baltay et al. (2011) により解析が行われている。その結果と本研究の結果を合わせて，図 2.2 に示した。

これにより，本研究で扱った 2018 年愛知県西部の地震の地震波放射エネルギーは，他の日本国内で発生した内陸地震と同程度であることがわかった。ただし，本研究で推定した 2 つの地震は， $M_j4.5$ の 2018 年愛知県西部の地震と，その前震ともいえる約 5 時間前に発生した $M_j3.6$ の地震である。従来の地震波放射エネルギーの解析では，本震と余震を扱った事例が大半であるが，本研究より，いわゆる前震であっても地震波放射エネルギーは，本震と同程度であることが示唆される。

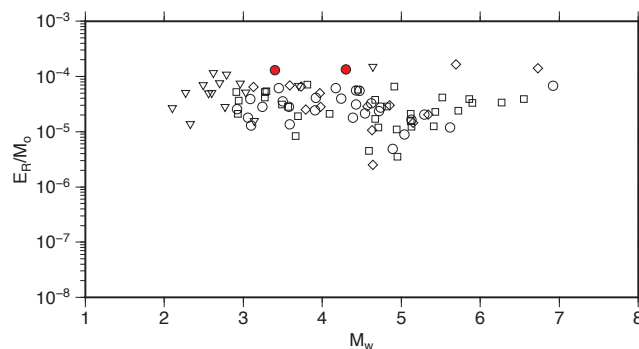


図 2.2: M_w に対する E_R/M_0 。赤が本研究で求めた 2 つのイベント。他は，Baltay et al. (2011) による E_R/M_0 (○: 2008 年岩手宮城内陸地震，□: 2004 年中越地震，◇: 2007 年中越沖地震，▽: 釜石沖の地震)。

2) 東海地域に沈み込むフィリピン海プレートスラブ内の地震活動

東濃地方は現在，地震活動が極めて低い。震度 3 以上となる有感地震はせいぜい年に 1-1 回しか観測されない。それも周辺に密集する活断層で発生する地震でなく，この地域に沈み込むフィリピン海プレートのスラブ，深度にして 40km 前後で発生する地震である。この地震群の一つ，2011 年 12 月

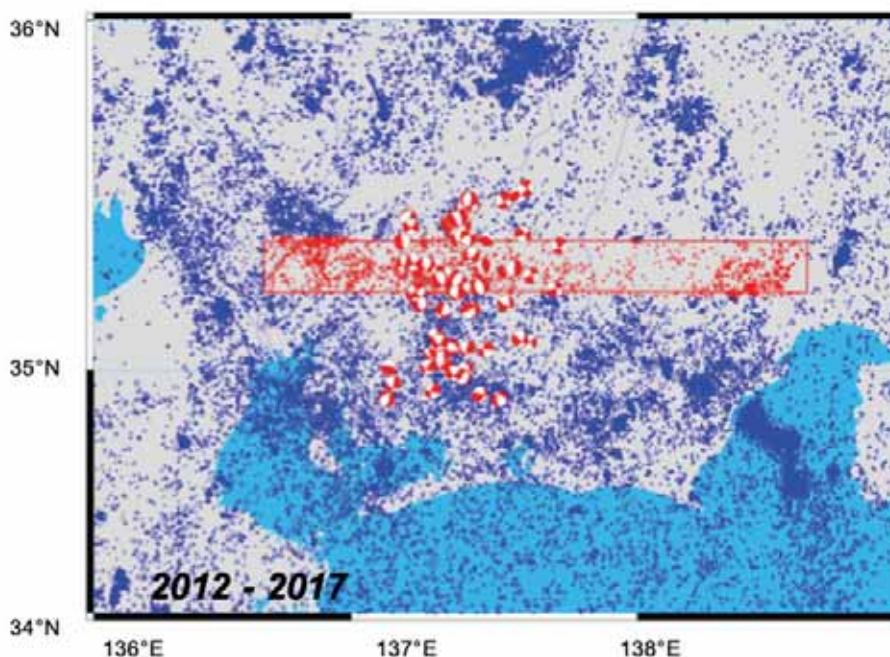


図 2.3: 2012-2017 年に東濃地方周辺で発生した $M1.9$ 以上の地震の発生メカニズムの分布図。気象庁による全ての地震の震央も図に加える。

に発生した地震について、大久保・雑賀(2013)は正断層タイプの地震であり、スラブ上部が伸張の場にあることを示した。

すでに Miyoshi and Obara(2010)は、東海地域の南部では沈み込むフィリピン海プレートのスラブ内で発生する地震の発生メカニズムが正断層タイプが概して卓越することを指摘する。

本研究所では、東濃地方を中心に独自の地震観測網を設置運用する。この観測データを Hi-net などの既成観測データを結合させ、フィリピン海プレートのスラブ内で発生する地震の発生メカニズムをより詳細に解明することを 2012 年からベトナムの地震学研究者との共同研究として取り組む。今年度のベトナム研究者の招へいは 1-3 月であり、ここでは昨年度までの成果を紹介する。(印刷物には本年度の成果を含めて検討する)

2012-2017 年の 5 年間について、震源メカニズムを解析し、震源位置も DD 法を用いて再決定した。地震は M1.9 以上で 56 個となった。解析した震源メカニズムを、気象庁の震源分布図と重ねて図 2.3 に示す。地域を限定し、東濃地方直下となる 137° から $137^{\circ} 48''$ の範囲での震源断面図として東西と南北方向で図 2.4 に示す。

図から東濃地方の真下深さ 40km 前後で発生する地震は明らかに東西伸張を示唆する正断層タイプの多いことが明らかである。東海地方全般として、正断層タイプが多い中でも、とりわけ、東濃地方では圧倒的に卓越する。このことから、東濃地方の地下に沈み込むフィリピン海プレートスラブでは伸張の場が卓越していると考えられる。一般に沈み込むプレートスラブでは沈み方向への圧縮の場にあると考えられる。でもスラブの形状などの影響で、部分的には伸張の場も生じていると考える。

3) 深部低周波地震とプレート内地震の研究

内陸地震の発生には、プレートの沈みこみ運動が関連している。フィリピン海プレートが沈み込んでいる東海地域からの西日本では、海溝型巨大地震の発生だけでなく、プレート内地震や深部低周波地震(LFE)が発生している。LFEは微小で、通常観測では正確な震源決定も困難であるので、産総研と協力して豊田市下山地区周辺にボアホール地震計を含むアレイ観測を行った。2018年はそれら観測データの解析に努め、Hi-netのデータを加えて高精度の震源決定に挑戦し、更にプレート内地震(Intraslab earthquakes)の震源決定も行い震源分布を得た。

図 2.5 は LFE (赤丸印) とプレート内地震 (黒四角印) の震源を S 波速度トモグラフィー断面に投影したものである。それによると、LFE は海洋プレートがマントルウエッジと接触しているプレート境界周辺に分布し、そこは S 波速度の遅い領域である。一方、プレート内地震は LFE よりやや深く、海洋モホ面に近い海洋マントル最上部で、S 波速度の遅い領域で発生していることが分かった。

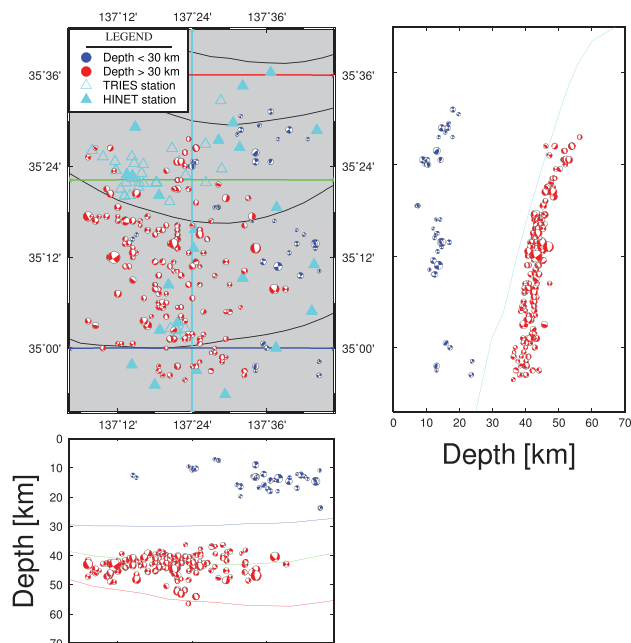


図 2.4: 東濃地方周辺における地震発生メカニズムの震央分布図と南北、東西の断面図。

た。2019 年はこれらの成果の論文化に努め、AGU の電子ジャーナル (Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed)) に投稿受理された。

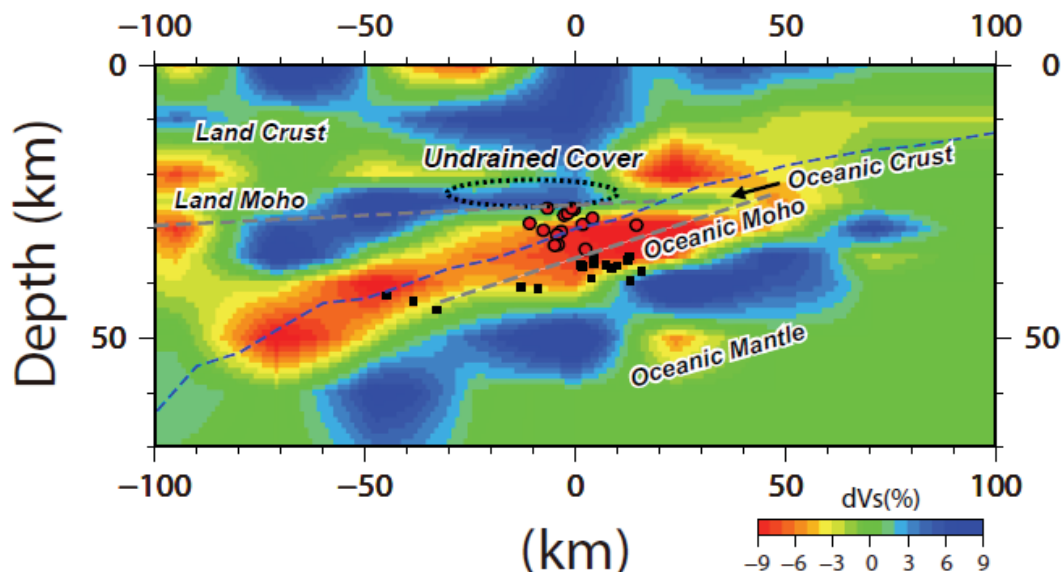


図 2.5: 海洋プレートが沈み込む方向に平行な S 波速度トモグラフィー断面 (Nakajima and Hasegawa, 2016) に投影した LFF (赤丸印) とプレート内の普通地震 (黒四角印) の震源分布. 青破線はプレート境界 (Hirose et al., 2008), 灰色破線は陸側モホ (Land Moho) と海洋モホ (Oceanic Moho) である (Suzuki et al., 2018)

4) 2011 年東北地震による短周期先行津波

東北地震の時に得られた GPS 1 秒サンプリング地震記録によれば、富山平野の地震動は、周期が 60 秒から 200 秒、最大振幅は東に 60cm 程度、南に 30cm 程度、鉛直上方に 30cm 程度である。

それと同時に、富山港の気象庁の潮位記録 (15 秒サンプリング) に、周期 60 秒程度、最大振幅 10cm 程度の短周期先行津波が現れた。潮位記録の最初の 1 サイクルほどは、GPS 1 秒サンプリング地震記録の水平東西成分 (UEW) とよくピーク・ピークの対応するよう見えるが、上下成分とはあまり対応しない。

図 2.6 の GPS 変位記録の様に周期 60 秒から 200 秒の長周期の地面の上下動に対しては、海水は地面と一緒に動くので、通常の津波と違って、原因は地面の上下動ではない。考えられるのは、海底面に傾斜があると、水平動によって海水が持ち上げられることである。ただし、潮位記録は 15 秒サンプリングなのでそれ以上の議論は困難である。今後は、1 秒サンプリングの津波記録を手に入れ、より詳しい検討を行いたい。

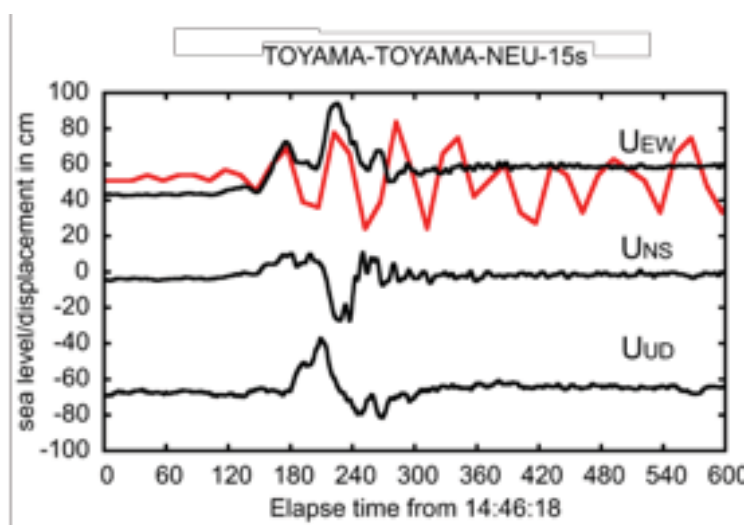


図 2.6: 2011 年東北地震の時の GPS 1 秒サンプリング変位記録 (黒) と、気象庁の富山検潮所 (神通川河口) の潮位記録 (赤) の比較。

GPS 地震記録の方は 2 分ほど
ノイズレベル以下になる。潮位記

録は、図の枠外になるが、30 分もすると周期 10 分ほどの長周期先行津波に転換されていく様子が分かる。

GPS 1 秒サンプリング地震記録と潮位記録の比較によって、初めて、地震動が津波に転換される過程の一端を窺えたと言えよう。この結果は、日本地震学会 2018 年度秋季大会で発表した。

5) 超高密度地震観測網における地震観測点の収録周波数の変更

超高密度地震観測網における地震観測は、観測開始以来大半の観測点において 200Hz サンプリングで連続観測を行ってきた。しかしながら、200Hz サンプリングの場合、ナイキスト周波数である 100Hz まで収録可能であるが、60Hz のハムノイズが混入するため、小地震の検出には収録後のフィルター処理などが必要となる。

また、大半の観測点は地表もしくは浅いボアホール（地下 4m）に位置するために表層の影響を受けやすく、50Hz 以上の周波数の地震波が問題となるような、微小地震の観測には適していない。

そこで、今年度の 11 月から 12 月にかけて観測点のサンプリング周波数を順次、200Hz から 100Hz に切り替えた。表 2.1 にその切り替えのタイミングをまとめた。200Hz 収録終了時から 100Hz での収録開始までの所要時間が観測点ごとに異なるが、これは主にそれぞれの観測点における GPS 信号の受信環境の違いに起因する。なお、屏風山観測点の浅い箇所地震計（BYB30 と BYB60）については、サンプリング周波数を変更したが、深いボアホール内（埋設深度 1020m）の地震計については、システムの都合上、サンプリング周波数は変更せず 200Hz のままである。

表 2.1: 超高密度地震観測網の地震観測点における収録周波数の切り替え時の一覧
時刻は全て日本標準時

観測点名	200Hz 観測終了	100Hz 観測開始橋
03KWM	2018/11/28 11:01	2018/11/20 17:05
03KWM	2018/11/28 11:01	2018/11/20 17:05
04ONI	2018/11/28 11:25	2018/11/28 11:28
12HYS	2018/11/26 17:37	2018/11/26 17:40
13HBR	2018/11/28 11:44	2018/11/28 11:57
18TGR	2018/11/26 17:33	2018/11/26 17:37
25MZNC	2018/12/03 23:18	2018/12/05 08:17
26SDR	2018/11/28 15:31	2018/11/28 15:36
29SMT	2018/11/21 17:21	2018/11/21 17:34
31KSC	2018/12/04 15:28	2018/12/04 15:44
36ENA	2018/11/28 13:12	2018/11/28 13:15
37TKN	2018/11/28 12:00	2018/11/28 12:09
38MST	2018/11/21 18:00	2018/11/21 18:02
39AKC	2018/11/29 11:49	2018/11/29 11:57
40IWA	2018/11/28 11:55	2018/11/28 11:58
42AGI	2018/12/04 15:05	2018/12/05 10:22
43KOR	2018/12/04 13:49	2018/12/04 14:33
47HGS	2018/12/04 13:53	2018/12/04 14:08
49MIM	2018/11/26 10:50	2018/11/26 10:56
ATR1	2018/11/26 12:11	2018/11/26 12:28
ATR2	2018/11/26 12:35	2018/11/26 12:39
ATR4	2018/11/26 12:46	2018/11/26 12:52
ATR5	2018/11/26 13:05	2018/11/26 14:07
BYB30	2018/11/28 17:06	2018/11/28 17:22
BYB60	2018/11/28 17:06	2018/11/28 17:22
TOS	2018/11/26 17:35	2018/11/26 17:38
OTKa	2018/11/26 17:24	2018/11/26 17:27

6) 陶猿爪地震観測点（29SMT）におけるボアホール型地震計の入れ替え

陶猿爪地震観測点の GL-4m では、Mitutoyo 社製 JEP-6B3 を設置していたが、3 成分のうち東西成分が故障しており、1 成分が記録できない状態であった。そこで、2018 年 8 月 16 日に JEP-6B3 を回収し、テクノ菅谷社製の 3 成分地震計と入れ替えた。その後、アースの問題などのため、2018 年 9 月 11 日に一度引き上げ、2018 年 11 月 21 日に再設置した。ハムノイズの問題



2018/8/16 に実施した地震計入れ替え作業。

は、前述のサンプリング周波数の変更により対応した、超高密度地震観測網の一部観測点において、この観測点と同様に一部の成分のみが不調な観測点がある。次年度以降、順次地震計の入れ替えを実施していく予定である。

2 地震のメカニズム研究への応力計・歪計の利用法の研究

1) 陶史の森・日吉・正馬様・深地層研ステージ（応力）観測点の結果

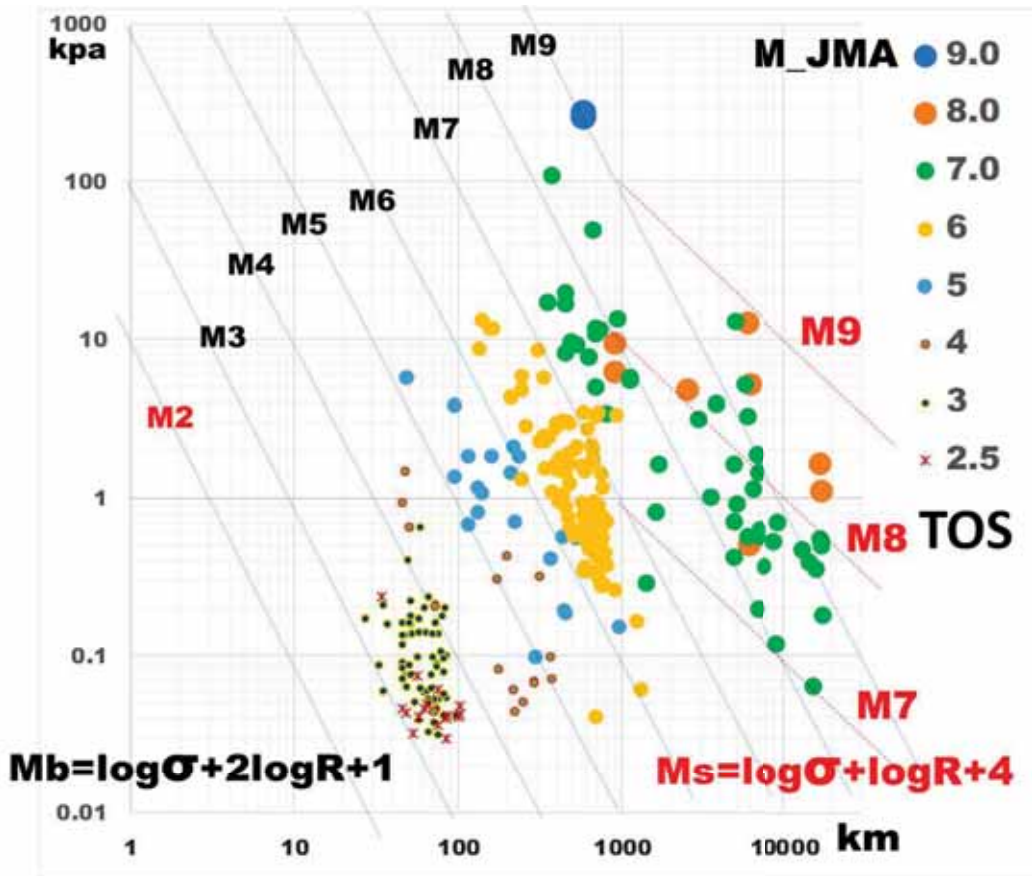


図 2.7: 2010 年から 2016 年末までに TOS 観測点で観測された 268 個の地震の面積応力地震動最大振幅 (σ ; kpa) と震源距離 (R ; km) との M_{JMA} 別 (右凡例) の関係, 震源距離 1,000km 以下 (黒字) と以上 (赤字) の M - σ - R の近似関係式を示してある.

東濃地震科学研究所では 2003 年多成分歪計の屏風山観測点への設置以降, 現在まで, 多成分歪計・応力計ボアホール観測点 6 ヶ所から成る十字アレイが稼働している. これらで観測される高速サンプリングによる地震動記録が収録されている. 昨年度は, 屏風山および東濃研究所の多成分歪計により記録された歪地震動を, 面積歪の最大振幅に注目して, 震源距離と地震の規模 (ここでは, M_{JMA}) の関係を明らかにした. 今年度は, 2010 年以降, 多成分応力計の設置された陶史の森 (TOS), 日吉 (HYS), 正馬様 (SBS), 深地層研ステージ (STG) の 4 応力観測点で記録された地震動について, 弾性論の不変量のひとつである直交 2 成分の和, すなわち面積応力の最大振幅に着目して, 2016 年末までに記録された全地震について, 面積応力地震動の最大振幅 (σ , kpa) と震源距離 (R , km) と地震の規模 (M_{JMA}) の関係を整理した.

その結果, 観測される面積応力地震動の最大振幅は, 震源距離 1,000km 以内では, 距離の 2 乗で減衰し (実体波的), それ以上では距離の 1 乗で減衰する (表面波的) し, 振幅の対数が M に比例する関係が得られた. 下図は TOS 観測点の結果であり, 近似関係式は図に示す. 各観測点の応力振幅から近似式により決まる M と M_{JMA} の比較から定数項の最適値を求めると, TOS, HYS, SBS 3 点では, M_b については, 0.75, M_s については, 3.87 となり, STG は他点より大きな振幅が観測されるので, それぞれ 0.5, 3.75 となる. $M_2 \sim 9$ までの広い範囲で, 最大振幅からだけで ± 0.5 以下の精度で地震規模 (M) が決定できることが示された.

2) 地震の表面波の鉛直応力と水圧の解析

研究所により設置された歪み計・応力計アレーにより、これまで非常に多くの地震波形が得られてきている。これらのデータから様々な現象や特徴についての知見が得られつつある。その中の一つとして、地震波通過時の鉛直方向の応力の存在と水圧との関係がある。鉛直方向の歪みや応力測定は難しいため、従来特に長周期の波では地震波の鉛直応力を 0 と仮定して処理されることが多かった。

しかし研究所が設置している応力計等には明確な鉛直応力が捕らえられている。図 2.8 に示したのは、瑞浪超深地層研究所の立孔に設置した STG200N（地下 200m）で観測された、2016 年熊本地震の波形である。鉛直応力の振幅は 15 kPa 程度である。図には示されていないが、この時の水平応力の振幅は 30 kPa 程度であり、鉛直応力はかなりの大きさである。また鉛直応力と水圧の波形は、反転はしているがほぼ同じ波形で、両者の振幅比は 2～3 程度になる。なお、この図では応力と水圧共に圧縮が正符号とする定義になっている。

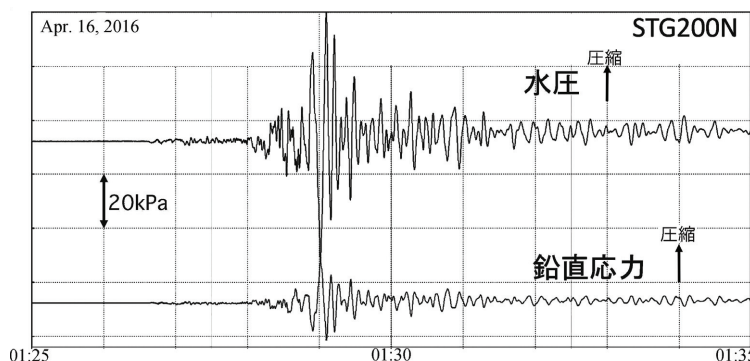


図 2.8: 2016 年 4 月 16 日の熊本地震の応力と水圧波形

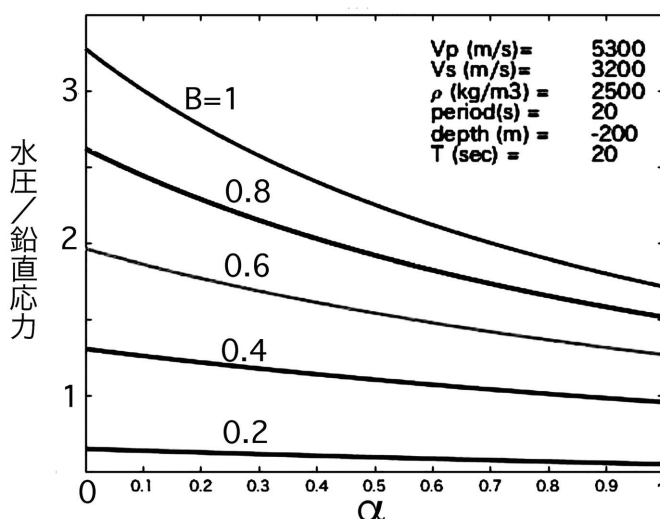


図 2.9: 各種物性値と 20 秒表面波の水圧／鉛直応力の関係
 応力は引張が正、水圧は圧縮を正方向に取っている。

今年度はこうした地震時の鉛直応力、特に長周期表面波の鉛直応力と水圧の関係、を理解するために理論的な解析を行った。具体的には、半無限弾性体内のレイリー波の場合の応力分布を計算し、間隙弾性を考慮した地下水圧の大きさを推定する。そしてその水圧の影響を考慮した有効弾性応力と応力計の応答を考慮して、観測されるべき鉛直応力計の出力量と水圧の関係を調べた。

図 2.9 に示したのは、深さが 200m の地点で 20 秒表面波（レイリー波）を観測した場合の水圧と鉛直応力の振幅比である。この比には、地下の岩石の弾性的性質と応力計の特性だけでなく、間隙弾性体の物性値であるスケンプトン数 B やビオ・ウィリス係数 α が関わる。そのため振幅比は両者をパラメータとして何本かの曲線として描かれている。またこの図では、応力では引張を正符号とし、水圧では圧縮が正符号になるように取っている。よって縦軸の比の値が正であることは、図 2.8 のような符号の定義（圧縮応力が正）では鉛直応力と水圧が逆位相になることを示している。

図 2.9 で示されている結果は、観測で得られている振幅と位相の特徴をよく説明できていると考えられる。こうした結果に基づいて、今後間隙弾性の物性値の推定などが行える。

3) 制御震源の実用化と有用性の検証

2010 年度より本事業では、瑞浪観測壕内に超磁歪素子を用いた弾性波制御震源（以下、超磁歪震源装置）の開発と運用を行っている。本事業の主目的は、超磁歪震源の有用性を検証し、弾性波により地下の弾性波速度変化や岩盤や地下水の挙動を明らかにすることである。2015 年度には、GPS に同期した任意波形を発生できるシングルフォース型の超磁歪震源を新たに開発し、2016 年 4 月に 100-200Hz の帯域の信号による地下のモニタリングを開始した。その結果、熊本地震（2016 年 4 月 16 日 M=7.3）による直接 P 波のステップ状の走時遅延が検出され、TRIES で観測された走時変化が土岐花崗岩中の間隙水圧（STG200N）の変化と良く対応していることが判明した。また、平成 28 年 8 月からは、瑞浪観測壕内に小規模な地震計アレイを設置して、瑞浪層群内の地下構造変化のモニタリングを開始した。2017 年 9 月からは、送信帯域を 100-300Hz に広げ、解像度を上げた観測を行っている。2018 年度には、地震計アレイ観測により有感地震となった壕壁付近の岩盤破壊現象（2018 年 3 月 28 日）で震源近傍の散乱構造が変化していることが判明し、2018 年 7 月以降のデータには、降雨やその後の地下水流動に対応すると考えられる散乱構造の変化が見えていることが分かった。

図 2.10 に示すように、7 月 5 - 6 日の降水により波形が変化するが、変化が時間とともに減衰するフェーズと増大するフェーズとがある。同様の変化は全観測点で見られ、超磁歪震源から遠い観測点ほど対応するフェーズの走時は大きくなる。堆積層内での地下水の移動、貯留、逸水 (Y) に伴う波形変化と推測される。

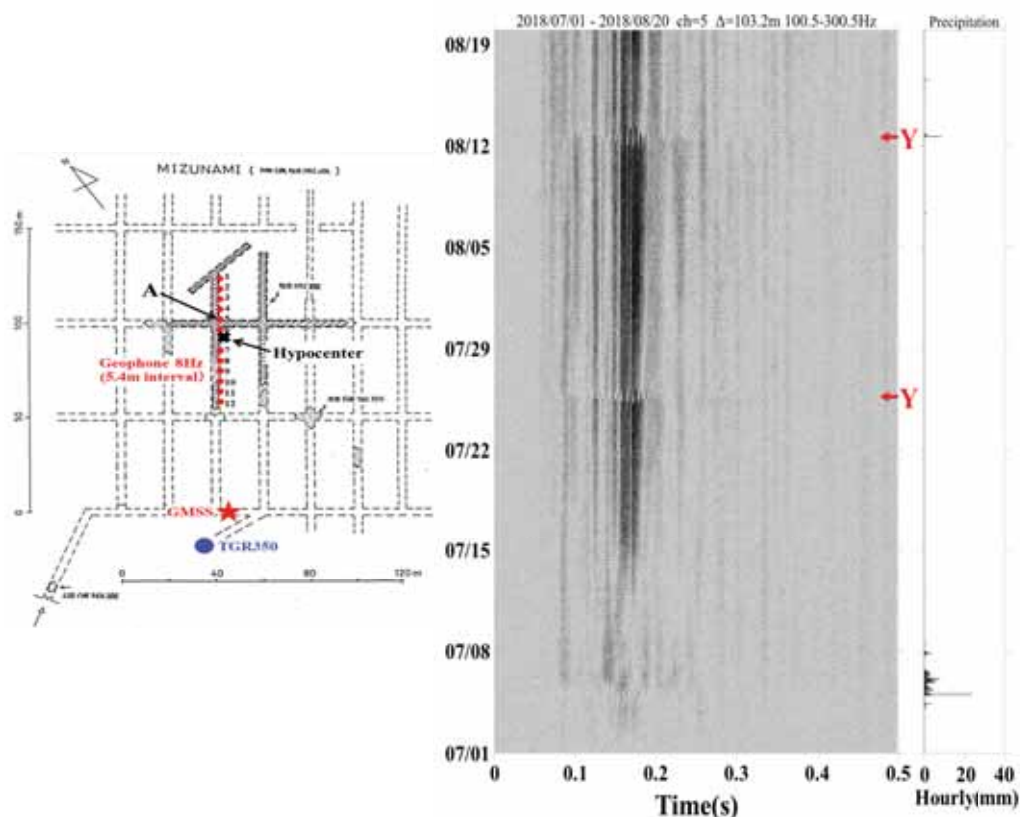


図 2.10: 左:実験配置図。GMSS:超磁歪震源。A:ch5 観測点。Hypocenter:瑞浪層群内で 2018 年 3 月 28 日に発生した壕内で有感だった地震の推定震源。右:観測点 A (ch5) における 2018 年 7 月 1 日-8 月 20 日の 1 時間毎のグリーン関数変化 (7 月 1 日との差分) と時間降水量。

3 御嶽山の活動に関する研究

1) 御嶽山の重力観測

今年度は、春から秋の期間に予定していた田の原（御岳観光センター）での重力観測は管理業者決定の遅延により断念することになった。冬季の ScintrexCG3M 重力計連続観測は昨年度同様に、八海山（HKS）の「ロッジ三笠」地下室で実施した。携帯電波を介した通信は未だ不安定であるが、ルーターを毎日定時に再起動させる設定を行った事で、今年度は比較的通信成功率が高くなった。ここでは、今年度実施した積雪の引力効果について概観する。

図 2.11 に、農研機構（農業・食品産業技術総合研究機構）の「メッシュ農業気象データ」から計算した積雪引力効果の鉛直成分と重力観測値の比較を示す。メッシュ農業気象データの「積雪深」及び「積雪相当水量」を用いて、10m DEM 上に tesseroid（球殻）モデルで積雪を表現（積雪深と雪の密度）し、その引力鉛直成分を総和した時系列を計算している。重力観測点近傍の 25 個の 3 次メッ

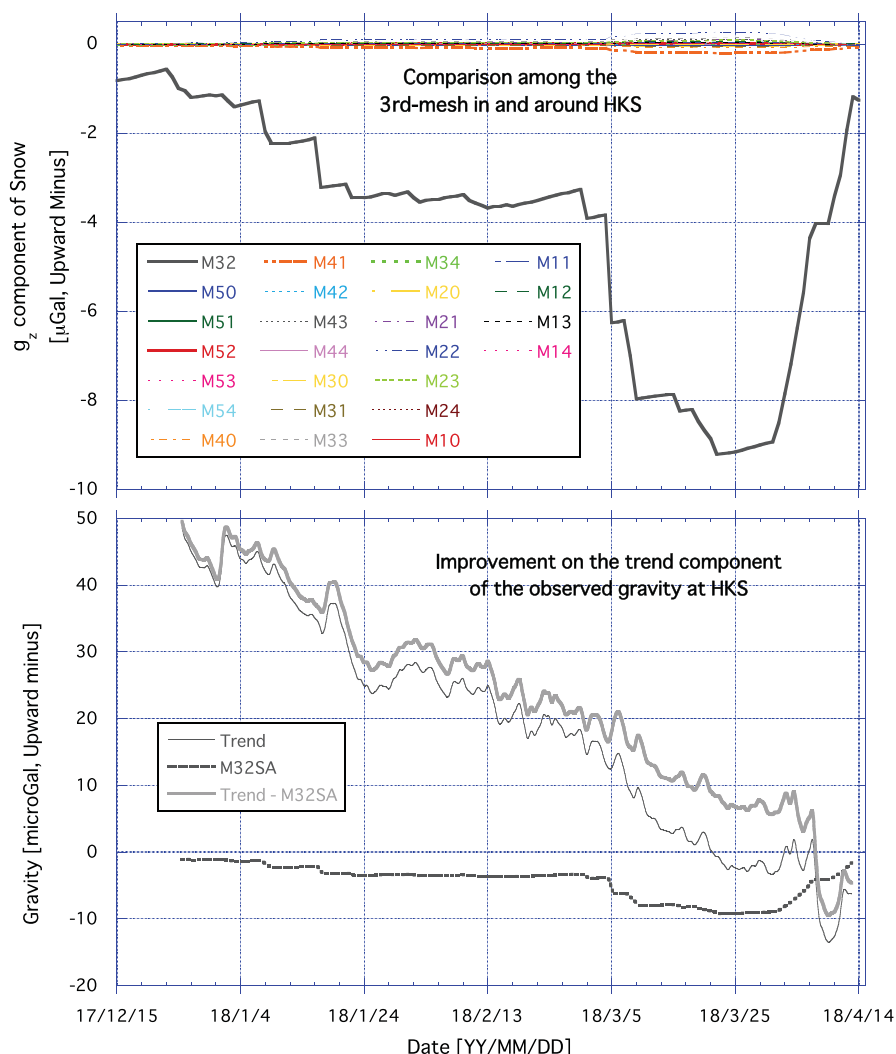


図 2.11: ロッジ三笠（八海山）における相対重力連続観測結果とメッシュ農業気象データによる積雪引力効果の比較。[上段] 重力観測点を含む 3 次メッシュ (No. 5337-64-32, M32 と表記) を中心とする 25 個の 3 次メッシュ内の引力効果鉛直成分の時系列。[下段] 重力観測値 (Trend) 及び M32 メッシュの引力効果鉛直成分 (M32SA) の比較および観測値からの補正結果 (Trend-M32SA)

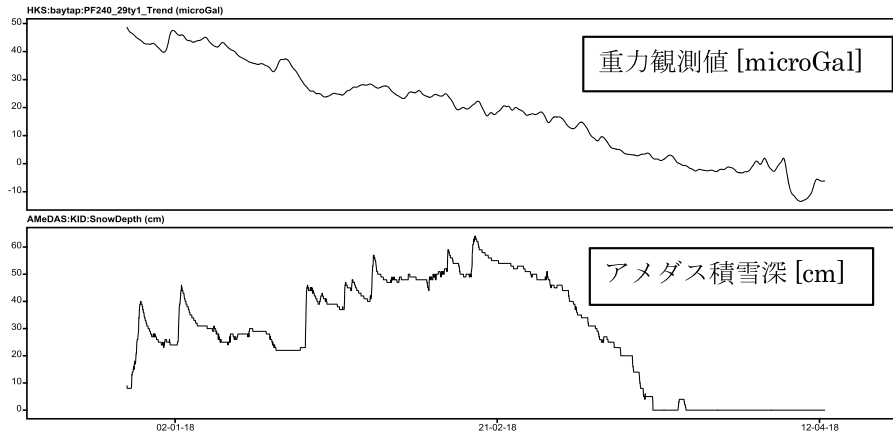


図 2.12: ロッジ三笠（八海山）における相対重力連続観測結果とアメダス積雪深との比較. [上段] 図 2.11 の Trend と同じ. [下段] アメダス観測点「開田高原」の積雪深.

シュ（約 1km × 1 km サイズ）を評価したが、本ケースについては重力観測点が含まれる 1 つの 3 次メッシュのみを評価すれば、充分である事がわかった. その結果、3 月から 4 月にかけての約 10 microGal の重力減少が積雪の引力効果で説明可能である事がわかった.

これまで、本観測点に最も近い気象庁アメダス観測点「開田高原」の積雪深データ（図 2.12）を参照していたが、昨年度の報告同様、今回も重力観測値との相関は低い. メッシュ農業気象データでは 3 月から 4 月にかけての積雪の引力効果が大きいのにに対し、アメダス積雪深では 3 月中に積雪深は 0cm となっている. 八海山から開田高原は直線距離で 10 km 離れている事、年によって降雪状況が両地点で似ている／似ていないがあるためと思われる

2) 精密水準測量による山体の上下変動

火山噴火過程を議論する上で、地震活動だけでなく、山体膨張を示すような地殻変動はとりわけマグマや熱水の移動を伴う火山活動では重要な情報となる. 御嶽山でも東山麓を中心に水準測量による上下変動の観測を図 2.13 に示す路線で 2002 年以降に実施してきた. そして、2000 年代には活潑な群発地震活動に伴う隆起、2007 年噴火に先行する隆起、2014 年噴火後の沈降を観測している. 加えて、2017 年 6 月 25 日の M5.6 の直下型地震に伴う隆起も検出している. 以下に捉えられた地殻変動の特徴を簡単に記す.

a) 2003-2004 年の群発地震活発化に伴う隆起

M4 クラスの地震が連発し、その地震発生に伴い最大 6mm ほどの隆起が震源地近傍で観測された (Kimata et al.,2004).

b) 2007 年 山頂での噴火に伴う 10mm の隆起

2007 年春に極小規模な噴火があった. 噴火に先立ち GNNS 観測で膨張、2006

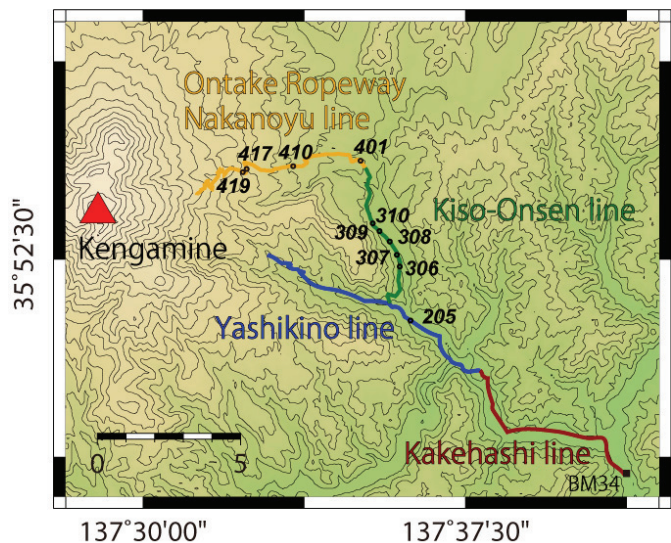


図 2.13: 御嶽山東山麓に設置される水準路線の位置

年から 2007 年の水準測量で 10mm の隆起が観測された (Nakamichi et al., 2008).

c) 2014 年噴火に伴う沈降

噴火前の変動は 2007 年で測量が中断され明らかでないが、噴火後に行った測量から沈降が観測された (Murase et al.,2016).

d) 2014 年噴火前後の長期的な上下変動

噴火前の変動のみならず、活火山で如何にマグマや熱水の圧力源が推移するかを明らかにすることは重要である。でも長期的に観測を継続することは困難である。そこで 10 年以上の測量データが蓄積した御嶽山において、2002 年以降の測量結果を再検討した。

屋敷野路線における 2002-2015 年間の変動を路線での累積した形で図 2.14 に示す。屋敷野路線は 2014 年の噴火まで、山頂火口に最も近い位置にあり、BM217 で火口から 7.8km に位置する。BM34 に対する各水準点の 2015 年までの上下変動である。噴火後の 2014 年には 2009 年に対して、沈降し、最大の沈降は路線北西端の BM217 で 25mm の沈降となる。そして 2002-2009 年は隆起となり BM217 で 16mm に達していた。

変動パターンから隆起は継続的に進行し、隆起速度は BM217 で年 2mm ほどと考えられる。2009 年以降は BM205 より北西側の路線の測量のみだが、それでも 2005 年に対し B217 では 2013 年まで着実に隆起していた。2009 年以降でも 4mm の隆起を示す。

これまで 1 年ごとの測量期間を中心に上下変動を議論していたがため、指摘できなかったが、2002-2009 年までの 7 年間に 15mm の隆起、固定点が異なり路線長が短くなるが 2004-2013 年の 9 年間に 10mm の隆起が進行していた。

これらを整理すると北西端の BM217 で約 20mm の隆起と推測できる。なお、噴火後の沈降は 25mm となり、隆起量の方がやや小さい。木曽路線 (路線長 16km) では 2002 年以降に 2014 年噴火前までに隆起は年間 1-2mm で継続し、2013 年までに 20mm に達し、噴火時に 25mm 沈降に転じた。これが結論の一つである。

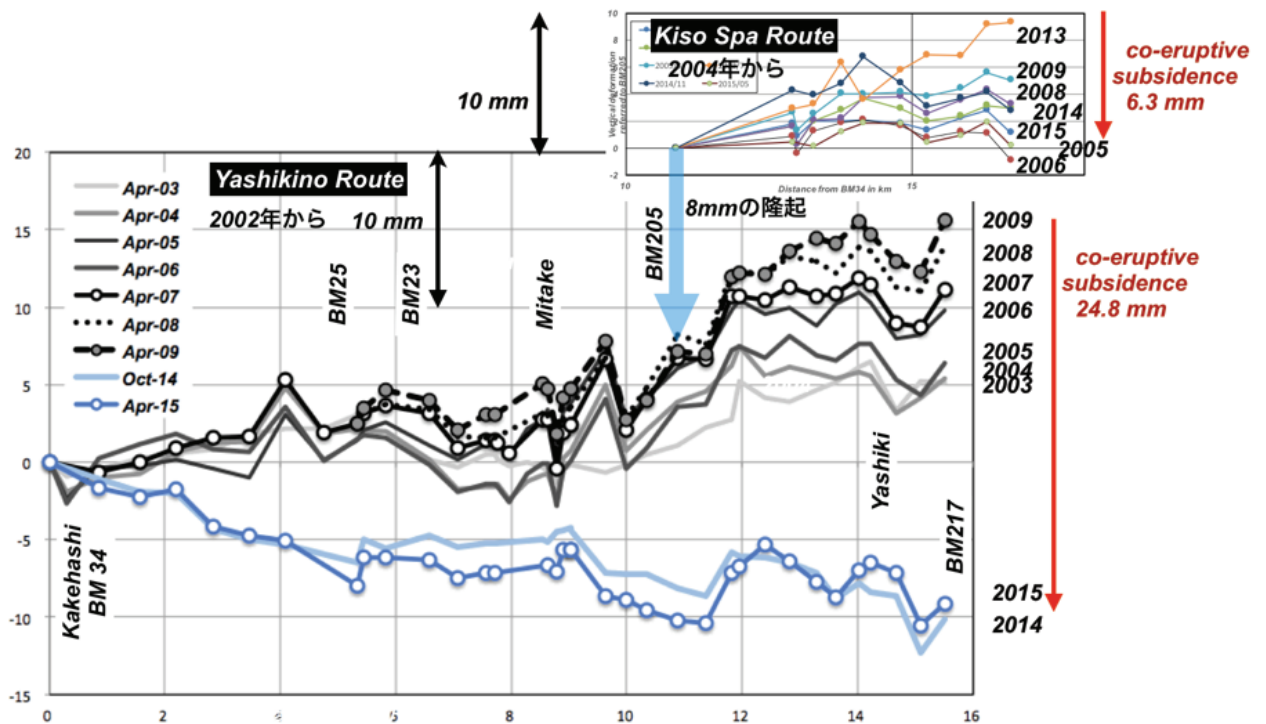


図 2.14: 御嶽山東山麓に屋敷野路線における上下変動 (2002-2015 年)

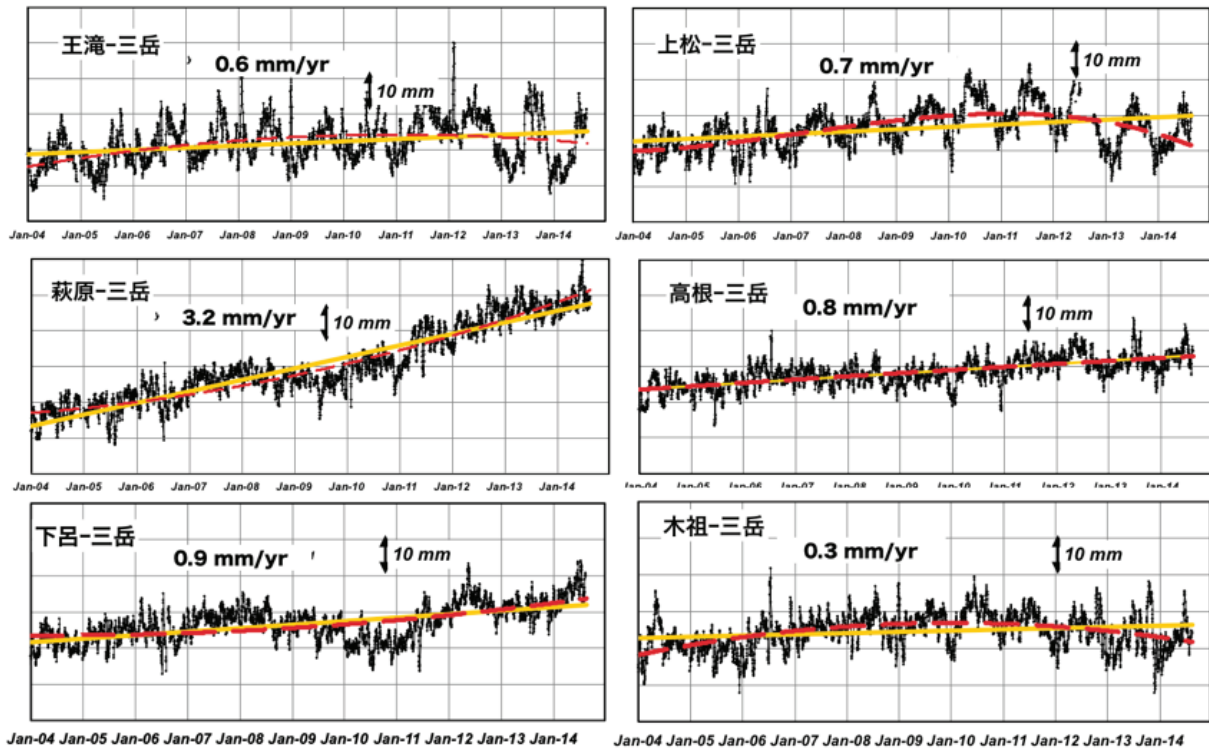


図 2.15: GEONET で観測された三岳基準点の上下変動 (国土地理院の解析結果)

この年間 1-2mm の隆起を GNSS の観測で検討する。国土地理院が行う GEONET の観測結果を図 2.15 に示す。周辺の観測点からの三岳基点の変位を求め、その上下変動を 11 日間の移動平均で示す。図からも明かのように、水平成分と比較し大きな観測誤差であり、年周変化も 1cmh ほどに達する。このような大きな観測誤差にも係わらず、三岳基点は周辺の王滝上松萩原高根下呂木祖の各基点に対して、年間 0.3-3.2mm の隆起を示す。三岳基点は屋敷野路線の北端に近接する。

以上から、御嶽山では 2004 年以降に年間 1-2mm の隆起が 2014 年噴火まで継続しており、これが噴火準備過程の膨張を示唆すると考える。

3) 2017 年 6 月 25 日測量路線直下で発生した M5.6 地震の断層モデル

この M5 の地震については、周辺に設置された GNSS 観測点で検出された水平変動から断層モデルが検討され、東西伸張の正断層が推定されている (伊藤ら,2018)。正断層ならば、水準網で検出された上下変動に基づき、断層の位置や滑り量をより詳細に検討できると考え、2017 年 4 月 24-27 日と地震後の 9 月 10-11 に実施した測量結果で断層モデルの推定を試みた。なお、9 月の測量は震源を中心に路線の一部だけとなった。

BM16 を基準として屋敷野路線および木曾温泉路線全般に隆起が観測され、最

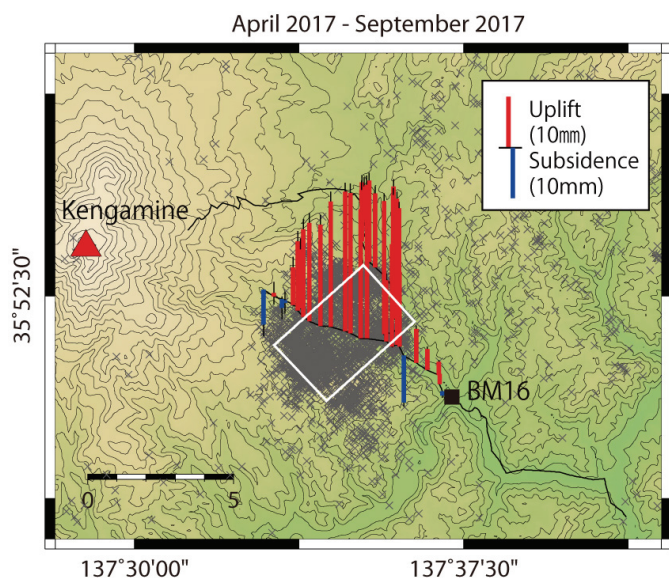


図 2.16: 2017 年 6 月の地震に伴って観測された上下変動とその上下変動から推測される断層モデルの位置と形状

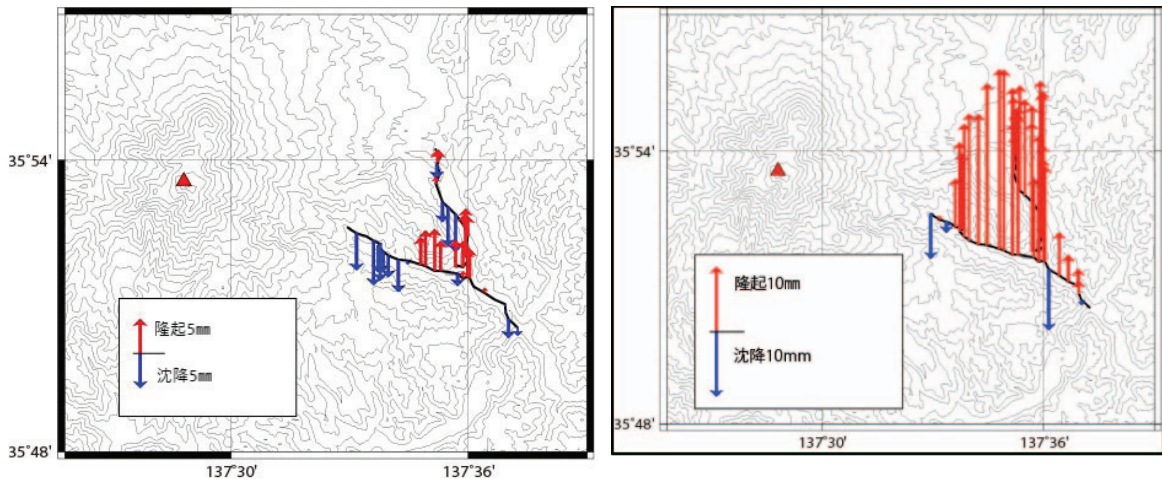


図 2.17: 右) 推定した断層モデルで計算される水準点での上下変動量(左) 上下変動の観測地と推定値の残差,

大隆起は屋敷野路線の BM213 の 28mm となった。

水準測量では、水準路線上のみでしか地殻変動が検出できず、M5.6 地震による変動の広がりを面的にとらえることはできないため、地震を挟む期間の ALOS-2/PALSAR-2 のデータについて干渉 SAR 解析を行い、水準測量と干渉 SAR 解析の結果が調和的であることを確認した。

この地震の断層モデルとして、1 枚の矩形断層を仮定し、断層パラメータの推定を行った。断層パラメータの初期値として、地震発生から 1 ヶ月分の $M_j 0$ の地震に対して DD 法を用いて決定された合計 42 個の震源データを使用し断層の形状を決定した。断層パラメータの初期値を中心に最適パラメータの探索を遺伝的アルゴリズムによって行うことで、1 枚の矩形断層によって水準測量で検出された上下変動はおおむね説明できることが明らかとなった。

断層モデルとして長さとお行きがそれぞれ 4km 前後で北東南西方向に走向する傾き 45 度の断層が、北西側が最大 88mm ほど隆起という正断層が推定された。これらより、北西-南東方向の伸張場が推定される。

地震発生後の 2017 年 9 月～2018 年 4 月の測量結果の比較からも、BM16 を基準として屋敷野路線および木曾温泉路線に約 5mm の隆起が検出された。群発地震域では、群発地震活動が比較的活発であった 2002～2004 年にかけて隆起が検出され、球状圧力源も推定されている。地震後の隆起が今後も継続するのか測量を継続する必要がある。

4 地殻活動研究委員会の開催等

新しい研究分野の開拓を目的として地殻活動研究委員会の活動を継続している。平成 30 年度は第 1 回目と第 2 回目を瑞浪地科学研究館で開催した。第 1 回は平成 30 年 9 月 5 日（水）～6 日（木）、出席者は 29 名、オブザーバー 4 名で 18 編の論文が発表された。その中で当研究所からの発表は 6 編である。また、第 2 回は平成 31 年 1 月 24 日（木）～1 月 25 日（金）、出席者は 28 名、オブザーバー 4 名で 17 編の論文が発表された。その中で当研究所からの発表は 9 編である。

成果出版については、平成 30 年度分を東濃地震科学研究所 Seq.No.42 にまとめた。

1) 平成 30 年度第 1 回地殻活動研究委員会活動記録

日 時：平成 30 年 9 月 5 日（水）～6 日（木）

場 所：瑞浪地科学研究館 1F セミナールーム

出席者：石井 紘，板場智史，大塚成昭，加納靖之，笠原 稔，川崎一朗，木股文昭

國友孝洋，佐々木嘉三，佐野 修，鈴木貞臣，田阪茂樹，田部井隆雄

津村建四朗，古本宗充，松浦律子，三浦 哲，向井厚志，村上 亮，山川 稔

山中佳子，吉岡祥一（22 名）

オブザーバー：青木治三，金沢敏彦，関根正夫，寺川寿子（4 名）

事務局：浅井康広，田中俊行，村上 理（3 名）

議事：研究活動の紹介

5 日（水）13:30～17:10

1. 青木治三 南海トラフプレート境界の断層運動について
2. 吉岡委員 関東下における海洋プレートの温度・脱水分布と微小地震の発生の関連性について
3. 寺川寿子 間隙流体圧をパラメータとした絶対応力場のモデル化と推定
4. 津村委員 極微小地震データを含む全国地震活動図について
5. 國友孝洋 超磁歪震源による瑞浪層群内の地下構造変化のモニタリング
6. 石井 紘 応力計・歪計に関するいろいろな考察
7. 佐野 修 応力計記録とスケンプトン定数について
8. 笠原 稔 石井式歪計・応力計で記録される地震動と地震規模の関係（2）
陶史の森・日吉・正馬様・深地層研縦孔内（応力）観測点の結果
9. 板場委員 静的歪変化を用いた地震規模即時推定
10. 向井委員 2018 年大阪府北部の地震および西日本豪雨に伴う六甲高雄観測室における地殻変動について

9 月 6 日（木）9:30～12:10

1. 三浦委員 霧島山高千穂河原における重力連続観測
2. 村上委員 雌阿寒岳北東で発生した 2016-2018 膨張エピソード
3. 山中委員 御嶽山山頂に設置した多点観測試験データを用いた山頂付近の地震活動
4. 松浦委員 任意地点の地表震度の新しい予測式について
5. 川崎一朗 富山新港の 1 秒サンプリング潮位記録と短周期先行津波

- 6. 加納委員 歴史地震における地下水異常の分析
- 7. 田阪茂樹 割石温泉における湯量観測

2) 平成 30 年度第 2 回地殻活動研究委員会活動記録

日 時：平成 31 年 1 月 24 日 (木)～1 月 25 日 (金)

場 所：瑞浪国際地科学交流館 1F 会議室

出席者：石井 紘, 板場智史, 大塚成昭, 加納靖之, 川崎一郎, 木股文昭, 國友孝洋

小泉尚嗣, 佐々木嘉三, 佐野 修, 鈴木貞臣, 田阪茂樹, 田部井隆雄, 津村建四朗

名和一成, 平原和朗, 古本宗充, 光井能麻, 宮岡 一樹, 向井厚志, 山川 稔 (21 名)

オブザーバー：青木治三, 金沢敏彦, 関根正夫, 野口科子 (4 名)

事務局：浅井康広, 田中俊行, 村上 理 (3 名)

議事

研究活動の紹介 1 月 24 日 (木) 13:30～17:15

1. 平原委員 EnKF による LSSE 発生域の摩擦特性およびすべり発展推定に関する数値実験
2. 青木治三 南海トラフ沿い大地震の発生間隔乱れの原因 (概要)
3. 川崎一郎 胆振東部地震の首都圏直下型地震への教訓
4. 加納委員 距離減衰式を活用した歴史地震の評価
5. 小泉委員 安曇川の水質と花折断層・琵琶湖西岸断層との関係について
6. 田阪茂樹 割石温泉の湯量観測と解析
7. 向井委員 六甲高雄観測室における断層破碎帯近傍の地下水変動観測
8. 光井能麻 長期的 SSE 発生源における非断層すべり成分の検出および、これに伴う歪速度変化の検討
9. 笠原 稔 東濃地震科学研究所の歪計応力計十字アレイで観測される地震動記録
-その 3 一次元不変量の観測点間比較-
10. 佐野 修 異なる剛性を持つセンサーによる比較観測結果
11. 石井 紘 連続観測用ボアホール応力計に関する考察 一応力計は応力と歪の両方を観測できる・応力は歪と異なり岩盤の弾性定数と無関係にわかる・なぜ観測される二次元不変量と鉛直成分は相似波形になるか・その他

研究活動の紹介 1 月 25 日 (金) 9:30～12:00

1. 鈴木貞臣 東海地域スラブ内地震の線状配列について
2. 野口科子 地域観測網 AS-net により観測された青森県-北海道の浅部を含む低周波地震活動
3. 津村建四朗 東北地方太平洋沖地震で宮城県沖に誘発された繰り返し地震活動
4. 村上 理 Monotonic seismic wave from Mayotte Island
5. 名和委員 iGrav-017 超伝導重力計の移設について一苫小牧から南新川を経て弟子屈へ
6. 古本宗充 降雨に伴う重力変化について