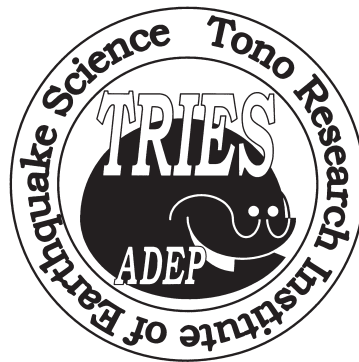


東濃地震科学研究所報告

Seq. No.47

地殻活動研究委員会報告書
(令和3年度)



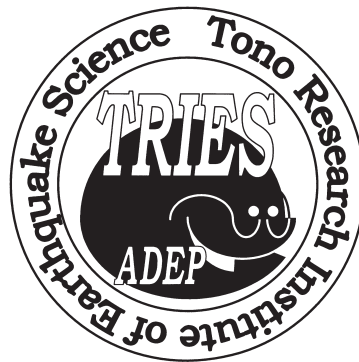
2022年3月

公益財団法人 地震予知総合研究振興会

東濃地震科学研究所報告

Seq. No.47

地殻活動研究委員会報告書
(令和3年度)



2022年3月

公益財団法人 地震予知総合研究振興会

はじめに

地殻活動研究委員会報告書は20回目ですがこれで最後となりました。なぜなら当研究所は政府の補助金で運営しているのですが補助金が終了することになったため研究所が存続できなくなったからです。日本原子力研究開発機構（JAEA）が瑞浪市内に設置した深地層研究施設の立坑を使用することを条件に補助金制度の適用を受け、立坑を活用し地震・地殻変動等に関する研究を行ってきました。しかしJAEAが研究を終了し立坑を埋め戻したことにより補助金が終了しました。1997年4月に瑞浪市内に設立して以来今年度まで25年間にわたり研究活動を推進してきました。

全国の研究機関における横坑を利用した地殻変動連続観測研究の成果があまり出ず、研究が縮小してきた中で当研究所はボアホールによる地殻変動連続観測を推進してきました。地殻活動研究委員会はそのような状況の中で地殻活動に関する研究活動の情報交換の場として存在してきました。学会とは別に自由な交流や討論により学会では得られない情報や知識を得る場となりました。また報告書も自由なテーマや記述で学会誌とは別の特徴を示してきました。これらは当研究所の活動にとってもいろいろ有益でした。

当研究所の25年間の活動は「東濃地震科学研究所25年のあゆみ ―設立から終了まで―」にまとめられています。過去の地殻活動研究委員会報告書も含めて振興会のホームページにおいて見るできるようになります。

それでは皆さん長い間いろいろありがとうございました。

東濃地震科学研究所 所長 石井 紘

地殻活動研究委員会 委員名簿

(任期：令和3年承諾日～令和4年3月31日)

石原 靖	(国研) 海洋研究開発機構 海域地震火山部門	専門部長
板場智史	(国研) 産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	主任研究員
今西 祐一	(国大) 東京大学 地震研究所 地球計測系研究部門	准教授
大塚成昭	(学法) 神戸学院大学	名誉教授
加納靖之	(国大) 東京大学 地震研究所 地震予知研究センター	准教授
小泉尚嗣	(公大) 滋賀県立大学 環境科学部 環境生態学科	教授
鷺谷 威	(国大) 名古屋大学 減災連携研究センター	教授
佐々木嘉三	(国大) 岐阜大学	名誉教授
高橋 浩晃	(国大) 北海道大学 大学院理学研究院附属 地震火山研究観測センター	教授
田部井隆雄	(国大) 高知大学 教育研究部自然科学系理工学部門	教授
中尾 茂	(国大) 鹿児島大学 大学院理工学研究科 地球環境科学専攻	教授
名和一成	(国研) 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 地球物理研究グループ	研究グループ長
西村卓也	(国大) 京都大学 防災研究所附属 地震予知研究センター	准教授
長谷川昭	(国大) 東北大学	名誉教授
平原和朗	(国大) 京都大学 (国研) 理化学研究所 革新知能統合研究センター防災科学チーム 非常勤研究員)	名誉教授
本多 亮	神奈川県温泉地学研究所	主任研究員
三浦 哲	(国大) 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	センター長
宮岡一樹	気象庁 地震火山部 地震予知情報課	評価解析官
向井厚志	福山市立大学 都市経営学部	教授
村上 亮	(国大) 北海道大学 (北海道大学大学院理学研究院附属 地震火山研究観測センター 研究員)	名誉教授
山川 稔	元財団法人 地球科学技術総合推進機構 科学掘削推進部長	
山中佳子	(国大) 名古屋大学 大学院環境学研究科附属 地震火山研究センター	准教授
吉岡祥一	(国大) 神戸大学 自然科学系先端融合研究環 都市安全研究センター	教授 副センター長
渡辺俊樹	(国大) 名古屋大学 大学院環境学研究科附属 地震火山研究センター	教授 センター長

(敬称略)

※ (国大) 国立大学法人 (国研) 国立研究開発法人 (公大) 公立大学法人 (学法) 学校法人

目 次

はじめに

地殻活動研究委員会委員名簿

第1部 論文・報告

立坑の埋め戻しに伴う地下500mの応力計・水圧計による連続観測

石井 紘、浅井康広…………… 1

地震動到達直後の歪変化に及ぼす間隙水圧変動の影響

向井厚志…………… 3

東濃地震科学研究所のひずみ計・応力計で観測される最小地震

笠原 稔…………… 11

異なる剛性を持つ応力計を同一坑内に埋設したときの応答実験

—東濃地震科学研究所STG500観測点に設置した2つの応力計の例—

佐野 修・笠原 稔…………… 33

インテリジェント小型ひずみ計を用いた応力解放法による測定結果の解析

佐野 修、平田篤夫…………… 49

陶史の森の応力計によって記録された周期200秒から1000秒の全マントル共鳴と

12年間の研究の要点

川崎一朗…………… 59

トンガの海底火山噴火により観測された記録例

石井 紘、浅井康広…………… 69

地震波に伴う電場変動 —岩石の比抵抗変化による—

古本宗充…………… 71

蔵王山で繰り返し発生する長周期地震に伴った準静的傾斜イベントの自動検出（序報）	
三浦 哲，山本 希，出町知嗣	75
2018～2019年豊後水道長期的SSEのすべりの時空間分布の推定	
吉岡祥一，瀬下幸成	85
ショートレビュー 深部低周波地震（微動）は変成作用の鼓動か？	
鈴木貞臣	103
第2部 関連資料	
観測点分布図	110
十字アレー観測網位置図・地殻活動総合観測点リスト	111
編集後記	112

第1部

論文・報告

立坑の埋め戻しに伴う地下500mの応力計・水圧計による連続観測	
石井 紘、浅井康広	1
地震動到達直後の歪変化に及ぼす間隙水圧変動の影響	
向井厚志	3
東濃地震科学研究所のひずみ計・応力計で観測される最小地震	
笠原 稔	11
異なる剛性を持つ応力計を同一坑内に埋設したときの応答実験	
－東濃地震科学研究所STG500観測点に設置した2つの応力計の例－	
佐野 修・笠原 稔	33
インテリジェント小型ひずみ計を用いた応力解放法による測定結果の解析	
佐野 修，平田篤夫	49
陶史の森の応力計によって記録された周期200秒から1000秒の全マントル共鳴と	
12年間の研究の要点	
川崎一朗	59
トンガの海底火山噴火により観測された記録例	
石井 紘、浅井康広	69
地震波に伴う電場変動　－岩石の比抵抗変化による－	
古本宗充	71
蔵王山で繰り返し発生する長周期地震に伴った準静的傾斜イベントの自動検出（序報）	
三浦 哲，山本 希，出町知嗣	75
2018～2019年豊後水道長期的SSEのすべりの時空間分布の推定	
吉岡祥一，瀬下幸成	85
ショートレビュー　深部低周波地震（微動）は変成作用の鼓動か？	
鈴木貞臣	103

立坑の埋め戻しに伴う地下 500m の応力計・水圧計による連続観測

東濃地震科学研究所 石井 紘、浅井康広

日本原子力研究開発機構（JAEA）の二本の立坑（主立坑と換気立坑）は 2020 年 8 月から埋め戻しが開始された。当研究所は立坑内の 500m レベルと 200m レベルの横坑に掘削されたボアホールに連続観測用のボアホール応力計・歪計・水圧計を設置している。埋戻されてもデータが研究所において取得できるように対策し観測を継続している。2021 年 11 月に埋戻しを完了したがその間の観測データを収集している。この報告では立坑の 500m レベルに設置された応力計(STG500)と水圧計の記録および立坑から約 300m 離れた位置に掘削された深度 320m のボアホール(TGR320)に設置された歪計および水位計の記録を報告する。STG500 の応力計には水平 3 成分と鉛直成分が搭載されているが特徴的な変動をしている鉛直成分のみプロットしている。200m レベルの応力計成分もプロットしていない。TGR320 観測点は計器を更新したため 2020 年 10 月の終わりからデータが得られている。

図 1 は立坑の構造と 500m レベルの計器の位置を示している。また、2021 年 11 月 26 日現在の埋め戻し状況も示している。地表まで埋め戻し完了のマークが印されている。図 2 は TGR320 ボアホール観測点と立坑の位置および NNW 断層の位置を示している。観測されたデータの一部が図 3 に示されている。白丸のプロットは埋め戻しの到達深度である。このデータはほぼ 1 週間ごとに報告されている（JAEA 東濃地震科学研究所地科学センター）。2021 年 6 月ころから 10 月の終わり頃まで工事の都合で観測を停止していたためデータが得られていない。この期間は埋め戻しを実施されていない期間にも対応する。応力計鉛直成分と水圧計は埋め戻しの深度に対応して同じように変化している。しかしながら 2021 年 3 月から 4 月のデータを見ると埋め戻しの深度は直線的に浅くなっているにもかかわらず 3 月の終わり頃から応力計鉛直成分と水圧計の変動速度が急に小さくなり埋め戻し深度の変動と異なっている。この時期は TGR320 の水位と鉛直歪も変動速度が急に小さくなっている。この時期は埋め戻し深度が 100m 程度になっている。この深度は TGR320 付近では土岐花崗岩から堆積層に変化する深度である。この時期以降は STG500 の応力計鉛直成分の変動は停止しているが STG500 の水圧計と TGR320 の水位・鉛直歪は直線的に変動が継続している。これらの直線的な増加の変動は 2022 年 2 月 1 日現在も継続している。

また、応力計鉛直成分と水圧計の変動のスケールを見ると水圧変動の方が一桁大きい。現時点では観測データのための報告であるが、埋め戻しの荷重よりも埋め戻しにより地下水の分布が変化し間隙圧の変化により応力計が変動したことによるものと考えられている。

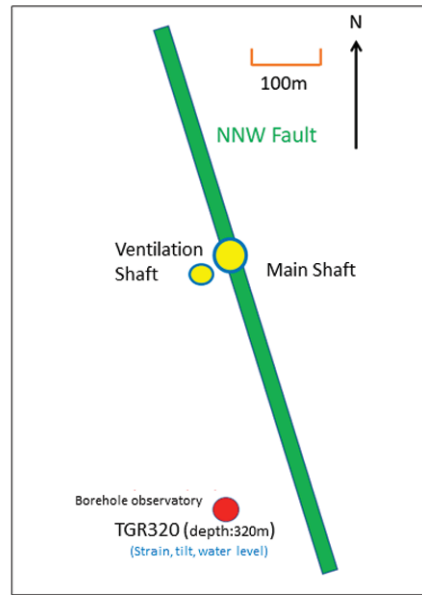
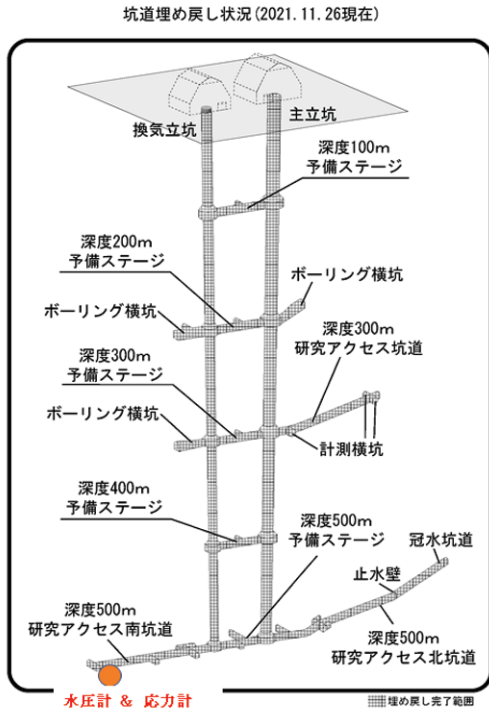


図 2 : 立坑と TGR320 ボアホールの位置

図 1 : 立坑の構造および水圧計・応力計の 1 応力計の設置位置

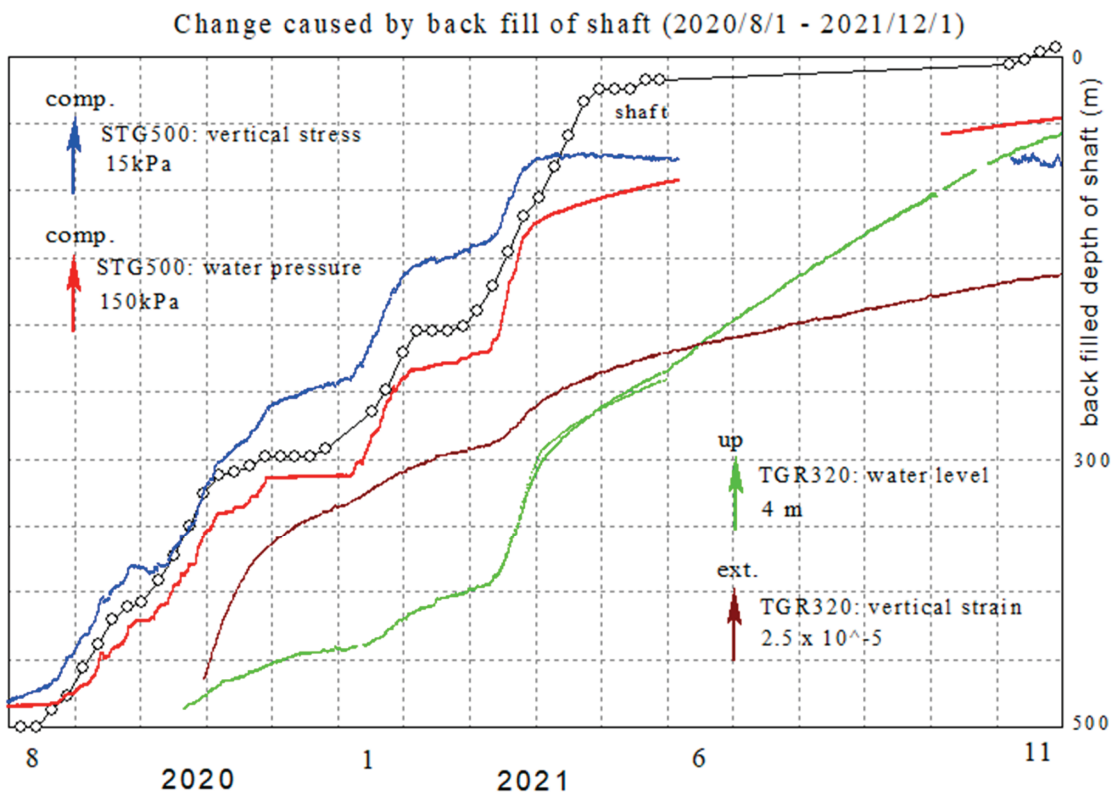


図 3 : 立坑の埋め戻し経過と 500m レベルの応力計・水圧計の記録と TGR320 の水位計および歪計鉛直成分の記録

地震動到達直後の歪変化に及ぼす間隙水圧変動の影響

向井 厚志 (福山市立大学都市経営学部)

1. はじめに

神戸市の六甲高雄観測室は万福寺断層を貫く坑道であり、その断層破碎帯からは湧水が生じている。その湧水量や周辺岩盤の間隙水圧は降水に伴って季節的に変化するとともに、周辺地域で発生した地震によっても顕著な時間的变化を示してきた。例えば、1995年兵庫県南部地震(M7.3)発生直後には湧水量が550ml/s以上増加した(藤森他, 1995)。また、向井他(2016)は、2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)前後に観測された湧水量変化および間隙水圧変化から周辺岩盤の透水性の変化を推定し、地震後約1ヶ月間にわたって透水係数が地震前の約1.3倍に増大したことを示した。この透水性の向上は、亀裂内の泥分等が地震動によって緩んだり、流出したりしたためと推察されている。

断層周辺に分布する間隙水は断層破碎帯の透水性構造に関する情報を与えてくれる一方で、地震時の地殻変動シグナルを乱す原因となる。2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程によって六甲高雄観測室では0.1 μ strain オーダの歪ステップが予測されたが、断層破碎帯からの過剰な間隙水流出のため、一桁大きな1 μ strain オーダの歪変化が観測された(向井・大塚, 2012)。こうした間隙水流動に伴う歪変化は、2000年鳥取県西部地震(M7.3)や2004年紀伊半島南東沖地震(M7.1)の際にも観測されている(向井・大塚, 2013)。しかし、地震動が到達してから顕著な間隙水流動が始まるまでに若干の時間を要するため、地震動到達直後には震源過程に基づく歪ステップが観測できる可能性がある。実際、向井他(2020)は、2011年東北地方太平洋沖地震時および2018年大阪府北部地震(M6.1)において、地震動到達直後の数秒間に震源断層の断層すべりによる歪ステップが六甲高雄観測室の埋設型石井式歪計によって観測されたことを報告している。ただし、観測された歪ステップが震源過程に基づく計算値によって完全に説明できたわけではなく、両者の間には明瞭な食い違いが存在した。本稿では、2016年鳥取県中部地震(M6.6)および2018年大阪府北部地震時の歪ステップの観測値と計算値の差異の特徴を明らかにするとともに、その差異が間隙水流動を伴わない局所的な間隙水圧変動に起因している可能性について検証した。

2. 六甲高雄観測室で観測された地震時の歪ステップ

新神戸トンネルの緊急避難路に開設された六甲高雄観測室は、N69°E-S69°W方向の通路であり、長さ約340mの中央部ではほぼ東西方向に走向をもつ万福寺断層を貫いている。同観測室には埋設型石井式歪計3成分ST1, ST2, ST3, 間隙水圧計WP1, WP2, WP3 および湧水量計DISが設置されており、0.1秒間隔で歪変化、間隙水圧変化および湧水量変化の連続観測が実施されている(図1)。湧水の大部分は断層の南側付近で発生しており、側溝を通してN69°E方向へ排水されている。

近年、神戸市周辺地域では地震活動が活発であり、2016年10月21日に鳥取県中部地震(M6.6)、2018年6月18日に大阪府北部地震(M6.1)、2021年12月3日に紀伊水道の地震(M5.4)が発生した。六甲高雄観測室から各震央までの距離はそれぞれ約140km, 43km, 104kmであり、神戸市中央区でそれぞれ震度3, 震度4, 震度2の揺れを記録した。これらの地震のうち、震源断層モデルが公開されている2016年鳥取県中部地震および2018年大阪府北部地震について震源過程に基づく歪ステップを計算し、観測された歪変化と比較した。前者の震源断層モデルは電子基準点の地殻変動観測値に基づく国

土地理院(2016)のモデルであり、後者の地震では K-NET 等の速度波形を用いて推定された京都大学防災研究所(2018)のモデルを使用した。

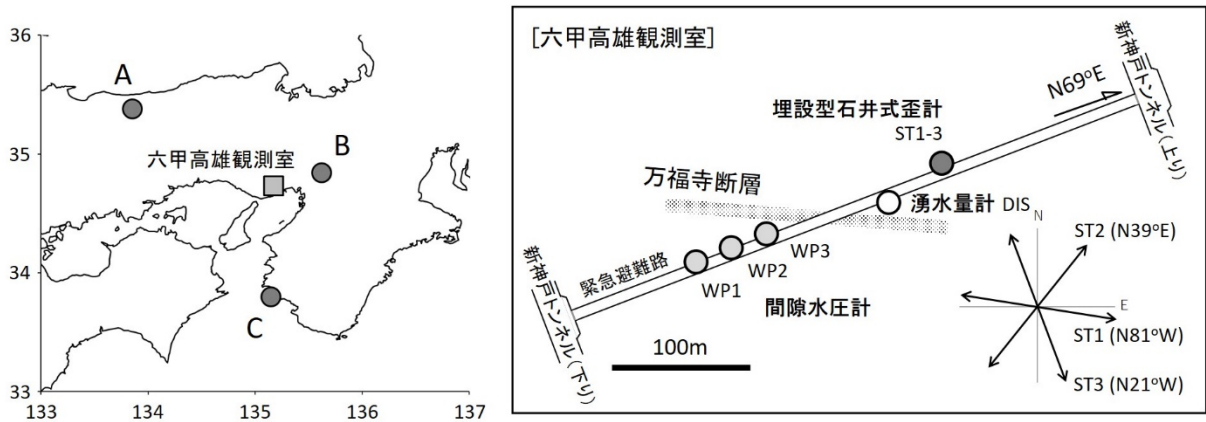


図1. 六甲高雄観測室

(左図)口印は六甲高雄観測室であり、点 A, B, C は、それぞれ 2016 年鳥取県中部地震, 2018 年大阪府北部地震, 2021 年紀伊水道の地震の震央を示す。(右図)六甲高雄観測室内の計測機器の配置を示す。埋設型石井式歪計 ST1, ST2, ST3 および湧水量計 DIS は断層北側に、間隙水圧計 WP1, WP2, WP3 は南側に設置されている。

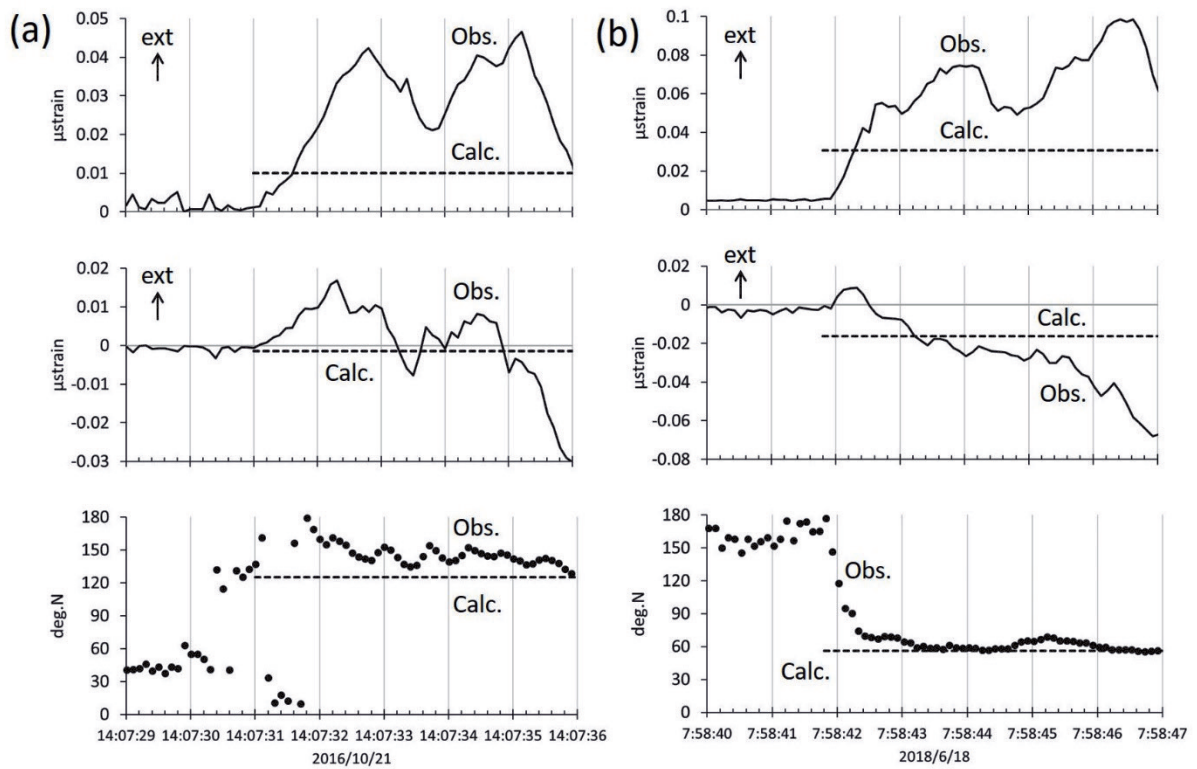


図2. 2016 年鳥取県中部地震および 2018 年大阪府北部地震時の歪変化

(a) 2016 年鳥取県中部地震, (b)2018 年大阪府北部地震の際に六甲高雄観測室で観測された主歪変化を示す。上段, 中段, 下段の図は、それぞれ最大主歪, 最小主歪, 最大主歪の方位である。各図の実線およびマークは観測値(Obs.)であり、破線は震源断層モデルに基づく計算値(Calc.)を表す。なお、最大主歪の方位は、北から時計回りを正とする。

図 2 は、地震動到達直前に得られた歪観測値を基準として、地震動到達前後の最大主歪、最小主歪および最大主歪の方位の時間的変化を求めた結果である。この図には、各震源断層モデルに基づいて計算された歪ステップも示されている。

いずれの地震においても、最大主歪、最小主歪および最大主歪の方位は、地震動到達直後から顕著な変化を示し始めている。特に最大主歪の方位は震源断層モデルから予測される計算値とほぼ一致しており、震源断層の断層すべりによる地殻変動を観測できていることが伺える。最大主歪も、地震動到達直後から計算値へと変化し始めており、震源断層における断層すべりが広がっていく過程を反映していると考えられる(向井他, 2020)。しかし、最大主歪は震源断層モデルに基づく計算値を超え、 $0.01\mu\text{strain}$ オーダの揺らぎを伴いながら計算値の 2 倍以上の大きさで推移している。

図 3 は、地震動到達の1~2 秒後までの 1 秒間に得られた歪観測値を用いて、平均的な主歪を求めた結果である。この図には、震源断層モデルに基づく歪ステップの主歪も示している。上述したように、主歪の方位に関しては観測値と計算値の差異は大きくなく、2016 年鳥取県中部地震で 26° 、2018 年大阪府北部地震で 6° の食い違いに留まっている。一方、観測された最大主歪の大きさは計算値よりも大きく、2016 年鳥取県中部地震で約 3.4 倍、2018 年大阪府北部地震で約 2.0 倍となっている。

図 4 の主歪は、図 3 の観測値と計算値の差異を表している。2016 年鳥取県中部地震時の両者の差異は、 $N14^\circ W-S14^\circ E$ 方向に最大の伸びとなる。この方位は、震源断層モデルに基づく最大主歪の方位 $N55^\circ W-S55^\circ E$ から 40° 以上ずれている。主歪の差異は最小値も $0.01\mu\text{strain}$ オーダの伸びであり、観測された歪ステップは計算値に伸長場を加えた形となっている。一方、2018 年大阪府北部地震で得られた歪ステップの観測値と計算値の差異は、 $N70^\circ E-S70^\circ W$ 方向に最大の伸びとなり、図 3(b)の計算値 $N56^\circ E-S56^\circ W$ から約 14° のずれに留まっている。また、主歪の差異の最小値は 0.1Instrain オーダであり、ほぼゼロであった。

図 4 にみられるように、歪ステップの観測値から計算値を取り除いたのちの差異を求めたとき、その最大主歪の方位は地震によって大きく異なっている。ただし、その方位の違いは 95° であり、最大と最小の違いはあるが、主歪の方位としてはほぼ一致している。また、これらの方位は、観測坑の方位 $N69^\circ E-S69^\circ W$ に近く、観測室近傍の局所的な影響による可能性が示唆される。

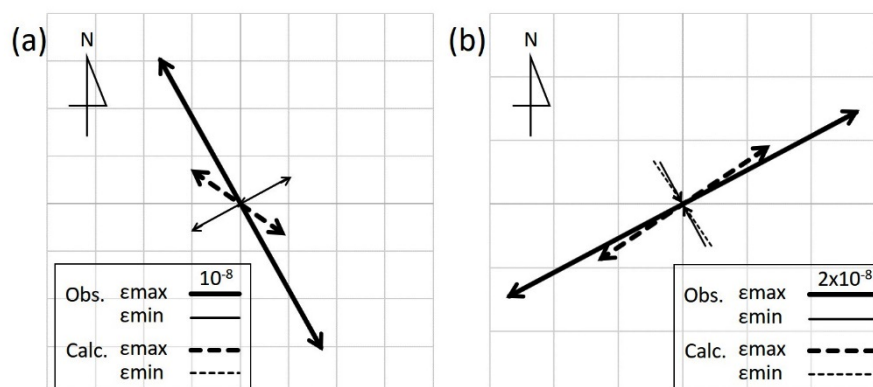


図3. 地震に伴う歪ステップの観測値と計算値の比較

(a) 2016 年鳥取県中部地震、(b)2018 年大阪府北部地震による歪ステップの主歪を示す。太い実線および細い実線は、それぞれ観測された最大主歪および最小主歪を表す。また、太い破線および細い破線は、それぞれ震源断層モデルから求めた最大主歪および最小主歪を表す。

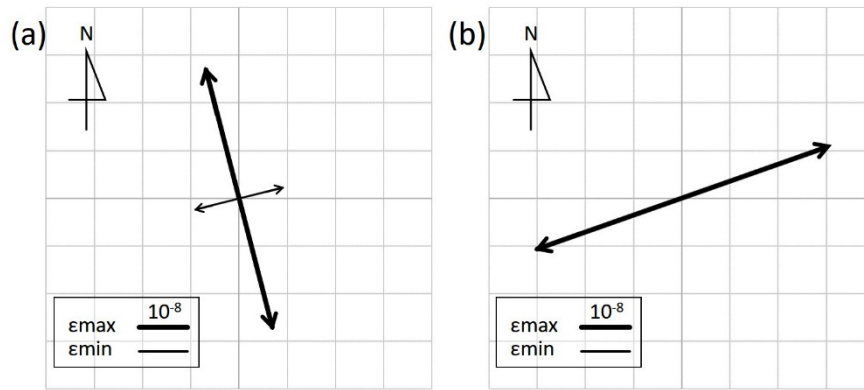


図4. 地震に伴う歪ステップの観測値と計算値の差異

(a) 2016年鳥取県中部地震, (b) 2018年大阪府北部地震による歪ステップの観測値から計算値を取り除いた結果を示す。太い実線および細い実線は, それぞれ差異の最大主歪および最小主歪を表す。

3. 地震動到達直後の間隙水圧変化とその影響

歪観測値を乱す重大な要因のひとつに, 間隙水圧変動が存在する。図5は, 2016年鳥取県中部地震, 2018年大阪府北部地震に加え, 2021年12月3日に発生した紀伊水道の地震時に観測された間隙水圧変化を示している。いずれの地震においても, 地震発生後の間隙水圧は1~2分程度の短い時定数で急上昇し, その後, 5~6分程度の時定数でやや緩やかに上昇を続けている。こうした時間的変化の特徴は, これまでも2016年三重県東方沖地震(M6.5)や2016年熊本地震(M7.3)などの大きな地震の際に観測されてきた(向井他, 2017)。地震に伴う間隙水圧変化は, 地震動によって水源水圧が変化したり, 周辺岩盤の透水性が変化したりした結果, 間隙水流動が生じたためと推察されている。

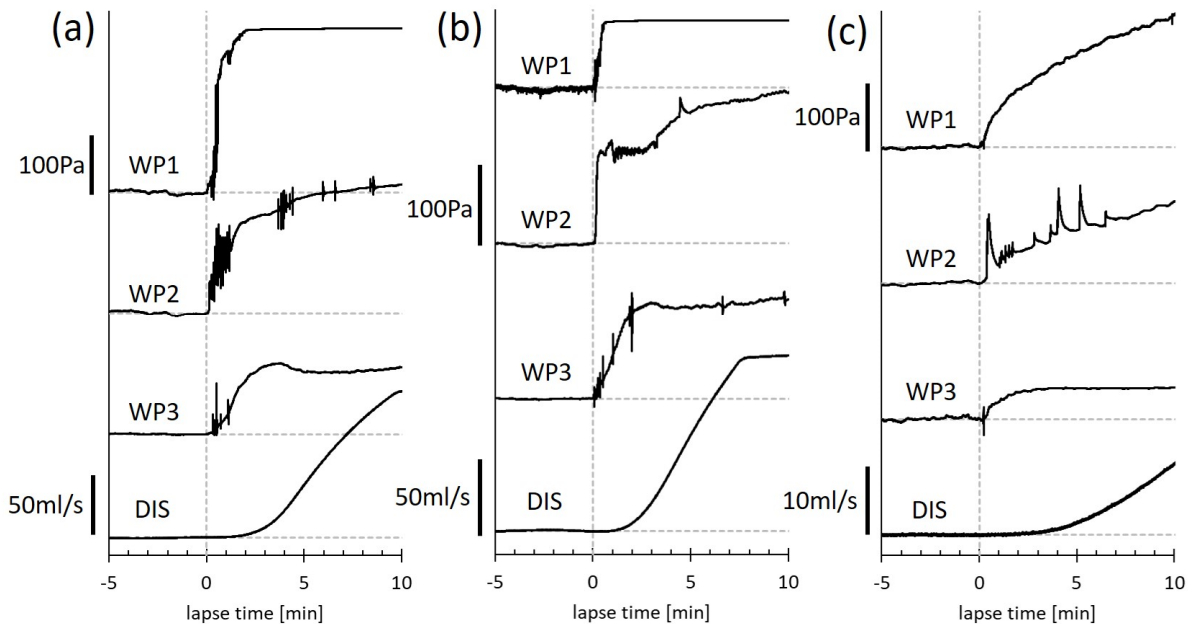


図5. 地震に伴う間隙水圧変化および湧水量変化

(a) 2016年鳥取県中部地震, (b) 2018年大阪府北部地震, (c) 2021年紀伊水道の地震による間隙水圧変化 WP1, WP2, WP3 および湧水量変化 DIS を示す。横軸は地震動到達からの経過時間[分]である。

間隙水流動は地震動到達直後に始まるのではなく、若干のタイムラグが存在すると考えられる。実際、時間軸を逆にして図 5 にみられる顕著な間隙水圧上昇を追っていくと、地震動到達から約 10 秒以上経過したのちに始まっているようにみえる(図 6)。

図 6 の間隙水圧 WP2 は数 10Pa の幅をもつ鋸状波形によって乱されて不明瞭となっているものの、断層から最も遠い間隙水圧 WP1 は地震動到達の約 10 秒後から図 5 にみられる継続的な間隙水圧の上昇が始まっている。また、断層に最も近い間隙水圧 WP3 では、顕著な間隙水圧の上昇が地震動到達の 20 秒前後から始まっている。しかし、それ以前の時間帯においても、やや変動幅の小さなステップ状の間隙水圧変化が確認できる。

間隙水圧 WP1 はいずれの地震においても地震動到達直後から上昇を始め、約 5 秒後に上昇が止まったのち、数秒間、ほぼ一定のレベルを維持している。その間隙水圧の上昇量は、2016 年鳥取県中部地震で 11.8Pa、2018 年大阪府北部地震で 12.7Pa、2021 年紀伊水道の地震で 5.4Pa であった。六甲高雄観測室の間隙水圧計は、床面に立てた内径 4cm の円筒内の水位変化を計測しており、周辺岩盤の間隙水圧が上昇しても、円筒内に間隙水が流入して水位が上昇するのに若干の時間を要する。したがって、図 6 にみられる地震動到達直後の間隙水圧変化は、ほぼステップ状の間隙水圧上昇を反映している可能性がある。

2016 年鳥取県中部地震および 2018 年大阪府北部地震の震源過程によると、地震時の歪ステップによる面積歪はいずれも伸びであり、通常、間隙水圧の低下が期待される。そのため、観測されたステップ状の間隙水圧上昇は、震源過程による歪ステップそのものではなく、地震動によって岩盤内の亀裂が連結し、周辺岩盤の高い間隙水圧が伝播したことに起因する、もしくは地震動によって亀裂が押し潰された結果として間隙水圧が上昇した可能性が考えられる。

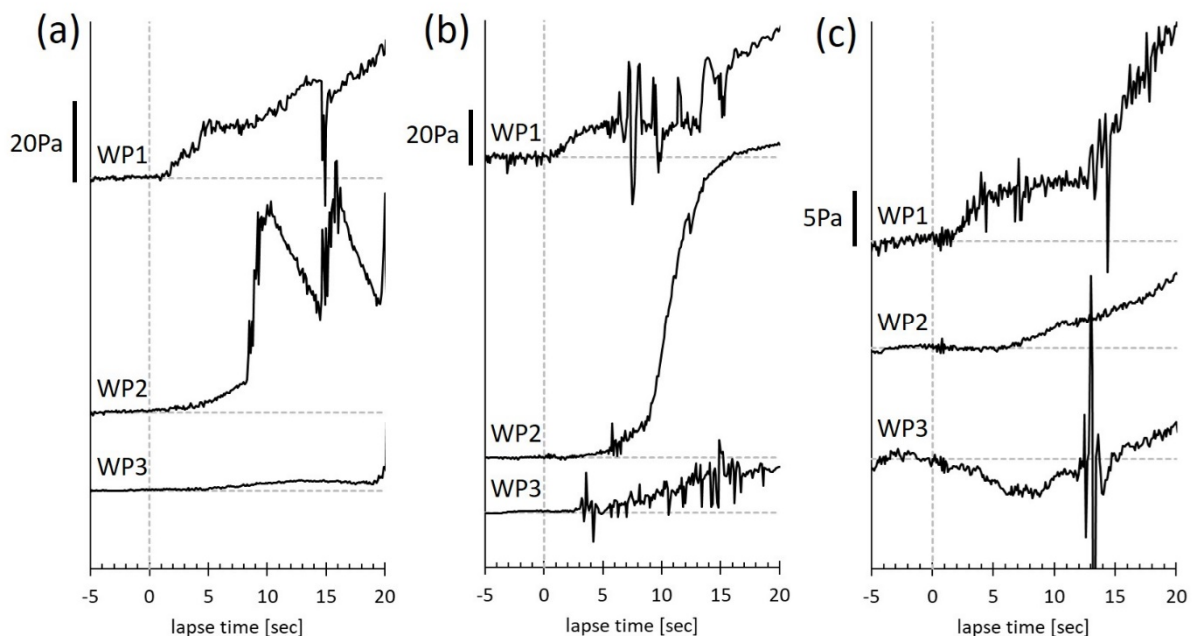


図 6. 地震動到達前後の間隙水圧変化

(a)2016 年鳥取県中部地震, (b)2018 年大阪府北部地震, (c)2021 年紀伊水道の地震による地震動到達前後の間隙水圧変化 WP1, WP2, WP3 を示す。横軸は地震動到達からの経過時間[秒]である。

地震動到達直後のステップ状の間隙水圧変化は、間隙水圧 WP2 や WP3 にも不明瞭ながら認められる。間隙水圧 WP2 では、2021 年紀伊水道の地震の地震動到達後、約 10 秒経過した時点で約 2 秒間、ほぼ一定の値約 2.6Pa を維持している。また、間隙水圧 WP3 に関しては、2016 年鳥取県中部地震および 2018 年大阪府北部地震時において、地震動到達後の 13~19 秒に、それぞれ 2.2Pa および 14.3Pa の値で推移している。

図 7 は、2016 年鳥取県中部地震、2018 年大阪府北部地震、2021 年紀伊水道の地震による地震動到達直後に生じたステップ状の間隙水圧変化量を、万福寺断層から間隙水圧計までの距離を横軸として示している。一部欠落はあるものの、震度 4 の大きな地震動をもたらした 2018 年大阪府北部地震では、断層から最も遠い間隙水圧 WP1 だけでなく、断層近傍の間隙水圧 WP3 においても 10Pa 以上の間隙水圧上昇が生じており、広範囲にわたってステップ状の間隙水圧上昇が見られた。一方、震度 3 以下のやや揺れの小さな 2016 年鳥取県中部地震や 2021 年紀伊水道の地震では、断層近傍の間隙水圧上昇は小さく、湧水が多くみられる間隙水圧計 WP1 周辺のみ、大きな間隙水圧上昇が現れている。このことは、ステップ状に間隙水圧が上昇する範囲が、地震動の大きさによって異なる可能性を示唆している。

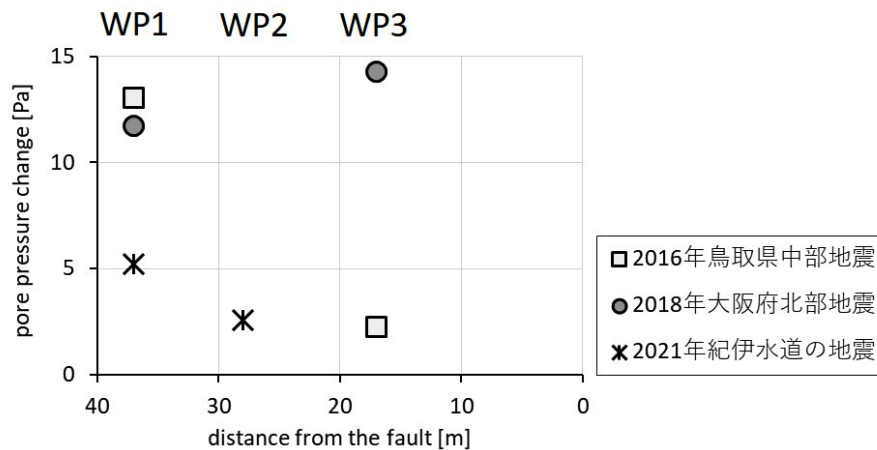


図 7. 地震動到達直後のステップ状の間隙水圧変化量

□, ○, *印は、2016 年鳥取県中部地震、2018 年大阪府北部地震、2021 年紀伊水道の地震の地震動到達直後に観測されたステップ状の間隙水圧上昇量を示す。横軸は万福寺断層から各間隙水圧計までの距離である。

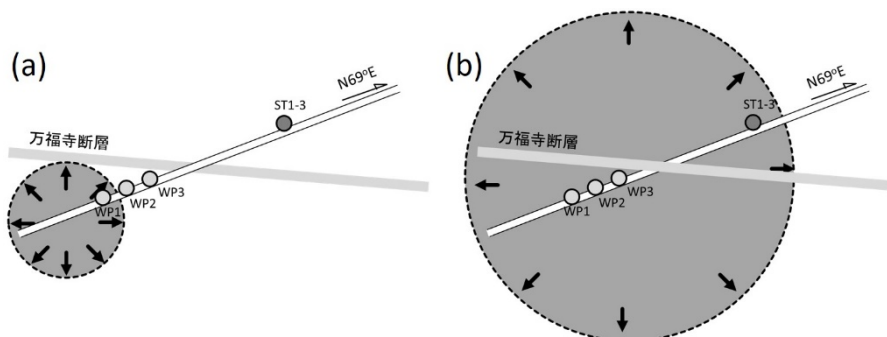


図 8. 観測坑近傍における地震動到達直後のステップ状の間隙水圧変化

(a)2016 年鳥取県中部地震、(b)2018 年大阪府北部地震の場合に生じた可能性のあるステップ状の間隙水圧変化の模式図を示す。

2016年鳥取県中部地震時のステップ状の間隙水圧変化は、図8(a)のように間隙水圧計WP1周辺でのみ生じていた可能性がある。この場合、その間隙水圧上昇によって、歪計は観測坑に沿ったN69°E-S69°W方向の縮み、その直交方向の伸びを記録する。少なくとも、この伸びの方位は、2016年鳥取県中部地震時の歪ステップの観測値と計算値の差異を示した図4(a)の最大の伸長方向に近い。

一方、2018年大阪府北部地震時では、どの程度の範囲でステップ状の間隙水圧変化が生じていたのか不明であるが、図8(b)のように歪計を含む広い範囲で生じていた場合、間隙水圧上昇によって周辺岩盤は膨張する。このとき、周辺岩盤に亀裂が発達していると、その亀裂を拡張するように亀裂に直交する方向に伸長が大きく現れると考えられる。断層周辺の破碎帯に発達する亀裂は、断層近傍においては断層の走向に対して約20°回転した方向に発達し、断層から離れると50°前後へと向きを変えていくことが知られている(例えば、吉田他, 2009)。歪計周辺の亀裂がおおよそN40°W-S40°E方向に形成されているとすれば、間隙水圧の上昇に伴って亀裂を押し広げ、その直交方向であるN50°E-S50°W方向の伸びが大きく現れることが考えられる。この伸びの方位は、2018年大阪府北部地震時の歪ステップの観測値と計算値の差異を示した図4(b)の最大の伸長方向に近い。

以上のように、地震動の大きさに依存したステップ状の間隙水圧上昇領域の違いを考えることによって、図4にみられる歪ステップの観測値と計算値の差異を定性的に説明することができる可能性がある。ただし、現時点では、どの程度の範囲で間隙水圧変化が生じていたのか明瞭ではなく、定量的な評価も行われていない。今後、図8に示したモデルの妥当性を検証しつつ、定量的に歪ステップの観測値と計算値の差異が説明できるか調べる必要がある。

4. まとめ

2016年鳥取県中部地震および2018年大阪府北部地震の際に六甲高雄観測室の埋設型石井式歪計で観測された歪変化には、震源断層の断層すべりに伴う歪ステップが記録されていた。しかし、その歪ステップの観測値と震源断層モデルに基づく計算値には明瞭な食い違いが存在しており、両者の差異は北北西-南南東方向またはその直交方向の伸びを示していた。同観測室では、顕著な間隙水流動が生じる前の地震動到達直後にも、ステップ状の間隙水圧の上昇が観測されている。その空間的な広がりには地震動の大きさに依存している。この広がり異なる局所的な間隙水圧上昇がもたらす岩盤の伸び縮みによって、歪ステップの観測値と計算値の差異を定性的に説明することができる可能性がある。

謝 辞

六甲高雄観測室および六甲再度観測室における地殻変動観測では、京都大学の観測機器を含む設備を使用させていただいている。また、両観測室の整備と観測継続に関しては、神戸市道路公社および阪神高速道路株式会社のご理解とご援助の賜である。ここに謝意を表す。

参考文献

- 藤森邦夫・山本剛靖・大塚成昭・石井紘(1995): 六甲高雄観測室における地殻変動と地下水の観測—1995年兵庫県南部地震に関連した変化—, 京都大学防災研究所年報, 38, 287-296.
- 国土地理院(2016): 平成28年(2016年)10月21日鳥取県中部の地震の震源断層モデル,
<https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/dansoumoderu.html>
- 京都大学防災研究所(2018): 2018年6月18日7時58分大阪府北部の地震の震源過程,

<https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/220/image220/030.pdf>

向井厚志・大塚成昭(2012): 東北地方太平洋沖地震前後の六甲の地殻変動, 地殻活動研究委員会報告書, 31, 27-34.

向井厚志・大塚成昭(2013): 六甲高雄観測室で観測された地震後の地下水流動に伴う歪変化, 日本地球惑星科学連合大会 2013, SSS34-P13.

向井厚志・大塚成昭・福田洋一(2016): 地震に伴う湧水量および間隙水圧変化から推定された破碎帯の水理学的特徴, 測地学会誌, 62, 2, 63-78.

向井厚志・大塚成昭(2017): 地下水流動の観測に基づいて推定された断層破碎帯近傍の非一様な透水性構造, 日本地球惑星科学連合大会 2017, SSS10-P16.

向井厚志・大塚成昭・福田洋一(2020): 神戸市で観測された地震時の断層すべりによる歪変化, 地球惑星科学連合大会 2020, SSS14-P11.

吉田英一・大嶋章浩・吉村久美子・長友晃夫・西本昌司(2009): 断層周辺に発達する割れ目形態とその特徴—阿寺断層における‘ダメージゾーン’解析の試み—, 応用地質, 第 50 巻, 第 1 号, 16-28.

東濃地震科学研究所のひずみ計・応力計で観測される最小地震

笠原 稔

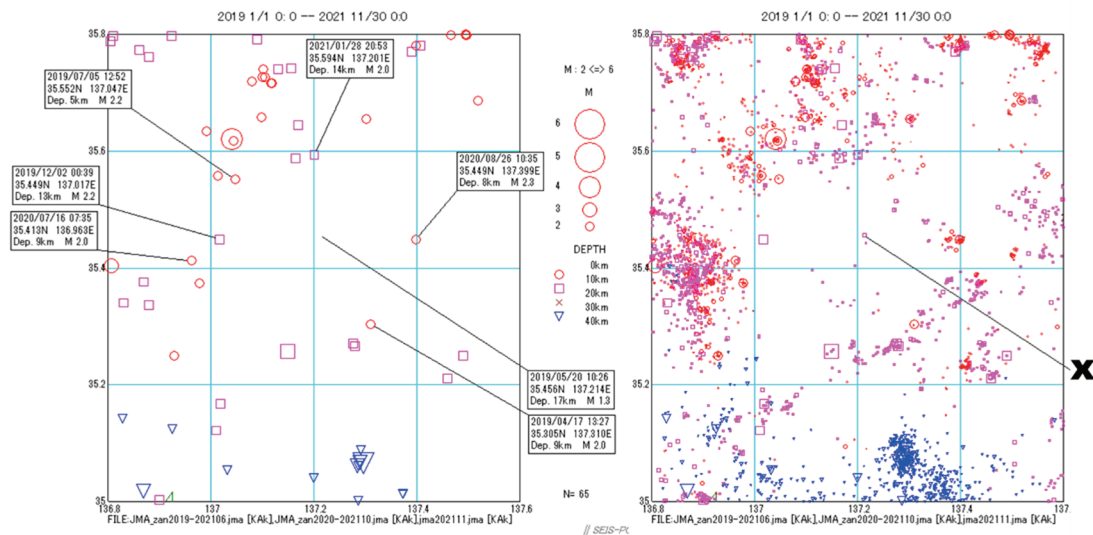
東濃地震科学研究所

1. はじめに

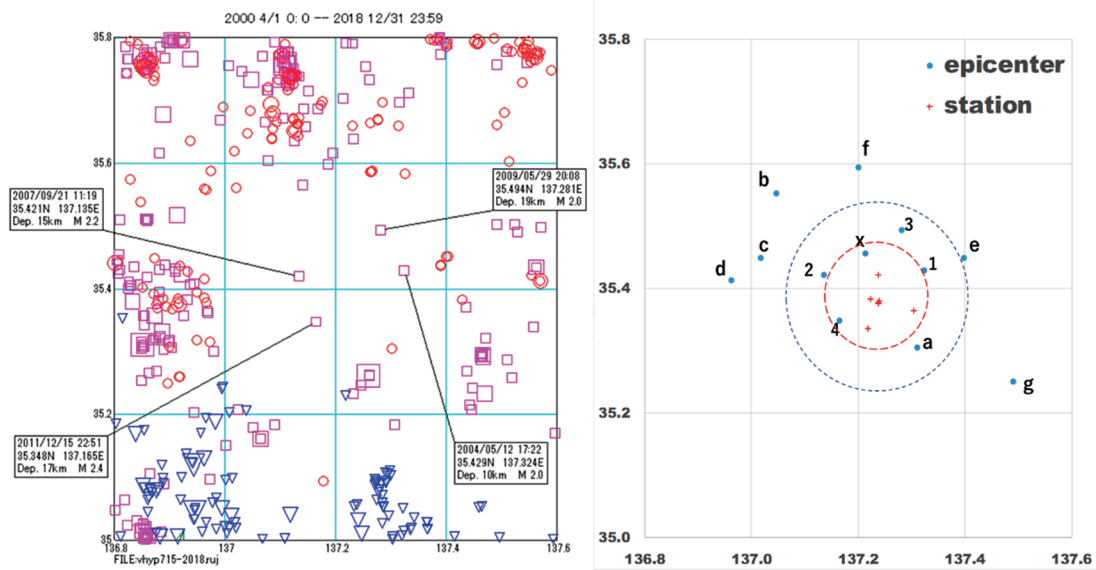
東濃地震科学研究所では、2003 年の屏風山観測点(BYB)への、多成分ひずみ計の設置と高速サンプリングを取り入れて以降、順次観測点を増設してきた(笠原、2017)。同時に変位計の電子ノイズの軽減も図られ、より小さな地震動の計測が可能になってきた(笠原、2021)。それに伴い、これらの観測点で記録される歪・応力地震動の集録条件も変更してきた(笠原、2020)が、2019 年から、観測網から半径約 30km の範囲内で発生する地震の M の下限を2として、データベースに集録している。観測された地震記録から、距離(R km)と地震規模(M)と記録振幅(μ strain, kPa)の関係がえられている(笠原、2018、笠原、2019)ので、計器全体のノイズレベルが決まれば、観測可能な最小地震(M_{smallest})が決定される。ここでは、実際に観測網近傍での微小地震(~M=0.5)までを対象にして、観測された最小地震を検索してみた。

2. 観測された最小地震の検討

観測点近傍の領域(**a zone**)での集録条件の下限(M2)を変更した 2019 年から最近までのこの領域の M2以上の震源分布を第1図左図に示す。この図(左図)から、観測網(第2図右図参照)



第1図 左図;領域(**a zone**):35.00N-35.80N、136.80E-137.60E、内、期間 2019.1.1~2021.11.30 のM2以上の震源分布図.観測網に近い地震の発信時・位置・M を吹き出しにして示した.右図;同じ領域・期間について M0.5 以上の震源分布図.地震 **X** が最小地震の候補のひとつ.



第 2 図 左図;領域(a zone)内、期間 2003.1.1~2018.12.31 の M2以上の震源分布図。観測網に近い地震の発震時・位置・M を吹き出しにして示した。右図;集録地震の震央と最小地震の候補(青丸;表 1)と観測点分布、観測網中心から半径 10km(赤点線円)と 20km(青点線円)を示す。

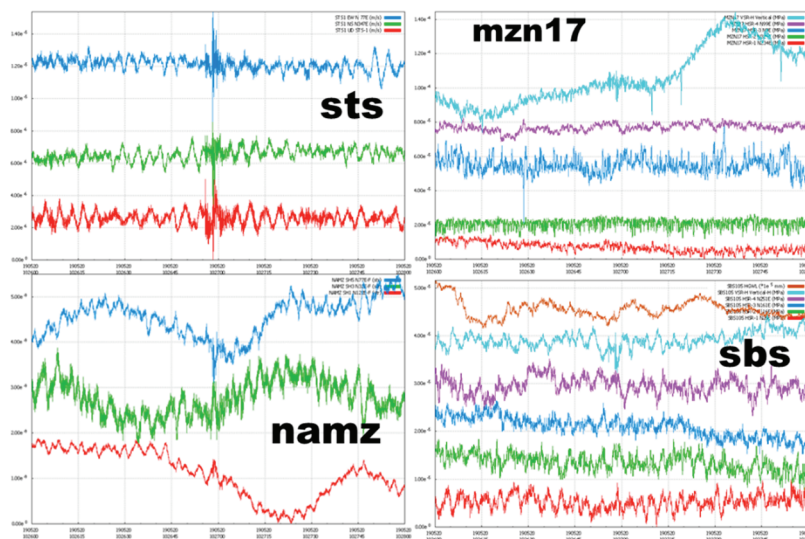
近傍は地震活動が低調で、空白域を形成していると見ることができる。さらに、小さな地震を検討するために、第 1 図右図に、同じ領域・期間について、M0.5 以上の震源分布を示した。小さな地震(M0.5 以上)を含めた活動で見ても、この空白域は明瞭であるが、この空白域内で、**x** で表示した M1.3 の最大地震が発生している。観測された最小地震の候補として、第 1 図左図の吹き出しでしめした地震とこの地震を含めて表 1 に示す。R は震源距離、D は深さを示す。さらに 2003 年から 2018 年の期間に、同じ領域(a-zone)で発生した M2 以上の震源分布を第 2 図左図に示す。空白域内で、観測網に極めて近い地震 4 つが発生している。これらの地震も、検討対象に入れ、表 1 に追加してある。表 1 の地震の震央と観測点の位置を、第 2 図右図に示した。観測網中心から、赤点線円は半径 10km、青点線円は半径 20km の領域を示す。

これらの地震記録とノイズの状況を概観するために、集録時に描画される各観測点ごとの全成分の集録時間分(この地域の地震の場合は 2 分間)の記録を表 1 に従い、付録資料にまとめて示す。地震 **x** は、附 9 図である。いずれの地震の場合でも、記録が認められそうであれば収録してあるが、ノイズレベルをわずかに超える程度の場合もある。付録資料をみると、集録されている a から g までの地震は、確実に地震動記録が認められる

ここでは、地震 **x** について地震記録部分を中心に詳細を検討してみる。最初に、集録時の 2 分間全体の描画を 4 観測点について再掲して、第 3 図に示す。瑞浪観測壕内の長周期地震計 **sts** の記録も集録し比較することにした。この地震は、**sts**、**namz** 観測点では明瞭に認められるが、**mzn17**、**sbs** 観測点では、鉛直成分にのみ認められる。地震部分の 5 秒間の拡大図を、第 4 図に示す。**sts** 観測点の記録がより明瞭であるのは 100Hz サンプルングであるために、より短周期に

表1 データベースに集録された観測網に近い最小地震の候補

EQ	Date	Time	M	R: km	D: km
x-	2019/05/20	10:26:50	<u>M1.3_x</u>	19	17
1_	2004/05/12	17:22	<u>M2.0_1_</u>	14	10
2-	2007/09/21	11:19	<u>M2.2_2-</u>	18	15
3-	2009/05/29	20:08	<u>M2.0_3-</u>	23	19
4-	2011/12/15	22:51	<u>M2.4_4-</u>	18	17
a-	2019/04/17	13:27	<u>M2.0_a-</u>	13	9
b-	2019/07/05	12:52	<u>M2.2_b-</u>	26	5
c-	2019/12/02	00:39	<u>M2.2_c-</u>	25	13
d-	2020/07/16	07:35	<u>M2.0_d-</u>	26	9
e-	2020/08/26	10:35	<u>M2.3_e-</u>	18	7
f-	2021/01/28	20:53	<u>M2.0_f-</u>	28	14
g-	2021/08/27	11:38:09	<u>M2.0_g-</u>	29	11



第3図 地震 **x** の4観測点2分間の全成分の記録.

感度を持っているからである。**namz**観測点は40Hz、**mzn17**、**sbs**観測点は20Hz サンプルングである。歪計・応力計は、システム入力時に10Hz のハイカットフィルターを通過しているので、10Hzより短周期は記録されない。そこで、**sts**観測点の記録に 1-10Hz のバンドパスフィルターを通した記録と、**namz**観測点の 1.5sec ハイパスフィルターを通した記録を、第5図右図上下に示した。**namz**観測点の記録に 1.5sec ハイパスフィルターをかけるのは、第3図左下図で見るように長周期の変動が重なっているため短周期の地震動を見るために適用したものである。その結果、第5図右図上下図に見るように、両者の波形はかなりよい一致が見られる。ポアホール応力計

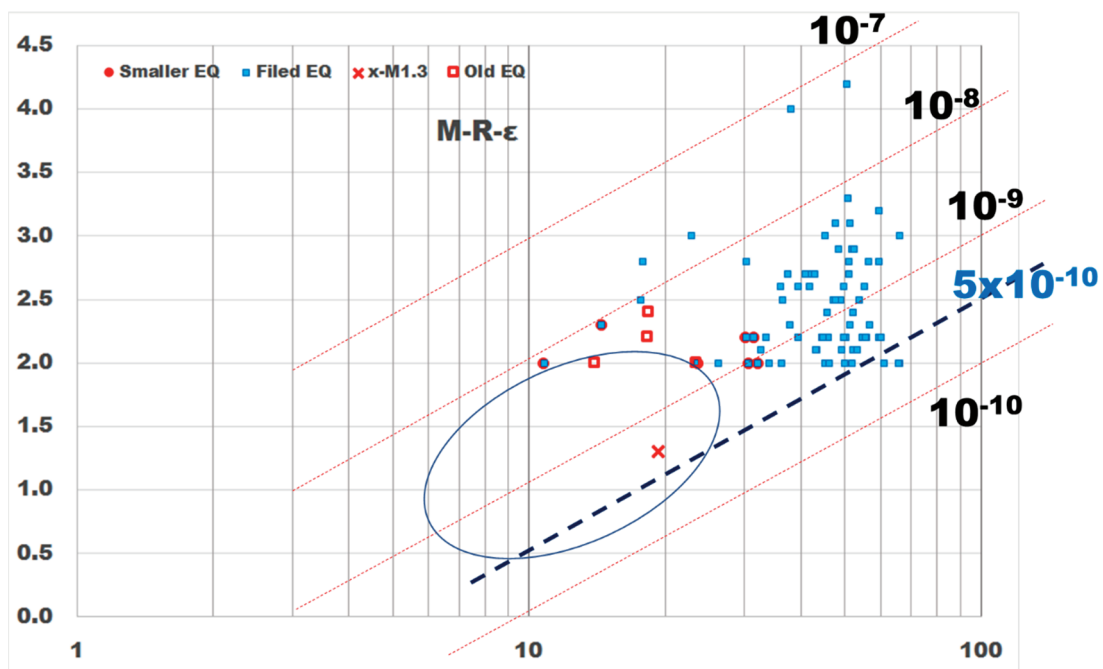


第4図 地震 **x** の4観測点5秒間の全成分の記録. P,Sは、**sts** 観測点のP波・S波の到着時、応力計の記録である **mzn17,sbs** 観測点の縦軸のスケールは同じである.



第5図 地震 **x** の **sts** 観測点の1Hz ハイパスフィルターの記録(左上図の)と1-10Hz バンドパスフィルターの記録(右上図)と **namz** 観測点の 1.5sec ハイパスフィルターの記録.

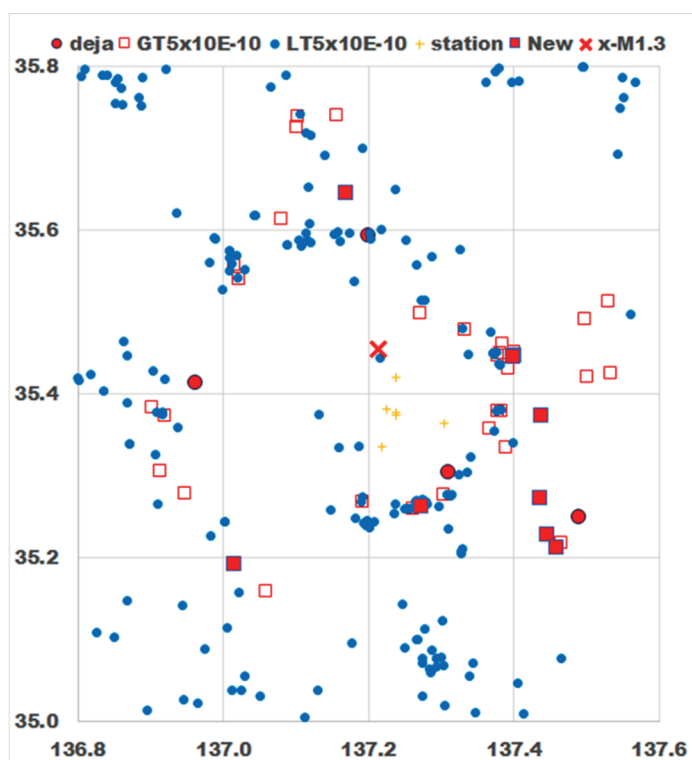
の鉛直成分は水平成分より観測振幅は大きくなる傾向はどの観測点でも見られるが、**mzn17** 観測点では顕著である。第3図右図の両観測点の記録から、この地震が検知限界に近いと考えられる。この点を、**byb** 観測点で得られた地震規模 **M** と震源距離 **R** と観測振幅 ϵ の関係からみてる(笠原, 2017)。第6図は、第1図に示した領域 (**a-zone**) で発生した地震(2019~2021年)でデータベースに集録された地震(青四角)を **M-R** 面にプロットしたものである。赤四角と赤丸と赤xの地震(最小地震の候補)が表 1 に示した地震である。赤四角は2003-2018年間に観測網近傍で発生した4つの地震である。第6図に、**M-R- ϵ** 関係式から等歪振幅線(10^{-10} ~ 10^{-7} ; 赤線)を加えてある。変位計のノイズレベルは2018年以前の場合は 10^{-9} 付近にあり、2019年以降は 5×10^{-10} まで下がった。集録地震のプロットを見ると、その結果が反映されている事がわかる。先に見たように、地震 **x**、(**R~20km, M1.3**)、が観測可能な地震の下限に近い事はこの図からもわかる。この図の青線楕円で示した部分の地震は観測可能な範囲にあることを示している。震源距離30km以内で、**M** の下限を0.5まで下げて対象となる地震を次に検討してみる事にする。



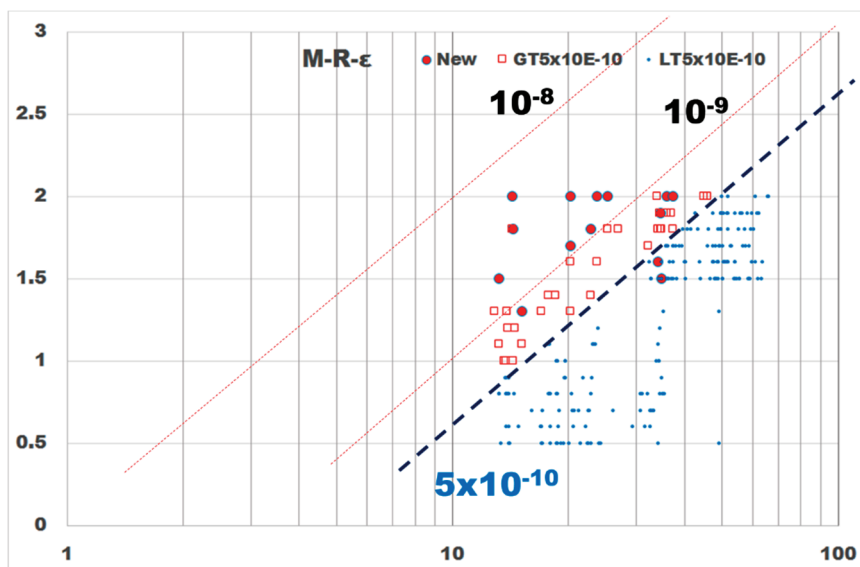
第 6 図 **byb** 観測点で得られた地震規模 **M**; (縦軸) と震源距離 **R**: km (横軸) と観測地震動の最大振幅 (strain) との関係図に、データベースに集録された地震 (青四角) と第 1 図で示した観測網に近い地震として選んだ地震 (赤四角) と地震 **x** (赤x) を重ねた図. 青楕円の領域の地震が観測可能な地震規模と距離の範囲。

3. **M** の下限を0.5にした場合の観測網近傍の地震活動

第 7 図に、**M** の範囲を 0.5 以上、2.0 以下として、領域 **a** で、2019 年—2021 年に発生した地震の震源分布を示す。これらの地震の **M-R** 面プロットを第 8 図に示す。震源距離と **M** から期



第7図 領域(**a zone**)内、期間 2019.1.1～2021.11.30 の M0.5以上、M2以下の震源分布図。赤四角白抜きは期待される振幅が 5×10^{-10} 以上の地震、青丸は 5×10^{-10} 以下の地震、(第8図参照)。赤丸と赤四角(ぬりつぶし)は表2に示した地震、赤 **X** が最小地震の候補。黄色十字が観測点。

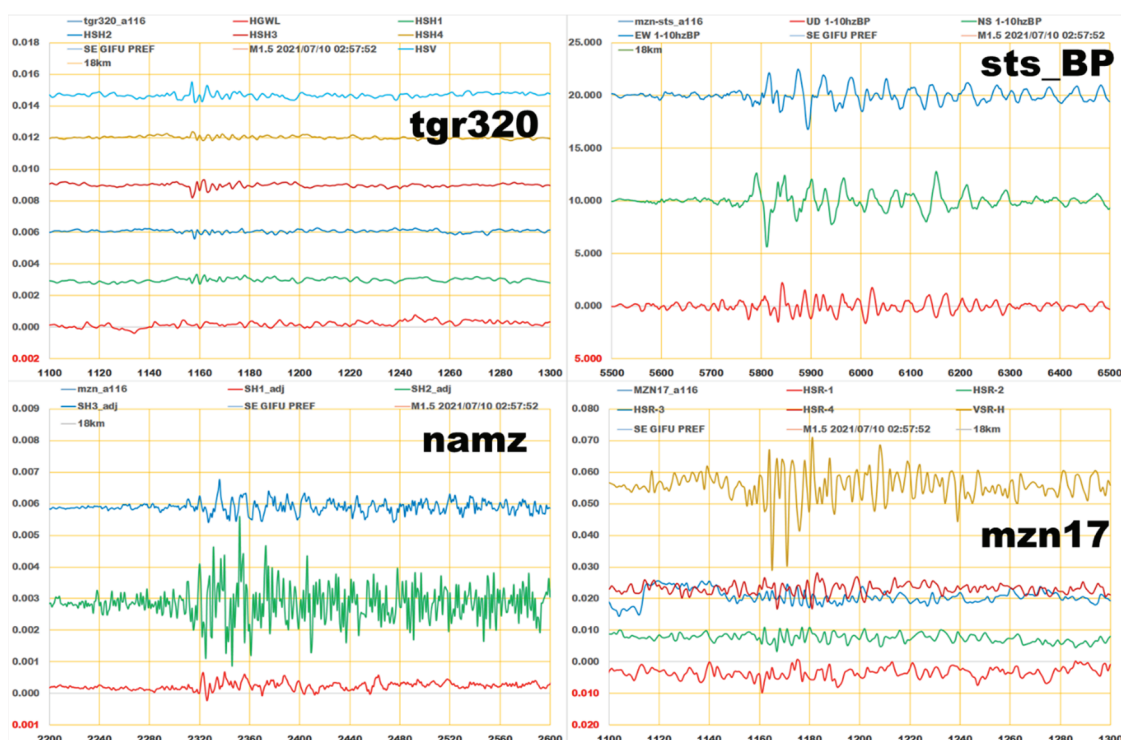


第8図 領域(**a zone**)内、期間 2019.1.1～2021.11.30 の M0.5以上、M2.0以下の地震の M-R 面プロット図。
赤丸は表2に示す付録資料に集録した地震、赤四角白抜きは期待される振幅が 5×10^{-10} 以上の地震、
青丸は 5×10^{-10} 以下の地震

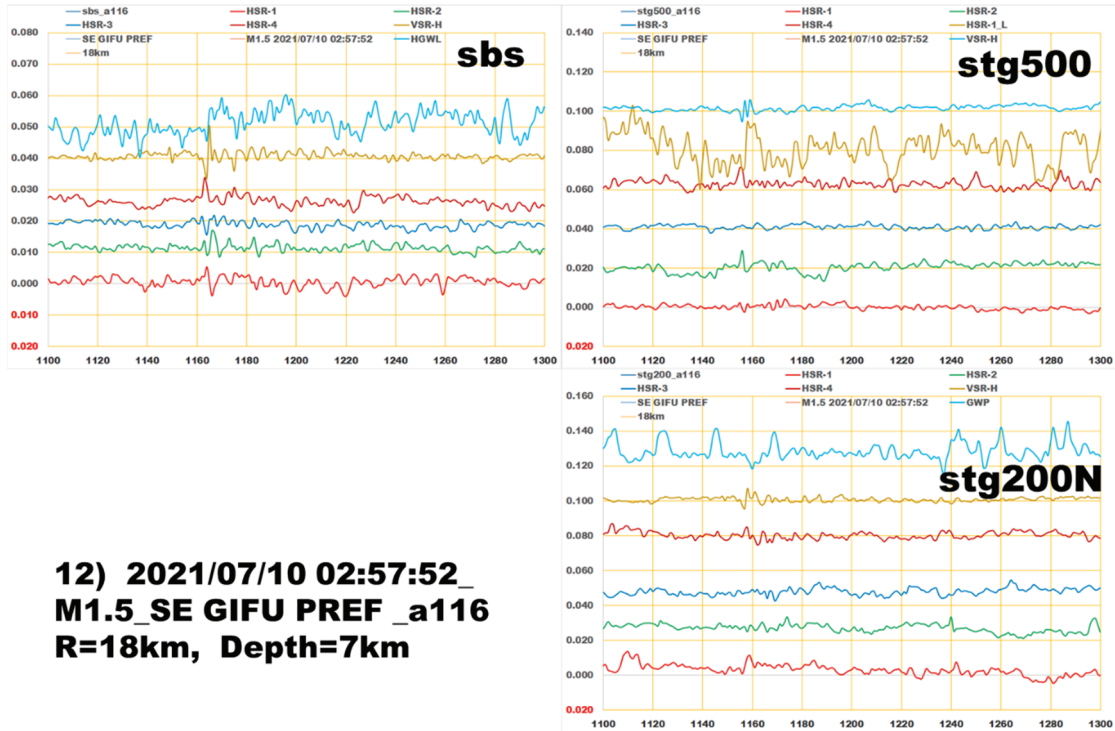
待される振幅の大きさから新たに選んだ $M \leq 2$ 以下の地震を表 2 に示す。追加された全地震の 2 分間の描画記録も付録資料に示した。第 8 図から分かるように、これらの地震(地震 10 を除く)は、地震 x よりも期待される振幅は大きく、資料に見るように、地震動を明瞭に記録している。ここでは、表 2 の中で最も小さな M を示す地震番号12の 10 秒間の拡大記録を第 9 図1、2に示す。

表 2 追加で集録した M2 以下の地震:追加資料に 2 分間全成分の描画記録掲載

No.	Date	Time	M	Loc	R_km	Dep.
5)	2019/01/08	04:16:~	M1.8	CENTRAL AICHI PREF_a1	31	13
6)	2019/01/12	06:41:~	M1.5	SE GIFU PREF_a2	24	12
7)	2019/03/03	21:26:~	M1.9	NE AICHI PREF_a12	29	16
8)	2019/03/11	04:07:~	M2.0	NE AICHI PREF_a13	30	14
9)	2020/05/13	00:23:13	M1.7	CENTRAL AICHI PREFa6319	14	
10)	2020/08/06	16:14:46	M2.0	SE GIFU PREF_a74	34	14
11)	2021/02/19	13:22:01	M1.6	SE GIFU PREF_a100	21	10
12)	2021/07/10	02:57:52	M1.5	SE GIFU PREF_a116	18	7
13)	2021/07/24	04:22:57	M1.8	SE GIFU PREF_a118	18	7



第 9 図の1 地震番号 12 の 10 秒間拡大地震動記録. Tgr320 と mzn17(応力計)の縦軸は同じスケールにしてある。

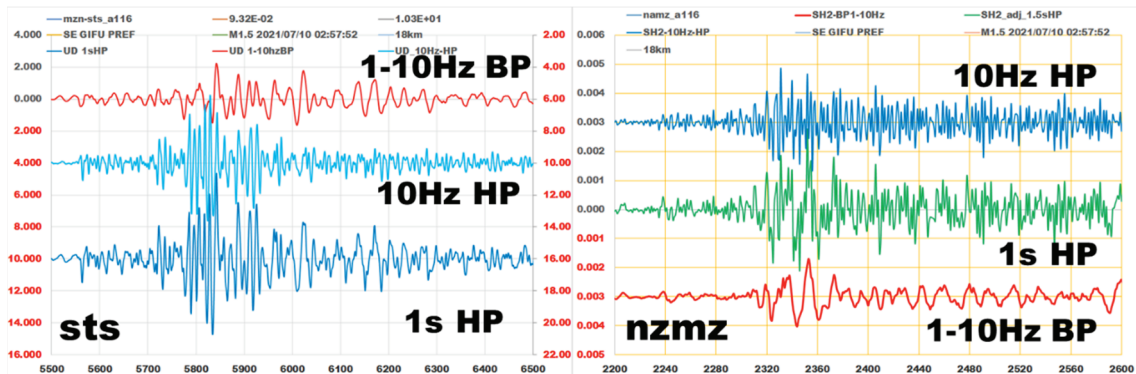


12) 2021/07/10 02:57:52_
M1.5_SE GIFU PREF_a116
R=18km, Depth=7km

第9図の2 地震番号12の10秒間拡大地震動記録. **sbs**, **stg500**, **stg200N**(応力計)の縦軸の1目盛りが同じスケールである.

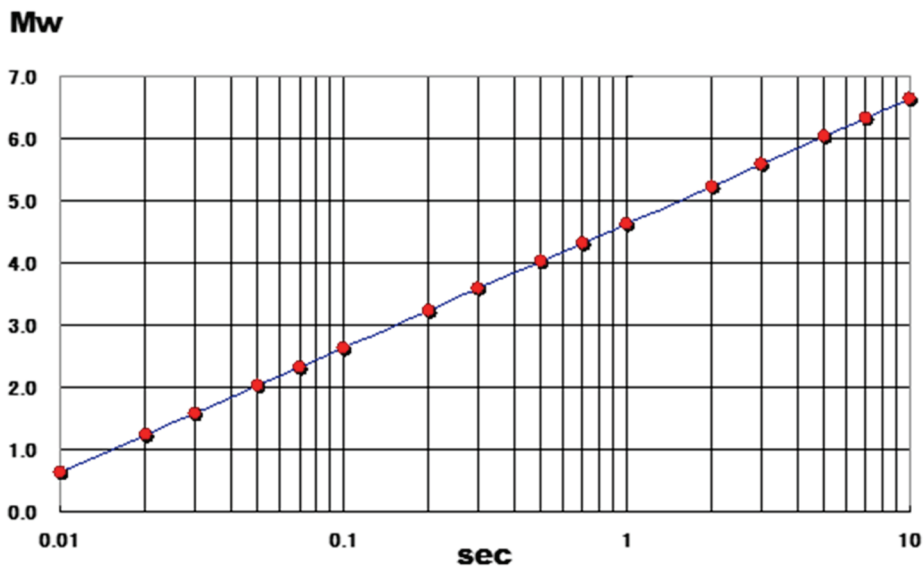
ボアホール観測点 **sbs**, **stg200N**, **stg500**, **tgr320** でも、地震動のシグナルは認められるが地表観測点である **namz**, **sts** より振幅は小さい。土岐花崗岩帯より瑞浪層群のほうがヤング率が小さく、地震動の増幅効果の違いを示すのかもしれない。観測壕内の17m深に設置された **mzn17** の応力計は、鉛直成分が水平成分の3倍程度の振幅を示す。他のボアホール観測点でも鉛直成分のほうが大きめの振幅が得られるが、浅い **mzn17** 応力計には、地表効果(鉛直変位が2倍になる)があるのかもしれない。鉛直成分は、間違いなく上下方向の変位に対応しており、どの観測点でも **P** 波を明瞭に記録している。

namz 観測点の SH3 成分(緑)の振幅が大きく出ているが、これは次のような理由である。この成分は、テレメータにつなぐアンプの故障で変位センサー出力を直結している。他の2成分は、アンプにセットされたアンチエイリアシングフィルターを通過しているので、10Hzでハイカットされている。その違いが成分間の振幅の差となっている(第9図1の **namz** 観測点の記録を参照)点を、**sts** 観測点の記録と比較して示す。**sts** 観測点上下動成分に、1Hzハイパスフィルターを通した記録を、**1s-HP**、その記録に10Hzのローパスフィルターを通した記録を、**1-10Hz BP**、それを **1s-HP** から差し引いた記録を、**10Hz HP**、として第10図左図に示した。同様の操作を、**namz** 観測点の SH3 成分に施した結果が、第10図右図である。どちらでも、10Hzより高周波の成分を示す **10Hz HP** の振幅が大きいことが分かる。両者の小さな地震にたいする検知力の高さは高周波成分に対する感度の違いである事がわかる。地震により励起される地震動の周期は震源時間に



第 10 図 1Hz ハイパスフィルターを通した記録、**1s HP**、それに10Hzのローパスフィルターを通した記録、**1-10Hz BP**、両者の差をとった記録、**10Hz HP**、を、**sts** 観測点上下動成分(左図)と **namz** 観測点 SH3 成分(右図)に適用した結果

関係する。震源時間は、地震規模 M に相当する断層面内での破壊に要した時間 τ 、であり、励起される地震動の卓越周期となる。その関係は、破壊伝播速度一定を仮定し、 M と断層長さの関係から、 $M-\tau$ 関係式が導かれる(第 11 図)。10Hz の波は、 $M2.6$ の地震に対応する。 $M2$ の地震では、20Hz に相当する。これまで見てきたように、現代の応力計・歪計の感度は、震源距離 30km 内であれば、 $M 1\sim 1.5$ 程度まで記録できる。そのためには、50Hz までの周波数帯域を対象とするべきである。100Hz サンプルングが必要だという事になる。応力計・歪計の短周期に対する応答も問題なく、100Hz サンプルングを備えた応力計・歪計は、微小地震から巨大地震まで、周波数応答のゆがみなく地震動観測に威力を発揮する装置である。



第 11 図 地震規模 M_w (縦軸)と震源時間 τ (横軸)の関係

4. まとめ

東濃地震科学研究所が設置してきた歪計・応力計で観測される地震動記録を収集してきたが、実際に観測される最小地震はどれだけのものなのか、また観測可能な最小地震はどうかについて検討した結果以下のようにまとめられる。

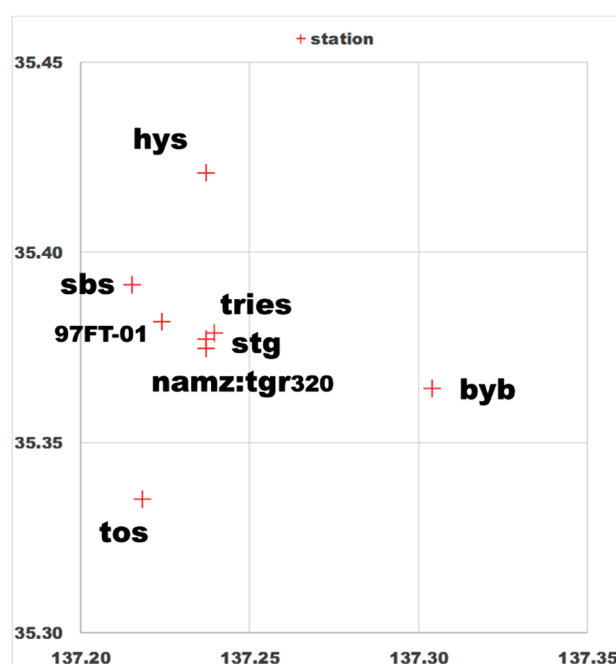
1. 歪・応力地震動データベースの構築として近地地震に対しては M2を下限として集録してきたが、妥当な値であることが確かめられた。
2. 観測結果から得られた地震規模と震源距離で決まる観測歪の大きさの関係 $M-R-\epsilon$ 関係からは、2019 年以降の変位計の電子ノイズの低減によりもう少し小さい地震の観測可能性が考えられる。観測網から半径 30km の範囲内で M の下限を 0.5 として、2019 年—2021 年の実地震活動から対象地震を選ぶと 40 個程度、M1~2の範囲リストされた。
3. 震源距離18km、M1.3 の地震と震源距離 19km、M1.5 の地震は、観測できた最小の地震である。東濃地震科学研究所の観測網は、この付近の地震活動の空白域にあり、近くでの地震活動は低調で、これ以上近い地震は見出せなかった。
4. STS 地震計や観測壕の伸縮計との比較で小さな地震の検知のためには十分に早いサンプリングが必要な事がわかった。歪計・応力計は、100Hz サンプリングを実行できれば、M1から超巨大地震まで観測できる、周波数特性の平坦な超ダイナミックレンジの広い地震計となる。

参考文献

- 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た地震動記録の収集
-その 1 東濃地震科学研究所_歪応力地震動記録 DB の構造、東濃地震科学研究所報告、
Seq. No.44, 5-22、2017
- 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(1):屏風山・東濃研究所
(歪)観測点の結果、東濃地震科学研究所報告、Seq. No.46, 13-20、2018
- 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(応力)観測点の結果、東濃地震科学研究所報告、Seq. No.48, 151-165、
2019
- 笠原 稔、浅井康弘、石井 紘、東濃地震科学研究所の歪・応力地震動データベースの再構築
-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、Seq. No.50, 75-86、
2020
- 笠原 稔、戸狩(TGR350)孔の再整備による新多成分歪計により観測された歪地震動、東濃地
震科学研究所報告、Seq. No.52, 23-32、2021

付録資料 2 分間の全成分の記録集

次ページ以下に、表 1、表 2 にリストされた地震の集録時間 2 分間分の各観測点の描画記録を示す。観測点の位置図と成分表を下記すると共に、リストされた地震の震央分布と記録振幅 5×10^{-10} 以上が期待できる M2 以下の地震の震央もあわせて示した。



東濃地震科学研究所 歪計・応力計観測点分布図(縦軸:緯度、横軸:経度)

観測点名	設置計器成分 (ボアホールの坑低深度)
stg200N	水平応力計4成分、鉛直応力計1成分、水圧計 (200m深)
stg500	水平応力計4成分、鉛直応力計1成分、水圧計 (500m深)
byb	水平歪計4成分 (1020m深)
hys	水平応力計4成分、鉛直応力計1成分 (515m深)
sbs	水平応力計4成分、鉛直応力計1成分、水位計 (105m深)
mzn17	水平応力計4成分、鉛直応力計1成分 (観測壕内 17m 深)
sts	長周期地震計3成分 (観測壕内)
namz	伸縮計3成分 (観測壕内、長さ30m)
97FT-01	水平歪計 3 成分 (167m深)
tries	水平歪計4成分、鉛直歪計 (505m深)

tos 水平応力計4成分、鉛直応力計1成分 (512m深)

tgr320 水平応力計4成分、鉛直応力計1成分、水位計 (320m深)

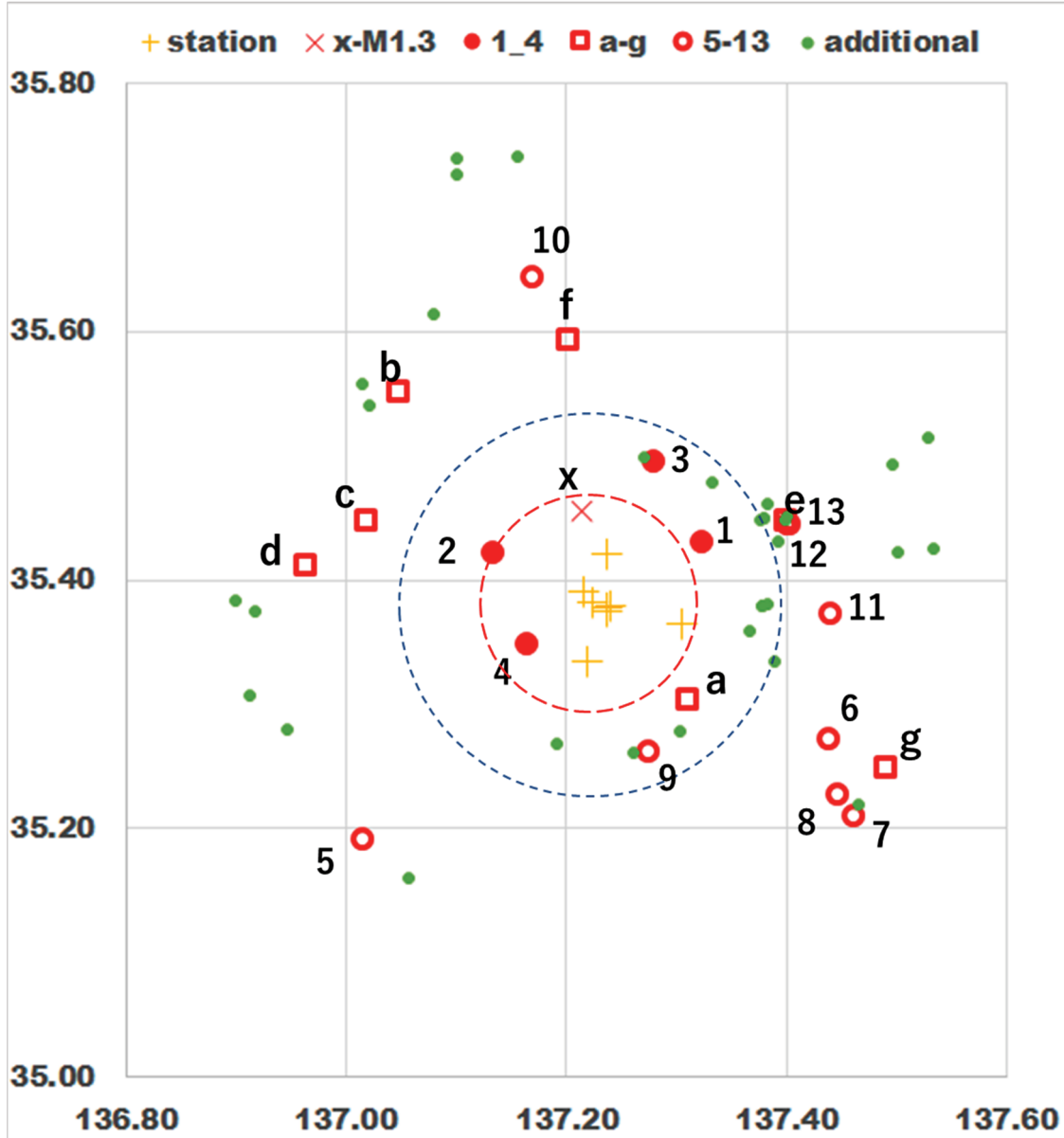
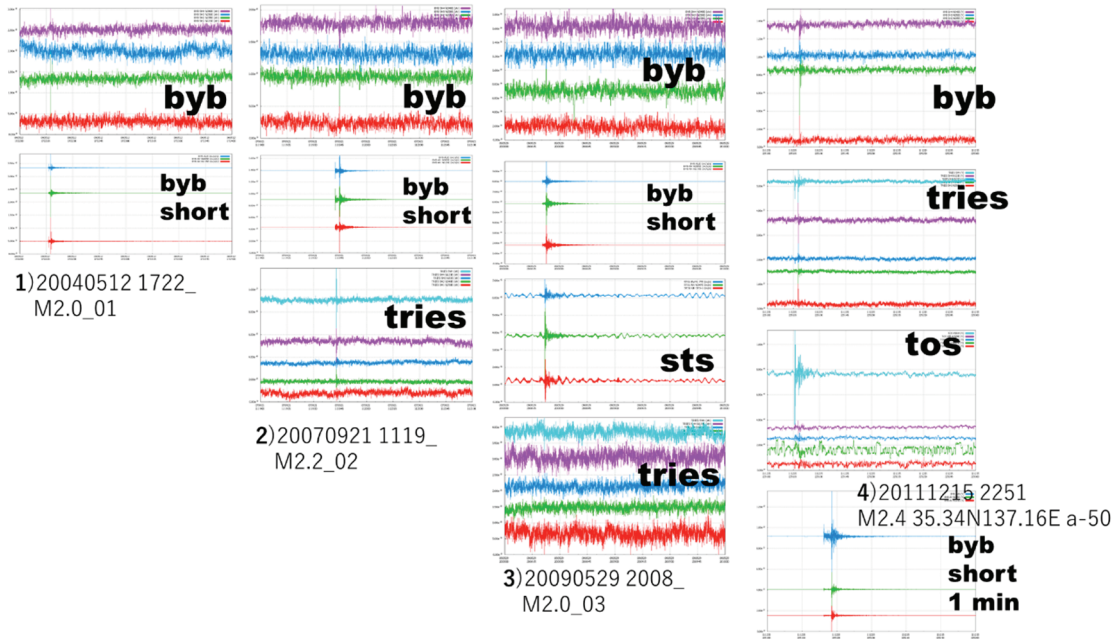
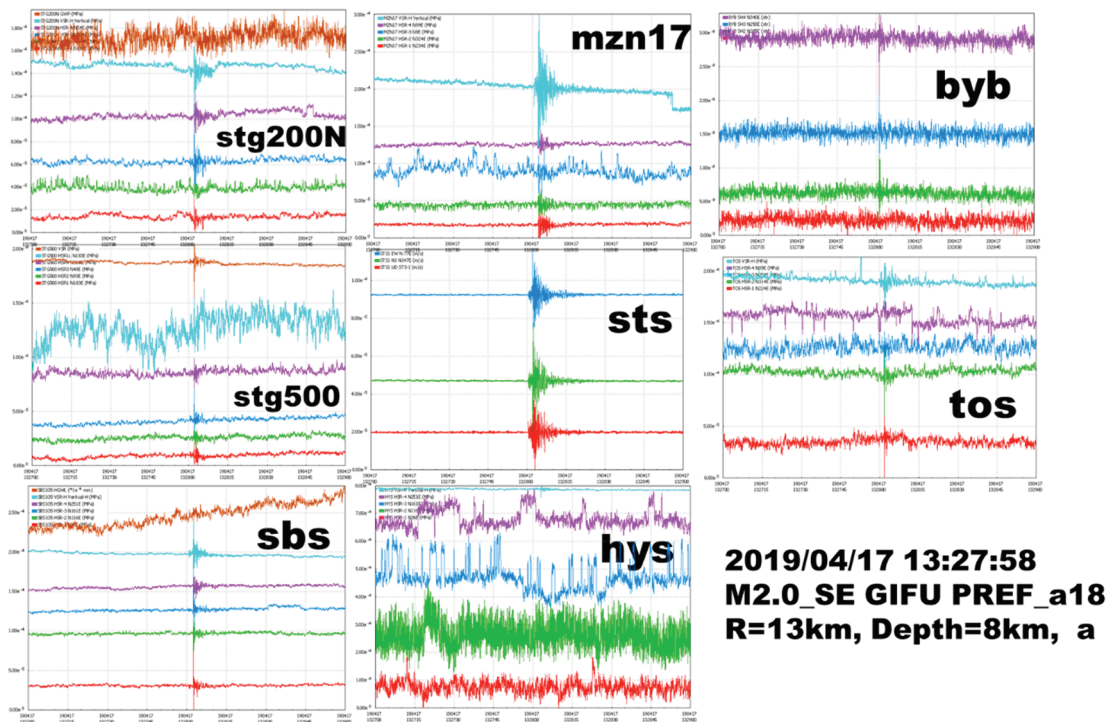


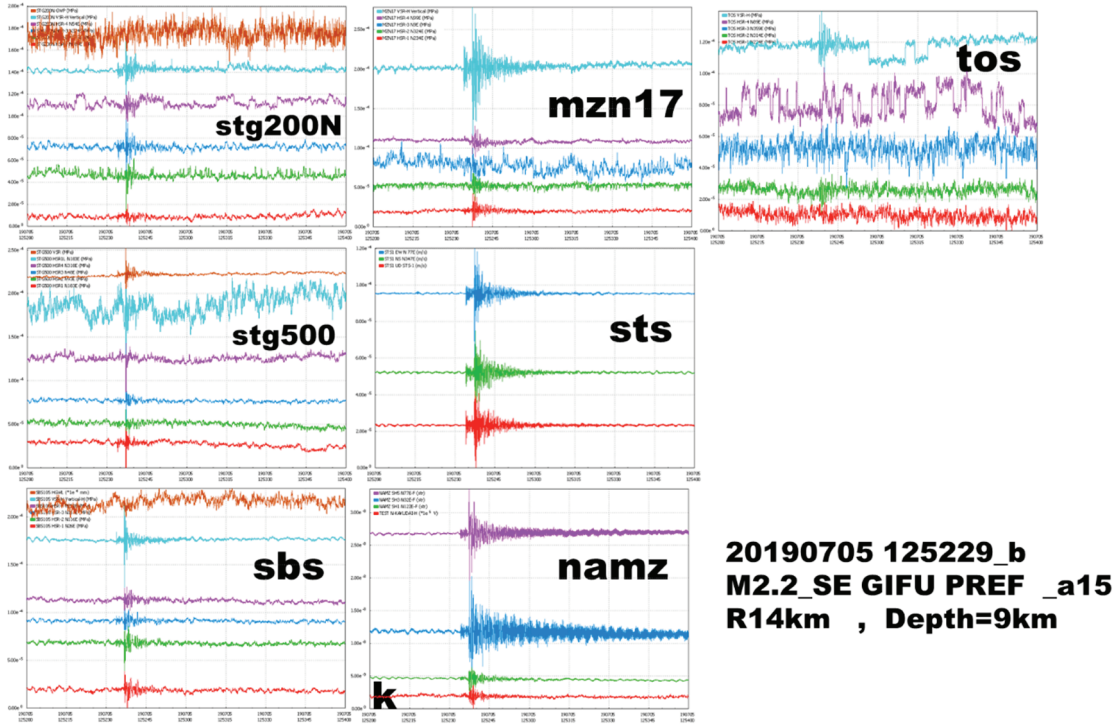
表 1、表 2 の地震(赤丸;赤四角白抜き;赤丸白抜き、X)の震央と観測点位置(+)と記録振幅 5×10^{-10} 以上が期待できる M2 以下の地震(緑丸)の震央分布図



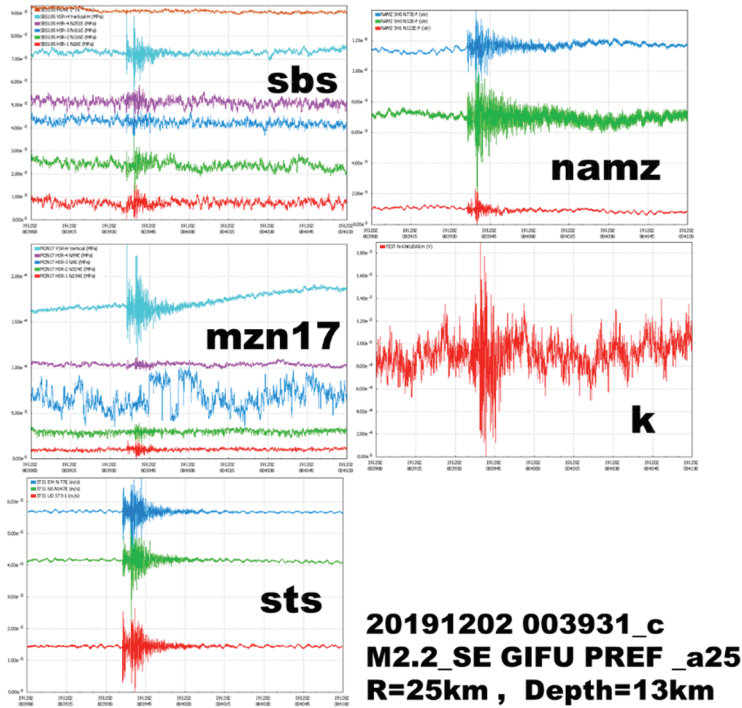
附1図 地震番号1～4の2分間の記録。参考のために、byb観測点の短周期地震計記録も示す。
地震3は、ひずみ計ではほとんど判別できていない。



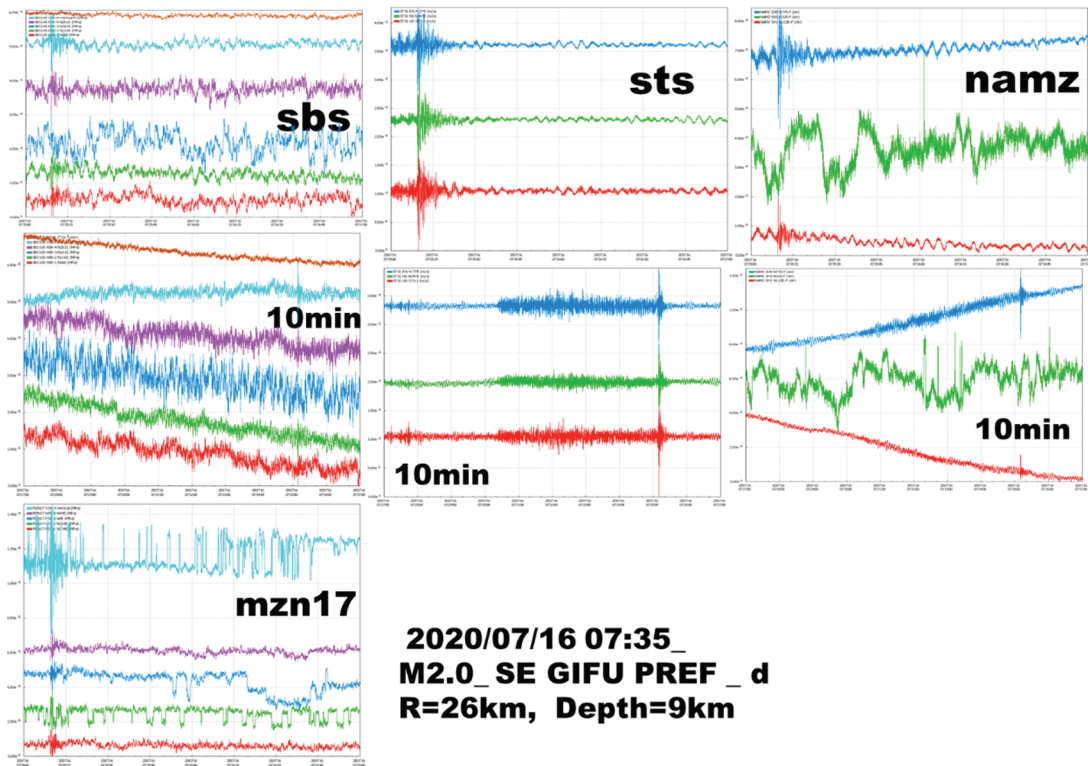
附2図 地震番号aの2分間の記録。参考のために、瑞浪観測域内のsts地震計の地震計記録も示す。



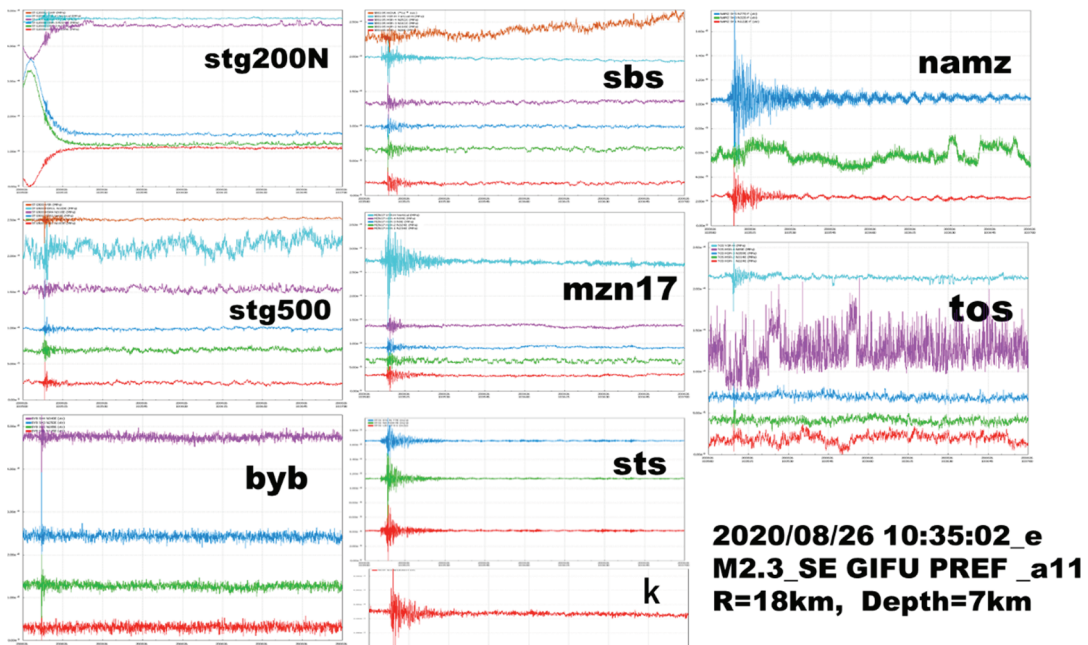
附 3 図 地震番号 b の 2 分間の記録. 参考のために、瑞浪観測域内の sts 地震計の地震計記録も示す. 観測点 namz の記録の k は、拡大装置による歪記録



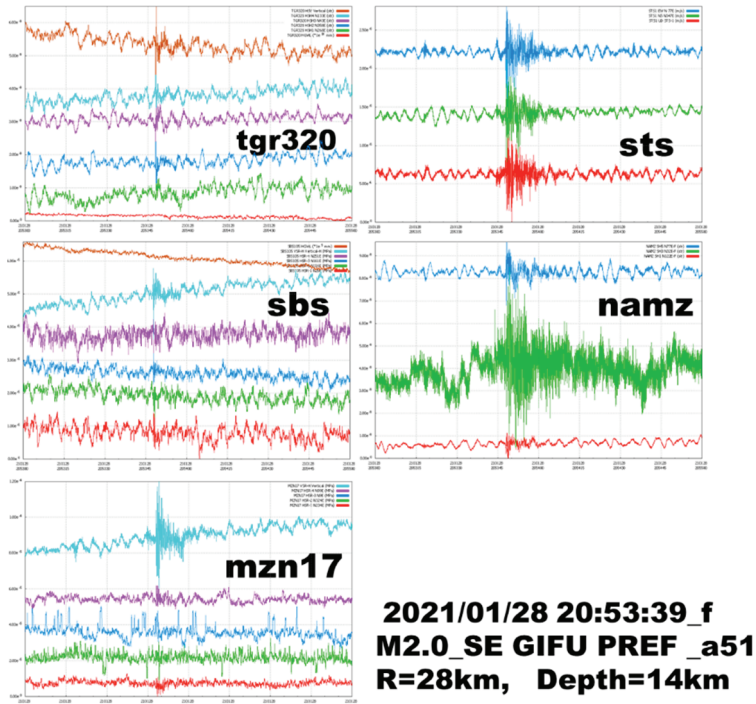
附 4 図 地震番号 c の 2 分間の記録. 参考のために、瑞浪観測域内の sts 地震計の地震計記録も示す.



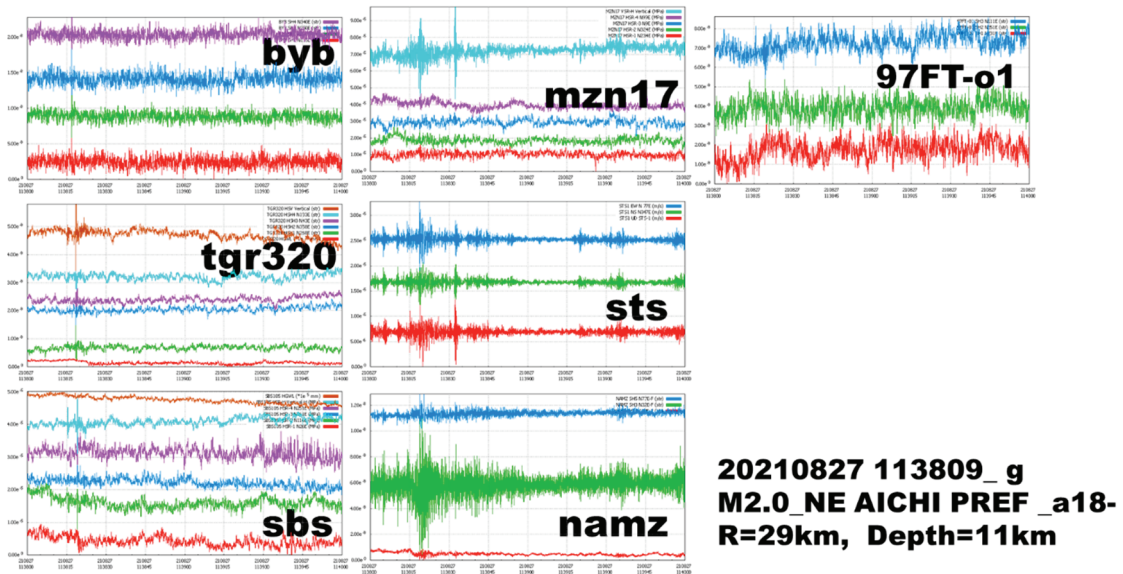
附5図 地震番号dの2分間の記録. 地震直前のノイズを確認するために10分間の記録も示す



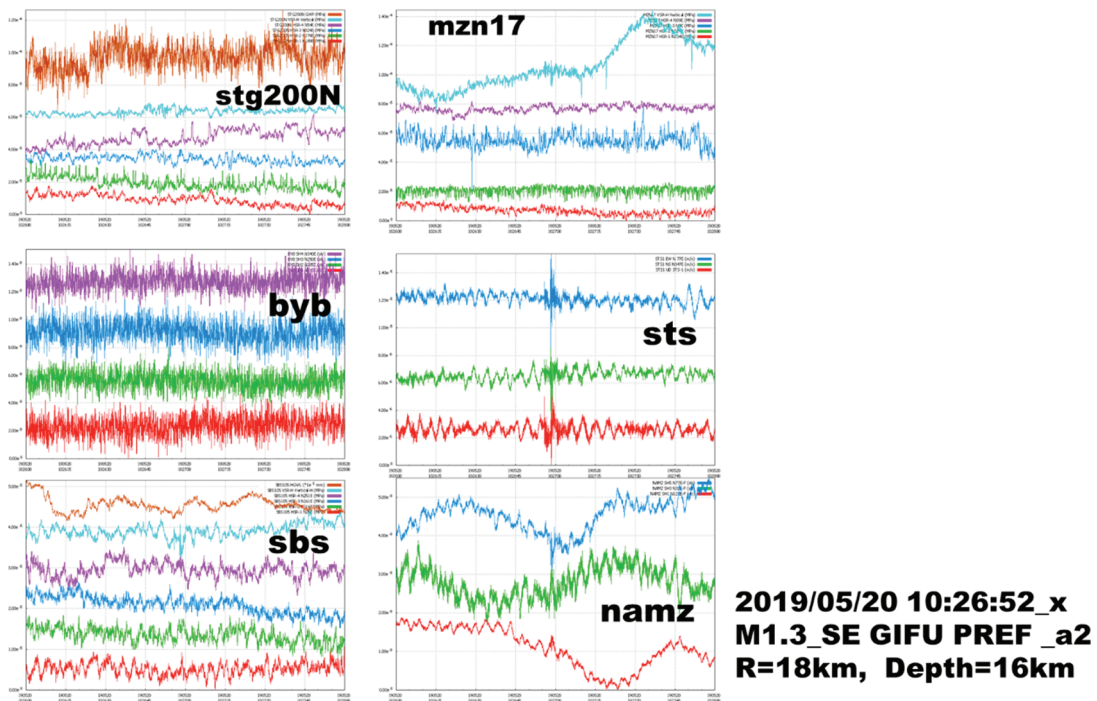
附6図 地震番号eの2分間の記録.



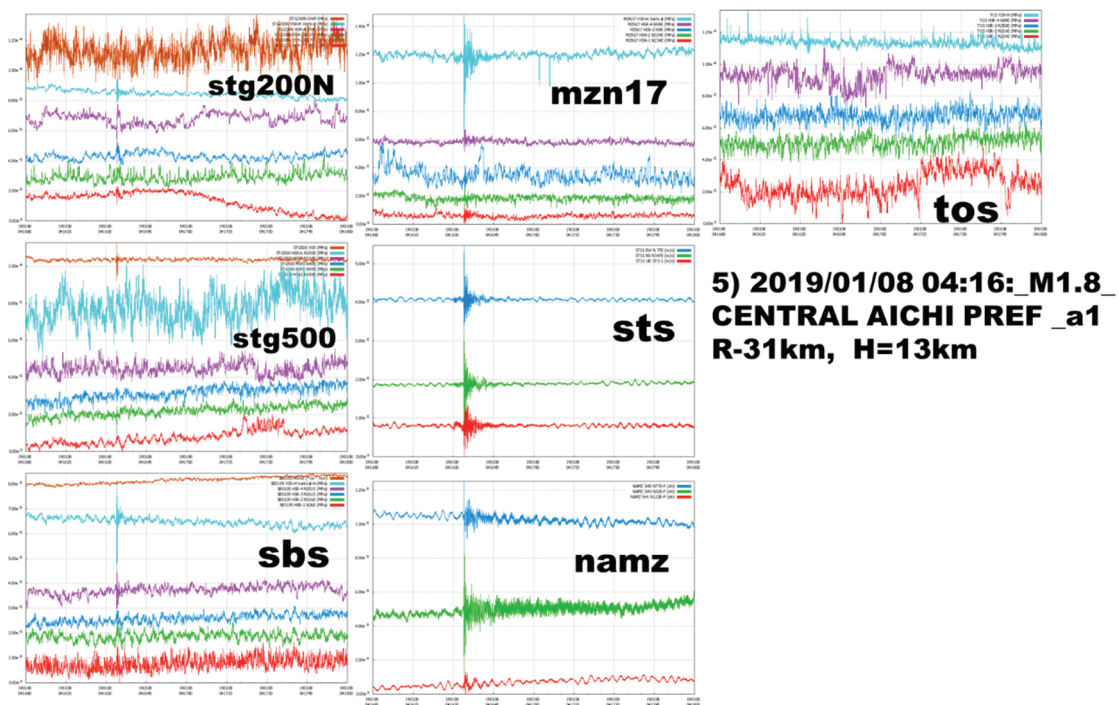
附7図 地震番号fの2分間の記録.



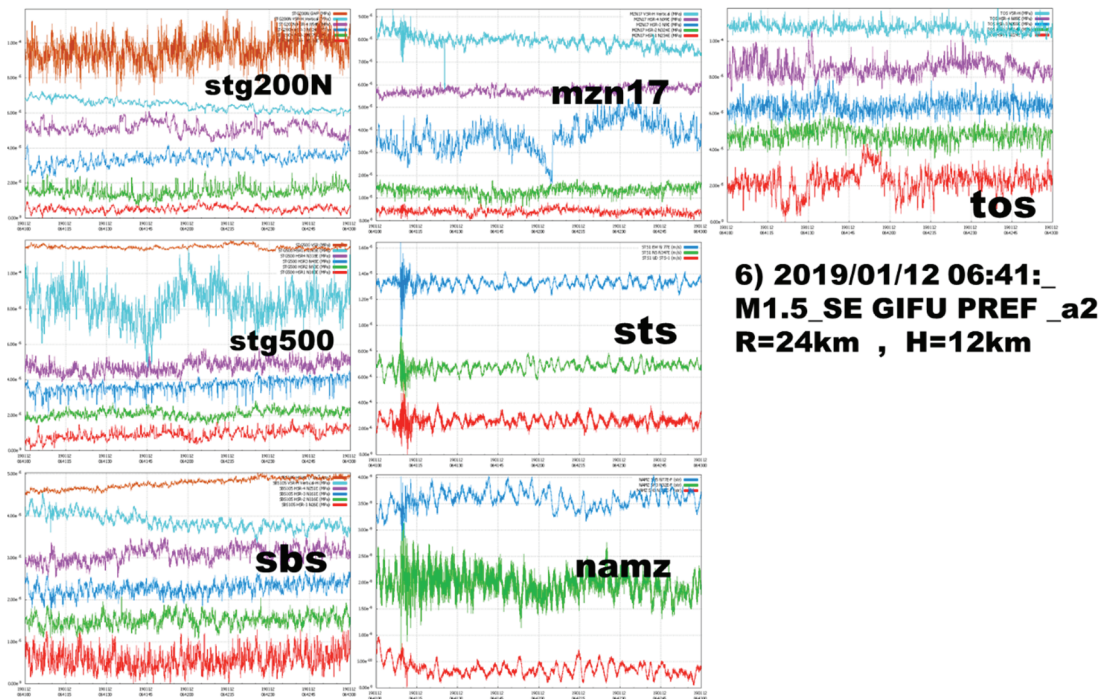
附8図 地震番号gの2分間の記録.



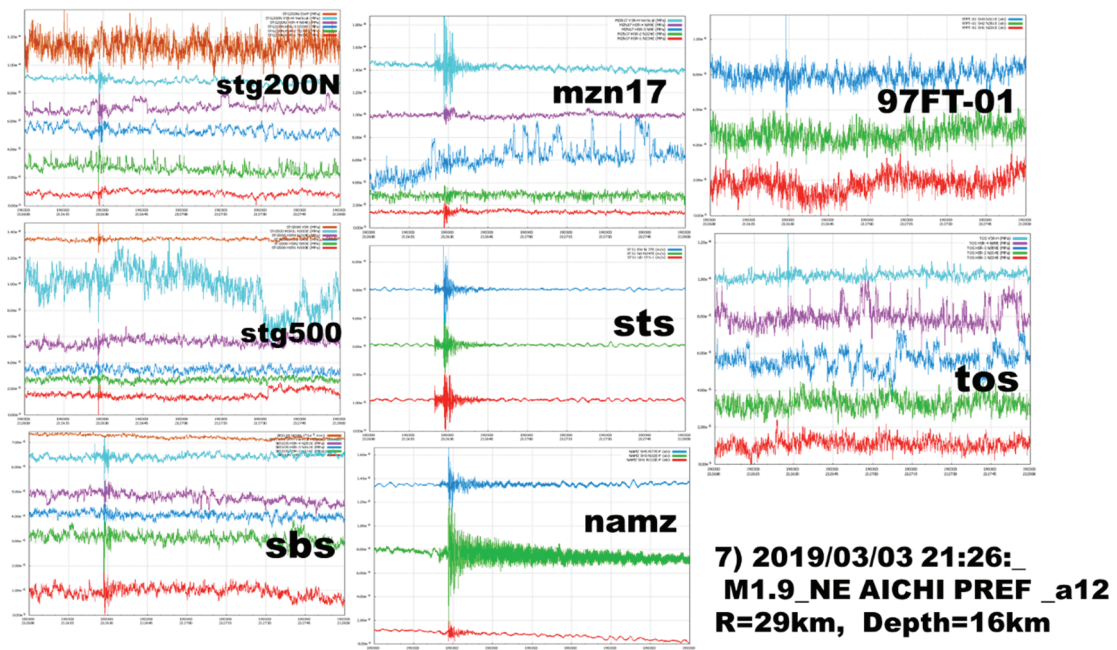
附 9 図 地震番号 x の 2 分間の記録.



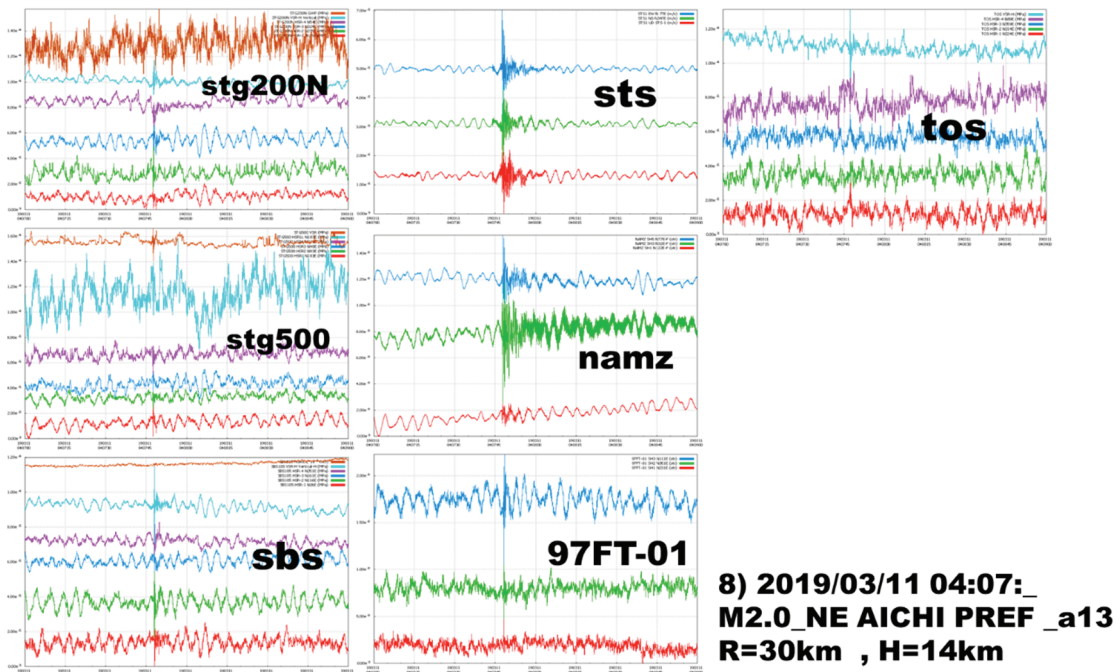
附 10 図 地震番号 5 の 2 分間の記録.



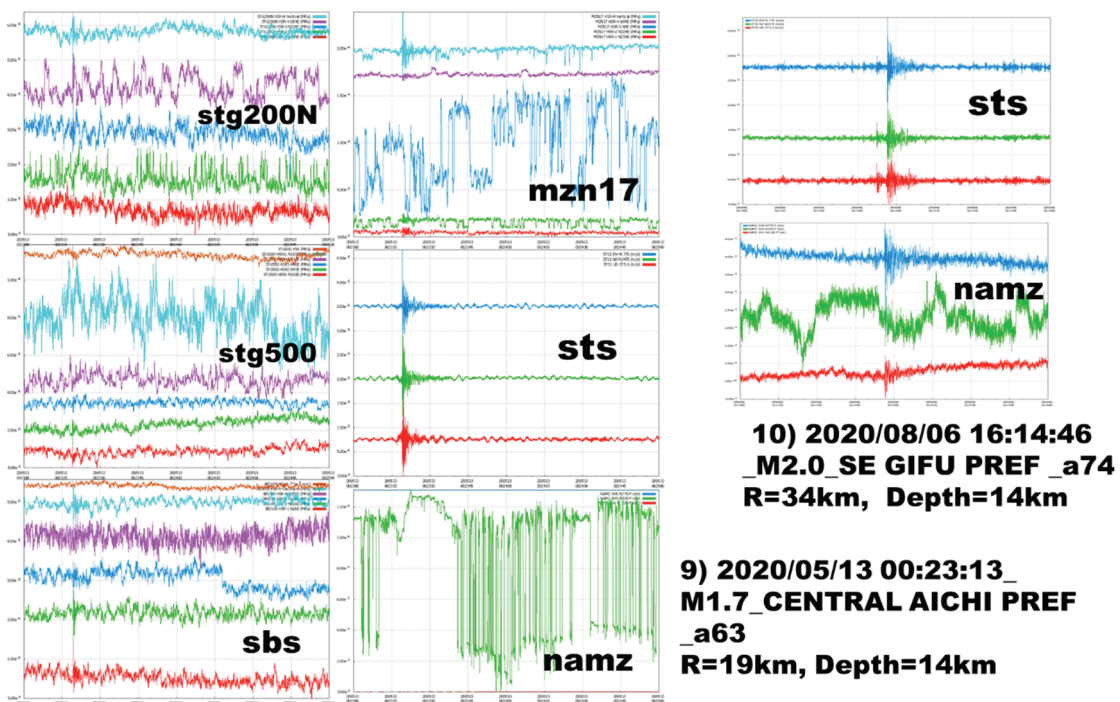
附 11 図 地震番号 6 の 2 分間の記録



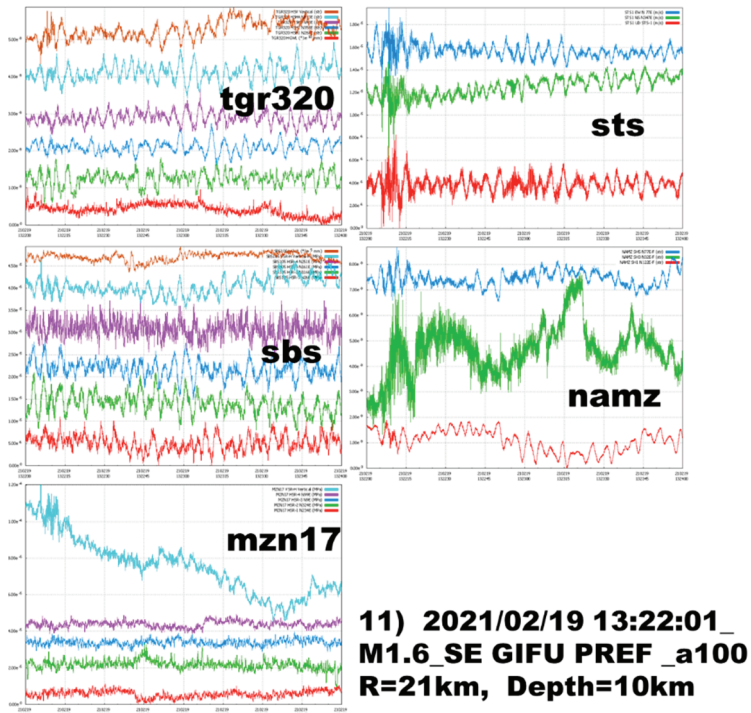
附 12 図 地震番号 7 の 2 分間の記録



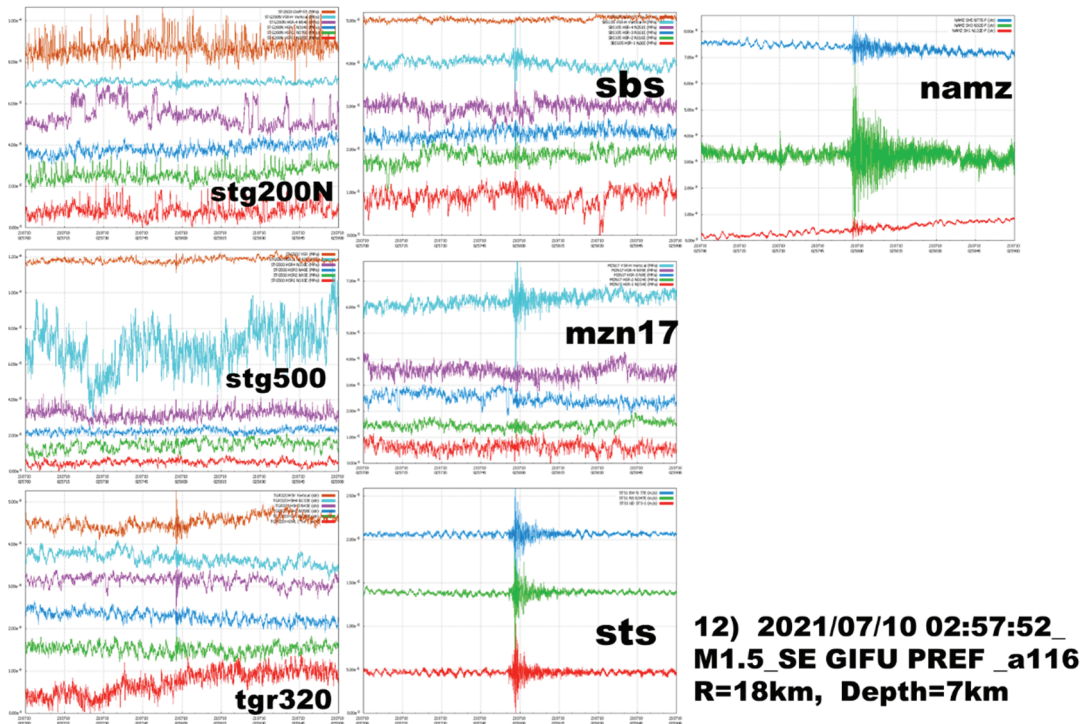
附 13 図 地震番号 8 の 2 分間の記録



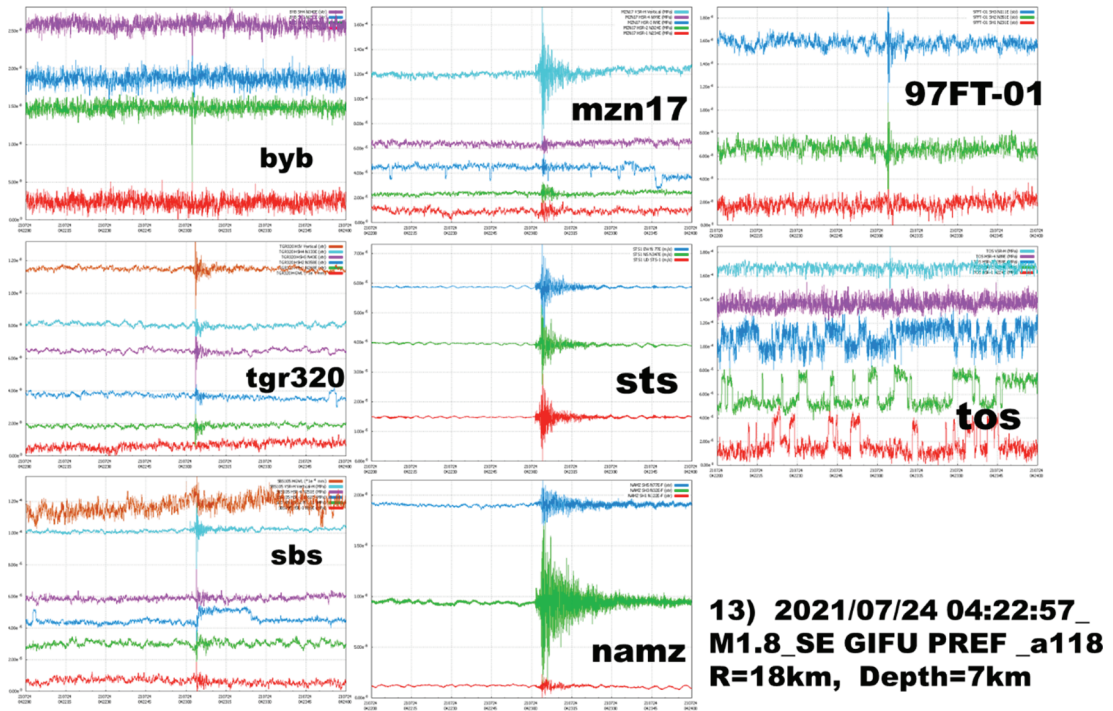
附 14 図 地震番号 9 の 2 分間の記録; 左 2 列、地震番号 10 の記録、右 1 列、



附 15 図 地震番号 11 の 2 分間の記録;



附 16 図 地震番号 12 の 2 分間の記録;



附 17 図 地震番号 13 の 2 分間の記録;

異なる剛性を持つ応力計を同一坑内に埋設したときの応答実験 —東濃地震科学研究所 STG500 観測点に設置した2つの応力計の例

佐野 修・笠原 稔

東濃地震科学研究所

1. はじめに

東濃地震科学研究所では、2018年12月15日、超深地層研究所の縦坑500m深の位置に同一方向で剛性の異なる応力計を設置した。これは、水圧検定された応力計を埋設すれば、受圧面に作用する応力が直接求められるが、その応力がその場の応力とはならないとする佐野(2018)のボアホールに埋設した計器の数値計算結果からの問いに対する実験でもある。その結果を観測事実として検証し、数値計算との比較から、周辺岩盤の応力場や歪場を決めることができることを示す。開発された応力計の特徴として、内臓センサーの出力の歪検定と荷重検定がなされているので、岩盤内の異種媒体問題の弾性応答(岩盤の弾性)を評価でき、結果として周辺岩盤の応力場や歪場を決めることができる。この実験の結果は、開発された応力計による地下深部(ボアホールの深さの限界はあるが)の応力場と歪場の絶対値としての変化観測が可能であることを示すものである。一般に、この種の計器の評価として理論潮汐との比較が上げられるが、それは相対的検定であるのに対して、開発された応力計の場合は絶対評価ができる意味で画期的である。応力計の詳細は、Ishii and Asai(2015)を参照されたい。

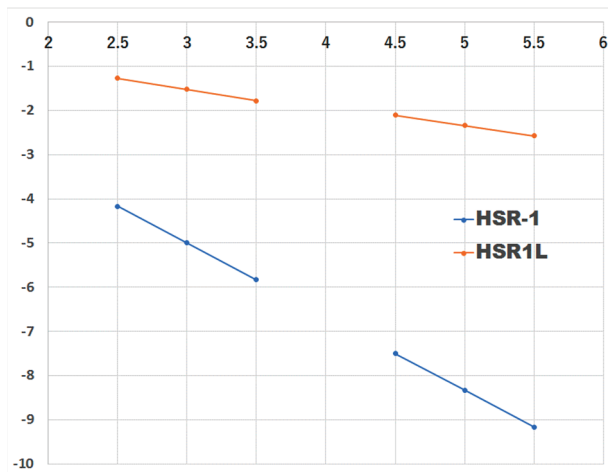
2. ひずみ検定と荷重検定

同一方向の2つの応力計を、HSR1、HSR1L、と命名する。2つめのLの指標は、剛性の大きい、ゆえに応力に対するひずみ変化が小さい、同じ感度の変位計を用いているので出力電圧は小さい、ので、低感度の意味がある。

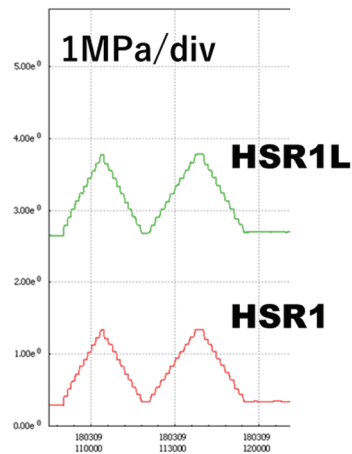
ひずみ検定の結果は、第1図に示す(石井提供)。縦軸に変位計の出力電圧、横軸が受圧面に作用した圧力、すなわち重さに反応したセンサーの変位量、を示す。感度比は、 $HSR1L/HSR1 \sim 0.3$ である。これは、両者の剛性の差、等価剛性(stiffnessとよぶ)、3.53倍の違いがある。

荷重検定の結果は、第2図に示す。100kPaステップで、1MPaまでの加圧減圧試験の2回の結果であり、両者の一致は非常に良い。受圧面に対する静水圧加圧減圧実験では、両者の応力計は、受圧面の応力値を示す。これらを、掘削されたボアホールに、モルタルにより埋設固定したときにどのような応答をするかを観測事実から検証してみる。

対象とするのは、潮汐応答と近地地震から遠地地震までの応答である。



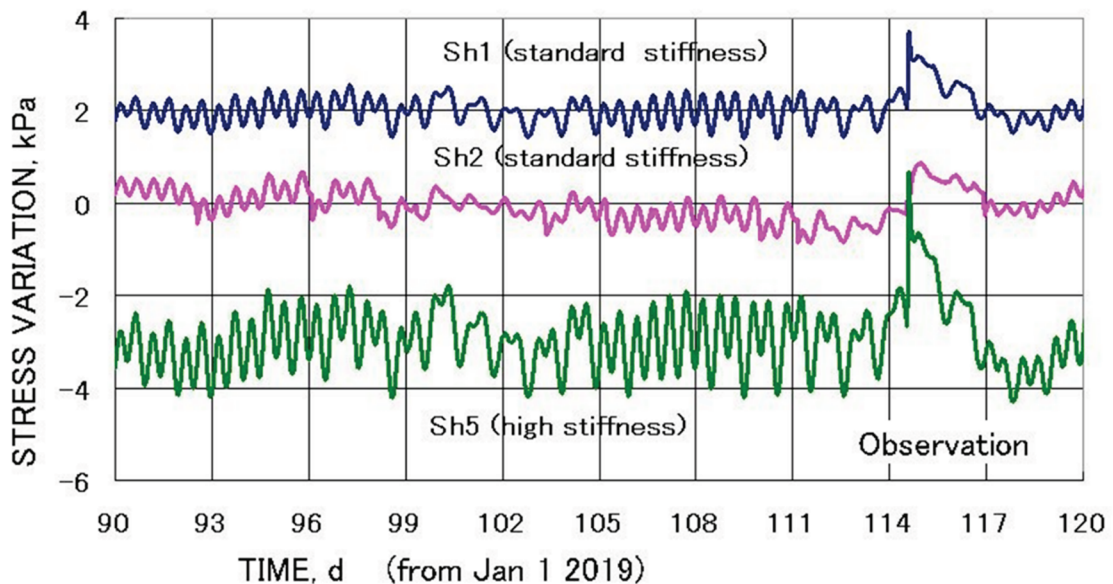
第 1 図 ひずみ応答試験、縦軸;出力電圧(V)、
横軸;受圧面に作用した圧力(MPa)



第 2 図 荷重試験、縦軸;出力応力値
横軸;時間

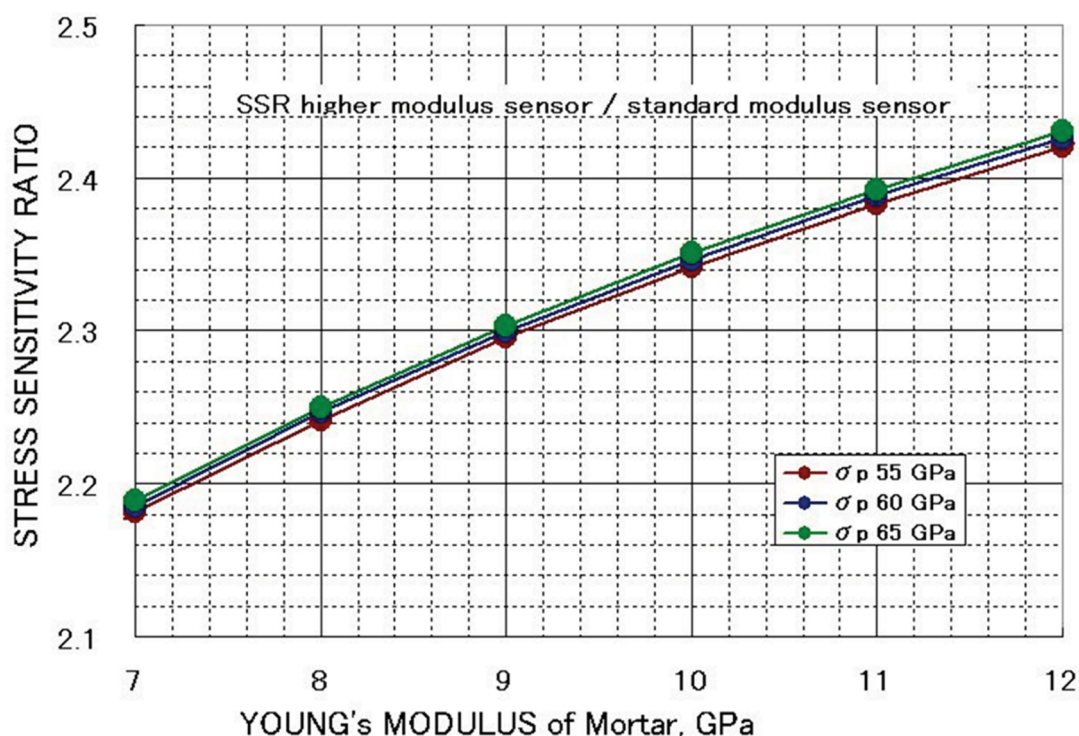
3. 潮汐変化

第 3 図に、STG500 観測点に設置した応力計のうち、HSR1 (図では、Sh1; standard stiffness) と HSR1L (図では、Sh5; high stiffness) と参考に HSR1 に直交する成分 (図では、Sh2; standard stiffness) を示す。Sh1 と Sh2 の和が、弾性体内部の不変量のひとつである。



第 3 図 同一方向で、等価剛性の違う 2 つの応力計 (Sh1 と Sh5) の潮汐応答と Sh1 同等の直交する成分 Sh2 の潮汐応答。Sh5 の応力値は Sh1 の約 2.3 倍と大きい値を示す。期間は 30 日間。
第 3 図から明らかのように、Sh5 が示す応力値は Sh1 の約 2.3 倍を示している。これは、

両者の受圧面の応力値が異なることに他ならない。埋設された条件下(岩盤に埋設のためのボーリング孔を掘削し、計器を組み込んだステンレス管体を宙吊りにし、岩盤と計器管体の間をモルタルで充填し固定する)での計器の応答は、岩盤内の異種媒体問題として、異なる剛性を持つ応力計の弾性応答が決定される。その詳細は、佐野(2020)にゆずるが、岩盤の弾性率(ヤング率)とモルタルの弾性率と2つの応力計の応答感度の比をパラメータとした計算結果が第4図である。



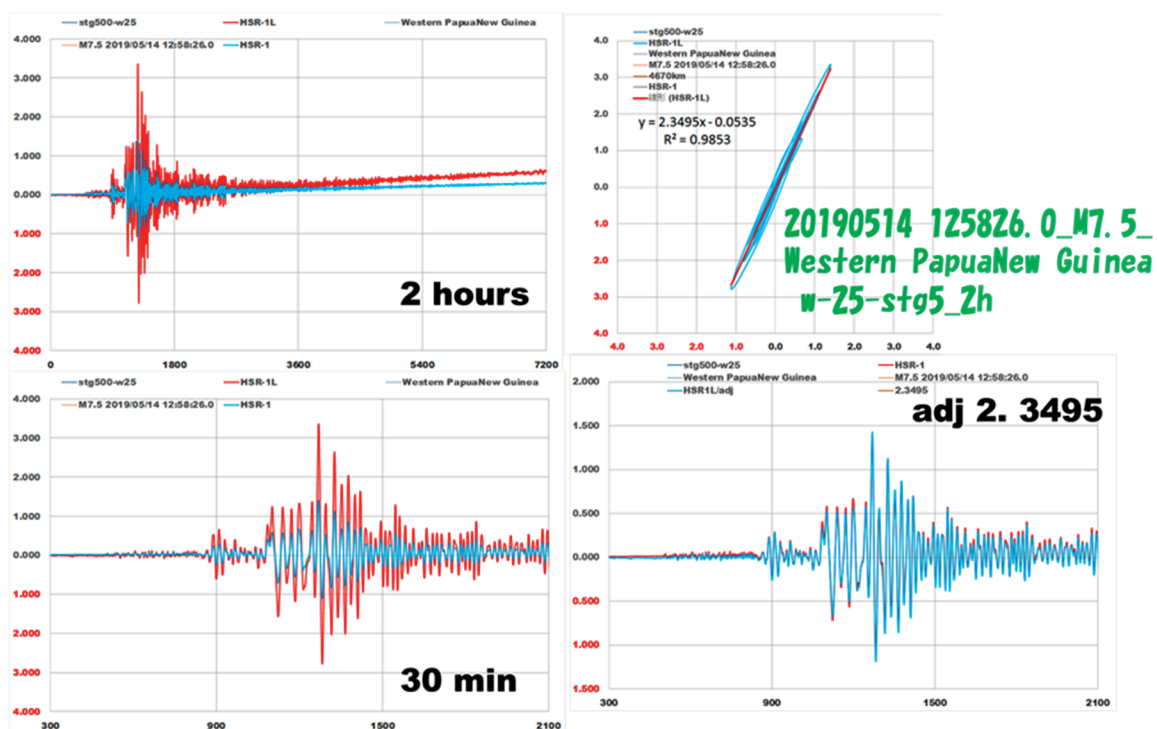
第4図 横軸;モルタルのヤング率、縦軸;異なる剛性を持つ応力計の感度比、3種の岩盤のヤング率について岩盤内の異種媒体問題として計算された結果

潮汐応答から、今回設置した2つの応力計の感度比は約2.3であることから、岩盤のヤング率は55~65GPa(埋設深度にある土岐花崗岩の測定値)であれば、モルタルのヤング率は9GPaという条件で設置されていることが解かる。

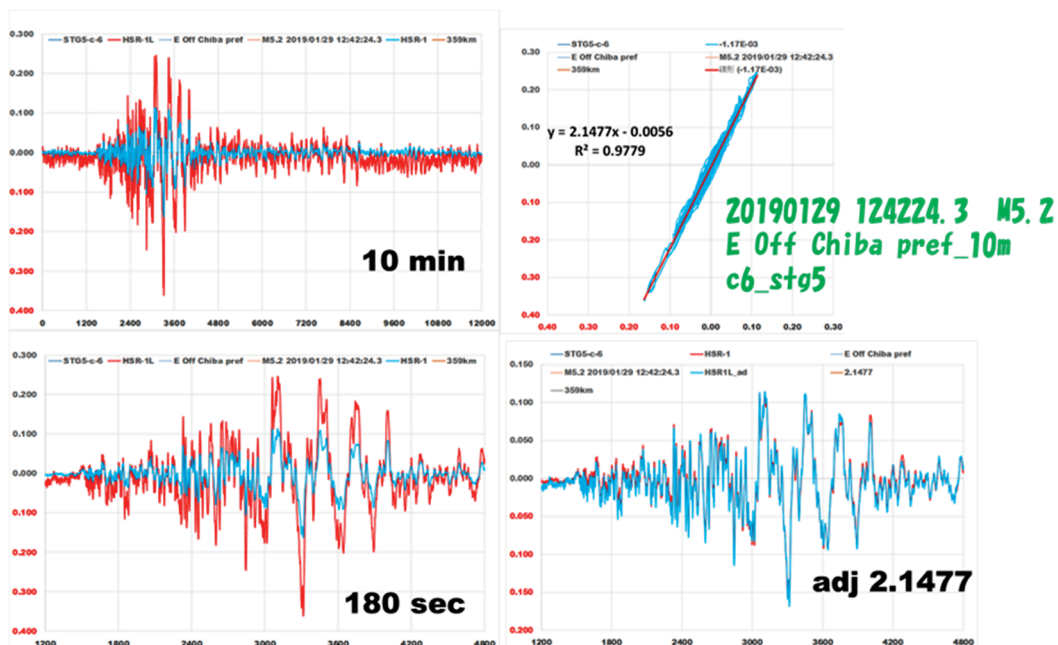
4. 地震応答

つぎに、地震動に対する2つの応力計の応答についてみる。遠地地震から近地地震までの以下の4例を示す。発生時(年月日 時分_M 発生場所)と震源距離を示してある。

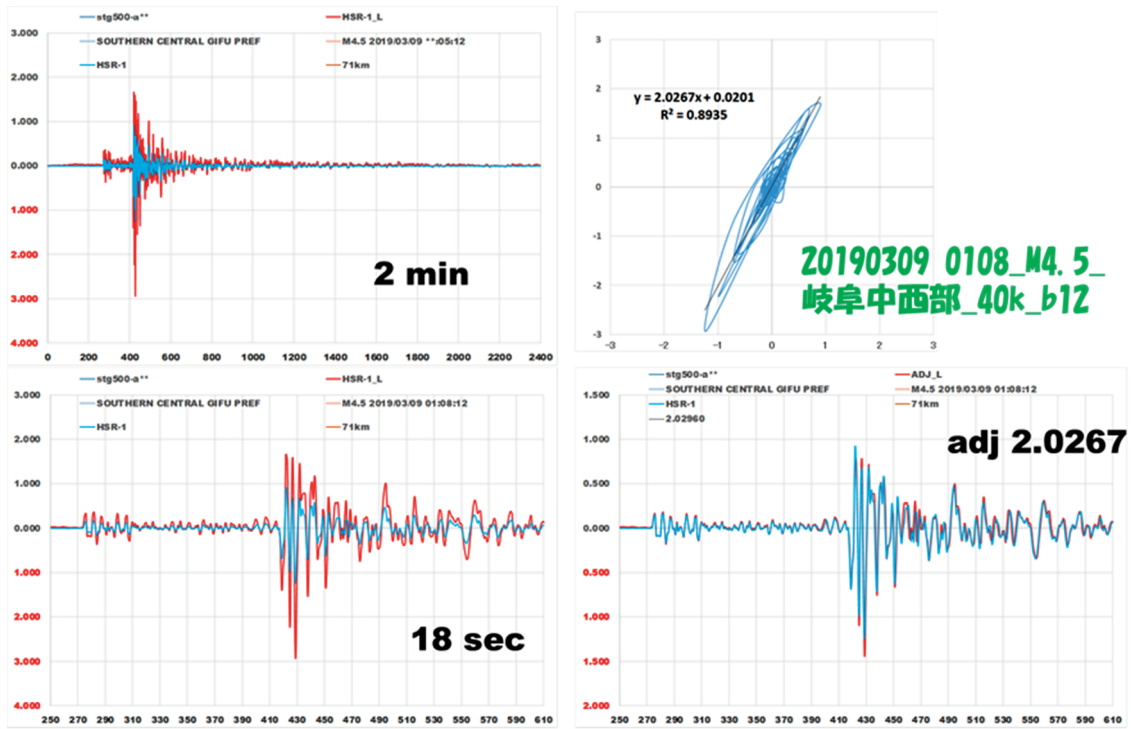
- 1) 20190514 1258_M7.5_Western Papua New Guinea w-25 $\Delta=4670\text{km}$
- 2) 20190129 1242_M5.2 E Off Chiba pref_c6 $\Delta=359\text{km}$
- 3) 20190309 0108_M4.5_岐阜中西部_40k_b12 $\Delta=71\text{km}$
- 4) 20200827 0855_M4.0_SE GIFU PREF b81 $\Delta=31\text{km}$



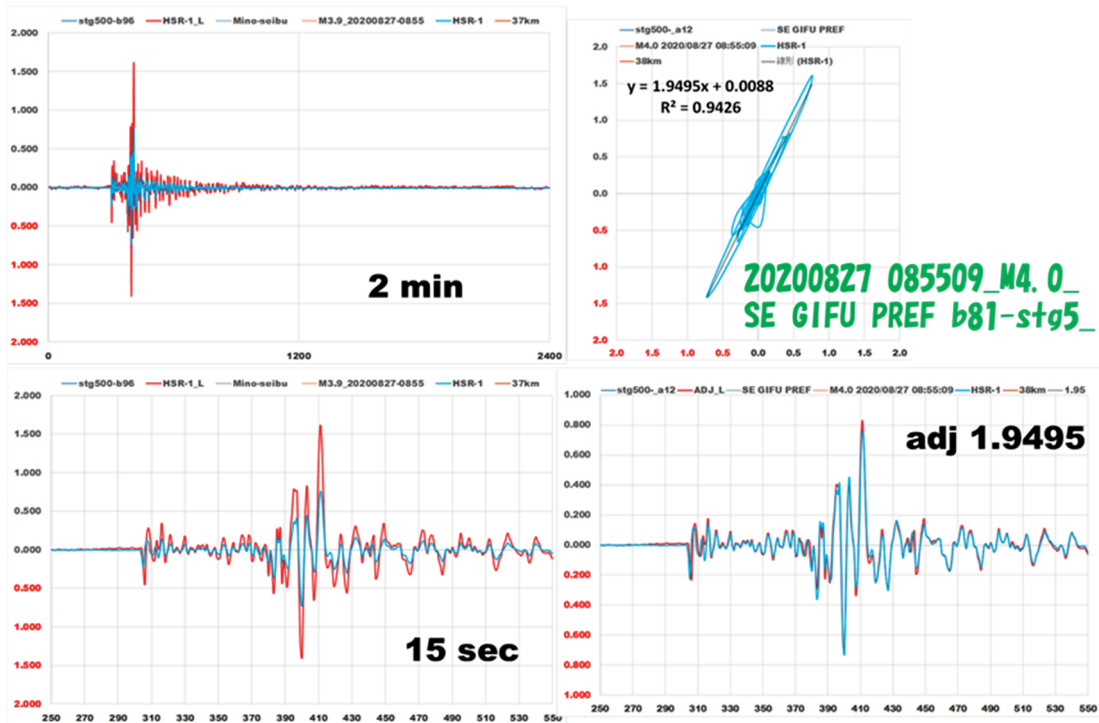
第5図 地震1、赤線:HSR1L、青線:HSR1、左上図:集録2時間の全記録、左下図:30分の拡大、
右上図:両者の振幅相関図、右下図:右上の振幅比でHSR1を調整してHSR1Lと重ねた図



第6図 地震2;図の説明は第5図と同じ、左上図:10分間、左下図:拡大は3分間



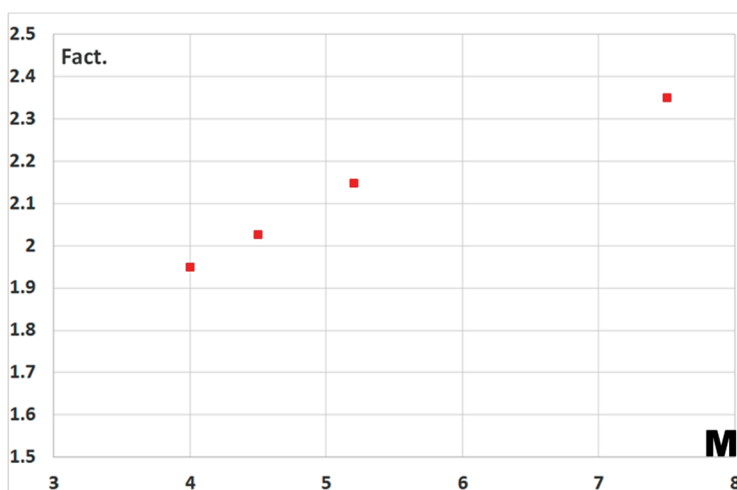
第 7 図 地震 3; 図の説明は第 5 図と同じ、左上図: 2 分間、左下図: 拡大は 18 秒間



第 8 図 地震 4; 図の説明は第 5 図と同じ、左上図: 2 分間、左下図: 拡大は 15 秒間

それぞれの地震にたいして、集録時間全体の表示(左上図)と地震動の主要部分の拡大図(左下図)、を示してある。どの地震でも、SHR1L(赤線)の振幅が SHR1(青線)よりも大きいのは明白である。拡大した時間長さの部分の HSR1(横軸)と HSR1L(縦軸)の振幅の関係(右上図)から、両者の感度比を線形を仮定して求めてある。この比を HSR1 の振幅に乗じて、HSR1L と重ねて示したのが右下の図になる。

感度比は一定ではなく、地震規模 M との関係を見ると、第 9 図のようになり、地震規模と関係するように見える。一つの解釈は、地震動の周期と関係する可能性である。規模 M が小さくなる、すなわち地震動の周期が短くなる、と感度比が小さくなる傾向が認められる。ここまでは、4 例でしかないが、次に、事例をふやし、水圧計の応答も検討してみる。

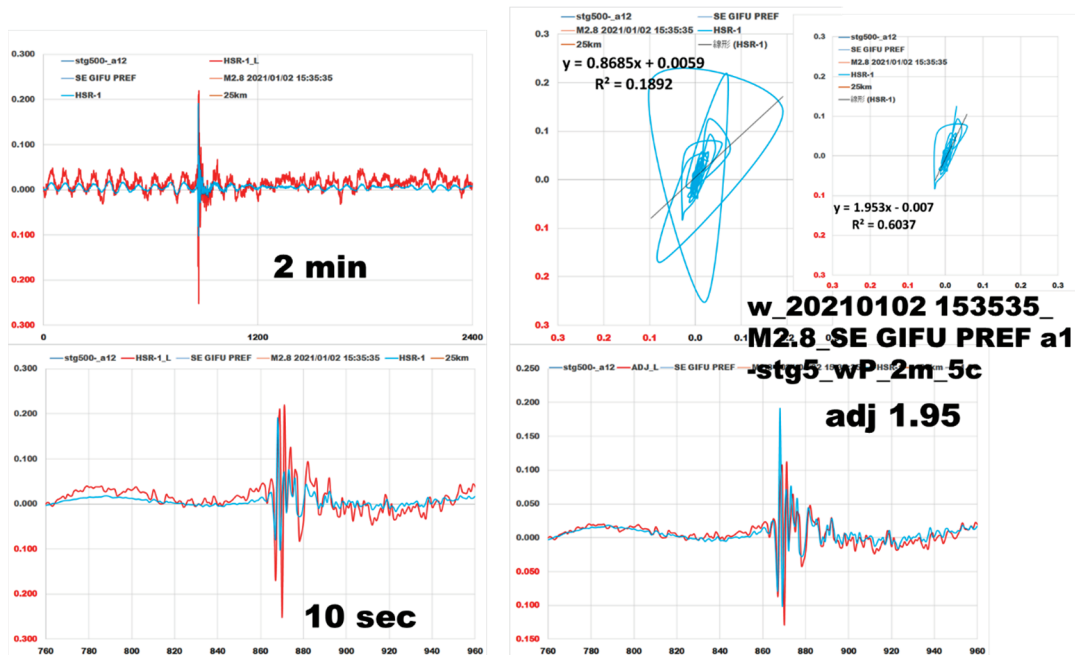


第 9 図 HSR1L と HSR1 の感度比(縦軸)と M(横軸)の関係

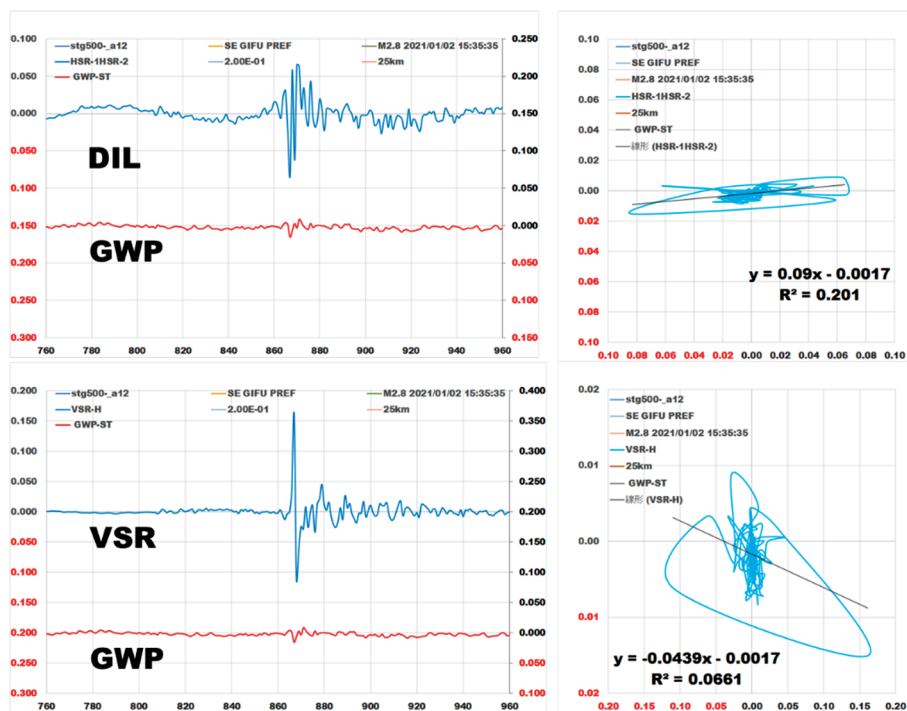
5. 事例の追加と水圧計の応答

次の 6 つの地震を追加し、HSR1 と HSR1L の振幅比を前章同様に比較すると共に、STG500 には、水圧計も設置されているので、地震動に対する水圧の応答についても検討してみる。弾性論の不変量のひとつである平面内直交応力 2 成分の和(HSR1+HSR2)、**DIL**、と鉛直応力成分、**VSR**、を、水圧変化、**GWP**、と比較してみる。

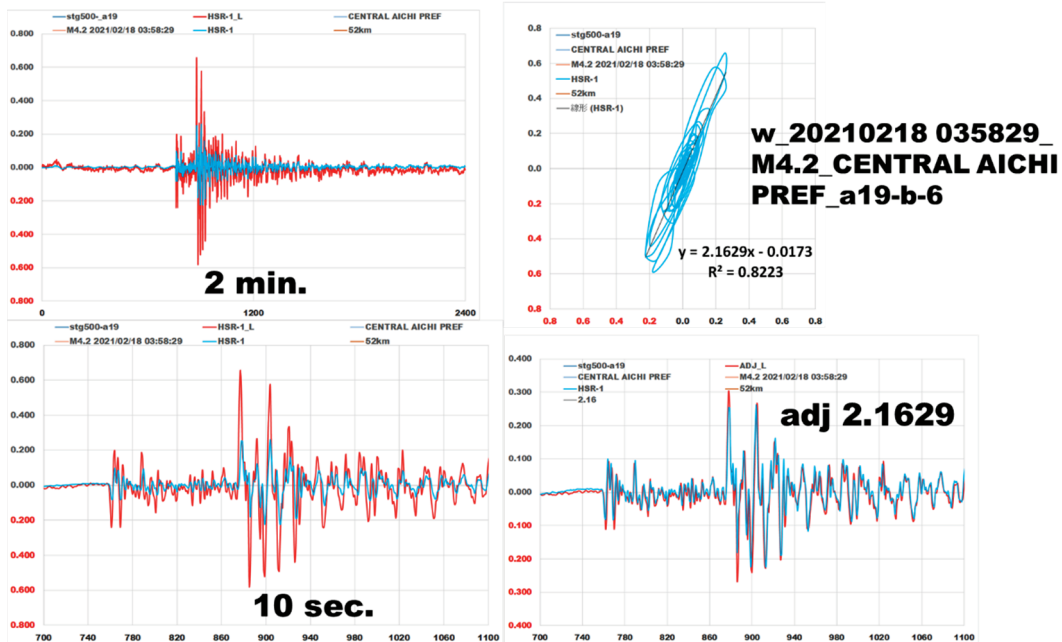
- | | |
|---|--------------------------|
| 5) 20210102 153535_M2.8_SE GIFU PREF a1 | $\Delta = 25\text{km}$ |
| 6) 20210218 035829_M4.2_CENTRAL AICHI PREF a19 | $\Delta = 52\text{km}$ |
| 7) 20210213 230750_M7.3 E OFF FUKUSHIMA PREF d6 | $\Delta = 477\text{km}$ |
| 8) 20210210 1120 M7.7 New Caledonia w5_ | $\Delta = 7437\text{km}$ |
| 9) 20210304 192831_M8.1 Kermadec Islands, New Zealand w9_ | $\Delta = 8666\text{km}$ |
| 10) 20210521 180413 M7.3 Southern Qinghai, China w19_ | $\Delta = 3529\text{km}$ |



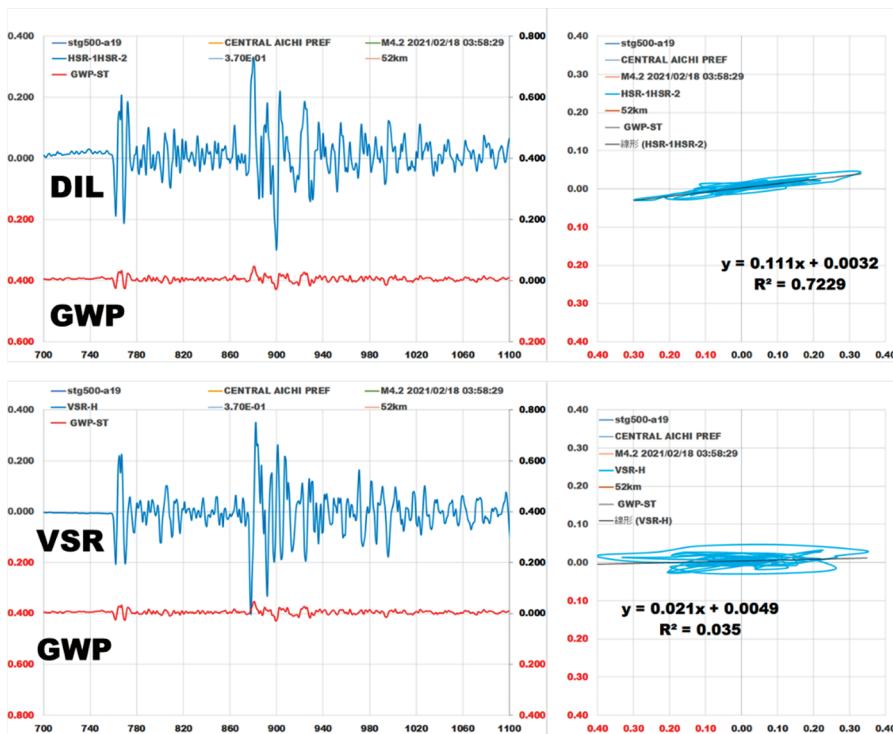
第 10 図 地震5、説明は第 5 図と同じ。拡大部分の位相相関は良くないので、その部分はずした相関図を右上図の右に示した。その振幅比 1.95 で HSR1 を補正



第 11 図 左上図:地震 5 による DIL(青線)と GWP(赤線)の変化、時間長さは、第 10 図の拡大部分と同じ、両者の縦軸のスケールは同じにとつてある。右上図:DIL と GWP の相関図。右下図:地震 5 による VSR(青線)と GWP(赤線)、右下図:VSR と GWP の相関図。左図の縦軸、100 kPa/div.



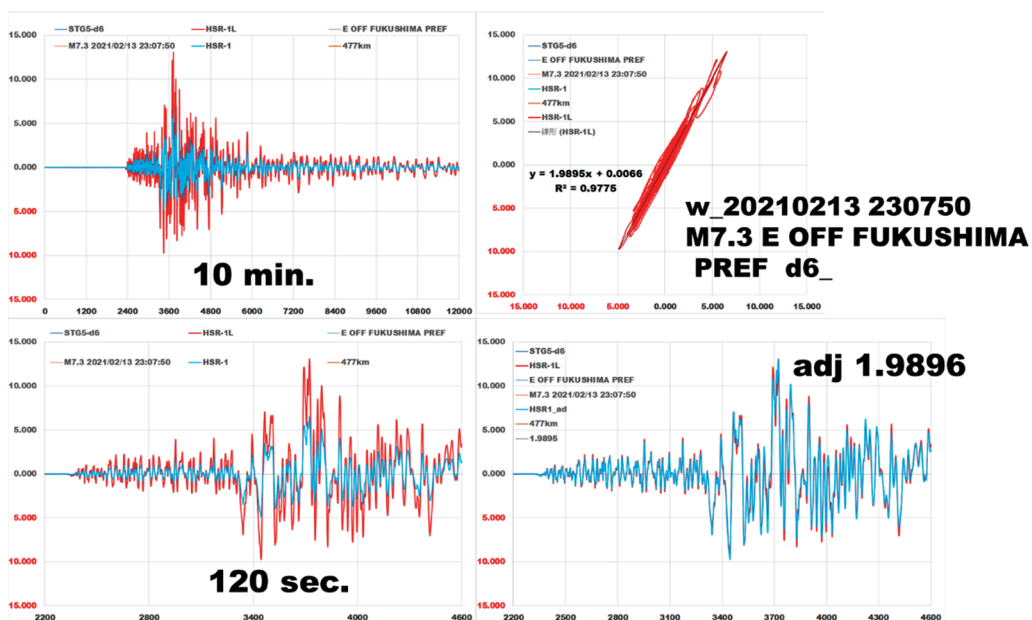
第 12 図 地震 6; 図の説明は、第 5 図と同じ



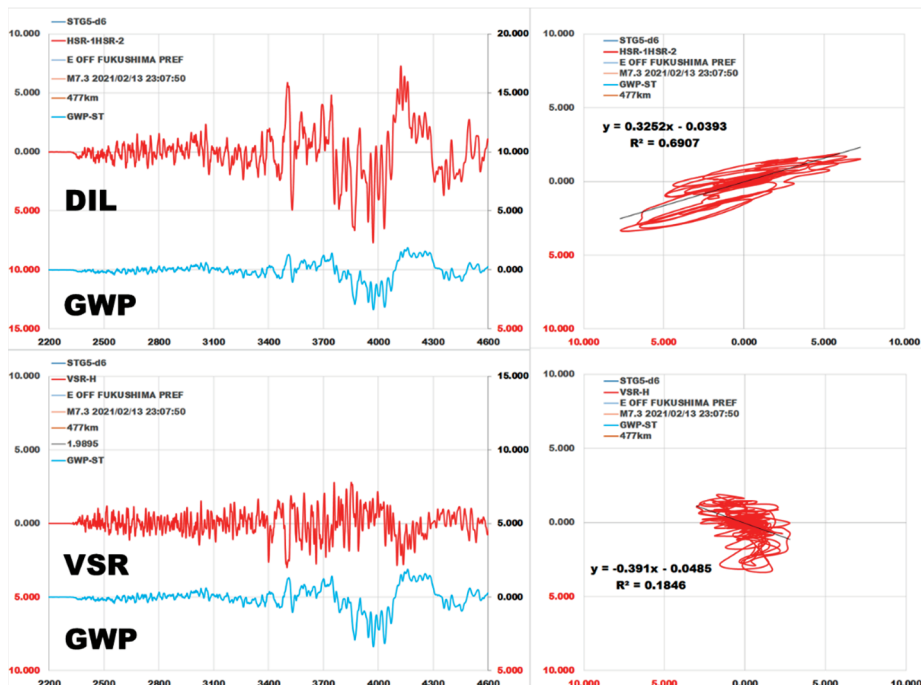
第 13 図 地震 6; 図の説明は、第 11 図と同じ。左図の縦軸、200 kPa/div.

地震 5, 6 は、近地地震の小さな地震であるが、応力変化に比べて水圧変化が小さいことが特徴である。同程度の応力変化を示す地震 8 と比較すれば明瞭であるが、両者の違いは地震動の周

期である。長周期に対する水圧変動の応答のほうが感度がいいことを示している。水圧変化は、不変量に対しては正の相関、鉛直応力に対しては負の相関であるが、地震 6 では負の相関は明瞭ではない。

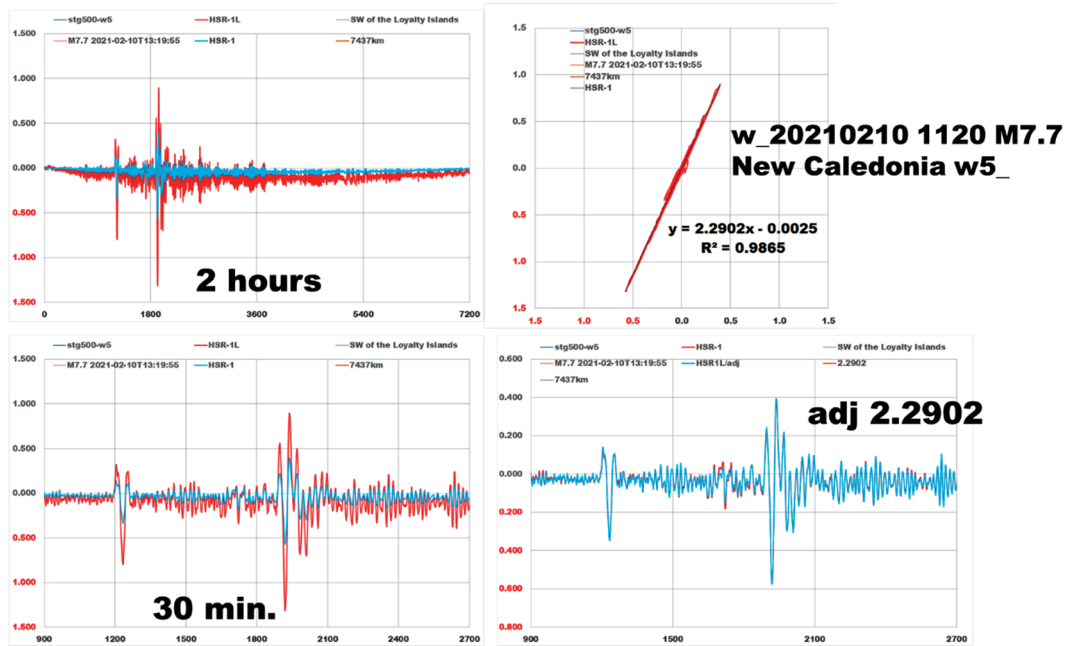


第 14 図 地震 7; 図の説明は第 5 図と同じ。

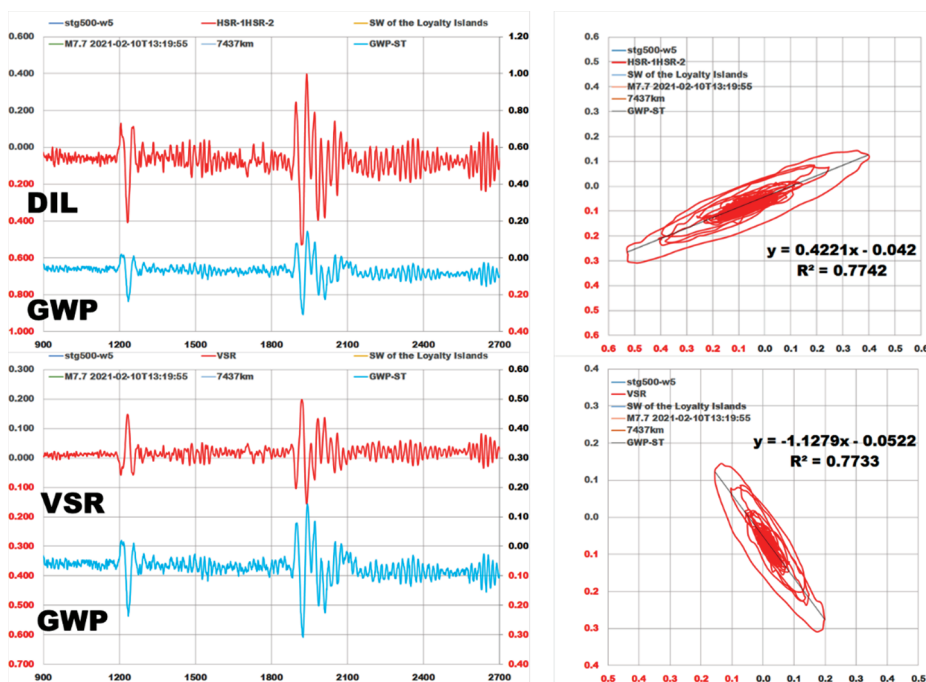


第 15 図 左上図:地震7による DIL(赤線)と GWP(青線)の変化、時間長さは、第 14 図の拡大部分と同じ、縦軸のスケールは同じにとってある。右上図:DIL と GWP の相関図。右下図:地震7による VSR (赤線)と GWP(青線)、右下図:VSR と GWP の相関図。左図の縦軸、100 kPa/div.

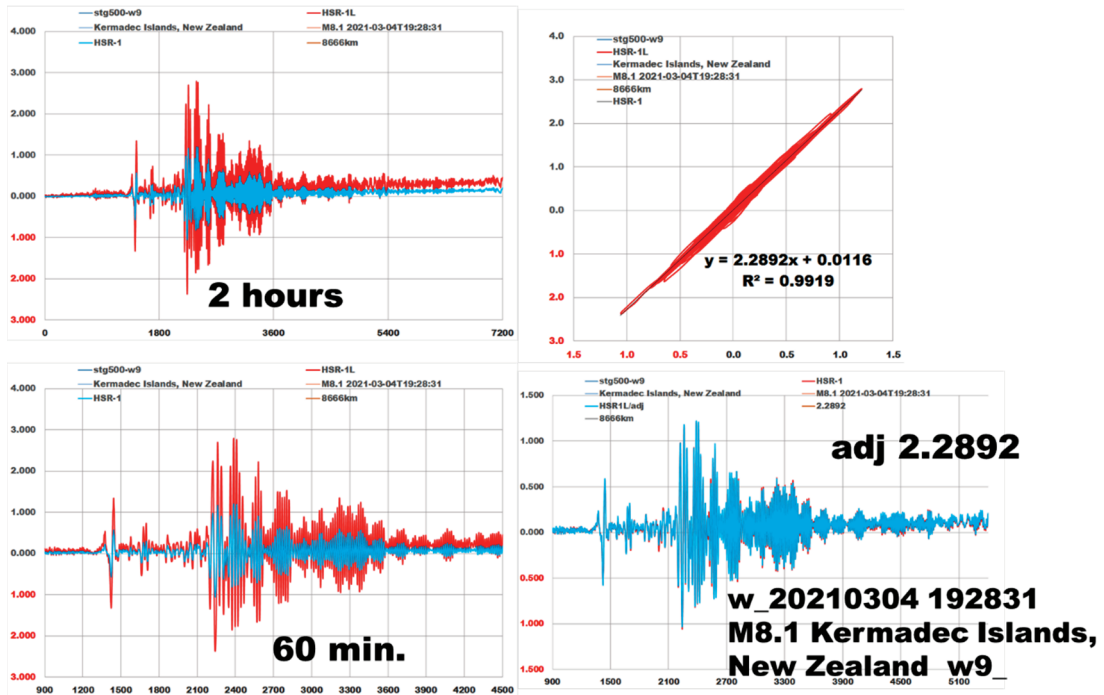
地震 7 の GWP と応力変化(DIL、VSR 共)との相関図に見られる複雑なパターンは、GWP 応答は、先に述べたように地震動の周期に依存している点を反映していると思われる。地震動に短周期と長周期が混在している。



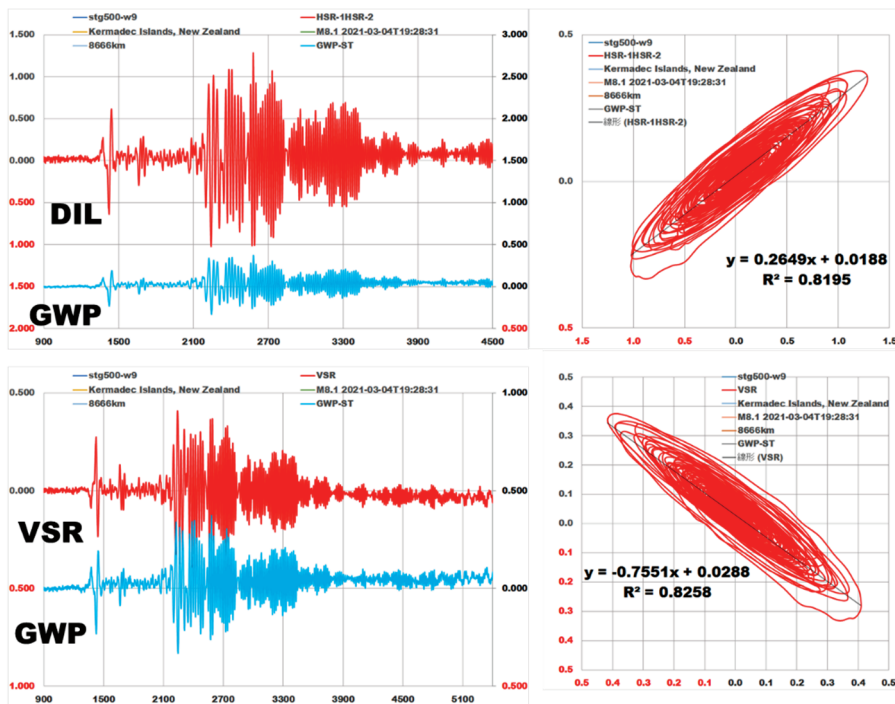
第 16 図 地震 8、図の説明は第 5 図と同じ。



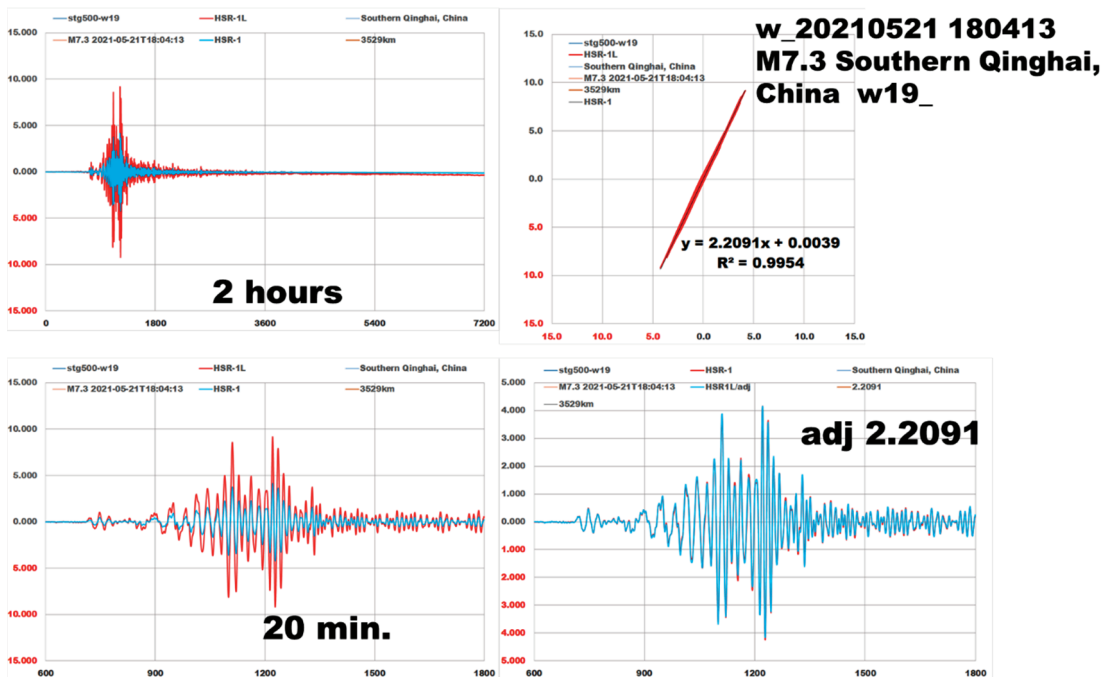
第 17 図 地震 8、図の説明は、第 15 図に同じ。左図の縦軸、100 kPa/div.



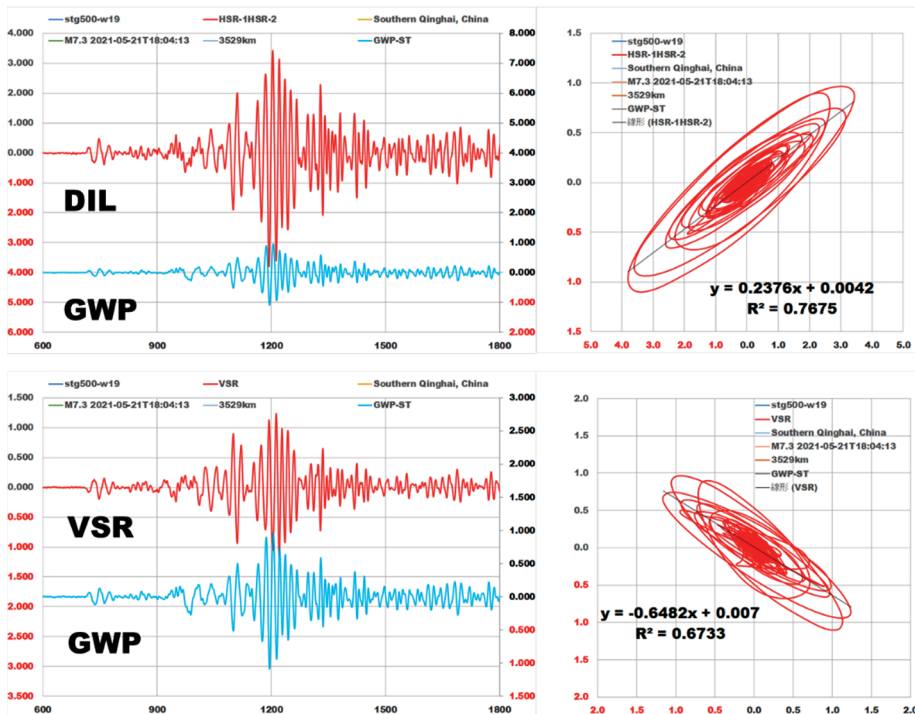
第 18 図 地震 9; 図の説明は、第 5 図と同じ



第 19 図 地震 9; 図の説明は第 5 図と同じ. 左図の縦軸、500 kPa/div.



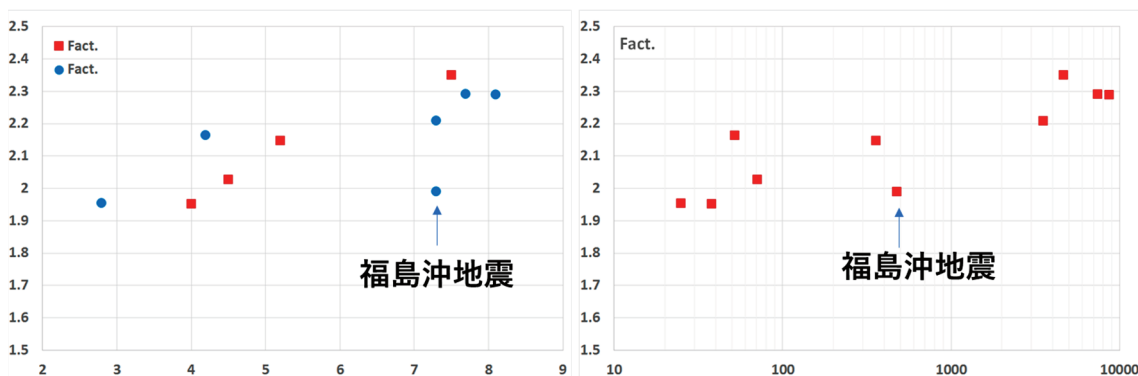
第 20 図 地震 10; 図の説明は、第 5 図と同じ



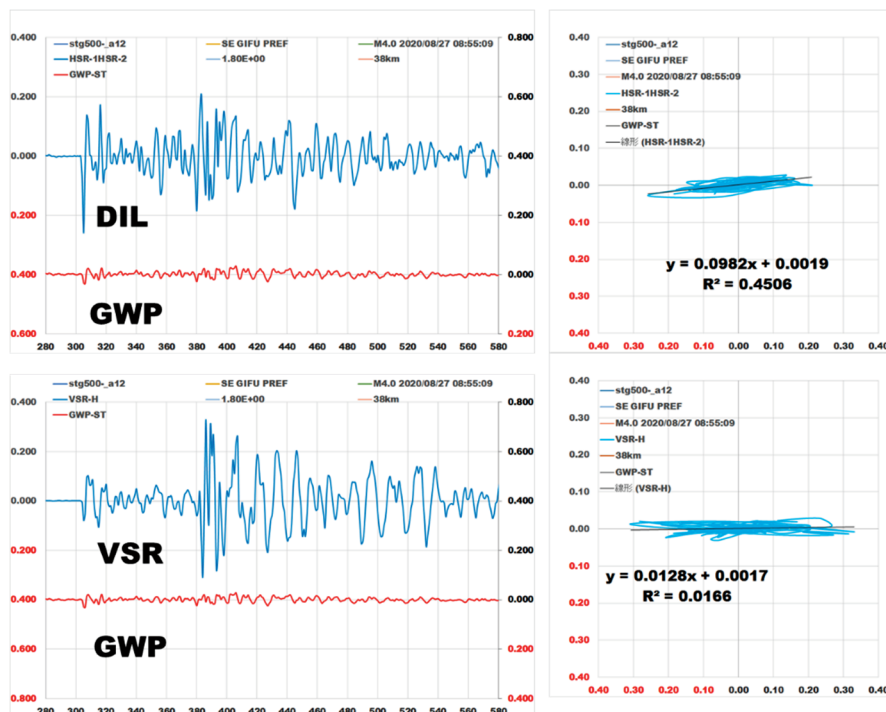
第 21 図 地震 10; 図の説明は第 15 図と同じ。左上図の縦軸、1 MPa/div., 10MPaFS.

左下図の縦軸、500kPa/div., 5MPaFS.

以上の結果から、第9図に6個の地震を追加してみる。第22図の左の左図が、横軸Mにたいする HSR1L/HSR1 の振幅比である。先にも触れた福島沖の地震が少し外れるが、振幅比が、M、に関連している、すなわち励起される地震波の周期が長くなることに関連し、応答感度は周期が長いほど良いことを反映している傾向は確かめられる。横軸に、震源距離をとっても同様の傾向が見られるが、遠距離で検知可能な地震の規模が大きくなることと同じ理由によるといえる。比較的近い規模の大きな地震の場合、例では福島沖地震(M7.3、 Δ 477km)、短周期と長周期の混在から、単純な両者の振幅相関では正しい比が求まっていない可能性はあると思われる。



第22図 左図:HSR1/HSR1L比とMの関係、右図:HSR1/HSR1L比と震源距離の関係



第23図 地震4;図の説明は第15図と同じ。左上図の縦軸、200 kPa/div., 1MpaFS.

左下図の縦軸、200kPa/div., 1.2MPaFS.

地震4については、水圧データを追加して、GWPとDILとVSRとの比較を行ってみた結果を第23図に示す。この地震は、規模M・震源距離が、地震6に近いので、第13図も参照してみると、両者の振幅相関図は非常によく似ている。地震動の応力振幅の割には水圧変化が小さいし、鉛直成分との負の相関がみられない、共通の特徴が見られる。先の6例の結果に、これを加えて、地震動に伴う水圧変化(GWP)と不変量(DIL)・鉛直応力(VSR)変化の振幅比を地震の規模と震源距離との関係を第23図に示した。GWP/DILは正の相関があり、大きい地震ほど応答感度が大きくなる。GWP/VSRは、負の相関があり、応答感度は同様に、大きい地震ほど大きくなっている。現時点では、観測事実を述べるに留めるが、水の関与がボアホール観測の場合の重要な要素であることを示唆している。観測当初から水圧測定を観測対象にしている東濃地震科学研究所の石井式観測計器がこうした諸関係の解明に寄与できる優れた計器であり、そのデータを供給していることで第23図の関係も確認できるし、これを説明することがつぎの課題でもある。



第23図 地震動に伴う水圧(GWP)変化と不変量(DIL)・鉛直応力(VSR)変化の振幅比 (GWP/DIL: 青丸、GWP/VSR: 赤四角)とMの関係(左図)と震源距離との関係(右図)。

6. おわりに

ボアホールを掘削してそこに埋設される応力計(歪計でも)は、新たに生じる弾性場の中での計器の弾性応答を勘案しなければならない。それを具体的に検証するには、異なる剛性を持つ計器を埋設し、その応答感度を検討すれば可能である。その実験として、新たに設置されたSTG500観測点には、異なる剛性を持つ同一方向に設置された2つの応力計を設置した。地上での静水圧下での荷重検定では、両者の応答は同一であるが、設置後、観測された潮汐と地震動に対する両者の応答は、数値計算で期待されたように異なるものであった。

潮汐に対する両者の応答感度比から、岩盤内の異種媒体問題の弾性応答として数値計算された結果とを比較することにより、周辺岩盤とモルタルの弾性率の要請される範囲が求められた。地震動に対しても、異なる応答感度が認められた。遠地地震の場合は、応答感度比は潮汐に対するそれとほぼ同じであるが、地震の規模Mが小さくなるにつれ、応答感度比も小さくなる傾向が認められた。弾性応答と地震動(潮汐も含めて外力にもとづく変動)の周期が関係する可能性を示唆す

るが、今後の課題とした。同時に観測されている地震動に伴う水圧変化も検討してみると、水圧変化にも大きい地震(長周期変動)ほど応答感度が大きくなり、短周期に対するそれは小さいことが認められる。この関係が、地震応答の感度比が変動の周期に関連することを説明ための重要な因子であるかもしれない。その検討を今後進めたい。

参考文献

- Ishii , Hiroshi, and Yasuhiro Asai ; 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 and Space, 2015, DOI 10, 1186/s40623-015-0197-z.
- 佐野修、応力計記録にもとづく岩盤およびモルタルの弾性率評価について、東濃地震科学研究所報告、2020、Seq. No.44, pp.69-74

インテリジェント小型ひずみ計を用いた応力解放法による測定結果の解析

東濃地震科学研究所客員研究員 佐野 修, 崇城大学名誉教授 平田篤夫

1. はじめに

東濃地震科学研究所ではボアホールひずみ計や応力計を開発し、設置後の連続観測による岩盤内のひずみや応力の相対変化を高精度で計測してきた。一方、地殻応力の絶対量を計測するために、インテリジェント小型ひずみ計をもちいた応力解放法による初期応力測定手法の開発研究が実施された[例えば石井ほか 2004; 山内ほか, 2004; 山内ほか 2005]。ボアホールひずみ計や応力計を設置する直前に絶対量計測を行うことにより、地殻ひずみあるいは地殻応力の絶対量の経時変化が高精度でモニタ可能となった。

応力解放法の原理は、岩盤に地殻応力が作用して変形している状態を基点として、岩盤内に計測装置をセットした後、応力場を解放する過程で発生する岩盤の変形あるいはひずみの変化を計測し、もともと作用していた応力場を推定する手法で、いわゆる応力解放法(開放法)と呼ばれる。この手法は鉱山学や土木工学の分野で発達しており、さまざまなバリエーションがある。例えば[横山, 2004; 坂口, 2004; 佐野他, 2004]に解説されている。その他の測定手法も含めた地殻応力測定手法全般について広く紹介した総説としては、菅原[1998], 水田[2002], 佐野.[2005], Sano et al.[2005]が詳しい。

工学分野では人が作業する地下空間で計測することが普通であり、そこではほぼ水平で僅かに上向きのボーリング孔が採用されることが多い[例えば横山, 2004]。一般に、無限に変形しやすいとみなせる「媒体」にひずみゲージがモールドされた計測装置が用いられる。モールド媒体の弾性限界を超える水圧下では計測に適さないため、深い鉛直孔での計測は困難である。一方、東濃地震科学研究所で開発された小型インテリジェントひずみ計は相対的に剛な媒体の使用により深さ1 km程度までの水圧に耐えられるよう設計され、2001年に屏風山のボアホール(BYB)深さ350m、2002年に同じボアホール(BYB)深さ700m、さらに2009年に陶史の森のボアホール(TOS)深さ500mで初期応力測定が実施された。本報告は、岩盤と比較して無視できない程度の剛性を有するモルタルで充填されたひずみ計を用いて実施される応力解放法の解析手法について整理し、初期応力測定結果を例として三次元解析を実施した結果を報告する。

2. 応力の絶対量計測の実施手順

応力の絶対量計測を目的として実施される応力解放法の測定手順は大きく三ステップからなる。まず、地表から大口径ビットで測定位置近傍まで掘削した後、その孔底から小口径のパイロット孔を掘削する(ステップ1)。ステップ2でパイロット孔内に、ひずみ計をモルタルで固定する。このときのパイロット孔や大口径ボアホール周辺の岩盤の応力状態は、ボアホール擾乱の影響が無視できる程度に離れた遠方の応力場の作用により生じた応力集中の場となっている。一方、モルタルおよびひずみ計はボアホール水圧が存在する場合は静水圧、なければ無負荷である。ステップ3で大口径ビットを用いて掘削する(オーバーコア)。この作業により、オーバーコア径より内側は周辺岩盤

から切り離され、遠方応力場により生じていた応力集中の場は解放される。後述するように、パイロット孔内の充填物の弾性率が周辺岩盤の弾性率より十分小さい場合は完全に解放されるが、内部の弾性率が相対的に無視できない場合には、残留応力が生じる。

3. 応力の絶対量計測の解析原理

応力解放法による初期応力測定解析は、未知数である遠方応力場(ボアホール擾乱の影響を逃れる程度に離れた位置の応力場)の応力テンソル σ_{ij} を解く問題であるが、二つのステップに分けることができる。すなわち

- (1) 前述のステップ1で、遠方の応力テンソル σ_{ij} の各成分が単位量作用した場合に生じるパイロット孔周辺の応力集中問題を解き、ステップ3のオーバーコア壁面位置の応力場を求める。
- (2) オーバーコア壁面に(1)で求めた応力と大きさが等しく逆向きの力をかけたときのひずみ計内、各ひずみセンサに生じるひずみあるいは変形を計算する。

この二段階の解析の結果、未知数の応力テンソル σ_{ij} の各成分がひずみ計内部のセンサにおよぼす影響、すなわち感度係数が計算される。ここでn番目のセンサの出力値を S_n とし、n番目のセンサの σ_{ij} に関する感度係数を C_{nij} とすると、観測値は式(1)で与えられる。

$$S_n = C_{nij} \sigma_{ij} \quad (1)$$

ただし繰り返し引数 ij はテンソル規約にしたがい加算を意味する。未知数以上の独立な観測値があれば、遠方応力場を知ることができる。なお、この式(1)は、すでに報告した応力計の解析と同じ形であるが[佐野ほか, 2015; 2016 ; 2017; 2018;], 連続観測用のボアホールひずみ計や応力計の場合はボアホールにモルタルで固定された状態で、周辺外力がセンサにおよぼす影響(感度係数)を解く問題であるのに対して、応力解放法の解析では、ひずみ計をモルタルで固定する前の状態の周辺外力による応力集中を解いた結果にもとづき、大きさが等しく逆向きの力をオーバーコア壁面に作用した場合のひずみセンサの応答(感度係数)を求める問題である。

解析(2)の段階ではすべての応力成分を逆向きにかける解析が一般に行われる。この解析でえられる結果はオーバーコアリングで形成されるコア内の応力が完全に解放される場合は正しい。しかし、パイロット孔に埋設する媒体の弾性率が周辺岩盤の弾性率と比較して無視できない場合には残留応力が生じるため誤差が生じる。このような場合には、すべての応力成分ではなく、オーバーコア曲面が自由表面であるという条件を基本とした解析が行われる。図1は埋設媒体の弾性率が無視できない場合の解析手法について、水田ほか[2006]が求めた解析解をもちいて計算された半径方向の直応力 σ_{RR} および接線方向の直応力 $\sigma_{\theta\theta}$ の残留応力を示したものである。解析解は二次元の二層媒体を対象としたもので、等方外力 P が仮定されている。横軸はボアホール中心からの距離で、内側の層(埋設媒体)の内半径で正規化されている。 $R=2$ はパイロット孔半径(埋設媒体と岩石の境界)である。図中丸印で示された結果は TOS(陶史の森)のオーバーコア径を念頭に $R=4.5$ を岩石の自由表面境界として計算したもので、図中三角印で示された結果は BYB(屏風山)のオーバーコア径を念頭に計算した結果で $R=2.7$ を岩石の自由表面境界として計算したものである。また、図中の数値は埋設媒体のヤング率を岩石のヤング率で正規化して示している。岩石

およびモルタルのヤング率をそれぞれ50GPa および 10GPa とすると、図中のパラメータ0.2が対応する。

媒体のヤング率がきわめて小さい場合(図中、橙色)には残留応力が生じないので、完全応力解放状態であり、オーバーコア境界にすべての応力成分をかける通常の手法で問題ない。しかし媒体のヤング率が大きくなると残留応力が無視できなくなる。図中、TOSを想定した丸印で示された場合には $R=4.5$ の面で、BYBを想定した三角印で示された場合には $R=2.7$ の面で強制的に残留応力をゼロとした状態を解くことになり、誤差が生じる。図に示すとおり、周辺岩盤と埋設媒体の弾性率の比が同じならば、パイロット孔径とオーバーコア径の比が小さいほど、特にフープストレス $\sigma_{\theta\theta}$ の誤差が大きくなる。残留応力が生じる不完全な応力解放状態の場合に考慮されるべき境界条件は、オーバーコア境界が自由表面という条件を基本として解くことである。

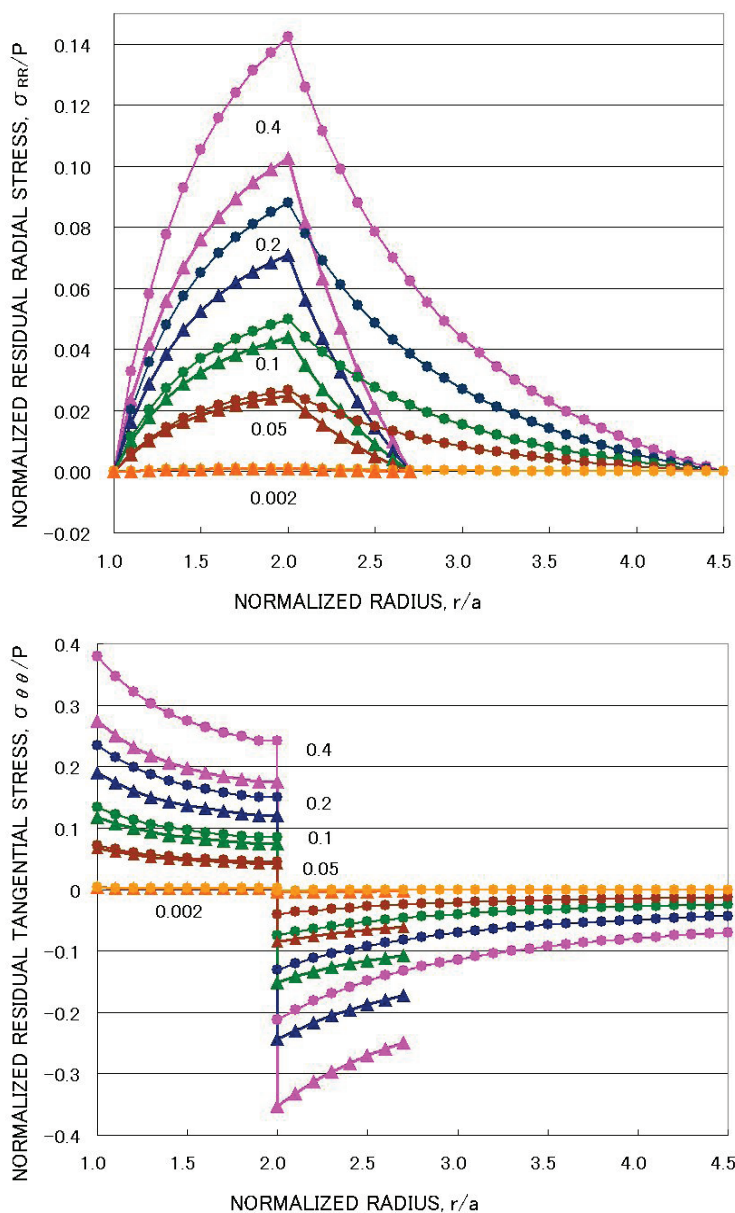


図1. オーバーコアリングにより岩盤から切り離されたコア内部の応力状態。水田ほか[2006]による等方圧 P が作用した場合の二次元問題の弾性解をもちいた。横軸はコア内径で正規化した距離で、2はパイロット孔径。丸印は TOS モデルでオーバーコア径が約 4.5、三角印は BYB モデルでオーバーコア径が約 2.7 である。パラメータは埋設材料のヤング率を周辺岩盤のヤング率で正規化した値。埋設媒体がきわめて変形しやすい場合(橙色)は残留応力が生じない。

4. 感度係数計算

感度係数の計算は一辺5mの立方体モデルによる三次元有限要素法解析を採用した。境界条件として、一般的な境界変位自由条件、および鉛直面の面に垂直な方向の変位固定の二種類を比較し

た. 計算に用いた弾性率, すなわちヤング率とポアソン比はそれぞれ, SUS 210 GPa, 0.33, 花崗岩 50 GPa, 0.25, モルタル 10 GPa, 0.20 である. 応力の完全解放が仮定される場合, オーバーコア境界面上の残留応力はゼロなので, 境界面にはすべての応力成分について逆向きにかけた場合の変位センサの解析結果から感度係数を求めた. 一方, 残留応力が生じる場合にはオーバーコア境界面で仮定される条件は自由表面が基本である. その自由表面でノンゼロになりうる $\sigma_{\theta\theta}$ を除いた応力成分を逆向きに加える解析を実施した.

5. 屏風山および陶史の森で実施された応力解放法による測定結果とその解析

2001年に屏風山のボアホール(BYB), 深さ350m, 2002年には同じ屏風山のボアホール(BYB), 深さ700m, さらに2009年に陶史の森のボアホール(TOS), 深さ500mでインテリジェント小型歪計による初期応力測定が実施された. 掘削および測定の手順, ひずみ計の構造など, 詳細は住鋳コンサルタント[2002, 2009]および向井[2009]に記述されている. BYBで使用されたひずみ計の基本構造は外形42mm, 厚さ約5mmのSUS筐体の内部に水平センサ3方向および鉛直センサが組み込まれている. 他に斜めセンサがあるが解析には使用しなかった. また, TOSで使用されたひずみ計の基本構造は外形22mm, 厚さ2mmのSUS筐体の内部に斜めセンサ4方向および水平センサ4方向が組み込まれている. 計測される変位センサの配置は電力中央研究所の8素子タイプ[金川ほか, 1986]とまったく同じである. TOSの場合は独立な測定値が8つあるので, 遠方応力場の独立な6つの応力テンソル成分を誤差も含めて解くことができる. 一方, BYBは鉛直方向を主応力と仮定して解析することとした. なお, 向井[2009]には解析手法の詳細は書かれていないが, 三層モデルを用いて解析を行ったと書かれているので, その解析原理はMukai et al. [2007]の解析と同じと考えられる. すなわち, 二次元解析で, 残留応力が生じる場合, すなわち応力の不完全解放条件が考慮されていると考えられる. 二次元なので鉛直応力は分からない. 本報告では三次元解析を実施し, 求められた鉛直応力と岩盤の密度から推定される被り圧を比較することにより, 測定および解析結果の妥当性を検証する.

インテリジェント小型ひずみ計に変位センサを組み込んだ状態の感度検定は試験前には実施されていないが, 応力解

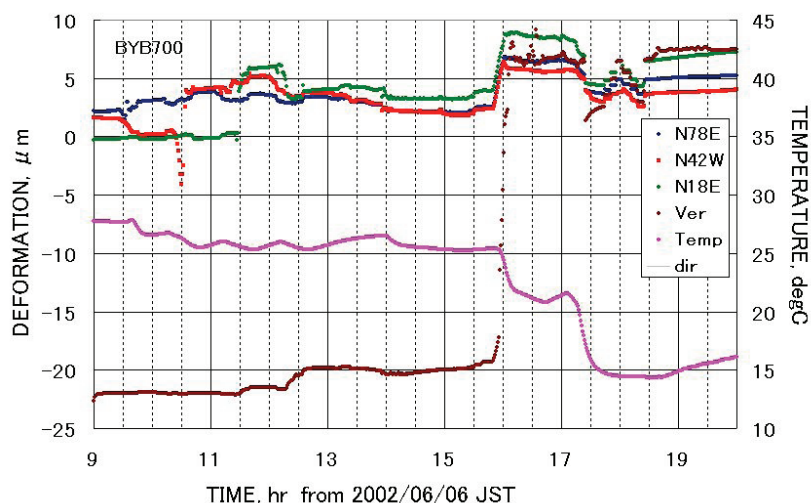


図2. 屏風山(BYB)700mでえられたひずみの経時変化. 16時半頃に地上に引き揚げられている.

放試験が終了し、切断したコアを地上にあげた後、静水圧試験を実施しているため、この結果と数値計算モデルをもちいた計算結果を比較することにより、インテリジェント小型ひずみ計に変位センサを組み込んだ状態の感度校正とした。

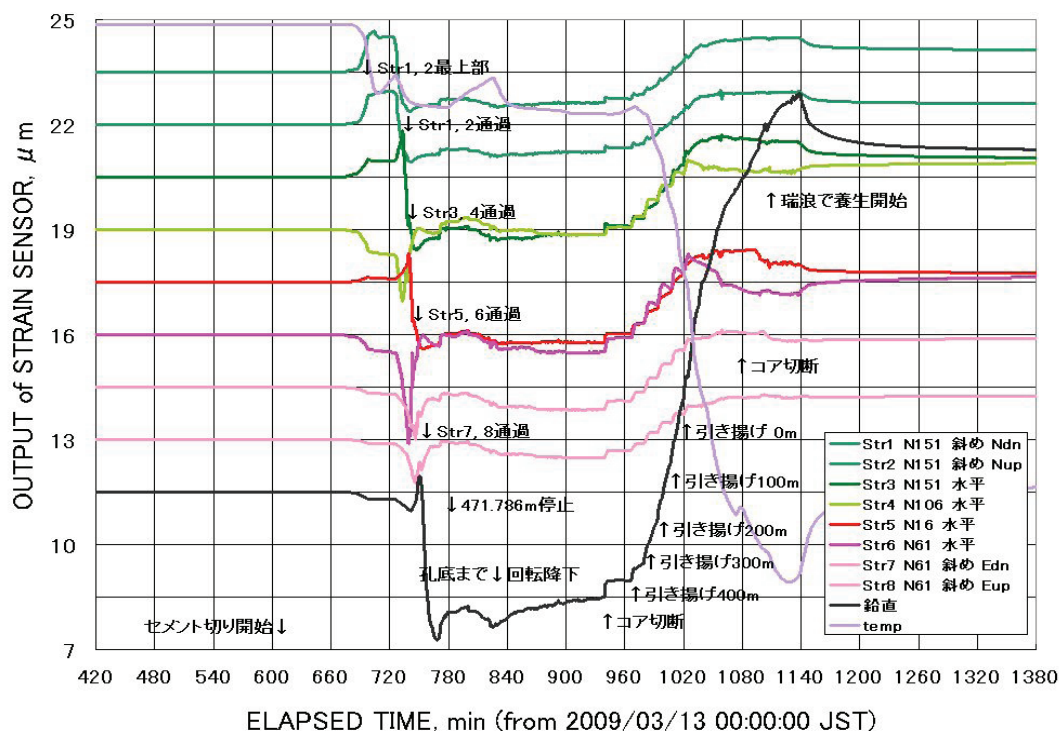


図3. 陶史の森(TOS)500m でえられたひずみの経時変化. 約 600 分にひずみ計を埋設したセメント部分の掘削を開始した. その際、ボアホール水圧が上昇しているが、ひずみ計にはほとんど影響がないことに留意されたい。

パイロット孔内にひずみ計をモルタルで埋設する際、ひずみ計の上にモルタル層が形成され、ボアホール孔底はひずみ計から約1mほど上に再セットされる。そのためオーバーコア開始時の水圧の増減はほとんど影響しない。この状態を初期状態とする。ビット前進にともなう応力集中を経た後、さらに約1mほどビットが前進したところで応力解放状態と考える。ただし、図1に示したような残留応力およびボアホール水圧による荷重の影響が存在しうる。さらにコアを切断し、地上に引き揚げると、地上での状態は完全に外力の直接的影響がない状態となる。本報告では、地上に引き揚げた状態からボアホール孔底と地上との温度差の影響を取り除いた結果を最終結果とし、上述の初期状態との差を式(1)の観測値とし、観測方程式の解を求めた。

測定時に定義されたキー座標系に関する遠方応力テンソル成分を示すと表1(屏風山ボアホール)および表2(陶史の森ボアホール)のとおりである。表2では左から順に完全応力解放と不完全応力解放の結果が示されている。なお、表2に示された誤差は未知数6に対して測定量が8という条件から統計的に評価される標準誤差である。鉛直応力 σ_{zz} は岩盤の密度と測定深度(約 0.5 km)から推定される値と比較して、屏風山(BYB)の結果は大きく、陶史の森(TOS)の結果はおおむ

ね一致しているようであるが、少し大きめである。また屏風山の解析では鉛直方向を主応力と仮定したが、陶史の森の解析では6成分、すべて求めることができた。その結果、鉛直方向がほぼ主応力方向であるという結果がえられた。

表1. 屏風山ボアホール, 350m 深, および 700m 深でえられた解放ひずみから求められた, キー座標系に関する遠方応力テンソル成分. ただしキー方向をX方向, 上向きを正, 単位は MPa とし, 圧縮応力を正とする.

	完全解放条件 (350m)	完全解放条件 (700m)
σ_{xx}	4.1	-22.1
σ_{yy}	13.4	20.9
σ_{zz}	72.3	75.0
σ_{xy}	5.2	-83.0

表2. 陶史の森ボアホール, 500m 深でえられた解放ひずみから求められた, キー座標系に関する遠方応力テンソル成分. ただしキー方向をX方向, 上向きを正, 単位は MPa とし, 圧縮応力を正とする.

	完全解放条件	不完全解放条件
σ_{xx}	2.52 ± 0.18	2.44 ± 0.17
σ_{yy}	3.98 ± 0.18	4.15 ± 0.17
σ_{zz}	15.00 ± 2.32	15.53 ± 2.18
σ_{xy}	-0.67 ± 0.06	0.76 ± 0.08
σ_{yz}	-0.01 ± 0.17	-0.01 ± 0.16
σ_{zx}	-0.17 ± 0.17	-0.17 ± 0.16

注 *不完全応力解放解析ではオーバーコア境界面上の残留応力は $\sigma_{\theta\theta}$ のみと仮定されている.

注 小型ひずみ計設置深さ 471.4 ~ 471.6 m (標高 115 m の孔口から測定)

表1および表2に示したキー座標系に関する遠方応力テンソル成分をもとに主応力を求め, 下半球投影した結果を屏風山ボアホールの結果を図4に, 陶史の森ボアホールの結果を図5に示す.

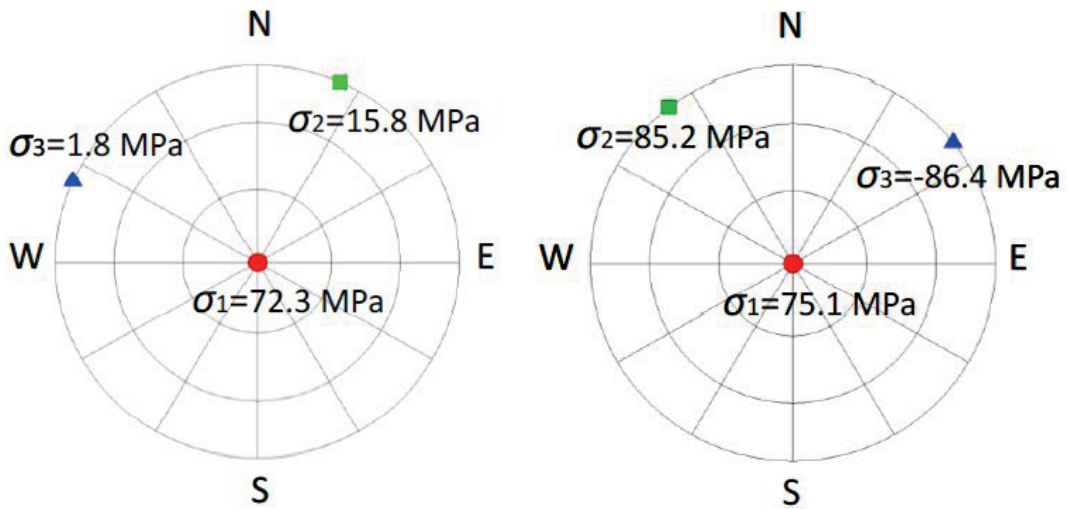


図4. 屏風山ボアホール(BYB)350m 深(左)および 700m 深(右)で実施された応力解放法試験でえられた in situ 応力場の主応力の下半球投影. 完全応力解放が仮定された条件でえられた鉛直応力は被り圧よりはるかに大きい. これは残留応力の影響と思われる.

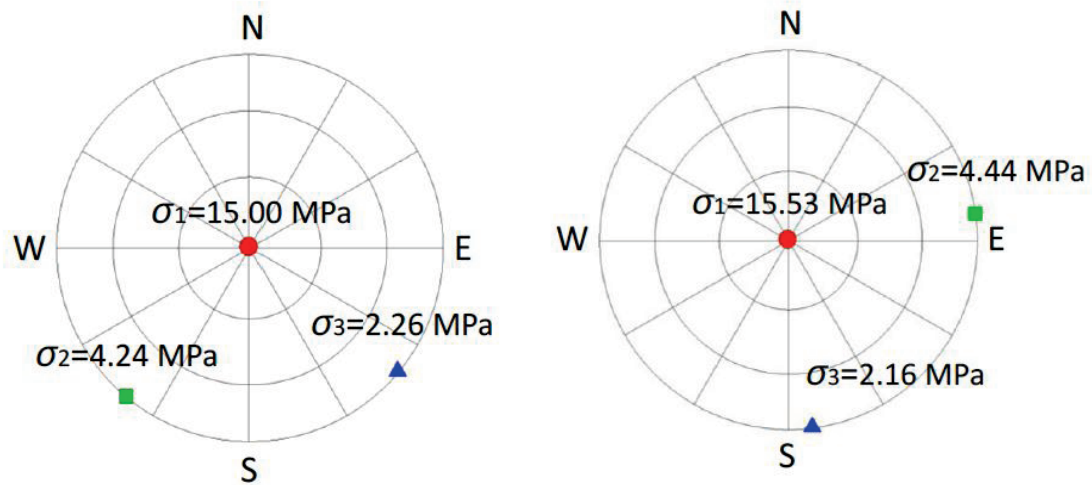


図5. 陶史の森ボアホール(TOS)500m 深で実施された応力解放法試験でえられた in situ 応力場の主応力の下半球投影. 完全応力解放を仮定した場合(左)および不完全応力解放を仮定した場合(右). どちらも鉛直応力は被り圧と同程度であるが, 少し大きめである. 水平面内主応力方向は右図の場合, ほぼ東西圧縮となっている.

6. 考察

図4に示すとおり，屏風山ボアホール(BYB)350m 深および屏風山ボアホール(BYB)700m 深で実施された応力解放法による解放ひずみから推定された主応力のうち，被り圧と比較することができる鉛直応力は，きわめて大きい結果がえられた．屏風山ボアホールで採用された小型ひずみ計はオーバーコア径との比が大きいため図1に示すとおり，オーバーコア表面における残留応力が大きいことが一因と思われる．パイロット孔径を小さくした改良型である小型ひずみ計をもちいた陶史の森ボアホール(TOS)500m 深の結果は大きく異なり，完全応力解放条件の解析および残留応力を考慮した解析，いずれにおいても鉛直応力は被り圧に近い結果がえられた．完全応力解放を仮定した解析は，どちらかと言えば南北圧縮であり，残留応力を考慮した解析結果では，ほぼ東西圧縮となった．なお，屏風山でえられた解放ひずみについても陶史の森の場合と同じ解析を試みたが，現時点では結果がえられていない．

7. おわりに

東濃地震科学研究所で開発されたインテリジェント小型ひずみ計をもちいた初期応力測定システムは，通常，工学分野で用いられるひずみ計測装置と比較して，相対的に剛なひずみ計とモルタル充填を採用することにより，1 km 程度の鉛直で深いボアホールでの計測を可能とした．しかし通常の応力解放法とは異なり，完全な応力解放が実現されないため，通常の解析手法は使えない．本報告では残留応力が生じるような不完全な応力解放法の解析手法を整理し，2000 年および2001 年に実施された屏風山の測定結果，および2009 年に土岐市陶史の森で実施された測定結果をもちいて初期応力解析を実施した．屏風山ボアホールでえられた鉛直応力は被り圧よりはるかに大きく，信頼性は低かったが，屏風山ボアホールで採用された小型ひずみ計をさらに小型化した改良型をもちいた陶史の森ボアホールで実施された結果えられた鉛直応力は被り圧とほぼ一致した．これは計測手法の信頼性を示している．

謝辞 初期応力測定結果は石井紘博士，山内常生博士，浅井康広博士らによって測定されたものである．

参考文献

- 石井紘，山内常生，松本滋夫，浅井康広，深部ボアホールを用いた応力開放による応力測定法と結果の解析について，月刊地球，26-2，66-73，2004.
- 金川忠，日比野敏，石田毅，オーバーコアリング法による3次元地圧計測法，電力中央研究所研究報告，385033，32p. 1986.
- 水田義明，孔内載荷による大深度岩盤応力測定の現状と問題点，資源と素材，228，361-368，2002.
- 水田義明，陳渠，平田篤夫，ひずみ計埋設型オーバーコアリング法による計測量と初期応力場の

- 関係について, 3D内部報告, 23p. 2006.
- 向井厚志, 「陶史の森」初期応力測定 of 解析, 東濃地震科学研究所内報告, 13p. 2009.
- Mukai, A., Tsuneo Yamauchi, Hiroshi Ishii, Shigeo Matsumoto, In situ stress measurement by the stress relief technique using a multi-component borehole instrument, *Earth Planets Space*, 59, 133-139, 2007.
- 坂口清敏, コンパクトオーバーコアリング法に基づく応力解放法の提案と高精度化, 月刊地球, 26-2, 59-65, 2004.
- 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
- 佐野修, 伊藤久男, 水田義明, 地殻応力測定法の信頼性を損なう要因について, 月刊地球, 26-1, 39-55, 2004.
- 佐野修, 伊藤久男, 水田義明, 編集者からの問題提起と著者の回答, 月刊地球, 26-2, 114-122, 2004.
- 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.
- 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一遠方応力評価にむけて一, 地殻活動研究委員会報告書(平成 26 年度), 2015, pp. 1-8
- 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一遠方応力評価にむけて一 その2, 地殻活動研究委員会報告書(平成 27 年度), 2016, pp. 155-160
- 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一固体地球潮汐との比較一, 地殻活動研究委員会報告書(平成 28 年度), 2017, pp. 27-32
- 佐野修; 新開発ボアホール応力計の信頼性評価について一理論地震波形との比較一, 地殻活動研究委員会報告書(平成 29 年度), 2018, pp. 27-36
- 菅原勝彦, 岩盤応力測定に関する研究の動向, 資源と素材, 114, 834-844, 1998.
- 住鋳コンサルタント(株), 地殻活動測定井掘削工事(屏風山観測点)報告書, 2002.
- 住鋳コンサルタント(株), 土岐市陶史の森における深部初期応力測定及び地殻活動総合観測井施設整備工事報告書, 2009.
- Wang, Herbert F., *Theory of poroelasticity and its application to geomechanics and hydrology*, Princeton University Press, 2000.
- 山内常生, 石井紘, 浅井康広, 大久保慎人, 松本滋夫, 吾妻瞬一, 深部ボアホール観測のための地殻活動総合観測装置および地殻応力測定装置の開発と興味ある成果の例, 地震 第2, 58, 1-14, 2005.
- 山内常生, 石井紘, 松本滋夫. 深いボアホール(深度 1km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, 2004.
- 横山幸也, 応力解放法の現状と課題, 月刊地球, 26-1, 13-19, 2004

陶史の森の応力計によって記録された周期200秒から1000秒の全マントル共鳴と12年間の研究の要点

東濃地震科学研究所 川崎一朗

陶史の森の応力計によって記録された全マントル共鳴

図1の黒線は地球の自由振動の伸び縮み振動S (spheroidal oscillation) (平行成層構造ではラーリー波Rに対応), 赤線は捻れ振動T (toroidal oscillation) (同ラブ波L)の群速度の分散曲線である。

図2(左)の(A)から(D)は, 2011年3月11日の陶史の森観測点の四つの時間帯の4時間33分(10¹⁴秒)の応力記録である。30秒の移動平均と3000秒の移動平均の差をとって3秒以下の短周期ノイズと潮汐は取り除かれている。気象庁による東北地震の地震発生時刻はJSTで14時46分18秒, UTで05時46分18秒である。赤の波形は水平剪断応力($\sigma_s = \sigma_{N359E} - \sigma_{N89E}$), 黒の波形は水平面応力($\sigma_A = \sigma_{N359E} + \sigma_{N89E}$)である。

通常, 劣弧を通過してきたラーリー波はR1, 優弧を通過してきたラーリー波はR2, そのあと地球をn回周回してきたラーリー波はそれぞれR2n+1, R2n+2と表記される。ただし, 東北地震の場合は, R2とR3, R4とR5はほぼ同時に日本列島に戻ってくるので, ここではR2とR3を合わせてR2+3, R4とR5を合わせてR4+5と表示する。それより多く地球を周回するラーリー波やラブ波の場合も同様である。

図2(A)の記録の主要なフェーズ(周期150秒から300秒)は地球を周回して日本列島に戻って来た①から⑤の表面波である。

- ① HL2+3 は高次モードのラブ波(群速度~7km/s)のエアリーフェイズ,
- ② HR2+3 は高次モードのラーリー波(群速度6km/s~8.5km/s)のエアリーフェイズ,
- ③ oL2+3 は基本モードのラブ波(群速度~4.5km/s)のエアリーフェイズ,
- ④ oR2+3 は基本モードのラーリー波(群速度~3.5km/s)のエアリーフェイズ,
- ⑤ 1R2+3 と oR2+3 の間は, 図1の基本モードoR/oSの分散曲線上の周期300秒~600秒の normal dispersion(前方分散)と示した部分(群速度4km/s~6km/s)の長周期成分から順次到達したもの。

(B)から(D)では準調和的な振動が延々と続く。振幅は, 時間帯(A)の⑤の normal dispersion の部分⑤で 3kPa程度, (B)で 0.3 kPa程度, (C)で 0.2kPa程度, (D)で 0.1kPa

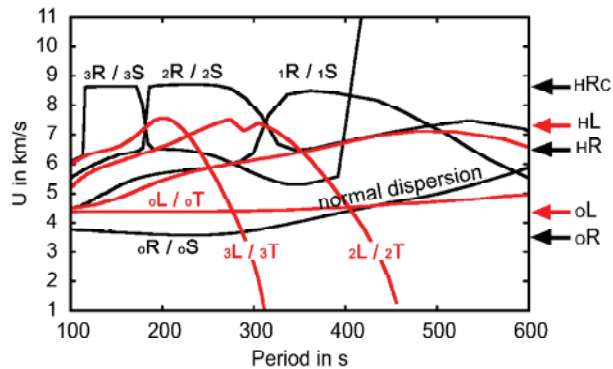


図1 Dziewonski and Anderson (1981) の PREM (Preliminary Reference Earth Model) による地球自由振動の群速度の分散曲線。黒線 S は伸び縮み振動, 赤線 T は捻れ振動。R, S, L, T の左添え字は半径方向のモード次数。未発表資料。

程度と次第に減衰して行く。

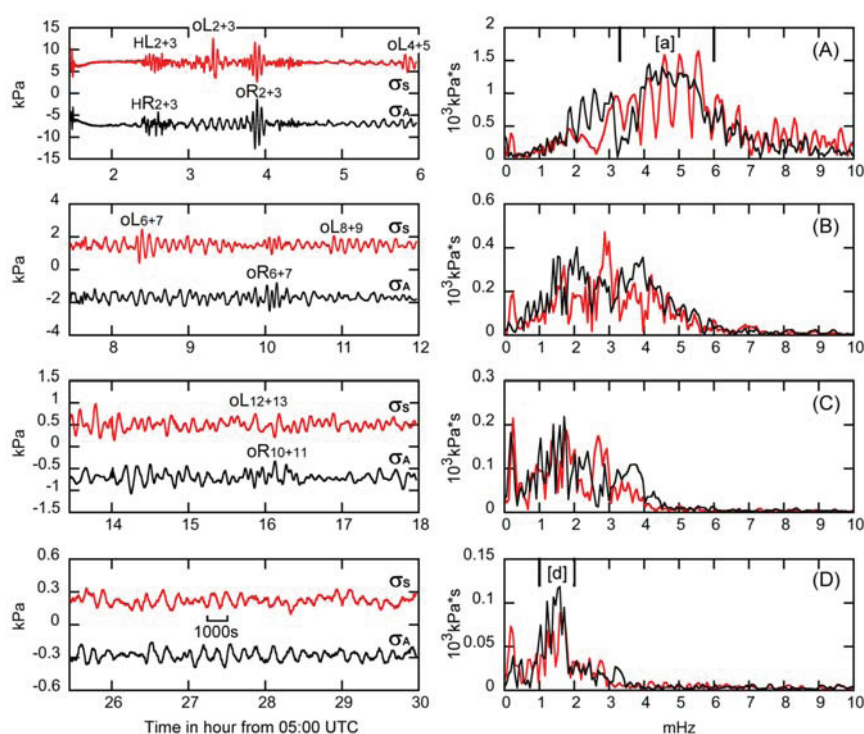


図2 (左) 2011年3月11日の東北地震の時の陶史の森観測点の各時間帯の応力記録と(右)そのFFTスペクトル。赤の波形は剪断面応力 σ_A 、黒の波形は σ_s 。上から順にUT05時から(A)1時27分後から6時後、(B)7時間27分後から12時間後、(C)13時27分後から18時

後、(D)15時27分後から20時後までの各4時間33分(10**14秒)。未発表資料。

図2(右)は、(左)の記録にハンギングウィンドウを掛けて計算したFFTスペクトルである。卓越周期帯が、(A)で160秒~250秒、(B)で250秒~700秒、(C)で300秒~1000秒、(D)で500秒~1000秒と系統的に長周期(低周波)側にシフトしていることがよく分かる。

PREM(Dziewonski and Anderson, 1981)によれば、伸び縮み振動の減衰係数 Q は、上部マントルに主要な振動エネルギーが分布する周期200秒前後のモード(0S43など)で150程度、中部マントルに主要な振動エネルギーが分布する周期400秒前後のモード(0S16など)で280程度、下部マントルに主要な振動エネルギーが分布する周期700秒前後のモード(0S8など)で340程度である。この周期と Q の組み合わせは、図2(右)のスペクトルの主要周期帯の長周期側へのシフトとその振幅の減衰とおおむね調和的である。従って、図2(左)の(B)から(D)の長周期の準調和的な地震動は、地球を最大7周したラーリー波の幅広い前方分散(normal dispersion)(群速度4km/sから7km/s)であることが分かる。

視点を変えると、地震発生数時間後から1日後まで継続する周期200秒から1000秒の準調和的な長周期地震動は全マントルの共鳴である。この発見は、陶史の森の応力記録は、200秒より長周期帯で0.1kPaまで安定的に記録している優れた記録であることを示している。

参考文献

Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson, Preliminary reference Earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 297— 356 297, 1981.

12年間の研究の要点

本年度は、筆者が東濃地震科学研究所に在籍した2010年度から2020年度まで12年間の成果の骨子を整理しておきたい。

1970年代前半、筆者が大学院生時代であったころ、研究室の先生方から次の様に教わった。科学研究とは「まだ誰も知らないことを知る」、「誰も見たことがないものを見る」ことである。それを可能にするのは、① 新しいタイプの観測計器を作って新しいタイプのデータを取る、② 観測が行われたことの無い場所で観測を行う、③ 新しい理論を導くことのいずれかである。それに加えることがあるとすれば、④ 記録を自分の目でよく見ること、⑤ 突出した斬新なアイデアなどと言えるかもしれない。自分の研究が何を指すのか、よく考えるように。

東濃地震科学研究所では、石井紘と浅井康広が一貫して①を目指し、陶史の森の応力観測点などで地殻応力を連続的に記録してきた。2010年に筆者と共に研究所に加わった佐野修を中心に応力計からの出力と広域応力場の関係を詳細に検討してきた。筆者と関係者は、陶史の森の応力記録やGPS 1秒サンプリング変位記録などのデータを自分の目でよく見て「誰も見たことがないものを見る」努力を行ってきた。他の方々も多方面の貴重な貢献を行ってきた。

以下の【1】「Mw8.4スーパーサブ地震」と【2】「地殻からマンツルの長周期レゾナンス」は、一見、少数の記録を並べているだけに見えるかも知れない。研究所内で議論に応じて頂いた同僚の方々には良く理解して頂いているように、データを自分の目でよく見て「誰も見たことがないものを見る」ための時間をかけた膨大な試行錯誤の成果であることを強調しておく。

【3】「第四紀後半の定常的沈降」は地球科学から分野の境界を越えて考古学に架橋する試み、【4】「立山・黒部の深部地殻構造と第四紀隆起の復元像」は地震学、重力探査、熱水地球化学、同位体年代学、立山黒部アルペンルートGPS観測などの研究成果を総合して立山・黒部の第四紀後半の高速隆起を復元する試み、【5】「飛騨上高地群発地震」は1998年と2020の群発地震の震源分布の比較から推定した活発化区間の時空間的分離のメカニズムの推定の試みである。これは⑤の斬新なアイデアであると思っている。

【1】 Mw8.4スーパーサブ地震

プレート境界の大地震の多重震源逆解析では、通常、アプリアリにプレート境界面に解のモデル空間が設定される。東北地震の場合はGPS観測点の間隔(～20 km)が主要地震動の波長(数100km)より一桁小さく、アプリアリの設定の妥当性が検証可能な希有の機会であった。

GPS 1秒サンプリング変位記録(図4の(a)から(c)の黒線)の最も顕著なフェーズは、M9

の超巨大地震の震源過程を直接反映する幅100秒程の主パルス(M)である。それは幅100秒程の巨大なP波とS波がほぼ同時(S-T時間が100秒よりずっと短い)に到達したものである。

筆者は、単純な矩形断層モデルを用いて理論合成波形を主パルスに合わせる試行錯誤を行い、長さ160km、幅80km、一様滑り50mの単純な主断層モデル(図3の大きい方の長方形)を得た。

2番目に顕著なのはU ϕ 成分上のSで示した幅35秒から50秒のパルスである。

U ϕ 成分のレコードセクションを描くと、パルスSは、東北地震の震源近くを震源とし、日本列島を3.9km/秒で走り抜ける天王や水上で振幅1mに達する巨大SH波であることが分かる。しかし、モデル空間をプレート境界面に限定する限りこの巨大SH波は説明することが出来ない。そこで試行錯誤を追加し、プレート境界面下の走向北西-南東のほぼ鉛直の左横ずれ断層型の断層モデル(図3の走向北西-南東の短冊状の長方形。長さ

50km、幅40km、一様滑り50m)を求め、これをスーパーサブ地震と名付けた。図4の赤線は、主地震とスーパーサブ地震の両方からの寄与を含む理欄合成波形と観測波形の比較である。理欄合成波形が主パルスと巨大SH波パルスを大局的に説明していることがわかる。

スーパーサブ地震Mwは8.4とはいえ、地震モーメントはM9の主地震の6分の1に過ぎない。当然ながらモデル空間をプレート境界面に限定しても大局を見失う訳では無い。しかし、日本列島で振幅1mにも達する巨大なSH波とそれを放出したM8.4スーパーサブ地震の様な地震現象を見失うリスクが伏在していることが分かったと言えるのではないだろうか。

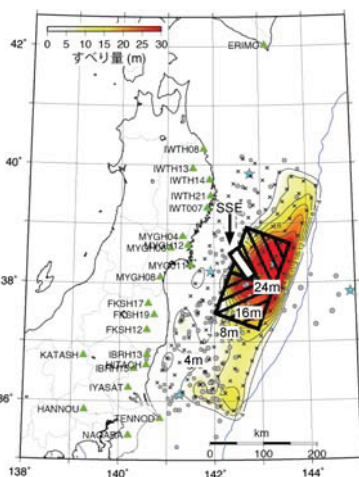


図3 基図は気象庁・気象観測所(2011)による2011年東北地震の滑り分布。大きい方の長方形は、筆者が仮定した主地震の断層モデルの地表への投影、SSEと示した走向北西-南東の短冊状の長方形はスーパーサブ地震の断層面の地表への投影。川崎・他(2014)の図17-1。

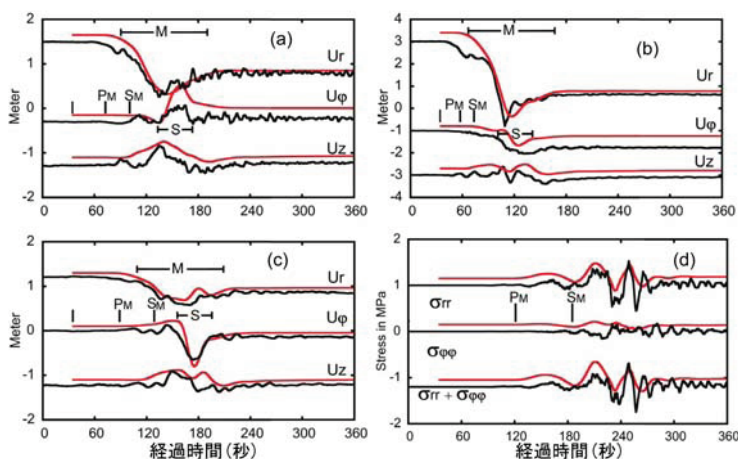


図4 黒線は、(a)天王(秋田県)、(b)仙台(宮城県)、(c)水上(群馬県)のGPS 1秒サンプリング変位記録と(d)陶史の森(岐阜県)の応力記録。赤線はそれらに対応する理論合成波形。川崎・他(2014)の図17-9。

【2】地殻からマンツルの長周期レゾナンス

東北地震の震源から強大な地震波が送り出され、様々なタイプの共鳴が生じた。そのうちの幾つかを発生順に紹介しておく。

一つめ短周期先行津波である(川崎・他, 2018)。日本海海岸部のGPS 1秒サンプリング変位記録と潮位記録との比較から、潮位計観測装置が河口内の閉鎖的な環境に設置されている酒田や富山などの観測点では、巨大SH波の到達に同機して周期70秒から100秒、振幅10cm程度の先行津波が生じたことが分かった。

二つ目は第三紀付加体堆積物の共鳴である(川崎・他, 2015)。

図6(右)の赤丸の観測点が分布する地域の上部地殻は、Sato et al. (2005) によって厚さ15km程の第三紀付加体堆積層とされている部分である。

図6(左)に、(右)で定義された方位ゾーン毎のU ϕ 成分のレコードセクションを示す。振幅は(震央距離/400km)を掛けて震央距離400kmに規格化されている。縦の補助破線の間が巨大SH波である。赤線の記録では、巨大SH波に。

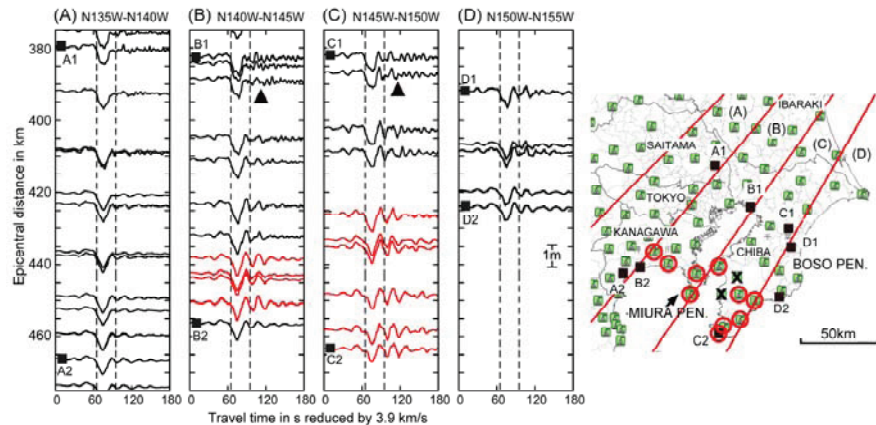


図6(右) 関東地方のGPS観測点の分布と東北地震の震央から5度毎の方位ゾーン(A)から(D)の定義。(左)(A)から(D)のU ϕ 成分の3.9km/秒でレデュースしたレコードセクション。赤色の記録は(右)の赤丸で囲まれた観測点の記録。川崎・他(2015)による。

周期15秒から20秒、振幅50cmに達する数サイクルの後続波が続いていることが読み取れる。

次の理由により、周期15秒から20秒の後続波は第三紀付加体堆積層の共鳴であると筆者は推測している。

- ① 上下成分や進行方向(radial)成分のレコードセクションには現れない。
- ② 水平な質点運動の方向は第三紀付加体堆積層の走向(西北西-東南東)とほぼ同じ。
- ③ 第三紀付加体堆積層の長さは西北西-東南東に30km程度なので、S波が3.5km/で往復する時間が17秒程になる。

三番目は、陶史の森応力記録から認識された東北地震後数時間続いた周期10秒から20秒の地殻の共鳴、四番目は前節で述べた1日以上続いた周期200秒から1000秒の全マンツル共鳴である。

【3】第四紀後半の定常的沈降

地震本部の主要活断層の長期評価を過去100万年程過去に向かって外挿した累積地震性地殻変動と、『日本の海成段丘アトラス』（小池・町田，2001）による第四紀基底面深度と海成段丘高度，十二貫野（富山県黒部市）などの高位段丘面の離水時期（中村，2005），呉羽山丘陵の上宝テフラの標高（田村・他，2010），富山平野から金沢平野の化石産出層の標高などとの比較から，図6の破線の間のような120m/10万年に達する50kmの空間スケールの第四紀後半の定常的沈降の分布が得られた。

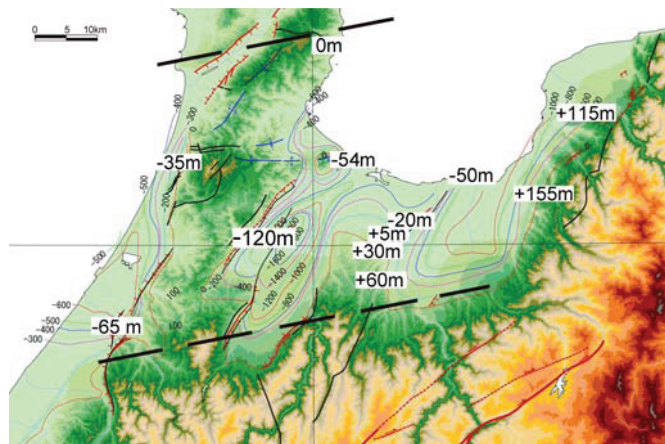


図6 主要活断層の長期評価に基づく累積地震性地殻変動上下成分と，第四紀基底面深度，高位段丘面の離水時期，テフラの高度分布などとの比較から復元した第四紀後半の定常的地殻変動（+は隆起，-は沈降）。単位は /10万年。『立山の賦地球科学から』（川崎，2021）の図6-17。

図6に依って，縄文海進の最盛期の6000年前の海水準が2.5mから3mの頃の小竹貝塚（富山市呉羽町）の人骨埋葬層の高度が1mから1.2mに過ぎない（町田賢一，2018）ことをあらまし説明出来るようになった。図6のように全体像に近づく試みによって地球科学から考古学に架橋することができたと言えよう。

近畿地方中央部については，上記と同様の累積地震性地殻変動と大阪層群の海成粘土層の堆積構造の比較から，「大阪平野から奈良盆地では，50万年前以前には70m/10万年の定常的沈降が存在したが，50万年前にそれは停止した」との仮説を提出した。

【4】立山・黒部の深部地殻構造と第四紀隆起の復元像

1989年立山黒部アルペンルート観測（勝俣，1986），1991年吾妻一金沢人工地震観測（Takeda et al., 2004）による大域的地殻構造，1996年中部山岳集中観測における立山黒部アルペンルート観測によるトモグラフィー（Matsubara et al., 2000），重力異常による超低密度層（源内・他，2002）などによる立山黒部アルペンルート直下の深部構造の研究成果から，立山・黒部の直下に分布する熱水混合層の存在が明らかになった。その深度は，立山黒部アルペンルートとそれより以南で深度3kmから6km，北側の阿曾原周辺で深度1.5kmから6kmである。

阿曾原（高熱隧道の周辺）の黒部川花崗岩体の同位体年代（伊藤・他，2013），地質温度圧力計による固化深度（末岡・他，2020），GEONETのGPSデータ（道家・他，2008；西村卓也・国土地理院穂高岳測量班，2013）などからは，あらっぽい近似であるが，図7のような黒

部峡谷を中軸とする第四紀後半の隆起速度を復元することができた。

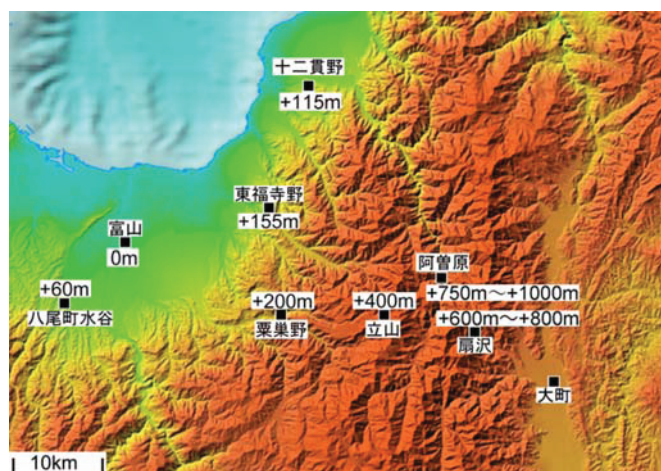


図7 黒部川花崗岩体の同位体年代や高位段丘の離水時期などから復元した第四紀後半の隆起速度（単位は1/10万年）。『立山の賦地球科学から』（川崎，2021）の図16-26。

それによると立山山頂部と阿曾原の黒部川花崗岩体は次のように高速隆起してきた。

80万年前頃：立山山頂部－0.2 km程，花崗岩体－6 km程で固化。

50万年前頃：立山山頂部 +1.0 km程，花崗岩体－3.5 km程。

20万年前頃：立山山頂部 +2.2 km程，花崗岩体－0.85 km程，栗巣野+0.2km程。

10万年前頃：立山山頂部 +2.6 km程，花崗岩体 +0.0 km程，栗巣野+0.4km程。

現在の立山カルデラ最奥部の火口から溶岩を流し出し，弥陀ヶ原台地を覆った。

現在：立山山頂部+3 km程，花崗岩体+0.9 km程，栗巣野+0.6km程。

ただし，ここの立山山頂部は現在の山頂部である。浸食が激しいので，それぞれの時点における山体地表部の高度を復元することはきわめて困難であろう。

【5】飛騨上高地群発地震

2020年，1998年飛騨上高地群発地震が再来した。最大地震は4月23日のM5.5の地震であった。図8に2022年4月から7月のM2以上の震央分布の時空間推移を示す。

顕著な特徴は，日単位では無く，時間から分単位にまで踏み込んで分けると，図8のように地震発生域が補助線を境界として区画(A)から(D)に空間的にも分離することである。例えば，[2]と[3]では(A)が活動的であったが，[5]では一気に(A)は静穏化して(B)が活動的になり，[6]では(B)は静穏化して(C)が活動的になった。この様に時空間的に分離する事実は，各区間の群発地震活動を励起する原因が時空間的に分離して移動したことを意味する。

群発地震がほぼ同じ場所で22年で再来したこと自体が，地殻内の起震応力や断層摩擦が原因では無く，水が原因である事を示していると思われるので，筆者は，群発地震活動域の時空間的に分離した推移を可能にするメカニズムとして以下の①から④の仮説を提起した。重要なヒントは，1998年と2020年にほぼ同じ(0.4km以内)場所で発生したM4以上の地震の組み合わせを探すと，図8にプロットしたXA1，XA2，XB，XCの4ヶ所が存在したことであった。

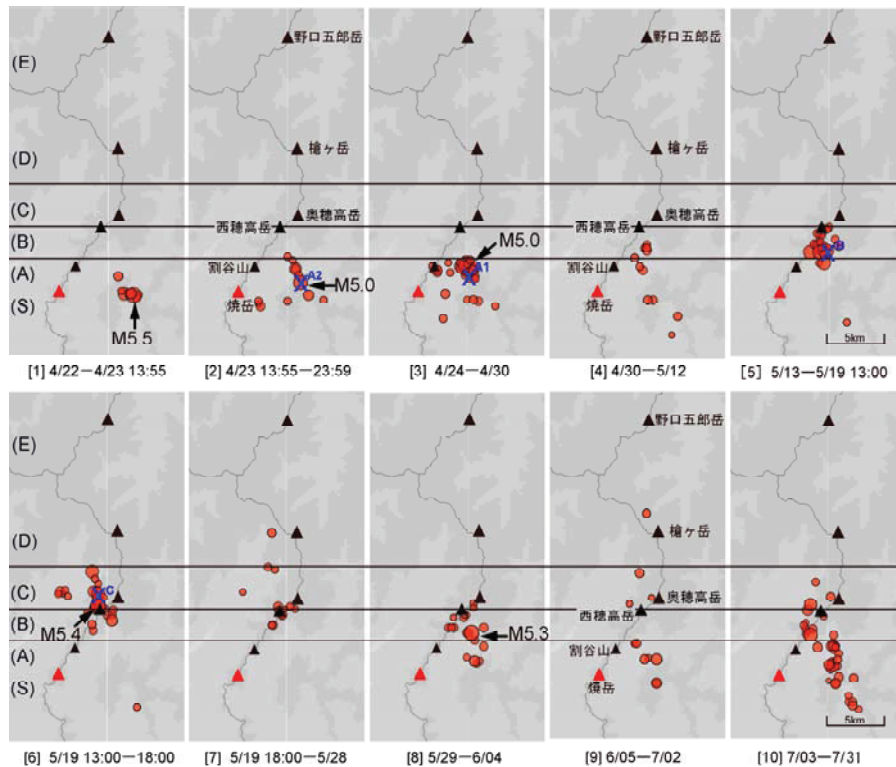


図8 2020年飛騨上高地群発地震のM2以上の地震の震央分布の時空間推移。深度は (A) 7kmから3km, (B) 6kmから3km, (C) 5kmから3km, (D) 5kmから2km程。分布図は東大地震研のTSEISでプロット。『立山の賦 地球科学から』(川崎, 2021)の図19-15。

- ① 図8の深度7kmから0kmの地震発生層の下に熱水貯留層が分布しており、それは地震発生層の(S)から(E)に対応して区分化されているが細い水脈を通して水圧は共有している。
- ② 地震発生層と熱水貯留層の境界面の噴出孔(XA1, XA2, XB, XC直下など)のいずれかから熱水が直上の区画の地震発生層に噴出すると、その区画で群発地震が活動的になる。
- ③ そのうち他の区画の噴出孔から熱水が噴き出して群発地震が発生すると、同時に熱水貯留層の水圧が低下し、②の区画の群発地震は終息する。
- ④ 順不同に区画を変えて②と③を繰り返す。

【6】『立山の賦 地球科学から』

2021年11月、富山の桂書房から『立山の賦 地球科学から』を出版した。【1】から【5】の詳細は同書に示されている。

一般書

川崎一朗, 『立山の賦 地球科学から』, 桂書房, 富山県富山市, 2021.

参考文献

- 道家涼介・竹内章・安江健一・畠本和也・松浦友紀, GPS観測データから見た北アルプス立山における最近の地殻変動, 東京大学地震研究所彙報, 83, 193-201, 2008.
- 源内直美・平松良浩・河野芳輝, 重力異常から推定された飛騨山脈下超低密度域の三次元

- 分布, 火山, 第47巻, 第5号, 411-418頁, 2002.
- 伊藤久敏・山田隆二・田村明弘・荒井章司・堀江憲路・外田智千, 黒部川花崗岩のU-Pb年代とネオテクトニクス, フィッション・トラック ニュースレター, 26, 29-31, 2013
- 勝俣啓, 飛驒山脈下の地震波速度異常減衰と低速度異常体, 月間地球, 2, 18, 109-115, 1996.
- 川崎一朗・石井紘・浅井康広・西村卓也, 2011年Mw9.1東北地震に伴ったMw8.4スーパーサブイベント, 地震, 67, 87-98, 2014.
- 川崎一朗・西村卓也・石井紘・浅井康広, 2011年東北地震の時にGPS 1秒サンプリング記録にみられた異常共鳴, 日本地震学会秋季大会予稿集, A30, 2015.
- 川崎一朗・河合雅司・石森繁樹・西村卓也, 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, 日本地震学会秋季大会予稿集, S16-P06, 2018.
- 気象庁・気象研究所, 「平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震」の断層すべり分布の推定—近地強震波形を用いた解析—, 気象庁HP。
- 小池一之・町田洋編, 『日本の海成段丘アトラス』, 東京大学出版会, 2001.
- 町田賢一, 『日本海側最大級の縄文貝塚 小竹貝塚』, 神泉社, 東京, 2018.
- Matsubara, M., N. Hirata, S. Sakai and I. Kawasaki, A low V zone beneath the Hida mountains derived from a dense array observation and tomographic method, Earth Planet Space, 52, 143-154, 2000.
- 村上亮・小沢慎三郎, GPS連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義, 地震2, 57, 209-231, 2004.
- 中村洋介, 富山平野東縁, 魚津断層の第四紀における平均上下変位速度, 第四紀研究, 44, 353-370, 2005.
- 西村卓也・国土地理院穂高岳測量班, 北アルプス穂高連峰の隆起に関する測地学的検証—一等三角点穂高岳でのGNSS観測—, 国土地理院時報, No.124, 117-123, 2013.
- Sato, H., N. Hirata, K. Kokets, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder, Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, Science, 309, 5733, 462-464, 2005.
- 末岡茂・河上哲生・鈴木康太・山崎あゆ・鏡味沙耶・長田充弘・横山立憲・田上高広, 鮮新世—第四紀花崗岩類の形成深度・年代に基づく飛驒山脈黒部地域の削剥史(速報), 日本地球惑星科学連合 2021 年大会, SCG47-P04, 2021.
- Takeda, T., H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T. Iidaka and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets and Space, 56, 1293-1299, 2004.
- 田村糸子・山崎晴雄・中村洋介, 富山積成盆地, 北陸層群の広域テフラと第四紀テクトニクス, 地質学雑誌, 116, 1-20, 2010.

トンガの海底火山噴火により観測された記録例

東濃地震科学研究所 石井 紘、浅井康広

2022年1月15日13時頃トンガ島北方約65kmにある海底火山「フンガ・トンガ・ハアバイ」が噴火した(図1)。それに伴って当研究所の気圧計、水圧計、歪計などに変動が観測された。

東濃地震科学研究所の観測点は噴火地点から約8000km離れている。当究所において記録した変動の一部を図2に示した。

噴火は15日13時過ぎに発生したが20時過ぎに異常変動が観測されている。通常の気象観測用の気圧計に2hPa程度の変動が発生している。

それに伴ってTGR320 ボアホール観測点(深度320m)の歪計にも 1×10^{-8} 程度の変動が観測されている。STG500 ボアホール観測点(深度500m)の水圧計にも対応した水圧変動が観測された。これらの変動は気圧変動による荷重変化を観測したものである。

噴火地点から観測点までの距離は約8000kmであり、到達時刻を考慮すると変動は約320m/secで伝搬してきたことになる。

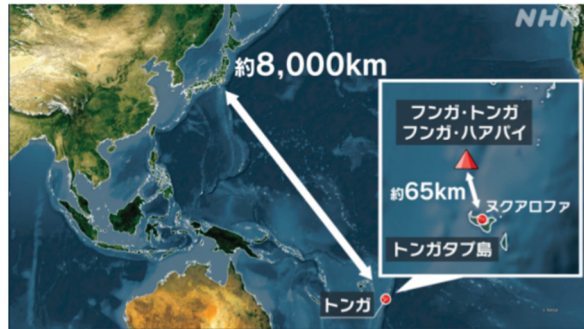


図1 NHK NEWS WEB より

Tonga explosion record (2022/1/15 18h - 1/16 2h)

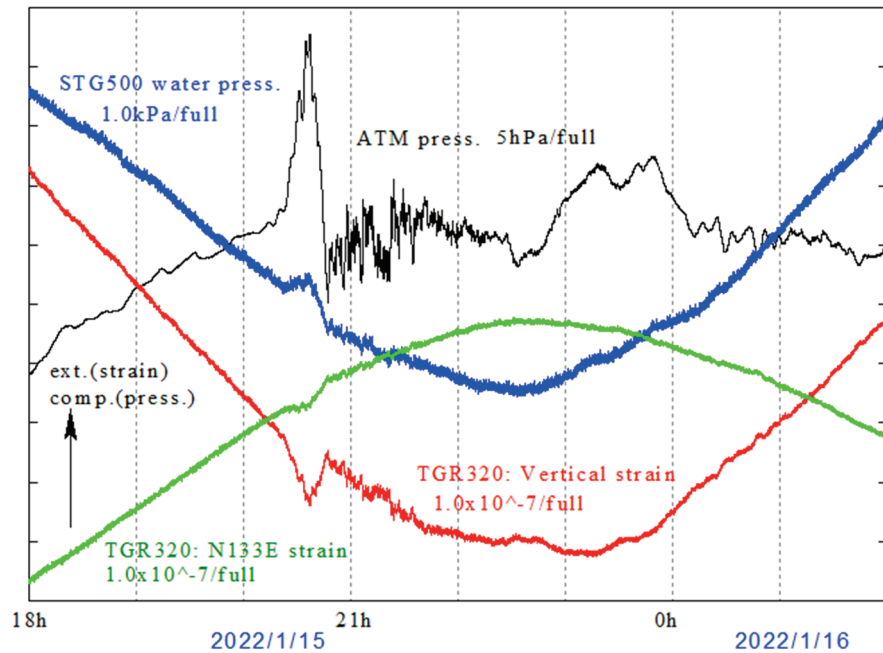


図2 トンガの海底噴火に伴って観測された記録例

地震波に伴う電場変動 - 岩石の比抵抗変化による -

古本宗充

1. はじめに

地震動の通過に伴い電磁場の変動が観測される。こうした地磁気変動に関してこれまで多くの研究が行われてきている。それらの文献は古本（2021）にも報告されている。そのような電磁場変動の一例を図1に示してある。これは2011年東北地方太平洋沖地震の際に、北海道女満別で観測されたものである。地震動が大きいので、対応する電磁場変動も大きなものだった想像される。震源域は観測点から見てほぼ真南にあるので、地震波はほぼ真北に向かって進行している。地震波の到着に伴い、電場及び磁場に対応する変動が現れていることが分かる。波形の様子や到着時間から、この電磁場変動は地殻内を地震波が通過することで発生していることも明らかである。

地震波に伴う電磁場変動の発生機構としていろいろな機構が挙げられてきている。そのうち地殻を要因とするものは大きく分類して3種類になる。圧電効果や圧磁効果などの応力依存性のある物性によるもの（例えば、Ogawa and Utada, 2000; Yamazaki, 2011）、地下水の流動に伴う界面動電現象によるもの（Pride, 1994）、そして地球磁場中の運動による誘導効果によるもの（例えば、Yamazaki, 2012）、である。なお、磁場変動については、観測機器が地面の回転運動に伴い地磁気に対して回転することで、見かけの変動成分も現れる。

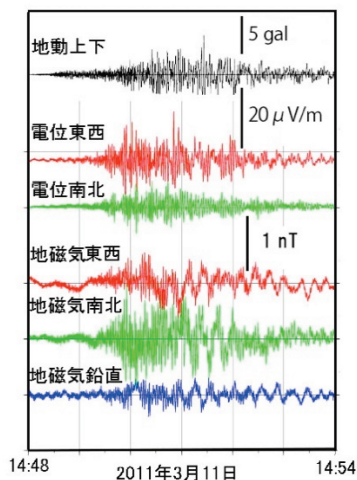


図1 2011年東北地方太平洋沖地震の際に女満別で記録された各種変動

横軸は時間(JST)である。地震動は防災科学研究所、電位と地磁気は気象庁地磁気観測所の観測による。

応力付加に応じて鉱物や岩石の電磁氣的性質が変化する現象は、上述の圧電効果や圧磁効果の他に、比抵抗が変化する圧比抵抗効果がある。この効果によっても電磁場変動、特に電場変動、が励起される可能性がある（Long and Rivers, 1975）。しかしこれまでこの効果による電場変動の議論は少ない。本報告の目的は、地震波通過に伴う電場変動について、圧比抵抗効果がどの程度寄与しているかを検討することである。

なお、固体では「応力」に応じて比抵抗が変化するもので、厳密には「応力」比抵抗効果と呼ぶべ

きものであるが、ここでは慣習にしたがって「圧」比抵抗効果と呼ぶことにする。また以下ではオーダーでの見積もりとし、応力や電場をテンソルやベクトルとして扱わない。

後述するように、圧比抵抗効果は地下水や岩石中の空隙の状態を反映したものである。よって電場変動における圧比抵抗効果の寄与やその性質を議論できるようになれば、地下水の状態を知る手がかりも得ることができると考えられる。

2. 岩石の圧比抵抗効果

一般に珪酸塩鉱物から構成されている無水の岩石の圧比抵抗効果は小さいと考えられる (ゲガン・パルシアウスカス, 2008)。しかし地表付近の岩石の多くは無水ではない。割れ目などの空隙が多く、かつそれらの多くは比抵抗の小さい地下水で満たされている。よって水で応和した岩石の比抵抗は小さくなる。加えて、応力により空隙の状態が変化すると、空隙率や空隙同士の連結状態が大きく変わる。それに応じて比抵抗も大きく変化することが予想される。こうした性質は、鉱物の物性としての圧比抵抗効果とは異なるが、岩体全体としての圧比抵抗効果と呼べよう。

岩石の比抵抗の応力依存性 D_s を

$$D_s = \frac{1}{r} \frac{dr}{dp} = \frac{d \ln r}{dp}$$

とする。ここで、 r は比抵抗 p は圧力である。Brace and Orange (1968) による岩石での計測によれば、封圧が 0.3 [GPa] より高い領域では、 $D_s \approx 10^{-9}$ [Pa⁻¹] 程度である (図2)。ただしこの圧力は地下 10 [km] 以深の静岩圧に相当する。一方、電場の観測は地表面付近で行われることがほとんどである。地表面近くの岩石の状態では、割れ目が多く、かつそれらは弱い応力でも閉じやすいと考えられる。従って上に述べた地下深部での応力依存性よりも大きくなる。岩石実験でも低圧領域では応力依存性がかなり高いことが示される (Brace and Orange, 1968; Kaselow and Shapiro, 2004) (図2)。これらの実験結果などに基づいて、以下の議論では応力依存性は $D_s = 10^{-9} \sim 10^{-7}$ [Pa⁻¹] の範囲にあるとしておこう。

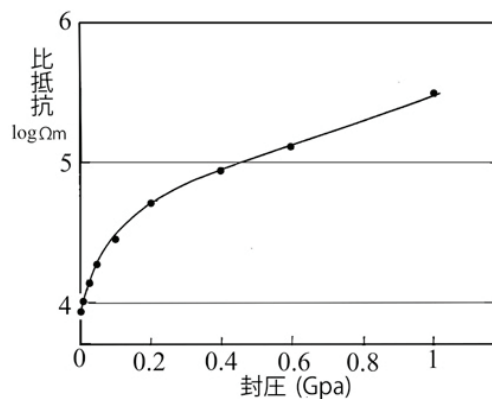


図2 花崗岩の比抵抗の圧力依存性
水で飽和した場合の測定値 (Brace and Orange, 1968 による)。

3. 自然電位

比抵抗が変化したとしても、それ自体で電場の変化が起こるわけではない。地震波に伴って電場が変化するためには、あらかじめ地面に電流が流れている必要がある。なお、地震波に伴って別の機構により地下で電流が励起される可能性があるが、ここではその電流は無視する。またあらかじめ人工的に地下に一定の電流を流しておく観測方法もありうるが、これについても除いて考える。

地面には自然電位と呼ばれる定常的な電位分布が存在する。その一つの原因は地下水の流動と界面動電現象によるものである。これにより運ばれる電流を相殺する形で地殻内に電流が流れ、自然電位が作られている。地下水は山側から低地側へ流れるなど、定常的な流れを作っている。それに対応して自然電位が発生している。例えば、山から谷へ流れる地下水が正電化を過剰に持っていれば、谷側で電位が高く山側で低くなる。この性質は地下水の流動を調べる時に利用されるものである。

自然電位の大きさは地下水や岩石の状態などに依存している。そのため地域差や、同じ地点でも長期でも時間変動などが大きい場合も考えられる。例えば、女満別では 2011 年の地震当日の東西方向の電位勾配は 5×10^{-5} [V/m] 程度であるが、より以前には 2×10^{-4} [V/m] 程度の時期もある。地域差の例として東濃地震科学研究所付近の測定例をあげておこう。徳安・他 (2012) の図を見ると、電位勾配の大きい場所では 10^{-3} [V/m] 程度の場所もあり、女満別よりかなり大きい。

4. 電場の変動

岩石内を一定の電流が流れているとすれば、比抵抗の変化は観測点間の電位差の変化を起こす。また電位差変動の応力依存性は比抵抗の応力依存性と同じとできる。

地震波による励起の議論をしやすくするために、比抵抗の応力依存性 D_S を地動速度依存性 D_v の形に変換しておこう。岩石密度を ρ 、地動速度を v 、及び地震波伝播速度を c とすると、応力 T の値はおおよそ $T \approx \rho c v$ のオーダーと考えることができる。 $\rho \approx 3000$ [kg/m³] で $c \approx 3$ [km/s] とすると $T \approx 10^7 v$ となる。よって比抵抗の地動速度依存性 D_v はおおよそ

$$D_v = \frac{1}{r} \frac{\partial r}{\partial v} = 10^7 D_S$$

となる。上で述べた D_S の値より、 $D_v = 10^{-2} \sim 1$ [(m/s)⁻¹] と見積もられる。背景の電位勾配(電場)を、女満別の場合の、 $E = 5 \times 10^{-5}$ [V/m] とするならば、電場変動の地動速度依存性は $ED_v = 5 \times 10^{-7} \sim 5 \times 10^{-5}$ [(V/m)/(m/s)] となる。また東濃の場合であれば、 $ED_v = 10^{-5} \sim 10^{-3}$ [(V/m)/(m/s)] となる。

図1でこの値の妥当性を検討してみよう。地震波による地動速度 v は図の最上段の地震記録(加速度)から見積もることができる。まず地震動振幅の大きい短周期部分でみると、最大加速度振幅は 5×10^{-2} [m/s²] 程度である。主要成分が 0.5 [Hz] くらいの振動として、地動速度にして $v \approx 2 \times 10^{-2}$ [m/s] 程度となる。励起される電場変動量は $ED_v v$ で与えられ、 $ED_v v = 10^{-8} \sim 10^{-6}$ [V/m]

の範囲と見積もられる。一方実際に観測されている電場の変動量は 10^{-5} [V/m] 程度である。よって推定値の上限の値でも観測値より一桁程度小さいことになる。

記録の後半部分で目立つ長周期波の主成分は 20 秒表面波だと考えられる。この部分では加速度振幅としては小さいが、周期を考慮すると速度振幅は短周期成分と同程度の $v \approx 2 \times 10^{-2}$ [m/s] となる。そして電場変動は $ED_v = 10^{-8} \sim 10^{-6}$ [V/m] のオーダーと見積もられる。対応する時間帯で観測されている電場変動量は 10^{-6} [V/m] のオーダーであるので、推定範囲の上限と同程度になる。

4. おわりに

地震波に伴う電場変動の大きさの推定を試みた。推定値の求め方はかなり大雑把であるが、大凡の範囲は現していると考えられる。女満別の電場変動の観測例との比較によれば、圧比抵抗効果はある程度の寄与をしていると考えられる。

大きな電位勾配の場所や応力依存性の高い岩体では、大きな電場変動を起こすことができる。地震波に伴う電(磁)場変動の解析において、従来あまり考慮されてこなかった圧比抵抗効果も考慮すべきであると考えられる。また、初めに述べたように、この効果は地下水の挙動や状態の解析に利用できる可能性を持っており、今後の解析の開発と応用が期待される。

謝辞 防災科学研究所の KiK-net と気象庁地磁気観測所の観測データを利用させていただきました。記して感謝します。

引用文献

Brace, W. and A. Orange, 1968, J. Geophys. Res., 73, 5407-5420.

ゲガーン, Y.・V. パルシアウスカス, 2008, 「岩石物性入門」, 西澤修・金川久一訳, シュプリンガー・ジャパン.

古本宗充, 2021, 地震, 74, 11-38.

Kaselow, A. and S. Shapiro, 2004, J. Geophys. Eng., 1, 1-11.

Long, L. and W. Rivers, 1975, Geophysics, 40, 233-245.

Ogawa, T. and H. Utada, 2000, Earth Planets Space, 52, 253-260.

Pride, S., 1994, Phys. Re. B, 50, 15678-15696.

徳安慎吾, 松岡稔幸, 程塚保行, 2012, JAEA-Research, 2012-007.

Yamazaki, K., 2011, Geophys. J. Int., 184, 6250638.

Yamazaki, K., 2012, Geophys. J. Int., 190, 1392-1403.

蔵王山で繰り返し発生する長周期地震に伴った準静的傾斜イベントの自動検出(序報)

三浦 哲, 山本 希, 出町知嗣
東北大学大学院理学研究科

1. はじめに

宮城・山形県境に位置する蔵王山では、2012年頃から深部低周波地震の発生頻度が増大し、2013年以降は火山性地震・微動や長周期イベント等が観測されている(図1)。2015年4月には多数の火山性地震が継続的に発生するようになり、気象庁は同年4月13日に火口周辺警報(火口周辺危険)を発表するに至った。その後、地震回数は徐々に減り始めたため、同年6月16日に警報は解除された。この時期を含む2015年前半には、蔵王山周辺に展開された東北大学、気象庁及び国土地理院のGNSS連続観測網によって僅かな山体膨張も観測されている(三浦・他、2020)。

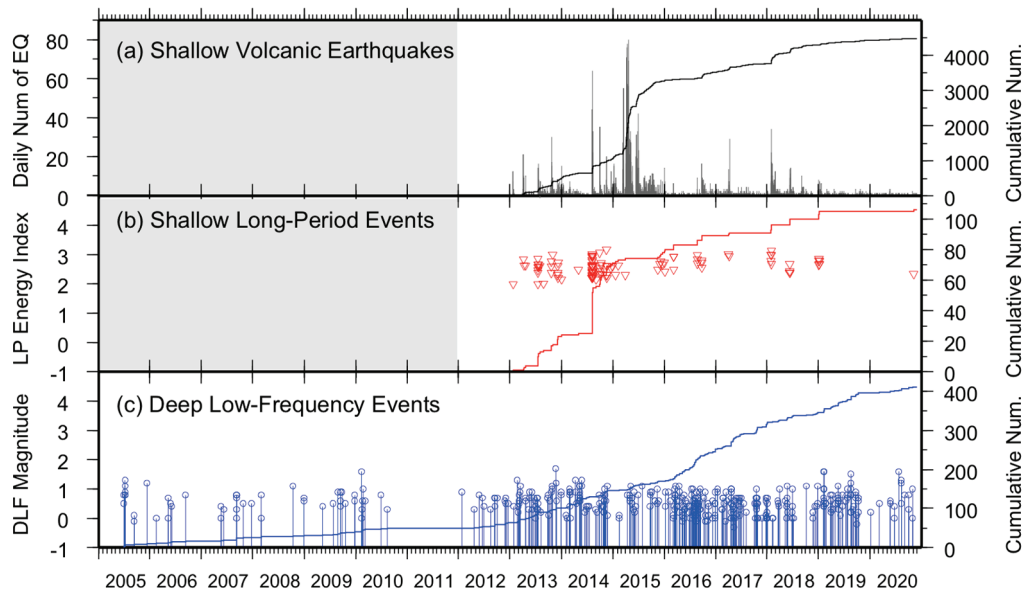


図1. 蔵王山における火山性地震の活動推移. (a) 日別発生数及び累積発生数. 東北大学の蔵王観測点において頂点間振幅が $0.8\mu\text{m/s}$ 以上のものを計数した結果. (b) 浅部長周期地震(卓越周期約10秒)のM-Tダイアグラムと累積発生数. (c) 蔵王山直下の深部低周波地震のM-Tダイアグラムと累積発生数(一元化震源による). (a)及び(b)の灰色は未精査の期間を表す. 浅部長周期地震のエネルギー積算値(2012年以降)[東北大学, 2020].

仙台管区気象台によると、蔵王山周辺では2013年1月から2018年5月の期間において58回の火山性微動が係数されているが、気象庁・坊平観測点に設置されている孔井式傾斜計のデータを調べたところ、そのうちの約半数の26回のイベントで準静的な傾斜変化を伴っていることが判明した(図2)。三浦・他(2018)は、これらの準静的傾斜イベントの振幅や継続時間等の特徴を

調査した結果を報告しているが、本報告では同様のイベントが火山性微動を伴わずに発生している可能性もあり、これらを客観的かつ網羅的に検出することにより活動の全体像を明らかにするための検出手法について検討した結果について報告する。

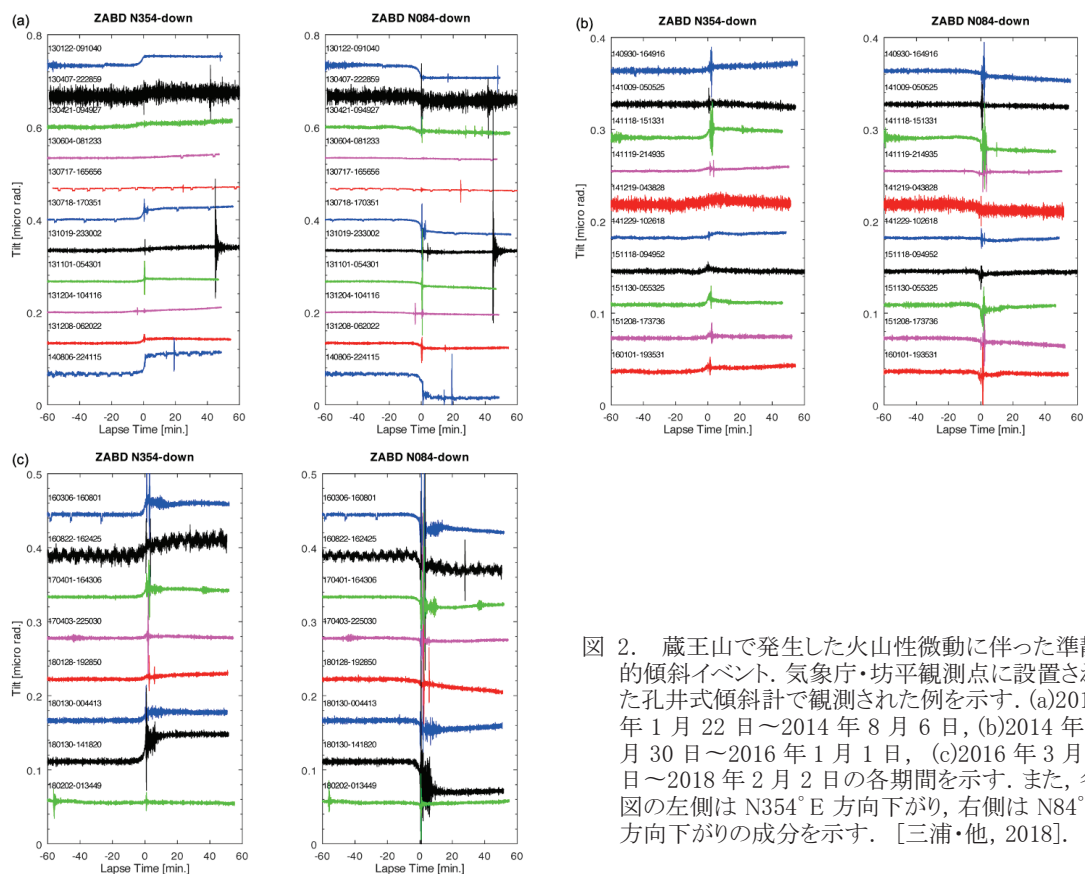


図 2. 蔵王山で発生した火山性微動に伴った準静的傾斜イベント. 気象庁・坊平観測点に設置された孔井式傾斜計で観測された例を示す. (a)2013年1月22日～2014年8月6日, (b)2014年9月30日～2016年1月1日, (c)2016年3月6日～2018年2月2日の各期間を示す. また, 各図の左側は N354°E 方向下がり, 右側は N84°E 方向下がりの成分を示す. [三浦・他, 2018].

2. 解析方法

2-1. スロースリップイベントの自動検出

近年, 傾斜計やひずみ計, GNSS(全地球衛星測位システム)などの高密度な測地観測網が世界中の各地域に整備され, 多くのスロースリップイベント(SSE)が発見されている. 例えば, 豊後水道や東海地方では, 半年から5年程度の長期SSE(L-SSE)が観測されている(Hirose et al., 1999). また, これらの地域では, 数ヶ月の再来間隔で数日間続く短期SSE(S-SSE)が発見されている(Obara et al., 2004; Hirose & Obara 2005; Obara & Sekine, 2009). また, 北米のカスケード(Dragert et al., 2001; Miller et al., 2002)やアラスカ(Ohta et al., 2006), ニュージーランド(Douglas et al., 2005; Wallace and Beavan 2006), メキシコのゲレロ(Kostogrodov et al., 2003)など, 世界中のテクトニックゾーンでもS-SSEの発見が報告されている. 多くの場合, S-SSEはテクトニック微動と同時に発生することが多く, このようなテクトニック微動とSSEのカップリング現象はepisodic tremor and slip(ETS)イベントと呼ばれている(e.g. Obara et al., 2004; Payero et al., 2008).

S-SSEに伴う地殻変動は非常に僅かなものであることが多いため, 精緻な検出方法が必要とな

る. そのため, 検出手法に関するいろいろなアイデアが提案されてきた. Frank et al. (2015)は, SSE が低周波地震 (LFE) と関連して発生するという仮定に基づき, LFE パーストを SSE 発生の特徴として, GNSS データの短い時間窓を選択し, それらをスタックした. この方法に基づいて, メキシコのゲレロにおいて SSE の検出に成功した. 同様の手法を南海トラフ沈み込み帯に適用し, 詳細な空間すべり分布を推定し (Kano et al., 2019), SSE に起因する地殻変動の特徴を明らかにした (Fujita et al., 2019).

一方, カスケードや西南日本の S-SSE の研究 (Hall et al., 2018; Kano et al., 2019) によると, すべての S-SSE が LFE 活動と一致するわけではないため, GNSS データだけで S-SSE を検出できる手法を開発する必要となる. また, スタッキングを用いた方法では, 個々の S-SSE の時空間的な違いを把握できなくなる可能性があるため, スタッキングによらない検出方法が望ましい. このような自動検出法として, Nishimura et al. (2013) は, GNSS 時系列の所定の時間窓内でオフセットが存在すると仮定したモデルと, そのような仮定をしないモデルの赤池情報量基準 (AIC; Akaike 1974) の差を利用する方法を提案し, 1996 年から 2012 年に発生した南海トラフ沿いの 207 個の SSE (Nishimura et al., 2013), 1997 年から 2013 年に発生した琉球海溝沿いの 223 個の SSE (Nishimura, 2014), 関東・東海地方の 176 個の SSE (Nishimura, 2020) の検出に成功した.

Rousset et al. (2017) は, 小断層に分割した断層に関するグリーン関数に基づくテンプレートと GNSS データとの相関関係を利用して SSE を検出する測地学的マッチドフィルター法を開発し, ゲレロにおいて 2005 年から 2014 年に発生した 28 件の SSE を同定した. また, Takagi et al. (2019) は, グリーン関数を用いてモデル化された変位時系列を GNSS 観測データに適合させることにより, L-SSE を系統的に検出し, 断層パラメータを決定する GriD-SSE 法を開発し, 1996 年から 2017 年にかけて, 南海トラフ沈み込み帯で 24 個の L-SSE を, 新たに検出した. Yano & Kano (2021) は, スパース推定的一种である ℓ_1 トレンドフィルタリング (L1TF) を用いて GEONET 観測網のデータにおいて S-SSE のオンセットの候補を検出する方法を提案し, 四国西部の南海トラフ沈み込み帯において, 既往研究では同定されてこなかった 13 個の新たなイベントの検出に成功した.

2-2. ℓ_1 トレンドフィルタリング

以下では, Yano & Kano (2021) によって西南日本の SSE 検出における有効性が示された L1TF を, 蔵王山周辺で繰り返し観測された準静的傾斜イベントに適用した結果について述べる. L1TF は, スパース推定的一种であり, ノット (屈曲点) の位置に関する事前の知識がなくても, 区間線形トレンド推定値を生成することができる方法である (Kim et al., 2009). 観測された時系列を X_t , 推定すべきトレンド成分を θ_t とするとき, 次式を最小にするような θ_t を L1TF と定義する.

$$\sum_{t=1}^T (X_t - \theta_t)^2 + \lambda \sum_{t=1}^{T-2} |(\theta_{t+2} - \theta_{t+1}) - (\theta_{t+1} - \theta_t)| \quad (1)$$

ここで, λ はデータとトレンド成分の残差平方和 (右辺第一項) とトレンド成分の滑らかさ (右辺第二項) のトレードオフを規定する非負のパラメータである. λ を大きくすると, より少数の区間線形関数で近似され, 逆に小さくすると多数の区間線形関数で近似されて残差平方和が小さくなる. λ の最適化については, Yano & Kano (2021) により次式で定義される Mallows の C_p (Mallows, 1973) を最小にするようにすればよいことが提案されている.

$$C_p(\lambda) = \sum_{t=1}^T \frac{(X_t - \theta_t)^2}{\sigma_s^2} + \{\text{Number of knots in } \theta_t\} + 2 \quad (2)$$

ここで、 σ_s^2 はノイズの分散であり、第二項は推定された区間線形関数の屈曲点の個数である。なお、(1)式第二項の L1 ノルムを L2 ノルムに置き換えたトレンドフィルタリング:

$$\sum_{t=1}^T (X_t - \theta_t)^2 + \lambda \sum_{t=1}^{T-2} \{(\theta_{t+2} - \theta_{t+1}) - (\theta_{t+1} - \theta_t)\}^2 \quad (3)$$

は Hodrick-Prescott (H-P) フィルタリング (または、 ℓ_2 トレンドフィルタリング, L2TF) と呼ばれている。

図 3 は、Kim et al. (2009) により示されているトレンドフィルタリングの例である。図中左上が合成されたトレンド成分、右上がそれにノイズを重畳させた時系列であり、これに L1TF をかけた結果が左側の中段、左下段に示されている。前者は $\lambda=35000$ の場合で、より少ない区間線型関数で近似されており、合成したトレンド成分との乖離が大きい。後者は $\lambda=5000$ の場合で、区間線型関数は多いが、合成したトレンド成分によく追従している。右側の中段・下段はそれぞれ左側の L1TF の場合と残差平方和が同じになるようにフィッティングさせた L2TF の結果を示している。図 4 は、実際の Standard & Poor's (S&P) 500 Stock Index (1999 年 3 月から 2007 年 3 月までの時系列の常用対数をとったもの) に適用した例を示す。

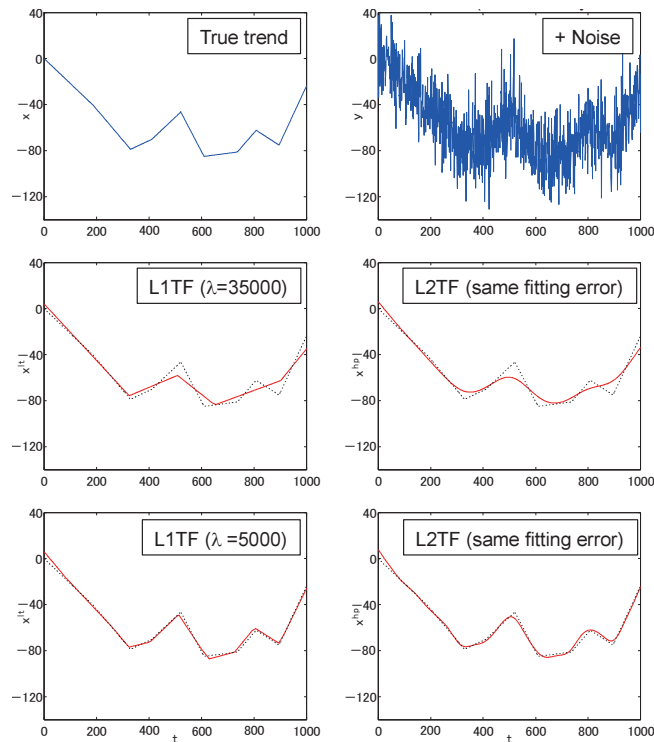


図 3. 合成データのトレンド推定結果. (左上)合成したトレンド. (右上)ノイズを重畳した時系列データ. (左中)4つの区間線型関数による ℓ_1 トレンド推定値($\lambda = 35000$). 点線は合成したトレンドを示す. (右中)左隣と同じフィッティングエラーを持つ H-Pトレンド推定値. (左下)7つの区間線型関数による ℓ_1 トレンド推定値($\lambda = 5000$). (右下)左隣と同じフィッティングエラーを持つ H-Pトレンド推定値(Kim et al., 2009 に加筆修正).

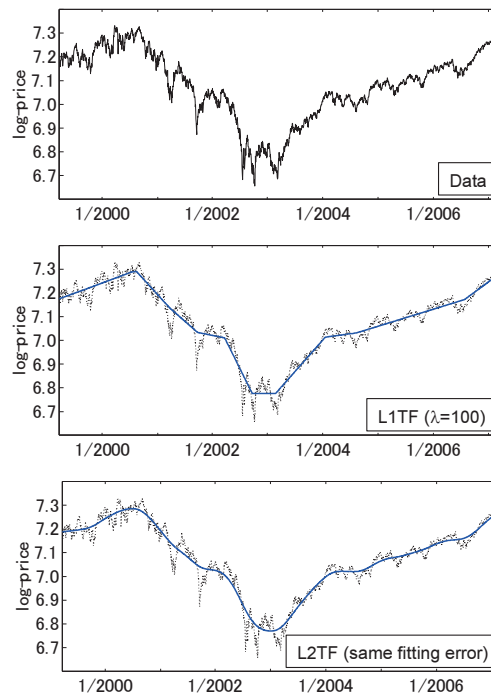


図 4. 1999 年 3 月 25 日から 2007 年 3 月 9 日までの S&P500 指数のトレンド推定結果. 上から順にオリジナルデータ, $\lambda=100$ の場合の ℓ_1 トレンド推定結果, 同じフィッティングエラーを持つ H-Pトレンド推定結果 (Kim et al., 2009 に加筆修正).

2-3. ℓ_1 トレンドフィルタリングの実装

ℓ_1 トレンドフィルタリングについては, いくつかのプログラミング言語でパッケージが公開されている (Politsch et al., 2020, 表1). 以下では, Python パッケージ, cvxpy を使用して実際に蔵王山周辺で観測された準静的傾斜イベントに適用する.

表 1 各種プログラミング言語に実装されているトレンドフィルタ推定用パッケージ (Politsch et al., 2020).

Language	Recommended implementation
R	github.com/glmgen
C	github.com/glmgen
PYTHON	cvxpy.org
MATLAB	https://stanford.edu/~boyd/l1_tf/
JULIA	github.com/JuliaStats/Lasso.jl

3. 結果と考察

図 5~7 に 2018 年 1 月 30 日, 2016 年 8 月 22 日, 2014 年 8 月 6 日に発生した傾斜イベント (図 2) に適用した結果を示す. 各図の左上, 右上がそれぞれ $N354^\circ E$ 方向, $N85^\circ E$ 方向の生データ (黒線) と ℓ_1 トレンド (赤線), 左下, 右下がトレンド成分の傾動速度, 傾動加速度を示す. 傾動速

度及び加速度の図において青線, 緑線は, N354°E 方向, N85°E 方向の成分に対応している. なお, これらの ℓ_1 トレンドの推定において, Mallows の C_p (Mallows, 1973)による λ の最適化は行っておらず, $\lambda = 50$ としている. 図 5 を見ると, イベント前後のリニアトレンド及びイベントに伴うランジェンな変化ともによくフィッティングできている. イベント前後の傾動速度がほぼ等しいことから, イベント前後の傾斜変化量を機械的に読み取ることも可能と考えられる. また, 傾動速度・加速度のデータを用いてイベントの開始・終了時刻を数値的に求められる可能性がある. 図 6, 7 に示した事例では, 周期的に振幅が消長を繰り返すノイズや矩形波的なノイズが重畳しているケースを示した. どちらの場合もノイズの影響を受けずに ℓ_1 トレンドの推定ができている.

図 5~7 で各イベントの傾動速度及び加速度を見ると, 当然のことながらイベント進行中の時間帯で大きな傾動速度を示しており, また, その前後ではデルタ関数的な加速度変化となっている. これらの指標を利用して, 傾斜イベントの自動検出が可能であると考えられる. ただし, 傾斜量が小さいイベント等に対して傾動速度の閾値を使ってうまく検出できるかどうかは, 今後検討が必要である. また, 加速度を指標とする場合, ℓ_1 トレンドフィルタリングではデルタ関数的になってしまうことから取り扱いが難しくなるため, むしろ ℓ_2 トレンドフィルタリングを採用することにより, 連続的な加速度変化を利用した方が良い可能性も考えられる.

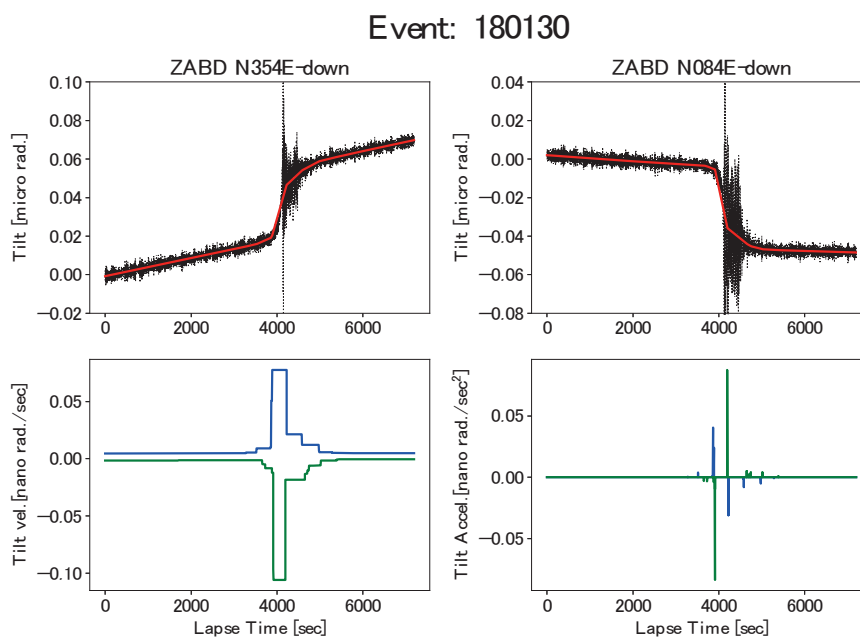


図 5. 気象庁・坊平観測点の孔井式傾斜計によって観測された 2018 年 1 月 30 日の準静的傾斜イベントに ℓ_1 トレンドフィルタリングを適用した結果. (左上, 右上)N354°E 方向及び N85°E 方向の生データ(黒線)と推定された ℓ_1 トレンド(赤線). (左下, 右下)推定されたトレンド成分の傾動速度, 傾動加速度, ただし, 青線, 緑線は N354°E 方向及び N85°E 方向の成分を示す.

Event: 160822

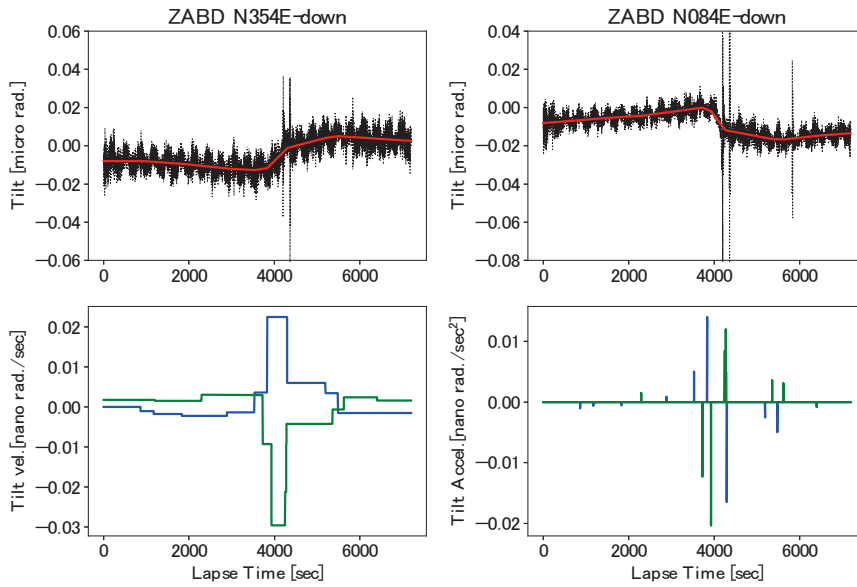


図 6. 図 5 と同じ, ただし, 2016 年 8 月 22 日の準静的傾斜イベントの結果.

Event: 140806

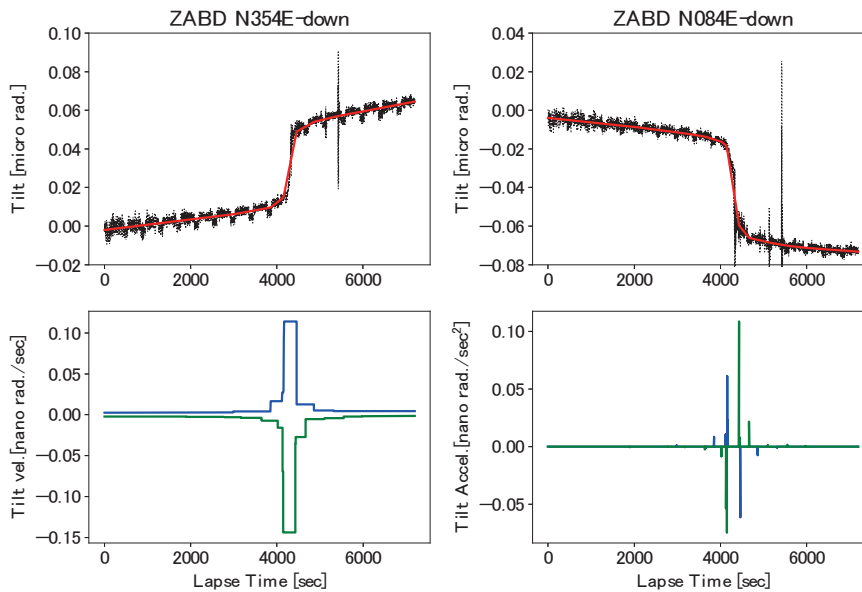


図 7. 図 5 と同じ, ただし, 2014 年 8 月 6 日の準静的傾斜イベントの結果.

4. まとめ

蔵王山周辺で繰り返し発生する準静的傾斜イベントを,トレンドフィルタリングにより客観的かつ網羅的に検出する試みとして, l_1 トレンドフィルタリングの適用を検討した. 以下に本報告のまとめ

を記す.

- ℓ_1 トレンドフィルタリングは、時系列データに当てはまる区間線型関数(折れ線グラフ)を屈曲点を含めて推定する方法である.
- 気象庁の坊平観測点に設置されている孔井式傾斜計で観測された26回の準静的傾斜イベントのうちの3例に適用した結果、イベント前後のリニアトレンド及びイベントに伴うトランジェントな変化ともによくフィッティングできることが分かった.
- 区間線型関数によるフィッティングであることから、傾斜イベントの傾斜変化量や開始及び終了時刻等を容易に数値化できる.
- イベントの自動検出については、傾動速度及び加速度を利用することにより可能と考えられるが、 ℓ_2 トレンドフィルタリングにより連続的な傾動速度及び加速度についても併せて検討する必要がある.

参考文献

- Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L., & Townend, J. (2005). Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 32, L16305. <https://doi.org/10.1029/2005GL023607>
- Dragert H., Wang K., & James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper subduction interface. *Science*, 292, 5521, 1525–1528. <https://doi.org/10.1126/science.1060152>
- Frank, W. B., Radiguet, M., Rousset, B., Shapiro, N. M., Husker, A. L., Kostoglodov, V., Cotte, N., & Campillo, M. (2015). Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 42, 2774–2779. <https://doi.org/10.1002/2015GL063685>
- Fujita, M., Nishimura, T., & Miyazaki, S. (2019). Detection of small crustal deformation caused by slow slip events in southwest Japan using GNSS and tremor data. *Earth, Planets and Space*, 71, <https://doi.org/10.1186/s40623-01901075-x>
- Hall, K., Houston, H., & Schmidt, D. (2018). Spatial comparisons of tremor and slow slip as a constraint on fault strength in the northern Cascadia subduction zone, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 2706–2718. <https://doi.org/10.1029/2018GC007694>
- Hirose, H., and Obara, K. (2005). Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. *Earth Planets Space*, 57, 961–972. <https://doi.org/10.1186/BF03351875>
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., & Miyazaki, S. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 26, 3237–3240, <https://doi.org/10.1029/1999GL010999>
- Kano, M., Kato, A., & Obara, K. (2019). Episodic tremor and slip silently invades strongly locked megathrust in the Nankai Trough. *Scientific Reports*, 9, 9270. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45781-0>
- Kim, S.-J., Koh, K., Boyd, S., & Gorinevsky, D. (2009). l1 trend filtering. *SIAM Review*, 51, 339–360.
- Kostoglodov, V., Sing, S. K., Santiago, J. A., & Franco, S. I. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30, 1807. <https://doi.org/10.1029/2003GL017219>
- Mallows, C. (1973). Some comments on C_p . *Technometrics*, 15, 661–675.
- Miller, M., Melbourne, T., Johnson, D., & Sumner, W. (2002). Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science*, 295, 2423. <https://doi.org/10.1126/science.1071193>.

- 三浦 哲, 山本 希, 市來雅啓, 出町知嗣, 立花憲司, 西村太志 (2018), 蔵王山で繰り返し発生する長周期地震に伴って観測される傾斜変化, 日本地球惑星科学連合2018年大会, SVC41-15.
- 三浦 哲, 山本 希, 太田雄策, 市來雅啓, 出町知嗣 (2020), 2015年蔵王山膨張イベントの変動源, http://www.tries.jp/research/doc/2020051313530515_76.pdf
- Nishimura, T., Matsuzawa, T., & Obara, K. (2013). Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 3112–3125. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50222>
- Nishimura, T. (2014). Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan observed by continuous GNSS. *Progress in Earth and Planetary Science*, 1, 1–12. <https://doi.org/10.1186/s40645-014-0022-5>
- Nishimura, T. (2020). Slow slip events in the Kanto and Tokai regions of central Japan detected using Global Navigation Satellite System data during 1994-2020. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22, e2020GC009329.
- Obara, K., & Sekine, S. (2009). Characteristic activity and migration of episodic tremor and slow-slip events in central Japan. *Earth, Planets and Space*, 61, 853–862.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., & Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL020848>
- Ohta, Y., Freymueller, J. T., Hreinsdóttir, S., & Suito, H. (2006). A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the southcentral Alaska subduction zone. *Earth Planetary Science Letters*, 247, 108–116.
- Payero, J. Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Perez-Campos, X., & Clayton, R. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35. <https://doi.org/10.1029/2007GL032877>
- Politsch, C. A., Cisewski-Kehe, J., Croft, R. A. C., & Wasserman, L. (2021). Trend filtering – I. A modern statistical tool for time-domain astronomy and astronomical spectroscopy, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 492 (3), 4005-4018
- Rousset, B., Campillo, M., Lasserre, C., Frank, W. B., Cotte, N., Walpersdorf, A., Socquet, A., & Kostoglodov, V. (2017). A geodetic matched filter search for slow slip with application to the Mexico subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 498–514. <https://doi.org/10.1002/2017JB014448>
- Takagi, R., Uchida, N., & Obara, K. (2019). Along-strike variation and migration of long-term slow slip events in the western Nankai subduction zone, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 3853–3880. <https://doi.org/10.1029/2018JB016738>
- 東北大学 (2020), 第147回火山噴火予知連絡会資料, https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/CCPVE/shiryo/147/147_3-2.pdf
- Wallace, L. M., & Beavan, J. (2006) A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 33, L11301. <https://doi.org/10.1029/2006GL026009>
- Yano, K. & Kano, M. (2021). II Trend Filtering-based Detection of Short-term Slow Slip Events: Application to a GNSS Array in Southwest Japan, <https://www.essoar.org/doi/10.1002/essoar.10508009.1>

2018～2019 年豊後水道長期的 SSE のすべりの時空間分布の推定

神戸大学 都市安全研究センター/大学院理学研究科
神戸大学 大学院理学研究科

吉岡 祥一
瀬下 幸成

要旨

国土地理院の GNSS 時系列データを用いて、2018 年から 2019 年に豊後水道下で発生した長期的スロースリップイベント(L-SSE)のすべりの時空間分布の推定を行った。解析手法として、すべりの空間分布がなめらかである、すべりは主にプレート収束方向を向く、すべりの時間変化がなめらかである、という 3 つの先験的情報を与えたインバージョン法 (Yoshioka et al., 2015)を用いた。その結果、すべりは主に 2 つのサブイベントから成り立っていることがわかった。1 つ目のサブイベントは 2018.3 年から 2018.7 年(0.1 年=36.5 日)まで豊後水道の南西側で見られ、総すべり量は最大約 10 cm、モーメント解放量は 9.0×10^{18} Nm、Mw6.6 と推定された。最大すべり速度は 2018.5-2018.6 の期間で約 36 cm/year と求めた。2 つ目のサブイベントは 2018.8 年から 2019.4 年まで豊後水道中央部の直下で見られ、総すべり量は最大約 19 cm、モーメント解放量は 2.2×10^{19} Nm、Mw6.8 と推定された。最大すべり速度は 2019.1-2019.2 の期間で約 53 cm/year と求めた。深部低周波微動はすべりが加速した 2018.9 年以降、L-SSE のすべり域のダウンディップ側で活発化していた。また、2 つ目のサブイベントの終了後、2019.5-2019.7 の期間わずかにすべりが見られ、すべりが継続していた可能性もある。過去に豊後水道下で発生した L-SSEs と比較すると、1 つ目のサブイベントが豊後水道の南西側で発生し、2 つ目のサブイベントが豊後水道の中央付近の下で起こったという点で、2002 年から 2004 年に発生した L-SSE と似ているといえる。ただし、1 つ目のサブイベントと 2 つ目のサブイベントの発生間隔が短い点、2 つ目のサブイベントの後半で、すべりが北東-南西方向に拡大したという点が異なる。また、モーメント解放量は両者でほとんど同じだったが、総すべり量と最大すべり速度は今回の L-SSE の方が大きくなった。これは前回の L-SSE の発生からの間隔がこれまでの約 6 年から約 8 年に延びたことと関係している可能性がある。

参考文献

- Akaike, H. Likelihood and Bayes procedure. in Bayesian Statistic. eds Bernardo, J.M., DeGroot, M.H., Lindley, F.V. & Smith, A.F.M., University Press. 143–166 (1980).
- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P.R. & Uhira, K. The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Phys. Earth planet. Inter.* 132, 59–73 (2002).
- DeMets, C., Gordon, R. G. & Argus, D. F. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1–80 (2010).
- Hirose, F., Nakajima, J. & Hasegawa, A. Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J. Geophys. Res.* 113, B09315 (2008).
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N. & Miyazaki, S. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3237–3240 (1999).
- Kobayashi, A. & Yamamoto, T. Repetitive long-term slow slip events beneath the Bungo Channel, southwestern Japan, identified from leveling and sea level data from 1979 to 2008. *J. Geophys. Res.* 116, B04406 (2011).
- Liu, Z., Owen, S., Dong, D., Lundgren, P., Webb, F., Hetland, E., & Simons, M. Integration of transient strain event with models of plate coupling and areas of great earthquakes in southwest Japan. *Geophys. J. Int.* 181, 1292–1312 (2010).
- Matsuzawa, T., Shibasaki, B., Obara, K. & Hirose, H. Comprehensive model of short- and long-term slow slip events in the Shikoku region of Japan, incorporating a realistic plate configuration. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 5125–5130, doi:10.1002/grl.51006 (2013).
- McGuire, J. J. & Segall, P. Imaging of aseismic slip transients recorded by dense geodetic networks. *Geophys. J. Int.* 155, 778–788 (2003).
- Miyazaki, S., McGuire J. J. & Segall, P. A transient subduction zone slip episode in southwest Japan observed by the nationwide GPS array. *J. Geophys. Res.* 108, B2, 2087 (2003).
- Nakajima, J. & Hasegawa, A. Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *J. Geophys. Res.* 112, B08306 (2007).
- Ozawa, S., Hatanaka, Y., Kaidzu, M., Murakami, M., Imakiire, T., & Ishigaki, Y. Aseismic slip and low-frequency earthquakes in the Bungo channel, southwestern Japan. *Geophys. Res. Lett.* 31,

L07609 (2004).

Ozawa, S., Kawabata, R., Kokado, K. & Yurai, H. Long-term slow slip events along the Nankai trough delayed by the 2016 Kumamoto earthquake, Japan. *Earth, Planets and Space*. 72:61 (2020).

Ozawa, S., Murakami, M. & Tada, T. Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan. *J. Geophys. Res.* 106, 787-802 (2001).

Ozawa, S., Suito, H., Imakiire, T. & Murakami, M. Spatiotemporal evolution of aseismic interplate slip between 1996 and 1998 and between 2002 and 2004, in Bungo channel, southwest Japan. *J. Geophys. Res.* 112, B05409 (2007).

Takagi, R., Uchida, N. & Obara, K. Along-strike variation and migration of long-term slow slip events in the western Nankai subduction zone, Japan. *J. Geophys. Res.* 124, 3853-3880. <https://doi.org/10.1029/2018JB016738> (2019).

The Headquarter for Earthquake Research Promotion.

https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_kaiko/k_nankai/

Yabuki, T. & Matsu'ura, M. Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip. *Geophys. J. Int.* 109, 363-375 (1992).

Yoshioka, S. & Matsuoka, Y. Interplate coupling along the Nankai Trough, southwest Japan, inferred from inversion analyses of GPS data: Effects of subducting plate geometry and spacing of hypothetical ocean-bottom GPS stations. *Tectonophysics* 600, 165-174 (2013).

Yoshioka, S., Matsuoka, Y. & Ide, S. Spatiotemporal slip distributions of three long-term slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan, inferred from inversion analyses of GPS data. *Geophys. J. Int.* 201, 1437-1455 (2015).

Wessel, P. & Smith, W.H.F. New, improved version of the generic mapping tools released. *EOS Trans. AGU* 79, 579 (1998).

2018～2019年豊後水道 長期的SSEのすべりの時空間分布の推定

吉岡 祥一^{1,2}・瀬下 幸成²

1. 神戸大学 都市安全研究センター
2. 神戸大学 大学院理学研究科

1

研究目的

1. GNSSデータに含まれるノイズやトレンドを除去し、**長期的SSE (slow slip event)の変動を抽出する**
2. 1で得られた変動をインバージョン法 (Yoshioka et al., 2015)を用いて解析し、**2018～2019年に豊後水道で発生した長期的SSEのすべりの時空間分布を推定する**
3. 過去に豊後水道で発生した長期的SSEと比較する

2

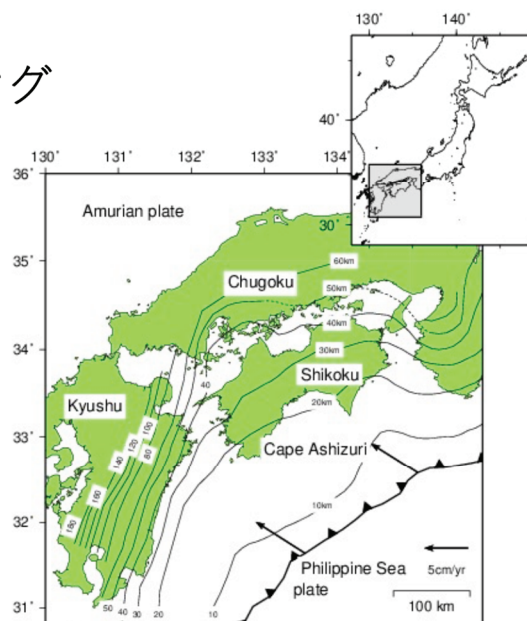
長期的SSE

- 数ヶ月から数年の継続時間をもつ非地震性のプレート間すべり
- 豊後水道では約**6**年の間隔で長期的SSEが発生
(1997年～1998年、2002年～2004年、2009年～2011年)

3

テクトニックセッティング

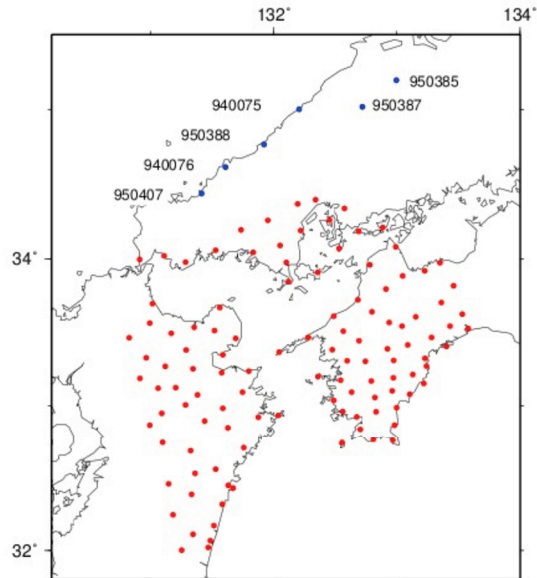
- 黒線 プレート上面の等深度線
コンター間隔10km
Baba et al. (2002), Nakajima and Hasegawa (2007), Hirose et al. (2008)のデータを使用
- フィリピン海プレートがアムールプレートの下に北西方向に沈み込んでいる (6～7cm/year)



4

データ

- ・ 観測点(赤) 114点
- ・ 参照点(青) 6点
- ・ 期間
2016.1.1～2020.6.30



5

GNSS時系列データの処理

GNSS時系列データに含まれる情報

- ・ 地震時ステップ
- ・ アンテナ交換等に伴うステップ
- ・ 共通誤差成分
- ・ 年周・半年周変動
- ・ プレート運動による地殻変動
- ・ **SSEによる地殻変動**

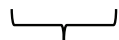
除去

プレート運動による変動を1次関数で近似
トレンド推定期間は2016.1.1～2017.12.31

6

GNSS時系列データの処理

$$y(t) = a + bt$$



プレート運動による地殻変動

$$+ c \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right) + d \cos\left(\frac{2\pi t}{T}\right) + e \sin\left(\frac{4\pi t}{T}\right) + f \cos\left(\frac{4\pi t}{T}\right)$$



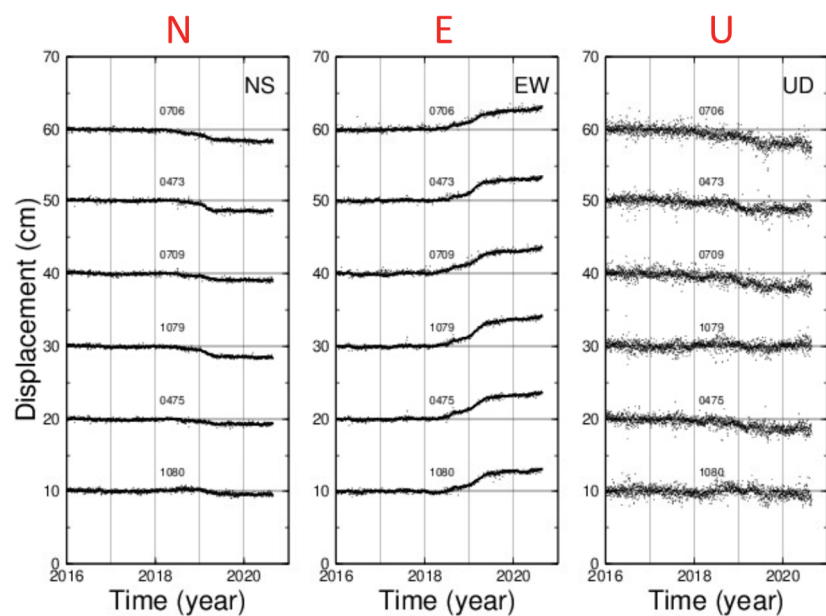
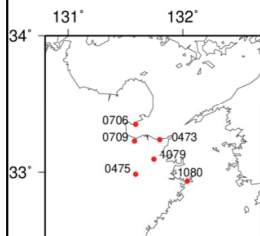
年周変動

半年周変動

赤字の変数は最小二乗法で最適値を決定

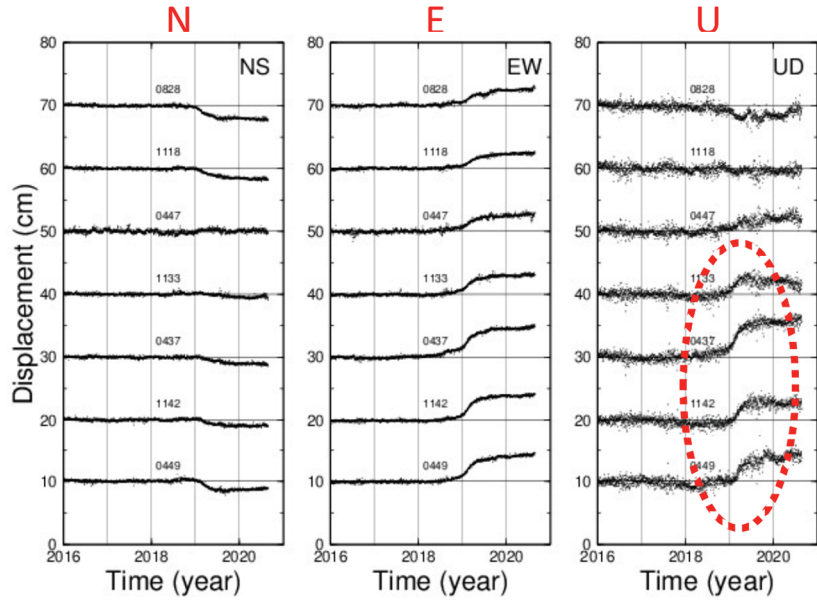
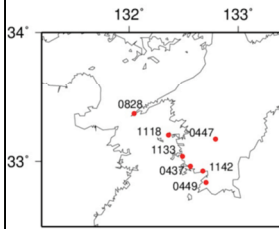
7

補正後の時系列データ(九州側)



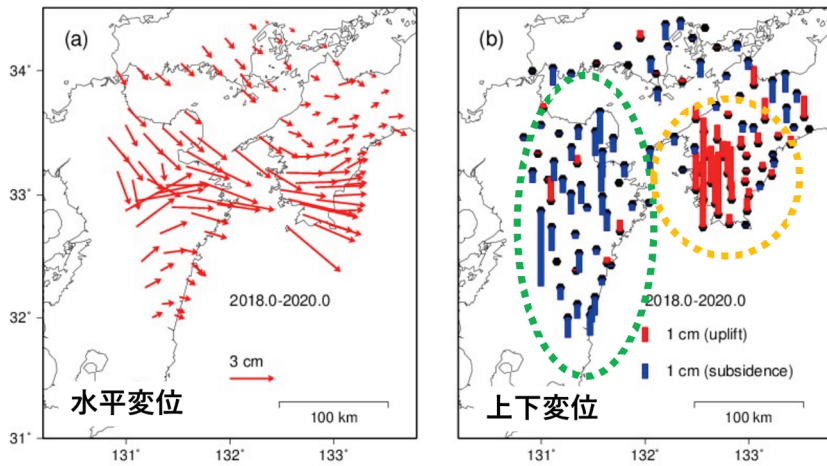
8

補正後の時系列
データ(四国側)



9

補正後のデータの総変位の空間分布



(a) 東南東方向の変位が見られる(最大約5cm)

(b) 九州東部では沈降(最大約5cm)、四国西部では隆起(最大約5cm)

10

研究目的

1. GNSSデータに含まれるノイズやトレンドを除去し、長期的SSE (slow slip event)の変動を抽出する
2. 1で得られた変動をインバージョン法 (Yoshioka et al., 2015)を用いて解析し、**2018~2019年に豊後水道で発生した長期的SSEのすべりの時空間分布を推定する**
3. 過去に豊後水道で発生した長期的SSEと比較する

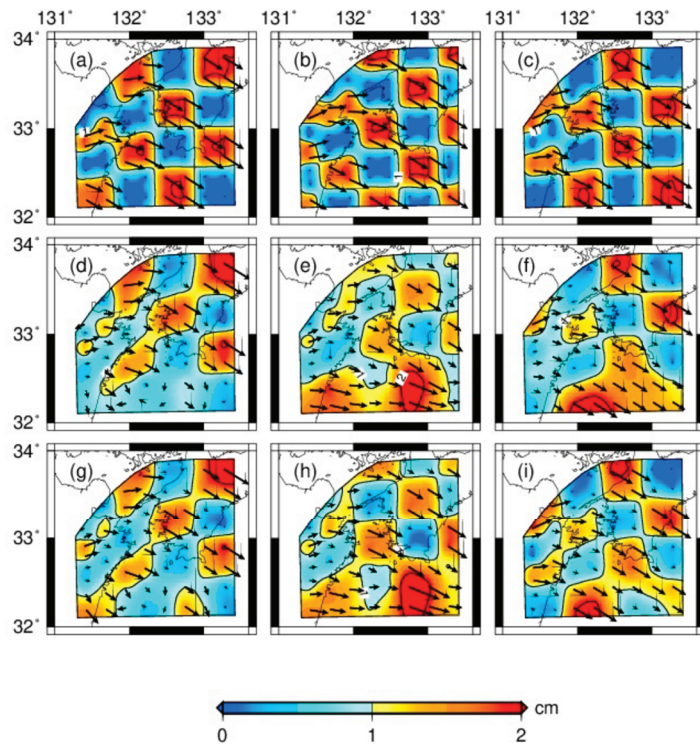
11

インバージョン

- すべりの**空間分布**が滑らかである、すべりは主に**プレート収束方向**を向く、すべりの**時間変化**が滑らかである、という3つの先験的拘束条件を与えたインバージョン法 (Yoshioka et al., 2015)を用いて解析
- **0.1年**=36.5日ごとに分ける
- 解析期間 2018.0~2020.0

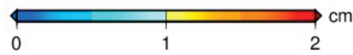
12

真のすべり分布



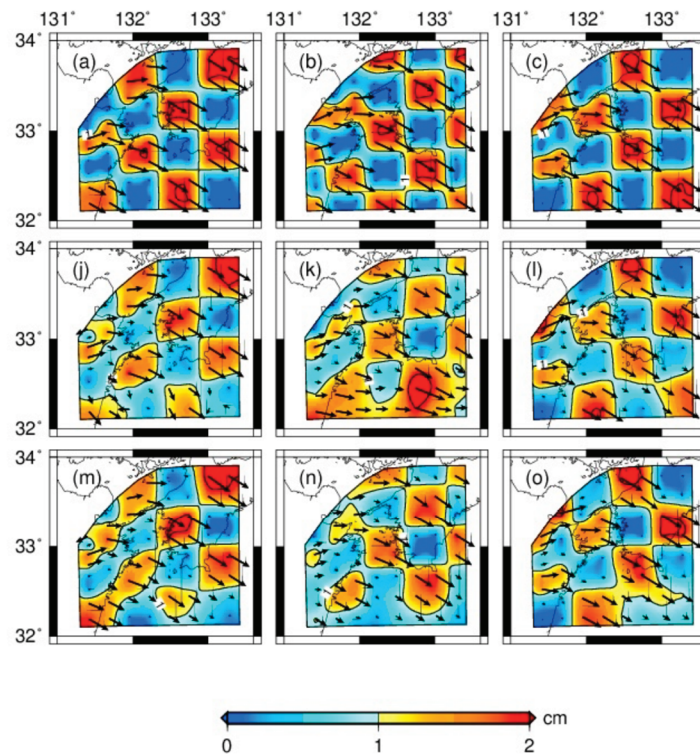
1996.7-1998.5

2001.9-2004.5



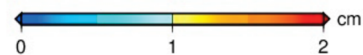
13

真のすべり分布



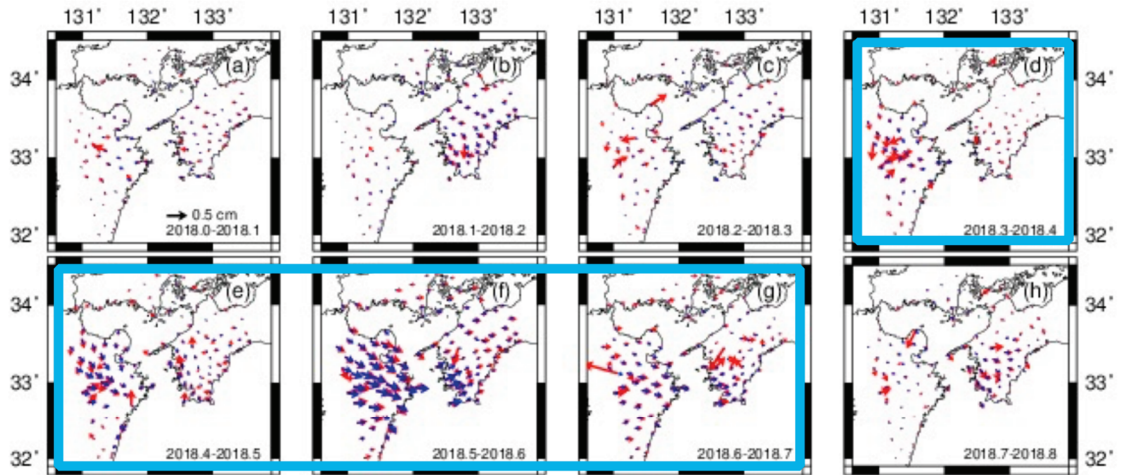
2009.5-2011.2

2018.0-2020.0



14

0.1年ごとの水平変位

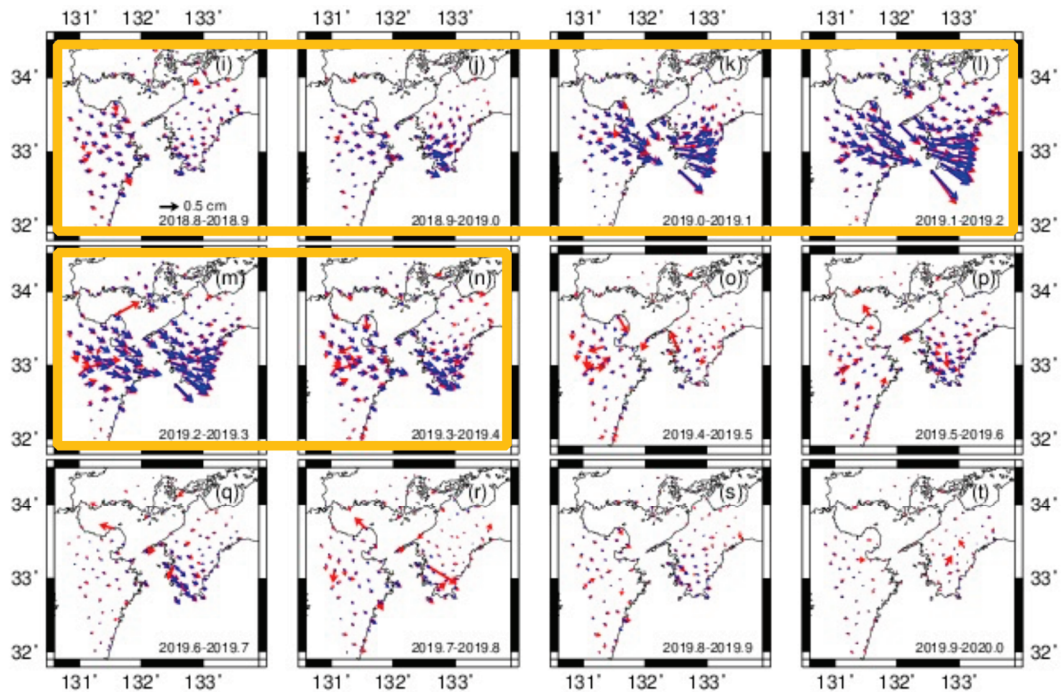


(f) **活発化**

- 補正後の観測データの水平変位
- 計算で得られた水平変位

15

0.1年ごとの水平変位

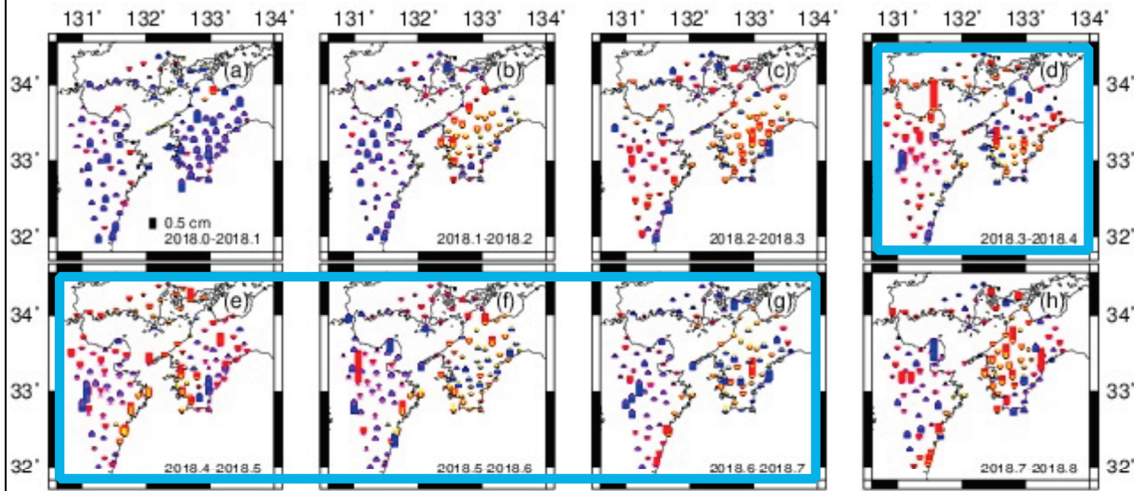


(k),(l),(m),(n) **活発化**

- 補正後の観測データの水平変位
- 計算で得られた水平変位

16

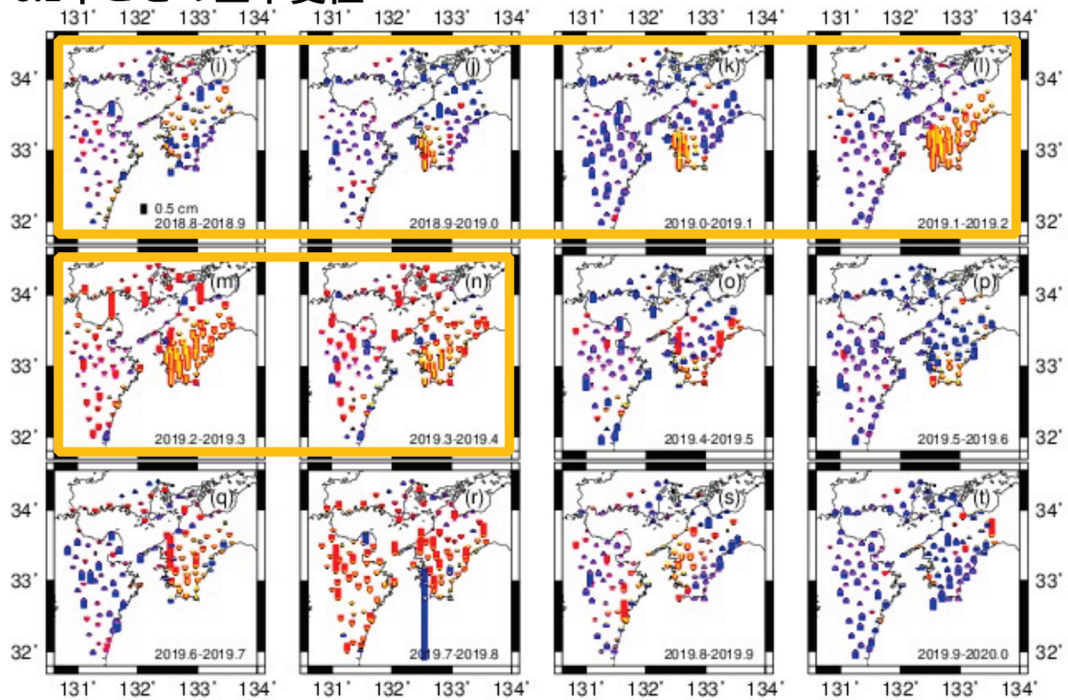
0.1年ごとの上下変位



- 赤** 補正後の観測データの上下変位 (隆起)
- 青** 補正後の観測データの上下変位 (沈降)
- 黄** 計算で得られた上下変位 (隆起)
- 紫** 計算で得られた上下変位 (沈降)

17

0.1年ごとの上下変位



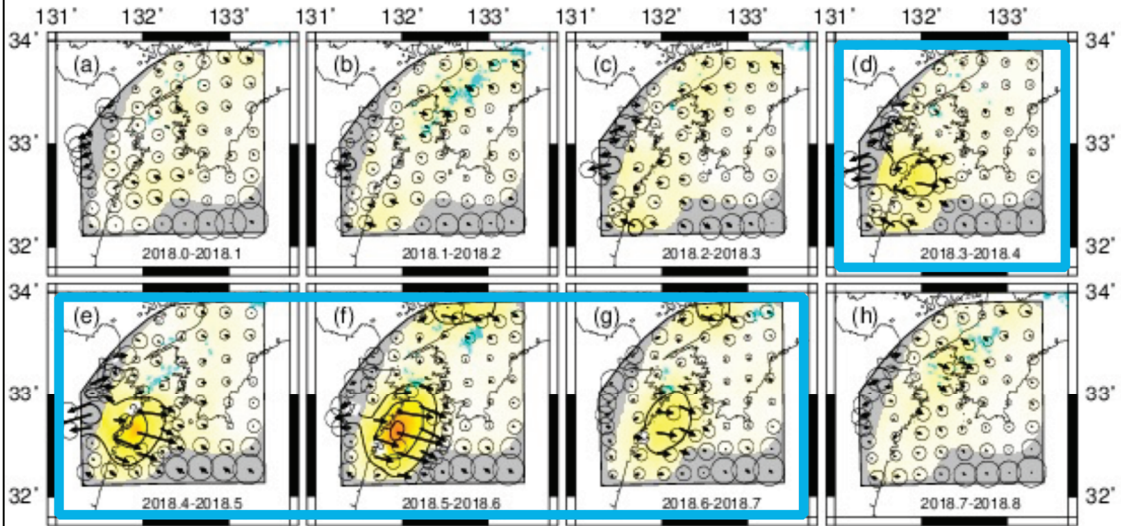
(i),(m)四国南西部で大きな**隆起**

- 赤** 補正後の観測データの上下変位 (隆起)
- 青** 補正後の観測データの上下変位 (沈降)
- 黄** 計算で得られた上下変位 (隆起)
- 紫** 計算で得られた上下変位 (沈降)

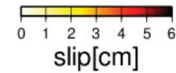
18

すべり分布の時間変化

・ 1つ目の
サブイベント
2018.3-2018.7(d~g)
豊後水道**南西側**

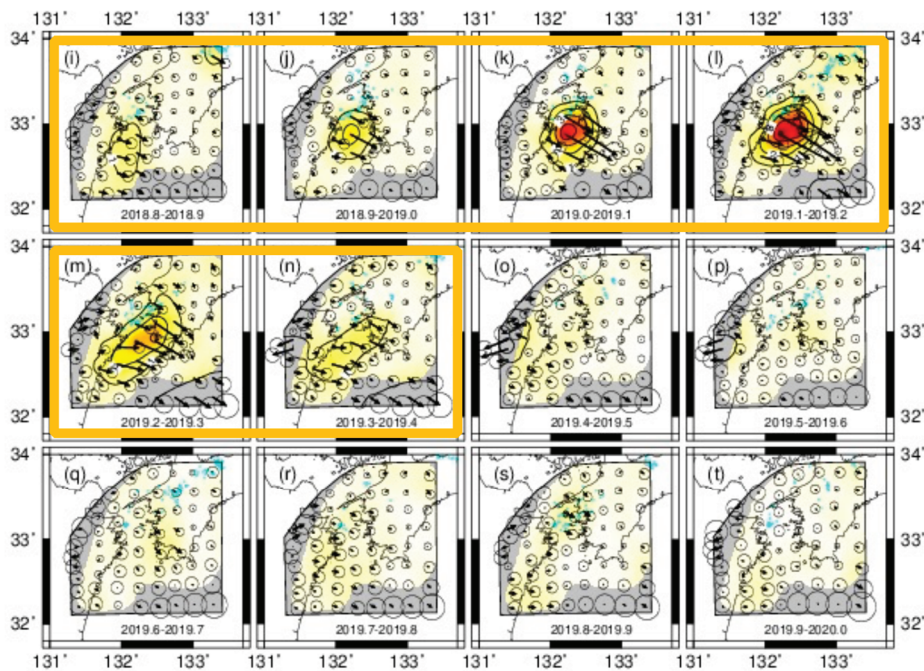


色付き部分 すべり量(コンター間隔:1cm)
矢印 すべりの方向と大きさ
水色丸 深部低周波微動の震央 (防災科学技術研究所の微動カタログを使用)



すべり分布の時間変化

・ 2つ目のサブイベント
2018.8-2019.4(i~n) 豊後水道**直下**



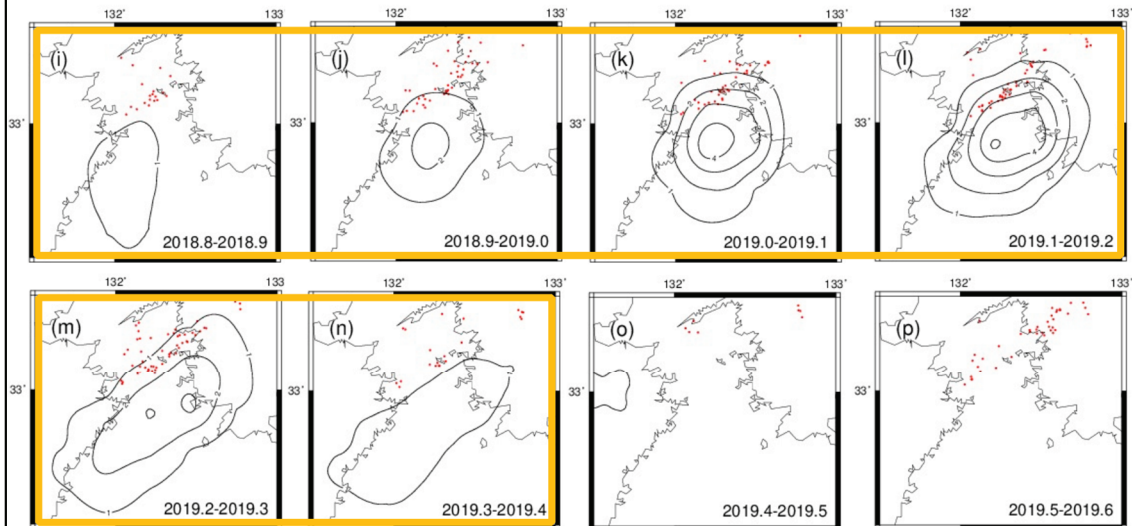
(m)北東-南西方向にすべりが拡大している



20

深部低周波微動の増加

深部低周波微動はすべりが加速した2018.9年以降、長期的SSEのすべり域のダウンディップ側で**活発化**



21

研究目的

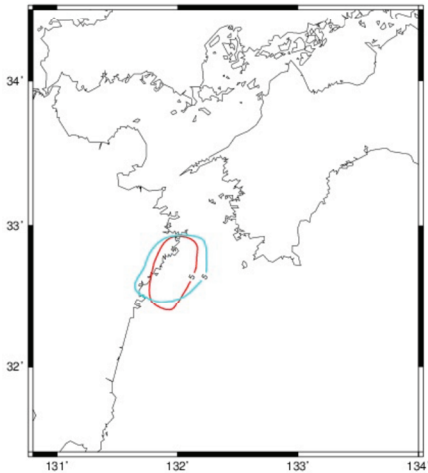
1. GNSSデータに含まれるノイズやトレンドを除去し、長期的SSE (slow slip event)の変動を抽出する
2. 1で得られた変動をインバージョン法(Yoshioka et al., 2015)を用いて解析し、2018～2019年に豊後水道で発生した長期的SSEのすべりの時空間分布を推定する
3. 過去に豊後水道で発生した長期的SSEと比較する

22

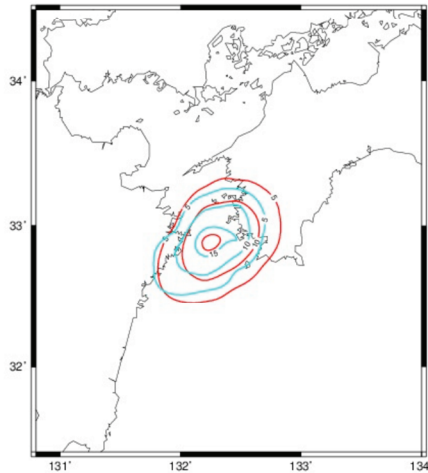
2002～2004年の長期的SSEとの比較

2003年の長期的SSEの情報は
Yoshioka et al. (2015)より引用

1つ目のサブイベント



2つ目のサブイベント



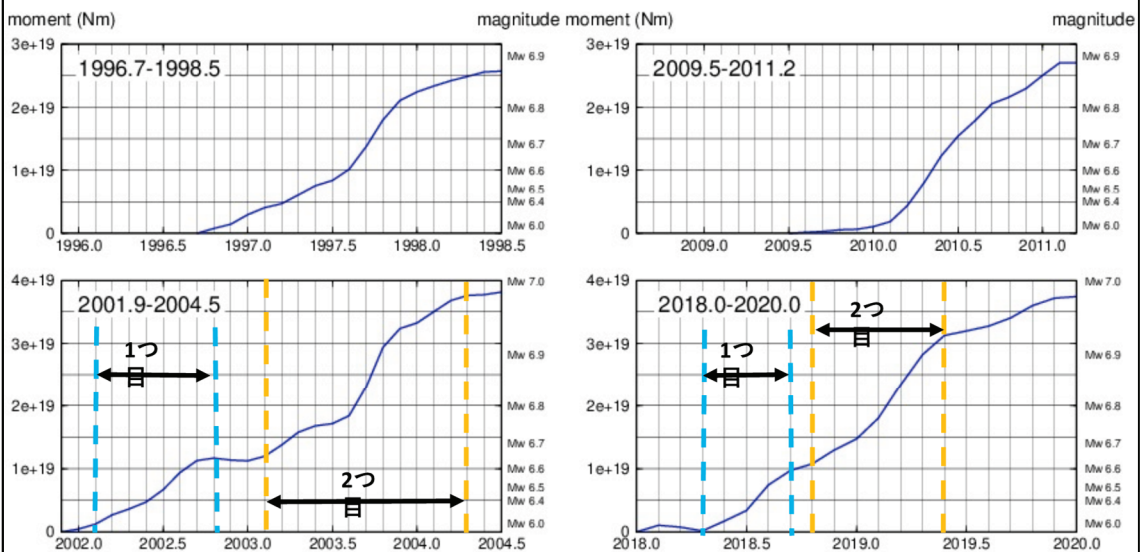
赤
2003年の
長期的SSE

水色
2018-2019
年の長期的
SSE

23

モーメント解放量の時間変化

過去の豊後水道での長期的SSEの
情報はYoshioka et al. (2015)より引用



24

過去の豊後水道での長期的SSEとの比較

	1997-1998 L-SSE	2002-2004 L-SSE		2009-2011 L-SSE	2018-2019 L-SSE	
		1つ目	2つ目		1つ目	2つ目
モーメント 解放量	2.1 $\times 10^{19}$ Nm	8.3 $\times 10^{18}$ Nm	2.1 $\times 10^{19}$ Nm	2.2 $\times 10^{19}$ Nm	8.9 $\times 10^{18}$ Nm	2.0 $\times 10^{19}$ Nm
Mw	Mw 6.8	Mw 6.5	Mw 6.8	Mw 6.9	Mw 6.6	Mw 6.8

過去の豊後水道での長期的SSEの情報はYoshioka et al. (2015)より引用

25

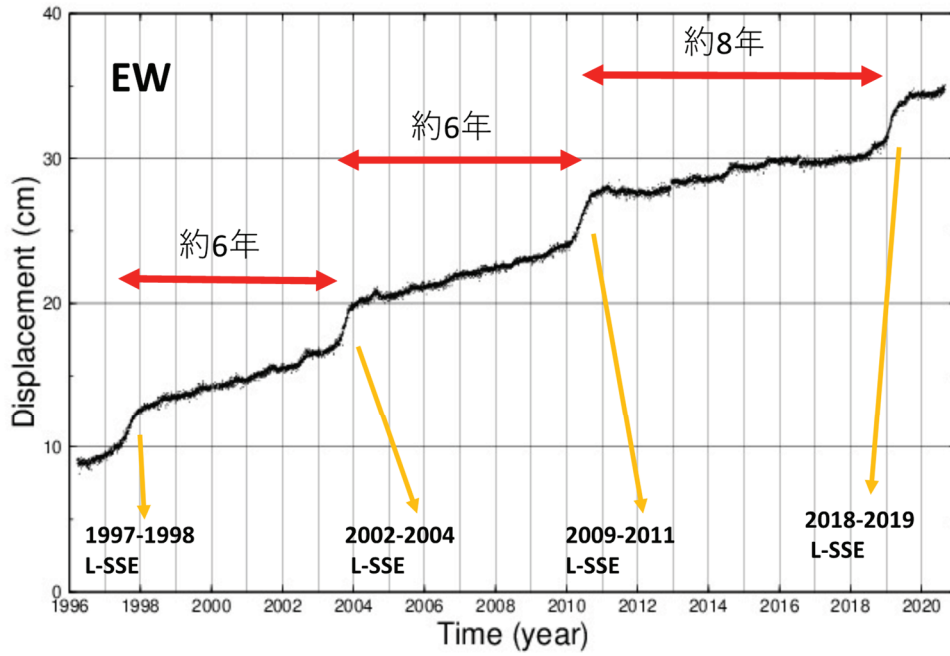
過去の豊後水道での長期的SSEとの比較

	1997-1998 L-SSE	2002-2004 L-SSE			2009-2011 L-SSE	2018-2019 L-SSE		
		1つ目	2つ目	全体		1つ目	2つ目	全体
継続時間	1.3 yr	0.7 yr	1.2 yr	-	1.2 yr	0.4 yr	0.6 yr	1.0 yr
総すべり 量(最大)	15 cm	7.3 cm	16 cm	21 cm	19 cm	10 cm	19 cm	27 cm
最大すべり 速度	28 cm/yr	13 cm/yr	44 cm/yr	-	39 cm/yr	36 cm/yr	53 cm/yr	-

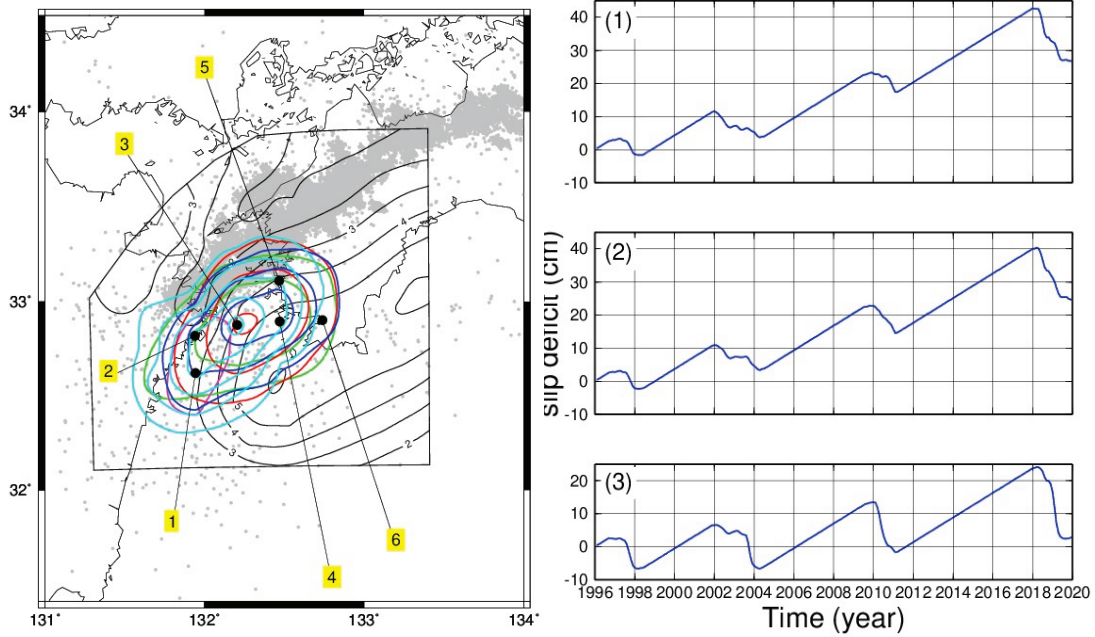
過去の豊後水道での長期的SSEの情報はYoshioka et al. (2015)より引用

26

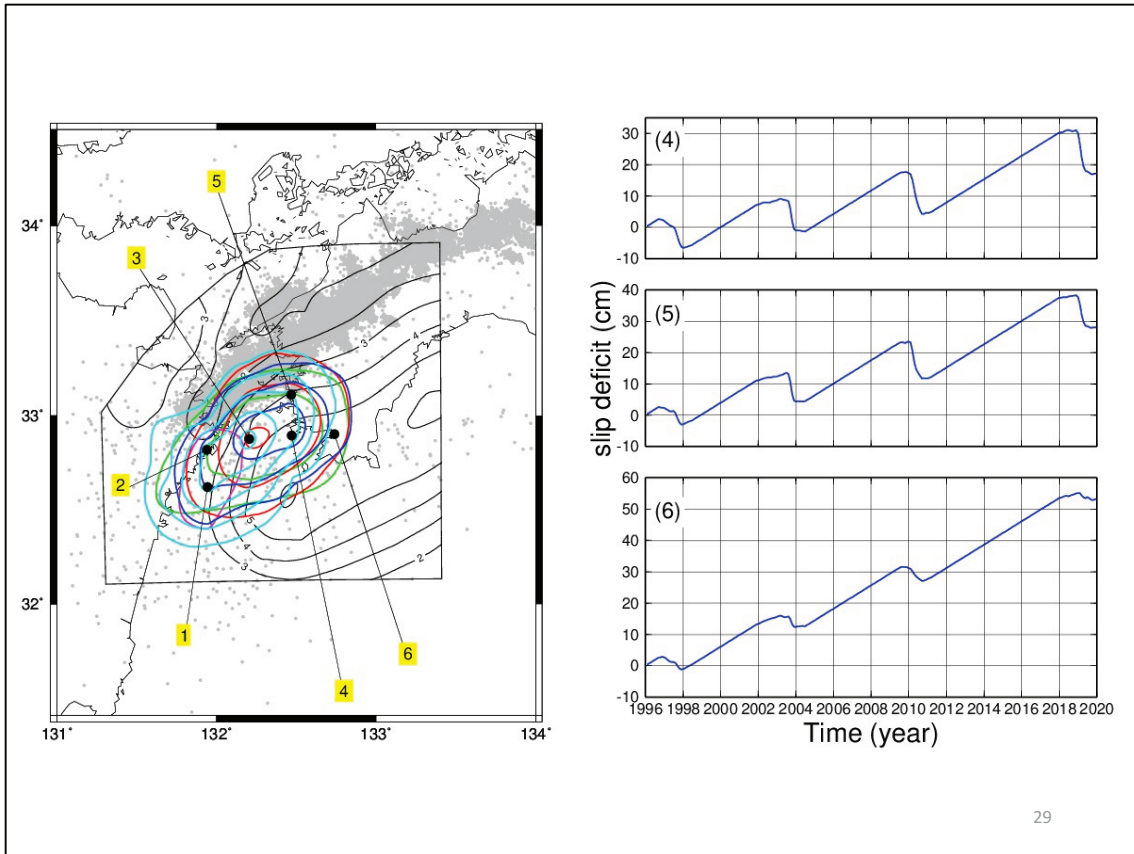
SSEの発生間隔



27



28



結論

- GNSSデータから2018～2019年に豊後水道で発生した長期的SSEのすべりの時空間分布を推定した
- **深部低周波微動**はすべりが加速した2018.9年以降、長期的SSEのすべり域のダウンディップ側で**活発化**していた
- 1つ目と2つ目のすべりの発生場所は**2003年の長期的SSEに類似**している
- 過去の豊後水道での長期的SSEに比べ、**総すべり量と最大すべり速度が大き**くなっているのは、前回の長期的SSEの発生からの間隔が少し延びたことが関係しているかもしれない

ショートレビュー

深部低周波地震(微動)は変成作用の鼓動か？

鈴木貞臣(元、東濃地震科学研究所)

1. はじめに

ここで述べる深部低周波地震(微動)は、Obara(2003)が世界で初めて論文によって発表した「非火山性深部低周波地震(微動)、Nonvolcanic deep low-frequency tremor」で、本文では簡単にLFE(Low Frequency Earthquake)と表すことにする。LFEは数時間から数日(時には1週間程度)にわたって継続する現象で、地震計の記録では人工的ノイズが続いているように見えるので「微動(tremor)」と呼ぶことが多い。しかし、数分の長さの記録をクローズアップしてみると、1つ1つの地震が連発して起っているのが分かるので、ここでは「深部低周波地震(LFE)」と呼んでいる。LFEが発生している場所よりも浅いプレート境界で発生した低周波地震も含めて、最近地質学の方でも変成帯の地質との関係を議論されていることを知り、そのような視点でLFEの性質をおさらいしてみた。

2. LFEの特徴、特に震源分布

LFEの特徴や起っている場所についてはObara(2003)や小原(2009)、Obara & Kato(2016)などによって示されているが、簡単に箇条書きすれば以下の通りである。

1. LFEは普通の微小地震に比べて卓越周波数が低く(主に1.5-5Hz)、P波やS波が不明瞭で継続時間が長い。観測されるLFEのマグニチュード(M)は0から2.5程度で非常に小さい。そのため、1995年阪神淡路大震災をきっかけに、全国を密にカバーする高感度地震観測網(防災科学技術研究所、Hi-net、図1の多数の小+印)が新たに整備されたことにより、LFEの発見につながった。
2. LFEは、図1の小丸にあるように、西日本に沈み込んでいるフィリピン海プレートの上面の35-45 kmの深い場所で起っている。
3. LFEは、西日本だけでなく、北米大陸カスケード地方など、世界中の主要な沈み込み帯でも発生していることが分かってきた。
4. LFEは微動のように連続して発生し、増減しながら数日間から1週間程度続く。西日本では、それが平均的に約3カ月間隔で繰り返している。このLFEの活動時に同期して、微小な地殻変動が観測され、プレートがスロースリップしていると考えられている。
5. LFEのメカニズム解はP波やS波が不明瞭なため決めづらいが、Ide et al.(2007)によると、shear slipが卓越している。
6. 太平洋プレートが沈み込んでいる関東、東北、北海道のプレート境界深部では、LFEの活

発な活動は見出されていない。

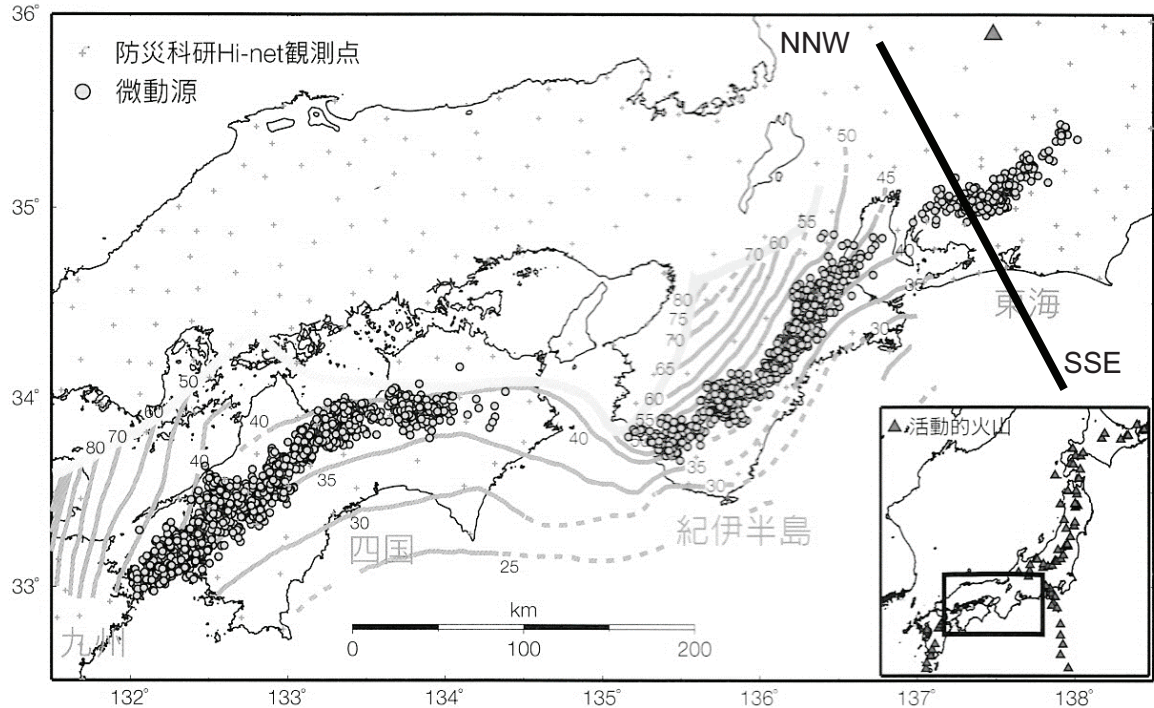


図1. 防災科学技術研究所・小原一成(2003)による深部低周波地震(微動)の震央分布(沢山ある小丸)。数字を伴った薄い実線はフィリピン海プレート内で発生している普通地震の震源の等深線(単位 km)を示している。加筆: 東海地域にある NNW-SSE の実線は図2の断面の側線を表す。

3. Mantle Wedge で起こっていること

LFE が発生している場所をもう少し詳しく議論するために図2を示した。東海地域で発生する LFE (黒枠小赤丸) とスラブ内普通地震 (黒小四角) の震源を、プレートが沈み込む方向 (図1の NNW-SSE 側線) に平行な S 波速度トモグラフィー断面 (Nakajima and Hasegawa, 2016) に投影した図である。図の下のカラーコードは、標準的な S 波速度からのずれ dV_s を%で表している。したがってトモグラフィー断面で、赤い部分は S 波速度が標準より遅く、青い部分は早いことを示している。図中の横矢印と Oceanic Crust の文字の上に描かれている破線はフィリピン海プレートの上面で、いわゆるプレート境界であり、沈み込む方向 (NNW) に深くなっている。それが深さ 30-35 km に達する辺りで LFE が発生していることが分かる。そこはフィリピン海プレートの上面と Land Moho & Mantle (陸側モホ面とマントル) とが会うところで、Mantle Wedge と呼ばれている。その辺りの Mantle Wedge と Oceanic Crust が赤いのは、 dV_s が小さい所で、S 波速度が周りより遅く、ポアソン比が大きいことから水ぽいと考えられる。それより下の Oceanic Mantle が青い部分は、S 波速度

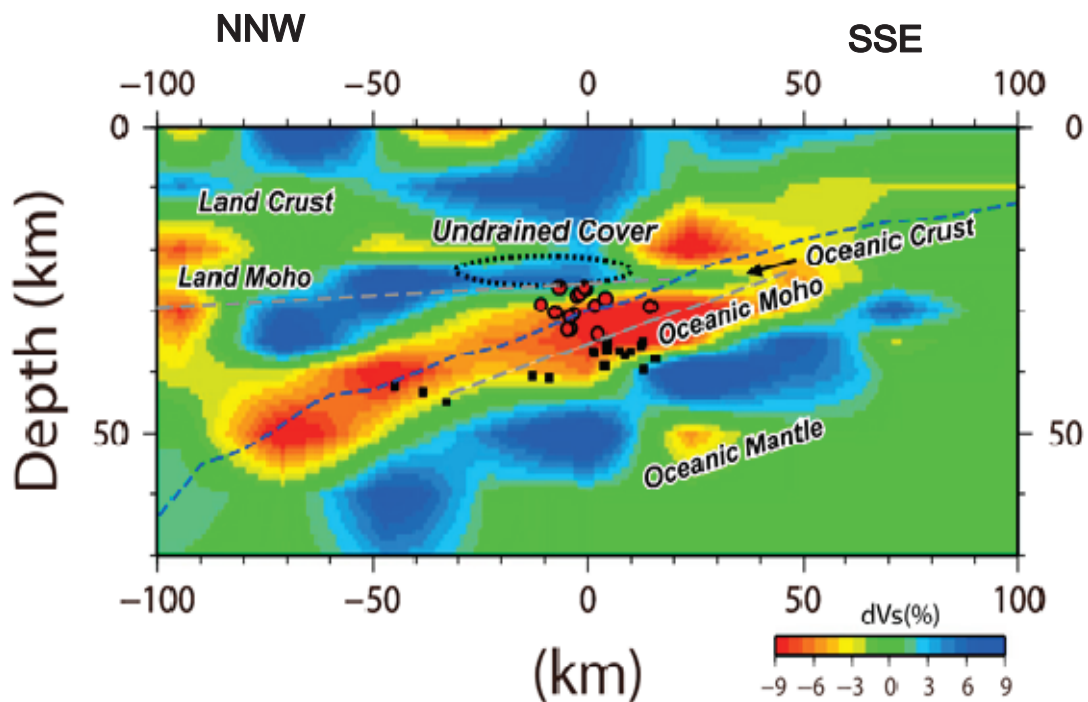


図2. Suzuki et al. (2018)による東海地域で発生する深部低周波地震(LFE、黒枠小赤丸)とスラブ内普通地震(黒小四角)の震源をプレートが沈み込む方向(図1のNNW-SSE側線)に平行なS波速度トモグラフィー断面(Nakajima and Hasegawa, 2016)に投影した図。横矢印と Oceanic Crust の文字の上に描かれている破線はフィリピン海プレートの上面で、いわゆるプレート境界であり、沈み込む方向(NNW)に深くなっている。それが深さ 35 km に達する辺りで LFE が多く発生していることが分かる。

が周りより早く、ポアソン比が小さいことを示している。Oceanic Mantle の Oceanic Moho に近いところでは普通地震のスラブ内地震が起こっている。この図によると、LFE は Mantle Wedge に接しているフィリピン海プレートの上端(つまりプレート境界)を中心にして、その上下に分布していることが分かる。大雑把に言えば、一般的に言われているように、「LFE は Mantle Wedge に接しているプレート境界で発生している」と言っても良い。そしてフィリピン海プレートは沈み込んでいるので、その境界では逆断層タイプの shear slip が起こっていることが推定され、先の箇条書の項目5や4の LFE や地殻変動の観測事実と調和する。この辺りのプレート境界付近は温度の高い陸側 Mantle に接しているため、温度が $400\text{-}500^{\circ}\text{C}$ になっていて(例えば、Yoshioka & Murakami, 2007)、岩石の脱水反応を含む変成作用が行われているものと推察される。その場所で LFE が微動のように多数発生しているのだから、「LFE は変成作用の鼓動である」と言っても過言ではないと

思われる。もしそうならば、この変成作用はフィリピン海プレートの沈み込みに従って、数日間から1週間程度続き、約3カ月周期で繰り返して起こっていると言える。

4. 低周波地震と変成岩との関係を調べる地質学的研究

LFE の発見は、Hi-net のような高密度な高感度地震観測網によってなされたことは既に述べたが、一方、海域でも地震観測が発達し、南海トラフ近傍の浅部プレート境界で、低周波地震(微動)や長期的スロースリップイベント(SSE)がかなりの頻度で発生していることが報告されるようになった(例えば、Yamashita et al.,2015)。浅部低周波地震(微動)も、付加体のある海底下の浅い部分でのプレート境界付近で起こっている変成作用の鼓動なのかも分からない。最近では、これら浅部から深部を含めた長周期地震及び微動を「スロー地震」と総称して、地球物理学だけでなく、地質学や物理学の研究者が研究している(例えば、文科省科学研究費 新学術領域研究「スロー地震学」 領域代表:小原一成 <http://www.eri.utokyo.ac.jp/project/sloweq/>)。地質学の氏家(2020)や森・氏家(2020)の研究報告要旨によると、彼らは、深部スロー地震発生深度で発達した変成岩を対象に低周波地震(LFE)の実態解明を進め、長崎変成岩類の蛇紋岩メランジュは深部スロー地震発生深度相当で形成されたマントルと海洋地殻の混合岩体であると指摘している。森・他(2021)は蛇紋岩の滑石化は著しい脱水を伴うことから、高い間隙水圧を生じると指摘している。地球深部で形成された変成作用の結果の一部が露頭として地表に表れていること自体が不思議であるが、実物を手に取って見たり、写真で見ることができるのは驚きである。今後の研究に期待したい。

謝辞: 東濃地震研究所の皆様には、長い間大変お世話になりました。お礼申し上げます。

引用文献

防災科学技術研究所・小原一成(2003), 深部低周波微動, 関東大震災80年・THE 地震展, 読売新聞東京本社, P71.

Ide, S., D. R. Shelly, G. C. Beroza (2007), Mechanisms of deep low frequency earthquakes: further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophys. Res. Lett.* 34, <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028890>.

森 康・氏家恒太郎, 2020, 交代作用が生み出す高間隙水圧と深部スロー地震, 科学研究費 新学術領域研究「スロー地震学」成果集Ⅲ(2019-2020) (注1), P46.

森 康・氏家恒太郎・西山忠男・重野未来・野呂和也 (2021) 蛇紋岩の滑石化交代作用に関連したスロースリップ. 日本地質学会第128年学術大会講演要旨, T3-O-15 (2021年9月4日, 名古屋大学, オンライン).

Nakajima, J., and A. Hasegawa (2016), Tremor activity inhibited by well-drained conditions above a

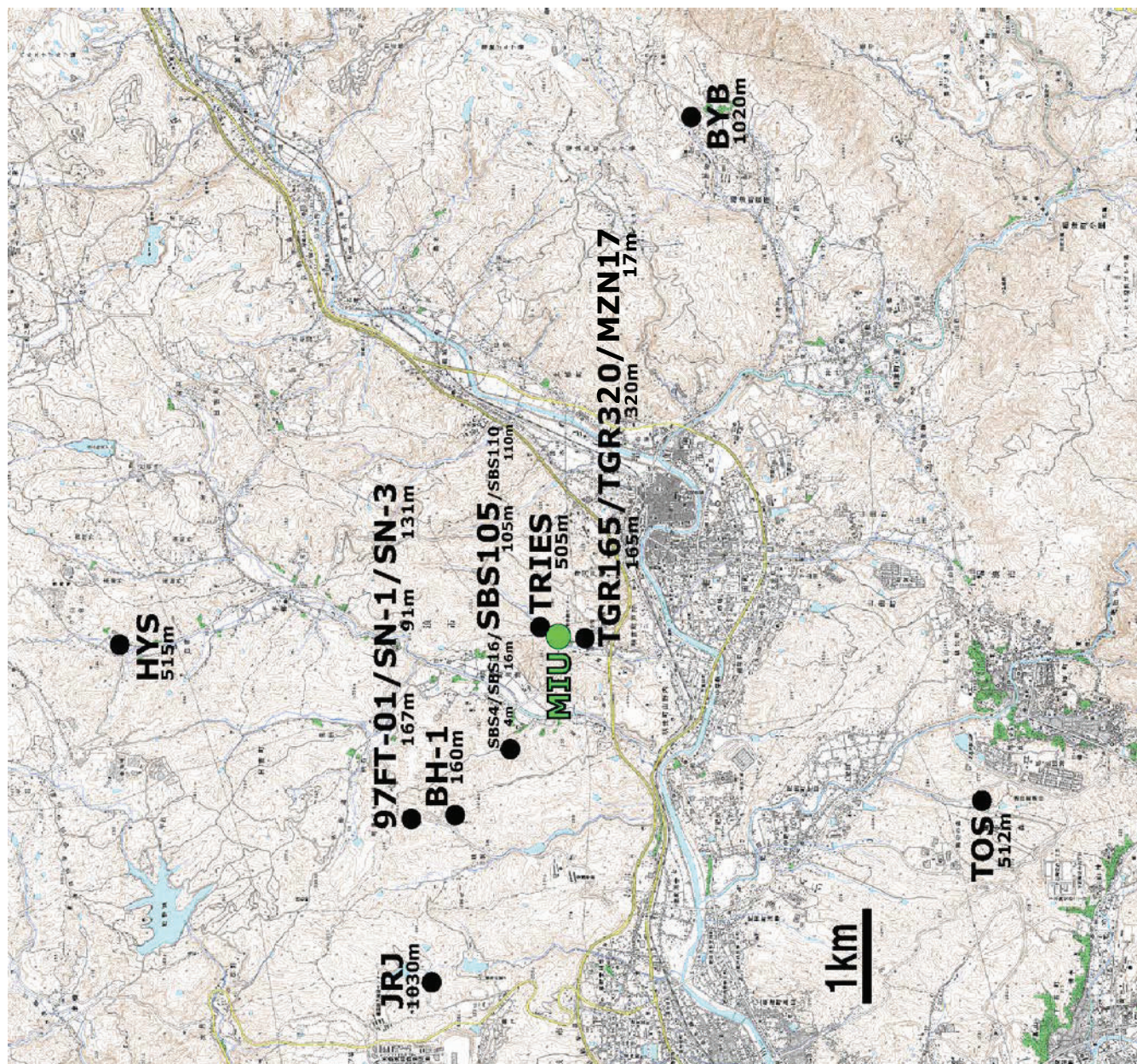
- megathrust, Nature communications 7, Article number: 13863 (2016), doi:10.1038/ncomms13863, 2016.
- Obara K. (2002), Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679–1681.
- 小原一成, 2009, フィリピン海プレート沈み込みに伴う西南日本のスロー地震群の発見, 地震2, 第 61 巻特集号, S315–S327 頁.
- Obara K., and A. Kato (2016), Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, Science, 353, 253–257.
- Suzuki, S., Okubo, M., Imanishi, K., 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, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19, <https://doi.org/10.1029/2018GC007479>.
- 氏家恒太郎, 2020, スロー地震の実態解明に向けた地質学的研究, 科学研究費 新学術領域研究「スロー地震学」成果集Ⅲ(2019–2020)(注1), P43.
- Yamashita, Y., Yakiwara, H., Asano, Y., Shimizu, H., Uchida, K., Hirano, S., Umakoshi, K., Miyamachi, H., Nakamoto, M., Fukui, M., Kamizono, M., Kanehara, H., Yamada, T., Shinohara, M., Obara, K., 2015, Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface, doi: 10.1126/science.aaa4242.
- Yoshioka, S., Murakami, K., 2007. Temperature distribution of the upper surface of the subducted Philippine Sea Plate along the Nankai Trough, southwest Japan, from a three-dimensional subduction model: relation to large interplate and low-frequency earthquakes. Geophys. J. Int. 171, 302–315.

第2部

関連資料

観測点分布図	110
十字アレー観測網位置図・地殻活動総合観測点リスト	111

観測点分布図(2022年3月1日現在)



MIU : 瑞浪超深地層研究所の立坑位置

十字アレー地殻活動総合観測網 観測点リスト (2022年3月1日現在 ※0)

観測点名	略称	緯度 (deg.)	経度 (deg.)	(孔口)標高 (m)	孔底深度 (m)	埋設・設置年月日 ※1
戸狩地殻活動総合観測点	TGR320 ※8	N35.3745	E137.2378	190.3	320	2020年10月14日
	TGR350	N35.3745	E137.2378	190.3	350	1998年5月7日
	TGR165	N35.3745	E137.2378	190.3	165	2000年3月28日
	DH-2	N35.3769	E137.2375	193.3	500	※2
	KWI	N35.3758	E137.2115	266.6	207	2000年12月12日
	BYB	N35.3643	E137.3039	333	1020	2003年3月30日
	SBS400	N35.3852	E137.2233	223.8	400	
	SBS110	N35.3819	E137.2240	214	110	
正馬様地殻活動総合観測点	SBS105	N35.3819	E137.2240	214	105	2014年2月20日
	SBS4	N35.3819	E137.2240	214	4	
	JRJ	N35.3907	E137.1949	316.2	1030	2005年4月24日
	97FT-01	N35.3915	E137.2153	275.3	167	1997年12月10日
賤洞地殻活動総合観測点	BH-1	N35.3874	E137.2164	160	47	1997年2月26日
	SN-1	N35.3918	E137.2152	277	91	
	SN-3	N35.3912	E137.2154	274.8	131	
研究所地殻活動総合観測点 ※4	TRIES	N35.3789	E137.2396	230	505	2007年5月16日
陶史の森地殻活動総合観測点 ※4	TOS	N35.3351	E137.2182	210	512	2010年3月15日
日吉地殻活動総合観測点	HYS	N35.4210	E137.2373	320	515	2011年9月18日
瑞浪超深地層研究所 立坑内観測点 ※5	STG100	N35.3772	E137.2371	115.3	20	2007年3月9日
	STG200	N35.3772	E137.2371	15.3	22	2009年3月19日
	STG200N	N35.3772	E137.2371	15.3	18	2015年8月19日
	STG300	N35.3772	E137.2371	-84.7	14	2012年11月13日
	STG500	N35.3772	E137.2371	-284.7	16	2018年10月23日
	NAMZ	N35.3755	E137.2388	195	40 (かぶり)	
瑞浪観測坑道内観測点 ※7	MZN17	N35.3747	E137.2373	195	16.7	2016年12月6日
新宮観測点 ※6	SNG	N33.6886	E135.9685	23	520	2003年7月4日

※0 1998年～2020年にかけて整備を行った観測点全リスト

※1 地殻活動総合観測装置の埋設・設置年月日

※2 観測期間は1998年5月11日～2002年7月3日

※3 落雷による故障 2005年6月以降観測中止

※4 (孔口)標高は国土地理院25000分の1地形図より読み取り。

※5 地上GPSアンテナの緯度・経度。GPSアンテナ標高は215.3m

※6 2017年4月、名古屋大学より譲渡

※7 地上GPSアンテナの緯度・経度・標高

※8 TGR350孔を改修

編集後記

令和 3 年度の地殻活動研究委員会は、新型コロナウイルス感染症(COVID-19) の感染状況を踏まえ昨年度と同様、報告書の取りまとめを行うのみとしました。委員の皆様には広い領域にわたって多くの研究成果を報告書としてご投稿していただきました。厚く御礼申し上げます。

本報告書の発刊で東濃地震科学研究所地殻活動研究委員会の活動が終了となります。委員の皆様と関係各位に心より感謝申し上げます。

東濃地震科学研究所 地殻活動研究委員会
事務局 浅井康広

地殻活動研究委員会報告書（令和3年度）

Report of Research Committee for Crustal Activity

東濃地震科学研究所報告 第47号 2022年3月

Report of Tono Research Institute of Earthquake Science, Seq. No. 47

March, 2022

公益財団法人 地震予知総合研究振興会

Association for the Development of Earthquake Prediction, Tokyo, Japan

連絡先

509-6132

岐阜県瑞浪市明世町山野内1-63

東濃地震科学研究所

所長 石井 紘 / 編集主担当 浅井康広（主任研究員）

Corresponding Address

Director General Dr. Hiroshi ISHII

Senior Research Staff and Chief Editor Dr. Yasuhiro Asai

Tono Research Institute of Earthquake Science

1-63, Yamanouchi, Akiyo-cho, Mizunami, Gifu Pref., 509-6132, Japan

TEL : (+81) 572-67-3105

FAX : (+81) 572-67-3108

E-Mail : ishii@mail.tries.jp

asai@mail.tries.jp

印刷・製本 **株式会社 サン・ライン**

岐阜県瑞浪市土岐町1022の3

TEL <0572> 67-1171

FAX <0572> 68-3078