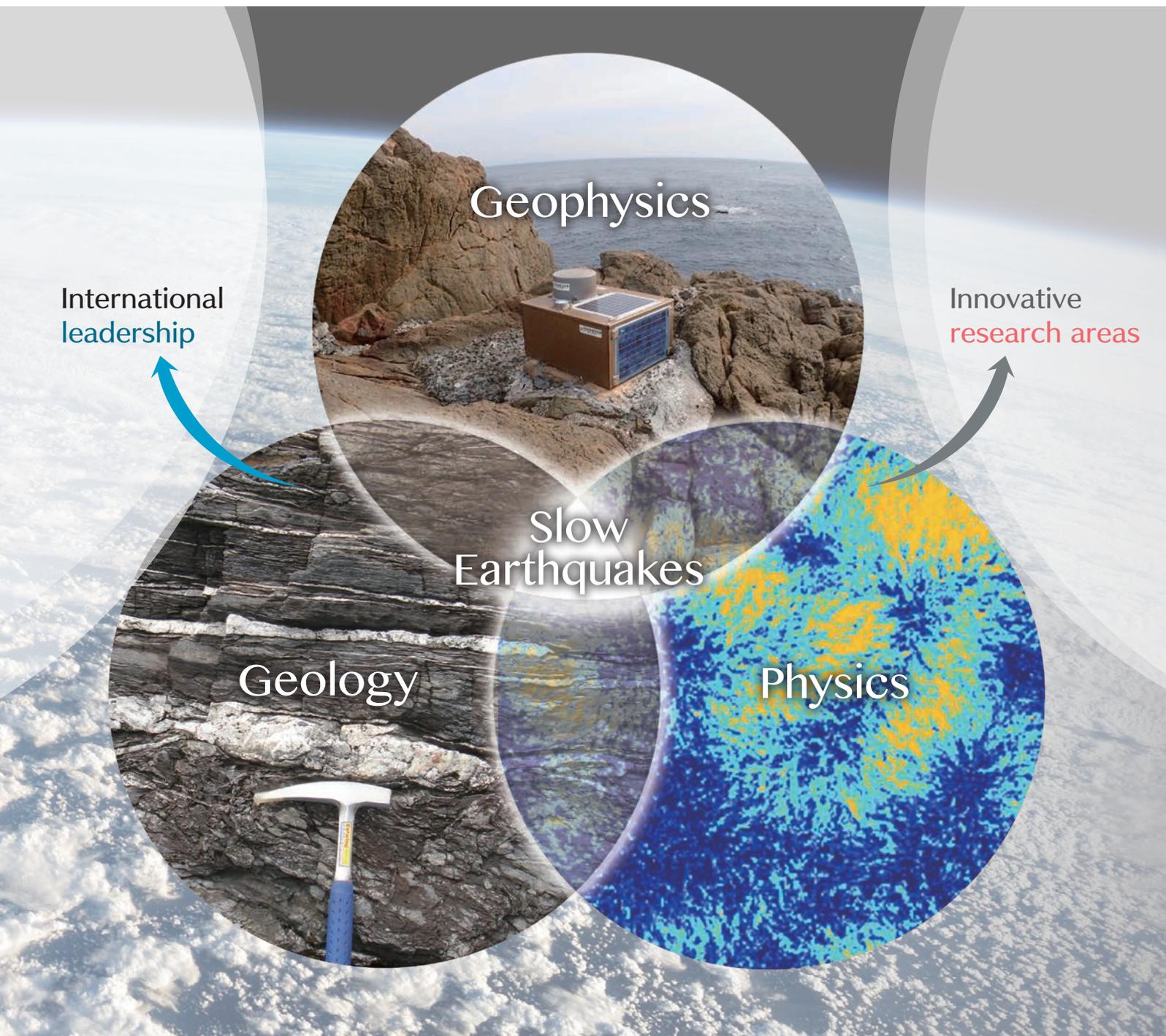


SLOW

Newsletter04

スロー地震学

EARTHQUAKES



平成 28 – 32 年度 文部科学省・日本学術振興会科学研究費助成事業

新学術領域研究「スロー地震学」(領域番号 2804)

INDEX

A01班研究紹介	3
S-net が捉えた日本海溝近傍の低周波微動 防災科学技術研究所地震津波火山ネットワークセンター 田中 佐千子	
A02班研究紹介	4
重力の微小変化から推定されるスロースリップ中の地殻流体挙動 東京大学大学院理学系研究科 田中 愛幸	
B01班研究紹介	6
南海トラフ沈み込み帯西部におけるネットワーク MT および海底 MT 観測について 東京大学地震研究所 上嶋 誠 / 名古屋大学地震火山研究センター 市原 寛	
B02班研究紹介	7
スロー地震の移動は流体の移動に律速される？ 広島大学大学院理学研究科 片山 郁夫	
C01班研究紹介	9
統計的性質から探るスロー地震のメカニズム 海洋研究開発機構海域地震火山部門 中野 優	
C02班研究紹介	10
スロー地震と抽象化—スロー地震理解のための最小の情報を探して— 青山学院大学理工学部物理・数学科 鈴木 岳人	
公募研究紹介	12
発生間隔及び振幅分布に基づくスロー地震数理モデル構築.....	12
東京大学 竹尾 明子	
群発地震に伴う内陸スロー地震の検出.....	12
北海道大学 大園 真子	
豊後水道以南のプレート境界での固着強度の周期的変化.....	13
海洋研究開発機構 飯沼 卓史	
海底水圧計を用いたスロースリップイベントの探索と それに向けた技術開発.....	13
東北大学 太田 雄策	
プレート間カップリングは流体分布で制御される —ヒクラギ沈み込み帯での検証.....	14
東京工業大学 小川 康雄	
沈み込み帯に存在する半遠洋性堆積物の摩擦特性に対する続成作用の影響.....	14
海洋研究開発機構 岡崎 啓史	
沈み込み帯地震発生域上限付近の多様な断層運動に関する実験的研究.....	15
千葉大学 金川 久一	
スラブ直上の薄い低粘性層内部における水の移動.....	15
海洋研究開発機構 森重 学	
断層固着度の指標としての AE スペクトル.....	16
金沢大学 隅田 育郎	
多時間スケールの競合する非線形応答.....	16
大阪大学 大槻 道夫	
スロー地震および通常の地震と滑り摩擦、 地震モデルとの関係の理論的・数値的研究.....	17
青山学院大学 松川 宏	

活動報告 若手異分野交流会.....	17
若手研究者海外派遣報告.....	18
チリ押しかけワークショップ顛末記.....	19

A01班研究紹介

S-netが捉えた 日本海溝近傍の低周波微動

防災科学技術研究所地震津波火山ネットワークセンター 田中 佐千子



スロー地震のひとつである低周波微動は、周期0.1～0.5秒程度の微弱な振動が数日間継続する現象で、防災科学技術研究所が兵庫県南部地震以降に整備した陸域の高感度地震観測網(Hi-net)により、世界で初めて西南日本の南海トラフ域で発見された(Obara, 2002)。その後、同様の現象が世界各地で観測され、その多くがプレート沈み込み境界で発生する巨大地震震源域の深部側もしくは浅部側に隣接することが知られている(例えば、Obara and Kato, 2016)。一方、東北日本の日本海溝域では、観測された事例が乏しく、その存在や特徴はよく分かっていなかった。

防災科学技術研究所では、2011年に発生した東北地方太平洋沖地震を契機に、北海道沖から房総半島沖までの海底に、地震計と津波計(水圧計)の観測点150ヶ所からなる日本海溝海底地震津波観測網(S-net)を整備し、運用を開始した。そのデータは、観測点を結ぶ総全長5,700kmの海底ケーブルによって陸上までリアルタイムで伝送され、海域を震源とする地震や津波を早期に検知し、被害の軽減や適切な避難行動などの防災対策に役立てられることが期待されている。また、

海域のスロー地震の実態を解明するためにも、海底観測網のデータは必要不可欠である。

今回、新たに整備されたS-netの記録を用いて、十勝沖・三陸沖の日本海溝近傍で、低周波微動を捉え、その発生様式を初めて明らかにした(Tanaka *et al.*, 2019)。

低周波微動は、プレートの走向に沿って帯状に分布し、プレート境界までの深さが10～25kmの領域に位置する(図1a)。また、この帯状の領域内に一様に分布するのではなく、空白域を挟み、十勝沖および三陸沖に2つの微動活動域が存在する。日本海溝近傍では、陸域の観測網の記録を用いて、周期10～100秒程度に卓越する超低周波地震が検出されているが、低周波微動はこれらの超低周波地震とおおよそ同じ場所で発生していることも明らかになった。

日本海溝沿いでは、過去にプレート境界型の巨大地震が数多く発生していることが知られている。低周波微動の活動域は、過去約50年間に発生した3つの巨大地震(1968年十勝沖地震、1994年三陸はるか沖地震、2003年十勝沖地震)の震源域浅部側に隣接している(図1b)。また、微動活動の空

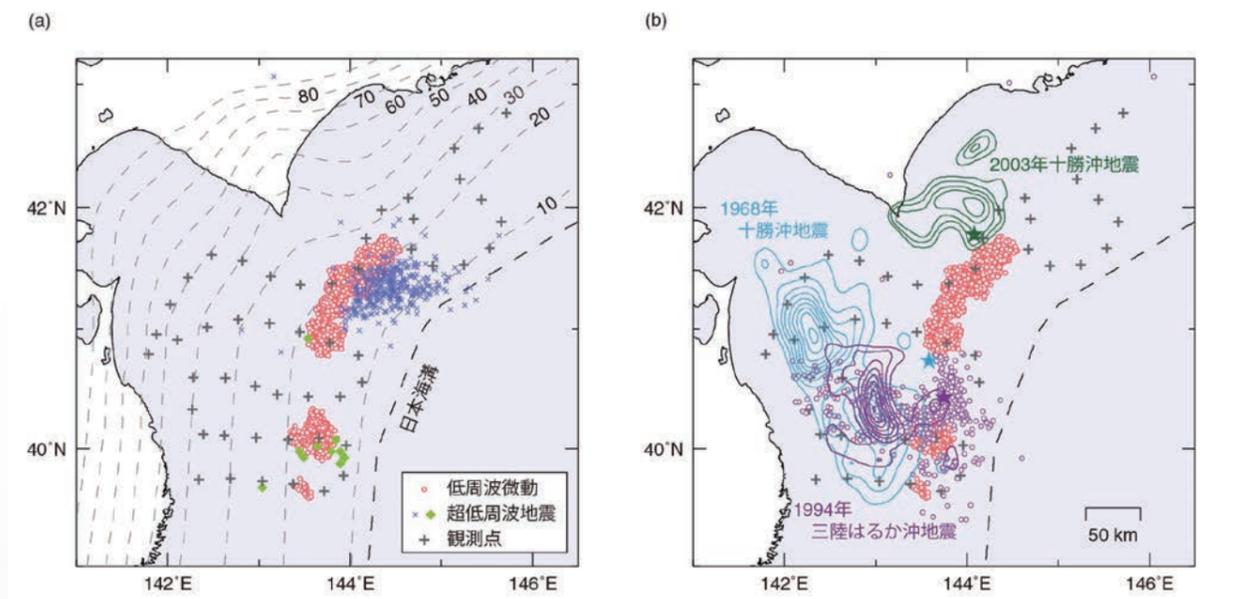


図1 2017年1月から2018年9月までの期間に検出された低周波微動の発生位置(赤丸)。(a) 灰破線はプレート境界までの深さ(Kita *et al.*, 2010; Nakajima and Hasegawa, 2006)。青バツ印(Asano *et al.*, 2008)および緑菱形(Matsuzawa *et al.*, 2015)は陸域の観測網の記録を用いて検出された超低周波地震。(b) コンターは過去約50年間に発生した3つの巨大地震のすべり域(永井・他, 2001; Yamanaka and Kikuchi, 2003, 2004)、星印はそれらの破壊開始域。紫丸は1994年三陸はるか沖地震の余震分布(地震後7日間、 $M \geq 3.0$)。

白域には、巨大地震の破壊開始域や余震活動が分布しており、低周波微動はこれら避けるように発生していると考えられる。

十勝沖と三陸沖の微動活動では、継続時間や繰り返し間隔など、その活動様式が異なることも確認された。南海トラフで考えられているように、日本海溝近傍の低周波微動もプレート境界で発生しているとする、活動の発生域や様式の空間変化は、この地域のプレート間のすべり挙動が走向方向に強い不均質性を有することを示しているといえる。プレート境界浅部のすべり摩擦特性を理解する上で、重要な知見となることが期待される。

引用文献

- Asano, Y., et al. (2008), *Earth Planets Space* 60, 871-875, doi:10.1186/BF03352839.
- Kita, S., et al. (2010), *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 415-426, doi:10.1016/j.epsl.2009.12.038.
- Matsuzawa, T., et al. (2015), *Geophys. Res. Lett.* 42, 4318-4325, doi:10.1002/2015GL063959.
- 永井理子・他 (2001), *地震* 54, 267-280, doi:10.4294/zisin.54.2_267.
- Nakajima, J., and Hasegawa, A. (2006), *Geophys. Res. Lett.* 33, L16309, doi:10.1029/2006GL026773.
- Obara, K. (2002), *Science* 296, 1679-1681, doi:10.1126/science.1070378.
- Obara, K., and Kato, A. (2016), *Science* 353, 253-257, doi:10.1126/science.aaf1512.
- Tanaka, S., et al. (2019), *Geophys. Res. Lett.* 46, 5217-5224, doi:10.1029/2019GL082817.
- Yamanaka, Y., and Kikuchi, M. (2003), *Earth Planets Space* 55, e21-e24, doi:10.1186/BF03352479.
- Yamanaka, Y., and Kikuchi, M. (2004), *J. Geophys. Res.* 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.

A02 班研究紹介

重力の微小変化から推定される スロースリップ中の地殻流体挙動

東京大学大学院理学系研究科 田中 愛幸



地球重力の時間変化は様々な要因により引き起こされる (Crossley et al., 2013; Wouters et al., 2014)。代表的な現象は固体地球潮汐である。固体地球潮汐による1日の間の重力変化は100マイクロガル程度である。1マイクロガル (10^{-8}ms^{-2}) は地表の平均重力の10億分の1に相当する。近年の地上観測あるいは人工衛星によって、地震や火山活動に関係するマイクロガルオーダーの微小な重力変化が捉えられている。我々は、東海地方において約20年にわたり精密重力観測を継続することで、スロースリップと同期する数マイクロガルの変化を捉えることに世界で初めて成功した (Tanaka et al., 2018)。

図1(左)は、重力観測点の位置を示す。駿河トラフからスロースリップ域にかけて3点が配置されている。観測には1-2マイクロガルの精度を持つ絶対重力計FG5を用いた(図2)。真空筒の中を繰り返し自由落下するコーナーキューブの軌道を、レーザー干渉計とルビジウム時計で正確に測る。潮汐の影響を平均して打ち消すため、一か所につき、2-3日

の観測が必要である。図1(右)に結果を示す。地殻の上下変位に伴うブーゲー異常はGNSSデータを用いて補正されている。スロースリップが起きているときは重力が変化せず、スロースリップが終わると増加する傾向が見られる。

この変化を解釈するため、我々は、3観測点において重力が経年的に増加する原因は他にあると仮定し、スロースリップ発生期に重力が相対的に減少するメカニズムを考案した。断層すべりによる地下の密度変化の寄与をOkubo (1992) の理論で見積もった。その寄与は1マイクロガルよりも小さく、観測された数マイクロガルの変化を説明することはできない。プレート境界に沿ってスロースリップの発生する領域には、高圧流体が存在することが示唆されている (Kato et al., 2010)。そこで、Sibson (1992) の断層パルプモデルに基づいて、スロースリップ中に断層破砕帯の透水率が増加し、プレート境界に沿って浅い方へ流体の流れが生じることを想定した。物理班(C02)の鈴木博士が開発した間隙弾性体理論 (Suzuki and Yamashita, 2006) を修正することで、こ

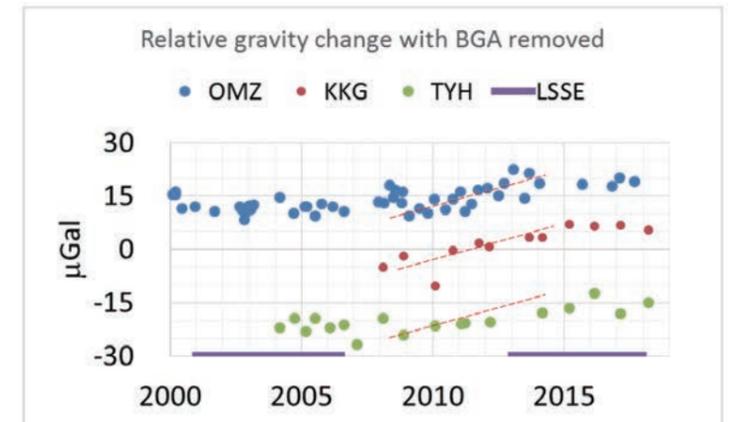
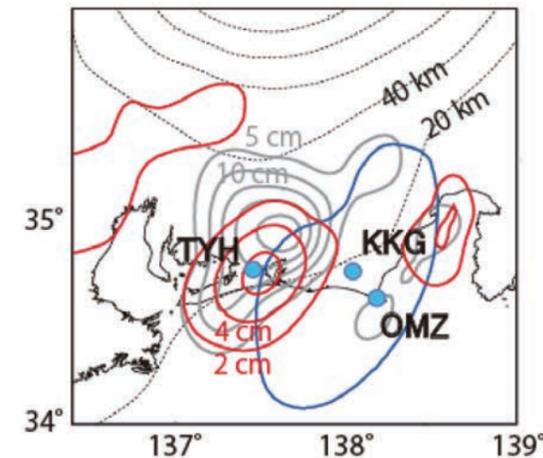


図1 (左) 東海地方における重力観測点の位置。灰色と赤色のコンターはそれぞれ2001-2005、2013-2017の長期的スロースリップのすべり分布を表す (国土地理院, 2017)。点線はフィリピン海プレートの等深線である。(右) 観測された重力変化。地殻変動の影響は補正されている。エラーバーはこのスケールでは小さいので見えない。3本の赤の点線は人工的に描かれ、等しい傾きを持つ。

の流れによる圧力変化を表す解析解を導くことができる。圧力変化は地下の密度変化を引き起こす。定量的に観測結果を説明する透水率を求めたところ、 10^{-15}m^2 程度となった。

求めた透水率は室内実験等による既存研究の結果の範囲内である。我々のモデルにおいて断層破砕帯の厚さと重力変化は比例するが、仮定された1kmの厚さは地質学的な観察結果に比べやや大きい。後続の研究では、この問題を解消するため、断層破砕帯外の地殻変形も考慮した新たなモデル開発を、物理班(C02)と共同で取り組んでいる。この新しいモ

デルの妥当性を、地質班(B02)と協力して、地質学的な観察に基づいて評価していく予定である。

我々は、日本の他のスロースリップ発生地域でも重力観測を開始している。今後、観測データの取得を継続することで、捉えられた重力変化の再現性が確かめられた場合、スロースリップのメカニズム解明、巨大地震の発生サイクル、沈み込み帯における水循環の研究等に非常に大きなインパクトがある。興味を持たれた方はぜひ著者までコンタクトをとっていただければ幸いです。最後に、毎年、観測場所を提供していただいている関係者の皆様に謝意を表したい。



図2 絶対重力計FG5。連続観測がコスト面で非常に難しいため年1回のキャンペーン観測を実施している。重力の絶対値を最も高精度に測れる超精密機器である。

引用文献

- Crossley, D., et al. (2013), *Rep. Prog. Phys.* 76, 046101 (47 pp), doi:10.1088/0034-4885/76/4/046101.
- Kato, A., et al. (2010), *Geophys. Res. Lett.* 37, L14310, https://doi.org/10.1029/2010GL043723.
- 国土地理院 (2017), *地震予知連絡会報* 98, 197-241.
- Sibson, R.H. (1992), *Tectonophysics* 211, 283-293.
- Suzuki, T., and Yamashita, T. (2006), *J. Geophys. Res.* 111, B03307, https://doi.org/10.1029/2005JB003810.
- Tanaka, Y., et al. (2018), *Earth Planets Space*, 70, 25, https://doi.org/10.1186/s40623-018-0797-5.
- Wouters, B., et al. (2014), *Rep. Prog. Phys.*, 77, 116801 (41 pp), http://dx.doi.org/10.1088/0034-4885/77/11/116801.

B01 班研究紹介

南海トラフ沈み込み帯西部におけるネットワークMTおよび海底MT観測について

東京大学地震研究所
上嶋 誠



名古屋大学地震火山研究センター
市原 寛



スロー地震の発生には間隙に含まれる流体が関与すると考えられている。流体の分布やその移動に敏感な物理量である比抵抗構造を、スロー地震研究の最重要地域である南海トラフ沈み込み帯西部において解明するため、我々はネットワークMT法観測および海底電磁気観測を実施している(図1)。

ネットワークMT観測

ネットワークMT法は地磁気地電流(MT)法の1つであり、電話線を利用して長基線の電位差を計測することにより、表層の比抵抗分布に起因する歪みの少ないデータを取得する。本観測では、NTTの電話線を使用して計17地域において電位差を観測した(図2a)。また、この電場観測域内の2点で磁場変動を測定した。これらのデータより、高品質な電磁場応答関数を推定し、ネットワークMT法データに特化した

3-Dインバージョンコードを使用して三次元比抵抗構造を推定した。

本稿では、2016年4-5月に測定したデータのインバージョン結果を示す。豊後水道SSE域を通る比抵抗断面(図2b)および通らない比抵抗断面(図2c)によると、両方の断面図においてプレート境界の上盤側に特徴的な低比抵抗異常がイメージされている。多くの先行研究で指摘されている通り、地震はこれらの低比抵抗域を避けた高比抵抗域で発生している(例えば、Ichihara *et al.*, 2014, Hata *et al.*, 2018など)。一方で、この低比抵抗域は電磁場を減衰させ、より深部のプレート境界域における構造の解明を困難にする。実際に、SSEが発生しているより深部のプレート境界域では顕著な低比抵抗異常は見られないように見える。そこで、SSE域における比抵抗分布を明瞭にするため、プレート境界面に沿った面における比抵抗分布図を作成し、減衰構造(Kita and Matsubara, 2016)と比較した。その結果、SSE域上部のマントルウェッジでは高比抵抗・低減衰な傾向であるのに対し、SSE外部の同領域では低比抵抗・高減衰な傾向が認められた。この高比抵抗・低減衰層は、SSEの発生に関係したプレート境界付近の流体を閉じ込める非透水性の層を示す可能性がある。

海底電磁気観測

海底電磁気観測は、神戸大学の練習船深江丸を利用し、宮崎沖-高知県西部沖において2017年3月から断続的に実施している(図1)。現在までに計12観測点において海底電位差磁力計(OBEM)を設置・回収しデータの取得に成功した。なお、このうち2観測点では絶対圧力の測定もおこなっている。全ての観測点で電磁場応答関数の推定ができており、特に太陽活動による地磁気擾乱が活発であった2017年のデータにおいては、質の良い応答関数が得られている。予察的な三次元フォワード比抵抗モデリングによると、得られた電磁場応答関数はプレート境界域に感度を持つと考えられる。このため、現在三次元インバージョンコードを用いて当海域の比抵抗構造の解析を進めている。

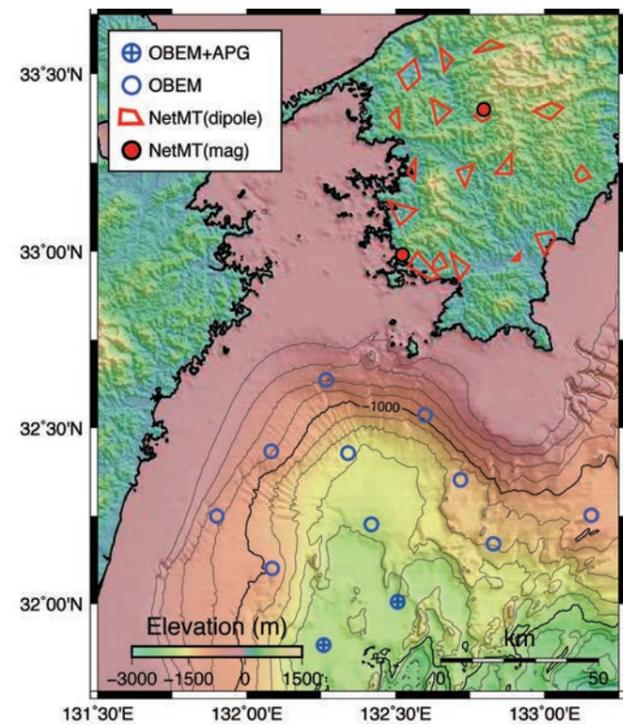


図1 陸上および海底電磁気観測の領域

今後の課題

近年観測域で規模の大きいスロー地震が発生しているため、スラブ上面における比抵抗の時間変化の検出が重要な課題となる。また、ネットワークMTおよび海底電磁気データを統合して解析を行うことにより、より広域の信頼性の高い比抵抗構造を推定することも計画している。

謝辞

ネットワークMT観測ではNTT西日本およびその関連会社に協力頂いた。海底電磁気観測では練習船深江丸乗組員に協力頂いた。

引用文献

Hata, M., *et al.* (2018), *JGR* 123: 6334-6346, doi:10.1029/2018JB015951
 Ichihara, H., *et al.* (2014), *EPS* 66: 50, doi:10.1186/1880-5981-66-50
 Kita, S., and Matsubara, M. (2016), *JGR*, 121:1962-1982. doi:10.1002/2015jb012493

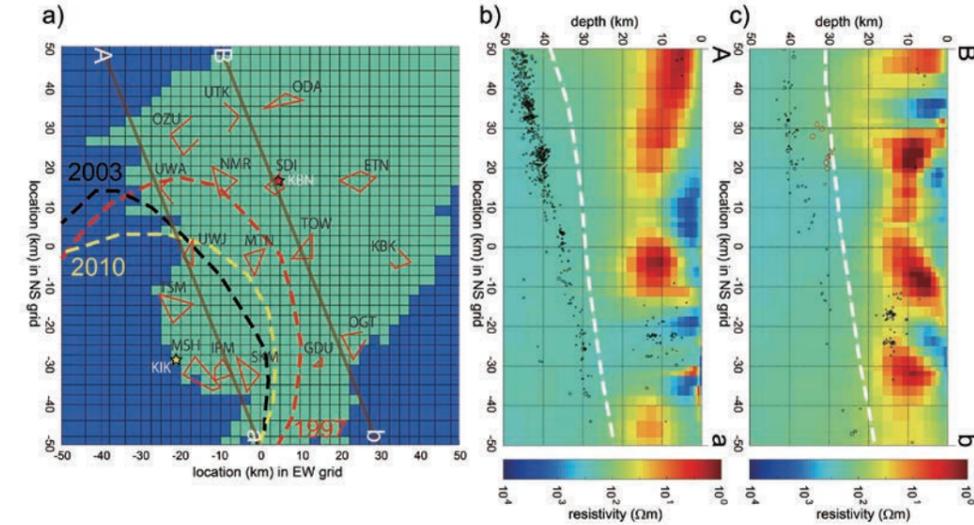


図2 a) ネットワークMT観測で使用したダイポール(赤線)および磁場観測点(星印)。破線は長期 SSE域(cumulative slip >10cm, after a report by GSI at the 205th meeting of the CCEP, 2014)を示す。b) および c) 比抵抗断面(それぞれ図2a)のA-aおよびB-b断面)。黒丸および赤丸はJMAカタログによる通常地震および低周期地震の震源を示す。破線はフィリピン海スラブの上面を示す。

B02 班研究紹介

スロー地震の移動は流体の移動に律速される?

広島大学大学院理学研究科 片山 郁夫



プレート境界で発生する低周波微動は、比較的ゆっくりとした速度で移動することが知られている(例えば、Obara, 2002; Ghosh *et al.*, 2010)。スロー地震の発生には流体の関与が指摘されているため、そのような移動現象にも流体が少なからず影響を及ぼしている可能性が高い。我々は、実験室での岩石破壊実験に基づいて、微小破壊の進展と流体の移動にどのような関係性があるかを調べている(Katayama *et al.*, 2018)。本稿では、その予察的な結果を紹介し、スロー地震の移動と流体との関わりを議論する。

岩石の破壊実験では、前もって応力をかけた後、間隙水圧を試料の片側から上昇させて破壊を誘発させる水圧破碎の実験を行った。注水を開始すると、試料内には間隙水圧の勾配が生じるが、時間の経過とともに流体圧が平衡になるように

上昇し、試料全体がクーロンの破壊条件を満たした際にマクロな破壊が生じる。一連の実験中に微小破壊(AE)の震源をモニタリングしたところ、注水した側からAEが発生し進展していく様子が観察された(図1a)。AEの進展は、試料内の間隙水圧の上昇に誘発されると考えられるため、拡散現象と仮定し、水理拡散率を実験結果から求めると、 $10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ 程度となる。水理拡散率(D)は、浸透率(k)からも次のように得られる。

$$D = \frac{k}{\eta(\phi\beta_f + \beta_r)}$$

ここで、 η は流体の粘性率、 ϕ は空隙率、 β_f と β_r は流体と岩石の圧縮率である。岩石の水理特性から得られる水理拡

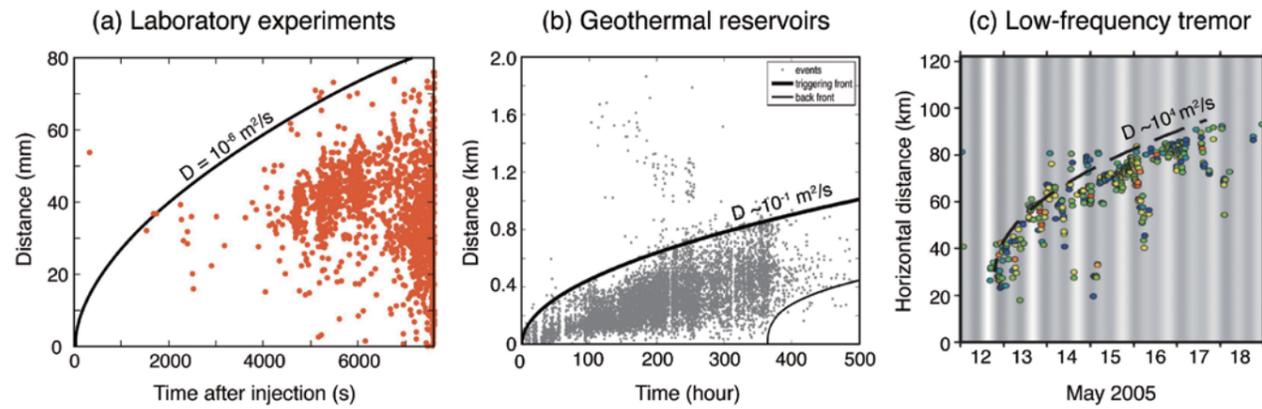


図1 様々なスケールでの震源の移動現象。(a)花崗岩の破壊実験(Katayama *et al.*, 2018)、(b)地熱発電に関する注水試験(Shapiro and Dinske, 2009)、(c)低周波微動の移動現象(Ide, 2010)。

散率と実験から得られる拡散係数が調和的なことから、試料内でのAEの進展は間隙水圧の拡散に支配されていると考えられる。

今回の実験結果と同様な拡散的(パラボリック)な震源の時空間変化は、地熱発電に関連した注水試験やスロー地震においても観察される(図1b,c)。しかし、得られる拡散係数は、注水試験では $10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ 程度、スロー地震では $10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ 程度であり、実験室での結果より数桁以上も大きい。その原因としては、対象とするスケールによって浸透率や流体の粘性率が顕著に異なることが考えられる。なぜなら、浸透率はスケールに依存し、地震発生領域での断層の幅は実験試料でのマイクロクラックの開口幅より数桁以上大きいため、浸透率はかなり大きいことが予想されるからである。また、流体の粘性率は、地震発生領域など超臨界状態では数桁小さいとも考えられる。このように、水理拡散率の違いは対象とするスケールの問題であり、スロー地震の拡散現象も流体の移動

に支配されている可能性が考えられる(図2)。もちろん、これは一つの作業仮説に過ぎず、不均質な固着域での応力の伝達など他の要因も考えられる。今後は、比抵抗や地震波減衰など流体に敏感な物性が、時間の経過とともにどのように変化するかを追うなど、プレート境界での流体の移動を捉えることができれば、スロー地震の発生プロセスの理解がより進むことが期待される。

引用文献

Ghosh, A., *et al.* (2010), *Geochem. Geophys. Geosys.* 11, doi:10.1029/2010GC003305.
 Ide, S. (2010), *Nature* 466, 356–359, doi:10.1038/nature09251.
 Katayama, I., *et al.* (2018), *Geophys. Res. Lett.* 45, 7488–7495, doi:10.1029/2018GL077815.
 Obara, K. (2002), *Science* 296, 1679–1681, doi:10.1126/science.1070378.
 Shapiro, S. A., and Dinske, C. (2009), *Geophys. Prospect.* 57, 301–300, doi:10.1111/j.1365-2478.
 Obara, K., and Kato, A. (2016), *Science* 353, 253-257, doi: 10.1126/science.aaf1512.

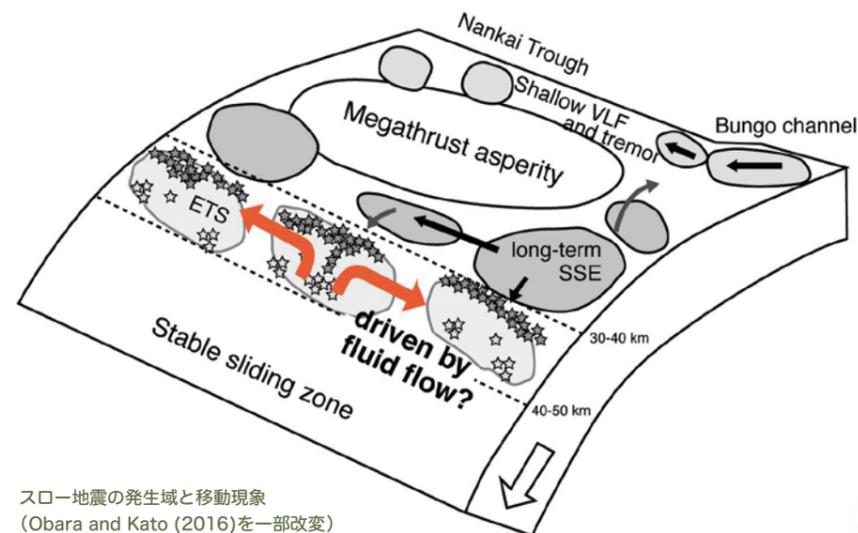


図2 スロー地震の発生域と移動現象 (Obara and Kato (2016)を一部改変)

C01班研究紹介

統計的性質から探る スロー地震のメカニズム

海洋研究開発機構海域地震火山部門 中野 優



通常の地震についてサイズと発生頻度の関係を調べると、両者の対数が比例する「べき分布」で表され、この関係は石本-飯田の法則、もしくはグーテンベルク-リヒター(GR)の法則として知られている。比例関係の傾きを表すb値は平均的には1に近い値となるが、一般にb値が小さいほど震源域周辺の応力レベルが高いと解釈される。一方、火山性のイベントの場合、サイズに対して頻度の対数が比例する、指数分布で表される場合がある事が知られている。サイズ分布は震源の物理を反映しており、べき分布の場合は自己相似的、すなわち大きな地震も小さな地震も基本的に同じ物理プロセスで支配されると考えられる。一方、指数分布の場合はイベントサイズに特徴的なスケールがあると解釈される。このように、イベントの統計的な性質から震源プロセスを探ることができ、また理論モデルを構築する際のベンチマークとなる。

スロー地震の場合はどうか。深部低周波微動(以下「微動」と略す)のサイズ分布は様々な地域で調べられており、研究によってべき分布となる場合と指数分布となる場合がある。より長周期成分が卓越する超低周波地震やスロースリップの場合は研究例が少ないが、ほとんどがべき分布に従うという結果が得られている。

南海トラフではプレート境界の固着域の深部だけでなく、トラフ軸近傍の浅部でもスロー地震が発生する事が知られており、海底観測によってそのシグナルが捉えられている(図1)。本研究では、浅部微動のサイズ分布を調べた。地震のサイズは通常、長周期成分の振幅から計算されるマグニチュードによって測るが、微動の場合は多くの場合、長周期成分がノイズに隠されてしまい、マグニチュードの計算は容易ではない。一方、これまでの研究で、微動の短周期成分から計算される地震波エネルギーが地震モーメントに比例することが分かっている(Ide and Yabe, 2014; Yabe *et al.*, 2019)。従って本研究では、地震波エネルギーから微動のサイズを推定し、その頻度分布を調べた(Nakano *et al.*, 2019)。

得られたサイズ分布はべき分布で良く説明でき、b値は1~1.3となった(図2)。ただし最大級のイベントサイズ付近ではべき分布から予測されるよりも数が少なく、指数分布に近くなる。このような分布はTapered Gutenberg-Richter (TGR)分布(Kagan, 2002)と呼ばれ、観測から得られたサイズ分布を良く説明する(図2の緑線)。このような分布になる原因として、微動のイベントが小さい時は自己相似的でべき分布になるが、大きくなると震源域が有限である影響を

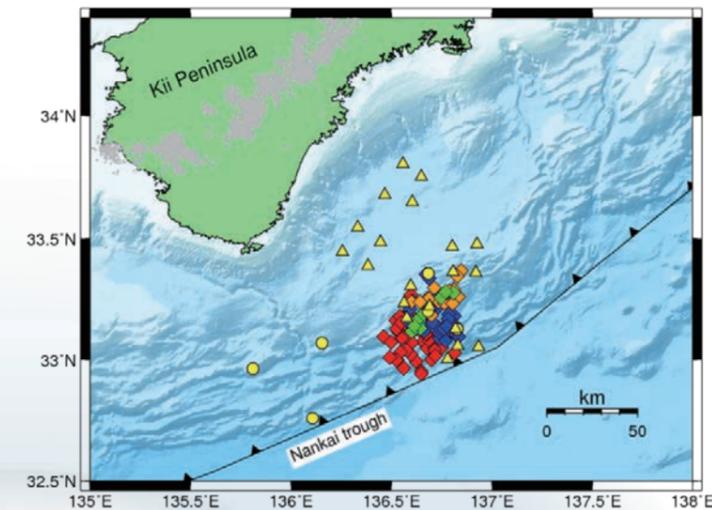


図3 南海トラフ紀伊半島沖の浅部微動の分布。2009年(赤)、2015年(緑)、2016年(青)、2018年(オレンジ)の活動の分布。微動の震源は1日の活動の平均を示す。黄色の丸および三角はBBOBS(2008–2009年)およびDONET(2011年–)観測点。グレーの点は深部低周波微動の分布(Maeda and Obara, 2009; Obara *et al.*, 2010)。

受け、指数分布的になる、というモデルが考えられる。もう一つの可能性として、粘性摩擦によって断層すべりにブレーキがかかり、大きなイベントが抑制される、というモデルが考えられる。

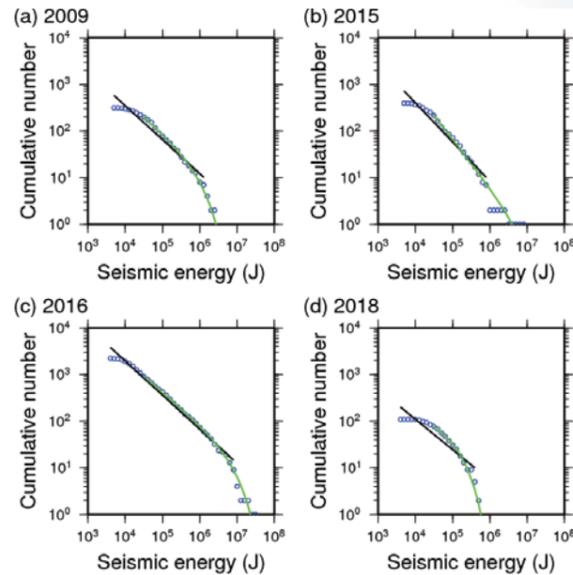


図2 浅部微動のサイズ分布(青丸)。黒線は直線(GR則)フィット、緑線はTGR分布によるフィット。

今回、観測データから微動の統計的な性質の一つであるサイズ分布を調べたが、今後は他の性質や理論モデル、実験等で得られた知見と組み合わせた研究によって、スロー地震の発生メカニズムについての理解をさらに深めていく必要がある。

引用文献

Kagan, Y. Y. (2012), *Geophys. J. Int.*, 148, 520-541, doi:10.1046/j.1365-246x.2002.01594.x.
 Ide, S., and Yabe, S. (2014), *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2786-2793, doi:10.1002/2014GL059712.
 Maeda, T., and Obara, K. (2009), *J. Geophys. Res.*, 114, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043.
 Nakano, M., et al. (2019), *Geophys. Res. Lett.*, 46, 5828-5836, doi:10.1029/2019GL083029.
 Obara, K., et al. (2010), *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13306, doi:10.1029/2010GL043679.
 Yabe, S., et al. (2019), *J. Geophys. Res.*, 124, 1507-1519, doi:10.1029/2018JB016815.

C02班研究紹介

スロー地震と抽象化

-スロー地震理解のための最小の情報を探して-

青山学院大学理工学部物理・数理学科 鈴木 岳人

「スロー地震学」を始めとして、ゆっくり地震に関する研究は多くのものが積み重なってきた。多様な観察事実も見つかってきたし、それを説明するモデルも種々提案されてきている。その積み重ねにおいて理論の側面から重要なのは、あえて現象の詳細な再現を意識し過ぎないということであろう。個々の地震の振る舞いの詳細な再現には踏み込まずとも、究極的に現象の枝葉を切り詰め、「ゆっくり地震の理解に何が最低限必要な情報か」を示す事が重要なのではなかろうか。

ここでは、「断層が滑る」という現象を「無限に長いブロックを押す」という簡単な系に置き換えてしまう(Suzuki and Matsukawa, 2019)。もちろんこれは相当な単純化であり、これで断層滑りを完全に記述しているということはない。しかし現象の細かい部分を取り除いていって最後まで残る部分、

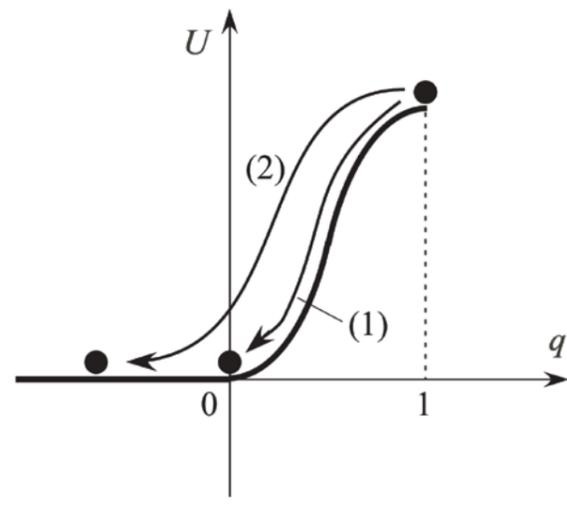
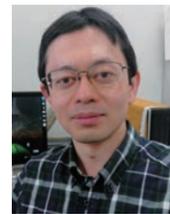


図1 ポテンシャル中の運動。(1)は臨界状態、(2)はそれより大きい歪を境界で与えた場合に対応する。

とも言えるであろう。このモデルで高速の滑りが伝播するのにかしないのが通常の地震とゆっくり地震にそれぞれ対応していると考え、というアイデアはそれらの地震の議論の最も単純化されたものと期待される。

本モデルにおいて、定常状態の滑りのプロファイルと滑り端の伝播速度 v に着目する。無限に長い粘弾性ブロックを x 方向の一次元系として扱い、滑り速度に放物型で依存する摩擦構成則 $\tau = a\dot{u}(2b - \dot{u})[H(\dot{u}) - H(\dot{u} - 2b)] = a\dot{u}(v_{van} - \dot{u})[H(\dot{u}) - H(\dot{u} - v_{van})]$ を仮定した。ここで u は変位、 a, b は正定数、 $H(\cdot)$ はヘビサイドの階段関数、 $v_{van} = 2b$ であり、ドットは時間微分を表す。この構成則は例えばDi Toro et al. (2011)の岩石実験において、高速滑りでは摩擦係数が非常に小さくなることに基づいている。正規化された支配方程式(運動方程式)は

$$\ddot{u} = u'' + \dot{u}'' - a\dot{u}(v_{van} - \dot{u}) \times [H(\dot{u}) - H(\dot{u} - v_{van})] \quad (1)$$

となる。ヤング率と粘性率は正規化してあり、またプライムは空間微分を表す。伝播速度 v で進む式(1)の定常解は

$$(1 - v^2)u'' - vu''' - avu'(vu' + v_{van}) \times [H(u') - H(u' + \frac{v_{van}}{v})] = 0 \quad (2)$$

を満たす。ここでのプライムは $x_1 = x - vt$ による微分を表す。この式から

$$\frac{\partial^2 q}{\partial X^2} = -\mu \frac{\partial q}{\partial X} - \frac{\partial}{\partial q} \left(\frac{q^2}{2} - \frac{q^3}{3} \right) \times [H(q) - H(q - 1)] \quad (3)$$

を得る。ここで $q = (v/v_{van})(u' + v_{van}/v)$, $X = -x_1\sqrt{av_{van}}$, $\mu = (1 - v^2)/(\sqrt{av_{van}}v)$ である。式(3)において X による微分を時間微分と読み替えれば、この方程式は $U = q^2/2 - q^3/3$ というポテンシャルの中を、抵抗 $-\mu\partial q/\partial X$ を受けながら運動する単位質量の粒子に対する運動方程式と等価となる。ここで、左端が $\dot{u} = v_{van}$ となるように押し右端は止まっている、という滑り速度プロファイルを考える。これは式(3)の下で U が極大値をとる $q = 1$ から極小値をとる $q = 0$ までの質点の運動と等価になる(図1(1)の場合)。ここで、 μ も求めるべき物理量であり、かつ臨界値 μ_c が存在することに注意する： $\mu < \mu_c$ ならば $t \rightarrow \infty$ で $q > 0$ の領域に到達する。すなわち $\mu = \mu_c$ が左端で $\dot{u} = v_{van}$ のプロファイルに対応する。加えてポテンシャル U に対しては $\mu_c = 2$ であることも求められている(Aronson and Weinberger, 1975)。すなわち $\mu = (1 - v^2)/(\sqrt{av_{van}}v) = 2$ から伝播速度として $v = \sqrt{1+g} - \sqrt{g}$ を得る。ここで $g \equiv |\partial\tau/\partial\dot{u}|_{\dot{u}=v_{van}} = av_{van}$ である。摩擦力がゼロになる点での摩擦力-滑り速度曲線の勾配のみで伝播速度が決まってしまうのである。

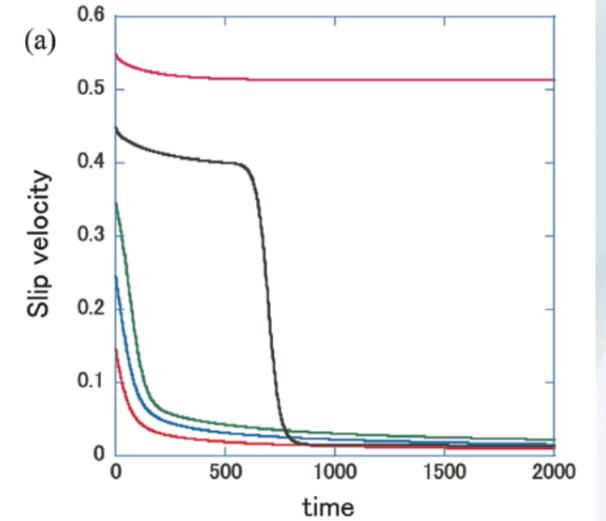


図2 ブロックを押す点での滑り速度の時間変化。 p_c の値は0.461であり、左端で与えた応力はそれぞれ0.55(紫)、0.45(黒)、0.35(緑)、0.25(青)及び0.15(赤)である。

上で考えた境界条件(左端で $\dot{u} = v_{van}$)は臨界的なものであった。加えて重要なのが、臨界状態を生成するため、左端に横から与える歪の絶対値 $p_c = |v_{van}/v|$ もまた臨界値であるということである。これより(絶対値が)大きい歪を与えると滑りの定常伝播が現れ、小さいと滑りが減衰する。後者はクリープ的振る舞いと解釈できる。そして前者では左端で $\dot{u} > v_{van}$ となり(図1(2)の場合)、伝播速度も $\sqrt{1+g} - \sqrt{g}$ より大きくなる。すなわち $v = \sqrt{1+g} - \sqrt{g}$ は定常状態の最小の伝播速度ということになる。図2はブロックを押す点での滑り速度を描いたものであるが、一定の値を保てる場合と保てない場合が現れている。前者が通常の地震、後者がゆっくり地震に対応する、という簡単な分類ができるかもしれない。またこれらの結果から、ゆっくり地震では $\sqrt{1+g} - \sqrt{g}$ より速い伝播速度は存在しないことになる。

詳細は省略するが、摩擦構成則が放物型でない場合、あるいは摩擦応力が完全にゼロにならず高速滑り側に尾を引く場合でも、本稿で述べた内容が(少なくとも定性的には)有効であることが確かめられた。極力簡単なモデルにしたところ、伝播速度を決定するのに必要な情報として残ったのは結局 g のみである。昨今のモデル研究は多数のパラメータを導入することが多いが、ここまで簡略化することも時には良いのではなかろうか。

引用文献

Aronson, D. G., and Weinberger, H. F. (1975), *J. A. Goldstein, ed., Partial Differential Equations and Related Topics, Lecture Note in Math.*, 466, Springer, 5-49.
 Di Toro, G., et al. (2011), *Nature*, 471, 494, doi:10.1038/nature09838.
 Suzuki, T., and Matsukawa, H. (2019), *J. Phys. Soc. J.* 88, 114402, doi:10.7566/JPSJ.88.114402.

公募研究紹介 A01

発生間隔及び振幅分布に基づくスロー地震数理モデル構築

東京大学 竹尾 明子

通常の地震については、発生頻度の時間変化やマグニチュード分布がよく知られている。本研究ではスロー地震の中でもマグニチュード3から4で観測される超低周波地震に着目し、その発生間隔や振幅の分布を推定した。解析には既存観測網の記録に加えてスロー地震学A01班で新たに設置した観測点の記録を用いた。その結果、海溝沿いで起きる浅部超低周波地震には特徴的サイズが存在すること(図1)や発生間隔が通常の地震の本震-余震系列とは異なることを明らかにした。一方で島弧の下で起きる深部超低周波地震は、浅部に比べてサイズが小さく検出や振幅分布の評価が難しいことも明らかになった。これらの結果を踏まえて、スロー地震学A01班の2019-2020年度の陸域広帯域地震観測に対して、四国・紀伊・東海の既存の活動域を覆い小さい超低周波地震を広く検出するという提案を行った(図2)。

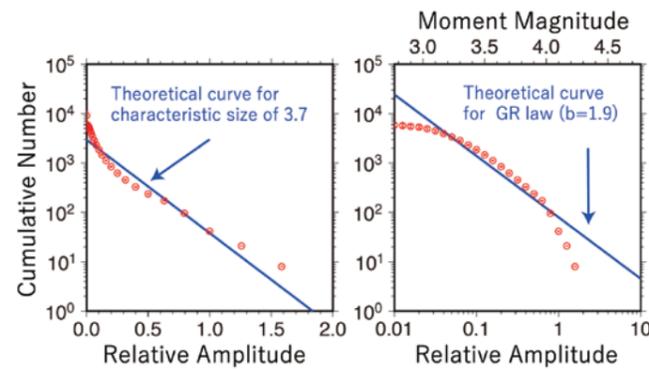


図1 浅部超低周波地震の振幅分布

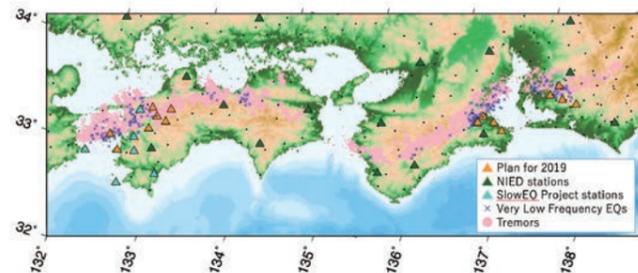


図2 スロー地震学A01班の広帯域観測点配置

公募研究紹介 A02

群発地震に伴う内陸スロー地震の検出

北海道大学 大園 真子

2012年に北海道北部の内陸で発生したM4クラスの群発地震に伴って、浅部でのスロー地震発生の可能性が稠密GNSS観測から示唆されている(Ohzono *et al.*, 2015)。これらと同様、内陸でもスロー地震のような非地震性すべりが発生していないかを確認するため、気象庁一元化震源とGEONETの日座標時系列データを使って、その検出を試みた。

1997年10月から2016年12月までの深さ30km以浅、M4以上の地震が1年のうちに3回以上発生している地域を群発地震発生域と仮定し、その地域を横断するGEONET点を結んだ基線を組んで、それらの基線長時系列から非定常変動の有無を確認した。

仮定に基づく19の群発地震発生域のうち、北海道日高地方など6地域で非定常シグナルが確認されたが、2012年北海道北部の事例ほど顕著なものはなく、断層すべりを推定するまでには至らなかった。観測点分布の限界、非定常変動シグナルの検出方法の向上など課題が残るが、今後より詳細な解析から、内陸スロー地震の検出や議論が期待できる。

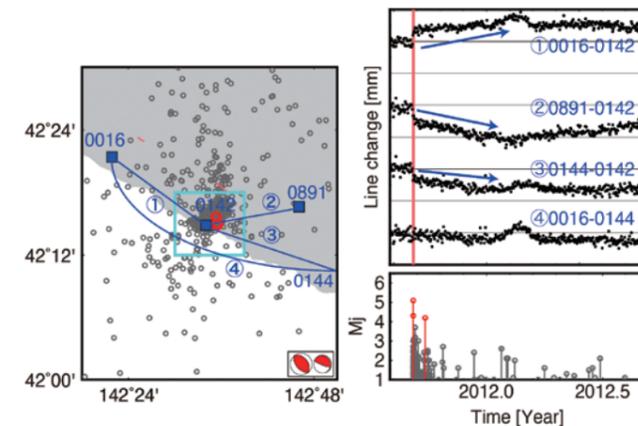


図1 北海道日高地方で検出された群発地震後の非定常地殻変動の一例。(左)震央分布とGEONETの基線。赤丸がM4以上の地震。(右上)4基線の基線長変化。赤線がM4以上の最初の地震が発生した時刻。(右下)右図水色の領域におけるM-t分布。

公募研究紹介 A02

豊後水道以南のプレート境界での固着強度の周期的変化

海洋研究開発機構 飯沼 卓史

南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートと、陸側のプレートとの間で発生する長期的SSE(スロースリップイベント)によって、プレート間の固着強度は時間変化する。陸上GNSS観測から得られる変位速度場の空間勾配の時空間変化に基づく、プレート間固着強度のモニタリング手法(linuma, 2018, *GJI*)を西南日本に適用した。得られた変位速度場の空間勾配の時間変化を、プレート境界面上で発生する小繰り返し地震の活動から推定される、プレート間のすべりレートの時間変化と比較した。その結果、すべりレートの加速している時期及び減速している時期が、変位速度場の空間勾配が正方向に変化する時期及び大きな負値をとる時期それぞれと、概ね一致していることが分かった。Uchida *et al.* (2016, *Science*) が明らかにした、東北日本沈み込み帯で

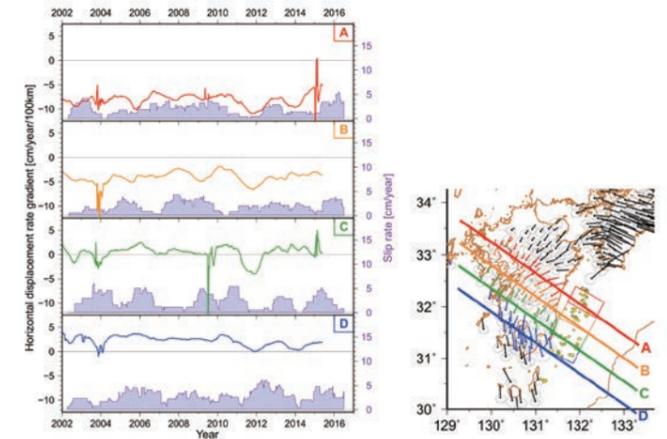


図 (左)各プロファイルでの水平変位速度場の空間勾配の時間変化(折線)と、小繰り返し地震から推定されたすべりレートの時間変化(紫線)。(右)2009年1月から2011年1月までの変位速度場と、左図に変位速度場の空間勾配を示した各プロファイルの位置。各色の四角は、小繰り返し地震(黄色丸)を用いてすべりレートの時間変化を推定した各領域。

発生しているような周期的なスロースリップイベントが、九州中部より南側のプレート境界でも、領域ごとの周期をもって、同様に発生していることが示された。

公募研究紹介 A02

海底水圧計を用いたスロースリップイベントの探索とそれに向けた技術開発

東北大学 太田 雄策

プレート境界で発生する様々なスロースリップ現象のうち、特に数日以上の時定数を持つ現象に対しては、海底測地観測が重要な役割を果たす。例えば海底水圧計(OBP)は、自分の直上の圧力値を連続的に計測することで、津波等の現象に加えて、上下地殻変動を高い精度で捉えることができる観測センサーである。東北大学ではこれまで、2011年東北地方太平洋沖地震の最大前震とその余効変動、さらに本震およびその余効変動を明瞭に捉えるなど、日本海溝を中心として、OBPを活用した地殻変動現象の理解を進めている。

一方、OBPをスロースリップイベント等の監視に用いるためには、解決すべき課題が存在する。例えば非潮汐海洋成分による圧力変動は数日~1週間程度の時定数を持ち、そうした時間帯域の地殻変動の理解の妨げとなっている。

また、1ヶ月を超えるような時間帯域では、OBPが持つセンサーの長期ドリフトがその障害となる。OBPの長期センサードリフトを取り除くためには、得られた水圧計時系列に対して何らかの関数を近似してそれを除去する対応が取られることが多いが、この場合、仮定する関数に得られる結果

が大きく依存する。よって、長期ドリフト特性を客観的に把握する技術の開発は重要である。そのため本研究では、海域で使用されるOBPセンサーの長期ドリフトをその場で校正する技術を目指し、実験室環境での実証実験を実施した。

具体的には、印加状態のドリフトが大気圧に解放した場合のドリフト特性と一致するという先行研究(A-0-A方式)の知見を実海底下で実現するための機構の検証を行った。図1にその結果を示す。結果を見ると70MPa(水深7,000m相当)のドリフト特性と大気圧開放時のそれがよく一致し、両者を差し引くことで長期ドリフトを効率的に除去できることが分かる。今後、実際に同機構を備えたOBPシステムを開発することで、多様な時間帯域のスローイベントをより定量的に評価可能になることが期待される。

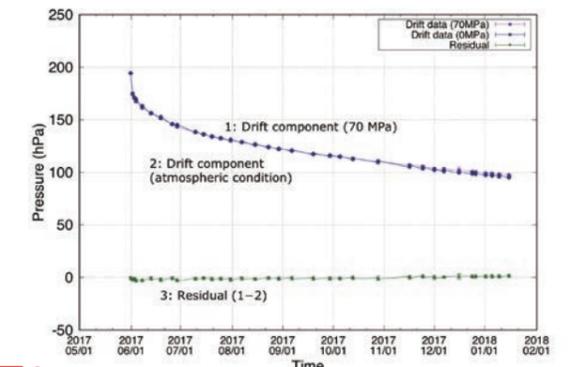


図1 A-0-A方式によるOBPセンサードリフトの除去性能の実験室環境における評価。70MPaと大気圧環境におけるドリフト特性がよく一致することが分かる。

公募研究紹介 B01

プレート間カップリングは
流体分布で制御される
—ヒクランギ沈み込み帯での検証

東京工業大学 小川 康雄

ニュージーランド北島北東部では、プレートのカップリングが弱く、スロー地震が発生する。一方で、北島南部ではプレートが固着している。ネイピア市の南方では、カップリングが南に向かって徐々に強くなることわがわっている。東京工業大学はGNS Scienceと共同してこの地域で稠密な magnetotelluric (MT) 観測を実施した(図1)。これまでに得られた160観測のデータを3次元解析した。沈み込むプレートの比抵抗を1000Ωmに固定し、プレート上面の比抵抗分布を、面積歪み速度の分布と比較した(図2)。プレート上面が、北東部で低比抵抗、南西部で高比抵抗になる大局的な構造が見出されたほか、より局所的なスケールでも、ネイピア南方にある面積歪み速度が正になる領域が、プレート上面の低比抵抗部に対応する。このことは上述の“流体分布がプレートカップリングを支配する”という仮説を支持する。

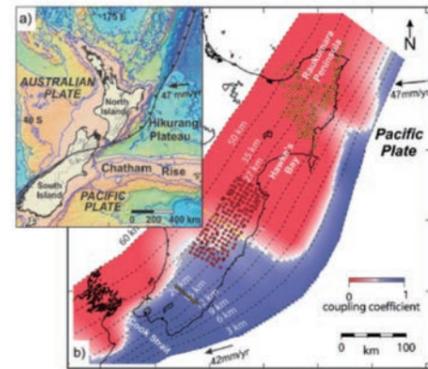


図1 (a)ニュージーランド北島と(b)プレートカップリング(背景)と160点のグリッド状観測点(地図中央の赤点)

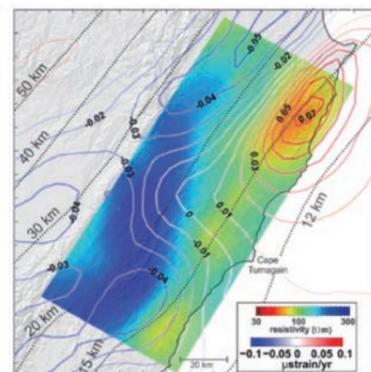


図2 プレート上面の比抵抗分布と面積歪み速度の比較

公募研究紹介 B02

沈み込み帯に存在する
半遠洋性堆積物の摩擦特性に
対する続成作用の影響

海洋研究開発機構 岡崎 啓史

スロー地震発生域のような高温高压環境においては続成作用(岩石化)や変成作用(変成岩化)に伴い水が放出される。これらの反応は、断層の力学挙動に対して大きな影響を与える。そこで本研究では高温高压変形透水試験機を用いて低周波地震発生域と同様な高温熱水環境を再現して東北沖で採取された半遠洋性堆積物の摩擦実験を行った。

実験条件(封圧150MPa, 間隙水圧58MPa)へ昇温昇圧直後に堆積物試料へせん断変形を加えたところ、100℃以下

では安定すべりを示し、摩擦係数の速度依存性(a-b)は正であった。150℃では摩擦係数の速度依存性は負になり、200℃においては速度ステップ後に準不安定な振動が観察された。

230℃では不安定すべりが観測された。また、高温高压下での続成作用が試料の摩擦特性にどのような影響を与えるかを調べるために、実験条件へ昇温昇圧後にそのまま温度圧力を数時間保持したのちに摩擦実験を行なった。温度100℃下における28時間(〜10⁵秒)の“煮込み”によって摩擦係数の速度依存性が正から負へと変化した。アレニウスの式から天然の時間スケールへ外挿すると沈み込み帯ではより低温(〜80℃)で摩擦係数の速度依存性が正から負へと変化する可能性がある。このような続成作用が地震発生帯上部と低周波地震発生域を決めている可能性があるので続成作用のカイネティクスのさらなる理解が必要である。

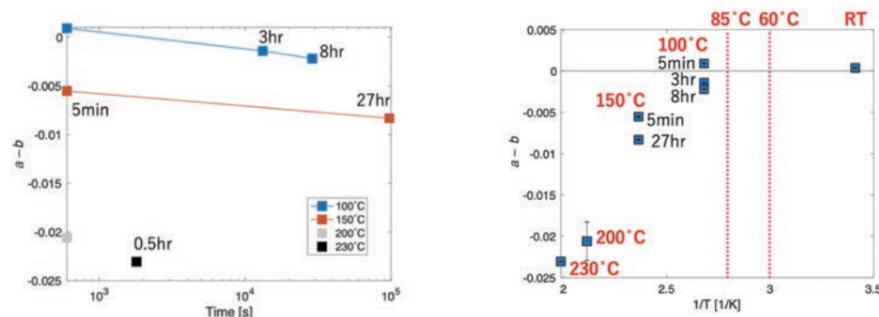


図1 摩擦係数の速度依存性(a-b)の温度依存性と煮込み時間による変化。右図は縦軸にa-b、横軸に煮込み時間を、左図は縦軸にa-b、横軸に温度の逆数を取っている。温度だけでなく、煮込み時間(=反応時間)によっても摩擦特性は変化することがわかった。

公募研究紹介 B02

沈み込み帯地震発生域
上限付近の多様な断層運動に
関する実験的研究

千葉大学 金川 久一

東北沖日本海溝に沈み込む太平洋プレート被覆層チャートの主成分としても知られているオパール摩擦実験から、沈み込み帯地震発生域上限付近では、温度上昇または変位速度

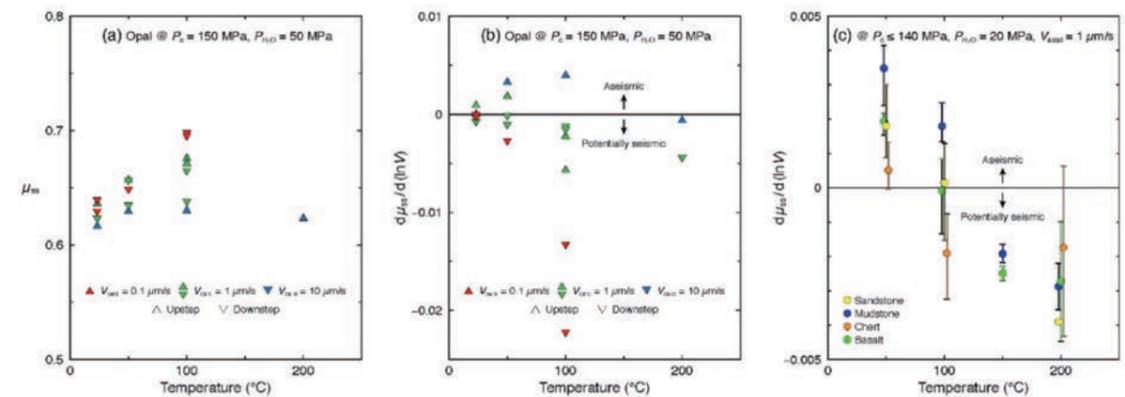


図1 オパール試料の定常摩擦係数 μ_{ss} とその変位速度依存性 $d\mu_{ss}/d(\ln V)$ の温度変化 (a, b)、および付加体構成岩石試料の $d\mu_{ss}/d(\ln V)$ の温度変化 (c)。図中に実験条件(封圧・間隙水圧・軸方向変位速度)を示す。

公募研究紹介 C01

スラブ直上の薄い低粘性層
内部における水の移動

海洋研究開発機構 森重 学

スロー地震の発生には、スラブから放出された水が重要な役割を果たすと考えられている。しかしこれまでの多くの研究では、水がスラブ内部の「どこから」「どの程度」放出されるかのみが焦点が当てられており、放出後の水の振る舞いに関してはあまり議論が進んでいなかった。そこで私は地球内

低下に伴う圧力溶解の活動度増大により粒子間の癒着が促進されて定常摩擦係数 μ_{ss} が増大し、その結果定常摩擦係数の変位速度依存性 $d\mu_{ss}/d(\ln V)$ が正から負へと変化して、非地震性から地震性への断層運動遷移を促すことを示唆する結果を得た(図a, b)。

また、付加体を構成する玄武岩、チャート、泥岩、砂岩の摩擦実験から、非地震性から地震性への断層運動遷移が起こる温度が岩石によって異なり(図c)、同一温度でも岩石によって地震性～非地震性の多様な断層運動が起こり得ることも明らかとなった。

部の岩石部分と流体部分の移動を同時に取り扱う固液2相流の物理モデリングを用いて、沈みこむプレート境界付近において水が移動する仕組みの理解を試みた。具体的にはスラブ直上に薄い(数kmの厚さを持つ)低粘性層があると仮定し、その内部に入り込んだ後の水の振る舞いを調べた。その結果、(1)硬い岩石の隙間を押し広げながら移動することが難しいため、水の多くが低粘性層内部に留まること、(2)低粘性層内部の岩石変形に伴う動圧力勾配を駆動力として、水が浅い部分へと素早く移動すること、が明らかになった。また水の量の空間変化も見られた(ただしこの現象は既に報告されている)。これらの知見はスロー地震発生の時空間変化を理解する上で役立つと期待される。

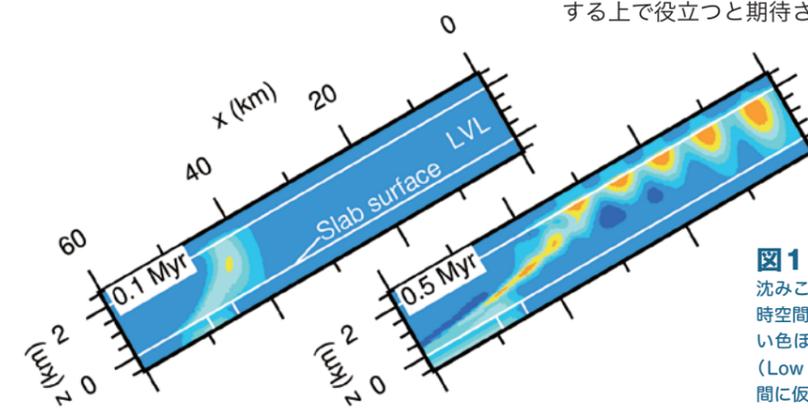


図1 沈みこむプレート境界近傍における水の量の時空間変化。z方向に拡大して示してある。赤い色ほど水の量が多いことを表す。低粘性層(Low Viscosity Layer)をz=0 kmと2 kmの間に仮定している。

公募研究紹介 C02

断層固着度の指標としてのAEスペクトル

金沢大学 隅田 育郎

スロー地震はしばしば微動を伴う。微動から断層における固着度を知ることは可能だろうか？粉粒体（ガウジのモデル）をせん断すると、固着からすべりに移行する時にAE（アコースティックエミッション）が発生する。そこで私はAEの粒径 d （～アスペリティサイズ）依存性に焦点をあてた実験を行った（福水君との共同研究）。**図1**にAEの加速度波形を3つの周波数帯に分けて示した例を示す。2つのセンサーは対蹠点に設置されている。低、中周波数帯では2つのセンサーが記録した波形は互いに逆、同位相になっている。これらの周波数は容器サイズが大きくなると低くなるので系の固有振動が起源である。一方で高周波数帯は粒子間摩擦が起源であろう。**図2**は加速度スペクトルの d 依存性を示す。

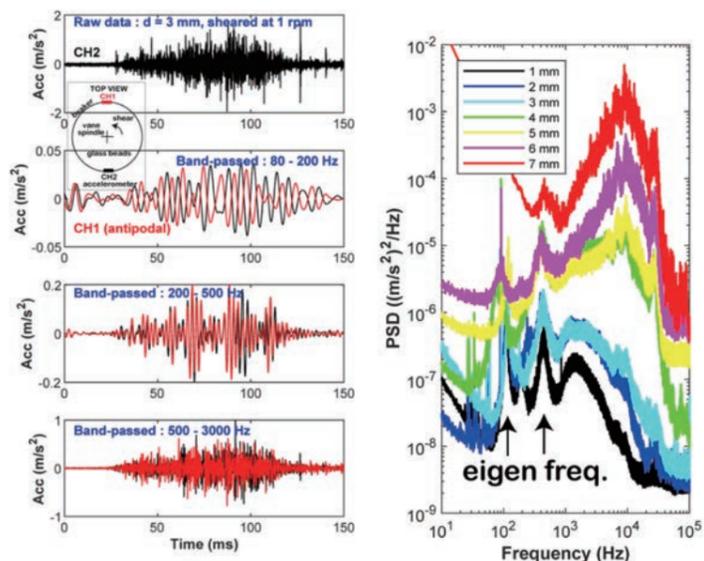


図1 加速度波形の例($d = 3$ mm)

図2 加速度スペクトルの粒径(d)依存性(200秒分、せん断速度: 1 rpm)。

d が大きくなるとパワーが増大するばかりでなく、高周波数帯が相対的に強く励起される。広帯域で励起されるAEは微動、VLF Eと似ている。これらのスペクトルが断層固着度を知る指標となることが期待できる。

公募研究紹介 C02

多時間スケールの競合する非線形応答

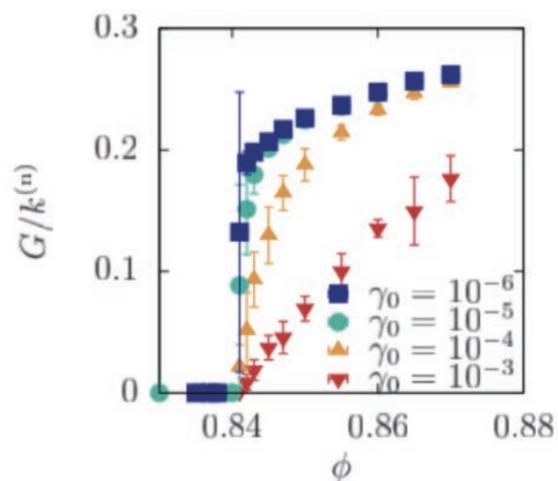
大阪大学 大槻 道夫

フラジイルな『固体』で発生する破壊、滑り、降伏などの非線形応答においては、多くの場合、ゆっくりと進行する背景のモードと間欠的に発生する急なモードの競合が観測される。このような現象の理解は現在の非平衡・非線形物理の

重要な課題と認識されている一方、相互の共通した背景は理解されていない。こうした現象の中でも、特に剪断粉体で発生する非線形応答に対して粒子間摩擦が与える影響を系統的に調べた。

摩擦がない粉体粒子系の剛性率は、ジャミング転移点と呼ばれる臨界点からの充填率のズレに対して連続的に増大することが示されている。ところが、一般的な粉体においては粒子間摩擦を無視することができない。そこで、実際にわずかな粒子間摩擦を導入した時に、その振る舞いがどのように変化するかを調べた結果、無限小の摩擦力を導入するだけで剛性率の転移のタイプが連続から不連続に変化することがわかった(**図1**)。しかし、それは歪みが無限小の線形剛性率に限った話であり、非線形応答領域まで考慮することで、その一件矛盾するように見える剛性率の転移が自然に解釈できることを発見した。特に、歪みが増大するにつれて摩擦に起因する微小な粒子間の地震的な滑りが断続的に発生し、それによって最終的には剛性率が摩擦のない粒子と同様の連続的な転移が回復することがわかった。

図1 摩擦のある粉体における剛性率 G の充填率 ϕ 依存性。歪み γ_0 の大きさによって不連続な変化から連続的な変化へと遷移する。



公募研究紹介 C02

スロー地震および通常の地震と滑り摩擦、地震モデルとの関係の理論的・数値的研究

青山学院大学 松川 宏

摩擦則およびそれを用いた地震モデルの理論的・数値的研究により、スロー地震および通常の地震の特徴を説明するミニマルなモデル・条件を明らかにすることを目的として研究を行った。

具体的な成果としては、速度状態変数依存摩擦則を微視的モデルから導出し、低速度極限まで成り立つ摩擦則の式を得た。そして、いわゆる直接項(A項)が支配的な場合、低速度極限では摩擦力は0となることを示した。これは直接項が支配的な場合、十分小さな駆動力下でも熱揺らぎにより滑り運動が可能となるからである。間接項(B項)が支配的な場合も、真実接触面積は見掛けの接触面積より大きくなれないことを考慮すると、低速度極限では摩擦力は0となる。これより十分低速度で摩擦が小さくなることは極めて一般的であると考えられる。

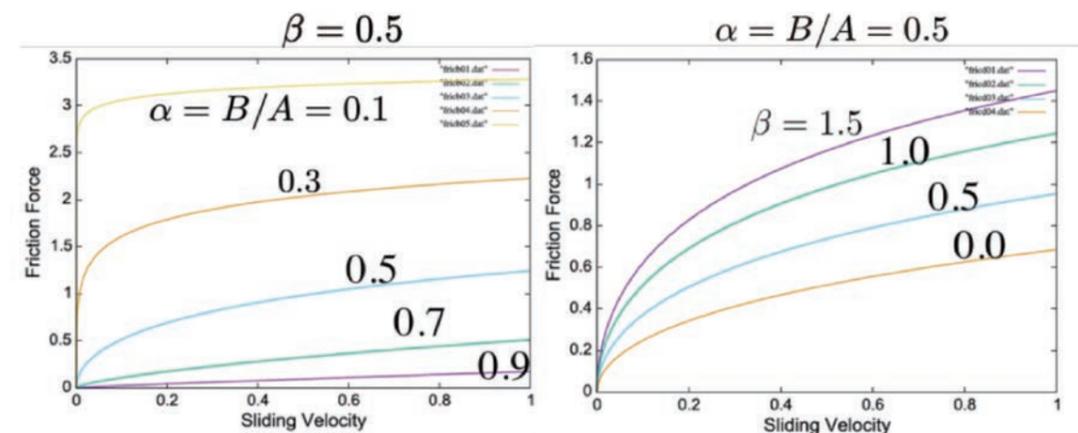


図1 摩擦力の速度依存性。 β はアスペリティのサイズ分布がべき乗で表されるとした場合のべきである。

スロー地震学 活動報告

若手異分野交流会

東京大学 竹尾 明子

地球物理学・地質学・物理学など異分野の研究について理解を深めるため、2019年7月18日に東京大学にて若手異分野交流会を開催しました。当日は、学生を含む25人が参加し、博士号取得から10年くらいの若手合計12名が自分の研究分野について紹介しました。9月に仙台で開催された研究会に向けた基礎知識を共有することができました。また、プレート境界の不均質構造やアナログ実験などについて活発な議論が行われました。若手のイベントは主催者を変えながら様々な形式で今後も実施予定です。



2019.07.18 若手異分野交流会

若手研究者海外派遣報告

東京大学D1 馬場 慧

2019年の2月から3月にかけて、フランスのパリ地球物理学研究所 Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) に滞在し、Jean-Pierre Vilotte博士、Natalia Poiata博士、Mariano Supino博士とともに共同研究を行いました。Poiata博士は、地震波形の統計学的特徴を複数周波数帯で評価することにより、低周波地震の検出および高精度な震源決定を行う手法を開発しており、私はその手法を低周波地震よりも長周期の現象である超低周波地震に適用することを試みました。また、低周波地震と超低周波地震の時空間分布の相関性など、さまざまなテーマでIPGPの研究者の方々と議論することもでき、有意義な経験となりました。



2019.02.21 ▶ 03.22

東京大学D1 小澤 創

2019年3月4日から29日までの4週間、Stanford大学地球物理学科に滞りました。Eric Dunham准教授との共同研究として、お互いが問題意識を共有していた「非平面断層における地震サイクルモデリング」について、境界積分法と有限差分法を併用した数値計算コード開発を行いました。日頃のセミナーからアメリカ西海岸における地震学の潮流(注水誘発地震と機械学習の隆盛)を、研究室の学生たちとの会話からアカデミアの雰囲気を肌で感じられ、短いながらもとても有意義な経験となりました。



2019.03.04 ▶ 03.29

東北大学D1 寒河江 皓大

私は、地震計アレイを用いた深部低周波微動の検出、震源決定を行っています。カリフォルニア大学サンタバーバラ校での滞在では、谷本俊朗教授の研究室でノイズの特徴を学び、微動とノイズを適切に区別した微動検出の正確性の向上に関する議論、そしてアレイ解析の技術面に関する議論を行うことで、多くの知見が得られました。研究室の学生とは、お互いの研究を紹介し議論を深めただけでなく、週末にはサンタバーバラのダウンタウンやソルバングを観光し、交流を深めました。このような貴重な機会を提供して下さったスロー地震学関係者に感謝いたします。



2019.06.06 ▶ 06.20

九州大学M2 福留 泰平

この度私は、スイス連邦工科大学チューリッヒ校にてPaul A. Selvadurai博士のもとで、AEセンサを用いた高温下での衝撃波測定実験を行いました。主に、室温から200°C近い高温に至る温度条件下において、複数のAEセンサの信号をもとにした地震波形の観察や地震モーメントの算出および比較をしました。また、今回Nicholas D. Spencer教授との対談の機会も頂きました。彼には主に我々の実験系に使用している高分子ゲルの摩擦に関してご助言いただき、異なる物質を超えた普遍性や地震との関係性についても議論しました。本派遣では、初めて行う観測手法の室内実験を通して我々の実験系との比較をすることができたので、より洗練された実験系の構築を図るのに役立つと思います。



2019.08.21 ▶ 09.14

チリ押しかけワークショップ顛末記

東京大学 井出 哲

南北4000km以上の国土を持ち、ナスカプレートと南極プレートが沈み込むチリは、沈み込み帯の地震、そしてスロー地震研究にとって極めて興味深い国である。近年大地震も発生しており、順調な経済発展のおかげで地震地殻変動観測網が急速に改良されている。地震学の研究者や学生の数も多く、新学術領域「スロー地震学」の押しかけワークショップの開催地として申し分ない。ということで、第2回押しかけワークショップ、別名を1st International Workshop on Slow and Fast Earthquakesとよぶ集会は、2019年10月28日からチリ、サンチアゴで開催される予定であった。領域内にも広く参加を呼び掛けた結果、約30名が日本から参加、チリ、そしてフランスからも参加者が登録され、100人規模で盛大に開催される予定であった・・・。

何かおかしな雰囲気が漂ってきたのは、開催の10日ほど前。高校生が地下鉄の無賃乗車を始めたというニュースを聞き流していたら、あつという間にデモ、暴動、放火、略奪で非常事態宣言、夜間外出禁止令が発令された。これがチリに出発する約1週間前。大使館から渡航自粛等の要請はなかったが、会場のチリ大学が閉鎖され、100人規模の集会開催のめどが立たないことが判明した10月22日、苦渋の決断としてワークショップ中止が決定された。

大半の参加予定者がこの時点で渡航をとりやめた。すでに現地入りしていた東大のWangさんも、大学が閉鎖されており、勉強ができないということで予定を切り上げて帰国した。そういう状況にも関わらず、往生際の悪い人間が数人いた。東大から4名、京大から3名、神戸大1名が、デモの混乱の続くチリ、サンチアゴへ渡航した。結局私を含め東大の3人は、ほぼ当初の予定通り、サンチアゴと巡検予定地のバルディビアを訪問した。

幸いなことにサンチアゴ入りした10月27日の時点で非常事態宣言も夜間外出禁止令も解除されており、町はだいぶ落ち着きを取り戻していた。デモも平和的なものが主体となっており、ホテル、スーパー、レストランなども営業していて、生活に不自由するようなことはなかった。実際、食という点では大満足であった。地下鉄はやや不安定だったが、チリはUberが便利で、毎日利用していた。しかし落ち着いたとはいえ、やはりデモは継続中で、燃えるときは燃える。時々ニュースで放火の映像を見ると不安になったし、Uberで市の中心部を移動中に車内に催涙ガスが流れ

2019.10.28
チリ押しかけWS顛末記

集合写真

てきて驚いたこともあった。まあ催涙ガスの中を歩いて涙を流した人は一人ですんだようだが。

ワークショップは20人弱のミニ研究集会へと形を変えたが、人数が少ない分2日間一人一人が十分な時間話すことができた。チリの地震観測センター(CSN)はこんな時も24時間体制勤務を続けていて、3日目にはそのコントロールセンターと観測点の見学もすることができた。私個人としては現在進行中のチリ南部のスロー地震研究について、情報交換と今後の計画を練ることができたし、新しいデータも入手できた。まずは行った甲斐があったというものである。その後、バルディビアも訪問し、ほとんど残っていない約60年前の地震の痕跡を探してさまよった。

南米の優等生と言われたチリであっても、このような予想外のことが発生する。海外との共同作業は難しいものである。我々は行って帰って一段落だが、チリではいまだに混乱が続いている。この混乱の中、難しい判断を強いられ、またその後の我々の訪問を温かく迎えてくれたチリ側主催者Sergio Ruizには深く感謝するとともに、彼らの日常生活と研究が早く平常に戻ることを願わずにはいられない。



CSNの見学

新学術領域研究（研究領域提案型）



Newsletter04

発行・問い合わせ先

新学術領域研究「スロー地震学」事務局
〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1（東京大学地震研究所内）

TEL : 03-5841-2956

Email : sloweq-office@eri.u-tokyo.ac.jp



発行日 2019.12

<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/project/sloweq/>