

12-14 地震波速度・電気伝導度から推定される地殻内の流体分布 Fluid Distribution in the Crust Inferred from Seismic Velocity and Electrical Conductivity

富山大学 渡邊 了
University of Toyama,

Tohru Watanabe

1. はじめに

地殻内の流体は、断層の摩擦強度低下を通して地震発生に関与していると考えられている¹⁾。とくに、高角逆断層のような摩擦力が大きい断層は、流体の関与なしに滑ることは難しい。さまざまな地域で、地殻の詳細な地震波速度構造、電気伝導度構造が推定されてきた。推定されている電気伝導度の値は、乾燥岩石の値よりも桁で高く、地殻内に広く流体が存在していることを示唆している²⁾。震源断層周辺に低速度・高伝導度領域が存在する例も報告されており、そこでの物質の理解は地震発生場の理解に寄与するはずである。小論では、岩石の地震波速度、電気伝導度に関する知見をもとに、地殻内での流体の形状、量について考える。

2. 岩石の地震波速度と電気伝導度

岩石は鉱物粒子から構成される多結晶体であり、内部にはクラックなどの空隙が存在している。空隙が流体（一般には電解質水溶液）で満たされている場合を考えると、岩石の地震波速度は、固体および流体の弾性定数と密度、流体の形状および体積分率で決まる³⁾。扁平なクラックのように、単位体積当たりの表面積（比表面積）が大きな形状ほど、流体の影響は大きい。これは、比表面積の大きな形状ほど、実効弾性定数を支配する固体の連結をより切断するためである。電気伝導度は、固体および流体の電気伝導度、流体の形状および体積分率で決まる³⁾。岩石中に流体の連結経路が存在しない場合は、実効電気伝導度は固体の電気伝導度にほぼ等しい。流体の連結経路が存在する場合は、流体の電気伝導度が固体に比べて桁で高いため、電流は流体中を選択的に流れる。実効電気伝導度は、流体の電気伝導度によって支配され、固体の電気伝導度には依存しなくなる。

地殻内の岩相を特定することが一般には困難なため、地震波速度のみから流体の有無を議論することはできない。流体の影響による速度低下は、岩相の変化（固体の弾性定数、密度の変化）によっても説明可能だからである。一方、流体の連結経路が存在する場合は、電気伝導度は固体のみでは説明できない高い値を示すため、その値を基に流体の存在を結論できる。ただし、岩相と同様に、地殻内に存在する流体の組成も未知であるため、電気伝導度のみから流体の量（体積分率）を推定することは難しい。岩相および流体の電気伝導度をパラメータとして変えながら、地震波速度と電気伝導度を両立できるような流体の形状、量（体積分率）を推定することが必要である⁴⁾。流体の形状については、先験的な情報が与えられるのではないかと考えている。

3. 流体の形状

地殻の脆性領域では、どのような形状で流体が存在しているのだろうか？先験的な情報を与えることができるのではないだろうか？上部・中部地殻は低温であるため、塑性変形や化学反応が不活発であり、流体は岩石内のクラックを満たすように存在していると考えられてきた。1960年代に岩

石の弾性波速度⁵⁾、電気伝導度⁶⁾についての実験的研究が精力的に行われた。封圧の増加に伴って、岩石の弾性波速度は上昇し、電気伝導度は低下する。この物性変化は、岩石内のクラックの閉鎖によって生じるものであり、クラックの弾性的性質への影響は1970年代には定式化された⁷⁾。電気伝導度についての理解は、クラックの連結を扱う問題であるため、1980年代のパーコレーション理論の発展を待たねばならなかった。低圧での大きな電気伝導度低下は、クラックの連結が切れることで説明された⁸⁾。ただし、クラックの連結が切れた後の高圧でも、流体が連結していることが問題として残った。どのような空隙が流体の連結を維持しているのだろうか？われわれは、アーヘン大学（ドイツ）の協力を得てイオンミリングした岩石（庵治花崗岩）のSEM観察を行い、クラックの表面が凹凸をもつこと、その開口の大きな部分が高圧でも閉じにくい形状をもつことを見出した（第1図）。このようなクラックの開口の大きな部分が、チューブ状につながって高圧での伝導経路を維持しているのではないかと考えている。

地殻内には0.1 mmの粒界スケールから10 kmの断層スケールまで、さまざまなサイズのクラックが存在する。サイズは異なるが、表面の凹凸、開閉や連結の物理は、粒界スケールのクラックと共通するはずである。地殻内のクラックも静岩圧によりほとんど閉鎖し、開口の大きな部分がチューブ状に連結しているのではないかと考えている。チューブ状の流体を考えると、地震波速度、電気伝導度は、流体の体積分率の関数として第2図のように変化する。なお、地震波速度、電気伝導度とも固体、流体の値で規格化したものを示している。また、流体としては水を考えている（体積弾性率を2GPaとした）。電気伝導度は流体の体積分率に比例して増加する。地震波速度は、流体の体積分率が0.1%以下のときは有意な変化を示さないが、1%を超えると急激な低下を示すようになる。速度低下はチューブ断面の形状に依存し、比表面積の大きい形状の方が速度低下が大きい。チューブ断面が円形の場合には、流体の体積分率が10%程度であっても速度低下は10%程度である。また、 V_p/V_s は流体体積分率の増加とともにわずかに低下する³⁾。

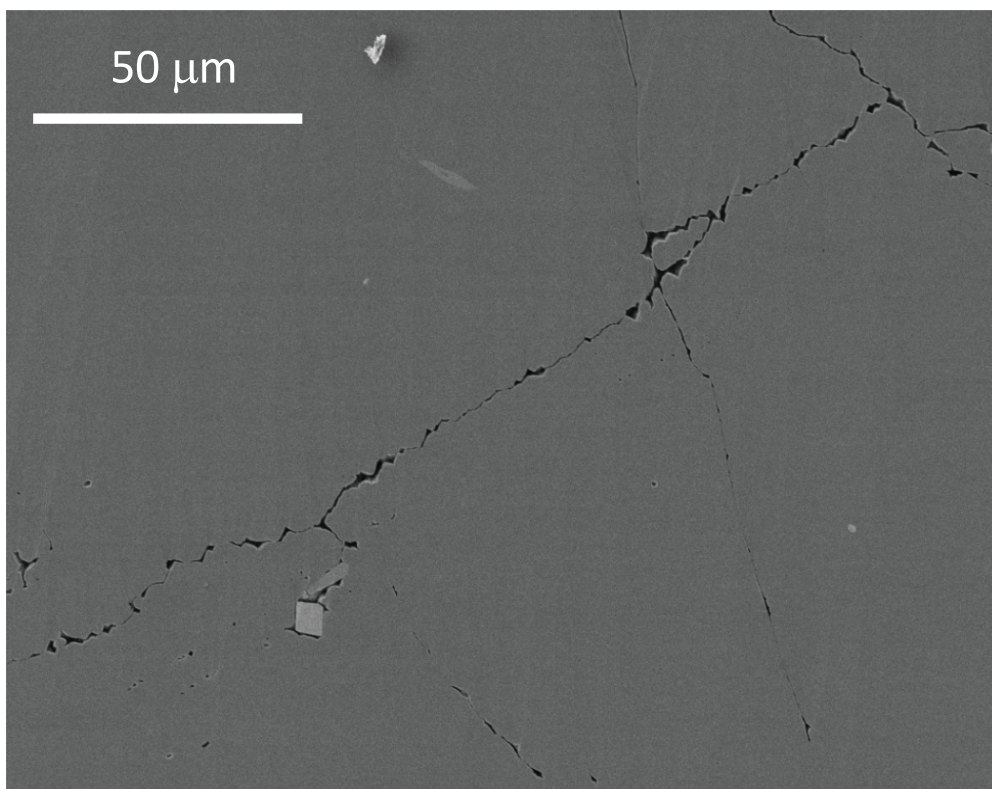
4. 地殻内の流体分布

出羽丘陵から北上山地にかけての電気伝導度構造²⁾を例として考える。上部・中部地殻の電気伝導度は、最も低いところでも 10^4 S/mであり、連結した流体の広範な存在を示している。北由利断層や千屋断層の深部延長上には、0.01~10 S/mの顕著な高電気伝導度領域が存在している。もちろん、流体の電気伝導度は未知であるが、濃度0.5~3 mol/LのKCl水溶液が示す $10\sim 100$ S/m⁹⁾程度ではないかと考えている。仮に流体の電気伝導度を100 S/mと考えると、電気伝導度 10^4 S/mに相当する流体の体積分率は $10^6\sim 10^5$ であり、0.01~10 S/mに相当する流体の体積分率は $10^3\sim 10^1$ である。

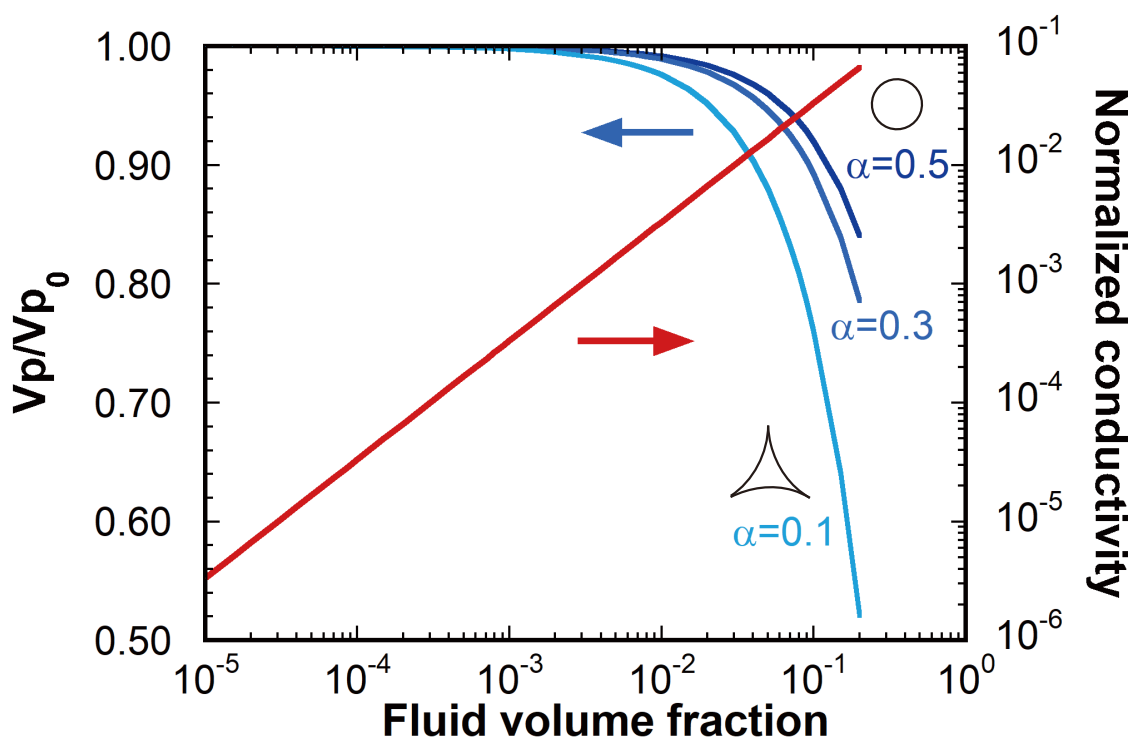
高伝導度領域は、変形に伴って形成されたクラックが多い領域なのかもしれない。クラックはほぼ閉じているが、閉じずに連結経路を維持している部分が多くなるため、高伝導度を示すはずである。このような変形の不均質が、電気伝導度の分布に表れているのかもしれない。ただし、実際に地震が起きている断層面近傍が低電気伝導度に見えるところもあり、流体量の変化を生む要因については、さらに検討が必要である。また、10%という流体の体積分率として大きな値の妥当性についても検討が必要である。ただし、この体積分率の値は、高い流体の電気伝導度、流体の完全連結を仮定して得られた下限の値であることを強調しておきたい。

文献

- 1) 例えば, Sibson, 2009, *Tectonophys.*, 473, 404.
- 2) 例えば, Ogawa et al., 2001, *GRL*, 28, 3741.
- 3) 渡辺, 2009, *地震* 2, 61, S541.
- 4) Watanabe and Higuchi, 2015, *PEPS*, 2:37, DOI 10.1186/s40645-015-0067-0
- 5) 例えば, Birch, 1960, *JGR*, 65, 1083.
- 6) 例えば, Brace et al., 1965, *JGR*, 70, 5669.
- 7) 例えば, O'Connell and Budiansky, 1974, *JGR*, 79, 5412.
- 8) Johnson and Manning, 1986, *JGR*, 91, 11611.
- 9) Nesbitt, 1993, *JGR*, 98, 4301.



第1図 イオンミリングされた庵治花崗岩表面のSEM画像
 Fig. 1 An SEM image of the ion-milled surface of Aji granite



第2図 岩石内部でチューブ状に流体が存在する場合の地震波速度（縦波）および電気伝導度の流体体積分率依存性
 Fig. 2 The fluid volume fraction dependence of seismic wave velocity (P-wave) and electrical conductivity for tube models