

内陸の地震発生域を見る—断層深部の物質科学—

藤本 光一郎¹⁾²⁾・重松 紀生¹⁾³⁾・大谷 具幸⁴⁾

1. はじめに

日本列島で発生する地震には、海溝に沿うプレートの沈み込みによって発生する地震と兵庫県南部地震のように内陸の活断層で発生する内陸地震の2つのタイプがある。多くの内陸地震は規模は小さいものの、震源が人の居住環境に近い場合などは大きな被害を与える。1995年の兵庫県南部地震で、野島断層が活動したことから内陸地震と活断層の関係があらためて注目され、活断層の分布やその活動履歴の調査が最近大きく進んだ。しかしながら、沈み込みに伴う地震に比べ、発生メカニズムに不明な点が多く、その解明は大きな課題となっている(例えば飯尾・小林, 2001)。

内陸で発生する大地震の多くは深さ10~15km, 温度300℃前後の断層深部で発生する(Ito, 1999)。このような地下深部で断層がどのような状態にあり、どのようなことが起こっているのかを探ることは、内陸地震の発生を理解するうえで大変重要である。しかし、10kmもの深い井戸を掘って実際に断層深部の岩石を取ってくることは大変難しい。かつての地震発生域がその後の地殻変動などで地表に露出している場所を調べ、活断層の深部を推定することがより現実的である。ここでは、かつての地震発生域が良好に露出していると考えられる畑川破碎帯を対象にした我々の研究を紹介したい。なお本論説の内容は、Tomita *et al.* (2002), Fujimoto *et al.* (2002), 重松ほか(2003)などの成果をまとめたものである。

2. 断層の深部はどうなっているのか?

断層は単純な一枚の面ではなく、多くの場合その

周囲に変形や変質が及んでいる。そのような領域に分布する岩石は断層岩と呼ばれており、深部で塑性変形を起こしている岩石をマイロナイト、より浅く脆性的に破壊している岩石で固結しているものをカタクレーサイト、地表付近で脆性的に破壊した未固結の物質を断層ガウジあるいは断層粘土と呼ぶ。

断層ガウジが潤滑剤のような役割を果たせば地震を起こさずにすべったり、起こっても小さな地震にとどまることも考えられる。実際、アメリカの西海岸に延びるサンアンドレアス断層においては、粘土鉱物を多く含む蛇紋岩があるために強度が弱いのではないかという研究もある(Morrow *et al.*, 2000)。しかしながら多くの粘土鉱物は温度が300℃前後に上がると脱水反応を起こして別の鉱物に変わることも多く、地震発生にとってどの程度重要であるかについてはわかっていない点も多い。

Sibson (1977)は断層岩の野外の産状などから断層の構造のモデルを作り、それが現在の考え方の基本になっている。第1図に単純化した断層の構造のモデルと分布する断層岩を示す。

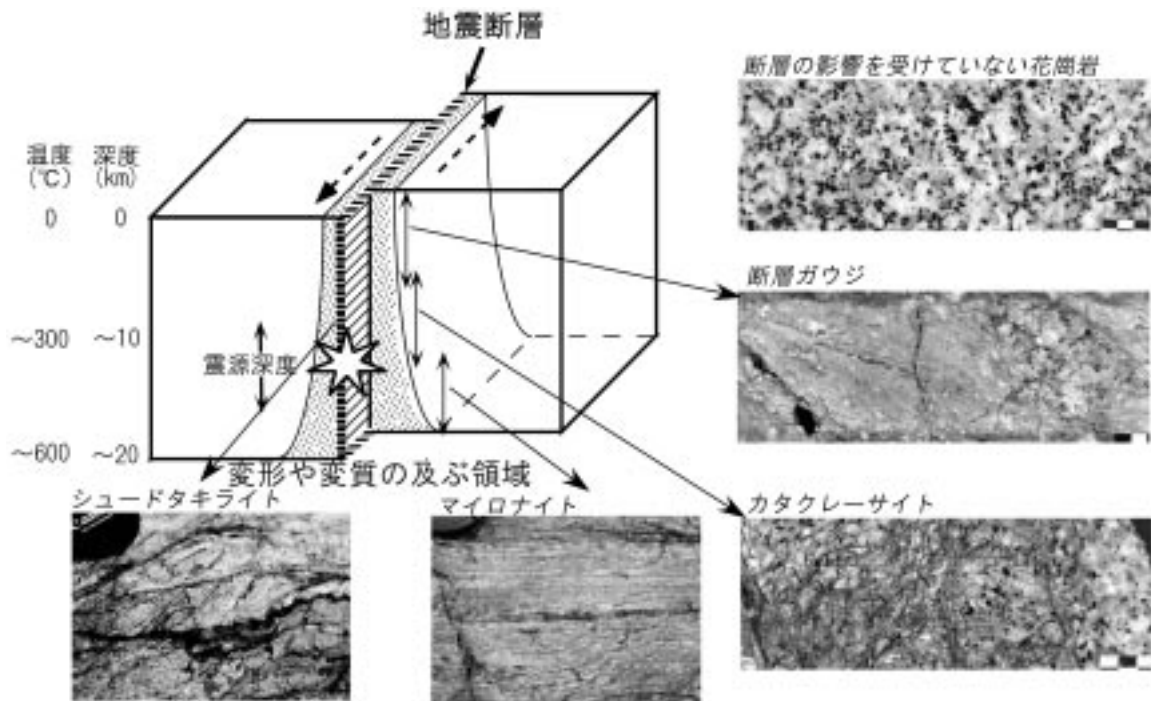
3. 地表に露出している地震発生域 畑川破碎帯

畑川破碎帯は、主に阿武隈山地の東部に広く分布する花崗岩中に発達し、約100km直線的に続く大きな左横ずれの断層である。水平方向のずれは60kmに上ると見積もられている(大槻・永広, 1992)。畑川破碎帯周辺の花崗岩類や貫入岩の放射年代の測定から、花崗岩類はおよそ1億年前に5-10km程度の深さに貫入し、それから2,800万年程度の間には主要な断層活動は終了したことがわかってきた(Tomita *et al.*, 2002)。

また、畑川破碎帯に沿った断層岩の分布は、厚

1) 産総研 地球科学情報研究部門
2) 現在: 東京学芸大学 教育学部
3) 現在: 広島大学大学院 理学研究科
4) 岐阜大学 工学部
2004年5月号

キーワード: 内陸地震 断層 畑川破碎帯 塑性変形 破壊 断層岩



第1図 単純化した断層の構造のモデルと断層岩の写真。

さ100m以下のカタクレーサイト帯がほぼ北北西-南南東方向に連続的に伸び、それを取り囲んで最大厚およそ1kmの左横ずれを示すマイロナイト帯と周囲の変形の弱い岩体中に厚さ数mmから数mの小剪断帯が分布する。第2図に断層岩の分布を示す。畑川破碎帯のカタクレーサイトは、少なくとも40kmは非常に連続性がよく、通常の地震断層の破壊面の大きさを考えるとM7クラスの地震の破壊域に相当する。

4. 断層岩の形成環境および破壊と塑性変形の共存

畑川破碎帯はほぼ南北に伸びているがそれを横切るようにいくつかの河川が流れており、その川筋に断層岩の露頭が多く分布する。畑川破碎帯の中央部付近に位置する請戸川流域では、マイロナイトが約1kmと最も厚く分布し、変形した石英の特徴などから、微細構造A、Bで特徴付けられる2種類のマイロナイトが識別された (Shigematsu and Yamagishi, 2002)。微細構造Aのマイロナイトは伸長比の大きい石英粒によって特徴づけられるのに

対して微細構造Bのマイロナイトでは、ミルメカイト (変形組織の一種) の形成、伸長比の小さい石英粒が特徴的である。この2種類のマイロナイトは変形を受けた温度が異なると考えられる。変形を受けたカリ長石と斜長石の組成に基づく2長石温度計では、微細構造Bで特徴付けられるより高温のタイプのマイロナイトは360℃以上、微細構造Aで特徴付けられるより低温で形成されたマイロナイトは360℃以下の温度を示している (重松ほか, 2003)。より低温のタイプのマイロナイトは請戸川周辺に断層に沿って長さ6km程度の領域にまとまって分布し、畑川破碎帯沿いの他の地域にはまとまった分布を示さない (第2図)。このタイプのマイロナイトの大きな特徴は変形の程度が不均質なことで、露出条件のよい昼曾根の碎石所の100m以上の連続露頭においては10mほどの間隔で塑性変形の強弱を繰り返している。塑性変形の強い部分には1mに1~2本程度のほぼ面構造に調和的な変形集中帯が見られ、規模の大きいものは露頭で確認可能な数十mを超え、厚さも数十cm以上ある。一方、小規模なものは数m程度の長さしかなく厚さも数mm未満しかない。ひとつの変形集中帯に沿って、厚さ



第2図 福島県浪江町付近における畑川破碎帯の岩相分布。

が大きく変化しているのも特徴である。変形集中帯は多くの場合強く変形を受けたウルトラマイロナイトから構成され、さらに最も変形が強い部分に沿っ

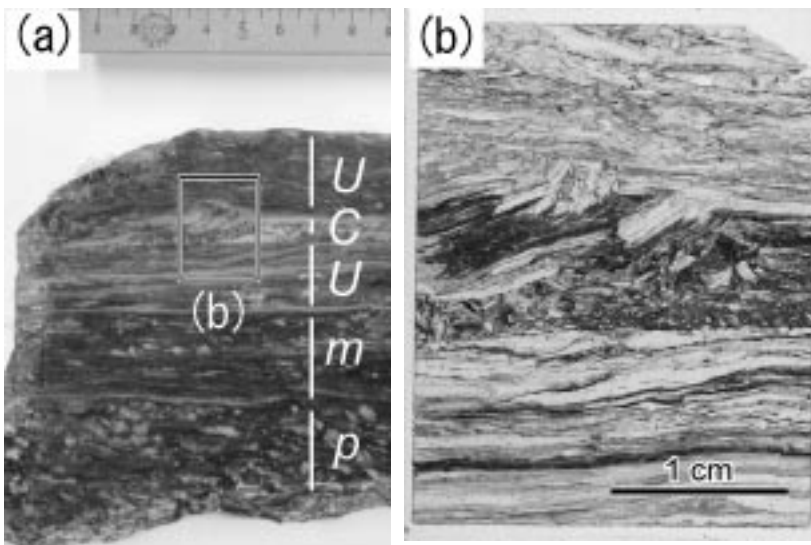
て破壊を生じていることが多い(第3図)。また破壊された部分が再度塑性変形するなど、破壊と塑性変形の重複がみられ、両者がほぼ同時期に同じような環境で起こったことを示唆している。塑性変形の強い部分には地震性の高速すべりの痕跡であるシュードタキライトが存在する場合もある。シュードタキライトが形成された後に、破壊されて再びシュードタキライトが形成されている産状も観察され、同じ場所で繰り返し地震が起こったことを示している。

一方、より高温で変形したと考えられるマイロナイトは、畑川破碎帯全域に分布しており、変形や変質の程度もそれほど強くなく、破壊が共存することはない。

また、畑川破碎帯の本体をなす連続性のよいカタクレーサイト帯の形成温度については、緑簾石などの変質鉱物の組合せからは220℃から300℃程度の温度が推定される(Tomita *et al.*, 2002)。

このような断層岩の性質、形成環境、分布などから、現在露出しているレベルは、より高温で変形を受けたマイロナイトに代表される塑性変形の卓越するステージ、少し温度が下がって塑性変形と破壊の共存するステージ、シュードタキライトやカタクレーサイトに代表される破壊の卓越するステージを経てきており、隆起と温度の降下に伴って変形する領域が断層近傍に集中していった可能性がある。

この中で地震発生に密接に関係していると考えられる塑性変形と破壊の共存する領域に着目する



第3図 塑性変形と破壊の共存を示す試料の研磨面(a)及びその一部分の薄片写真(b)。研磨片中のuは変形の強いウルトラマイロナイト、cは破壊部、mはマイロナイト、pは弱変形部を示す。

と、その分布は、カタクレサイト本体に沿って全域に分布するのではなく、請戸川周辺で走向方向に6km、最大厚さが1km程度の、より低温で変形したマイロナイトが分布する領域に限られるが、このことは断層の走向方向に変形が不均質であることを示すものとして興味深い。重松ほか(2003)は、不均質の存在が地震発生の引き金になったという仮説を出している。

5. まとめ

畑川破碎帯は今まで述べたように、形成環境や、塑性変形と破壊の分布に関連があること、シュードタキライトの存在することなどから、花崗岩地殻の地震発生域が露出したものと考えられる。破壊については、mmスケールの破壊から、昼曾根の碎石所でみられるような数m～kmスケール、さらには、本体のカタクレサイト帯で期待される数十kmスケールまでみられる。これらの破壊が地震性であるとすれば、マグニチュードにするとおよそ0～7に相当する。そうだとすると、畑川破碎帯で観察される一つ一つの小さな変形集中帯や割れ目は、そのような様々なマグニチュードの地震の痕跡なのかもしれない。

近年の精密な地震観測によって断層面に沿うすべり速度や応力降下量などの不均質分布が明らかにされてきたが、それは断層面の強度に不均質性があることが原因と考えられている。畑川破碎帯における脆性から塑性に移り変わる領域の限られた分布、その中での変形の不均質性も断層面沿いの強度不均一をもたらすと予想される。

地震観測の観点からは、活断層の深部でどのような現象が起こっているか、それが地震を引き起こす前にどのような変化をするかを明らかにしなければならない。野島断層のような現在活動している断層の研究だけでは実際に得られる試料の深さという点から限界がある。一方で、現在露出している畑川破碎帯のような化石断層は、深さという点では十分なものの何千万年という地質学的な時間で起こる現象の積算されたものを見ており、地震という秒～年単位の短時間の現象を解明するには限界がある。天然の断層の観察や地質学的な解析に加えて、本特集でも紹介されている高温高压環境下

で変形実験など地殻深部の物理法則を知るための研究も同時並行で進める必要がある。そのような研究によって断層深部の現象の理解が深まり、現在の活断層深部をモニタできれば地震予測の精度や確度の向上につながると期待される。

6. 終わりに

この研究は科学技術振興調整費総合研究「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化の総合研究」の一環として行われているものです。田中秀実氏(東京大学)、宮下由香里氏(産業技術総合研究所)、小村健太郎氏(防災科学技術研究所)、小林洋二氏(筑波大学)、富田倫明氏(筑波大学)各氏をはじめ、関係している方々に感謝します。

参考文献

- Fujimoto, K., Ohtani, T., Shigematsu, N., Miyashita, Y., Tomita, T., Tanaka, H., Omura, K. and Kobayashi, Y. (2002): Water-rock interaction observed in the brittle-plastic transition zone. *Earth, Planets and Space*, 54, 1127-1132.
- 飯尾能久・小林洋二(2001): 内陸大地震の始まり。月刊地球, 23, 306-312.
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes. *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- Morrow, C.A., Moore, D.E. and Lockner, D.A. (2000): The effect of mineral bond strength and adsorbed water on fault gouge frictional strength. *Geophysical Research Letters*, vol.27, no.6, 815-818.
- 大槻憲四郎(1998): 断層岩が示す地震性摩擦すべりの物理過程。月刊地球号外, 21, 213-218.
- 大槻憲四郎・永広昌弘(1992): 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地帯構造の成り立ち。地質学雑誌, 98, 1097-1112.
- Sibson, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of geological Society of London*, 133, 191-213.
- Shigematsu, N. and Yamagishi, H. (2002): Quartz microstructures and deformation conditions in the Hatagawa shear zone NE Japan. *The Island Arc*, 11, 45-60.
- 重松紀生・藤本光一郎・大谷具幸・田中秀実・宮下由香里・富田倫明(2003): 内陸の断層帯の脆性-塑性遷移領域における構造-畑川破碎帯を例として。地学雑誌112(6), 897-914.
- Tomita, T., Ohtani, T., Shigematsu, N., Tanaka, H., Fujimoto, K., Kobayashi, Y., Miyashita, Y. and Omura, K. (2002): Development of the Hatagawa Fault Zone clarified by geological and geochronological studies. *Earth, Planets and Space*, 54, 1095-1102.

FUJIMOTO Koichiro, SHIGEMATSU Norio and OHTANI Tomoyuki (2004): Seismogenic zone of intraplate earthquake: Approaches from exhumed faults.

< 受付: 2004年2月18日 >