

断層岩の微量元素組成・同位体組成からみた 地震時の流体岩石相互作用

石川 剛志*・廣野 哲朗**

(2012年4月26日受付, 2012年8月10日受理)

Trace element and isotope characteristics of fault rocks and coseismic fluid-rock interactions in fault zones

Tsuyoshi ISHIKAWA* and Tetsuro HIRONO**

- * Kochi Institute for Core Sample Research,
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)
200 Monobe-otsu, Nankoku, Kochi 783-8502, Japan
- ** Department of Earth and Space Science,
Graduate School of Science, Osaka University,
1-1 Machikaneyama, Toyonaka, Osaka 560-0043, Japan

In this paper, we review recent progress on an attempt at evaluating coseismic fluid-rock interactions in fault zones on the basis of trace element and isotope analyses of fault rocks. The slip zone rocks from Taiwan Chelungpu fault at 1 km depth exhibit marked decreases of lithium, rubidium, cesium and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and an increase of strontium relative to adjacent host sedimentary rocks. Model calculations reveal that these trace element and isotope spectra were produced by coseismic fluid-rock interactions at $>350^\circ\text{C}$, which may have caused a dynamic decrease of friction along the fault through thermal pressurization. The slip zone rocks from a major reverse fault in the Boso Emi accretionary complex at 1-2 km depth also show similar evidence for coseismic fluid-rock interactions at high temperatures. For the slip zone rocks from the Shimanto accretionary complex in Kure area, which represent rocks of ancient megaspray fault at 2.5-5.5 km depth, the signals derived from high-temperature fluids overlap with those from melting, indicating coseismic fluid-rock interactions followed by frictional melting. These results demonstrate that high-temperature fluid-rock interactions widely occur during seismic slip and geochemical characteristics of the fault rocks are useful indicators of such coseismic events.

Key words: Fluids, High temperature, Fault rocks, Trace elements, Isotopes, Earthquake

1. はじめに

地震とは地震波を伴う断層面のせん断破壊現象であり、断層に加わる応力が断層の強度を超えた時に発生する。間隙水圧の上昇は有効応力 (= 垂直応力 - 間隙

水圧) の低下につながり、断層の強度低下をもたらすため、流体は震源核形成過程 (nucleation process) に大きな影響を与えていると考えられている (Sibson, 1992; Collettini *et al.*, 2005)。また、断層帯内部に水が存在し、かつ透水性が低い場合、地震による高速すべりで発生した摩擦熱によって水が加熱され膨張しようとするが断層帯から抜けきることができず間隙水圧が上昇する。このため断層のせん断強度が著しく低下する可能性がある。これが熱圧化 (thermal pressuri-

* 海洋研究開発機構高知コア研究所
〒783-8502 高知県南国市物部乙200

** 大阪大学大学院理学研究科
〒560-0043 大阪府豊中市待兼山町1-1

zation)である。熱圧化はSibson (1973)が提唱して以来、理論的・実験的な研究が進んでおり(例えばRice, 2006; Bizzarri and Cocco, 2006), 地震時の断層の強度低下をもたらす要因の1つと見なされるようになってきた。沈み込み帯の付加体等を構成する堆積岩中に発達する断層帯は間隙水に富み、粘土質断層ガウジ(断層岩のうち、軟弱で粘土質の細粒基質部が多いもの)が低い透水性を示すため理論的には熱圧化を起こしやすい。この場合、熱圧化は地震時の破壊伝播を促進し、断層変位量を大きく増大させることで、巨大津波発生の引き金ともなりうる。また、近年南海トラフ地震発生帯やその周辺で観測され注目を集めているスロースリップや低周波微動に関しても、高間隙水圧帯との関係が強く示唆されている(Kodaira *et al.*, 2004; Shelly *et al.*, 2006; Ito *et al.*, 2007; Park *et al.*, 2010; Sugioka *et al.*, 2012)。

上で述べた諸過程は、地球化学的には地震時の断層帯で起こる流体岩石相互作用と見なすことができる。そして、各温度・圧力における流体・鉱物間の化学反応や、含水鉱物の脱水反応による流体の供給、あるいは岩石の動的破壊に伴う化学的成分の溶出・固定などは、流体相・岩石相の両方に特有の化学的痕跡を残すはずである。流体に関しては、例えば、1995年兵庫県南部地震で地震前後に断層周辺の地下水のラドン濃度や塩化物濃度に異常が認められたことがよく知られており、震源域での微小クラック発生との関連が議論されている(Igarashi *et al.*, 1995; Tsunogai and Wakita, 1995)。また、コスタリカ沈み込み帯のプレート境界面に設置された観測井で、スロースリップの発生に対応して間隙水圧の上昇とストロンチウム濃度の上昇が捕らえられた例もある(Solomon *et al.*, 2009)。一方、岩石相に関しては、断層帯で流体から沈殿した鉱物脈の研究がよく行われている。例えば、鉱物脈の元素組成、酸素・水素・炭素・ストロンチウム同位体比等の地球化学的データと微小構造の観察とに基づき、様々な化石断層帯やサンアンドレアス断層等における流体の起源や流体岩石相互作用に関する議論がなされている(Kerrick, 1986; Evans and Chester, 1995)。また、沈み込み帯の断層帯に関しては、炭酸塩鉱物脈の酸素同位体比に基づき、南海・ペルー・バルバドス・カスカディア付加体中の断層沿いに2 km以深から比較的高温(～100°C)の流体が急速に上昇した証拠が得られているほか(Sample, 1996)、四万十帯延岡衝上断層中の炭酸塩鉱物脈の主

成分元素組成・希土類元素組成からは、地震時の動的破壊によって生じた還元的な流体の流入が指摘されている(Yamaguchi *et al.*, 2011)。しかしながら、断層岩の全岩化学組成そのものに基づき、地震時の断層帯における流体岩石相互作用を論じた研究は従来皆無であった。

筆者らのグループは、1999年台湾集集(チチ)地震で活動したチェルンブ断層の研究を契機として、断層岩の微量元素・同位体分析に基づく新しいアプローチを用い、熱圧化など地震時の流体岩石相互作用の研究を展開している。本稿では著者らの最近の研究に焦点を当て、その概要について解説する。

2. 台湾チェルンブ断層に記録された高温流体の痕跡

1999年9月21日、台湾中西部を震源とする集集地震(Mw 7.6)が起こった。台湾で20世紀最大、甚大な被害をもたらしたこの地震ではチェルンブ衝上断層が活動し、地表に達した断層変位は南北方向に総延長85 kmにもわたって観察された(Central Geological Survey, 1999)。この地震で注目されたのはチェルンブ断層の南北で大きく異なるすべり挙動である。破壊はチェルンブ断層を南から北へと伝播したが、震源に近い南部域に比べ、北部域ではすべり速度と断層変位量が非常に大きく(それぞれ最大4.5 m/s, 12 m)、地震波には高周波成分が非常に少なかったことが地震波形インバージョンにより明らかにされた(Ma *et al.*, 2001)。このことは、チェルンブ断層の南部と北部とで断層面における地震時の動的摩擦特性に違いがあったことを示しており、何らかの機構により断層北部の摩擦強度が著しく低下したことを示唆している(Ma *et al.*, 2003)。地震時にこのような動的摩擦挙動をもたらした機構を探るため、台湾チェルンブ断層掘削計画(TCDP; Taiwan Chelungpu fault Drilling Project)が開始された。掘削は断層北部域で行われ、2本の掘削孔(Hole A, Hole B)が深度約1.1～1.2 kmで、頁岩層中に発達した断層に到達した(Fig. 1)。TCDPの詳細や主要な成果に関しては、徐ほか(2009)、東(2009)を参照されたい。

Fig. 2はTCDP Hole Bで掘削された岩石試料について筆者らが金属微量元素分析とストロンチウム・鉛同位体分析を行った結果である(Ishikawa *et al.*, 2008)。TCDP Hole Bには、深度1136 m, 1194 m, 1243 m付近に主活断層帯が見出されており(FZB

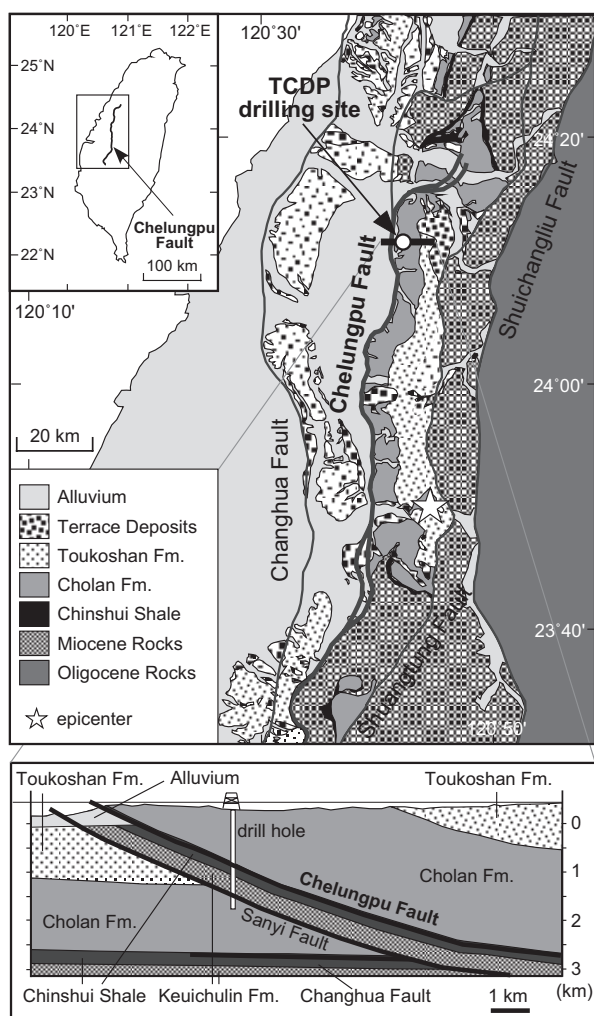


Fig. 1 Geological map of central Taiwan, with the site of the Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project (TCDP) and an E-W cross section through the site location (Hirono *et al.*, 2006). Drilling was carried out near the town of DaKeng in the northern part of the fault system, where a large slip of about 8 m was observed. Two vertical holes, Holes A and B, were drilled about 2 km east of the surface rupture and penetrated the east-dipping Chelungpu fault at about 1.1-1.2 km depth. The Chelungpu fault is predominantly developed within and parallel to the bedding of the Pliocene Chinshui shale.

1136, FZB 1194, FZB 1243; Hirono *et al.*, 2006), 集集地震ですべったのは FZB 1136であるとされている (Kano *et al.*, 2006; Ma *et al.*, 2006)。分析結果を見ると、3つの断層帯すべてについて、黒色ガウジ帯 (Fig. 2中の BGZ。地震時のすべり帯: slip zone を

含むと考えられる) で明瞭な組成変化が認められる。すなわち、リチウム・ルビジウム・セシウム含有率とストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) が減少し、ストロンチウム含有率が増加している。一方で、チタン・ランタン・サマリウム・鉛含有率は母岩 (泥岩・シルト岩) と同一であった。黒色ガウジ帯における組成変化を母岩組成からのずれで表すと (Fig. 3), 元素の増減は FZB 1136と FZB 1194でほぼ同程度, FZB 1243ではその半分程度と極めて規則的であることがわかる。このことは、黒色ガウジ帯の断層岩で認められたこれらの組成変化が決して偶然ではなく、何らかの共通の機構により生じたことを示している。

黒色ガウジで増減が認められる元素はいずれも一般に高温の熱水変質や変成作用で移動しやすい元素であることから、これらの変化が高温の流体によるものであることが直感される。それを確信させたのが、You *et al.* (1996) が南海トラフの泥質堆積物 (TCDP の堆積物と類似した鉱物組成を有している) と NaCl-CaCl₂水溶液とを用いて 25°C~350°C で行った水熱実験のデータである (Fig. 4)。Dickson 型の装置 (装置の詳細については鈴木ほか, 2009の解説を参照) を用いたこの実験では、試料 (堆積物+流体) を入れた容器の温度を段階的に変化させ、各温度を72時間保った後、温度・圧力を変化させることなく流体相が採取され分析された。Fig. 4を見ると、流体中のリチウム、ルビジウム、セシウムの濃度は200°C~300°C以上で急激に増加しており、固相に含まれていたこれらの元素が流体相に移動したことが分かる。一方、流体中のストロンチウムは逆に200°C以上で減少し、固相に取り込まれている。リチウム、ルビジウム、セシウムの流体相への移動はスメクタイトの分解やイライト、緑泥石などの粘土鉱物と流体との相互作用、流体中のストロンチウムの減少は、新たに生じたアルバイト (Na 斜長石) への取り込みの結果であると解釈されている (You *et al.*, 1996)。水熱実験の流体相に認められるこれらの傾向は TCDP の黒色ガウジで認められる組成変化 (Fig. 2, Fig. 3) と見事な鏡像関係になっている。また、Fig. 4で特筆されるのは、350°Cまで昇温したのち引き続いて行われた降温実験において、流体中のリチウム・ルビジウム・セシウム濃度は高いレベル、ストロンチウム濃度は低いレベルのまま保たれていることである。このことは、高温で獲得された固相中の元素組成の特徴が冷却後も保たれることを意味している。これらのことは、TCDP の黒

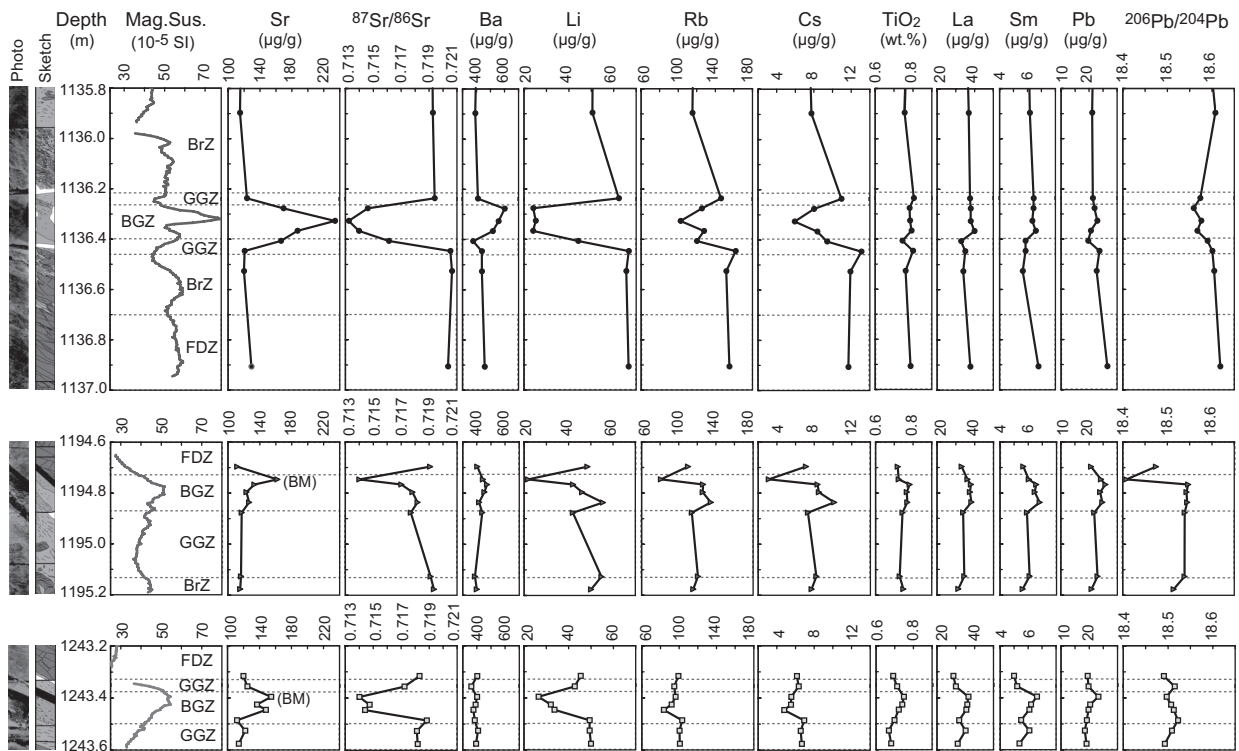


Fig. 2 Depth profiles of magnetic susceptibility, trace element concentrations and Sr and Pb isotope ratios across the three fault zones in TCDP Hole B after Ishikawa *et al.* (2008). FZB 1136 (upper), FZB 1194 (middle) and FZB 1243 (lower). The magnetic susceptibility data are from Hirono *et al.* (2006). BGZ, black gouge zone; GGZ, grey gouge zone; BrZ, breccia zone; FDZ, fracture-damaged zone; BM, 2-3 cm-thick disk-shaped, relatively stiff black material observed in the BGZs of FZB 1194 and FZB 1243.

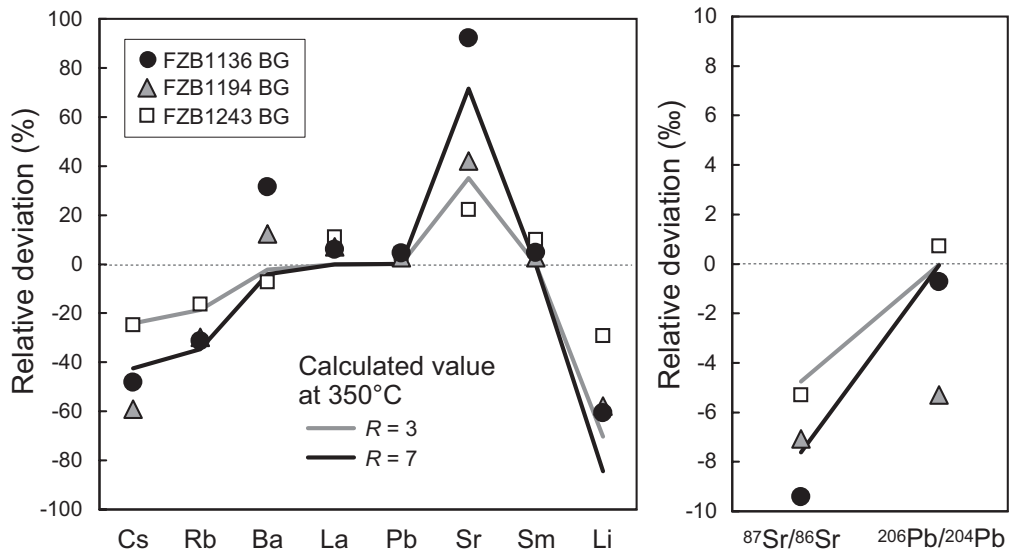


Fig. 3 Trace element and isotope compositions of the black gouges (BG) in TCDP FZB 1136, FZB 1194 and FZB 1243 and calculated gouge compositions after Ishikawa *et al.* (2008). The calculated compositions were obtained using the D values at 350°C from the data of You *et al.* (1996). The gouge compositions are expressed as relative deviations from the host rock values.

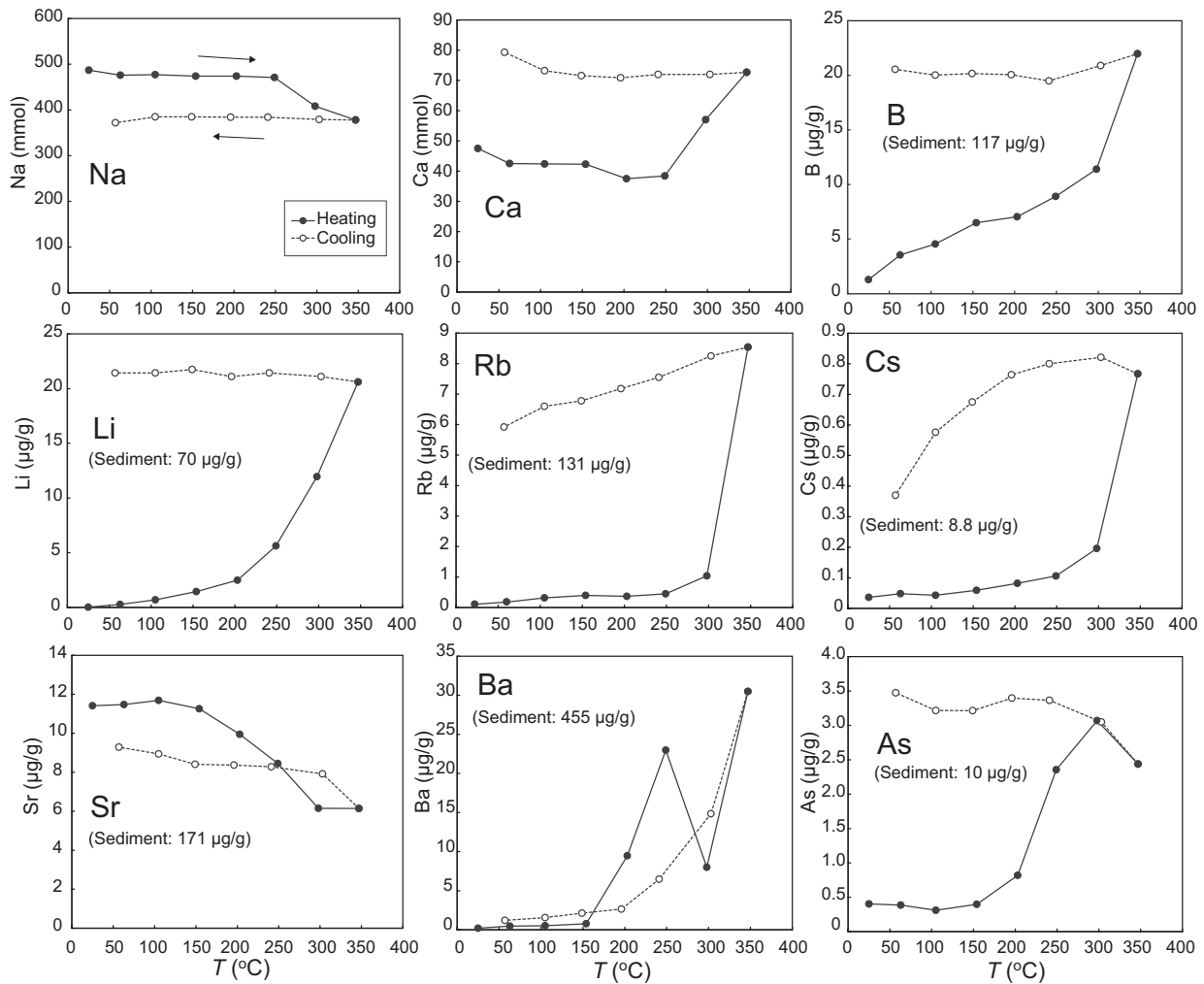


Fig. 4 Plots of element concentrations in the experimental fluids against temperature during the heating and cooling episodes of a hydrothermal experiment by You *et al.* (1996). Element concentrations in parenthesis represent those in starting material, hemipelagic sediment from the Nankai Trough.

色ガウジに認められる組成変化が高温流体との相互作用で生じた可能性を明確に示している。

3. 流体温度の推定と熱圧化

水熱実験のデータ (Fig. 4) は、流体による移動度が元素により、また温度により異なること示している。このことを利用すれば黒色ガウジの組成的特徴が生じた温度が推定できるはずである。そこで、出発点として化学平衡を仮定すると、高温流体と相互作用した断層岩のある微量元素の濃度 (C_s) は、元の流体と岩石中の濃度 (C_f , C_{s0}) が与えられたとき、単純なバッチ平衡モデルで、流体／岩石比 (R) および岩石—流体間のその元素の全岩分配係数 (D) の関数とし

て次のように求められる (Ishikawa *et al.*, 2008)。

$$C_s = D \cdot \frac{C_{s0} + R \cdot C_f}{R + D}$$

各元素の D 値は、You *et al.* (1996) の実験における 250°C, 300°C, 350°C のデータから見積もった。 C_{s0} 値としては母岩の値を使い、 C_f 値としては TCDP と類似した深度・温度の間隙水の値を、元の流体の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ は TCDP 母岩の水溶性成分の値を用いた。350°C, 300°C, 250°C における計算結果を Fig. 5 に示した。Fig. 4 から予想されるように、 R 値を上昇させると断層岩のリチウム、ルビジウム、セシウムは減少し、ストロンチウムは増加する。350°C で $R = 7$ の時、計算値は、FZB 1136, FZB 1194 の黒

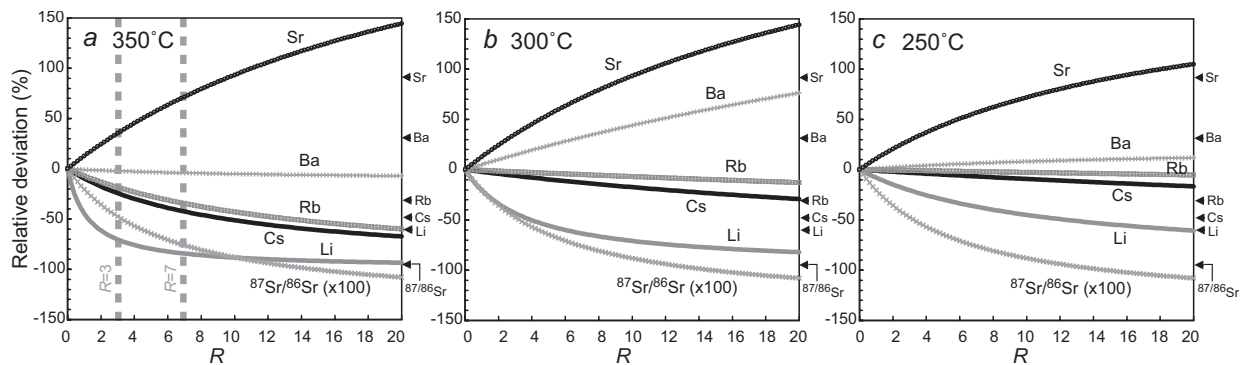


Fig. 5 Calculated compositions of the black gouge in TCDP FZB 1136 as a function of the fluid/rock mass ratio (R) after Ishikawa *et al.* (2008). The calculations at 350°C (a), 300°C (b), and 250°C (c). The gouge compositions are expressed as relative deviations from the host rock values. D values from the data of You *et al.* (1996) were used. The initial fluid concentration (C_0) values for Li, Rb, Sr, Cs and Ba were estimated from the compositions of pore waters of 49–67°C collected from neritic sediment in the High Island Field, offshore Texas, at depths of about 1800–2100 m (Kharaka and Hanor, 2003). For La, Sm, and Pb, the C_0 values were taken from the fluid compositions obtained by hydrothermal experiments at 25 and 63°C (You *et al.*, 1996). The values indicated by the arrowheads at the right side correspond to the peak values of the signals observed in the depth profiles (Fig. 2). The dotted vertical bars in (a) indicate the R values, for which calculated trace element and isotope spectra are shown in Fig. 2.

色ガウジの値とよく一致する (Fig. 3, Fig. 5a)。一方、300°C 以下ではルビジウム、セシウムの D 値が高すぎるため、 R 値を上げてそれらの元素を黒色ガウジのレベルまで減少させることができない (Fig. 5b, c)。ここでは You *et al.* (1996) の実験に基づく D 値を使った計算例のみを示したが、エスカナバトラフの堆積物を使った James *et al.* (2003) の水熱実験データを用いても同様の結果が得られる (Ishikawa *et al.*, 2008 を参照)。これらのことは、黒色ガウジが 350°C に達する高温流体と相互作用したことを示している。なお、高温流体と相互作用した断層岩のストロンチウム含有率は C_0 値が増加すればより高くなるが、リチウム・ルビジウム・セシウム含有率に関しては、 C_0 値が C_{so} 値に比べて一般に非常に低いことから、どのような間隙水の値を使っても事実上計算結果に大きな違いはない。

現在のところ、残念ながら 350°C を超える水熱実験のデータは無いが、泥質変成岩中のイライトのセシウム含有率が変成温度 400°C～550°C の範囲で温度上昇に伴い減少する例 (Bebout *et al.*, 1999) からみて、ルビジウム、セシウムの D 値は 350°C 以上でさらに低下する可能性がある。この場合、350°C は流体温度の下限值と言えるであろう。Fig. 3 の実測値および計

算値で注目されるのはランタン、サマリウムといった通常流体で移動しにくい希土類元素のみならず、高温流体との親和性が高い鉛の値も変化していないことである。変成温度 500°C～600°C の遠洋性堆積物起源変成岩では鉛の減少が認められることから (Ishikawa *et al.*, 2005)、黒色ガウジと相互作用した流体の温度は 500°C には達しなかったのかもしれない。現在、断層周辺の温度は 46°C～49°C である (Kano *et al.*, 2006)。350°C 以上に達する高温は地震時の摩擦加熱でしか生じえないこと、また地震後の高温流体流入を示唆する鉱物脈形成や母岩の変質が認められないことから、この高温流体岩石相互作用が生じたのは地震時に間違いなさであろう。摩擦加熱による磁性鉱物形成を示す帯磁率上昇 (Fig. 2 の左端のグラフ: Hirono *et al.*, 2006) から得られた 400°C 以上という温度見積もり (Mishima *et al.*, 2006) が筆者らのものと整合的であることからこれも支持される。

一方、黒色ガウジの組成的特徴が化学平衡を仮定したモデルで再現できるのは、反応速度論の立場から見れば実は驚くべきことである。なぜならば地震時といえども、350°C もの高温を維持できるのはおそらく数 10 秒に過ぎないからである。本稿で扱っている D 値は熱力学的に定義されたものではなく、複数の鉱物と

流体との間の複雑な反応の結果をトータルとして表したものである。現時点では反応速度論的取り扱いが難しい。そこで、ここでは、固相—流体間の同位体交換反応における平衡達成度 (F) を表す次式 (Beck *et al.*, 1992) を使った検討を行う。

$$F = 1 - e^{-\frac{C_s A}{C_f M} k t}$$

ここで、 k は反応速度、 t は時間、 C_s/C_f は固相と流体の間の元素濃度比、 A/M は表面積と流体質量の比である。本研究で扱う系に合致した k 値は報告されていないので、類例として流体中での方解石再結晶化時におけるストロンチウム同位体交換反応の値 (Beck *et al.*, 1992) を仮に用いると、反応時間10秒における F 値は Fig. 6 のようになる。TCDP の黒色ガウジでは、250°C くらいから F 値が上昇し始め、350°C でほぼ平衡に達する。これは、もし仮に黒色ガウジが100%方解石でできていたなら、流体との間のストロンチウム同位体平衡が350°C においてわずか10秒で達成されることを意味している。この直感に反する結

果は、黒色ガウジが地震時の動的破壊による超微細粒子形成で、非常に大きな表面積 ($A = 3.23 \times 10^7 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$; Ma *et al.*, 2006) を持つことによる。中央海嶺における熱水変質など通常の流体岩石相互作用であれば、たとえこのような表面積が初期段階で与えられたとしても反応生成物が表面を覆う効果等で有効表面積は速やかに低下し、Fig. 6 のような理想的な結果を得ることは事実上不可能である。ところが地震時の断層では、動的破壊により反応の間中莫大な表面積が確保され続けること、さらに動的破壊に伴うメカノケミカル効果が反応を促進する可能性がある (Tanikawa *et al.*, 2007) ことから、温度が十分に高ければ驚くべき短時間で平衡に近い条件が達成されるのであろう (Ishikawa *et al.*, 2008)。逆に言うならば、地震時の断層における動的過程以外でこのような条件を達成することは困難と考えられる。地震直後に断層帯深部から高温流体がパルス的に上昇する可能性はあるが、その場合は既に十分な表面積の確保が困難であり、また、そのようなケースで予想される顕著な鉱物脈の形

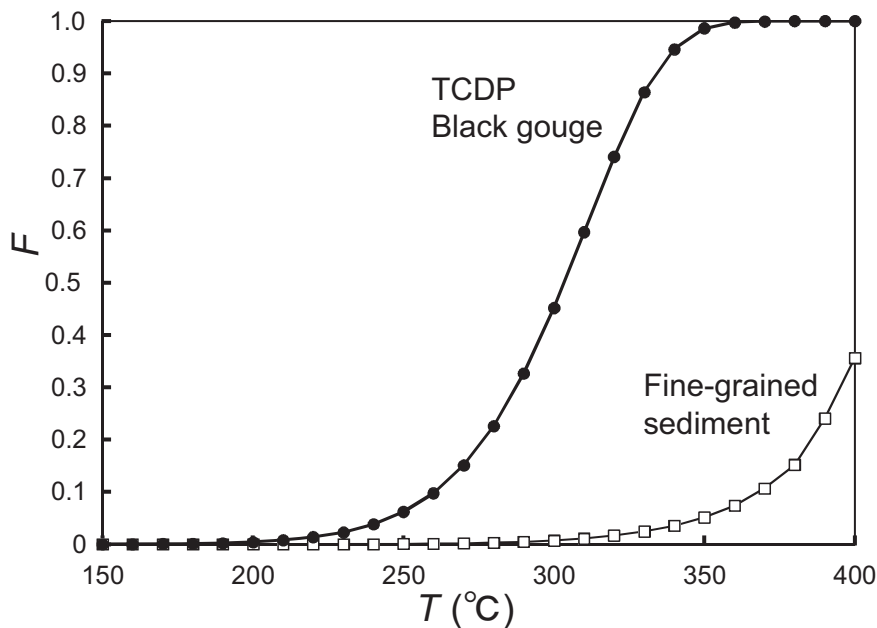


Fig. 6 The degree to which solid-fluid Sr isotopic equilibrium is achieved (F) in 10s as a function of temperature. The F values were calculated for the TCDP black gouge with 20% porosity and surface area of $3.23 \times 10^7 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$ (Ma *et al.*, 2006) and for the sediment with 50% porosity and $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-3}$, assuming $P = 30 \text{ MPa}$ and $C_s/C_f = 60$, using the equation and the reaction rate (k) by Beck *et al.* (1992). The k values for recrystallization of calcite and Sr isotope exchange at 300, 350, and 400°C are $10^{-8.33}$, $10^{-7.55}$, and $10^{-6.88} \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectively (Beck *et al.*, 1992).

成は TCDP のいずれの断層帯でも認められていない。

FZB 1136で測定された水頭拡散率（透水係数／比貯留率）は $7 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ であり（Doan *et al.*, 2006），数値モデルによれば（例えば Rice, 2006; Bizzarri and Cocco, 2006），熱圧化を起こすに十分な低さである。また，Tanikawa *et al.*（2009）は FZB 1136コア試料の透水係数・比貯留率測定に基づく水頭拡散率の導出と熱圧化の数値実験を行い，熱圧化が起こった場合，温度上昇が 400°C かそれより少し低い程度であることを示した。したがって，この断層帯で地震時に 350°C 以上の流体が存在していたという筆者らの結論は熱圧化の発生を強く示唆し，集集地震で認められたチェルンブ断層北部における摩擦強度の著しい低下は熱圧化によるものであった可能性が高い。ここで注意すべき点は，FZB 1136が複数のすべり帯から形成されていること（Ma *et al.*, 2006），また，FZB 1194, FZB 1243にも同様な地震時の高温流体岩石相互作用が記録されていることである。このことは，3つの主断層帯が，その歴史の中で地震ごとに熱圧化を繰り返してきたことを示唆している。 C_p 値が同様であれば，地震時の高温流体岩石相互作用の繰り返しは見かけ上， R 値の増大を与える。したがって， $R = 7$ という見か

け上大きな流体／岩石比（Fig. 3）は，そのような繰り返された地震の効果が積分された結果である可能性がある。

4. もう1つの熱圧化の事例？—房総江見付加体の断層

チェルンブ断層の事例は，海底の付加体中の断層においても地震時に熱圧化が起こる可能性が十分あることを示している。そこで，房総半島に露出する漸新世～中新世江見付加体中に発達する主逆断層帯についての研究が行われた（Hamada *et al.*, 2011）。この化石断層帯は Hirono（1995）により詳細な研究が行われ，海底下1～2 km，母岩温度 $50 \sim 70^\circ\text{C}$ の場所で地震時に活動したことが明らかとなっている。断層の母岩は火山碎屑物を含むシルト岩であり，厚さ5～10 mm のすべり帯（slip zone）は流動組織を示す黒色の緻密な岩石となっている。このすべり帯試料の全岩組成，および特に黒色緻密な部分（BM）の組成を，母岩組成からのずれで表したのが，Fig. 7である。一見して明らかなのは，江見のすべり帯試料がTCDPの黒色ガウジと同様，明瞭なりチウム，ルビジウム，セシウムの減少を示すことで，減少の程度がリチウム>セシウム>ルビジウムであるのも TCDP の場合と

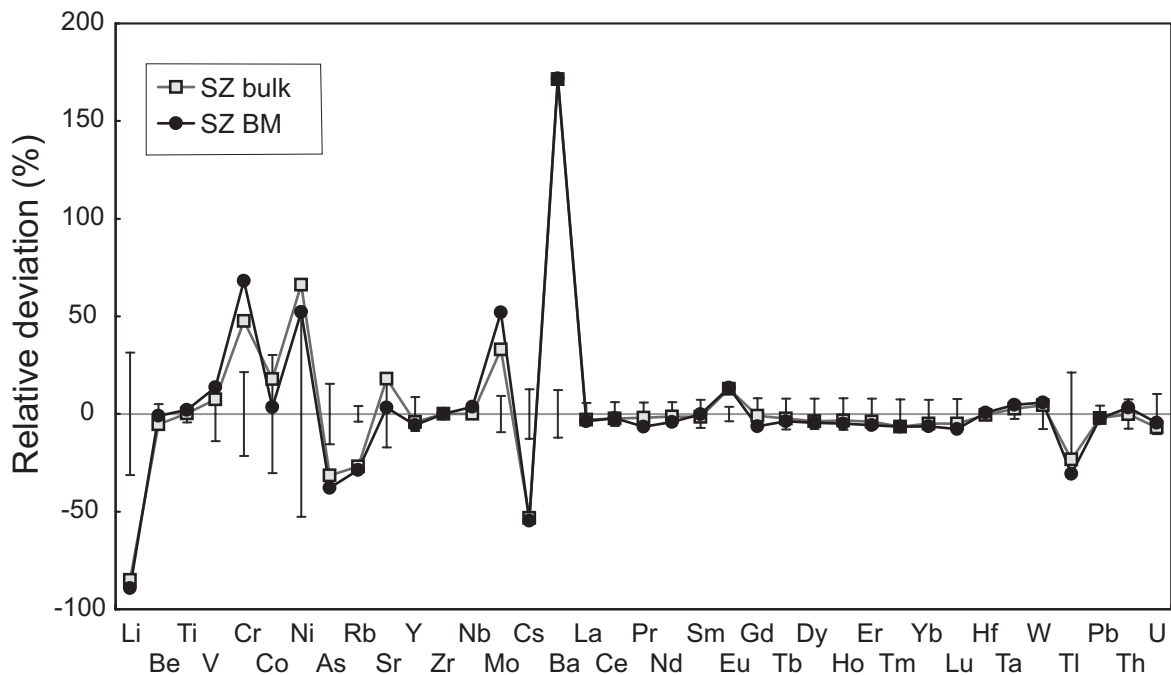


Fig. 7 Trace-element compositions of the slip zone (SZ) rocks from the Emi accretionary complex normalized with respect to the host-rock compositions. The error bars indicate the standard deviations of the host rock compositions. After Hamada *et al.* (2011).

まったく同じである。モデル計算の結果、これらの組成変化はやはり350°Cの流体岩石相互作用で生じるものとよく一致した(Hamada *et al.*, 2011)。TCDPの場合と異なりストロンチウムの増加が明瞭でないのは、江見の母岩のストロンチウム含有率(平均220 $\mu\text{g/g}$)が、TCDPの母岩(120 $\mu\text{g/g}$)に比べてもともと高いため、流体からのストロンチウムの取り込み効果が顕著に現れないためであると考えられる。

このほか、江見のすべり帯試料では、ヒ素、タリウム、クロム、ニッケル、モリブデン、バリウム、ユーロピウムの増加が認められた。ヒ素は水熱実験でリチウム、ルビジウム、セシウムと同様の挙動を示すため(Fig. 4)、断層すべり帯での減少は350°C以上の流体岩石相互作用と調和的である。バリウムの増加は、TCDPでもFZB 1136にだけ認められたものであるが(Fig. 2, Fig. 3)、You *et al.* (1996)が指摘したように、バリウムは硫酸塩鉱物の安定条件に支配されて複雑な挙動を示すため(Fig. 4)解釈が難しい。その他の元素に関しては現段階では解釈困難であるが、将来的に水熱実験で D 値が得られればモデル計算の精度向上や流体の酸化還元状態の推定等に役立つであろう。

分析した江見付加体中の断層は化石断層であるため、活動当時の断層帯の透水性を直接求めることはできない。しかしながら、チェルンプ断層の場合と酷似した地震時の高温流体岩石相互作用の痕跡が認められること、地震後の高温流体流入を示唆する鉱物脈形成や母岩の変質が認められないことから、断層帯の熱圧化が起こった可能性はあると考えられる。江見付加体の断層の分析結果でもう1つ重要な点は、古い年代のものであるにも関わらず、すべり帯試料の分析値が、活断層であるチェルンプ断層のものと同等の明快な組成変化を示していることである。このことは、地震時の高温流体岩石相互作用で断層岩に記録された微量元素・同位体のシグナルが長期間安定に保存されることを示しており、この地球化学的手法の高い応用性を示すものである。

5. 摩擦溶融と高温流体の共存—四万十付加体の断層

摩擦溶融で生じるシュードタキライト(pseudo-tachylyte)は、地震性断層岩であることの最も確実な証拠として有名である(高木, 1991の総説参照)。これは摩擦発熱が岩石の融点(1000°C程度)を超え

るためには、断層すべりの速度が地震で起こるレベルの高速(m/sのオーダー)である必要があるからである。付加体におけるシュードタキライトは高知県興津地域の四万十帯の断層帯において世界で初めて見つかった(Ikesawa *et al.*, 2003)のを皮切りに次々と発見されて研究が進んでいる。高知県久礼地域の四万十帯で見つかったもの(Mukoyoshi *et al.*, 2006)もその1つである。久礼地域には、白亜紀の久礼メランジュと野々川層を切って発達する数多くの断層帯が認められる。ビトリナイト反射率に基づき推定された母岩の最高被熱温度は各断層の間で段階的に変化しており、全体としては上盤側で230~240°C、下盤側で160~185°Cである。これらのデータと地質構造とに基づき、久礼地域の断層はかつての巨大分岐断層(プレート境界を構成する巨大衝上断層から上盤側に、より高角で分岐したもの)の深さ2.5~5.5 kmに相当する部分であると考えられている(Mukoyoshi *et al.*, 2006)。筆者らはこの断層帯について研究を行った(Honda *et al.*, 2011)。

分析したのはシュードタキライトを含む厚さ5~10 mmの黒色のすべり帯試料と、周囲の母岩(砂岩、頁岩)である。すべり帯試料は母岩に比べ明瞭に不適合元素(incompatible elements)に富んでいるが、奇妙なことに、ベリリウム、カリウム、チタン、イットリウム、ジルコニウム、ニオブ、イッテルビウム、ルテチウム、ハフニウム、タンタル、タンゲステン、タリウム、鉛、トリウム、ウランといった化学的挙動の異なる元素の値がすべて母岩が示す組成トレンドの延長上にプロットされる(Fig. 8aはジルコニウム、ニオブの例。図中の直線は母岩データの回帰直線を表す)。このようなことは岩石の平衡部分溶融では決して起こりえない。また、主成分元素組成を見ると、すべり帯試料は母岩に比べて著しく SiO_2 に乏しく、 Al_2O_3 に富んでいる。試みに主成分元素組成からCIPWノルムを計算すると、すべり帯試料は母岩に比べてノルム石英、ノルム斜長石の値が大幅に減少している。これらは以下のように解釈できる。母岩は主として石英、斜長石の粒子とその間を埋めるイライト等の細粒の粘土鉱物で構成されている。上記の不適合元素は石英、斜長石にはほとんど含まれず、粘土鉱物等に多く含まれており、いわば全岩の値は石英、斜長石によって希釈されたものである。ここで、粘土鉱物等が選択的に、かつほぼ全溶融すれば、メルトには石英、斜長石による希釈効果が軽減されてFig. 8aに見

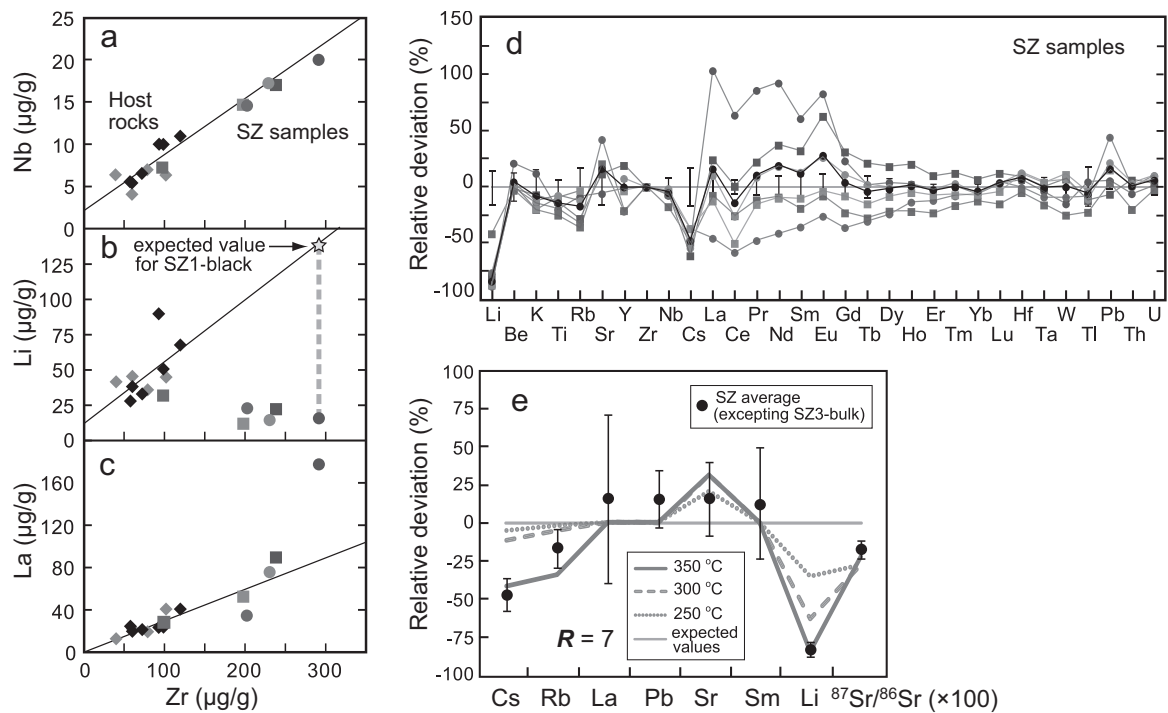


Fig. 8 Trace element compositions of the slip zone (SZ) rocks and host rocks from the Shimanto accretionary complex in Kure area after Honda *et al.* (2011). (a-c) Nb, Li and La concentrations plotted against Zr concentration. Symbols are: diamonds, host rocks; squares, bulk of slip zone rocks; circles, black part collected from the slip zone rocks. (d) Trace element compositions of slip zone samples normalized with respect to “expected” compositions (see text). Error bars indicate standard deviations of the estimated expected values. (e) Deviations of compositions of slip zone rocks from “expected” compositions plotted along with calculated values for fluid/rock mass ratio $R = 7$ at 250°C, 300°C, and 350°C. Error bars indicate standard deviations of compositions of the slip zone rocks.

られるような特徴的な組成変化を生じる。このような非平衡溶融は、摩擦発熱による急速な短時間の加熱で生じるもので、天然のシュードタキライトや高速摩擦実験生成物の微細組織観察で明らかにされている (Spray, 1992; Lin and Shimamoto, 1998)。筆者らのデータは、化学組成に基づいてそのような非平衡溶融の存在を明らかにしたものであり、Mukoyoshi *et al.* (2006) によるシュードタキライトの微細組織の観察結果とも整合的である。

さて、ここで Fig. 8a, b, c のようにジルコニウム含有率に対して各不適合元素の含有率をプロットすると、すべり帯試料の組成が、母岩の組成トレンドとジルコニウム含有率とから予想される値に比べどの程度ずれているかを評価することができる。Fig. 8d はこのようにして求められた、各すべり帯試料における不適合元素含有率の「予想値」からのずれを示したものである。上で述べたベリリウム、カリウムをはじめと

する多くの不適合元素は0%前後の値を示し、すべり帯試料の組成が確かに母岩の組成トレンドの延長線上にあることが分かる。ところが、リチウムおよびセシウムは例外的に「予想値」よりも著しく低い値を示す (Fig. 8b, d)。ルビジウムの値の低さはあまり明確ではないものの、この傾向は基本的にチェルンプや江見で見たものと同一であり、「予想値」からの負の方向へのずれの程度は、やはりリチウム>セシウム>ルビジウムの順になっている。これらのずれを流体岩石相互作用による減少と解釈してモデル計算を行うと、チェルンプや江見の場合と同様350°Cでの計算値とよく一致する (Fig. 8e)。このことは、久礼のすべり帯が、摩擦溶融と高温流体岩石相互作用の両方を経験したことを意味している。

Fig. 8c, d でランタン、セリウムをはじめとする希土類元素が異常な挙動を示していることは注目に値する。特に軽希土から中希土にかけては、正、負両方の

顕著な異常が認められる。他の不適合元素の整然とした挙動を見ると、摩擦溶融よりはむしろ高温流体により希土類元素を選択的に移動させる何らかの機構が働いているように思える。この点に関しては今後検討が必要であろう。

また、すべり帯試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ は摩擦溶融と高温流体岩石相互作用による均質化を受けている。Rb-Sr アイソクロン図においては、母岩がこの地域の四万十帯で推定された堆積年代 (89.3~70.6 Ma: Taira *et al.*, 1988) と整合的な約80 Ma の見かけ上の年代を示すのに対し、すべり帯試料は約18 Ma の見かけ上の年代を示す別のラインに乗る (Honda *et al.*, 2011)。Rb-Sr 同位体系が完全にリセットされていたならば、後者は地震によるすべりを最後に経験した年代ということになるが、この点に関しても今後のさらなる検討が必要であろう。

シュードタキライトがガラス質の組織を保っていること (Mukoyoshi *et al.*, 2006) から考えて高温流体岩石相互作用が生じたのは摩擦溶融の前でなければならない。一方、高温流体岩石相互作用の痕跡が認められるのはシュードタキライトを伴うすべり帯試料だけであるので、これが地震時の断層すべりによるものであることも明らかである。熱圧化は、摩擦強度の著しい低下により断層面の摩擦係数低下をもたらし、それ以上の温度上昇を抑制する方向に働く (たとえば Rempel and Rice, 2006)。したがって、断層帯で熱圧化と摩擦溶融が共存したとは考えにくい。そこで、地震時の断層すべりによる摩擦熱で間隙水が350°C 以上に加熱されたが、断層帯の透水性が十分に低くなかったため熱圧化が起こるレベルまで間隙水圧が上昇せず、そのまま温度が上昇して摩擦溶融に至ったというのが考えられるシナリオである。このシナリオは基本的には四万十帯延岡衝上断層周辺のシュードタキライトを伴う小断層において、微小構造と鉱物脈中の流体包有物の均質化温度に基づき指摘されたもの (Okamoto *et al.*, 2006; 2007) と類似している。この場合、最終的に断層の摩擦強度を低下させたのは摩擦溶融であるので、高温流体が地震時の破壊伝播にどの程度の影響を与えたのか評価は難しい。しかし、摩擦融解を経験した断層帯といえども地震時のすべり機構を考察する際は流体の存在を考慮に入れる必要があることは確かである。

6. おわりに

断層岩の金属微量元素・同位体分析に基づく地球化学的アプローチは、地震時の断層における高温流体岩石相互作用の評価に有効であることがこれまでの研究で明らかとなった。現時点でも地震時の流体温度の推定がある程度可能となり、付加体では深度によって地震時の断層すべりに対する流体の関わりが異なっている可能性もおぼろげながら見えてきている。将来的には、断層岩の分析により、各断層における熱圧化履歴の有無、さらには今後地震時に津波を起こすようなすべりを起こす危険性があるかどうかを評価するためのツールとして利用できる可能性もあるかもしれない。

一方で、本手法で地震時の流体岩石相互作用と断層すべりとの関係をさらに深く追及してゆくためにはまだまだ多くの課題がある。流体温度の見積もりを精密化するためには、水熱実験等により350°C を超える温度での各元素の固相—流体間の分配係数を、様々な組成の堆積物・岩石について決定する必要がある。また、現状では扱いが困難な反応速度論的效果の評価についても何らかの方法で道を拓かなければならない。そのためには、流体岩石間の元素・同位体の交換反応を担う鉱物相を同定し、そこで起こっている様々な素過程を明らかにしてゆく必要があることはもちろんである。

本稿は、断層岩の金属微量元素・同位体組成から地震時の流体岩石相互作用の情報を読み解く手法と具体的な解析事例の紹介を主眼としたため、紙面の都合で断層変位量、摩擦発熱量などの理論的な解析や、背景にある地質・岩石・鉱物学的な面にはほとんど触れることができなかった。また、明確な組成変化が検出されなかった南海トラフ巨大分岐断層掘削試料の事例 (Hirono *et al.*, 2009) からも興味深い考察が得られているが、それについての記述も割愛した。本稿の内容に興味を持たれた方は、元の論文および参考文献に当たって理解を深めていただければ筆者として幸甚である。

謝 辞

本稿を執筆する機会を与えてくださった小木曾哲博士に感謝いたします。本稿の内容は谷水雅治博士、濱田洋平氏、本多剛氏をはじめとする方々との共同研究の成果であり、それらの方々に感謝いたします。2名の匿名査読者からは有益なコメントをいただきました。

た。本研究には文部科学省および日本学術振興会の科学研究費を使用しました。

引用文献

- Andrews, D. J. (2002) A fault constitutive relation accounting for thermal pressurization of pore fluid. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 2363, doi:10.1029/2002 JB 001942.
- 東 垣 (2009) 1999年台湾集集地震を解析する—台湾チェルンブ断層掘削のコア試料. 木村学・木下正高編, 付加体と巨大地震発生帯—南海地震の解明に向けて. 東京大学出版会, pp. 168–185.
- Bebout, G. E., Ryan, J. G., Leeman, W. P. and Bebout, A. E. (1999) Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism - effect of convergent-margin thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 63–81.
- Beck, J. W., Berndt, M. E. and Seyfried Jr., W. E. (1992) Application of isotopic doping techniques to evaluation of reaction kinetics and fluid/mineral distribution coefficients: an experimental study of calcite at elevated temperatures and pressures. *Chemical Geology*, **97**, 125–144.
- Bizzarri, A. and Cocco, M. (2006) A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B05303, doi: 10.1029/2005 JB003862.
- Central Geological Survey (1999) *Map of Surface Ruptures along the Chelungpu Fault during the Chi-Chi Earthquake, Taiwan*. Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs, ROC, scale 1: 25,000.
- Collettini, C., Chiaraluce, L., Pucci, S., Barchi, M. R. and Cocco, M. (2005) Looking at fault reactivation matching structural geology and seismological data. *Journal of Structural Geology*, **27**, 937–942.
- Doan, M. L., Brodsky, E. E., Kano, Y. and Ma, K. -F. (2006) In situ measurement of the hydraulic diffusivity of the active Chelungpu Fault, Taiwan. *Geophysical Research Letters*, **33**, L16317, doi: 10.1029/2006 GL026889.
- Evans, J. P. and Chester, F. M. (1995) Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: Inferences from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 13007–13020.
- Hamada, Y., Hirono, T. and Ishikawa, T. (2011) Coseismic frictional heating and fluid-rock interaction in a slip zone within a shallow accretionary prism and implications for earthquake slip behavior. *Journal of Geophysical Research*, **116**, B01302, doi: 10.1029/2010 JB007730.
- Hirono, T. (2005) The role of dewatering in the progressive deformation of a sandy accretionary wedge: Constraints from direct imagings of fluid flow and void structure. *Tectonophysics*, **397**, 261–280.
- Hirono, T., Lin, W., Yeh, E. -C., Soh, W., Hashimoto, Y., Sone, H., Matsubayashi, O., Aoi, K., Ito, H., Kinoshita, M., Murayama, M., Song, S. -R., Ma, K. -F., Hung, J. -H., Wang, C. -Y. and Tsai, Y. -B. (2006) High magnetic susceptibility of fault gouge within Taiwan Chelungpu fault: Nondestructive continuous measurements of physical and chemical properties in fault rocks recovered from Hole B, TCDP. *Geophysical Research Letters*, **33**, L15303, doi: 10.1029/2006 GL026133.
- Hirono, T., Ujiie, K., Ishikawa, T., Mishima, T., Hamada, Y., Tanimizu, M., Soh, W. and Kinoshita, M. (2009) Estimation of temperature rise in a shallow slip zone of the megasplay fault in the Nankai Trough. *Tectonophysics*, **478**, 215–220.
- Honda, G., Ishikawa, T., Hirono, T. and Mukoyoshi, H. (2011) Geochemical signals for determining the slip-weakening mechanism of an ancient megasplay fault in the Shimanto accretionary complex. *Geophysical Research Letters*, **38**, L06310, doi: 10.1029/2011 GL046722.
- Igarashi, G., Saeki, S., Takahata, N., Sumikawa, K., Tasaka, S., Sasaki, Y., Takahashi, M. and Sano, Y. (1995) Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science*, **269**, 60–61.
- Ikesawa, E., Sakaguchi, A. and Kimura, G. (2003) Pseudotachylite from an ancient accretionary complex: Evidence for melt generation during seismic slip along master decollement? *Geology*, **31**, 637–640.
- Ishikawa, T., Fujisawa, S., Nagaishi, K. and Masuda, T. (2005) Trace element characteristics of the fluid liberated from amphibolite-facies slab: inference from the metamorphic sole beneath the Oman ophiolite and implication for boninite genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**, 355–377.
- Ishikawa, T., Tanimizu, M., Nagaishi, K., Matsuoka, J., Tada, O., Sakaguchi, M., Hirono, T., Mishima, T., Tanikawa, W., Lin, W., Kikuta, H., Soh, W. and Song, S. -R. (2008) Coseismic fluid-rock interactions at high temperatures in the Chelungpu fault. *Nature Geoscience*, **1**, 679–683.
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S. and Hirose, H. (2007) Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, **315**, 503–506.
- James, R. H., Allen, D. E. and Seyfried Jr., W. E. (2003) An experimental study of alteration of oceanic, crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350 °C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 681–691.
- Kano, Y., Mori, J., Fujio, R., Ito, H., Yanagidani, T., Nakao, S. and Ma, K. -F. (2006) Heat signature on the Chelungpu fault associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Geophysical Research Letters*, **33**, L14306, doi: 10.1029/2006 GL026733.
- Kharaka, Y. K. and Hanor, J. S. (2003) Deep fluids in the continents: I. sedimentary basins. In: *Surface and Ground*

- Water, Weathering, and Soils* (ed. J. I. Drever), *Treatise on Geochemistry Vol. 5*, Elsevier, pp. 499–540.
- Kerrick, R. (1986) Fluid infiltration into fault zones: Chemical, isotopic, and mechanical effects. *Pure and Applied Geophysics*, **124**, 225–268.
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J. -O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y. (2004) High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science*, **304**, 1295–1298.
- Lin, A. and Shimamoto, T. (1998) Selective melting processes as inferred from experimentally generated pseudotachylytes. *Journal of Asian Earth Science*, **16**, 533–545.
- Ma, K. -F., Mori, J., Lee, S. -J. and Yu, S. -B. (2001) Spatial and temporal distribution of slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 1069–1087.
- Ma, K. -F., Brodsky, E. E., Mori, J., Ji, C., Song, T. -R. A. and Kanamori, H. (2003) Evidence for fault lubrication during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake (Mw 7.6). *Geophysical Research Letters*, **30**(5), 1244, doi: 10.1029/2002GL015380.
- Ma, K. -F., Tanaka, H., Song, S. -S., Wang, C. -Y., Hung, J. -H., Tsai, Y. -B., Mori, J., Song, Y. -F., Yeh, E. -C., Soh, W., Sone, H., Kuo, L. -W. and Wu, H. -Y. (2006) Slip zone and energetics of a large earthquake from the Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project. *Nature*, **444**, 473–476.
- Mishima, T., Hirono, T., Soh, W. and Song, S. -R. (2006) Thermal history estimation of the Taiwan Chelungpu fault using rock-magnetic methods. *Geophysical Research Letters*, **33**, L23311, doi: 10.1029/2006GL028088.
- Mukoyoshi, H., Sakaguchi, A., Otsuki, K., Hirono, T. and Soh, W. (2006) Co-seismic frictional melting along an out-of-sequence thrust in the Shimanto accretionary complex: Implications on the tsunamigenic potential of splay faults in modern subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **245**, 330–343.
- Okamoto, S., Kimura, G., Takizawa, S. and Yamaguchi, H. (2006) Earthquake fault rock indicating a coupled lubrication mechanism. *eEarth*, **1**, 23–28.
- Okamoto, S., Kimura, G., Yamaguchi, A., Yamaguchi, H. and Kusuba, Y. (2007) Generation depth of the pseudotachylyte from an out-of-sequence thrust in accretionary prism: Geothermobarometric evidence. *Scientific Drilling*, Special Issue No. 1, 47–50.
- Park, J. -O., Fujie, G., Wijerathne, L., Hori, T., Kodaira, S., Fukao, Y., Moore, G. F., Bangs, N. L., Kuramoto, S. and Taira, A. (2010) A low-velocity zone with weak reflectivity along the Nankai subduction zone. *Geology*, **38**, 283–286.
- Rempel, A. W. and Rice, J. R. (2006) Thermal pressurization and onset of melting in fault zones. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B09314, doi: 10.1029/2006JB004314.
- Rice, J. R. (2006) Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B05311, doi: 10.1029/2005JB004006.
- Sample, J. C. (1996) Isotopic evidence from authigenic carbonates for rapid upward fluid flow in accretionary wedges. *Geology*, **24**, 897–900.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. and Nakamura, S. (2006) Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, **442**, 188–191.
- Sibson, R. H. (1973) Interaction between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting and a mechanism for partial or total stress relief. *Nature Physical Science*, **243**, 66–68.
- Sibson, R. H. (1992) Implication of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, **211**, 283–293.
- 徐 垣・谷川亘・廣瀬丈洋・林為人・谷水雅治・石川剛志・廣野哲朗・中村教博・三島稔明・Yeh, E. -C.・Song, S. -R.・Ma, K. -F. (2009) 1999年台湾集集地震を引き起こしたチェルンブ断層の深部掘削の成果概要—明らかになってきた断層岩の物質科学と今後の課題. 地質学雑誌, **115**, 488–500.
- Solomon, E. A., Kastner, M., Wheat, C. G., Jannasch, H., Robertson, G., Davis, E. E. and Morris, J. D. (2009) Long-term hydrogeochemical records in the oceanic basement and forearc prism at the Costa Rica subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **282**, 240–251.
- Spray, J. G. (1992) A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics*, **204**, 205–221.
- Sugioka, H., Okamoto, T., Nakamura, T., Ishihara, Y., Ito, A., Obana, K., Kinoshita, M., Nakahigashi, K., Shinohara, M. and Fukao, Y. (2012) Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip. *Nature Geoscience*, **5**, 414–418.
- 鈴木勝彦・中村謙太郎・加藤真悟・山岸明彦 (2009) 海底熱水循環系の生物地球化学的理解に向けた実験的アプローチ. 地学雑誌, **118**, 1131–1159.
- Taira, A., Katto, J., Tashiro, M., Okamura, M. and Kodama, K. (1988) The Shimanto Belt in Shikoku Japan - Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology*, **12**, 5–46.
- 高木秀雄 (1991) 地震の化石—シェードタキライト. 地質ニュース, **437**, 15–25.
- Tanikawa, W., Mishima, T., Hirono, T., Lin, W., Shimamoto, T., Soh, W. and Song, S. -R. (2007) High magnetic susceptibility reproduced in frictional tests on core samples from the Chelungpu fault in Taiwan. *Geophysical Research Letters*, **34**, L15304, doi: 10.1029/2007GL030783.
- Tanikawa, W., Sakaguchi, M., Hirono, T., Lin, W., Soh, W. and Song, S. -R. (2009) Transport properties and dynamic processes in a fault zone from samples recovered from TCDP Hole B of the Taiwan Chelungpu Fault Drilling Project. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **10**, Q04013, doi: 10.1029/2008GC002269.
- Tsunogai, U. and Wakita, H. (1995) Precursory chemical changes in ground water: Kobe earthquake, Japan. *Sci-*

- ence, **269**, 61–63.
- Yamaguchi, A., Cox, S. F., Kimura, G. and Okamoto, S. (2011) Dynamic changes in fluid redox state associated with episodic fault rupture along a megasplay fault in a subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **302**, 369–377.
- You, C. -F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H. and Spivack, A. J. (1996) Trace element behavior in hydrothermal experiments: implication for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **140**, 41–52.