光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断層破碎帯の年代測定法 Dating of active fault gouge using optical stimulated luminescence and thermoluminescence

Abstract

鷹澤好博* 高橋智佳史* 三浦知督*
清水 聡*

Yoshihiro Ganzawa,
Chikashi Takahashi*, Kazumasa Miura*
and Satoshi Shimizu**

2013年5月13日受付.

2013年10月24日受理.

* 北海道教育大学函館校
Hokkaido University of Education, Hakodate
Campus, Hachiman-cho 1-2, Hakodate, Hok-
kaido, 040-8567, Japan

Corresponding author: Y. Ganzawa,
ganzawa.yoshihiro@h.hokkyodai.ac.jp

This study reports the first optically stimulated luminescence (OSL) dating of an active fault. The examined fault is the Atotsugawa Fault which was triggered the Hietsu earthquake in AD 1858. Ultraviolet thermoluminescence (UV-TL) was also used for an evaluation of an annealing condition of the fault movement. The OSL dating was conducted using quartz grains separated from a fault gouge. An annealing experiment of quartz grains showed that OSL fast component and 270°C UV-TL signals were removed by a temperature of 300°C held for 20 and 12–30 seconds, respectively. These results provide useful information to investigate the temperatures generated during fault activity. The quartz grains analyzed using linear modulated OSL were divided into two types, F and dim-F, with respect to the OSL fast component. The F type emitting the fast component intensely was used for OSL dating as it showed a stable ratio in the dose recovery test. The average OSL age derived from 80 aliquots (each containing about 10 grains) showed an age range of 0.2 ± 0.2 ka. The OSL age agrees well with the age of the Hietsu earthquake of AD 1858 within a range of one standard deviation.

Keywords: OSL dating, OSL life time, UV-TL method, Fault gouge, Atotsugawa fault

はじめに

地震断層の与える災害が巨大で、日本の国土と人々に大きなダメージを与えることを2011年東日本大震災は現代社会に新たな形で突き付けた。現在、地質学における活断層研究は社会的要請であるとともに、原発立地条件をめぐる社会的利害対立の中にも置かれている。

本論で、筆者らはOSL(光ルミネッセンス)法やTL(熱ルミネッセンス)法を用いて、活断層の年代測定やルミネッセンスシグナルのリセットを評価する方法について検討した。活断層の年代測定は、断層の最新活動時期を明らかにすることを究極の目的とするが、加えて、トレンチ地質断面などからもたらされる地震周期情報と組み合わせることによって、おおよその次の地震時期の推定や活断層の認定に役立てることができる。これまで、主にESR法やFT法が活断層の破碎帯を対象とした年代測定に利用されてきた(例えば、田中, 1986; 山田ほか, 2006など)。これらの方法は、測定鉱物内に時間とともに蓄えられたESRシグナルや核分裂トラックが、断層が地震時に放出する衝撃や熱エネルギーによって、減少あるいはリセットされることを前提にしている。あるいはESR法やK–Ar法では、断層活動で生成された新たな鉱物(粘土鉱物など)を測定対象とする場合もある(福地, 2010; 板谷・兵藤, 2010)。しかし、個々の地震断層が放出する熱がこれらの手法のいわゆるシグナル閉鎖温度を充分に超えた

のか必ずしも明らかではなく、そのためか示された年代が期待値より古い場合が多い。

断層周辺部で断層活動の熱エネルギー放出の過程を考える場合、3つの要素に分解できるという(田上ほか, 2010)。まず、断層面のごく近傍にある岩石の急速な加熱である。これには本論で扱う断層粘土(断層ガウジ)が相当する。第2に断層帯における熱水移動が原因の断層帯周辺部の加熱である。第3に断層運動とは直接関係ないが、上部地殻内の地温勾配に由来する熱エネルギーの放出である。そして、これをベースに第1のあるいは第2の加熱や熱水によるエネルギーが加わり、測定年代は完全リセット年代あるいは部分リセット年代を示すことが期待される。

活断層の年代測定を行う場合、サンプリングのしやすさから地表露頭で採取された試料を用いることが多い。そのことは活断層の面的な広がりから見れば、採取地点は断層の末端部にあるので、活動時の熱的な影響を比較的受けにくい位置にあること、また、試料採取地点は常温であるので、各種年代測定手法の閉鎖温度からいえば、いずれもシグナルが安定な領域(シグナル閉鎖温度以下あるいは長いトラップ寿命)にあることを示している。したがって、地表の活断層試料は断層活動時にリセット条件さえ満たせば、普段はシグナル安定状態を満たしているから、年代情報を得るには地下深部試料よりむしろ好都合と言える。しかし、測定手法として熱に敏感であることが不可欠となる。本論で用いたOSL法やTL

Fig. 1. (a) Map showing the location of the sampling point used for OSL dating of the Atotsugawa Fault. (a) The sampling point is located at Itani joined Kojimagawa in Tsunogawa, Kawai cho, Hida city, Gifu prefecture. The gray zone denotes the fault breccia zone of the Atotsugawa Fault (Niwa et al., 2008). The base map is taken from the 1:25,000-scale topographic map "Hidafurukawa" of the Geographical Survey of Japan. (b) Photograph showing the outcrop and the specific place in the outcrop from which sample DM-L was taken (depicted by the rectangle). The measuring tape shows 30 cm. The distribution of the fault gouge is shown by the dotted line and has a maximum width in the photograph of 25 cm.

(跡津川断層年代測定試料の採取地点。(a) 岐阜県飛騨市河合町角川付近の小島川に合流する井谷の OSL 年代測定試料 (DM-L) の採取地点。灰色部：跡津川断層破碎帯のトレンド (丹羽ほか, 2008)。地形図は国土地理院発行 1/25000 地形図「飛騨古川」を引用。(b) 年代測定試採取地点の露頭写真。スケールは 30 cm。□が試料採取部。断層ガウジは破線内側で最大幅は約 25 cm。)

法は、これまでに用いられてきた手法、ESR 法や FT 法よりも明らかに熱に対して敏感である。特に単アリコット再生法 (Single aliquot regenerative-dose method: 以下 SAR) による OSL 法は、2000 年代に堆積物の年代測定法として急速に発展した (Wintle and Murray, 2006 など)。しかし、この手法を活断層破碎帯の年代測定に用いる試みは今のところ世界的にも皆無である。本論では、断層研究が多数行われている跡津川断層を対象に、この手法を用いて活断層の OSL 年代測定手法を開発することを目的とした。また、紫外線領域を用いた TL 法 (UV-TL 法) も併用し、相互の情報を補完することで活断層の熱影響評価に役立てることを目的とした。

跡津川断層試料の採取地点

跡津川断層は、飛騨山地北部を ENE-WSW に伸びる総延長 60 km、右横ずれ成分が卓越する断層である (活断層研究会, 1991)。トレンチ調査や歴史地震の被害調査から、跡津川断層の最新活動時代は 1858 年の飛越地震であり、11 ka 以降これまで 5 回の活動が確認されている。平均活動間隔は 2.3~2.7 kyr、1 回のずれ量は右横ずれ成分で約 4.5~8 m である (地震調査研究推進本部, 2006 など)。

試料採取地点は飛騨市河合町角川の井谷沿いである (Fig.

1a)。丹羽ほか (2008) による空中写真判読によると、採取地点周辺は ENE-WSW の断層リニアメントが明瞭に確認され、飛騨変成岩類中に破碎帯が連続して露出している (Fig. 1a 灰色部)。試料採取地点の地質は断層ガウジと断層角礫からなるが、断層ガウジは主に乳白色と黒灰色の粘土から構成され、その中に細粒の岩片を含んでいる。断層ガウジの幅は約 25 cm である。断層ガウジは明瞭な境界 (Fig. 1b 破線部) に隔てられて断層角礫帯に移行する。原岩は飛騨変成岩類に属する花崗岩か片麻岩質岩石と思われるが破碎のため判然としない。

年代測定試料 (試料コード: DM-L) は断層ガウジの黒灰色部から採取した (Fig. 1b)。露光を避けるため、露頭を約 30 cm 程度掘り込み、長さ 250 mm のステンレスパイプ (直径 25 mm) を挿入した。採取後パイプ両端をゴムキャップで封入し、露光を防止した。また、これとは別に含水比測定用に 3 試料を採取した。年間線量算出用の試料は DM-L を中心に断層角礫帯を含む約 50 cm 幅から横断的に採取し、平均的な年間線量が得られるよう配慮した。しかし、断層帯の不均質な岩相が含水比や放射性元素の分布に影響を及ぼすことが予想され、年間線量の不確実性に留意する必要がある。また、この露頭付近は丹羽ほか (2008) によって詳細な野外調査、鉱物分析と K-Ar 年代測定が行われており、本

Table 1. SAR protocol for OSL and UV-TL. (SAR 法を用いた OSL および UV-TL 測定手順.)

OSL SAR			UV-TL SAR		
Step	Treatment	Observed	Step	Treatment	Observed
1	Preheat for 10s at 220°C	—	1	Preheat for 180s at 220°C	—
2	Stimulate for 60s at 125°C	Lx	2	UV-TL measurement (100-450°C)	Lx
3	Give test dose (1.0-3.0Gy)	—	3	Give test dose (10Gy)	—
4	Cutheat for 10s at 180°C	—	4	Preheat for 180s at 220°C	—
5	Stimulate for 60s at 125°C	Tx	5	UV-TL measurement (100-450°C)	Tx
6	Hot bleach for 40s at 280°C and stimulate	—	6	Give dose (100-985Gy)	—
7	Give dose (0, 0.2-10.0Gy)	—	7	Return to step 1	—
8	Return to step 1	—			

a

b

論で採取した地点は同論文の Fig. 12 の 202 ポイントにあたる。

実験方法

1. 試料の処理方法

試料処理は光によるシグナル減少を避けるためすべて暗室で行った。また、パイプ中の両端部約 2 cm を取り除いた上で、石英分離は以下の手順で進めた。まず、水洗し粘土分を除去し、乾燥後、篩い分けにより 63 μm 以下, 63~125, 125~250, 250~355, 355~500 μm , そして 500 μm 以上に区分した。これを塩酸 (1M) 30 分, 水酸化ナトリウム (1M) 30 分, フッ酸 (25%) 15 分, 塩酸 (1M) 10 分で処理し、蒸留水で洗浄した。試料乾燥後、再度篩い分けを行った。OSL 年代測定に用いた粒径は 63~125, 125~250, 250~355, 355~500 μm の 4 種類であるが、その他の基礎実験には 125~250 μm を用いた。UV-TL 実験ではすべて 125~250 μm を用いた。

試料中の長石類混入の有無を確認するため X 線回析を行ったところ、原岩試料では充分量の石英に加え、中程度量の斜長石そして僅かなカリ長石とスメクタイト、モンモリロナイト、雲母類の存在が確認された。上記の薬品処理後の X 線回析では長石類はほとんど認められなかった。さらに確認のため、任意に取り出した約 200 粒子について、5.0 Gy 照射後、赤外光 (IR) 励起と OSL 励起を行ったところ、IR シグナル / OSL シグナルは 2% 以下で、用いた試料にはほとんど長石の影響がないことが確認された。

2. 実験装置

OSL と UV-TL を測定するために、メデック K. K. と共同で開発した 2 台の実験装置を用いた。TL 装置は Ganzawa and Ike (2011) や小川ほか (2011) で用いた装置である。また、新たに開発した OSL 装置は次のような構成からなる。励起部として青色 LED 20 個 (日亜化学 : NSPB300A) を配列させ、最大 75 mW/cm² 程度の出力を確保した。受光部は紫外~青領域の受光に優れた光電子増倍管 (浜松ホトニクス : R585s) からなる。フィルターは紫外線領域に受光中心 (中心波長 : 340 nm) を持ち、バックグラウンド低減に優れた RR0340 (朝日分光) を採用した。小型 X 線 (Varian 社 : VF-50) を装置内に搭載し SAR 測定を可能にした。X 線強

度は、2.05 Gy/m である。回転ステージにより 10 試料の連続測定が可能である。OSL シグナルカウントは 1 ゲートあたり 0.1 秒間ごとに計測され、データはパソコンに格納される。OSL 測定のため 2 つの制御プログラムを開発した。一つは同じ強さの LED 光量で励起させる CW-OSL (continuous-wave OSL) 測定用プログラムで SAR に用いる。他方は光量をゼロから最大 (75 mW/cm²) まで連続的に増加させることのできる LM-OSL (linear-modulated OSL) 測定用プログラムで、OSL の発光成分分離に用いる。

3. OSL 測定

OSL 年代測定は Table 1a の SAR によって進めた (Wintle and Murray, 2006)。プレヒート (以下 PH) 温度は後述のプレヒートプラトーテストの結果にもとづいて 220°C, 10 秒とした。また、カットヒートは 180°C, 10 秒とした。OSL 測定は測定アリコットを 125°C に保ち、LED 最大出力 (75 mW/cm²) で 60 秒間 (600 ゲート) 行った。X 線による再生照射量は 0.2~10.0 Gy (OSL 測定値 : Lx) まで試料に応じて順次変化させた。また、テスト線量として 1.0~3.0 Gy (OSL 測定値 : Tx) を照射し、Lx/Tx の感度補正を行った。1 測定サイクルの最後にホットブリーチ (280°C, 40 秒加熱で LED 最大出力照射) を行い、次サイクルに進んだ。不完全リセット粒子混入の影響を除きやすくするため、1 アリコットあたりの粒子数は、シグナル検出が可能な最低粒子数、10 粒子前後とした。また、各測定の信号強度は、第 1 から第 3 ゲートまでのシグナル積算値からバックグラウンド相当の第 598 から第 600 ゲートの積算値を差し引き、正味の信号強度とした。

LM-OSL では測定アリコットを 125°C に保ち、LED 出力をゼロから最大 (75 mW/cm²) まで 256 ステップで増加させ、各ステップあたり 20 ゲートのシグナル検出を行った。得られた発光曲線はガウス関数を用いたフィッティングにより発光成分分離を行った (Jain et al., 2003)。この測定では 1 測定あたり約 200 程度の粒子 (粒径 125~250 μm) を用いた。

4. UV-TL 測定

UV-TL 測定のため、紫外線受光領域が RR0340 とほぼ同じ DUG-11 (Schott 製) フィルターを採用した。SAR による UV-TL 年代測定は 220°C, 180 秒の PH で、再生照

Table 2. Annual dose rate and OSL age of each grain size category for sample DM-L. (DM-L の年間線量と粒径ごとの OSL 年代.)

Annual dose							
Sample code	U (ppm)	Th (ppm)	K ₂ O (%)	Water content	Cosmic ray (mGy/a)	Grain size (μm)	Da (mGy/a)
DM-L	2.06 ± 0.01	5.09± 0.20	1.46±0.04	0.18	0.21	63-125	1.86±0.01
						125-250	1.82±0.01
						250-355	1.78±0.01
						355-500	1.71±0.01
Equivalent dose and age							
Sample code	Grain size (μm)	De (Gy)	Age (ka)	F type aliquot number	Age range (ka)		
DM-L	63-125	0.5±0.4	0.3±0.2	25	0 - 0.6		
	125-250	0.1±0.1	0.1±0.1	14	0 - 0.3		
	250-355	0.1±0.2	0.1±0.1	24	0 - 0.6		
	355-500	0.2±0.1	0.1±0.1	17	0 - 0.2		
	All grains	0.2±0.2	0.2±0.2	80	0 - 0.6		

射線量(100 Gy~985 Gy)測定(Lx)と、テスト線量(10 Gy)測定(Tx)を行い、Lx/Txによる感度補正を行った。加熱速度は1.0°C/秒で、測定温度範囲は100°C~450°Cである(Table 1b)。測定は1アリコット30粒子で進めた。発光強度として発光中心を挟んだ260~280°C積算値と310~330°C積算値を用いた。

また、UV-TLのトラップ寿命を明らかにするため、加熱速度を0.25°C/sから2.0°C/sの5段階に変化させUV-TL測定を行った。

5. アニール実験

OSL, UV-TL シグナルの減衰・リセット条件を知るため、アニール実験を行った。アニールにはOSL, TL装置内のヒーター温度制御システムを用いた。実験試料に1アリコットあたり10粒子を用い、天然シグナルを加熱消去(450°C, 600秒)させ、これにOSLの場合10 Gy, UV-TLの場合100 Gyの再生照射した試料を用いた。アニール実験はいずれも300°Cに固定し、加熱時間を5秒から180秒に設定した。また、OSL, UV-TLのアニール評価にはPH(220°C, 10秒)で測定された発光数を基準とした。

6. 年間線量

年間線量を求めるため、ICP-MS分析によるU, ThおよびKの定量を行った。その結果、U = 2.06 ± 0.01 ppm, Th = 5.09 ± 0.20 ppm, K₂O = 1.46 ± 0.04%が得られた。また、Adamiec and Aitken(1998)の新コンバージョンファクターからβ線の石英に対する透過率を求めた。試料DM-Lの平均含水比(含水重量/乾燥重量)は0.18であった。さらに、Prescott and Stephan(1982)およびPrescott and Hutton(1994)の北緯40度における海水準面の宇宙線量(0.185 mGy/a)を基準に、採取地点の高度(570 m)と被覆層の厚さ(約1 m)から導かれた試料採取地点の宇宙線量は0.21 mGy/aであった。これらの値を用いて、Ganzawa and Ike(2011)や小川ほか(2011)の方法に従って年間線量

を決定した。その結果、粒径が63~125 μmの場合1.86 ± 0.01 mGy/a, 125~250 μmでは1.82 ± 0.01 mGy/a, 250~355 μmでは1.78 ± 0.01 mGy/a, 355~500 μmでは1.71 ± 0.01 mGy/aとなった(Table 2)。

実験結果

1. OSL シグナルの特徴

石英のOSLシグナルは異なる構成成分からなることが知られている(Jain et al., 2003; Wintle and Murray, 2006)。それらは励起光に敏感な速成分(fast component, 以下FC)、やや鈍感な中間成分(medium component, 以下MC)、そして、最も鈍感な遅成分(slow component, 以下SC)である。SCはさらにSC1~SC4に区分される。この他にFCよりさらに光に敏感で、熱に極めて不安定な超速成分(ultra-fast component, 以下UFC)もある(Jain et al., 2008)。これらの構成成分のうちで年代測定に有用な成分はFCだけで、OSL年代測定という場合普通FCを利用したものを指す(Jain et al., 2003; 塚本・岩田, 2005; Wintle and Murray, 2006)。本論もこれに従うが、必要に応じてOSL(FC)と表記する。

さて、実際のDM-LアリコットのSAR測定を重ねたところ、OSL減衰曲線は見かけ上2つのタイプに区分されることが明らかとなった。Fig. 2aに再生照射5.0 Gyを行った時の例を示した。第1のタイプの発光曲線は測定開始の第1ゲート(0.1秒)で強い発光を示し第3ゲート(0.3秒)までに一気に減衰するFCが卓越するタイプ(以下F型)、第2のタイプは第3ゲートまでの発光は認められるが弱く、減衰は30秒程度まで緩やかに継続するFCが微弱なタイプ(以下dim-F型)である(Fig. 2b)。そこで、両者を便宜的に区分するため、第1ゲートから第3ゲートまでのシグナル積算値(S1)と第4ゲートから第6ゲートまでのシグナル積算値(S2)の比(S1/S2)を利用し、その比が6.0以上をF型、

Fig. 2. Typical CW-OSL decay curves for F and dim-F types. (a) CW-OSL decay curve of sample DM-L standardized using OSL counts at the first gate after a dose of 5.0 Gy. (b) OSL decay curve by the tenth gate (1.0 s). The ratio of integrated emission counts from the first to third gates (S1) to the integrated emission counts from the fourth to sixth gates (S2) was used to classify F and dim-F types. (2 タイプ (F型, dim-F 型) の CW-OSL 発光曲線. (a) 第1 ゲート発光カウントを基準に標準化された DM-L の 5.0 Gy 再生照射の OSL 発光曲線. (b) (a) の第10 ゲート (1.0 秒) までを拡大した実測 OSL 発光曲線. F 型と dim-F 型を区分するため, 第1~第3 ゲートと第4~第6 ゲートの発光積算比 (S1/S2) を用いた.)

それ未満を dim-F 型とした。

次に, F 型と dim-F 型の OSL 発光成分の違いを明らかにするため LM-OSL 測定を行った (Fig. 3). その結果, F 型は 7 秒付近に強い FC ピークが出現した. これに比べ 20~30 秒に出現する MC や 40 秒以降に出現する SC1~SC4 ピークは弱い. 一方, dim-F 型発光は FC ピークが認められるが F 型より明らかに弱く, SC1~SC4 ピークは強い. また, いずれの試料においても, UFC は認められなかった. この結果は, F 型を示す粒子群には FC に卓越する粒子が含まれるのに対し, dim-F 型を示す粒子群は FC に弱い粒子から構成されることを示唆している.

2. ドーズリカバリープレヒートプラトーテスト

最も安定した蓄積線量を示す PH 条件を決定するため, プレヒートプラトーテスト (preheat plateau test: 以下 PPT) を行うが, 本論では天然シグナル消去後 5.0 Gy 照射のドーズリカバリーテスト (dose recovery test) による PPT を行った.

PH についていくつかの指摘がなされている. 例えば, 蓄積線量が小さく 5.0 Gy 以下の場合電荷の移動が問題となるため, PH として 200°C 程度が選択される場合がある. また, 年代の古い試料については 260°C が選択される (Wintle and Murray, 2006). 一方で, 再生照射において UFC が存在する場合は, カットヒートとしてやや高温の 220°C が必要との指摘がある (Choi et al., 2003). これらの指摘に基づいて, 以下の PPT を行った. まず Choi et al. (2009) に従い, 人工太陽 SOL2 で 60 秒間照射し, 石英 10 粒子 (粒径 125~250 μm) の天然 OSL シグナルをリセットした. その後, 既知線量として 5.0 Gy を照射し, SAR による復元テストを行った. その際, PH 条件を 200°C から 260°C まで 20°C ごとの 4 段階に設定し, 10 秒加熱とした. また, SAR による再生照射量は 2.0 Gy から 8.0 Gy とし, その間に回復テスト (recuperation test, 0 Gy 照射) を挿入し, 最後にリサイクリングテスト (recycling test, 5.0 Gy 照射) を

Fig. 3. (a) LM-OSL curve for F type. (b) LM-OSL curve for dim-F type. The LM-OSL curve is divided into six major components: FC, MC, and SC1~SC4, following Jain et al. (2003). (2 タイプ (F型, dim-F 型) の LM-OSL 発光曲線. (a) F 型の LM-OSL 発光曲線, (b) dim-F 型の LM-OSL 発光曲線. Jain et al. (2003) の分類により発光曲線を FC, MC, SC1~SC4 に分離した.)

行った. また, テスト線量は 3.0 Gy とした. 設定した 4 段階のテストごとに 10 試料の PPT を行った. そして, 線量復元率 (復元線量/既知線量) の合格条件 (0.9~1.1) を評価した (Wintle and Murray, 2006).

実験結果から次の点が明らかになった (Fig. 4). まず,

Fig. 4. Dose recovery preheat plateau test (PPT). The ratio of SAR De recovery to the known De (5.0 Gy) is plotted as a function of preheat temperature. The preheat was performed for 10 s at four temperatures stepped from 200°C to 260°C. Ten aliquots were prepared for each test. The preheat at 220°C applied to F type aliquots showed the most stable plateau region within a range of 0.9–1.1. (プレヒートプラトーテスト (PPT). プレヒート温度の違いによる既知線量 5.0 Gy に対する SAR 蓄積線量の復元率. 200°C から 260°C まで 20°C ごとの 4 段階を設定し、それぞれ 10 秒の条件で加熱を行った. 各温度で 10 試料の測定を行う. 既知線量に対し F 型は 220°C で最も安定したプラトーを示す.)

dim-F 型試料ではいずれの PH 条件でも不合格の場合が多いが、F 型試料では 200°C と 220°C が合格範囲にある. 特に 220°C が合格条件を満たし、最適の PH 条件と判断された.

そこで、次に PH を 220°C、10 秒に固定し、37 個のアリコットで既知線量 5.0 Gy に対する線量復元率をより詳細に測定した. その結果、F 型 (17 アリコット測定) は既知線量 5.0 Gy に対し 15 アリコットが合格した. 平均復元線量は 4.7 ± 0.7 Gy である (Fig. 5a). dim-F 型 (20 アリコット) では 2.5–10.8 Gy の幅広い復元線量を示し、合格は 3 アリコットにすぎない. 平均復元線量は 7.1 ± 2.3 Gy である (Fig. 5b). このことは同じ PH と線量に対して F 型と dim-F 型では、線量復元能力に大きな差があることを示している. この結果から、PH を 220°C、10 秒とし、蓄積線量は F 型から決定することとした.

3. OSL 年代

断層時の加熱が粒径サイズの異なる石英に対して、異なる熱影響を与える可能性も考慮して、4 つの粒径 (63–125, 125–250, 250–355, 355–500 μm) から DM-L の OSL 年代測定を進めた. 用いた測定アリコット数は各 30 皿であるが、いずれの粒径においても、F 型と dim-F 型が認められた. SAR による蓄積線量 (De) 決定には F 型のみを用いたが、参考として dim-F 型の De も求めた. SAR による F 型の測定例 (粒径 125–250 μm) を Fig. 6 に示した. 天然そして再生照射 OSL は明瞭な減衰発光曲線を示す (Fig. 6a). また、成長線もよい直線性を示し、リサイクリングテストもほぼ 1.0 を満たし、感度変化も小さい (Fig. 6b). また、回

Fig. 5. Measured doses for (a) F type and (b) dim-F type when the preheat temperature was fixed at 220°C for 10 s. (220°C、10 秒のプレヒートに設定した場合の (a) F 型と (b) dim-F 型の線量.)

復テストの発光数は 4 (1–3 ゲート積算) に過ぎず、その回復率は 3% で基準値 (5%) を満たした.

125–250 μm 粒径で行った 30 アリコット測定を例に挙げると、F 型は 14 アリコットで、それらの De は 0–0.6 Gy であった. 単純平均 De は 0.1 Gy、標準偏差による誤差は 0.1 Gy であった. したがって、年間線量 1.82 mGy を用いると OSL 年代は 0–0.3 ka の範囲にあり、単純平均年代は 0.1 ± 0.1 ka となる. また、他の粒径の年代分布もほぼ同じ領域にあった. 全粒径で測定した 80 アリコットの年代分布は 0–0.6 ka の範囲にあり、その単純平均年代と標準偏差誤差は 0.2 ± 0.2 ka であった (Fig. 7a, Table 2). このような年代集中は F 型が高い線量復元能力を有しているため、年代の信頼性は高いと考えられる (Fig. 5a).

一方、参考とした dim-F 型 40 アリコットの年代主分布は 0–0.8 ka の範囲にあるが、1.8 ka まで副次的な分布を示しさらに 10.2 ka まで分散する. 単純平均年代は 0.9 ± 2.1 ka である (Fig. 7b). 幅広い年代分布は dim-F 型の低い線量復元能力に起因すると考えられる.

F 型の年代 (0.2 ± 0.2 ka) は飛越地震の時代、1858 年 (2013 年を基準に 155 年前) に誤差内で一致している. ただし、ここで示された年代は実験で検出された天然 OSL シグナルが極めて微弱なので、大きな誤差を伴うことに留意が必要である.

4. UV-TL による天然加熱条件の推定

DM-L に跡津川断層の活動が与えた熱を UV-TL によっ

Fig. 6. (a) CW-OSL decay curves for 10 quartz grains of DM-L with grain sizes between 125 and 250 μm . (b) Dose-response curve plotted using L_x/T_x and taking into account the sensitivity change. The test dose was 1.2 Gy. The recycling test agrees well with the recycling dose of 0.8 Gy. (F 型の SAR 測定例. (a) DM-L (粒径 125~250 μm , 10 粒子) の OSL 発光曲線. (b) OSL 線量応答線. テスト照射 (1.2 Gy) から (L_x/T_x) による感度補正を行い, 蓄積線量 (De) 0.1 Gy を決定した. 復元線量 (0.8 Gy) に対して復元率はほぼ 1.0 を示す.)

て評価するため, 2つの実験を行った. 第1に SAR による UV-TL の発光曲線の検討と, 第2にアニール実験による UV-TL の減衰・消失条件の検討である.

第1実験の UV-TL 発光曲線の例を Fig. 8 に示した. 注目されるのは, 天然 UV-TL (発光曲線 a) と再生照射 UV-TL (同 b~f) とでは異なる発光曲線パターンを示すことである. 天然 UV-TL では 320°C に主発光ピーク, 270°C にサブ発光ピークを持つが, 再生照射 UV-TL はすべて 270°C に主発光ピークがある (Fig. 8a). 比較のため, DM-L の母岩にあたる飛騨片麻岩 (試料名: HGr) の UV-TL を測定したが, 天然 UV-TL (発光曲線 a) と再生照射 UV-TL (同 b~f) の発光曲線はともに同じ形状で, 主発光ピークは 270°C にある (Fig. 8b). このことは, DM-L の天然発光曲線 a の 270°C ピーク周辺領域が失われていることを示す.

第2実験では, 再生照射 100 Gy を施した DM-L について, アニールにより 270°C ピークが消失される条件について検討した. 300°C 固定アニールの発光曲線パターン変化を Fig. 9 に示した. 10 秒加熱時発光中心は 270°C 周辺にあるが, 12 秒加熱 (わずか 2 秒の追加加熱) で 270°C 領域 (薄灰色部) が一挙に失われる. そして, 消失を免れた 320°C 周辺が相対的に顕在化し, 320°C 領域 (灰色部) を形成する. 一方, 320°C 領域は 30 秒加熱まで発光パターンを保つが, その後の追加加熱で減衰し始め, 180 秒加熱でほぼ消滅し, より高温の 370°C 領域 (濃灰色部) がわずかに残存する (Fig. 9). これをアニール時間に対する発光量残存率で示すと Fig. 10 (○および△) となり, 270°C 領域と 320°C 領域の差は著しい.

以上の2つの実験から次のことが考えられる. 270°C 領域に発光中心があった DM-L は, 天然加熱 (断層熱と推定される) によりこの領域が消失し, その結果 320°C 領域の発

Fig. 7. (a) OSL age distribution of F type (80 aliquots). The ages converge between 0 and 0.6 ka. (b) OSL age distribution of dim-F type (40 aliquots). The ages are scattered up to 10.2 ka. (F 型と dim-F 型の全粒径の OSL 年代の分布. (a) 80 アリコットから測定した F 型の OSL 年代分布. 年代は 0~0.6 ka に集中する. (b) 40 アリコットから測定した dim-F 型の OSL 年代の分布. 年代は 0~10.2 ka に分散する.)

光が顕在化した (Fig. 8a の発光曲線 a). この天然加熱は Fig. 9 から 300°C, 12~30 秒程度に相当するエネルギーと推定される.

5. UV-TL 年代

SAR による UV-TL 年代測定を行った結果をここで述べる. TL 年代測定は, ふつう発光強度をピークの高さ (ピークカウント) で評価する. 本論でも 270°C ピークとして 260°C から 280°C の範囲にある発光積算値を用いた (Fig. 8 の 270°C ピーク灰色部) が, このピークは実は 270°C 領域と 320°C 領域の合算シグナルからなっている (Fig. 9 の 270°C ピーク). ところが, DM-L 天然発光の場合 270°C 領域が断層熱でほぼ消去されているので, 270°C ピークは主に 320°C 領域だけからなる (Fig. 8a の発光曲線 a). そして, 再生照射すると 270°C 領域も 320°C 領域と同様に再生されるため, これらの合算シグナルが再生照射 270°C ピークとして評価される (Fig. 8a の発光曲線 b~f). 他方, 320°C ピークでは, 天然発光も再生照射発光も 320°C 領域だけから構成される (Fig. 9 の 320°C ピーク). したがって, いずれのピークを用いても熱に強い 320°C 領域が影響するので, UV-TL 年代は期待年代よりはるかに古くなる.

実際の TL 成長線 (L_x/T_x) から得られる SAR 蓄積線量 (De) は, 270°C ピークの場合 320 Gy, 320°C ピークでは

Fig. 8. (a) UV-TL glow curve for DM-L. The gray area (270°C and 320°C peaks) is an emission peak used to construct the UV-TL growth curve. (b) UV-TL glow curve for quartz grains (HGr) separated from Hida Gneiss. (c) SAR growth curves and De provided by the 270°C and 320°C UV-TL growth curves. (UV-TL 発光曲線と成長線。(a) DM-L の UV-TL 発光曲線。灰色部の発光ピーク (270°C ピークと 320°C ピーク) は SAR 成長線を描くために用いた。(b) 飛騨片麻岩石英粒子 (HGr) の UV-TL 発光曲線。(c) DM-L の 270°C 発光ピークカウントと 320°C 発光ピークカウントを利用した SAR 成長線と各ピークの蓄積線量 (De).)

570 Gy 程度となり、年間線量 1.82 mGy を考慮すると、それぞれ約 190 ka, 335 ka の年代となる (Fig. 8c)。これらは明らかに最新の断層活動年代を示していない。

6. OSL, UV-TL のトラップ寿命と OSL の線量応答限界

OSL や TL シグナルのリセット条件を (1) 式からトラップ寿命 (τ) として求めることができる (Aitken, 1985 など)。

$$\tau = s^{-1} \exp(E/kT) \quad (1)$$

(1) 式中の s は頻度ファクター (frequency factor, s^{-1}), E

Fig. 9. Change in UV-TL glow curve patterns during the 300°C annealing treatment. Quartz grains treated with a 100-Gy regenerative dose after removing the natural dose by heating were prepared for the annealing experiment. The signals in the 270°C region that remained after heating at 300°C for 10 s were removed by an annealing treatment lasting from 12 to 30 s. A prolonged annealing treatment lasting 180 s produced a gradual attenuation of emissions in the 320°C region, resulting in a small amount of residual in the 370°C region. (300°C アニールによる DM-L の天然 TL を加熱消去した後に 100Gy 再生照射した試料を用いた。300°C, 10 秒アニールで存在する 270°C 領域 (薄灰色部) は 12~30 秒アニールで失われ、熱に抵抗性を持つ 320°C 領域 (灰色部) が残る。さらに 180 秒までアニールすると 320°C 領域は徐々に減衰し、370°C 領域 (濃灰色部) が残る。)

はトラップ深度 (trap depth, eV), T は絶対温度 (K), k はボルツマン定数 ($8.615 \times 10^{-5} \text{ eV K}^{-1}$) である。本論では OSL (FC) の τ 計算に $s = 8.9 \times 10^{13} \text{ s}^{-1}$, $E = 1.74 \text{ eV}$ を用いた (Singarayer and Bailey, 2003)。この値を用いると Fig. 11 の τ 曲線が得られる。図から 20°C の時 $\tau = 310 \text{ Ma}$ であるが、温度が上昇すると極端に減少し、300°C でわずか $\tau = 20$ 秒程度になることが分かる。

一方 UV-TL の場合、加熱速度を変化させるピークシフト法を用いて s と E を (2) 式から計算できる (Aitken, 1985; Spooner and Questiaux, 2000)。

$$\ln(T_m^2/\beta) = E/kT_m - \ln(sk/E) \quad (2)$$

(2) 式中の T_m はピーク温度 (K), β は加熱速度 (K/s) である。実験試料 DM-L では、 β として 0.25, 0.5, 0.75, 1.0, 2.0 を用いた。 $\beta = 1.0$ の時 $T_m = 287^\circ\text{C}$, 318°C であり、 $\beta = 2.0$ の時 $T_m = 300^\circ\text{C}$, 329°C であった。TL 測定から得られた $1/T_m$ を横軸、 $\ln(T_m^2/\beta)$ を縦軸にとり、その傾きから E を、切片から s を算出した。その結果、270°C ピークでは $s = 2.81 \times 10^{13} \text{ s}^{-1}$, $E = 1.63 \text{ eV}$, 320°C ピークでは $s = 1.40 \times 10^{14} \text{ s}^{-1}$, $E = 1.81 \text{ eV}$ であった。これらの値に基づく、(1) 式から導かれる 270°C CUV-TL トラップ, 320°C CUV-TL トラップの τ 曲線は K を $^\circ\text{C}$ で変換すると、Fig. 11 のようになる。

一方、OSL アニール実験から OSL (FC) シグナルの消失条件が明らかにされている (Jain et al., 2003)。それによる

Fig. 10. OSL (FC) and UV-TL residual ratio after annealing at 300°C. The relationship between residual emission count and annealing time was evaluated using a fixed annealing temperature of 300°C. For OSL (FC), the first integrated emission count (S1) shown in Fig. 2 was used to calculate the residual ratio. For UV-TL, residual ratios were calculated from the emission counts in the 270°C and 320°C regions (see Fig. 9). For calculating ratios, the initial values were the emission intensities in the PH at 220°C for 10 s for both OSL and UV-TL. (300°C アニール実験による OSL (FC) および UV-TL シグナルの残存率。アニール温度を 300°C に固定し、アニール時間に対する発光量の残存率を示した。発光量は OSL (FC) の場合、第 2 図の 0.3 秒までの積算値 S1 から、UV-TL の場合 270°C 領域と 320°C 領域の積算値 (面積に相当) から求めた (Fig. 9)。OSL (FC) と UV-TL の強度は PH220°C、10 秒時のシグナル強度を基準とした。)

Fig. 11. Life times (τ) of OSL (FC) and UV-TL as a function of temperature (T). The values of the frequency factor (s) and the trap depth (E) proposed by Singarayer et al. (2003) were used for the evaluation of OSL (FC) life times. The peak-shift method used by Aitken (1985) and Spooner et al. (2000) was adopted for the evaluation of UV-TL life time. The geothermal gradient in the region was taken from Tanaka et al. (1999). The times required to lose the signals for OSL (FC) (filled diamond), UV-TL 270°C (open circle), and UV-TL 320°C (open triangle) during the 300°C annealing experiment are plotted on the dotted line. The experimentally determined time-temperature positions at which ESR signals were lost for E' center (open square) and Al center (filled square) are also plotted on the diagram. (温度 (T) に対する OSL および UV-TL のトラップ寿命 (τ)。OSL (FC) の τ は Singarayer et al. (2003) の頻度ファクター (s) とトラップ深度 (E) を用いた。また、UV-TL の τ は Aitken (1985)、Spooner et al. (2000) のピークシフト法を用いた。地熱勾配は田中ほか (1999) によった。300°C アニール実験で得られた OSL (FC) 消失点 (◆)、UV-TL 270°C 領域消失点 (○) と 320°C 領域消失点 (△) を破線上に示した。また、ESR の E' センター (□) と Al センター (■) の消失条件を加えた。)

Fig. 12. Dose-response curve for the dose saturation test. The irradiation dose (L_x) using X-rays up to 350 Gy was performed with SAR. The test dose was 5 Gy (T_x). The dose-response curve was expressed by L_x/T_x versus dose. The maximum value available for dose evaluation is about 180 Gy, because the curve achieves saturation at values greater than 200 Gy. (OSL の線量応答飽和曲線. SAR により最大 350 Gy まで X 線の照射 (L_x) を行った. テスト線量は 5 Gy (T_x) である. 成長線は再生線量 (Gy) に対する L_x/T_x で示した. DM-L の場合 OSL 線量応答曲線は 200 Gy 以上で飽和するので, 180 Gy 程度が測定限界である.)

と, 310°C, 10 秒で 50% の OSL (FC) シグナルが消失し, 350°C, 10 秒でリセットする. 本論で行った DM-L の 300°C 固定アニール実験では, 10 秒の加熱で 80% 程度が消失し, 20 秒でほぼリセットした (Fig. 10). これらの実験結果は上述の $\tau = 20$ 秒とほぼ一致する (Fig. 11 ◆).

また, 270°C UV-TL の τ は 300°C の時 8 秒と計算されたが, 4 節で行ったアニール実験では 270°C 領域は 12 秒程度で消失するので, 両者はほぼ符合している (Fig. 11 ○). それゆえ, この領域は断層活動の加熱条件の評価に有益であると言える. また, 320°C UV-TL の τ は 56 秒 (アニール実験では 180 秒; Fig. 10) で熱に抵抗性を持つので, 320°C 領域はより強い加熱条件の評価に有用と考えられる (Fig. 11 △).

ところで, OSL (FC) の 20°C の τ は理論上 310 Ma であるとはいえ, 実際の OSL の放射線量に対する応答性は高線量になると飽和状態になる. そのため測定可能な De には上限がある. 一般にこの値は 200 Gy 程度である (Murray and Olley, 2002). DM-L について SAR による OSL の飽和線量応答曲線を描いたが, 上限 De は 180 Gy 程度であった (Fig. 12). DM-L の年間線量は 1.8 mGy 程度であるので, 測定可能な上限年代は 100 ka 程度となる. 以上のことから, DM-L による断層 OSL 年代測定が可能であるためには, 断層活動が Fig. 11 の τ 値に従うリセット条件を満たすことが必要で, 測定可能な上限年代は 100 ka 程度と見積もられる.

7. OSL トラップと UV-TL トラップの関係

同じ紫外線波長領域を用いて測定した OSL と UV-TL シグナルはどのようなトラップから放出されているのであろうか? この点を実験の最後に検討した. まず, ① F 型 DM-L

Fig. 13. (a) Comparison of UV-TL glow curves measured before and after OSL measurement. The gap between the two UV-TL intensities corresponds to the UV-TL signal lost by OSL measurement. (b) CW-OSL decay curve. (OSL 測定を挟んだ UV-TL 発光曲線比較. (a) OSL 測定前 UV-TL 強度と OSL 測定後 UV-TL 発光強度の差は OSL 測定で失われた UV-TL 発光領域に一致する. (b) OSL 発光曲線.)

の天然 TL を加熱消去 (450°C, 600 秒) し, 100 Gy 再生照射後, UV-TL (PH: 220°C, 10 秒) を測定した. 次に, ② 同じ試料に同量の再生照射と PH 後, OSL と UV-TL の連続測定を行った. ③ ①と②の発光曲線強度の差から, OSL 発光で失われた UV-TL 領域を求めた.

Fig. 13a は OSL 測定前後の UV-TL 発光曲線, Fig. 13b は OSL 減衰曲線である. OSL 測定後の UV-TL 発光強度 ②は①より減衰しており, その差分③は OSL 発光で失われた UV-TL 発光領域とみなすことができる.

この結果から次のことが示される. OSL 発光で失われた UV-TL 発光領域は UV-TL 発光曲線の 270°C 付近を中心にして約 200°C から 350°C までの広い範囲にあり, また, 同じ温度領域には OSL として放出されなかった UV-TL 発光領域も存在する. このことは DM-L の紫外線領域のトラップには光に敏感なトラップと鈍感なトラップの 2 種類が存在し, それらは熱に対しては同様な振る舞いをするを示す. したがって, OSL 測定と UV-TL 測定では性質の異なるトラップからのシグナルを用いていることになる.

考 察

1. 跡津川断層の FT, ESR および K-Ar 年代

これまで跡津川断層について, FT 法, ESR 法や K-Ar 法による年代測定が試みられてきた. 例えば, FT 法が神岡鉱山・佐古の断層破砕帯に対して適用されている (山田ほか, 2006). 断層破砕帯のジルコン FT 年代は約 119~148 Ma. アパタイト年代は 32.1~53.7 Ma であるのに対し, 比較対象とした断層周辺岩体のジルコン FT 年代が 140 Ma, アパタイト年代が 45.9~59.6 Ma である. 断層破砕帯と周辺岩体の年代に有意な差が見られない. このことは, FT 法の場合断層活動の加熱によるリセットが断層破砕帯試料に対して十分に機能していないことを示す. FT の閉鎖温度はジルコンの場合 $240 \pm 50^\circ\text{C}$ (Hurford, 1986), アパタイトでは約

100~110°C (Naeser, 1981; Fitzgerald et al., 1995)とされているが, Tagami and O'Sullivan (2005)を参考にすれば, トラック消失にはジルコンでは1 Ma 単位の時間が必要である。したがって, 跡津川断層の場合, FT 法から読み取れる年代情報は岩体の冷却史をベースにしているといえる。

また, DM-L 採取地点と同じ粘土からイライトを分離し, K-Ar 年代が測定されている(丹羽ほか, 2008)。その年代幅は56.9~69.9 Ma で FT アバタイト年代と近い。この年代はイライトが最近の断層運動に関連して生成されたものではないことを示す。

一方, 常願寺川支流の真川付近の跡津川断層について, ESR 法で石英の E' 中心を用いて年代測定が行われている(田中, 1986)。報告された主断層面の細粒粘土化帯(ガウジ)の ESR 年代は58~119 ka。周辺の角礫化帯・母岩の年代は 867 ± 23 ka である。母岩とガウジの間に有意な年代差が認められるが, 11 ka 以降5回と推定される活動時代のいずれの年代にも該当しない。ESR シグナルのリセットについては応力と熱の両方によってもたらされるとする指摘がある一方, 加熱によるリセット効果はるかに大きいとする指摘もある(田中, 1986; 福地, 1989)。そこでリセット温度に注目すると E' 中心の場合, 380°C 以上, 350°C × 10 m, また Al 中心では400~500°C × 15 m とする報告がある(田中, 1986; 福地, 1989; 幡谷, 1997)。このリセット条件を Fig. 11 に□と■で示したが, OSL や UV-TL のリセット条件よりはるかに高温・長時間であり, したがって11 ka 以降の断層活動による加熱はこれを十分に超えることはなく, ESR 信号の一部だけを消去させた部分リセット年代を示していると考えられる。

2. OSL と UV-TL シグナルの地震時と地下における安定性

UV-TL アニール実験から, 断層運動が300°C に至ったとすると, 12~30 秒に相当する加熱を DM-L は被ったと推定した。また, OSL シグナルは300°C, 20 秒程度の加熱で消失することも明らかとなった。これらの結果から, 飛越地震時の加熱が OSL シグナルを相当減衰させたかリセットさせた可能性がある。そのために, OSL 年代(0.2 ± 0.2 ka)は飛越地震の年代(1858 年)と標準偏差誤差内で一致していると考えられる。また, τ 計算から導かれる OSL シグナルのリセット条件では250°C の場合80 秒, 200°C でも20~25 分程度であるので, こうした低温加熱条件を満たしても OSL シグナルはリセットされる。このように熱に極めて敏感な OSL を利用することで, 活断層の年代測定が可能と考えられる。また, UV-TL の270°C 領域は300°C アニール時, OSL と同程度の感受性を有している。これに対して320°C 領域はそれより強い抵抗性を持つ。ゆえに, これらの領域の感度差を利用すれば, 断層運動のもたらした熱条件をより詳しく解析することが可能と考えられる。

最後に, 温度に対する OSL (FC) と UV-TL のトラップ寿命(τ)を地温勾配との関係で検討する。跡津川断層の深さ(幅)は約15 km である(例えば, 伊藤ほか, 2003)が, 田中ほか(1999)による岐阜県神岡町跡津川付近の地下1 km の

地温(36°C)と地温勾配(26°C/km)から断層地下の温度を推定できる。そこで, Fig. 11 の右縦軸に地下推定温度を断層の深度(m)で表示し, これと τ との関係を示した。地下10 km と5 km を例にとると, 地温は270°C, 145°C 程度であり, その時の τ は10 秒単位, 100 日単位に過ぎない。また, 同じ深さの UV-TL 270°C, 320°C の τ は秒から分単位あるいは月単位から年単位である。こうした τ の見積りからすると, 地下深部になるほど OSL や UV-TL トラップの不安定傾向は明瞭で, ESR や FT と比べると極めて熱安定性に乏しい。これに対して地表温度(20°C)での熱安定性は極めて優れている。したがって, 断層運動の熱が地表に摩擦熱あるいは熱水として伝搬し, その温度と時間が τ 値をクリアすれば OSL シグナルはリセットされる。そして, その後地表の常温下でシグナルが保存されることによって, OSL 法は断層年代測定の手段となりうる。そして, シグナルが飽和に至る上限100 ka 程度($D_e = 180 \sim 200$ Gy)の年代測定が可能である。

謝 辞

本論を進めるうえで, 以下の方々にお世話になった。株式会社メデック, 漆寄照政代表取締役には装置開発について長年惜しみないご援助を賜っている。株式会社大和地質研究所, 大村一夫代表取締役には試料の選定に始まり, 実験方法についての様々なご助言をいただいた。また, 日本原子力研究開発機構博士研究員, 徳安佳代子博士には有益なご討論をいただいた。査読をいただいた奈良女子大学の高田将志教授, 金沢大学の長谷部徳子准教授の適切なアドバイスと査読を通しての討論は本論の内容を高めるうえで大変有益であった。本研究は科学研究費助成事業基盤研究 C (課題番号: 23540526)によって進められた。以上の方々に, 厚く御礼申し上げる。

文 献

- Adamiec, G. and Aitken, M. J., 1998, Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, **16**, 37–50.
- Aitken, M. J., 1985, *Thermoluminescence Dating*. ACADEMIC PRESS INC. LTD., 269–273.
- Choi, J. H., Murray, A. S., Cheong, C.-S. and Hong, S. C., 2009, The dependence of dose recovery experiments on the bleaching of natural quartz OSL using different light sources. *Radiation Measurements*, **44**, 600–605.
- Choi, J. H., Murray, A. S., Jain, M., Cheong, C.-S. and Chang, H. W., 2003, Luminescence dating of well-sorted marine terrace sediments on the southern coast of Korea. *Quatern. Sci. Rev.*, **22**, 407–421.
- Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F. and Stump, E., 1995, Uplift and denudation of the central Alaska Range: a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameter. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 20175–20191.
- 福地龍郎 (Fukuchi, T.), 1989, 活断層の ESR 年代測定—その問題点と将来展望—。活断層研究 (*Active Fault Res.*), **7**, 13–21.
- 福地龍郎 (Fukuchi, T.), 2010, ESR 法による地震断層の絶対年代測定—その原理と適用限界—。月刊地球 (*Chikyu Monthly*), **32**, 16–23.
- Ganzawa, Y. and Ike, M., 2011, SAR-RTL dating of single grains of volcanic quartz from the late Pleistocene Toya

- Caldera. *Quaternary Geochronology*, **6**, 42–49.
- 幡谷竜太 (Hataya, R.), 1997, ESR 法による断層最新活動年代測定法の適用検討(Ⅲ). 電力中央研究所報告 (CRIEPI Res. Rep.), no. U96024, 1–16.
- Hurford, A. J., 1986, Cooling uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 413–427.
- 板谷徹丸・兵藤博信 (Itaya, T. and Hyodo, H.), 2010, 地震のアルゴン年代測定. 月刊地球 (*Chikyu Monthly*), **32**, 10–15.
- 伊藤 潔・上野友岳・和田博夫・大見士朗・吉井弘治 (Ito, K., Ueno, T., Wada, H., Ohmi, S. and Yoshii, K.), 2003, 跡津川断系付近における詳細な震源分布と地下構造. 京都大学防災研究所年報 (*Ann. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*), **46**, B, 681–691.
- Jain, M., Choi, J. H. and Thomas, P. J., 2008, The ultrafast OSL component in quartz: Origins and implications. *Radiation Measurements*, **43**, 709–714.
- Jain, M., Murray, A. S. and Bøtter-Jensen, L., 2003, Characterization of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. *Radiation Measurements*, **37**, 441–449.
- 地震調査研究推進本部 (The Headquarters for Earthquake Research Promotion), 2006, 跡津川断層の長期評価について. 地震調査研究推進本部ホームページ, (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04sep_atotugawa/)
- 活断層研究会編 (The Research Group for Active Faults, ed.), 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料— (*Active Faults in Japan, New Edition: Distribution Map and the Related Materials*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 437p.
- Murray, A. S. and Olley, J., 2002, Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, **21**, 1–16.
- Naeser, C. W., 1981, The fading of fission-tracks in the geological environment: Data from deep drill holes. *Nucl. Tracks Radiation Meas.*, **5**, 248–250.
- 丹羽正和・島田耕史・黒沢英樹・三輪敦志 (Niwa, M., Shimada, K., Kurosawa, H. and Miwa, A.), 2008, 圧縮性ステップにおける破砕帯の構造—岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例—. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **114**, 495–515.
- 小川明日香・栗田寛子・鷹澤好博 (Ogawa, A., Kurita, H. and Ganzawa, Y.), 2011, 赤色ルミネッセンス (RTL) および恒温加熱赤色熱ルミネッセンス (IRTL) 法による十和田八戸火砕流の単粒子石英年代測定. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **50**, 169–180.
- Prescott, J. R. and Hutton, J. T., 1994, Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term variation: an overview. *Radiation Measurements*, **23**, 497–500.
- Prescott, J. R. and Stephan, L. G., 1982, The contribution of cosmic ray radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. *PACT*, **6**, 17–25.
- Singarayer, J. S. and Bailey, R. M., 2003, Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation. *Radiation Measurements*, **37**, 451–458.
- Spooner, N. A. and Questiaux, D. G., 2000, Kinetics of red, blue and UV thermoluminescence and optically-stimulated luminescence from quartz. *Radiation Measurements*, **32**, 659–666.
- Tagami, T. and O'Sullivan, P. B., 2005, Fundamentals of fission-track thermochronology. *Rev. Mineral. Geochem.*, **58**, 19–47.
- 田上高広・渡邊裕美子・板谷徹丸 (Tagami, T., Watanabe, H. and Itaya, T.), 2010, 地震断層の年代学—最近の新展開と今後の展望—. 月刊地球 (*Chikyu Monthly*), **32**, 3–9.
- 田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保泰邦・梅田浩司・中司 昇・秋田藤夫 (Tanaka, A., Yano Y., Sasada, M., Okubo, Y., Umeda, K., Nakatsuka, N. and Akita, F.), 1999, 坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **50**, 457–487.
- 田中和広 (Tanaka, K.), 1986, 電子スピン共鳴 (ESR) 年代測定法による断層の活動時期の検討—跡津川断層における予備的検討—. 電力中央研究所報告 (CRIEPI Res. Rep.), no. 385021, 1–32.
- 塚本すみ子・岩田修二 (Tsukamoto, S. and Iwata, S.), 2005, ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩—適用年代の拡大と石英の OSL 成分について—. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **111**, 643–653.
- Wintle, A. G. and Murray, A. S., 2006, A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, **41**, 369–391.
- 山田隆二・松田達生・小村健太郎 (Yamada, R., Matsuda, T. and Komura, K.), 2006, 跡津川断層系における FT 年代分布. フィッション・トラックニュースレター (*Fission Track News Lett.*), **19**, 15–17.

(要 旨)

鴈澤好博・高橋智佳史・三浦知督・清水 聡, 2013, 光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断層破碎帯の年代測定法. 地質雑, **119**, 714–726. (Ganzawa, Y., Takahashi, C., Miura, K. and Shimizu, S., 2013, Dating of active fault gouge using optical stimulated luminescence and thermoluminescence. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 714–726.)

跡津川断層の断層ガウジから分離した石英を用いて, OSL 法と UV-TL 法を利用した断層年代測定を試みた. まず, 300°C でのアニール実験から OSL の FC (速成分) と TL のシグナル消失条件を検討したところ, OSL では 300°C, 20 秒で, UV-TL 270°C 領域では 300°C, 12~30 秒で消失した. トラップ寿命(τ)の評価でも, 同様な結果が得られた. LM-OSL から測定石英は速成分に卓越する F 型とそうでない dim-F 型に区分された. ドーズリカバリーテストから F 型の線量復元能力が高いことが示され, これを OSL 年代測定に用いた. 80 アリコットから得られた単純平均年代は 0.2 ± 0.2 ka であった. 跡津川断層に起因する飛越地震の時代は 1858 年であり, OSL 年代はこの年代と標準偏差誤差内で重なる.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 次のページをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会