

## 福井県大野市南方, 平家平付近の第三系と地すべり

吉川敏之<sup>1</sup>

Toshiyuki Yoshikawa (2006) Geology of the Tertiary and landslide around Heike-daira, Fukui Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 57(3/4), p.121 - 126, 3 figs.

**Abstract:** Tertiary deposits are distributed in the Etsumi Mountains where many landslides occur. Lithofacies correlative to the Ito-o Formation are composed mainly of volcanoclastic sandstone and conglomerate with andesite lavas in a route at the north of Heike-daira, Fukui Prefecture. These rocks are recognized as a sequence of four grading units which start from andesite lava and grade upward into conglomerate to sandstone by reworking. Most of the rocks suffer weak alteration and sandstone and conglomerate can easily be weathered. Formerly, the Ito-o Formation around this area is thought to consist mainly of andesite to basalt lavas. However main lithology of this route is sandstone and conglomerate. In addition to heavy snow and rain, weakness of the lithofacies such as weathered sandstone and conglomerate may cause landslides which show dominative distribution in this area.

**Keywords:** Tertiary, Ito-o Formation, lithofacies, landslide

### 1. はじめに

福井・岐阜県境にまたがる越美山地<sup>えつみ</sup>には, 中・古生界を基盤にして第三系が分布している(第1図). この地域は, 北陸地方に広く分布する第三系分布域の南端部に相当し, 背弧側の第三系としては最も内陸部に位置する. 本地域に分布するのは主に前期中新世に形成された火山岩類と考えられており, 北陸第三系の中でも最下部に相当する. この時代は日本海開裂前期にあたり, 日本が大陸縁辺の陸弧から島弧へと変わってゆく過程にどのような事象が起こったのかを記録しているはずである. しかし, この付近は山岳地域であること, 集落がなく交通の便が悪いこと, 日本でも有数の豪雪地帯であることなど, いわゆる地質調査困難地域のひとつである. また, 各所で斜面崩壊が発生し, 地層の露出が悪いため, 詳細な地質はまだ明らかになっていない.

筆者は, 5万分の1地質図幅「冠山」地域の調査・研究のために, この地域の地質を調べる機会を得た. しかし, 現時点では本地域の第三系の地質を広く解明するには至っていない. 本論では, この地域に分布する第三系のうち, 最も広く分布する安山岩質の岩石からなる地層について, 構成岩類の岩相を知る上で重要となると考えられるルートでの調査結果を報告し, 後の研究の基礎資料としたい.

### 2. 地質概説

越美山地の先第三系は, 南部では主に美濃帯の付加

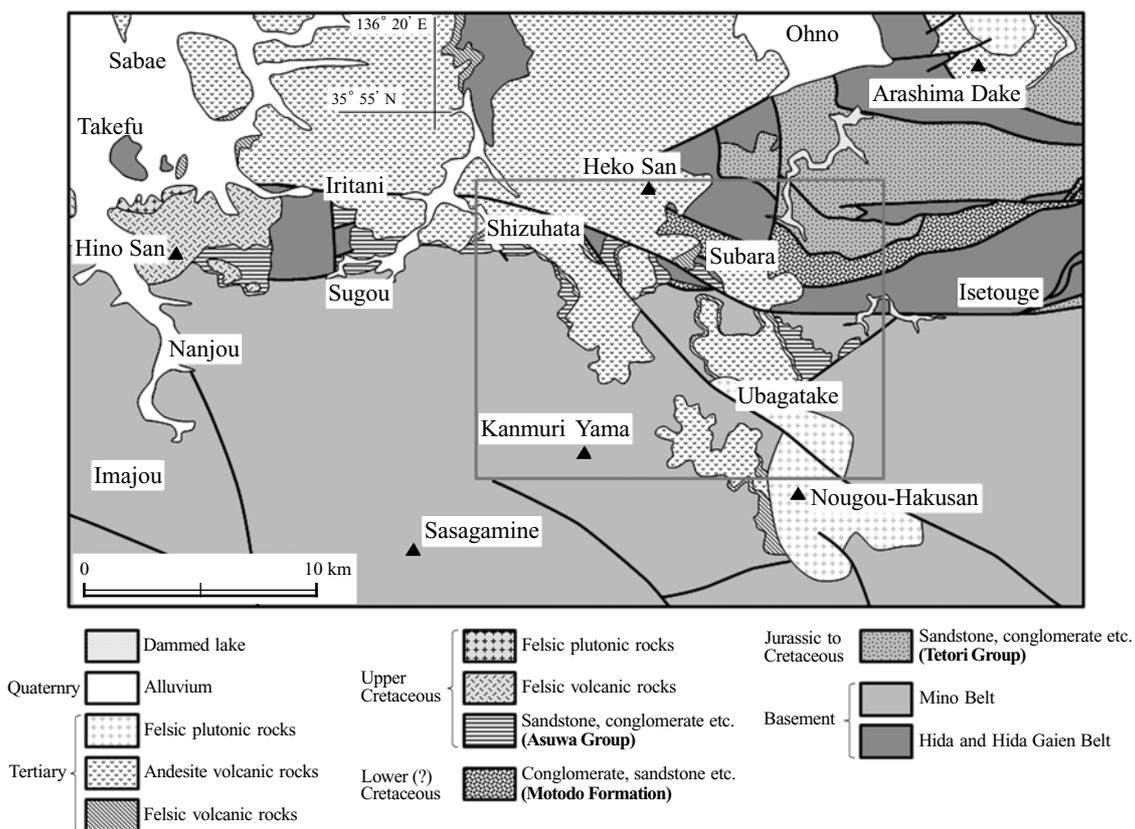
コンプレックスからなり, 北部では飛騨帯・飛騨外縁帯の地層からなる(第1図). また, 飛騨帯・飛騨外縁帯地域には, ジュラ-下部白亜系の手取層群をはじめ, 白亜系の本戸層, 足羽層群など, 中生代に形成された陸成層が分布している. これら先第三系の地層は東西走向の断層によって断たれ, しばしば著しく変形している.

本地域に分布する第三系の主な岩相は, 礫岩, 珪長質火砕岩, 安山岩火山岩類及び花崗閃緑岩である. これらの地層は, 礫岩及び珪長質火砕岩が「西谷流紋岩」, 安山岩火山岩類が「糸生層」, 花崗閃緑岩が「能郷白山花崗閃緑岩」と区分されている(脇田ほか, 1992など). 能郷白山花崗閃緑岩以外は変質が進んでおり, また地形的な高所にしか分布しないため, これまで詳しい地質は明らかになっていない.

西谷流紋岩(河合, 1956)は, 主に流紋岩溶結凝灰岩からなり, 礫岩を伴う. 本地域のほか丹生山地に広く分布している. 溶結凝灰岩は紫褐色や淡赤褐色を呈し, 強溶結していることが多い. 西谷流紋岩の年代は, フィッション・トラック年代として $21.7 \pm 0.8$ ,  $24.5 \pm 0.6$ ,  $27.2 \pm 0.5$  Maの報告がある(中島ほか, 1983). ただし, これらの年代値はHurford(1990)によるフィッション・トラック年代測定のゼータ較正法勧告より以前に,  $\lambda_t = 7.03 \times 10^{-17}/\text{year}$ を用いたre-etch法で測定されていることに留意する必要がある. また, 前二者はほぼ同じ場所(美山町(現在の福井市美山町)境寺)で採取されており, 両者の年代差程度の誤差は考慮しなければならない.

なお, 西谷流紋岩という地層名は層(Formation)の単元に岩相名を用いている. 更に本層で主体となる岩

<sup>1</sup>地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ).



第1図 越美山地北部地域の地質概略図.

Fig. 1 Geological outline of the northern part of the Etsumi Mountains.

脇田ほか(1992), 塚野(1969)を基に一部オリジナルデータを加えて編集. 四角の枠線は第2図の範囲を示す.

Based on Wakita *et al.* (1992) and Tsukano (1969) with original survey data. Square shows the area of Fig.2.

相は, 実際には溶結凝灰岩であることから, 現在では適当な命名とはいえない. したがって, 西谷流紋岩という地層名は, いずれは改称されるべきである.

糸生層(塚野・三浦,1954)は, 丹生山地に分布するほか, 福井市から大野市やその南方にかけても広く分布している. 模式地のある丹生山地では, 下部の安山岩類と上部のデイサイト類に区分されている. 本地域周辺では, 安山岩溶岩, 凝灰角礫岩, 凝灰岩と流紋岩凝灰岩からなるとされている(服部・東,1996). また, 一部には未分化な玄武岩が産すること(石渡・葛木,2003), 玄武岩及び安山岩がカルクアルカリ及びソレアイト両系列に属すること(石渡,2006)も報告されている. ただし, 本地域周辺では糸生層の岩相区分を示した地質図などの詳しい調査報告はない.

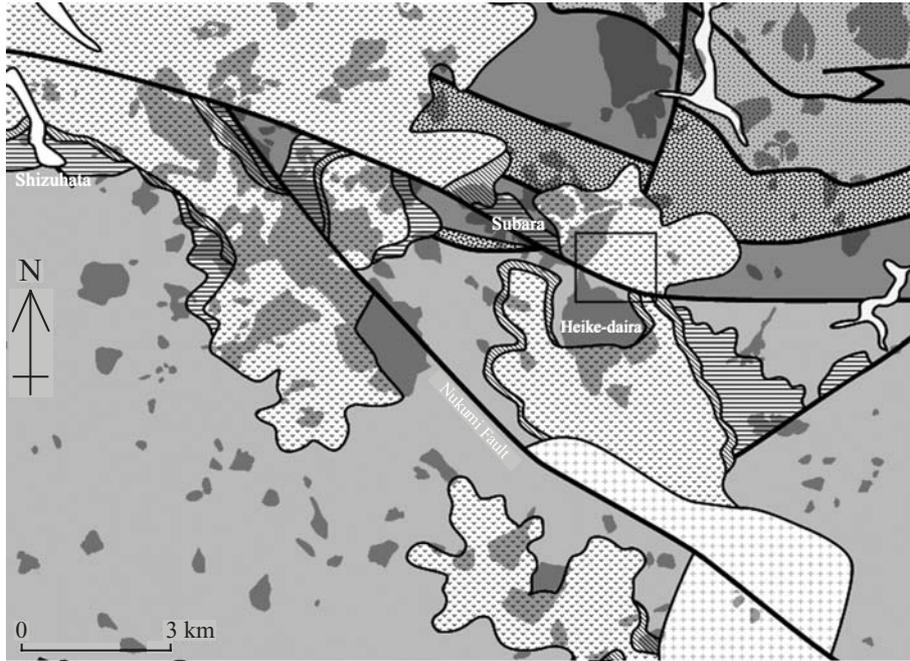
能郷白山花崗閃緑岩(河合,1964)は, 能郷白山を中心に美濃帯の付加コンプレックスに貫入した花崗閃緑岩・斑れい岩である. 能郷白山花崗閃緑岩の放射年代は, 黒雲母K-Ar年代として $18.91 \pm 0.30$  Ma,  $18.58 \pm 0.30$  Ma, 角閃石K-Ar年代として $19.70 \pm 0.47$  Maの報

告がある(小井土ほか,1995).

本地域の北方には, 荒島岳コールドロン(富岡ほか,1987)がある. 荒島岳コールドロンは, 飛騨帯の岩石及び手取層群からなる基盤中に落ち込んだ長径約7.5 km, 短径約5 kmの火山・深成複合岩体である. 玄武岩・玄武岩質安山岩の溶岩及び火砕岩を主体とする荒島岳火山岩類と, それを貫く勝原深成岩体(石英モンゾ閃緑岩など)及び環状ひん岩脈からなる(富岡ほか,2000). また, コールドロン北部に安山岩の溶岩及び火砕岩を主体とする高尾山火山岩類を伴っている. 荒島岳火山岩類は糸生層下部に対比されており, 荒島岳コールドロンは, 糸生層形成時期の火山体が浸食・削剥され, 深部が露出するようになったものと考えられる.

荒島岳火山岩類からは約20 Maの全岩K-Ar年代(富岡ほか,2000)が, 勝原深成岩体からは約18 Maの全岩・黒雲母・角閃石K-Ar年代(Ishihara *et al.*,1988; 富岡ほか,2000)が報告されている.

第四系は大野市周辺(大野盆地)や武生, 鯖江の位置する福井平野に沖積層, 扇状地堆積物, 段丘が広く分



第2図 越美山地北部地域における地すべりの分布.

Fig. 2 Landslide distribution in the northern part of the Etsumi Mountains.

影付き部分が地すべりを起こしている地域を示す。地すべり地形は主に防災科学技術研究所制作の地すべり地形分布図データベース([http://lweb1.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberi\\_mini/DBkaisetsu.asp](http://lweb1.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberi_mini/DBkaisetsu.asp))に基づく。地質図の地紋は第1図と同じ。四角の枠線は第3図の範囲を示す。

Shaded area indicates possible landslide area determined by aerial photo. Landslide area is mainly based on the Landslide Map Database by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED). Web address is "[http://lweb1.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberi\\_mini/index.asp](http://lweb1.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberi_mini/index.asp)". Patterns of geological map are same as Fig.1. Square shows the area of Fig.3.

布する。また、主要な河川に沿ってもこれらの地層が小規模に分布するが、越美山地ではごく少ない。

本地域には北西-南東走向の断層が何本か見られる。このうち、一部は第四系を変位させる活断層で、能郷白山花崗閃緑岩を大きく変位させる温見断層(第2図)は、1891年の濃尾地震の際に活動している(松田,1974)。

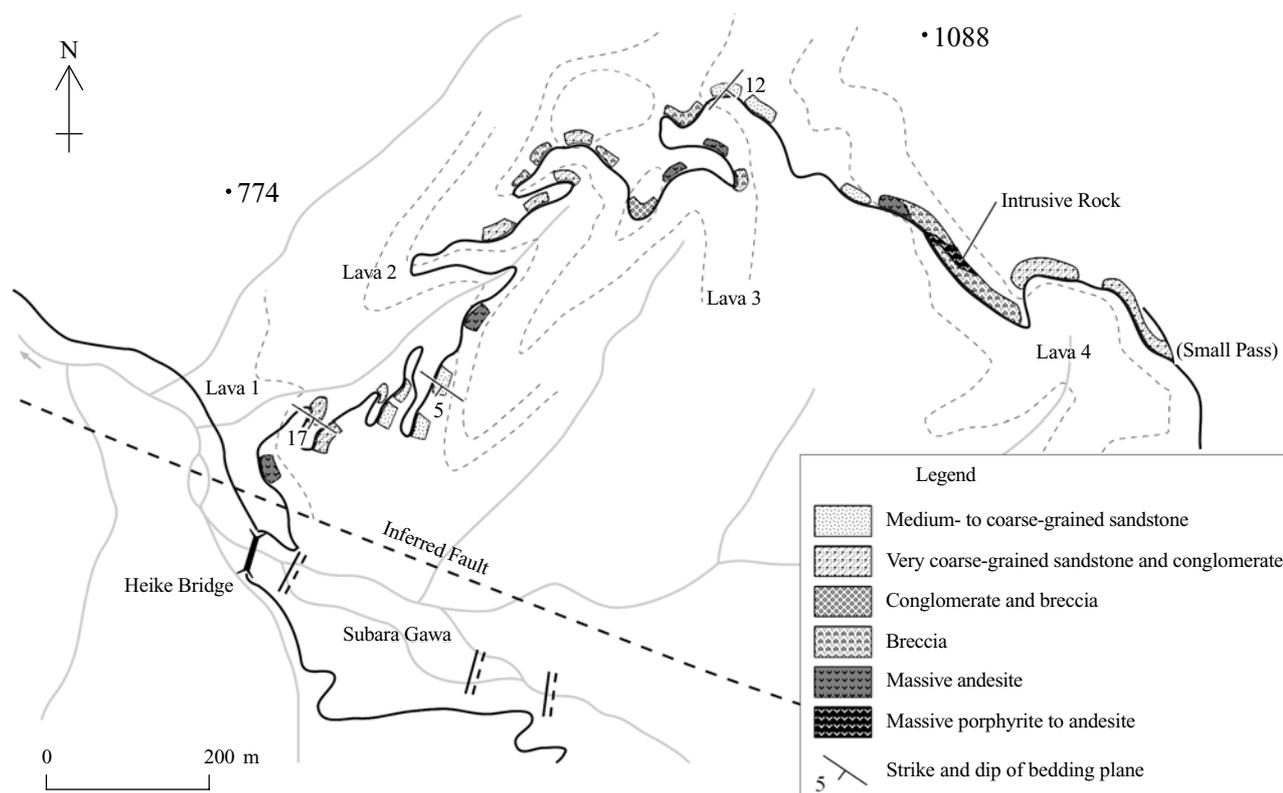
山地地域では地すべり堆積物が広く認められる。その分布は、特に糸生層と下位の地層との境界付近に集中する傾向がある(第2図)。本地域に多くの地すべりが発達する原因としては、断層が発達する地質構造、キャップ・ロック構造、豪雪、多雨などが考えられる。

### 3. 調査結果

大野市巢原南東方には、平家平<sup>へいけだいら</sup>と呼ばれる大規模な地すべり地が広がっている(第2図)。一方で、平家平の北東方の地域には地すべりは少ない。このうち、平家平の入口に当たる平家橋から東へ登る林道沿いで第三系の層序が観察できる(第3図)。ここでは、地層は南方に緩く傾斜しており、平家橋から尾根まで約400 mの

標高差があるため、林道に沿ってさまざまな層準が露出している。この林道沿いは、周辺に地すべりが密集する中であって、連続した層序が観察できる貴重なルートといえる。主体となる岩相はやや変質した安山岩凝灰質砂岩及び礫岩で、安山岩溶岩がそれに挟在する。また、ひん岩-安山岩の貫入岩が、安山岩の角礫岩を貫いている。ただし、各岩相の岩相境界を観察できることは少ない。全体としてみると、安山岩溶岩とそれを覆う角礫岩ないし礫岩から砂岩に至る上方細粒化ユニットが4回繰り返している(第3図)。これらの地層は、岩質の共通性、一部の岩相の類似及び層序的な位置から糸生層に対比される。

砂岩は暗赤褐色、暗黄褐色を呈する。長径1 cm大以下の角-垂角礫をしばしば含むなど、一般に淘汰は悪い。砂岩は目立った堆積構造は示さないことが多く、ときに約10~数10 cmのやや不明瞭な成層構造を呈する。転石ではあるが径17 cm大の珪化樹幹が見出された。礫岩は基質支持で、暗赤褐色、暗灰褐色、緑灰褐色などの色を呈する。礫岩の礫種はほとんど輝石安山岩で占められるが、斑晶量や斑晶のサイズには多様性



第3図 平家橋から東方へ登る林道での糸生層のルートマップ。

Fig. 3 Route map along the forest road running eastward from Heike Bridge.

がある。礫径は15 cm大以下のものが多いが、ときに30 cm大の礫に富むことや、1 m以上の礫を含む。円磨度は一般に垂角 - 垂円程度で、場所によってはほとんどが単源の角礫からなることがある。このように給源からあまり移動していない産状の角礫岩は、第3図では溶岩の上部相に含めた。最上位の溶岩(第3図の溶岩4)上部に発達する角礫岩は、上部ほど礫の円磨度が進んでおり、礫岩へと漸移する。これら砂岩及び礫岩はやや変質しており、変質鉱物として炭酸塩鉱物、緑泥石が生成しているのが確認された。更に、砂岩及び礫岩は一般に風化しやすく、風化すると著しくもろい。塊状の砂岩及び礫岩は、しばしば風化のために玉ねぎ状構造を呈する。

安山岩溶岩は暗灰褐色を呈し、変質が進んでいる。一般に塊状で、流動角礫岩相である火山角礫岩は少ない。多くは径5~8 mm大の輝石斑晶を含み、発泡不良である。斑晶量及び斑晶のサイズは場所によりやや異なる。

ひん岩 - 安山岩の貫入岩は、最上位の溶岩(第3図の溶岩4)上部の角礫岩に貫入している。やや強く変質しており、赤灰褐色を呈することから周囲の溶岩とは区別できる。斑晶の苦鉄質鉱物(完全に変質)は長径3 mm

大以下、斜長石は長径1 mm大以下である。石基がより粗粒である以外は、溶岩として産する安山岩と岩質はほぼ同じである。露頭の状態が悪いため、母岩との関係は観察できなかったが、角礫岩を伴わず、緩傾斜の板状節理が見られる。

平家平やその周辺にみられる地すべり堆積物についても以下に概要を記す。平家平東部で観察できた露頭では、地すべり堆積物は淘汰の悪い岩屑からなり、長径2 m大以下の岩塊が細粒 - 粗粒砂サイズの碎屑物の中に埋まっている。成層構造や級化構造は示さない。岩塊はやや角がとれており、大型のものほどその傾向が強い。また、大型の岩塊の中には、内部の破碎が進み、全体の形態がかるうじて保持されているものも見られる(jigsaw fit structure)。岩種は安山岩、安山岩火山角礫岩、安山岩火山礫凝灰岩、珪長質溶結凝灰岩が確認できた。岩塊は密集する場合もあるが、通常は基質支持である。しかし、平家平とその周辺の地すべり地は一般に植生が繁茂し、地すべり堆積物の露出は少ない。平家平の標高の高い地域ではブナ林や湿地が広がっており、大野市が市有林として保全している。林間または湿地の沢や林道沿いでは、地すべり堆積物中のブロックまたはそこから洗い出された転石として

安山岩火山岩類が多量に認められる。それらは一般に塊状の安山岩または安山岩火山角礫岩で、多くの場合、両者は伴って産することから、もとの産状は溶岩と考えられる。変質して淡褐色、黄褐色などを呈するが、まれに見られる新鮮な岩石は暗青灰色や赤紫褐色である。

#### 4. 考察とまとめ

平家橋東方の林道における糸生層の岩相は、砂岩及び礫岩を主体として溶岩を挟有するものであった。溶岩には流動角礫岩相があまり見られないこと、溶岩の上位に角礫岩や礫岩が重なり、更に砂岩へと上方細粒化することから、溶岩流の定置後に十分な削剥・再堆積期間があったことがうかがえる。砂岩が赤褐色を呈し、酸化を受けているとみられること、大型の珪化樹幹化石を産することから、これらの地層は陸域で形成された可能性が高い。溶岩よりも砂岩及び礫岩の量が多く、また火砕流堆積物を伴わないなど、安山岩マグマの噴出レートはあまり高くなかったと推定される。すなわち、安山岩溶岩噴火を主体とする陸上の火山が、休止期を挟みながら山体を成長させていった様子が読みとれる。また、溶岩が到達するとともに、堆積の場ともなっていることから、地形の傾斜の緩い火山体周縁部に相当すると思われる。その噴出中心は明らかではないが、約5 km南方に分布する能郷白山花崗閃緑岩は安山岩マグマの浅所貫入相であり、その周辺に位置していた可能性もある。ただし、本ルートで現在見られる地層の傾斜は南傾斜であり、南方の能郷白山花崗閃緑岩付近を山体中心とする古地理復元とは調和しない。この地域には活断層も含め断層が多数認められるため、地層が形成された後に傾動していることも考えられる。周辺地域の地質の更なる解明、及び第三紀以降の断層活動の検証が必要である。

越美山地北部地域に分布する糸生層の岩相は、主に安山岩溶岩からなるといわれていたが(例えば服部・東,1996など)、本ルートでは砂岩及び礫岩が主体であった。全体として岩石は変質が進んでおり、特に砂岩及び礫岩は風化して非常にもろくなりやすい。これはこの地域が豪雪・多雨地帯であることとも関係していると思われる。同時に風化しやすい砂岩及び礫岩の存在と、この地域に多くの地すべりが発生していることが関連している可能性がある。

地すべりの発生要因はそこに分布する地層の岩相・岩質だけではなく、本地域でも活断層を初めとする断層の多さ、西谷流紋岩の溶結凝灰岩によるキャップ・ロック構造、年間降水量が3,000 mm近くに達する豪雪・多雨が地すべりををはじめとする斜面崩壊の大きな要因となっていることは間違いない。しかし、本地域の地すべりの多くは糸生層分布域で発生しており、例

えば温見断層沿いでも南東部の能郷白山花崗閃緑岩分布地域ではほとんど発生していないのに対し、糸生層分布地域では断層の両側に地すべり地が連なっている(第2図)。これは、地すべりとそこに分布する地層の岩相・岩質との関係が深いことを示唆する。また、北向き・南向き、及び流れ盤・受け盤といった斜面の性質が、地すべりの発生にそれほど影響していないことも意味する。平家平で観察または推定される地すべり堆積物の岩相から、地すべり地には糸生層の安山岩溶岩が多く分布していたと考えられる。一方、本ルートの糸生層では砂岩及び礫岩が主体で、目立った地すべりを起こしていない。このことから、砂岩及び礫岩の存在と共に、溶岩がある程度以上挟在することで、大規模な地すべりにつながる可能性がある。そのメカニズムは明確ではないが、理由のひとつとして透水層である砂岩及び礫岩と不透水層である安山岩溶岩が共存することで、砂岩及び礫岩に地下水が集中し、凍結融解や化学成分の溶脱によって岩石の風化と流出が促進されたためと考えることができよう。また、比重の大きな安山岩溶岩の方が、比重の小さな砂岩及び礫岩よりも斜面の不安定要因を大きくする可能性もある。今後、この地域周辺で糸生層の詳しい岩相区分がなされ、地すべりと岩相の関係がより詳しく明らかにされることが期待される。

**謝辞:** 査読者である地質情報研究部門の古川竜太氏には本稿の内容を大きく改善する重要な指摘をいただいた。厚く感謝いたします。

#### 文 献

- 服部 勇・東 洋一(1996) 土地分類基本調査「大野」表層地質図. 5万分の1国土調査, 福井県, 18-32.
- Hurford, A. J. (1990) Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I. U. G. S. Subcommittee of Geochronology. *Chem. Geol.*, **80**, 171-178.
- Ishihara, S., Shibata, K. and Uchiumi, S. (1988) Discovery of Miocene granitoids in eastern Fukui Prefecture, central Japan. *Jour. Mineral. Pet. Econ. Geol.*, **83**, 332-337.
- 石渡 明(2006) 14.4 荒島岳コールドロン 陸弧のカルデラ火山の地下構造. 日本地質学会(編), 日本地方地質誌4 中部地方, 朝倉書店, 338-339.
- 石渡 明・葛木建大(2003) 福井市東部の中新世火山岩類から低Ni-高Mg玄武岩の発見: 輝岩溶融の証拠?. 地球惑星科学関連学会合同大会, K037-001.
- 河合正虎(1956) 飛騨山地西部における後期中生代の地

- 殻変動. 地質学雑誌, **62**, 559-573.
- 河合正虎 (1964) 5万分の1地質図幅「根尾」及び説明書. 地質調査所, 78p.
- 小井土由光・原山 智・遠藤俊治・下畑五夫 (1995) 両白山地における火成岩類のK-Ar年代. 岐阜県博物館調査研究報告, no.16, 15-20.
- 松田時彦 (1974) 1891年濃尾地震の地震断層. 地震研究所研究速報, no.13, 85-126.
- 中島正志・森本祐一郎・鈴木由紀江・渡邊 勇・三浦 静 (1983) 福井県第三系のフィッシュン・トラック年代. 福井大学学芸学部紀要(II), no.33, 53-65.
- 富岡伸芳・棚瀬充史・清水 智・石渡 明 (1987) 福井県荒島岳コールドロンの地質. 火山, **32**, 373.
- 富岡伸芳・石渡 明・棚瀬充史・清水 智・加々美寛雄 (2000) 福井県大野市, 前期中新世荒島岳コールドロンの地質と岩石. 地質学雑誌, **106**, 313-329.
- 塚野善蔵 (1969) 1:150,000福井県地質図及び説明書. 福井県, 117p.
- 塚野善蔵・三浦 静 (1954) 福井県丹生山地の新第三系について(第一報). 福井大学学芸学部紀要(II), no.4, 1-10.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒澤正夫 (1992) 20万分の1地質図幅「岐阜」. 地質調査所.

(受付:2006年3月1日;受理:2006年8月29日)