

南アルプス南部,  
大井川上流部のジオサイト・ジオツアーガイド

|       |                                                                                                                      |
|-------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| メタデータ | 言語: ja<br>出版者: 静岡大学地球科学教室<br>公開日: 2015-09-03<br>キーワード (Ja):<br>キーワード (En):<br>作成者: 狩野, 謙一, 伊藤, 圭太<br>メールアドレス:<br>所属: |
| URL   | <a href="https://doi.org/10.14945/00009104">https://doi.org/10.14945/00009104</a>                                    |

## 南アルプス南部，大井川上流部の ジオサイト・ジオツアーガイド

狩野謙一<sup>1</sup>・伊藤圭太<sup>2</sup>

### Geosite and geotour guide of the upper reaches of Ooi River, southern part of the Southern Alps of Japan

Ken-ichi KANO<sup>1</sup> and Keita ITO<sup>2</sup>

**Abstract** The Southern Alps of Japan, higher part of the Akashi Mountains, central Japan, is one of the highest mountain ranges in Japan. The upper reaches of the Ooi River in the southern part of the Southern Alps is deeply eroded area. The area is composed of the Upper Cretaceous-Paleogene Shimanto accretionary complex. After the accretion, the Shimanto rocks here strongly deformed during the Middle Miocene to form an arcuate bending toward the north. This was due to the initial orthogonal collision of the Izu-Bonin Arc with the Honshu Arc. Rapid uplifting, more than 3mm/y., of the mountains initiated at about 1 Ma by the collision of the Izu block with the South Fossa Magna region, and the collision continues to present.

We can observe here many geological and geomorphological features that formed the Southern Alps. The features include the deformed rocks of the Shimanto accretionary complex, V-letter shaped, inclosed-meandering valleys, deep-seated landslides and related debris-flow landforms, and abundant linear-depressions by gravity collapses of ridges to form low-relief surfaces. These landforms are distinct evidence of rapid uplifting of the mountains. Hence, this paper introduces these geologically- and geomorphologically-interesting locations (geosites), and presents some geotour plans to observe them.

**Keywords:** Southern Alps of Japan, Akaishi Mountains, Ooi River, geosite, geotour, accretionary complex, Shimanto Belt, rapid uplifting, strong erosion, landform change

#### はじめに

##### 本案内書作成の経緯

静岡・長野・山梨三県の関係市町村による南アルプスをユネスコの世界自然遺産に登録しようとする南アルプス学術検討委員会の活動のなかで，南アルプス全体の地質・地形的特徴についてまとめたのが2010年度に公表された「南アルプス学術総論（以下，「南ア総論」）」（<http://www.city.shizuoka.jp/000096216.pdf#search=南アルプ>

ス学術総論' からダウンロード可）である．この「南ア総論」に先立って，あるいは並行して，狩野は南アルプスの地形・地質（ジオ）にかかわる静岡市からの委託研究の業務報告書として，2009年度には「静岡山梨ジオサイトガイド」を，2010年度には「大井川流域ジオサイトガイド」を作成している．また，伊藤（2009MS），峰尾（2013MS）の静岡大学卒業論文もこれらの委託研究と関連して作成されている．

これらの業務報告書では，例外はあるものの一定の様

<sup>1</sup> 静岡大学防災総合センター，〒422-8529 静岡市駿河区大谷 836

<sup>1</sup> Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan  
Email: 4849kanoken@gmail.com

<sup>2</sup> 静岡大学理学部地球科学科，〒422-8529 静岡市駿河区大谷 836

<sup>2</sup> Institute of Geosciences, Faculty of Science, Shizuoka University, 836, Oya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan

式にしたがって原則一カ所について1ページ以内で、山梨側および大井川中流域を含めた静岡側の地形・地質に関連する見学適地（ジオサイト）を記述した。さらに、地形・地質見学ツアー（ジオツアー）策定の参考となるように、近接したサイト間の関係も紹介している。また、一般向けガイドとして、大井川河口域から遡り、荒川三山・赤石岳にいたるコースを、コロナ社の「静岡県地学のガイド（新版）」の中で紹介している（狩野、2010）。

このような過程に先行して、南アルプスの長野県側は「南アルプスジオパーク（中央構造線エリア）」として、2008年に日本ジオパークに認定された。これは飯田市美術館、大鹿村中央構造線博物館などを核とした長年の地道な活動の結果である。そこではジオパークを紹介するパンフレット、案内看板等が整備され、講演会・見学会等のイベントも多数開催されている。

「南ア総論」作成に引き続いて、静岡県側では2012年度から大井川上流域でのユネスコ・エコパーク構想の検討が本格的に始まった。エコパークは長野県、山梨県側も含めて2014年度に正式に認可されている。本案内書は、2013年4月に静岡市役所に提出した「2012年度静岡市委託・南アルプス（静岡県側）ジオツアーコース調査選定等業務報告書」に基づいている。そして、南アルプス全体のジオパーク構想、大井川上流域でのエコパークとからめて、大井川上流域のジオの特徴を述べ、それらが表現されているジオサイトを説明すると共に、ジオツアーを設定しガイドをするための手助けとなるような案内書を目指している。エコツアーのサイトとの組み合わせのための参考にもなる。

この案内書を読み解くための基礎知識として、「南ア総論」を理解していることを前提としている。ジオの背景として重要なのはプレートテクトニクスである。これについては中学校で基礎を学習しているはずなので、忘れた方は復習しておく必要がある。ただし、ジオ的な内容は一般には余りなじみがあるとは思われない。そこで独立した案内書としても使えるように、次章では南アルプスの地形・地質についての基礎的な解説を掲載した。記述の一部に「南ア総論」および「大井川流域ジオサイトガイド」と重複する箇所がある。続く章では、各ルートにおけるジオサイトを、原則南から北に向かって記載してある。

南アルプス全域の登山コース沿いのジオサイトについては「南アルプスの山旅―地形・地質観察ガイド―」（村松ほか、2001；現在、電子出版の準備中）が既に公表されている。本案内書は上記と一部重複したサイトを含んでいるので、あわせて参照されたい。井川よりも下流の大井川流域については、狩野・村松（2003）による日本地質学会見学旅行案内書がある。大井川上流域の地形と係わる井川・田代・小河内周辺での独特な焼畑・雑穀文化については、松本（2014）を参照されたい。なお、本案内書で述べている歩行時間は、あくまでも参考のためである。

本案内書では、ジオガイドとして必要な知識となる基礎的・一般的と思われる地学用語については特に解説をしていない。これらについては、「新版・地学事典」（平凡

社）、ないしはインターネット検索などで調べてほしい。ジオ関係のガイドとしては、市販の登山地図（昭文社刊など）のほかに、等高線の入った地形図、とくに国土地理院発行の2.5万分の1地形図が活用できる（読み取れる）技術が必要である。できるだけ現地での地形と、地形図とを見比べることに留意しよう。また、GoogleEarth画像なども活用すべきである。

## 大井川上流域への径路

本案内書で扱う大井川上流域とは、井川よりも上流の静岡市葵区内に限定する（図1A）。この区域は、西側では間ノ岳から塩見岳、荒川三山、赤石岳、聖岳、上河内岳を経て光岳にいたる南アルプスの主稜線と、東側では間ノ岳から農鳥岳、伝付（転付）峠、沢ヶ岳、山伏を経て富士見峠にいたる白根南嶺に挟まれている。

静岡市内から大井川上流域に入るコース（図2）としては、横沢を経由して県道60号南アルプス公園線で富士見峠から井川を経て田代にいたる井川コースが最も一般的である。県道27号井川湖御幸線で口坂峠を経て白根南嶺の南部に位置する大日峠から林道勸行峰線を経由して小河内―雨畑線を走り、小河内を経て田代にいたる山岳コース（勸行峰コース）もある。以下では、この2コースについて紹介する。これら2コースは田代集落の北で合流して、県道60号線として畑薙第二ダム、同第一ダムを経て沼平に至る。さらに沼平からは静岡市管理の東俣林道となり、樫島から二軒小屋、伝付峠にいたる、東俣林道沿いのコースについて紹介する。

島田市から大井川を遡り、千頭から接岨峠を経て井川にいたる道路あるいは大井川鉄道、井川線を使うコースもジオ的には興味深い。しかしながら、大部分が川根本町に入るので今回は省略する。

富士見峠または大日峠を井川側に下り、井川青少年キャンプセンターから山腹の林道を経て小河内にいたるコースもあるが、ジオサイトとして興味深い場所はなく、景観も良いとは言い難いので省略する。山梨県早川町雨畑から林道小河内―雨畑線で大笹峠を越えて、小河内にいたるコースは、静岡市街からは遠回りである。大笹峠については、勸行峰コースの中で簡単に触れる。

井川より北側の大井川上流域は公共交通機関が発達していない。また、大型バスが進入できない道路も多い。したがって、今回については、ジオツアーには自家用車あるいはマイクロバスを使えるサイト、またはハイキング程度の徒歩で巡れるサイトを重点に置いた。沼平から二軒小屋までの東俣林道は、一般車の乗り入れが禁止されている。この林道では東海フォレストの送迎バスを利用することも考慮にいれてある。

したがって本案内書では、本格的な登山コースとなる千枚岳―悪沢岳―中岳―前岳―赤石岳―聖岳―上河内岳―茶臼岳―光岳にいたる南アルプスの主稜線ぞいのジオサイトの記述を省略した。県境にあるが、静岡側からのアクセスが悪い塩見岳、および間ノ岳、農鳥岳なども同様である。白根南嶺南部については、ハイキング程度、もしくは日帰り範囲内で往復できる笹山、山伏、赤崩の頭、および伝付峠を紹介した。

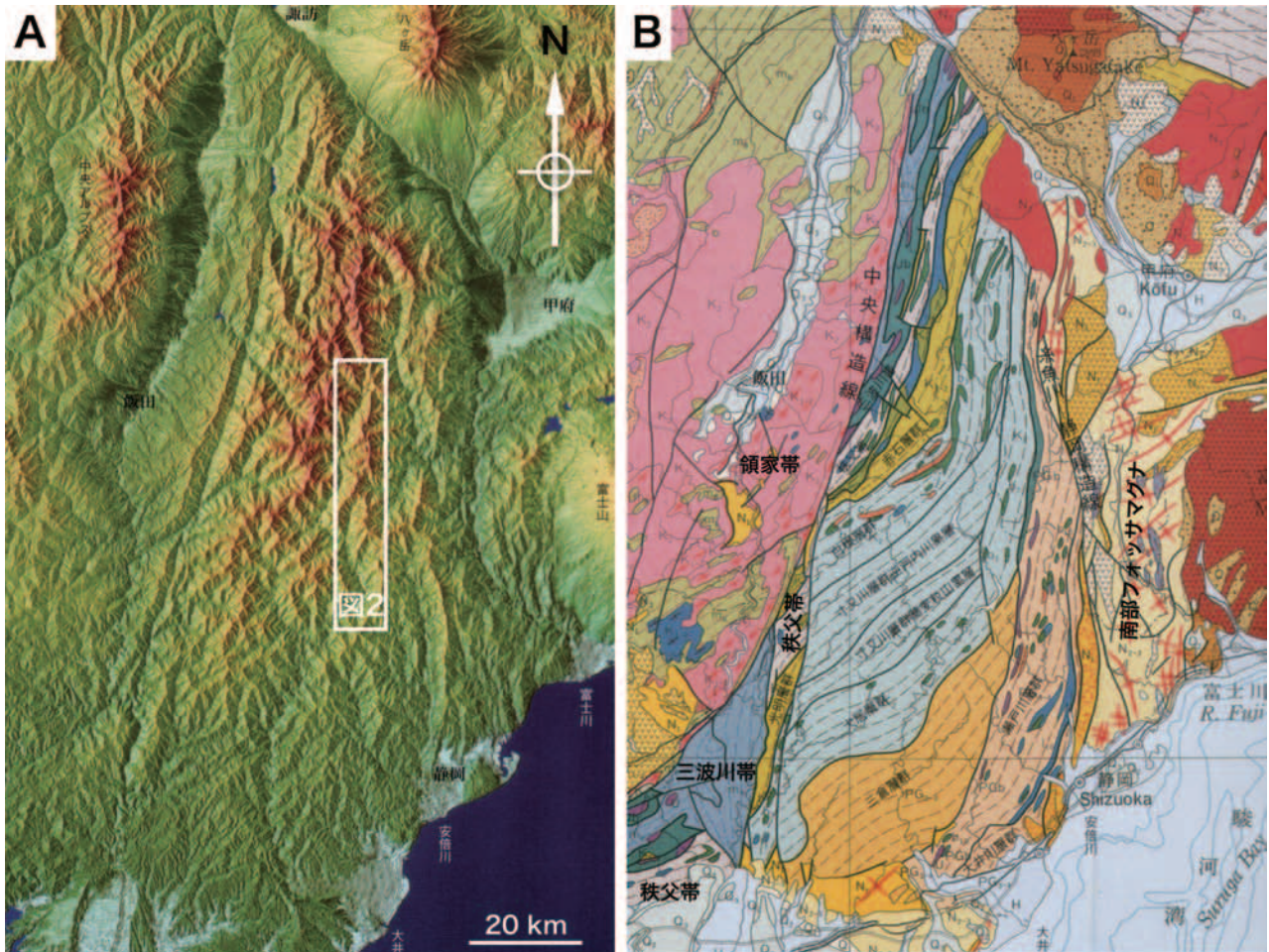


図1 赤石山地周辺の地形と地質との対応。A：カシミール3Dによる250mメッシュDEM画像，B：産業技術総合研究所の「100万分の1日本地質図」に地層名を加筆（いずれも，村松ほか・編，2001）。両図のパターンが類似していることに注意。

## 大井川流域の地形・地質概説

南アルプスと呼ばれる高山域を含む山地全体の地理学的な一般名称は、赤石山地（山脈）である。この赤石山地（狭義）は、西側を中央構造線と赤石裂線、東側を糸魚川－静岡構造線（以下、糸静線）に限られ、南側で新第三紀以降の地層で覆われている区域を指す（図1B）。

この山地の大部分は、西南日本外帯の構成要素である三波川帯、秩父帯および四万十帯に属する地層で構成されている。現在の赤石山地周辺の地形・地質の特質を理解するためには、過去にまで遡る必要がある。以下に述べるこの山地の地形・地質の概要と山地形成史は、「南ア総論」からの抜粋を含んでいる。関連する図および文献については「南ア総論」のほかに、Kano & Matsushima (1988), 村松ほか編 (2001), 狩野 (2002), 新妻ほか編 (2006)などを参照されたい。

## 現地形と地質との対応

図1Aは赤石山地とその周辺の基盤を構成する地質の概要をまとめた地質図、図1Bは250mメッシュの数値標高

データDEM画像が示す地形概念図である。両者のパターンが類似していることに気づく。

末尾の付録は、数値地図50mメッシュを使用して作成された赤石山地とその周辺地域の赤色立体地図図である。赤色立体地図図は、急傾斜地ほど赤く、尾根ほど明るく、谷ほど暗くなるように色調補正を行うことで、特殊な器具や訓練を必要とせずに、これまでの地形表現方法では難しかった自然な立体感を得ることが可能な地形表現方法である。この図でも、地形の特徴を確認してほしい。

図1のように、日本列島を縦断する中央構造線は、直線的な谷地形として明瞭である。山地の北東縁と八ヶ岳南西麓から甲府盆地にかけての地形境界には、糸魚川－静岡構造線活断層系が存在する。山地内部の基盤構造は、南西部では北東－南西方向であるが、北東部に向かって南北方向に屈曲している。この部分の地形も同様に屈曲している。これらのほかに、より小規模な地質と地形との対応関係も認められる。

このように、赤石山地の地形（図1A）は基盤の地質（図1B）と良く対応し、内部の骨組み（地質）が表層部の地形形成と密接に関連していることを示唆している。

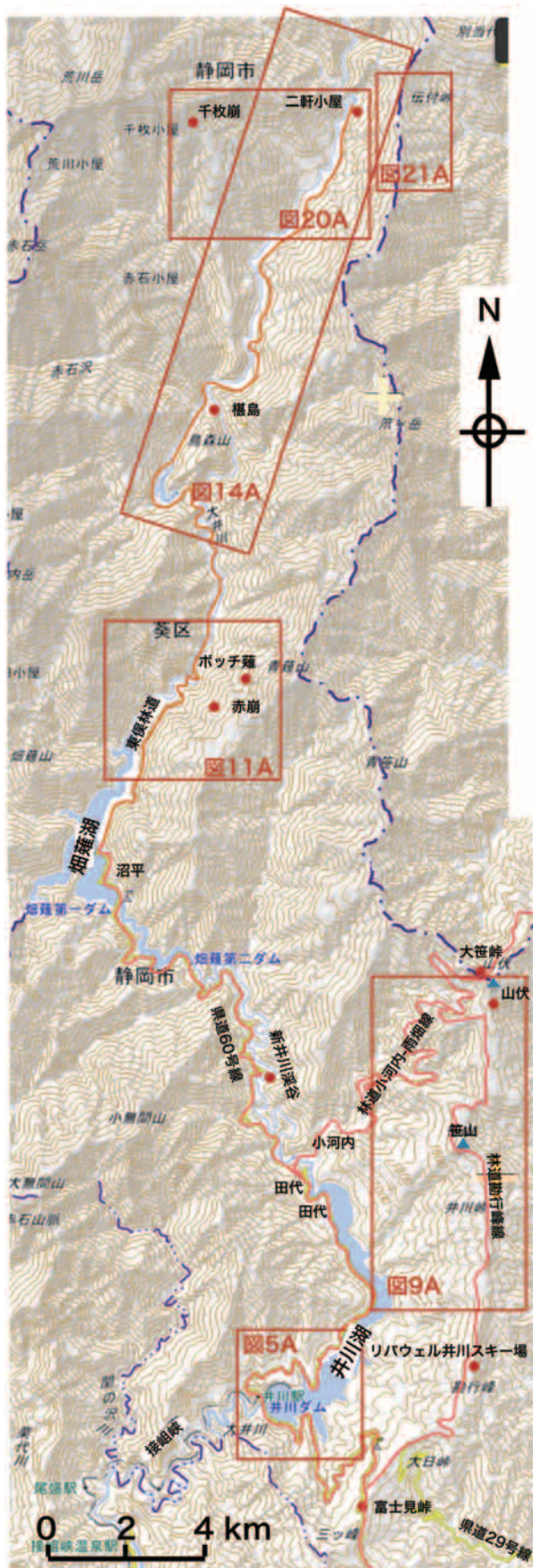


図2 ジオサイト、ジオツアーコース案内図（国土地理院ウォッチ地図を用いて作成）。

赤石山地は地質と地形の対応が、日本でも良く表現されている場所である。これは平面的に走向が表現されやすい急傾斜した堆積岩が基盤であり、急激な浸食作用によって起伏に富んだ地形が作られていることと関係している。現地形の形成過程は、地質構造の形成過程の上に成り立っているのである。この点をふまえて、以下に赤石山地の形成過程を概説する。

#### 四万十付加体の形成

赤石山地の静岡県側、特に大井川流域には前期白亜紀より以前の地層、すなわち三波川帯および秩父帯に属する地層は分布していない。したがって、この時代の記述は省略する。

将来、赤石山地に成長する部分を含む日本列島はアジア大陸の東縁部に位置し、2000万年前頃までは日本海は存在していなかった。そこでは南東方にある海域から沈み込む海洋プレートの作用によって、海洋プレート上の物質と、海洋プレートと陸側プレートの境界部にある海溝付近に堆積していた大陸起源の碎屑物を主体とする地層とが混じり合いながら、陸側プレートに押しつけられて付加体が形成されていた。この付加体が、九州から四国、紀伊半島、赤石山地をへて関東山地にのびる四万十帯である。この四万十帯は陸上に露出する過去の付加体としては、世界を代表するものとされている。赤石山地の大部分は、この四万十帯の地層から構成されている。

付加体の一般的特徴は、海洋性物質と陸源物質が様々な割合で混在し、全体的には陸側に傾斜する地質構造と、陸側に傾斜する逆断層によって境された地層群が、海側に向かって若くなるように、海溝と平行な配列をとることである。地層の内部には、さらに小規模な断層や褶曲を伴うことが多い。

四万十付加体の形成年代は、白亜紀後期（およそ一億年前）から前期中新世の2000万年前頃である。赤石山地の四万十帯はもともと上記のような付加体に特有な構成をとっていたと考えられるが、以下に述べるその後の地殻変動の結果、その北東部の構造は大きく改変されている。

#### 日本海の拡大、西南日本の時計回り回転、伊豆弧との直交衝突と地殻構造の改変

アジア大陸東縁部の太平洋側に四万十付加体が形成されていた2000万年前頃に日本海の拡大が起り始め、日本列島の骨組みとなる部分に大異変が起こる。拡大する日本海に伴って、西南日本になる部分は時計回りに、東北日本になる部分は反時計回りに回転していく。西南日本の北東端部はこの回転中にその前面にあったフィリピン海プレート上の火山弧である伊豆－小笠原弧とほぼ直交するようにして衝突する。この衝突により、時計回りに回転する西南日本主部に対して、回転の障害物となる伊豆－小笠原弧が存在したために、西南日本の北東端部は主部の回転についていけず、押し戻されるようにして逆くの字状に屈曲し、南北方向の構造をとるようになった。この時に糸静線が、糸静線の東側にはフォッサマグナが形成された。

紀伊半島から四国にかけての四万十帯が東北東－西南西の構造方向を持つ。それに対して，赤石山地ではその西部で北東－南西，東部に向かって南北方向の構造を持つのは，上記の衝突のためである。すなわち，衝突の前面に位置した赤石山地東部の四万十帯の地層ほど屈曲しているのである。また本来は北西傾斜であった地質構造も，特に屈曲が進んだ北東部では東傾斜に変化している。

#### 赤石山地の基盤構造の完成

前述した中期中新世の大事変は1500万年前頃にピークに達し，それがほぼ終了した後期中新世から鮮新世には，現在につながる赤石山地の基盤構造はほぼ完成していた。山地の北西側にはより古い付加体構成物とそれらを起源とする変成岩類からなる陸地が存在し，東側にはフォッサマグナに成長していく海域が，南側には付加体基盤を覆って相良層群，掛川層群などの前弧海盆を埋積する地層の堆積域となる海域が広がっていた。この時期に周辺の海域に山地起源の粗粒碎屑物がほとんど堆積していないので，山地全体は低起伏・低標高であったと考えられ

る。

#### 四万十付加体，特に大井川流域における構成要素の概説

ここで再構成を完了した赤石山地四万十帯の概要，特に大井川流域に關係する地質要素について解説する。四万十帯は構成する地層の特徴から，北西から南東に向かって赤石帯，白根帯，寸又川帯，犬居帯，三倉帯，瀬戸川帯に区分され，それらを構成する地層を“層群”ないしは“ユニット”と呼んでいる。これらの分布の概要は図1Bに示されている。詳細は20万分の1地質図幅「甲府」(尾崎ほか，2003)，同「静岡」(杉山ほか，2010)などを参照されたい。構成する地層はさらに細区分され，それらの年代は図3に示されている。

赤石層群：四万十帯の北西部を構成する後期白亜紀の地層で，その分布域の大部分は主稜線の西側の長野側である。大井川流域では赤石岳，荒川中岳から前岳にかけて分布している。今回のジオツアー想定域に本層群は分布していない。陸源性の碎屑物から構成される砂岩と泥

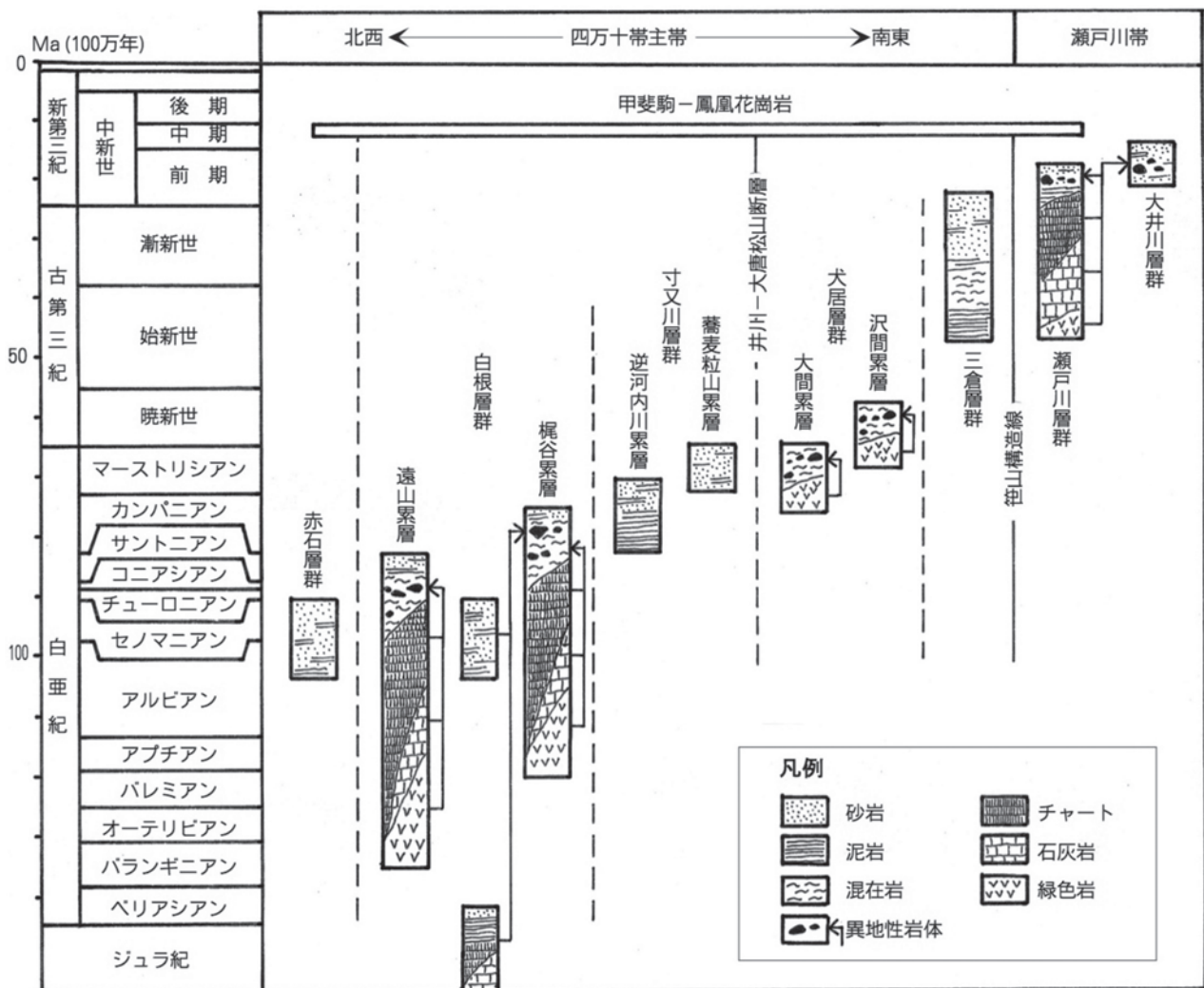


図3 赤石山地四万十帯の構造層序区分と地質年代 (村松，2001)。

岩の互層を主体としており、砂岩が優勢な部分が多い。海溝に流入した乱泥流堆積物（タービダイト）であるが、地層は全体として破断が進み、層理面の保存状態は良好とはいえず、破断砂岩泥岩互層（broken formation）の状態である。

#### 白根層群

南アルプス高山域を主体として分布する地層で、大井川沿いでは樫島付近より上流に分布している。全体として後期白亜紀の泥質基質中に様々な大きさの岩塊、シート状体を取り込んだメランジュからなる。それらの多くは陸起源の碎屑粒子からなる砂岩である。白根層群のメランジュの特徴は、白亜紀前期以前（アルビアン以前）の緑色岩（玄武岩溶岩が変質した濃緑色の岩石）、およびチャートと岩塊・シートとして取り込んでいる事である。緑色岩は海洋地殻を構成していたもので、一部に水中溶岩の証拠である枕状構造を持つ。チャートは珪質のプランクトンである放散虫の遺骸が集積してできた遠洋性の地層で、明瞭な成層組織を持つ。内部の微量成分の相違により、黒色から白色、淡緑色や赤褐色を呈する。中でも酸化鉄（ $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ）の影響で赤（褐）色ないしはレンガ色を呈するものが特徴的である。赤石山地の名前は、赤石沢に露出する赤色チャートに由来している。白根層群は陸源性物質（砂岩、泥岩）と海洋性物質（緑色岩、チャート）が混在する付加体の特徴づける地層である。このメランジュは、沈み込み帯での剪断変形によって形成されたものと考えられるが、詳細は解明されていない。

#### 寸又川層群

大井川、寸又川流域に幅広く分布する地層で、大井川上流域では畑薙第2ダムから赤石ダムにかけて露出している。様々な程度の砂岩泥岩互層を主体とする、層理面が比較的良く保存された整然相である。級化成層や底痕などの乱泥流堆積物（タービダイト）特有の堆積構造を観察できる。白色の酸性凝灰岩を挟む。波長数m～数100m規模の閉じた褶曲構造が認められる。メランジュとともに、整然相のタービダイトも付加体を代表する地層である。

#### 犬居層群

白亜紀最末期～古第三紀初期の地層で、井川ダムから畑薙第二ダムにかけて、および白根南嶺の稜線付近に分布する。泥質基質中に砂岩岩塊を取り込んだメランジュを主体とする。少量の緑色岩岩塊を含むが、白根層群のメランジュと異なり、チャートを含まない。光沢と薄離性をもつ面（鱗片状劈開）が発達し、レンズ状の岩塊が劈開に平行に配列している。このような組織の特徴から、このメランジュは沈み込み帯にそう剪断作用の結果形成されたものであると議論されている（Kano *et al.*, 1991）。

#### 三倉層群

犬居帯の南東側の大井川中流域に広く分布する地層で、本報告書で扱う範囲では井川湖の南東側に分布する。泥岩を主体とし、砂岩を挟む地層で、砂岩層は様々な程度

に分断し、一部はメランジュ状を呈している。古第三紀の後期から前期中新世に及ぶ地層であるが、詳しい年代は不明のままである。

#### 瀬戸川層群

後述する笹山構造線に境されて、その東側に分布するのが、瀬戸川層群である。大井川流域での分布範囲はわずかで、井川峠から大笹峠にかけての白根南嶺の稜線上である。南部では三倉層群と、北部では犬居層群と接している。地質年代は三倉層群とほぼ同年代の地層で、碎屑岩類、特に粘板岩（スレート）を主体とするが、海洋性の緑色岩類を含んでいることが特色である。笹山構造線の近傍にはマントル起源の蛇紋岩も分布している。

#### 井川－大唐松山断層

本断層は、井川湖付近では三倉層群、犬居層群を切断し左横に変位させている。さらに北方では寸又川層群、白根層群と犬居層群の境界の断層となる。この断層はさらに北側に延長されて、大唐松山断層（山田ほか, 1983）に連続するものとして、井川－大唐松山断層断層と命名された（Kano & Matsushima, 1988）。これに対して、井川－大唐松山断層は存在せず、地層は走向を南北方向に変えながら、北北東に連続するとする見解もある（徳峰・久田, 2005）。

#### 笹山構造線

旧版の「20万分の1静岡県地質図」以来、犬居層群および三倉層群と、瀬戸川層群の地層境界となる笹山構造線は、白根南嶺南部の勤行峰から山伏西部のほぼ稜線に近い大井川側に設定されている。地質境界を作る大きな断層（構造線）は幅広い破碎帯を持つために、浸食されやすいので、谷筋に沿って走るのが一般的である。赤石山地では中央構造線や早川沿いの糸静線がその好例である。ところが、長大な尾根付近に存在するという点で、笹山構造線は異例な断層である。この断層は、大笹峠より北方では山梨県側山腹を走る。

#### 最近（100万年前以降～現在）における地形形成

##### 隆起する山地

上記の1500万年前頃のイベントから鮮新世前期の300万年前頃の記録となる地層・岩石は、赤石山地の内部にはほとんど分布しない。この時期には日本列島は低標高・低起伏であったとされ、赤石山地もその例外ではなかったと考えられる。極端に曲流する大井川の起源は、この低起伏地形の中を自由蛇行していたためかもしれない。

山地の隆起を示唆するとされる山地周辺への地層中に四万十帯起源の礫層が認められ始めるのは、およそ300万年前からである。最近のフィッシュントラック熟年代学によっても、同様な隆起開始時期が推定されている（末岡ほか, 2012）。さらに、山地の周囲に大量の礫層が出現するのは100万年前頃からなので、山地の隆起が活発になるのは第四紀後半に入ってからである。山地からの大量の砂礫を駿河湾に運搬する大井川が存在も、この頃

から明瞭になってくる。

山地全体は定高性をもち、きわだった尖峰は存在しない。また山地の西半分は西に緩く（7～8度）傾くようなほぼ平坦な接峰面を作っている。さらに山地内部には活動的な活断層は知られていない。したがって、赤石山地、特にその西半分は一体となって西に傾動隆起してきたものとみなされている。この傾動隆起は、山地北東縁部の糸魚川－静岡構造線活断層系の活動に関係していると考えられる。低標高・低起伏の時代から、現在の高度に達し、さらに削剥量を加味すれば、長期間での隆起速度も以下に述べる現在の隆起速度とほぼ同様なオーダー（数mm/年）であったと推定できる。

最近100年間の水準測量の結果では、この山地は日本最速で隆起しており、主稜線周辺の隆起速度は4mm/年以上とされている。この隆起速度は世界的にも台湾山脈、ニュージーランドのサザンアルプスと並んで最速レベルである。ただし、主稜線を横断する水準測線はなく、高山域にはGPSの固定観測点（電子基準点）も設置されていないので、隆起速度の詳細については不明である。前述の速度は隆起速度の下限と見てよいであろう。この隆起速度が過去から継続していたとすれば、100万年間で標高3000m以上の山岳が形成できる。

最近での山地の隆起、および後述する山地の崩壊・浸食過程を加えれば、南アルプス周辺の地形改変速度は世界的にみても第一級であるとみなして良い。

#### 削られる山地

赤石山地の現在の地形は、年間平均降水量が3000mm前後に及ぶ豊富な降水量がもたらした河川による急激な浸食・運搬作用が基本となって形成されている。荒川三山、赤石岳周辺には最終氷期に形成された氷河地形が残存し、2600m以上の稜線は周氷河環境であった。だが、氷河・周氷河現象は主稜線付近の一部を除いて現在の地形に大きな影響を及ぼしていない。浸食・運搬作用が激しい一因は、山地の急速な隆起である。

河川による浸食はV字谷を作る。大井川上流域にはV字谷が発達しているが、その流路の特徴は、いちじるしく曲流、すなわち穿入蛇行をしていることである。上流部は二軒小屋付近から、下流部は平野が始まる神座に至るまで曲流がほぼ連続している。全体としては地質構造と平行したり、斜交したりしながら南流する河川に対して、大きく回り込んで北流する部分も多い。

この穿入蛇行によって、幅の狭い頸部が作られたり、頸部が切断されたために流路がショートカット（蛇行切断）し、河道が廃棄され、環流丘陵が形成される。廃棄河道跡は様々な高度で認められ、現河床から200m上方にあるものもある。特によく発達するのは井川ダム－千頭間の接岨峡、下長尾－家山間の鳥山の七曲がりである。後述するように、本案内書の対象地域でもこの現象が認められる。

#### 線状凹地・二重山稜

赤石山地の地形の特徴の一つとして、流水による浸食作用とともに、重力による地形改変作用が激しいことが

あげられる。これらは、山稜周辺で形成されている線状凹地、大規模崩壊である。

線状凹地とは尾根周辺や山腹斜面に発達する線状の凹地のこと、尾根付近では、線状凹地の両側に小規模な尾根が並走することになるので、二重（多重）山稜と呼ばれることもある。線状凹地形成の模式図を図4に示した。片側もしくは両側の山腹斜面が河川の浸食により急傾斜化すると、それより上方の斜面は不安定となり、自重によって側方に広がろうとする過程で、正断層が形成され、断層に沿って階段状にずり落ちたり、地溝状の凹地を作る。このようにして、線状凹地・二重山稜が形成されると、全体的に山稜は緩やかになっていく。

南アルプス周辺には、このような線状凹地が多数発達している。間ノ岳、赤石岳などの山頂付近から標高1000m前後の山稜など標高や植生に余り依存せず、その規模も様々である。線状凹地の多くは、基盤の急傾斜した四万十帯の地層の走向とほぼ平行である。南アルプス周辺の線状凹地は、山地全体の急速隆起と山腹斜面の急速浸食、異方性が強く急傾斜する堆積岩分布地域、巨大地震多発地帯などの条件が重なって形成されたものと考えられる。

線状凹地が形成されると、そこは周囲とは異なる環境になる。凹地は水はけが悪くなり、尾根上に池ができることがある。主稜線上の仁田池や千枚岳登山道沿いの駒鳥池がその例である。また、雪解けが遅れる場所にもなる。低起伏なので、浸食、運搬、堆積作用が周囲よりも弱くなる。上河内岳－茶臼岳間のお花畑やセンジガ原に周氷河環境で形成された亀甲状土やアースハンモックが保存されているのはそのためである。したがって、線状凹地は植生にも影響を与え、エコ的にも興味深い地形である。

本報告書では、線状凹地の例として、山伏、赤崩、鳥森山および伝付峠を紹介する。

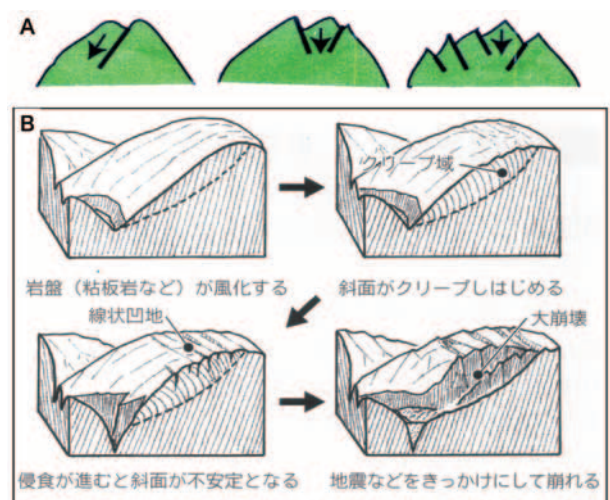


図4 線状凹地の形成を示す模式図。A：線状凹地の典型例。B：河川の側方浸食による山腹斜面の不安定化、稜線付近での線状凹地形成、深層崩壊、稜線の平坦化過程を示す模式図（村松，2001）。

### 深層崩壊

深層崩壊とは、表層土と基盤層の境界に沿って滑落する比較的小規模な表層崩壊とは異なり、すべり面が数mよりも深部で発生し、表土層だけでなく深層の地盤までもが崩壊土塊となる比較的大きな崩壊現象である(千木良, 2007; など)。赤石山地には、多数の地すべり・崩壊地形が発達しているが、標高1600m以上の大起伏地帯に深層崩壊が頻発し、地形形成に大きな役割を果たしている。主稜線の長野側には、荒川大崩壊を代表として大規模崩壊が連続して見られる。

大規模崩壊地の頂部もしくは側方の山腹に、線状凹地が発達していることも特徴である。間ノ岳の南斜面の線状凹地群とアレ沢崩壊地、後述する赤崩、千枚崩などがその典型的な例である。線状凹地の形成が、大規模崩壊の誘因となっているのである。

また、急激な河川の下刻による山腹斜面の不安定化と急傾斜する地層に生じるクリープ現象(トップリング)が斜面崩壊を促進している。図4Bは、河川の下刻、クリープ、線状凹地の形成、大規模深層崩壊の関係を模式的に示した図で、後述する赤崩をモデルにしている。

斜面崩壊にともなって生産された大量の砂礫は、流水の影響を受けながら斜面下部に運ばれ崖錐、沖積錐、扇状地が形成される。後述する赤崩・ボッチ薙の沖積錐、千枚崩と上千枚沢の扇状地などが、崩壊と堆積との関係を示す好例である。

これらの崩壊地から排出された大量の砂礫は、本来は下流側に運搬されていた。ところが、大型のダム建設により、大量の砂礫はダム湖を急速に埋積している。その結果として浸食・運搬域であった上流側の河床は堆積域に変化し、幅広い河原を有するようになった。井川ダム、畑薙第一ダムはその典型的な例である。人工的な土地改変も、地形に大きな影響を与えているのである。

### 富士見峠－井川－田代ルート

#### 富士見峠

静岡市街から横沢を経て、県道60号南アルプス公園線の急坂を登り切った峠が南アルプスへの入り口ともいえる富士見峠(1183m)である(図2)。ここには休憩場所として、駐車場、案内看板、展望台、公衆トイレなどが設置されている。展望台からは大無間山、小無間山などを前景として、赤石岳を代表とする南アルプス南部の山々を望むことができる。

峠からの県道は、三倉層群分布域を通過して井川ダムに下るが、その間に特に注目すべきジオサイトは存在しない。途中で、大日峠から林道勸行峰線に続く道路、および井川青少年の家から小河内方面に向かう林道と分岐する。

#### 井川ダム

井川ダムは1957年に完成した日本最初の中空重力式ダムで、その堤長は243m、堤高は約104mである(図5A)。ダム湖は、井川湖(もしくは井川五郎湖)と呼ばれている。ダム堤体の右岸側には中部電力の井川展示館([http://](http://www.chuden.co.jp/ikawa-pr/)

[www.chuden.co.jp/ikawa-pr/](http://www.chuden.co.jp/ikawa-pr/))が設置され、大井川水系での電力を含めた水利用の状況などが紹介されている。日本の河川の中でも大井川は、最上流部から河口付近まで様々な形で水利用がなされており、恩恵とともに弊害も生じている(松本, 2014)。この展示館は大井川の水利用の実態を学ぶのに良い施設である。

井川ダムの堤体は、穿入蛇行が発達し、深い峡谷を作る接岨峡の最上流部に建設されている。堤体の高さでの下流側の谷幅は、堤長とほぼ同様の約250mである。この堤体から約100m上流側で大井川の谷幅は急に広くなり、1000mに達する。この地形急変部付近に、犬居帯の地層を切断する南北方向の井川－大唐松山断層が推定されている(図1B)。この断層の存否についての議論は前述した。地形の違いは地質の違いを反映している。下流の接岨峡側には堅硬な砂岩層のシート状岩体を挟む犬居層群のメランジュからなる。一方、上流の井川側は犬居

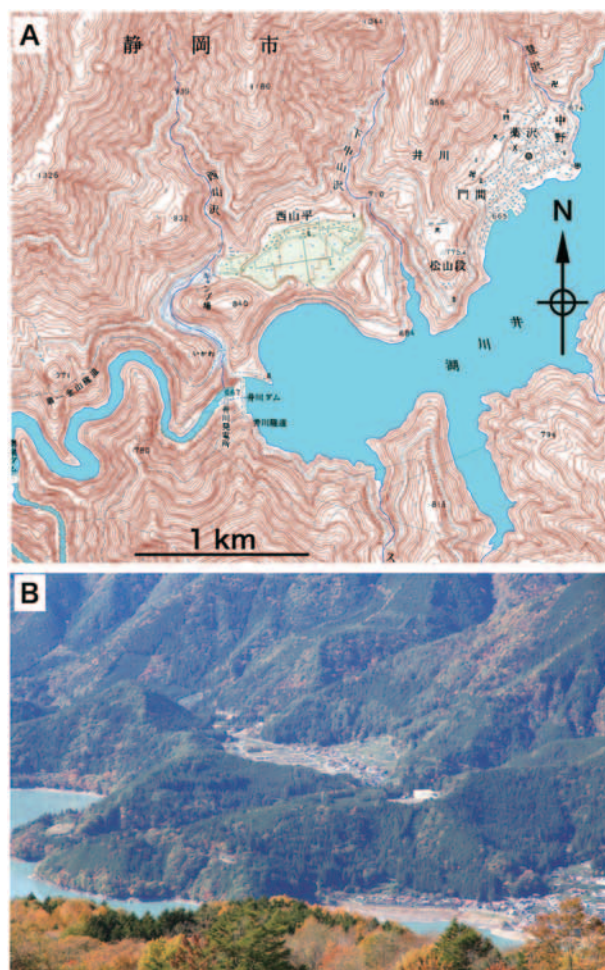


図5 井川周辺の地形 A: 井川ダム・西山平周辺の地形図(国土地理院発行、2.5万分の1地形図「井川」の一部)、B: 林道勸行峰線、勸行峰付近から見た西山平の平坦地。右側の緩斜面は沖積錐。右前方の集落は井川。西山平の平坦面(Aの薄黄緑の部分)は、大井川(現在は手前側の井川湖)の流下方向に対して反対側(右前方向)に緩く傾斜している。Aの薄青部分は旧大井川(?)の河道跡。

層群および三倉層群に属する泥質基質を豊富に含むメランジュおよび泥岩層を主体としている。

下流側に峻険な接岨峡が存在することによって、井川地区は周囲から隔絶された陸の秘境であった。そのために、焼畑・雑穀食などの独自の生活が営まれていた（松本，2014）。この地区が古くから生活の場であった理由の一つは、後述する金山の存在であろう。

### 西山平周辺

井川ダムの堤体を渡り、左折すると大井川鉄道井川線の終点となる井川駅である。井川駅は幅広く緩やかな谷筋にある。谷中の道路を北に遡ると、接岨峡からの道路と合流し、大井川中～上流域では最も面積の広い平坦地である西山平に入る。この井川駅から西山平にかけての谷地形は、大井川の流路変遷を考察する上で興味深い。ただし、接岨峡、寸又峡温泉周辺での大井川・寸又川の穿入蛇行と蛇行切断による河川争奪現象（「南ア総論」；松本，2014；など）を紹介されていないと、以下の解説を理解するのは難しいかもしれない。

北側の山地から急斜面を流下してきた西山沢は、道路合流点付近で急激に谷幅を広げ、緩傾斜となる。ここから井川駅までの谷底は、西山沢の規模では形成できないような幅広く平坦な堆積地形である。さらに、井川駅より下流の西山沢は、約100m下の大井川本流に滝を作って流れ落ちている（図5A）。

この谷の規模と大井川本流との関係、および下流側の接岨峡周辺での大井川の穿入蛇行、蛇行切断と廃棄河道の形態などを総合すると、以下のように考えられる。すなわち、井川駅周辺の幅広い河谷はもともと大井川の本流であった流路が蛇行切断によって廃棄され、現在の西山沢はその廃棄河道を利用して大井川に流下するようになった。

この幅広い谷の東側は西山平の平坦地につながっているので、西山平は旧大井川の河道だったのかもしれない。ところが西山平は、東方の大井川の上流側に向かって緩く傾斜している（図5B）。東方に緩傾斜する西山平の成因は解かれていないが、平坦地や谷底を埋積する地層の年代測定がその形成史を明らかにする上での鍵となる。旧大井川の穿入蛇行と廃棄河道の形成過程は、赤石山地の隆起過程の解明にとって重要であるが、研究は進展していない。西山平の北部は、平坦地形成後に北側山地からの砂礫の供給により、沖積錐や崖錐が形成されて地形が改変されている。

### 井川－田代

西山平より標高が50m前後低い井川周辺の平坦地の成因については、崖錐、沖積錐、河岸段丘の複合によって説明することができる。井川ダムの湛水域は田代まで続く。この間の大井川は、比較的直線的な流路をもっている。田代の平坦地は、大井川の曲流が作った河岸段丘面である。田代集落の北端で、勘行嶺コースと合流する。

田代より上流の大井川河床は、砂礫によって埋積されている。この状況は、井川オートキャンプ場のキャンプサイトから観察できる。この大量の砂礫は、井川ダムの

建設によって下流側に流下できなくなったために湖内に停滞したものである。巨大人工物が自然過程を乱している一例といって良い。このような河床が形成されるためには、上流側からの大量の砂礫の供給が必要であるが、これについては後述する。この井川湖の堆砂率（ダム湖の総貯水量に対する堆砂の量の割合、山地の浸食速度を反映している）は、日本第2位であるとされている（大森，2001）。なお、堆砂率日本一は、その上流の畑薙第二ダムである。このダムの湖水域はさらに上流の畑薙第一ダムの堤体下までつながり、揚水発電に利用されているので、大量の堆砂を実感することができない。

### 勘行峰コース

#### 大日峠・勘行峰・リバウエル井川スキー場周辺

口坂本からの県道29号井川湖御幸線を登ると、大日峠（標高約1150m）に達する（図2）。県道60号線の富士見峠と比べると、この道路は道幅が狭く、交通量も少ない。大日峠は、北へ向かう林道勘行峰線、富士見峠方面に南に向かう林道および井川側に下り県道60号線と合流する道路に分岐する変則十字路である。この峠からの展望は良好とはいえない。

十字路を右折して、林道勘行峰線に乗り入れる。この林道は幅広く定高性のある尾根上もしくは尾根直下の大井川側山腹斜面の標高1200m～1600m前後に設置されている。林道は道幅が狭い部分もあるが、全線舗装され、急な上り下りも少なく、高標高の山岳道路としては走りやすい。

勘行峰からリバウエル井川スキー場付近は、南アルプス南部の好展望地である（図6F）。勘行峰（1450m）から笹山を経て山伏にいたる稜線上には、ハイキング道が整備されている。各種の宿泊設備を含む県民の森を過ぎると、樹間越しに井川湖を含む大井川側の景観を望むことができる。

林道沿いの地質は、主として瀬戸川層群の泥質岩からなる。このような尾根付近では基盤を作る岩石の風化が激しく、ジオサイトに適するような好露頭は存在しない。尾根上には多数の線状凹地ないしは二重山稜が発達している。尾根幅が広く緩やかな一因は、このためである。

### 笹山

林道脇にある駐車スペースから笹藪の中のハイキング道を登れば、20分程度で簡単に笹山（1763m）の山頂に立つことができる。ここは安倍奥の山々を前景として大沢崩を正面に向けた富士山の好展望台である（図7）。また、南西方の井川湖、および南方の山々の展望も良い。北方の南アルプス側の展望は、樹木にさえぎられて良好とはいえない。

### 山伏

山伏（2014m）へは、安倍川上流の新田から大谷崩を登り、新笹乗越を経て山頂に達し、西日影沢に下りて新田にいたる、あるいはその逆コースを歩く日帰り周回登山が一般的であった。だが、このコースを踏破するには、

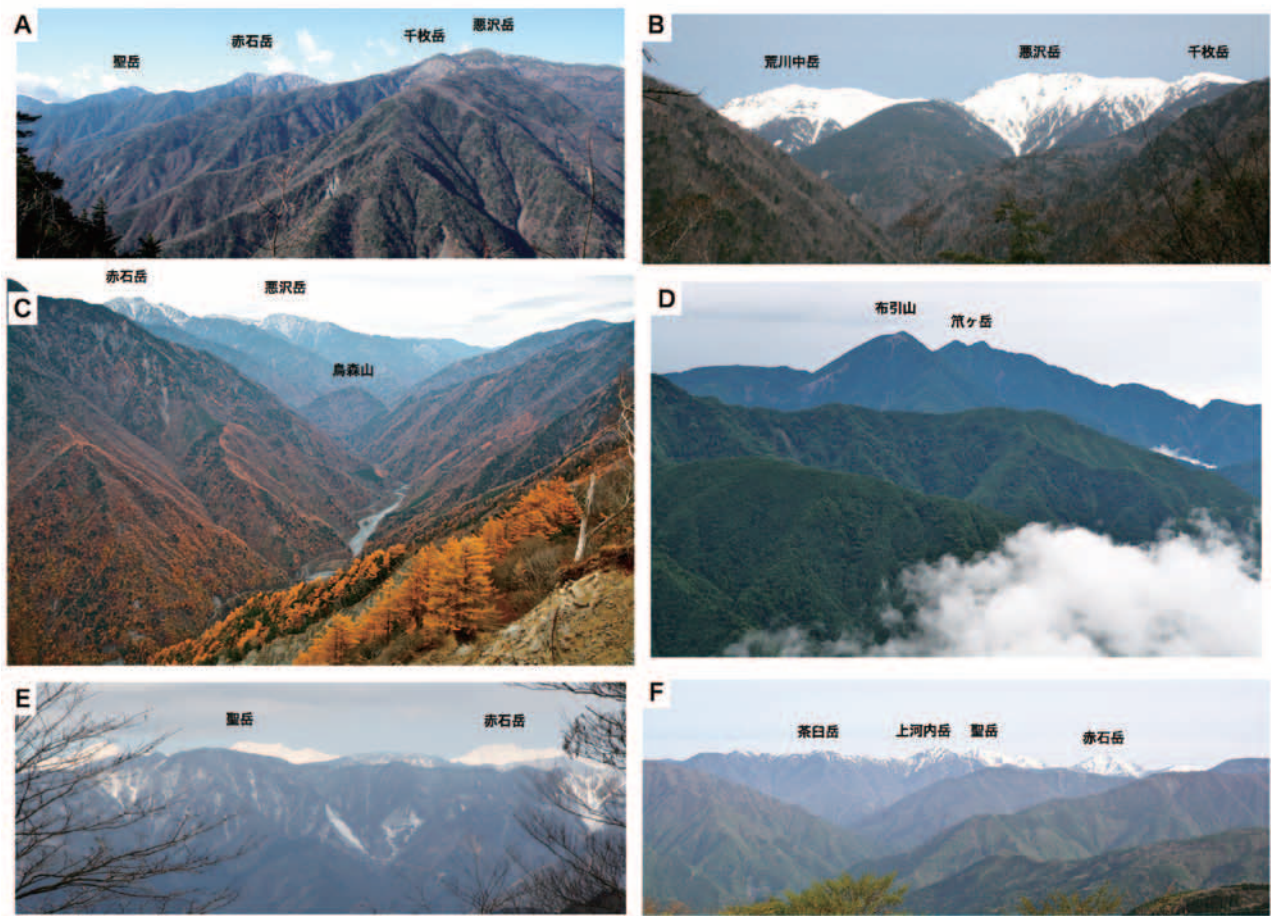


図6 南アルプス南部の山岳景観。撮影地点の北から南にA～Fを配列。A：転付峠展望台，B：鳥森山山頂，C：赤崩の頭，D：大笹峠，E：山伏山頂，F：リバウエル井川スキー場。



図7 笹山山頂から富士山を望む。

相応の体力と登山装備が必要である。これに対して、林道勸行峰線、百畳峠の登山口を使えば、1時間ほどの軽いハイキングで容易に山頂に到達することができる。林道からの山伏山頂への往復ハイキングは、簡単に登れて展望が楽しめるという点で、勸行峰コースのハイライトと行っても良い。

百畳峠手前の林道脇には瀬戸川帯の緑色岩が露出して

いるが、水中溶岩を示唆する枕状構造を持つものはない。峠の駐車スペースから、緩やかなハイキング道が始まる。この道を10分程度登った稜線上には、最大幅約50m、南北長約300m程度、東側の尾根からの最大深度10m程度の、雨水の出口がない緩やかな船底型の線状凹地が発達している（図8）。この線状凹地とその周囲は、樹木が少ない笹原である。アクセスが簡単であり、地形の明瞭さ、観察のしやすさなどを合わせると、規模こそ大きいとはいえないが、この線状凹地は大井川流域の中では最も見事なもので、図4Aの中図の典型例である。

この線状凹地の北端から尾根をしばらく登ると、西日影沢からの登山道と合流する。合流地点から数分登ると再び笹原中に線状凹地が認められるが、明瞭さでは先ほどの凹地に劣る。この凹地はヤナギランの群生地で、その保護のために木道が敷かれ、シカの食害防除のためにネットで取り囲まれている。

凹地の東側尾根からは大谷崩と大谷嶺（2000m）、八紘嶺（1918m）などの安部奥の山々および富士山が望める。北に向かって凹地が閉じて山伏山頂に至る。山頂からは樹林越しに、左方から上河内岳、聖岳、赤石岳、荒川三山、笹ヶ岳などの南アルプス南部の山々を望むことがで



図8 山伏南方尾根上の線状凹地（南方を望む）。

きる（図6E）。

山伏山頂から北西方の新窪乗越に向かう幅広い尾根上にも線状凹地が発達している。ここでの線状凹地の形成と大規模崩壊地である大谷崩との関係については、目代・千木良（2004）に詳しく報告されている。

#### 大笹峠

百畳峠から林道勘行峰線を北西方に下り、合流する林道小河内－雨畑線を東に向かって登ると、静岡・山梨県境の大笹峠（1864m）に達する（図2）。笹山構造線はこの峠を通過するが、明瞭な露頭は存在しない。

峠から数10mほど山梨側に入ると、北側の展望が一気に広がる。ここから布引山（2584m）の東斜面越しに、双耳峰の笹ヶ岳（2629m）を望むことができる（図6D）。笹ヶ岳は高所に登らなければ展望できない山だが、大笹峠はこの山を簡単に望める場所の一つである。ただし、山伏から笹ヶ岳が望めたら、ここは省略して良いかも知れない。林道を引き返し、西に下れば小河内の集落に入る。この間、林道の道幅は狭く、マイクロバスよりも大きな車両の通過は困難である。

#### 井川周辺の金山跡

笹山、山伏付近の白根南嶺の大井川側山腹斜面、標高1500m付近には、江戸時代以前から戦前まで採掘されていた金鉱山が4箇所が存在していた。これら鉱山は、安倍川上流（安部奥）の日影沢鉱山跡と同様に、ジオ関係の歴史・文化的に貴重な史跡になると考えられる。だが、現在では鉱山の痕跡はほとんど保存されておらず、学術的な文献も存在しない。[文献1]（鮫島，1970），[文献2]（静岡県総合開発事務局・静岡県商工部，1952），[文献3]（戸塚，1973）と聞き取り調査に基づいて、以下に鉱山の概況を記述する。

これらは南から北へ、井川、笹山、金沢、稔切鉱山である（図9A）。これらの鉱山は、図9Aのように、南北方向にほぼ一直線上に配列している。この方向は母岩である犬居層群の走向および東方500mに位置する笹山構造線の走向とほぼ平行する。金を胚胎するのは、犬居層群

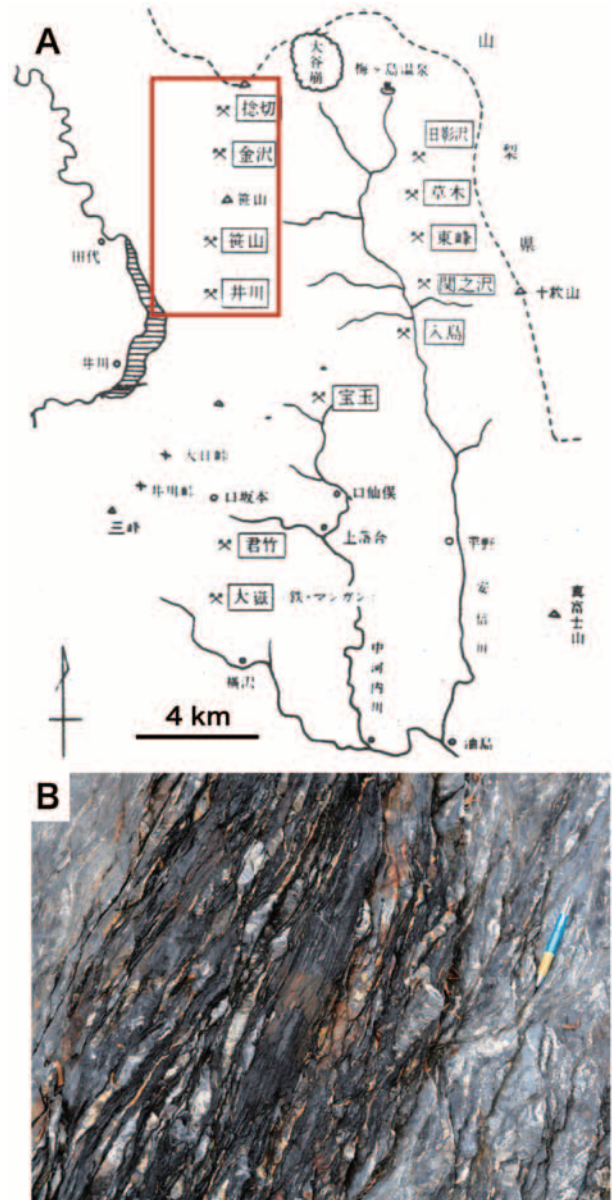


図9 A：井川，安部奥周辺の金属鉱山（[文献2]より），赤枠の位置は図2参照 B：金鉱床の母岩となる犬居層群のレンズ状砂岩岩塊を含む泥質メランジュ，白色部は石英脈（金沢鉱山付近）。

では一般的な砂岩岩塊を含む泥質メランジュ中の石英脈である。[文献2]では、母岩は瀬戸川層群として記述されているが、その位置は笹山構造線の西側約0.5～1kmになるので、犬居層群と訂正すべきである。

4鉱山とも抗道掘りでの採掘で、砂金採取ではない。これらの中では金沢鉱山が最大規模で、昭和12～18年頃は、抗夫約200人が働き、学校もあったとのことである。[静岡県観光コンベンションホールのホームページ（[http://www.shizuoka-cvb.or.jp/oogoshoh400/study/13\\_16.htm](http://www.shizuoka-cvb.or.jp/oogoshoh400/study/13_16.htm)）から、大御所400年際記念「家康公を学ぶ」→「家康公の史話とエピソード」→「井川地区」の順に開いていくと、笹山鉱山に関する以下のような記述にたどりつく。

「井川の笹山金山の採掘は、今川時代の享禄年間（1528-32）の頃からという。家康公の駿府大御所時代には、徳川幕府の組織的産金のため梅ヶ島金山同様に最盛期に入って賑わっていた。ここには常時数百人の採鉱者や役人が駐在し、採掘人夫も身分が高く佐渡金山の人夫のような惨めな姿はここには全くなく身分が保証された技術者であった。」

人里離れた山間僻地の宿舎には、慰安<sup>いあん</sup>のための女郎屋や芸妓置屋もあって、夜になると三味線の音も聞こえたため「三味屋敷」という地名が残っている。こうした井川金山の繁栄のため、家康公は大井川でも井川だけは橋を架けることが許されていた。これが刎橋<sup>はねばし</sup>と呼ばれ、官費での架橋は幕末まで許されていた、そのため、明治9年（1876）まで刎橋が存在したという。このため大井川に橋が架けられていなかったという定説は、井川では当てはまらない。残念ながら井川金山の遺跡は一部を残し、その多くが昭和32年の井川ダム建設によって水中に没した。」

金鉱山自体は高所にあるため、水没はしていない。上記の最後の文中の金山の遺跡とは、付属施設のことを指しているのであろう。

〔文献2〕には4鉱山の位置図が掲載されているが、この時点で用いられた地形図の精度が悪く、現在の国土地理院2万5千分の1地形図上で各鉱山の位置を特定することは難しい。さらに〔文献2〕には抗道の見取り図も掲載されているが、正確なものではない。これらのうち、南側の井川および笹山鉱山にいたる道は、現在は存在していない。北側の金沢および捻切鉱山は、林道小河内一雨畑線の内河内川の支流、金沢および捻切沢にかかる橋から数100m上流側に位置するようであるが、現場を確認できていない。

金を胚胎する石英脈の幅（厚さ）は1m前後とされている。鉱山は南北一列に配列していることから見て、含金石英脈は高角に傾斜した一条のものであった可能性が大きい。犬居層群の泥質メランジュ中には大量の石英脈が発達し、この付近でも同様である（図9B）。付加体の岩石中では、石英脈自体は珍しいものではないが、その大部分は厚さ数cm以下である。ところが、赤石山地ばかりでなく、他地域の四万十帯でも1mの幅に達する石英脈はきわめてまれである。

この石英脈の含金量は50～600g/tonで、きわめて高品位であった〔文献2〕。このことから、小河内集落から離れた標高1500m以上の不便な地でも、採算が成り立った。金粒が大きく、時に指頭大から握拳大のものが産したとされるが、信じがたい大きさである。〔文献3〕によると、「ねじきり」の名称は、金の塊を“捻じ切って”採取したことにつけられたという。

ちなみに、世界の主要金鉱山での鉱脈の平均品位は3～5g/tonであり、世界最高水準とされている鹿児島県伊佐市の住友金属鉱山（<sup>ひしかり</sup>倭菱刈鉱山）でも平均40g/tonである（[http://www.smm.co.jp/corp\\_info/domestic/hishikari/kyoten.html](http://www.smm.co.jp/corp_info/domestic/hishikari/kyoten.html)）。このことから見ても、井川周辺の金鉱脈の品位の高さは驚くべきものといえよう。なお、菱刈鉱山も四万十帯の地層が母岩であるが、地下のマグマの熱の影

響で生じた熱水性の鉱脈である。

興味深いサイトではあるが、抗口跡・等の現況が確認できていないので、これらの金山をすぐにジオサイトとして活用するのは難しい。

## 田代から二軒小屋：東俣林道コース

### 新井川溪谷

井川ダムから田代の上流までの大井川は広い谷幅を持ち、曲流も顕著ではない（図2）。田代から畑薙第一ダムまでの県道は大井川右岸側の山腹斜面をとおり、この間の地質は犬居帯に属する泥質メランジュであるが、露頭状態は良好とはいえない。かつてはメランジュ中に取り込まれた枕状溶岩が道路切り取り面に露出していたが、現在はモルタル吹きつけされてしまって観察することができない。

田代から畑薙第二ダムまでの区間は、新井川溪谷と呼ばれている。この区間では穿入蛇行による曲流を作るV字谷の形態は残されているが、河床は浸食作用が主体となる岩盤が露出したゴルジュではなく、砂礫の堆積域に変化している（図10A）。すなわち、井川ダムによる堆砂の影響は小規模ながらもここまで及んでいる。

畑薙第二ダムのダムサイトを通過すると、まもなく宿泊施設を持つ日帰り温泉の「白樺荘」である。ここからは茶臼岳を望むことができる。

### 畑薙第一ダムと畑薙湖の堆砂

白樺荘をすぎて、県道は畑薙第一ダムの堤体上をとおり、右岸側から左岸側に移る。この畑薙第一ダムは、1962年に完成した中空重力式としては世界最高の堤高125mを持ち、大井川水系としては井川ダムに次ぐ規模である。ダム湖は畑薙湖と呼ばれている。堤体の上からは、畑薙湖を前景として正面に茶臼岳・上河内岳が展望できる。

もともとV字谷を作っていた大井川は、井川ダムと同様に、畑薙第一ダムにおいても上流から供給される砂礫によって急速に埋積されている。この堆砂状況は、東俣林道沼平ゲートから徒歩約40分程度の茶臼岳登山口である畑薙大吊り橋、およびそこから上流側の畑薙橋の間で観察することができる（図10B）。この周辺では200m以上の幅広い河原を作る大井川は、粗粒堆積物からなる扇状地に特徴的な分岐・合流を繰り返す網状流をなしている。

畑薙第一ダム完成当時の湖水域の上限は、東俣林道が左岸側から右岸側に移る現在の畑薙橋よりも上流であった。完成直後の1965年測量にもとづく5万分の1地形図で見ると、湛水域の上流側はゴルジュ状であった。その湛水域はダム完成からおよそ50年を経た現在では、満水時には畑薙大吊り橋の上流側200m程度、渇水時には下流側100m付近にある（図11A）。この地形図は、完成時と現在の間時点である1984年の調査に基づいている。つまり、ダム建設後50年間で湛水域は約3km下流側に後退したことになる。この急激な堆砂の対策として、中部電力は1998年からダム湖の浚渫を実施している。また、かつてはゴルジュ状の浸食域であった畑薙橋よりも上流

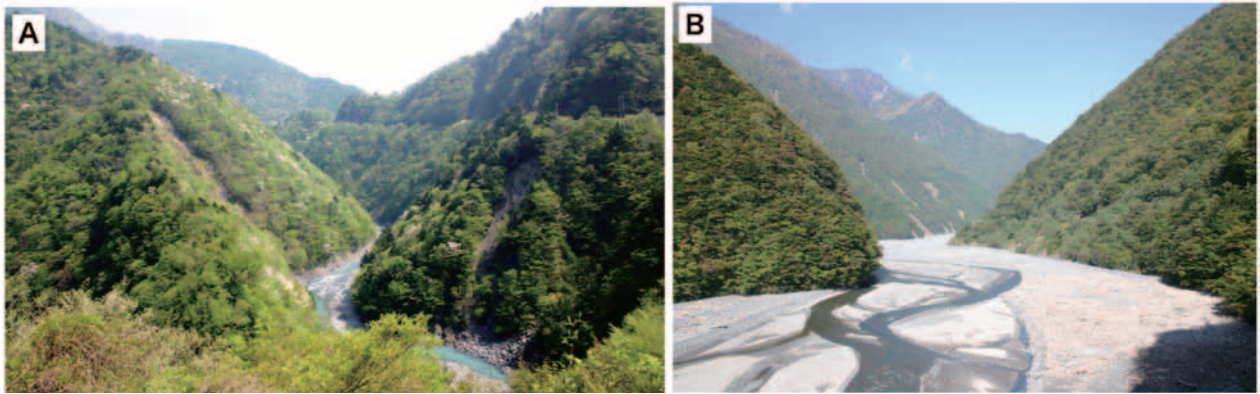


図10 大井川上流部のV字谷と砂礫による河床の埋積。A：県道60号線から見た新井川溪谷の下流側の光景 B：畑薙大吊り橋－畑薙橋中間付近から上流側の大井川の堆砂状況。

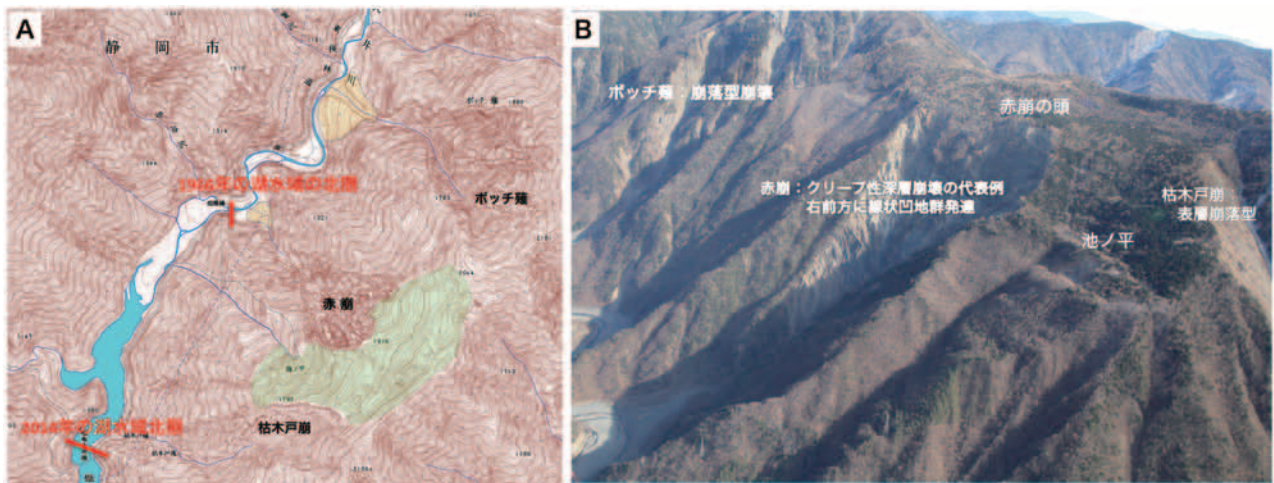


図11 A：畑薙第一ダム建設（1962年完成）にともなう大井川の堆砂状況の変化を示す地形図。1984年発行の国土地理院5万分の1地形図「畑薙湖」。1966年の湖水域の北限は、1965年測量の同地形図に基づく。黄緑の部分は線状凹地発達域 B：白根南嶺南部の大規模崩壊地群（左奥から、ポッチ薙、赤崩、枯木戸崩）と階段状線状凹地群（赤崩の頭、池ノ平周辺）（空撮写真）。

も、砂礫の堆積域に変化している（図11A）。

### 赤崩

南アルプスの大崩壊地の特徴は、稜線付近でトップリングを伴う線状凹地が発達することによる稜線の平坦化、平坦化した稜線直下を頭とする崩壊、崩壊砂礫が作る本流での扇状地または沖積錐の形成である。赤崩（図11B, 12A, 12B, 12C）は、それらの特徴が揃った典型的な崩壊地である。

東俣林道畑薙橋の約100m上流側から赤崩の崩壊地を望むことができ、その直下には大井川左岸側に流出する崩壊砂礫が作る沖積錐を伴っている（図11C）。東海フォレストの送迎バスの車内からも容易に崩壊地と沖積錐を観察することができる。崩壊地、落下砂礫が作る沖積錐、そして、大量の砂礫が再運搬されて形成される幅広い河床が同時に見られるという点で、教材としての適地である。

沖積錐の下部は赤崩からの砂礫の供給と大井川の浸食・運搬作用により、絶えず微地形が変化している。また、一部に植生が入り始めているが、ほとんどは裸地なので、砂礫の崩壊が継続している活動的な沖積錐であることがわかる。

崩壊砂礫はさらに上流の崩壊地から供給される砂礫とあわせて、大井川を埋積している。畑薙第一ダム建設以前は、この付近の大井川は峡谷であった。だが、現在は浸食域から堆積域に変化して、さらに上流の中の宿の上流まで、河床は砂礫によって埋積されている（図11A）。自然過程と人工物建設が大きな環境変化を引き起こしているのである。

赤崩を含む山腹斜面が急傾斜なのに対して、赤崩よりも上方から稜線にかけて急になだらかな地形に変化する。25000分の1地形図にはこの急激な地形変化が表現されている（図11A）。だが、この縮尺では詳細な内部構造までわからない。空中写真や衛星画像でも、樹木による影響

で細部まで判別できない。

尾根付近のしわ状地形は、小規模だが密に発達している。それに対して、標高が低くなる山腹斜面の凹地は広間隔で深く大規模である(図11B)。赤崩の崩壊は、しわの間隔が広くなり始めるあたりから始まっている。

畑薙大吊り橋と畑薙橋の中間から青薙山(2406m)への登山道を利用して崩壊地の最上部(赤崩の頭:1916m)まで登れば、崩壊地の全貌を観察することができる(図12A)。林道からの標高差約900m、3時間の登山である。途中の滑りやすいザレ場をのぞけば、登山道は明瞭である。急ではあるが単調な2時間の登りを経てトラバース気味に南西方に向かうと、30分で湧水池のある池の平に到着する。池の平の湧水は、線状凹地にわき出している。さらに上方にある線状凹地群形成の原因となった多数の地割れ(正断層)にそってしみこんだ雨水がわき出したものであろう。

池の平から線状凹地に沿って5分ほど緩斜面を登ると、超巨大なシャベルでえぐりこんだような円弧状の形態を持つ赤崩崩壊地のほぼ全容が観察できる場所に到達する(図12B)。その深さは10m以上におよぶ典型的な深層崩壊地である。崩壊地全体には寸又川層群に属する層理面が保存された整然相の砂岩泥岩互層が露出している。地層全体は南東側、つまり山側に中角度に傾斜している。

砂岩泥岩互層の間に挟まれる白色の層(酸性凝灰岩層)に注目すると、折れ曲がっているのが観察できる。すなわち、地層全体は山側に軸面が傾斜する波長数10m程度の両翼が閉じた褶曲をしているのである。寸又川層群は、大井川上流部に限らず、河床や山腹斜面の下部に作られた新鮮な露頭では、垂直か北西側に傾斜するのが一般的である。これに対して、赤崩の寸又川層群は逆方向に傾斜している。地層全体が斜面下方に向かってクリープしているためである。

ここからさらに30分ほど上ると、赤崩の頭である(図11B)。頭からは崩壊地を通して大井川と東俣林道を見下ろすことができる。崩壊の凄さを実感できる場所である(図12A)。池の平から伸びる線状凹地と崩壊地の側壁とが交差する露頭には、断層起源と考えられる破碎帯が観察できる。

赤崩の頭は大井川上流部および南アルプス南部の景観が広がる絶好の展望地でもある(図6C)。赤崩の頭からの登山道は、線状凹地を含む多数の比高数m程度の階段状の地形の中を徐々に高度を上げていくと青薙山への急斜面がはじまる。この間は樹林帯の中ではあるが、多数の凹地が発達した微地形を実感することができる。

赤崩の形成過程を、全体的な地形や逆傾斜する寸又川層群から推定したのが図4Bである。まず大井川本流に

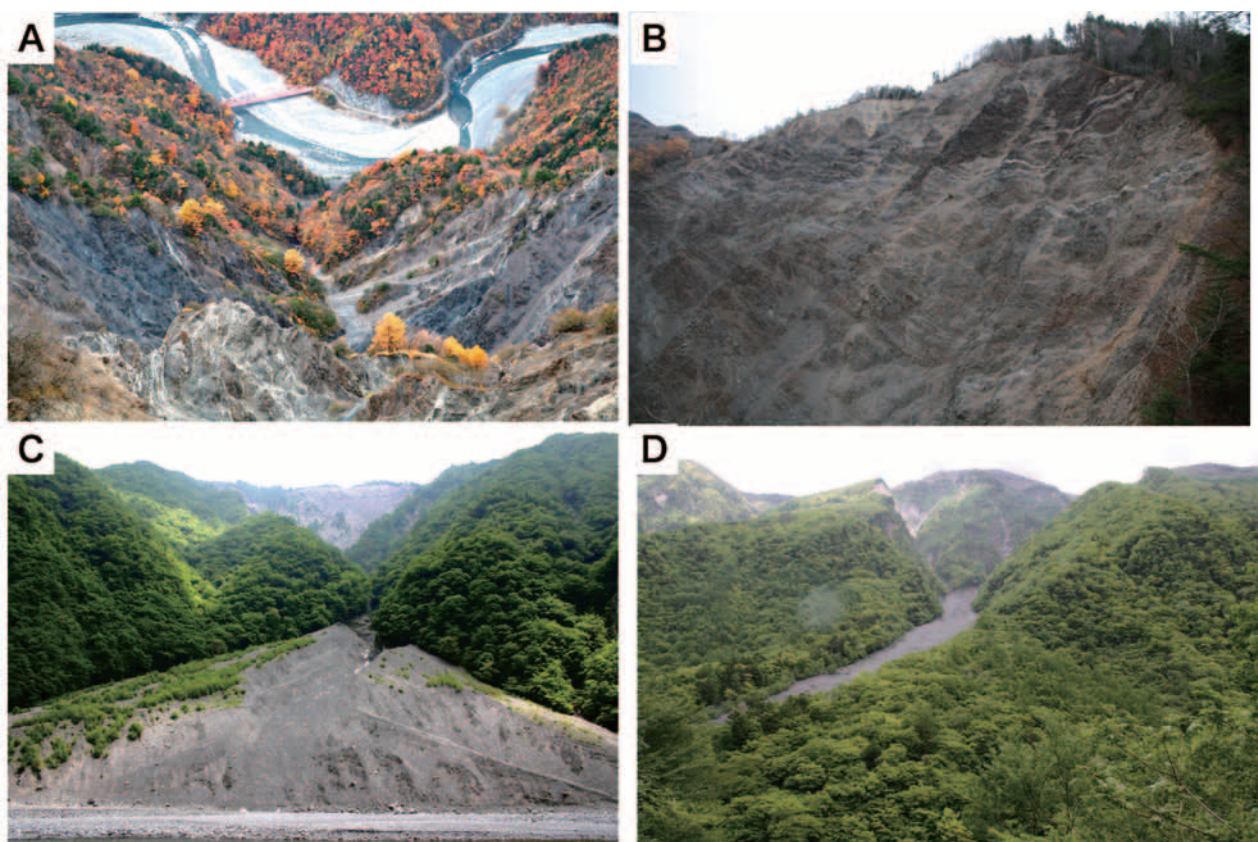


図12 赤崩・ボッチ薙崩壊地の状況。A: 赤崩の頭から崩壊地と大井川を見おろす, B: 赤崩滑落崖に露出する寸又川層群の砂岩泥岩互層, 閉じた転倒褶曲が認められる, C: 大井川河床に形成された赤崩(後方上部)起源の砂礫からなる沖積錐, D: ボッチ薙崩壊地の一部(後方上部)とボッチ薙起源の砂礫からなる植生に覆われた沖積錐。

よって山腹斜面が浸食されて急傾斜化する。この急傾斜化が、それより上部の山腹斜面の不安定化を導き、斜面を構成する急傾斜した地表付近の寸又川層群は斜面下部に向かってお辞儀をするようにして折れ曲がりながら倒れ込む、クリープまたはトッピングの進行である。それと同時に正断層が形成されて、地表面には線状凹地群が発達していき、尾根はつぶされるようにして緩傾斜化する。斜面下部での連続する浸食により、さらにクリープが進行していくと、地層の折れ曲がりの面を滑り面として赤崩の大規模深層崩壊がはじまる。

#### ポッチ薙

赤崩の北方に位置するポッチ薙は、赤崩とはタイプの異なる崩壊地である（図11A, 12D）。畑薙橋から約1km進んだ林道上から、ポッチ薙の一部と崩壊砂礫で作られた沖積錐が観察できる。シャベルでえぐったような典型的な深層崩壊地である赤崩とは異なり、いくつかの小規模な谷の谷頭部付近に多くの崩壊地が発達している。一つ一つの崩壊は小規模だが、崩壊地の集合ということでは赤崩よりも大規模であるが、その全容は東俣林道からは観察することができない。これらの崩壊地から供給された砂礫が一つに合流して大井川本流に流下している。

大井川河床に作られたポッチ薙起源の沖積錐は、図11Aに明瞭に表現されているように、赤崩の数倍の平面積を持ち、円錐形の形態も良く保存されている（図12D）。だが、その大部分は植生に覆われているので、この崩壊地は少なくとも数10年は大規模な崩落を起こしてはいないようである。

#### 赤石渡：寸又川層群砂岩泥岩互層の褶曲群

畑薙橋からの東俣林道は大井川の右岸側を走る。この間に分布する地層は寸又川帯の砂岩優勢互層であるが、特にジオサイトとなるような興味深い露頭は見いだせない。大井川本流と赤石沢との合流点の赤石渡からは、東俣林道は赤石沢の右岸側に移行する（図2, 14）。

赤石渡と赤石ダムサイトの中間付近の林道沿いに、露頭の幅100m以上にわたってほぼ連続的に砂岩泥岩互層（単層10cm前後）が作る褶曲が繰り返しているのを観察することができる（図13）。ここでの褶曲は、半波長数m～10数m程度の閉じた山（シェブロン）型の非対称褶曲である。ほぼ水平な褶曲軸を持ち、褶曲軸面が北西に急傾斜し南東側の翼が逆転する。褶曲波面は北西に緩く傾斜している。

付加体の地質構造の特徴の一つは、種々の褶曲構造が認められることである。寸又川層群の砂岩泥岩互層中には、局所的に露頭規模の褶曲が発達しているのが各所で観察できる。赤崩の崩壊部（図12B）はそのような露頭の一つである。しかしながら、この規模の褶曲構造が林道沿いに簡単かつ連続的に観察できる場所は多くはなく、川根本町の南アルプス林道、蕎麦粒山付近の褶曲（狩野, 2010）と同様に、貴重な場所といえる。道路法面保護工事などで覆われることなく保存したい。

この露頭は見通しの良い直線的な林道区間にあるので、車両の通行に対して配慮しやすいが、落石には注意をほらいたい。また、夏期には草や木の枝葉によって露頭が隠され、褶曲は断続的にしか見られなくなる。この時期に多人数で観察する場合には、邪魔となる草・枝葉を刈り払う必要がある。

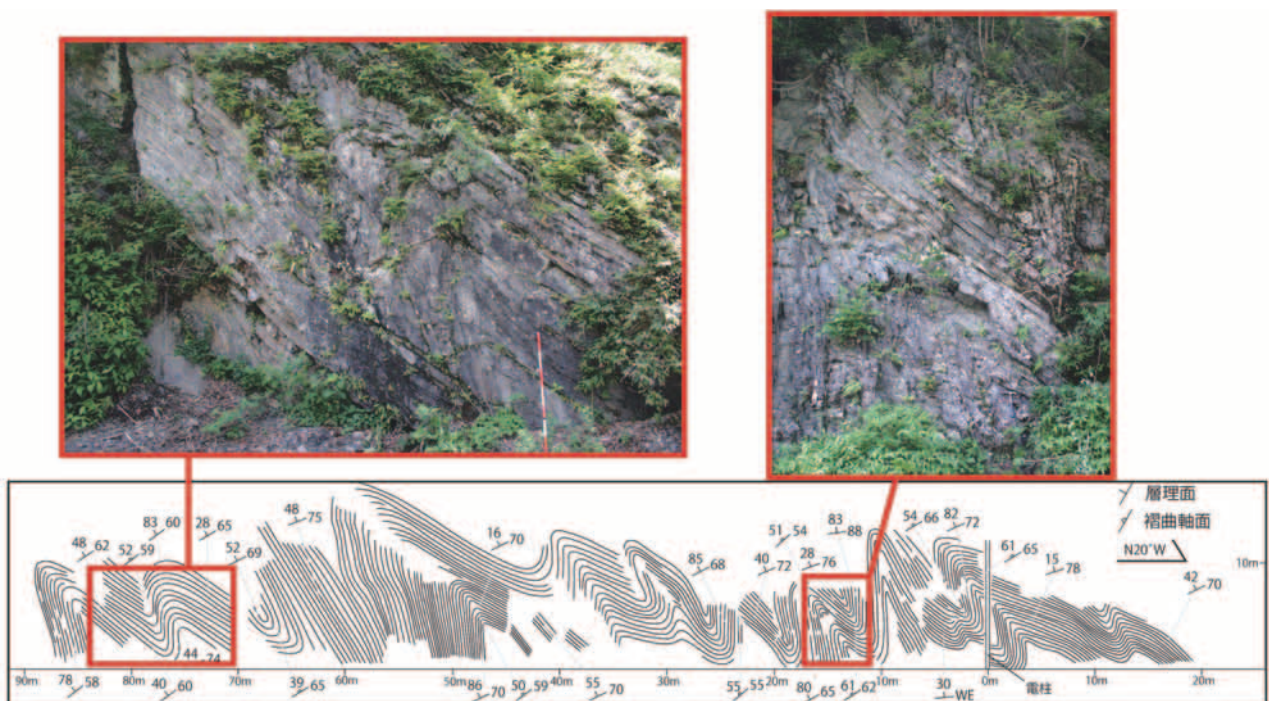


図13 四万十付加体中の褶曲の例（その1）：赤石渡－赤石ダム間の東俣林道での寸又川層群砂岩泥岩互層の褶曲の露頭スケッチと写真。

赤石ダムのダムサイトの直前で林道が方向を南西方向に変えると、正面に上河内岳を望むことができる。林道から上河内岳を望むことができる唯一の場所である。

南東側の寸又川層群と北西側の白根層群との境界の断層は、赤石ダムサイトと聖沢にかかる橋との中間地点付近を通過すると推定される（図14）。しかしながら、林道沿いでは断層露頭は確認できず、さらに両帯の岩相が類似しているために、境界の正確な位置は不明である。

#### 牛首峠

牛首峠は大井川本流と赤石沢とに挟まれた尾根にある峠で、赤石沢と大井川本流との河川争奪が起こりかけている現場である（図14B, 15A）。峠の東側の標高差約80mの急斜面の直下に榎島の平坦地がある。この急斜面は、かつての大井川の曲流の攻撃斜面として形成されたものであるが、現在は浸食にはさらされていない。大井川の現在の流路はより東側に移行し、その結果形成されたのが榎島の低地である。

一方、牛首峠の西側約20m下には赤石沢が流下し、西

向き斜面は赤石沢の攻撃斜面となり、浸食にさらされている。狭い峠をはさんだこのような状況から、赤石沢の流れは榎島を流下して大井川本流に流れ込もうとしている寸前の状況であると判断できる。もし峠を貫通して赤石沢の流路が榎島方向に変更されれば、牛首峠から赤石渡にかけての赤石沢下流部は、河川争奪の結果として廃棄河道となる。

牛首峠からは、赤石沢のV字谷をとおして赤石岳を望むことができる（図15B）。東俣林道上から3000m峰を望むことができる唯一の場所である。峠からは榎島に降りる歩道が整備されている。

#### 榎島周辺

榎島の平坦地は標高1100m、穿入蛇行する大井川が蛇行切断されて廃棄された旧河道跡だと考えられる。ただし、ここには明瞭な環流丘陵は存在しない。現在ここは南アルプス南部の登山基地として利用され、大型の宿泊施設である榎島ロッジ、登山小屋、レストハウス、キャンプサイトなどが揃っている。また、白簾史朗山岳写真

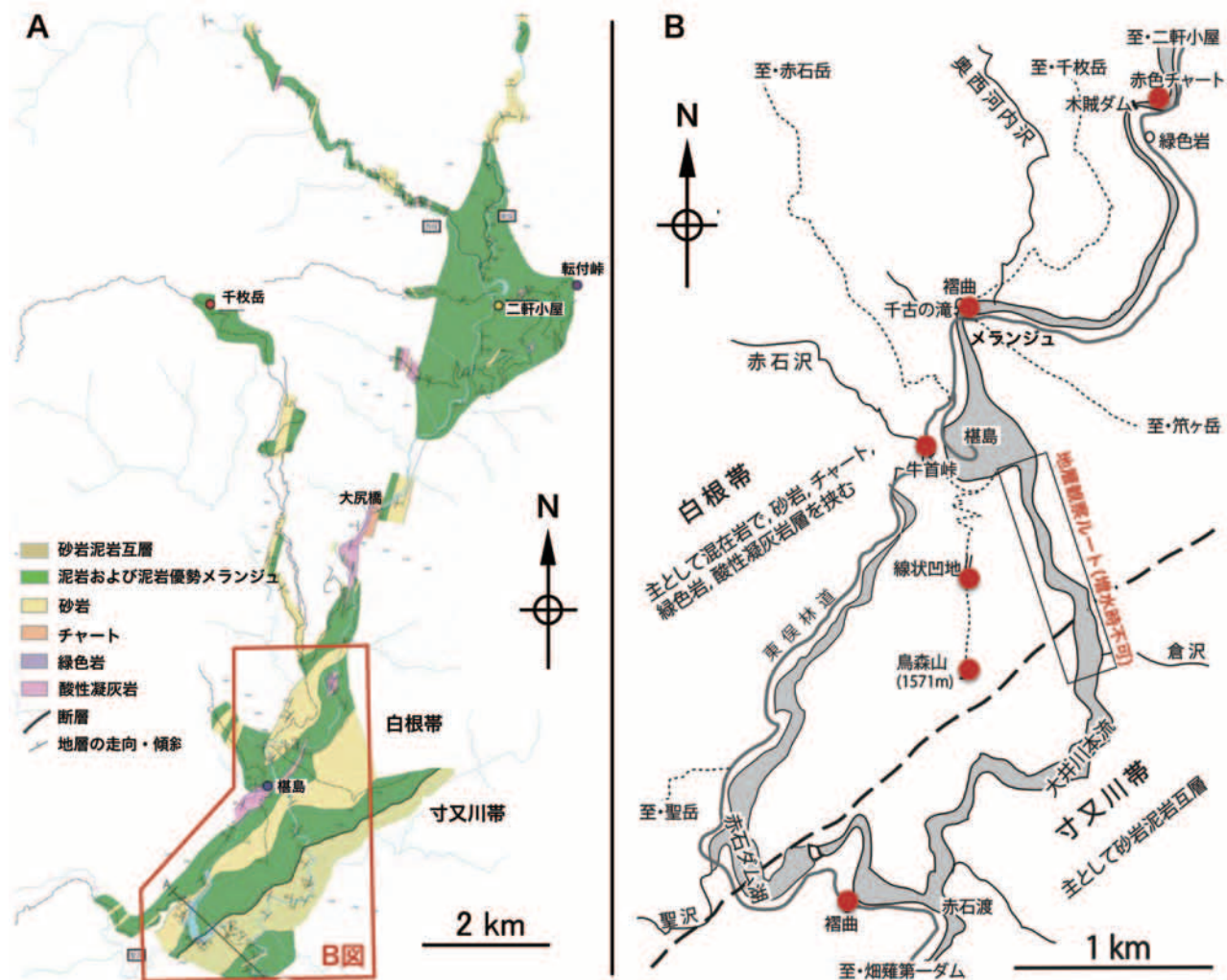


図14 A: 赤石渡ー二軒小屋間の地質図（伊藤，2009MS），B: 赤石渡ー木賊ダム間のジオサイト（赤丸）（狩野，2010）。

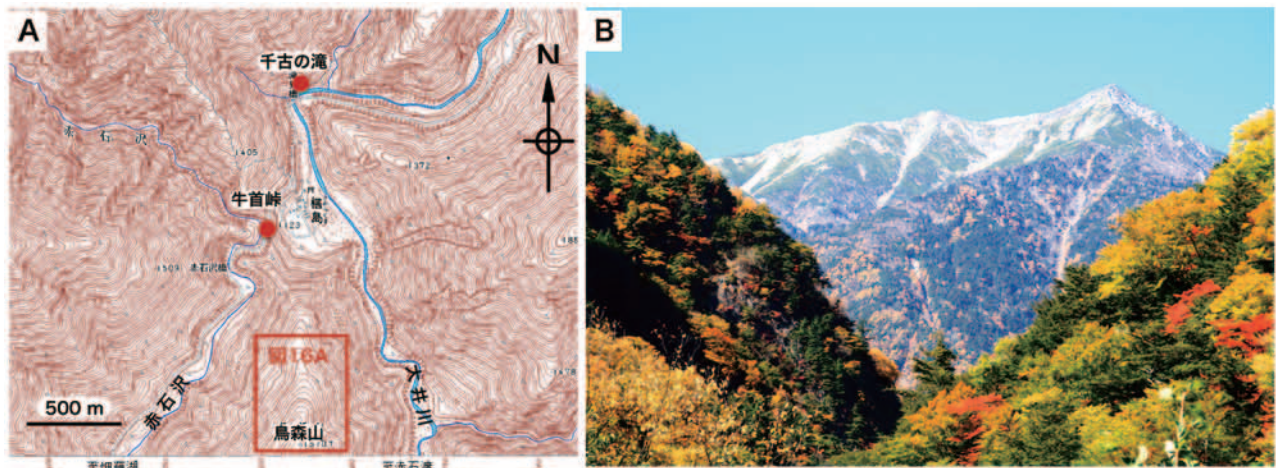


図15 A：樫島付近の地形（国土地理院発行2.5万分の1地形図「赤石岳」の一部）。 B：牛首峠から赤石岳を望む。

館（有料）を見学するのも良い。

この樫島周辺には、徒歩で往復可能なジオサイトがいくつか存在する（図14B）。既に述べた赤石渡の褶曲、牛首峠などがその例である。後述する木賊ダムの海洋性岩石までがその範囲に入る。

#### 鳥森山

鳥森山（1571m）は、周囲を大井川本流と赤石沢に取り囲まれた島状の山で樫島から約90分で登ることができる。南アルプス登山のためのウォーミングアップの場であり、良く整備された歩道なので、適度なハイキングコースでもある。

鳥森山の山頂西側の樹木が伐採されているために、聖岳、赤石岳、悪沢岳の好展望地となっている（図6B）。悪沢岳をこの高度から望める場所は少ない。

このコースでジオとして注目できるのが、標高1400m

前後の尾根上の登山道沿いに認められる全長250m程度、比高4m以下の線状凹地である（図16）。凹地周辺は樹林帯の中なので、写真撮影には余り適さないが、アクセスは簡単なので、地形教材として使いやすい。図16Bに、巻き尺、レーザー距離計、ハンドレベル、標尺を用いて実測により作成した地形断面図を示す。この線状凹地は図4Aの中図および図8と同様なタイプである。

線状凹地は積雪による浸食に伴う地形（雪窪）、あるいは周氷河現象によるものと考えられたこともあった。だが、鳥森山の高度の南アルプスは多雪地ではなく、周氷河現象が強く作用する場所でもなかった。ここでの線状凹地は、重力による山体改変の一例として説明することができる。

#### 大井川河床での四万十帯の地層の堆積構造の観察

地層の内部構造（堆積構造）を観察するには、林道沿いの露頭よりも河床沿いの露頭のほうが適している。露頭は周期的に流水による研磨作用を受けているために、風化していない新鮮な部分を観察できるからである。

樫島から大井川河床に降りて下流に向かって歩く。河床自体はかつては浸食域であったが、現在は堆積域に変化して、砂礫に覆われている。何度も徒渉する必要がある。足場が悪いこと、濡れることを覚悟しておこう。川底を歩いた経験がなければ、経験のある同行者がいたほうが良い。膝下くらいの水量ならば簡単だが、それ以上の水量は危険である。

樫島から倉沢の手前までは、白根層群の泥質岩が優勢なメランジュである。倉沢合流点の手前で層理面が明瞭な砂岩泥岩互層に変化する。この互層は寸又川層群に属し、赤石渡の褶曲の露頭周辺と連続している。寸又川層群の砂岩泥岩互層の程度は場所により異なるが、ここから赤石渡までは砂岩と泥岩が等量程度か、泥岩優勢の互層が多い。互層中の砂岩には級化層理が発達し、地層の上下関係が観察できる。その他の堆積構造がないか観察してみよう。地層は全体に急傾斜し、波長数m程度の閉

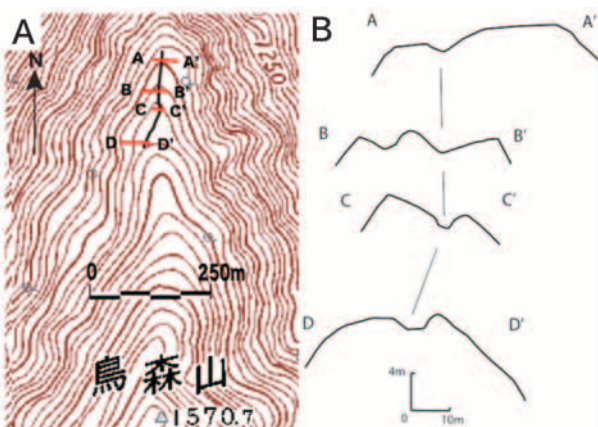


図16 A：鳥森山北尾根上の線状凹地の分布（国土地理院2.5万分の1地形図「赤石岳」の一部）。 B：線状凹地を横断する地形断面図（峰尾，2013MS）

じた褶曲が頻繁に観察できる（図17A）。

互層の堆積構造，褶曲構造をしばらく観察してから，樫島に戻ればよい。あるいは赤石渡まで河原を歩き，ダム取水のために渇水している赤石沢に入り，釣り人がつけた踏み跡をたどって東俣林道に登れば，前述した赤石渡の褶曲露頭である。林道を歩けば樫島までは80分程度である。

#### 千古の滝の褶曲とメラングジュ

樫島から徒歩約10分，滝見橋の千枚岳登山口から徒歩2分で千古の滝と名付けられた小規模な滝の脇を通過する。滝を作る地層は白根帯に属する層理面の保存の悪い単層10cm前後の砂岩泥岩互層である。滝に注目していると通り過ぎてしまうが，滝に向かって左側の露頭をよく見ると，この互層は半波長数m程度の褶曲をしているのに気づく（図17B）。この露頭は，白根帯の地層中の褶曲を最も手軽に観察できる場所である。

また，滝見橋から千古の滝直下の大井川河床を見下ろすと，図18Aのようなメラングジュが露出している。このメラングジュは泥質の基質の中に砂岩の不規則な形態の岩塊がブロック状に取り込まれており，地層としての連続

性は認められない。この露頭の地層は白根層群では典型的な砂岩岩塊を多量に含むメラングジュである。このメラングジュの成因は不明である。

#### 木賊ダム上流の海洋底岩石

木賊ダムのダムサイト上流側約50m先から，作業道を使って一分程度で大井川左岸側の河床に降りることができる。対岸の露頭には，白根層群の主要部分を構成するメラングジュ中に，海洋性物質であったチャートと緑色岩（変質した玄武岩：greenstone）を含む海洋性岩塊が観察できる（図19）。赤石山地の名前の由来となった赤色チャートが東俣林道沿いで観察できるのは，この露頭だけである。ただし，水量が多く徒渉が困難なために，露頭に近づくことができない。岩相を見るには，河床礫で代用しよう。

露頭の右（上流）側と中央やや左には緑色岩が分布する。緑色岩は濃緑色で塊状，枕状構造は観察できない。この緑色岩は木賊ダムの堤体下流側の林道脇の露頭に連続している。露頭の主体は，単層の厚さ数cmの層が明瞭な層状チャートで，赤色を呈する部分と淡緑色を呈する部分とがある。

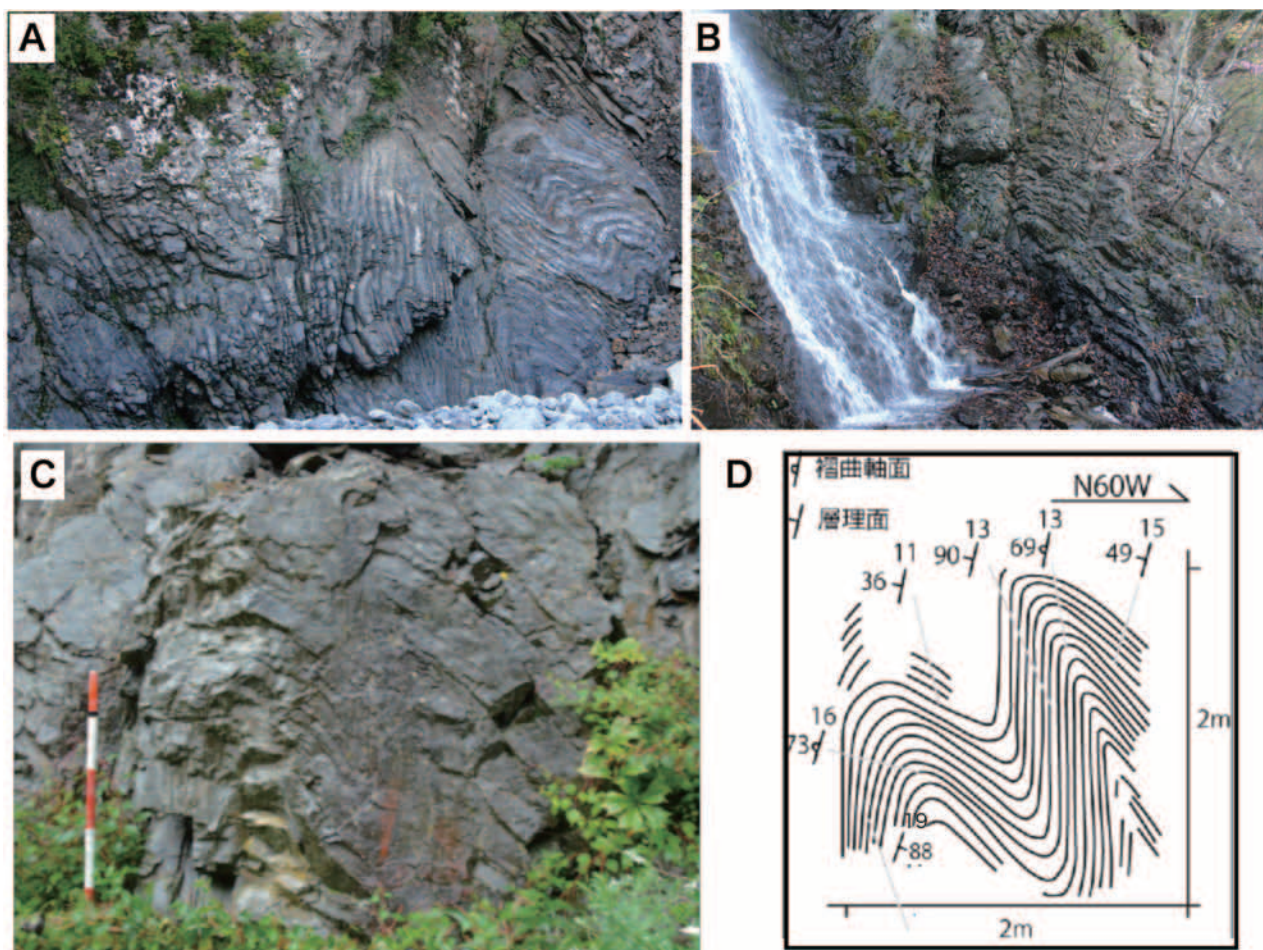


図17 四万十付加体中の褶曲の例（その2）：A：寸又川層群の砂岩泥岩互層の褶曲（赤石渡－樫島間の大井川右岸川河床），B：白根層群の砂岩泥岩互層の褶曲（千枚岳登山口，千古の滝），C：白根層群の白色チャート層の褶曲（大尻橋南詰），D：Cの褶曲のスケッチ。

### おちけつ 大尻橋の層状チャートの褶曲

数cmの単層を持つチャート層が積み重なった層状チャートは、波長数10cmから数mの規模の褶曲を形成しやすい地層である。南アルプスでは上河内岳南西斜面の竹内門に見られる褶曲構造が代表的である。大尻橋南詰では、小規模ではあるが木賊ダムではみられなかった白色の層状チャートの褶曲構造を道路際の露頭で観察することができる（図17C、D；位置は図14A参照）。

### 千枚崩からの扇状地

上千枚沢と大井川との合流点付近には、大井川中・上流域では最大規模の扇状地が形成されている（図20A）。この扇状地は、主として千枚岳の山頂東斜面にある大規模崩壊地の千枚崩から供給された大量の砂礫が、上千枚沢を流下した結果形成されたものである（図20B）。林道からは供給源の千枚崩はみえない。現在、この扇状地内

には土石流防止のために多数の砂防堰堤が設置されている。扇状地の先端部は現在の大井川によって浸食されている（図20B）。このことから見ると、扇状地を形成した土石流による堰き止めによって、上流にダム湖が形成された時期があったことが推定できる。また扇状地より下流側には大井川上流部では最も幅広い全長約1kmに達する堆積平坦面が形成されている（図20A）。

赤崩、ポッチ薙が作る沖積錐の規模と形態を比較することによって、大規模崩壊がもたらす地形変化を実感することができる。この扇状地のより下流側から木賊ダムまでの大井川本流の河床の埋積（図20B）にも、この千枚崩からの土石流による砂礫供給が大きな役割を果たしているものと推定される。

### 二軒小屋周辺

二軒小屋周辺は堰止め湖跡と思われる平坦地をさらに

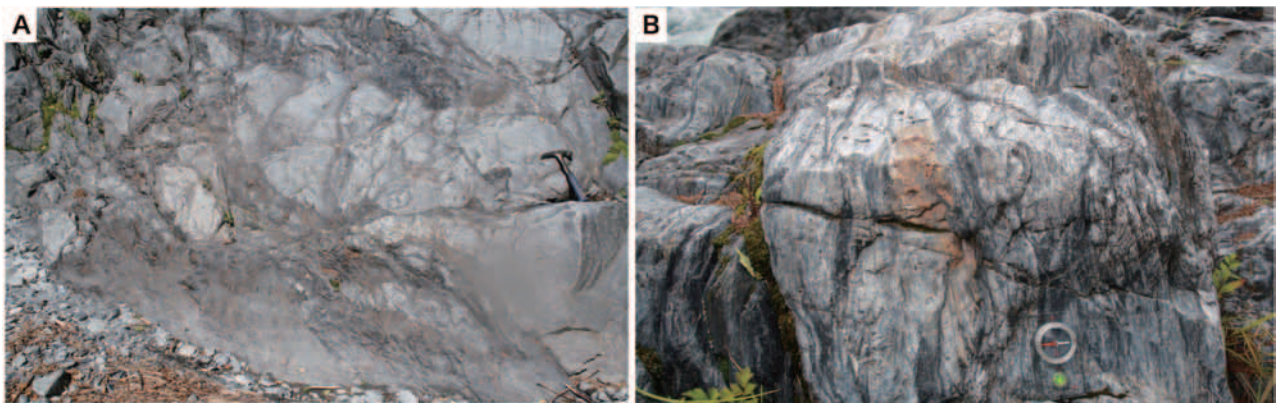


図18 白根層群のメランジュ。A：砂岩優勢互層起源のメランジュ（千古の滝下，大井川右岸側河床），B：砂岩泥岩互層起源の強く変形したメランジュ（二軒小屋付近，大井川左岸側河床）。

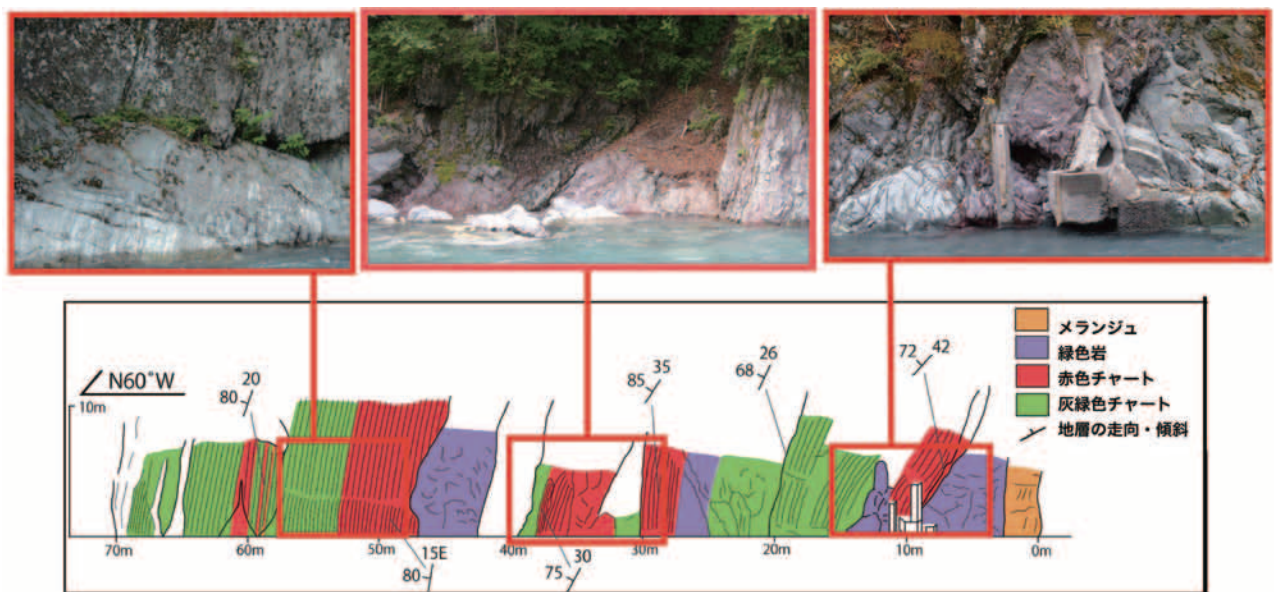


図19 木賊ダム上流，大井川右岸側の海洋性物質を含む白根層群の露頭スケッチと写真。

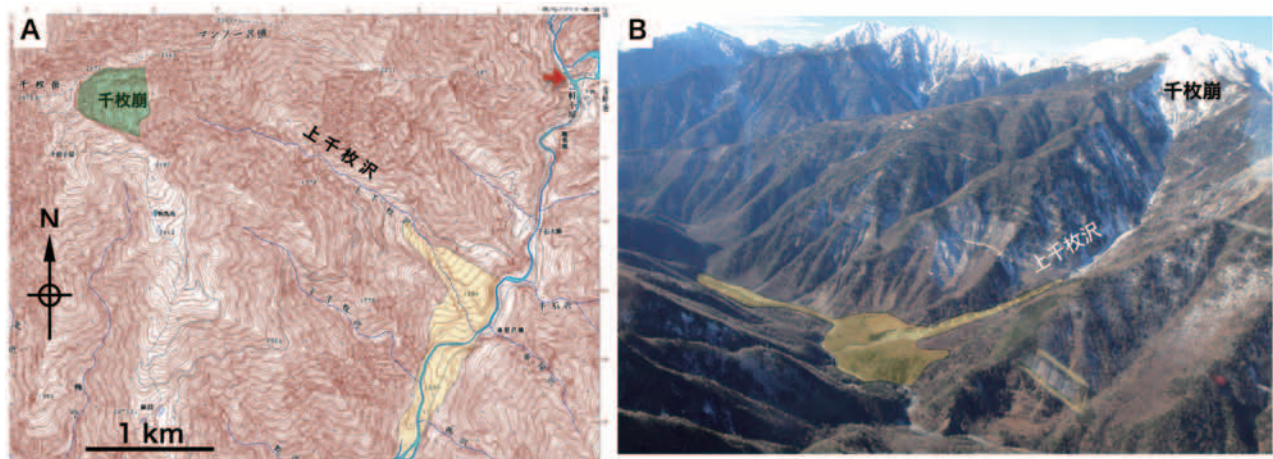


図20 A:千枚崩の崩壊地(黄緑色に塗色)と上千枚沢下流の扇状地と崩壊地起源の砂礫の堆積地(黄色に塗色),および二軒小屋付近の大井川の曲流(右上の赤矢印)を示す地形図(国土地理院 2.5万分の1地形「赤石岳」の一部),B:上空からみた千枚崩とそれ起源の砂礫の堆積地(黄色に塗色),稜線上のピークは左後方から聖岳,赤石岳,悪沢岳。

人工的にならした平地で,二軒小屋ロッジ,登山小屋,特殊東海製紙事務所,作業所などが散在している。

二軒小屋への分岐を過ぎると,左前方に西俣-東俣合流点より下流の大井川本流では唯一の落差10m程度の滝が見えてくる。この滝は本来の大井川の流路ではない。本来の流路は現在の滝の上流から大きく左に蛇行して時計回りに現在の田代ダムを巡る水路から滝の下流側に流れていたのである(図20Aの右上赤矢印)。田代ダムは曲流する大井川をせき止めて作ったダムである。その水位の調節のために,蛇行切断を起こしかけている部分を人工的に削り,滝を作って本流側に水の一部を落としている。いわば,人工的な蛇行切断である。ダムに蓄えられた大井川の水は導水トンネルを通して,山梨県側の内河内川に流れ,発電に利用されている。つまり,この施設より上流の大井川の水は,山梨側と静岡側の両方に供給されている。このダムは中部電力ではなく,東京電力が現在管理している。曲流を活用した水利用は,大井川流域の多くの地点で様々な形式で実施されている。例えば木賊ダムで取水された本流の水は赤石沢を通じて赤石ダムに流されているが,その間の高度差を利用して発電をしている。二軒小屋はこのような水理が狭い範囲で見られる場所である。

滝の手前200m位の林道から大井川左岸河床に降りると,白根層群のメランジュが好露出している(図18B)。ここのメランジュは,砂岩と泥岩の互層が南北方向に引き延ばされて千切れたような組織を持っている。地下深部での剪断作用によって形成された構造的メランジュであると考えられる。

#### 伝付峠周辺

早川支流の内河内川を遡り伝付(転付)峠(2020m)に至る区間の登山道は,かつて山梨側の早川沿いの新倉から,南アルプス南部に入山するための代表的な通過ルートであった。東俣林道が建設され,二軒小屋まで東海フォ

レストの送迎バスが運行されるとともに,この登山道の使用頻度が減ってきた。

二軒小屋から伝付峠間の登山道は良く整備されており,2時間程度の登山(ハイキング)で伝付峠に着く。登山道の下部は,二軒小屋周辺の自然観察周遊路の一部でもある。登山道の下部(西部)は白根層群の泥質岩,上部(東部)は犬居層群の泥質岩からなるが,両者の岩相が類似しているために,登山道および転付管理林道沿いでは,その境界の位置は不明である。

登山道および伝付峠自体からの展望は樹林帯内にあるために良くない。峠から約500m北の2040m付近の幅広い笹原の稜線上に設置された展望台からは,西方に大井川の峡谷を挟んで千枚岳,丸山,悪沢岳,赤石岳,聖岳,上河内岳などが一望できる(図6A)。また富士山の好展望地でもある。

峠からその南方500mにかけては,長さ数100m,深さ数mの船底状の線状凹地が数列並び,合流・分岐しながら配列している(図21)。凹地群は東西の最大幅100m程度の全体的にはほぼ平坦な稜線を作り,尾根が自重でつぶれていくような形態を持っている。前述した山伏南方や鳥森山の線状凹地よりは,はるかに大規模かつ複雑で,図4Aの左図のタイプにあたる。また,大井川側に系統的に落下しながら階段状の凹地群を作る赤崩の上方とは異なる形態をもつ。

東俣林道から入る稜線につけられた東海フォレストの管理林道は,現在は車両の運行はほとんどない。稜線上の部分を除けば落石が多いので,歩行する際には十分な注意が必要である。峠から管理林道が大井川側に下ると,千枚岳崩れや,大井川西俣のV字谷を通して塩見岳が展望できる。また途中,林道脇の露頭で,半波長数cm程度の小褶曲を伴う犬居帯の結晶片岩化した泥質岩が観察できる。

林道が最も北に張り出した地点から,斜面の踏み跡を登ると2~3分で登ってきた登山道に簡単に移動できる。

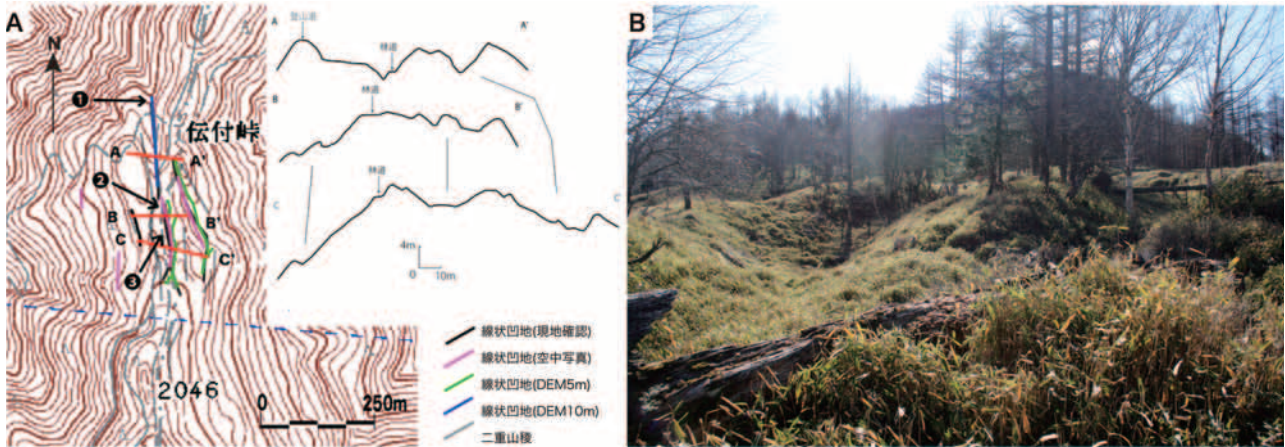


図21 伝付峠南方の複合線状凹地。A：分布図（国土地理院 2.5万分の1地形図「新倉」の一部）と線状凹地を横断する地形断面図（峰尾，2013MS）（凡例のうち，上4つはリニアメントの判別手法），B：線状凹地の一部の写真（A-A'断面付近から南方を撮影）。

この地点より下側の林道は展望が悪くなり、降りきるのに時間がかかるので、登山道を経由して二軒小屋に戻ったほうが良い。

## まとめ

本報告書では3つのジオツアーコースを想定し、それらのコースでの見学地点を紹介してきた。これらのコースはそれぞれ独立したものではなく、南アルプス登山やエコツアーと組み合わせることによって、より多彩なツアーが組めるであろう。

富士見峠から井川湖を経て田代に至るコースは大井川に沿い、西山平周辺の地形や井川湖の景観とダム堆砂が中心である。西山平の地形は大井川の曲流と河川の争奪現象を理解していないと、いきなり説明されても、一般の方々には興味深いものではないかもしれない。道路状態は良好なので、説明をしながら通過するだけでも良い。

勘行峰コースは、高標高の山岳林道を走るコースで、南アルプス南部の景観が手軽に楽しめる。笹山、山伏へのハイキングを組み合わせると半日コースとなる。ただし、悪天候だと展望が得られない。また生活道路ではないために、このコースは常に全線走行可能とは限らない。事前の確認が必要である。

性格の異なる井川－田代コースと勘行峰コースは周回できるので、田代－畑薙ダム間とあわせれば一日のツアーとなる。全体として、この周回コースはジオの中では地質的要素よりも地形的要素のほうが大きい。この周回コースでは林道小河内－雨畑線の状況も事前確認が必要である。

沼平から上流側の東俣林道は一般車の進入が禁止されている。畑薙橋上流の赤崩の沖積錐までは徒歩1時間強である。赤崩は深層崩壊と地形改変などが実感できるきわめて優れた教材であり、赤崩の頭からの南アルプスの展望も良好である。赤崩の頭への登山は、沼平から徒歩で往復すれば一日コースである。

沼平から榎島、二軒小屋まではジオサイトが林道ぞいに点在しているが、離れている場所もあるので、徒歩で廻るのに適さない。登山客の少ない時期に東海フォレストと協力し、その送迎バスを利用すれば、効率よいジオツアーが組み立てられる。ただし、榎島周辺のジオサイトのうち「赤石渡の褶曲」から「木賊ダムの海洋性岩石」の間は比較的サイト間の距離が近いので、半日～1日の徒歩コースを作ることも可能である。榎島周辺の露頭は、小規模なものが多く好露出しているとはいいがたい。だが、付加体の構成要素を比較的狭い範囲で簡単に観察できるという点では良い場所である。

いずれにしても、東俣林道コースでは南アルプスの景観を楽しむために、鳥森山、もしくは伝付峠への半日ハイキングを組み込みたい。この場合は、榎島もしくは二軒小屋での宿泊が必要である。赤崩の頭への登山や勘行峰コースの山伏へのハイキングを加えれば2泊は必要となろう。

なお、リニア中央新幹線の南アルプストンネルの工事が始まろうとしている。この工事に伴って、県道60号線および東俣林道周辺の状況が大きく変化する可能性がある。これに対しては、現況ができるだけ保全されるように見守っていく必要がある。

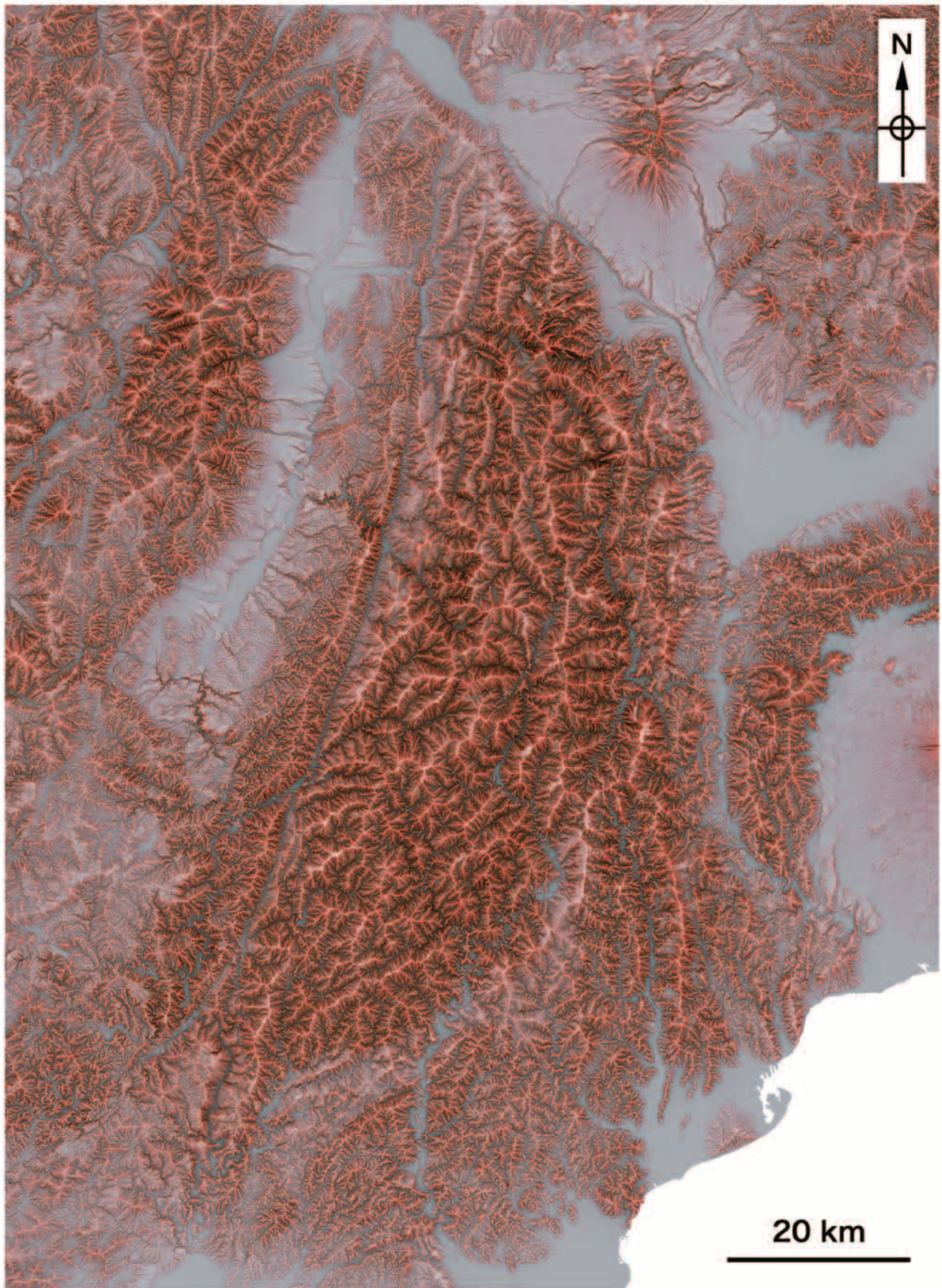
## 謝辞

本報告に要した費用の大部分は、静岡市委託調査事業費に依存している。静岡市環境総務課ならびに静岡市南アルプス世界自然遺産登録推進協議会・総合学術検討委員会の方々、東海フォレストサービス事業部の武村功部長および榎島ロッジの方々には調査に際して様々な便宜を図っていただいた。静岡大学理学部地球科学科、峯尾大樹氏の卒業論文関連資料の一部を活用させていただいた。付録の赤色立体地図は、アジア航測(株)による。空撮については、静岡朝日テレビと東邦航空株式会社にご協力いただいた。本原稿は飯田市美術館の村松 武学

芸員と和田秀樹静岡大学名誉教授に校閲していただいた。  
これらの方々と機関のご協力に感謝する。

## 引用文献

- 地学団体研究会・編 (1996), 新版地学事典, 平凡社, 1143p.
- 千木良雅弘 (1995), 風化と崩壊—第3世代の応用地質, 近未来社, 204p.
- 千木良雅弘 (2007), 崩壊の場所—大規模崩壊の発生場所予測, 近未来社, 257p.
- Chigira, M. & Kiho, K. (1994), Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Engineering Geology*, **38**, 221-230.
- 伊藤圭太 (2010MS), 南アルプスをジオパークに〜大井川上流部, 榎島周辺でのジオサイト・ジオツアーコースの設定〜, 2009年度静岡大学理学部地球科学科卒業論文, 本文12p + 図表.
- 狩野謙一 (2010), D. 大井川流域. 土 隆一編, 静岡県地学のガイド (新版)], コロナ社, 105-124.
- 狩野謙一・村松 武 (2003), 赤石山地南部の四万十帯, 日本地質学会第110年学術大会見学旅行案内書, 67-81.
- Kano, K. & Matsushima, N. (1988), The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of SW Japan. *Modern Geology*, **12**, 97-126.
- Kano, K., Nakaji, M. & Takeuchi, S. (1991), Asymmetrical melange fabrics as possible indicators of convergent direction of plates: a case study from the Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan. *Tectonophysics*, **185**, 375-388.
- 松本繁樹 (2014), 静岡の川—急流・暴れ川の大井川・安倍川・天竜川・富士川—, 静岡新聞社, 332p.
- 峰尾大樹 (2013MS), 赤石山地中部の線状凹地, 2012年度静岡大学理学部地球科学科卒業論文, 本文12p + 図表.
- 目代邦康・千木良雅弘 (2004), 赤石山脈南部, 大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形, 地理学評論, **77**, 55-76.
- 村松 武 (2001), 赤石山地の放散虫化石と地質, 村松 武・四方圭一郎・下平 勉・編, 「南アルプスの山旅—地形・地質観察ガイド—」, 飯田市美術博物館, 103-108.
- 村松 武・四方圭一郎・下平 勉・編 (2001), 「南アルプスの山旅—地形・地質観察ガイド—」, 飯田市美術博物館, 118p.
- 南アルプス世界自然遺産登録協議会・総合学術検討委員会・編 (2010), 南アルプス学術総論, 134p. [http://www.city.shizuoka.jp/000096216.pdf#search= '南アルプス学術総論'](http://www.city.shizuoka.jp/000096216.pdf#search=南アルプス学術総論)
- 新妻信明・石渡 明・小嶋 智・竹内 誠・荒戸裕之・海野 進・榎並正樹・狩野謙一・鈴木和博・東田和弘・立石雅昭・延原尊美・野澤竜二郎・原山智・星 博幸・三宅 明 (編), 2006: 日本地方地質誌4「中部地方」, 朝倉書店, 564p.
- 大森博雄 (2001), 日本島山地における隆起と浸食のダイナミックス, 月刊地球/号外, **32**, 14-21.
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2003), 20万分の1地質図幅「甲府」, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 鮫島輝彦 (1970), 資料: 安倍川流域の地学案内, 日本地質学会第77年全国大会記念「安倍川流域の地質と井川ダム」, 静岡県地学会, 1-15.
- 静岡県総合開発事務局・静岡県商工会 (1952), 安倍川及び大井川上流における地下資源開発調査報告書, 72p.
- 末岡 茂・Kohn, B.P.・池田安隆・狩野謙一・堤 浩之・田上高広 (2011), 低温領域の熱年代学的手法に基づいた赤石山脈の隆起・剝削史の解明, 地学雑誌, **120**, 1003-1012.
- 杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚 治・及川輝樹・高田 亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫 (2010) 20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎」(第2版), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 徳峰庄一郎・久田健一郎 (2005) 大井川上流域 (井川湖〜畑薙湖) に分布する四万十帯の地質, 筑波大学農林技術センター演習林報告, **21**, 33-44.
- 戸塚孝一郎 (1973), ねじきりの里, 瀧書房, 117p.
- 土 隆一 (編), 黒田 直・狩野謙一・茨木雅子 (調査・資料収集) (1986), 静岡県地質図 1:200,000 (改訂版), 内外地図株式会社.
- 山田哲雄・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田勇治・菅家延征・木下房男・出町 恵 (1983), 赤石山地北部の四万十帯, 地球科学, **37**, 329-348.



付録 赤石山地およびその周辺の赤色立体地図（アジア航測株式会社作成）。

