

紀伊山地上空から捉えた付加体の地質構造と山岳地形

木村克己・八木浩司

深田地質研究所

Mountainous terrain and geology of accretionary complexes captured from above the Kii Mountain Range

KIMURA Katsumi, YAGI Koji

Fukada Geological Institute

要旨：2023年2月下旬の残雪期に、紀伊山地とその隣接地における以下の6種類の特徴的な地形・地質を空撮によって捉えてその解説を行った。(1) 大普賢岳東斜面に露出した秩父帯付加体のチャート・砕屑岩の覆瓦構造、(2) 大台ヶ原の高位侵食平坦面と谷頭侵食で生じた急崖、および断裂系による組織地形、(3) 池郷川流域における東北東-西南西方向の断層地形、(4) 2011年紀伊半島大水害で発生した十津川流域の深層崩壊群、(5) 高野山の高位平坦面と谷頭侵食地形、(6) 中央構造線沿いの五条谷断層と根来断層の右横ずれ変動地形。

キーワード：空撮、大峰山脈、秩父帯、四万十帯、付加体、直交節理、深層崩壊、五条谷断層、根来断層

Abstract: In late February 2023, during the remaining snow period, an aerial survey was conducted to capture and explain the following six distinctive topographical and geological features mainly in the Kii Mountain Range:

(1) The imbricate structure of chert and clastic rocks of the Chichibu accretionary complex exposed on the eastern slope of Mount Daifugen-dake. (2) The high-level erosional flat surface and cliffs formed by valley head erosion, and the organized terrain caused by fault systems in the Odaigahara plateau area. (3) The northeast-southwest oriented fault topography in the Ikego River basin. (4) The deep-seated landslide group in the Totsukawa River basin, which occurred during the 2011 Kii Peninsula flood damage. (5) The high-level flat surface and valley head erosion topography of the Mount Koya area. (6) The right-lateral displacement tectonic landform caused by the Gojodani and Negoro faults along the Median Tectonic Line.

Key words: aerial photography, Mount Omine Range, Chichibu Belt, Shimanto Belt, accretionary complex, orthogonal joints, deep-seated landslide, Gojodani fault, Negoro fault

1. はじめに

紀伊半島の脊梁をなす大峰山脈は、標高千数百メートル級の山々が続き、手つかずの雄大な自然にめぐまれている。同山脈は吉野熊野国立公園の

中心をなし、修験道の聖地としてもよく知られている。大峰山脈を縦走する大峰奥駈道は、2004年に世界遺産に登録された「紀伊山地の霊場と参詣道」の一部をなす。このような大峰山脈とその隣接地域は、地質的にも、四万十帯の付加複合岩

類の上に低角度のナップ構造をなす秩父帯の付加複合岩類が仏像構造線を介して衝上しているという点で重要な地域である。

しかし、このようなダイナミックな地質構造も、ヒマラヤやアルプス山脈のような植生のない高山地域とは異なり、日本の湿潤温帯の気候で植生限界より低い山地では植生で覆われて目視できないのが通常である。それが目視できれば、地質学関係者の創造性が養えるばかりでなく、一般の人々にも、日本列島の地質の魅力を感じ理解してもらえるに違いない。

本報告では、大峰山脈とその隣接地域に展開される付加体や断層、および高位平坦面、侵食前線、深層崩壊などの地形を空撮で捉えた写真を撮影し、その解説を行う。空撮の対象としては、上記の秩父帯の覆瓦構造に加えて、隣接地域における高位侵食平坦面と谷頭侵食による急崖、断裂系と組織地形、2011年紀伊半島大水害で発生した深層崩壊、中央構造線の横ずれ断層を含めた。

今回の空撮の実施は次のようなきっかけで始まり、空撮の計画が立てられ実行日が判断された。

年初に深田地質研究所での談話中、千木良理理事長から「大峰山脈大普賢岳の急崖に付加体の構造が見えるのでは」として、空中斜め写真が木村に紹介された。2010年に深層崩壊の空撮を行った際に大台ヶ原上空から撮影されたものだった。撮影時期は1月の積雪期で、適度な雪を被った急崖斜面に地質構造が浮き彫りにされており、北に傾く覆瓦構造のような構造が見える。地質図と比較すると、仏像構造線のすぐ上盤に位置する秩父帯のチャート・砕屑岩ユニットに発達する覆瓦構造に相当することがわかった。数キロ四方の広範囲にわたる付加体の覆瓦構造の写真は知られていない。残念ながら画像が明瞭ではなかった。後日ラウンジで千木良理理事長とその話をしていると、

八木も話の輪に入り、もう一度飛んでみてはどうかと提案された。八木は「図説 空から見る日本の地すべり・山体崩壊」(八木・井口, 2022)を執筆するほどで説得力がある。すぐに話はまとまり、木村と八木で今年2-3月の残雪期に空撮する計画を立てることになった。

飛行場は撮影場所に最も近いことから八尾空港とし、航空会社は八木が過去の空撮で実績のある第一航空株式会社を選んだ。問題は、天候の見極めだった。対象とする斜面が東向きなので、午前中の時間帯で、雲がなく無風に近い晴天の日を予測する。そして、搭乗時間が確保できるように航空会社と日程を調整し、実行日を選ぶという難しい判断が求められた。これらの予測・判断は、過去10年間の2-3月の大峰山城・上北山村における晴天・日照時間記録を検討して、2月半ば頃から下旬を第一候補として移動性高気圧の動きをみながらスタンバイすることとなった。2月20日に明後日朝決行という八木の判断で、21日夜に現地に向かった。翌朝八尾空港上空はどんより曇っていたが、空港内で待機中、紀伊山地の方がよく晴れて空撮に好条件との情報が航空会社担当者からもたらされ、9時30分過ぎに発進することになった。

こうして、2023年2月22日午前9時43分から2時間17分の空撮が実施された。搭乗機は、遊覧飛行でよく使われているセスナ172(図1A)で、最大4人乗り、巡行速度約180km/hである。前列右席(図1B)にナビゲーターとして八木が、後席に写真担当として木村が搭乗した。セスナでの写真は、後席の左側にA4サイズほどの撮影窓(図1C)があり、必要に応じて窓枠を手で開けることができる。離陸時の大阪上空では曇り空であったが(図1D)、紀伊山地上空は雲一つない晴天となった(図1B, C)。



図1 搭乗したセスナ機と機内・機外の様子. A: 八尾空港で搭乗したセスナ機, B: セスナ機の前席, C: セスナ機の後席左側の撮影窓, D: セスナ機から捉えた大阪の二上山.

2. 空撮の対象と航路計画

空撮の対象としては、当初の「大普賢岳東斜面の秩父帯付加体の覆瓦構造」に加えて、その空路上にある興味深い地形・地質として、「大台ヶ原の高位侵食平坦面と急崖斜面」、「池郷川流域の断層地形」、「十津川流域の深層崩壊」、「高野山の高位平坦面と谷頭侵食」、「中央構造線断層帯の変動地形」を加えて、合計6箇所になった。そこで、約2時間あまりの飛行空路をこれらの地点を通るように地図上に描いた。セスナの巡行速度は約200 km/hなので、航路長は400 kmの範囲内となる。飛行機の左側から写真を撮るので、太陽の光の向きを考慮する必要があった。図2Aがそうした考

慮をした上で計画した航路図である。

航路では、まず、大普賢岳を目指し、その南を迂回して東斜面側で、反時計回りで回転したのち、大台ヶ原に向かう。そこでは大台ヶ原と東ノ川谷頭部の急崖斜面を左手にして、反時計回りで回転する。つぎに池原ダムを目印に東ノ川沿いに下り、大峰山脈の池郷川流域と地藏岳・涅槃岳を目印に、時計回りで回転する。その後、大峰山脈を横断し、栗平の深層崩壊地を目印に、反時計回りに回転し、十津川沿いの宇宮原、長殿、川原樋川、赤谷の深層崩壊を中心に、反時計回りに回転して飛ぶ。その後、高野山を目印にその南側を通過して、和歌山平野上空に出て、和泉山脈南斜面麓の根来断層上空を飛んで、飛行場に戻る。

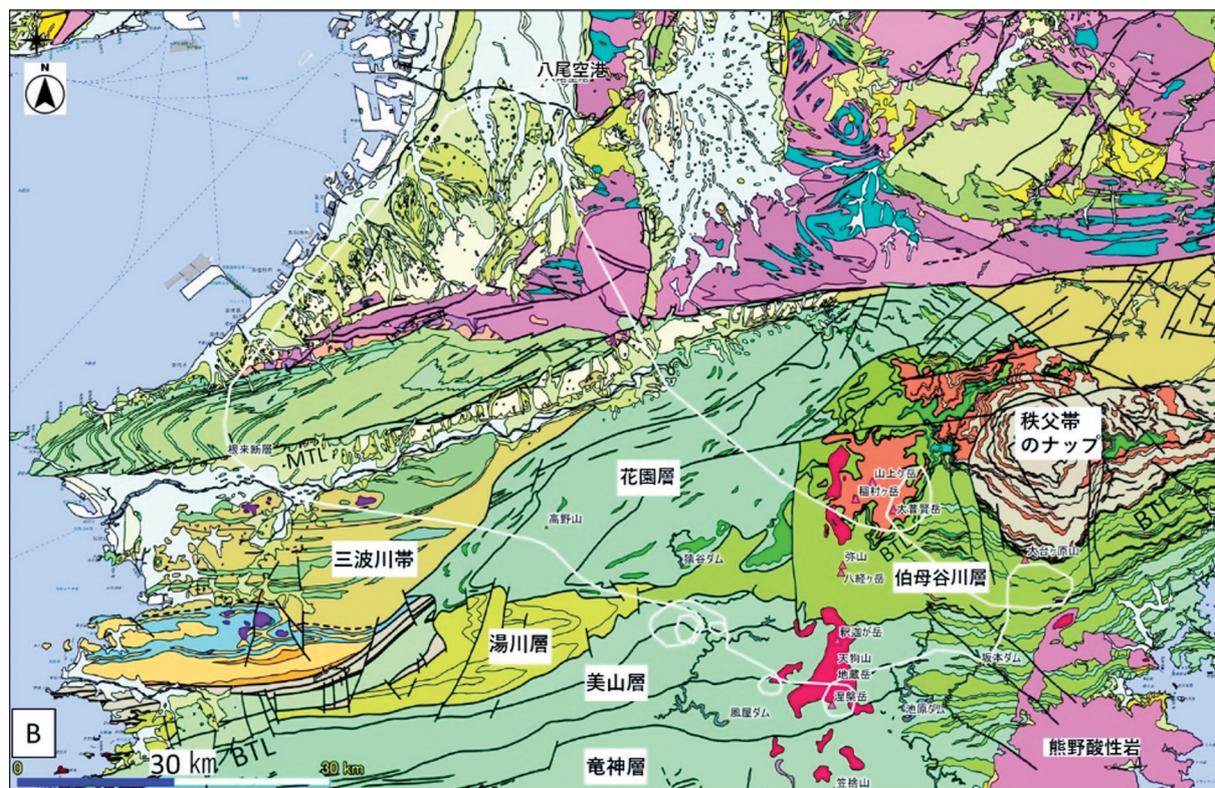
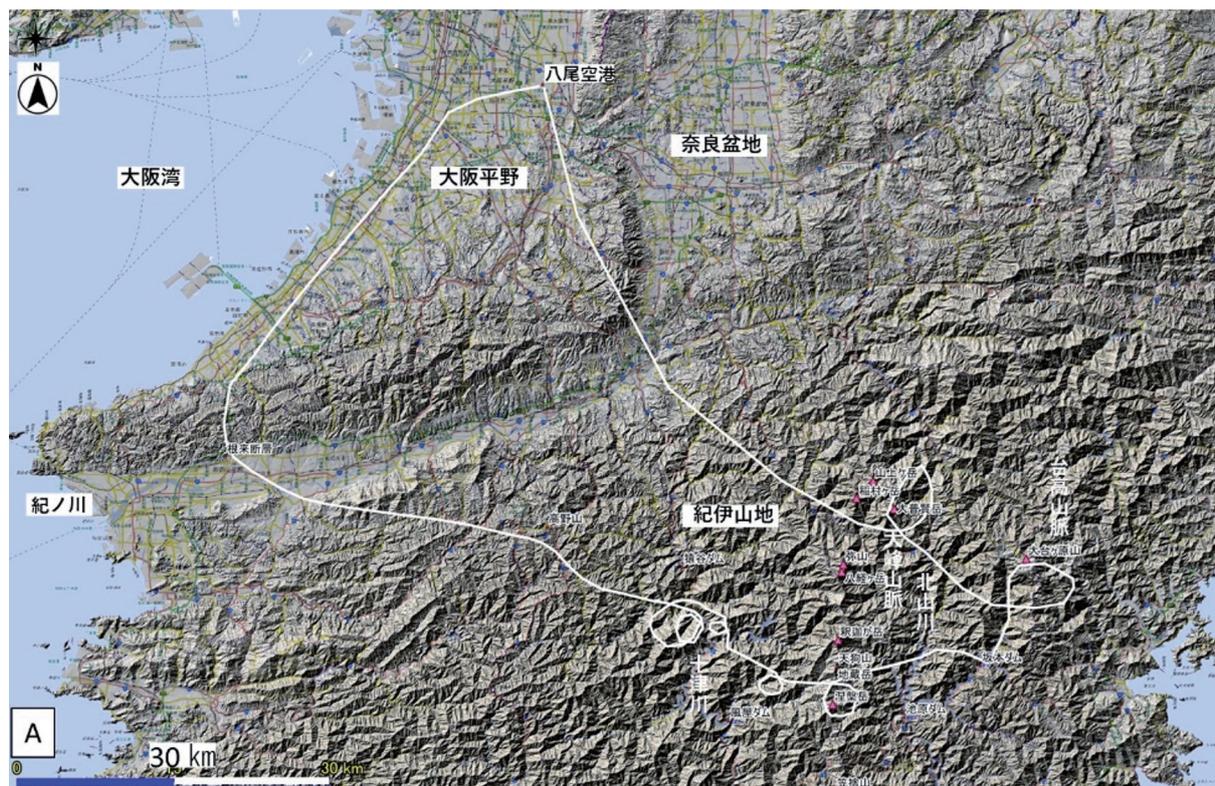


図2 紀伊山地周辺の地形・地質と空撮航路。A: 地理院の標準地図と地形陰影図 (QGIS で作成) との重合, B: シームレス地質図 (産総研, 2023)。白線: 空撮の航路, MTL: 中央構造線, BTL: 仏像構造線。図には地名, 地層名を追記。

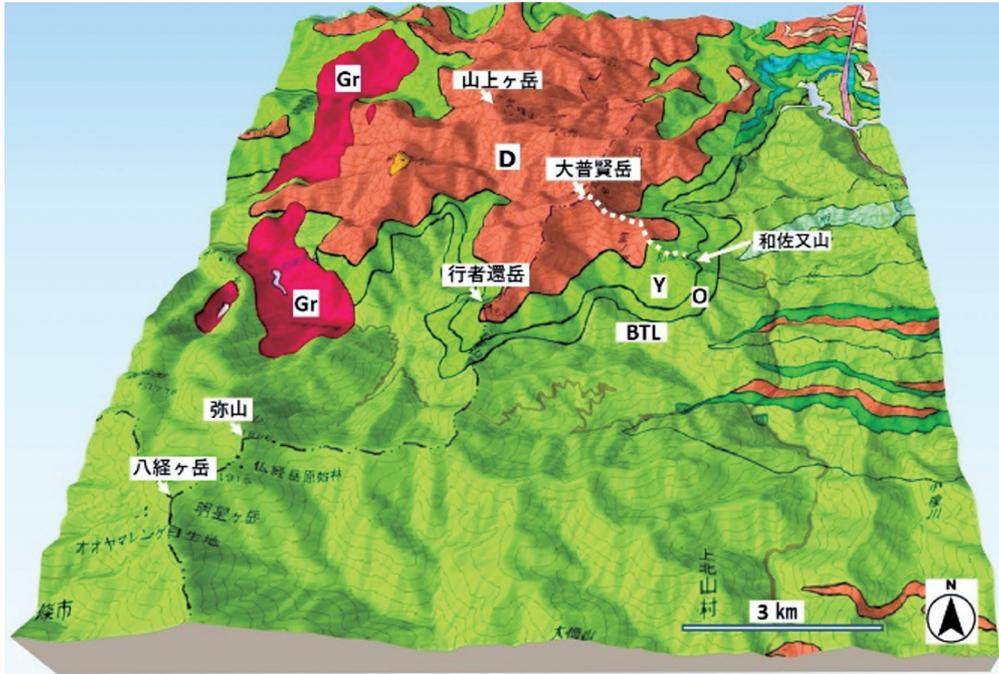


図3 大峰山脈北部の地形と地質。図は地形陰影図に20万シームレス地質図(産総研, 2023)を重ねて作成した3Dモデル。D:大普賢岳コンプレックス, Y, O:メランジュのコンプレックス, BTL:仏像構造線, 破線は和佐又山から大普賢岳への登山道。

この航路は、地質図上では、内帯と外帯とを画する中央構造線を越えて、秩父帯・四万十帯との境界をなす仏像構造線付近を初めに旋回し、つぎに四万十帯美山層・大峰花崗岩付近を横断し、帰路で再び中央構造線を越えるルートとなっている(図2B)。

3. 地形モデルの作成手法

空撮地点の地形・地質の概要を説明するために、QGISなどの地理空間情報システムを用いて各種の地形モデルを作成した。作成時に利用した地形データは、国土地理院が提供する基盤地図情報の5mDEMと10mDEMの数値標高モデル(国土地理院, 2023a), WEBマッピング配信による標準地図(国土地理院, 2023b)である。地質図は、産業技術総合研究所地質調査総合センター提供のシームレス地質図(産総研, 2022)である。

主な地形モデルとしては、数値標高モデルをデータとして地形陰影図・傾斜量図・等高線を作成し、3Dモデル化や標準地図、地質図を重ね合わせた。

4. 大普賢岳東斜面の秩父帯付加体の覆瓦構造

4.1 概要

大普賢岳(1780m)は大峰山脈の北部に聳える名峰で、いくつもの鋭い峰が立ち並ぶ。吉野から熊野三山へつながる修験道である大峰奥駈道の中間地点に位置する。周辺の地質図を図3に示す。以下の地質の説明は主に大和大峯研究グループ(2005)に基づく。

大普賢岳周辺の地質は低角な構造をなしてスラストで平行に重合する秩父帯のジュラ紀から前期白亜紀に形成された付加複合体で構成される。秩父帯の基底は、仏像構造線(BTL)で境されて、四万十帯の主に後期白亜紀に形成された付加複合

体の上位に重なる。大普賢岳付近の地質体は秩父帯の大普賢岳コンプレックスと呼称され、チャートとその上位に重なる砕屑岩が層序単元をなして、スラストで繰り返す覆瓦構造をなすことで特徴づけられる。それより下位の秩父帯はチャートや玄武岩、砂岩などの岩塊が泥岩基質中に混在している混在岩相（メランジュ）を呈している。大普賢岳へは、中腹の和佐又山（1344m）近くのキャンプ場まで車で行き、そこから大普賢岳までの登山道が延びる（図3）。同ルートの詳細は、大和大峯研究グループ（2005）に掲載されたルートマップが参考になる。

写真で捉えた山地の濃淡の縞模様は、岩相の違いだけでなく、植生の違いの影響も受けるので、その概要を環境省の自然環境調査（1999–2013年）（環境省自然環境局生物多様センター，2023）を参考に整理しておく。大峰山地の高地の植生は、

主に、冷温帯針葉樹林のツクシシヤクナゲーヒノキ群集、落葉広葉樹林のウラジロモミ・ブナ群集、シラキ・ブナ群集、二次林のブナ・ミズナラ群集からなり、標高1400m付近より上位に前二者が、以下に後二者が主に分布している。また、山麓域や谷沿いを中心に、スギが密集した植林地が広がっている。ツクシシヤクナゲーヒノキ群集は高木層にツガやウラジロモミを主体とする常緑性の針葉樹林群が覆っているのに対して、シラキ・ブナ群集、ブナ・ミズナラ群集はブナ・ミズナラなどの落葉性広葉樹が主体となる。稜線や斜面の岩壁の乾性立地には1400mよりも低いところでも、常緑性針葉樹林が優占する。今回空撮した2月の冬期の残雪期において、常緑性針葉樹林が卓越すると、針葉樹の葉っぱにより暗色帯となり、一方、落葉広葉樹が卓越すると、残雪で淡色帯になる。

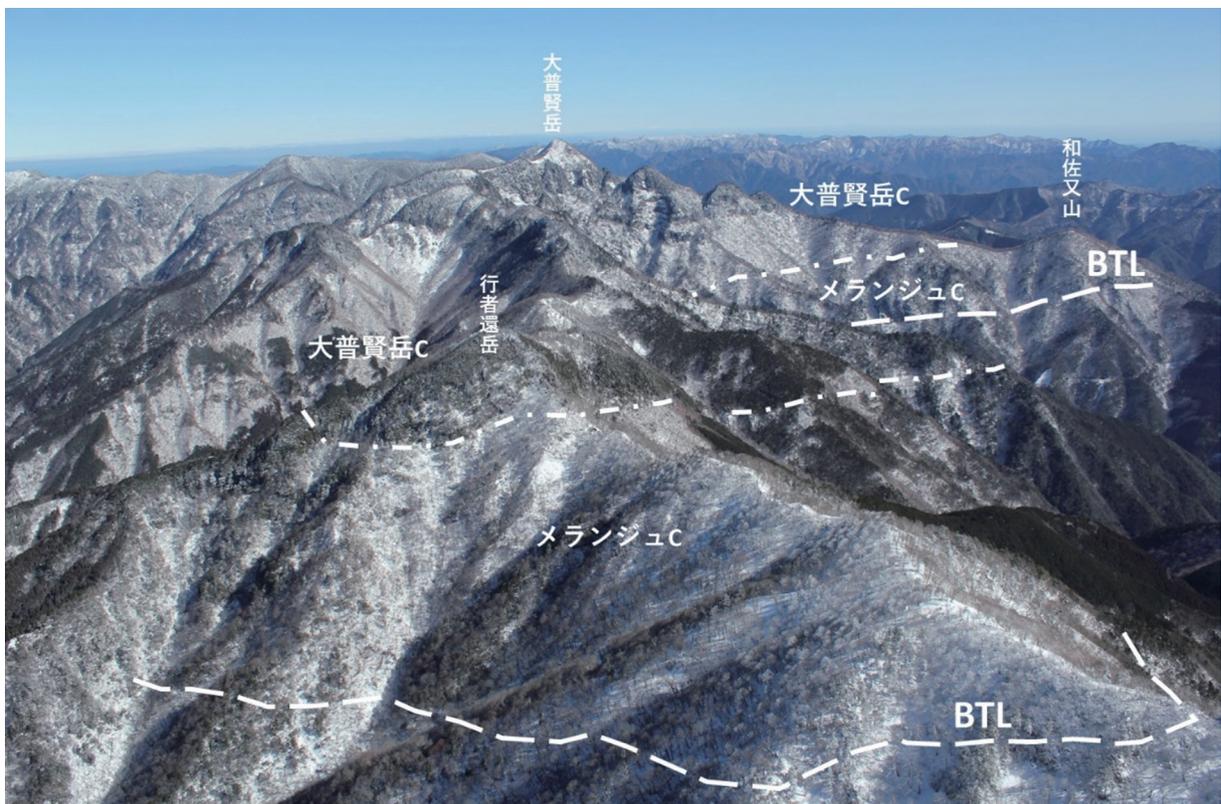


図4 大普賢岳から行者還岳の範囲を捉えた空撮写真（北向き）。

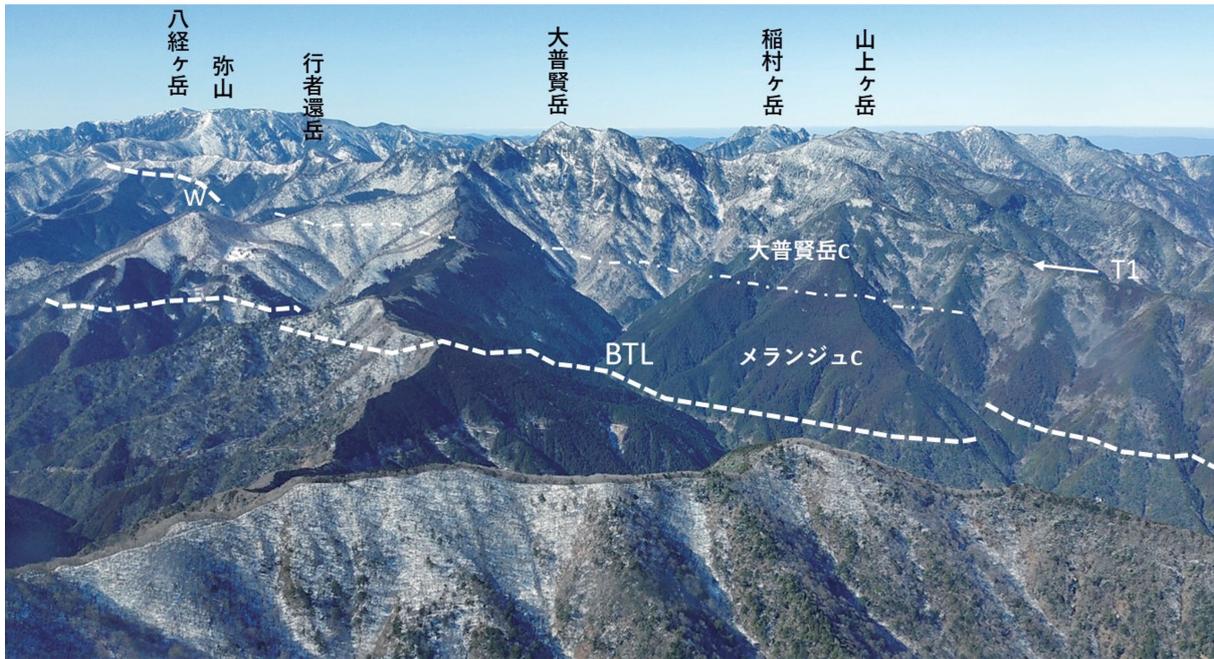


図5 大峰山脈の山上ヶ岳から八経ヶ岳の範囲を捉えた空撮写真（西向き）.

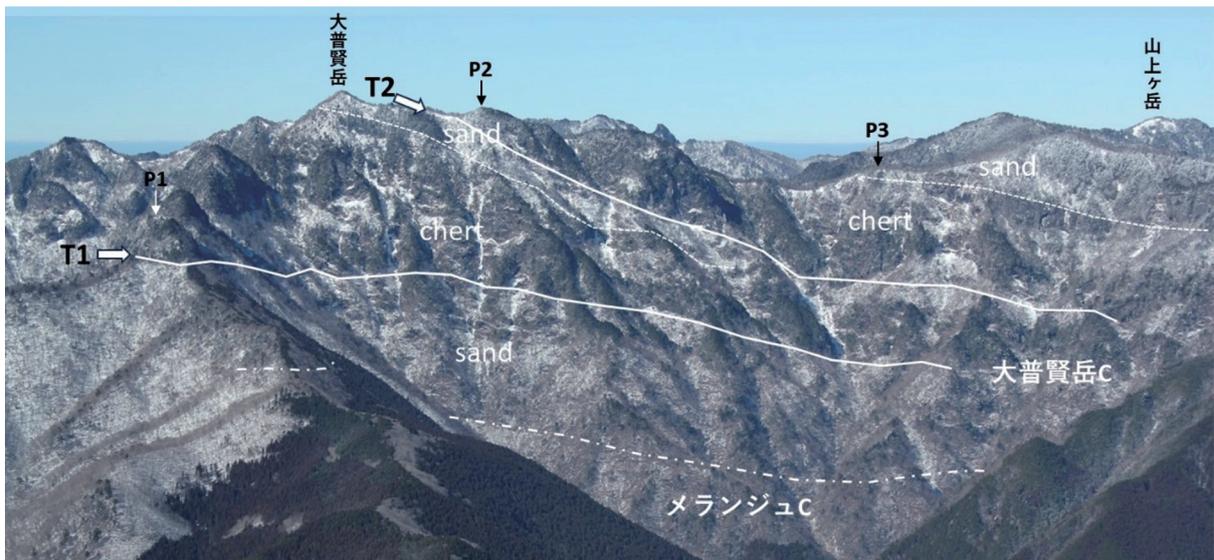


図6 大普賢岳東斜面の空撮写真（西向き）.

4.2 空撮

空撮では初めに大普賢岳を南側から捉えることができた(図4)。南からの空撮は、秩父帯の構造的に累積する大普賢岳・メランジュの両ユニットと内部の岩体が仏像構造線(BTL)におおむね平行に成層している構造を捉えている。大普賢岳から和佐又山に延びる尾根には、尖峰をなす

岩峰がいくつも続く。なお、図4から図6において、稜線沿いの岩相境界は図4および5万分の1地質図「山上ヶ岳図幅」(志位田ほか, 1989)、大和大峯研究グループ(2005)のルートマップ・地質図と照らし合わせて、その位置を定めている。

岩峰の頂部付近が暗色なのは、急崖をなすチャート岩壁にツガやウラジロモミを主体とする

常緑性の針葉樹林群が覆っているからであり、その下位の白い地帯は砂岩を主とする砕屑岩で傾斜がやや緩く、ブナやナラを主体とする落葉した広葉樹林で薄く残雪で覆われていることによる。

つぎにセスナは大普賢岳の東に回り、北から南へ、山上ヶ岳 - 大普賢岳 - 弥山 - 八経ヶ岳が聳える大峯山脈の変化に富んだ稜線と大普賢岳の東斜面の急崖を捉えることができた (図 5)。大普賢岳の東斜面には、付加体の北に傾斜する明瞭な濃淡の帯状構造がみえる。図中の矢印で示した北 (向かって右) 下がりのラインはチャートの急崖がなす暗色帯の基底にあたり、覆瓦構造をなすスラストに相当する。そのラインより稜線にかけて、濃淡の帯状構造が鮮明に見えている。これは、秩父帯の大普賢岳コンプレックスにあたる (図 3)。暗色部は急崖をなすチャートに、淡色部は緩い傾斜をなす砕屑岩にそれぞれおおむね対比でき、両層がスラストで積み重なっている。

図 6 の写真では、セスナが旋回してさらに接近した位置から大普賢岳東斜面を捉えている。おおむね、暗色部はチャート主体の岩相に、淡色部は砂岩主体の岩相にそれぞれ対応しており、チャート・砕屑岩の岩相境界やスラストを印した。チャート層は大普賢岳直下から和佐又山へ下る岩峰群 (最下端は P1 岩峰) の間、および大普賢岳北方の P2 小ピークからコルを越えて P3 の小ピーク間の 2 層準に分布し、それぞれ上位に砂岩層が重なっている。前述したとおり、チャート層の基底はスラストにあたる。

大普賢岳コンプレックスの中で、これらのチャート・砂岩の構造は、小ピーク P1 岩峰直下に延びるチャート層基底の北に緩く傾斜するスラスト (T1; 北傾斜 5 度) に対して (図 6 の矢印)、より急傾斜して収れんするように見える。特に大普賢岳付近の P2 ピーク直下のスラスト (T2) お

よび大普賢岳に延びる砂岩層の基底面の傾斜は北傾斜 25 度と急であり、北方へ次第に緩傾斜となる変化を示す。また、大普賢岳直下の斜面には、厚いチャート層内に数層の暗色と淡色の縞状構造が認められ、内部でチャート層が、おそらく一部に砂岩層を伴って構造的に繰り返している可能性を示唆している。

これらのチャート・砂岩層が示す北傾斜で重合する地質構造は、T1 を底面の主スラストし、南へ順次チャート・砂岩層が衝上する北傾斜の覆瓦構造に対比することができよう。

5. 大台ヶ原の高位侵食平坦面と急崖斜面

5.1 概要

大台ヶ原から十津川流域の深層崩壊の撮影地点付近の地形の概要を示すために、図 7 に 3D 立体地形モデルを示す。大峰山脈が南北に延び、それを分水嶺として、東に北山川、西に十津川が位置している。両河川は新宮市の河口で太平洋に注ぐ熊野川の支流である。北山川左支川の東ノ川源頭部に大台ヶ原が位置し、その頂部には高位の侵食平坦面が発達している。高位の平坦面は、大峰山脈の釈迦ヶ岳から涅槃岳にかけての範囲にも広がっている (図 7)。河川は 40 度ほどの急斜面の V 字谷地形をなし、高位平坦面の縁は谷頭侵食で形成された急崖斜面で切られる。

大峰山脈は不連続的に大峰花崗岩が貫入しており (村田, 1984)、その周囲には同花崗岩の接触変成帯が形成されている (図 7; 佐伯・古藤, 1972)。最近の研究によると、接触変成帯は、北山川流域にも広がっており、付加体本来の層理面や断層は癒着し、塊状で固い岩石に変化している。その熱源として地下に伏在する同時期の深成岩体が推定されている (細野ほか, 2022)。

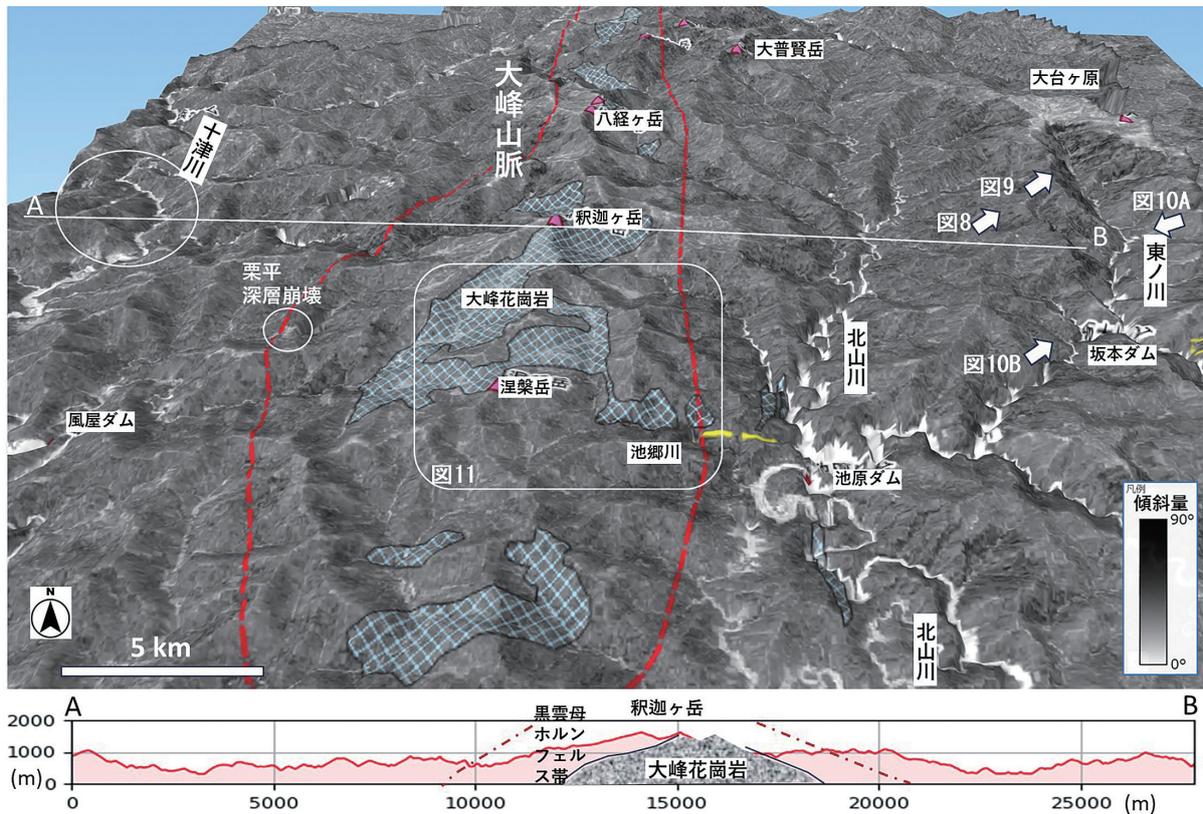


図7 大峰山脈付近の傾斜量の3D地形モデル。大峰花崗岩の輪郭は村田（1984）に、赤破線の接触変成帯の範囲は佐伯・古藤（1972）による。白四角：図11の範囲。

大峰山脈の西麓付近から北山川流域にかけての四万十帯付加体の岩石には、北東 - 南西、北西 - 南東の直交する節理系とそれに沿った断層、これらを切って東北東 - 西南西に延びる横ずれ断層が発達していることが指摘されている（木村ほか、2023）。

紀伊山地は地形的にも、付加体岩石が熱変成を受けた大峰山脈および北山川流域（以下、北山川 - 大峰山脈区）とその西方に広がる非変成の十津川流域（以下、十津川区）とで様相を異にする（木村ほか、2022; 木村ほか、2023）。すなわち、十津川区では、山地は付加体の地質構造を反映したケスタ状の地形を呈し、重力性クリープによる二重山稜や斜面のふくらみなどの変動地形が発達している。一方、北山川 - 大峰山脈区では、山地斜面は部分的に頂部に旧平坦面を残すが、多く

の稜線は両側に断ち切れ、40度以上の急峻な斜面と高角な直交する断裂で画された露岩の急崖地形が発達する。尾根線は南北ないし北東 - 南西走向が卓越する。

5.2 空撮

図8と9は大台ヶ原を南西から捉えた空撮写真であり、大台ヶ原頂部に広がる緩い傾斜の侵食平坦面（標高1300-1500m）とその縁を画する谷頭侵食で形成された急崖を捉えている。この急崖は谷底から1000mの比高をもち、大蛇ヶ原などの垂直に切り立った岩峰が並び立っている。図8の写真には地質図から読み取って記した仏像構造線（BTL）を記している。BTLは大台ヶ原の北に緩く傾斜する斜面に調和的な勾配を呈している。その南側には、四万十帯の砂岩が卓越する伯



図8 大台ヶ原付近の空撮写真（北東向き）.

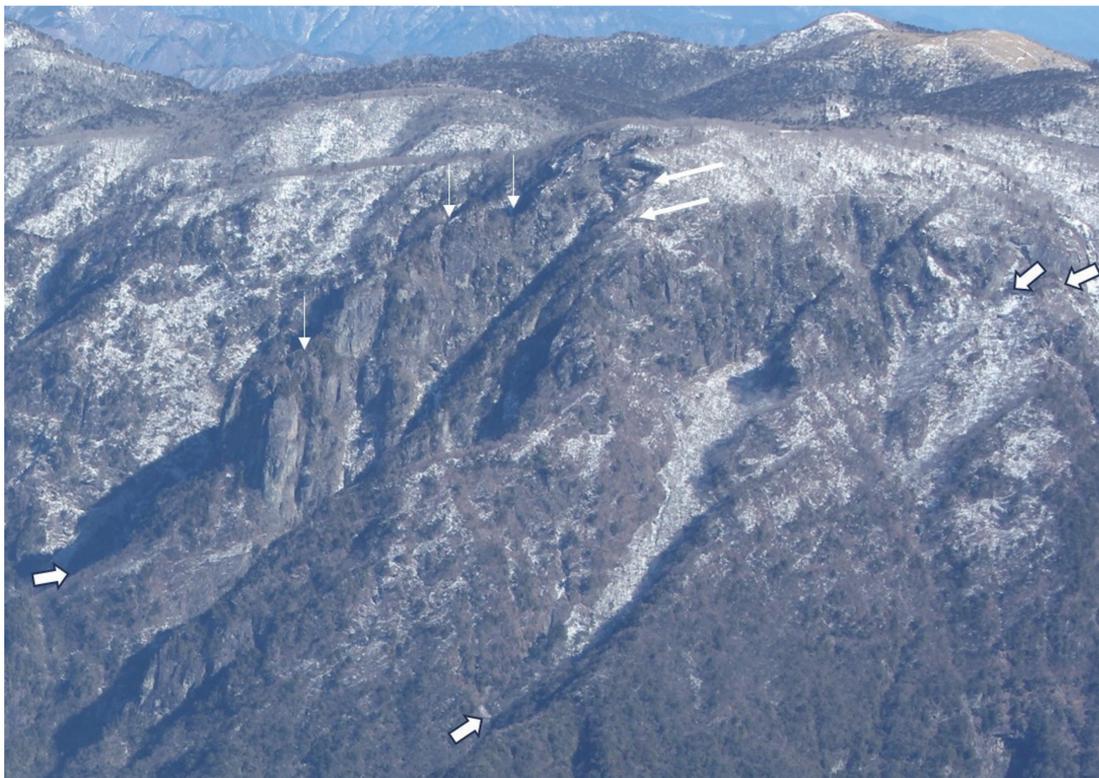


図9 大台ヶ原付近の空撮写真（北東向き）.

母谷川層が分布し（図2B）、東西ないし東北東－西南西走向で北傾斜をなす。

図8が捉えた大台ヶ原の切り立った斜面（西向き）には、大小の矢印でマークしたように、北傾斜の層状構造と、それらを切るように、岩壁や

岩峰の鋭角な縁がなす高角度の線状構造が発達している（図8）。細い矢印が示す層状構造は斜面全体に出現するが、太い矢印は層状をなす線の幅が広く明瞭でその出現は局所的である。

より近接した位置から捉えた図9をみると、

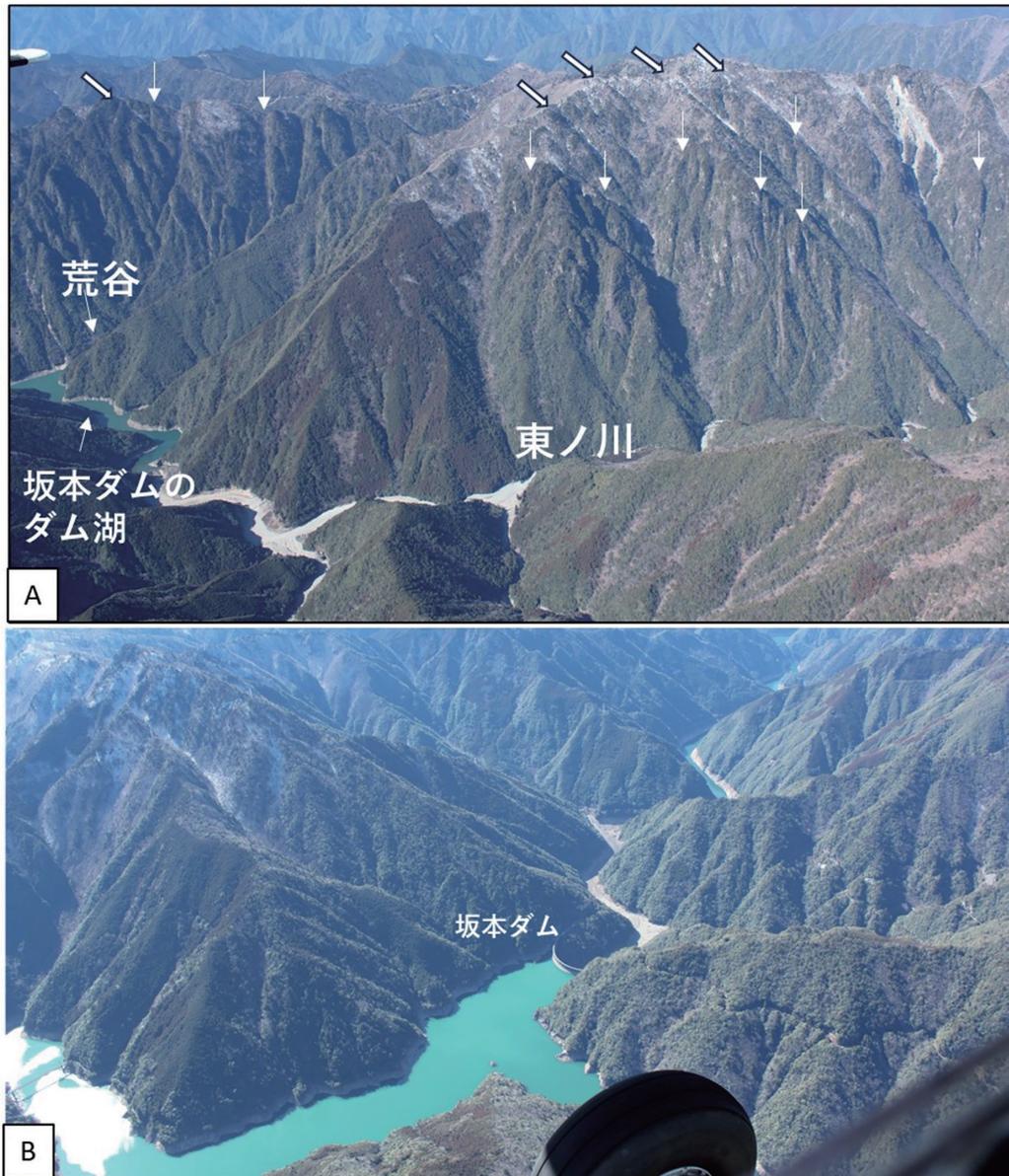


図10 東ノ川流域の空撮写真（北東向き）.

急崖をなす岩壁全体に北傾斜の層状構造が明確に認められ（斜めの矢印）、太く短い矢印で指したレベルに、幅広い凹みが直線的に斜面を横断している様子が観察できる。さらに、図9では高角傾斜の面構造が岩峰の縁をなしており、その内部にも平行した亀裂が発達していることがわかる。現地調査と比較すると、北傾斜の層状構造は、成層砂岩および砂岩頁岩互層の層理面と一部それに平行なせん断帯に、局所的に出現する幅広い直線状

の凹地は、断層とそれに伴う破碎帯に、そして高角度に傾斜する亀裂は直交節理面にそれぞれあたると考えられる。

図10は北山川の左支川の東ノ川とそのV字谷を捉えた空中斜め写真である。図10Aは、東ノ川上流部で、植生の乏しい急崖斜面に北傾斜約40度の断層と高角に傾斜する節理系（図10の細かい矢印）を捉えている。図10Bは東ノ川中流部で、断層系は植生で覆われて明瞭ではないが、北

西 - 南東, 北東 - 南西方向の節理に平行する東ノ川河道のジグザグの形状と直線的に延びる支谷の配列で特徴づけられる組織地形を捉えている。

6. 池郷川流域の東北東-西南西方向の断層地形

6.1 概要

図 11 に池郷川上流域と大峰山脈中央の地蔵岳から涅槃岳付近の傾斜量を投影した 3D 地形モデルを示す。大峰山脈の地蔵岳・涅槃岳にかけての山頂一帯には高位の侵食平坦面が広がり, それを切る 2 条のリニアメントが東北東 - 西南西走向に走る。木村ほか (2023) によれば, 同系統のリニアメントは 5 条認められ, 大峰山脈から北山川にかけて, 東北東 - 西南西走向で 7-20 km 側方に追跡できる。現地調査で幅 2-4 m の断層ガウジを伴った右横ずれを示す断層面が確認されている。

6.2 空撮

図 12A は, 大峰山脈の天狗岳から地蔵岳・涅槃岳にかけて山頂に広がる高位の侵食平坦面と池郷川の急崖をなす溪谷を捉えている。この山頂の平坦面は大峰花崗岩とそのループペンダントで構成されており (図 11 ; Kawasaki, 1980), 花崗岩のルーフの平坦な地質構造が地形に反映された組織地形であると考えられる。涅槃岳の北と南側には 2 条のリニアメントが走り, 稜線のコルから東北東へ直線的に延び, 谷・尾根を横断し池郷川右岸に達している (図 12A の矢印)。リニアメントに沿って変動地形は認められないが, 地蔵岳南斜面ではリニアメントに沿って多数の地すべりが生じている (図 12A, B)。池郷川下流部の左岸において, 山頂付近の緩傾斜面は遷急線 (図 12A の破線) を境に急崖となり, 急崖は直線状の多数のゴルジュで刻み付けられている。この急

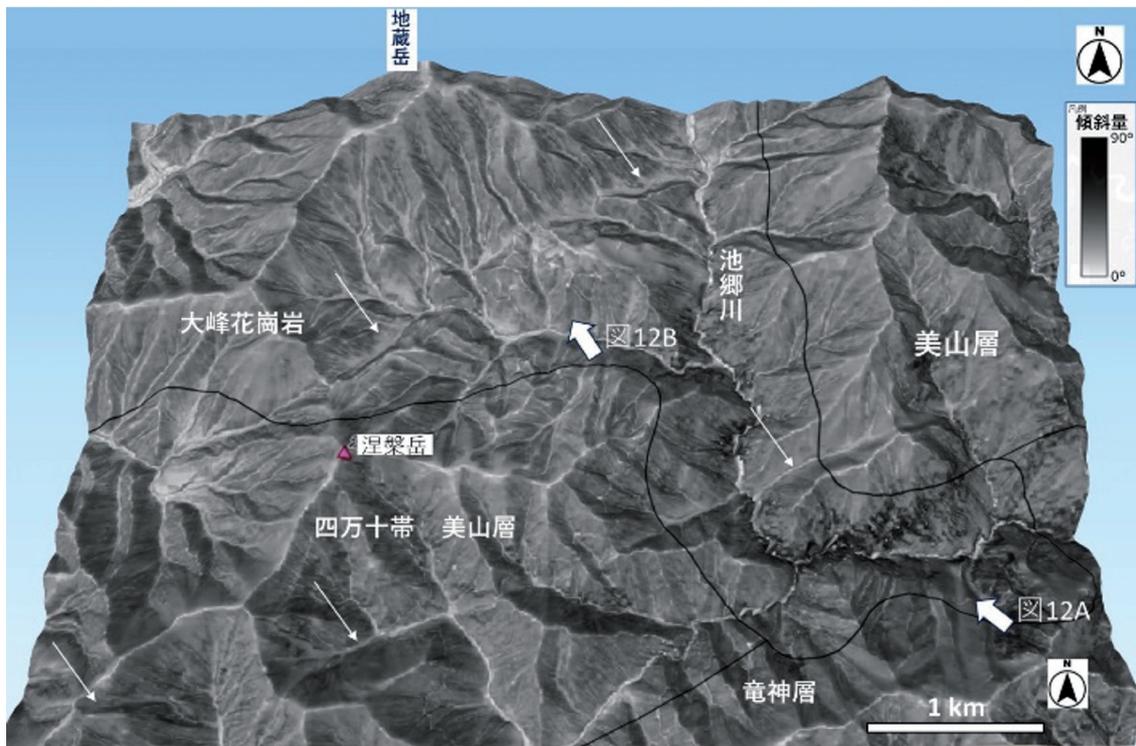


図 11 大峰山脈地蔵岳・涅槃岳付近の傾斜量の 3D 地形モデル。
黒実線：シームレス地質図 (産総研, 2023) の地層境界

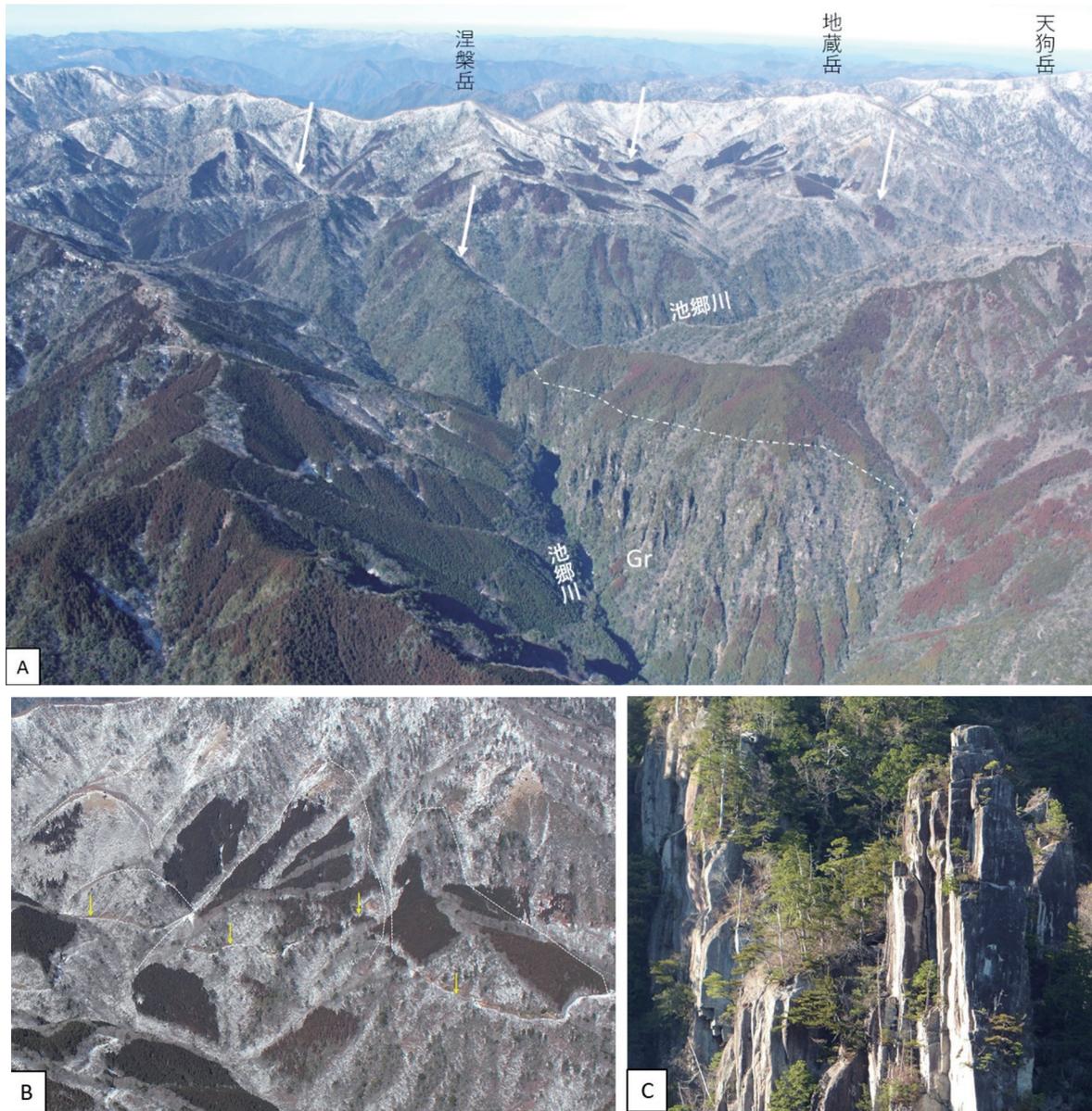


図 12 大峰山脈地蔵岳・涅槃岳付近の空撮写真 (A, B) と地上写真 (C)。A: 涅槃岳付近の 2 条の東北東 - 西南西断層と池郷川左岸の急崖 (北西向き), B: 地蔵岳南東斜面の東北東 - 西南西断層 (黄色矢印) と地すべり地形 (白破線は輪郭を示す), C: 池郷川左岸に露出する大峰花崗岩の岩峰 (石ヤ塔)。

表 1 2011 年紀伊半島大水害時に発生した深層崩壊の特徴 (奈良県, 2015)。

| 名称 (地区名) | 所在県 | 河川 | 発生位置 | | | 崩壊幅 最大 m | 崩壊長 | | 崩壊面積 千 m ² | 標高 | | | 勾配 末端部- 頭部 | 堰止湖 | |
|-------------|------|------|-------------|------------|-----------|-------------|------|------|--------------------------|------|-----|-----|------------------|-----|-----|
| | | | 流れ壁・ 受け壁 | 河川と の関係 | 斜面の 位置 | | 水平距離 | 斜距離 | | 頭部 | 末端部 | 元河床 | | 高さ | 河川幅 |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| 栗平 | 十津川村 | 栗平川 | 流れ壁 | 攻撃斜面 | 稜線部 | 599 | 680 | 722 | 389 | 801 | 559 | 458 | 20 | 88m | 30 |
| 宇宮原 | 十津川村 | 十津川 | — | 攻撃斜面 | 斜面中部 | 255 | 347 | 434 | 62 | 946 | 686 | 324 | 37 | 有り | 180 |
| 長殿 | 十津川村 | 長殿谷 | 流れ壁 | 攻撃斜面 | 稜線部 | 282 | 577 | 705 | 107 | 824 | 418 | 418 | 35 | 85 | 25 |
| 赤谷 | 五条市 | 赤谷 | 流れ壁 | 攻撃斜面 | 稜線部 | 357 | 892 | 1061 | 284 | 1044 | 470 | 432 | 33 | 65 | 50 |
| 川原樋 | 五条市 | 川原樋川 | 流れ壁 | 攻撃斜面 | 稜線部 | 284 | 830 | 950 | 246 | 822 | 360 | 356 | 29 | 有り | 70 |
| 宇井 | 五条市 | 十津川 | 流れ壁 | 攻撃斜面 | 斜面中部 | 200 | 271 | 340 | 64 | 600 | 400 | 350 | 36 | 有り | 150 |

崖に露出する岩石は大峰花崗岩であり、上位の緩傾斜面には堆積岩ホルンフェルスのルーフペンダントが重なる（図 11）。急崖をなす岩壁は、池郷川沿いの林道から観察すると、直交する平滑な面で画された衝立状の岩峰群からなることがわかる（図 12C）。岩峰群は石ヤ塔と呼ばれ、奈良県下北山村の景勝地として知られている。この直交する面は、現地調査で北東 - 南西、北西 - 南東走向でほぼ垂直の直交節理面であることが判明している（木村ほか，2023）。



図 13 奈良県五條市赤谷周辺の深層崩壊。背景図：Google 衛星画像。

7. 十津川流域の深層崩壊

7.1 概説

2011 年の台風 12 号による記録的な豪雨で、紀伊半島の熊野川流域では多数の深層崩壊などによる土砂災害、河川氾濫が発生し甚大な被害が発生した。50 以上の深層崩壊が主に四万十帯の付加複合体分布域で発生しているが、その詳細が LP データ・空中写真、現地調査に基づいて記載されている（千木良ほか，2012；地盤工学会関西支部ほか，2015；奈良県，2015）。四万十帯が分布する山地では、付加体の地質構造を反映した東北東 - 西南西ないし東西走向の尾根筋と北傾斜の緩斜面と南傾斜の急斜面からなるケスタ状の地形が発達するが、深層崩壊の多くはこの北傾斜の流れ盤で発生している。その地質学的な誘因として、付加体を特徴づける脆弱な泥岩卓越層や断層が深層崩壊底部の滑り面をなすこと（平野ほか，1984；木村，2000；千木良ほか，2012；地盤工学会関西支部ほか，2015；Arai and Chigira, 2018），お

よび高角な断裂が崩壊地を縦断し水の通り道や崩壊部の輪郭をなしていること（木下ほか，2021；木村ほか，2023）が指摘されている。

図 7 の 3D 地形モデルにおいて、大峰山脈西方の十津川両岸では東北東 - 西南西方向の尾根が発達し、その北斜面で栗平、赤谷ほかの深層崩壊地が分布している。表 1 にこれらの深層崩壊の諸元を示す。表 1 のうち、栗平以外の深層崩壊地点を図 13 に示す。一方、大峰山脈から北山川流域においては、5 章で記述したとおり、深成岩による熱変成を受けて付加体岩石が塊状で硬化しており、深層崩壊地は極めて乏しく、2011 年にはその発生が認められていない（木村ほか，2022；木村ほか，2023）。

7.2 空撮

図 14 は奈良県十津川村内原に位置する栗平の深層崩壊を捉えている。栗平の深層崩壊は、2011 年発生した深層崩壊の中でも最大規模であり、対岸に乗り上げた崩壊土砂により、高さ 88m の堰止湖が発生した（奈良県，2015）。堰止湖は近畿

整備局により管理されているが現在も存在している。図 14A は東向きに、釈迦ヶ岳から涅槃岳の大峰山脈とそこから西方に延びる東西方向の尾根の北斜面に発生した深層崩壊地（栗平）を捉えている。麓の栗平川沿いにはその崩落土砂による堰止湖の痕跡が認められる。なお、図中の黄色矢印は 6 章で記述した東北東 - 西南西方向のリニアメントが通るコルを示す。図 14B は南西向き、図 14C は南東向きの空中斜め写真であり、両者

ともに栗平の深層崩壊と栗平川を埋めた堰止湖の痕跡を捉えている。図 14 が捉えた栗平の深層崩壊の輪郭はいずれも直線的であり、これらは高角に傾斜した断層で画された形状であると考えられている（木下ほか，2021）。

図 15 は宇宮原の深層崩壊を捉えている。同深層崩壊は尾根頂部（946m）から斜面中ほどの 686m までが主要な崩壊域で、崩壊面は南東向きで 37 度の勾配を示す（表 1）。図 15A には、後

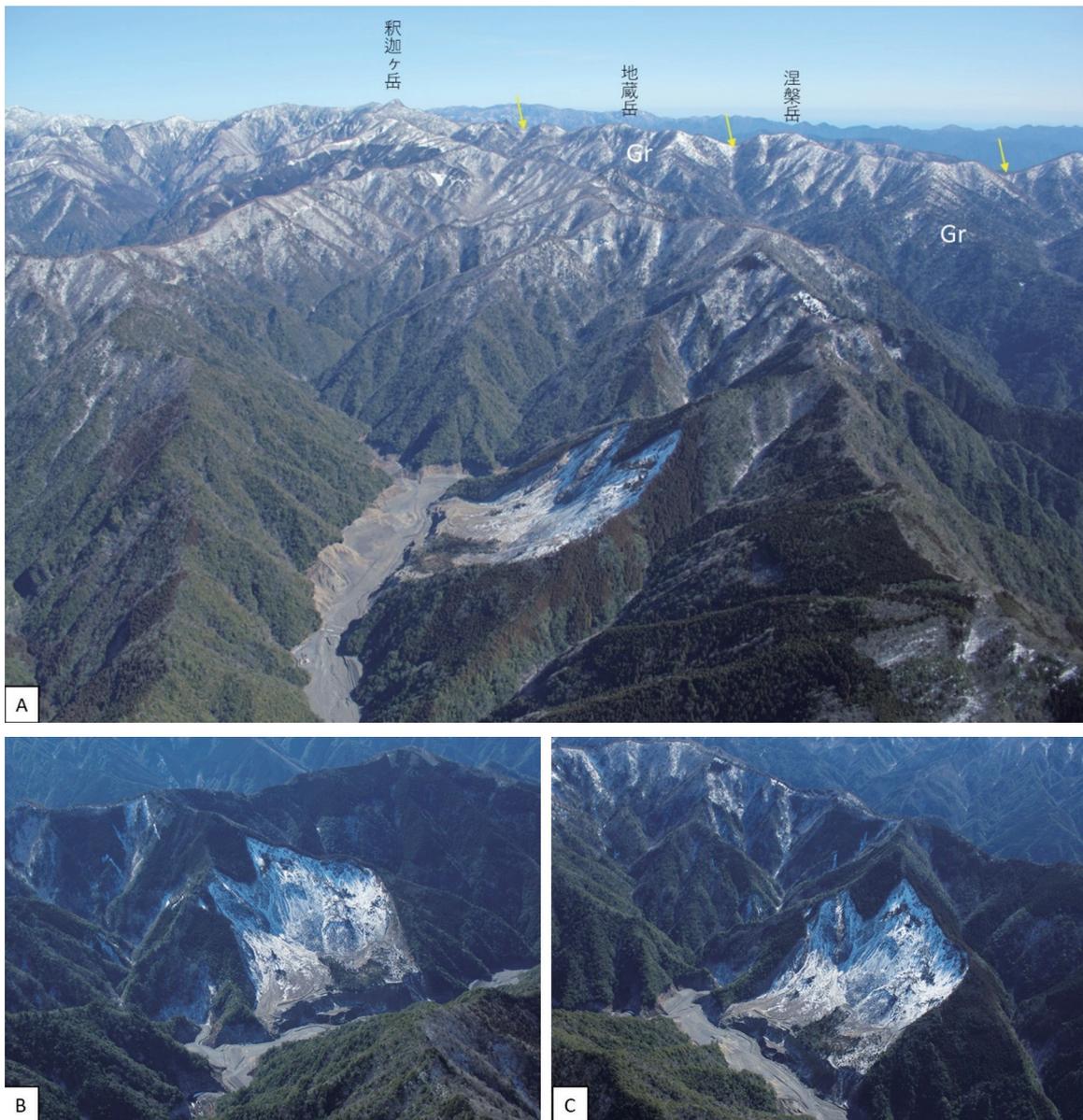


図 14 奈良県十津川村栗平の深層崩壊を捉えた空撮写真。A：東向き，B：南西向き，C：南東向き。

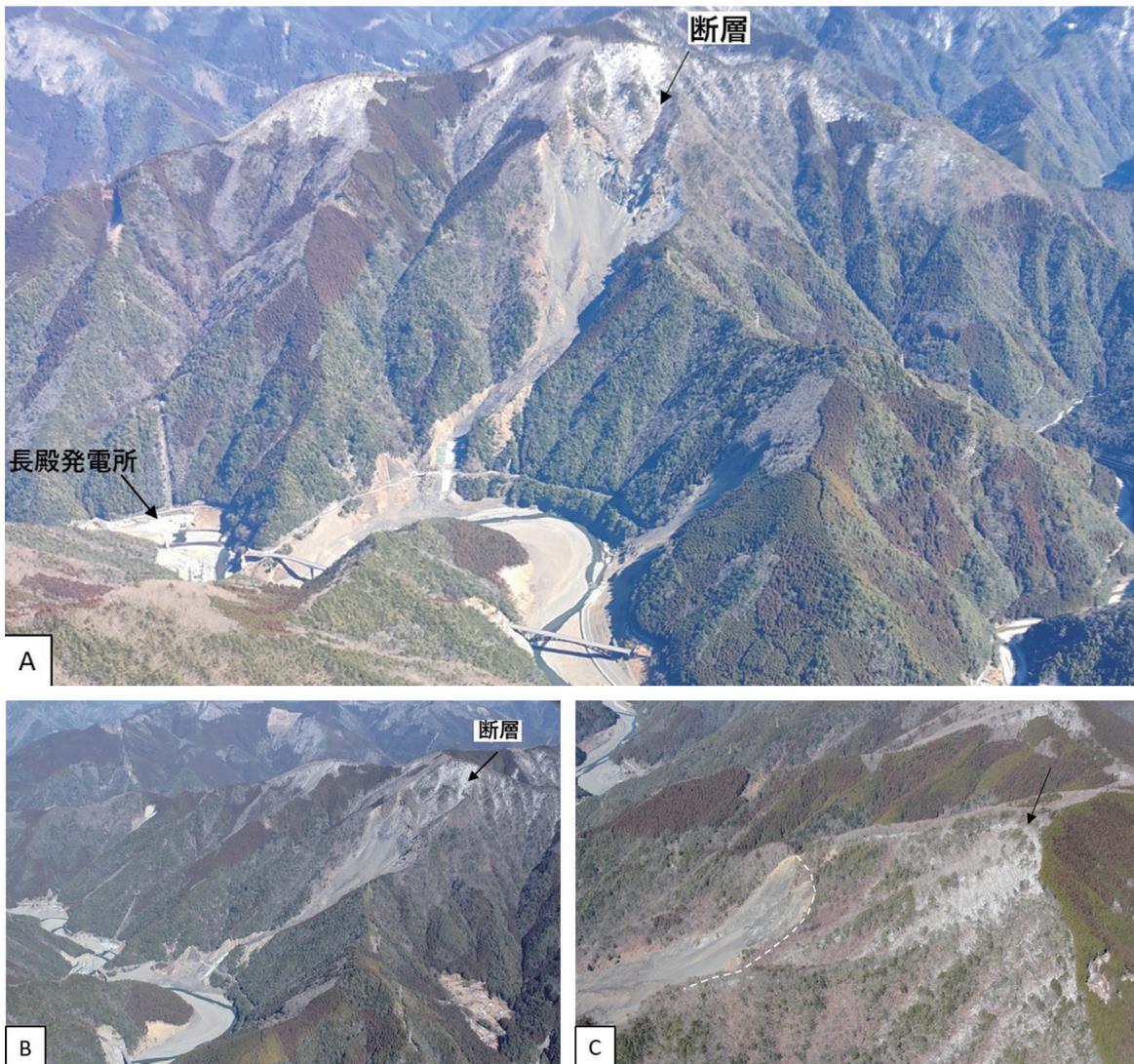


図 15 奈良県十津川村宇宮原の深層崩壊を捉えた空撮写真。A：東北東向き，B：北向き，C：北向き。

述する宇宮原の深層崩壊地のの上流約 400m で発生した崩壊地と 1.5km 上流に位置する長殿発電所が捉えられている。図 15A, B には後述する崩落面を横断する断層の位置を矢印でマークした。図 15C は宇宮原の深層崩壊について、尾根直下で遷急線をなす滑落崖（白破線でマーク）を斜め上から捉えた写真である。注目すべきことに、さらにその上位の尾根に沿って谷向きの小崖を伴う明瞭な眉状の滑落崖が認められる。

地盤工学会関西支部ほか（2015）に基づき、崩落部の地質と崩落の原因・特徴を以下に記述す

る。崩落部は主にせん断された砂岩頁岩互層が卓越し、地層の層理面やせん断面は全般に西北西－東南東ないし東西走向、60-70 度北傾斜を示す。崩落面の谷沿いには逆断層センスの断層が滑落崖からすべり面を斜めに横断しているほか、全体にその北側は擾乱が著しいことから、このような破砕部が多量の降雨に伴って大規模な崩壊にいたったと考えられる。崩壊土砂は土石流となって十津川本流に流れ下ったが、この時、より下流側で先に発生した斜面崩壊の土砂で河道が閉塞し十津川本流の水位は上昇していたと推定され、この結果、

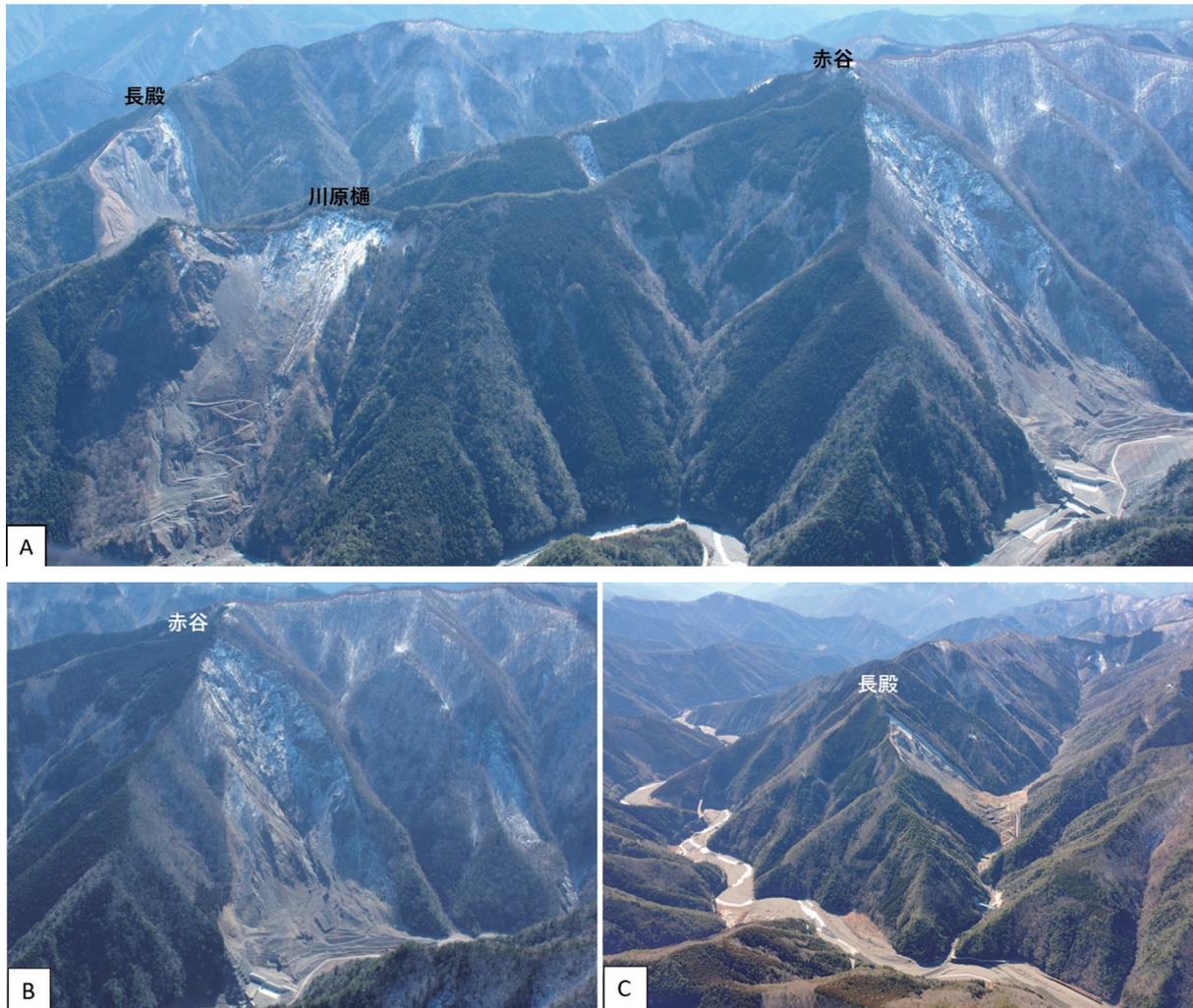


図 16 奈良県五條市赤谷周辺の深層崩壊を捉えた空撮写真 A:長殿, 川原樋, 赤谷の深層崩壊 (南向き), B: 赤谷の深層崩壊 (南向き), C: 長殿の深層崩壊と崩落土砂で埋積された十津川 (南東向き).

上流へと遡上する段波が発生し上流にある長殿発電所が被災した。

図 16A は南向きの空中斜め写真で、奈良県五條市の長殿、川原樋、赤谷の近接した 3 か所で発生した深層崩壊を捉えており、いずれも稜線部より発生した深層崩壊であることがわかる。上部の滑らかな面は深層崩壊時のすべり面ないしその近傍の破碎面が露出している。崩壊土砂により堰止湖が形成され、川原樋のそれは比較的早期に洪水流で決壊したが、他は現在でも残存している (図 16B, C)。十津川流域での斜面崩壊で発生した砂

礫による十津川本流の埋積と河床上昇の様子が図 16C で捉えられている。

長殿、川原樋、赤谷の 3 か所の深層崩壊については、地形的な特徴は千木良ほか (2012)、地質の特徴は、木村 (2000)、Arai and Chigira (2018) で記載されている。これらの文献によれば、3 か所ともに北向きの流れ盤で発生しており、すべり面は、長殿は破碎された頁岩内のせん断帯、川原樋は混在岩に沿ったせん断帯、赤谷は向斜状の主要なスラスト面でそれぞれ形成されている。

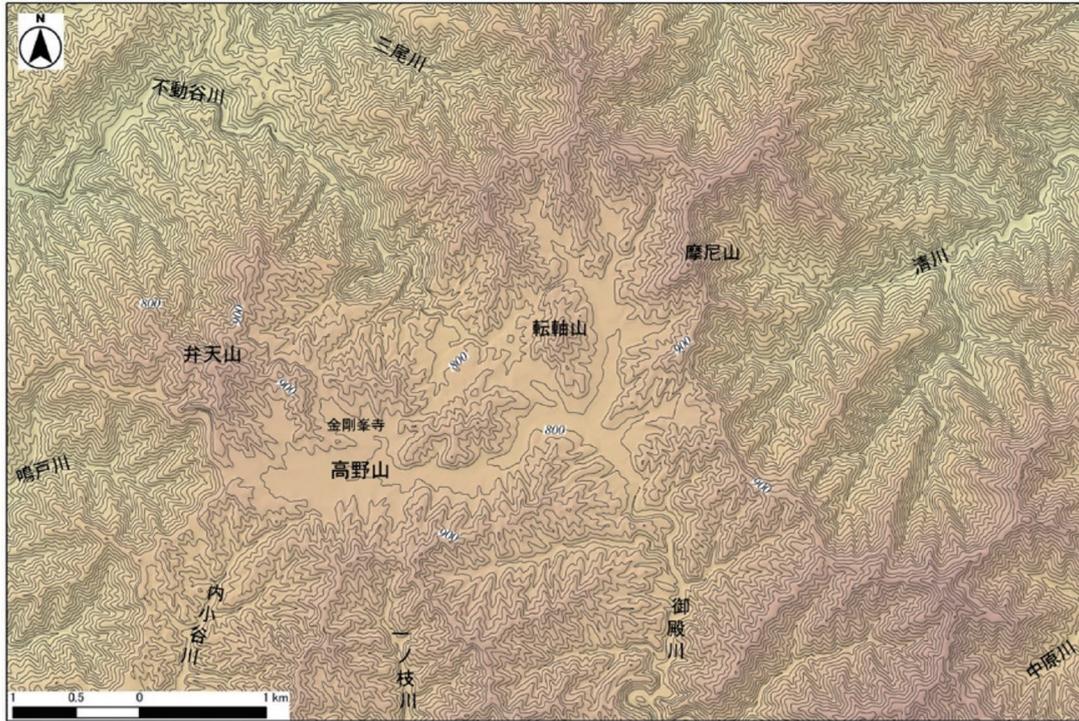


図 17 高野山とその周辺地域の地形。地図作成に使用した DEM は国土地理院・基盤地図情報サイト (国土地理院, 2023a) より。



図 18 高野山域・宗教都市を成立させる高位の盆地状地形。画面中央左側のピークが弁天岳。同左上部の低所が紀の川河谷。

8. 宗教的メソコスモス・高野山の地形を読み取る

高野山は、紀の川河谷の南側約8kmに位置し、標高900m級の峯々に囲まれながらも稜線直下に広がる標高800m程度で緩やかに東に傾斜した谷底を含む山域である(図17, 18)。このような高位の谷底地形の幅は東西で4km, 南北で2kmと、山の上に残された盆地状地形と称することもできる(図17)。以下小論ではこのような盆地状地形を高野山域と仮称して述べる。

高野山域は、大半が有田川水系の御殿川の集水域となっている。しかし標高780m付近にある遷急線から上部の高野山域には御殿川による深い下刻は及んでおらず、緩やかで広い谷底が残されている。一方でその北面、西面および東面は紀の川水系の不動谷川、鳴戸川、三尾川、清川の源頭部となっている。不動谷川水系は高野山域北部を集水域としているが、南面と同様、標高800m付近の遷急線上部では深い下刻が及ばず緩斜面が

残る。また不動谷川系と御殿川水系は谷中分水で接している。高野山域南面は、有田川水系の一之枝川および内子谷川の源頭部ともなっている。さらに高野山域南東端部は、熊野川水系中原川の源頭部ともなっており、高野山域を侵食基準面から遠く離れた位置にある奥深い山域としている(図17)。高野山域は地質的に四万十帯の付加体堆積岩である花園層に挟在するチャートなどの耐浸食性の高い地層が分布することから(平山・神戸, 1959)、それらが深い下刻を阻む遷急点となっている可能性が高い。

高野山は、真言宗の開祖・空海が根本道場として金剛峯寺を開いた場所で、特定のピークに対しての名称ではなく、山岳宗教地域としての総称である。厳しい山林抖擻から超越した力や悟りを得る密教特有の修行場として選ばれたのは、高野山域が地形的に俗世から隔離された山上に盆地状の広がりのある地理的空間であるからであり、聖なる世界としてのメソコスモス・曼荼羅的世界を構築できることを空海に直感させたからであろう。

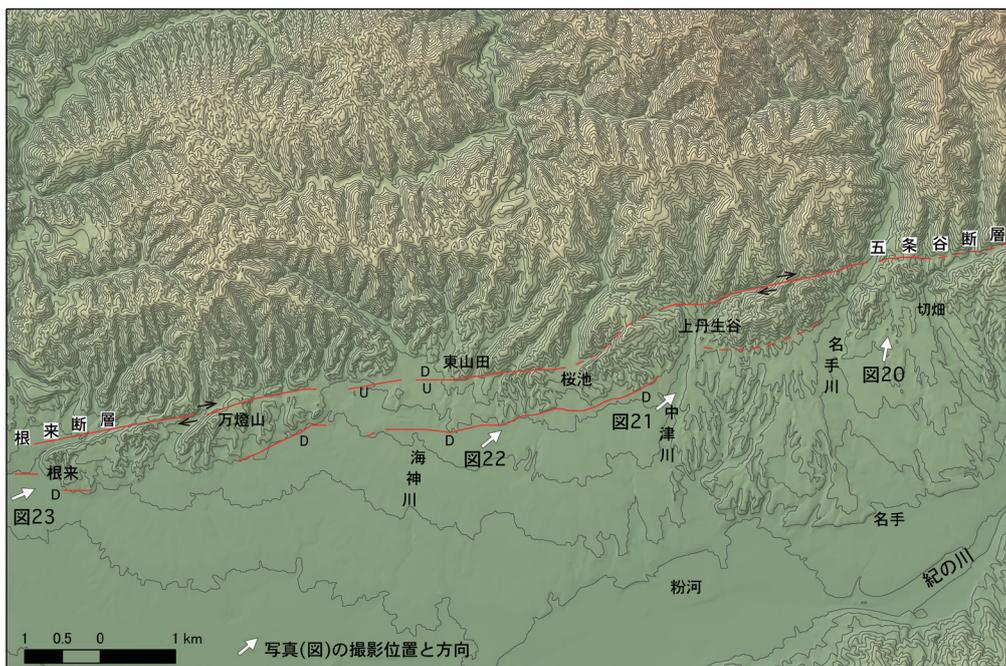


図19 紀の川下流右岸域の地形概観と活断層。活断層の位置は、岡田ほか(1996a, b)に従った。

9. 中央構造線断層帯五条谷断層と根来断層

中央構造線（MTL）は西南日本の外帯と内帯を分ける大地質断層として知られているが、奈良県五條市から大分県由布院に至る区間では、段丘面や尾根・谷に系統的な右ずれ変位を与えていることから過去数万年間にわたって活動した活断層とされ、中央構造線断層帯と呼ばれている。紀ノ川右岸の和泉山地山麓でも、尾根や谷の明瞭な右横ずれ変位が系統的に連続し、東側から五条谷断層（長さ 29km）、根来断層（長さ 27km）と呼ばれている（図 19；水野ほか，1994；岡田ほか，1996a, b；岡田・東郷，2000）。和泉山地南面斜面は、中央構造線断層帯を挟んで直線的な谷によって山麓部を切られ、紀ノ川右岸の谷底平野に接した丘陵が発達している。丘陵と谷底平野の境界にも活断層変位が認められる（図 19）。

図 20 は、和泉山地南面から下ってくる小河谷・

尾根が山地から丘陵への移行部で五条谷断層による右横ずれ変位を受けたものを示したものである。白矢印に沿った切畑北方の山麓部で谷・尾根の系統的な右ずれが認められ、西方の名手川河谷の屈曲部に連続することが見える。

図 21 は、五条谷断層が名手川右岸から上丹生谷北方に続く位置で谷を右方向に屈曲させていることを示したものである。山地斜面は、活断層を挟んで丘陵域に移行している。中津川右岸から西側では、一時的に横ずれ変位が不明瞭になるが、丘陵の麓（高速道路の路線沿い）での垂直変位が明瞭になる（図 19）。

図 22 は、桜池西側の五条谷断層による右横ずれ断層変位地形を示したものである。画面左端矢印から右方向に青い屋根上端を結んだ位置を通過して二つの両矢印方向を結んだ線に五条谷断層が走る。左側の両矢印を挟んで二つの溜池が見えるが、それらは同じ谷につくられたもので谷の右横ずれ



図 20 和泉山地南山麓を走る右横ずれ変位を示す五条谷断層。活断層は矢印の位置を通る。

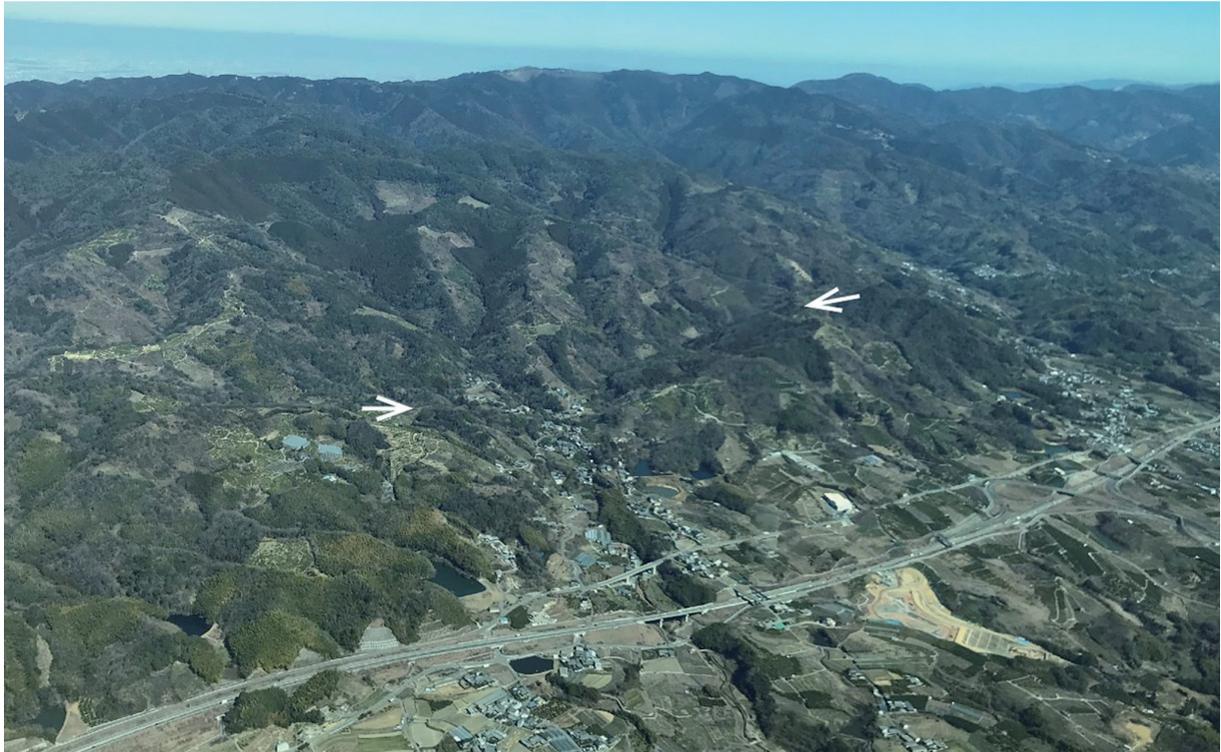


図 21 和泉山地南山麓を走る右横ずれ変位を示す五条谷断層。活断層は矢印の位置を通る。



図 22 和泉山地南山麓を走る五条谷断層による右横ずれ変位地形。活断層は矢印の位置を通る。



図 23 和泉山地南面の根来断層による系統的な谷と尾根の右横ずれ変位地形.

変位によって位置関係が大きくずれてしまった。

図 20D は、根来集落上空から東北東方向に根来断層による系統的な谷と尾根の屈曲地形の連続を示したものである。山麓部を走る直線的な谷の南（谷底平野）側に丘陵が発達するが、丘陵内を開析する南北性の谷も右横ずれしていることが読み取れる。

10. まとめ

本報告では、2023年2月下旬の残雪期に実施したセスナでの空撮で捉えた、つぎの6種類の特徴的な地形・地質について解説を行った。(1) 大普賢岳東斜面の急崖に露出した秩父帯付加体の

チャート・碎屑岩の覆瓦構造、(2) 大台ヶ原の高位侵食平坦面と谷頭侵食で生じた急崖、および断層系による組織地形、(3) 池郷川流域において、東北東 - 西南西方向の断層地形、(4) 2011年伊半島大水害で発生した十津川流域の深層崩壊群（栗平、宇宮原、長殿、赤谷、川原樋）、(5) 高野山の高位平坦面と谷頭侵食地形、(6) 中央構造線沿いの五条谷断層と根来断層の右横ずれ変動地形を捉えた。

本報告で紹介した空中写真で捉えられた地形・地質の特徴が、地質学関係者の研究の進展と、一般の人々が日本列島の地質の魅力を感じるの一助になれば幸いである。

謝辞

深田地質研究所の千木良理事長に空撮のきっかけと有益な助言をいただきました。ここに深く感謝いたします。

文献

Arai, N. and Chigira, M. (2018): Rain-induced deep-seated catastrophic rockslides controlled by a thrust fault and river incision in an accretionary complex in the Shimanto Belt, *Japan. Island Arc*, **27**, 95–101.

千木良雅弘・松四雄騎・ツォウチンイン・平石成美・松澤 真・松浦純生 (2012) : 2011 年台風 12 号による深層崩壊. 京都大学防災研究所年報, **55A**, 193–211.

平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・後町幸雄 (1984) : 1889 年 8 月豪雨による十津川災害の再検討—とくに大規模崩壊の地質構造規制について—. 京都大学防災研究所年報, **27B-1**, 369–386.

平山 健・神戸信和 (1959) : 5 万分の 1 地質図幅「高野山」及び説明書, 地質調査所, 48p.

細野日向子・竹村貴人・木村克己・菊地輝行 (2022) : 紀伊半島南部の四万十帯と熊野層群の泥質岩におけるイライト結晶度と反発硬度の空間分布特性, 応用地質, **63(2)**, 42–48.

地盤工学会関西支部ほか (2015) : 「想定外」豪雨による地盤災害への対応を考える調査研究委員会報告書, 地盤工学会関西支部, 404p.

環境省自然環境局生物多様センター (2023), 自然環境保全基礎調査, https://www.biodic.go.jp/kiso/vg/vg_kiso.html#mainText, (2023 年 10 月 30 日参照).

Kawasaki, M. (1980): Omine Acid Rocks, Kii peninsula-Geology and major element chemistry. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **75(3)**, 86–101.

木村克己 (2000) : 四万十帯の付加体地質 —奈良県南部を例にして—, 十津川災害 111 周年記念集会 —斜面災害発生場所予測に向けて—, 京都大学防災研究所, 5–11.

木村克己・金子 誠・菊地輝行 (2023) : 紀伊山地北山川流域の 2000 条を越すりニアメント群とその組織地形. 令和 5 年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, 81–82.

木村克己, 金子 誠・竹村貴人・菊地輝行・杉山直也・栗田将一 (2022) : 紀伊半島熊野川流域の付加体山地に認められる変成・変質作用の違いを反映した差別削剥地形とその形成機構. 令和 4 年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, 57–58.

木下篤彦・柴田 俊・山越隆雄・中谷洋明・加藤智久・河戸克志・奥村 稔・三田村宗樹・松井保 (2021) : 2011 年に深層崩壊が発生した奈良県十津川村栗平地区における比抵抗探査を用いた断層沿いの地下水流入過程の検討. 日本地すべり学会誌, **58**, 40–47.

国土地理院 (2023a), 基盤地図情報サイト, <https://www.gsi.go.jp/kiban/>, (2023 年 10 月 30 日参照).

国土地理院 (2023b), 地理院タイル一覧, <https://maps.gsi.go.jp/development/ichiran.html>, (2023 年 10 月 30 日参照).

水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉 (1994) : 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (近畿地域) ストリップマップ, 構造図 9, 地質調査所.

村田 守 (1984) : 紀伊半島中部, 大峯地域の中新

- 世IタイプおよびSタイプ花崗岩質岩の岩石学. 岩石鉱物鉱床学会誌, **79**(9), 351–369.
- 奈良県 (2015) 平成23年紀伊半島大水害 大規模土砂災害に関する調査・研究報告, 36p.
- 岡田篤正・千田昇・中田高 (1996a) : 1:25,000 都市圏活断層図「粉河」, 国土地理院, D1-No.333.
- 岡田篤正・千田昇・中田高 (1996b) : 1:25,000 都市圏活断層図「和歌山」, 国土地理院, D1-No.333.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) : 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395p.
- 佐伯宏・古藤次郎 (1972) : 紀伊半島中央部の地質および鉱床, 鉱山地質, **22**, 437–447.
- 産総研地質調査総合センター (2022) : 20万分の1日本シームレス地質図V2, <https://gbank.gsj.jp/seamless>, (2023年10月30日参照).
- 志井田功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄 (1989) : 山上ヶ岳地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 100p.
- 八木浩司・井口隆 (2022) : 図説 空から見る日本の地すべり・山体崩壊. 朝倉書店, 168p.
- 大和大峯研究グループ (2005) : 紀伊山地中央部の中・古生界 (その9) — 辻堂・大峯・台高・国見山地域の再検討 —. 地球科学, **59**, 287–300.