

大井川上流域の四万十帯における岩盤クリープ

徳嶺庄一郎*・久田健一郎**

Bedrock creeps in the Shimanto terrane of the upper stream area of the Oi River, central Japan

Shoichiro TOKUMINE* and Ken-ichiro HISADA**

目 次

I. はじめに	2
II. 研究地域の概要	3
1. 地形概要	3
2. 地質概要	5
III. 崩壊地, 線状凹地, 平坦地, 分離丘の認定	5
1. 室内作業による地形の読み取り	5
2. 現地調査による微地形の判定—線状凹地と山体斜面の地形	6
2-1 赤崩尾根周辺に発達する線状凹地と微地形	8
1) 地形図・空中写真判読の結果	8
2) 現地調査の結果	10
2-2 山伏から笹山の尾根周辺に発達する線状凹地と微地形	11
1) 地形図・空中写真判読の結果	11
2) 現地調査の結果	11
2-3 井川湖東岸の尾根周辺に発達する線状凹地と微地形	12
1) 地形図・空中写真判読の結果	12
2) 現地調査の結果	13
2-4 西山林道尾根に発達する線状凹地と微地形	13
1) 地形図・空中写真判読の結果	13
2) 現地調査の結果	14

* 太平洋セメント株式会社 Taiheiyo Cement Corporation

** 筑波大学生命環境科学研究科 Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba

IV. 考察	14
1. 西山林道突出部の地質構造と小規模岩盤クリープの認定	14
2. 西山林道付近の地層の傾斜のばらつきと岩盤クリープの認定	17
3. 双子山と分離丘の形成について	17
4. 岩相に規制された岩盤クリープの規模	20
5. 岩盤クリープと非対称山稜	21
6. 赤崩とポッチ薙	22
V. まとめ	22
謝辞	23
引用文献	23

I. はじめに

岩盤クリープとは岩盤が地表近くで重力により徐々に変形・破壊される現象で、局所的には複数のすべり面が存在しながら、これらが連結して単一の連続的なすべり面を形成していない現象(千木良, 1984, 1985)とされている。岩盤クリープは地表付近で物質が下方へ移動するという運動様式を呈するため地すべりと同様な扱いをうける場合があるが、地すべりは連続的なすべり面を持ち、それよりも上の物質がすべる現象であり、かつ反復して生じることが多い。このように岩盤クリープは変形様式の点で地すべりとは異なるが、岩盤クリープも岩盤変形の進行に連れて最終的には地すべりに変化するものも多く、両者の境は漸移的なものとなっている。

露頭規模での岩盤クリープの微細構造の記載は横山・柏木(1996)に詳しい。横山・柏木(1996)は瀬戸川帯の粘板岩の露頭において、重力性傾動構造(岩盤クリープ)は、多数の劈開に沿った割れ目(劈開割れ目)形成を伴いながら進行していることを示した。それよりも前に久田・新藤(1982)は大井川上流域小河内川東岸の泥質岩および砂岩泥岩互層の分布域において大規模岩盤クリープの存在を報告した。露頭規模の岩盤クリープと同様に、下方に本来の地層があり、屈曲点を境に上方では谷側に屈曲し、傾動構造を呈している。さらに屈曲する点を結ぶことによってできる線は船底状をなし、クリープ領域の深さは約70mに達する。このような岩盤クリープは、千木良(1984, 1985)や柏木・横山(2001)などが報告しているように、結晶片岩地帯、珪質粘板岩地帯、砂岩頁岩互層地帯などの面構造が発達し、強度・変形に異方性を持つ岩石に生じやすいとされる。

このように従来の研究では岩盤クリープは規模によって大きく二つに区分されてきた。“露頭規模の岩盤クリープ”と“大規模岩盤クリープ”である。例えば、久田・新藤(1982)は2種類の岩盤クリープ、すなわち大規模岩盤クリープおよび二次クリープ(露頭規模の岩盤クリープ)を認定した。それぞれのクリープ領域の規模は、大規模岩盤クリープで深さは地表から50~100m、延長500~1000m、幅500~700mに達し、一方二次クリープの規模は一般に小さく、変形の深さは数m~10m程度である。このような岩盤クリープの規模の表現に関して、明確な定義

付けはなされておらず、従来の“大規模”と表現されていた岩盤クリープは研究者の直感によるものであり、曖昧な表現となっていた。

大規模岩盤クリープは、1960年代後半から山体変形の形成要因の一つとして注目されてきた。その結果、山体変形の内部構造、形成時期に関する研究は増え、徐々に解明が進んだ (Mahr, 1977; Radbruch-Hall, 1978; Beget, 1985など)。しかしながら、内部構造に関しては直接断面を観察することは難しいため、地形学的な側面からの形態の記載による推定が多く、未だ不明な点が多い。また、大規模岩盤クリープ発生の条件に関して、素因となる地質のデータが少ないのが現状である。

本研究では四万十帯に区分される静岡県大井川上流域の井川湖から畑薙湖にかけての堆積岩分布地域を調査地とし、広範囲な地質構造・岩相から大規模岩盤クリープの素因について考察を行った。本論では、岩盤クリープの規模を深さによって、便宜的に名称を付け、クリープ領域の深さが5m以浅ならば露頭規模岩盤クリープ、5~10mならば小規模岩盤クリープ、10m~100mならば中規模岩盤クリープ、100m以深ならば大規模岩盤クリープとした。なお、岩盤クリープの規模を決定付ける要素に表層の規模(範囲)を用いず、クリープ領域の垂直規模(深さ)を用いた。

II. 研究地域の概要

堆積岩地帯における大規模崩壊は赤石山地および四国南東部に発達しており、赤石山地には巨大崩壊地の密集が知られている。赤石山地周辺の代表的な巨大崩壊地として千枚崩れ、七面山崩れ、赤崩、ポッチ薙、枯木戸崩れ、大谷崩れが挙げられる。特に赤崩、大谷崩れにおいては先行研究がなされており、崩壊の素因は大規模岩盤クリープであることが報告されている (Chigira & Kiho, 1994)。また、久田・新藤 (1982) は大規模岩盤クリープに関する調査を赤石山地南部の井川湖北岸で実施した。そこで本研究では赤石山地南部の大井川上流域、井川湖から畑薙湖の周辺南北約20km、東西約5kmの範囲を研究地域とした (図1)。

1. 地形概要

赤石山地は中部地方の静岡県、長野県、山梨県の3県にまたがり、日本アルプス最高峰の白根山 (3192m) を筆頭に荒川岳 (3141m)、赤石岳 (3120m) 等の3000m級の山々が連なる。山地の中央やや東部から南部にかけては大井川が流れており、西は天竜川の水系、東は富士川の水系に挟まれる。赤石山地は地盤の上昇量が大きく、平均4mm/年の隆起速度が観測されており、世界有数の隆起地帯となっている (檀原, 1970)。同時に日本最大の侵食地帯であり、侵食速度は1.63mm/yに達する (大森, 2001)。この著しい隆起速度と侵食速度によって急峻な地形が形成されている。

井川湖および畑薙湖は赤石山地を南北に流れる大井川の流域に建設されたダム湖で、大井川の上流域に位置する。井川湖湖面の標高は約670m、畑薙湖湖面の標高は約950mであるのに対し、井川湖西域に位置する小無間山は2150m、井川湖北東域に位置する山伏は2014m、畑薙湖北東域

に位置する青蘆山は2406mであり、標高差は大きく斜度の急な斜面をもつ。さらに畑薙湖の北東部には赤崩、ポッチ薙、枯木戸崩れ等の巨大崩壊地が分布する（図1）。本地域内の大井川は大局的にはS字型の流路で特徴付けられ、井川湖・畑薙湖間で北西－南東方向の、井川湖より下流側および畑薙湖より上流側では北東－南西方向の流路をとる。またその一部で穿入蛇行をしており、深い谷を成している。井川湖、畑薙湖間は新井川渓谷と称され、側刻の激しい河川である。

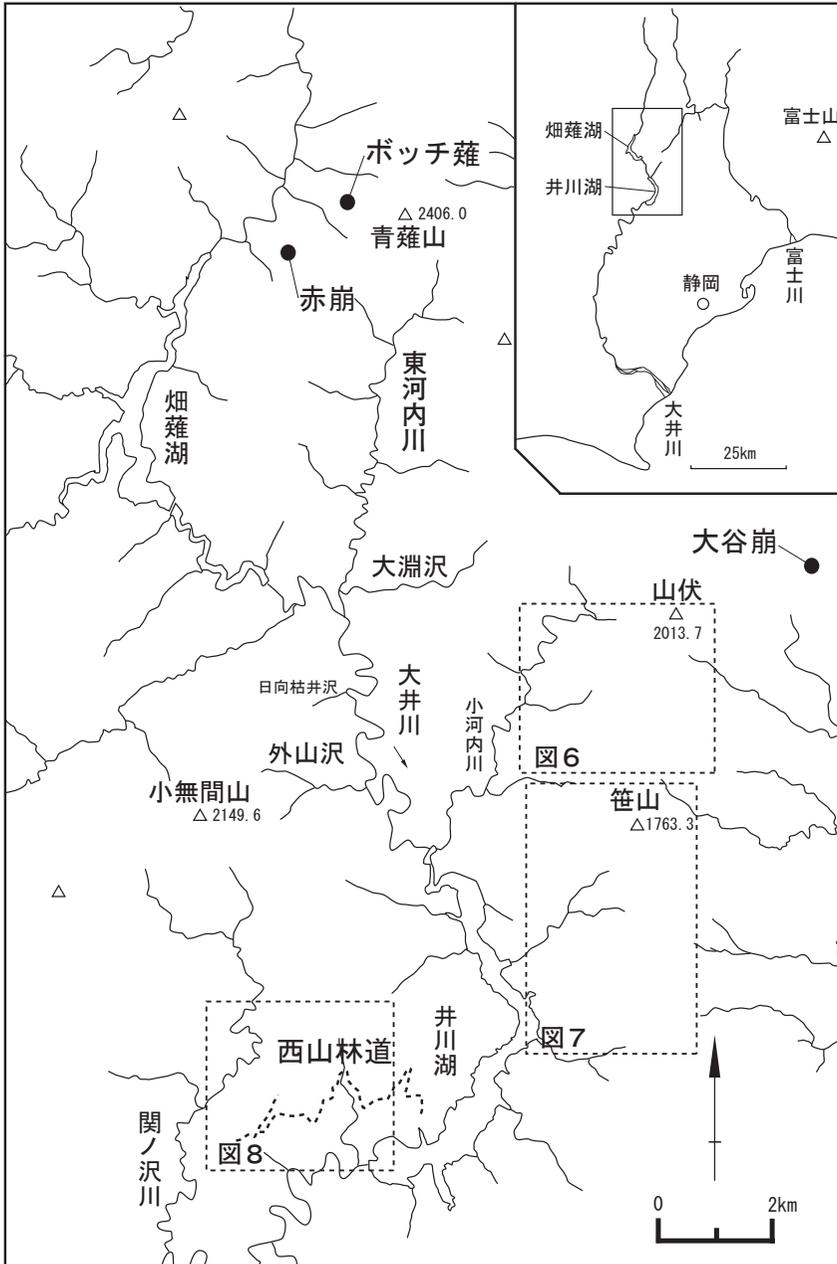


図1 研究地域位置図

2. 地質概要

赤石山地の広義の四万十帯は、西に赤石裂線、東に糸魚川－静岡構造線、北西に仏像構造線により囲まれたくさび状の地域に分布している。一般に西から東に明石裂線と光明断層に挟まれる光明層群の分布する地帯、光明断層と笹山構造線の間の狭義の四万十帯の地帯、および笹山構造線と糸魚川－静岡構造線の間の瀬戸川帯の地帯に大きく3区分されている（土ほか、1973など）。狭義の四万十帯については、地帯の分布にほぼ平行に走る数本の断層によって、北西から赤石層群、白根層群、寸又川層群、犬居層群、三倉層群に区分され、北東から南西方向に帯状分布をなす（Kano & Matsushima, 1988）。狭義の四万十帯とされた地帯の地層は大部分が白亜系で、一部古第三系よりなる（Kano & Matsushima, 1988）。

徳嶺・久田（2005）は井川湖から畑薙湖にかけて地質調査を行い、岩相によるユニット区分および地質構造を明らかにした。本地域の地質は5つの岩相ユニットに区分することができ、かつ地質構造は、砂岩頁岩互層には一部逆転が認められるものの、大局的には北西に50°～80°で傾斜した北西上位の同斜構造である。徳嶺・久田（2005）は、これらの5つのユニットに便宜的に名称を与え、北からユニットSu-A、ユニットSu-B、ユニットIn-A、ユニットIn-B、ユニットMiとした。これらのユニットはKano & Matsushima (1988)の寸又川層群 (Su)、犬居層群 (In)、三倉層群 (Mi) にそれぞれ対応する。以下に徳嶺・久田（2005）に基づき、その概要を記述する。

ユニットSu-A、ユニットSu-Bは寸又川層群逆河内川累層に、ユニットIn-A、ユニットIn-Bは犬居層群に、ユニットMiは三倉層群に対応する。各ユニットの岩相は次のようになる。ユニットSu-Aは砂岩優勢砂岩頁岩互層の整然層、ユニットSu-Bは頁岩優勢砂岩頁岩互層の整然層、ユニットIn-Aは泥質岩を基質とした混在岩、ユニットIn-Bは砂岩頁岩互層の破断層（混在岩）、ユニットMiは頁岩優勢砂岩頁岩互層および粘板岩質な頁岩で特徴付けられる。ユニットSu-AとユニットSu-Bの境界は岩相の違いから断層によって境され、それ以外のユニットの境界はユニットの分布と岩相の走向の斜交関係からいずれも断層で境されるものと考えられる（徳嶺・久田、2005）。

寸又川層群は泥岩、酸性凝灰岩から産する放散虫化石群集より白亜紀最後期、犬居層群は泥岩から産する放散虫化石群集より白亜紀最後期－古第三紀？と推定されている（村松、1986）。三倉層群は南部の泥岩より中新世を示す放散虫化石が報告されている（渡部、1988）。

Ⅲ. 崩壊地、線状凹地、平坦地、分離丘の認定

1. 室内作業による地形の読み取り

本地域の崩壊地、線状凹地、平坦地、分離丘の分布を明らかにするために、室内作業による地形の読み取りを実施した。崩壊地、線状凹地の判読には空中写真（国土地理院発行）を、また平坦地、分離丘の判読には地形図（国土地理院発行）を使用した。使用した空中写真は次のとおりである。井川湖東岸から山伏付近にかけては2000年および1970年に撮影された撮影縮尺30,000分の1モノクロ空中写真を、畑薙湖から青薙山および東河内川付近にかけては1970年に撮影さ

れた撮影縮尺1,500分の1カラー写真および1970年に撮影された撮影縮尺30,000分の1モノクロ写真を、井川湖西岸付近については1976年に撮影された撮影縮尺1,500分の1カラー写真および1970年に撮影された撮影縮尺30,000分の1モノクロ写真を使用した。いずれの空中写真も23 cm × 23 cmの密着焼印画写真である。写真の撮影コース番号と写真番号をそれぞれ表1に示す。なお、判読にはカラーコピー機で出力したものをを用いた。使用した地形図は25,000分の1地形図「井川」「畑薙湖」「上河内岳」「湯の森」「梅ヶ島」である。これらの判読結果を50,000分の1地形図上に表現した(図2)。

表1 地形判読に使用した空中写真(国土地理院発行)

撮影年	コース番号	写真番号
2000-13Y	C3	3~9
76-15	C9	29・30
76-15	C10B	20・21
76-18	C6A	23・24
76-18	C7A	21
70-8Y	C11	11・12
70-8Y	C10A	11・12
70-9Y	C4	14~16
70-9Y	C2	17
70-9Y	C3	17

調査地域内には多数の崩壊地、線状凹地、平坦地、分離丘などの地形があり、またそれぞれの地形の空間分布には偏りが存在する。崩壊地は調査地域ほぼ全域で発達しているが、特に大規模なものについては畑薙湖以北で認められる。線状凹地は北東-南西方向に連なる尾根上に観察され、特に畑薙湖北東に位置する北東-南西に延びる尾根、井川湖東岸の南北に延びる尾根、井川湖西方に位置する北東-南西に延びる尾根(通称西山林道尾根)で顕著に発達している。東河内川東岸では比較的大規模な平坦地が集中しているが、井川湖東岸では小規模なものが多数発達している。また、分離丘は井川湖東岸に多く見られる(図2)。

2. 現地調査による微地形の判定—線状凹地と山体斜面の地形

本地域には線状凹地が認められ、赤崩尾根、山伏から笹山の尾根、井川湖東岸尾根、西山林道尾根にて発達が顕著であることは前述した通りである。本研究ではこれらの4つの地域の尾根周辺において地形図・空中写真による地形分類図の作成および現地調査を行った。その結果、赤崩尾根周辺では複数の線状凹地および小崖地形が、山伏から笹山の尾根周辺では複数の線状凹地が、井川湖東岸の尾根周辺では複数の線状凹地と分離丘が、井川湖西岸の西山林道尾根付近では複数の線状凹地が認められた。赤崩付近の多重山稜北西斜面においてはChigira & Kiho (1994)が、井川湖北岸の小河内川流域においてはShindou & Hisada (1981)がそれぞれ大規模岩盤クリー

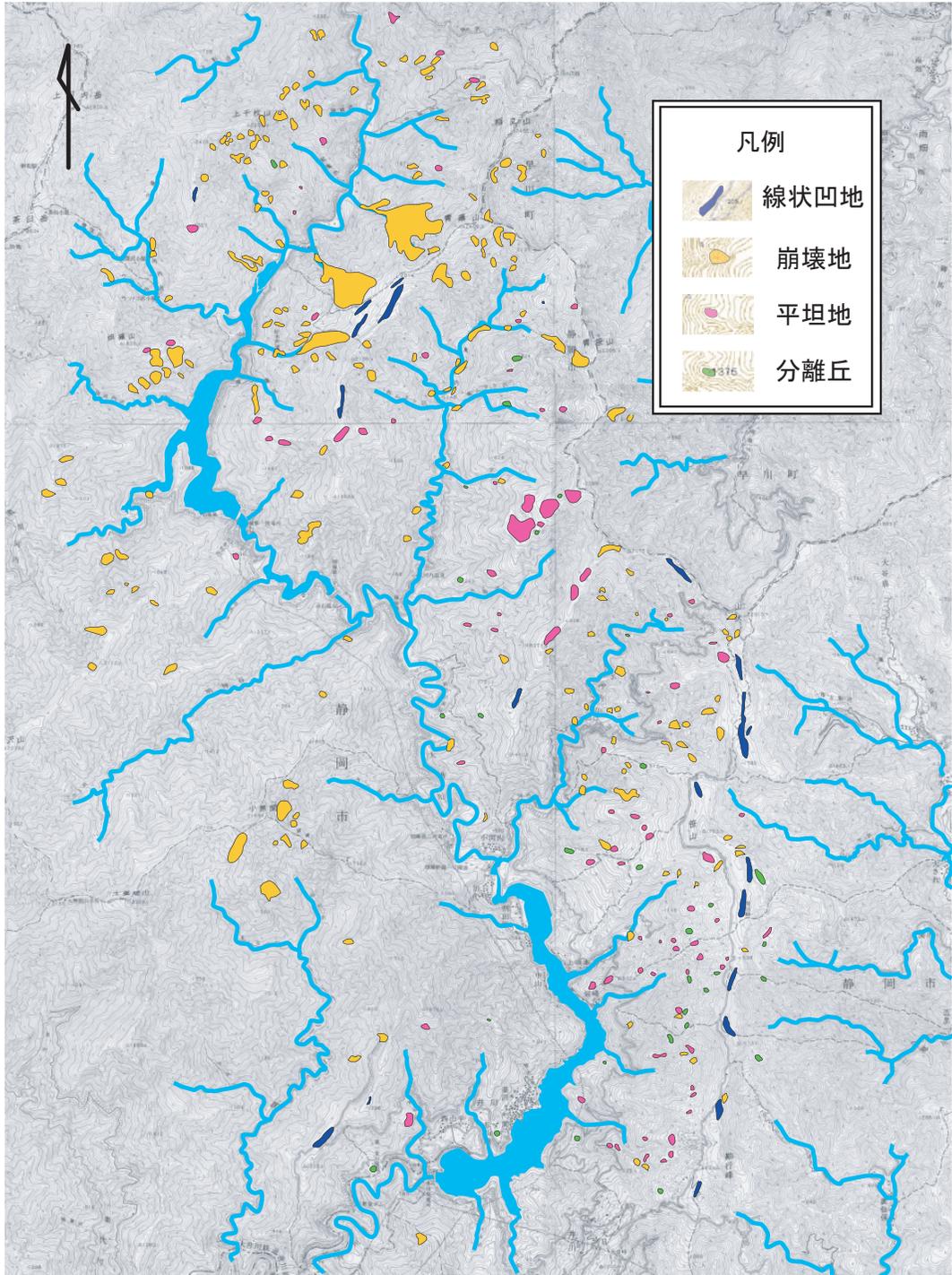


図2 線状凹地・崩壊地・平坦地・分離丘の分布図（国土地理院発行の5万分の1地形図「上河内岳」「七面山」「畑薙湖」「梅ヶ島」「井川」「湯の森」の一部使用）

ブの発達を報告しており、山体内部構造をもとに多重山稜の成因を考察している。また、西山林道尾根周辺においては本研究によって山体の北西斜面に中規模岩盤クリープの発達の可能性が示唆された。以下に調査結果の詳細を報告する。

2-1 赤崩尾根周辺に発達する線状凹地と微地形

1) 地形図・空中写真判読の結果

山稜付近の地形分類図を図3に示す。赤崩尾根周辺では線状凹地の発達が非常に顕著である。これらの多くは北東-南西の走向を示す。線状凹地はある程度間隔をおいて配列している。これによって斜面の断面図は階段状をなす(図4)。また、尾根の頂き付近には特に明瞭な凹地が発達しており、一部途切れるものの、北東から南西に約700m追跡することができる。この線状凹地の中央付近谷側には高さ約20m、線状凹地からピークまでの距離約20mの分離丘が発達している。同様に、この凹地の南端から南西約200m付近にある線状凹地にも分離丘が発達し、その規模は高さ10m、線状凹地からピークまでの距離は約25mである。赤崩の南側、主稜線から西に約

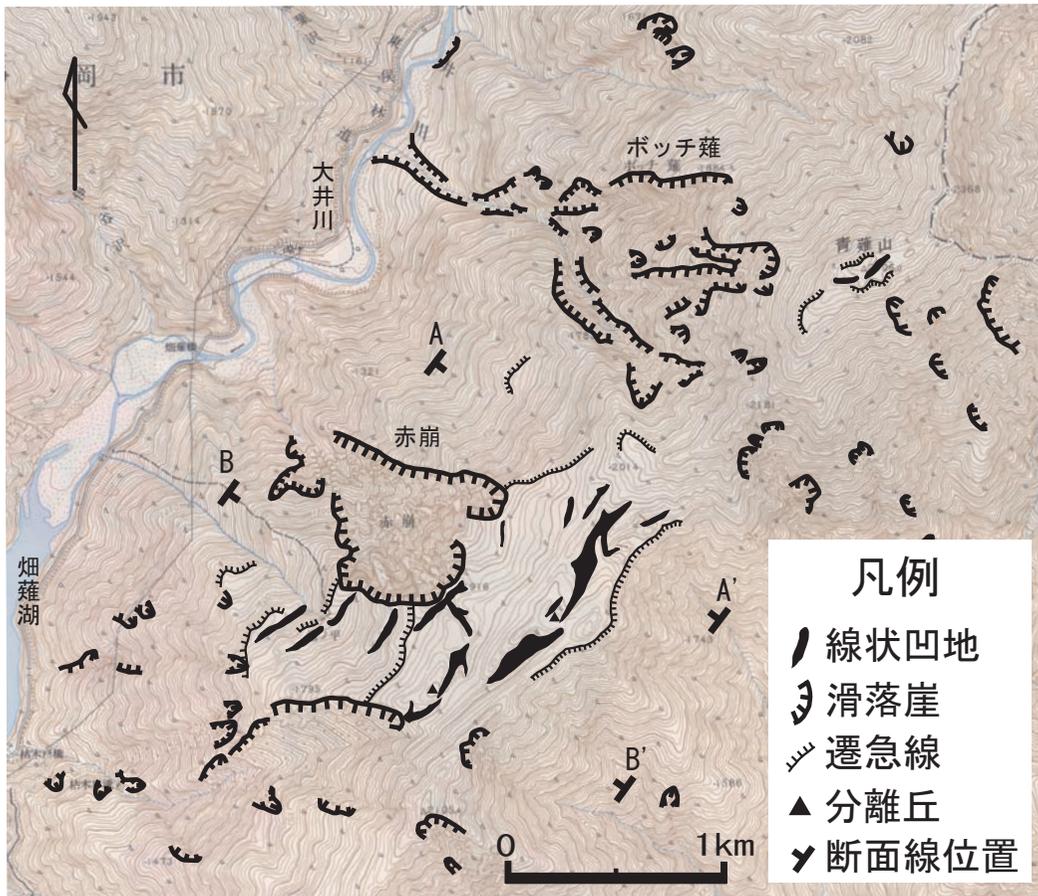


図3 赤崩周辺の地形分類図(国土地理院発行の2.5万分の1地形図「上河内岳」の一部使用)

400m, 約800m付近, および赤崩の東側主稜線から北西に約300m付近, 南東に数10m付近には遷急点があり, 緩傾斜から急傾斜へと移り変わりが認められる。線状凹地はいずれもこの遷急点よりも尾根側の傾斜の緩い場所に発達している。赤崩南の標高1700m付近にある線状凹地は, その中央付近に池ノ平と呼ばれる湧水池をもつ (図5-1)。

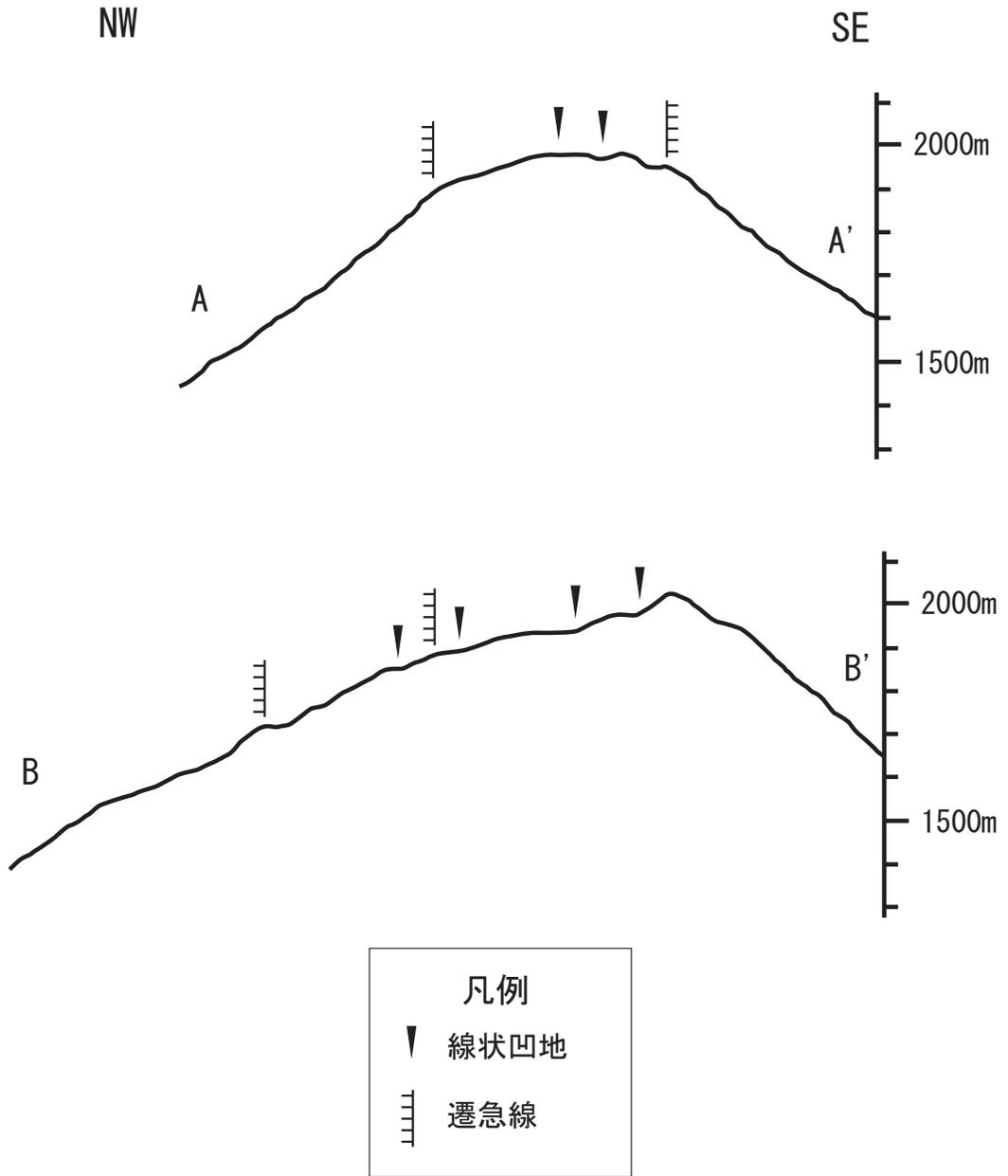


図4 赤崩周辺の断面図 (断面線の位置を図3に示す)

2) 現地調査の結果

地形図・空中写真では捉えられない規模の小さな線状凹地（図5-2）が尾根付近に複数例観察された。その多くは北東-南西の走向をもつ。赤崩南東端の滑落崖付近では崩壊地が登山道を切断している様子が確認された。これは赤崩の滑落崖が後退し、崩壊地が徐々に拡大していることを示す。地形図で確認した湧水池である池ノ平では水が湧き出ている（図5-1）。この湧水池から谷側に10m下ったところでは頁岩が露出し、滝を形成している。湧水はその滝を下った後、直線的な沢を下り、大井川へと注いでいる。滑落崖の縁から赤崩の崩壊面に露出する岩盤を観察すると、地層面は南東傾斜（山側傾斜）であることが認められた（図5-3）。赤崩の崩壊地は植生に乏しい（図5-4）が、ポッチ雑草は植生に覆われている。なお、赤崩周辺では地形図判読および現地調査により、計22本の線状凹地が確認された。

写真-1



写真-3



写真-2



写真-4



写真-1；池ノ平
 写真-2；線状凹地
 写真-3・4；赤崩崩壊地

図5 赤崩周辺の地形

2-2 山伏から笹山の尾根周辺に発達する線状凹地と微地形

1) 地形図・空中写真判読の結果

小河内川の東側斜面の南北に延びる尾根上部には線状凹地が複数発達している(図6)。地形分類図によると遷急線が西側に張り出し、非対称山稜を形成している。また尾根東側では崩壊地が尾根付近に達しているのに対し、西側では遷急線を挟み、より谷側で発達している。

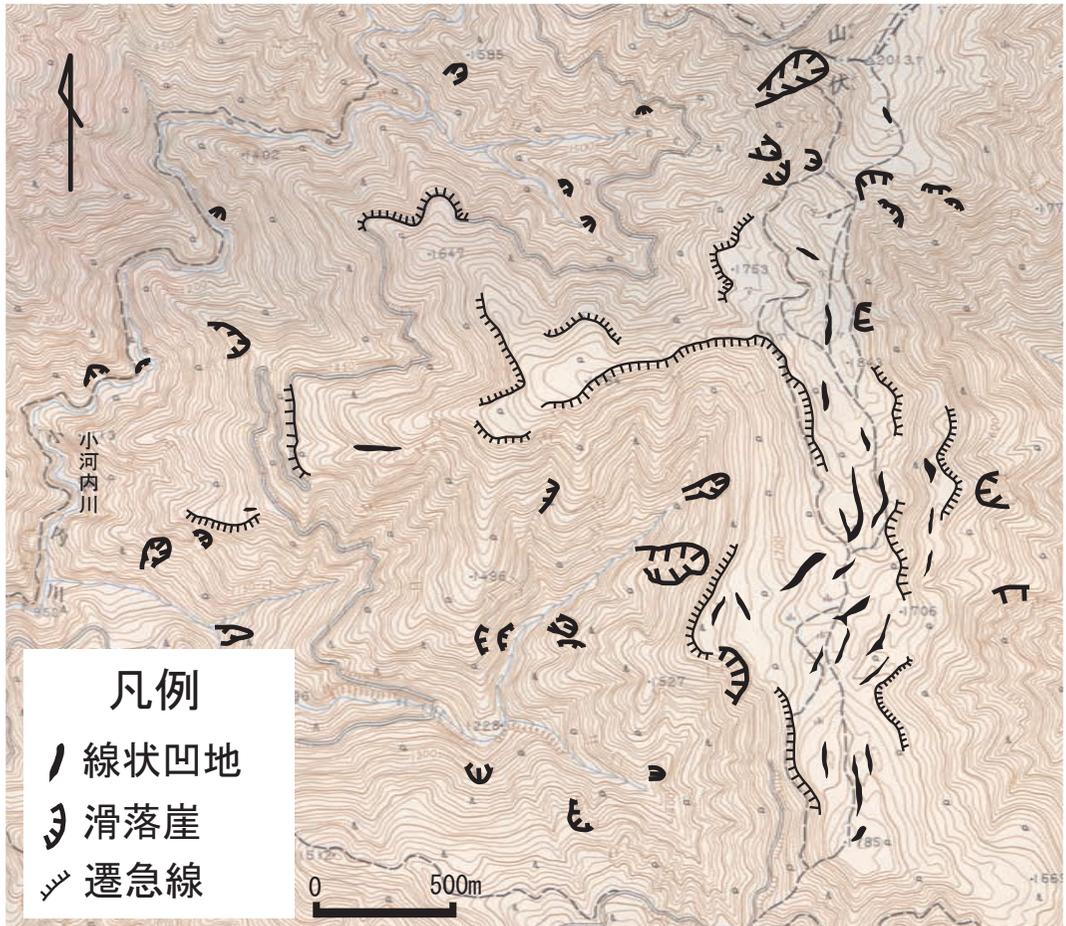


図6 山伏から笹山周辺にかけての地形分類図(国土地理院発行の2.5万分の1地形図「梅ヶ島」の一部使用)

2) 現地調査の結果

この地域では、一般傾斜(北西)に対して逆傾斜(南東)を示す地層面が尾根部を巻く林道で確認された。この尾根は久田・新藤(1982)におけるクリープ領域の範囲内に相当する。

2-3 井川湖東岸の尾根周辺に発達する線状凹地と微地形

1) 地形図・空中写真判読の結果

井川峠付近から勘行峰に至る、南北約5kmの尾根に線状凹地が認められる。この付近の地形分類図を図7に示す。この山体は非対称山稜を成しており、東に急斜面、西に緩斜面をもつ。西側斜面には小規模な崩壊地、分離丘が発達し、複雑な水系をもつ。この西側斜面は標高1200m付近を境にして微地形が異なる。井川湖～標高1200m付近では小規模崩壊地が、標高1200m付近～尾根では分離丘および複雑な水系が発達する。

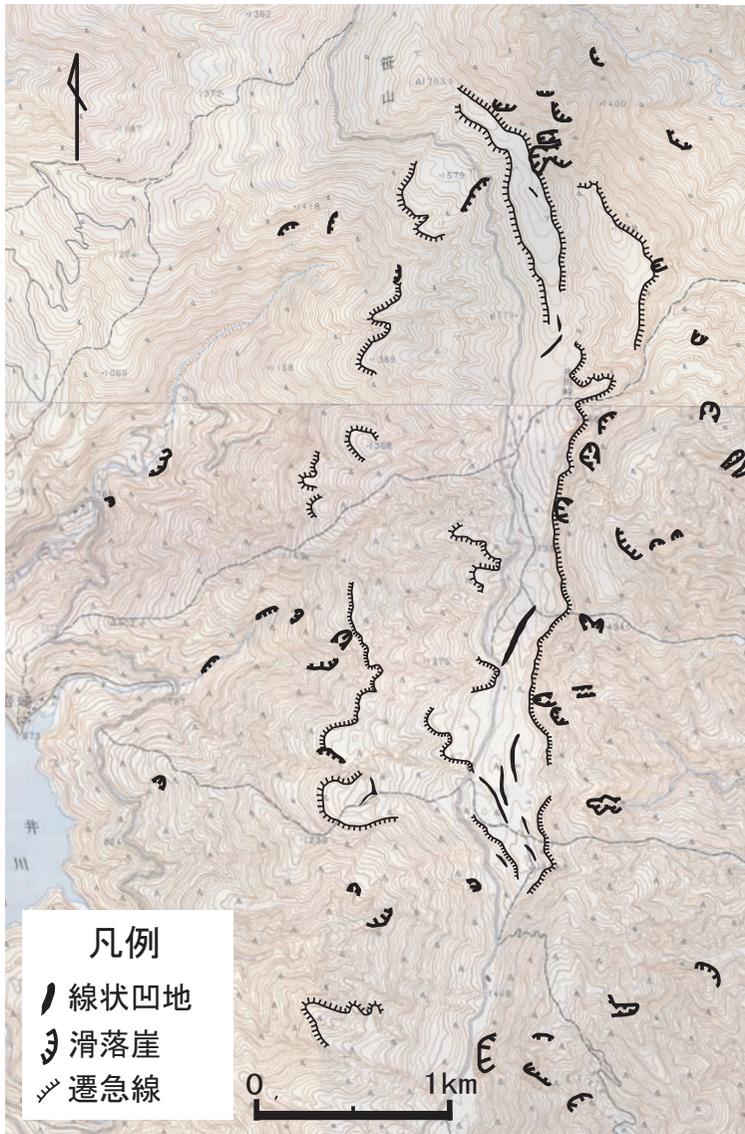


図7 井川湖東岸の地形分類図（国土地理院発行の2.5万分の1地形図「梅ヶ島」「湯の森」の一部使用）

2) 現地調査の結果

井川湖から標高1200m付近までの地形の比較的安定な領域では露出する地層も比較的安定しており北東-南西方向の走向をもつ。しかし、標高1200m付近を越えると急激に地質構造が乱れる。さらに標高1250mから1350m付近には地層が赤色に変質している様子が認められた。標高1300m付近の平坦地は必ずしもなだらかではなく、階段状を呈する場合や線状凹地が発達する。この階段状地形の走向は山体斜面の等高線の走向ではなく、地層の走向に一致する。

2-4 西山林道尾根に発達する線状凹地と微地形

1) 地形図・空中写真判読の結果

この付近の地形分類図を図8に示す。線状凹地の発達は西山林道の三又分岐付近において顕著に、また三又分岐から北東約800m付近に位置する尾根に比較的小規模に認められる。いずれも北東-南西方向に伸びる尾根上である。また、この付近の尾根は非対称山稜をなしており、山稜付近の傾斜は南東側では急であり、北西側では緩くなっている。また、斜面は一様の斜度を保って傾斜しているわけではなく、傾斜角に変化が認められる。すなわち北西側斜面においては山稜付近が緩傾斜であるのに対し谷（関ノ沢川）付近では傾斜が急になっており、南東斜面においては山稜付近が急傾斜であるのに対し谷付近の大井川沿い県道付近では傾斜が緩くなっている。

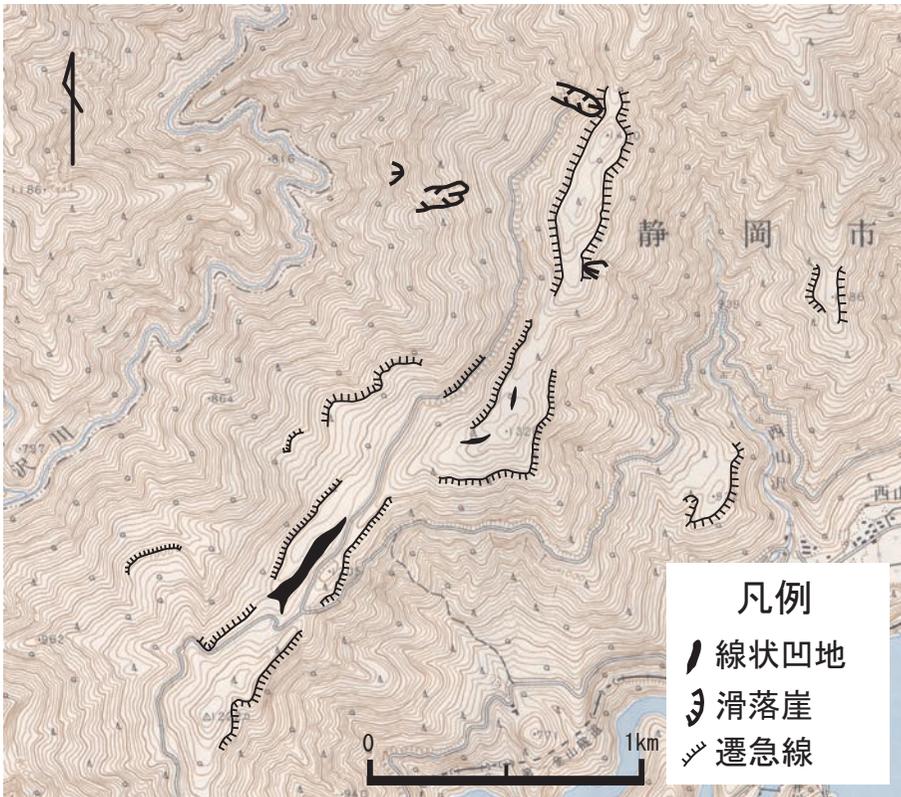


図8 西山林道周辺の地形分類図（国土地理院発行の2.5万分の1地形図「井川」の一部使用）

2) 現地調査の結果

現地踏査により三又分岐付近の尾根には、複数の線状凹地、円形の凹地、滑落崖が発達し、多重山稜をなしていることが判明した。これらの微地形を示す(図9)。三又分岐の南西では小規模な線状凹地が複数本、三又分岐から南西約400m付近に延長150mの線状凹地が1本、三又分岐の北東では小規模な線状凹地が2本認められる。さらに、三又分岐の北約500m付近には延長約200mの線状凹地が1本、三又分岐の北西には非常に顕著な線状凹地が1本認められる。この線状凹地は北東-南西方向に約500m連続し、内部には起伏があり3箇所の円形の凹地を持つ。

また、線状凹地の延長走向をローズダイヤグラムにて表現した(図9)。凹地の低部は湿潤であり、動物の掘った穴から水が滲み出ている。また、三又分岐の南西約150m付近の南東斜面においては、滑落崖が形成されており、非常に急な斜面をなしている。この尾根上の構造で特筆すべき点は他に2点挙げられる。ひとつめは三又分岐の南西で発達する複数本の線状凹地が階段状をなしていること、ふたつめは三又分岐から南西へ400m付近にみられる二つのピークの中央部、やや関ノ沢川側で線状凹地を伴う円形状の凹地が形成されていることである(図9)。これによって、関ノ沢川側に尾根が張り出し、分離丘をなしている。

また、西山林道、大井川沿いの林道、西山林道尾根の北西および南東斜面で地質調査を行い、地層の面構造の測定を実施した。その結果を図10に示す。二重山稜が発達している北東-南西に延びる尾根を境界とし、北西斜面側では地層面の走向傾斜にばらつきがあるが、南東斜面側では走向が北東-南西に比較的安定しほぼ北西傾斜の構造を示す。北西傾斜の地層面は沢沿いに多く、南東傾斜の地層面は逆に尾根沿いに多い。さらに林道三又分岐から南西へ約500m地点の北西側へ突出した林道では傾斜方向の移り変わりが認められた。突出部の根元付近では北西傾斜であるが、先端部に向かうに従い、徐々に急傾斜となり、やがては先端付近で南東傾斜となる。

IV. 考察

1. 西山林道突出部の地質構造と小規模岩盤クリープの認定

井川湖西岸の西山林道付近には泥質岩が卓越するユニットIn-Aが分布している。本地域のユニットIn-Aの地質構造は北東-南西方向の走向で大局的には北西に急傾斜する構造である(徳嶺・久田, 2005)。林道突出部は、北側および西側に谷が位置し、先端付近に尾根が発達する。さらにこの付近の地質構造は前述したように谷付近の地層は一般傾斜(北西傾斜)を持つのに対し、林道突出部の先端付近では一般傾斜に対して逆傾斜(南東傾斜)の地層構造をとる。また、突出部の東部の谷沿いには一般傾斜を示す露頭が、尾根沿いには一般傾斜に対して逆傾斜を示す露頭が観察された。さらに開口割れ目や劈開面を連結するように局所で引っ張り割れ目が生じている林道沿いの露頭の様子は、横山・柏木(1996)が示しているように、岩盤クリープによる地層の改変が行われていることを示唆する。以上のことを考慮すると、谷部では本来の地層が保たれ、尾根部では傾動後の地層が露出しており、林道突出部の根元から先端部にかけて岩盤クリープが生じているものと考えられる。見積もられるクリープ領域は最大で深さ約20mに達する。こ

れは小規模岩盤クリープにあたる。

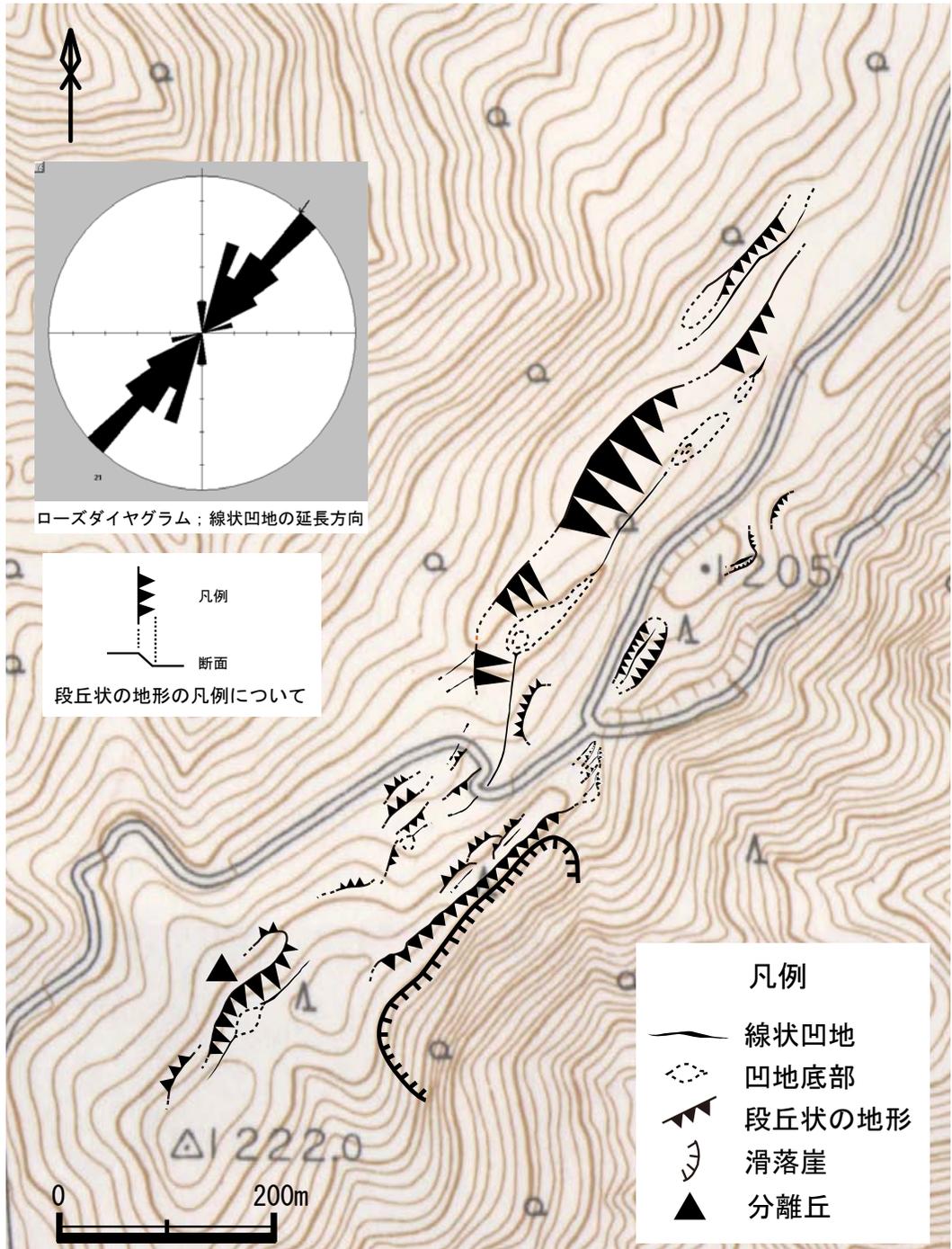


図9 西山林道付近に発達する線状凹地（国土地理院発行の2.5万分の1地形図「井川」の一部使用）

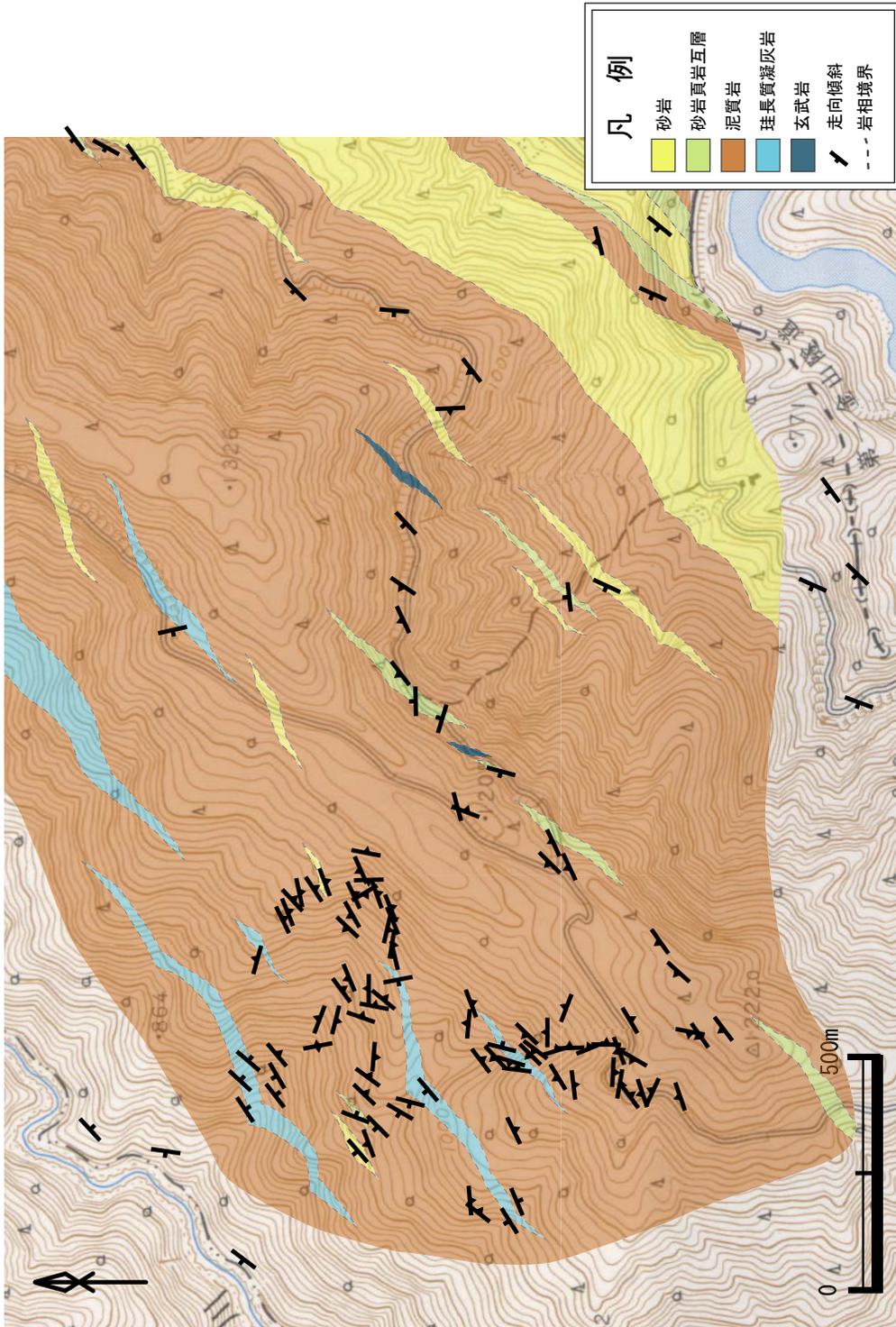


図10 西山林道周辺の地質図 (国土地理院発行の2.5万分の1地形図「井川」の一部使用)

2. 西山林道付近の地層の傾斜のばらつきと岩盤クリープの認定

西山林道尾根の北西斜面（図10の範囲）に関して、傾斜のばらつきを次のように解釈した。この地域にはユニットIn-Aが分布し、北西に急傾斜する同斜構造を呈する。1で述べた林道突出部での岩盤クリープ認定と同様に考えるならば、一般傾斜に反する傾斜はクリープした地層であると考えられる。北西傾斜の地層面は沢沿いに多く、南東傾斜の地層面は逆に尾根沿いに多い。したがって沢沿いには本来の地層が現れ、尾根付近にはクリープした地層が現れていることになる。また、沢沿いで常に一般傾斜が見られるわけではなく、局所的に逆傾斜な構造を持つ地層も認められる。これらを考慮すると、地質構造から推定できる岩盤クリープの領域は図11となり、見かけ上、本来の地層は窓状分布を呈する。これは沢沿いでは常に本来の地層のみが現れるとする久田・新藤（1982）で示された小河内川東岸のクリープ領域と明らかに異なる。この二者の相違に関して次の二つのことが考えられる。第一に谷の深さとの関係が考えられる。小河内川流域の谷は西山林道北西斜面の谷よりも明らかに深い。これは小河内川流域の谷は西山林道付近に比べ、下刻作用が進んでいることを示す。したがって下刻作用が貧弱な西山林道付近では、斜面がクリープ変形を受けた後、本来の地層面を完全に露出させるほど谷の下刻作用が起こっていないと考えられる。第二に、クリープ領域の下面（本来の地層とクリープした地層の屈曲点）が単純に船底状ではなく、波状となっている可能性が考えられる。これらのことを考慮し、谷沿い、尾根沿いの断面図を描くと図12となる。これらの結果から、斜面尾根部で深さ最大約50mのクリープ領域が見積もられる。これは中規模岩盤クリープにあたる。

3. 双子山と分離丘の形成について

前述した岩盤クリープが認められた尾根（林道突出部）の斜面上方延長には分離丘が存在し、主稜線と分離丘の間に線状凹地が発達している（図13）。主稜線には鞍部があり、それによって頂が二つに分かれている。本論ではこの二つの山頂のことを仮に双子山と呼ぶことにする。双子山鞍部と線状凹地の底部、分離丘さらには岩盤クリープが観察された尾根はいずれも一直線上に連なる。双子山と分離丘の間に線状凹地があること、尾根部（林道突出部）に岩盤クリープが発生していることを考えると、この分離丘は林道突出部に発生した岩盤クリープの上方延長によって形成されたと考えられる。分離丘の起源はもともと双子山の鞍部にたどることができ、岩盤クリープを起因とした山体変形によって、尾根の一部が分離し、線状凹地を形成しつつ現在の状態に至ったと考えられる（図14）。また、分離丘を有する尾根の関ノ沢川側への延長部は、標高1150m付近で谷へと変化している。これは分離丘を形成した岩盤クリープが山体斜面で崩壊にいたり、谷を形成したのと考えられる。この谷の標高約950m付近では北西傾斜の地層面が観察され、この付近を境に関ノ沢川側では本来の地層が、主稜線側ではクリープした地層が露出するのと考えられる。林道突出部の地層の谷側への傾動は、今後も進み、崩壊へと転化し、最終的には分離丘自体も関ノ沢川側へ崩壊するのと考えられる。地形的特徴、林道沿いのクリープ露頭の様子、谷での本来の地層面の露出の状況から、分離丘を形成するに至った岩盤クリープは少なくとも深さ30mのクリープ領域を有するものと推定される。

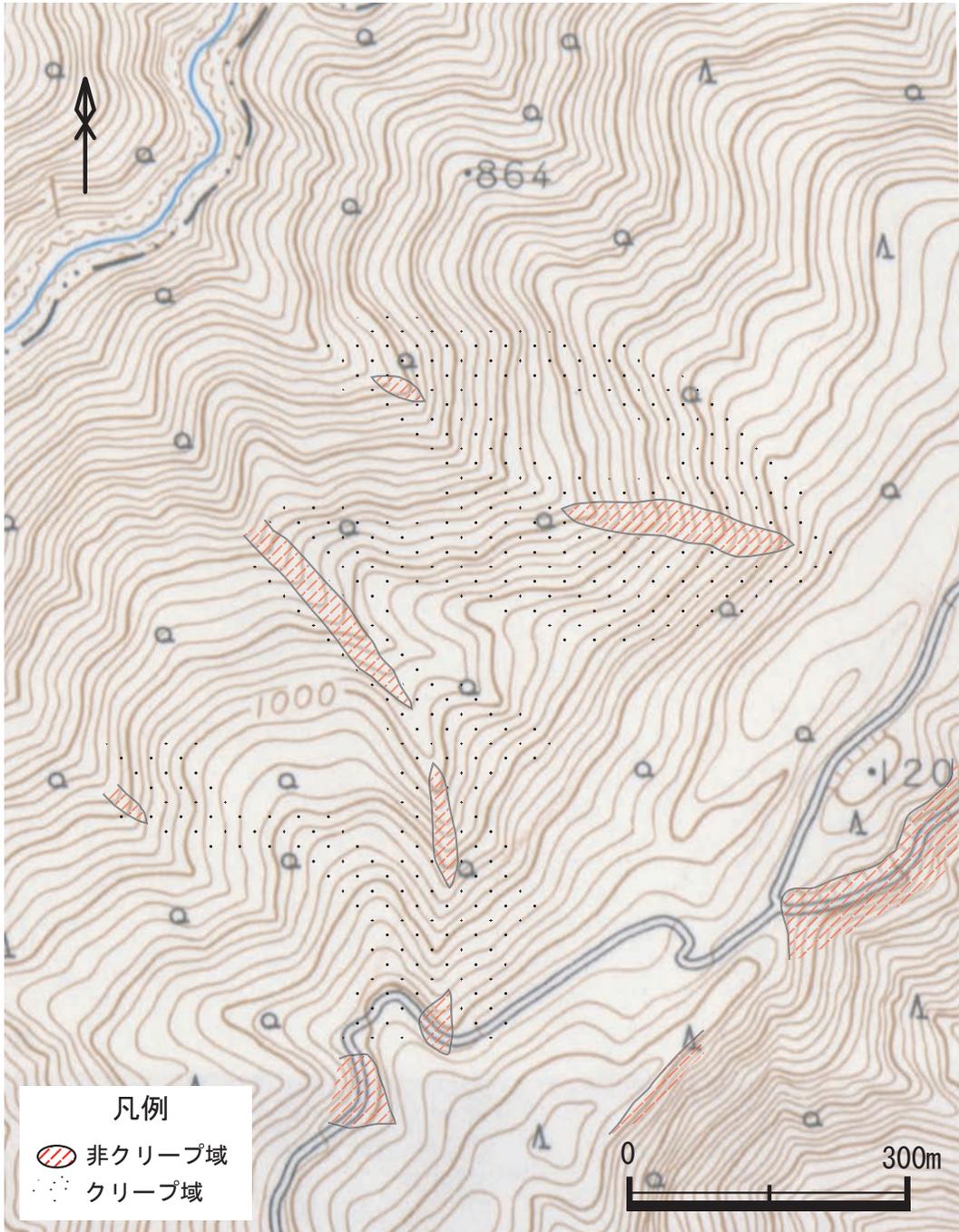


図11 西山林道北西斜面に発生した岩盤クリープのクリープ領域（国土地理院発行の2.5万分の1地形図「井川」の一部使用）

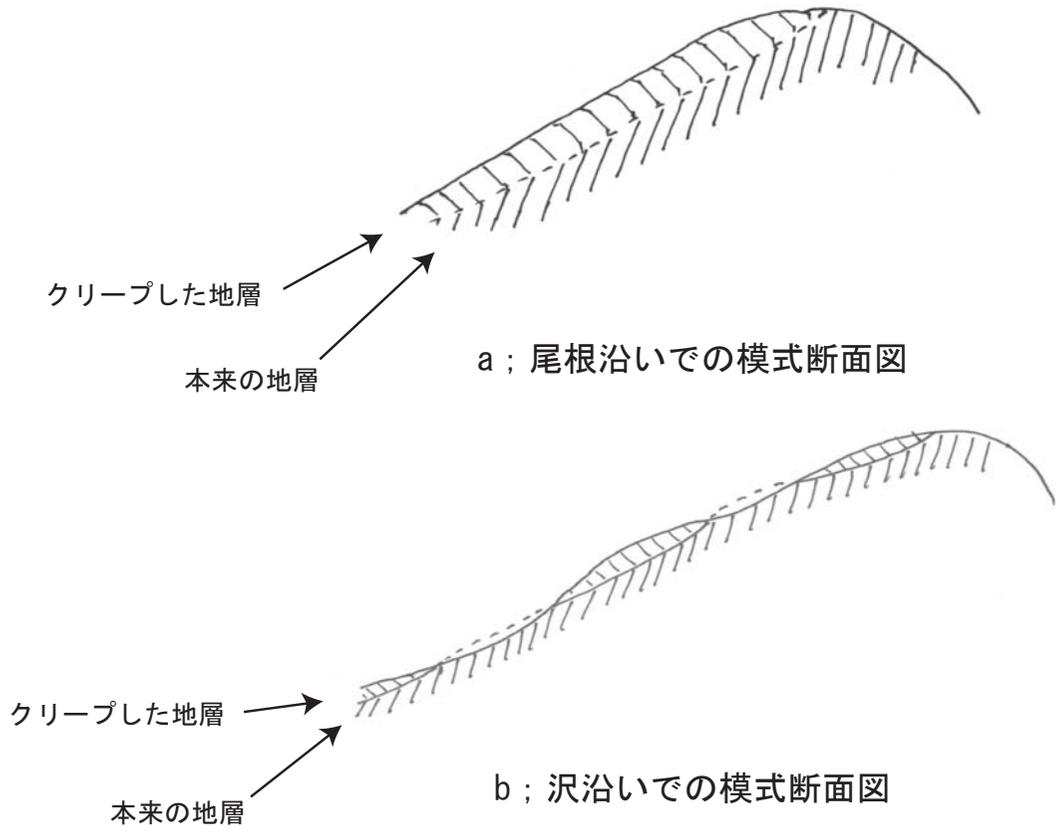


図12 西山林道北西斜面に発生した岩盤クリープの模式断面図

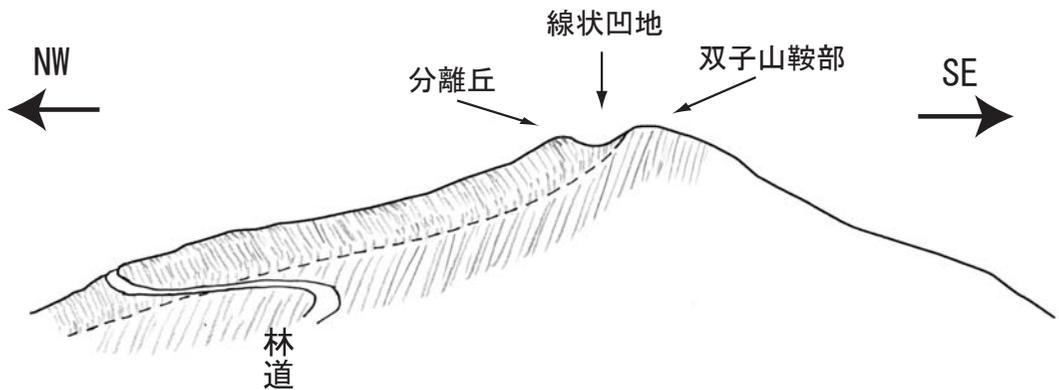


図13 西山林道突出部付近の岩盤クリープと線状凹地の関係

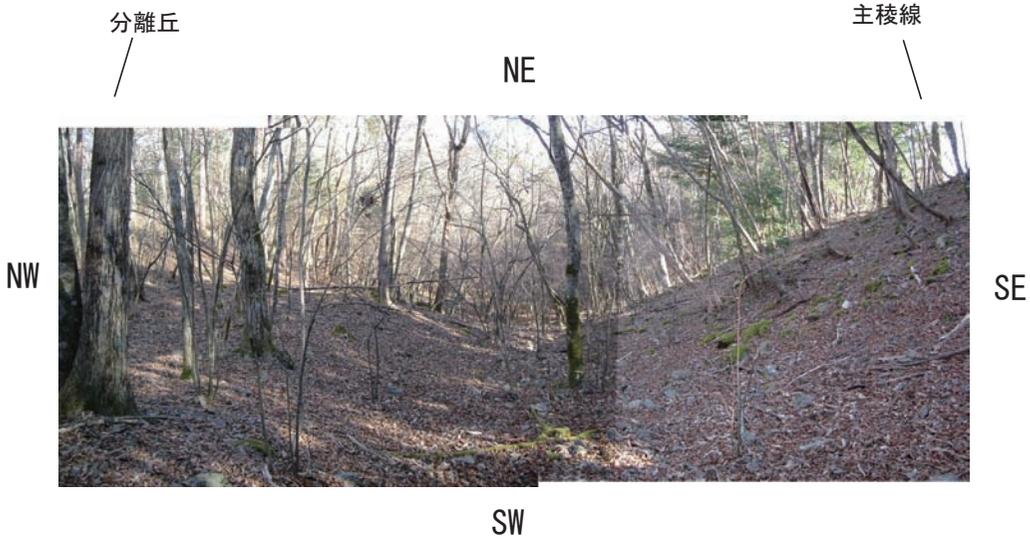


図14 分離丘と主稜線の間に発達した線状凹地

4. 岩相に規制された岩盤クリープの規模

赤崩周辺，小河内川東岸，西山林道で発達した岩盤クリープと岩相・地質構造との対応関係を表2に示す。岩盤クリープの規模を考慮すると赤崩周辺，小河内川東岸，西山林道の順となっている。それぞれの岩相は赤崩周辺で砂岩優勢砂岩頁岩互層，小河内川東岸で破断した砂岩頁岩互層，西山林道で泥質岩となっている。これら3地域は，地質構造，山体斜面との関係はほぼ同様であり，北西に急傾斜する地質構造を有し，かつ山体の北西斜面に発達している（流れ盤）。地質構造上の関係が一定であるため，岩相による岩盤クリープの規模の対比が可能である。すなわち，岩盤クリープの規模は砂岩優勢砂岩頁岩互層，破断した砂岩頁岩互層，泥質岩の順で規模が大きく，砂岩頁岩互層で，特に砂岩層が厚いならば大規模な岩盤クリープに発達すると考えられる。つまり大規模岩盤クリープの発生の素因の一つとして岩相が挙げられる。

表2 研究地域内に発生した岩盤クリープの規模と岩層の関係

場所	規模（深さ）	岩相	山斜面と地層の相対的な傾斜関係
赤崩周辺	<400m	砂岩優勢 砂岩頁岩互層	流れ盤
小河内東岸	<100m	破断した 砂岩頁岩互層	流れ盤
西山林道	<50m	泥質岩	流れ盤

5. 岩盤クリープと非対称山稜

西山林道三又分岐の南西の稜線付近には非対称山稜が顕著に発達する。この尾根は南東側に崩壊地、北西側に岩盤クリープ領域をもつ (図15)。以下に、岩盤クリープの発生を考慮して非対称山稜形成史を考察する。

本地域の地質構造の特徴として、北東-南西の走向を有し、北西に急傾斜することがあげられる。西山林道三又分岐付近の主稜線は北東-南西方向に延長し、これは地質構造の走向と一致する。さらに地質構造と山体斜面の相対的關係は次のようになる。主稜線の北西斜面では、地層面の傾斜の方向は北西で、かつ山体斜面の傾斜の方向も北西で傾斜の方向が一致している。これは流れ盤を示す。一方主稜線の南東斜面では、地層面の傾斜の方向は北西であるのに対し、山体斜面の傾斜の方向は南東であり、両者の傾斜は交差関係を呈する。これは受け盤を示す。さらに北西斜面は地層面の傾斜が山体斜面の傾斜よりも急なため、流れ盤の特に逆目盤といわれる構造を有する。研究地域では尾根の北西斜面、流れ盤側で特に岩盤クリープが、南東斜面には崩壊が発生していることが特徴として挙げられる。斜面の安定度を考えた場合、受け盤のほうが斜面安定度は高いが、谷の下刻作用を受けた場合はその限りではなく、谷が侵食され、支えを失った受け盤は不安定となり、直ちに崩壊へといたると考えられる。それに対し、逆目盤では谷が侵食されても比較的安定であり、崩壊へ至るには時間がかかる。逆目盤が崩壊へ至るためには、山体斜面にクリープが生じ蓄積された後、より強い谷の下刻作用を受けるか、もしくは地震などのきっかけが必要であろう。研究地域全域に非対称山稜が発達しており、本地域内の地質構造を考えると、これらの非対称山稜は西山林道付近の非対称山稜と同じ過程で形成された可能性が高い。

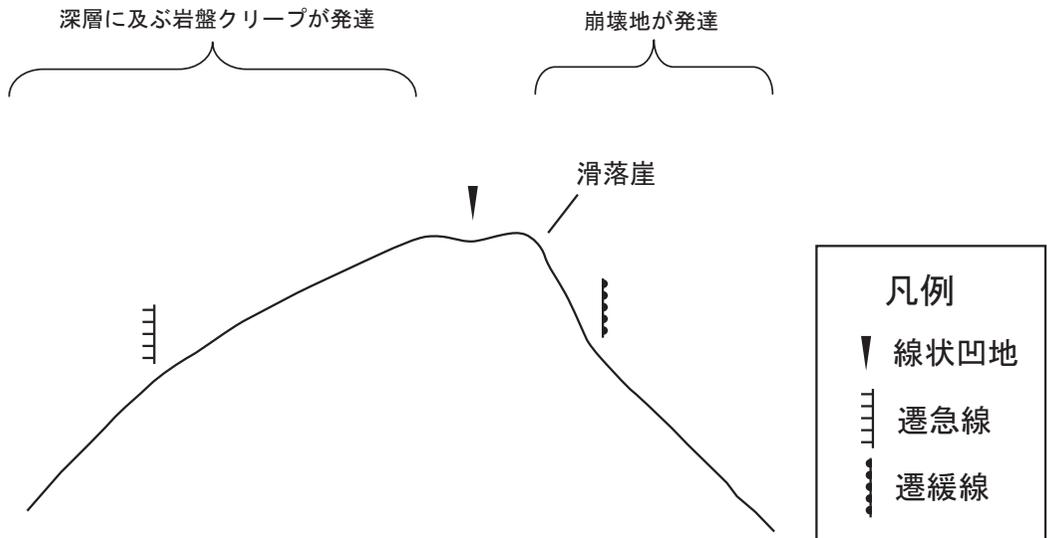


図15 西山林道付近の尾根の模式断面図

6. 赤崩とボッチ薙

赤崩の北東約1 km付近には赤崩同様の巨大崩壊地であるボッチ薙が存在する。この崩壊地直上の尾根付近には多重山稜は形成されていない。これはボッチ薙の崩壊の末端部が尾根に達し、重力変形を被った領域のほとんどが崩壊したためと考えられる。現在、ボッチ薙の崩壊地には植生が回復し、崩壊地に植生のない赤崩とは対照的である。さらにボッチ薙、赤崩の下方に堆積した岩屑の量を比較すると明らかに赤崩が多い。これは赤崩とボッチ薙の地形の発達段階による違いと考えられる。ボッチ薙は活動が休止に近づいているが、一方赤崩は未だ活動が盛んであることを示す。赤崩上部の崩壊地前線が山稜付近の緩傾斜部に至り、線状凹地を取り込みつつ主稜線にいたるまで、今後も活動を続けるものと考えられる。

V. まとめ

1. ユニットIn-A (泥質岩) の分布する井川湖西岸の西山林道の北西斜面において、新たにクリープ領域が認定された。少なくとも東西60m, 南北700mの分布範囲であり、クリープ領域は深さ50mにおよぶ。これは中規模岩盤クリープにあたる。
2. 赤崩付近の大規模岩盤クリープ (深さ400mに達する) はユニットSu-A, 小河内付近の大規模岩盤クリープ (深さ100m以上) はユニットIn-B, 西山林道付近の中規模岩盤クリープ (50m以下) はユニットIn-Aにて発達している。いずれも流れ盤側である。
3. 大規模岩盤クリープの素因として岩相と地質構造が挙げられる。地質構造と斜面の相対的關係が流れ盤という同一地質条件下では、頁岩, 砂岩頁岩互層, 砂岩優勢砂岩頁岩互層の順に発達の規模が大きくなる。
4. 分離丘および線状凹地の形成には岩盤クリープの発達が強く関わっている可能性が示唆される。西山林道三又分岐の南西において、分離丘, 線状凹地, 双子山が認められた。さらに西山林道突出部の露頭観察によって、突出部付近はクリープを起こしていることがわかった。これらの地形およびクリープ露頭は一直線上にならび、かつ線状凹地, 分離丘の拡大方向と岩盤クリープの傾動方向は一致する。
5. 非対称山稜の形成に岩盤クリープが関わっていることが示唆される。ユニットIn-Aの分布する西山林道付近の非対称山稜において、北西の緩斜面では岩盤クリープが認定され、また南東の急斜面では山稜付近に達する崩壊地が発達している。流れ盤ではクリープから崩壊への移行に時間が要するが、受け盤では谷の下刻が進めばすぐに不安定となるため、クリープから崩壊へ短時間で移行することが推定され、結果として非対称山稜を形成すると考えられる。

謝辞

筑波大学生命環境科学研究科小川勇二郎教授および小笠原憲四郎教授には地すべりに関するご助言をいただいた。元筑波大学陸域環境研究センター研究員の目代邦康博士および元産業総合研究所研究員の柏木健司博士には、本邦岩盤クリープの研究および露頭観察について貴重なご助言をいただいた。また徳嶺は筑波大学農林技術センターの大坪輝夫先生、遠藤徹氏、遠藤好和氏、滝浪明氏をはじめ、職員の方々には平成15～17年の野外調査の際、貴重なご助言をいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

引用文献

- Beget, J. E.(1985) Tephrochronology of antislope scarps on an alpine ridge near Glacier Peak, Washington, U.S.A. *Arctic and Alpine Research* 17:143-152.
- 千木良雅弘 (1984) 結晶片岩の岩盤クリープ (その1) —関東山地三波川帯の地質構造と地すべり地形との関係—。応用地質 25:182-194.
- 千木良雅弘(1985) 結晶片岩の大規模岩盤クリープ性地質構造—関東山地三波川帯大谷地区を例として—。地学雑誌 94:357-380.
- Chigira, M. and 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.
- 壇原 毅 (1970) 日本における過去70年間の総括的上下変動。測地学会誌 17:100-108.
- 久田健一郎・新藤静夫 (1982) 岩盤クリープと崩壊・二重山稜の成因に関する考察—大井川支流小河内川流域を例として—。筑波大学大井川プロジェクト編「山地崩壊にともなう土砂流出の機作と環境保全に関する山岳地域生態的研究Ⅱ」, 57-67.
- Kano, K. and Matsushima, N.(1988) The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. *Modern Geology* 12:97-126.
- 柏木健司・横山俊治 (2001) 重力性傾動構造のカタログ作成の意義と展望。地学雑誌 110:397-404.
- Mahr, T.(1977) Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes. *Bull. Internat. Assoc. Engineer. Geol.* 16:121-127.
- 村松武 (1986) 赤石山地南部の四万十帯 (北帯) から発見された白亜紀後期～古第三紀最初期? 放散虫化石。地質雑 92: 311-313.
- 大森博雄 (2001) 日本島山地における隆起と侵食のダイナミックス。地球/号外 32:14-21.
- Radbruch-Hall, D. H. (1978) Gravitational creep of rock masses on slopes. In: Voight, B. (ed.) *Rockslide and Avalanches, Vol. 1. Elsevier, Amsterdam, pp.607-657.*
- 徳嶺庄一郎・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。

筑大演報 21:33-44.

Shindou, S. and Hisada, K.(1981) Bedrock creep in the Akaishi Mountains. Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba 7: 60-62.

土隆一・鮫島輝彦・岩橋徹・徳山明・伊藤通玄・黒田直・藤吉瞭・池谷仙之（編）（1973）20万分の1静岡県地質図. 静岡県.

横山俊治・柏木健司（1996）安倍川支流間の沢流域の瀬戸川層群に発達する斜面の傾動構造の運動像. 応用地質 37:20-32.

渡部芳夫（1988）静岡県中央部倉真・湯日地域の地質－瀬戸川帯の西南延長として－. 地質雑 94:207-219.

Summary

Bedrock creeps were classified into three types, small-scale, middle-scale and large-scale, based on the creeping depth, 5 to 10 m, 10 to 100 m and more than 100 m. An example of the middle-scale bedrock creep was newly found in the present study. This area is located on northwest of the Nishiyama forestry road on the western side of Ikawa Lake. The large-scale bedrock-creeps such as Akakuzure and Kogochi and the middle-scale one such as the Nishiyama forestry road are represented by the relationship showing that slope surface and bedding have the same direction (Nagare-ban). Thus, the creeping scale increases in order of mudstone, alternation of sandstone and mudstone, and bedded sandstone under the conditions of the Nagare-ban. The formative process of isolated height and linier depression are much related to the bedrock creeping in origin. In fact, the relationship of not only creeping but also isolated height, linier depression and double ridges was observed along the Nishiyama forestry road. In the studied area, asymmetrical ridges were frequently developed. It seems that gentle ridge slope on the northwest side and steep one on the southeast are due to the bedrock creep and slope failure. It may depend on the difference in progress times from creeping to slope failure on the Nagare-ban and Uke-ban (i.e., the opposite direction).

(2009年2月19日 受理)