

「中央アルプス駒ヶ岳」保存管理計画書 (補遺改訂版)

2024年3月

中央アルプス駒ヶ岳(千畳敷カール)保存管理委員会

「中央アルプス駒ヶ岳」保存管理計画書（補遺改訂版）の内容

- ・『「中央アルプス駒ヶ岳」保存管理計画書』（2013年3月発行）の「4.1.1 地形・地質」の項について補遺改訂した。小項目の項立てを変えずに原文をもとにして加除・訂正を加え、最新の学術的知見と不足していた資料内容を補足して記述内容を改訂した。
- ・千畳敷カール（長野県天然記念物指定範囲）およびその周辺の氷河地形について、より具体的な資料内容を補足した。
- ・ほとんど言及されていなかった中央アルプスの「周氷河地形」について、新たに詳細な内容を加筆した。
- ・引用・転載された図表や写真について出典や提供者を明確に記載し、著作権保護に配慮した。写真提供者の表記については、既出の「保存管理計画書」の表記と新しい複数の表記を併用した。今後、作成が予想される「改訂版」で表記方法が統一されるべきものである。

補遺改訂版執筆担当

2023年度中央アルプス駒ヶ岳（千畳敷カール）保存管理委員会地質専門部会

下平 眞樹 山田 桂

4.1 自然的要素

本天然記念物を自然的要素から整理すると、大きくは地形・地質、気象・気候、植物・動物、そして、それらが織りなす景観に分けられる。特に本天然記念物では、氷河地形であるカール（圏谷）、木曽駒花崗岩からなる地質、そこに成立する多様な植物群落や固有な植物が特徴的な要素として挙げられる。

ここでは、本天然記念物の自然的要素を項目ごとに概説する。

4.1.1 地形・地質

(1) 地形

1) 概要

指定地域は、標高 2,570 m から 2,931 m の範囲、わずか約 56ha の面積に約 360 m の標高差があり、比高が大きいという特徴がある。

指定地域は、南北に延びる尾根の東側斜面にあたる。傾斜は、宝剣岳直下の標高約 2,880 m 付近で約 67 度、約 2,700 m 付近で約 35 度、約 2,620 m 付近で約 11 度である。このように、宝剣岳（2,931 m）から斜面を下るにつれて傾斜は緩やかになり、カール地形を造る。

2) 氷河地形

地球は、約 260 万年前から寒冷化を始め、寒冷な氷期と比較的温暖な間氷期が周期的に繰り返されるようになった。特に約 80 万年前以降では、全体として寒冷化が一層進行するとともに、約 10 万年の周期で、氷期と間氷期との間で大きな気温差をもって変動するようになった。氷期には極域や高山域に氷河が広がり、それに追われるように植生も低緯度地方や低標高域へ移動した。間氷期は、現在と同じ程度に温暖な時期であった。氷期・間氷期を繰り返す約 260 万年前以降の時代を、新生代氷河時代と呼ぶこともある。

氷期には、気温の低下に伴って夏季に残る残雪（万年雪）が増加する。このような残雪（万年雪）は年とともに積み重なり、上層に重なる雪の重みで圧縮されて氷（氷河水）となり、斜面を徐々に流れ下る。これを氷河と呼ぶ。谷の最上部または尾根の直下の緩斜面部に雪の溜まりやすい場所ができて、お椀状の凹地に氷河ができることもある。

千畳敷カールに代表されるような中央アルプスのカールの形成過程は、次のように考えられる。

約 80 万年前以降に一層強化された地球全体の寒冷化は、中緯度地域の日本列島における夏季に解け残る雪（万年雪）の下限の標高を低下させる。一方、この時期の前後から中央アルプス地域での隆起活動が活発になり、標高 2,000 m を越える山脈を形成する。高い山脈の形成は、雨や河川による侵食力の強化をもたらすだけでなく、雪線高度よりも高い標高の場所に氷河を形成する。冬に西風が卓越するこの地域では、尾根の西側で雪が吹き飛ばされ、東側に厚い雪を堆積させる。この厚い雪の堆積が氷（氷河水）に変わり、流下す

ることで氷河となる。氷期の到来による氷河の形成は、何度も繰り返された。氷河は強い侵食力をもつため、深い谷と鋭い尾根に特徴づけられる中部山岳地域に特有の景観形成に大きな役割を果たした。これらの隆起・侵食と氷食作用や周氷河作用などの諸作用によって形造られたのが、宝剣岳である。

千畳敷カールは、南北に延びる主稜線の東側にあたり、さらに、東に延びる枝尾根の南側にもあたる。そのため、雪が集積しやすい位置にあり、3～2万年前の最終氷期極相期（最盛期）には氷河が形成されていたと考えられる^{文献1)}。カール上部の斜面では、岩石中の水分の凍結融解作用（周氷河作用）による強い剝削で急傾斜のカール壁が造られ、雪の集まるカール底ではゆっくりと回転するように流動する氷河によって侵食が進み、凹部が造られ、徐々に深くなった。

また、氷河の流動によって運び出された岩屑は、氷河の両脇や末端に小丘を造った。この小丘をモレーンと呼ぶ。モレーンは堆石（氷堆石）とも呼ばれる氷河の堆積地形で、カール底に大小の角張った岩塊が堆積している。

カールは大地をスプーンでえぐったような半すり鉢状の地形となっている。緩傾斜のカール底は、「千畳敷」にたとえられる。このような地形は、駒ヶ岳（木曾駒ヶ岳）から宝剣岳～檜尾岳にかけて、山の稜線に沿っていくつも明瞭な形で認められる。千畳敷カールはそれらを代表するものといえよう。

カールは長野県と周辺の山岳域の各地で見られる。なかでも、富山県にある薬師岳カール群や立山の山崎カールは、国の特別天然記念物または国の天然記念物に指定されている。その他、奥穂高岳（長野県松本市）の涸沢カールや、仙丈ヶ岳（長野県伊那市）の藪沢カールがよく知られている。

千畳敷カールは、最終氷期（11万5,000年前～1万1,700年前）に中央アルプス周辺で形成された山岳氷河地形を代表できること、人々が暮らす山麓から遠望できる身近な存在であることが特徴である。そして、ロープウェイで容易にカールに到達でき、優白色の花崗岩のカール壁と高山植物に覆われたカール底、モレーンからなるいわゆる氷河遺跡を間近から一望できることが特徴である。

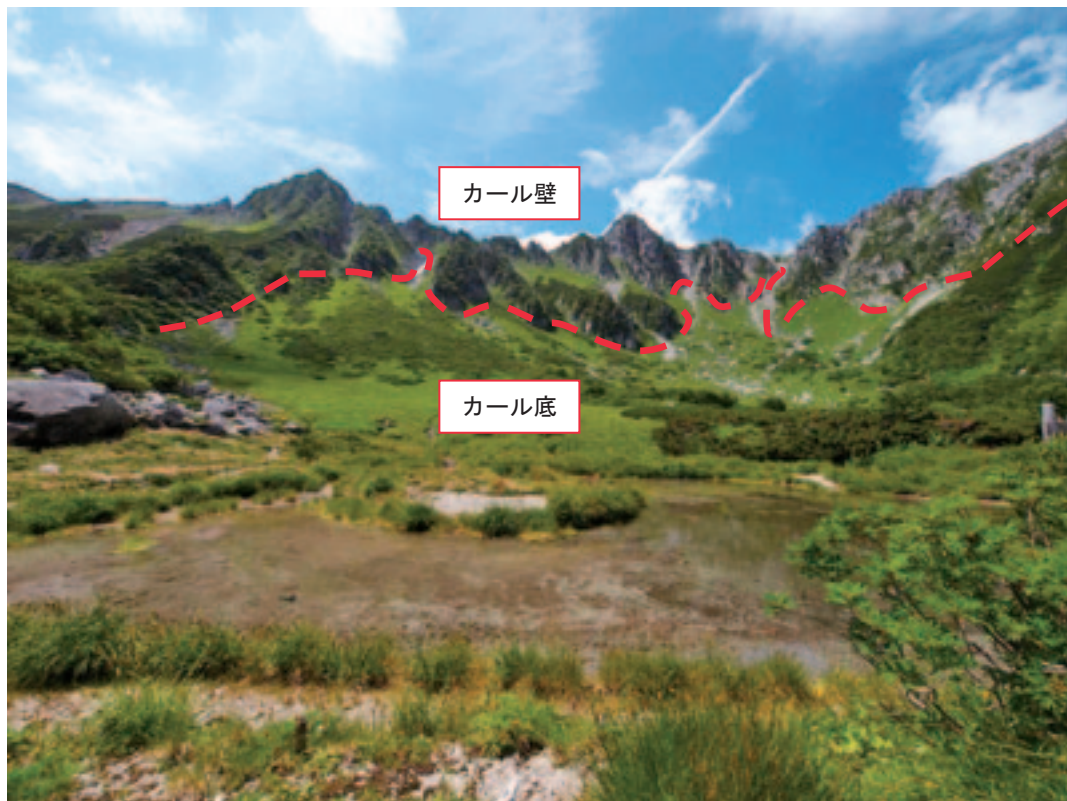


写真 4 - 1 カール壁とカール底

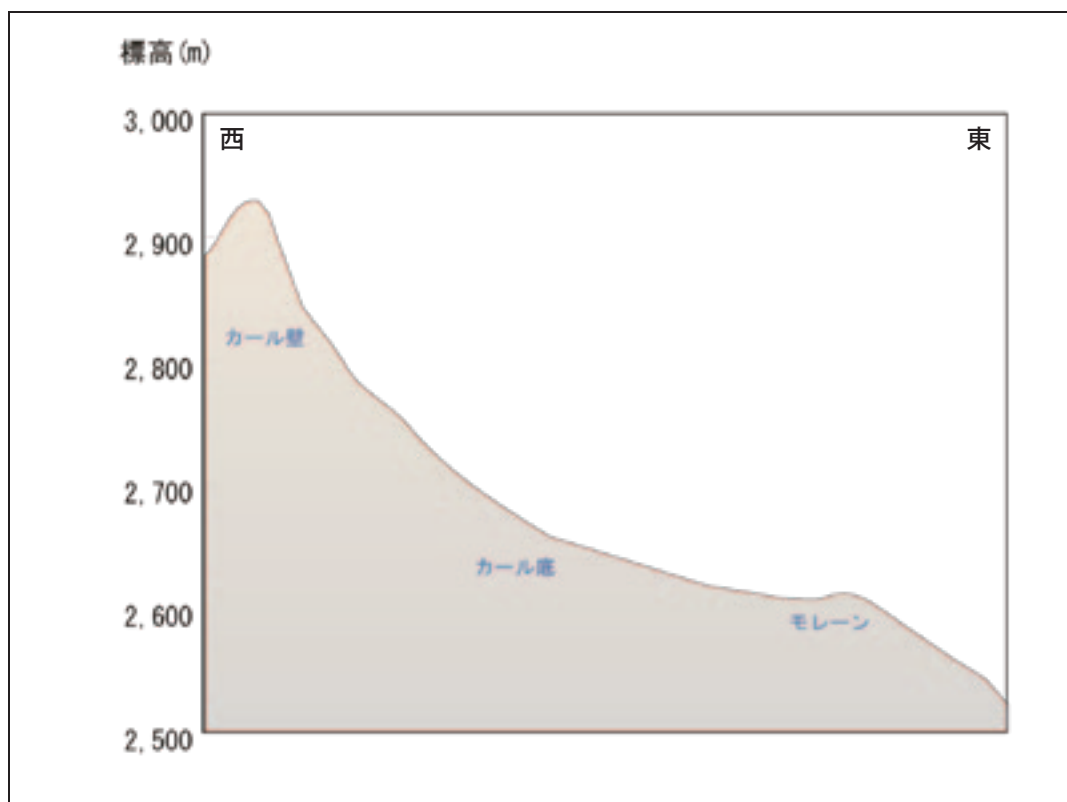


図 4.1 千畳敷カールの東西方向の模式断面図

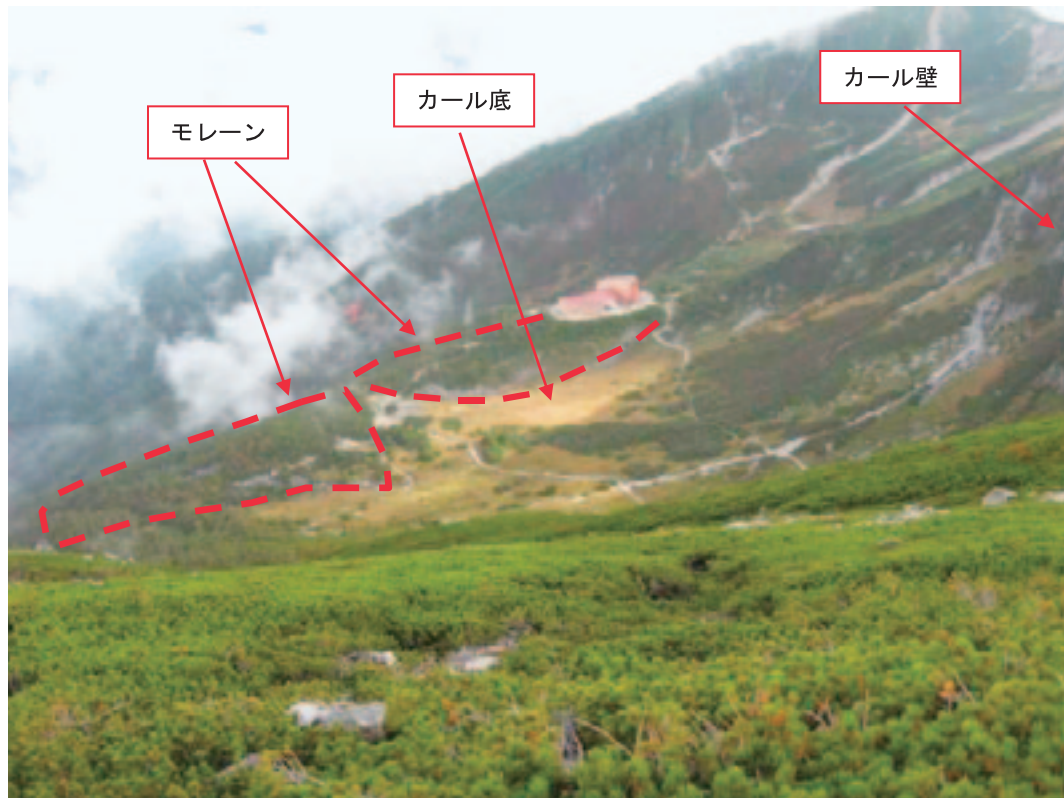


写真 4 - 2 伊那前岳稜線から望むカールの全体像

3) 氷河地形や周氷河地形ができた時期

中央アルプスで観察される氷河地形はカール（圏谷）、氷食谷（U字谷）、モレーン（堆石または氷堆石）である。高山帯で観察される周氷河地形は、周氷河性平滑斜面、トア（岩塔）、ソリフラクションロウプ、階状土、条線土、グナマなどである。

周氷河性平滑斜面は山稜の斜面を造る大スケールの地形で、化石周氷河性平滑斜面はカール壁の一部にも造られている。ソリフラクションロウプ、階状土、条線土などは構造土とよばれる微地形である。構造土は化石周氷河性平滑斜面とその上方に連続する風衝砂礫地（現成の周氷河砂礫地）にできている。

これらの氷河地形や周氷河地形は、最終氷期（11 万 5,000 年前～1 万 1,700 年前）や最終氷期の後の非常に寒冷な気候のもとで造られた。中央アルプス北部の氷河地形・周氷河地形の形成期と最終氷期以降の寒冷期との関係は図 4.2 （下平，2022）のように考えられている。

気候変化	氷期・寒冷期	最終氷期中期の寒冷期 (日本アルプスの氷期)	最終氷期極相期 (日本アルプスの氷期)	晩氷期 新ドリマス期	ネオグラシェーション 小氷期	現世 (温暖化)
	年代 (～年前：2000年を基準)	74,000年前～ 59,000年前(MIS4)	30,000年前～17,000年前 (MIS3後期～MIS2)	12,700年前～ 11,700年前	5800～4900年前 3300～2400年前	西暦1300年 ～1850年 西暦1850年 ～現在
氷河地形	カール・氷食谷 モレーン (氷河の存在)	しらび平積層 黒川谷・黒川山谷 伊奈川谷・ラッパ・谷 伊奈川谷氷食地形	千畳敷・c・e・f・g 極楽平・池・池・池 池・池・池・池・池 池・池・池・池・池 池・池・池・池・池 池・池・池・池・池	千畳敷・池・池・池 三ノ沢・池・池・池 玉ノ池・池・池・池	池・池・池・池 池・池・池・池 (小規模氷河)	
	化石周氷河性平滑斜面 (化石周氷河斜面)	特基山山頂期 (最高山頂)	粗大岩塊生産 (径1m以上)	細粒岩生産		
周氷河地形	周氷河斜面 (周氷河砂礫地)		馬の背西斜面・駒ヶ岳周辺 千畳敷・極楽平カール壁	駒ヶ岳周辺	周氷河砂礫地	風成砂礫地
	ソリフラクションロウプ					駒ヶ岳南
	階状土			衆議浄土北？ ハワチ橋	本岳南斜面B？	本岳南斜面A
	条線土			？		極楽平西？

<凡例>

：地形の形成期 ：推定される地形の形成期 最終氷期：115,000年前～11,700年前 MIS：海洋酸素同位体ステージ

図11 中央アルプス北部(西駒ヶ岳)における氷河地形・周氷河地形の形成期と最終氷期以降の寒冷期との関係(下平 2022)

青木(1994, 2000)、Aoki(2000)、有井(1986)、江達ほか(2011, 2012)、五百沢(1979, 2007)、北野(2013)、小泉(1974, 1990, 1992, 1993)、小泉・柳町(1982)、小泉・関(1992)、松島ほか(2005)、小野・清水(1982)、下平(2013, 2015, 2017, 2018, 2020)、眞貝(1995)、柳町(1983, 1984)、柳町・小泉(1988)の報告における氷河地形や周氷河地形の形成期の記述をもとに作成。年代は主に前掲(2011:p.265-317)で示された年代を使用した。最終氷期極相期については、Yokoyama et al.(2018)の成果(2段階に分けられる最終氷期極相期)による年代を使用した。晩氷期と最終氷期極相期との境界は不明瞭なので、新ドリマス期の年代を示した。氷河地形欄にある名称は、報告されたカール、氷食谷、モレーンの名称。下平(2020)の図51を一部加筆・修正。

図 4.2 中央アルプス北部(西駒ヶ岳)における氷河地形・周氷河地形の形成期と最終氷期以降の寒冷期との関係(下平, 2022)

4) 周氷河地形

森林限界以上の高山帯において、寒冷な気候のもとで造られる地形。強力な周氷河作用（凍結破碎による角礫の生産と凍結融解による砂礫の移動）によって造られた地形である。周氷河地形は、指定地域の周辺に階状土、条線土、トア（岩塔）、グナマ（ナマともいう）などが見られる。大スケールの地形として、周氷河性平滑斜面がある。

① 階状土

高山帯の斜面にできた小さな階段状の地形で植被階状土である。階状土が形成される過程は、土の中の水分が関係している。土の中の水分は凍結すると氷のレンズや霜柱となって砂礫を持ち上げ、解けると砂礫を移動させる。移動の過程をソリフラクションと呼ぶ。この繰り返しにより砂礫は徐々に移動し、大きな礫が先端に集まって段波状の移動となり、階段状の構造が形成される。

階段上面は平坦な裸地で砂礫が露出し、階段前面の小崖には大きな礫が集まり安定化することにより植物群落の立地環境にもなる。

階状土は、指定地域周辺では駒ヶ岳東尾根の南斜面、伊那前岳尾根の八合目付近、極楽平の東斜面、乗越浄土の北側斜面、中岳の北東斜面など多くの場所で観察される。



写真 4 - 3 階状土（極楽平東斜面；下平眞樹撮影）

② 条線土

凍結融解作用によって地表の礫が淘汰され、大きさによって線状に配列したもので、礫質縞状土ともいう。粗い礫と細かい砂礫とが分かれて、斜面の傾斜方向に延びる縞模様を造る。

指定地域周辺では極楽平の西斜面、三ノ沢岳分岐付近、将基頭山の東尾根で確認されている。



写真 4－4 条線土（幅の広い条線土，極楽平西斜面；下平，2020）

③ トア（岩塔）

塔状の岩体のことである。高山帯のトアは、氷期の寒冷な環境のもとで強力な凍結破碎作用を受けて岩盤に大きな節理が発達し、氷期が終わって岩盤が節理に沿って崩れていく際、差別的な侵食で節理密度が小さい部分（節理の間隔が広い部分）が侵食から取り残されてできる。

指定地域内には、八丁坂の通称「オットセイ岩」（仏岩とも呼ばれる）はカール壁にできたトアである。木曾側に「^{きばいわ}牙岩」と呼ばれているトアも確認できたが2019年11月に、長年の凍結融解作用により、先端が崩壊した。



写真 4－5 トア（岩塔，千畳敷カール・サギダル尾根；下平，2020）

④ グナマ（ナマ）

オーストラリア先住民の言葉に由来する名称である。岩盤の凹みに水が溜まって凍り、凍結破砕作用が働くことによってできたなべ底状の凹み。指定地域内には、剣ヶ池北～長谷部新道の間で、遊歩道沿いの巨礫上に小さな現成のグナマが認められる。指定地域外では、宝剣山荘東や中岳山頂付近などで見られる。将基頭山の「天水岩」は水が溜ったグナマである。



写真 4－6 グナマ（10月末の凍結したグナマ，宝剣山荘東；下平眞樹撮影）

⑤ 周氷河性平滑斜面

強力な凍結破碎作用によって、径 1 m 以上の巨大な角礫が生産され、生産された礫がソリフラクションなどの作用で斜面を移動し、基盤の表面を削磨することによってできた地形とされている。最終氷期極相期（3 ～ 2 万年前）に造られた大スケールの地形とされ、水平方向や斜面方向の凹凸に乏しい大きな平滑斜面として認められている。高山帯山稜部の大景観を造る地形である。

指定地域内では千畳敷カールや極楽平カールのカール壁の一部にできている。指定地域外では、島田娘の頭～三ノ沢岳分岐、宝剣岳北～駒ヶ岳の主稜線の西側斜面にできているほか、馬ノ背尾根の北側斜面などにできている。ハイマツなどの植生に覆われ、現在は礫の移動が停止している平滑斜面を化石周氷河性平滑斜面という。



写真 4－7 山稜部の大景観を造る周氷河性平滑斜面（極楽平西斜面；下平，2020）



写真 4 - 8 化石周氷河性平滑斜面（駒ヶ岳東尾根の南斜面；下平眞樹撮影）



写真 4 - 9 化石周氷河性平滑斜面（上半部，極楽平カールの南カール壁；下平，2022）



写真 4 - 10 化石周氷河性平滑斜面（上半部，千畳敷カールの北カール壁；下平眞樹撮影）

(2) 千畳敷カールの地質

指定地域を訪れて気づくのは、遊歩道・登山道、そしてカール壁にかけて、優白色の岩塊が大変に目立つという特徴である。優白色の岩塊は木曽駒花崗岩である。この特徴は、花崗岩類からなる本天然記念物の地質学的な特性が関与している。

花崗岩類は、珪長質マグマが地下深くでゆっくりと冷えて固まった火成岩であり、深成岩に属する。中央アルプスには、花崗岩類が広く分布し、斜面中腹から稜線にかけては、木曽駒花崗岩と伊奈川花崗岩が分布している^{文献 3)}。指定地域は、ほぼ全域が木曽駒花崗岩により構成されている（図 4.3）。伊奈川花崗岩は空木岳より南に分布している。

木曽駒花崗岩の優白色は、斜長石・石英・カリ長石等の無色鉱物が大部分を占めることによって生じている。ごま塩状の中粒（1～5mm程度）の黒い鉱物は、黒雲母と普通角閃石である。

また、木曽駒花崗岩の中には、しばしば直径5～30cm程度の楕円形をした暗色の岩片が斑点のように見られる（写真4－12）。これは、地下にあった^{く て つ し つ が ん}苦鉄質岩をマグマが捕獲してできたものと考えられている。

なお、木曽駒花崗岩には、後から貫入した^{せんりよくはんがん}閃緑斑岩の岩脈がしばしばみられる^{文献 3)}。たとえば、乗越浄土から伊那前岳にかけての稜線部には、尾根筋に斜交して閃緑斑岩の岩脈が数本分布する^{文献 4)}。



写真 4－11 木曽駒花崗岩の岩盤からなる千畳敷カールのカール壁（八丁坂周辺）



写真 4 - 12 木曽駒花崗岩とその中に捕獲された暗色の苦鉄質岩（矢印）

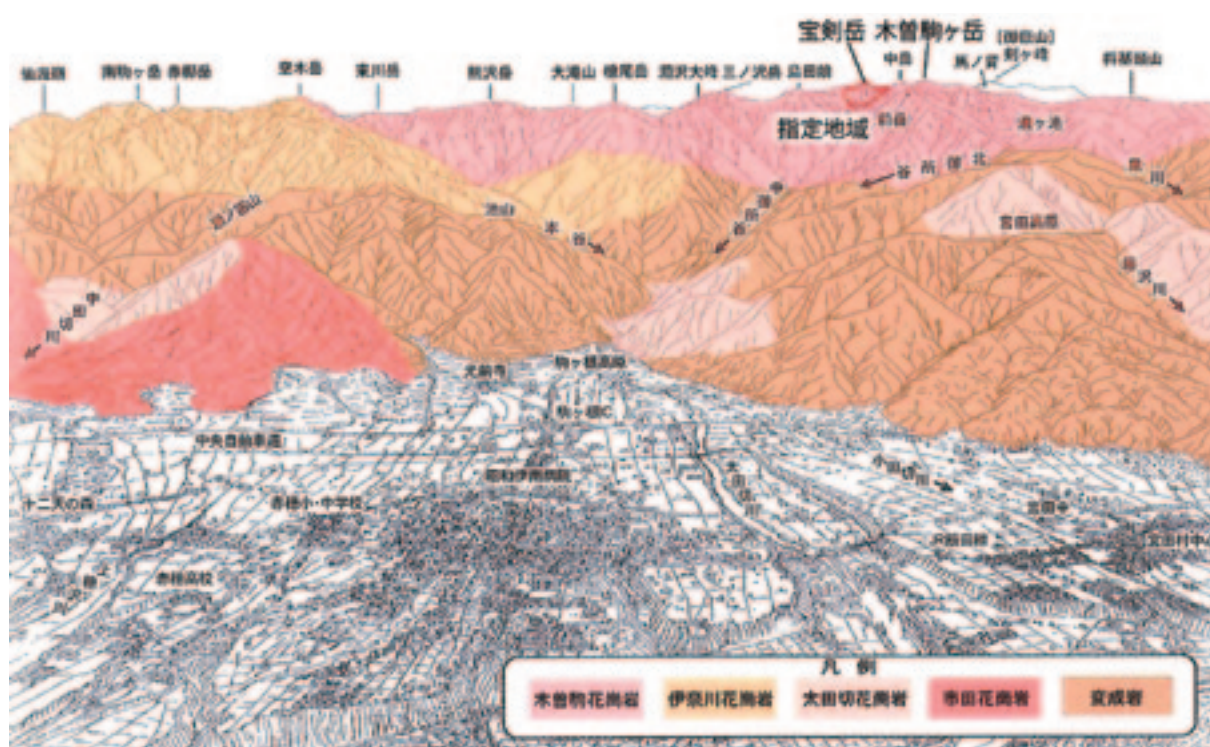


図 4.3 中央アルプスにおける地質分布模式図文献 3) （掲載図を一部改変）

(3) 中央アルプスの成り立ちと千畳敷カール

1) 木曽駒花崗岩の形成

指定地域は、大きく見ると領家帯（領家変成帯）と呼ばれる地質帯の中に位置している。この地質帯では、中生代中期（約1億7,000万年前、ジュラ紀）に堆積した地層が、中生代後期（白亜紀後半）に高温型の変成作用（もとの岩石が一旦溶けることなく、高温や高圧の条件下で新しい鉱物が形成されることで、鉱物の組成や組織が変化する作用）を受けるとともに、地殻下部から上昇してきた珪長質マグマの貫入を何度も受けた。それらがゆっくりと地下深部で冷却されて各種の花崗岩類となった。

駒ヶ岳（木曽駒ヶ岳）から指定地域周辺に分布する木曽駒花崗岩もその一つで、冷却した年代は約7,000万年前と推定されており、中央アルプスの花崗岩類の中では一番若いと考えられている。木曽駒花崗岩は、駒ヶ岳から空木岳付近にのみ分布する固有の岩石である。空木岳以南には伊奈川花崗岩が分布する。

高温型の変成作用が弱い場所では、もとの堆積岩の特徴が残り、変成作用が強い場所では片麻岩という変成岩を形成した。

また、貫入したマグマの熱が、周辺にあった堆積岩や変成岩に強い影響を与えて熱変成をおこし、ホルンフェルスと呼ばれる変成岩が形成された。その中で、堇青石（きんせい）という変成鉱物が生成されたものは堇青石ホルンフェルスと呼ばれる。ホルンフェルスは中御所谷に、堇青石ホルンフェルスは伊勢滝から黒川に流れる支流に見られる。

2) 中央アルプスの隆起

地下深くで形成された花崗岩類は、現在では地表で見られることからこの地域には相当量の隆起があったと推察される。しかし、その詳細な過程はまだ十分に解明されていない。

中央アルプスの山脈の両側では、山側の地層が谷側の地層に乗り上げるように動いて逆断層を造りながら隆起している（図4.4）。このような、中央アルプスの山脈隆起は、東側の海洋プレートと西側のユーラシアプレートの相互作用により東西の圧縮力が働き、その応力によって起こると考えられている。これらの作用は北アルプスや南アルプスでも同様であり、結果として山脈は南北方向に延びて形成される。

中央アルプスは、日本アルプスの中で最も新しく約77万年前から急速に隆起を始め、現在も隆起が続いている。隆起が始まったのは、北アルプスや南アルプスより後と推定されており、日本アルプスで一番若い山脈である。

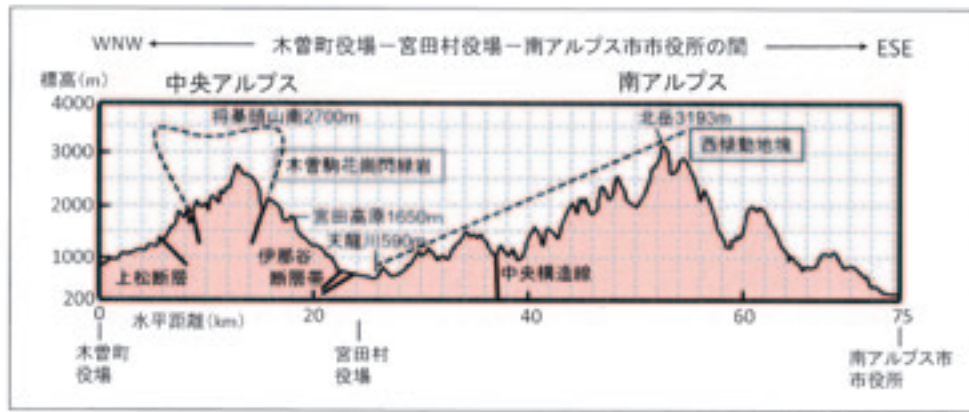


図 4.4 中央アルプスと南アルプスの地形断面図（下平眞樹原図，2023）. 断面基図は地理院タイル・電子地形図を使用して作成.

3) 山脈の侵食

中央アルプスは、最初から現在のような険しい山岳地形であったわけではない。新生代後期（約 1,000 万年前）までは、海拔高度が低い準平原のような平坦な大地であった^{文献 5)}。

隆起を始めた大地は、海拔高度が増加するとともに侵食力が增大するので、最初は浅い谷や凹地であったものが、隆起の進行とともに谷は次第に深さを増し、いくつにも枝分かれた深い谷を形成していった。さらに、隆起とそれに伴う侵食が進むにつれ、鋭い山頂や狭い尾根、鞍部等が形成され、急斜面が複雑に入り組んだ険しい地形となり、現在見られる中央アルプスの山並みができた。

一方、中央アルプスの山塊が侵食されてできた^{さいせつぶつ}碎屑物は山岳の斜面から押し流され、谷に集まり、谷の出口では扇状地を形成した。伊那盆地の西側に広がる広大な扇状地は、中央アルプスの活発な侵食の結果である。

4) 千畳敷カールの形成

千畳敷カールでは、カール底末端の小丘（モレーンと推定されたもの）で掘削調査（トレンチ調査）がなされており^{文献 6)}、他の氷河地形との類推から、最終氷期（当時はヴェルム氷期といわれた）に形成された氷河の後退期の堆積物と推定された。その後、しらび平に分布する氷成堆積物と千畳敷カール堆積物との関係を検討した研究がなされ^{文献 1)}、千畳敷カールが形成されたのは、最終氷期の中でも特に寒冷とされる 3 ～ 2 万年前の最終氷期極相期と推定されるようになった。

一方、カール底に露出した岩石の表面は経年的に風化が進行して風化皮膜（風化殻）が厚くなること、及び宇宙線照射量が ^{10}Be 量として蓄積されることを利用した年代測定によって、モレーンの形式年代は 1.7 万年前より古いことが明らかにされた^{文献 7)}。この結果は、千畳敷カールの最終的な形成が 3 ～ 2 万年前であるという推定を裏付けている。



写真 4 - 13 指定地域にみられるモレーン

5) かつて存在した氷河湖

カール底の凹地には融雪水・融氷水や湧水、雨水がたまって湛水域が形成されることがある。中央アルプスでは、駒ヶ岳（木曽駒ヶ岳）より北東にある濃ヶ池カールをはじめ、氷河湖と考えられる湛水域が複数残っている。

千畳敷カールでは、カール底の端に、かつて小さな湛水域があったことが報告されている。また、その場所の堆積物を掘削（トレンチ調査）して分析した結果、かつては氷河湖が存在したと考えられている^{文献 6)}。千畳敷カールに現在みられる剣ヶ池は、かつて氷河湖があったと考えられる場所を 1962（昭和 37）年に堰き止めた人工の池である。



写真 4 - 14 濃ヶ池とモレーン^{文献 3)}



写真 4 - 15 濃ヶ池カールと濃ヶ池（円内）^{文献 3)}



写真 4 - 16 剣ヶ池まで延びる崖錐斜面



写真 4 - 17 八丁坂から見た剣ヶ池（円内）

6) カール壁の崩落

カール壁では、木曽駒花崗岩が冷却する過程でできた規則的な割れ目（節理）が、最終氷期の強い周氷河作用によって拡大し、最終氷期が終わった後もこの割れ目に沿ってカール壁が崩れ落ちている。このような作用によって形成された塔状の岩体がトア（岩塔）と呼ばれる。カール壁から稜線にかけては、トアがいくつか見られる。一般にオットセイ岩（仏岩）と呼ばれる岩もそのうちの一つである。

カール底には、カール壁から崩れてきた大小様々な礫が堆積して崖錐（円錐形の地形）を造っており、崖錐の堆積物は現在、カール底を埋めつつある。崖錐斜面は剣ヶ池付近まで延びている（写真 4 - 16）。また、カール壁から崩落した岩屑の一部は土石流となって流下し、カール底を埋めつつある。



写真 4－18 オットセイ岩（仏岩）と呼ばれるトア（岩塔）

7) 中央アルプスに確認される氷河地形

中央アルプスでは、千畳敷カール以外にも多くの氷河地形が確認されている。伊那側のカール地形には駒飼ノ池カール、濃ヶ池カール、池ノ平カール、摺鉢窪カールなどがある。これらのカールは主稜線の東側に分布する。中でも濃ヶ池カール、池ノ平カールでは氷河湖も確認されている。駒飼ノ池カールの駒飼ノ池も、もとは氷河湖である。一般登山者が現在確認できる常時湛水した氷河湖としては、中央アルプスでは濃ヶ池のみである。木曽側には、三ノ沢カール群、細尾沢カール、玉ノ窪カール群がある。

また、氷河が谷を下って移動する際に侵食して形成された氷食谷（U字谷）も確認することができる。代表的な氷食谷としては中御所氷食谷、黒川氷食谷、伊奈川氷食谷がある。中御所氷食谷は千畳敷カールと極楽平カールの下方にあり、主に両カールから流れ出た氷河により侵食されて形成された。

黒川氷食谷は駒飼ノ池カールを源流部とする。伊勢滝より上流では、幅広い氷食谷（U字谷）を確認することができる。さらに、駒飼ノ池カールから濃ヶ池カールにかけては、氷食谷とカールの間に急な岩壁ができており、いくつかのカール氷河の合流により谷底が深く下刻されてできた地形とされ、「氷食谷源頭壁」と呼ばれている。

8) 千畳敷カールの景観の位置づけ

本指定地域である千畳敷カールでは、ロープウェイを使用することによって、一部の登山者のみならず一般の観光客であっても、間近にカール地形や周氷河地形を観察することができる。千畳敷カールの典型的なカール地形は、伊那盆地底からも確認することができる。また、千畳敷カールの他、池ノ平カールや摺鉢窪カールなども見ることができる。盆地底から多くのカール地形が観察できるのは、日本では伊那盆地だけである。

千畳敷カール付近では、多くのモレーンが分布しており（図 4.5, 図 4.6）、千畳敷カールではカールと合わせてモレーンも盆地底から見るができる。



図3 千疊敷カールのモレーンの分布
モレーン区分の a~e は堀切 (1983) と青木 (1994) の名称を照搬した。b1, b2 は新しい名称。カール壁の下限はカール壁に発達する化石層河河性平直斜面 (下平, 2022) の下限から求めた。中部谷部モレーン群の分布下限は氷河の前進範囲を示す。氷谷谷壁の地形は旧期氷河地形 (堀切期: 五万才, 1979, 2007)。地形図タイル・電子地形図を使用して文字・記号・線を拡張。

図 4.5 千畳敷カールのモレーンの分布（下平，2023）



図14 千畳敷カールのモレーンの形成順序

使用した写真は1988年以前に寺平 宏氏により撮影されたもので、伊那前岳尾根からカール内の南方を斜め下に見ている。最終氷期極相期に、中御所谷のgモレーンは氷河の後退で、カール内のb1モレーンは氷河の縮小で氷河表面がカール底へ低下して造られた。gとb1モレーンの形成後、氷河の末端が剣ヶ池周辺に収斂してb2モレーンが造られる。cモレーンは最終氷期極相期の末期に、b2モレーン形成後に引き続いて後退する氷河で造られた。新ドリマス期に再び氷河の前進が起こり、kモレーンが造られた。

図 4.6 千畳敷カールのモレーンの形成順序（下平，2023）

< 引用文献・補遺 >

- ・松島信幸・下平眞樹・原 文宏・北澤夏樹・寺平 宏，2005，中央アルプスの地形・地質環境，『駒ヶ根市誌自然編Ⅰ・中央アルプスの自然』，13-118.
- ・下平眞樹，2018，中央アルプス北部における氷河地形・周氷河地形の分布，駒ヶ根市立博物館館報，第2集，5-22.
- ・下平眞樹，2020，中央アルプス千畳敷カールの地形と地学：氷河地形・周氷河地形の観察，駒ヶ根市立博物館館報，第4集，16-39.
- ・下平眞樹，2022，中央アルプス千畳敷カール・極楽平カールで観察された周氷河地形，駒ヶ根市立博物館館報，第6集，16-27.
- ・下平眞樹，2023，中央アルプス千畳敷カールに分布するモレーンの形成過程：モレーンの区分の再検討，駒ヶ根市立博物館館報，第7集，14-28.
- ・図 4.2，図 4.4，図 4.5，図 4.6 は，著作権者の許可を得て，原図と原図のキャプションを引用・転載した。

