

# 赤石山地東部 山伏岳付近の線状凹地・

## 山頂小起伏面の特徴と成因について

石 崎 裕

### 1. 研究の目的と線状凹地に関する従来の見解

静岡県・山梨県境に位置する山伏岳（標高2013.7m）付近には、線状凹地が多数分布する。本研究では、これらの線状凹地の特徴について記載し、地質や周辺の地形との関係などから、その成因について考察した。またこの付近に広く分布する山頂小起伏面について、堆積物を観察し、その起源について検討した。

日本の高山地域には、稜線上やその付近の斜面上に、斜面上方を向く小急崖が多くみられる。これらが稜線を複数に分化させるような形態を示すものは、二重山稜（小林，1955）あるいは多重山稜と呼ばれる。またそれらの小急崖と斜面との間の凹地は、その形態から、舟窪または線状（線的）凹地（式，1960；相馬，1974；柳町，1982；松岡，1985）と呼ばれる。また、そのような凹地を形成している小崖に注目して、小崖地形あるいは逆向き小崖（清水ほか，1980；八木，1981，1984，1993）と呼ばれる例もある。本研究ではこれらの地形を、線状凹地と呼び、それらを形成している崖地形については、小崖および逆向き小崖という用語を用いることにする。

これらの地形は、高山地域に多く分布するため、かつては周氷河作用によって形成される、侵食地形の一種と考えられてきた。小林（1955）、式（1960）、鈴木（1975）、桧垣（1977）の研究例は、いずれもこの立場によるものである。しかし、このような周氷河地形説では、どのようなメカニズムによって、完全に閉塞された凹地から物質が排

出されるかを説明することが困難であった。

このような周氷河地形説に代わって、近年の研究では、これらの地形は断層や地滑りによって形成された変動地形の一種と考えられるようになってきた。

これらのうち、広域断層の延長上に発達する線状凹地もいくつか報告されている（例えば上本，1978；柳町，1982）が、それ以外は重力性の正断層や地滑りによって形成されたものと考えられている。しかしこれも運動様式の違いによっていくつかに分けられ、「重力性の正断層によって山頂部が陥没するもの（清水ほか：1980 など）」、「基盤岩の層間滑りによるもの（八木：1984）」、「基盤岩の反り返りによるもの（八木：1993）」、「地滑り（slump）に関連して形成されるもの（八木：1993 など）」の研究例がある。

このように、線状凹地に関する研究例にはいくつかあるが、従来の研究では日本アルプスの主稜線部などの、高山地帯におけるものがほとんどであり、2000m以下の比較的低い山地内に分布する線状凹地に関する研究例は少ない。

そこで本研究では、静岡県・山梨県境に位置する山伏岳（標高2013.7）付近に分布する、線状凹地の特徴について記載し、地質や周辺の地形との関係などから、その成因について考察することを目的とした。

また、調査地域の山稜部には、小起伏面が広く分布している。八木（1981）は飛騨山脈において、上部に小起伏面が存在し、周囲を急斜面に囲まれ

た、ドーム状の横断面形をもつ山体の稜線付近に線状凹地が多く分布するとしている。そしてこのような凸型の斜面をもつ山体は、自重による歪みによって、稜線部に正断層を生じやすいことを示した。

従来の研究では、このような山頂小起伏面は、隆起準平原遺物であるとされてきた（吉川ほか、1973）。しかし近年の研究では、これらの中には周氷河作用によって形成された高位削剥面も含まれることが明らかになってきている（吉川、1984；須貝、1990）。そこで、この付近に分布する小起伏面の起源（高位削剥面か、隆起準平原遺物か）についても検討を加えた。

## 2. 調査地域の地形・地質の概要

調査地域は静岡県・山梨県境の、八紘嶺(1917.9 m)から牛首にかけての稜線部である(第1, 3図)。この地域は安倍川の源流部に位置し、稜線は安倍川を囲むような形で、弧状にのびている。この山稜は安倍奥山稜と呼ばれているが、山伏岳(2013.7)から北西に派生する尾根は次第に高くなり、赤石山脈の白根三山へとつながる。この稜線部の高度はおおよそ1,500m~2,000mと、3,000m級の山々を連ねる赤石山脈主稜部よりかなり低い。また、調査地域内の最高点である山伏岳から猪ノ段までの高度差がおおよそ300mと、稜線部の縦断方向の起伏は、日本アルプス主稜線などと較べて少なくなっている。

この山地の周辺斜面は一般に急で、崩壊地が多い。特に大谷川の源流部には、大谷崩と呼ばれる大規模な崩壊地があり、現在も崩壊が続いている。しかしその一方で、稜線部や尾根上には幅広い平坦面が分布し、この付近の山稜の大きな特徴となっている。

調査地域の地質は、赤石山地を構成する四万十層群東部に位置する、中期始新世~前期中新世の

地層とされている瀬戸川層群によって構成されている(第2図)。瀬戸川層群は、チャート・石灰岩・凝灰岩も若干含むが、ほとんどが砂岩、泥岩から構成されている。またこの地層は、一般的に北東-南西から北北東-南南西の走向をもち、50~80°西方向へ傾斜する。

瀬戸川層群は、西側は笹山構造線で犬居層群、三倉層群と接し、東側には十枚山断層を挟んで、幅の狭い高草山層群が分布しているが、その東側を通る糸魚川-静岡構造線に近い(第2図)。瀬戸川層群の岩石は、このような構造線や断層に近いため、著しく破砕されており、風化しやすくなっている。この特徴はとくに泥岩に顕著で、ほぼ層理面に沿った節理が多く、千枚岩になっている。これに対して、層理があまりはっきりしない砂岩は、数10cm以上のブロックになっている部分が多い。

また静岡県内の降水量は、ほとんどの所で年間2,000mmを超え、全国的にみても多雨地域に属する。その中でも、梅ヶ島では、年降水量がおおよそ2800mmと、特に多い(静岡県土木部、1992)。このような気象条件に加えて、上述のように岩石が破砕され、脆弱化していることが、この地域で山地崩壊が多発する要因の一つとされている(北川、1982など)。

## 3. 調査地域の線状凹地・山頂小起伏面

### (1) 線状凹地・小起伏面の分布の特徴

調査地域の線状凹地・小起伏面などの分布を把握するために、地形図、空中写真の判読と現地調査によって、地形分類図を作成した(第3図)。空中写真は、国土地理院・1976年撮影、縮尺1:15,000を用いた。

第3図では、線状凹地、山頂小起伏面のほかに、稜線周辺の斜面を凸型斜面、凹型斜面、崩壊地、その他の斜面に分類した。ここでは稜線付近の地

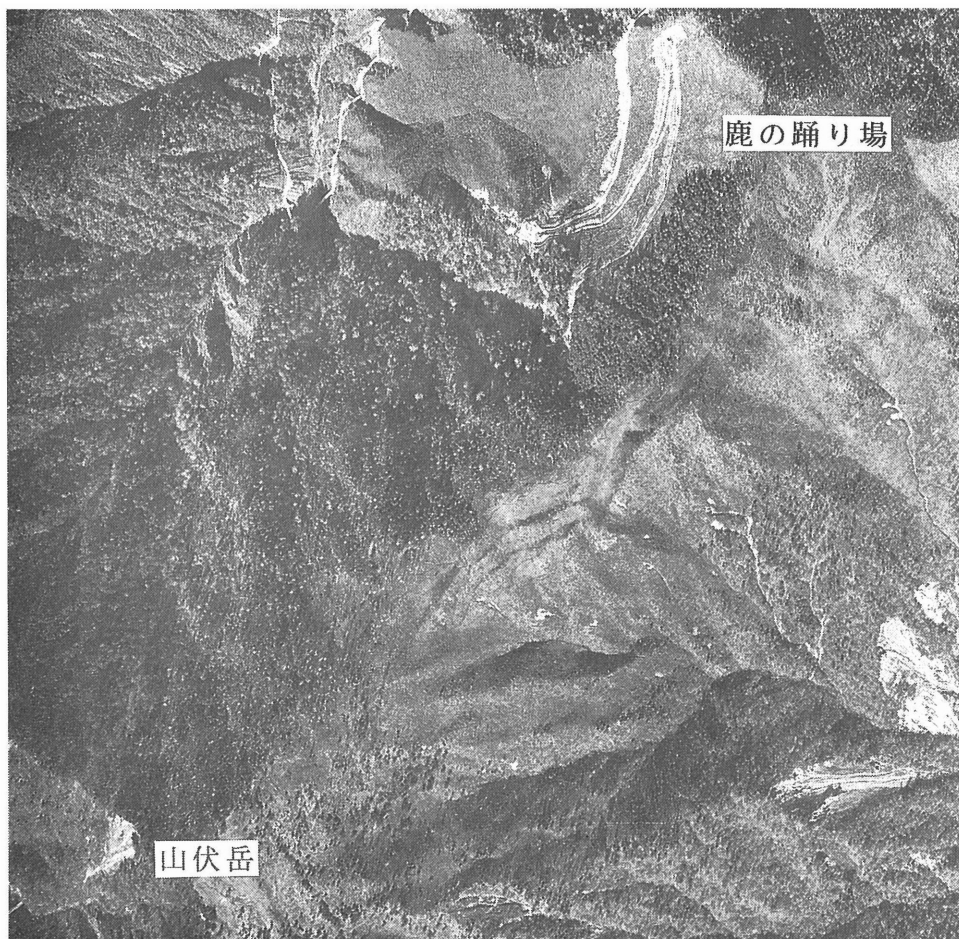


写真1 山伏岳付近の空中写真（国土地理院撮影：CCB-76-18 C2A-34）

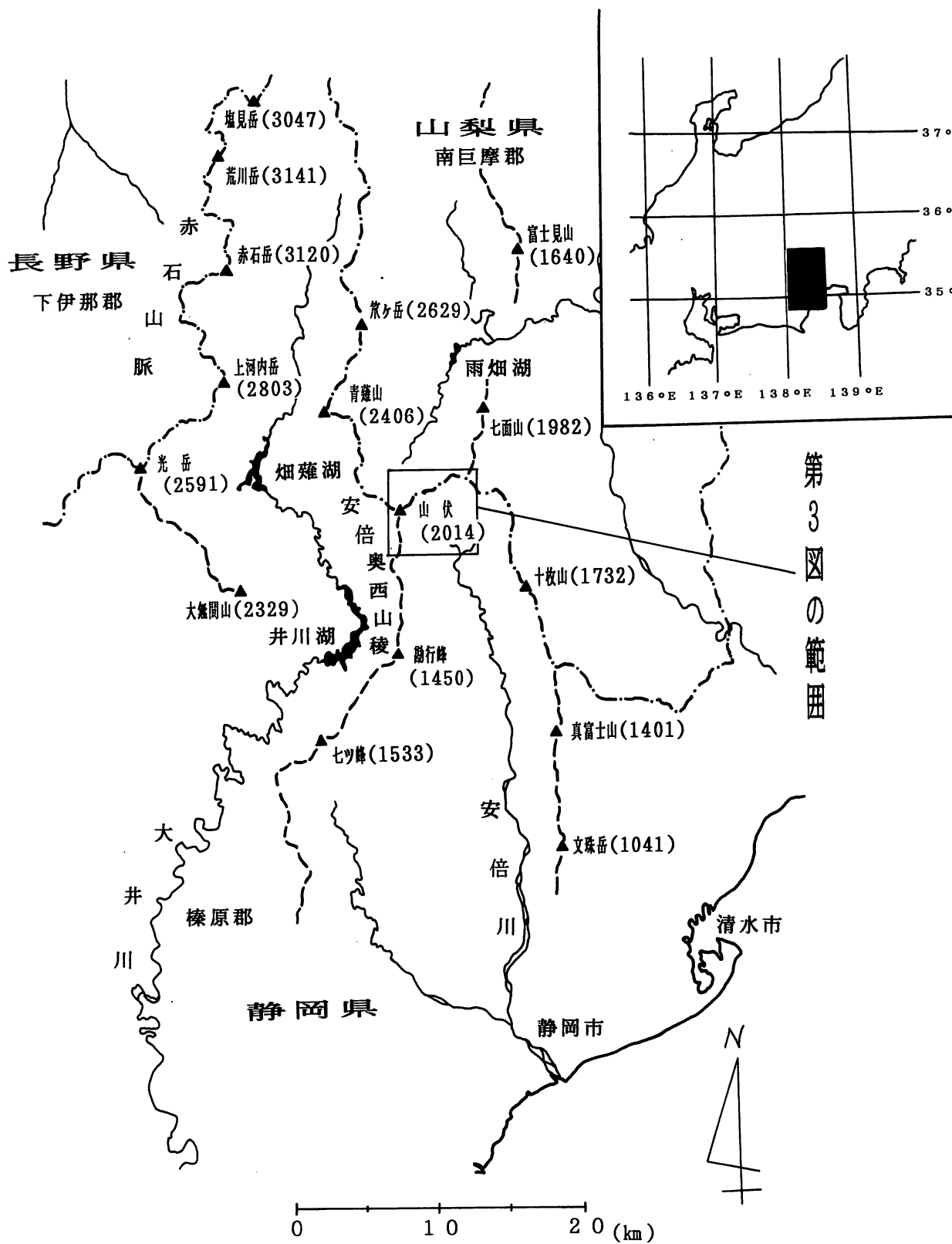
鹿の踊り場～山伏岳館の稜線部には数列の線状凹地が発達し、多重山稜を形成している。

形のみを対象にしているため、谷底の段丘面や崖錐などは分類していない。

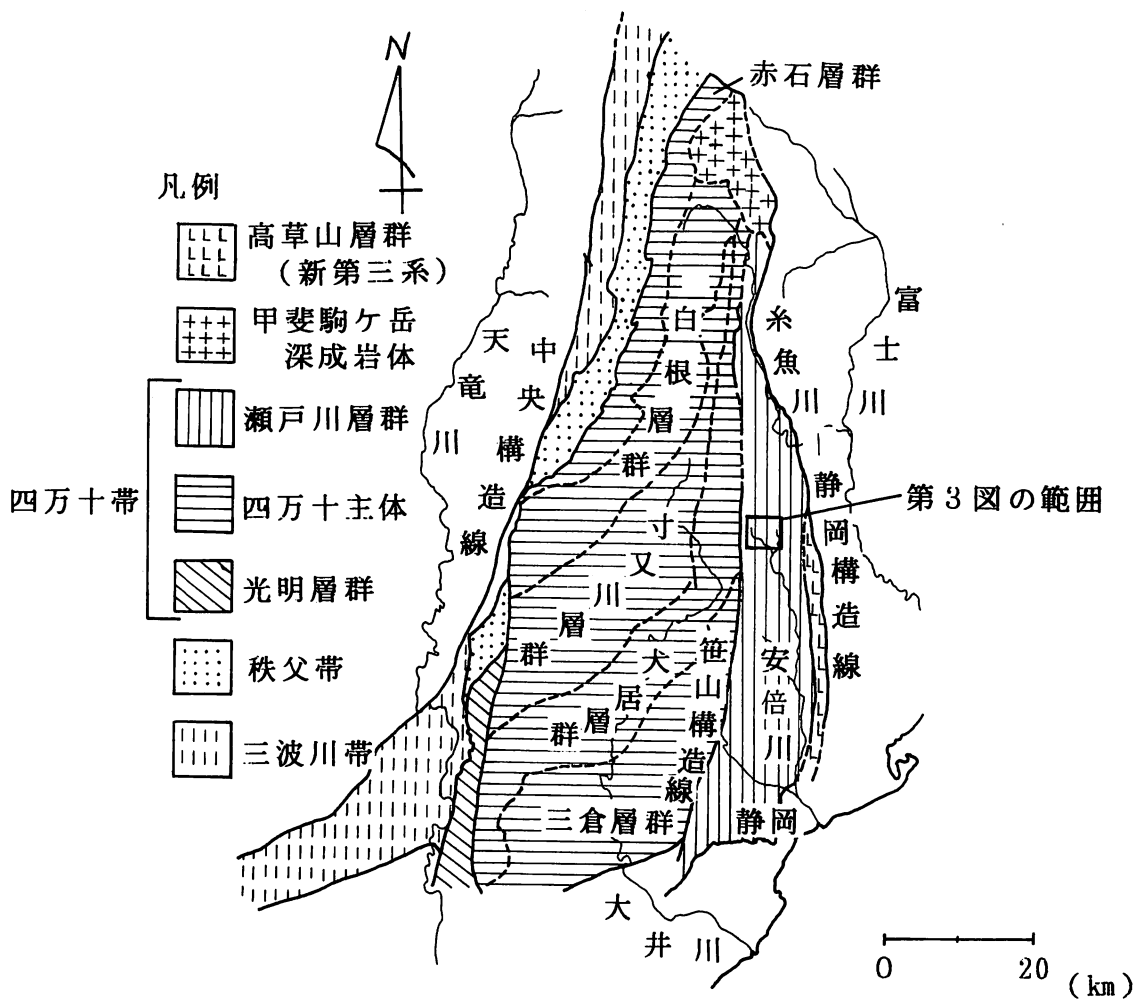
この稜線は、富士川・安倍川・大井川の各水系の分水嶺となっている。これらの河川による谷頭侵食が進み、山体の周囲は急斜面になっており、高度差が大きい（主稜線部から大谷川・蓬沢合流点まで、およそ700～1,000mの高度差がある）。その反面、稜線部には小起伏面が広く分布している。稜線付近の斜面は、両側とも斜度・形態が似ており、非対称にはなっていない。またこの付近

には、周氷河成と思われる平滑斜面は見られない。

線状凹地の分布を見ると、大谷崩から猪ノ段にかけての稜線沿いには多数の線状凹地が見られるのに対して、大谷嶺から八紘嶺にかけての稜線沿いには見られない。調査地域とした八紘嶺から牛首までの稜線は、大きく弧状にのびており、猪ノ段付近ではほぼN-Sの方向を向いている稜線の方向が、北部へむかうほどE-W方向へ傾いている。線状凹地が多数分布する猪ノ段から鹿の踊り場にかけて、稜線はおよそNSからNE-SWの

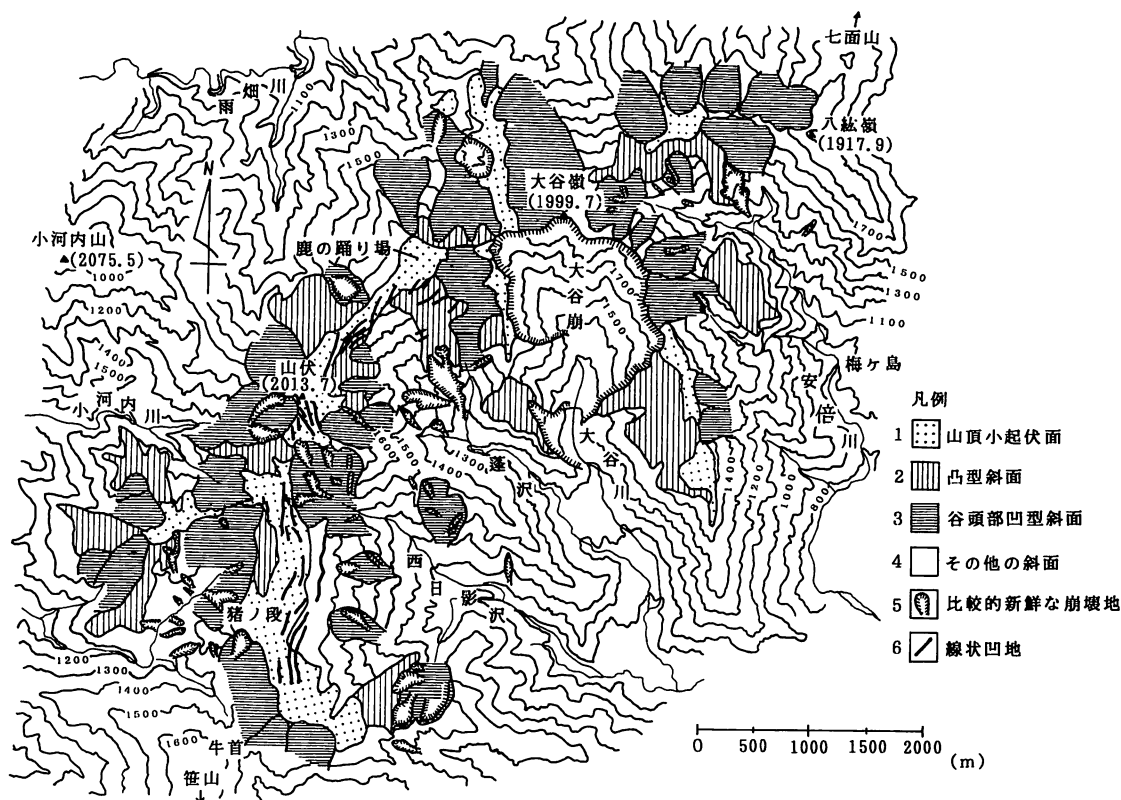


第1図 調査地域概略図



第2図 地質概念図

(日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会：1993より)



第3図 稜線部の地形分類図

方向にのびる。これに対して大谷嶺から八紘嶺にかけての稜線は、およそNE-SWからE-W方向にのびている。また線状凹地は稜線から高度差200mの範囲に発達し、山頂小起伏面上や、その周辺に多く見られるという特徴がある。

山頂小起伏面は、1,500m以上の稜線上や尾根上にみられ、線状凹地と同じように、大谷崩から猪ノ段にかけての稜線上に多く分布する。大谷嶺から八紘嶺にかけての稜線上には、ごく狭い小起伏面が一ヶ所認められる程度である。小起伏面は大谷崩周辺の尾根上にも見られるが、この尾根の方向も、およそNSからNNW-SSEになっている。このように、線状凹地・小起伏面ともに、大谷崩から猪ノ段にかけての、NSからNE-SW方向の稜線に沿って多く分布するという傾向がみられる。

## (2) 各線状凹地の形態的特徴

線状凹地の性格を明らかにするため、鹿の踊り場から猪ノ段にかけて分布する線状凹地について、その形態的な特徴（長さ・走向・崖高・分布位置など）について調査した（第1表）。

線状凹地の全長は、30mから600mまで様々なものがあるが、150m以下のものが半分以上を占める。第5図は、線状凹地の全長別に、その出現数をヒストグラムにまとめたものである。ここでは、線状凹地の長さにかかわらず、その個数をそのまま計数した。これをみると、50~100mといった小規模なものが最も多く、200m以上のものは少なくなっている。また、第6図は、赤石山地主稜線部に発達する線状凹地を、同様にヒストグラムに表したものである。これをみると、中には1000m以上の大型のものもあるが、大部分は500

m以下のもので、特に150m以下のものが多い。  
本調査地域の線状凹地には、1000mを超すような大型のものは発達しないが、第6図と同様の傾向がみられる。

これらの線状凹地の長軸の方位は、おおよそN 25° W～N50° Eの範囲を示している。第7図は、方位を15°ごとに区分し、各方位別に線状凹地の出現数を計数したものである。これを見ると、N方向と、NE方向の2方向にピークがあり、その間のN30° E方向のものは、これらに較べて数が少なくなっている。これは調査地域内の稜線の方向が、山伏岳付近で屈曲し、N-S方向とNE-SW方向を示すことと関係していると思われる。線状凹地の中には、稜線と斜行するものも少数あるが(Na.9, 13)、ほとんどのものは、その周辺の稜線の方向とほぼ平行して発達している。このため、N-S方向とNE-SW方向の線状凹地が特に多く発達しているものと思われる。

また、線状凹地は小起伏面上に分布するものが大部分を占める。斜面上に位置するものもいくつか見られるが、この場合も、30°以内の凸型斜面上の、山頂小起伏面に近い位置に分布しており、急斜面上には見られない。

また、これらの線状凹地は、緩斜面とそれを横切る逆向き小崖との間に形成されていて、閉塞されているものがほとんどである。なかには一部が開口しているものがあるが、その場合でも、線状凹地の底部はほぼ水平になっている。また各線状凹地の底部は、笹やダケカンバ・コメツガなどの植生に覆われていて、現在は安定しているものと思われる。

これらの線状凹地を形成する小崖の向きは、西側を向くものと東側を向くものがおおよそ半ずつあり、その分布は第4図のようになっている。この図に見られるように、地域によって小崖の向く方角に一定の傾向が見られる。

### (3) 小起伏面上の堆積物

調査地域の山頂小起伏面の起源（高位削剥面か、隆起準平原遺物か）について明らかにするため、露頭の観察や検土杖による調査を行い、その堆積物を記載した。露頭の観察は、猪ノ段と大谷崩周辺で行なった。また、山伏岳山頂付近と鹿の踊り場の山頂小起伏面では、検土杖によって土層の厚さを調べた。

調査地域に見られる山頂小起伏面は、笹やコメツガ、シラビソなどの針葉樹に覆われている。この小起伏面を切る露頭では、写真3（第8図）のような堆積物が見られる。表面から10～20cmには黒褐色の表土、その下部には1～1.5mの明るい茶色の土の層がある。これらの土の層には0.5～10cm（最大で20cm程度）の角礫～亜角礫が多く含まれるが、この層の下部では、礫がやや大きくなり、基盤へ移っている。この基盤は砂岩または頁岩からなっているが、風化が進み、ブロック化もしくは千枚岩化している。またこの基盤の風化した部分には、上層のものと同様の茶色の土が多く混じるため、上層との境界が不明瞭になっている。

山伏岳山頂部と鹿の踊り場では検土杖を用いて、土層の厚さを調べた。調査は鹿の踊り場で11箇所、山伏岳山頂部で23箇所で行い、結果を第9、10図にまとめた。

ここの堆積物も、約15cmの黒褐色の表土と、茶色の土の層からなっている。その下は基盤になっていると思われるが、地表から基盤までの深さは、第9、10図のようになっている。これを見ると、山伏岳山頂部（標高約2,000m）で約65cm、鹿の踊り場（標高約1,900m）で約80cmの土層の厚さがある。また、検土杖での調査では礫の有無は確認できなかったが、この土層の土色も茶色で、多少の粘性があり、露頭において観察された土層のものとよく似ている。

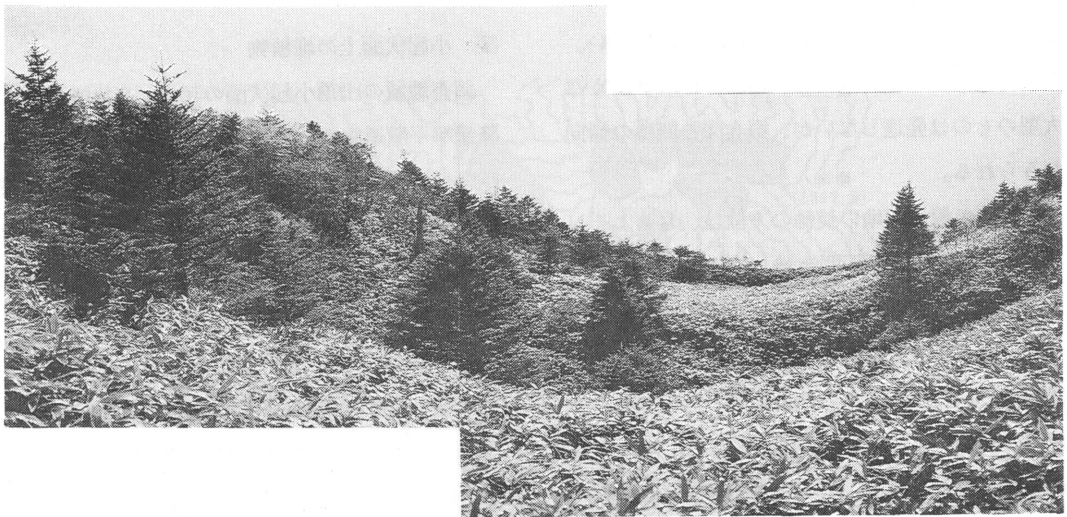
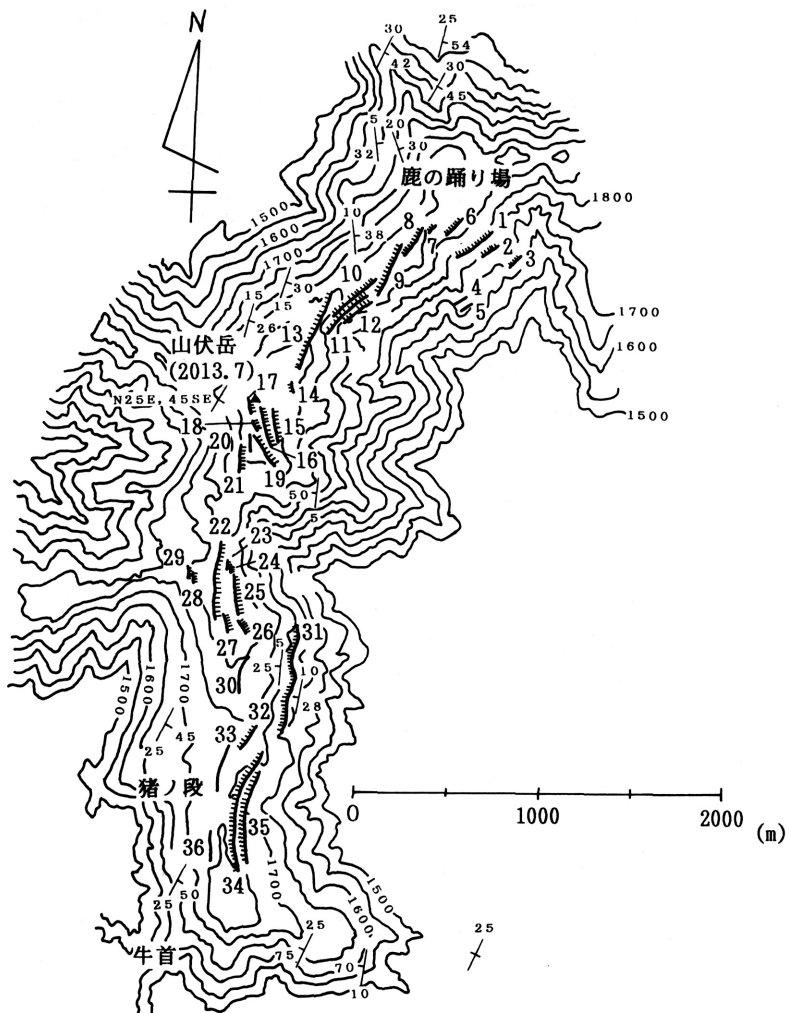


写真 2



第 4 図 小崖地形（線状凹地）の分布図



表－１ 線状凹地の計測結果（各線状凹地の位置は第４図に示す）

線状凹地No.	全長	小崖の高さ	小崖の傾斜角度*1	長軸の方向	分布位置*2	小崖の方向*3	備 考	
鹿の踊り場付近	1	200m	—	—	N50° E	B	NW	
	2	100m	—	—	N60° E	B	NW	
	3	70m	—	—	N40° E	B	NW	
	4	70m	—	—	N50° E	B	NW	
	5	70m	—	—	N50° E	B	NW	
	6	70m	2.7m	32°	N30° E	A	NW	
	7	50m	1.8m	27°	N35° E	A	NW	
	8	120m	3.5m	30°	N25° E	A	NW	
山伏岳北側稜線部	9	300m	26.0m	38°	N20° E	A, E	NWW	稜線と斜行する
	10	270m	16.0m	35°	N45° E	A	NW	
	11	320m	18.0m	30°	N45° E	A	NW	
	12	170m	6.0m	35°	N50° E	B	NW	
	13	400m	17.0m	35°	N20° E	A, E	NWW	稜線と斜行する
山伏岳付近	14	50m	1.3m	65°	N20° W	A	SWW	
	15	150m	5.5m	26°	N15° W	A	NEE	一部が開口
	16	130m	7.0m	30°	N20° W	A	NEE	一部が開口
	17	30m	1.5m	20°	N25° W	A	NEE	
	18	60m	2.5m	25°	N25° W	A	NEE	
	19	120m	3.5m	30°	N35° W	A	NE	一部が開口
	20	70m	3.0m	35°	N5° W	A	E	一部が開口
	21	90m	3.0m	42°	N5° W	A	E	
西日影沢上部	22	350m	12.0m	38°	NS	A, C	E	
	23	20m	1.0m	27°	NS	A, C	E	
	24	20m	1.0m	32°	NS	A, C	E	
	25	130m	10.0m	35°	N15° W	A	E	
	26	100m	3.0m	35°	N25° W	A	NEE	
	27	80m	1.5m	25°	N15° W	A	E	
	28	40m	1.2m	28°	N5° W	A	E	
	29	50m	1.0m	26°	NS	A	E	
猪ノ段付近	30	220m	6.0m	28°	NS～N30° E	A	W	やや湾曲する
	31	600m	7.0m	27°	N5° E	D	W	等高線に沿って湾曲
	32	120m	3.0m	25°	N40° E	A	NW	
	33	220m	3.0m	20°, 28°	N10° E	A	—	小崖が不明瞭
	34	550m	15.0m	37°	N10° W～N30° E	A, D	W	等高線に沿って湾曲
	35	500m	11.0m	32°	N5° W～N15° E	A, D	W	等高線に沿って湾曲
	36	80m	5.0m	16°	N10° E	A	—	小崖が不明瞭

\* 1 線状凹地を形成している、断層崖と考えられる小崖の傾斜角度。どちら落ちの小崖か判別できない場合は、両方小崖について記載した。

\* 2 A：小起伏面上 B：凸斜面上 C：凹斜面の上部 D：斜面上 E：稜線上

\* 3 逆向き小崖などの崖面が向く方位

#### 4. 線状凹地および山頂小起伏面の成因

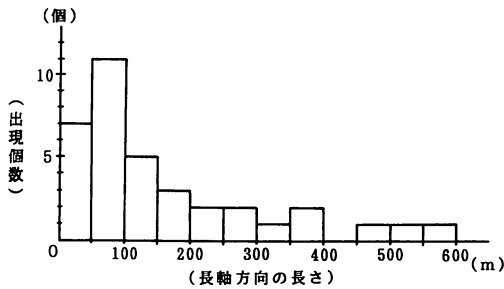
##### (1) 線状凹地の成因

線状凹地は、かつては侵食地形の一種と考えられていたが、前述のように、最近では断層や地滑りに伴って形成された、変動地形の一種と考えられるようになった。

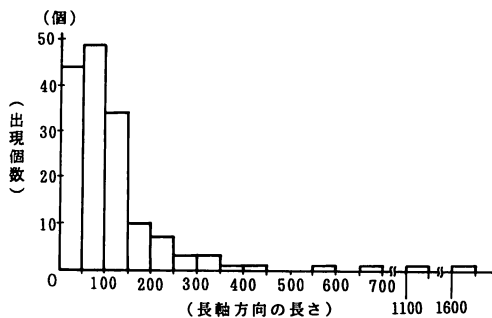
本調査地域にみられる線状凹地は、ほとんどのものが、底部が相対的に低く、閉塞された形になっており、侵食された物質が排出されるような部分が見られない。また線状凹地は、小起伏面上に発達しているものが多く、谷頭侵食が線状凹地まで達していない。そのため、侵食によってこれらの凹地が形成されたとは考え難い。

これに対して、緩斜面上を横切る、崖面が上方（稜線側）を向いた小崖によって線状凹地が形成されているものが多い。また、これらの線状凹地を挟んだ上下の斜面は、形態、斜度ともによく似ている。このことは、これらの斜面が、かつては一続きのものであったことを示唆している。谷を分断するなどの具体的な事例はないが、これらの形態の特徴は、清水ほか（1980）などが報告している小崖地形とよく似ている。清水ほか（1980）は、これらの地形を正断層によって形成されたものと考えたが、本調査地域で見られる線状凹地も、断層もしくは地滑りによって形成されたものと思われる。つまり、第11図のように、断層や地滑りによって、上方の斜面が相対的に落ち込むようにして斜面が分断され、線状凹地が形成されたものと考えられる。

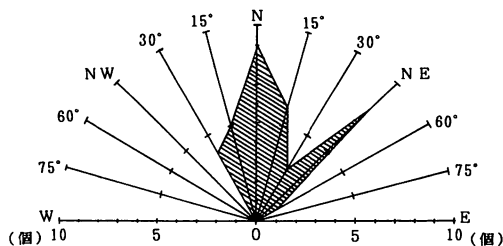
また調査地域の線状凹地のそれぞれの規模は総じて小さく、稜線の方と平行して発達している。これらの線状凹地を形成している断層が、広域的な応力によって活動したものと仮定するならば、稜線の方を無視して発達し、その延長上にはリニアメントなどの断層地形が見られるものと推定される。実際に、上本（1978）や柳町（1982）は、



第5図 線状凹地の全長別出現数



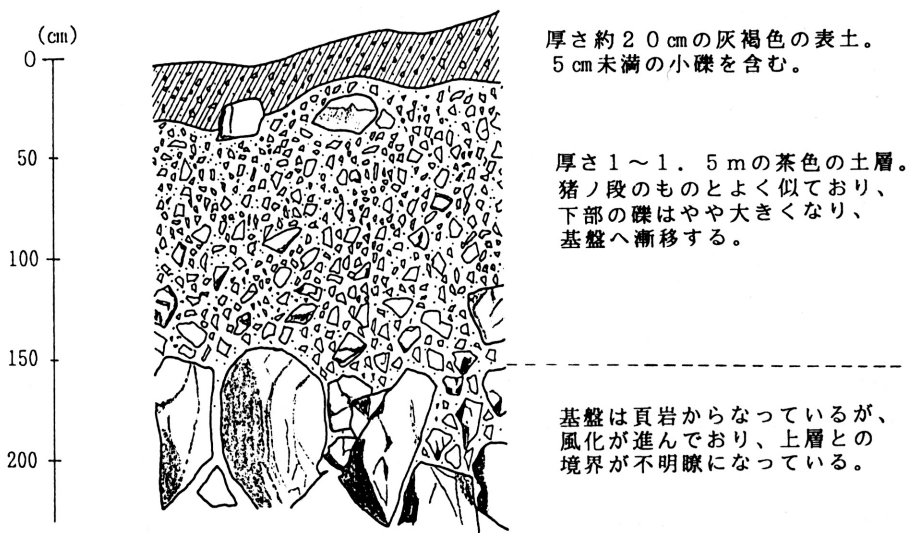
第6図 赤石山地主稜線部における線状凹地の全長別出現数



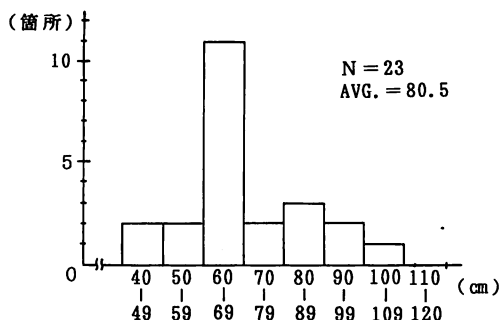
第7図 線状凹地の方位別出現数



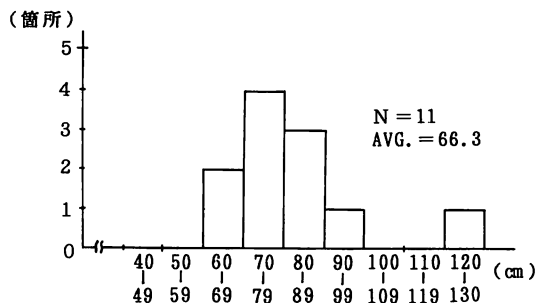
写真3 大谷崩北側の尾根上の小起伏面を切る露頭（標高1890 m）



第8図 写真3の露頭スケッチ



第9図 山頂小起伏面の土壌の厚さ (山伏岳付近)



第10図 山頂小起伏面の土壌の厚さ

(鹿の踊り場付近)

それぞれ北アルプス鉢岳北方と、木曽山脈松尾岳付近において、広域断層に沿って発達する線状凹地を観察している。しかし調査地域内の線状凹地には、そのような特徴はみられない。このことから、調査地域の線状凹地を形成する断層や地滑りは、局地的な応力によって発生した、重力性のマスマーブメントによって形成されたものと思われる。

## (2) 線状凹地の分布と、周辺の地質および小起伏面との関係

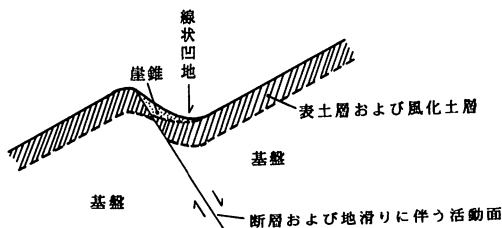
本調査地域内の線状凹地は、N-SからNE-SW方向を示す、大谷崩～猪ノ段にかけての稜線に沿って多数分布し、それ以外の方向の稜線にはみられない。これは、山頂小起伏面の分布や、こ

の地域の地質と関係があるためと思われる。

この地域を構成する瀬戸川層群は、一般に走向がN10° EからN30° E、傾斜 60° ～80° Wを示す砂岩・粘板岩互層によって構成されている(町田, 1959)。この地層の走向は、線状凹地が多数発達する、大谷崩から猪ノ段にかけての稜線の方

向と調和的である。地質の走向と、稜線の方が一致する場合に、線状凹地が多く発達するということは以前から知られている(例えば鈴木, 1975; 松岡, 1985)。本調査地域の線状凹地の発達にも、上述のように、これと同じような傾向がみられる。松岡(1985)はこれを、山稜部に発生する引張応力によって、稜線に沿った重力性の正断層ができる場合、基盤の層理面が弱線となり、それに沿って正断層が発達するためと考えた。これと同じように、地層の走向と稜線の方が一致することが、大谷崩から猪ノ段にかけての稜線部に線状凹地が多数みられる原因の一つになっているものと思われる。

このような線状凹地と地質の関係があり、地層が単斜構造を示すとすれば、小崖は一定の方向を向くと考えられる。しかし、第4図に見られるように、小崖の向く方向(断層の落ちの方向)が、地域によって異なっている。そこで、鹿の踊り場から猪ノ段にかけて、周辺の岩盤の走向・傾斜を調べた。調査は、沢沿いや登山道沿いなどの狭い範囲に限られたが、第4図のような結果が得られた。これを見ると、地層の走向はおおよそN20°



第11図 線状凹地の模式的横断面図

W～N30° Eを示すが、稜線付近を挟んで両側で傾斜の方向が異なり、稜線付近を向斜軸として、褶曲しているものと思われる。この地層の走向・傾斜は、山伏岳以南の小崖と対応する傾向がみられるが、山伏岳以北のものにはこれらの対応がみられないものもある（特に山伏～鹿の踊り場間のもの）。このことから、地質のみが影響して、上述のような線状凹地の分布特性がみられるものではないと考えられる。

線状凹地が多数発達する、鹿の踊り場～猪ノ段には小起伏面が広く分布し、線状凹地は小起伏面の上にそのほとんどが発達する。これに対して、大谷嶺～八紘嶺の稜線は、谷頭侵食が上部まで進み、小起伏面がほとんどみられない。このように、小起伏面と線状凹地の分布には関連がある。

八木（1981）は、起伏が大きい一方で、稜線付近に緩やかな斜面を残すような山地の稜線付近に、線状凹地が多数分布する傾向があるとしている。調査地域の稜線部や尾根上にも、小起伏面が広く分布しているが、側方斜面は侵食が進み、急斜面になっている。このことから、稜線部の小起伏面は不安定になり、線状凹地が発達するものと考えられる。そのため、調査地域内で最も幅広い小起伏面が分布する猪ノ段周辺に大型の線状凹地が発達するのであろう。これに対して、大谷嶺～八紘嶺の稜線部は、侵食が上部まで進み、小起伏面の大部分がすでに失われているために、線状凹地がみられないものと思われる。

このように、調査地域の線状凹地の形成には、その分布特性から、周囲を高度差の大きな急斜面に囲まれた山頂小起伏面が残存しているという、山体の特徴および、地質条件が関連しているものと考えられる。

### (3) 山頂小起伏面の成因

従来の研究では、山頂小起伏面は、準平原状の地形が隆起して形成された隆起準平原遺物とされ

てきた。しかし、須貝（1990）は、赤石山地に分布する小起伏面について研究し、標高1,500～2,000 m以高に分布するものは、周氷河環境下で形成された、高位削剥面と考えた。

本調査地域に広く分布する山頂小起伏面は、標高約1,700～2,000mに位置する。これらの小起伏面は、前章で述べたように、おおよそ65cm～150cmの表土層に覆われており、その基盤岩は著しく風化しているため、上部の土層との境界が不明瞭になっている。また、基盤岩の中にも、これらとよく似た土が見られるため、この土層は風化残留物と思われる。

須貝（1990）は、赤石山地に分布する小起伏面の構成物質の特徴について観察し、1,500～2,000 m以高に分布するものは、化石周氷河成平滑斜面の一部であろうと考えた。そして、そのような小起伏面には、風化残留物がみられず、基盤の上を、周氷河作用によって生産された岩屑や岩塊の層が直接覆っており、これらの基盤岩や岩屑は、ともに比較的新鮮であると報告している。本調査地域の小起伏面が、周氷河作用を受けて形成されたものであるとするならば、このような風化残留物は除去されて、残存していないものと推定される。また、これらの小起伏面上には、（化石）周氷河地形なども見られない。そのため、これらの小起伏面は、高位削剥面とは考えにくく、隆起準平原遺物と考えられる。

### 参考文献

- 上本進二（1978）：白馬岳北方鉢岳西斜面の新期断層地形。第四紀研究，17，171～175。  
北川光雄（1982）：静岡県の山地崩壊と治山砂防事業に関する覚え書き。静岡英和女学院短期大学紀要，14，63～87。  
小林国夫（1955）：『日本アルプスの自然』，築地書館，258p。

式 正英(1960)：赤石山地北部の地形について。  
『辻村太郎先生古稀記念論文集』, 224～238.

静岡県土木部(1992)：雨量・水位年表. 静岡県.  
110～112.

清水文健・東郷正美・松田時彦(1980)：日本アルプス・野口五郎岳付近の小崖地形の成因. 地理学評論, 53, 531～541.

須貝俊彦(1990)：赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. 地理学評論, 63A, 793～813.

鈴木郁夫(1975)：赤石山地南部の線状凹地.  
『日本の氷期の諸問題』, 古今書院, 112～123.

相馬秀宏(1974)：白馬岳北部におけるいわゆる“二重山稜”. 日本地理学会予編集, 6, 104～105.

日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会(1993)：『日本の地質4「中部地方Ⅰ」』, 共立出版, 322P.

桧垣大助(1977)：飯豊山地山稜部の地形について. 東北地理, 29, 212～220.

町田 洋(1959)：安倍川上流部の堆積段丘. 地理学評論, 32, 520～531.

松岡憲知(1985)：赤石山脈主稜線部における線状凹地の分布と岩石物性. 地理学評論, 58, 411～427.

八木浩司(1981)：山地に見られる小崖地形の分布とその成因. 地理学評論, 54, 272～280.

八木浩司(1984)：Nepal Mahabharat 山地主稜部に認められる二重山稜とその 成因. 東北地理, 36, 131～135.

八木浩司(1993)：真昼山地・和賀岳付近に認められる小崖地形の発達過程. 季刊地理, 45, 83～91.

柳町 治(1982)：木曾山脈・桧尾岳南西方の線状凹地. 地理学評論, 55, 258～273.

吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊(1973)：『日本地形論』, 東京大学出版会,

415P.

吉川虎雄(1984)：湿潤変動帯の地形学. 地理評, 57, 691～702.

安井春雄・船津廉二・田辺久之(1982)：『静岡県のお天気』, 静岡新聞社, 254P.