

9 大鹿村内における地質調査結果の概要について

大鹿村内における地形及び地質については、これまでボーリング調査や弾性波探査に加え地質踏査など様々な調査を実施して、地形及び地質の状況や、地すべり等の不安定地形の分布状況を確認してきた。以下に地質調査結果の概要を示す。

9-1 計画路線周辺における地形及び地質の状況

9-1-1 地形

計画路線が位置する大鹿村大河原地区は、赤石山脈の塩見岳（標高 3,047m）から荒川岳（標高 3,140m）、赤石岳（標高 3,121m）へ連なる高峰の西麓から、大西山（標高 1,742m）や鬼面山（標高 1,890m）を擁する伊那山地の間に位置し、中央構造線沿いに分布する青木川沿い及び赤石山脈に源流をもつ小渋川沿いに狭小に延びる谷底平野よりなる。

青木川は、中央構造線の谷中分水嶺の一つである地蔵峠の東、奥茶臼山（標高 2,474m）に源流を持つ。奥茶臼山より西へ流下した後、安康付近で中央構造線に規制され北に流路を変え、大河原で小渋川に合流する。小渋川は、荒川前岳（標高 3,068m）、大沢岳（標高 2,820m）に源流を持つ。このうち、前岳の南西斜面は、赤石山脈最大の崩壊地といわれる荒川大崩壊地が分布する。これら峰々より発した溪流は、標高 1,500m 付近で合流し、その後北西方向へ流下して大河原に達する。大河原で青木川と合流した後は、やや中央構造線より流下した後、再び北西方向に下り小渋湖（小渋ダム）に注いでいる。荒川岳の北西方に連なる稜線には、大日影山（標高 2,573m）、小河内岳（2,802m）、烏帽子岳（標高 2,726m）が連なり、東に凸の馬蹄形の谷を成す。この谷より、ほぼ西に向かって小河内沢が流下しており、釜沢で小渋川に合流している。

釜沢周辺から西側の小渋川沿い及び青木川沿いは、標高 1,000～1,500m の山地が広がる。特に釜沢北部地域、大河原周辺、青木川沿いは標高 1,000m 以下の緩傾斜地が広く分布する。この緩傾斜地は地すべり地の分布に起因するものである。当該地域の地形は、多くが急峻な山陵、狭小な溪谷により特徴付けられ、その地質は西南日本外帯の付加体堆積物～變成岩、西南日本内帯の花崗岩類より構成されており、これら地質構造体を境する構造線や中央構造線の弱線と、硬質な岩盤のコントラストを反映しているものと言える。



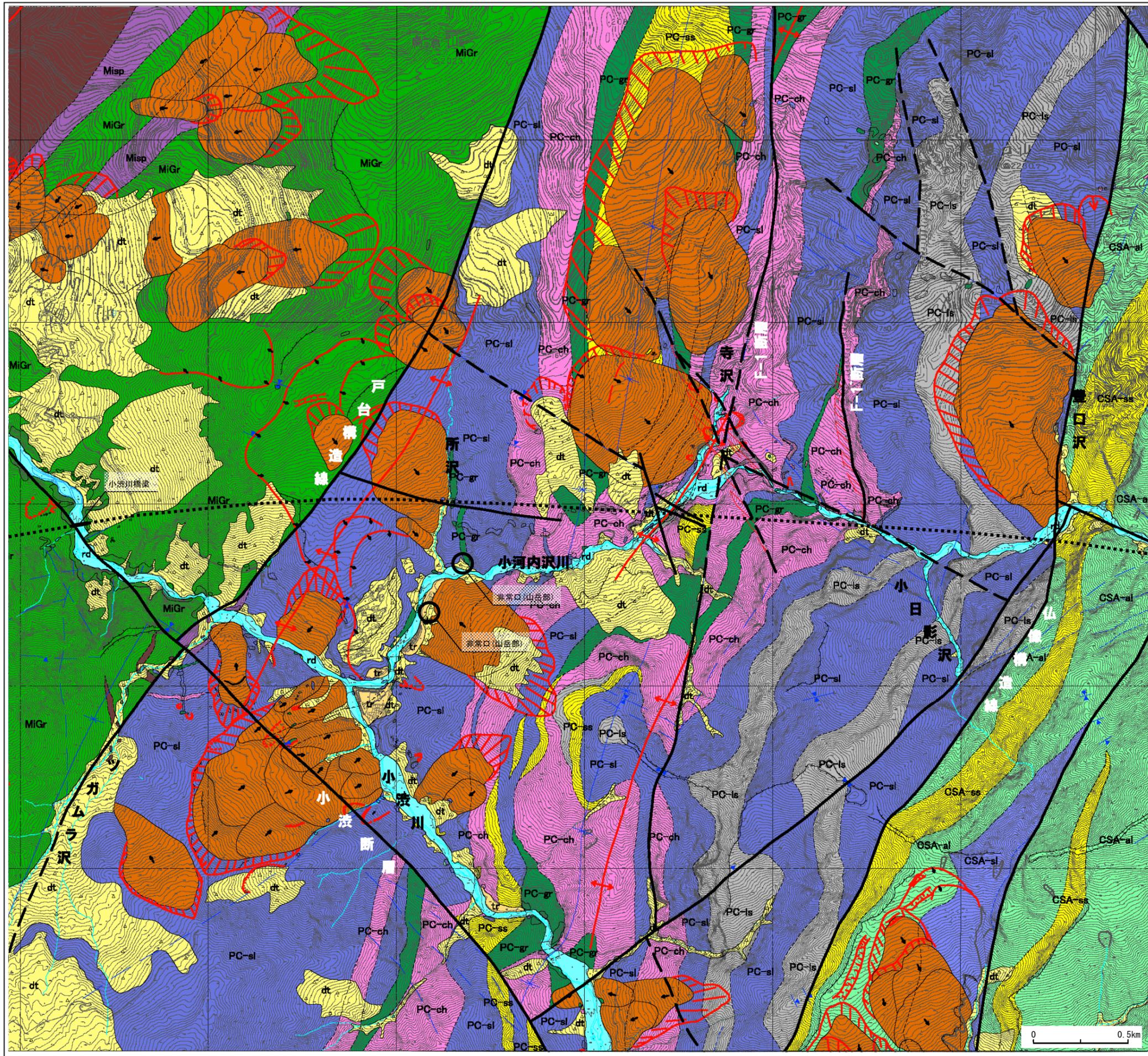
図 9-1-1-1 赤石山地の地形と地質分布（松島, 1993）

9-1-2 地質

大鹿村大河原地区に分布する地質層序を表 9-1-2-1 に示す。また、地質平面図を図 9-1-2-1 に示す。以下に構成地質の状況を述べる。

表 9-1-2-1 大鹿地区の地質層序表

時代区分	地質名		記号	岩相
完新世	河床堆積物		rd	礫、砂
	沖積錐・扇状地堆積物		fd	礫、砂
	崖錐堆積物		dt	礫、砂、粘土
更新世	地すべり土塊		Ls	風化岩、礫、砂、粘土
	段丘堆積物		tr	礫、砂
古第三紀 ～ 白亜紀	四万十層群	赤石帯 CSA-	ss	砂岩
			al	砂岩粘板岩互層
			sl	粘板岩
中生代 ～ 古生代	中古生層	秩父帯 PC-	ss	砂岩
			sl	粘板岩
			ch	チャート
			gr	緑色岩(玄武岩、玄武岩質凝灰岩)
			ls	石灰岩
白亜紀	貫入岩類	古期花崗岩類	OGr	花崗岩類
		鹿塩ミロナイト	My	変成岩(圧砕岩)
中生代 ～ 古生代	御荷鉾 変成岩類	緑色岩	MiGr	塩基性火山岩類
		ハンレイ岩	MiGb	超塩基性深成岩類
		蛇紋岩	MiSp	超塩基性深成岩類
	三波川 変成岩類	黒色片岩	SaBa	変成岩(結晶片岩)
		石英片岩	SaQs	変成岩(結晶片岩)
		緑色片岩	SaGs	変成岩(結晶片岩)



地質層序表

時代区分	地層名	記号	岩相
完新世	河床堆積物	rd	礫、砂
	沖積錐・扇状地堆積物	fd	礫、砂
	崖錐堆積物	dt	礫、砂、粘土
更新世	地すべり土塊	Ls	風化岩、礫、砂、粘土
	段丘堆積物	tr	礫、砂
古第三紀 ～ 白亜紀	四万十層群	赤石帯 CSA-	ss 砂岩
		al	砂岩粘板岩互層
		sl	粘板岩
中生代 ～ 古生代	秩父帯 PC-	ss	砂岩
		sl	粘板岩
		ch	チャート
		gr	緑色岩(玄武岩、玄武岩質凝灰岩)
白亜紀	貫入岩類	OGr	花崗岩類
		My	変成岩(圧砕岩)
		MiGr	塩基性深成岩
		MiGb	超塩基性深成岩
中生代 ～ 古生代	御荷鉢 変成岩類	MiSp	塩基性～超塩基性深成岩
		SaBs	変成岩(結晶片岩)
		SaGs	変成岩(結晶片岩)
		SaGs	変成岩(結晶片岩)

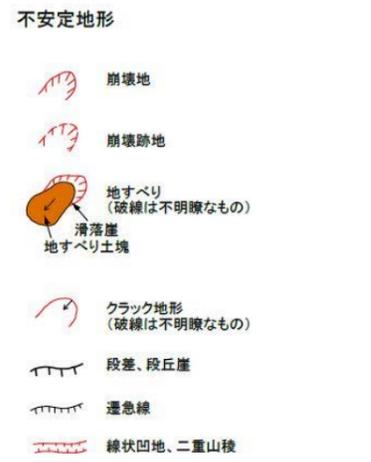
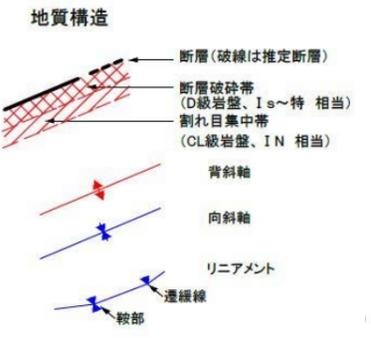


図 9-1-2-1(2) 地質平面図(東)

(1) 貫入岩類（領家帯）

貫入岩類は、中央構造線より西側を構成する地質で、中央構造線沿いに鹿塩ミロナイトと呼ばれる花崗岩類を起源とする変形岩があり、その西側に領家帯の古期花崗岩類に属する花崗岩類が分布する。

1) 古期花崗岩類 : Ogr

古期花崗岩類は、主に南向花崗閃緑岩（端山, 1959）と呼ばれる花崗閃緑岩で、角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩～トータル岩の組成をもつ。有色鉱物が配列して面構造を持ち、明瞭な片麻状構造を持つ。隣接する鹿塩ミロナイトは、非持石英閃緑岩が中央構造線の造構運動により強い変形を被って形成されたものとされる。露頭観察や年代分析により、南向花崗閃緑岩は非持石英閃緑岩に貫入しており、南向花崗閃緑岩は非持石英閃緑岩より後に形成されているが、南向花崗閃緑岩も中央構造線に近いほど強い片麻構造を示す傾向が認められる。

2) 鹿塩ミロナイト : My

鹿塩ミロナイトは、中央構造線を挟んで内帯側（西側）に分布する花崗岩類を起源とする断層変形岩である。原岩となる花崗岩類は、主に非持石英閃緑岩であり、変形の程度によりミロナイト～ウルトラミロナイト、あるいは眼球片麻岩状を呈する。

灰色を呈し、面構造が発達するが剥離性は高くなく、強打すれば面構造沿いに割れる。計画路線周辺では、若干の表層風化を伴い、面構造に直交するような節理の発達が数 cm～十数 cm 間隔で発達する。そのため、岩片は硬いものの、岩盤としては脆弱であることが多い。ウルトラミロナイト化したものは、一見、頁岩やチャートに見えるが、しばしば長石のポーフィロクラスト（斑状の残晶）が認められる。これらは、原岩を構成していた造岩鉱物が変形を被り細粒再結晶化したテイルを伴い、変形の指標となることがある。

鹿塩ミロナイトは、原岩の種類と中央構造線からの距離でミロナイトの構造が異なることが知られており、ミロナイトの形成と中央構造線の運動は関連を持つと考えられる。一方、現在の中央構造線の分布とは異なる時期の活動によるものと考えられるべきであるとの意見もある。



写真 9-1-2-1 ミロナイトの露頭



写真 9-1-2-2 灰色で面構造を伴うが、剥離性は強くない

(2) 三波川変成岩類 : Sa

三波川変成岩類は結晶片岩類からなり、泥質岩を原岩とする黒色片岩(Sa-Bs)、塩基性火山岩類を原岩とする緑色片岩(Sa-Gs)、チャートを原岩とする石英片岩(Sa-Qs)に区分される。

既往文献^{注1)}では、中央構造線と中古生層である秩父帯の間に分布する変成岩類を一括して三波川帯として区分しているが、主に西側に片理の発達する結晶片岩類、東側に片理の認められない塊状岩盤が分布する。ここでは結晶片岩の様相を示す地質及び堆積岩起源の地質を三波川変成岩類とし、塊状岩盤の様相を示す塩基性～超塩基性火成岩類を御荷鉢変成岩類として区分した。

三波川変成岩類は、青木川沿いを走る中央構造線の東側に0.5～2.5kmの幅で帯状に分布する。分布幅は塩川付近で2.5km、小渋川沿いで1km、深ヶ沢付近で0.5kmであり、北から南に向けて幅が狭くなる傾向にある。

1) 黒色片岩 : Sa-Bs

泥質岩起源の結晶片岩で、明瞭な片理を伴い、薄片状に剥離しやすい。片理面は光沢があり、一部片理面に沿ってせん断面が発達し、片理面が鏡肌を形成している場合がある。所によって片理面に沿って、あるいは片理面を切って石英脈(幅数mm～数cm)が多数挟在する。特に青木川に近接した地域では片理面に沿ったせん断面が多く、全体に破碎帯状をなす。



写真 9-1-2-3 黒色片岩。黒色で片理面が発達(上蔵西方)

2) 緑色片岩 : Sa-Gs

火山灰等の火山碎屑岩類起源の結晶片岩で、黒色片岩と同様に著しい片理を伴い、薄片状に剥離しやすい。片理面は光沢があり、一部片理面に沿ってせん断面が発達するため、片理面が鏡肌を形成している場合がある。



写真 9-1-2-4 緑色片岩。緑灰色～緑色を呈する(引の田)

注1) 天竜川上流域地質図－同解説書(中部建設協会:1984)、下伊那地質図(下伊那地質誌編集委員会:1976)

3) 石英片岩 : Sa-Qs

チャート起源の結晶片岩であるが、片理面構造の発達には弱く、非変成の板状チャートと同質である。チャート層として区分すべきであるが、三波川変成岩類や御荷鉾変成岩類の分布域にあることから、ここでは石英片岩として区分した。

岩片は非常に硬いが成層構造が発達し、5～10cmの厚さのチャート層と1cm未満の泥質層が互層状をなし、厚板状に割れる傾向にある。



写真 9-1-2-5 石英片岩。板状チャートの様相をなす

(3) 御荷鉾変成岩類

御荷鉾変成岩類は、塩基性～超塩基性火成岩類からなり、緑色岩(Mi-Gr)、ハンレイ岩(Mi-Gb)、蛇紋岩(Mi-Sp)に区分される。緑色岩は、前出の「三波川変成岩類」で述べたように、従来、緑色片岩とされていたもののうち、片理構造の認められないものについて、緑色岩として御荷鉾変成岩類に組み入れたものである。なお、御荷鉾変成岩類分布域に挟在する泥質岩やチャート質岩については、三波川変成岩類に相当するものとした。

御荷鉾変成岩類は、小渋川左岸側の青田山から小渋川右岸側の鳥倉山にかけて、北北東－南南西方向に分布する。東側は戸台構造線を境に秩父帯と接し、西側は三波川変成岩類と接する。分布幅は約3kmである。



写真 9-1-2-6 緑色岩。塊状に近いが、弱い面構造を持つ（日向休河床部）

1) 緑色岩 : Mi-Gr

青緑～緑灰色をなし、新鮮部ではへき開の発達が弱く概ね塊状をなす。玄武岩質火山岩起源が主体で、一部凝灰角礫岩起源のものも分布する。写真 9-1-2-6 のように均質でブロック状であるが、写真 9-1-2-7 のように枕状溶岩のような岩塊を含むこともある。これらの岩種では片理面の発達は弱く、しかも割れ目が少ないため、壁岩をなす場合が多い。



写真 9-1-2-7 緑色岩中の枕状溶岩

2) ハンレイ岩 : Mi-Gb

堅硬な塊状岩盤で、淡青色、淡緑灰色、暗灰色等場所によって色調が異なる。黒緑色の有色鉱物の斑晶が多く認められる。新鮮部は堅硬だが、割れ目が10~30cm間隔で発達している。なお、割れ目表面の一部は黒緑色で樹脂状光沢があり、蛇紋岩化している。



写真 9-1-2-8 ハンレイ岩 (小渋川、上蔵対岸)

3) 蛇紋岩 : Mi-Sp

当該層分布域は、多くがカンラン岩を源岩とするものである。非常に堅硬で有色鉱物の沈積による成層構造が認められ、成層構造に平行と直交の割れ目でブロック化している。ただし、周辺には「鳶ヶ巣」のような大崩壊地が集中しており、崩壊地周辺では破碎を被ったような蛇紋岩が分布する。蛇紋岩は暗緑色の礫状をなし、その間を淡緑灰色の細片状~粘土状の破碎状物質が充填する。礫の表面は樹脂状光沢を持ち、鏡肌を伴う。



写真 9-1-2-9 蛇紋岩分布域のカンラン岩。有色鉱物の沈積による成層構造が認められる(青田山北西方)

蛇紋岩は、上蔵の北方および小渋川対岸から引の田へ、幅1km弱で南南西方向に延びているが、御荷鉾変成岩類と中生層(秩父帯)を区切る戸台構造線と推定される付近にも分布する。



写真 9-2-1-10 蛇紋岩。戸台構造線沿いに分布する。塊状で暗緑色~灰色



写真 9-1-2-11 蛇紋岩の近接写真。片状化が顕著(小渋橋南方)

(4) 秩父帯: Pc

秩父帯の地層は、主に粘板岩(PC-sl)からなり、砂岩(PC-ss)、緑色岩(PC-gr)、石灰岩(PC-ls)、チャート(PC-ch)が挟在する。砂岩、緑色岩、石灰岩、チャートは200m程度の厚さで粘板岩中に挟在する。これらの地層は、分布域西半部では傾斜20度前後で緩く東へ傾斜する構造をなし、緩い褶曲構造が認められる。一方分布域東半部では40~60度前後で東へ傾斜する同斜構造をなす。

秩父帯は、西側が戸台構造線を境に御荷鉾変成岩類と接し、東側が仏像構造線を境に四万十層群と接する。3.5kmの幅で帯状に分布する。粘板岩は本帯の東側と西側にまとまって分布し、砂岩、緑色岩、石灰岩、チャートは本帯中央部に集中して分布する。



写真 9-1-2-12 粘板岩。複雑な褶曲構造を伴う。片理面の発達がよく、黒色片岩と区別し難い



写真 9-1-2-13 秩父帯砂岩。薄い粘板岩層が挟在するが、連続性はない

1) 粘板岩 : PC-sl

暗灰色の粘板岩で、やや砂質の粘板岩のものから黒色の粘板岩まで変化する。

砂質の粘板岩は、秩父帯の西側、小渋川中流部釜沢付近を中心に分布する。砂岩葉理が発達し互層状をなす。全体に変成度が高く見え、千枚岩状をなす。葉理に平行なへき開が発達し、所々閉じたへき開褶曲が認められる。新鮮部ではへき開は密着しているが、風化部ではへき開に沿って剥離しやすい。新鮮部では開口割れ目が少ない。

一方、黒色の泥質成分主体の粘板岩は秩父帯の東側を中心に分布する。へき開が著しく発達し、新鮮部でも薄板状に剥離しやすい傾向にある。へき開面の一部には光沢があり、千枚岩状ないし黒色片岩状をなす。砂質の粘板岩に比べてやや脆弱である。

なお、断層破碎帯近傍ではへき開面に沿う破砕が進んでおり、岩片自体が脆弱化するとともに、へき開面に鏡肌が形成され、一部黒色細礫混じり粘土が挟在することがある。



写真 9-1-2-14 砂岩（砂質粘板岩）と粘板岩

2) 砂岩 : PC-ss

秩父帯での砂岩の分布は少なく、秩父帯中央部のチャートや緑色岩分布域に比較的厚い層をなして分布する他は、粘板岩中に数 m 規模の厚さでレンズ状に挟在する。中粒～粗粒の砂岩で、へき開の発達は認められない。粘板岩の薄層が挟在する部分では、数 10cm 程度の厚さのレンズ状岩体の集合体として分布する。岩片自体は非常に堅硬である。ただし粘板岩の挟在しない部分では割れ目が少ない。

3) チャート : PC-ch

白色～灰白色をなし色調の違い、泥質部や凝灰質部の挟在等により層状をなすチャートが主体である。凝灰質部は淡緑色～紫赤色をなす。岩片は非常に堅硬であるが挟在する泥質部等が軟質であるため、厚い板状に割れやすい。

チャートは硬質であり、しばしば壁岩を成す。小河内沢中流部では特に狭小な溪谷をなす。また、地形図上では、小河内沢から小渋川を横断して南北に連続する壁岩が分布しており、主にチャートから形成されている。



写真 9-1-2-15 チャート。弱い層面へき開を伴うことがあるが、概ね塊状 (小河内沢中流)



写真 9-1-2-16 チャート (小河内沢中流)

4) 緑色岩 : PC-gr

秩父帯での緑色岩の分布は少なく、秩父帯中央部のチャート分布域に比較的厚い層をなして分布する他は、粘板岩中に数 10m 規模の厚さで挟在する。

緑灰色～青緑色～紫赤色をなす玄武岩質火山岩類起源の岩石であり、岩相や割れ目の発達状況から「凝灰岩起源」のものと「火山岩起源」のものに区分できる。

凝灰岩起源のものは緑灰色をなし、粘板岩と同様のへき開が発達する (写真 9-2-1-17)。



写真 9-1-2-17 へき開の発達する緑色岩。緑灰色で岩相は粘板岩に類似 (小河内沢下流部)

比較的軟質で、へき開面に沿って厚板状に割れる傾向にある。小河内沢下流部では、粘板岩と緑色岩が互層をなしているが、周辺の両岸が壁岩をなして深く侵食されており、緑色岩と粘板岩の侵食の差がなく、両岩種は同程度の硬さである。

一方、火山岩起源のものは、暗緑色～青緑色～紫赤色をなし、非常に堅硬でへき開が発達しない塊状岩盤である（写真 9-1-2-18）。割れ目は少ない。ただし、火山岩起源と想定されるものの、御荷鉾変成岩類の緑色岩に認められたような枕状溶岩等は認められない。



写真 9-1-2-18 緑色岩。暗緑色を呈し、へき開面を伴うが塊状に近く硬質

5) 石灰岩 : PC-sl

石灰岩は秩父帯東部に厚さ 200m 程度の層として分布する他、秩父帯中央部のチャートや緑色岩、粘板岩と平行して小規模な岩体として分布する。小河内沢の御所平取水堰付近では、石灰岩と粘板岩の互層が分布している。

白色～灰白色の比較的軟質な塊状岩盤である。割れ目の発達が少なく、割れ目間隔は 1 m 以上で、多くの場合、チャートと同様に壁岩を形成して連続する。



写真 9-1-2-19 石灰岩露頭。割れ目が少なく、壁岩を作る
(豊口山南西、鳥倉林道沿い)



写真 9-1-2-20 層状の石灰岩。粘板岩と互層を成す。白色～灰色
(小河内沢、御所平取水堰付近)

(5) 四万十層群赤石帯 : CSA

四万十層群は、赤石山脈東峰と西峰の大半を幅約 20km にわたって、幅広く分布する地層群であり、砂岩と粘板岩を主体とする古第三紀～白亜紀の堆積岩類からなる。四万十層群の東端は、早川沿いの糸魚川・静岡構造線を境に新第三紀中新世の巨摩層群と接し、西端は小渋川上流部から豊口山東方を経て塩川上流部へ至る仏像構造線を境に中生層の秩父帯と接する。四万十層群は堆積岩類の構成の違いにより東から西へ、瀬戸川帯、三倉帯、大井川帯、白根帯、赤石帯の 5 帯に区分され、北北東－南南西ないし北－南方向に帯状配列している。大鹿村内には赤石帯が分布する。

赤石帯の地層は、厚さ数 10m の砂岩と粘板岩からなるが、それが繰り返して分布するため、全体として砂岩粘板岩互層を形成している。また、一部粘板岩中には厚さ数 10cm で砂岩と粘板岩が規則的に互層するいわゆる有律互層も認められる。砂岩粘板岩互層 (CSA-a1) として表記し、その中で砂岩あるいは粘板岩の割合が概ね 80%以上を占める部分を、砂岩 (CSA-ss) あるいは粘板岩 (CSA-sl) として区分した。

赤石帯は、四万十層群分布域の最西端に分布し、赤石山脈西峰の主軸部を構成する。分布幅は約 5km である。小渋川から大井川支溪の西俣にかけては、北北東－南南西方向の走向で、東に 40～60° で傾斜する見かけ上同斜構造をなすが、北北東－南南西系と北北西－南南東系の断層によって分断され、一部背斜構造等もあり、複雑な地質構造を形成している。



写真 9-1-2-21 赤石帯の砂岩。塊状をなし、割れ目の発達是非常に少ない (小渋川上流)

1) 砂岩 : CSA-ss

厚さが数 m～数 10m の厚い砂岩からなり、厚さ数m以下の薄い粘板岩が挟在する。砂岩は、灰色～灰白色の細粒～粗粒砂岩で、中粒～粗粒の岩相では粒径が 1cm 以下の粘板岩の破片 (偽礫) を含むことがある。砂岩自体は、一般に塊状無層理であるが、級化構造や葉理が認められることがある。また、粘板岩偽礫の定向配列による成層構造もまれに認められる。



写真 9-1-2-22 赤石帯の粘板岩。へき開が発達し、板状に割れやすい (小渋川上流)

2) 粘板岩 : CSA-sl

層理面に平行なへき開が発達する粘板岩。砂岩葉理が頻繁に含まれるため、全体にやや砂質である。

3) 砂岩粘板岩互層 : CSA-al

砂岩と粘板岩が数 m～数 10m の厚さで繰り返す部分であるが、厚さ数 10cm 程度で繰り返すいわゆる有律互層の部分も認められる。

有律互層の部分は、暗灰色～灰色の極細粒～中粒砂岩と黒色の粘板岩が、数 cm～数 10cm の厚さで規則的に繰り返し、しばしば厚さが 1m 以上の厚い砂岩層を挟む（写真 9-1-2-23, 24）。各層の側方への連続性は一般に良好である。砂岩、粘板岩ともに細かいへき開は認められず、間隔が 1cm 以上の粗いへき開が発達する。砂岩粘板岩互層では、層理面が明瞭である。へき開は、主に粘板岩と極細粒砂岩に発達しており、層理面とほぼ平行な構造を示す。細粒から中粒の砂岩単層では、級化層理が認められることがある。

岩質は概ね堅硬で、割れ目間隔は、層理面やへき開とこれらに直交する割れ目等により、数 cm～20cm 程度とやや密である。

(6) 段丘堆積物 : tr

河床からの比高が概ね 5m 以上の平坦面を形成して分布する。計画路線周辺においては、主要な溪流の合流部等に分布し、小河内沢の上流、釜沢地区や小渋川の下流に点在するが、規模の大きなものは釜沢地区のみである。一般に大小の円礫と砂等、河川性の堆積物により構成される。シルト、粘土等の細粒分を伴うこともある。現河床より高位の段丘堆積物ほど締りがよく、礫は風化していることがある。



写真 9-1-2-23 赤石帯砂岩粘板岩互層。砂岩優勢部。砂岩の厚さは 50～1.5m(小渋川上流)



写真 9-1-2-24 砂岩粘板岩互層の状況。白い筋状の部分が砂岩(赤石山脈西峰稜線、烏帽子岳南)



写真 9-1-2-25 崖錐堆積物（崖錐斜面）。岩盤が露出せず、小礫と土砂が覆う

(7) 崖錐堆積物 : dt

斜面上部から土石が崩落あるいは流下して堆積したものであり、山麓斜面や沢沿いに平滑な斜面を形成して分布する。一般に角礫や砂からなり、粘性土分も含まれる。分布形態や分布規模から大きく下記の2種類に分けられる。なお、①と②は個々の崖錐堆積物分布域を明確に区分できるものではないため、地質平面図上では一括して表記した。



写真 9-1-2-26 崖錐斜面。凹凸が少なく平滑である（小渋川右岸、日向休対岸）

①斜面下部や沢沿いに分布し、10ha 未満で多くが 1～5ha 規模の平滑な緩斜面を形成して分布する。背後斜面には下刻の進んだ沢や凹凸の激しい急斜面が分布しており、こうした沢や急斜面から供給された土石が堆積したものと考えられ、しばしば地形面に平行な成層構造が認められる。

②斜面中上部に 5～10ha 規模で平滑な緩斜面を形成して分布する。全体に標高が高く稜線直下から分布している場合が多い。また、分布域下部に緩斜面が形成され段丘状の地形をなしており、その直下に明瞭な遷急線が発達して下方斜面から浸食が進んでいる。

①は現在山地内で活発に進んでいる浸食活動により形成されたものと考えられることができるが、②はそれよりも古い時期の浸食活動で形成され、一時的な浸食活動の休止期を経て現在の浸食活動によって周囲が開析されて形成されたものと考えられる。

(8) 沖積錐・扇状地堆積物 : fd

溪流出口付近に形成された円錐状あるいは扇状の地形面を構成する堆積物である。巨礫を大量に含む砂礫からなり、溪床堆積物の一つである。土石流等、大量の土石が溪流から供給されるような場合に形成されやすく、特徴的な地形を形成するため、溪床堆積物とは区別した。

計画路線周辺では、山腹斜面の末端に大小規模のものが点在するが、特に上蔵の小渋川対岸に分布する鳶ヶ巣崩壊地の末端には、大規模な沖積錐が形成されている。最新の沖積錐は、両岸に残る過去の沖積錐（扇状地）を侵食した溪流の先端に形成されている。両岸の扇面には植生が繁茂しており、形成時期は古いと考えられる。



写真 9-1-2-27 沖積錐（鳶ヶ巣崩壊地の末端部）

(9) 河床堆積物 : rd

河川沿いに幅 50~100m 前後の河床面を形成して分布する。砂礫を主体とする未固結堆積物からなる。



写真 9-1-2-28 河床堆積物 (小渋川、釜沢下流)

(10) 地すべり地 : Ls

地すべり地は、地すべりにより形成された崩積土より形成されている。崩積土は大小様々の礫や土砂からなり不均質で未固結である。さらに中央構造線沿いでは、長期にわたる断層活動に起因する変形作用により、岩石の脆弱化や破碎帯の形成も伴い、地すべりを生じやすくなっている。釜沢集落の小渋川対岸には、末端部から頂部まで河床部から比高差 800m に及ぶ地すべりが分布している。この付近には小渋断層の通過が想定されている。



写真 9-1-2-29 地すべり地 (釜沢遠望)



写真 9-1-2-30 地すべり地内の崩積土 (釜沢)

9-1-3 地質構造

大鹿村内の計画路線周辺における地質構造を、一般地質構造と断層及び破碎帯とに分けて述べる。

(1) 一般地質構造

計画路線周辺における基盤岩は、中央構造線の分布方向（北北東-南南西方向）の地質構造が卓越している。西日本外帯を構成する、三波川変成岩類、御荷鉾変成岩類、中古生層（秩父帯）、四万十帯は、九州から関東西部に至る分布地域で概ね中央構造線に平行帯状に配列しており、大鹿村内でも同様の分布を示す。また、中央構造線より西側の貫入岩類（領家帯古期花崗岩、鹿塩ミロナイト）も、変形構造は北北東-南南西方向に配列している。

1) 貫入岩類

貫入岩類は、中央構造線にほぼ平行に発達する面構造にその構造が規制されている。面構造の走向は北北東-南南西方向で、傾斜は西に傾斜していることが多い。この面構造は、鹿塩ミロナイトや花崗岩類が変形を被って形成された面構造であり、鹿塩ミロナイトの源岩といわれる非持石英閃緑岩と南向花崗閃緑岩の接触関係を示すものではない。計画路線周辺では、鹿塩ミロナイトの確認にとどまったが、面構造の走向傾斜は北北東-南南西方向で傾斜は西又は東に傾斜する。

2) 三波川変成岩類・御荷鉾変成岩類

三波川変成岩類と御荷鉾変成岩類は青田山周辺に分布し、三波川変成岩類が西半部を、御荷鉾変成岩類が東半部を構成する。三波川変成岩類は黒色片岩(Sa-Bs)、緑色片岩(Sa-Gs)、石英片岩(Sa-Qs)からなり、御荷鉾変成岩類は緑色岩(Mi-Gr)、ハンレイ岩(Mi-Gb)、蛇紋岩(Mi-Sp)からなる。なお、三波川変成岩類の石英片岩(Sa-Qs)は西半部の御荷鉾変成岩類分布域にレンズ状岩体として挟在する。また、黒色片岩(Sa-Bs)も一部は御荷鉾変成岩類中に層状岩体として挟在する。

地層の構造は、走向が分布域西部で N20E~N30E、分布域東部で N30E~N40E となり、やや北へ開いた放射状に分布する。地層の傾斜は小渋川を境に南側と北側で異なる。

小渋川の南側では傾斜は西部で 70° 程度の西落ち、中央部で 70° 程度の東落ち、東部で 30° 程度の西落ちとなり、西部から中央部にかけては一連の傾斜構造が見かけ上中央部で逆転した形となる。中央部から西部にかけてはツガムラ沢沿いに北北東-南南西方向の向斜軸があり、東へ 45° 程度倒れた非対称向斜構造をなす。

一方、小渋川の北側では、三波川変成岩類の分布する西側では北北東-南南西方向に発達した褶曲構造があり、背斜、向斜を繰り返すが、東側の御荷鉾変成岩類の緑色岩分布域では、塊状岩盤であるため構造を把握することができない。

3) 秩父帯

秩父帯の地層は、主に粘板岩(PC-s1)からなり、チャート(PC-ch)、石灰岩(PC-ls)、緑色岩(PC-Gr)、砂岩(PC-ss)が挟在する。

地層の構造は、分布域全体を通して走向がN15E～N35Eで一定して北北東－南南西方向に伸びて分布する。傾斜は小渋川の南西側と北東側で異なる。

小渋川の南西側は、西半部では70°前後で西に傾斜するが、東半部では50～70°で東に傾斜する傾向がある。両者の関係が褶曲によるものなのか、逆転構造によるものなのかは不明である。

小渋川の北東側は、小渋川小河内沢支溪の寺沢から小渋川中流の湯オレ沢に至る南北方向の断層を境に異なる。西側は20°前後で緩く東側に傾斜し、東端部で緩く褶曲する構造をなす。これに対して東側は60度程度で東側に傾斜する同斜構造をなす。

4) 四万十層群赤石帯 : CSA

赤石帯の地層は、主に砂岩粘板岩互層(CSA-al)からなり、砂岩(CSA-ss)、粘板岩(CSA-s1)が挟在する。

地層の構造は、走向が分布域中南部でN20E～N30E、分布域北部でN10Eであり、東側に凸の湾曲した分布を示す。傾斜は、40～60°の東傾斜をなすが、小河内沢最上流部では西に倒れた閉じた背斜構造が推定される。全体としては東に傾斜する同斜構造であるが、上述のような褶曲構造により複褶曲構造を形成している可能性がある。

(2) 断層及び破碎帯

1) 北北東－南南西系断層

ア. 仏像構造線

仏像構造線は、四万十層群と中古生層(秩父帯)を境する地質境界断層である。烏帽子岳(標高2,726m)から西に延びる稜線上の豊口山(標高2,231m)の東側を通り、豊口沢を経て除山(標高2,041m)山頂の南西に至る。さらに小渋温泉の方向へ連続する。

断層に接する地質が、四万十層群の砂岩粘板岩互層と秩父帯の石灰岩であり、境界は明瞭に把握できる。写真9-1-3-1は小渋川での断層地点であるが、露頭を遠望する限り、破碎幅は10m未満であると判断される。また、破碎も著しい粘土化を伴うようなものではないと考えられる。



写真 9-1-3-1 仏像構造線遠望写真。赤い波線付近に構造線が通る

イ. F-1 断層・F-1' 断層

F-1 断層は小河内沢支流の寺沢を通り、除山（標高 2,041m）の西の鞍部を通り、小渋川支流の湯オレ沢付近まで南北に伸びる。明瞭な断層は確認されていないが、リニアメントは比較的明瞭である。また、寺沢沿いには、このリニアメント沿いに地すべり懸念地形が点在している。

同様の南北方向の断層は、F-1 断層の東側、小河内沢の中流にも分布し、南北に伸びる明瞭な崖地形を形成している（F-1' 断層）。小河内沢右岸斜面の壁岩直下では、明瞭な破碎帯は認められないが、裂線状の亀裂が連続している（写真 9-1-3-2）。

一方、この F-1' 断層を小河内沢に伸ばした延長上では、チャートを主体とする壁岩に幅 20~30m の亀裂集中帯~破碎帯が分布する（写真 9-1-3-3）。

F-1' 断層は小河内沢を境に南側ではリニアメントも認められず、連続は不明である。F-1 断層と、F-1' 断層は、南北方向の分布や壁岩をなす性状が類似する。



写真 9-1-3-2 F-1' 断層の成す壁岩直下の亀裂。破碎帯は認められない



写真 9-1-3-3 F-1' 断層の延長に認められる破碎帯（小河内川中流）

ウ. 戸台構造線

戸台構造線は、中古生層秩父帯と三波川・御荷鉾変成岩類の境界をなす断層である。計画路線周辺では小渋川下流のツガムラ沢から北東へ連続する。秩父帯と三波川・御荷鉾変成岩類の境界断層は確認できないが、小渋川付近では著しく破碎した蛇紋岩が分布する（写真 9-1-3-4）。蛇紋岩岩体の幅は 50~80m であり、幅 1m 規模の断層粘土が各所に認められる。

小渋川より北側の延長は、緑色岩と粘板岩の分布により規程され、ツガムラ沢上流は崖錐堆積物に覆われる。



写真 9-1-3-4 戸台構造線沿いの蛇紋岩（小渋川中流、ツガムラ沢合流点）

エ. 小渋断層

小渋断層は小渋川の左岸を小渋川に沿って西北西－東南東方向に走る断層である。小渋川を挟んで、三波川変成岩類、御荷鉢変成岩類、中古生層秩父帯、四万十層群の分布が北東側と南西側で食い違っており、見かけ上1km程度の左横ズレとなる。釜沢付近では、釜沢集落の対岸の地すべり付近を通るなど、断層の通過する付近の多くが崖錐堆積物で覆われているため、露頭での確認はできない。小渋川上流部における断層面の走向傾斜はN35W40NEである（写真9-1-3-5）。



写真 9-1-3-5 小渋断層と思われる不連続面。左側は岩盤すべりの岩塊だが、断層面に沿って滑動したものと考えられる

オ. 中央構造線

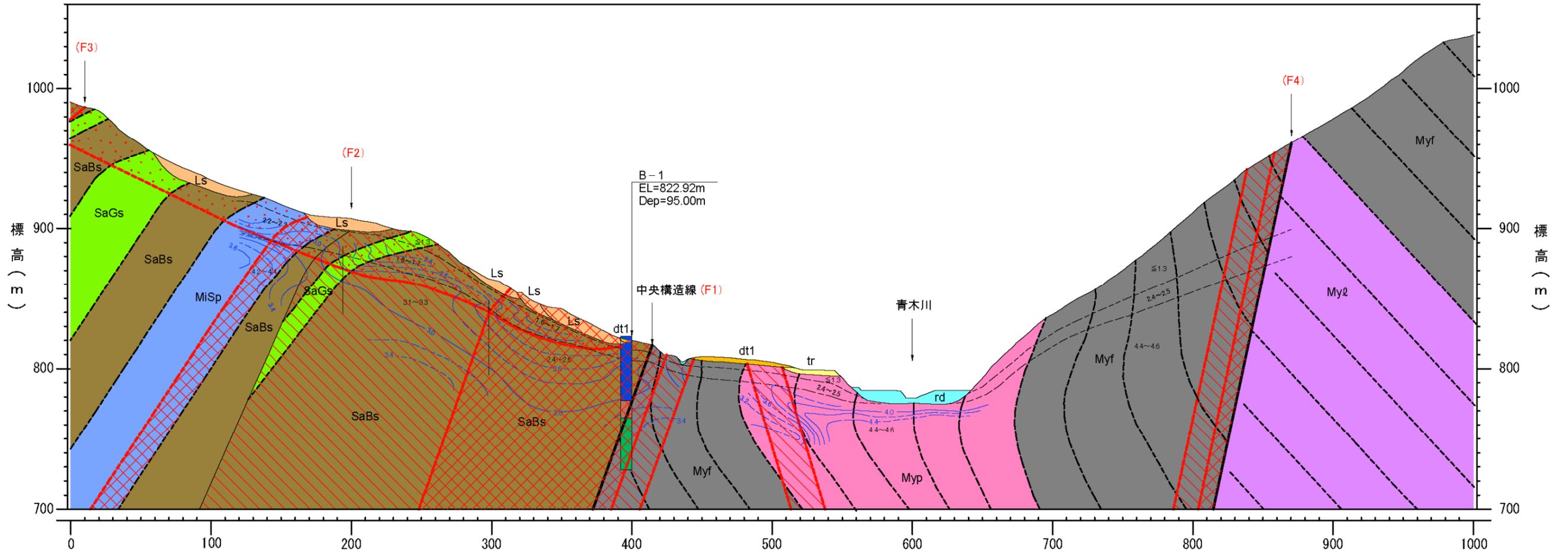
中央構造線は、三波川変成岩類と領家帯花崗岩類の境界をなす断層である。断層は青木川の右岸に沿って北北東－南南西方向に連続し、青木川と小渋川の合流点を通って、北方の鹿塩川へ至る。計画路線周辺においては、青木川右岸（東側）斜面中腹にあり、青木川沿いは傾斜40度程度の急斜面からなるが、標高850m付近に南北方向の小尾根が点在しており、その東側の鞍部を中央構造線が通る。東側の黒色片岩分布域は傾斜25度程度の緩斜面からなるが、斜面全体が地すべり地となっており、地質露頭はほとんど確認できない。稜線部や地すべり地内には黒灰色の礫混じり粘土が露出しており、基盤は黒色片岩の破碎部が広く分布するものと考えられる。斜面形状や地すべりブロックの分布状況から、破碎帯（礫混じり粘土状）の幅は100m程度、破碎帯の東側には更に割れ目集中帯が幅100m程度推定されたため、調査ボーリング、弾性波探査、電気探査を実施して、中央構造線の地質性状を詳細に把握した。計画路線付近の地質縦断図を図9-1-3-1に示す。



写真 9-1-3-6 中央構造線東側の地すべり土塊の土質状況。黒色片岩礫からなる礫混じり土。非常に脆弱である



写真 9-1-3-7 中央構造線の断層粘土。脆弱で、白色部は鹿塩ミロナイト、黒色部は黒色片岩起源の破碎帯と思われる



層序表

地質年代	地質区分	記号
新生代	河床堆積物	rd
	崩土	dt2
	崖縁堆積物	dt1
	地すべり土塊	Ls
	段丘堆積物	tr
中生代-古生代	黒色片岩	SaBs
	三波川帯	SaGs
	緑色片岩	SaGs
	蛇紋岩	MiSp
	御府群帯	MiGd
	ハンレイ岩、カンラン岩	MiGd
	斑状	Myf
	鹿嶋ミロナイト	Myf
塊状緑泥	Myf	
層状	Myf	

柱状図地質区分

B-1	SaBs
SaBs	Myf互層
Myf	Myf

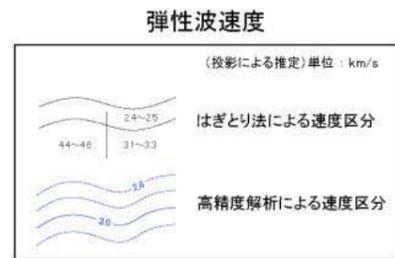
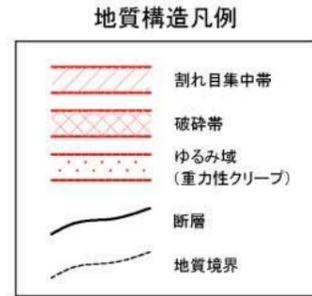


図 9-1-3-1 地質縦断図 (中央構造線周辺部)

9-1-4 風化及び変質の状況

(1) 風化

計画路線周辺では大規模な風化岩層の発達を確認されていない。付加体堆積物を起源とする片状岩が多いため、山腹斜面では表層クリープや地すべりを発生していることがあり、表層風化の影響をより受けやすくなっている。しかし、小渋川沿いの河床に分布する岩石は、概ね新鮮で風化を被っておらず、風化の影響は表層部に限定されると考えられる。

中央構造線沿いでは、破碎帯に沿って風化がやや深部まで浸透している可能性があり、隣接して分布する鹿塩ミロナイト及び三波川変成岩類は風化を考慮する必要がある。

(2) 変質

計画路線周辺では熱水変質に起因するような不良地山は確認されなかった。貫入岩の分布がないことから、著しい変質は受けていないと判断される。

小渋川沿いの河床では、御荷鉾変成岩類に褐色の変質が認められる。成因は不明であるが、熱水変質とは異なり長期的に地下水にさらされた結果、酸化鉱物が濃集したものと推定される。



写真 9-1-4-1 小渋川河床の緑色岩（御荷鉾変成岩類）に見られる変質部

9-1-5 地すべり等の不安定地形について

大鹿村内の計画路線周辺には幾つかの地すべり地形が認められる。特に以下の地点では、地すべり地形が見られる。

(1) 豊口沢周辺

地形判読のみであるが、小河内沢上流の豊口沢右岸部には比較的規模の大きな地すべり地形が判読されている。これらは、仏像構造線に隣接する中古生層秩父帯の粘板岩分布域に発生している。

(2) 寺沢周辺

寺沢の右岸に沿って、規模の大きな地すべり地形が連続している。寺沢と小河内沢の合流部には崩壊地が分布しており、粘板岩は緩みがちである。また、この地すべり懸念地の上部斜面では、段差地形や滑落崖状の地形が認められ、地すべりが存在する可能性が高い。

(3) 釜沢周辺

前述したが、釜沢の左岸には比高差 800m に及ぶ地すべりが存在する。また、釜沢の地すべり地の北、ツガムラ沢と小渋川の合流点にも小規模の地すべりが分布しており、崩積土が河床部へ押し出している。



写真 9-1-5-1 寺沢合流部付近の崩壊地。地すべり地形の先端部にあたる



写真 9-1-5-2 ツガムラ沢合流部の地すべり土塊末端部

(4) 上蔵周辺

上蔵集落の背後斜面に広がる緑色岩の分布域や、西方の黒色片岩分布域には中～小規模の地すべりが点在する。上蔵集落西方の村道沿いには地すべり地が分布し、路面には変状が認められ、対策工も実施されている。

上蔵集落は小渋川右岸の河床から比高 60～70m に広がる平坦面に分布する。この平坦面は南西に開ける馬蹄形の平坦な谷底をなし、端部は急崖となっている。

平坦面に、淘汰の悪い数十 cm～数 m の緑色岩の礫を含む土砂状の堆積物が分布する。平

坦面から比高約 15m より下位から緑色岩の露頭が点在している。崖錐堆積物と岩盤の境界部は不規則で、岩盤側にも緩みを生じており、両者の明瞭な区分は難しいが、成因は地すべりによる可能性がある。



写真 9-1-5-3 上蔵集落西方の村道沿いの地すべり地。路面は変状が多く、井桁擁壁が組まれている。



写真 9-1-5-4 上蔵集落の平坦面を構成する崩積土。ほとんどが角礫緑色岩主体

(5) 引の田周辺

青木川右岸の下青木～引の田～上青木～桃の平に至る地域には、大小の地すべりが連続して分布し、地すべり地帯を形成している。これらは、中央構造線と三波川変成岩類の黒色片岩・緑色片岩との分布に並行して分布している。

9-1-6 深層崩壊について

(1) 深層崩壊の概要

深層崩壊とは、斜面崩壊のうち、表土層だけでなく深層の地盤までもが崩れ落ちる比較的規模の大きな崩壊現象である。深層崩壊の特徴及び発生しやすい地形等を、深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル（案）（平成20年11月、独立行政法人土木研究所）を参考に、以下にまとめる。

①深層崩壊の特徴

- ・崩壊土塊（土砂）は、高速で移動する
- ・崩壊土塊（土砂）の大部分は、崩壊範囲の外へ移動するが多い
- ・斜面を構成する土塊は、崩壊と同時にバラバラになって移動するか、あるいは原形を留めてすべり始めた後にバラバラになることが多い（図9-1-6-1参照）

②深層崩壊の発生しやすい地形等

- ・深層崩壊跡地の周辺は、深層崩壊の発生する恐れが高い状況にある
- ・深層崩壊の発生には地質構造が強く関与すると考えられている
- ・岩盤クリープ斜面や線状凹地といった微地形要素は、深層崩壊の前兆である岩盤の変形を現している可能性が高いと考えられている（図9-1-6-2参照）
- ・勾配が急なほど斜面は不安定になりやすく、深層崩壊が発生しやすい
- ・集水斜面が広いほど地下水が集まりやすく、深層崩壊が発生しやすい

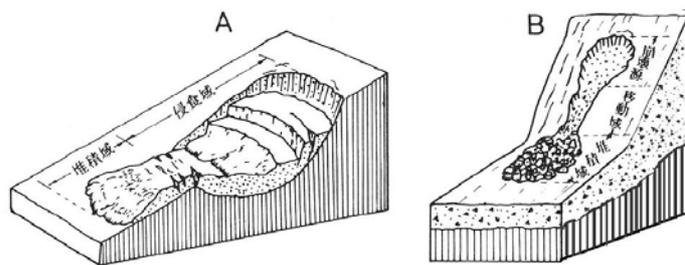
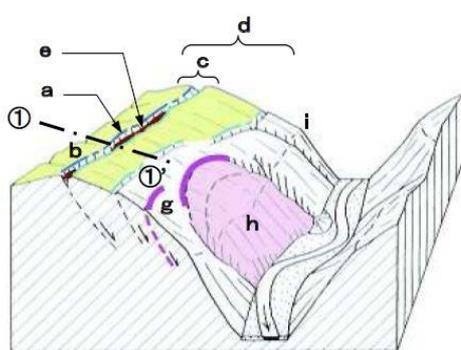


図9-1-6-1 地すべり(A)と深層崩壊(B)の模式図^{注2)}



図中記号

- a : 主稜線, b : 山頂緩斜面, c : 二重山稜, d : 多重山稜,
- e : 線状凹地, f : (山向き)小崖地形, g : 円弧状クラック,
- h : 岩盤クリープ斜面 (あるいは、地すべり地形), i : 遷急線

図9-1-6-2 深層崩壊の発生に関連する微地形要素の位置関係（模式図）^{注3)}

注2) 町田洋, 古谷尊彦, 中村三郎, 守屋以智雄 (1987) : 「日本の巨大山地崩壊」 (第三編 崩災の規模, 様式, 発生頻度) 昭和61年文部省科学研究費自然災害特別研究(1) 崩災の規模, 様式, 発生頻度とそれに関わる山体地下水の動態 (代表研究者 新藤静夫), 昭和62年3月

注3) 鈴木隆介 (2000) : 建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地, 古今書院, 平成12年5月

深層崩壊に対しては、国土交通省が平成22年8月に「深層崩壊推定頻度マップ」を公表するなど深層崩壊に関する調査を順次進めており、大鹿村内においては「深層崩壊に関する溪流（小流域）レベルの調査について」（平成24年10月、国土交通省中部地方整備局）にて、深層崩壊の相対的な危険度を示した「深層崩壊溪流（小流域）レベル評価区域図」（以下、評価図）を公表している（評価書本編8-3-2-25～29参照）。この評価図は、複数の斜面を有する一定面積（1km²）の溪流毎に、相対的な深層崩壊の発生危険度を評価したものであり、個別の斜面の危険度を判断するものではない。また、評価結果は、深層崩壊の素因となる図9-1-6-3に示す要素について相対評価したものである。

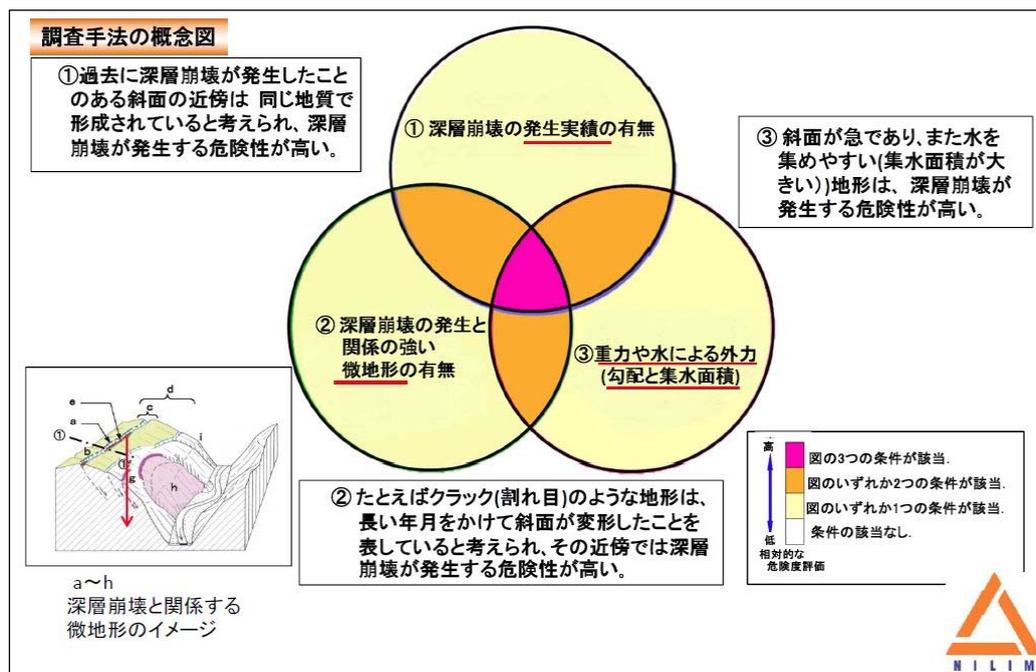


図9-1-6-3 深層崩壊に関する溪流（小流域）レベルの調査における調査手法の概念図^{注4)}

(2) 深層崩壊発生懸念地の分布状況

評価図にも示されているとおり、大鹿村内においては深層崩壊に対する危険度が相対的に高い地域が存在することから、路線選定及び施設計画にあたっては、深層崩壊発生懸念がある地形を避け、土地の安定性への影響を回避するべく検討を行った。

深層崩壊発生懸念地については、評価図を作成するにあたって調査で用いられた「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル（案）」（平成20年11月、独立行政法人土木研究所）を参考にして、現地の詳細な分布状況を確認した。上記マニュアルでは、深層崩壊の発生と関係の強い微地形として、岩盤クリープ斜面、線状凹地、円弧状クラックといった微地形要素が、岩盤の変形を現している可能性が高いと考えられており、これらの分布状況を確認した。不安定地形の分布状況は、図9-1-2-1の地質平面図に示すとおりである。

注4) 深層崩壊～その実態と対応～ 平成24年度 国土技術政策総合研究所講演会
(国土交通省国土技術政策総合研究所危機管理技術センター長 後藤宏二)

(3) 深層崩壊の発生機構について

不安定地形の分布状況は、大きく4地区に区分できる。それぞれ深層崩壊懸念地を形作る微地形や地山の地質状況に違いがあり、異なる発生機構をとるものと考えられる。以下に見解を述べる。

1) 青木川右岸斜面

青木川沿いを通る中央構造線の東側に発達する地すべり地帯である。基盤地質は三波川変成岩類の黒色片岩(Sa-Bs)と緑色片岩(Sa-Gs)及び御荷鉾変成岩類の蛇紋岩(Mi-Sp)からなる。三波川変成岩類は片理の発達する著しい異方性岩盤であり、片理面に沿った破砕が進んでいる。蛇紋岩は割れ目が樹脂状光沢を持って滑りやすく、部分的には土砂状に破砕した地山である。さらに中央構造線の活動に伴う破砕も加わっている。地域全体が破砕質な地山で地山全体が不安定な状態にあるため、斜面方向に地すべりが発達するものと考えられる。

2) 鳥倉山～上蔵地域～青田山

鳥倉山から南西に続く稜線及び青田山から北へ続く稜線の主に西側に発達する地すべり地帯である。基盤地質は御荷鉾変成岩類の緑色岩(Mi-Gr)からなる。緑色岩は塊状堅硬な地山で異方性はない。ただし、数10cm～1m程度の間隔で節理が発達し、方形状に割れている場合が多い。

上蔵地域の東側にある稜線部に大規模崩壊跡地があり、その下方斜面に崖錐堆積物が広く分布している。過去に大規模な深層崩壊が稜線西側に発生し、その崩壊土砂が下方斜面を埋めつくした時期があり、その後崩壊土砂が不安定となって現在の地すべり地形が形成されたと考えられる。また、青田山の周囲には、二重山稜、線状凹地、クラック地形等の微地形が稜線に沿って認められる。塊状岩盤とはいえ稜線付近では風化や緩みが進行しやすく、凍結融解作用により、開口割れ目が押し広げられ、斜面下方に移動することが不安定化の主因と考えられる。

小渋川橋梁が位置する兩岸の背後斜面においては、深層崩壊の前兆である岩盤の変形を現している可能性のある不安定地形は確認されていない。

3) 釜沢集落北方

釜沢の北方斜面及び小河内沢の北岸斜面に発達する地すべり地帯である。基盤地質は秩父帯の粘板岩(PC-sl)主体で、厚いチャート(PC-ch)や石灰岩(PC-ls)の層が挟在する。地質構造は北北東-南南西走向で東に40度前後で傾斜する。地すべり等の不安定地形が発達する斜面は南東向きの斜面で、概して平滑で沢の発達は不良である。斜面自体が地層面と一致しており、層面すべりにより斜面全体が下方へ移動しているものと考えられる。地すべり地はすでに活動を起こしたもので、頭部に明瞭な滑落崖が形成されている。その他の斜面は稜線直下や斜面中腹にクラック地形や小崖が発達しており、これから大きく活動する可能性のある斜面と考えられる。

4) 釜沢集落南方

小渋川や小河内沢の溪岸斜面に発達する地すべり地帯である。基盤地質は釜沢集落南方と同様に、秩父帯の粘板岩(PC-s1)を主体とする。地質構造は北北東-南南西走向をなすものの、傾斜が緩く概して30度以下である。地すべり等の発達する斜面は地質構造とは無関係である。

粘板岩はへき開や片理の発達する地質であり、風化や応力開放により片状に分離して緩みの発生しやすい地山である。地すべり等の発達する箇所は、河川・溪流の合流部や屈曲部に多い傾向がある。河川・溪流の浸食が活発な場所である。斜面部が風化等により緩んだ状態にあるところに、河川・溪流の河岸浸食が進んで不安定化し、地すべり等の発生に至ったものと考えられる。

9-1-7 まとめ

大鹿村内における路線選定及び施設計画にあたっては、地形、地質的な特性を十分認識した上で、これまで現地踏査を実施するとともに、その結果を踏まえ、地質及び工事施工の専門家の助言を得て、計画を進めてきた。さらに、深層崩壊についても、深層崩壊の発生の前兆である岩盤の変形を表している可能性が高いと考えられる二重山稜や線状凹地等の不安定地形を確認した。これらの結果を踏まえて、大鹿村内に設置する橋梁、坑口、非常口（山岳部）及び変電施設は、これらの不安定地形を回避する計画とした。また、トンネル部については不安定地形と交差しているものの、十分な土被りがあることから、土地の安定性に対する影響はない。

一部の非常口（山岳部）周辺では、地すべり土塊が分布していることから、今後ボーリング等の地質調査を実施して、現地の地形及び地質の状況をより詳細に把握した上で、落石予防工等の対策の必要性やその内容等を具体化するとともに、地すべりの誘発や落石等、周辺地域への防災上の影響を及ぼすことのないように計画していく。

9-2 小渋川橋梁の坑口周辺部における地形及び地質の状況

本線構造物である小渋川橋梁の坑口周辺部における地形及び地質の状況をより詳細に把握するために、現地踏査を行った。以下に地質調査結果の概要を示す。

9-2-1 地形及び地質の状況

小渋川橋梁は、小渋川の中流部にあたり、青木川との合流点から 3km 上流に位置する。小渋川橋梁付近の地質平面図を図 9-2-1-1 に示す。河床幅 50m で、両河岸に高さ 20～30m の露岩した崖地があり、その背後が傾斜 30～40 度の平滑な斜面となっている。

右岸（東側）斜面は上部で 30 度、下部で 35～40 度の傾斜があり、下方ほど傾斜が大きくなる傾向にある。斜面上部は崖錐斜面であり、斜面中下部では露岩地が点在しており、全体に露岩気味の斜面をなす。斜面下端部には幅 4m 程度の道路跡があり、山側には高さ 15m 程度の崖地が分布する。右岸坑口付近は、平滑な斜面に位置しており、主に露岩地であるほかに所々に薄く崖錐堆積物が分布する。

左岸（西側）斜面は西方の青田山から派生する尾根が複数張り出し、緩い凹凸のある斜面である。斜面傾斜は 40 度前後をなす。尾根部には小規模な露岩地が点在しており、露岩気味の斜面をなす。河岸は高さ 30m 程度の壁岩が連続する。左岸坑口付近は、緩やかな尾根部に位置しており、薄い崖錐堆積物が分布する。

小渋川橋梁の坑口周辺における地質の状況については、御荷鉾変成岩類の緑色岩を基盤岩とし、その上を覆って斜面表層部に崖錐堆積物、河床部に河床堆積物が分布する。緑色岩は塊状堅硬な地山であり、比較的良好な地山と判断される。



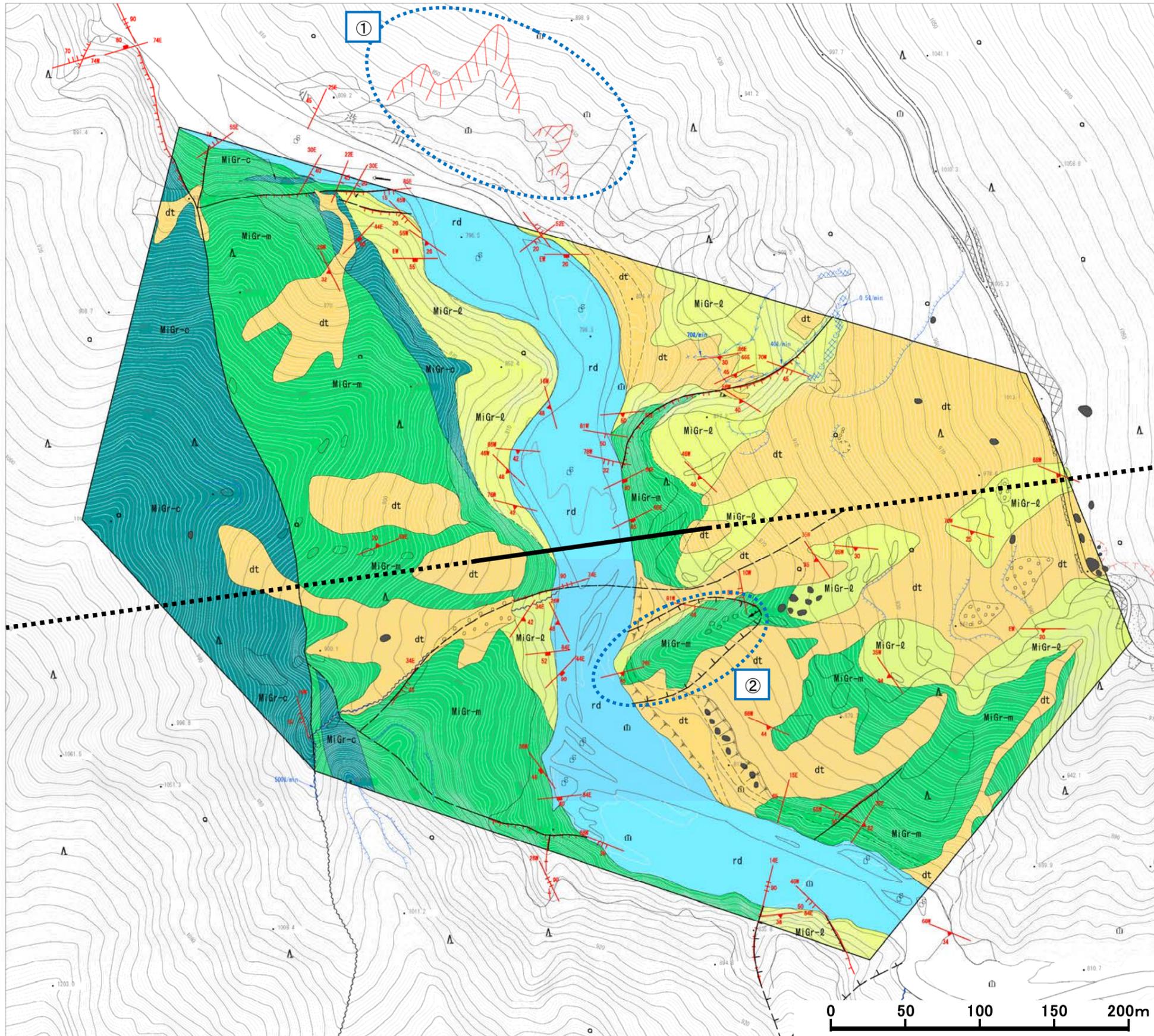
写真 9-2-1-1 右岸斜面上部の状況



写真 9-2-1-2 左岸斜面の状況



写真 9-2-1-3 計画路線付近における河川の状況



凡 例

地質区分

時代区分	地 質 名	記 号	土 質・岩 質
第四紀	河床堆積物	rd	砂礫
	崖縁堆積物	dt	玉石混り土砂
中生代	御荷崎変成岩類	塊状粗粒部	MiGr-c
		塊状細粒部	MiGr-m
		層状部	MiGr-l
	粗粒玄武岩質、一部蛇紋岩質 (暗緑色、塊状、硬岩)		
	玄武岩質 (緑色、塊状、硬岩)		
	凝灰岩質 (緑灰色、層状、中硬岩)		

地質構造

- 断層 (破線は推定断層)
- 地層境界
- 断層の走向傾斜 (f)
- 節理の走向傾斜 (jt)
- へき開面の走向傾斜 (c&l)
- 層理面の走向傾斜 (bed)

地形等

- 転石
- 落石堆
- 崖錐
- 崩壊地
- 崩壊跡地
- クラック地形
- 遷急線
- 表流水
- 伏流点
- 湧水

人工構造物

- 道路跡
- 法面
- ブロック積擁壁
- コンクリート擁壁
- コンクリート吹付

図 9-2-1-1 地質平面図 (小渋川橋梁付近)

9-2-2 不安定地形の状況

小渋川橋梁付近及びその周辺の斜面に分布する不安定地形について詳細に確認を行った結果、計画路線付近の斜面においては、図 9-2-1-1 に示すとおり地すべり地形や深層崩壊に関連する特徴的な微地形は確認されていない。また、右岸斜面にはφ2m～30cm 程度の転石が斜面上部に所々点在する。左岸斜面には転石が非常に少なく最大規模でもφ20cm 以下である。

なお、計画路線周辺においては、橋梁から北方向 400m 付近の右岸斜面において幅 80m 長さ 50m の崩壊地（図 9-2-1-1 中「①」表記箇所）、橋梁から南東方向 100m 付近の右岸斜面には幅 50m 長さ 100m のクラック地形（図 9-2-1-1 中「②」表記箇所）が確認されている。

(1) 幅 80m 長さ 50m の崩壊地（橋梁から北方向 400m 付近の右岸斜面）

高さ 20～30m の規模の大きな滑落崖が発達する。滑落崖部は緑色岩からなるが、褐色に風化した開口割れ目が数 10cm～数 m 間隔で発達し、崖部全体が浮石化している。



写真 9-2-2-1 橋梁北方右岸斜面の崩壊地

(2) 幅 50m 長さ 100m のクラック地形（橋梁から南東方向 100m 付近の右岸斜面）

周囲は平滑な斜面からなるが、当該地点は、河岸に突出したやせ尾根を形成している。尾根の背後には岩盤部に川側に 53 度で傾斜する開口割れ目が発達する。

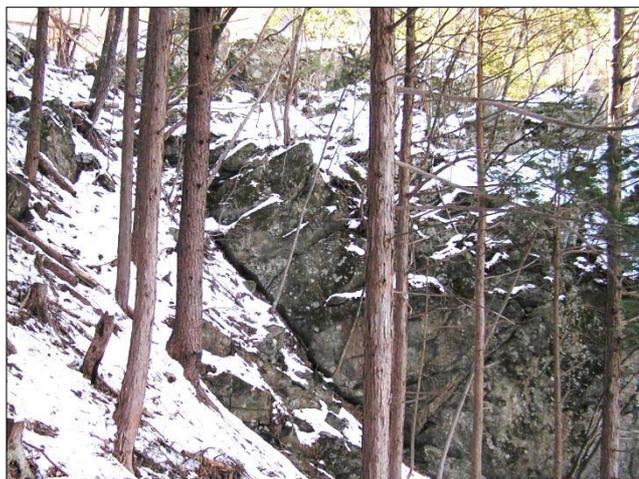


写真 9-2-2-2 橋梁南東方右岸斜面のクラック地形

9-2-3 まとめ

小渋川橋梁の路線選定にあたっては、これまでの現地踏査の結果を踏まえて、不安定地形を回避した路線計画とした。さらに、路線線形については斜面に対して直角となるように計画して、坑口付け時の切取り範囲を小さくして当該斜面に対する土地の安定性への影響が小さくなるように計画した。

今後は、当該斜面及び浮石・転石の安定状況について、より詳細な調査を実施する。その結果に基づき、斜面の安定確保に関しては、法面保護工、擁壁工、垂直縫地ボルト、地山改良、長尺先受け工など十分な検討を行い、工事計画を策定する。また、浮石・転石に関しては、除去工、根固工、ロックアンカー工等の落石に対する予防措置を講じる。

工事期間中においても、坑口周辺地山の挙動の観察や計測を行いながら、これらの対策工を適切に採用して、安全に工事を実施する。