

工事年度及び工事番号：令和7年度 県債国補国改 第2号-2
工 事 名：国道168号（仮称4号トンネル）道路改築工事
工事場所：新宮市 熊野川町 相須外 地内

参考資料

【地 形 ・ 地 質 概 要】

※この資料の内、「仮称相須1号トンネル」は「仮称4号トンネル」に読み替えるものとする。

目 次

1. 地質調査解析.....	1-1
1.1 地質解析範囲.....	1-1
2. 既存資料の収集・現地調査.....	2-1
2.1 既往資料の収集.....	2-1
2.2 地形・地質概要.....	2-2
3. 地表地質踏査（解析等調査業務）.....	3-1
3.1 地形.....	3-1
3.2 構成地質.....	3-2
3.3 地質構造.....	3-10
3.4 岩盤状況.....	3-10
3.5 湧水と流水状況.....	3-10
4. 弾性波探査（解析等調査業務）.....	4-1
4.1 概要.....	4-1
4.2 測線配置.....	4-2
4.3 はぎとり法解析（弾性波屈折法）.....	4-4
4.4 トモグラフィー手法を用いた解析.....	4-18
5. 資料整理とりまとめ.....	5-1
5.1 対象資料.....	5-1
5.2 ボーリング調査.....	5-1
5.3 水平ボーリングの湧水状況.....	5-1
5.4 室内岩石試験.....	5-11
5.5 X線回折試験.....	5-12
5.6 土壌試験.....	5-13
6. 総合解析とりまとめ.....	6-1
6.1 地質状況.....	6-1
6.2 地質構造.....	6-2
6.3 坑口部の状況.....	6-4
6.4 トンネル一般部の状況.....	6-8
6.5 トンネル地山状況.....	6-10
6.6 起点側坑口部未固結層の地盤定数.....	6-16

1 地質調査解析

1.1 地質解析範囲

地表地質踏査は、対象トンネル周辺の地表で見られる自然地形・改変地形、岩石や地層の性状を観察し、調査地域の地層分布や地質構造、さらに地山の安定性、地表水・地下水の状況などの広範囲な地質に関する諸情報を把握し、設計を行うための基礎資料を得るものである。

弾性波探査再解析は図 1.1.1 に示す測線長計 1,765m（測点間隔 5.0m）を行った。

主測線 1 =330m, 主測線 2 =775m, 主測線 3 =460m

副測線 1 =100m, 副測線 2 =100m 計 5 測線、1,765m

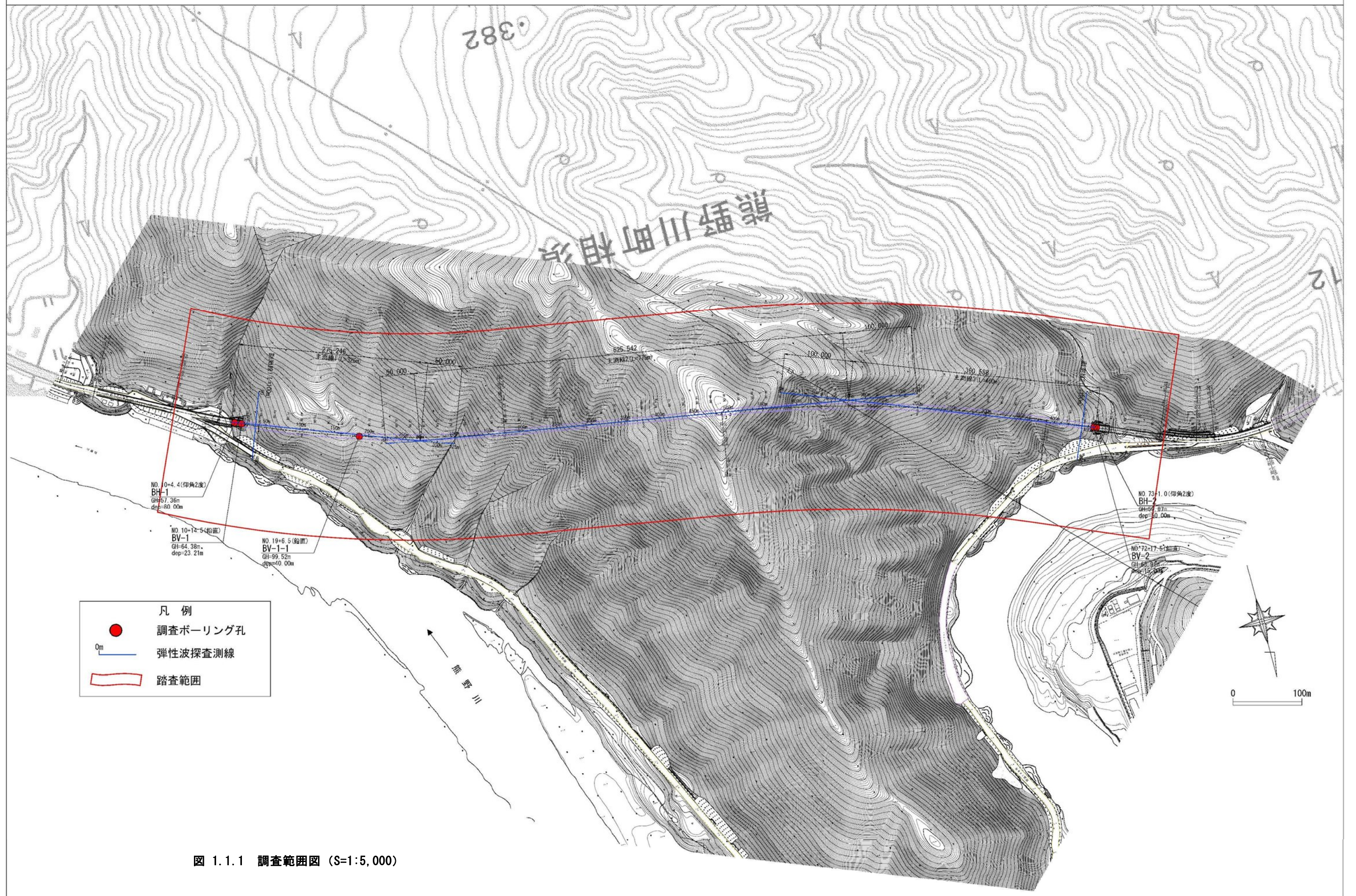
また、地表地質踏査範囲は、図 1.1.1 に示すトンネル中心線から幅 150m 範囲の 0.433km^2 を、基図 S=1:5,000 を用いて実施した。

地質踏査面積

長さ A = トンネル延長 (1.245)+両孔口延長 (0.1+0.1) =1.445km

幅 B = $0.15 \times 2 = 0.30\text{km}$

面積 $S_t = 1.445 \times 0.30 = 0.433\text{km}^2$



2. 既存資料の収集・現地調査

2.1 既往資料の収集

調査地周辺の現地踏査結果を踏まえ、関係文献等の収集と検討を行った。収集した関係文献の記述内容を参考にして総合解析取りまとめ、資料取りまとめ等を行った。

収集した主要な関係文献は以下の通りである。

- 1) 日本の地質 6 『近畿地方』 1987.7 日本の地質「近畿地方」編集委員会
- 2) 日本地方地質誌 近畿地方 2011.5 日本地質学会
- 3) 5 万分の 1 地質図幅『新宮・阿田和』及びその説明書 1954 村山正郎工業技術院地質調査所
- 4) 20 万分の 1 日本シームレス地質図(地質図 Navi) (独)産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 5) 和歌山県 1986 土地分類基本調査『龍神・十津川・木本・釈迦ヶ岳・尾鷲』5 万分の 1 図幅及び説明書. 和歌山県.
- 6) URBAN KUBOTA No.38 紀伊半島の地質と温泉 1999.9 (株)クボタ
- 7) 5 万分の 1 土地分類基本調査 新宮・阿田和 1979 和歌山県
- 8) 道路トンネル技術基準(構造編)・同解説 H15.11 (社)日本道路協会
- 9) 物理探査ハンドブック 手法編 第 5 章電気探査他 1998 物理探査学会
- 10) トンネル標準示方書(山岳工法編)・同解説 H8.7 (社)土木学会編
- 11) Chijiwa, K. and Tomita, S. 1981 Stratigraphic note on the Kumano Group. Mem.Fac.Sci., Kyushu Univ., Ser.D, Geol., vol.24, No.3, pp.155-178.
- 12) Chijiwa, K. and Tomita, S. 1981 Sedimentary environments of the main part of the Kumano Group. Mem.Fac.Sci., Kyushu Univ., Ser.D, Geol., vol.24, No.4, pp.281-297.
- 13) Chijiwa, K. 1985 On the Onuma Formation of the Kumano Group(A study of the Tertiary formations of the Kumano coal-field in the Kii Peninsula, Southwest Japan, part 3). Mem.Fac.Sci., Kyushu Univ., Ser.D, Geol., vol.25, No.3, pp.319-336.

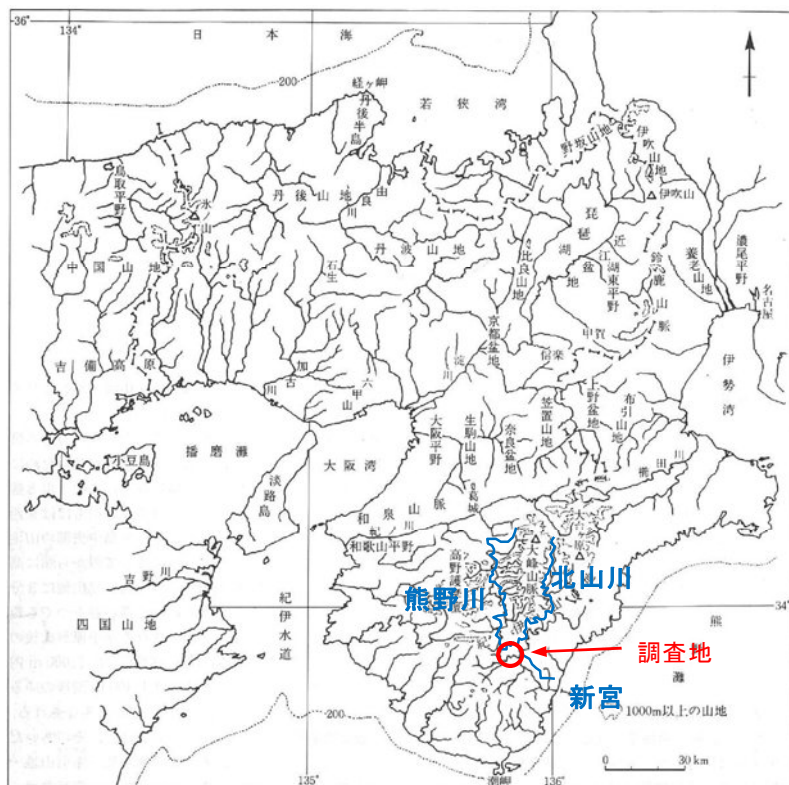
2.2 地形・地質概要

2.2.1 地形概要

近畿地方の広域地形図を図 2.2.1 に、調査地周辺の地形図を図 2.2.2 に示す。

調査地は紀伊半島南東部の新宮市街地から熊野川に沿って約 25 km 遡った山地部に位置する。図 2.2.1 に示すように、紀伊山地は標高 1,000m 以上の山々が連なる急峻な山地で、その脊梁部は南流する十津川、北山川の 2 本の河川によって、西から高野一護摩壇山地、大峰山脈、大台ヶ原山地に 3 分されている。調査地はこのうち大峰山脈の南端の玉置山(標高 1076.8m)のさらに南方にあたる白見山(標高 926.3m)の東麓に位置する。

紀伊山地には有田川、紀ノ川の下流地域を除いては大規模な平野が乏しく、海岸沿いを通る国道 42 号や JR 紀勢本線は入り組んだ平面線形をなすとともに、海に迫った山を縫ってトンネル箇所が多い。



出典：「日本の地質 6 近畿地方」共立出版、1987 年 7 月

図 2.2.1 近畿地方の地形

調査地付近の山地は、図 2.2.2 に示すように熊野川とその支沢によって深く刻まれた山容をなし、調査地周辺の尾根は、標高 300～500m で NW-SE 方向と NE-SW 方向の 2 方向が卓越する。また鞍部が各所に見られ、尾根は細かい凹凸に富む。

斜面は傾斜 30° ～ 45° 時に 50° 以上で、熊野川に面した箇所は極めて急傾斜である。谷は狭く、深く切れ込んでいる。谷中も傾斜は急で、各所に滝が存在する。

水系は NW-SE 方向と NE-SW 方向の枝沢の組み合わせを主とし、堆積岩類に多い樹枝状パターンを示す。これらは地質構造を反映したものと考えられる。

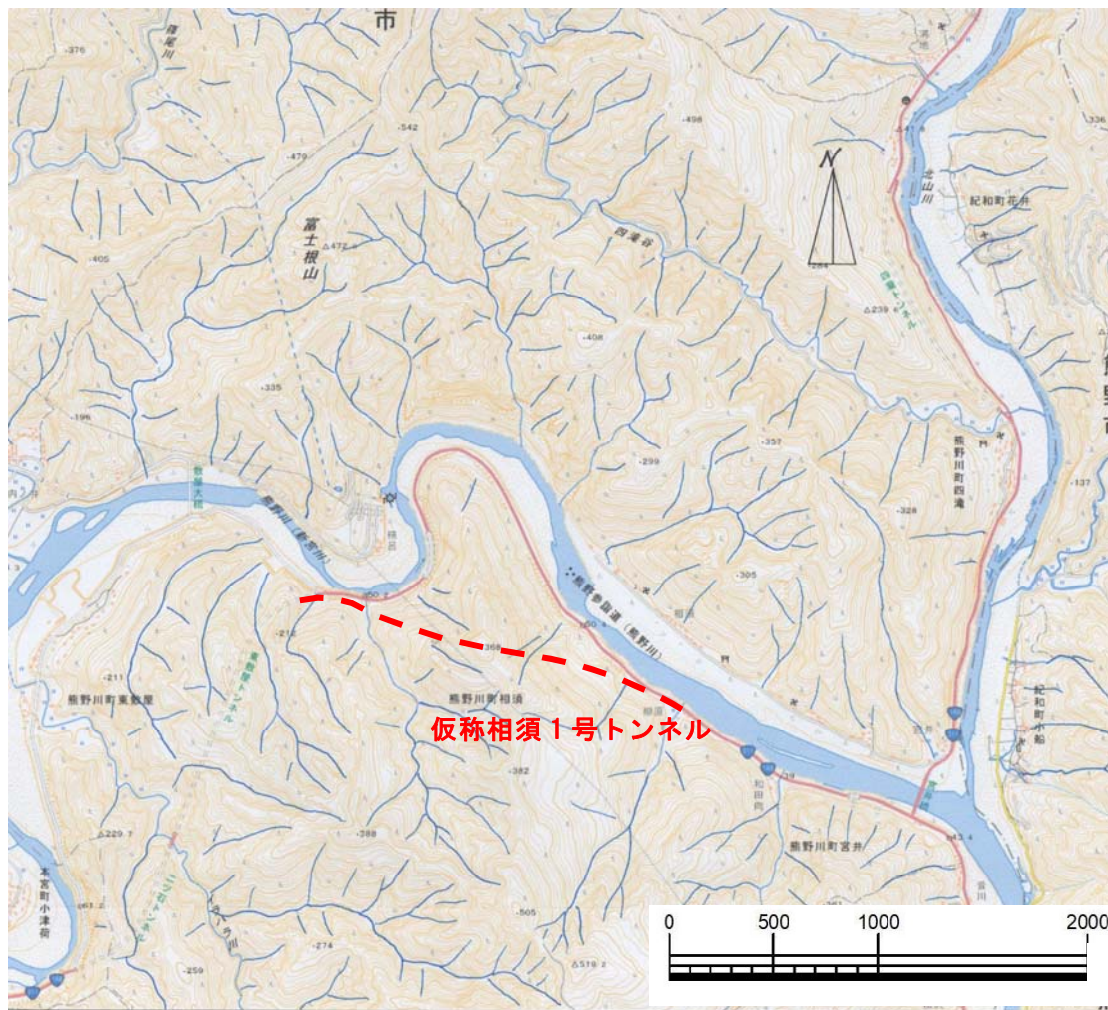


図 2.2.2 調査地周辺の水系

また図 2.2.3 に示す防災科研の J-SHIS Map によれば、トンネルには係っていないが、起点側坑口の小沢から 150m 程隔てた沢付近まで、後方の滑落崖があり輪郭が明瞭な移動帯（地すべり地形）が判読されている。

後述する起点側坑口部には古期崩壊堆積物（t1o）が分布するが、坑口部に隣接する小沢には良好岩盤が確認されることから、図 2.2.3 で判読された地すべり堆積物堆積し、後に沢部の堆積物は浸食された可能性も考えられる。

輪郭構造（滑落崖と側方崖）

	新鮮または開析されていない冠頂をもつ滑落崖
	部分的に開析されている冠頂をもつ滑落崖
	冠頂が著しく開析された滑落崖
	冠頂が丸みを帯びて不明瞭になった滑落崖
	開析されて無くなってしまった冠頂・滑落崖の推定復元位置
	中・緩斜の流れ盛すべり面が地表に露出し、滑落崖にあたる急崖を呈しない斜面。冠頂は尾根の反対側斜面とすべり面との交線
	後方崖、多重積線等

移動体の輪郭・境界

	後方に滑落崖があり、移動体の輪郭が明瞭ないし判定可能
	後方の滑落崖は明瞭であるが、移動体の輪郭の判定が困難
	滑落崖はほとんど開析されてしまったが、過去の移動体の一部（不安定土塊）が残存している
	ほかの移動体や堆積物におおわれた部分
	斜面体の移動の初期状態。基岩から分離していないとしても不安定域、移動域と推定される範囲
	斜面移動体かどうか判定できない山体・小丘

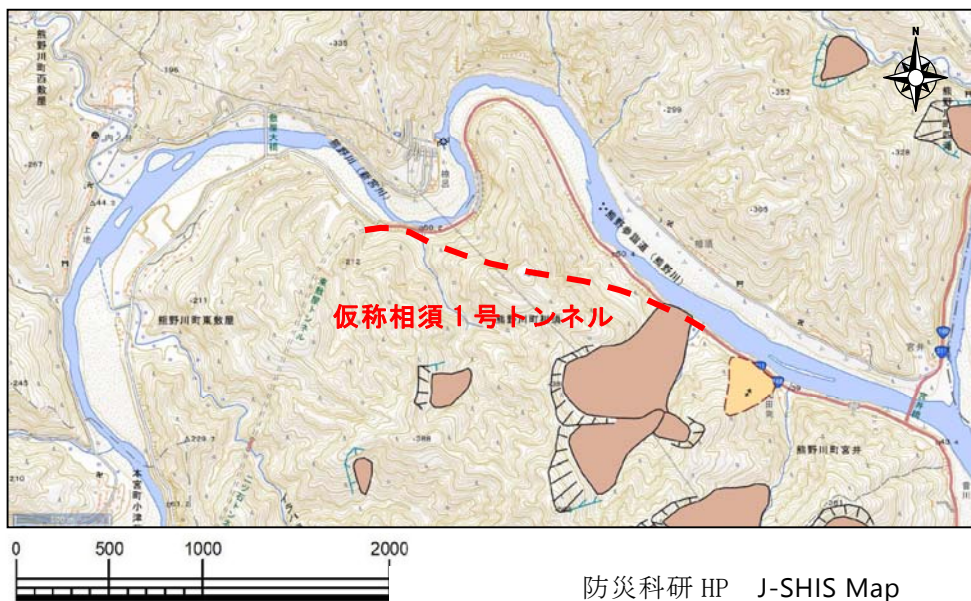


図 2.2.3 調査地付近の地すべり地形分布図

2.2.2 地質概要

近畿地方の地質構造区分は東西性の中央構造線を境に、南側を西南日本外帯、北側を西南日本内帯に区分されている。外帯、内帯はそれぞれさらに細かな地質構造帯に区分されており、それらはいずれも中央構造線に平行な東西方向の帯状配列をなしている。

紀伊半島は、図 2.2.4 に示すように、西南日本外帯に属しており、北から順に三波川帯、秩父帯、四万十帯に区分される。各帯を境とする断層は、有田川構造線と仏像構造線である。紀伊半島に分布する四万十帯は、北から日高川帯、音無川帯、牟婁帯に区分され、それぞれは、御坊―十津川断層、本宮―皆地断層を境としている。また、紀伊半島南部では、このような帯状配列とは異なり、これらと斜交するように新第三紀層および中新世火成岩類が分布している。

本調査地には、中期中新世に激しい火成活動に伴う火成岩類である中新世火成岩類と浅海成の堆積物である新第三紀層が分布する。

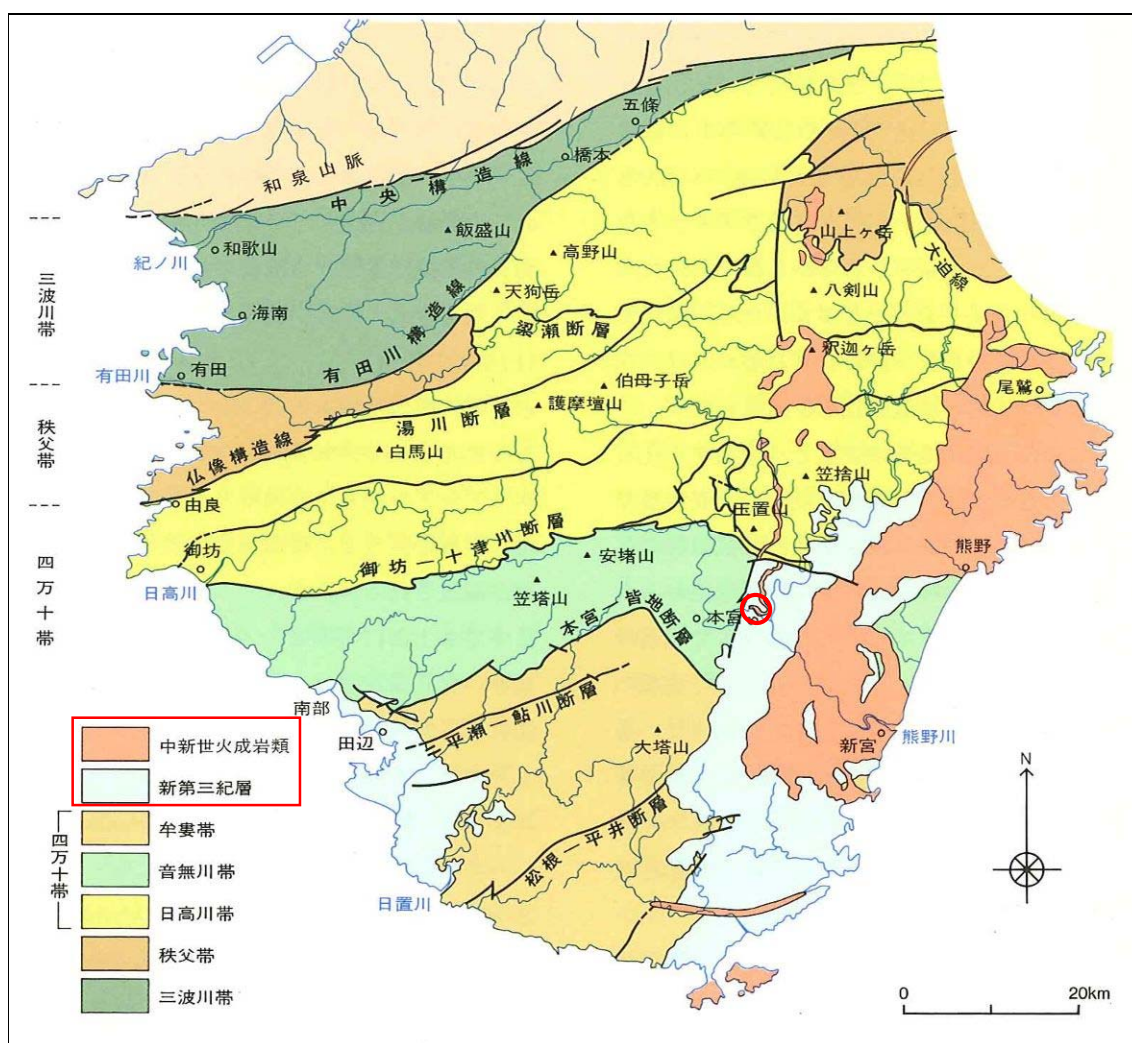
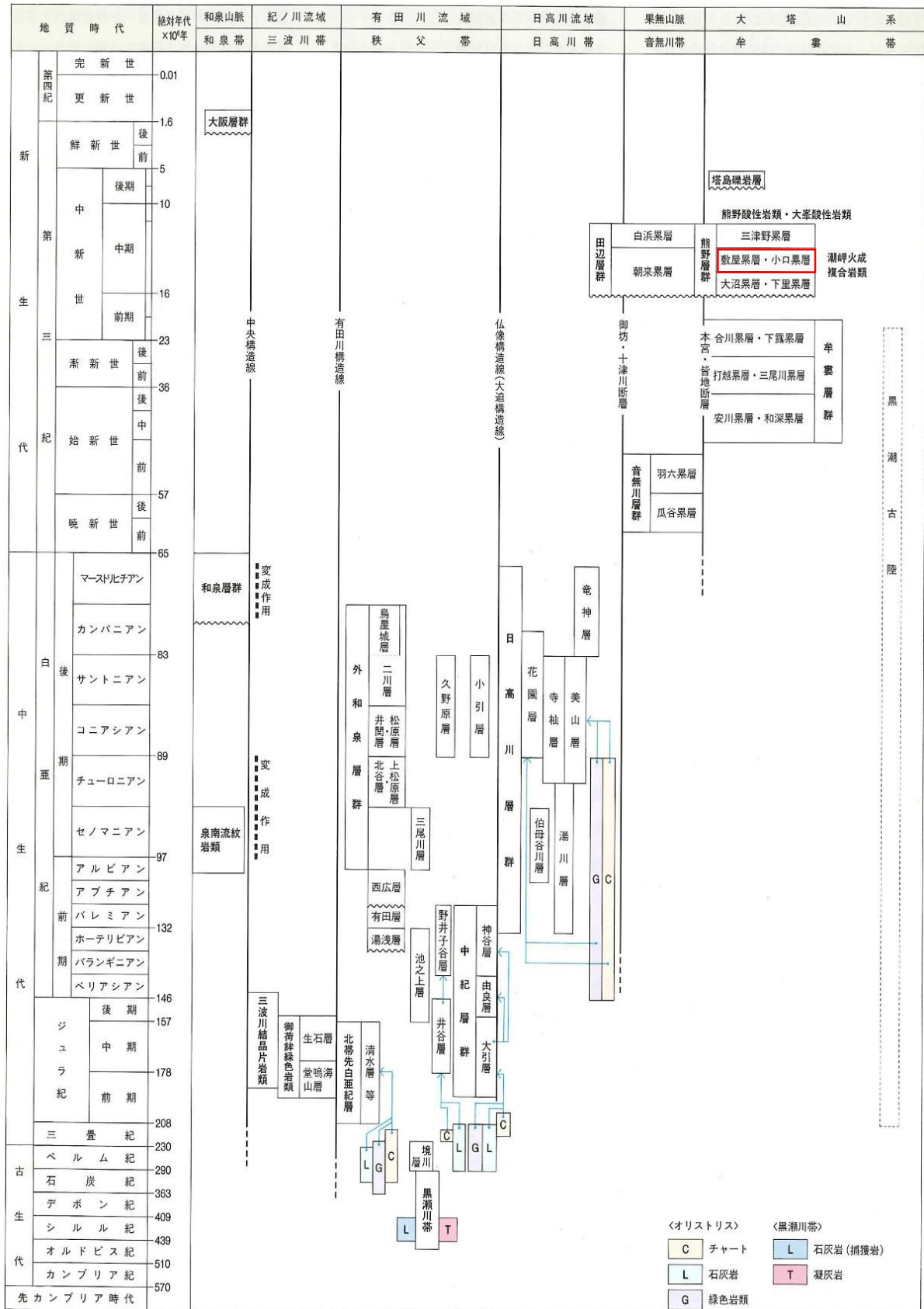


図 2.2.4 紀伊半島の地帯区分

(アーバンクボタ No.38 紀伊半島の地質と温泉より)

表 2.2.1 紀伊半島の層序表



(アーバンクボタ No.38 紀伊半島の地質と温泉より)

地質は図 2.2.5 に示す様に、広域的には新生代古第三紀から新第三紀の堆積岩類及び熊野酸性岩類と第四紀の被覆層からなる。古第三紀層は、東牟婁層群（四万十帯中の音無川帯に属する：M・S、Ss）、新第三紀層は、熊野層群（SM、Md、S&m）であり、これらに新第三紀末期の熊野酸性岩類（Tf、Gr、Rh）が貫入あるいは覆う。以上の地質は、構造物の基礎岩盤をなすものである。基礎岩盤を覆う被覆層には、段丘堆積物(tr)と沖積層（図中の al）、崖錐堆積物（t1）が小分布する。調査地にはこれらの内、熊野層群と熊野酸性岩類及び被覆層が分布する。

図中の旧鉱山の多くは、炭鉱である。

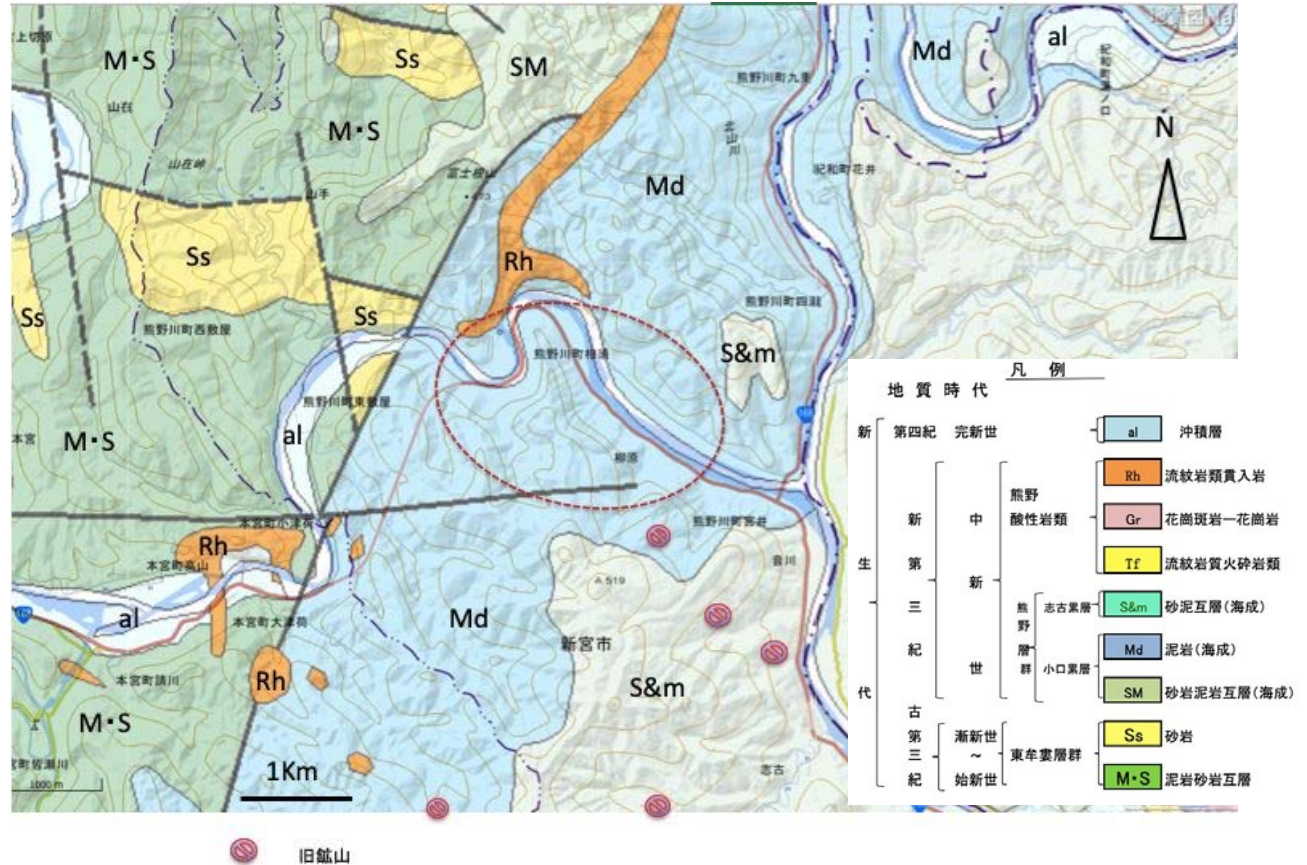


図 2.2.5 調査地周辺の地質図

20 万分の 1 日本シームレス地質図(地質図 Navi)

(独)産業技術総合研究所地質調査総合センターに凡例追記

【熊野層群】

本層群は新宮地域に広く分布する熊野酸性岩類に囲まれる形で、新宮図幅内に点在して分布する。

本層群を分けて、シルト質岩で特徴づけられる下部を小口累層、砂質岩で特徴づけられる上部を志古累層としている。

本層群は全体として盆状構造を示しているが、顕著な褶曲構造は認められない。また熊野層群の堆積後、熊野酸性火成岩類が堆積盆地の広い範囲にわたって貫入した形跡を示す地塊運動の跡が処々で認められる。

本調査地に広く分布する。

【熊野酸性岩類】

熊野酸性岩類は、三重県尾鷲市から和歌山県那智勝浦町にかけて分布する体積数百 km³ の珪長質火山深成複合岩体である。岩相区分は、下位より黒雲母流紋岩、凝灰岩、花崗斑岩からなる。

凝灰岩は流紋岩質で、層理が明瞭なもの、無層理で軽石片や斑晶に乏しいもの、無層理で軽石片をほとんど含まず斑晶に富むものに区分される。

花崗斑岩は、熊野酸性岩中で最も多量に分布する岩石で、石基が必ずしも完晶質でないことから、記載岩石学的には流紋岩、石英斑岩と呼ばれる岩石である。

過去の研究報告からは以下のように熊野酸性岩類の成因が類推されている。

荒牧・羽田（1965）によれば、熊野酸性岩類の噴出機構について、神ノ木流紋岩は熊野層群堆積後に大部分が陸化した宮井層群上位の熊野層群の堆積盆地の中央部近くに生じた北東－南東方向の割れ目から噴出した溶岩流と考えられている。流紋岩質凝灰岩は、地形的には花崗斑岩の縁辺沿いに、花崗斑岩とは低～中程度の角度で接することが多く、上位に重なる花崗斑岩とは見かけ上漸移関係にあるか、まれに凝灰岩が花崗斑岩に貫かれている。流紋岩質凝灰岩は神ノ木流紋岩とは不整合か、一部で貫入関係を示し、花崗斑岩に先立って噴出したものと考えられている。この凝灰岩は、層理が明瞭な軽石凝灰岩と層理の不明瞭な凝灰岩に分けられ、前者は降下碎屑物、後者は溶結凝灰岩と考えられている。花崗斑岩の形成については、凝灰岩の噴出の後、マグマがマグマ溜りのやや下部から割れ目を通して地表に溢れ出し、上に開いた漏斗状の巨大な火道の大部分を満たした。地表に溢れ出したマグマは、南と北に2つの巨大な溶岩湖を形成し、かなり急速に冷却固結して花崗斑岩になったと考えられている。

最近の研究では以下のような報告がなされている。

川上・星(2004, 地球惑星関連学会 2004 年合同大会演旨)によれば、調査地域の中新統は、陸源性碎屑岩からなり、四万十帯の付加帯を不整合に覆うとされている。この陸源性碎屑岩は、神ノ木流紋岩、尾鷲白浜火砕流堆積物（従来凝灰岩と呼ばれていたものに相当）、熊野花崗斑岩からなる。

熊野酸性岩は以上の様に多様な地質の集合体であり、岩層変化に富む。一方で大規模な火山活動で形成された火成岩類に分類されるため、トンネル構造物程度の限られた範囲では均質な岩層であることが推定できる。

【活断層】

活断層詳細デジタルマップ（東京大学出版社，2002）によると調査地域周辺には活断層の存在は示されていない。また、新編日本の活断層（東京大学出版社，1991）においても同様に活断層の存在は示されていない。

3. 地表地質踏査（解析等調査業務）

3.1 地形

起点側坑口では、国道 168 号沿いの斜面は、勾配約 55 度の大規模なのり面保護工がされている。のり面より上方は、起伏の少ない勾配約 30～35 度の斜面で、更に上方には 10 度程度と緩い台地状地形が見られる。この台地状の緩斜面には、礫径 1～6m の石英斑岩角礫が多量に堆積しており、浸食段丘面と考えられる。

終点側坑口では、国道 168 号の東敷屋トンネルの新宮側坑口を出てすぐにある枯木谷橋の直上流、右岸側の急峻な斜面に計画されている。この尾根の東側は、国道と国道から南へ続く枝谷に囲まれた範囲で、平均斜面勾配約 50 度となってる。国道に面した区間は吹き付け、落石防止ネットなどが施工されている。

3.2 構成地質

調査地の地質は、熊野層群の泥岩（Md）・砂岩（Ss）と熊野酸性岩類の石英斑岩（Qp）・玢岩（P）が基礎岩盤をなし、これを古期崩壊堆積物（tlo）、崖錐堆積物（tl）、現河床堆積物（rd）が被覆する。これらを表 3.2.1 に取りまとめて示すとともに、調査地における地質分布を図 3.2.1 の地質平面図として示す。

表 3.2.1 地質層序表

地質時代				記号	地質名	記 事
新生代	第四紀	完新世		rd	現河床堆積物	分布は熊野川沿いである。堆積物は、場所により現水面から約5m上まで確認できる。主にルーズな砂礫からなる。礫は粒径1～40cmである。
				tl	崖錐堆積物	分布は山麓と枝沢底である。堆積物は粘土分を多少含む粗砂と粒径3～60cmの角礫からなる。基質はルーズである。
				tlo	古期崩壊堆積物	分布は起点側斜面の中腹から国道付近で、台地状の地形をなす。堆積物は、野外では未確認であるが、ボーリング孔BV-1, BH-1, BV-1-1の3孔で確認される。堆積物は、粗砂混じり粘土と粒径0.4～150cmの角礫を主とする。マトリックスはやや固結している。N値は13から50以上である。この台地上には、粒径1～6mの石英斑岩角礫が多量に堆積する。
	新第三紀	中新世	熊野酸性岩類	P	玢岩	分布は局所的で測点50～55の北側の沢にみられる。暗青緑色塊状で傾斜80°、幅10～15mの岩脈状に泥岩及び石英斑岩に貫入する。岩相は塊状で極めて堅硬な岩で柱状節理が発達する。石英斑岩との関係は直接する露頭が無く不明である。
				Qp	石英斑岩	斜面中腹から尾根部にかけて山を取り囲むようにシート状に分布する。岩相は、石英・長石斑晶が点在する堅硬な岩で、柱状節理が発達する。また玢岩と複合岩脈をなす。泥岩の地層面にほぼ平行に貫入し、分布からもシート状を示す。
			熊野層群	Ss	砂岩	砂岩は細粒ないし極細粒相で、泥岩中に2～40cm厚の薄層として多数挟在する。泥岩に較べ更に硬い。測点55～60付近には100～300cm厚の細粒砂岩が挟在する。
				Md	泥岩	調査地に広く分布し、泥岩層2～30cm厚と細粒～極細粒砂岩層2～40cm厚の互層が一般的にみられ、泥岩層が優勢である。岩はラミナが発達し、熊野酸性岩類の熱的影響で多少とも熱変成を受けており硬質である。熱変成が低いものは風化面で碎片化し易い。泥質岩には、少量の黄鉄鉱が認められることがある。

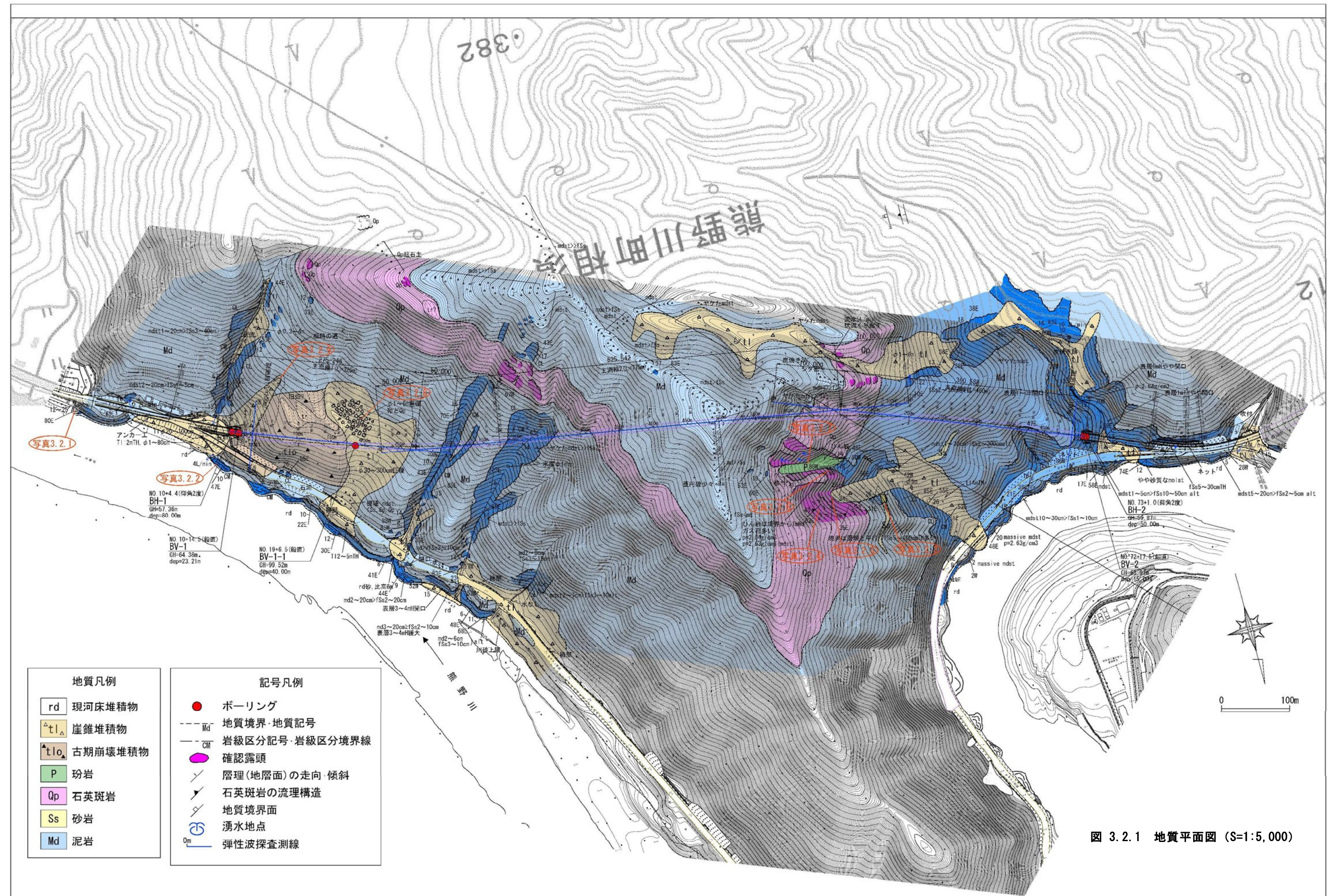


図 3.2.1 地質平面図 (S=1:5,000)

以下に地層毎の特徴等について述べる。

3.2.1 泥岩 (Md)

泥岩は、調査地に広く分布し、泥岩層 2~30cm 厚と細粒~極細粒砂岩層 2~40cm 厚の互層が一般的にみられ、泥岩層が優勢である。岩はラミナが発達し、熊野酸性岩類の熱的影響で多少とも熱変成を受けており硬質である(写真 3.2.1)。熱変成が低いものは風化面で碎片化し易い(写真 3.2.2)。泥質岩には、少量の黄鉄鉱が認められることがある。



写真 3.2.1 起点側の泥岩 ハンマーは層理面



写真 3.2.2 薄い砂岩層を挟む泥岩

3.2.2 砂岩 (Ss)

砂岩は細粒ないし極細粒相で、泥岩中に 2～40cm 厚の薄層として多数挟在する。泥岩に比べ更に硬い。測点 55～60 付近には 100～300cm 厚の細粒砂岩が挟在する（写真 3.2.3）。



写真 3.2.3 泥岩に挟在する厚い細粒砂岩 この付近では細粒砂岩は層厚 5～100cm

3.2.3 石英斑岩 (Qp)

斜面中腹から尾根部にかけて山を取り囲むようにシート状に分布する。岩相は、石英・長石斑晶が点在する堅硬な岩で、柱状節理が発達する（写真 3.2.4）。また玢岩と複合岩脈をなす。泥岩の地層面にほぼ平行に貫入し（写真 3.2.5）、分布からもシート状を示す。



写真 3.2.4 斜面に突出する石英斑岩



写真 3.2.5 泥岩と石英斑岩との境界部

3.2.4 玢岩 (P)

分布は局所的で測点 50～55 の北側の沢にみられる。暗青緑色塊状で傾斜 80°、幅 10～15m の岩脈状に泥岩及び石英斑岩に貫入する（写真 3.2.6）。岩相は塊状で極めて堅硬な岩で柱状節理が発達する（写真 3.2.7）。石英斑岩との関係は直接する露頭が無く不明である。



写真 3.2.6 玢岩岩脈と泥岩の境界
折尺が境界で手前側が泥岩、奥が玢岩



写真 3.2.7 玢岩に発達する柱状節理

3.2.5 古期崩壊堆積物 (t1o)

分布は起点側斜面の中腹から国道付近で、台地状の地形をなす。堆積物は、野外では未確認であるが、ボーリング孔 BV-1, BH-1, BV-1-1 の 3 孔で確認した。堆積物は、粗砂混じり粘土と粒径 0.4～150cm の角礫を主とする。基質はやや固結している。N 値は 13 から 50 以上である。

古期崩壊堆積物の概略の体積は約 10～30 万 m^3 と推定されるが、その供給源は不詳であるが、隣接する地すべりから供給された可能性がある。

3.2.6 崖錐堆積物 (t1)

分布は山麓と枝沢底である。堆積物は粘土分を多少含む粗砂と粒径 3～60cm の角礫からなる。マトリックスはルーズである。古期崩壊堆積物 (t1o) 分布域にみられる台地上には、粒径 1～6m の石英斑岩角礫が多量に堆積する (写真 3.2.8)。

また、起点側坑口上部斜面には小規模な崩壊地が確認される (写真 3.2.9)。



写真 3.2.8 斜面中腹に堆積した巨礫群



写真 3.2.9 崩壊地頭部 泥岩角礫が露出

3.2.7 現河床堆積物 (rd)

分布は熊野川沿いである。堆積物は、場所により現水面から約 5m 上まで確認できる。主にルーズな砂礫からなる。礫は粒径 1～40cm である。

3.3 地質構造

走向は、図 3.3.1 に示す様に北東が主で、一部東西性がみられる。また緩やかに褶曲する。傾斜は南東に 5~20° である。したがって、計画トンネルに対して、地質構造は起点側へ緩傾斜となる。断層は、野外では観察されなかった。

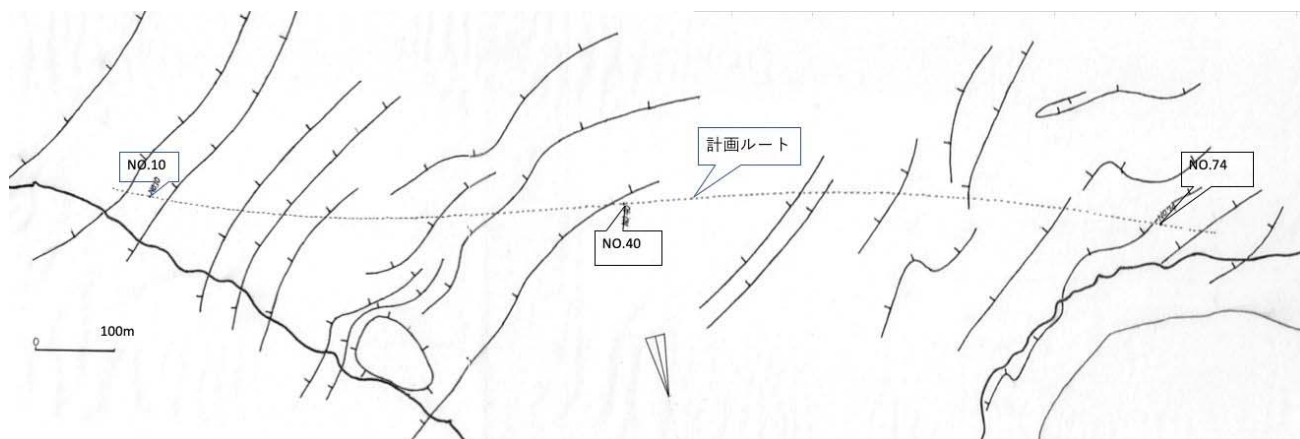


図 3.3.1 調査地周辺の地質構造図
図は調査地の走向変化で、ケバの方向に地層は傾斜する。

3.4 岩盤状況

泥岩 (Md) : 泥岩はトンネル掘削位置のほぼ全体に出現するものである。熊野酸性岩類による熱的影響を受け変成作用の被っている（やけている）ため、通常の中新世の岩よりかなり堅硬である。また、変成度にバラツキがあり認められる。変成度の弱く未変成に近いところでは細かな不規則クラックが地層面に高角に発達するため岩は数 cm 程度に細片化しやすいところもある。新鮮岩では CH 級と評価され、急峻な地形を形成している。

石英斑岩 (Qp) : 石英斑岩は、新鮮面では極めて堅硬で CH 級以上を示す。斜面中腹から尾根部にかけて山を取り囲むようにシート状に分布するため、トンネル掘削位置には出現しないものと思われる。柱状節理が発達する堅硬な岩である。

古期崩壊堆積物 (tlo) : 分布は起点孔口付近に分布し、堆積物は、粗砂混じり粘土と粒径 0.4~150cm の角礫を主とする。基質はやや固結している。

3.5 湧水と流水状況

個々の支沢・枝沢における流量は、測定箇所と目測流量を地質平面図に示した。起点側坑口に隣接する枝沢は 30ℓ/分であるが、枝沢の多くは流水がほとんど認められず、わずかに湧水が確認される程度である。