

GSJ コア井内浦観測点資料

北川有一¹⁾、高橋 誠¹⁾、小泉尚嗣¹⁾、水落幸広²⁾、村瀬昭彦²⁾、川西 繁²⁾

1)産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター、2)住鉱コンサルタント株式会社

1. 井内浦観測井周辺の地形および地質

1.1 観測井周辺の地形と地質

1.1.1 観測井の位置

井内浦観測井は、三重県熊野市磯崎町の井内浦農村公園内に位置している。掘削位置の緯経度（世界測地系）は、以下の通りである。

孔名	掘削長(m)	緯度	経度	標高(m)
孔1	600.00	33° 54' 00.1978	136° 08' 16.3891	26.899
孔2	128.98	33° 54' 00.8099	136° 08' 16.6643	27.412
孔3	30.00	33° 54' 00.5061	136° 08' 16.5248	27.395

1.1.2 観測井周辺の地形

井内浦観測井は、熊野灘に面した磯崎町の二股に分かれた半島中央の湾入部に位置しており、観測井は井内浦農村公園内の一画を利用している。

半島はなだらかな尾根を有する丘陵を形成しており、湾入部からは谷底平野を伴う小規模な谷地形がいくつか刻まれている。谷頭部の形状から、これらは崩壊性の地滑りに伴うものと見られ、切土斜面にはたまねぎ状風化による玉石が残存した厚い粘土化マサ（源岩は花崗斑岩）が分布しているのが観察される。

谷の伸長方向は NW-SE および NE-SW 系があり、地形リニアメントとしては NE-SW ~ E-W 系で半島を横切る方向のものが優勢である。このため、半島の尾根はいくつかの鞍部を形成している。海岸は柱状節理の発達した花崗斑岩の露出する岩石海岸であり、湾奥部にも砂浜は形成されていない。

1.1.3 観測井周辺の地質概要

井内浦観測井の地質は、熊野酸性岩類北岩体に属する花崗斑岩および結晶片に富む酸性凝灰岩である。花崗斑岩が層位的上位にあり、仕様書では鉛直深度 450m 付近に両岩相の境界（貫入境界）があり、下位に凝灰岩の分布を想定している。

熊野酸性岩類の地質記載は、荒牧・羽田(1965)および荒牧(1965)によってなされ、下位より神ノ木流紋岩類・凝灰岩・花崗斑岩に区分されている（図 1.1-1b）。

花崗斑岩について、荒牧・羽田(1965)は、組成や鉱物組合せなどが一様で、均質な岩体としている。斑状組織で、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母などの斑晶と、主に石英・カリ長石からなる石基で構成されるとした。また、石基の岩石組織により、

- 1)細粒岩相(岩体縁辺部:急冷相)
- 2)Microgranitic textureの岩相(岩体の主体岩相)
- 3)Micropegmatitic textureの岩相(岩体中心部)

に区分した。また、捕獲岩塊は、通常 20cm 以下で変成した岩塊の方が普遍的で、未変成の岩塊は縁辺部に多いとしている。以上は、岩体が一様な冷却史を経たことを念頭においた区分である。

これに対して、皆川・吉田(2001)は、北岩体において斑晶量が岩体北部～西部の急冷相で量比が多く、斜長石斑晶の最大径は岩体中央部～北西部で大きいこと、気孔を含む岩相が岩体東部～南部に卓越するなどの岩相の不均質性を見出した。これらの不均質性は、冷却史だけでなく岩体北西部～南東方向への低角なシート状の貫入により説明されるとした。

凝灰岩について、荒牧・羽田(1965)は、

- i 型)層理が明瞭で軽石レンズを含むもの:軽石凝灰岩、
- ii 型)層理が明瞭でなく軽石片が目立たないもの:塊状で破碎斑晶を多量に含む凝灰岩

に大別し、ii 型が凝灰岩の大半を占め、両者は漸移関係とした。石基は i 型・ii 型ともにガラス質～潜晶質で、捕獲岩片には未変成の岩片(暗褐色シルト岩など)のほか変成した岩片も含むとした。Aramaki et al(1977)は、凝灰岩を結晶片に富む溶結凝灰岩(Crystal-rich welded tuff)と記載し、Miura(1999)は噴出機構を重視した Ash-flow tuff と呼んだ。

熊野酸性岩類の形成年代は、Miura(1999)にまとめられており、14Ma 前後(1,400 万年前、中期中新世)の約 50 万年間の短期間に集中している(図 1.1-1c)。

熊野酸性岩類の噴出機構に着目した代表的な模式断面図を、図 1.1-2(荒牧、1965)および図 1.1-3(Miura, 1999)に示す。両者ともにカルデラ形成を念頭に置いたモデルである。荒牧(1965)ではカルデラ形成時に基盤岩の巨岩塊が落ち込むと同時に、マグマだまり上部の発泡で噴出した凝灰岩に巨岩塊が取り込まれ、その後巨岩塊周囲の割れ目からのマグマ噴出による溶岩湖形成で巨大な花崗斑岩体が形成されたと考えた。この場合花崗斑岩は地上噴出と考えている。これに対して Miura(1999)では、カルデラ形成時のリング状断

層から Ash-flow が噴出してカルデラを埋め尽くし、その後ラコリス状に花崗斑岩が貫入したと考えている。この場合、花崗斑岩は貫入岩である。



a) Aramaki et. al.(1977)



第9図 熊野酸性岩、中部および南部の地質図(その1)
 本として各主要地質単位の符号を示す。
 熊野酸性岩の地塊は主として横井・水野(1954)、水野(1957a)による。

b) Aramaki and Haneda(1965)

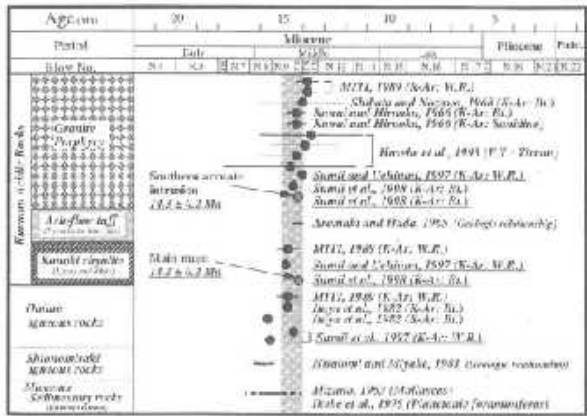
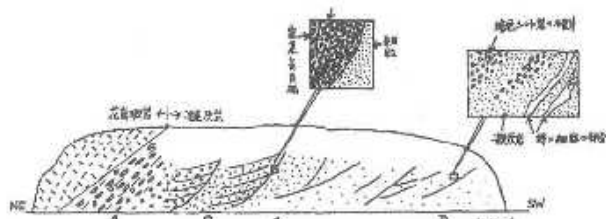


Fig. 2. Schematic stratigraphic view of the Neogene rocks at and around the station, along with the stratigraphy of the Miocene and Pliocene rocks (mainly) just given in the literature at the Kuroki. The Pliocene rocks were defined by Miura et al. (1979). Miura et al. (1979), Haneda et al. (1980), Haneda et al. (1982), Ministry of International Trade and Industry, 1982, Haneda et al. (1983), Haneda and Ishiyama, 1985, Haneda et al. (1985, 1986).

c) Miura(1999)



第20図 木本トンネル西方の露頭のスケッチ

d) Aramaki(1965)



第10図 札立峠付近の柱状断面図

縦軸は実際の厚さの割合を正確には表わしていない。数字は本文参照。

e) Aramaki(1965)

図 1.1-1 熊野酸性岩に関する既存地質資料

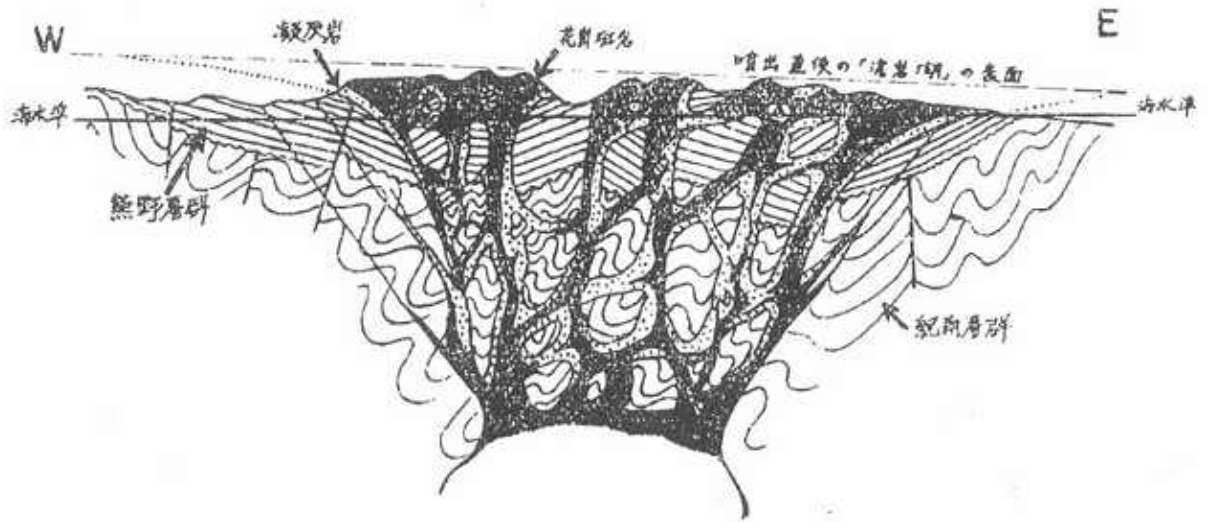


図 1.1-2 荒牧(1965)による熊野酸性岩類の模式断面図
 黒色：花崗斑岩、砂目：凝灰岩

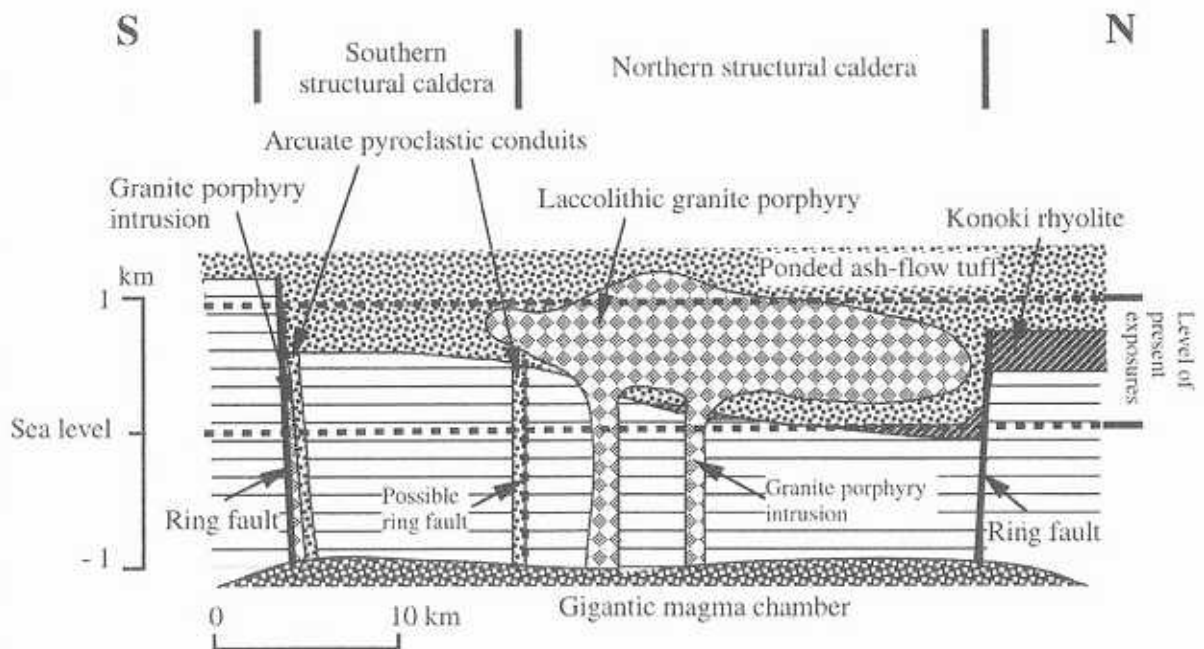


Fig. 13. Schematic illustration of the present state of the Kumano caldera. The genetic relationship of the units and structures is shown. The granite porphyry mass is considered as a large laccolithic intrusion into the ponded ash-flow tuff. The caldera consists of the nested northern and southern structural calderas.

図 1.1-3 Miura(1999)による熊野酸性岩類の模式断面図
 菱形：ラコリス状の花崗斑岩体、砂目：凝灰岩

1.1 引用文献

荒牧重雄(1965)、熊野酸性火成岩類の噴出様式、地質学雑誌、Vol.71, no.842, p.525-540

荒牧重雄・羽田忍(1965)、熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質、地質学雑誌、Vol.71, no.841, p.494-512

Aramaki, S. and Takahashi, M., Nozawa, T.(1977), Kumano Acidic Rocks and Okueyama Complex; Two examples of the granitic rocks in the outer zone of southwestern Japan, Plutonism in relation to volcanism and metamorphism. In: Yamada, N. (Ed.), Proceedings of 7th Circum-Pacific Plutonism Project meeting, IGCP, UNESCO, Toyama, Japan, p.127-147

Miura, D.(1999), Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honsyu, Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.92, p.271-294

1.2 井内浦観測井の地質・岩盤状況

1.2.1 コア観察の方針

歪計・地震計埋設と地下水位観測を目的とする本調査では、コア観察による岩盤劣化程度と現在の水みちの把握が最重要である。1.1 に示した地質概要を踏まえて、コア観察では岩相および地質構造のコントラストを把握することを眼目に、以下を記載項目とした。

- ・ 岩相区分（斑晶、石基の粒径や組織、風化状態に着目）
- ・ 捕獲岩塊の種類、粒径、形状
- ・ 気孔の有無
- ・ 包有物（シンターなど）や鉱物脈の記載（石英、方解石、セリサイト）
- ・ 風化や変質の記載（溶脱、珪化、粘土化、赤紫色変質）
- ・ 割れ目の記載（とくに開口割れ目と断層）
- ・ 断層岩の種類
- ・ 岩盤性状の記載（岩盤等級、RQD、コア採取率）
- ・ コアロス位置
- ・ 逸水位置
- ・ その他

以下では、検層結果も参照した地質・岩盤状況を簡潔に記す。

1.2.2 井内浦孔1の地質・岩盤状況

井内浦孔1では、表層の3.8mまでが表土で、3.8～464.3mまでが熊野酸性岩類の花崗斑岩、464.3～600.0mまでは凝灰岩類である。

(1) 表層の土壌：0.0-3.8m（図 1.2-1(1)）

表層の0.0-3.8m間は、花崗斑岩の風化残積土（粘土化したマサ状土壌）である表土および公園造成時の碎石である。一部の礫のみ回収した。3.8mで着岩。

(2) 熊野酸性岩類の花崗斑岩：3.8-464.3m（図 1.2-1(1)～図 1.2-1(7)）

花崗斑岩は、3.8-464.3mまで分布し、3.8-14.3mまでは礫混じりのマサ化した褐色の風化花崗斑岩（砂状）、14.3-34.7mまでは褐色～淡褐色の風化花崗斑岩（礫状～棒状）、34.7-460.9mが新鮮な中～粗粒の花崗斑岩、460.9-464.3mが細～中粒の花崗斑岩である。それぞれの性状を以下に述べる。

3.8-14.3m：花崗斑岩の礫混じり褐色風化土（図 1.2-1(1)および(3)）

礫混じりの褐色風化土で、中～粗粒の花崗斑岩の風化残積土。礫部分とマサ様土壌の

一部のみ回収。

14.3-34.7m：花崗斑岩の褐色風化岩（図 1.2-1(1)および(3)）

花崗斑岩の褐色風化岩で、19.2-19.5m, 33.2-33.3m, 34.4-34.6m の水平系割れ目周辺は強風化したマサ様岩で、礫状コアで回収。26.0-26.4m 間の一部に新鮮岩が認められる。

34.7-460.9m：ほぼ新鮮な花崗斑岩（図 1.2-1(1)）

ほぼ新鮮な花崗斑岩で、棒状コアで回収。35-240m 間は粗粒相、240-337m 間は中粒相、337-460.9m 間は粗粒相主体、460.9-464.3m 間は細～中粒相である。以下に主要な観察項目を、検層結果も加味して以下に述べる。

a) 花崗斑岩中の風化変質状況（図 1.2-1(3)および図 1.2-1(4)）

風化部は、41.9-42.5m 間および 61.7-64.3m 間の高角割れ目沿いにまとまって認められる。割れ目周囲の微弱な褐色化ハローが認められるのは、103m 付近までである（図 1.2-1(3)）。

103m 以深では割れ目周囲の変色は、白色～灰色～淡緑色で変質によるものと思われる。165-190m 間では高角割れ目周囲が白色化し、溶脱によるものと思われた。193-228m 間・295-302m 間・357m 付近・393-410m 間には石英細脈周辺に珪化が及んでいる区間とともに、その外側にセリサイト（白色粘土）が分布している。とくに 208-210m 間では珪化帯と黄鉄鉱化帯が複合している。270-465m 間は、割れ目頻度が顕著に高い区間で、これに対応する粘土化（白色粘土主体）が認められる。

また、460.9-462.3m 間の細～中粒相では、赤紫色を帯びる変質がわずかに認められ、下位の凝灰岩に分布する変質と同源の接触変成による変色と思われる（図 1.2-1(4)）。

変質および変質帯の分布は、いずれも断層分布とよく対応している。

b) 花崗斑岩中の捕獲岩片（図 1.2-1(6)）

捕獲岩片には、細粒の閃緑岩・ひん岩・頁岩・砂岩・斑れい岩・流紋岩・ホルンフェルス・ペグマタイト様岩と見なされる岩種が認められる。全般に変成されている岩片で扁平なものが多く、一部岩片は溶食されている（120-130m, 390-400m 付近）。

岩片種は、35-120m 間で閃緑岩、120-230m 間で頁岩、230-320m 間で閃緑岩～ホルンフェルスが多い。320m 以深では岩片の頻度・粒径ともに少ないが、岩片の種類は逆に多くなっている。また岩片サイズは数 cm 以下のものが多いが、10cm 以上となるものは 70-320m 間に集中する。

c) 花崗斑岩中の気泡

気泡は、367m 以深で普通に認められる。サイズは 2mm 以下のものが多い。

d) 花崗斑岩中の鉱物脈 (図 1.2-1(5))

鉱物脈は 100m 以浅では方解石脈、100-280m で断層沿いに石英～カルセドニーが白色～灰色粘土とともに分布し、280-464m 間は石英・方解石が共存する傾向がある。石英は晶洞を形成して自形結晶となっている場合もある。

なお、316.3-316.7m 間には 40cm 間にわたって石英～カルセドニー脈(一部は角礫化)が分布しており、298m 付近の珪化帯とともに検層によっても捉えられている。

e) 花崗斑岩中の割れ目 (図 1.2-1(7))

割れ目分布は、35-120m 付近までは地表に向かって頻度が増しており、しかもシーティング節理と見られる風化帯を伴う低角割れ目の頻度が多いことから、風化の影響範囲と見なせる。120-275m 間と 330-397m 間は割れ目が極少ない。275-330m 間および 397-464.3m 間は割れ目・断層頻度ともに大きく、本孔での主要な逸泥区間に対応している。また、主要な変質帯も 275-464.3m 間であり、断層分布に対応している。

断層は、花崗斑岩中でかつコアによっては変位基準が見出しにくいいため、断層岩(とくに断層ガウジ)を伴うものだけとした。これは、割れ目内に条線があったとしても、剪断節理が再動したものとも考えられるので、主要な断層を抽出する意味でそうしたものである。この基準による断層は、全般に平均的な分布を示しており、ほぼ均等な間隔で分布しているものと推察される。断層の傾斜がすべて 60° 以上であることは、海岸部で観察される柱状節理をなす高角割れ目の一部が、断層として活動したものと考えられる。

断層とともに割れ目頻度が増大する区間は、断層帯として区分した。これらは BTV データで確認した範囲では東西系北落ちのものが卓越している。なお、断層面の観察からは逆断層と横ずれ断層のセンスが混在している。

また、検層結果(とくに電気検層・キャリパー検層・流体電気伝導度検層)は割れ目分布および断層帯分布によく対応している。

f) 花崗斑岩中の岩盤等級および RQD

岩盤等級および RQD は、割れ目の頻度分布に対応して変化している。割れ目頻度の小さい区間では CM-CH 級の岩盤が多く、割れ目頻度の大きい区間(かつ変質が卓越す

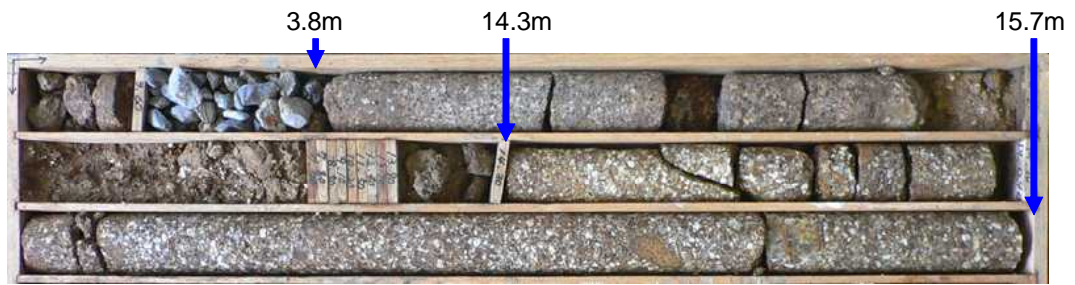
る区間)と表層部では CM 級以下の岩盤となっている。

g) 花崗斑岩中の逸泥状況

顕著な逸泥区間は、275.3m から始まっており、350.5m で掘削中最大の逸泥(92L/min)となっている。この間の逸泥は、断層帯に直接対応しているのではなく、断層帯で開始して断層帯を抜けた高角割れ目帯に対応して増大し、最大の逸泥区間は低角割れ目帯(350.03-352.72m 間、図 1.2-1(7))に対応する。

350.5m で極大を示した後、367m 付近で逸泥は急減し、以降 30L/min 程度の逸泥状態が続いている。この区間の逸泥は、350.5-367m 間の逸泥区間が完全に閉塞されないまま(LCM が充分でないまま)掘削した区間なので、実際の水みちの分布を反映していない可能性がある。これらは検層結果とともに解釈されるべきで、流体電気伝導度検層結果からは 420.4-424.3m 間や 220.1m には水みちが想定される。

熊野井内浦観測井の地質-1 花崗斑岩



孔1:0.0-15.7m : 表層土壌(0-3.8m)・粘土化区間(3.8-14.3m)
および風化花崗斑岩(14.3-15.7m)



孔1:177-179m : 粗粒相の花崗斑岩



孔1:268-270m : 中粒相の花崗斑岩



孔1:371-373m : 粗粒相の花崗斑岩



孔1:462-464m : 細～中粒相の花崗斑岩(直下で下位の凝灰岩が出現)

図 1.2-1(1) 井内浦観測井の花崗斑岩の代表的岩相(孔1)

熊野井内浦観測井の地質-2 露頭での花崗斑岩の産状



花崗斑岩表層の風化層（孔1の隣接地）
粘土化マサ状の基質中に玉石が残存



花崗斑岩表層の風化層（井内浦）
柱状節理上面でのたまねぎ状風化



花崗斑岩の柱状節理（井内浦）
ピンク太破線は地形リアメント（NE-SW）



花崗斑岩の柱状節理（井内浦）
連続性が良い割れ目は垂直系である。

図 1.2-1(2) 井内浦観測井周辺の花崗斑岩の産状（井内浦）

熊野井内浦観測井の地質-3 花崗斑岩の風化状況



孔1:30.2-30.6m : 風化花崗斑岩の最下部
水みちの低角割れ目に沿ってリモナイトの沈積が著しい。



孔1:25.0-26.5m : 風化花崗斑岩の下部
新鮮岩の岩塊が残存する。



孔1:42.0-44.0m : 割れ目集中部での風化状況
50-60° 傾斜の平行割れ目帯沿いに褐色化。



孔1:73.2-74.5m : 割れ目周囲の風化状況
30°, 60° 傾斜の平行割れ目帯沿いに褐色化。



孔1:101.0-103.0m : 風化が認められる最深部での風化状況
70° 前後の高角割れ目沿いに褐色化。

図 1.2-1(3) 井内浦観測井の花崗斑岩の風化状況 (孔 1)

熊野井内浦観測井の地質-4 花崗斑岩の変質状況



孔1：208.0-209.2m（珪化）：幅広い石英脈の空隙をpyriteが充填



孔1：297.5-298.0m（珪化）：基質が白色化し、灰色の高角石英脈（晶洞含む）が多数分布



孔1：300.1-300.8m（粘土化 + 珪化）：300.2mの断層周囲で幅広く粘土化（白色～灰白色）し、軟化。多数の石英脈を伴う。



孔1：320.0-321.7m（粘土化）：318.8mの断層下盤で幅広く粘土化（白色～灰白色）し、軟化。とくに高角の石英脈周辺では脆弱化してコアは礫状。



孔1：403.0-403.6m（珪化 + 粘土化）：402.7-402.9mの断層下盤で幅広く粘土化（白色～灰白色）および珪化（白色）。



孔1：463.1-463.3m（赤紫色変質）：463.3mの断層周辺でわずかに赤紫色に変色。直下位の凝灰岩にも同様の変質が認められる。

図 1.2-1(4) 井内浦観測井の花崗斑岩の変質状況（孔1）

熊野井内浦観測井の地質-5 花崗斑岩中の鉱物脈



孔1：324.9m：石英脈（割れ目充填）
Sericite, Pyriteを伴う。



孔1：328.3m：石英脈（割れ目充填）
Sericite, Calcite, Pyriteを伴う。



孔1：281.1-281.4m：雁行セリサイト脈（割れ目充填）



孔1：297.9m：セリサイト脈（割れ目充填）



孔1:298.0-298.5m：セリサイトおよび石英脈（晶洞形成：写真の灰色部）が割れ目充填する。



孔1:316.5-316.8m：石英～カルセドニー脈（一部角礫状）



孔1:382.3-382.6m：方解石脈（割れ目充填物）

図 1.2-1(5) 井内浦観測井の花崗斑岩中の鉱物脈（孔1）

熊野井内浦観測井の地質-6 花崗斑岩中の捕獲岩片



Hornfels

孔1:258.7m:ホルンフェルス岩片



Gabbro Shale

孔1:128.6m:斑レイ岩・頁岩片
(反応縁あり)



Sandstone

孔1:373.4m:砂岩片



Shale

孔1:52.1m:頁岩片(反応縁あり)



Diorite

孔1:140.5-141.0m:閃緑岩片(溶融して同化しつつある)



Porphyrite

孔1:56.5m:ひん岩片



Diorite

孔1:362.7-362.8m:閃緑岩片



Diorite

Rhyolite

孔1:118.7-120.0m:閃緑岩片・流紋岩片

図 1.2-1(6) 井内浦観測井の花崗斑岩中の捕獲岩片(孔1)

熊野井内浦観測井の地質-7 花崗斑岩中の割れ目



孔1:43.8m：青灰色のガウジを挟む断層



孔1：138.6m：灰緑色のガウジを挟む断層



孔1:283.4m：固結した断層面(Chlorite)
(条線の傾斜約50°)



孔1：451.1-451.7m：方解石脈を伴う断層
(条線の傾斜約20°、左横ずれ)



孔1：420.5-421m：固結した断層面を持つ断層(Chlorite)
(条線の傾斜約5°、右横ずれか?)



孔1：88.6-89.0m：灰緑色のガウジを伴う断層。



孔1：352.3-352.8m：全量逸泥(92L/min)を生じた割れ目と割れ目面(右)
少量のセリサイト(白色粘土)を充填する節理で、面が滑らか。



孔1：461.1m：黒色粘土と黄鉄鉱が充填する断層面
(条線の傾斜約50°)



孔1：396.0-398.0m：低角割れ目帯の例。

図 1.2-1(7) 井内浦観測井の花崗斑岩中の割れ目(孔1)

(3) 熊野酸性岩類の凝灰岩類：464.3-600.0m (図 1.2-2(1) ~ 図 1.2-2(6))

凝灰岩類は、464.3-600.0m まで分布し、464.3-478.1m までは中～粗粒の軽石凝灰岩で、478.1-600.0m までは粗粒の軽石凝灰岩が主体であるが、501.4-503.1m 間と 598.3-600.0m 間は凝灰角礫岩で岩片がレンズ状に延びた溶結構造を呈している。それぞれの性状について、検層結果も加味して以下に述べる。

中～粗粒の軽石凝灰岩：464.3-478.1m (図 1.2-2(1))

464.3-478.1m 間は、比較的細粒の軽石凝灰岩であり、上方細粒化のサイクルが少なくとも 2 回認められる。上位の花崗斑岩との境界は 20 度程度で、比較的鮮明である。しかし、上位の花崗斑岩貫入時の接触による影響で、熱変成・変質を被っており、帯緑色～赤紫色の変色が顕著で、帯緑色の区間は構成粒子の粒界が不明瞭な滑石様の産状を示している (図 1.2-2(3))。

また、45°前後の傾斜の割れ目が発達し、薄い粘土をはさみ、条線は 20°～40°の低角のものが多いことから、これらは横ずれ～逆断層センスの断層と判定した。なおこれらは、もともとは密着した断層である可能性がある (図 1.2-2(6))。

この区間の検層結果のうち、電気検層と自然ガンマ検層結果は、花崗斑岩と凝灰岩の境界部で明瞭なギャップを示している。

粗粒の軽石凝灰岩：478.1-600.0m (図 1.2-2(1))

478.1-600.0m 間は、粗粒の軽石凝灰岩が主体で一部に弱いラミナ (478-482m, 484m, 487m, 516m, 555-556m) や極粗粒相 (556-568m 間) を伴うものの、全体には 2mm 前後の粒径の均質塊状な岩相である。ただし、501.4-503.1m 間および 598.3-600.0m 間には層状の凝灰角礫岩があるが、これについては後述する。

478.1-487m 間は、上位の中～粗粒相に連続する赤紫色変質が、588.3-598.3m 間の溶結部に珪化およびセリサイト化認められるが (図 1.2-2(3))、そのほかの大半は灰色～灰白色で顕著な変質が認められない。割れ目もほとんどなく、479.4m, 527.0m, 593.4-597.8m 間のほかには開口割れ目は分布していない (図 1.2-2(6))。また、捕獲岩片も極少なく泥岩片、石英斑岩～粗粒凝灰岩の擬似礫を主体としている (図 1.2-2(4))。

こうしたことから、岩盤状態は極めて良好で、岩盤等級は B 級、RQD も 100%の区間がほとんどである。逸泥は前述した 350.5-367m 間の逸泥を引きずっており、30L/min 程度の逸泥が連続するが、これらは区間内の水みちを示してはいない。

なお、この区間の検層結果では後述する凝灰角礫岩相に対応する電気検層のピーク（高比抵抗）とともに515m付近の高比抵抗があるが、これはコア観察結果からはラミナ（layering）区間に対応している。527m付近の流体電気伝導度検層のピークは、527mの開口割れ目に対応している。

凝灰角礫岩（溶結部を含む）：501.4-503.1m間および598.3-600.0m間

凝灰角礫岩は、凝灰岩相のアクセントになっている。501.4-503.1m間のものは、粒径6cm程度までのレンズ状の軽石と花崗斑岩礫（8cm）を含み、基質はガラス質で粒子判別できない。弱い溶結構造がある。また、598.3-600.0m間の凝灰角礫岩は粒径2cm程度までの軽石（パミスおよびスコリア）を含み、上方細粒化やlayeringが認められる。一部は溶結している（図1.2-2(1)）。

凝灰角礫岩の分布と溶結凝灰岩の分布は一致していない。598.3-600.0m間の凝灰角礫岩のうち、最上部（597.8-598.3m間）のみが溶結しており、下位は通常の凝灰角礫岩である。これに対し、凝灰角礫岩より上位の軽石凝灰岩では588.3-596.3m間が弱溶結構造を呈して珪化・セリサイト化して淡黄白色～灰白色を呈し、レンズ状～縞状構造が見られるほか、596.3-597.8m間は強溶結組織を示している。これらは凝灰角礫岩が熱源となって、その上位に堆積した凝灰岩を加熱した高温の脱ガスによる溶結を示している可能性がある（図1.2-2(1)および(3)）。

検層結果との対応は上述したとおりである。

熊野井内浦観測井の地質-8 凝灰岩



孔1:465-467m：中～粗粒の軽石凝灰岩相（花崗斑岩との境界直下）



孔1:550-552m：粗粒の軽石凝灰岩相



孔1:480.4-481.8m：凝灰岩中のlayering（級化構造）



孔1:501.4-502.8m：凝灰角礫岩（溶結レンズが認められる）



孔1:487.0-487.1m（左）：溶結凝灰岩



同597.0-597.3m：溶結凝灰岩
（溶結レンズが認められる）

図 1.2-2(1) 井内浦観測井の凝灰岩の代表的岩相（孔1）

熊野井内浦観測井の地質-9 露頭での凝灰岩の産状



凝灰岩の産状（鬼ヶ城）
オーバーハング部は塊状、ベンチ部は層状で固結度の低い細粒の軽石凝灰岩。



層状の凝灰岩の産状（鬼ヶ城）
左写真のベンチ部分

図 1.2-2(2) 井内浦観測井周辺での凝灰岩の産状（鬼ヶ城）

熊野井内浦観測井の地質-10 凝灰岩の変質状況



孔1:464.3m付近：花崗斑岩（左）と下位の凝灰岩（右）の境界面。
左の花崗斑岩は赤紫色変質、右の細粒凝灰岩は灰緑色に変質。



孔1：475.0-476.5m：上半の細粒凝灰岩は割れ目が多く灰緑色に変質。
下半部は割れ目が少なく赤紫色に変質している。接触変成とした方が良いかもしれない。



孔1：593.4m：黄白色の鉱物脈周囲の変質。



孔1：597.0-597.3m：珪化により白色化した溶結部の凝灰岩。

図 1.2-2(3) 井内浦観測井の凝灰岩中の変質状況（孔1）

熊野井内浦観測井の地質-11 凝灰岩中の捕獲岩片



孔1:485.5m : 石英斑岩～粗粒凝灰岩の同時礫（亜円礫）。



孔1 : 547.6m : 同上。



孔1:574.8m : 扁平な頁岩片。



孔1 : 580.1m : 石英斑岩～粗粒凝灰岩の同時礫（角礫）。



孔1:589.0-589.3m:小礫サイズの頁岩片。

図 1.2-2(4) 井内浦観測井の凝灰岩中の捕獲岩片（孔1）

熊野井内浦観測井の地質-12 凝灰岩中の鉍物脈



孔1：481.4m：方解石脈



孔1：503.3m：方解石脈



孔1：527.0m:セリサイト脈（割れ目充填物）
セリサイトは割れ目全面を充填しておらず、空隙を保持している（水みち）。



孔1：593.4m：黄白色の鉍物脈
（セリサイト・ゼオライト・方解石）。



孔1：595.7m:雁行状の黄白色の鉍物脈
（セリサイト・ゼオライト・方解石）。

図 1.2-2(5) 井内浦観測井の凝灰岩中の鉍物脈（孔1）

熊野井内浦観測井の地質-13 凝灰岩中の割れ目



孔1：470.0-475.0m：花崗斑岩との境界面直下の小断層群。
ラミナに平行および高角の系統がある。糸線の傾斜角は 20° ～ 40° が主体。



孔1：594.5m：不定形の低角割れ目（自然割れ目）。



孔1：597.5-597.9m：破碎した岩片・セリサイトを含む割れ目。

図 1.2-2(6) 井内浦観測井の凝灰岩中の割れ目（孔1）

(4) 井内浦孔 1 の地質構造について

1) 凝灰岩の境界面形状と層準について

井内浦孔 1 では、上位に熊野酸性岩の花崗斑岩、464.3m 以深の下位に同凝灰岩が出現する。両者の境界面はコアでは 20° 程度の傾斜面を持っている。これは、荒牧・羽田(1965)を参照すれば北～北東傾斜であるから、この境界面も同様の傾斜、すなわち北岩体の中心方向に傾斜した面構造と考えられる。

また、荒牧(1965)は観測井の約 10km 西方の札立峠での露頭観察から、凝灰岩と接する花崗斑岩は細粒で境界を判別しにくいとしており、本孔で得られた地質柱状図と一致する(図 1.1-1e 参照)。さらに、凝灰岩の出現順序は上位から下位に向かって、塊状凝灰岩、軽石レンズを多量に含む火砕流堆積物、細かく成層した凝灰岩、暗緑色の pitchstone を区分している。これから、本孔の孔底部は上記の層準(凝灰岩層の中位)に相当すると考えられる。

このほか荒牧(1965)では、鬼ヶ城付近の旧木本トンネル付近での露頭観察から、花崗斑岩最下部の細粒部が約 70m、花崗斑岩と接する凝灰岩上部には粒度変化が激しい区間(約 20m)があり、クロスラミナも発達しているとしている(図 1.1-1d 参照)。これも、孔 1 での花崗斑岩最下部の細粒部および凝灰岩最上部のラミナの多い区間の観察結果と整合的である。

2) 花崗斑岩の割れ目について

花崗斑岩中の断層帯・割れ目帯は 70° 以上の高角割れ目が卓越し、BHTV で確認した範囲では EW 系～NE 系で N 傾斜が主体である。これらは、地形図判読から得られるリニアメント方向によく一致している(図 1.2-3)。



図 1.2-3 井内浦観測井周辺の地形リニアメント

(5) 井内浦孔 1 の検層結果について

孔 1 で 3 回に分けて実施された検層結果 (0-600m) について、地質・岩盤状況を踏えたコメントを以下に示す。なお、以上に示した地質・岩相状況と、以下の検層結果による地質柱状図を図 1.2-4 に示す。

1) キャリパー検層

データは、割れ目位置と孔径拡大範囲を示している。275-278m, 315-321m, 382m, 402.7-405.2m, 409m, 420.7m などの断層帯・割れ目帯位置での孔径拡大が明瞭である。

2) 電気検層

データは、岩盤 + 地下水の見かけ比抵抗の変化を示しており、低角割れ目帯 (50-60m, 90-105m, 200-220m : 地下水)・変質部 (200-220m, 275-330m, 464-478m, 588-597m : 変質粘土)・断層帯 (275-330m, 402-408m, 420-424m, 451-454m : 破碎) で、低比抵抗を検出している。

また、花崗斑岩では地表部の風化や下位の凝灰岩との境界部で低比抵抗を示し、下位の凝灰岩では噴出時の高温変質部で低比抵抗の傾向。

3) SP 検層

データは、地下水溶存成分の増加あるいは地下水流動による電位の上昇を検出している。地下水流動による上昇 (50m 付近, 90-120m, 350m 以深) と、電気化学的の上昇 (180m 以

深のベース上昇)がある。

4) 電気伝導度検層

データは、地下水溶存成分の増減を示している。50-60m までが濃度の薄い表層地下水、60-180m が深層地下水(一定・混合なし)、180-370m が深層地下水(濃度変化 = 混合あり)を示している。

5) 温度検層

データは、地下水の流出入位置を示している。低角割れ目帯に対応する温度変化(30m, 52-53m, 216-226m)と、一部の高角割れ目・断層(140m, 161m, 294-320m, 358m, 528m)を検出している。

6) 密度検層

データは、風化および熱水変質による岩盤の劣化程度を示している(非表示)。検出した劣化部は、風化部(15-23m, 30-35m, 40-41m, 62m, 95-105m[割れ目沿いの部分的風化])と熱水変質部(200-222m, 277m, 290-300m, 312-330m)、凝灰岩の溶結に伴う高温変質部(462-503m, 580-600m)および断層部(405m)である。

7) 自然ガンマ検層

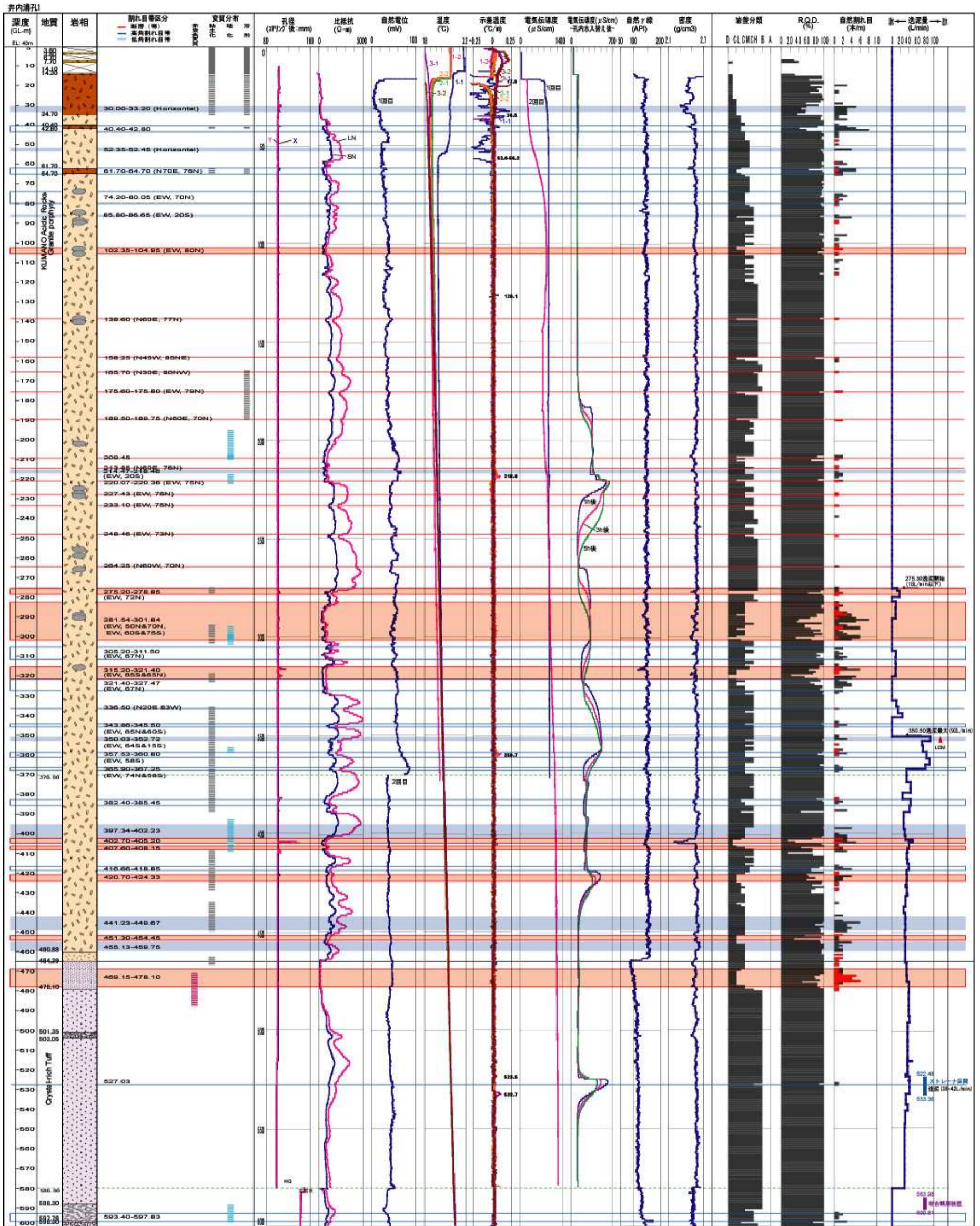
データは、岩盤の劣化程度と岩質を検出している(非表示)。

花崗斑岩では、風化部(31m)・粘土化変質部(104m, 157m, 358m)・珪化変質部(298m)などの変質部、および花崗斑岩健岩部(118m, 162m, 170m, 187m, 370m)、径の大きい包有岩(mafic inclusion: 83m, 229m, 289m, Qz vein: 317m)を検出している。

また、凝灰岩に関しては花崗斑岩との境界(464.3m)、凝灰岩最上部の赤紫色変質部(464-485m)、凝灰岩中の溶結部(501-503m, 588-600m)である。とくに花崗斑岩との境界部は明瞭なギャップとして捉えられている。

8) 電気伝導度検層

データは、215m, 264-321m, 350m, 420-424m, 527m に水みちと思われるピークを検出している。



井内浦観測井-孔1の地質検層柱状図(0.00-600.00m)

キャリバー検層データは、割れ目位置と孔徑拡大範囲を示している。275-276m, 315-321m, 382m, 402.7-405.2m, 409m, 420.7mなどの層帯・割れ目位置での孔徑拡大が顕著である。

電気検層データは、岩盤と地下水の見かけ抵抗の変化を示しており、低角割れ目帯(50-60m, 90-105m, 200-220m:地下水)・実質部(200-220m, 275-330m, 464-478m, 588-597m:実質粘土)・層帯(275-330m, 402-408m, 420-424m, 461-464m:硬砂)で、低抵抗帯を抽出している。また、花崗岩では地表部の風化や下位の凝灰岩との境界部で低抵抗帯を示し、下位の凝灰岩では噴出時の高温実質部で低抵抗帯の傾向。

SP検層データは、地下水層成分の増加あるいは地下水流動による電位の上昇を抽出している。地下水流動による上昇(50m付近, 90-120m, 350m以降)と、電気化学的上昇(180m以降のベース上昇)がある。

電気伝導度検層データは、地下水層成分の増減を示している。50-60mまでが強度の強い表面地下水、60-180mが層帯地下水(一定、混合なし)、180-370mが層帯地下水(温度変化一定あり)を示している。

温度検層データは、地下水の流入・流出位置を示している。低角割れ目帯に対応する温度変化(30m, 52-53m, 218-220m)と、一部の高角割れ目・層帯(140m, 161m, 294-320m, 358m, 528m)を抽出している。

密度検層データは、風化および熱水実質による岩盤の劣化程度を示している。抽出した劣化部は、風化部(18-23m, 30-30m, 40-41m, 62m, 95-105m[割れ目沿いの部分的風化])と熱水実質部(200-222m, 277m, 290-300m, 312-330m)、凝灰岩の層帯に伴う高温実質部(462-503m, 580-600m)および層帯部(405m)である。

自然ガンマ検層データは、岩盤の劣化程度と岩質を抽出している。抽出したものは、風化部(31m)、粘土化実質部(104m, 157m, 358m)、凝灰岩上部の赤紫色実質部(462-489m)、花崗岩層帯部(118m, 162m, 170m, 187m, 370m)、包有岩(mafic inclusion: 53m, 229m, 289m, Gz vein: 317m)および凝灰岩中の層帯部(501-503m, 588-600m)である。

電気伝導度検層では、218m, 264-321m, 350m, 420-424m, 527mに水みちと思われるピークを抽出している。

図 1.2-4 井内浦孔1の地質・検層柱状図(0-600m)

1.2.3 井内浦孔 2 の地質・岩盤状況

井内浦孔 2 では、コアリングは実施されなかったため、採取したスライム（掘削記録）と検層結果（ただし 0-115m 間。BHTV を含む。）から判断した。孔 1 と同様の岩相区分を適用すると、表土を含む粘土化した花崗斑岩が 0.0-5.1m、風化花崗斑岩が 5.1-24.1m まで継続し、24.1-128.98m までが新鮮な花崗斑岩と見られる。電気検層のプロファイルで孔 1 の地質と比較すると（ただし孔径が異なるので比抵抗値は直接比較できない）、ほぼ同様の岩相分布であることが確認できる。

キャリパー検層結果および BHTV 結果から断層帯（この場合は高角割れ目の集中範囲）を設定すると、23-31m、34-45m、68-79m、87-91m、100-108m 間の 5 区間に設定できる。このうち、23m 付近と 105m 付近は、孔径拡大が著しい。検層区間よりも下位の 115-130m 間の割れ目帯を逸泥量変化から推測すると、109.7m 以深では逸泥が顕著となり、116.2m 以深では 100L/min 以上の逸泥が継続することから、115-130m 間は開口割れ目を多く伴う断層帯が分布すると見られる。

孔 2 での 110-130m 間のこのような大きな逸泥割れ目は、20m 離れた孔 1 では検出されておらず、孔 2 逸泥による孔 1 の水位変化は確認されなかったことなどから、両者の連続の可能性は低い。孔 1 の顕著な逸水を伴う断層帯は 275m 以深であるから、これと連続する高角の断層帯が考えられる。

孔 2 の地質・検層柱状図を図 1.2-5 に示す。

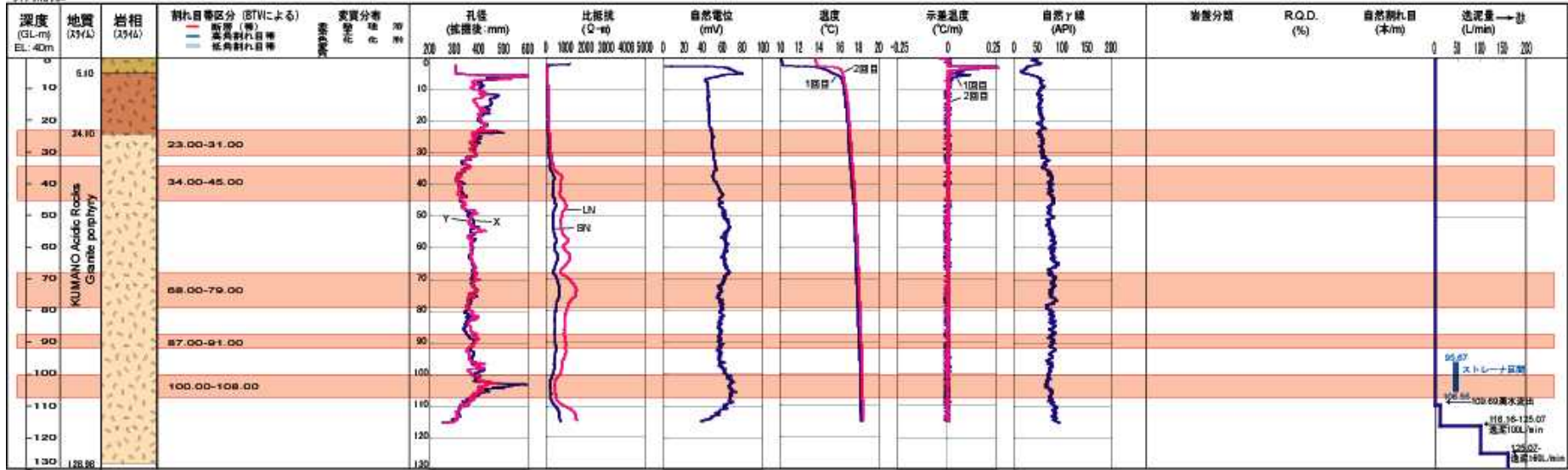
1.2.4 井内浦孔 3 の地質・岩盤状況

井内浦孔 3 では、コアリング区間は 5.3-30.0m の 24.7m である。表層部のコア採取率は孔 1 に比べて非常に良く、RQD も 70%以上のことが多い。これは孔 3 の位置が尾根の中心部に最も近い位置にあることから、岩盤状態が平均的に良かったためと思われる。風化花崗斑岩の上面は 10.8m であり、30m までは風化花崗斑岩である。

割れ目は非常に多く、全体に低角割れ目帯であり、13.0-13.7m は高角割れ目帯、18.2-23.5m および 29.3-29.7m は断層帯である。

孔 2 とともに、孔 3 の地質・検層柱状図を図 1.2-5 に示す。

井内浦孔2

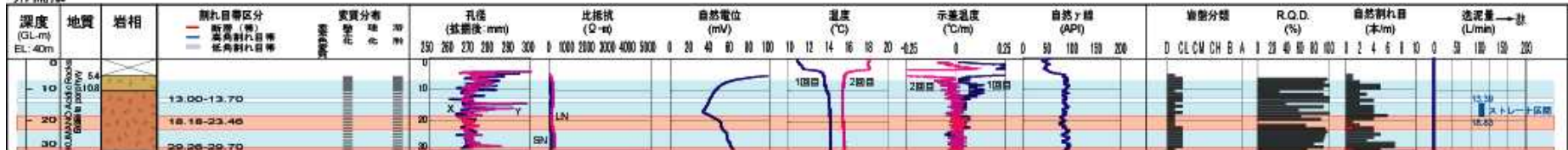


井内浦観測井-孔2の地質検層柱状図 (0.00-128.98m)

- ・キャリバー検層データ (拡張後) は、割れ目位置と異化で地帯化して孔径拡大した地帯を示している。0-39mの孔径拡大は、異化部を示す。100-108mの孔径拡大は高角開口割れ目 (全量透層) 区間に対応する。
- ・電気検層データは、岩盤+地下水の見かけ比抵抗の変化を示しており、高角割れ目帯 (100-108m: 透層区間) に対応する低比抵抗帯が顕著である。
- ・SP検層データは、地下水成分の増加あるいは地下水流動による電位の上昇を検出している。地下水流動による上昇 (0-7m, 90-110m) が顕著である。
- ・温度検層データは、地下水の流入位置を示している。しかし、全量透層後で孔内水が入れ替わっている影響と思われるが、温度変化は一律で地下水の流出箇所等は検出できていない。
- ・自然ガンマ検層データは、岩盤の劣化程度と岩質を検出している。検出したものは、7.4mまでの異化部のみである。



井内浦孔3



井内浦観測井-孔3の地質検層柱状図 (0.00-30.00m)

図 1.2-5 井内浦孔 2(129m)および孔 3(30m)の地質・検層柱状図

1.2 引用文献

荒牧重雄(1965)、熊野酸性火成岩類の噴出様式、地質学雑誌、Vol.71, no.842, p.525-540

荒牧重雄・羽田忍(1965)、熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質、地質学雑誌、Vol.71, no.841, p.494-512

荒牧重雄(1967)、熊野酸性岩の花崗斑岩のマグマと斑晶長石の成分、地質学雑誌、Vol.73, no.4, p.181-191

Aramaki, S. and Takahashi, M., Nozawa, T.(1977), Kumano Acidic Rocks and Okueyama Complex; Two examples of the granitic rocks in the outer zone of southwestern Japan, Plutonism in relation to volcanism and metamorphism. In: Yamada, N. (Ed.), Proceedings of 7th Circum-Pacific Plutonism Project meeting, IGCP, UNESCO, Toyama, Japan, p.127-147

Miura, D.(1999), Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honsyu, Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.92, p.271-294

皆川淳、吉田武義(2001)、熊野酸性岩北岩体花崗斑岩の内部構造から推定される貫入方向と定置様式、地球惑星合同大会、Jn-P012

1-3.総合検討

1-3-1 孔 1

(1) 凝灰岩の境界面形状と層準について

井内浦孔 1 では、上位に熊野酸性岩の花崗斑岩、464.3m 以深の下位に同凝灰岩が出現する。両者の境界面はコアでは 20° 程度の傾斜面を持っている。これは、荒牧・羽田(1965)を参照すれば北～北東傾斜であるから、この境界面も同様の傾斜、すなわち北岩体の中心方向に傾斜した面構造と考えられる。

また、荒牧(1965)は観測井の約 10km 西方の札立峠での露頭観察から、凝灰岩と接する花崗斑岩は細粒で境界を判別しにくいとしており、本孔で得られた地質柱状図と一致する。さらに、凝灰岩の出現順序は上位から下位に向かって、塊状凝灰岩、軽石レンズを多量に含む火砕流堆積物、細かく成層した凝灰岩、暗緑色の pitchstone を区分している。これから、本孔の孔底部は上記の層準(凝灰岩層の中位)に相当すると考えられる。

このほか荒牧(1965)では、鬼ヶ城付近の旧木本トンネル付近での露頭観察から、花崗斑岩最下部の細粒部が約 70m、花崗斑岩と接する凝灰岩上部には粒度変化が激しい区間(約 20m)があり、クロスラミナも発達しているとしている。これも、孔 1 での花崗斑岩最下部の細粒部および凝灰岩最上部のラミナの多い区間の観察結果と整合的である。

(2) 花崗斑岩の割れ目について

花崗斑岩中の断層帯・割れ目帯は 70° 以上の高角割れ目が卓越し、BHTV で確認した範囲では EW 系～NE 系で N 傾斜が主体である。これらは、地形図判読から得られるリニアメント方向によく一致している。

(3) 検層結果について

1) キャリパー検層

データは、割れ目位置と孔径拡大範囲を示している。275-278m, 315-321m, 382m, 402.7-405.2m, 409m, 420.7m などの断層帯・割れ目帯位置での孔径拡大が明瞭である。

2) 電気検層

データは、岩盤 + 地下水の見かけ比抵抗の変化を示しており、低角割れ目帯(50-60m, 90-105m, 200-220m : 地下水)・変質部(200-220m, 275-330m, 464-478m, 588-597m : 変質粘土)・断層帯(275-330m, 402-408m, 420-424m, 451-454m : 破碎)で、低比抵抗を検出している。

また、花崗斑岩では地表部の風化や下位の凝灰岩との境界部で低比抵抗を示し、下位の凝灰岩では噴出時の高温変質部で低比抵抗の傾向。

3) SP 検層

データは、地下水溶存成分の増加あるいは地下水流動による電位の上昇を検出している。地下水流動による上昇（50m 付近, 90-120m, 350m 以深）と、電気化学的上昇（180m 以深のベース上昇）がある。

4) 電気伝導度検層

データは、地下水溶存成分の増減を示している。50-60m までが濃度の薄い表層地下水、60-180m が深層地下水（一定・混合なし）、180-370m が深層地下水（濃度変化 = 混合あり）を示している。

5) 温度検層

データは、地下水の流出入位置を示している。低角割れ目帯に対応する温度変化（30m, 52-53m, 216-226m）と、一部の高角割れ目・断層（140m, 161m, 294-320m, 358m, 528m）を検出している。

6) 密度検層

データは、風化および熱水変質による岩盤の劣化程度を示している（非表示）。検出した劣化部は、風化部（15-23m, 30-35m, 40-41m, 62m, 95-105m[割れ目沿いの部分的風化]）と熱水変質部（200-222m, 277m, 290-300m, 312-330m）、凝灰岩の溶結に伴う高温変質部（462-503m, 580-600m）および断層部(405m)である。

7) 自然ガンマ検層

データは、岩盤の劣化程度と岩質を検出している（非表示）。

花崗斑岩では、風化部（31m）・粘土化変質部（104m, 157m, 358m）・珪化変質部（298m）などの変質部、および花崗斑岩健岩部（118m, 162m, 170m, 187m, 370m）、径の大きい包有岩（mafic inclusion: 83m, 229m, 289m, Qz vein: 317m）を検出している。

また、凝灰岩に関しては花崗斑岩との境界（464.3m）、凝灰岩最上部の赤紫色変質部（464-485m）、凝灰岩中の溶結部（501-503m, 588-600m）である。とくに花崗斑岩との境界部は明瞭なギャップとして捉えられている。

8) 電気伝導度検層

データは、215m, 264-321m, 350m, 420-424m, 527m に水みちと思われるピークを検出している。

1-3-2 孔 2

孔 2 では、コアリングは実施されなかったため、採取したスライム（掘削記録）と検層結果（ただし 0-115m 間。BHTV を含む。）から判断した。孔 1 と同様の岩相区分を適用すると、表土を含む粘土化した花崗斑岩が 0.0-5.1m、風化花崗斑岩が 5.1-24.1m まで継続し、24.1-128.98m までが新鮮な花崗斑岩と見られる。電気検層のプロファイルで孔 1 の地質と比較すると（ただし孔径が異なるので比抵抗値は直接比較できない）、ほぼ同様の岩相分布であることが確認できる。

キャリパー検層結果および BHTV 結果から断層帯（この場合は高角割れ目の集中範囲）を設定すると、23-31m、34-45m、68-79m、87-91m、100-108m 間の 5 区間に設定できる。このうち、23m 付近と 105m 付近は、孔径拡大が著しい。検層区間よりも下位の 115-130m 間の割れ目帯を逸泥量変化から推測すると、109.7m 以深では逸泥が顕著となり、116.2m 以深では 100L/min 以上の逸泥が継続することから、115-130m 間は開口割れ目を多く伴う断層帯が分布すると見られる。

孔 2 での 110-130m 間のこのような大きな逸泥割れ目は、20m 離れた孔 1 では検出されておらず、孔 2 逸泥による孔 1 の水位変化は確認されなかったことなどから、両者の連続の可能性は低い。孔 1 の顕著な逸水を伴う断層帯は 275m 以深であるから、これと連続する高角の断層帯が考えられる。

1-3-3 孔 3

孔 3 では、コアリング区間は 5.3-30.0m の 24.7m である。表層部のコア採取率は孔 1 に比べて非常に良く、RQD も 70%以上のことが多い。これは孔 3 の位置が尾根の中心部に最も近い位置にあることから、岩盤状態が平均的に良かったためと思われる。風化花崗斑岩の上面は 10.8m であり、30m までは風化花崗斑岩である。割れ目は非常に多く、全体に低角割れ目帯であり、13.0-13.7m は高角割れ目帯、18.2-23.5m および 29.3-29.7m は断層帯である。