

1. 地質総合検討

愛媛県西予市宇和町山田 149-1 石城浄化センター内で実施した本工事のボーリング、各種計測・試験等の結果と、当該地域の既存情報や産総研殿から提供された情報を比較検討した。孔1・孔2・孔3の緯度・経度及び標高について以下に示す。

1) 孔1

- ・緯度 : 北緯 33° 23' 09.1221"
- ・経度 : 東経 132° 28' 56.4286"
- ・標高 (フランジ上面) : 213.485m
- ・掘削基準面 (GL) : 標高 214.26m フランジ上面より 77.5cm 上がり

2) 孔2

- ・緯度 : 北緯 33° 23' 08.0066"
- ・経度 : 東経 132° 28' 56.1105"
- ・標高 (フランジ上面) : 213.555m
- ・掘削基準面 (GL) : 標高 214.30m フランジ上面より 74.5cm 上がり

3) 孔3

- ・緯度 : 北緯 33° 23' 08.4823"
- ・経度 : 東経 132° 28' 56.2798"
- ・標高 (フランジ上面) : 213.56m
- ・掘削基準面 (GL) : 標高 214.30m フランジ上面より 74.0cm 上がり

1.1 地質・地形概要

本地域の地形を図 1.1-1 に、地質を図 1.1-2 および図 1.1-3 に、堆積構造を図 1.1-3 および図 1.1-4 に示す。

掘削地である愛媛県西予市宇和町山田は、四国西端に位置する。地形的には、肱川最上流部に広がる宇和盆地内にあたる (宇和町深層水源調査会, 2007)。宇和盆地は標高 215～230m を示し、その周辺部の分水界として標高 400～600m の山地が盆地からの水平距離およそ 1km の範囲で連なっている。掘削地北側の深ヶ川 (ふけかわ) は宇和盆地のほぼ中央部を南西方向に流下し、標高約 215m 地点で宇和盆地北東部を南流してきた肱川上流 (宇和川) と合流する。

宇和盆地の基盤岩類については、平山・神戸 (1956) は本地域が秩父累帯に属する石城層の分布地域にあたり、堂所山 (標高 593.2m) を中心とした水平に近い緩傾斜の地質構造で特徴付けられるとした。その後、松岡 (1998) は当該地域を南部秩父帯に属する斗賀野層群の分布地域であるとした。以下、松岡 (1998) を元に基盤岩類の地質概要を述べる。

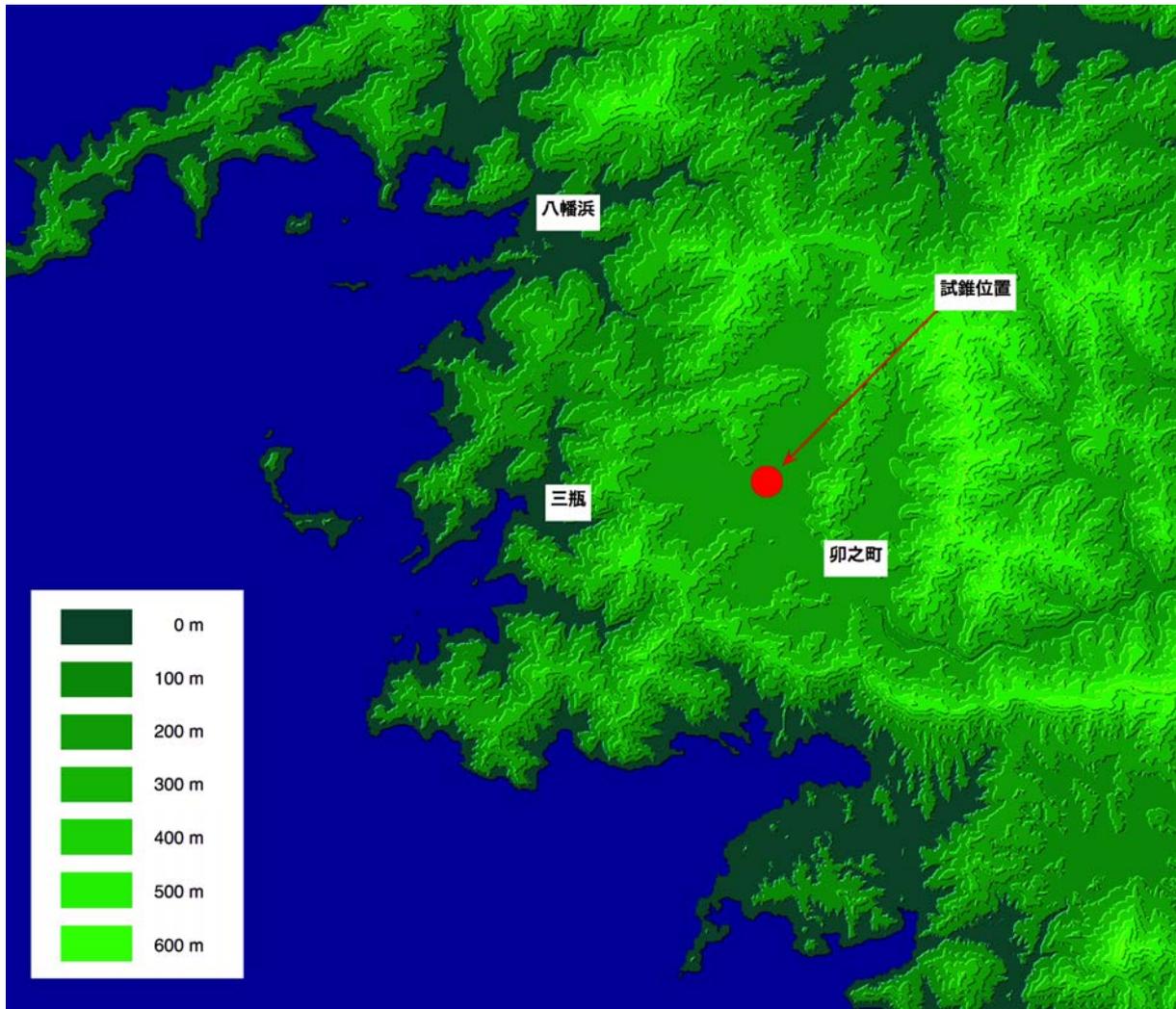
斗賀野層群は高知県の佐川地域周辺を模式地とする同層群の西方延長にあたる付加体である。本層群は、チャートおよび砂岩を主とし、珪質粘土岩、泥岩および少量の緑色岩と石灰岩を伴う。模式地の斗賀野層群は、下位から珪質粘土岩ユニット、チャートユニッ

ト、珪質泥岩ユニット、粗粒碎屑岩ユニットからなるチャート・碎屑岩シーケンスがスラストにより繰り返す、北上位・北傾斜で重なる覆瓦状構造を呈する。チャートユニットは層状チャートを主とし、ごくまれに石灰岩・緑色岩を挟在する。チャートは、緑色ないし灰色を呈するものが多いが、まれに赤色を呈する。珪質泥岩ユニットはチャートユニットから漸移し、その上位に重なる珪質泥岩と、さらにその上位の泥岩からなる。珪質泥岩とチャートの境界付近には、砂岩の岩脈がみられる場合がある。珪質泥岩ユニットの泥岩には、厚さ数 cm の細粒の砂岩がしばしば挟在される。粗粒碎屑岩ユニットは、砂岩優勢の砂岩・泥岩互層および厚層の塊状砂岩を主とし、少量の礫岩を伴う。礫岩は厚層の塊状砂岩中に挟まれる場合が多い。礫は、チャート・珪質泥岩・泥岩の角礫からなる。粗粒碎屑岩ユニットは下位の珪質泥岩ユニットに整合的に重なるが、岩相の変化は急激である。本層群のコノドント・放散虫化石の検討結果からペルム紀新世・トリアス紀中期～ジュラ紀新世に属すると考えられる。

宇和盆地の第四系については、平山・神戸（1956）は沖積層が広く分布するとした。宇和町深層水源調査会（2007）は第四系の未固結堆積物を、層厚約 140m の深ヶ川層群として上位より上部粘土層（1～2層）、中部粘土砂礫互層岩相（3層）、下部砂礫層（4～6層）と定義した（図 1.1-4）。深ヶ川層の地質年代は、肱川流域に分布する最古のテフラ年代（ $1.57 \pm 0.28\text{Ma}$ ）まで遡ると考えられるほか、二次花粉化石の存在から、第三系の分布する可能性も考えられる。

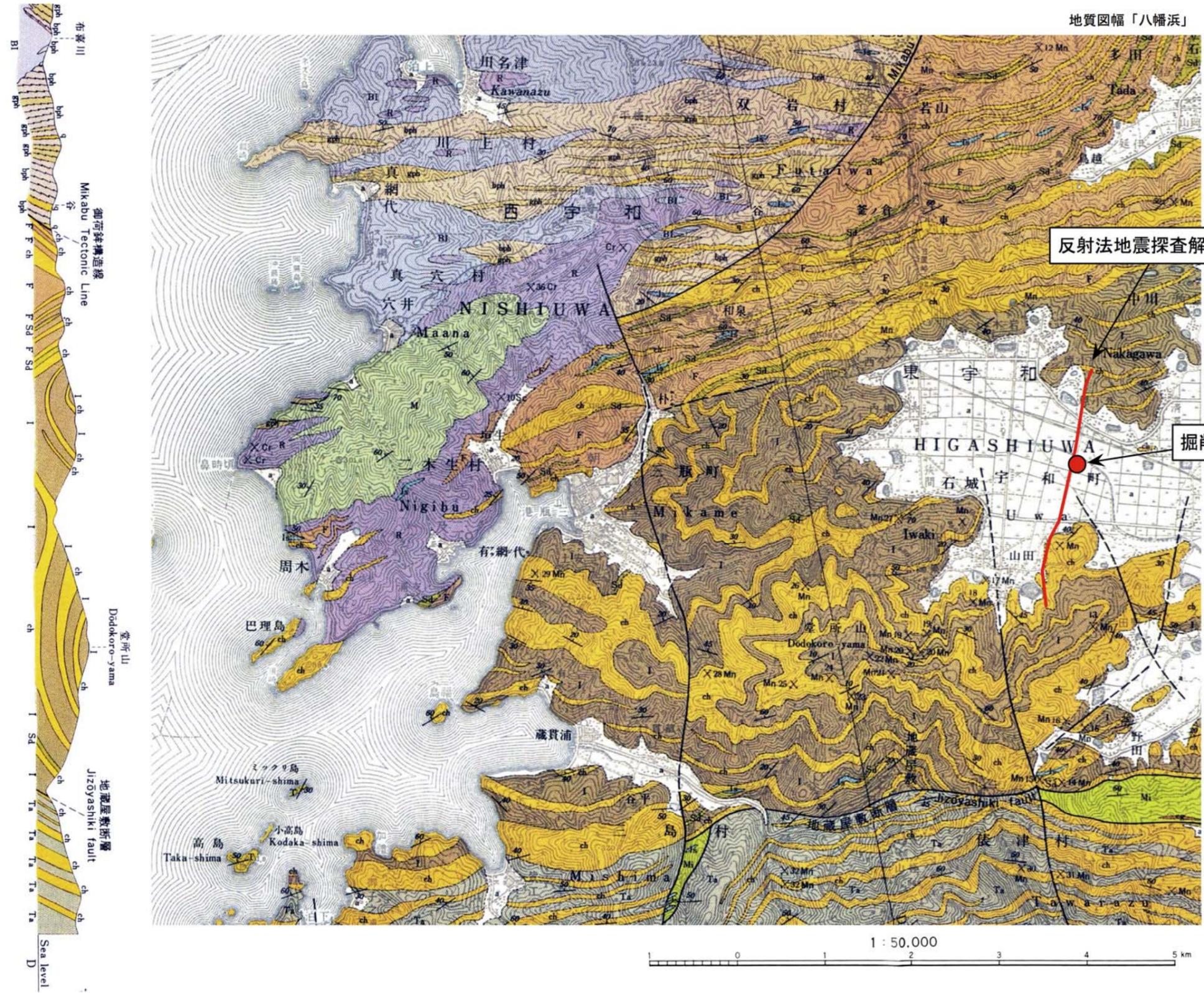
調査地域周辺の大局的な地質構造は、付加体のパイルナップ構造とそれを修飾する褶曲および断層で特徴づけられる（松岡，1998）。調査地域の構造を大きく規制する褶曲として宇和シンフォーム・鳥越アンチフォームが存在する。褶曲軸は、いずれも東北東－西南西の走向をもち、軸面は垂直である。宇和シンフォームは、軸部の平たい鍋底状を呈する。軸部に相当する堂所山周辺では、斗賀野層群がほぼ水平の構造をもつ。一方、鳥越アンチフォームは、東西で褶曲の形態を異にする。明浜スラストは斗賀野層群と三宝山層群の境界断層で、走向は東西で、北に中角度で傾斜し、南を通過する仏像スラストにはほぼ平行である。明浜スラストの走向・傾斜は、斗賀野層群にみられる層理面や層面劈開といった一般的な面構造に平行である。

掘削地点の付近の地質構造については、掘削地点北側に宇和シンフォームに相当する東西走行に近い向斜軸が認められる。また、基盤岩には地表地質調査で走向 NE-SW 系・NW-SE 系の断層が認められているほか、反射地震法探査の結果から宇和盆地地下にこれらの断層延長部が推定された（宇和町深層水源調査会，2007；産業技術総合研究所，2008）。基盤岩類は、全体としてほぼ水平であるが褶曲構造も認められ、断層と推定される部分では 5～10m の落差を生じていると判断される。断層は盆地中央に向かって階段状に落下しており、造盆地構造を示していると考えられる（6.2 で後述）。宇和盆地平野部の第四系未固結堆積物（深ヶ川層群）は最大厚が約 200m であり、極端に深い地溝に堆積したものではなく、地表面に近いような平坦化した基盤岩上に堆積したものと判断される。



(国土地理院 20 万分の 1 数値地図データを使用)

図 1.1-1 試錐位置周辺の地形図



第四紀 Quaternary	沖積層 Alluvium	*	礫・砂および粘土 Gravel, sand and clay
新第三紀 Neogene	段丘堆積物 Terrace deposits	d	礫・砂および粘土 Gravel, sand and clay
	真穴層 Maana formation	M	砂岩および粘板岩 Sandstone and claystone
中新世 Miocene	高島層 Takahima formation	T	粘板岩・砂岩・礫岩および石英質砂岩 Claystone, sandstone, conglomerate, and quartzite sandstone
	三島層 Mishima formation	Mi	粘板岩・砂岩互層 Alternation of claystone and sandstone
礫岩 Conglomerate		ch	礫岩 Conglomerate
上三畳紀 Upper Triassic	石灰岩 Limestone	lm	石灰岩 Limestone
	角閃岩・角閃片岩・角閃岩および輝綠岩 Amphibolite, amphibole schist, gabbro and diabase	am	角閃岩・角閃片岩・角閃岩および輝綠岩 Amphibolite, amphibole schist, gabbro and diabase
中三畳紀 Middle Triassic	輝綠岩および蛇紋岩 Peridotite and serpentinite	R	輝綠岩および蛇紋岩 Peridotite and serpentinite
	砂岩・粘板岩互層・礫岩 Alternation of sandstone and claystone, conglomerate	Ta	砂岩・粘板岩互層・礫岩 Alternation of sandstone and claystone, conglomerate
下三畳紀 Lower Triassic	砂岩・粘板岩互層 Alternation of sandstone and claystone	I	砂岩・粘板岩互層 Alternation of sandstone and claystone
	頁岩 Chert	ch	頁岩 Chert
石炭紀 Carboniferous	石灰岩 Limestone	lm	石灰岩 Limestone
	輝綠岩質閃石・輝綠岩 Schalstein or diabase	Sd	輝綠岩質閃石・輝綠岩 Schalstein or diabase
上石炭紀 Upper Carboniferous	黒色千枚岩・緑色千枚岩および砂岩の互層 Alternation of black phyllite, green phyllite and sandstone	F	黒色千枚岩・緑色千枚岩および砂岩の互層 Alternation of black phyllite, green phyllite and sandstone
	頁岩 Chert	ch	頁岩 Chert
石炭紀 Carboniferous	石灰岩 Limestone	lm	石灰岩 Limestone
	輝綠岩質閃石・輝綠岩 Schalstein or diabase	Sd	輝綠岩質閃石・輝綠岩 Schalstein or diabase
石炭紀 Carboniferous	黒色千枚岩および黒色片岩 Black phyllite and black schist	bp	黒色千枚岩および黒色片岩 Black phyllite and black schist
	片麻岩 Schistose sandstone	ss	片麻岩 Schistose sandstone
石炭紀 Carboniferous	礫岩片岩 Conglomerate schist	cs	礫岩片岩 Conglomerate schist
	石英岩 Quartzite	qt	石英岩 Quartzite
石炭紀 Carboniferous	石英片岩 Quartz schist	qs	石英片岩 Quartz schist
	紅層石炭層・石英岩・石英岩および石英岩片岩 Red sandstone, quartzite, quartzite schist and hematite-quartz schist	rs	紅層石炭層・石英岩・石英岩および石英岩片岩 Red sandstone, quartzite, quartzite schist and hematite-quartz schist
石炭紀 Carboniferous	緑色千枚岩および緑色片岩 Green phyllite and green schist	gp	緑色千枚岩および緑色片岩 Green phyllite and green schist
	石灰岩および結晶質石灰岩 Limestone and crystalline limestone	lm	石灰岩および結晶質石灰岩 Limestone and crystalline limestone

図 1.1-2 試錐位置周辺の地質図
(産業技術総合研究所地質調査総合センター 5万分の1地質図幅「八幡浜」を使用)

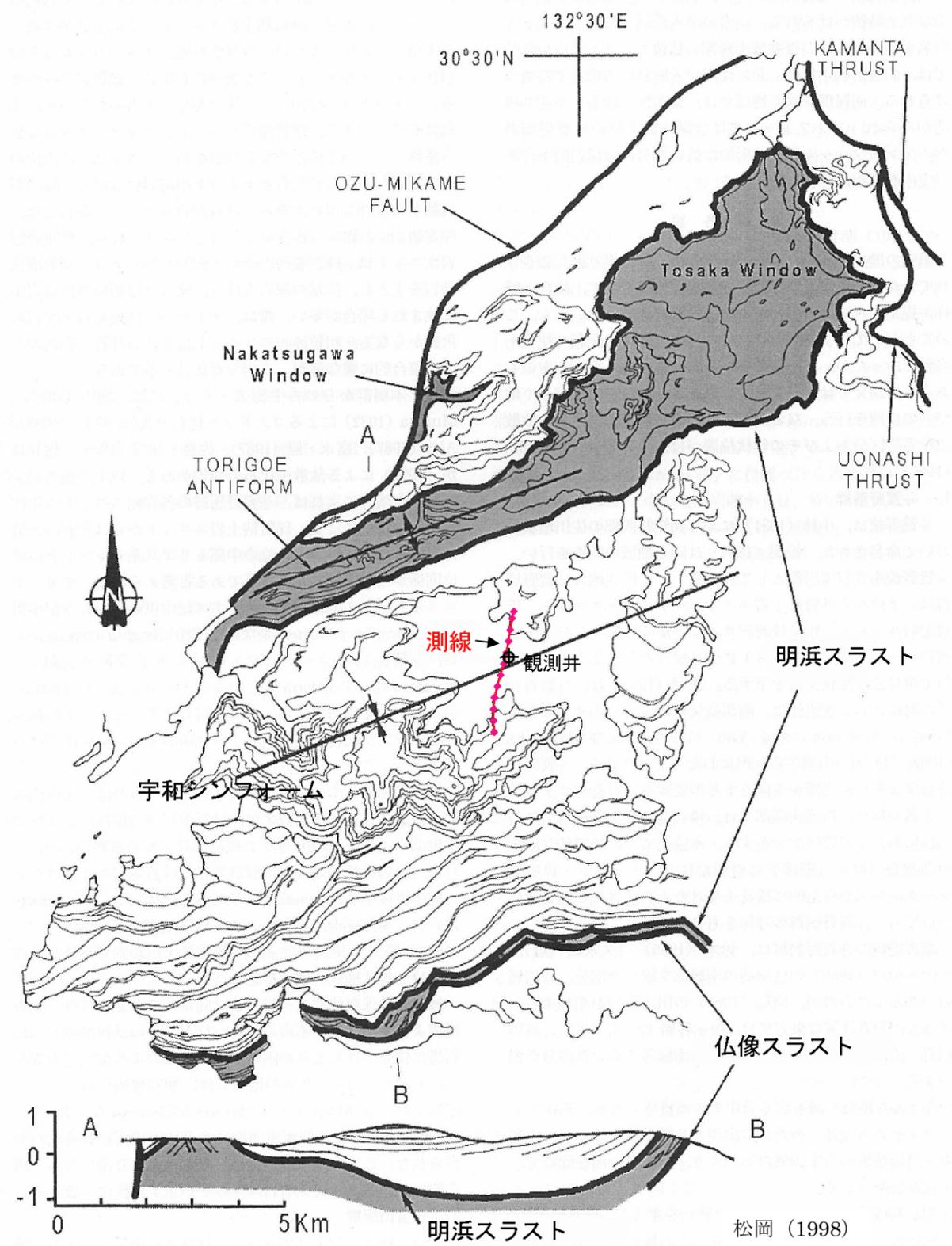
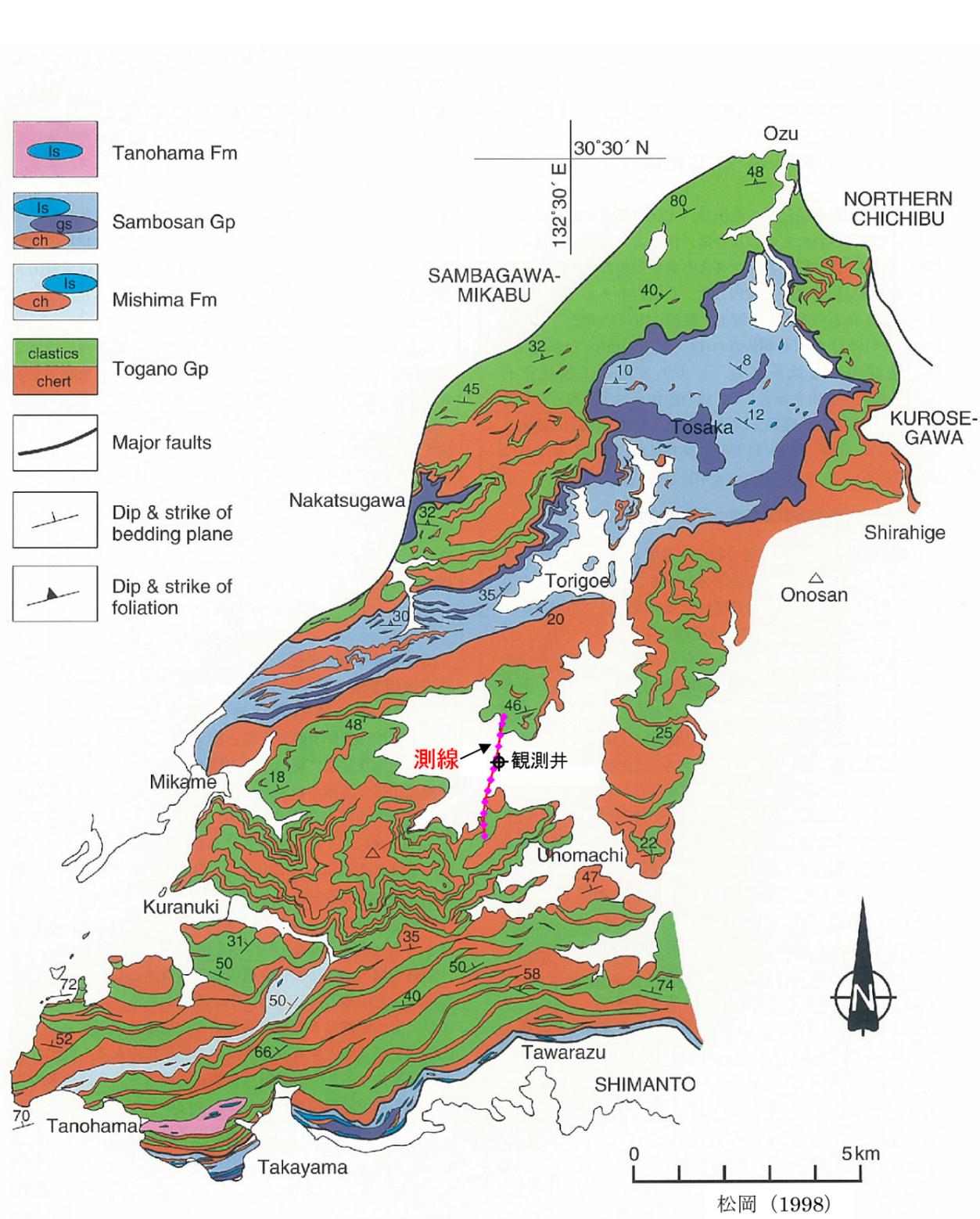
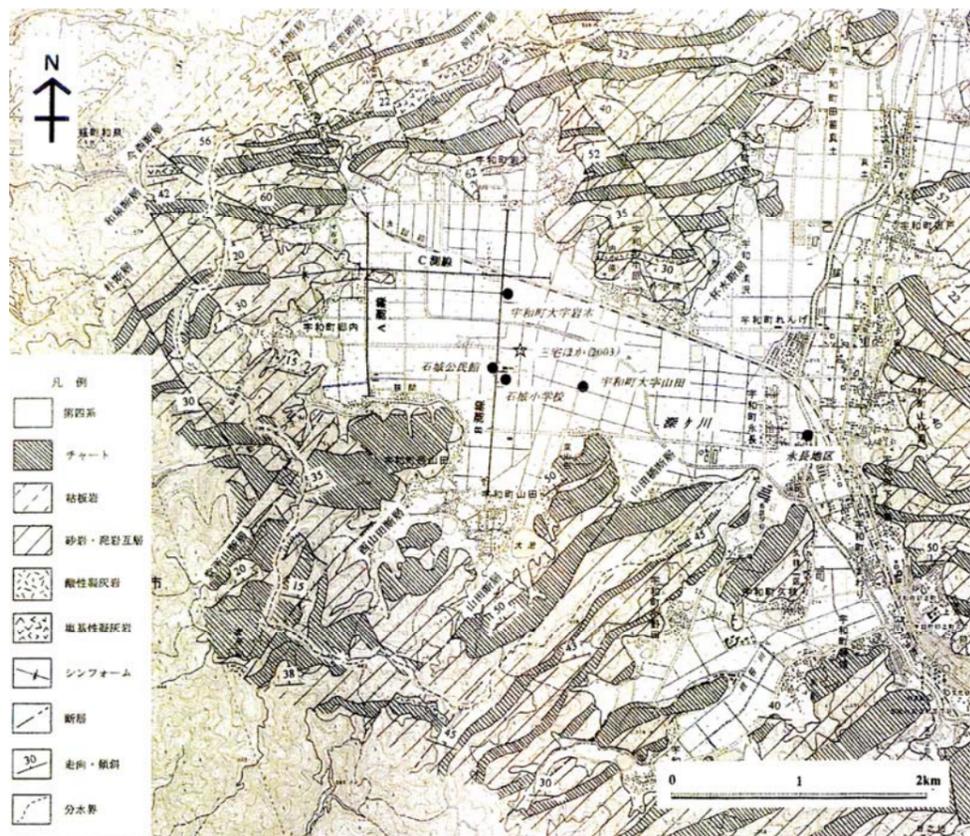
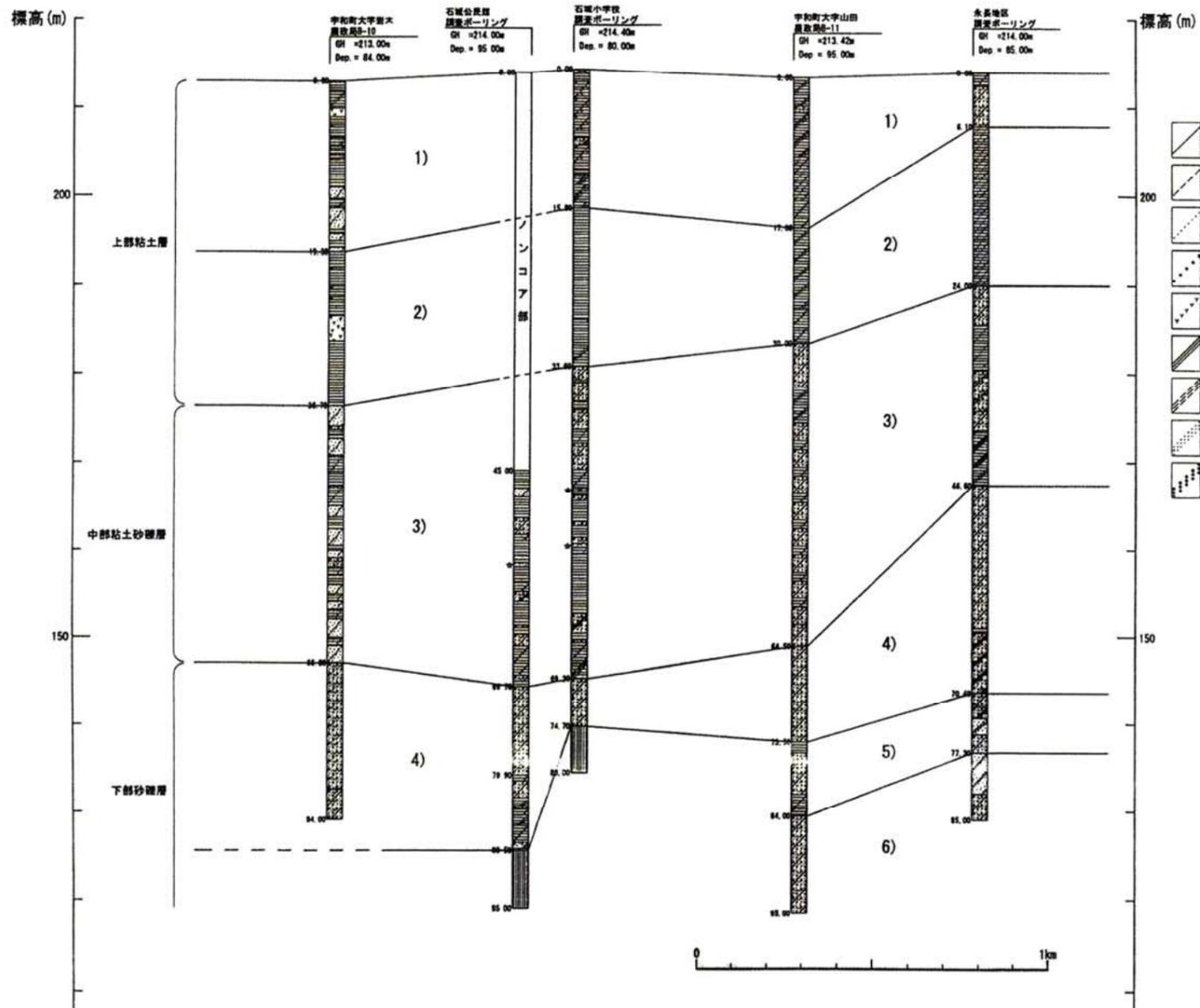


図 1.1-3 四国西端部の斗賀野層群の地質と堆積構造



愛媛地学調査研究会(2007)



愛媛地学調査研究会(2007)

図 1.1-4 試錐位置周辺の第四系—基盤岩境界深度分布

1.2 孔井地質

図 1-2-1~3 をもとに、孔 1, 2, 3 の地質を以下にまとめる。

孔 1, 2 の浅部（孔 2 については孔 1 の地質からの推定）及び孔 3 は第四系の沖積層および更新統に属し、未固結の砂礫混じり粘土および有機質土からなる。孔 1 の深度 33.71~33.90m, 36.58~36.89m, 42.80~42.90m は火山灰を挟有する。

孔 1 の深度 97.24m 以深および孔 2 は南部秩父帯・斗賀野層群に属し、砂岩粘板岩互層およびチャートからなる。チャートは孔 2 では認められない。砂岩中には粘板岩の薄層、粘板岩中には砂岩の薄層がしばしば挟まれる。各岩石は、健岩部ではいずれも堅硬緻密である。ただし、健岩部でも断層による鏡肌を伴う箇所がしばしば認められる。一方、破碎帯部分は、粘土化・細粒化部分は軟質であることが多く、角礫化部では礫自体は硬質であることがほとんどである。

孔 1 の破碎帯分布を図 1.2-1、表 1.2-1 に示す。破碎帯は基盤岩の斗賀野層群ではほぼ全深度に分布するが、見かけの厚さが 1.0m を超える破碎帯は、10 箇所確認できる。特に深度 250.9~260.0m 付近に発達している（表 1.2-1 の赤太字箇所）。

コアで確認される鉱物脈は基盤岩の斗賀野層群ではほぼ全深度に分布する。鉱物脈の分布が密集しているところは、相対的に高透水性を有すると考えられ、特に断層破碎帯と重複する場合は、地下水の水みちとして期待できる。

第四系－基盤岩境界上面の基底礫岩層も地下水の水みちとして期待できる。産業技術総合研究所(2008)によれば、地震反射法で推定した宇和盆地の第四系－基盤岩境界面は南北断面でほぼ水平である。境界面の最深部は深度 200m を示し(図 1.2-2 の CMP 番号 550 付近)、掘削地点付近では深度 140m 付近で境界面が北傾斜して分布している(図 1.2-2 の CMP 番号 600-700 区間)。コア観察の結果から、孔 1 では深度 72.20-92.90m に分布する、明褐色の礫混じり有機質土が基底礫岩層に相当すると考えられる。

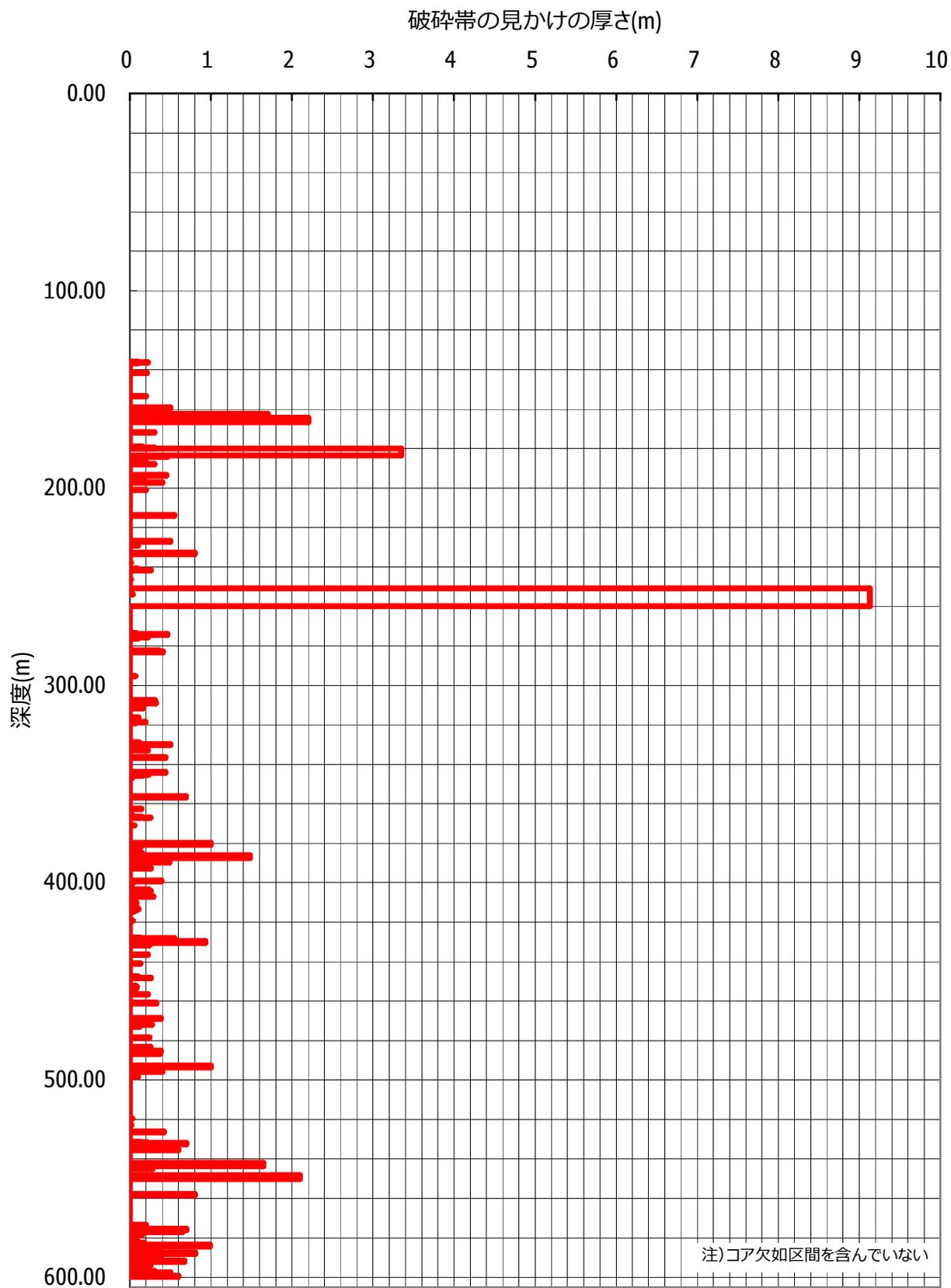


図1.2-1 孔1 HQコア観察による破碎帯分布図

破碎帯区間 (m)		厚さ (m)
162.4	164.1	1.7
164.4	166.6	2.2
181.0	183.4	2.5
250.9	260.0	9.1
379.7	380.7	1.0
386.2	387.6	1.5
492.6	493.6	1.0
542.0	543.6	1.6
548.2	550.3	2.1
583.4	584.4	1.0

注) コア欠如区間を含んでいない。

表1. 2-1 孔1 HQコア観察による破碎帯分布一覧表(見かけの厚さ1m以上のもの)

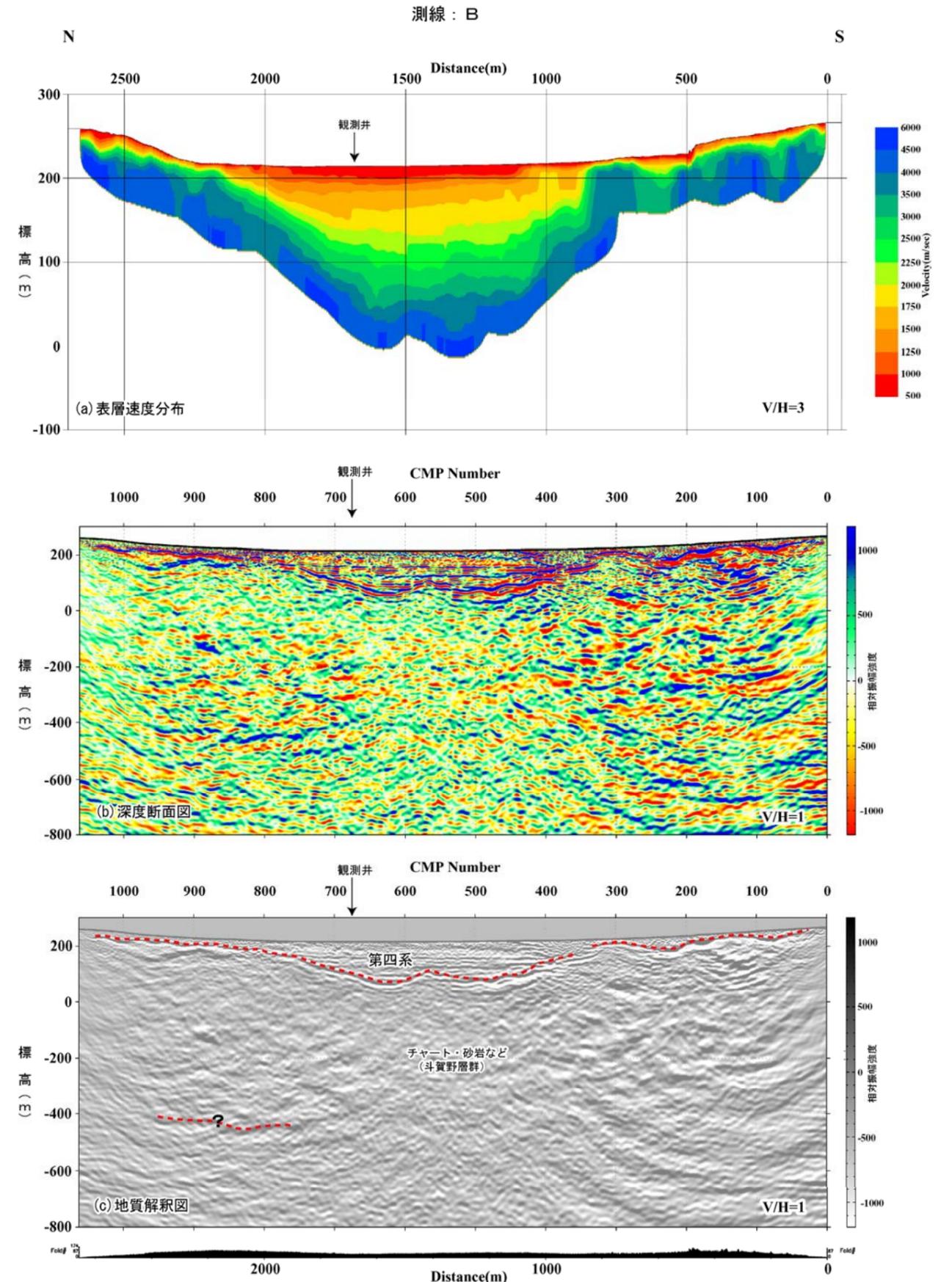
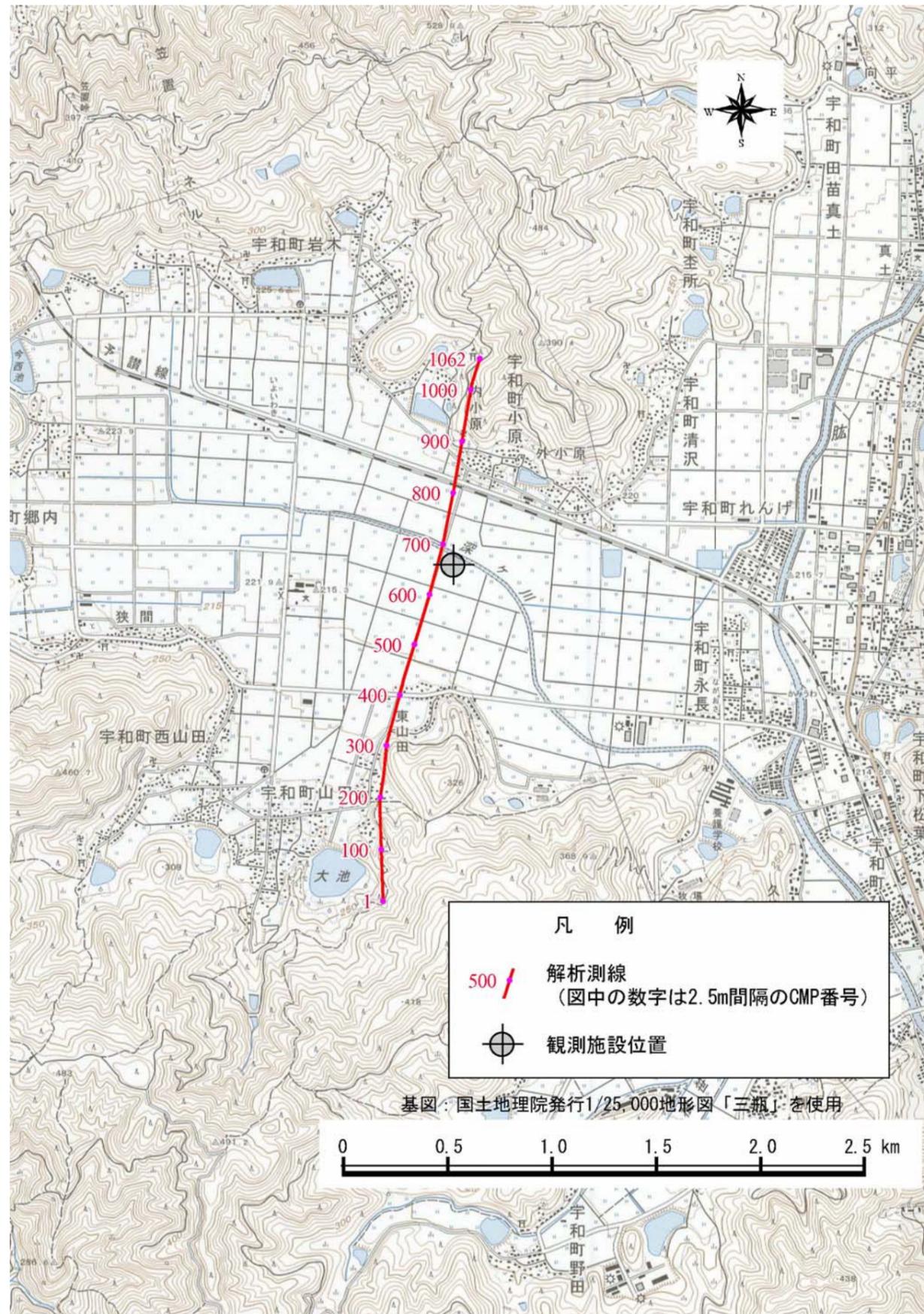


図 1.2-2 反射法地震探査より推測された本地域の地下地質構造 (産総研, 2008)

1.3 総合検討

検層結果を用いて総合検討する。

①電気（比抵抗）検層

鋸歯状に細かな比抵抗の変化 → 亀裂に富む岩盤

自然電位が±20～60mV の変化ゾーン → 変質や風化の発達(チャート層)

②P波・S波速度検層

速度値の不安定な区間 → 亀裂に富む岩盤(基盤岩の区間)

③電気伝導度検層

水位降下に伴い電気伝導度に変化 → 地層水湧出部

④BHTV 検層

反射強度小（チャートでは暗色系） → 亀裂ゾーンを示唆

(1) 孔1

上記の①～④で推測される断層破碎帯・亀裂分布のうち、④が最もコア観察結果による破碎帯分布と一致する（図 1.3-1）。すなわち、破碎帯の見掛けの厚さ 1m 以上のところ（表 1.2-1）は、BHTV の反射強度が小さい（暗色部）。なお、最も破碎帯が厚い深度 250.9～260.0m での反射強度に明瞭な変化は認められなかった。また、孔1の掘削中に逸泥・逸水・湧水等は確認されなかった。したがって、深部では破碎帯が発達しているにもかかわらず、透水性が大きいとはいえない。

しかし、実際の地下水湧出部を、③の電気伝導度検層で確認したところ（図 1.3-2）、地下水湧出部付近には、鉱物脈が顕著に分布していることが判明した。したがって、相対的に透水性が高いのは、このような鉱物脈の分布箇所であり、それが密集することで水みちを形成していると考えられる。

(2) 孔2

本孔のコアリングは、深度 180～200m で実施し、区間内では深度 191.15～193.65m に見かけの厚さ 250cm 以下の破碎帯が確認されるほかには、顕著な破碎帯は分布しない。

検層総合柱状図（図 1.3-3）を見ると、深度 60m 付近、80m 付近および 100m 付近に破碎帯と考えられる坑径狭窄部・P波速度が遅くかつ VDL が乱れている場所が存在する。しかし、掘削時に逸泥・湧水等は発生しておらず、電気伝導度検層（図 1.3-4）でも地下水湧出部を確認できなかった。孔1のコア観察によると、深度 97.24m 以浅の新生代第四紀層は粘土混じり砂礫を主体とする未固結層であり、孔2では相当深度のコアが採取されていないが、深度 120m 以浅がこの未固結層に相当することが比抵抗検層結果から示されている。未固結層の崩壊によっても坑径の狭窄とそれに伴う P波速度の低下が起こることが予想される。

(3) 孔3

本孔のコアリングは、深度 10～30m で実施し、この区間内は全て未固結層であるために破砕帯は分布しない。

検層総合柱状図（図 1.3-18）を見ると、深度 13.5m 付近の砂礫層（13～15m 区間は $80\ \Omega\text{-m}$ 程度の比抵抗値を示す）内で電気伝導度の大きな変化がみられ、揚水時の地下水湧出部が確認できた。

(4) 孔1, 2, 3の孔明間設置部の断裂評価

以下に、孔1, 2, 3の孔明管設置場所を評価した（表 1.3-1）。

透水性を評価する水理パラメータの値が最も大きかったのは、孔2で、次いで孔3, 孔1である。

連続揚湯試験時の各パラメータは、孔2と孔3は透水係数、透水量係数、貯留係数ともに同じオーダーであるが、孔1は透水係数・透水量係数で1オーダー、貯留係数では6オーダー低い。したがって、孔2, 3はおおよそ同等の透水性を有し、孔1は孔2・3に比べ非常に透水性が低い。

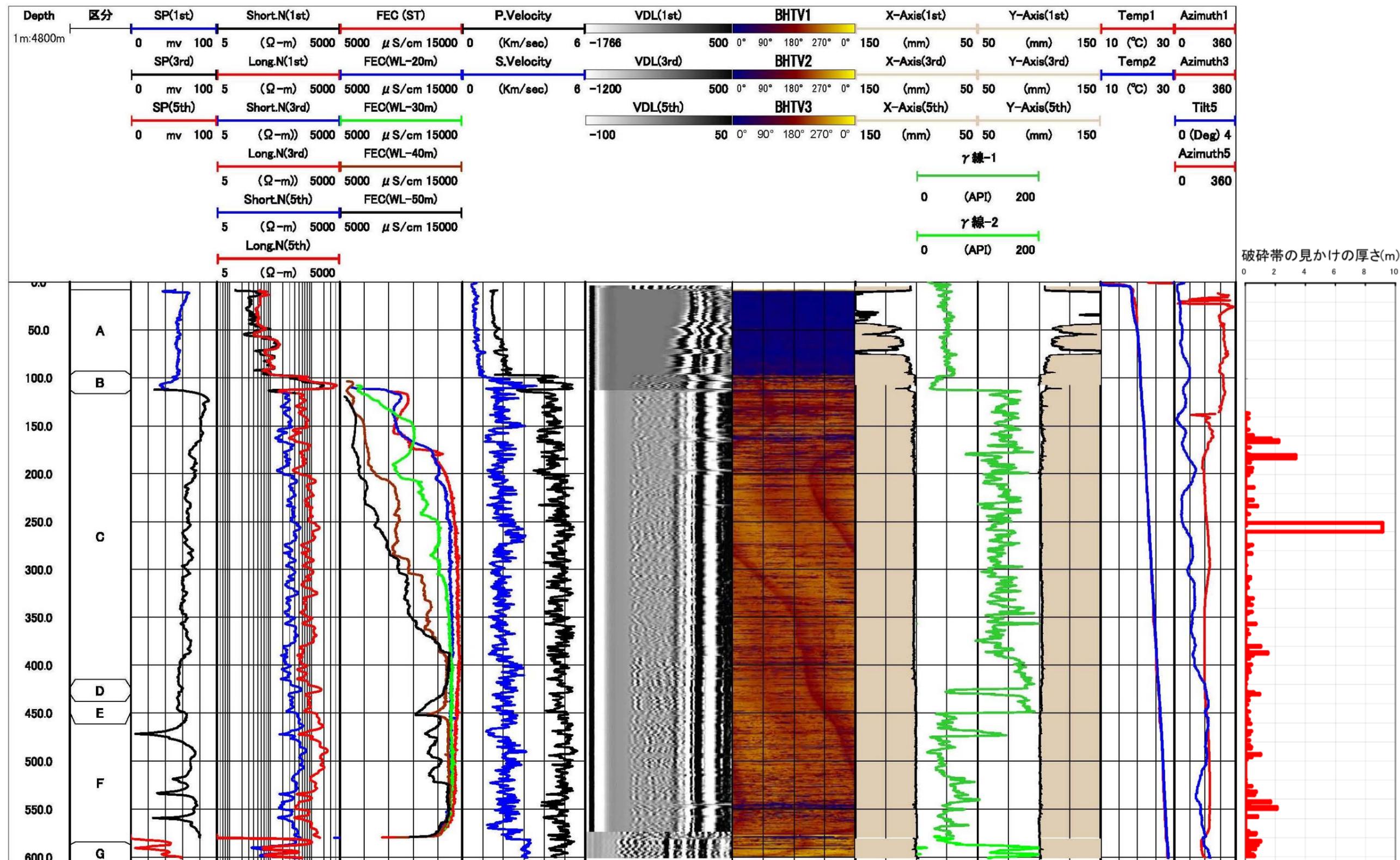


図 1.3-1 孔1のHQコア観察による破碎帯分布と検層総合柱状図の対比図

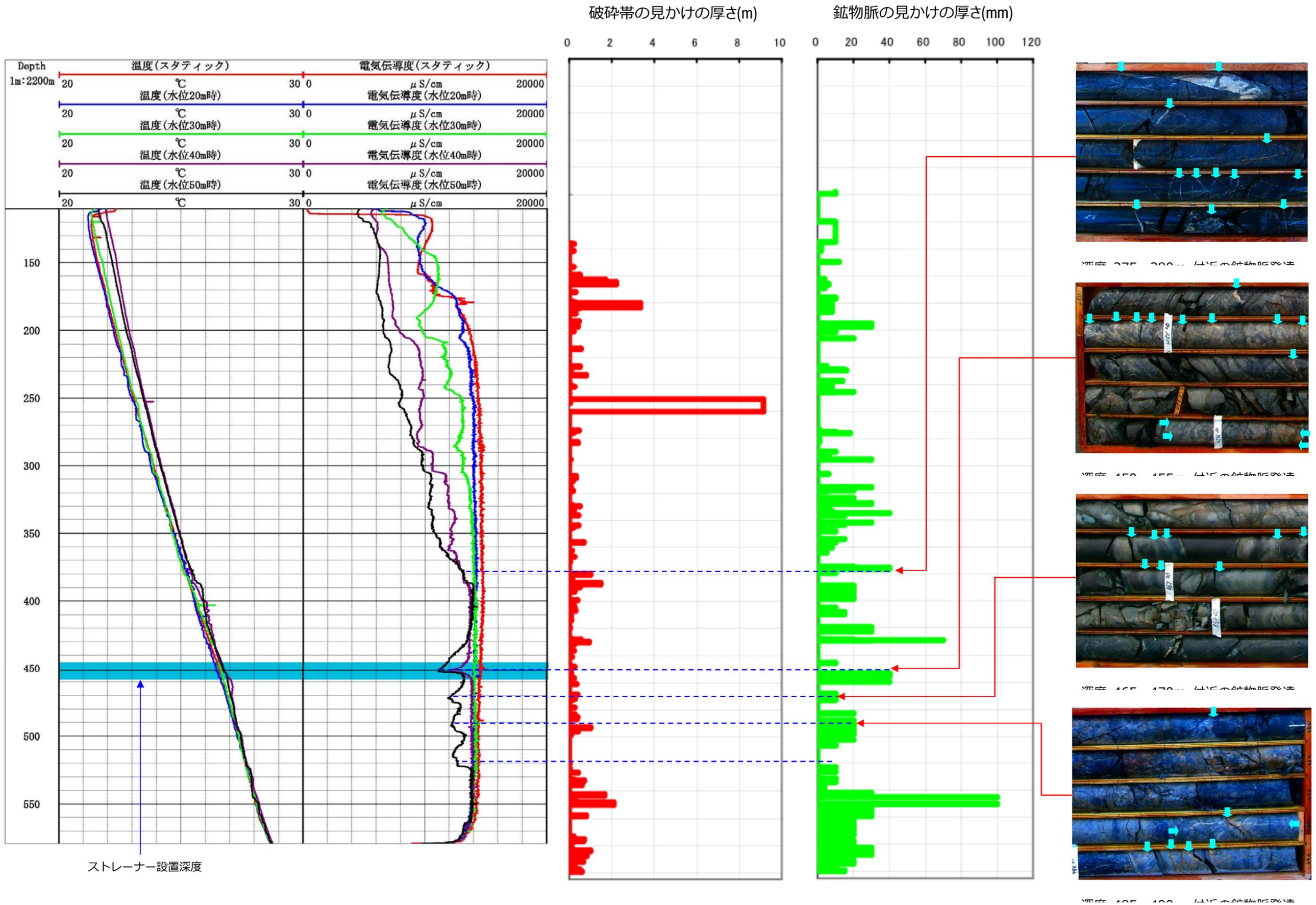


図 1.3-2 孔 1 の電気伝導度検層により検出された地層湧出部と HQ コアの観察結果

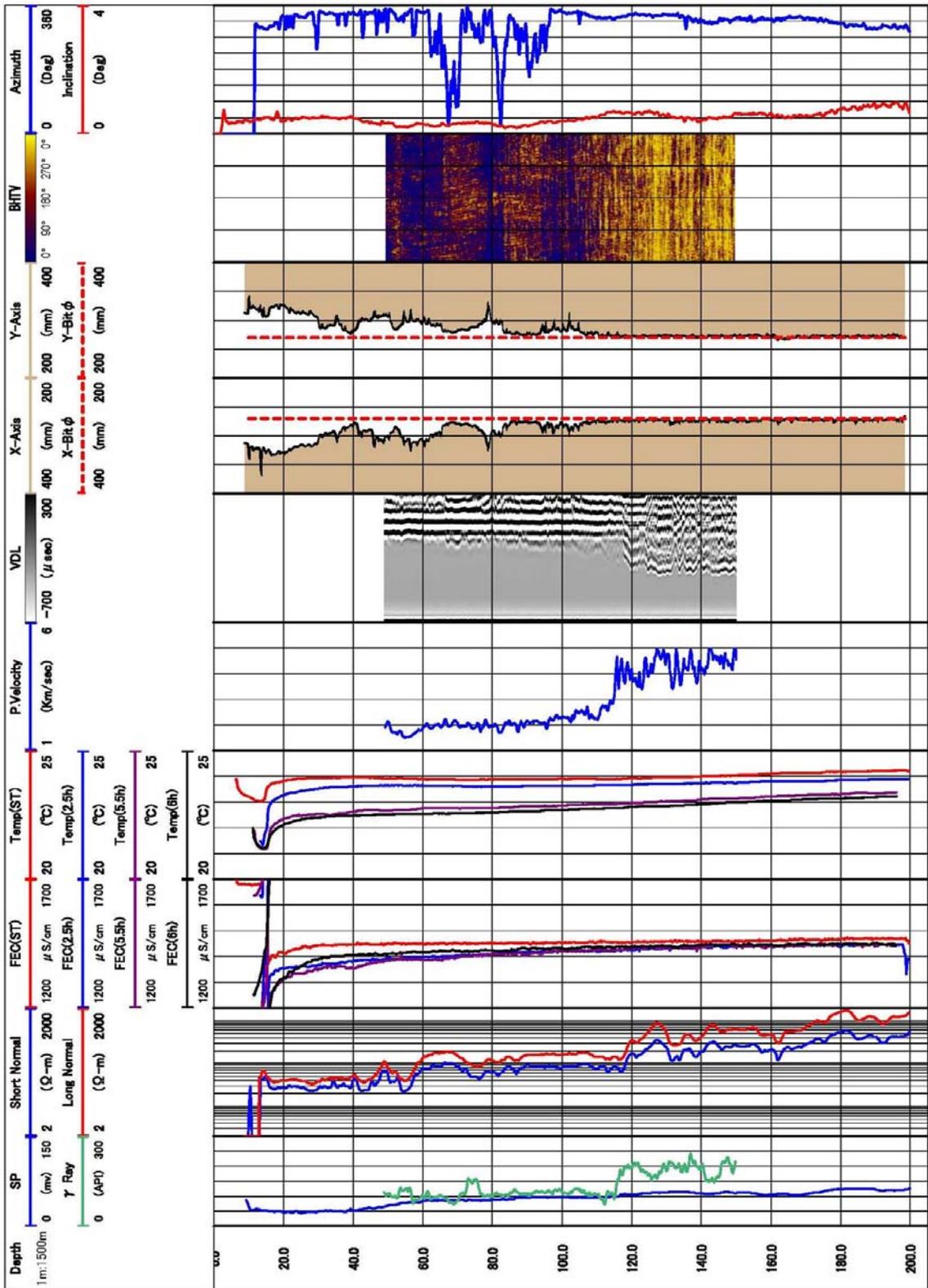


图 1.3-3 檢層綜合柱状图 (孔 2 扩掘時)

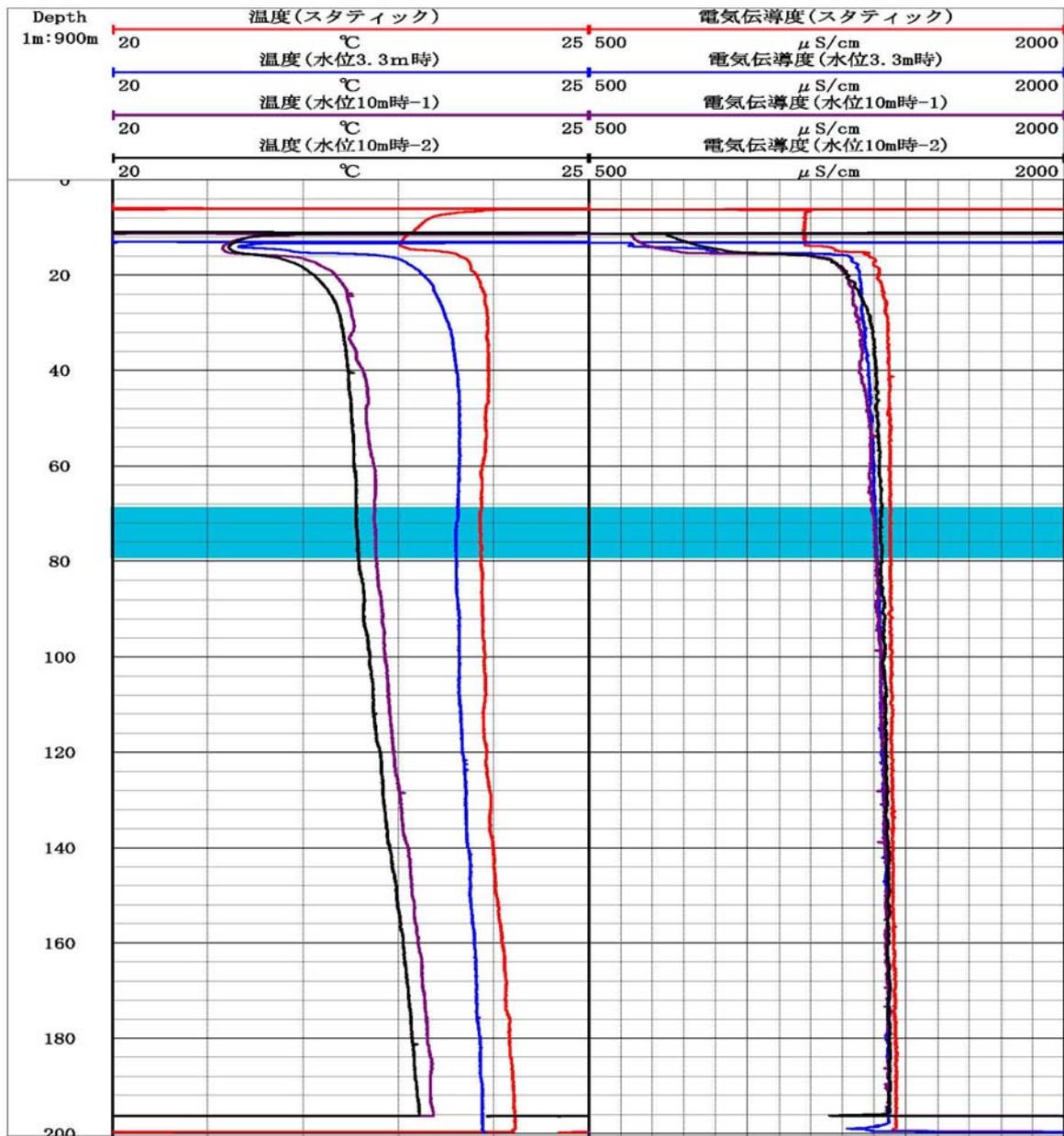


図 1.3-4 電気伝導度検層総合柱状図 (孔 2 掘掘時)

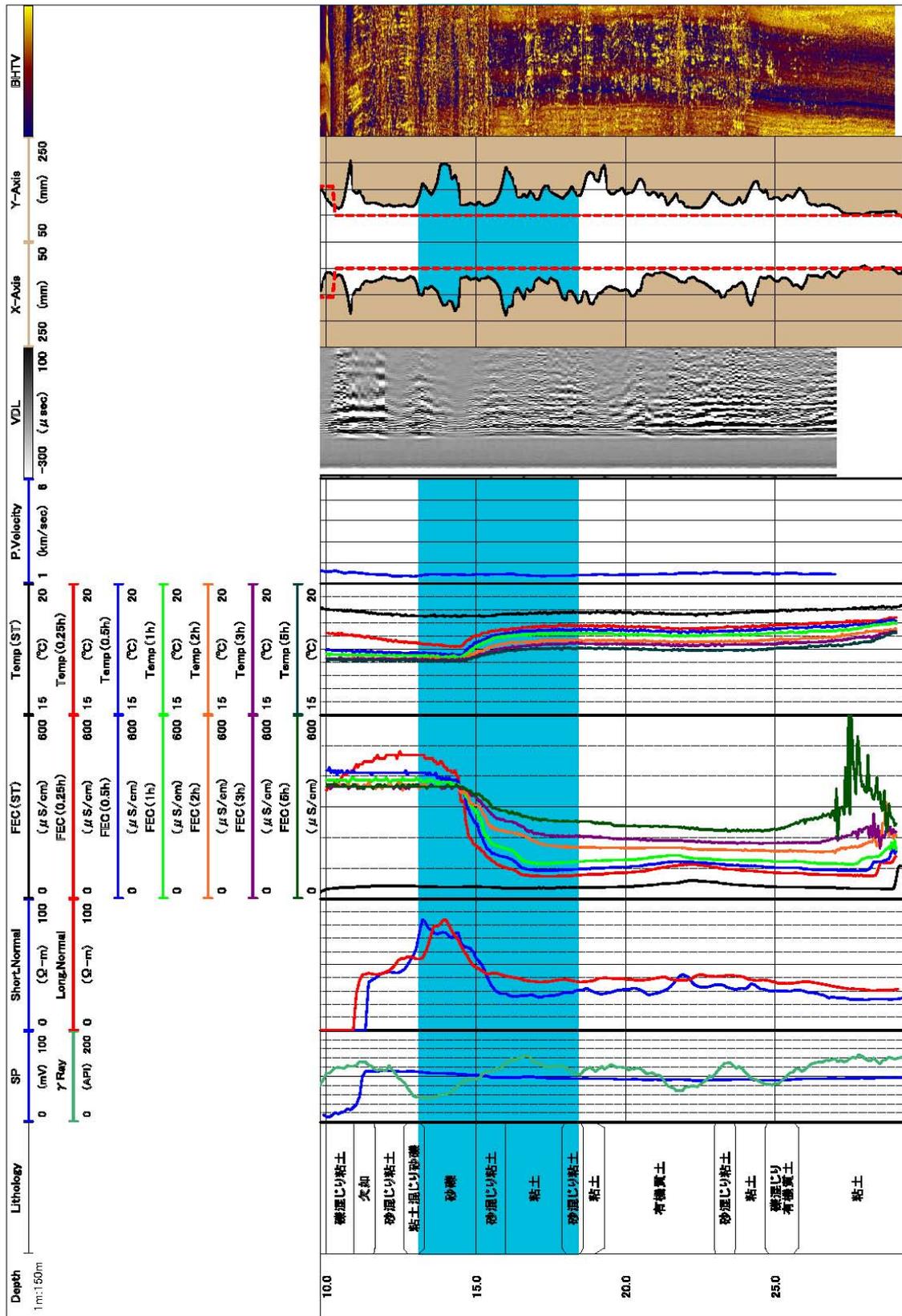


図 1.3-5 検層総合柱状図 (孔 3 コアリング時)

表1.3-1 孔明管設置深度の断裂評価一覧表

	孔1	孔2	孔3
孔明管設置深度 (m)	446.443~457.382	68.895~79.850	13.10~18.54
地層・岩相	南部秩父帯斗賀野層群の粘板岩～チャート	第四紀沖積層・洪積層の礫混じり有機質土(孔1からの推測)	第四紀沖積層・洪積層の砂礫混じり粘土
断裂タイプ	鉱化脈に付随する水みち	ほとんど断裂ない	ほとんど断裂ない
自然水位 (GL -m)	6.67	2.52	3.45
限界揚水量:段階揚水試験時 ($\times 10^{-2} \text{m}^3/\text{sec}$)	評価不能 (73 以上)	39	評価不能 (42 以上)
適正揚水量(*1):段階揚水試験時 ($\times 10^{-2} \text{m}^3/\text{sec}$)	不明	23~31	不明
透水量係数(*2):連続揚水試験時 (m^2/sec)	1.14×10^{-3} (T) 1.12×10^{-3} (J)	3.12×10^{-2} (T) 3.17×10^{-2} (J)	3.13×10^{-2} (T) 3.29×10^{-2} (J)
透水係数(*2):連続揚水試験時 (m/sec)	1.04×10^{-4} (T) 1.02×10^{-4} (J)	2.85×10^{-3} (T) 2.90×10^{-3} (J)	6.52×10^{-3} (T) 3.00×10^{-3} (J)
貯留係数(*2):連続揚水試験時	7.02×10^{-5} (T) 2.44×10^{-5} (J)	61.6 (T) 66.6 (J)	10.3 (T) 8.93 (J)
透水量係数:水位回復試験時 (m^2/sec)	3.86×10^{-3}	2.86×10^{-2}	1.32×10^{-2}
透水係数:水位回復試験時 (m/sec)	3.53×10^{-4}	2.61×10^{-3}	2.75×10^{-3}

(*1) 適正揚水量は限界揚水量の60~80%とした(水道施設設計指針, 日本水道協会)

(*2) 連続揚水試験の(T):タイス法により算出, (J):ヤコブ法により算出

引用文献

- 平山健・神戸信和（1956）5万分の1地質図幅「八幡浜・伊予高山」及び説明書, 46p.
- 国土地理院（2002）20万分の1数値地図, 日本-III.
- 松岡篤（1998）四国西端部秩父累帯の地体構造区分. 地質学雑誌, 104, 565-576.
- 産業技術総合研究所（2008）東南海・南海地震予測のための地下水総合観測施設整備地区における構造調査（愛媛県西予地区および松山地区）調査報告書, 110p.
- 宇和町深層水源調査会（2007）肱川流域宇和盆地の第四系について. 愛媛の地学研究, 11, 1-12.