

GSJ コア新居浜黒島観測点資料

佐藤隆司¹⁾、佐藤 努²⁾、木口 努¹⁾、小泉尚嗣¹⁾、渡辺 寛³⁾、酒井誠志³⁾、鈴木悠爾³⁾

- 1)産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター
- 2)産業技術総合研究所 地質情報研究部門
- 3)株式会社日さく

新居浜黒島観測点の所在地：
愛媛県新居浜市黒島二丁目 12 （黒島海浜公園内）

観測井戸の緯度・経度（世界測地系）および標高

	緯度（北緯）	経度（東経）	標高 孔口装置フラン ジ上面	標高 掘削時の GL
孔 1	33° 59′ 25.49042″	133° 20′ 32.11591″	8.385m	9.175m
孔 2	33° 59′ 25.08888″	133° 20′ 32.54599″	9.394m	9.734m
孔 3	33° 59′ 25.77082″	133° 20′ 32.16075″	9.057m	9.447m

1. 掘削地点周辺の地形・地質概要

1-1. 地形概要

観測井掘削地点は、愛媛県新居浜市北東部の黒島海浜公園内に位置する（図 1）。

新居浜市南縁には四国を東西に横断する急峻な四国山地が分布しており、新居浜市北東部の長野山山地も概ねこれに沿うように東北東-西南西方向に分布している。黒島海浜公園は、この長野山山地の北側に位置する小起伏地に分布している。一方、その周囲は小規模な海岸平野となっており、国領川及びその周辺の小規模河川の下流域に形成された扇状地もしくは扇状地性の三角州が起源である。

掘削地点は、図 2 に示す土地基本分類図(1/50,000「新居浜」)によると、起伏量 100m 以下の小起伏丘陵に分類される。また、掘削地点周囲の平野は谷底平野及び氾濫原に分類される。



図 1 掘削地点周辺の空中写真(Google Map より引用、加筆)

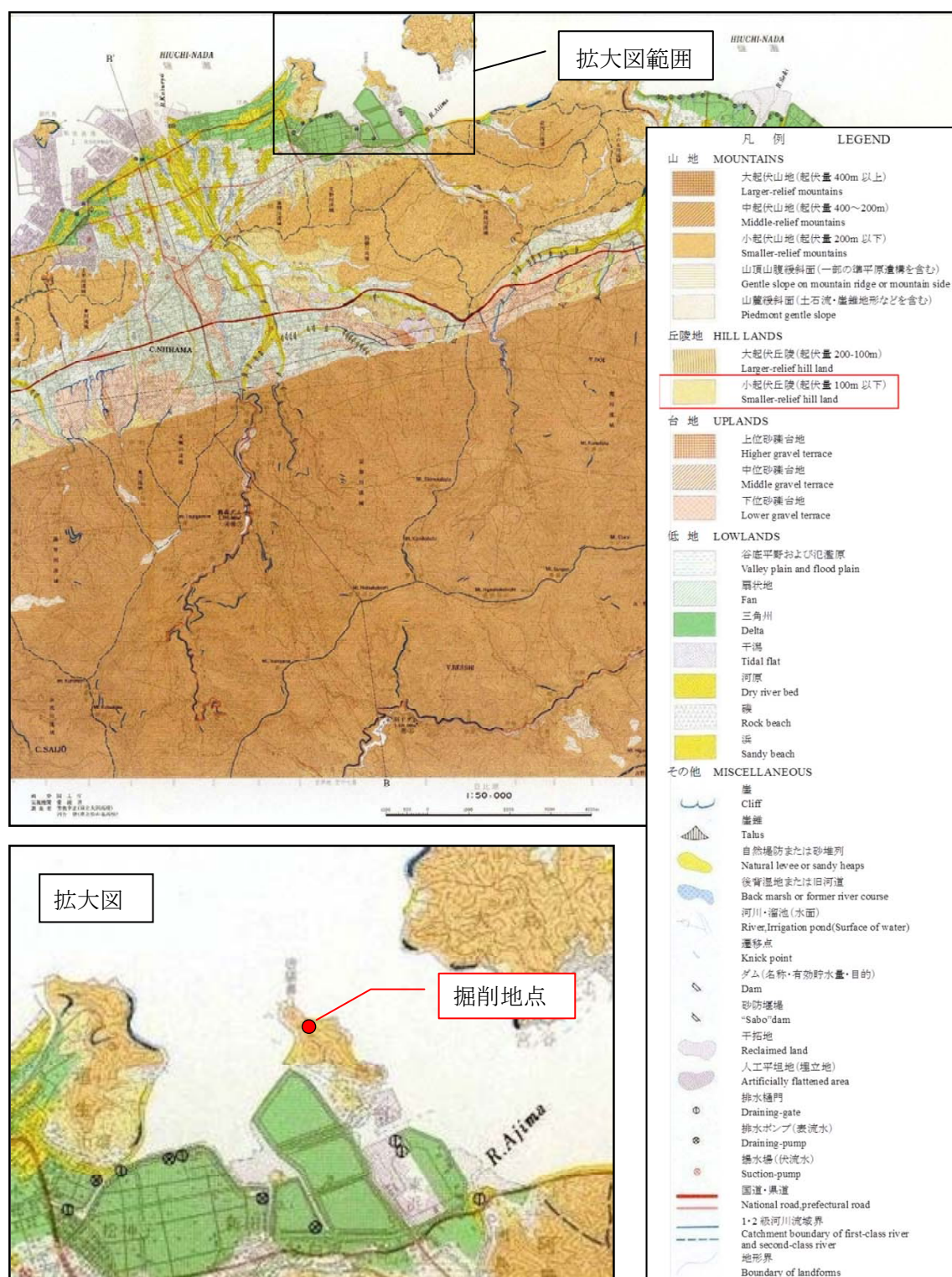


図 2 掘削地点周辺の地形分類図（土地基本分類図（1/50,000）「新居浜」昭和 51 年調査
国土交通省土地・水資源局国土調査課

<http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/land/5-1/3801.html> より引用、
加筆)

1-2. 地質概要

(1) 概説

掘削地点は、愛媛県の北東部に位置し、西日本内帯の領家帯に属する。

四国地方における領家帯の分布域は、東西延長約 170km で、西端は高縄半島(愛媛県)、東端は讃岐平野(香川県)付近で、南限は、松山-伊予西条-新居浜-豊浜-塩江-引田を結ぶラインである。領家帯の南側には和泉帯が分布している。

四国地方の領家帯は花崗岩が主体で、変成岩の分布も認められる。花崗岩は古いものから領家古期・領家新期・広島花崗岩に区分される。変成岩は、高縄半島の基部に広く分布するほか、花崗岩中の捕獲岩として点在している。

(2) 愛媛県内の領家帯

愛媛県内の領家帯は、高縄半島及び北方の芸予諸島、西方の防予諸島に分布している。南北分布幅は 35～40km で、主に花崗岩からなり、変成岩類は少ない。なお、図 3 に示すとおり、新居浜市付近は主に和泉帯が分布しているが、掘削地点など海に面した地域では高縄半島付近と同様に領家帯の分布が認められる。

掘削地点において分布が確認された領家帯の変成岩及び花崗岩について下記に示す。

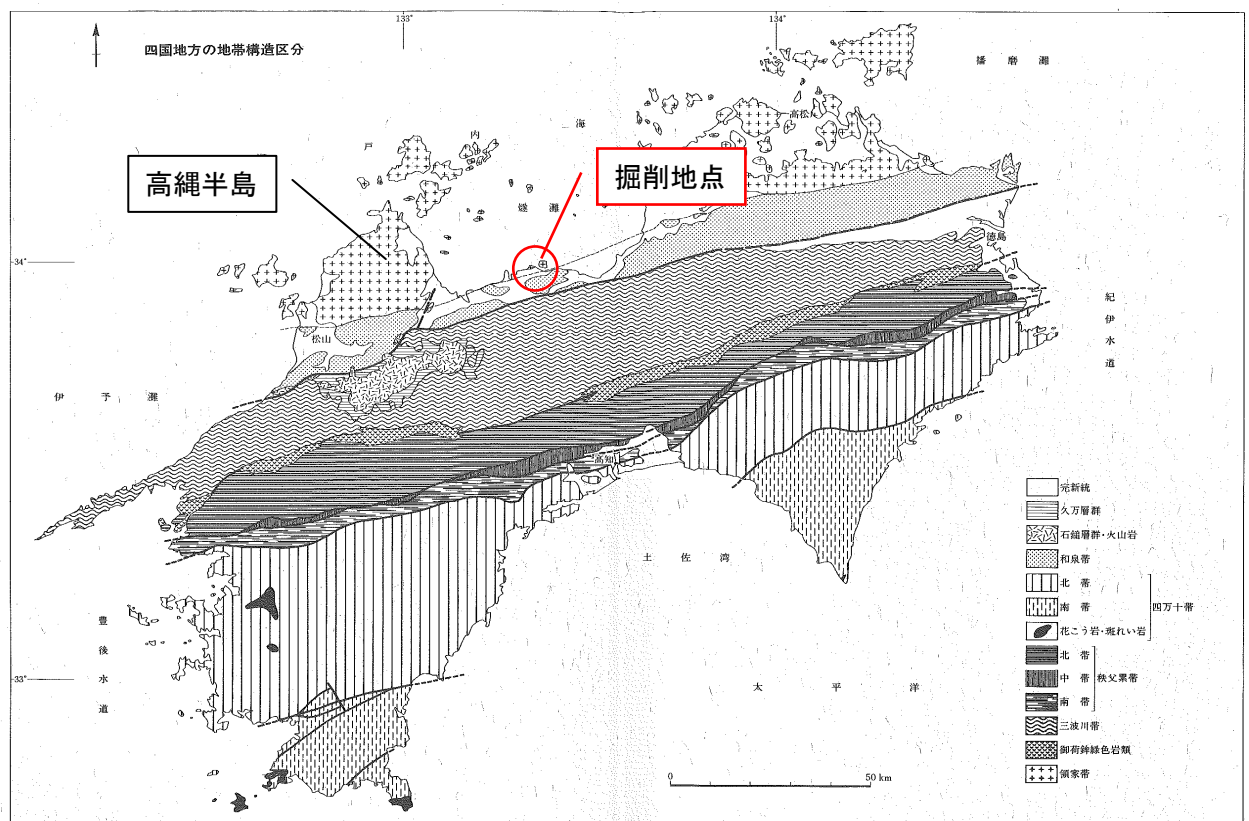


図 3 四国地方の地帯構造区分 (「日本の地質 8 四国地方」より引用、加筆)

1) 変成岩類

この地域の領家変成岩は高縄半島の基部に比較的まとまって分布し、そのほかに、高縄半島の数か所や、新居浜市の国領川河口付近でも、ホルンフェルスの小岩体が古期領家花崗岩類中の捕獲岩として分布している。また、芸予諸島においてもホルンフェルスの分布が認められている。

高縄半島基部のホルンフェルスからは、三疊紀後期～ジュラ紀初期の放散虫化石が発見されており、この変成岩の源岩の堆積年代は岩国地域に分布する領家変成岩の源岩の堆積年代と一致し、西日本内帯の一連の中古生界であることが推定される。源岩は主に砂岩・泥岩及び砂岩泥岩互層からなり、チャートなどの珪質岩もまれに認められる。地層の走向は主に東西方向で、高角度で北もしくは南に傾斜しているが、正逆の判定は困難である。

変成作用については、領家変成もしくは花崗岩の貫入による接触変成のどちらかであることが考えられる。泥質の変成鉱物として、きん青石・ざくろ石・黒雲母・白雲母・緑泥石・カリ長石・石英が含まれ、これらのうち、きん青石のタイプにより領家変成か、接触変成かの判別が可能である。

2) 火成岩類

この地域の火成岩類は、主に花崗岩類からなり、各種の塩基性岩・アルカリ深成岩を伴う。また、各種の半深成岩が花崗岩に貫入している。花崗岩は、トータル岩・花崗閃緑岩・花崗岩の3種に大きく区分される。また、古期領家・新期領家・広島期の3つの時期に大きく分けられている。花崗岩類は、領家変成岩に貫入し、上部白亜系の和泉層群に不整合に覆われる。掘削地点では、火成岩のうち、花崗岩が認められたため、花崗岩について下記に示す。

a. 古期領家花崗岩類

この地域の古期領家花崗岩類は、高縄トータル岩と呼ばれている。モード比では、トータル岩から花崗閃緑岩の組成である。ところどころ有色鉱物が多く、色指数も20前後の部分がある。一般に中粒であるが、細粒の部分もあり、岩相は変化に富んでいる。塊状の部分と片状構造をもつ部分があり、後者は構成鉱物に変形が認められる。片状構造をもつ部分には各種の片状ホルンフェルス・片麻岩(領家変成岩)が含まれることがあり、その近辺では黒雲母の細粒の結晶が多くなる傾向がある。また、花崗岩・花崗閃緑岩には、カリ長石の大きな結晶(1～4 cm)が点在することがある。

高縄半島付近の花崗岩は、特徴により高縄岩体・菊間岩体・朝倉岩体・近見岩体・森上岩体・大島岩体に細分されている。これらのうち、高縄岩体は、塊状、一部片状の岩体で、カリ長石の大きな結晶の点在する花崗岩類で、新居浜市北部の海岸沿い(掘削地点近辺)が模式地の1つとなっている。また菊間岩体は、片状で、高縄岩体と比較すると角閃石が少なく黒雲母が多いのが特徴的である。菊間岩体は、新居浜市大島(掘削地点より北西に約

1.5km)が模式地の1つとなっている。

b. 新期領家花崗岩類

優白質な花崗閃緑岩で、松山・高縄・北条・波方の4つに分類されている。一般的にトーナメント岩よりも粗粒・塊状である。カリ長石・角閃石などの大きな結晶や、ペグマタイトが認められる。古期領家花崗岩を分断し、東西に帯状に分布している。

c. 広島花崗岩

主に中粒～粗粒の黒雲母花崗岩で、領家花崗岩類に貫入し、大小さまざまな形で各地に分布している。高縄半島では、新期領家花崗岩と同様に東西方向に分布する傾向がある。有色鉱物は主に黒雲母であるが、半島南部の大井野付近では、角閃石も少量含まれる。また、一般的には塊状であるが、玉川町鈍川温泉付近では片状構造も認められる。

(3) 観測施設周辺の地質

図 4 に観測施設周辺の地質分布（青矢・他(2013)）を示す。黒島付近では、領家変成岩類については苦鉄質片麻岩（Rm）が最も多く分布し、次いで泥質及び砂質片麻岩（Rp）、珪質片麻岩（Rs）の順に分布する。領家変成岩類については、青矢・他（2013）により垣生花崗閃緑岩（Gd）、大島トータル岩（To、D）と呼ばれる岩相が分布する。垣生花崗閃緑岩は領家変成岩類に貫入し、その岩片を捕獲している。大島トータル岩は領家変成岩類および垣生花崗閃緑岩に貫入し、これらを捕獲しているのが観察される。

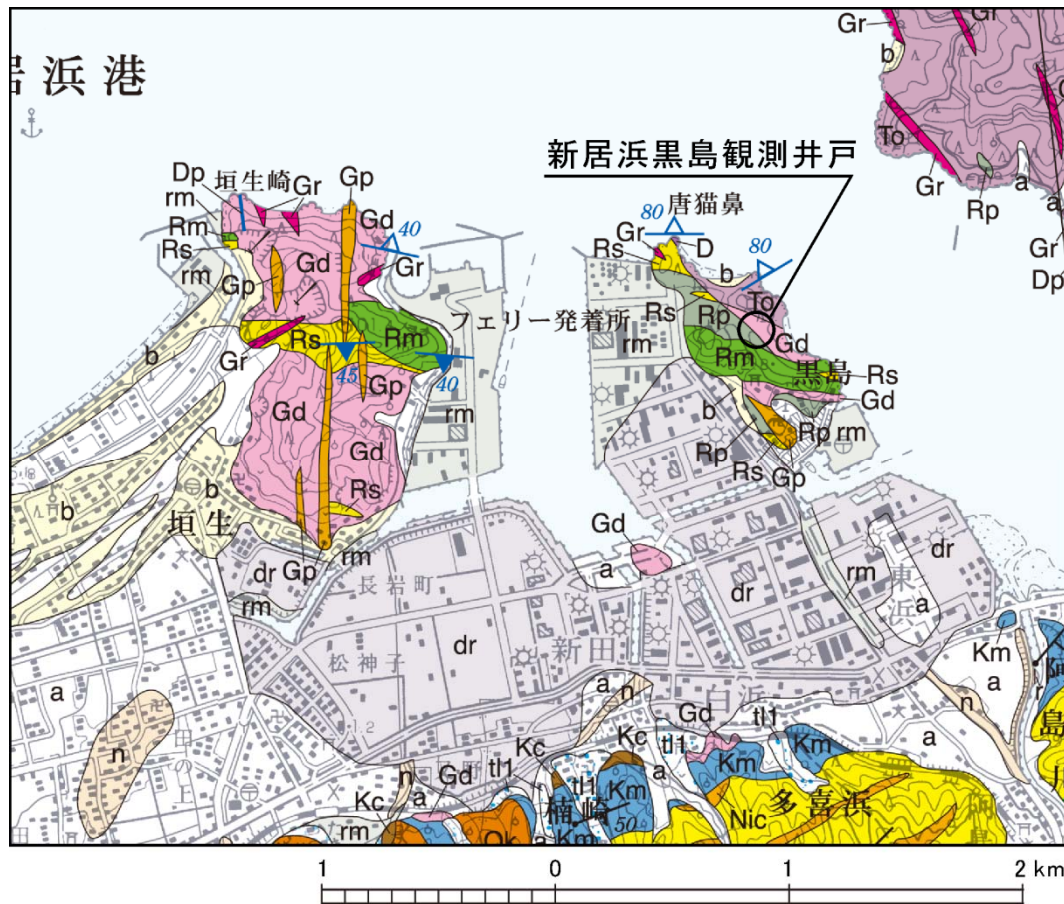


図 4 観測施設周辺の地質。（青矢睦月・野田 篤・水野清秀・宮地良典・松浦浩久・遠藤俊祐・利光誠一・青木正博 新居浜地域の地質，地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅，産総研地質調査総合センター(2013)より一部引用、加筆）

1-3. 孔井の地質

本工事において、コアリング掘削を実施した区間は、それぞれ、孔 1 で 200.0～570.0 m、孔 2 で 40.0～210.0 m、孔 3 で 0.0～50.0 m である。各孔のコアリング写真および 1/100 の地質柱状図は、巻末の付録として添付する。表 1 に主に比抵抗値を用いた各孔の地層区分をまとめた。この表にはあわせて P 波速度、 γ 線強度も示した。

(1) 概要

掘削孔に出現する地層は花崗閃緑岩及びホルンフェルスであった。これは、前章にてのべた領家変成岩および花崗岩類であると考えられる。また、分布の割合も花崗閃緑岩がやや優勢であることから、花崗閃緑岩が広範囲に貫入し、ホルンフェルスが捕獲岩として分布している周囲の地質状況と調和的である。

表 1 主な地層区分と物性値

孔名	地層区分				ショート ノルマル 平均値(Ω -m)	ロング ノルマル 平均値(Ω -m)	P波速度値 平均値 (Km/sec)	γ 線強度値 平均値 (API)	地層
孔3	A層	2.0	～	34.0	378.8	427.5	3.90	-	花崗閃緑岩・ホルンフェルス混在
	B層	34.0	～	51.0	1237.2	1065.6	5.17	-	ホルンフェルス優勢
孔2	A層	40.0	～	63.6	468.9	1050.8	5.11	120.0	ホルンフェルス優勢
	B層	63.6	～	132.5	294.3	520.8	4.92	110.5	花崗閃緑岩・ホルンフェルス混在
	C層	132.5	～	173.1	138.1	152.0	4.85	179.7	花崗閃緑岩優勢
	D層	173.1	～	212.0	471.4	1021.7	5.57	286.9	花崗閃緑岩
孔1	E層	200.0	～	272.0	385.1	236.1	6.05	32.1	ホルンフェルス優勢
	F層	272.0	～	362.8	263.7	411.0	5.22	185.3	花崗閃緑岩優勢
	G層	362.8	～	402.0	383.8	736.6	5.87	73.4	ホルンフェルス・花崗閃緑岩混在
	H層	402.0	～	445.5	402.7	827.9	5.64	187.8	花崗閃緑岩優勢
	I層	445.5	～	488.6	633.1	1551.1	6.00	75.9	ホルンフェルス優勢
	J層	488.6	～	567.0	314.4	572.6	-	282.1	花崗閃緑岩

赤数字: 高比抵抗・青数字: 低比抵抗
 黄色塗りつぶし: 花崗岩もしくは花崗岩優勢
 地層欄: 岩種が混在している場合優勢なものを前に標記

(2) 孔 3 における深度 50m までの状況 (図 5)

深度 27 m までは花崗閃緑岩が分布し、それ以深はホルンフェルス主体となり、2～3m 程度の厚みの花崗閃緑岩の貫入が認められる。

電気検層の結果により層区分を行った。A 層での比抵抗値の平均が $400\ \Omega\cdot\text{m}$ 程度であるのに対し、B 層での比抵抗値の平均は $1000\ \Omega\cdot\text{m}$ を超えている。また、P 波速度も深度の増加とともに増加し、比抵抗値の変化と調和的である。自然電位は概ね比抵抗値と整合性がある。電気伝導度検層の結果から、深度 33.4 m、35.5 m で地層水の流入が観察される。

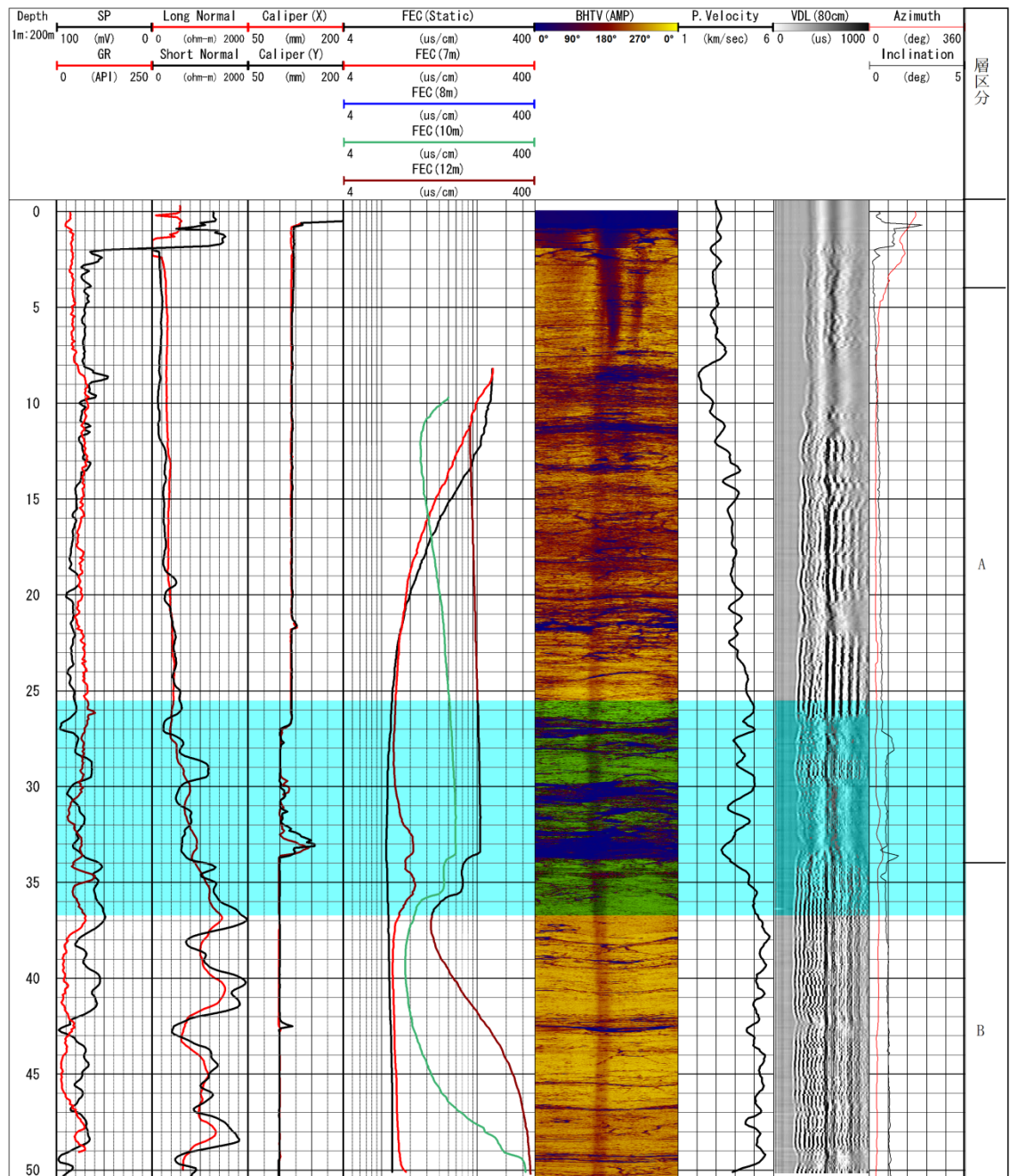


図 5 孔 3 検層総合柱状図 (HQ コアリング時) (水色はスクリーン区間)

(3) 孔 2 における深度 40～210 m までの状況

深度 40～210 m 間は花崗閃緑岩を主体とし、区間 48～66 m および 85～159 m ではホルンフェルスが互層状に分布する。

電気検層、自然 γ 線、P 波速度の各結果を用い A～D の層区分を行った（図 7）。A 層と D 層は全体的に比抵抗が高い傾向にあり、ロングノルマルの平均値はそれぞれ $1000\ \Omega\cdot\text{m}$ を超えている。ただし、A 層はホルンフェルス優勢層であるのに対し、D 層は花崗閃緑岩層と対照的である。C 層では比抵抗が低く、B 層では中程度の測定値となっている。深度 85m 付近で、低比抵抗で孔径拡大、P 波速度の低下、及び波形の乱れ（振幅の変化、V 字の反射波）が認められる。

電気伝導度検層では、深度 81.2～83.8 m で電気伝導率の変化が確認された。この深度は花崗閃緑岩が出現している（図 6）。とくに深度 82.9～85.5 m 間は亀裂が密集し、コアは短柱状～礫状となっていることから、透水ゾーンを形成している可能性が高い。この状況は BHTV の画像でも確認することができる。



図 6 孔 2 電気伝導率変化区間のコアの状況

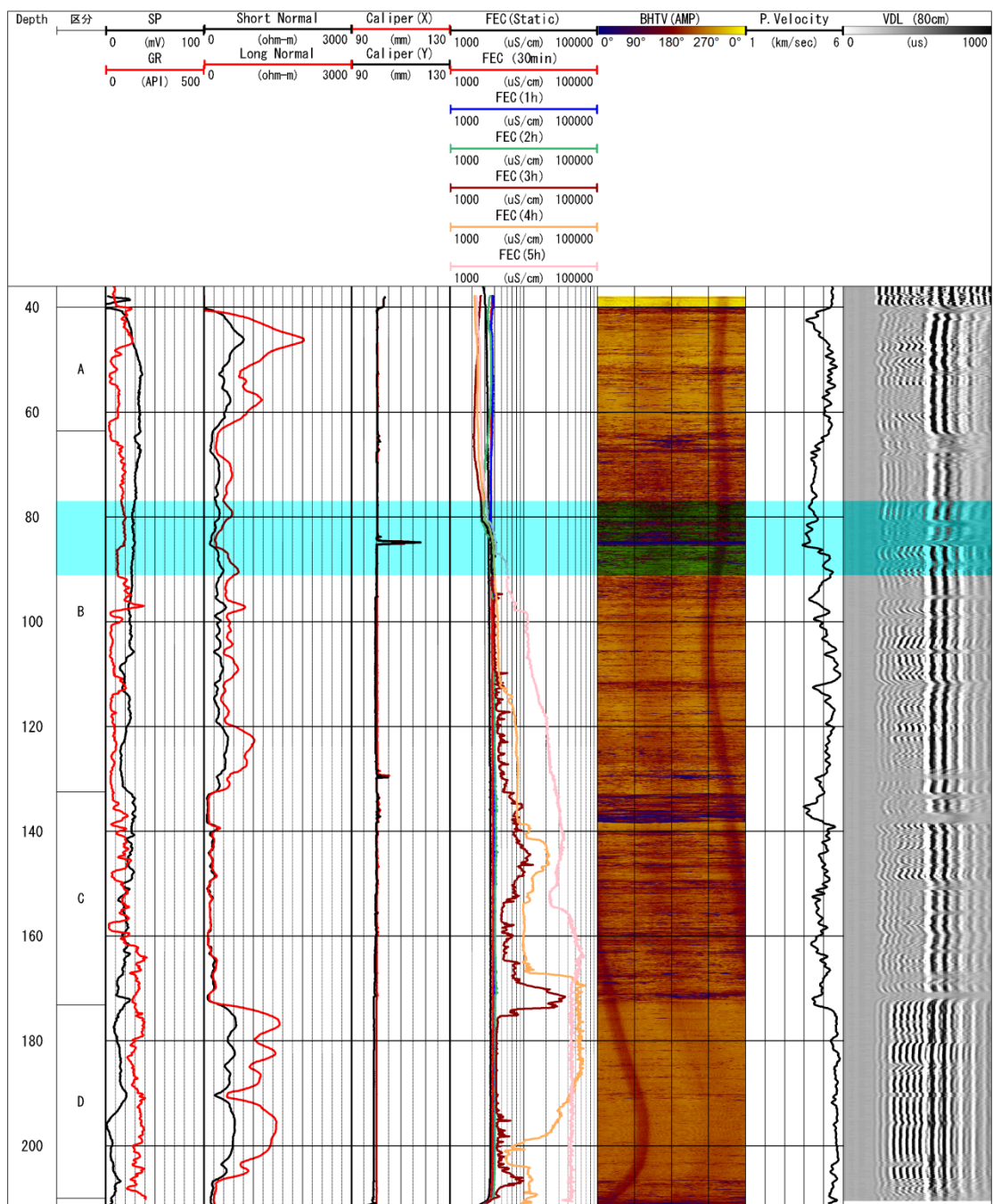


図 7 孔 2 検層総合柱状図 (HQ コアリング時) (水色はスクリーン区間)

(4) 孔 1 における深度 200～570 m の状況

深度 200～570 m 間も花崗閃緑岩主体であるが、深度 490m 付近までは 10～30 m 規模の厚みのホルンフェルスの分布が認められる。

電気検層、自然 γ 線、P 波速度の各結果を用い E～J の層区分を行った (図 8)。I 層のロングノルマル値のみ他層と比較して突出して 1,000 Ω -m 以上を示し、G 層、H 層、J 層はそれに準じた値となっている。また、同時に取得した自然 γ 線および自然電位は比抵抗とよく対応した値となっているが、P 波速度は比抵抗値の低いところでのみ調和的となっている。なお、P 波速度は平均で 5.0～6.0 km/sec を示し、局所的に 6.0 km/sec を超える箇所も認められる。深度が深いほど堆積岩の圧密が進んで硬くなるといった様相ではなく、鉱物組成やフラクチャーの発達具合によって硬さの程度が変化していると考えられる。BHTV によると、亀裂の発達した領域では比抵抗が低下している傾向が認められる。電気伝導度検層では、深度 190.5 m、209.3 m、330.8 m に加え、278.4～291.2 m の比較的長い区間での地下水の流入が観測されている。これらのうち、ストレーナーの設置区間とした 278.4～291.2 m は花崗閃緑岩の層で、亀裂が多く、コアは短柱状主体である (図 9)。このため、この区間が透水ゾーンになっているものと思われる。

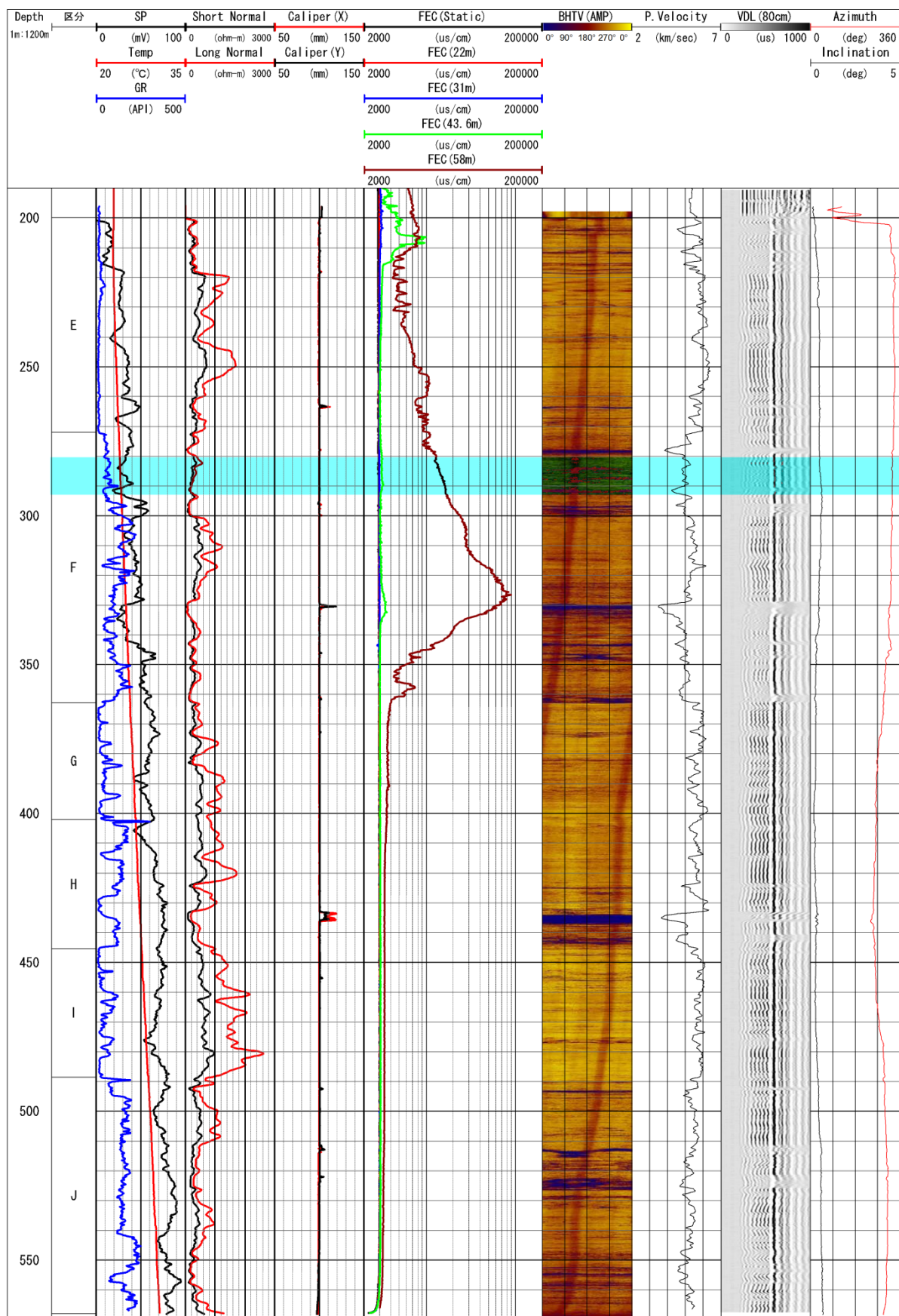


図 8 孔 1 検層総合柱状図 (HQ コアリング時) (水色はスクリーン区間)

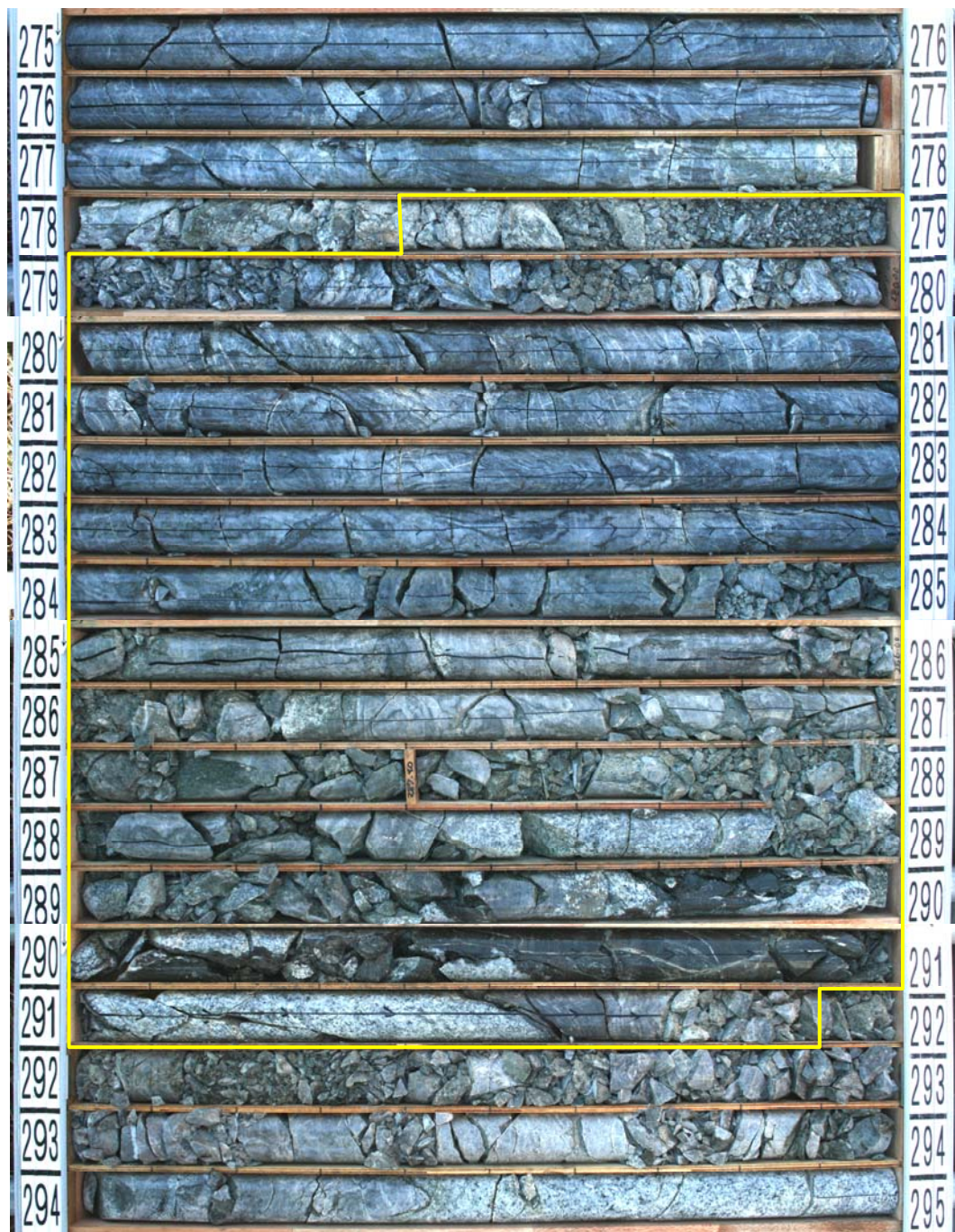


図 9 孔 1 電気伝導率変化区間のコアの状況

1-4. 総合検討

(1) 概要

本節では、別途業務で孔 1 および孔 2 において実施されたハイドロフォン VSP (Vertical Seismic Profiling) 探査 (図 10) の結果と地層状況を考慮し、観測孔周辺の水文地質構造について考察する。

引用した報告書は以下の通りである。

件名：東南海・南海地震予知のための地下水等総合観測施設整備地区における構造調査(愛媛県新居浜市地区)

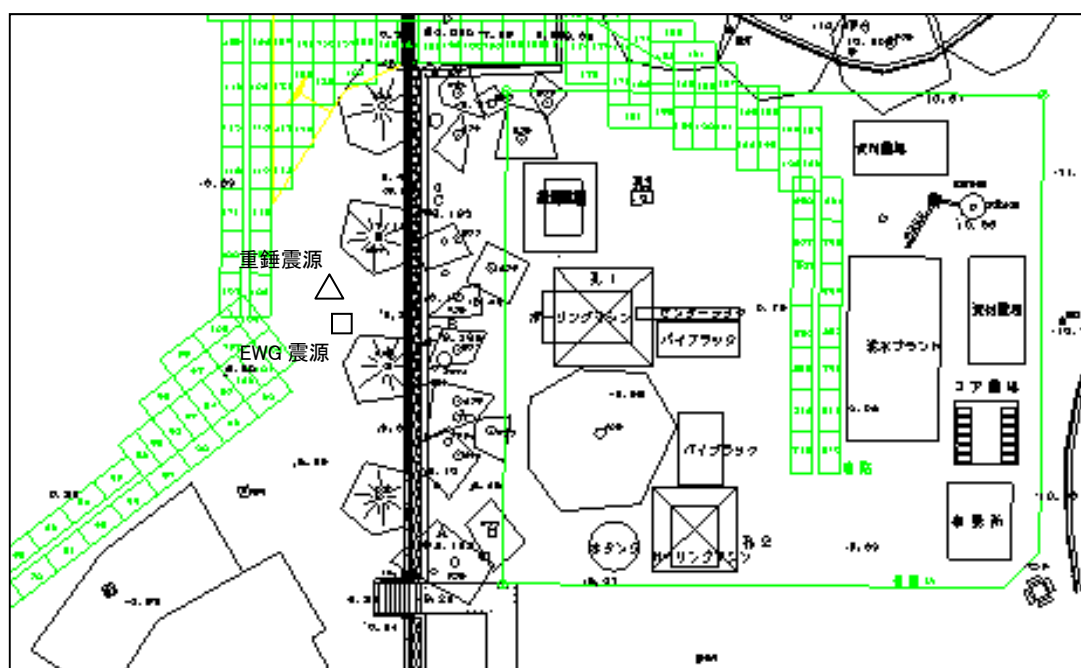
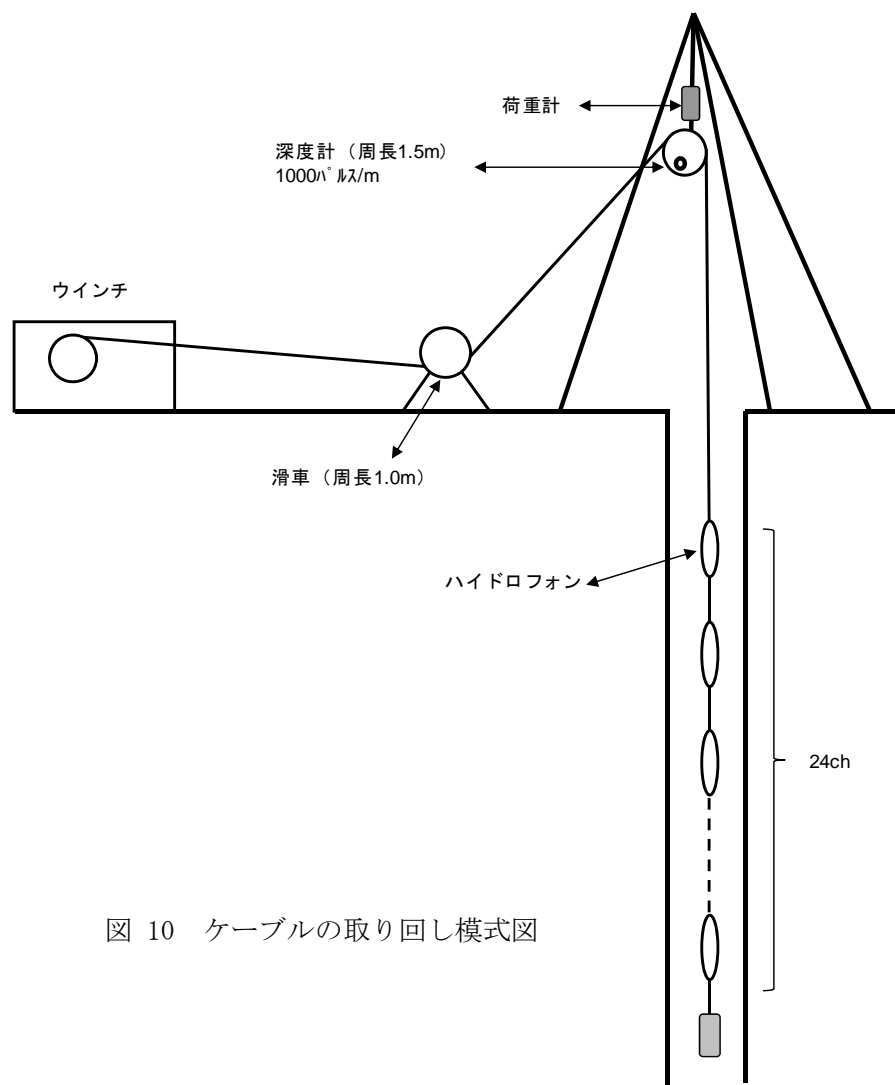
(2) ハイドロフォン VSP 探査の概要

①実施内容

- ・ハイドロフォン VSP 探査(観測孔 2 孔, 深度 570m、深度 210m)
- ・探査対象深度：孔1 深度200m (ケーシング端) から570m (孔底) までの裸孔部
孔2 深度 40m (ケーシング端) から210m (孔底) までの裸孔部

②測定仕様

- ・震源：P 波インパクト型 EWG-II、産総研所有の重錘震源
- ・震源位置：孔井から 20～50m 離れたオフセット VSP を実施 (図 11)。
- ・発震方式：産総研の VSP 探査に用いる高速トリガ及び接点式トリガの両方を用いた。
- ・測定間隔：50cm
- ・ハイドロフォン：24ch、0.5m 間隔
- ・記録装置：A/D 変換器 24 ビット
- ・サンプリング間隔：250 μ 秒
- ・記録長：1.0 秒



(3) 探査結果

ハイドロフォン VSP 探査の結果、水みちの可能性のあるチューブウェーブ発生深度は、多数認められた。これらのうち特に開口亀裂からと想定される振幅が大きく亀裂からの後続波が顕著な波群を抽出し、その発生深度を読み取った。孔 1、孔 2 の結果をそれぞれ図 12、図 13 に示す。

チューブウェーブ
発生深度 (m) :

242.0

277.0

330.0

433.0

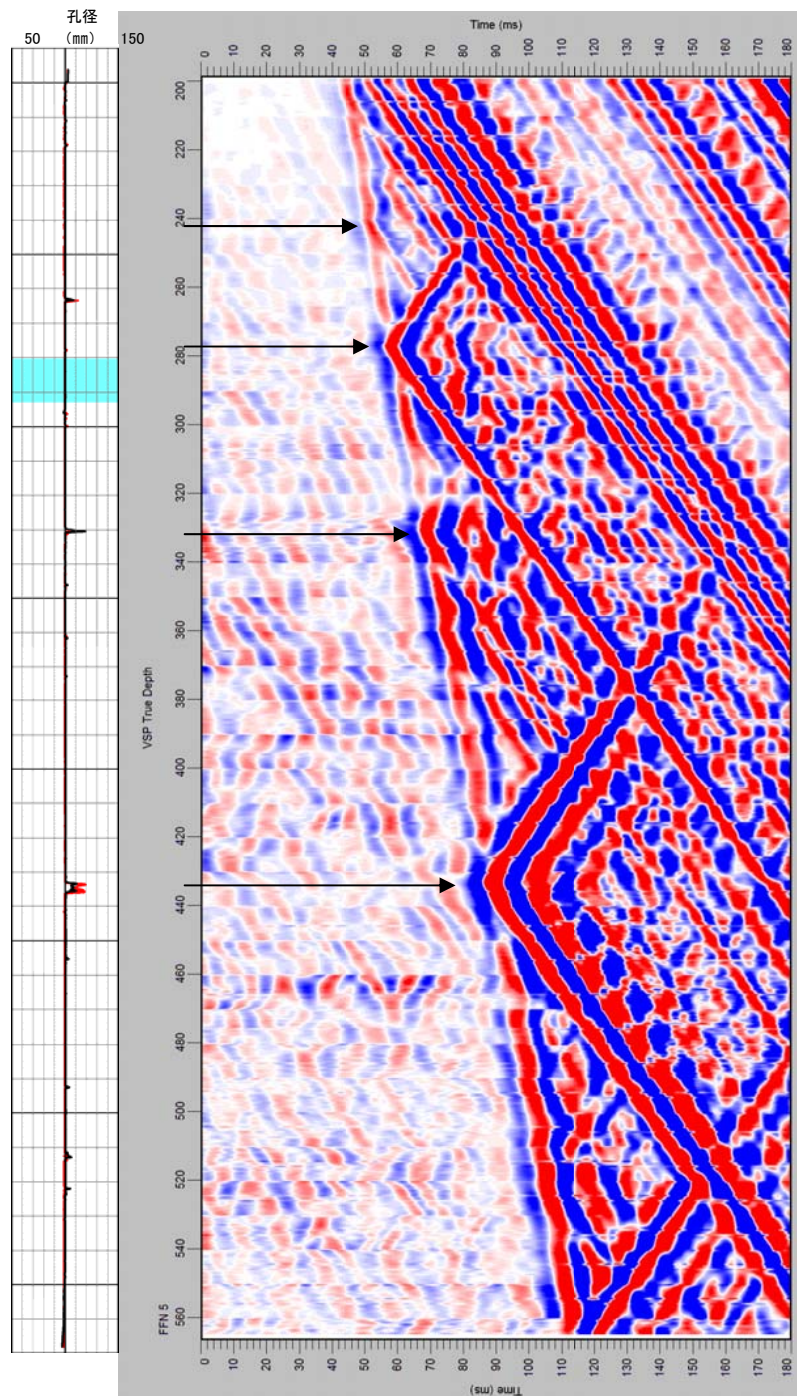


図 12 チューブウェーブ発生深度 (孔 1)

チューブウェーブ

発生深度 (m) :

49.0

68.0

83.0

112.0

129.5

137.0

171.0

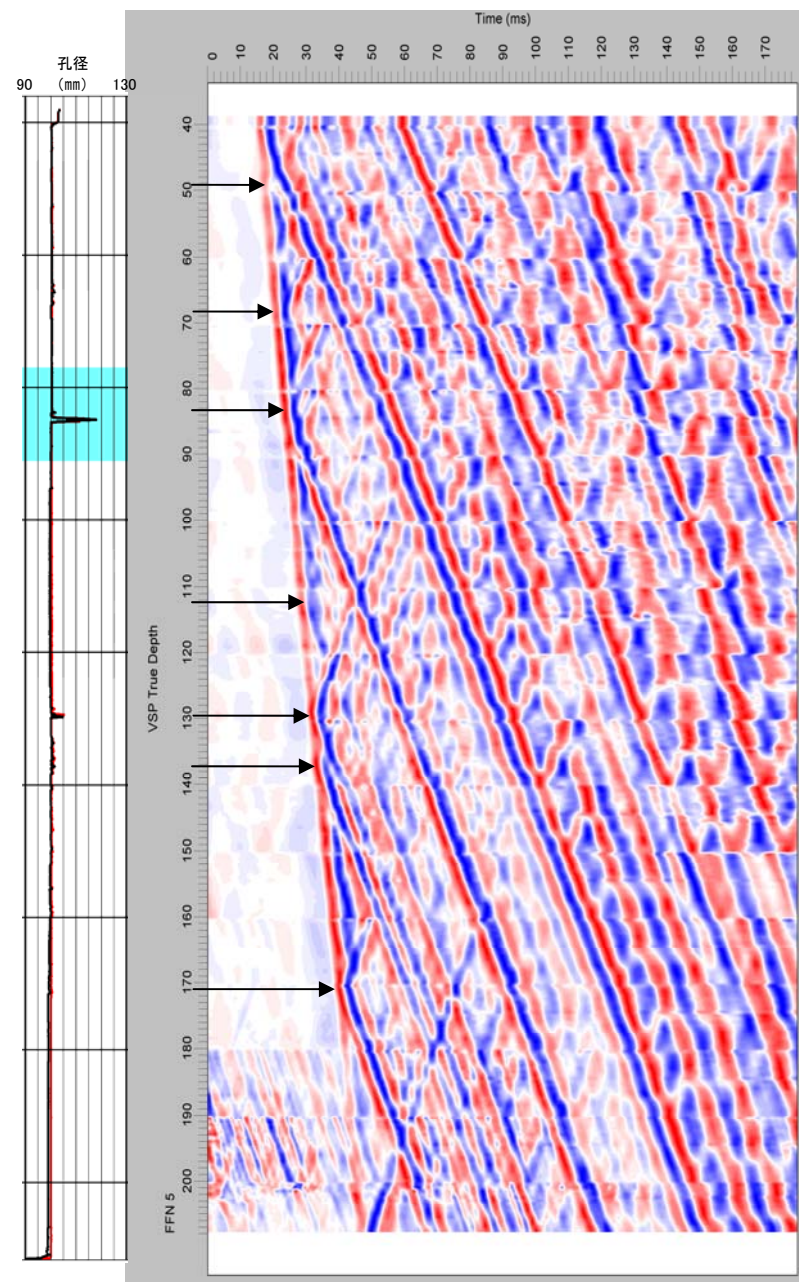


図 13 チューブウェーブ発生深度 (孔 2)

(4) 地層状況との対比

図 14、図 15 に、それぞれ、孔 1 および孔 2 のハイドロフォン VSP 探査と地質柱状図・電気検層・P 波速度・温度検層・電気伝導率検層を対比した図を示す。

1. 孔 1

①地層との対比

ハイドロフォン VSP 探査において、水みちとなりうる構造（開口割れ目など）が検出された深度（チューブウェーブ発生深度）は、花崗閃緑岩・ホルンフェルスいずれの地層でも検出され、特定の地層に偏っていることはない。

②比抵抗値との対比

チューブウェーブ発生深度は、電気検層結果の低比抵抗部に対比することが可能である。低比抵抗部では、亀裂等が周辺と比較して多くなっていることが予想される。

③P 波速度との対比

チューブウェーブ発生深度では、P 波速度は周囲と比較して相対的に低下している。特に 277.0m、330.0m、433.0m のチューブウェーブ発生深度においては上下区間の P 波速度が 5~6km/s であるのに対し、3.5km/s 程度にまで低下している。亀裂等の影響を受け、P 波速度が低下している可能性がある。

④電気伝導率との対比

揚水による電気伝導率の変化を見ると、深度 330.0 m で把握したチューブウェーブ発生深度において、値の顕著な変化が認められ、地下水の流動が示唆される。これに対し、深度 433.0 m のチューブウェーブ発生深度では、電気伝導率の変化はほとんど認められない。このことは、深度 433.0 m では亀裂が存在するものの、地下水はほとんど流動していないと予想される。

2. 孔 2

①地層との対比

ハイドロフォン VSP 探査において、水みちとなりうる構造（開口割れ目など）が検出された深度（チューブウェーブ発生深度）は、すべて花崗閃緑岩の分布する深度となっている。花崗閃緑岩中でも、とくにホルンフェルスとの境界付近に多く認められる傾向がある。

②比抵抗値との対比

チューブウェーブ発生深度は、電気検層結果の低比抵抗部に対比することが可能である。低比抵抗部では、亀裂等が周辺と比較して多くなっていることが予想される。とくに、深度 68.0、170.0 m 付近は、5~6 m にわたり比抵抗値が低下しており、亀裂が密集していることを示唆するものと考えられる。

③P 波速度との対比

チューブウェーブ発生深度では、P 波速度は周囲と比較して相対的に低下している。ただし、49.0、68.0 m のチューブウェーブ発生深度については、顕著な P 波速度の低下は認められない。

④電気伝導率との対比

揚水による電気伝導率の変化を見ると、深度 171.0 m で把握したチューブウェーブ発生箇所において、値の顕著な変化が認められ、地下水の流動が示唆される。また、112.0～129.5 m 付近はグラフに細かい凹凸があり、地下水が流入している区間と考えられる。83.0 m は、グラフに屈曲があり、地下水の流入を示唆するものと考えられる。

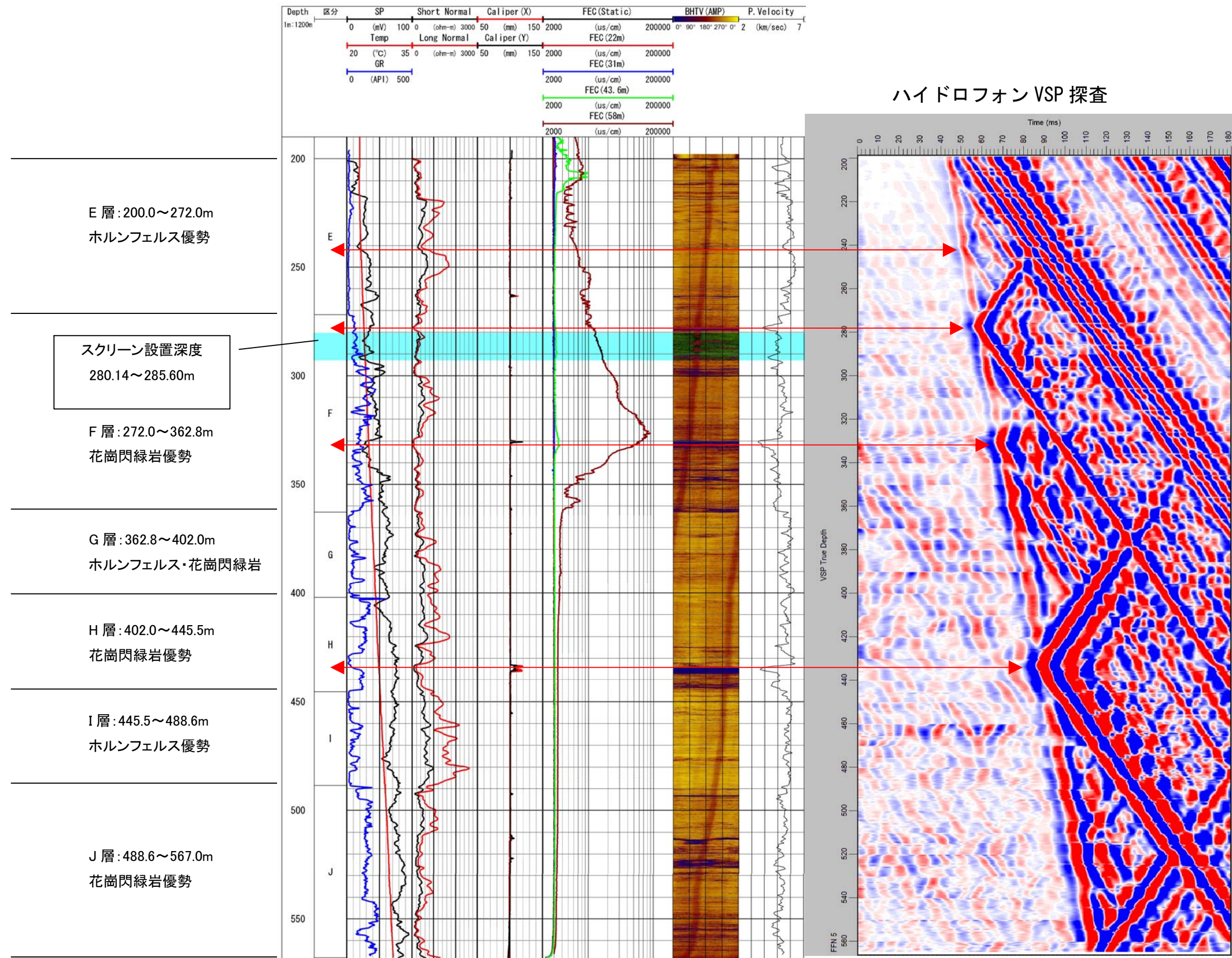


図 14 ハイドロフォン VSP 探査を用いた総合解析図 (孔 1)

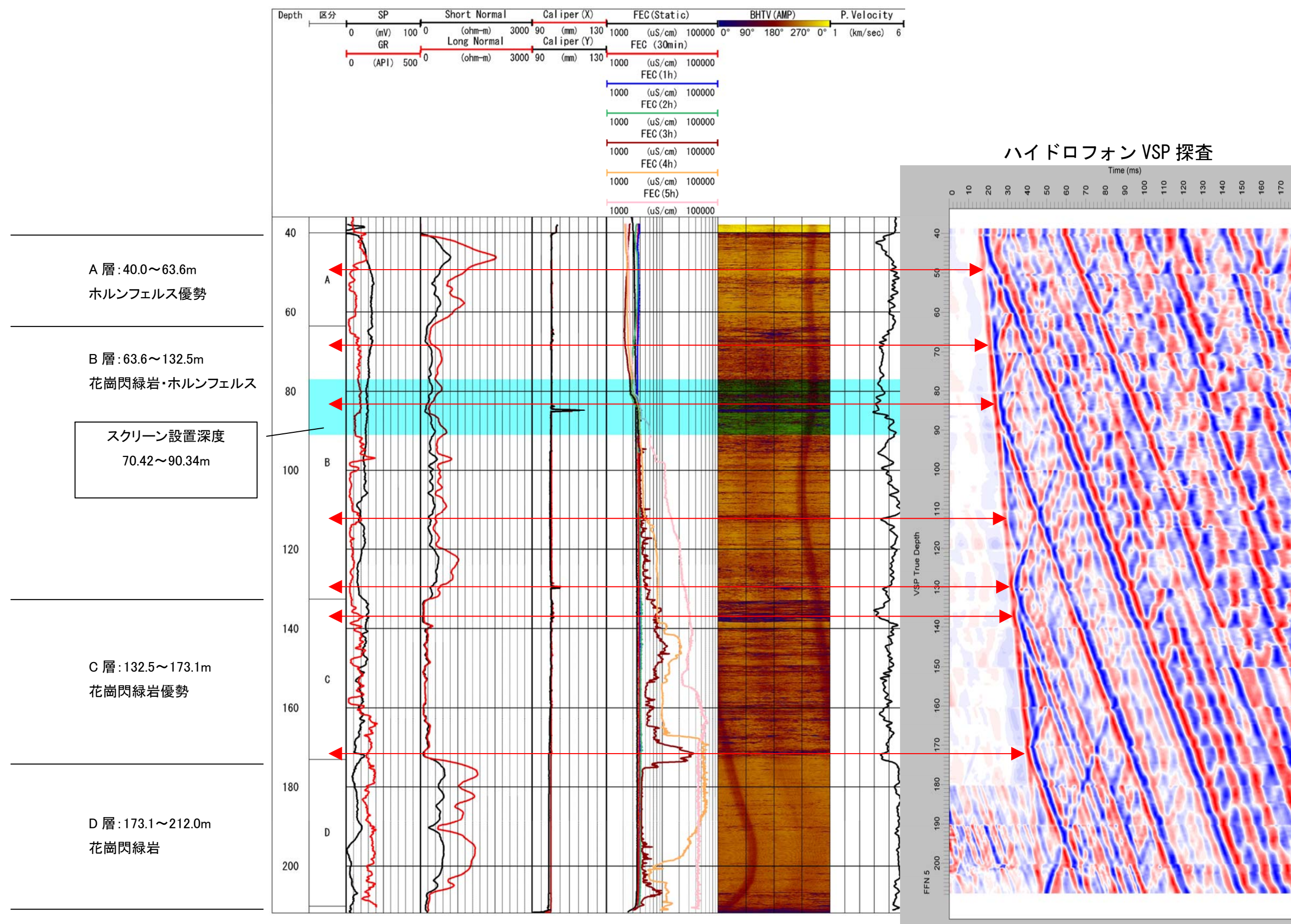


図 15 ハイドロフォン VSP 探査を用いた総合解析図 (孔 2)