

GSJ コア津安濃観測点資料

高橋誠¹⁾，佐藤 努²⁾，木口 努²⁾，小泉尚嗣²⁾，松本則夫²⁾，伊藤 勉³⁾，西脇 仁³⁾

1) 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター地質情報基盤センター

2) 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター活断層・火山研究部門

3) 株式会社日さく

観測井戸の緯度・経度（世界測地系）および標高

	緯度	経度	標高 m（マンホール面）
孔 1	34.787	136.4019	163.12
孔 2	34.7871	136.4017	166.476
孔 3	34.7871	136.4018	163.066

1. 掘削地点周辺の地質概要

1-1. 地形概要

観測井掘削地点は、津市中心部から北西に 10km 程度の距離にある、三重県津市安濃町と芸濃町の境界に位置している。掘削地点周辺の地形は、南北に連なる布引山地が調査地から調査地西方に分布し、調査地東方には安濃丘陵をへて伊勢平野が分布している。布引山地は、700～800m 級の山が連続しており、河川による開析が進んでいる。布引山地の東方では一志断層が南北に分布しており、山地の西の稜線では、頓宮断層が認められている。これらの断層は逆断層であり、布引山地は東西の逆断層による地塁山地であると推定されている（吉田ほか, 1995）。

安濃丘陵は、布引山地と一志断層の間に分布しており、東西に 2km 程度の広がりをもつ標高 100m 程度の丘陵地である。

伊勢平野は布引山地から流下した安濃川や鈴鹿川が分布する低地で、標高 50m 程度である。

掘削地点は、布引山地東部の標高 200m 付近に位置する。掘削地点周辺は北西方に摺鉢山（465m）、南西方に稲子山（574m）が分布し、北東に開いた谷地形を形成している（図1）。

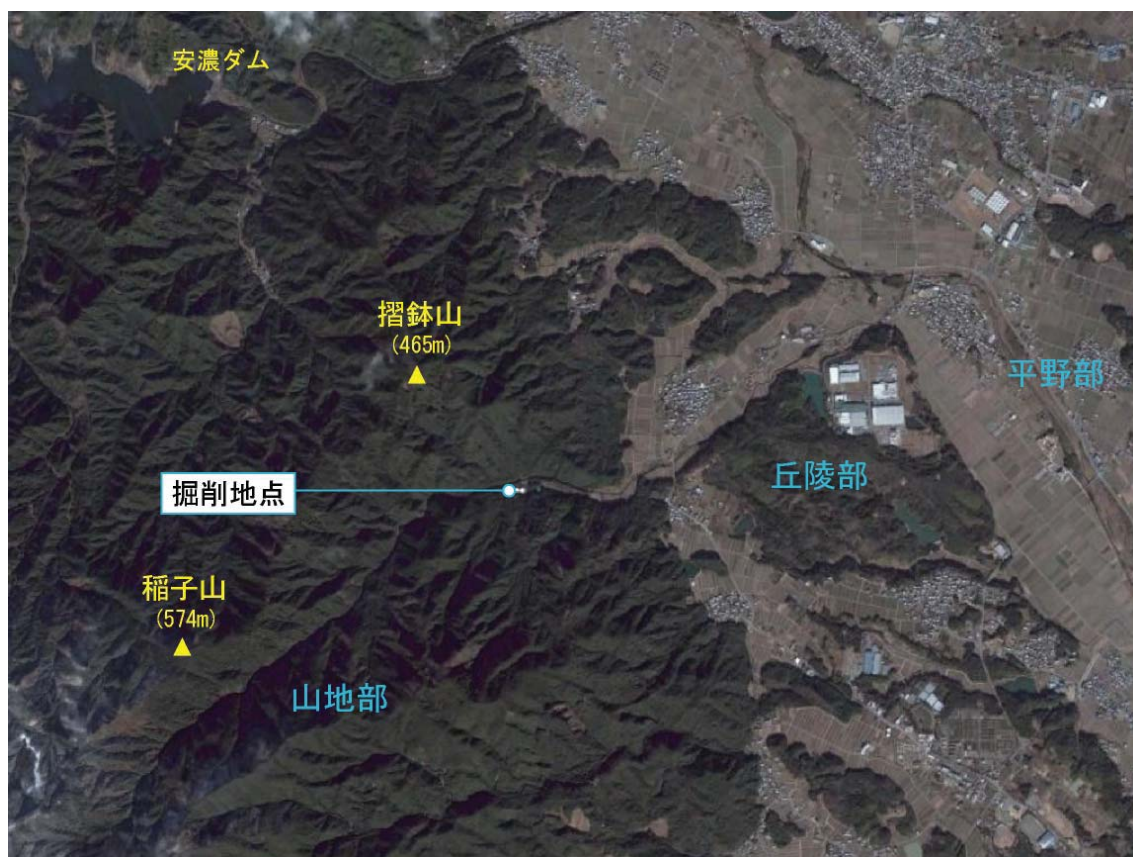


図1 掘削地周辺の空中写真（Google Earth より引用）

1-2. 地質概要

観測井掘削地点では領家変成帯中の花崗岩類が露出しており、掘削地点より東の丘陵部では中新統の一志層群、更に東では鮮新統の東海層群が分布している(図2)。

掘削地点で観察される領家変成帯の花崗岩類は、加太花崗閃緑岩に区分される(例えば 端山ほか,1982)。加太花崗閃緑岩の形成年代は、黒雲母による K-Ar 年代において 67, 69Ma を示し白亜紀後期の年代を示し(宮村ほか, 1981)、近畿東部の西野花崗岩や中部地方の伊奈川花崗岩と対比され、領家新期花崗岩類に区分される(端山, 1982; 沢田ほか, 1994)。ここでの花崗岩体は、塩基性岩類である斑れい岩や石英閃緑岩を捕獲しているとされ、領家変成岩類に対しては、非調和に貫入するか捕獲岩として取り込んでいる(吉田ほか, 1995)。しかし、西岡(2002)は、加太花崗岩体中に石英閃緑岩の同時性岩脈が見出されており、花崗岩体と石英閃緑岩は同時期に形成されたことを示唆している。掘削地点周辺の加太花崗閃緑岩は、角閃石を含まず弱い片麻状構造を有しており、ここでの面構造方向は、東西走向で北傾斜を示すとされている(吉田ほか, 1995)。ここでの面構造は、主に自形鉱物の形態定向配列によるものであると考えられる(端山ほか,1982)。このような面構造は、マグマ固結後の延性変形によるものではなく、マグマ流による変形時に生じたものであると推測される(西脇・奥平, 2007)。

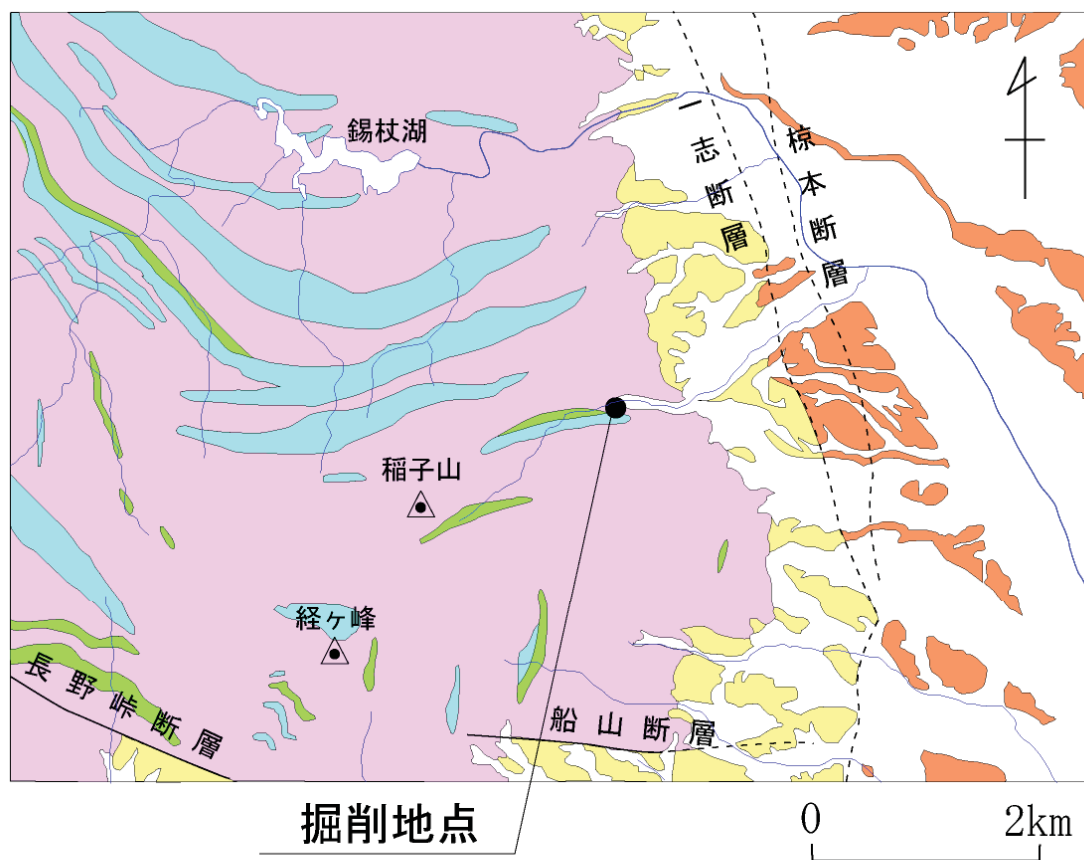
花崗岩類の上位に分布する一志層群は、第一瀬戸内累層群に分類されるが、他の瀬戸内区中新統と比較して、厚い海成層を有しており性格の異なる貝化石が産出している(柴田, 1967)。一志層群は、下位から波瀬累層、大井累層、片田累層に区分されるが(柴田, 1967; 吉田ほか, 1995)、掘削地点周辺では大井累層が広く露出している(吉田ほか, 1995)。大井累層では、下部は砂岩層が多く、上部では泥質岩が卓越し最上部では著しく凝灰質になる(柴田, 1967; 吉田ほか, 1995)。掘削地点付近では、三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層が分布しており、ここでは著しく凝灰質で、緩い背斜・向斜構造が確認される(吉田ほか, 1995)。

東海層群は、濃尾平野や伊勢湾西岸で主に見られる鮮新統の堆積物であり、伊勢地域では、奄芸層群として広く分布している(例えば 吉田, 1987)。掘削地点東部では、奄芸層群の基底礫層である西行谷礫層が観察される(吉田ほか, 1995)。

領家花崗岩類と一志層群の境界部周辺には、例えば一志断層や棕本断層などの布引山地東縁断層帯の断層が存在している(例えば 文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004)。これらの断層は、南北方向の走向を示し、棕本断層では西傾斜の逆断層であることが報告されている(三重県, 1998)。一志層群と領家花崗岩類の岩相境界に関して、吉田ほか(1995)は、不整合で接しているとしているが、産総研の独自の研究では、北西-南東方向で低角度に西傾斜する断層によって境されていると推測している。

参考文献

- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・杳掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・
田結庄良昭・吉田 勝・河原林育郎・津村善弘（1982）近畿地方東部の領家帯の地質構
造－特に花崗岩の岩体区分と相互関係－. 地質雑, 88, 451-466.
- 三重県（1998）平成9年度地震関係基礎調査交付金, 布引山地東縁断層帯に関する調査成果
報告書.
- 文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）布引山地東縁断層帯の長期評価
について.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭（1981）亀山地域の地質. 地域地質研
究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 128p.
- 西岡芳晴（2002）近畿地方領家帯に分布する塩基性深成岩類の形成年代, 日本地質学会 109
年学術大会講演要旨, p172.
- 西脇 仁・奥平敬元（2007）近畿中央部, 初瀬深成複合岩体の定置過程, 地質雑, 113,
249-265.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・琵琶湖花崗岩団体研究グループ
（1994）琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. 地質雑, 100,
217-233.
- 柴田 博（1967）三重県中部の中新統一志層群. 地質雑, 73, 103-114.
- 吉田史郎（1987）津東部地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所,
72p.
- 吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴（1995）津西部地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地
質図幅）, 地質調査所, 128p.



- | | | |
|-------|-------|------------------------------|
| 鮮新世 | ----- | 東海層群 (亀山累層、楠谷累層、西行谷累層-礫・砂・泥) |
| 中新世 | ----- | 一志層群 (大井累層-凝灰質シルト岩・砂岩など) |
| 白亜紀後期 | ----- | 加太花崗閃緑岩 |
| | ----- | 中～細粒石英閃緑岩及びトータル岩 |
| ジュラ紀 | ----- | 領家変成岩類 (泥岩砂岩起源、チャート起源) |

図2 掘削地点周辺の地質図 (吉田ほか, 1995 を参照)

1-3. 掘削地点周辺の地質

図3 に地震観測井周辺のルートマップおよび主な露頭状況を示す。掘削地点は滝川の右岸に位置しており、滝川沿いや滝川の支流では比較的良好な露頭が観察される。掘削地点付近の滝川やその支流では、領家変成帯の構成岩類と考えられる粗粒花崗閃緑岩、石英閃緑岩、片麻岩類が広く分布している。

粗粒花崗閃緑岩の片麻状構造と片麻岩類の片理面の走向・傾斜は、いずれも東西方向で低角度に北傾斜している。粗粒花崗閃緑岩は、弱い片麻状構造が発達しており、閃緑岩質の脈が貫入している。数箇所では花崗閃緑岩と石英閃緑岩（塩基性岩）の岩層境界が観察されており、ここでは、相互に貫入している構造を示しており、2つの岩体は同時期に貫入した可能性が高い。ここで観察された片麻岩類は、砂質もしくは珪質片麻岩がほとんどであり、褶曲構造はあまり認められない。片麻岩類と石英閃緑岩の岩層境界は、面構造の方向と調和的であり、片麻岩が石英閃緑岩に捕獲されていると推測される。中粒でやや優白質の花崗岩が、掘削地点の南方でわずかに見られるが、粗粒花崗閃緑岩から遷移的な岩相変化は見られず、異なる岩相として識別される可能性が高い。

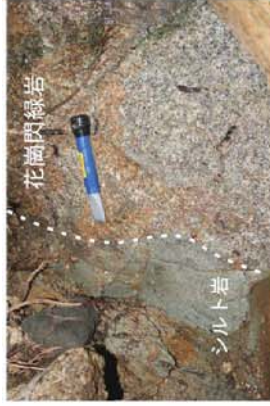
粗粒花崗閃緑岩の露出の東限は、県道と掘削地点に向かう市道との交差点付近であり、これより東方では一志層群のシルト岩が観察される。ここで観察されるシルト岩は凝灰質であり、固結度が良くなく脆い。掘削地点の北東において、花崗閃緑岩とシルト岩の岩層境界が観察される。ここでは、断層境界ではなく不整合に接しており、境界面の走向傾斜は、N12° Wの走向で22°北東傾斜になる。これによると、領家変成帯の岩石は、布引山地の東縁まで分布しており、丘陵部まで露出はしていない。



石英閃緑岩

片麻岩 (砂質・泥質)

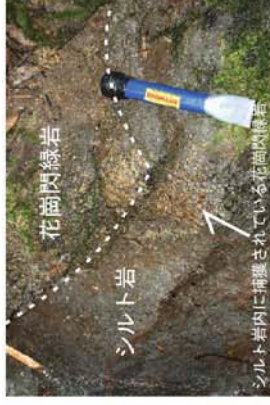
石英閃緑岩と片麻岩の境界部
境界面のトレンドは、片理面の走向傾斜
のトレンドと調和的



花崗閃緑岩

シルト岩

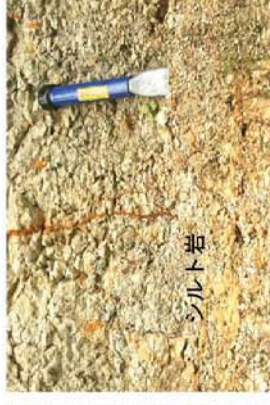
花崗閃緑岩とシルト岩の境界部
境界部は不整合で接している。



花崗閃緑岩

シルト岩

花崗閃緑岩とシルト岩の境界部
花崗閃緑岩がシルト岩に捕獲されている。
シルト岩内に捕獲されている花崗閃緑岩



シルト岩

掘削地点北東のシルト岩
凝灰質であり、風化が著しい。



花崗閃緑岩

石英閃緑岩

花崗閃緑岩と石英閃緑岩の境界部
境界部では両岩体の脈がお互いに
貫入している。



凡例

- シルト岩
- 細粒石英閃緑岩
- 中粒花崗岩
- 粗粒花崗閃緑岩
- 片麻岩類
- 転石
- 片理面の走向・傾斜
- 境界面の走向・傾斜



花崗閃緑岩

花崗閃緑岩の露頭
弱い片麻状構造を有しており、東西走向で
北傾斜である。



片麻岩 (砂質)

片麻岩類の露頭
片理面の走向は東西方向で、北傾斜である。
褶曲構造はあまり見られない。



中粒花崗岩

中粒花崗岩の露頭
珪長質で、有色鉱物は
あまり認められない。



花崗閃緑岩

掘削地点より東に700mの花崗閃緑岩の露頭
県道脇の風化露頭。これより東では、
花崗閃緑岩は観察されない。

図3 掘削地点周辺のルートマップと露頭写真

1-4. 孔井の地質

1-4-1. 概説

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 200.5～600.5m、孔 2 で 40.5～210.3m、孔 3 で 10.8～50.0m である。ここで採取されたボーリングコアは、すべて領家変成帯の構成岩である花崗岩類、塩基性岩類、片麻岩類であり、一志層群や崖錐堆積物は認められなかった。10.8～600.5m までの深度を通して、粗粒花崗閃緑岩を主体として、石英閃緑岩や中粒花崗岩の岩脈（もしくは捕獲岩）や片麻岩（砂質・泥質が主体）が捕獲岩として認められる。粗粒花崗閃緑岩は、粗粒で片麻状の黒雲母花崗閃緑岩である。ここで観察された面構造の傾斜方向は、水平～低角度であることが多い。石英閃緑岩は、細粒～中粒を示すが、粗粒を示す場合もあり、無色鉱物の含有量が少なく非常に優黒質である場合も観察される。まれに、 $\phi 5\text{mm}$ 程度の斑晶質の角閃石を含む角閃石閃緑岩（もしくは斑れい岩）が認められる。片麻岩類は、砂質泥質の片麻岩が多く、片理面は褶曲構造を示すものは少なく、花崗閃緑岩の面構造方向と同様に、低角度の傾斜を示す。中粒花崗岩は細粒～中粒の優白質の花崗岩であり、アプライトもしくはペグマタイト状の岩相を伴って観察されることもある。

表1 は、主に比抵抗値と γ 線により、ゾーニングされた地層区分を示した。図4 ～ 図7 において、比抵抗値とフラクチャー方位の示した 1/500 スケールの柱状図を示している。

表 1 主な地層区分と物性値

孔名	地層区分深度	ショットノルマル 平均値 (Ω -m)	ロングノルマル 平均値 (Ω -m)	平均P波速度値 (Km/sec)	平均 γ 線強度値 (API)	10m 平均のフランク チャ－数	主な岩層
孔 3	10.8 ～ 50.0m	132.5	128.5	4.12	-	64	中粒花崗岩、粗粒花崗閃緑岩など
	A層 40.0 ～ 61.9m	146.5	118.5	4.45	112.3		粗粒花崗閃緑岩
	B層 61.9 ～ 70.5m	59.7	65.7	4.19	93.4	54	中粒花崗岩
	C層 70.5 ～ 95.4m	472.3	665.0	4.64	134.6	(40～140.4m)	粗粒花崗閃緑岩・(石英閃緑岩)
	D層 95.4 ～ 156.1m	411.9	559.0	5.23	89.2		粗粒花崗閃緑岩・石英閃緑岩
孔 2	E層 156.1 ～ 210.0m	428.0	634.5	5.13	98.7	43 (167～210m)	粗粒花崗閃緑岩・(石英閃緑岩)
	A層 200.0 ～ 257.1m	253.4	291.5	4.97	86.5	54	粗粒花崗閃緑岩・(石英閃緑岩・中粒花崗岩)
	B層 257.1 ～ 286.6m	150.2	150.0	4.95	85.6	69	粗粒花崗閃緑岩・(石英閃緑岩・片麻岩)
	C層 286.6 ～ 343.4m	201.8	224.7	4.74	88.0	85	片麻岩・(石英閃緑岩・粗粒花崗閃緑岩)
	D層 343.4 ～ 397.1m	112.3	92.7	4.59	92.2	88	粗粒花崗閃緑岩・石英閃緑岩・片麻岩
孔 1	E層 397.1 ～ 414.0m	53.2	46.1	4.36	85.4	82	片麻岩・(石英閃緑岩・粗粒花崗閃緑岩)
	F層 414.0 ～ 472.8m	161.5	158.4	4.67	105.3	70	粗粒花崗閃緑岩・(石英閃緑岩・片麻岩)
	G層 472.8 ～ 475.7m	108.3	91.0	4.81	58.4	83	石英閃緑岩
	H層 475.7 ～ 489.7m	343.2	344.3	4.89	111.2	70	粗粒花崗閃緑岩・(石英閃緑岩)
	I層 489.7 ～ 517.3m	54.6	44.9	4.24	69.4	75	粗粒花崗閃緑岩・(石英閃緑岩・片麻岩)
	J層 517.3 ～ 536.4m	105.5	94.4	4.19	79.6	79	石英閃緑岩・(粗粒花崗閃緑岩)
	K層 536.4 ～ 539.7m	83.3	81.5	4.94	40.9	90	粗粒花崗閃緑岩・石英閃緑岩
	L層 539.7 ～ 570.0m	653.8	1123.8	5.24	84.1	29	片麻岩・(石英閃緑岩・粗粒花崗閃緑岩)
	M層 570.0 ～ 587.8m	331.9	517.3	4.96	-	(539.4～577.2m)	片麻岩・(粗粒花崗閃緑岩)
	N層 587.8 ～ 595.3m	664.3	1121.0	5.34	-	58	粗粒花崗閃緑岩・(片麻岩・中粒花崗岩)
	O層 595.3 ～ 600.0m	307.1	389.8	5.03	-	(577.2～601m)	石英閃緑岩

1-4-2. 孔 3 による深度 10.8～50m の地質状況

深度 16～42m の範囲では、中粒花崗岩と片麻岩が露出しており、粗粒花崗閃緑岩の露出は少ない。深度 42m からは粗粒花崗閃緑岩が連続して認められる。

電気検層による比抵抗値は、深度の増加に伴い全体的に増加する傾向にある。また、P 波速度も深度 25m までは、4km/s 以下の速度であったが、それ以深では、4km/s 以上の速度で比較的安定する。この P 波速度の変化する深度は、岩相境界には対応していないことから、これ以浅では風化の影響が示唆される。BHTV によるフラクチャー解析によると、深度 29.8m 以浅では、主に北西や南方向に傾斜したフラクチャーが卓越しているが、これ以深でのフラクチャーは、西傾斜を示すものが多くなり、地層内の断裂方向に変化が認められる。これは、断層運動による地層の変位に起因する可能性がある。

電気伝導度検層の結果では、深度 13.5m 付近において電気伝導度の上昇が見られており、この深度が最も良い透水ゾーンであると考えられる。

1-4-3. 孔 2 による深度 40～210m の地質状況

深度 40～100m までは、粗粒花崗閃緑岩が多く見られ、深度 60～70m と深度 95～100m において中粒花崗岩が花崗閃緑岩中に挟在している。孔 2 の地層区分による B 層は、深度 60～70m の中粒花崗岩に対応している。深度 100～155m までは石英閃緑岩が多く見られ、この深度は D 層に対応している。深度 155～210m では、粗粒花崗閃緑岩が卓越しており、ここでは E 層に対応している。

電気抵抗値では、A 層と B 層では、低い比抵抗値を示し、特に B 層では、P 波速度も平均 4.19m/s と他の層と比較して、著しく低い値となる。ここでは、角礫状のペグマタイトが見出されており、非常に軟質である。B 層以深は、電気検層結果よりショートノルマルでは平均 400M Ω の値となり、高比抵抗値を示す。D 層と E 層は、P 波速度も平均 5km/s 以上であり、ここでは、粗粒花崗閃緑岩と石英閃緑岩が分布している。特に深度 195～205m では、非常に硬質で連続性の良い粗粒花崗閃緑岩が露出しており、電気検層によるショートノルマル値も 800M Ω 以上である。BHTV 検層によるフラクチャー解析では、全深度を通じて、北傾斜のフラクチャーが卓越しているが、40～140m では、西傾斜のフラクチャーも多く、167.3～200m では西傾斜と南西傾斜を示すフラクチャーが卓越している。

電気伝導度検層では、深度 105m 付近と深度 202m 付近において電気伝導率が増加する傾向が見られた。特に 202m 付近の電気伝導率の増加は、実施された 3 回の測定において、明確に増加が確認されており、透水ゾーンであると思われる。この深度において、水みちであると推測されるフラクチャーは、BHTV 検層の画像において確認される。

1-4-4. 孔 1 による深度 200～600m の地質状況

深度 200～300m の区間では、粗粒花崗閃緑岩を主体として、石英閃緑岩などが認められるが、深度 300～350m では、砂質泥質片麻岩が広く分布しており、粗粒花崗閃緑岩の露出は少ない。深度 350～410m は、粗粒花崗閃緑岩、石英閃緑岩、片麻岩類が数 m 程度の層厚で互層状に分布している。410m 以深では、粗粒花崗閃緑岩を主体として、幅 1m～5m 程度の石英閃緑岩や片麻岩の層が挟在している。

電気検層の平均値は、L 層、N 層で高い値（ロングノルマルで 1000M Ω 以上）を示す。ここでは、粗粒花崗閃緑岩が広く分布しており、非常に硬質でコアの連続性も良い。この深度における P 波速度も、平均で 5km/s を超える速度を示しており、全コアリング区間（深度 0～600m）において、最も硬質であると思われる。ここでは、BHTV 検層によって求められたフラクチャーの数も少ない。一方で、E 層、I 層、J 層では、電気検層の平均値も低く（ロングノルマルで 100M Ω 未満）、平均 P 波速度値も、他のやや低い値を示す。E 層では片麻岩が主体であり、I 層と J 層では、それぞれ粗粒花崗閃緑岩と石英閃緑岩が主体である。ここでは、コアの連続性は比較的悪く、角礫状コアや造岩鉱物の変質が多く認められているため、これらの低比抵抗値を示す区間は、岩相によって差異が生じたのではなく、変形作用もしくは変質作用の集中したことに起因すると推測される。BHTV 検層によるフラクチャー解析では、この区間においては、北傾斜もしくは南西傾斜のフラクチャーが卓越している。C1 層、H 層、J 層では、南傾斜のフラクチャーが最も多い傾向にあったが、東傾斜のフラクチャーが卓越する層は確認されなかった。

電気伝導度検層による、電気伝導率は、295m 付近で変化が確認された。しかし、この深度の温度検層による水温の変化は確認されなかった。温度検層では、深度 505m と 530m においてわずかに変化が見られた。

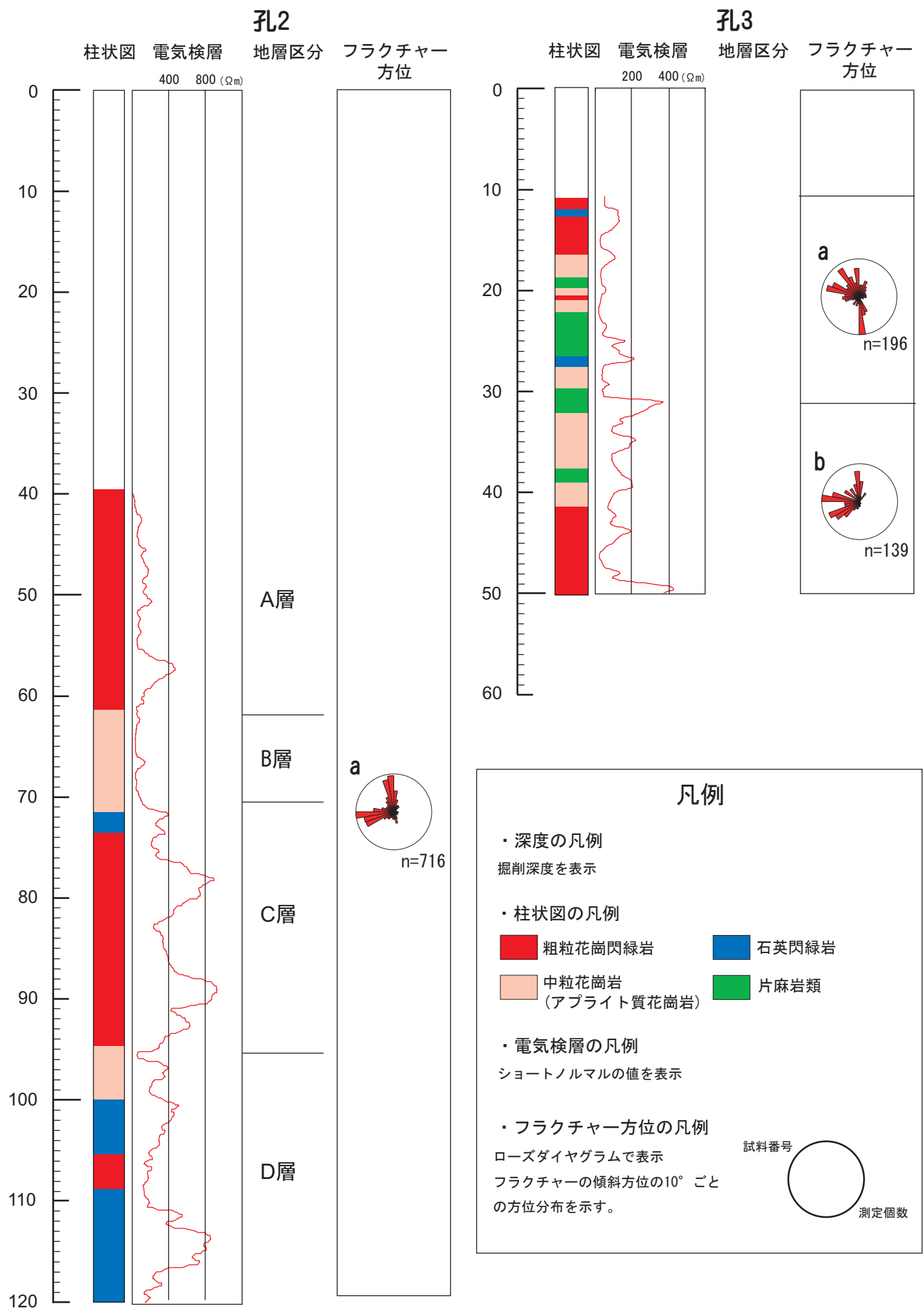


図4 孔井柱状図 (0~120m : 孔2・孔3)

孔1

孔2

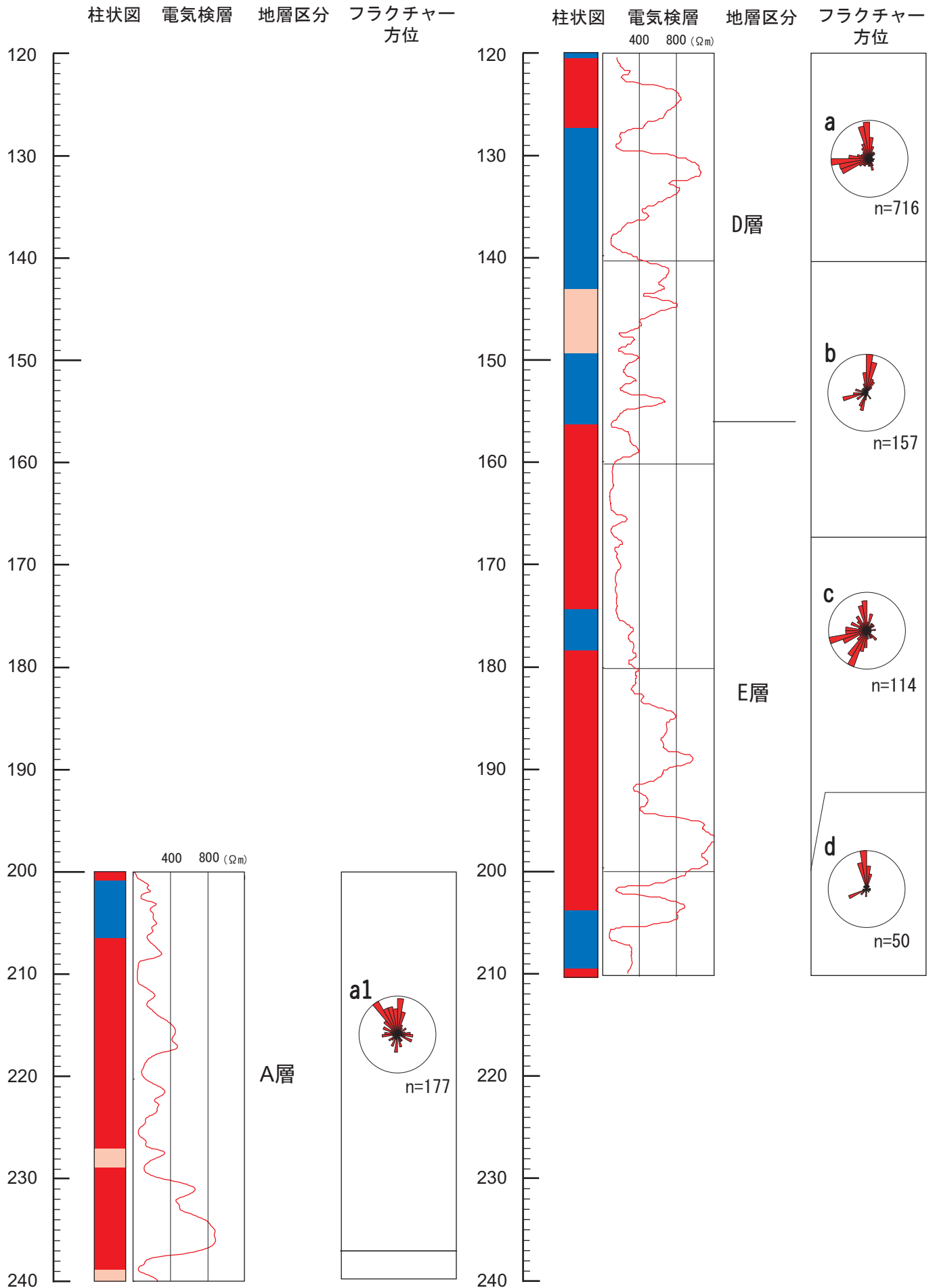


図5 孔井柱状図 (120~240m : 孔1・孔2)

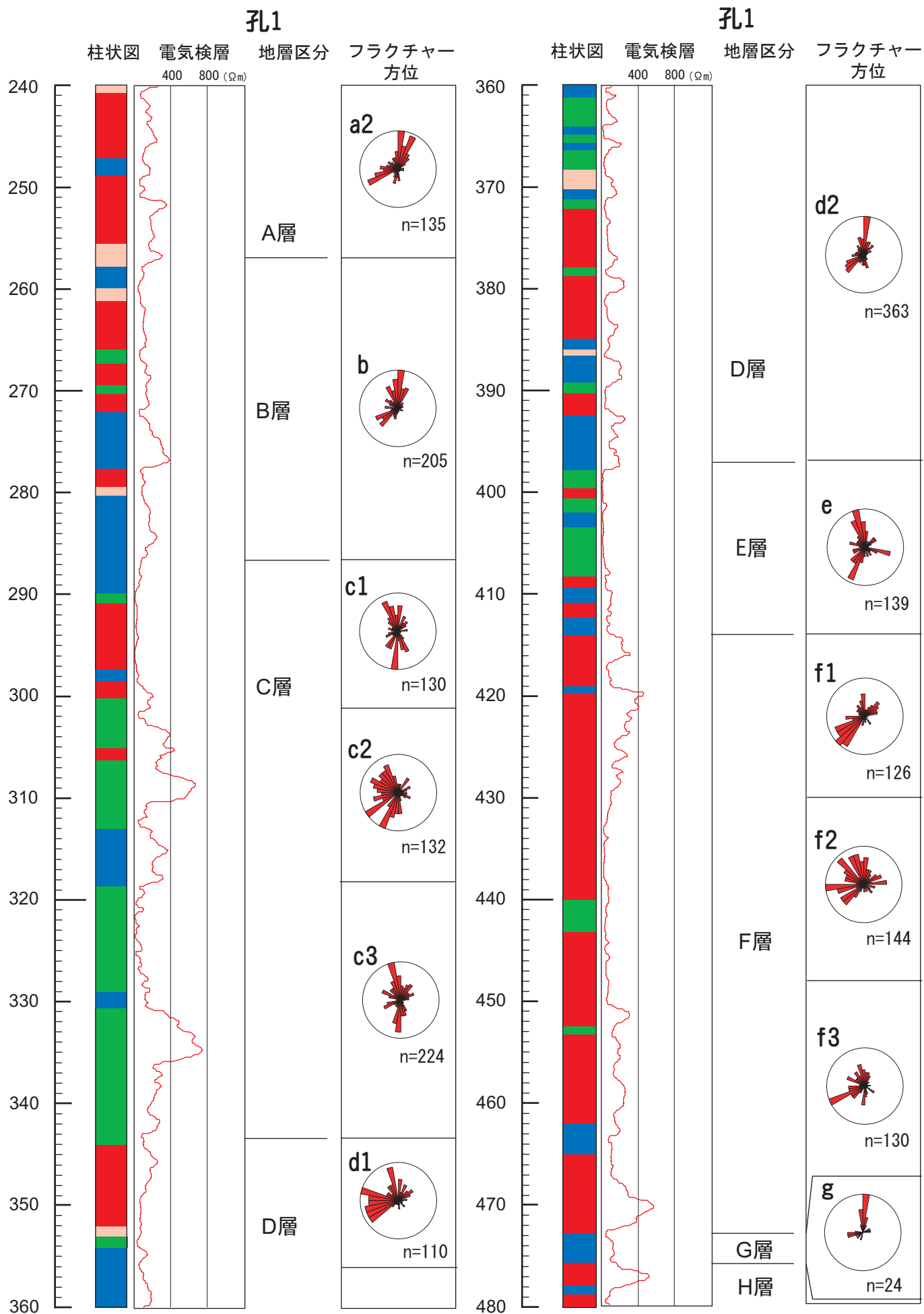


図6 孔井柱状図 (240~480m : 孔1)

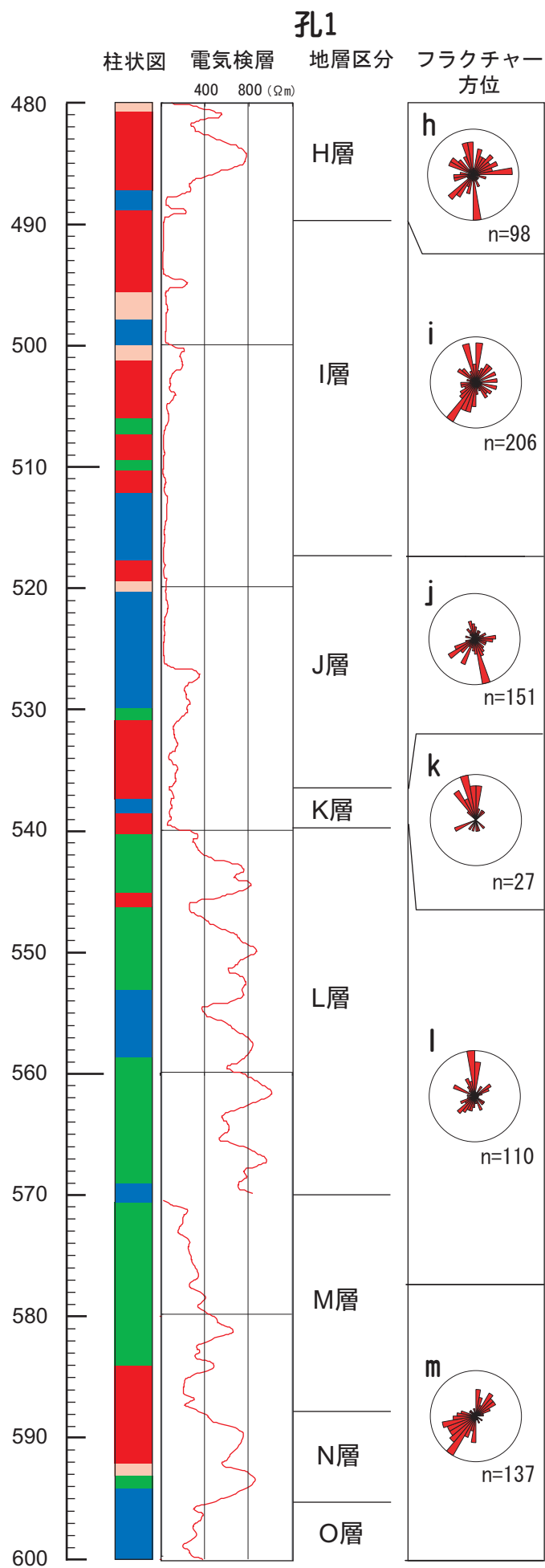


図7 孔井柱状図 (480～600m : 孔1)

1-5. 総合検討

図8 において 1/3000 スケール地質柱状図と想定される孔井周辺の地質柱状図を示している。ここでコアリング掘削を実施した区間（10.8～600m）では、領家変成帯の火成岩類および片麻岩類のみ観察され、一志層群の構成岩類は認められなかった。本掘削地点周辺の地質調査の結果、加太花崗閃緑岩と一志層群の境界は、不整合によって境されていることを確認しており（図3 参照）、境界面の走向・傾斜は、N12° W、22° 北東傾斜となる。コアリング掘削した区間では粗粒花崗閃緑岩が主体をなしているが、この粗粒花崗閃緑岩は、端山ほか（1982）などによる加太花崗閃緑岩に対応していると考えられる。また、全孔において石英閃緑岩も多く観察されているが、粗粒花崗閃緑岩中に岩脈として産しているものや、逆に石英閃緑岩中に岩脈状に産する花崗閃緑岩が観察された。また、本掘削地点周辺において花崗閃緑岩と石英閃緑岩の境界部の露頭においても、それぞれの岩脈が互いに注入しており（図3 参照）、このような構造は、花崗閃緑岩と石英閃緑岩が同時期に火成活動（噴出）した可能性が高い。このように、塩基性岩（石英閃緑岩）を密接に伴って産する花崗岩体は、奈良県の初瀬火成複合岩体などが挙げられる。ここでも花崗岩体と岩脈状に産する塩基性岩は同時期に火成活動していると推測されている（西脇・奥平，2007，P8-3 を参照）。また、片麻岩類は、加太花崗閃緑岩中の捕獲岩であると考えられる。

物理探査の結果から、深度 540～595m の区間では、高い比抵抗値を示し、P 波速度も他の深度と比較して早くなる、一方で深度 60～70m、340～470m、490～535m の区間では、低い比抵抗値を示し、P 波速度も他の深度と比較して遅くなる傾向がある。これらの高比抵抗値と低比抵抗値を示す区間は、岩相によって区分されていない。低比抵抗値区間では、フラクチャーの検出数も多く、コア試料においても角礫状コアや片状コアが多くなる。つまり、深度 60～70m、340～470m、490～535m の区間において、地殻内の変形が集中している可能性がある。

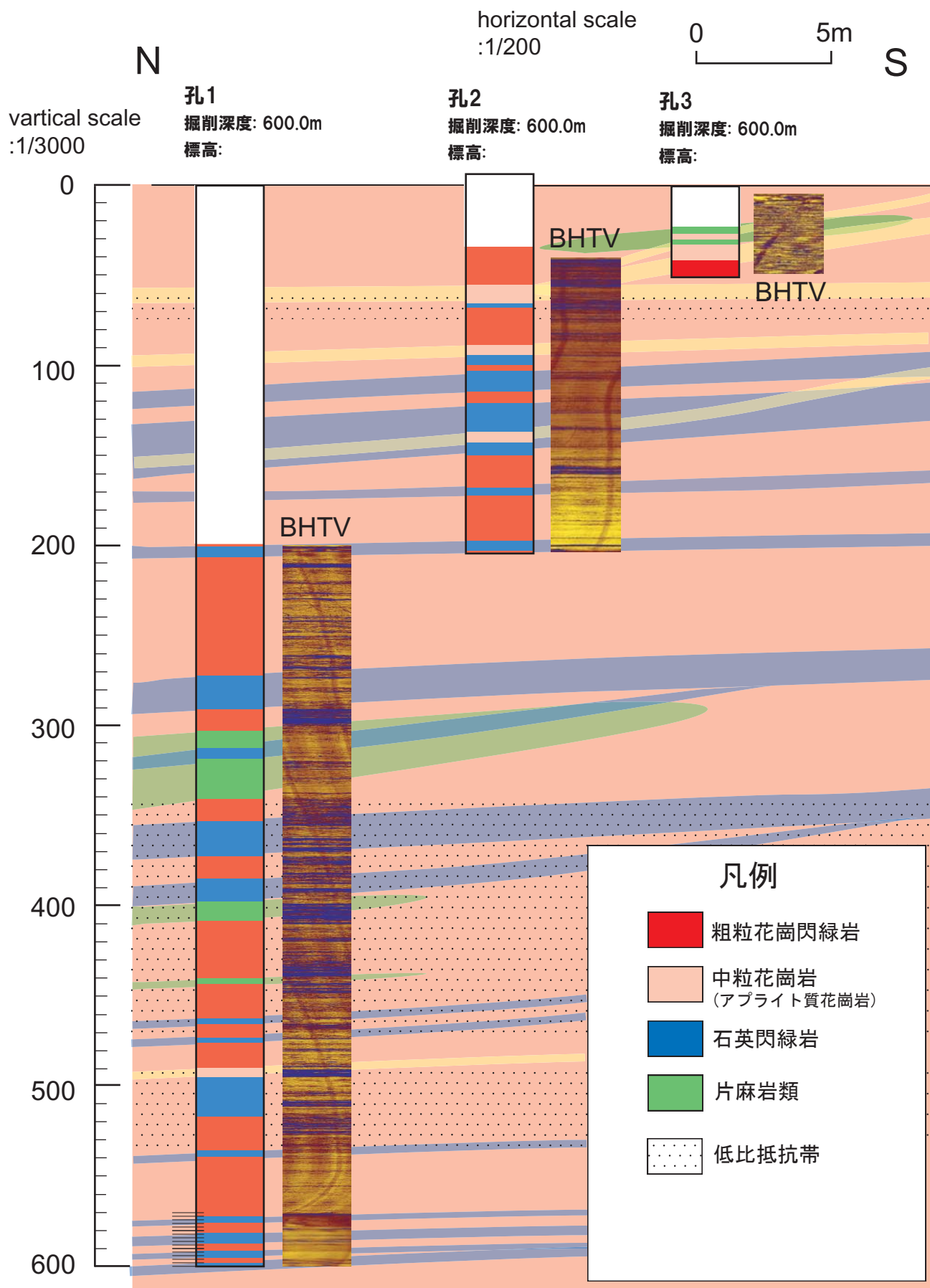


図8 孔井柱状図と推定断面図