ILC 立地可能性評価に向けた北上山地地質調査

報告書

第1部 地表踏査

（2013 年 7 月）

公益社団法人・地盤工学会・東北支部

第2部 地質調査

（2013 年 4 月、改訂：2018 年 9 月）

東北大学 ILC 推進会議、東北 ILC 推進協議会、岩手県・宮城県

ILC 立地可能性評価に向けた北上山地地質調査報告書

第1部　地表踏査

（2013 年 7 月）

公益社団法人　地盤工学会　東北支部

ILC 立地可能性評価に向けた北上山地地質調査研究委員会

委員会構成

委員長　　京谷孝史（東北大学）
副委員長　風間基樹（東北大学）
幹　事　　河井　正（東北大学）、亀村勝美（深田地質研究所）
オブザーバー　吉岡正和（東北大学），佐貫智行（東北大学）

委　員
　岩崎悦夫 他　民間有識者11名

地表踏査担当専任技術者
　阿部恒平 他　民間有識者17名

目　次

1.　調査の概要…… 1
1.1.　調査件名…… 1
1.2.　目的…… 1
1.3.　調査地域…… 1
1.4.　調査期間…… 1
1.5.　調査数量…… 1
1.6.　受託者並びに実施体制…… 1
1.7.　安全管理体制…… 1
2.　地形調査…… 3
2.1.　活断層とリニアメント…… 3
2.2.　調査の目的と調査方針…… 4
2.3.　既往資料調査…… 5
2.4.　地形調査（変動地形学的手法）……15
2.5.　地形調査（地形要素の抽出）……25
2.6.　地形要素の連続性によるリニアメントの抽出……32
3.　地表踏査……33
3.1　方法……33
3.2.　結果……35
3.2.1.　リニアメント No.2-b……35
3.2.2　リニアメント No.3……57
3.2.3　リニアメント No.4……89
3.2.4　リニアメント No.5……112
3.2.5　リニアメント No.6-b…… 158
3.2.6　リニアメント No.7…… 189
3.2.7　リニアメント No.12…… 226
3.2.8　リニアメント No.13…… 248
4.　まとめ…… 262

1. 調査の概要

1.1. 調査件名

ILC 施設立地可能性評価に向けた北上山地地質調査（地表踏査）

1.2. 目的

東北大学が進めている空中写真判読や航空レーザー測量成果などを活用しながら、北上山地のリニアメントについて地表踏査により構造を明らかにし、岩盤安定性を評価することにより ILC 施設立地可能性評価に向けた地質構造を把握することを目的とする。

1.3. 調査地域

北上山地で ILC 施設の立地を想定している地域で、地形調査で抽出された８条のリニアメントを対象として以下の地域で踏査を実施した。

奥州市江刺区　～　一関市大東町　～　一関市千厩町
～　一関市室根町　～　気仙沼市本吉町

1.4. 調査期間

平成 25 年 3 月 21 日　～　平成 25 年 7 月 31 日

1.5. 調査数量

・地表踏査（リニアメント調査）　・・・・・　８条
・地表踏査結果とりまとめ　・・・・・・・・　１式

1.6. 受託者並びに実施体制

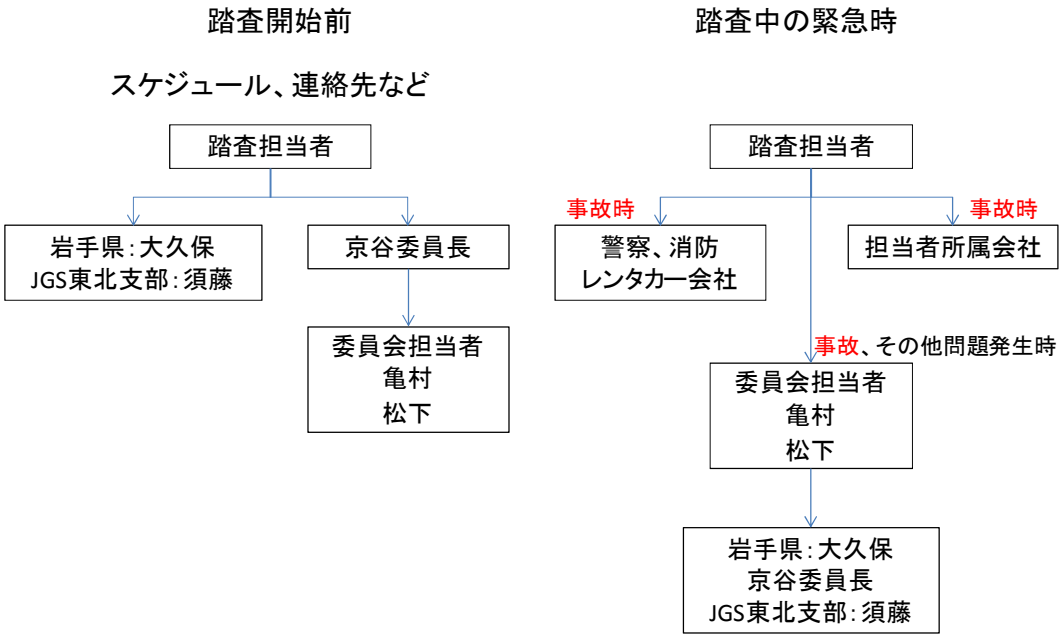
公益社団法人　地盤工学会東北支部

1.7. 安全管理体制

図 1.1 に安全管理体制を示す。

踏査に当たって　連絡先

地盤工学会東北支部 ILC 北上地質調査研究委員会



氏名	所属	E-mail	Tel.	fax
大久保義人	岩手県政策地域部	[redacted]	[redacted]	[redacted]
京谷孝史	東北大学	[redacted]	[redacted]	[redacted]
須藤良清	地盤工学会東北支部	[redacted]	[redacted]	[redacted]
松下典史	応用地質	[redacted]	[redacted]	
亀村勝美	深田地質	[redacted]	[redacted]	[redacted]

図 1.1　連絡体制

2. 地形調査

2.1. 活断層とリニアメント

「活断層」は、最近の地質時代まで活動しており，将来も活動する可能性のある断層と定義される。ここでいう「最近の地質時代」とは，第四紀（約 260 万年以降）または第四紀の後期（およそ数十万年前以降）を指す。1 回の断層活動で生じた変位量は小さくても，同じ場所で断層活動が繰り返されると、地表には図 2.1 に示されるような特徴的な地形が現れる。このようにして形成された地形を、断層変位地形または単に変位地形と呼ぶ。このうち図 2.1 に赤色で示されたような地形の線状模様を「リニアメント」と呼ぶ。しかし、リニアントは河流による侵食など他の原因で生じる場合もあるので、地形に認められるリニアメントは全て活断層というわけではない。

一般に活断層の変動地形学的調査においては、空中写真を立体視することによってリニアメントを抽出することが行われる。しかし、空中写真の判読だけではリニアメントが断層活動に起因するのか否かの識別が困難な場合も多い。

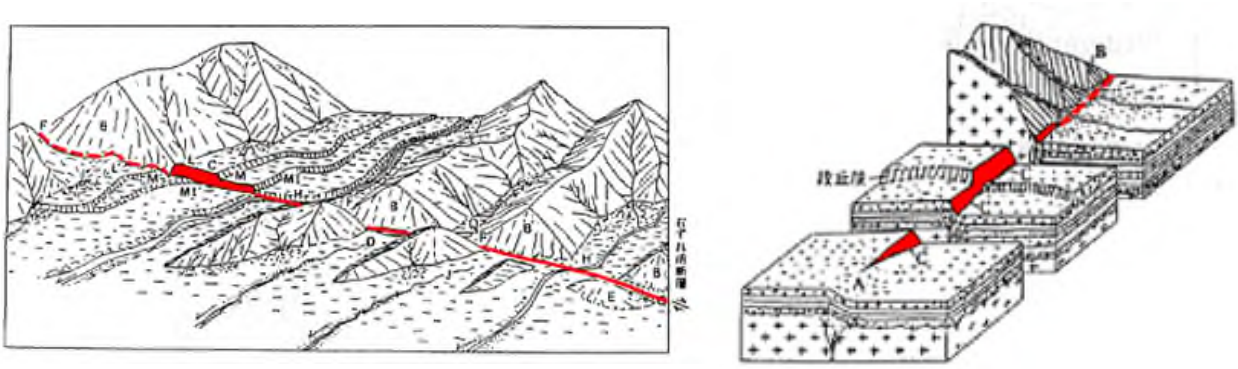


図 2.1 断層変位地形の諸例

岡田 1979，松田ほか 1977 を改訂した活断層研究会編 1991 による

表 2.1 断層変位地形の主な用語

松田ほか 1977 を一部改変。括弧内の記号は図 1 の記号に対応する。

1) 崖地形	断層崖，撓曲崖 (A)，低断層崖 (C)，三角末端面 (B)，逆向き低断層崖
2) 凹地形	断層谷，地溝 (G)，小地溝，断層凹地，断層陥没地，断層池 (D)，断層鞍部 (F)，断層角盆地
3) 凸地形	地塁，小地塁，ふくらみ (E)，断層地塊山地，傾動山地，圧縮尾根
4) 横ずれ地形	横ずれ尾根，横ずれ谷 (H)，閉塞丘 (I)，段丘崖のくいちがい (M-M′，M1-M1′)，山麓線のくいちがい (L-L′)

2.2. 調査の目的と調査方針

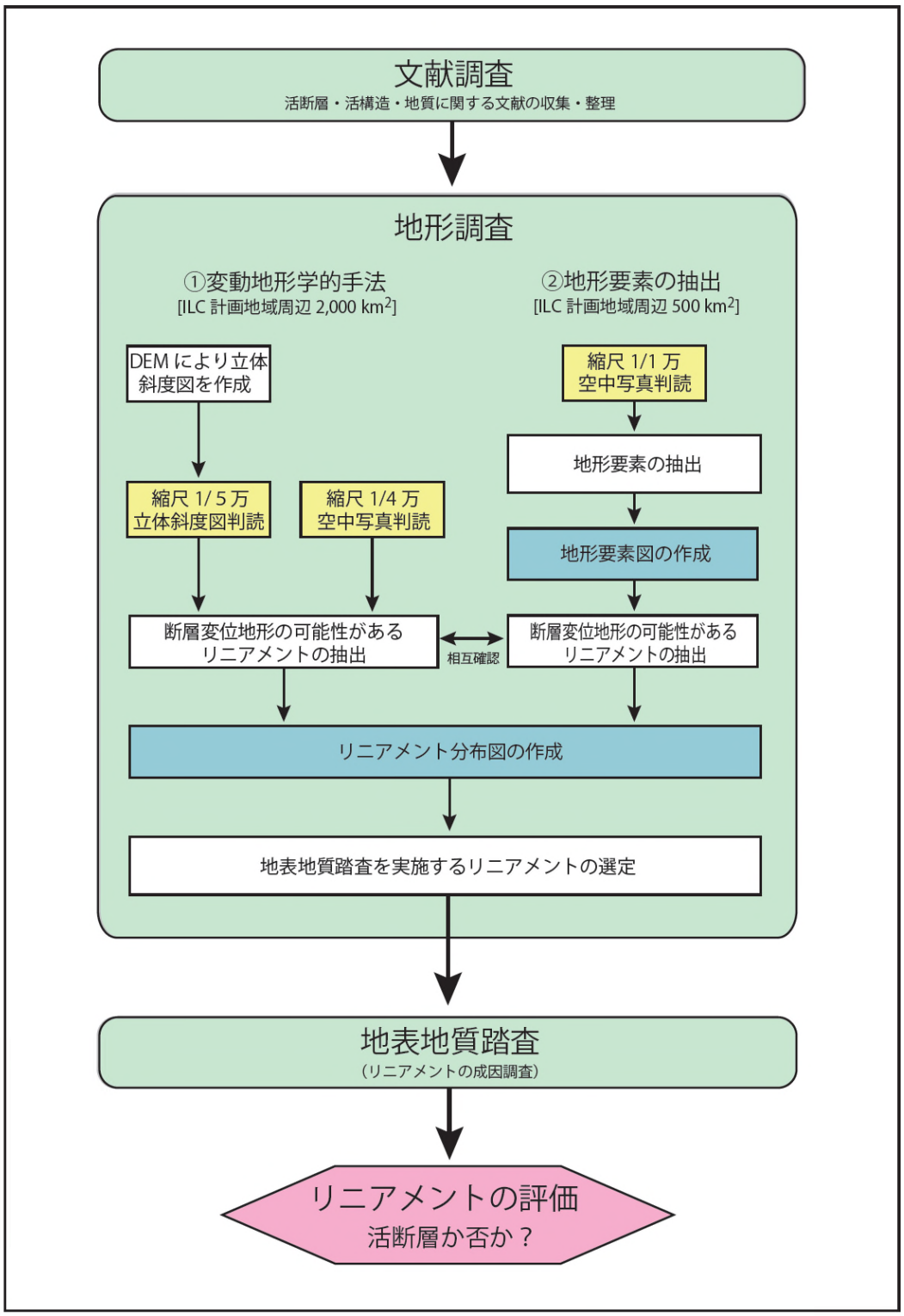


図 2.2 活断層調査の流れ

2.3. 既往資料調査

（1）方法

既往資料として、ここでは、活断層に関連ずる既往資料を収集・整理した。収集した資料は、地形、地質、測地、地震に関する資料として以下の資料を収集した。

① 活断層･･･中田・今泉編（2002）活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会
② 地形･････国土地理院発行、数値地図メッシュ教皇 50m
③ 地質･････産業技術総合研究所発行、数値地質図 1/20 万日本シームレス地質図
④ 重力･････産業技術総合研究所発行、日本重力図（CD-ROM）第 2 版
⑤ 測地･････国土地理院 GEONET データ
⑥ 地震･････気象庁発行、地震年表

（2）結果

ｉ）地形・地質

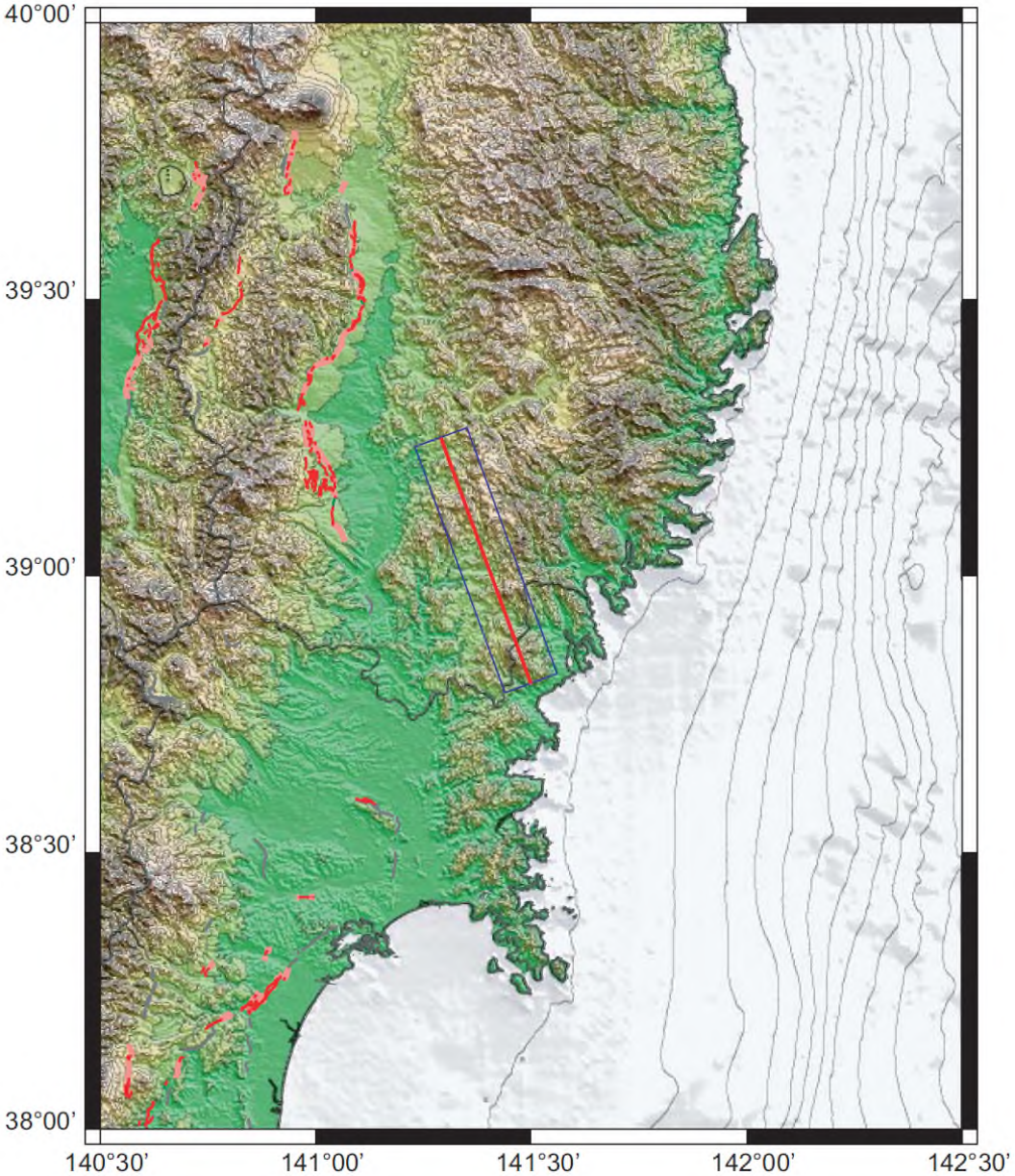


図 2.3　地形と活断層分布図

断層線は中田・今泉（2002）による

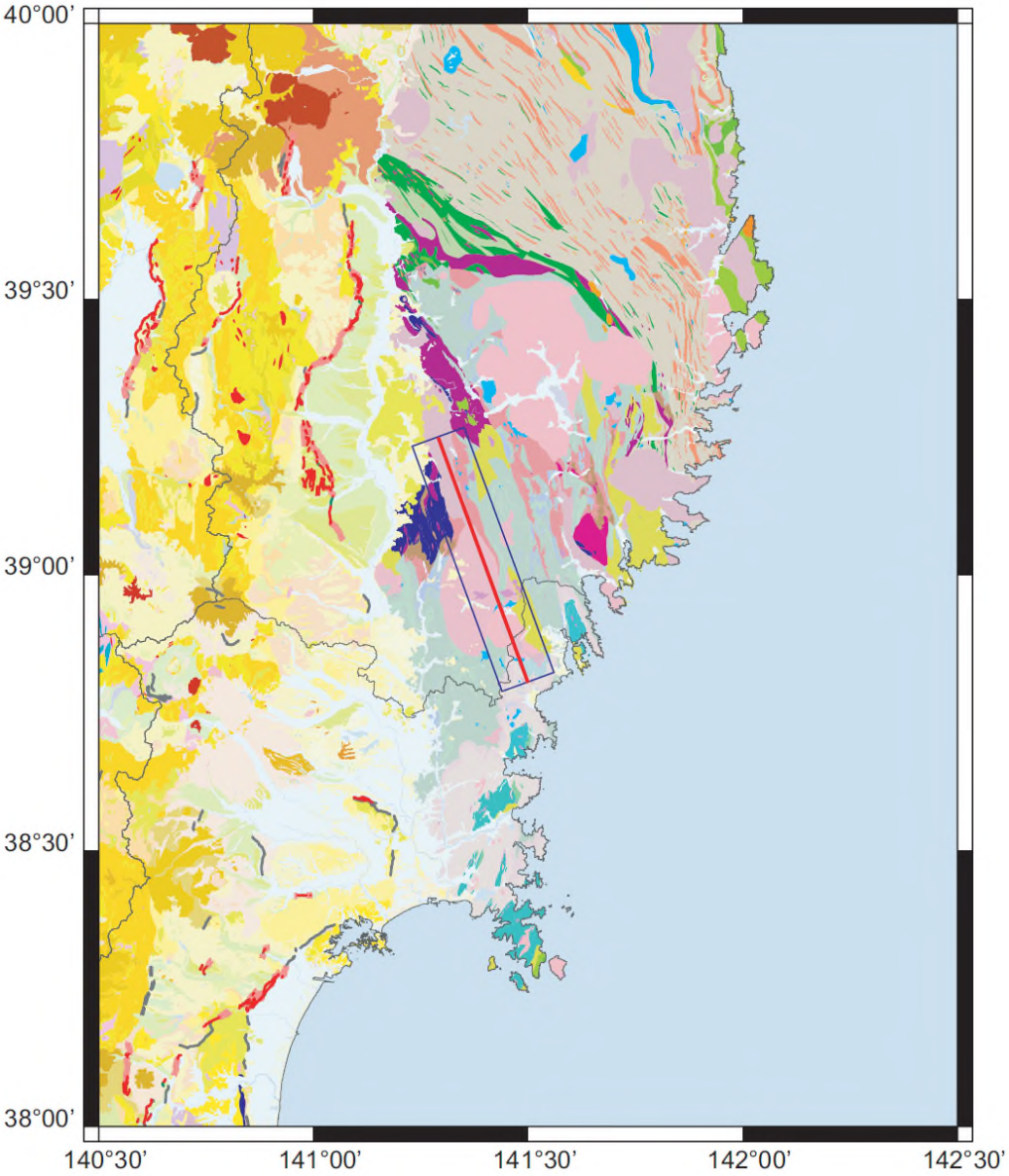


図 2.4　地質図

断層線は中田・今泉（2002）、地質図は 1/20 万シームレス地質図（産業総合研究所）を使用。

ILC 予定地には花崗岩体が分布する。

ii）重力

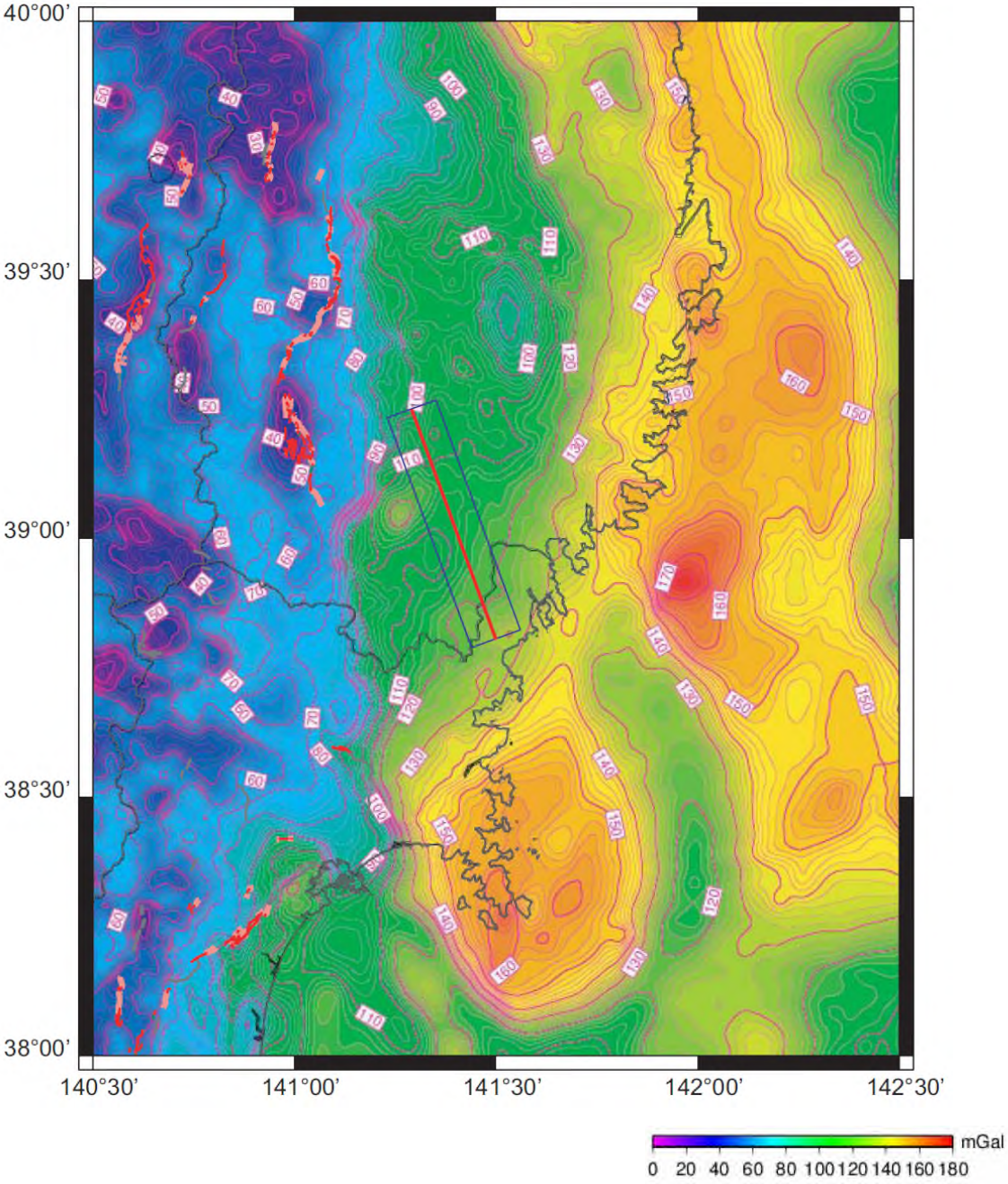


図 2.5　重力異常図（ブーゲー異常，2.67g/cm^3）

iii）測地データ

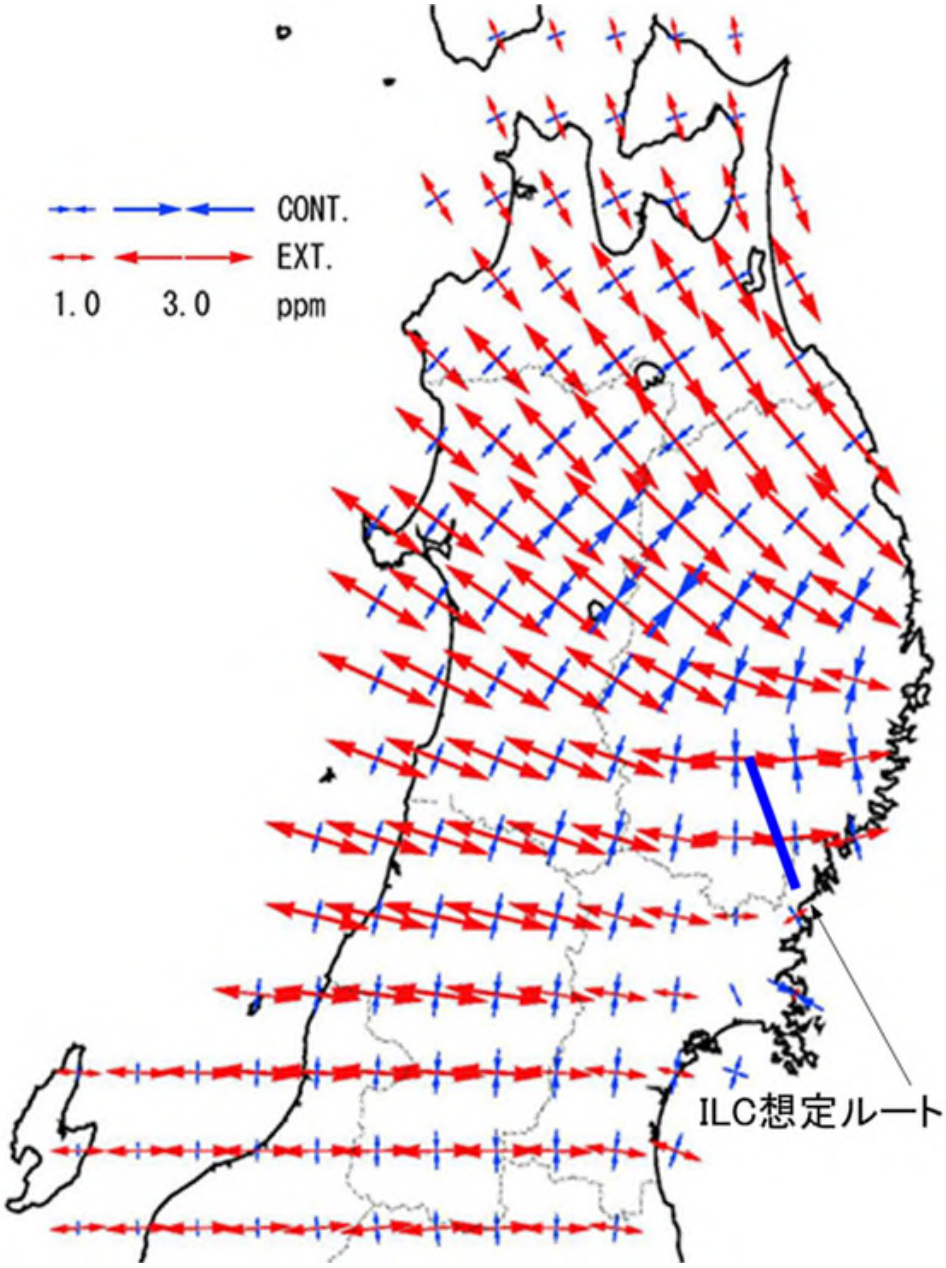


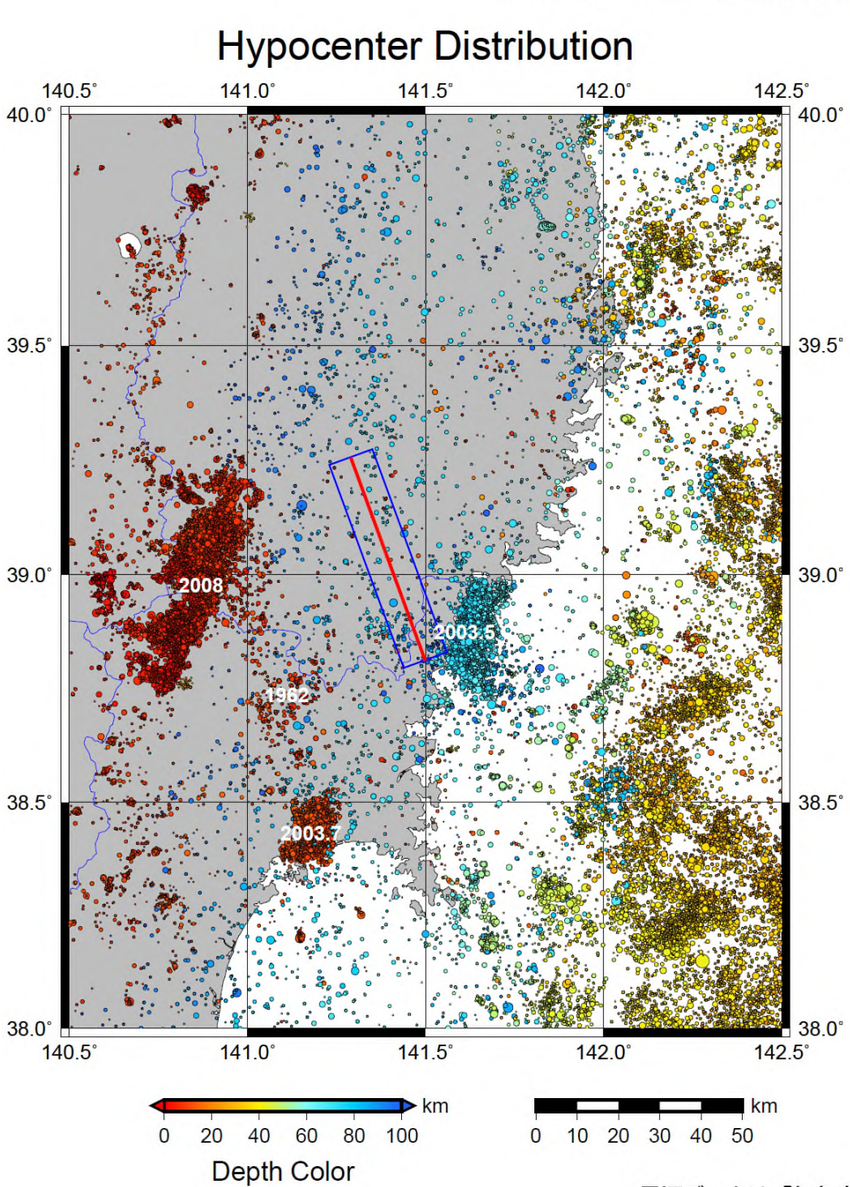
図 2.6　GPS 連続観測データから推定した東日本の水平歪（2011 年 3 月 1 日～ 2011 年 10 月 31 日）（国土地理院, 地震予知連絡会会報, 87, 2011.）

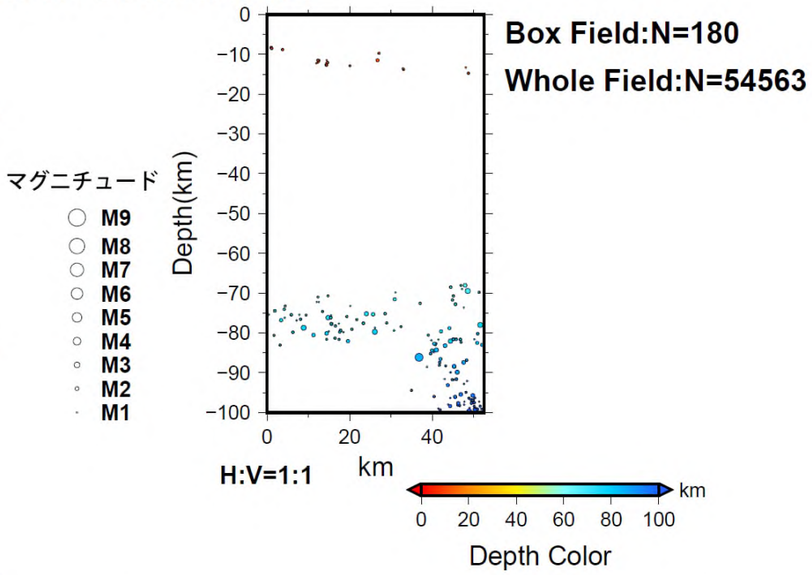
（GNSS 連続観測システム（GEONET： GNSS Earth Observation Network System)とは、全国約 1,200 ヶ所に設置された電子基準点と GEONET 中央局（茨城県つくば市）からなる、高密度かつ高精度な測量網の構築と広域の地殻変動の監視を目的とした国土地理院による GNSS 連続観測システムである。)。

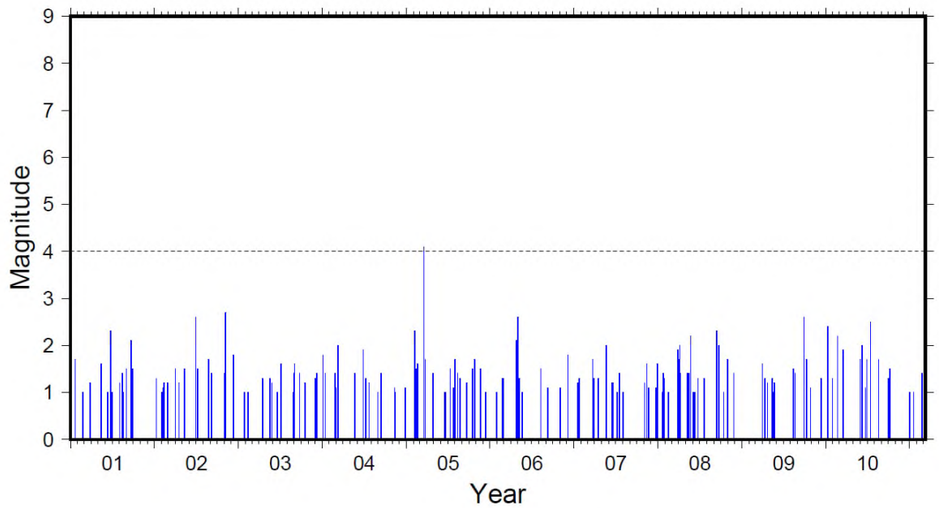
ⅳ）地震データ

震源分布図・断面図

2001/1/1 - 2011/3/10 M: 1.0-9.0 D: 0.0-100.0km







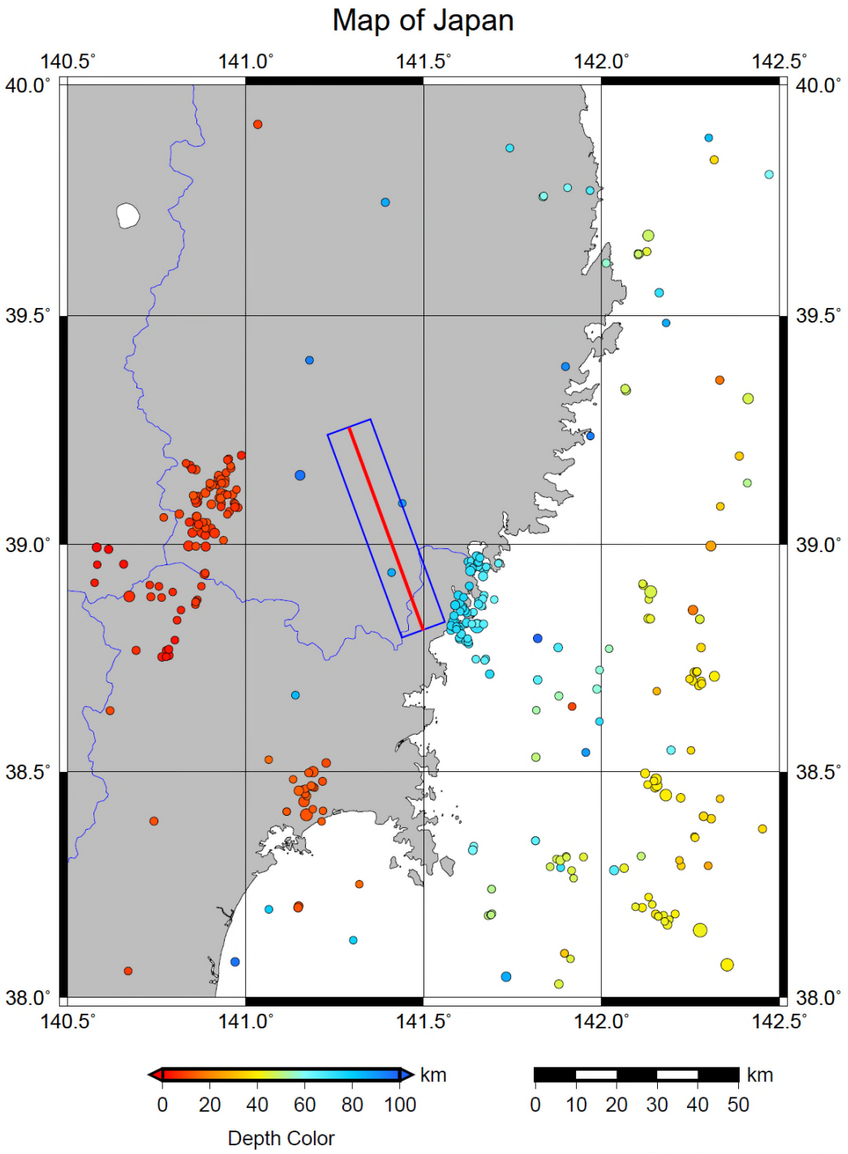
震源データは「気象庁地震火山月報全国震源データ」による。

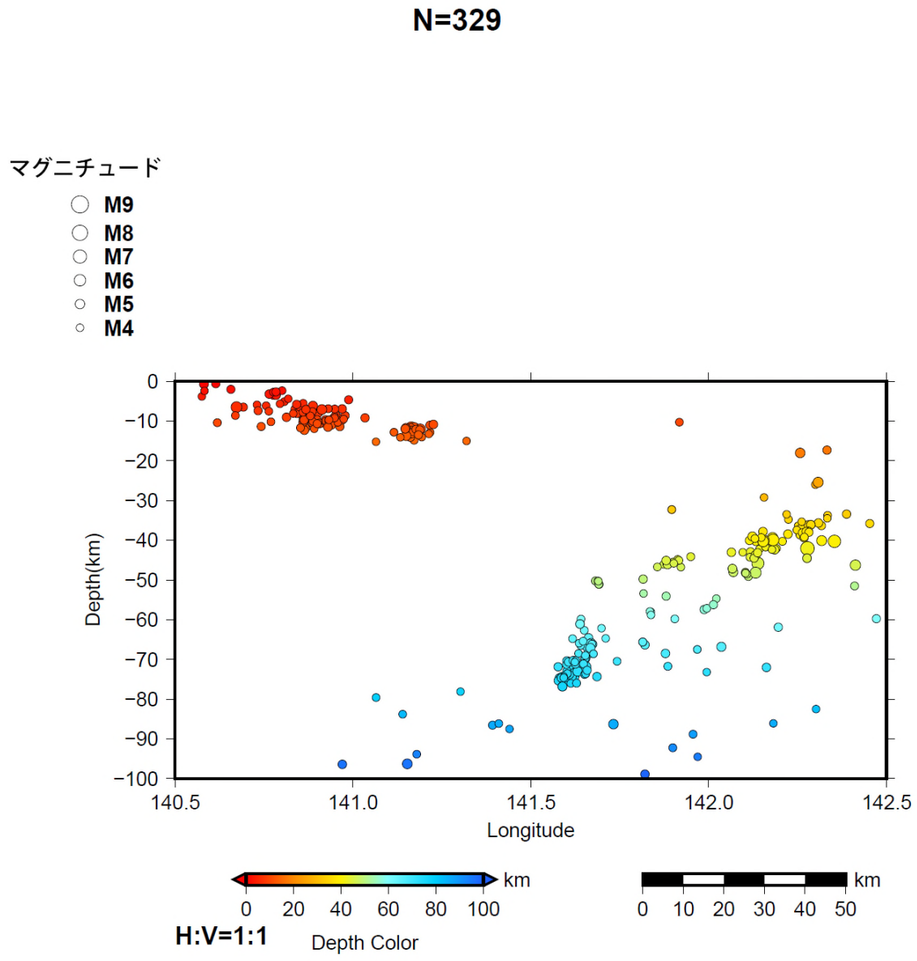
1962：1962年4月30日宮城県北部地震　深さ約19km，M6.5
2003.5：2003年5月26日の宮城県沖地震　深さ約72km，M7.1
2003.7：2003年7月26日の宮城県北部地震　深さ約12km，M6.4
2008：2008年6月14日岩手・宮城内陸地震　約8km，M7.2

図 2.7　震源分布図・断面図（平成 23 年東北地方太平洋沖地震前）

震源分布図・断面図

2001/1/1 - 2011/3/10 M: 4.0-9.0 D: 0.0-100.0km



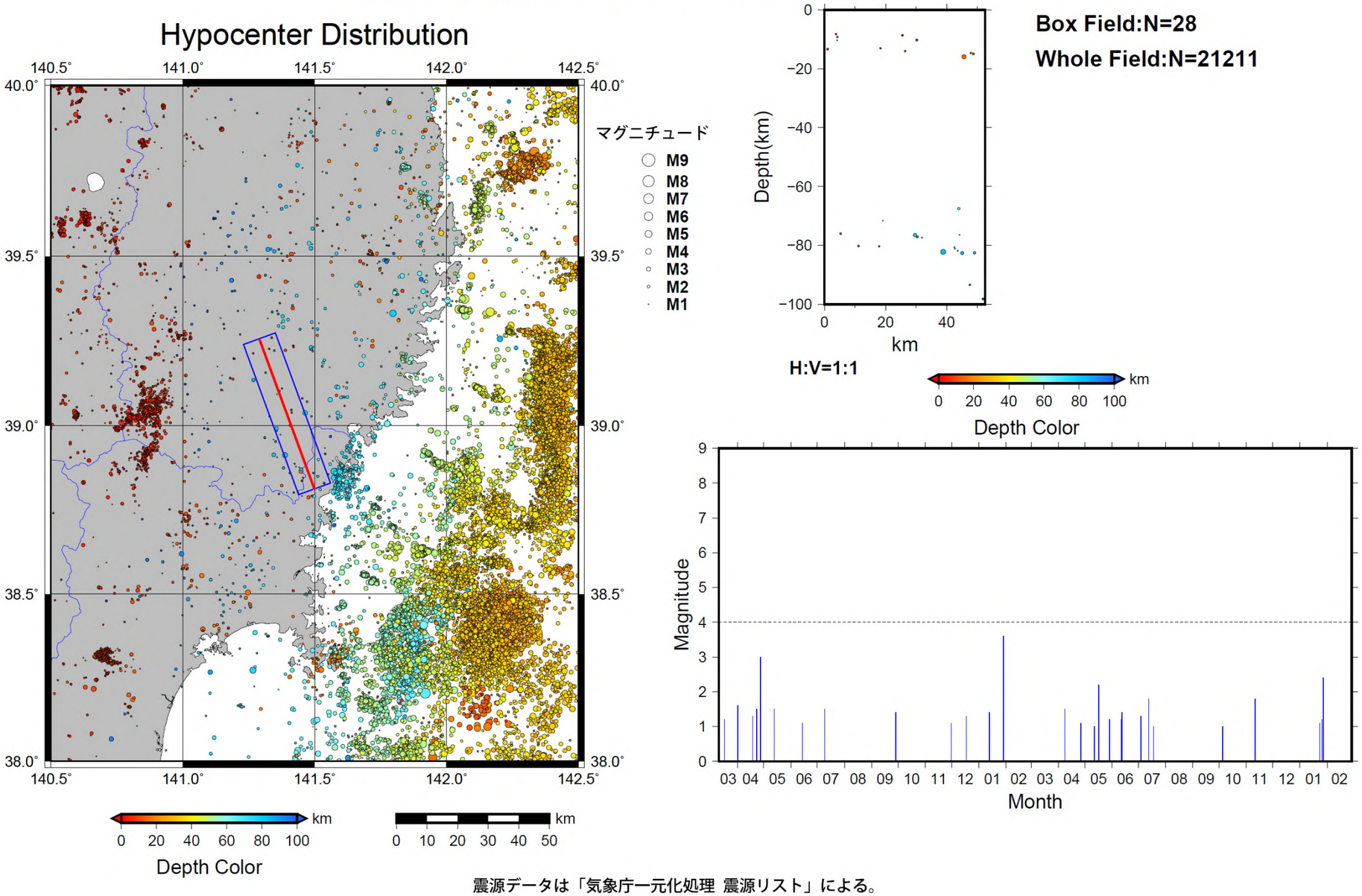


震源データは「気象庁地震火山月報全国震源データ」による。

図 2.8 震源分布図・断面図（平成 23 年東北地方太平洋沖地震前、M4 以上）

震源分布図・断面図

2011/3/11 - 2013/2/28 M: 1.0-9.0 D: 0.0-100.0km

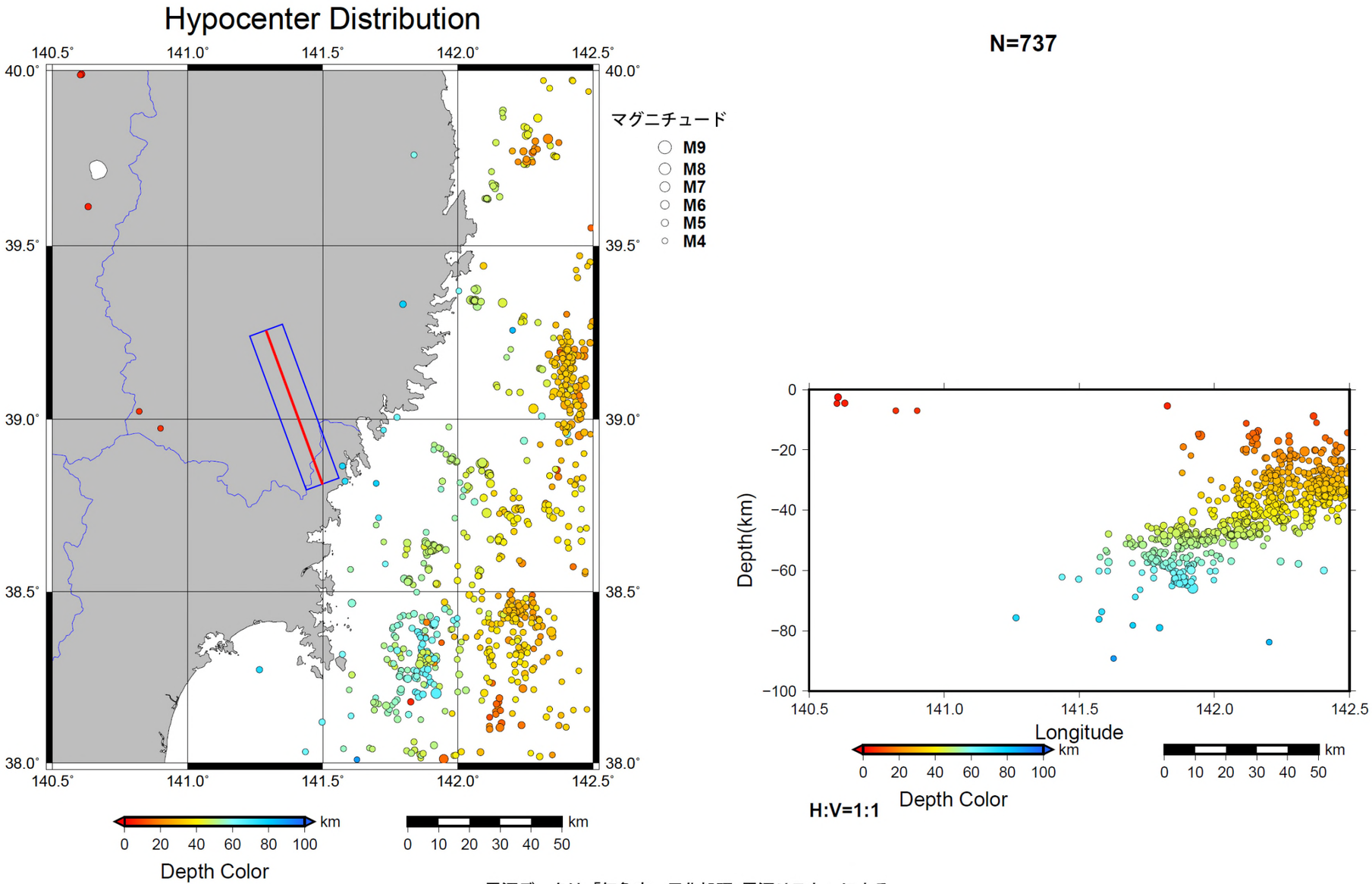


震源データは「気象庁一元化処理 震源リスト」による。

図 2.9 震源分布図・断面図（平成 23 年東北地方太平洋沖地震後）

震源分布図・断面図

2011/3/11 - 2013/2/28 M: 4.0-9.0 D: 0.0-100.0km



震源データは「気象庁一元化処理 震源リスト」による。

図 2.10　震源分布図・断面図（平成 23 年東北地方太平洋沖地震後、M4 以上）

2.4. 地形調査（変動地形学的手法）

（1）方法

ｉ）縮尺 1/4 万空中写真判読によるリニアメントの抽出方法

はじめに、加速器予定地周辺のリニアメント分布を明らかにするために、縮尺 1/4 万の空中写真を使用してリニアメントの抽出を行った。調査対象としたのは加速器予定地を中心とする約 2,000km^2 の範囲である。リニアメントの抽出は、表 2.2 の判読基準に従った。判読基準は、原子力発電所の地盤の耐震安定性評価を目的とする活断層調査のために作られた土木学会（1985）のリニアメント判読基準に、一部加筆したものである。空中写真は、1947 年に米軍によって撮影されたものを使用した（表 2.3　リニアメント判読に使用した空中写真一覧）。この時期の米軍撮影の空中写真は、戦後の高度成長期以降の大規模な土地の人工改変が行われる前に撮影されていることから、一般的な活断層調査の際によく利用されている。

リニアメントは表 2.4、表 2.5 に示されるように、地形形態、基準地形の種別、リニアメントの連続性・直線性、その明瞭度などにより L_A~L_E にランク分けされる。L_A ランクは変位地形である可能性が高いリニアメントであり、以下 L_B、L_C、L_D とランクが下がるにつれ変位地形である可能性も低くなる。最もランクの低い L_E は、変位地形以外の要因に起因する可能性が極めて高いリニアメントである。

表 2.2　リニアメントの判読基準

リニアメントのランク	判読内容		
	山地・丘陵内	段丘面	リニアメントの連続方向・連続性・高度不連続など
LA 変位地形である可能性が高い	鮮明な崖、鞍部等の直線的な連続から成り、ひと続きであることが明瞭な地形面上に一様の高度不連続が認められるもの。河谷・尾根が系統的に同方向に屈曲し、屈曲量に累積性が認められるもの。	ひと続きであることが明瞭な段丘面上の開析を受けていない鮮明な崖、急斜面等の直線的な連続からなるもの。崖、急斜面が異なる複数の段丘面等の地形面上に直線的に連続するもの。	連続方向は河食崖、海食崖の方向とは斜交あるいは直交する。傾斜方向は地形面の一般的傾斜方向とは逆方向を示す。連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般的傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ比高が大きく一様であり連続性も良い。
LB 変位地形である可能性がある	崖、鞍部等の直線的な連続からなり、ひと続きであると推定される地形面上に一様の高度不連続が認められるもの。河谷・尾根が不明瞭であるが、系統的に同方向に屈曲しているもの。	ひと続きであると推定される段丘面上のほとんど開析を受けていない鮮明な崖、急斜面の直線的な連続から成るもの。	連続方向は河食崖、海食崖の方向とは斜交あるいは直交する。傾斜方向は地形面の一般的傾斜方向とは逆方向を示す。連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般的傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ比高が大きく一様であり連続性も良い。
LC 変位地形である可能性が低い	崖、鞍部等のほぼ直線的な連続からなり、その両側で高度不連続が一様に認められる。河谷・尾根が一部で同方向に屈曲しているもの。	段丘面上に見られるほぼ直線的な崖、急斜面の連続からなるが、一部で不鮮明なもの。	連続方向は旧流路、河食崖、海食崖の方向とはやや斜交する。連続方向は旧流路、河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般的傾斜方向と同方向であるが、高度不連続が認められ比高が大きく連続も良い。しかし、一部で不明瞭となる。
LD 変位地形である可能性が非常に低い	開析を受けて不鮮明な崖、鞍部等のほぼ直線的な断続からなり、その両側で高度不連続が認められるが不明瞭であるもの。連続性の良い直線的な急崖・河谷からなるが、明瞭な変位地形を伴わないもの。	段丘面上に見られる崖、急斜面の連続からなるが、断続することが多く不鮮明なもの。	高度不連続は不明瞭であり、連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般的傾斜方向と同方向、あるいは斜交し、一部で寸断され断続する。
LE 変位地形以外の要因に起因する可能性が高い	開析を受けて不鮮明な崖、鞍部等の断続からなり、その両側で高度不連続が認められても不明瞭であるもの。直線状の崖・谷が連続するが、明瞭な変位地形を伴わないもの。	段丘面上に崖、急傾斜面は認められない。	高度不連続は認められても、不明瞭である。連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般的傾斜方向と同方向あるいは斜交し、しばしば切断され、断続的である。

土木学会(1985)の判読基準に下線部を追加

表 2.3　リニアメント判読に使用した空中写真一覧

縮尺・撮影年	写真記号	写真番号		1/.5万地形図図幅名
縮尺1/4万 1947年 米軍撮影	M621	316	310	北上、人首
		32	36	北上、人首
		71	64	人首、陸中大原
		138	144	陸中大原、盛
		174	167	陸中大原、盛
		388	394	陸中大原、盛
		420	411	千厩、気仙沼
		490	498	千厩、気仙沼
	M638	55	47	千厩、気仙沼
		127	132	志津川、津谷
縮尺1/1万 1977年 国土地理院 撮影	CTO-77-8	C5	1 – 12	人首
		C6	1 – 11	
		C7A	1 – 12	
		C8	1 – 12	
		C9	2 – 14	
		C10	2 – 14	
		C11A	3 – 17	陸中大原
		C12	3 – 18	
		C13A	3 – 20	
		C14A	3 – 19	
		C15A	3 – 20	
		C16A	4 – 25	
		C17A	4 – 22	
		C18A	4 – 23	
		C19A	4 – 19	
		C20A	13 – 22	
	CTO-77-9	C1	8 – 24	千厩
		C2A	8 – 24	
		C2B	1 – 2	
		C3A	9 – 25	
		C4A	10 – 23	
		C5A	10 – 22	
		C6	10 – 22	
		C7B	1 – 11	
		C7C	1 – 3	
		C8B	13 – 23	
		C9	13 – 24	
		C10	14 – 25	
		C11B	6 – 17	
		C12	17 – 28	志津川
		C13	17 – 28	
		C7C	4 – 6	気仙沼
		C8	24 – 28	
		C9	25 – 29	
		C10	26 – 30	
		C11B	18 – 23	

＊写真番号は西→東の順

ii）縮尺 1/5 万立体斜度図判読によるリニアメントの抽出方法

本調査では、DEM（国土地理院の数値標高モデル、10m メッシュ）を用いて、加速器予定地を中心とする南北 67 km、東西 37 km の約 2,500km^2 の範囲を対象に、新たに縮尺 1/5 万の立体斜度図を作成した。立体斜度図は、赤と青のフィルターを通して見ることで立体写真として鑑賞することができる画像（アナグリフ画像、図 2.11）である。本調査では調査地域全域が含まれる 1 枚の大きな画像として立体斜度図を作成し、調査地域全体を俯瞰しながらリニアメントを抽出した。縮尺 1/4 万の空中写真では一度に立体視できる範囲が限定

的であるため、縮尺 1/4 万の空中写真判読で見落としたリニアメントがないか、調査地域全体を見渡しながらクロスチェックを行った。

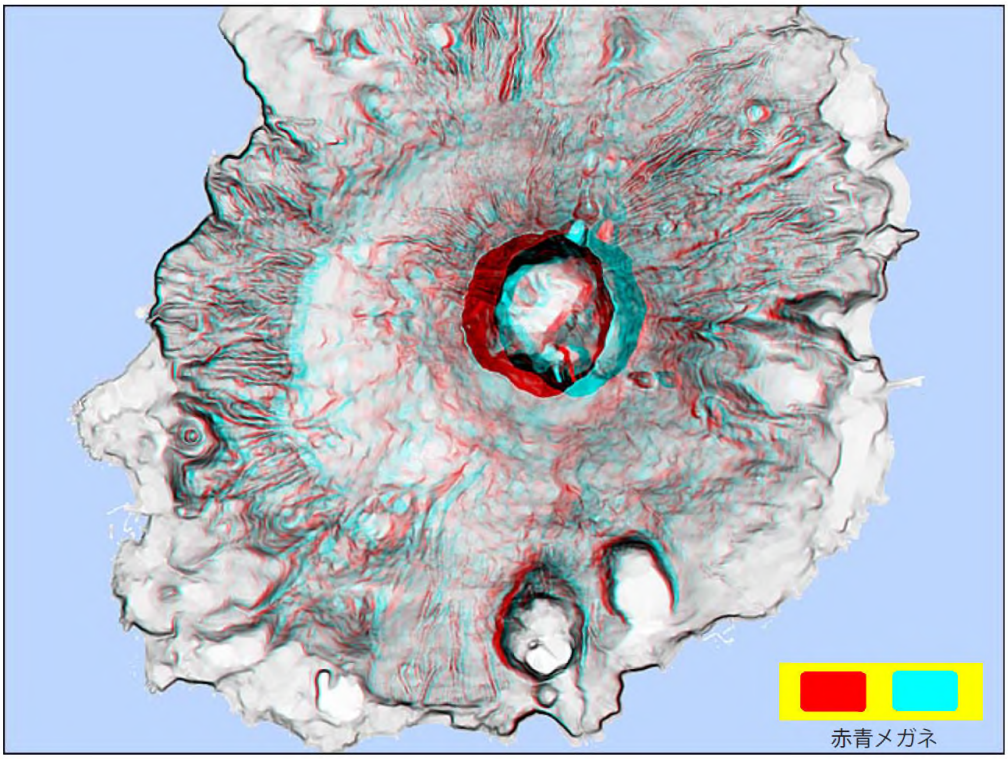


図 2.11　1/5 万立体斜度図の例（三宅島）

赤青メガネを通してみることで、地形が浮き上がって立体的に見える。画像は横山空間情報研究所作成。

（2）変動地形学的手法によるリニアメント抽出結果

上記のような方法で判読したリニアメントの分布を図 2.12 に示し、図 2.13 には活断層研究会編（1991）の活断層リニアメントの分布も併せて示した。本調査で抽出したリニアメントと地質との関係を示す図を図 1.3.1-13 に、各リニアメントの特長を整理した一覧表を表 1.3.1-4 に示した。

図 2.12 に描かれているように、本調査地域には No1～No17 のリニアメントが認められる（このうち No.1、2、6、8、15 のリニアメントを、連続性や走向の変化から 2～3 のリニアメントに細区分した）。北北西－南南東方向のリニアメントが卓越しており、これと斜交する方向（北北東－南南西ないし北東－南西方向）のリニアメントも認められる。このほか、ほぼ東西方向のリニメントも認められる。L_A ランク、L_B ランクのリニアメントは認められず、Lc ランクが調査地域北部にわずかに認められるほかは、いずれも L_D ランクと L_E ランクである。リニアメント分布と地質との関係を示した図 2.14 を見ると、リニアメントの多くは、ほぼ地質境界に沿って分布していることが分かる。

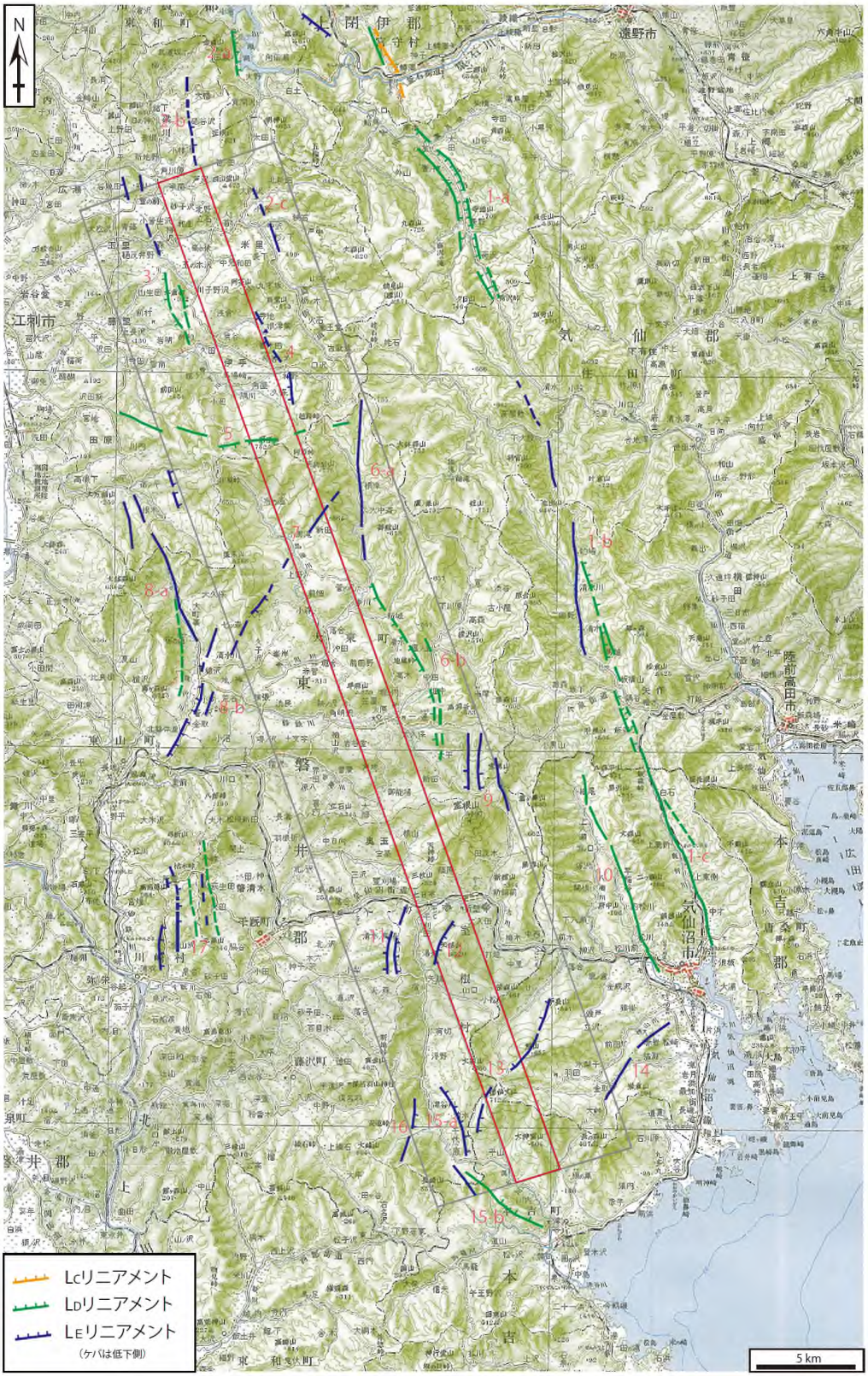


図 2.12　ILC 施設予定地周辺のリニアメント分布図

国土地理院発行 1:200,000 地勢図「一関」を使用

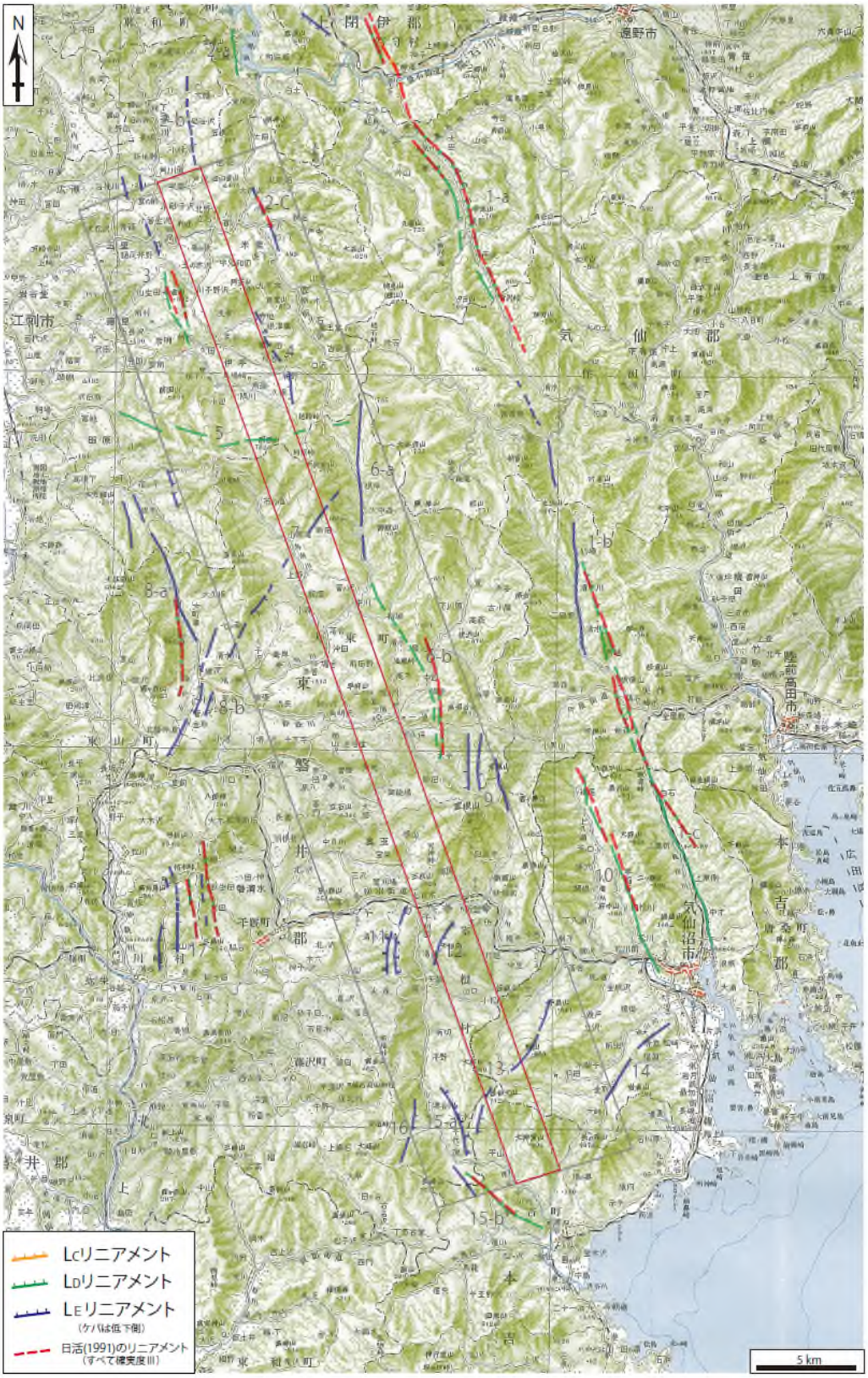


図 2.13　本調査におけるリニアメントと新編『日本の活断層』(1991)における活断層リニアメントとの比較　　国土地理院発行 1:200,000 地勢図「一関」を使用

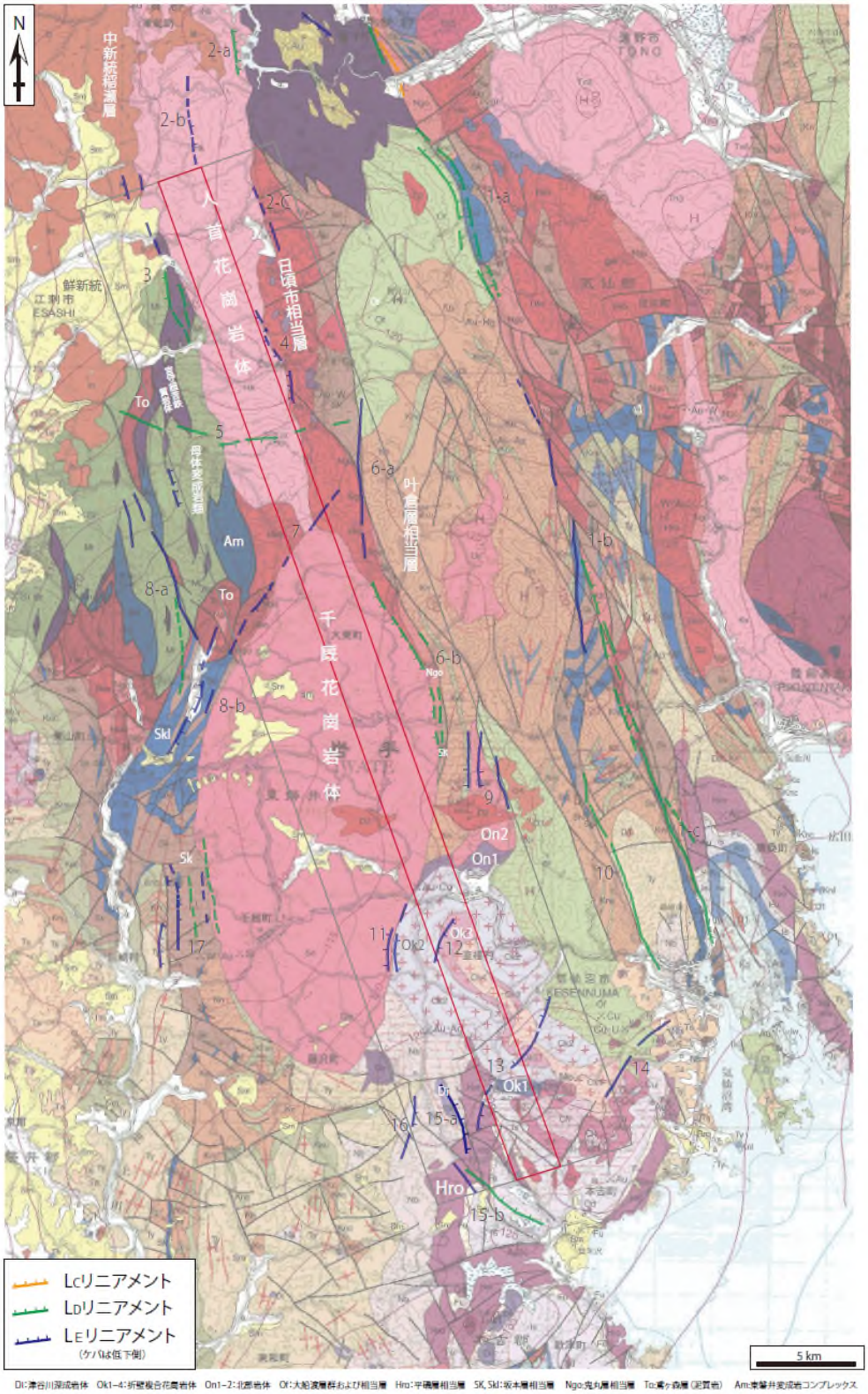


図 2.14　リニアメントと地質との関係

1:200,000 地質図「一関」（竹内ほか 2005）を使用

表 2.4　　ILC 施設予定地周辺のリニアメント判読結果一覧表（1/2）

番号	位置	走向	長さ	ランク	地形形態	基準地形	低下側	横方向	主な判読内容	『新編日本の活断層』との対応
1−a	遠野市宮守町下鱒沢～同市小友町荷沢	NNW−SSE	14 km	C, D	直線状の谷、鞍部、直線状の地形境界（山地／扇状地・段丘）	山地／段丘面・扇状地境界、山地斜面	E, W		直線谷、鞍部、直線的な地形境界のほぼ直線的な断続からなる。段丘面上に直線谷が認められる。	長野川断層（確実度Ⅲ＊）にほぼ一致する
1−b	気仙郡住田町世田米高屋敷～陸前高田市矢作町清水	NNW−SSE	13 km	E	直線状の谷、鞍部	山地斜面			直線谷と鞍部が直線的に配列する。直線谷はシャープで直線性が高いが、断続的である。	南半部は鹿折川断層（確実度Ⅲ）の北半部にほぼ一致する
1−c	陸前高田市矢作町的場～気仙沼市中才	NNW−SSE	20 km	D	鞍部、直線状の谷・傾斜変換線	山地斜面			鞍部、直線状の谷・遷緩線のほぼ直線的な断続からなる。直線性は高いが、高度不連続は不明瞭である。	一部は鹿折川断層（確実度Ⅲ）にほぼ一致する
2−a	花巻市東和町田瀬金成山東麓	NNW−SSE	2 km	D	鞍部、傾斜変換線	山地斜面	E		鞍部を伴う傾斜変換線（遷緩線）の、ほぼ直線的な断続からなる。	
2−b	奥州市江刺区　金成山西麓～笠根山西麓	NNW−SSE	5 km	E	鞍部、直線状の谷・崖、傾斜変換線	山地斜面	E, W		鞍部、直線状の谷・崖、がほぼ直線的に配列するが開析が進んでおり連続性が悪い。やや幅の広い谷底に遷緩点（線）が見られる。	
2−c	奥州市江刺市区　米里	NNW−SSE	3 km	E	鞍部、直線状の谷	山地斜面	W		鞍部、直線谷が直線状に配列する。	確実度Ⅲの断層にほぼ一致する
3	奥州市江刺区　広瀬～伊手	NNW−SSE	10 km	D, E	鞍部、傾斜変換線、直線状の谷	山地斜面、山地／崖錐緩斜面境界	E, W		鞍部、直線谷、傾斜変換線（遷緩線）、直線状の地形境界のほぼ直線的な断続からなる。	一部が確実度Ⅲの断層に一致する
4	奥州市江刺区　伊手寺地～伊手久保	NNW−SSE	4 km	E	直線状の地形境界（山地／扇状地）、直線状の谷	山地斜面、山地／扇状地境界	W		山地／扇状地境界の急崖が周囲の一般的水系に斜交する方向に断続する。	
5	奥州市江刺区　田原～一関市大東町上山	ENE−WSW, E−W、ENE−WSW	12 km	D	直線状の低崖・谷、鞍部	山地斜面	S		阿原山北側斜面の直線状の低崖（崖高10m程度）、鞍部、直線谷がほぼ直線状に断続的に連なる。	
6−a	奥州市江刺市区　上山～旧大東町篠ヶ崎	NNE−SSW, N−S	7 km	E	直線状の谷	山地斜面			シャープな直線性の高い谷であるが、高度不連続は不明瞭であり、他に明瞭な変位地形を伴わない。	
6−b	一関市大東町　中川～大平	NW−SE, N−S	8 km	D	山地内および山地／丘陵地境界の直線状急崖、鞍部、直線谷	山地斜面、山地／丘陵境界	W		この付近の一般的水系の発達方向に斜交する方向の直線状急崖が、山地／丘陵地の明瞭な地形境界をなす。南部は2条並走し、東側のものは鞍部、直線谷が直線状に断続する。	東側の1条が耳切山断層（確実度Ⅲ）にほぼ一致する
7	一関市大東町　天狗岩山南方～萩ヶ崎山南麓	NE−SW	9.5 km	E	鞍部、直線状の谷、傾斜変換線、地形境界（山地／扇状地）、鞍部	山地斜面、山地／扇状地境界	E		鞍部、直線谷、傾斜変換線、地形境界（山地／扇状地）がNE−SW方向の直線状に断続的に連なる。	
8−a	奥州市江刺区　田原～一関市大東町猿沢	NNW−SSE～N−S	9.5 km	D, E	鞍部、直線状の谷、傾斜変換線	山地斜面	E		鞍部、直線状の谷、傾斜変換線が直線状に連なる。南部の鳶ヶ森山東麓のリニアメントは、開析が進んでいるが直線性の高い明瞭な傾斜変換線が認められる。	南部は鳶ヶ森東断層（確実度Ⅲ）に一致する
8−b	一関市大東町　猿沢七ツ森～長坂柴宿	NNE−SSW	7 km	E	直線状の谷。山地／扇状地・段丘面の直線的境界	山地斜面、山地／扇状地・段丘面	E, W		直線谷、直線状の地形境界（山地／扇状地・段丘分布位域）の断続からなる。中央部は2条並走し、両リニアメントに挟まれた区域は高まりを作る。	
9	一関市大東町　南西部、室根山北麓	N−Sないし NNW−SSE	3.5 km	E	直線状の谷・低崖、鞍部	山地斜面	E, W		鞍部、直線状の谷・低崖の断続からなる。3条並走するが、いずれも連続性が悪く、高度不連続も不明瞭である。	

＊確実度Ⅲ：活断層の疑いのあるリニアメント

表 2.5　ILC 施設予定地周辺のリニアメント判読結果一覧表（2/2）

番号	位置	走向	長さ	ランク	地形形態	基準地形	低下側	横方向	主な判読内容	『新編日本の活断層』との対応
10	気仙沼市北西部、八瀬川ー松川川沿い	NNW–SSE	11 km	D	直線状の谷、鞍部	山地斜面、山地/段丘域境界	W		直線谷、鞍部の直線的な断続からなる。一部で、直線状の地形境界をなし、高度不連続が認められるが一様ではない。リニアメントは東方の山地の稜線と平行する。	中部・北部は確実度Ⅲの断層にほぼ一致する
11	一関市千厩町西方、大登山西麓	N–S～NNE–SSW	3.5 km	E	直線状の低崖・谷、鞍部、直線状の地形境界	山地斜面および山地／丘陵（高位段丘）境界	E		山地斜面および山地／丘陵（高位段丘）境界に、直線状の低崖や鞍部が連続する。走向は、大登山の稜線と平行である。	
12	一関市室根町矢越、矢越山西麓	NNE–SSW	3 km	E	直線状の崖・谷、鞍部	山地斜面、一部は沖積低地との境界	E		矢越山西麓において、直線状の崖を伴うやや幅の広い直線状の谷と、鞍部が断続する。	
13	気仙沼市南西方　手長山西麓～同市本吉町徳仙丈山南西麓	NNE–SSW～NE–SW	7 km	E	遷緩線、鞍部、直線状の崖・谷	山地斜面	E, W		直線状の遷緩線、鞍部、直線状の崖・谷が断続する。東側が低い部分と西側が低い部分とがあり高度不連続は一様ではない。	
14	気仙沼市南部、松崎～金取	NE–SW	4 km	E	鞍部、直線状の谷	山地斜面			鞍部、直線状の谷の断続からなる。開析が進み高度不連続も不明瞭である。	
15–a	一関市室根町津谷川中磯～同津谷川千代ヶ原	NNW–SSE	3 km	E	鞍部、直線状の低崖・谷	山地斜面	E		大森山西麓付近に、断続的な西上がりの高まりがあり、直線状の低崖と鞍部がNNW–SSE方向に連なる	
15–b	一関市室根町津谷川千代ヶ原～気仙沼市本吉町津谷	NW–SE	4.5 km	D, E	鞍部、直線谷が連続する	山地斜面	E		鞍部、直線谷が連続する。北端部は2条並走する。	一部が確実度Ⅲの断層に一致する
16	一関市室根町津谷川上川原～同室根町の長峰山北西麓	N–S	3.5 km	E	直線状の低崖・谷、鞍部	山地斜面	W		南北方向に、直線状の低崖、鞍部、直線谷が断続する。	
17	一関市東山町弓折山付近～同市川崎町の千厩川右岸	N–S	5 km	D, E	鞍部、直線状急崖・傾斜変換線	山地斜面	E, W		南北方向に、直線状急崖・谷・傾斜変換線、鞍部が数条並走して連続する	2条が大峰山東断層と大峰山西断層（いずれも確実度Ⅲ）にほぼ一致する

踏査候補A：施設予定地を横断するリニアメント

踏査候補B：施設予定地に近接するリニアメント

踏査候補C：施設予定地とやや離れるがDランクのリニアメント

2.5. 地形調査（地形要素の抽出）

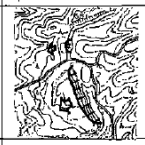
（1）方法

ｉ）縮尺 1/1 万空中写真判読による地形要素の抽出方法

上記の方法の他、より縮尺の大きい縮尺 1/1 万の空中写真（表 2.3）を用いて地形要素判読を行った。地形要素とは、鞍部、直線状の谷・崖、谷の屈曲、傾斜変換線などのほか、断層の変位を判断する基準となる段丘面などのことで、1/2.5 万地形図にそれらの位置を記して地形要素図を作成した。この地形要素判読は、活断層の判別が難しい山岳地域におけるダム建設の際などに行われるものである（倉橋ほか 2003、土木研究所 2006）。本調査では、倉橋ほか（2003）、および土木研究所（2006）によって示されている詳細な地形要素の区分表（表 2.6～表 2.7）に従って地形要素を判読した。判読範囲は加速器予定地周辺の約 500km^2 の範囲である。判読された地形要素は 1/2.5 万地形図に表記し、個々の地形要素の連続性からリニアメントを抽出した。

表 2.6　地形要素の区分（倉橋ほか、2003）(1/2)

①崖地形などの地形要素

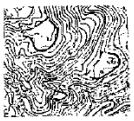
地形要素	記号	表記例	解　説	異判読しやすい地形
崖または低崖(s)	(崖斜面が図示できる場合) (崖斜面が図示できない場合)		崖は、普遍的に見られる地形で、 (1) 浸食によってできるもの（段丘崖など） (2) 地すべりや崩壊に伴ってできるもの（崩壊、地すべり頭部の滑落崖など） (3) 地殻変動によってできるもの（断層崖、撓曲崖） (4) 人工的なものなどがある。 ここで抽出の対象となるのは(3)である。断層崖は一般に比較的直線的である。河川などによる浸食では、弧状にえぐったような形態を示すので区別が可能である。ただし、浸食を受けた形態をしていても、浸食前は、付近に断層崖があったと推定できる場合は、抽出しておくべきである。また同様に、元々断層崖であったところが人工改変されている場合も抽出すべきであり、注意を要する。 年代の異なる地形面などの変位基準を切断する場合、古いものほど大きな変位（特に累積性）が確認できれば、断層崖である可能性が大きい。 比高数 10m以下の断層崖を低断層崖と呼ぶことがある。大きな断層崖の基部に、新しい断層変位の結果生じた比高数mの低断層崖が確認される場合がある。	注目する範囲の違いによって、次のような地形と異判読しやすいので注意する。 逆向き崖（崖の部分のみに注目した場合） 三角末端面、遷緩線、直線谷（崖の基部に注目した場合）
逆向き崖(rs)	(斜面の下方を白抜き矢印で示す)		周辺斜面の傾斜方向に逆行する方向の崖を、特に逆向き崖として区別し、上記の崖と同様に断層変位によってできたものを抽出する。断層変位によるもののほか、ケスタ等の組織地形、地すべり移動体の中に形成されるもの、山稜線付近で稜線ののびる方向に発達するもの（二重山稜）などがある。 逆向き崖は、新しい断層変位を示す有力な証拠となることが多いので、重要である。	崖、低崖（崖の部分に着目した場合）
撓曲崖(fs)	(矢印の長さは撓曲帯の幅を示す)		地形面が撓み変形した地形であり、幅の広い上に凸の急斜面である。新第三系、第四系の軟らかい地質で多くみられる。 ここでは、変形領域の幅が図上で3mm以上のものとし、3mm未満は崖として区分した。一般に地形面の保存がよい所でしか判断が困難である。 縦断面型が上に凸型の類似地形として周氷河性斜面が挙げられるが、撓曲崖は変形領域と下部の遷緩線がいずれもシャープで区別できる。	注目する範囲の違いによって、次のような地形と異判読しやすいので注意する。 崖、低崖、ふくらみ地形（撓曲の部分に注目した場合） 遷緩線（撓曲の基部に注目した場合）
地形面の勾配異常(ti)	(傾動方向を黒矢印で示す)		地形面は、その成因によって、形成時の勾配がある程度決まっている。ところが、地形から推定されるその成因と勾配が食い違う場合がある。この場合、断層活動に伴う地盤の傾動などが考えられる。周辺の地形配列と併せて考察することにより、近傍に断層位置が推定できる場合がある。	撓曲、ふくらみ地形（勾配異常部周辺も広く抽出した場合）
三角末端面(t)			稜線を、稜線の延伸方向に直交する方向で切断したような形状の崖。崖面の形状が三角形になる。山地平野境界に位置することが多く、山側隆起、横ずれ変位により形成された可能性がある。このような形態の崖は、河食崖としても形成される。また、最大傾斜方向をなす斜面であることが多く、抽出すべき地形要素であるか否かの吟味が必要である。	崖・低崖、異種地形境界（基部に着目した場合）
高度不連続(d)	u d u/d : up/down		ある部分を境にして地形面等の高度分布に差がある場合、高度不連続として抽出する。たとえば大きな谷の両岸で山地高度に差がある場合など、高度差が生じている場合を明確に特定できない場合などに用いる。	ふくらみ地形（不連続となる部分に着目した場合）

②屈曲などの地形要素

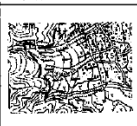
地形要素	記号	表記例	解　説	異判読しやすい地形要素
谷の屈曲(ov)	谷幅が広い場合		谷がクランク状に屈曲したもの。単独では認定せず、リニアメント沿いに同方向の変位を示唆するその他の屈曲等の要素が1つ以上存在する場合に抽出する。いくつもの要素が同一方向の横ずれを示唆する場合、「系統的な横ずれ」という。系統的な横ずれが見られる場合、活断層である可能性が高いと言える。	注目する範囲の違いによって、次のような地形と異判読しやすいので注意する。 直線谷（屈曲の程度が小さい場合） 鞍頭谷（屈曲した箇所の下流のみを着目した場合）
尾根の屈曲(or)			尾根がクランク状に屈曲したもの。	風隙（屈曲部のみを注目した場合）
異種地形境界・崖線の屈曲(ob,os)	異種地形境界の屈曲(ob) 崖線の屈曲(os)		山麓線などの異種地形境界、段丘崖などの崖線がクランク状に屈曲したもの。	崖・低崖、異種地形境界（屈曲の程度が小さい場合）
その他変位基準の横ずれ(of)	(線種適宜)		変位基準となりうるものの横ずれ。たとえば地すべり堆積物の横ずれ。	（他の横ずれ地形要素）
分離丘陵(h)	H		横ずれ変位などによって稜線から切断されて孤立した小地塊。上流側の河川の出口を塞ぐ位置にあることがある（この場合閉塞丘と呼ぶ）。開析の進んだ地域では、孤立した丘陵が点在し、分離丘陵の抽出が困難な場合がある。	ふくらみ地形（横ずれ変位が不明瞭な場合の異判読）

表 2.7　地形要素の区分（倉橋ほか、2003）(2/2)

③変位不明瞭な地形要素

地形要素	記号	表記例	解　説	異判読しやすい地形要素
傾斜変換線（ks,kg）	遷急線(ks) 遷緩線(kg)		傾斜の急変点を空間的に連ねた線で、斜面上部から下方に向かって傾斜が急になる線を遷急線、緩くなるものを遷緩線という。崖や撓曲崖は傾斜変換線の組み合わせで表現することが可能であるが、ここでは崖や撓曲崖としては不明瞭なものや、傾斜した斜面中に認められるものを指す。一般に変位基準が不明瞭で、断層変位の証拠となることは少なく、リニアメント位置の把握に利用される。	注目する範囲の違いによって、次のような地形と異判読しやすいので注意する。 崖・低崖、逆向き崖、撓曲崖（傾斜が変化する部分に着目した場合）
截頭谷と風隙（wg）	W 風　隙 截頭谷		上流部を争奪された河谷を截頭谷という。また、截頭谷の最上流部には、谷の横断面が鞍部として存在する。これを風隙という。河川争奪は、通常の浸食によってもできるが、断層の横ずれあるいは縦ずれによっても形成される。截頭谷や風隙の抽出においては、その成因を考察することによって、断層活動様式を推定することができる。	鞍部、三角末端面（風隙の部分を異判読） 谷の屈曲（谷全体として判読した場合）
凹地（dp）	または		凹地は、カルスト地形を除くと、通常の浸食作用では形成されない。崩壊や地すべりに伴うもののほか、断層活動に伴って形成される。 断層の縦ずれまたは横ずれ変位に伴って物質が粗になって凹地ができることがある。凹地はしばしば水が溜まり池となる。	崖・低崖（凹地の一方の面について抽出した場合）
ふくらみ地形（bl）			ほぼ平坦であったと思われる場所がふくらんだ地形で、バルジともいう。横ずれ断層に伴って生じるとされている。断層の横ずれによって両側から圧縮を受けてできた細長い凸地形を圧縮尾根（プレッシャーリッジ）と呼ぶ。	撓曲、地形面の勾配異常、高度不連続（ふくらみ部のとらえ方の違いによる異判読）
直線谷、直線的な谷底平野（lv）	または		直線谷は様々な要因で形成されるが、断層線に沿って形成されることは多い。それは断層沿いが破砕され、浸食されやすくなるためと考えられる。直線谷はリニアメントの位置や連続性を知る上で重要である。 山地内で局所的に谷底平野の発達がよい場合は、断層変位によって河谷がせき止められて堆積が起こった可能性があるので注意が必要である。	崖・低崖、三角末端面、異種地形境界（基部ではなく、全体を判読した場合） 谷の屈曲（屈曲の程度が小さい場合）
異種地形境界（b）	(やや太い破線)		山地－平野境界、丘陵－平野境界などのように、異なる地形の境界となる部分。 これらの地形境界付近には、断層が存在する場合が多い。周辺に変位地形が見あたらない場合、断層が地下に伏在する場合もあるので、その場合には有用である。	三角末端面（基部ではなく、全体を判読した場合） 崖線の屈曲（屈曲の程度が小さい場合）
鞍部（c）	▼ ▲		稜線上の２つの峰の間に挟まれる低まり。 浸食地形として普通に形成されるが、破砕の影響で浸食を受けやすい断層沿いは、鞍部が形成されやすい。そのため、リニアメントの抽出において重要となる。	風隙（低まり箇所がやや長い場合）
谷中分水界（dv）			谷底平野の中に分水界が存在する、特異な地形。水流の出発点である河谷の最上流部に平野が形成されることは通常あり得ず、谷中分水界の存在は、河川争奪が起こったか、または局所的な隆起、傾動などにより、途中から流下方向が変わったことを示す。その原因の一つとして、断層活動による場合がある。	鞍部（規模が小さい場合）

④地形面など

地形要素	記号	表記例	解　説	異判読しやすい地形要素
段丘面・その他の変位基準			断層の活動性を判定するためには、段丘面、火山灰堆積面、火砕流堆積面、溶岩流の面などの変位基準面（ずれが生じている場合その変位量が推定できるもの）に着目し、これらが変位しているか調べる。	断層をはさむ地形面が同じかどうか、また人工改変面（盛土・切土）でないかどうかに注意する。
崖錐・沖積錐・扇状地			急崖の基部に、崩落物によって構成される急傾斜の堆積地形を崖錐、谷口を中心にして形成される、半円錐形の砂礫堆積地形を扇状地、扇状地のうち急傾斜で小規模なものを沖積錐という。断層崖付近に現れることがあり、しばしばこれらが変位基準となる。	
開析度の違い			ある部分を境にして、それぞれの開析度が異なる場合、境界を挟んで地形の年代や地質が異なる場合がある。	－
写真の陰影、キメ			空中写真の撮影条件（季節、天候、光の方向など）や植生、土壌水分量などによって、写真の陰影やキメが線状の模様を呈することがある。これは微地形や地質と関係する場合があり、リニアメントの位置や連続性の把握に役立つ場合がある。	－

（2）地形要素の抽出結果

地形要素の抽出結果を図 2.15～図 2.17 に示した。本地域には、倉橋ほか（2003）の地形要素区分表のうち、直線谷・崖、直線状の地形境界、遷急線、などの直線状の地形要素が認められる。このほか、鞍部が調査地域全体にわたって広く認められ、風隙、谷中分水界なども一部に認められる。

山地・丘陵地の斜面下部には、勾配の緩い崖錐や小扇状地が広く発達する。これらの多くは現河川に 5～10m 程度下刻されている。菅原ほか（1974）、山谷ほか（1976）、桧垣（1987）、吉木（1993）などによれば、北上山地では最終氷期に広範囲にわたって周氷河作用に伴う岩屑生産・物質移動が卓越し、勾配の緩い斜面が広く形成されたと述べられている。それゆえ、ここで分類した崖錐・小扇状地の多くは、最終氷期の周氷河作用に関連して形成されたと考えられる。

段丘面は、L 面、M 面、H2 面、H1 面、に区分される。このうち L 面は、現河川に沿うほとんど開析されない平坦な面、および谷底平野に接する山地の支谷出口付近に形成され扇端が谷底平野を流れる現河川に下刻されている小扇状地からなる。現河床比高は 5~10m である。最終氷期の周氷河作用に伴う岩屑生産、物質移動が主たる形成要因であると考えられる。M 面は、平坦面を広く残し、現河床比高 30m 程度の面である。H2 面は、面の開析が進むが、稜線付近に平坦面が残る。現河床比高は 50m 程度である。H1 面は、稜線付近にわずかに残る平坦面であり、現河床比高は 60m 程度である。

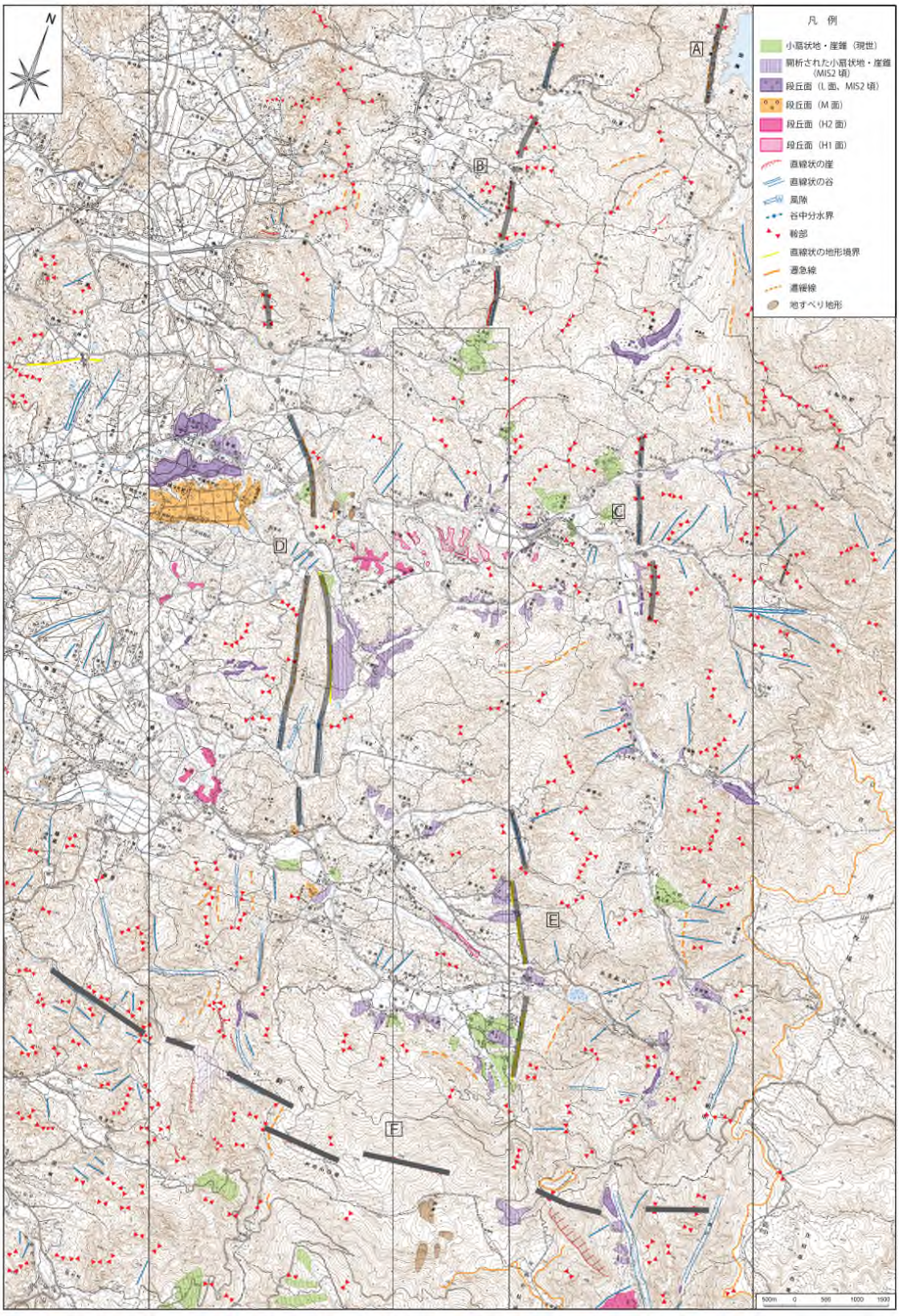


図 2.15　地形要素図（北部）

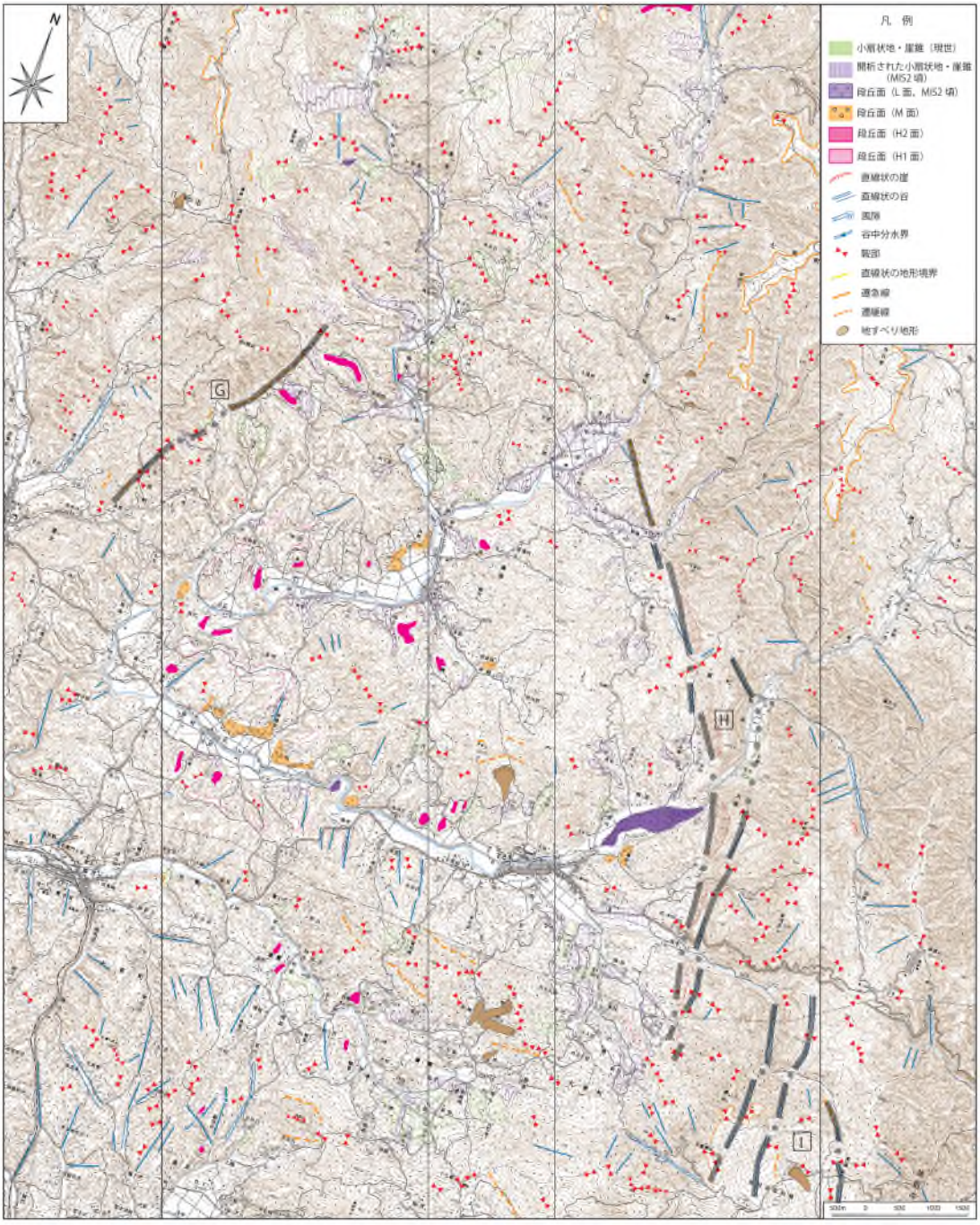


図 2.16　地形要素図（施設予定地中部：砂鉄川水系）

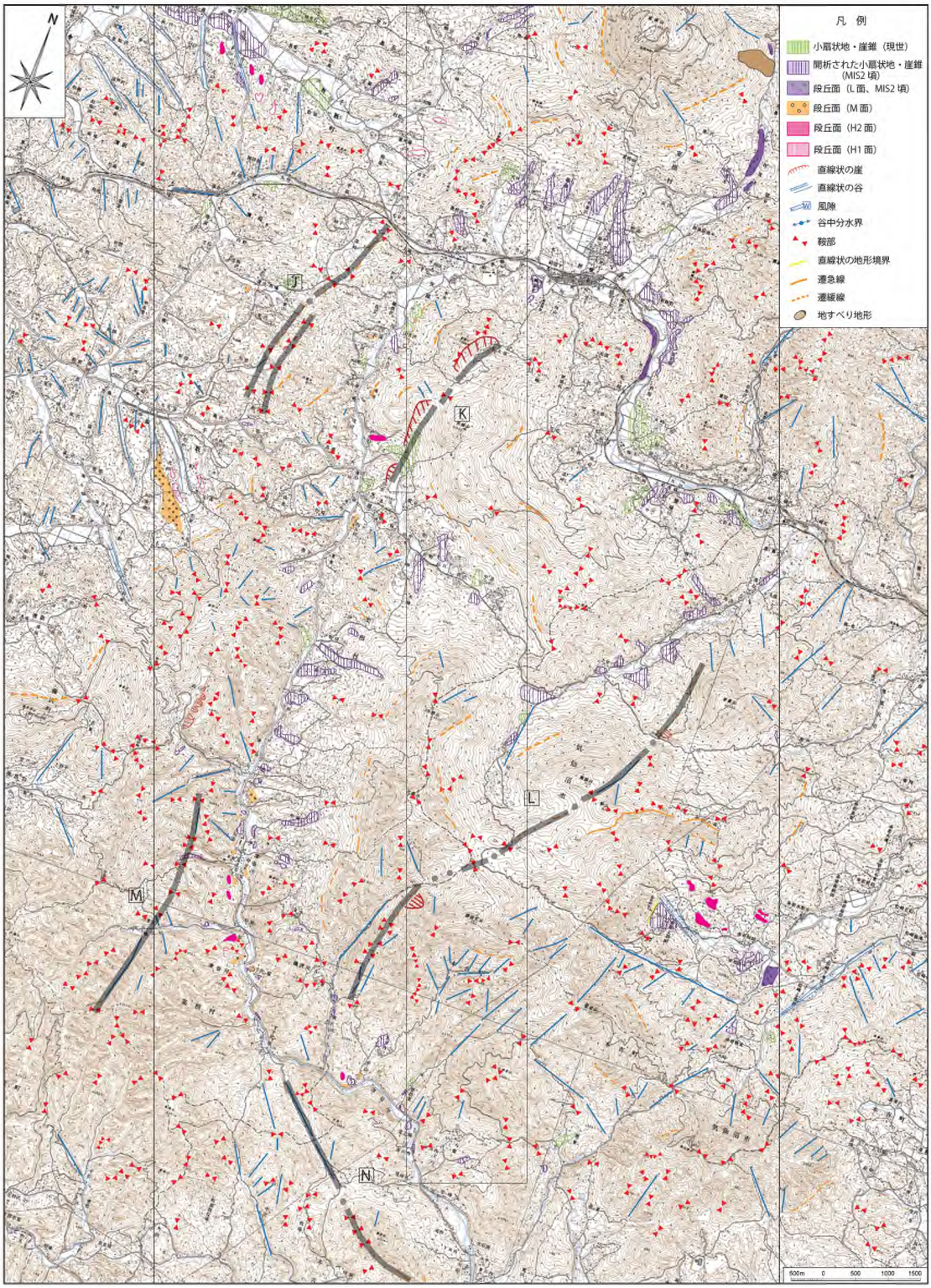


図 2.17　地形要素図（施設予定地南部：千厩川水系以南）

2.6. 地形要素の連続性によるリニアメントの抽出

認められた直線谷・崖、傾斜変換線などの個々の線状地形は、長さが 1~1.5km のものが多い。直線谷は単独で長さ 3km 程度のものも見られるが、他の地形要素が伴わない場合は、地層境界・貫入境界など、変位地形以外の要因で形成された可能性が高い。

このような特徴をふまえ、複数の異なる地形要素が長さ 2km 以上にわたって直線的に配列するものを変位地形を示唆するリニアメントとして抽出した。

その結果、リニアメントは A~N の 14 条抽出された（図 2.15～図 2.17、表 2.8）。これらは、変動地形学的手法により抽出されたリニアメントとほぼ一致する。

表 2.8 地形要素の連続性から抽出されたリニアメント

リニアメント番号	長さ (km)	構成される地形要素								変動地形学的手法で抽出したリニアメントとの対応
		直線崖	直線谷	風隙	谷中分水界	鞍部	直線状地形境界	遷急線	遷緩線	
A	2					○			○	No.2aと一致
B	5	○	○			○			○	No.2bと一致
C	3		○			○				No.2cと一致
D	10		○	○	○	○	○		○	No.3と一致
E	4		○			○	○			No.4と一致
F	12	○	○			○				No.5と一致
G	9.5		○			○	○		○	No.7と一致
H	8	○	○			○			○	No.6-bと一致
I	3.5		○			○			○	No.9と一致
J	3.5		○			○			○	No.11と一致
K	3	○				○				No.12と一致
L	7	○	○			○			○	No.13と一致
M	3.5		○			○				No.16と一致
N	4.5		○			○				No.15-bの東側の1条と一致

3. 地表踏査

上記のように、本調査地域に分布するリニアメントはすべて L_C ランク以下（ほとんどが L_D ランク以下）であることから、変位地形である可能性は非常に低いと言える。しかし、施設予定地を横断する 4 つのリニアメント（No. 5, 7, 12, 13）、施設用低地に近接する 2 つのリニアメント（No. 2-b, 4）、施設予定地からやや離れるが相対的にランクが一つ高い L_D ランクの 2 つのリニアメント（No. 3, 6-b）、以上計 8 つのリニアメント（表 3.1）について、地表踏査を実施してその成因について精査することとした。

表 3.1　地表地質踏査リニアメント一覧

リニアメント番号	位置	長さ	選定理由*	備考
2-b	奥州市江刺区 金成山西麓～笠根山西麓	5 km	B	Eランクだが、施設予定地に近接し、施設予定地はリニアメントの延長部に位置する。
3	奥州市江刺区 広瀬～伊手	10 km	C	南部は活断層研究会編（1991）の確実度Ⅲのリニアメントと一致する。
4	奥州市江刺区 伊手寺地～伊手久保	4 km	B	Eランクだが、施設予定地に近接する。
5	奥州市江刺区 田原～一関市大東町上山	12 km	A	施設予定地を横断する。本調査地域のリニアメントの卓越方向（NNW-SSE）と異なる。
6-b	一関市大東町 中川～大平	8 km	C	Dランクだが比較的シャープな崖が連続している（侵食崖の可能性もある）。東側のリニアメントは、活断層研究会編（1991）の確実度Ⅲのリニアメントと一致する。
7	一関市大東町 天狗岩山南方～萩ヶ崎山南麓	9.5 km	A	Eランクだが、施設予定地を横断する。本調査地域のリニアメントの卓越方向（NNW-SSE）と異なる。
12	一関市室根町矢越、矢越山西麓	3 km	A	Eランクでリニアメントの長さは3 kmで短いが、施設予定地を横断する。
13	気仙沼市南西方手長山西麓～同市本吉町徳仙丈山南西麓	7 km	A	Eランクだが、施設予定地を横断する。本調査地域のリニアメントの卓越方向（NNW-SSE）と異なる。

*選定理由
A:施設建設予定地を横断するもの
B:施設建設予定地に近接するもの
C:施設建設予定地からやや離れるがDランクのもの

3.1 方法

地形調査で抽出されたリニアメントが断層活動に起因するのか他の要因によるのかを明らかにするためには、地質の分布や地質構造とリニアメントの位置関係を明らかにする必要がある。すなわち、リニアメントの位置が例えば地層境界、貫入境界などに一致していれば、リニアメントは両側の岩質の違いによる侵食に対する抵抗力の差を反映した地形であると判断される。

そこで本調査では、現地で露頭観察・スケッチ、ルートマップの作成など行い、既存の文献も参考にしながら、地形調査で明らかにされたリニアメントに沿う幅 2km 程度の範囲について縮尺 1/25,000 程度の地質図・地質構造図と、リニアメントを横断する方向の縮尺 1/10,000 程度の地質断面図を作成した。

上記の方法でリニアメントが活断層の可能性があると判断される場合には、リニアメント近傍の被覆層に断層活動を示す変位があるかを確認することとした。一方、活断層の可

能性がない場合には、リニアメント形成の要因となる地すべり、崩壊跡、人工地形・人工物（遺跡跡など）等がないか確認することとした。いずれの場合も、断層露頭や断層以外のリニアメントの成因となっている事象があれば、スケッチや写真として客観的な記録を残した。

3.2. 結果

3.2.1. リニアメント No.2-b

（ａ）リニアメント判読結果：図 3.2.1. **1**

リニアメント No.２ｂは，奥州市笠根山西麓の奥州市江刺区梁川の水上沢南方から，同下芦沢南方に至る長さ約 5km の区間に分布し，直線状低崖・直線谷，鞍部，谷底に見られる遷緩線が NNW-SSE 方向に配列する。判読されたリニアメントの地形要素を北から順に 2b-1～2b-11 に細区分し、北部・中部・南部にまとめ判読結果を示す。

○リニアメント北部（水上沢南方～砥谷沢北方：2b-1～2b-5）

リニアメント北部の水上沢南方から砥谷沢北方にかけては，直線谷及び鞍部が見られる。このうち，国道 107 号線以北の水上沢南方から大洞北方間には，鞍部（2b-2）を挟んで南北両側に直線谷（2b-1・2b-3）が分布する。南側の直線谷（2b-3）は，中・上流部では谷幅が広がり谷壁も入り組んだ形状を示すとともに，谷の延長と鞍部の位置も一致しない（写真 2b-1，2）。また，大洞南方の鞍部（2b-4）はなだらかな傾斜を示す幅広い稜線からなり，鞍部の形状は明瞭ではない（写真 2b-3）。現地調査結果によれば，大洞南方の鞍部付近は城（中田城）跡とされており，人工的に地形が改変されている可能性が高い。

○リニアメント中央部（砥谷沢南方～上芦沢付近：2b-5～2b-8）

リニアメント中央部の砥谷沢南方から上芦沢付近にかけては，稜線沿いには直線状低崖・直線谷が，谷底部には遷緩線が分布する。直線状低崖・直線谷は，砥谷沢南方（2b-5）（写真 2b-4）及び小林から上芦沢間の稜線の南北両側（2b-7・2b-8）（写真 2b-5）に見られる。これらの直線状低崖・直線谷の西側には東側より標高の高いピークが存在する。ただし，砥谷沢南方の稜線の南側は幅広い谷となっており，南北方向の直線状低崖や直線谷は認められない。さらに，その南方，市道北方の稜線のリニアメントを横断する位置には鞍部や南北方向の谷は存在しない。一方，遷緩線は市道付近の谷底部（2b-6）に分布する。現地調査結果によれば，遷緩線付近は人工的な堰堤跡となっており，堤部には玉石状の巨礫が積み上げられている（写真 2b-6）。

○リニアメント南部（上芦沢南方～下芦沢南方：2b-9～2b-11）

リニアメント南部の上芦沢南方には遷緩線及び鞍部が見られる。遷緩線（2b-9・2b-10）は長さ 200m程度以下であり，その方向はばらついている（写真 2b-7，8）。また，下芦沢南方の鞍部（2b-11）はなだらかな傾斜を示す幅広い稜線上にあり，鞍部付近でわずかに標高が低下するものの，鞍部の形状は明瞭ではない（写真 2b-9）。現在は人工的に開削され道路となっている。

以上のように，リニアメント No.２ｂの各地形要素はいずれも不明瞭であり，連続性及び直

線性にも乏しいことから，L_E ランクと判定した。

（ｂ）主要文献の記載

活断層に関する主要な文献として，「[新編] 日本の活断層　分布図と資料」（活断層研究会編，1991），「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編，2002），地質調査所（1983 年）発行の「1/50 万活構造図　秋田」が公刊されているが，本調査地域には活断層または推定活断層（活断層の疑いのあるリニアメントを含む）は図示されていない。

（ｃ）地表地質調査結果：図 3.2.1. **2**～図 3.2.1. **6**

ｉ．地質構成・層序及び分布

ａ）地質概要

本調査地域及び周辺地域の地質構成・層序は，竹内他（2005）（20 万分の 1 地質図幅「一関」）によれば，下位から先シルル紀基盤岩類を構成する宮守超苦鉄質岩体，古生代石炭紀の日頃市層，中生代白亜紀の人首深成岩体，新生代新第三紀中新世の稲瀬層・石越安山岩及び鮮新世の瀬峰層などからなる。

宮守超苦鉄質岩体はかんらん岩，斑れい岩，角閃石岩及び蛇紋岩からなる。日頃市層は火山岩及び砕屑岩を主体とする。人首深成岩体は黒雲母，角閃石を含む花崗閃緑岩・トーナル岩からなる。稲瀬層はソレアイト質安山岩溶岩・火砕岩と凝灰質礫岩・砂岩などからなり，石越安山岩は普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩を主体とする。また，瀬峰層は凝灰質砕屑物を主体とし珪長質凝灰岩や亜炭を挟む。

ｂ）リニアメント周辺の地質

リニアメント周辺には人首深成岩体が広く分布し，谷底部には土石流堆積物と判断される沖積層が分布する。

人首深成岩体は，調査地域では黒雲母角閃石花崗閃緑岩（以下，「花崗閃緑岩」という。）を主体とし，砥谷沢付近から上芦沢付近にかけてのリニアメントの東側には，細粒の花崗質岩からなる岩体（以下，「マイクロ花崗岩」という。）が分布する。また，一部で小規模な安山岩岩脈が花崗閃緑岩を貫いている。

○花崗閃緑岩

花崗閃緑岩は中粒ないし細粒の等粒状完晶質岩からなり，有色鉱物として黒雲母及び角閃石を含む。風化が進んでおり，リニアメント周辺の山地～丘陵地では，いわゆるマサ中に直径数 10cm～２ｍ程度の玉石状岩塊が散在する（写真 2b-10～12）。また，調査地域西部の主要河川沿いの丘陵地では，表層に厚さ１～２ｍ程度の赤色土壌を伴う厚いマサが分布し，下部に玉石状岩塊を伴う。

○マイクロ花崗岩

マイクロ花崗岩は，細粒の花崗質岩からなり，面状構造が発達するものや斑状を呈しひん岩様を呈するものがあり，岩相変化に富む。砥谷沢南方の稜線では，リニアメント通過位置より東側の林道の切割りにブロック状をなして露出し，鉱物の配列による高角度の顕著な面構造が認められる（写真 2b-13～15）。同稜線上では，リニアメント通過位置から東方約 400m付近までの区間にところどころ等粒状ないし斑状のマイクロ花崗岩の転石が確認されるが，これらの転石では面構造は明瞭ではない。上芦沢北方の稜線では，リニアメントの東側百数十mの区間で花崗閃緑岩の玉石状岩塊が欠如し，一部に斑状を呈するマイクロ花崗岩の転石が確認された。また，砥谷沢付近，市道付近及び上芦沢付近の谷底部に分布する土石流堆積物中にもマイクロ花崗岩の礫が含まれている（写真 2b-16）。これらのマイクロ花崗岩は，風化により茶褐色を呈しやや脆くなっている場合があり，花崗閃緑岩のような硬質の玉石状岩塊はあまり見られない。マイクロ花崗岩の分布形態の詳細や花崗閃緑岩との関係は確認されておらず，また，これら岩相変化に富む岩石が同一の岩体を構成するものか否かについても明らかではない。しかし，全体としては花崗閃緑岩に囲まれた南北に細長いレンズ状の分布を示していると考えられ，花崗閃緑岩を貫く貫入岩体である可能性が高い。砥谷沢南方の稜線に分布する本岩で観察された高角度の面構造は，貫入岩体の縁辺相を示すものかもしれない。なお，マイクロ花崗岩の転石は，これよりさらに東方の山地斜面やリニアメント西方の沖積層にもごく少量ながら認められることから，同様の岩体は上記以外にも分布する可能性がある。

○安山岩岩脈

安山岩岩脈は，大洞南方の鞍部付近及び下芦沢付近で花崗閃緑岩を貫く露頭が確認された。下芦沢付近では花崗閃緑岩中に幅 1.5m程度の細粒安山岩岩脈が 2 条分布し，ENE-WSW 走向高角度南傾斜及び NNW-SSE 走向高角度東傾斜を示す（写真 2b-17）。

○沖積層

沖積層は花崗閃緑岩を刻む谷及び河川沿いの低地に分布し，砂及び礫からなる。このうち，遷緩線からなるリニアメント（2b-6・2b-9・2b-10）が通過する付近の谷部には土石流堆積物が分布する（写真 2b-18）。土石流堆積物は，花崗閃緑岩のマサからなる砂質土中に花崗閃緑岩の巨礫を伴い，一部では玉石状の巨礫が集積する。これらの産状は花崗閃緑岩の風化残留物とも類似するが，谷の出口付近に分布し少量ながらマイクロ花崗岩の礫が含まれること，やや傾斜の急な谷の出口付近に多く，より緩傾斜の下流側にはあまり見られないことなどから，土石流によって運搬された河川堆積物であると判断される。遷緩線の位置は，玉石状の巨礫を含む土石流堆積物の下流端付近に概ね一致する。

ⅱ．地質構造

ａ）断層・破砕帯

花崗閃緑岩は等粒状，均質であり，リニアメント近傍においても断層や破砕帯は認められない。花崗閃緑岩とマイクロ花崗岩の境界は確認できなかったが，露頭で観察されるマイクロ花崗岩にも断層や破砕帯は見られない。砥谷沢南方の稜線に分布するマイクロ花崗岩には面構造が発達するが，岩石自体は堅硬である。また，花崗閃緑岩を貫く安山岩岩脈及び貫入境界付近にも破砕や変形などは認められない。

ｂ）節理

節理系については，花崗閃緑岩の新鮮な岩体が観察できる箇所はまれであるが，砥谷沢付近の林道沿いの切割りなどにおいて花崗閃緑岩体が露出する箇所があり，南北走向高角度及び東西走向高角度の節理系が確認された（写真 2b-19，20）。花崗閃緑岩を貫く安山岩岩脈の走向傾斜はこれらの節理系の方向と概ね一致している。

ⅲ．評価

a）断層としての評価

リニアメント No.２ｂは，直線状低崖・直線谷，鞍部，谷底部の遷緩線からなるが，上述のとおり，各地形要素は不明瞭なものが多く，連続性，直線性にも乏しい。その近傍においては断層や破砕帯は認められず，谷底部に見られる遷緩線は，玉石状の巨礫を伴う土石流堆積物の末端付近に位置しており，土石流による巨礫の移動・到達範囲を示すと考えられる。すなわち、今回の調査ではリニアメント No.２ｂが第四紀後期以降に活動した断層であることを積極的に示す証拠は得られていない。以下，地域をまとめ断層としての評価について詳述する。

○リニアメント北部（2b-1～2b-4）

砥谷沢以北のリニアメント 2b-1～2b-3 からなる直線谷では，谷幅は比較的広く谷壁も入り組んだ形状を示している。また，2b-4 鞍部では人工改変の可能性もあり，全体にリニアメントを構成する地形要素そのものが不明瞭である。さらに，これらリニアメントを挟んで両側に分布する花崗閃緑岩の岩相や風化状況にも明瞭な相違は認められない。ただし，谷の方向は近傍の花崗岩に見られる節理の方向と概ね一致している。従って，これら北部のリニアメントは花崗閃緑岩中に形成されている節理系などに起因する侵食地形の可能性が高いと考えられる。

○リニアメント中央部（2b-5～2b-8）

リニアメント中央部の砥谷沢付近から上芦沢付近にかけての地域には，リニアメントの東側に細粒のマイクロ花崗岩が分布する。マイクロ花崗岩の分布の西端は，露頭及び転石の分布状況から直線状低崖・直線谷からなるリニアメント（2b-5・2b-7・2b-8）の位置にほ

ぼ一致すると考えられる。マイクロ花崗岩は，転石の一部が褐色に風化しやや脆くなっているものも認められること，稜線部などには花崗閃緑岩に見られるような玉石状岩塊があまり見られないことから，花崗閃緑岩に比べてやや風化しやすく侵食抵抗性が弱い可能性がある。以上から，この地域のリニアメントは，マイクロ花崗岩の分布に関連して花崗閃緑岩との侵食抵抗力の違いによって形成された組織地形と考えられる。

ただし，マイクロ花崗岩が花崗閃緑岩に貫入した岩体であると考えると，両者の境界付近には，貫入を誘導するような潜在的な脆弱面があった可能性は否定出来ない。ここで，直線状低崖・直線谷（2b-5・2b-7・2b-8）の西側が東側よりもやや標高が高いことを，このような脆弱面が断層であり，その断層運動による隆起と仮に考えてみる。2b-5 及び 2b-7・8 に挟まれた市道北方の稜線には，前述のとおり南北方向の谷や鞍部などは存在していない。また，市道付近の遷緩線より下流側の緩斜面には，風化深度がより浅いことを示唆する玉石状の巨礫の分布はまれである。すなわち，２つの直線状低崖・直線谷を挟んだ地域では，西側隆起を積極的に示す地形や地質分布は観察されず，この地域でのまとまった隆起運動を想定する根拠に乏しい。従って，このリニアメントの形成に貫入岩体を誘導するような潜在的な脆弱面が素因として関与していたとしても，引き続き第四紀後期以降の新しい断層運動を起こしているものとは言い難いと考えられる。

○リニアメント南部（2b-9～2b-11）

上芦沢以南のリニアメント 2b-9，2b-10 の遷緩線は，上述のとおり土石流による巨礫の移動・到達範囲の末端を示しており，断層に伴うものではないと考えられる。2b-11 は鞍部付近でわずかに標高が低下するものの形状は明瞭ではなく，現在は道路によって開削されているため，断層としての評価は不明である。

ｂ）トンネルの施工性に関するコメント

リニアメント No.２ｂの地形要素（NNW-SSE 方向に配列）のうち，最も南にある上芦沢南方の不明瞭な鞍部（2b-11）は ILC 地下施設の計画範囲外に位置しており，これより南側では同方向に連続する地形要素は認められない。しかし，リニアメント No.２ｂは花崗閃緑岩を貫く貫入岩体の縁辺に形成された可能性が考えられるため，地下深部においては，この貫入岩体が ILC 地下施設範囲内にも分布し，地質境界面としてトンネル等に出現することも考えられる。

現時点において，調査範囲における花崗岩と貫入岩体との境界自体は見出されておらず，貫入岩体の露頭でも破砕帯等は認められない。従って，仮に地下深部において両者の境界がトンネル等に出現したとしても，どのような岩盤状況となっているかについては推定する根拠に乏しい。ここで，あえて可能性の指摘として施工時の支障となりうる状況を想定するとすれば，次のようなものが考えられる。

- 貫入岩は既存の亀裂系による脆弱部に沿って貫入することがあるので，境界面と同方向の亀裂が母岩にも相対的に多く，岩盤強度としては低くなる
- 貫入時の熱変質や亀裂系を通じた地下水浸透による風化・変質によって岩盤強度が低くなる
- 境界付近の亀裂発達度や風化・変質度の違いにより地下水位にも相違が生じ，トンネルが境界面を抜けたところで突発的な湧水が発生する

ただし，以上はあくまで一般論であり，実際の岩盤・地下水状況は，実施設計における詳細調査や施工時の調査において，ボーリング等により確認する必要がある。

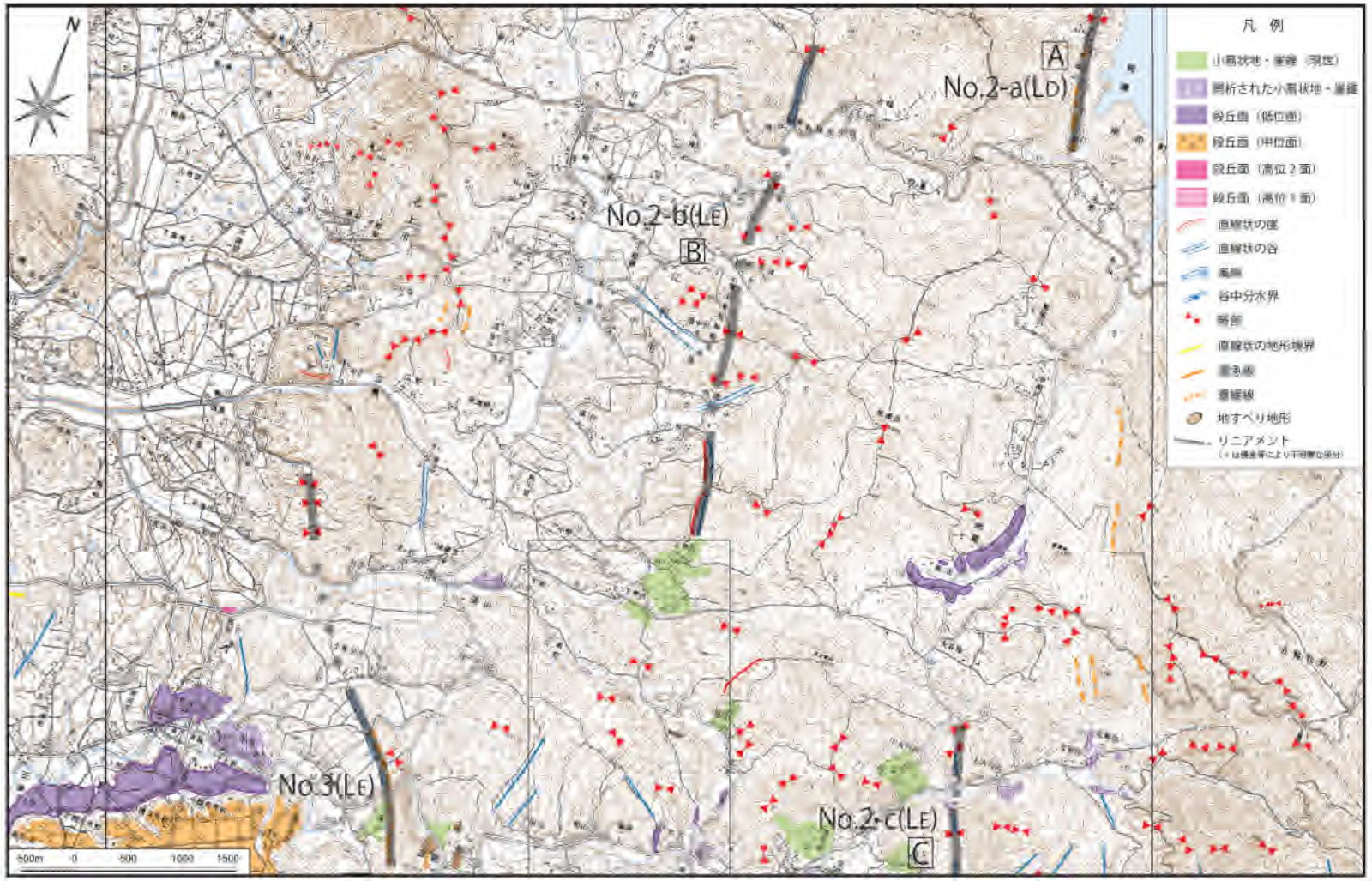


図 3.2.1. 1　リニアメント No.2-b 周辺の地形判読図

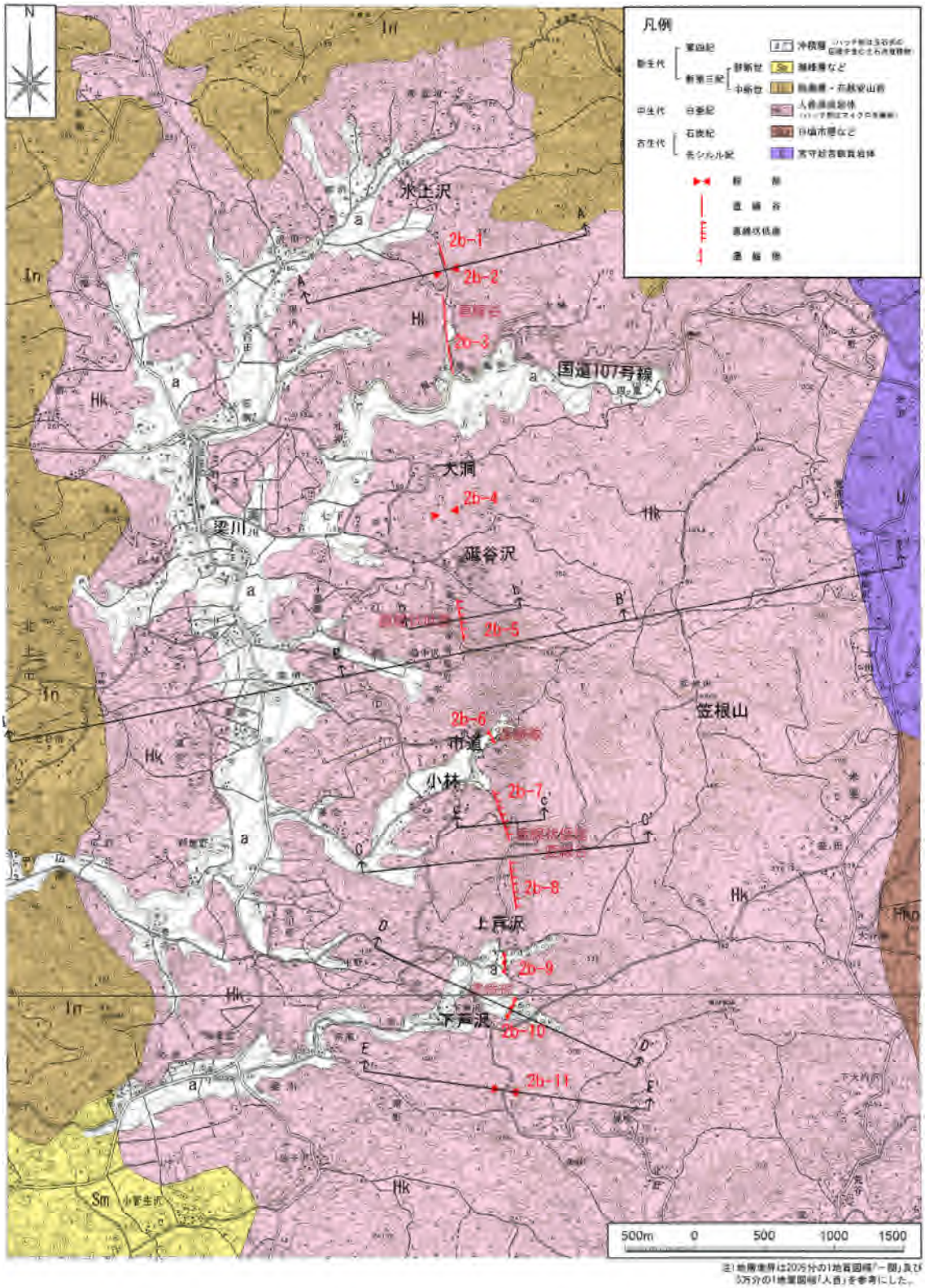
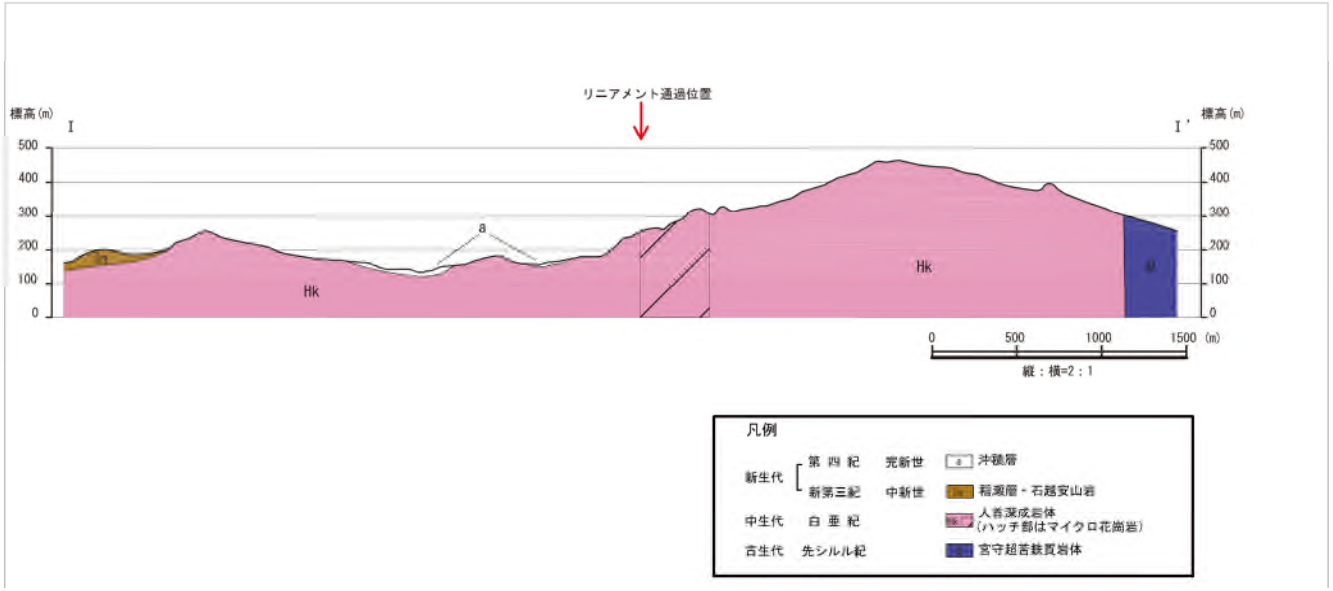
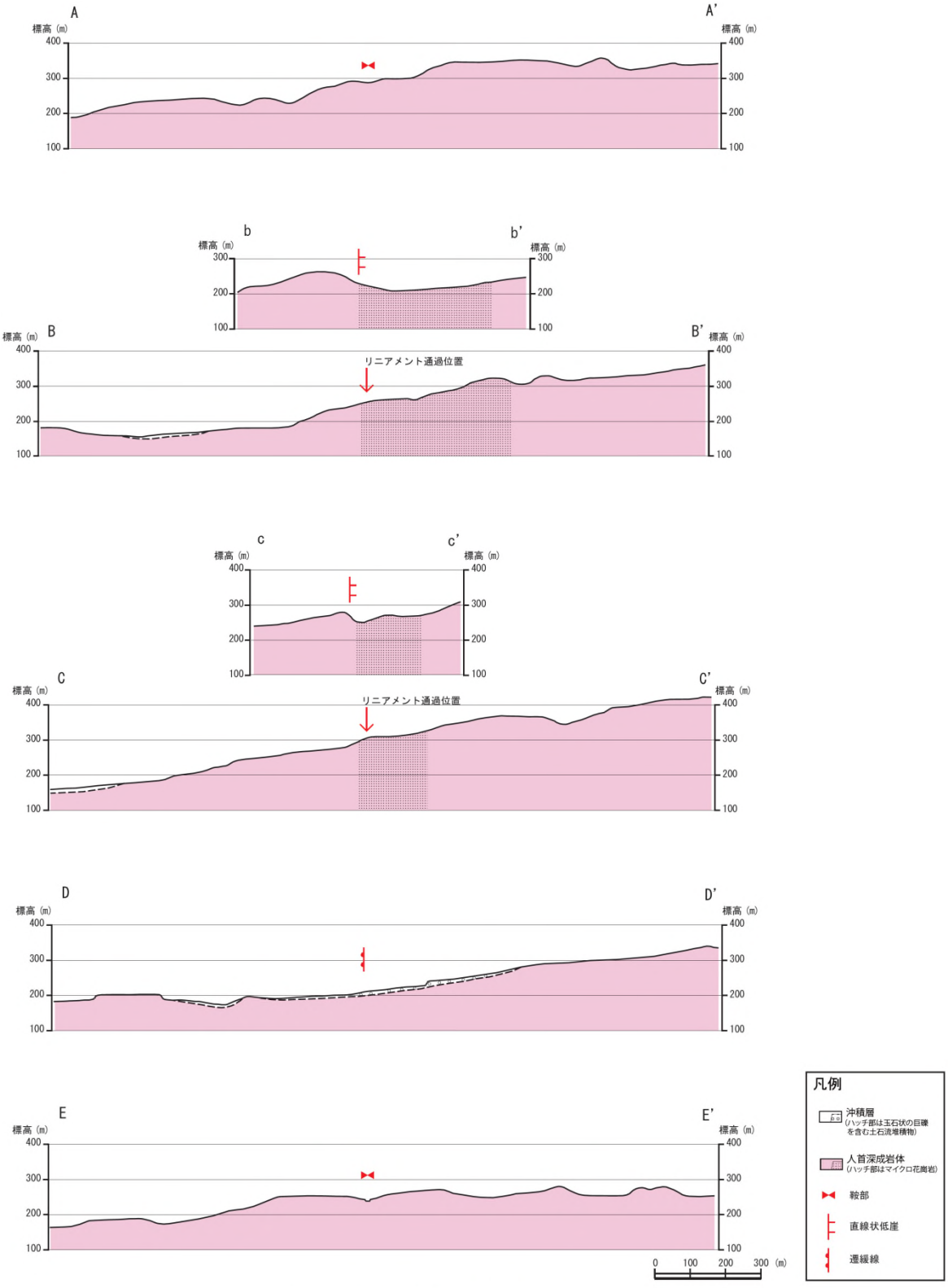


図 3.2.1. 2　リニアメント No.2-b 周辺の地質図



図―2　調査地域(リニアメントNo. 2b)周辺の地質断面図(地質構造図)

図 3.2.1. 3　リニアメント No.2-b の主な地質構造



図一２　リニアメントNo. 2b周辺の地質断面図

図 3.2.1. 4　リニアメント No.2-b 周辺の地質断面図

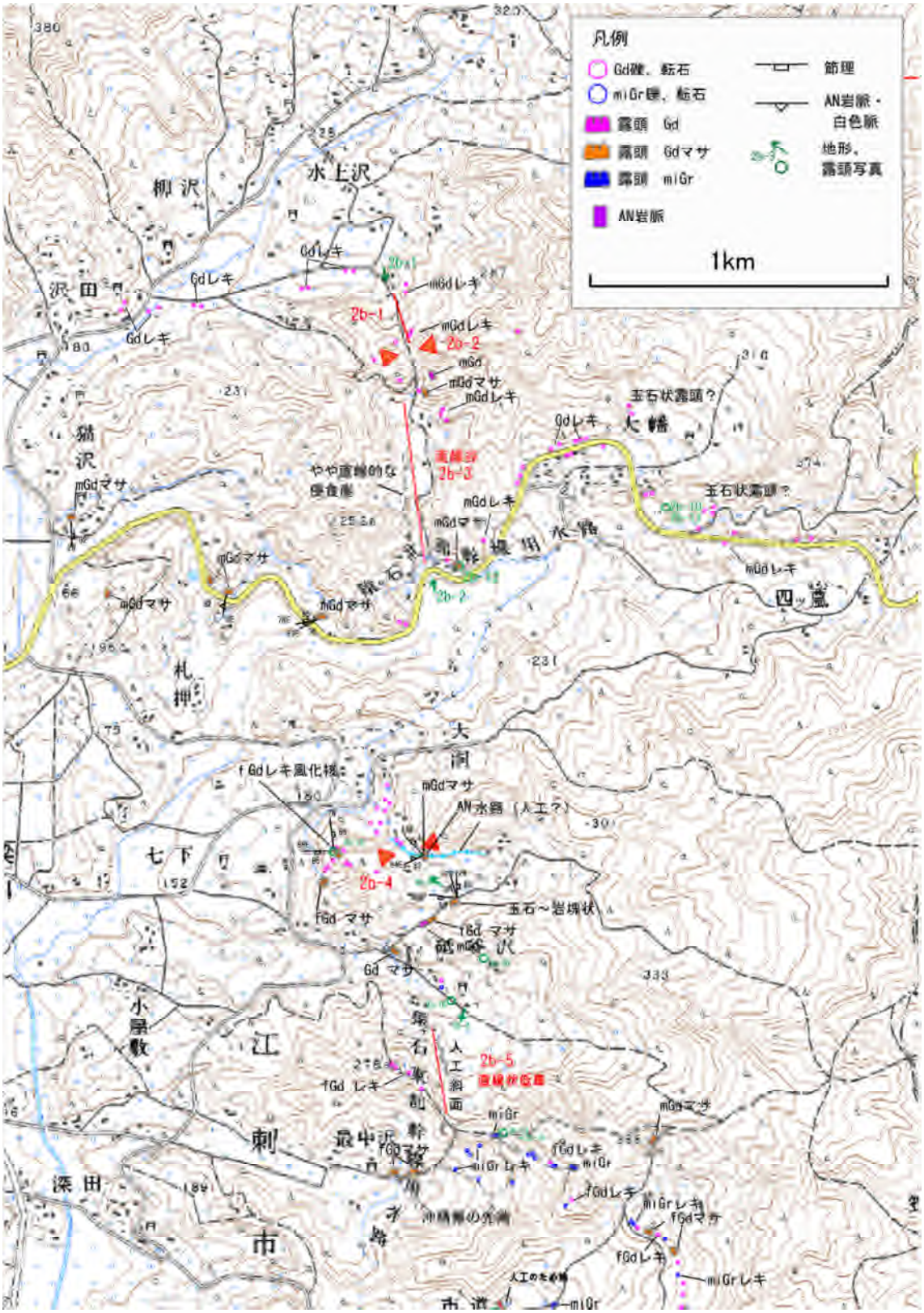


図 3.2.1. 5　リニアメント No.2-b 写真位置図

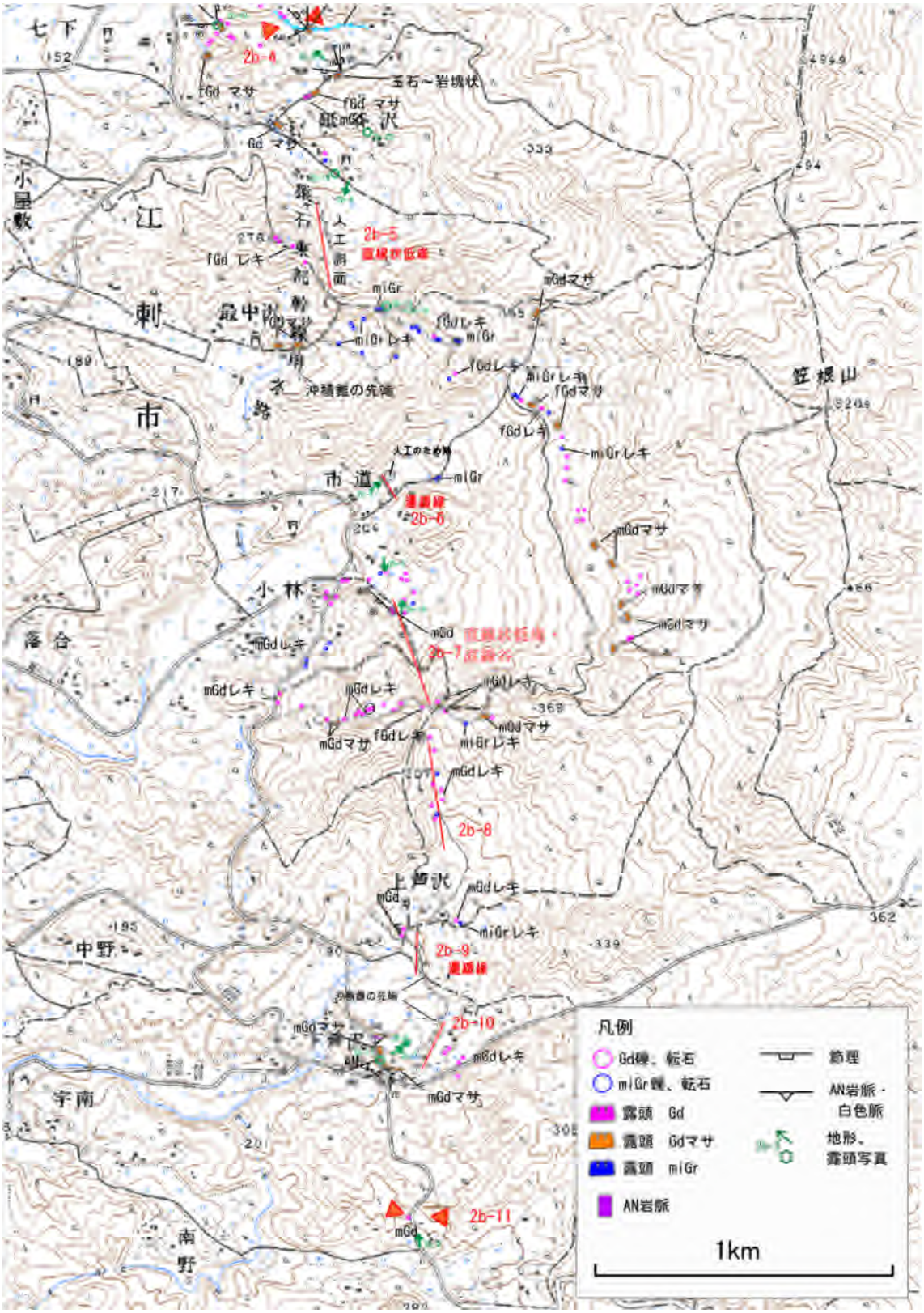


図 3.2.1. 6　リニアメント No.2-b 写真位置図

写真 2b-1　リニアメント 2b-1 の直線谷［水上沢付近から南方の鞍部（2b-2）を望む］
幅広い谷からなり，直線性は明瞭ではない。

写真 2b-2　リニアメント 2b-3 の直線谷［北方の鞍部（2b-2）を望む］
幅広い谷からなり両側の谷壁も入り組んでいる。谷の延長と鞍部の位置は一致しない。

写真 2b-3　リニアメント 2b-4 の鞍部［砥谷沢付近から北方を望む］
鞍部付近の稜線は幅広い平坦地となっており，鞍部の形状も明瞭ではない。

写真 2b-4　リニアメント 2b-5 の直線状低崖［砥谷沢付近から南方を望む］
低崖をなす谷壁はやや湾曲している。稜線上に明瞭な鞍部は見られない。

写真 2b-5　リニアメント 2b-7 の直線状低崖［市道付近から南方を望む］
谷壁と谷底との境界は比較的明瞭。谷壁の方向は谷の出口（手前）付近では湾曲する。

写真 2b-6　リニアメント 2b-6 の遷緩線付近に見られる堰堤跡
［市道付近：下流から上流を見る］

写真 2b-7　リニアメント 2b-10 の遷緩線［下芦沢付近：南西から北東を望む］
写真中央の竹林の末端付近から下流側は斜面傾斜がやや緩くなる。
（写真下半分の平坦地は人工的な造成地）

写真 2b-8　同上拡大
遷緩線付近より上流側には玉石状の巨礫が点在する。

写真 2b-9　リニアメント 2b-11 の鞍部［下芦沢付近から南方の鞍部を望む］
鞍部の形状は明瞭ではない（道路のため人工的に開削されている）。

写真 2b-10　花崗閃緑岩の産状（玉石状の風化）「国道 107 号線沿い，大幡東方］

写真 2b-11　花崗閃緑岩（玉石状岩塊）［国道 107 号線沿い，大幡東方］

写真 2b-12　花崗閃緑岩（マサ状風化部）［国道 107 号線沿い，大幡南西］

写真 2b-13　マイクロ花崗岩の露頭「砥谷沢南方の稜線］
稜線付近の林道沿いの切割りにマイクロ花崗岩がブロック状に露出する。

写真 2b-14　マイクロ花崗岩の露頭［同上拡大］
高角度の面構造が発達する（矢印は面構造の方向を示す)。

写真 2b-15　マイクロ花崗岩の岩相（面構造発達）［砥谷沢南方の稜線］
鉱物が一定方向に配列して面構造を示す。

写真 2b-16　土石流堆積物中のマイクロ花崗岩（斑状）の礫［砥谷沢付近］
斑状を呈し，ひん岩状を呈するマイクロ花崗岩の転石。

写真 2b-17　安山岩岩脈［下芦沢付近］
幅約 1.5ｍの安山岩岩脈。貫入（ハンマーの位置）方向は N14° W82° E。

写真 2b-18　土石流堆積物の産状［小林東方］
直径数 10cm～２ｍ程度の玉石状の巨礫が散在する。
巨礫は花崗閃緑岩が主体で一部マイクロ花崗岩を伴う。

写真 2b-19　花崗閃緑岩に見られる節理系［大洞南方の稜線付近］

写真 2b-20　花崗閃緑岩に見られる節理系［砥谷沢付近の林道沿い］
N-S～NNW-SSE 方向で高角度の節理が見られる。

3.2.2　　リニアメント No.3

a）リニアメント判読結果：図 3.2.2.1

奥州市江刺区広瀬の広瀬川左岸から、同江刺区伊手の伊手川右岸にかけての長さ約 10 km の区間に走向 NNW-SSE 方向のリニアメントが判読される。

リニアメントは、鞍部、直線状の谷、傾斜変換線（遷緩線）、直線状の地形境界（山地／崖錐緩斜面）のほぼ直線的な断続からなる。両麓にリニアメントが存在する永倉山は、周囲から孤立した高まりを形成しており、とりわけ東麓では、山地急斜面と山麓の崖錐緩斜面が直線状の明瞭な地形境界をなす。本リニアメントの北部は、高度不連続が不明瞭で断続的であることから L_E ランクに区分される。一方、本リニアメント南部の永倉山両麓のリニアメントは北部と比べてやや連続性がよいこと、直線谷は比較的シャープであること、リニアメントに挟まれた区域が周囲から孤立した高まりを形成していることから、L_D ランクとした。

b）主要文献の記載

本リニアメントの南部（永倉山両麓のリニアメント）は、「日活」の確実度Ⅲの断層にほぼ一致する（図 3.2.2.1）。「デジタルマップ」、「活構造図」には、本リニアメントと一致する活断層または推定活断層は図示されていない。

c）地表地質調査結果　：図 3.2.2.2

本調査では，北部と南部に分けて踏査を実施した。以後，北部をエリアＡ，南部をエリアＢと呼び，それぞれの地質構成・地質構造を示しつつ評価を行う。

c)-1　エリアＡ

ｉ．地質構成・層序及び分布：図 3.2.2.2～図 3.2.2.4

i-1．地質概要

本調査地及び周辺地域の地質・層序に関する主な資料は，竹内ほか（2005）「20 万分の 1 地質図幅「一関」」，広川・吉田（1955）「5 万分の 1 地質図幅「人首」」，北村ほか（1986）「島弧横断ルート No.18，本荘－横手－川尻－北上」がある。

これらの文献によると，調査地及び周辺地域の地質は，下位より先シルル紀基盤岩類を構成する母体変成岩類及び宮守超苦鉄質岩体，白亜紀の人首深成岩体，新生代中新世の稲瀬層，鮮新世の金沢層，並びに更新世の真滝層などからなる（新生界の地層名は，北村ほか（1986）による）。

母体変成岩類は，緑色岩，弱変成泥質岩，砂質岩及びチャートから，宮守超苦鉄質岩体はかんらん岩，斑れい岩，角閃石岩及び蛇紋岩からなるとされている。人首深成岩体は黒雲母，角閃石を含む花崗閃緑岩・トーナル岩からなるとされている。稲瀬層はソレアイト質安山岩溶岩・火砕岩と凝灰質礫岩・砂岩などからなり，金沢層と真滝層は，いずれも凝

灰質砕屑物を主体とし珪長質凝灰岩や亜炭を挟む地層からなるとされており，金沢層と真滝層は，みかけ上よく似ているため，岩相のみから両者を区分することは困難であるとされている。

i-2. エリアＡ（No.3 リニアメント北部）の地質

母体変成岩類及び宮守超苦鉄質岩体は，エリアＡ中部の小菅沢以南に，ＮＮＷ－ＳＳＥ方向に細長く分布し，母体変成岩類は，宮守超苦鉄質岩体の内部や西側に狭小に分布している。エリアＡの母体変成岩類は縞状を呈する砂質片岩からなり，宮守超苦鉄質岩体は，暗灰色で細粒・塊状の緻密な岩石（細粒斑レイ岩？）からなる［写真 P3A-1,2］。

人首深成岩体はエリアＡの東部に分布し，中粒・等粒状で完晶質の黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなる。径 1mm 程度の微細な黒雲母と最大径 8mm 程度の自形の角閃石を含む。風化が進みマサ状となり，新鮮部を径１～２ｍ程度の玉石状に残す箇所が多い［写真 P3A-3,4］。

稲瀬層は，上記の地層を不整合に覆ってエリアＡの西側に分布する。エリアＡ北西部の月山付近に広く分布しているが，南西部では上位の金沢層あるいは真滝層の分布域に孤立島状に露岩している箇所が多い。岩相は，凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩等の火山砕屑岩を主体とし，南西部の白山通付近の新設道路法面では，局所的に自破砕状部を伴う安山岩質溶岩が認められる［写真 P3A-5,6,7,8］。

金沢層及び真滝層は，エリアＡの南西部に比較的平坦な地形をなして分布している。稲瀬層を不整合に覆い，基底付近は安山岩片，炭質物を含み淘汰の悪い灰褐色のシルト質粗粒砂からなり，その上位は淡黄灰色の凝灰質シルト岩あるいは凝灰質砂岩からなる。しばしば亜炭層を挟在する。粗粒砂岩とシルト岩の互層部，塊状のシルト岩からなる部分などがある［写真 P3A-9,10,11,12］。前述のように，岩相から金沢層と真滝層を区分することは困難なため，ここではこれらの地層を金沢層及び真滝層として一括して扱う。

また，エリアＡの南部には時代未詳の段丘面が分布しており，これらの段丘面を構成する礫層を確認している。段丘面構成層は，径 1～10cm 程度の亜角～亜円礫を 80％程度含む礫支持の礫層からなり，礫種は泥質片岩，花崗閃緑岩を主体としている。基質は淘汰の悪い粗粒砂混じりシルトからなる［写真 P3A-13,14］。

河川沿いの沖積面には，沖積層が分布するとみられるが，河床に稲瀬層が露岩している箇所がみられることから［写真 P3A-5］，沖積層の層厚は比較的薄いとみられる。また，宮守超苦鉄質岩体で構成される尾根の斜面には，崖錐性堆積物が分布する箇所がある。

i-3. 地質構造

母体変成岩類の地質構造は，ほぼ N10W・70～80E（西偏 7゜で偏角補正済：以下同様）程度である。

宮守超苦鉄質岩体の構成岩は塊状緻密な岩石からなるため，一般に構造を認めることが困難であるが，エリアＡ中部の柳沢付近にある（株）江刺プラント工業の砕石場では岩体を広く観察できる。岩体は，細粒緻密な泥質片岩からなるが，赤褐色を帯びた層，白色を

帯びた層，粗粒部と細粒部が互層する箇所等が認められ，それらの構造はほぼ N20W80E 方向が卓越している［写真 P3A-15］。また，岩体の西側には，幅約 5ｍのせん断面密集部からなる破砕部を伴い，幅約 40cm の赤褐色粘土を挟在する N12W80W 方向の断層が認められた［写真 P3A-16,17］。以上のように，母体変成岩類及び宮守超苦鉄質岩体は，同様の地質構造を示している。

人首深成岩体を構成する花崗閃緑岩は，風化が進んでいるため新鮮な岩体を観察できる箇所はまれであるが，観察した限り，断層や破砕帯は認められなかった。また，節理を観察できる箇所では，NW-SE 方向と NE-SW 方向のいずれもほぼ鉛直な２方向の節理が観察された。なお，人首深成岩体と宮守超苦鉄質岩体の関係は，それらの境界付近の露頭で，貫入境界や泥質片岩が花崗閃緑岩中に捕獲されている様子が観察されていることから貫入関係と判断される［写真 P3A-18,19,20］。

稲瀬層は，堆積構造を正確に確認できる箇所はなかったが，火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩の礫の配列が西に向かって緩く傾斜している箇所が多いこと，既往図幅による周辺の全体的な分布からも西緩傾斜が推定されている（北村ほか；1986 等）ことから，調査地付近では，凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩の互層が西に緩く傾斜しているものと推定される。

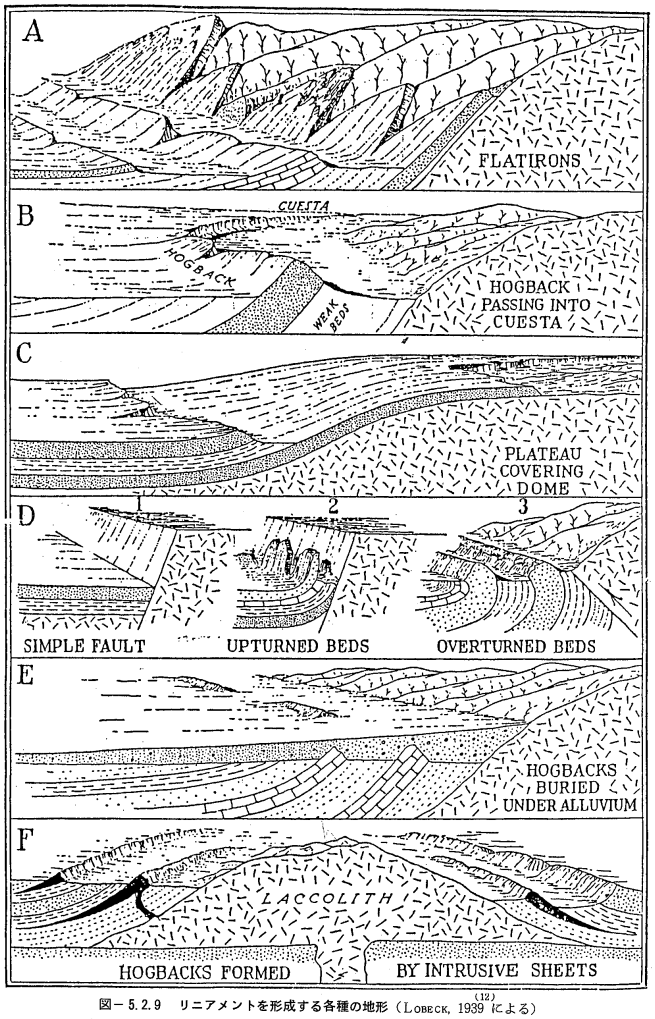
金沢層及び真滝層は，主に稲瀬層が削剥されて低くなった箇所を埋積して分布している。地層の走向・傾斜は N20～35W・４～12W で，稲瀬層と同様に西に緩く傾斜している。

i-4. 評価

① No.3A(1)リニアメント及び No.3A(2)リニアメント［写真 P3A-21］

既往図幅によると，No.3A(1)リニアメント付近を境に，東側には人首深成岩が分布し，西側には稲瀬層が分布することとなっているが，現地調査によると本リニアメントの東側及び西側は，ともに稲瀬層の火山砕屑岩からなり，リニアメントを境に地層が異なることはなかった。また，No.3A(2)リニアメントについても，同様に，リニアメントの東側及び西側とも，稲瀬層の火山砕屑岩からなり，リニアメントを境に地層が異なることはなかった。また，いずれのリニアメントにおいても，直下及び近傍に断層，破砕帯等は認められない［写真 P3A-22］。

これらのリニアメントの成因については，No.3A(1)リニアメントが凝灰岩と凝灰角礫岩の岩相境界付近に位置していること，No.3A(2)リニアメントにおいても谷の東側に火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩が分布するのに対して，谷部に凝灰岩が露出していることから，これらのリニアメントは凝灰岩と火山角礫岩あるいは凝灰角礫岩との岩相境界付近に位置している。当地の稲瀬層は西に緩く傾斜する同斜構造をなし，かつ，安山岩礫を含む火山角礫岩や凝灰角礫岩は凝灰岩に比べて硬質であるため，差別浸食よって，火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる部分が突出したケスタ状の地形が形成されたことが，リニアメントの成因となっていることが考えられる （図 3.2.2.3 及び下図参照）。



図－5.2.9　リニアメントを形成する各種の地形（Lobeck, 1939[12]による）
A：フラティロン（ホグバックの一種で，ドーム山地を覆う堆積岩の最下部層が硬層であると，山地山腹斜面にへばりついた形の走向山稜）　B：ケスタに移化するホグバック　C：ドームを被う台地とケスタ　D：1；単純な断層　2；断層によって上方に引きずられた地層　3；逆断層による逆転層，E：沖積層下に埋没したホグバック，F：逆入岩体によって形成されたホグバック

阿部・岡田・垣見編（1985）による。

② No.3A(3)リニアメント［写真 P3A-23］

本リニアメントは，金沢層，あるいは真滝層に形成された直線谷を認めたもので，現地調査によると，谷の両側には亜炭層を挟在するシルト岩が分布しており，金沢層，あるいは真滝層中に断層は推定されない。また，本リニアメントの北東側と南西側は，ほぼ同じ高さの緩斜面が分布しており，これらの地形面に変位は認められない。したがって，本リニアメントは，活断層に関係するものではないと判断される。

本リニアメントの成因は不明であるが，金沢層あるいは真滝層に覆われた地下には，この付近で宮守超苦鉄質岩体と母体変成岩類あるいは稲瀬層が地層境界をなしていることが推定され（図 3.2.2.2），それらの基盤表面が凹凸をなしていることが考えられることから，それが地下水の流動等に影響を与えるなどしたことが本リニアメントを形成要因となって

いることも考えられる。

② No.3A(4)リニアメント及び No.3A(5)リニアメント［写真 P3A-24］

これらのリニアメントは，宮守超苦鉄質岩体と母体変成岩類，または，宮守超苦鉄質岩体と金沢層あるいは真滝層とが境する地層境界付近に認められている（図 3.2.2.2）。No.3A(4)リニアメントの西側は，金沢層あるいは真滝層に被覆されているが，この地層の下位には母体変成岩類が分布しており，本リニアメント付近が宮守超苦鉄質岩体と母体変成岩類の地層境界となっていることが推定される（図 3.2.2.3）。宮守超苦鉄質岩体は細粒緻密で硬質であるが，母体変成岩類を構成する砂質片岩は，比較的もろく風化しやすい。基本的には，この岩質の差が遷緩線を形成し，リニアメントの成因となっていることが考えられる。なお，これらのリニアメントは，これらの地層境界よりやや東側に認められているが，これは浸食による斜面後退が生じているためと解釈される。

宮守超苦鉄質岩体と母体変成岩類の地層境界については，前述のように断層境界の可能性も考えられるが，No.3A(5)リニアメントの南方延長にあたる白石沢付近には，リニアメントの延長をまたいで段丘面が分布しており（図 3.2.2.2），それらの地形面に変位は認められない。段丘面の年代は未詳であるが，沖積面との比高が 30～40m 程度であることから，比較的古い段丘面である可能性が高い。したがって，宮守超苦鉄質岩体と母体変成岩類の地層境界が断層境界であるとしても，かなり古い断層と考えられる。

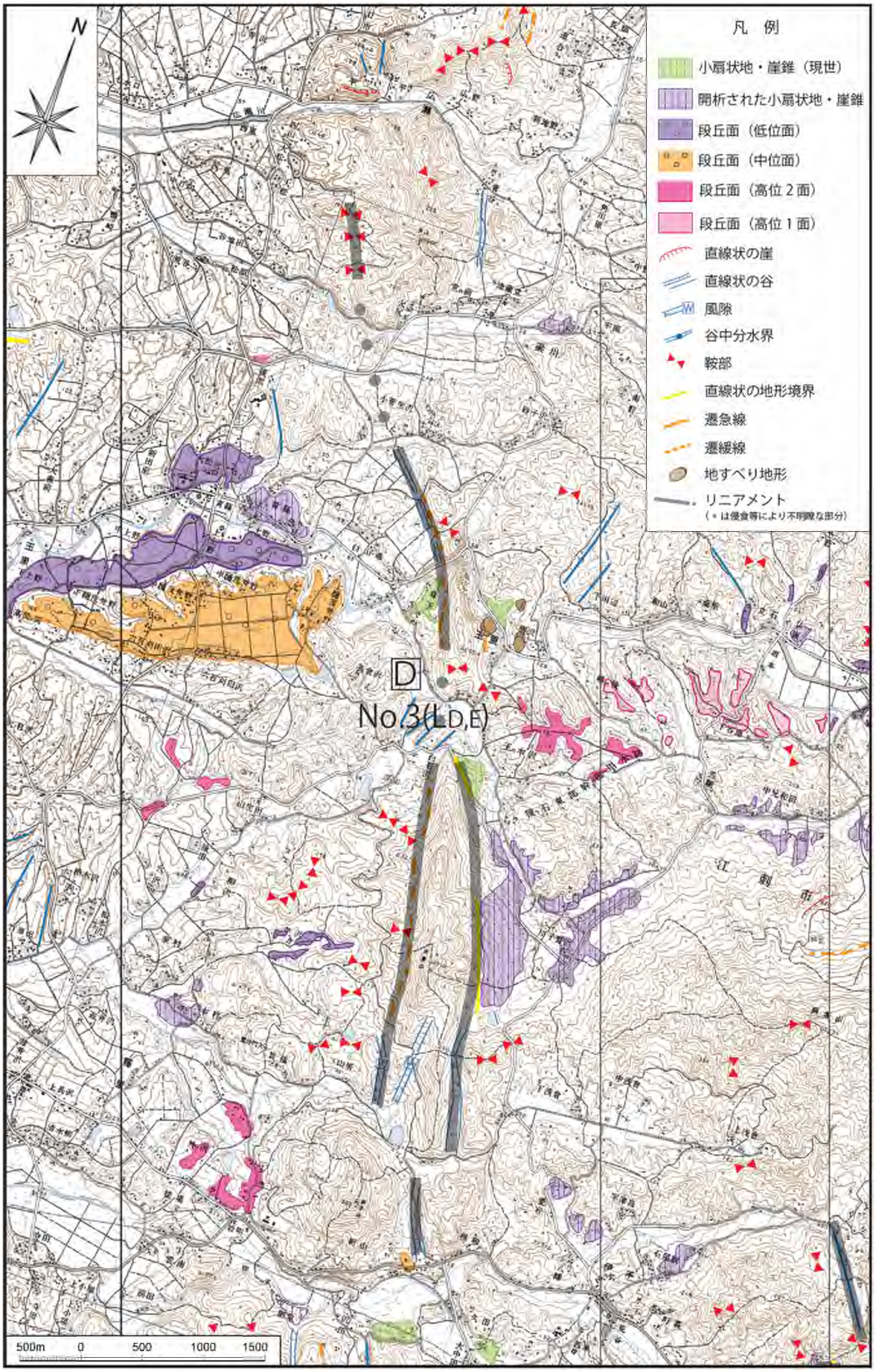


図 3.2.2.1 リニアメント No.3 周辺の地形判読図

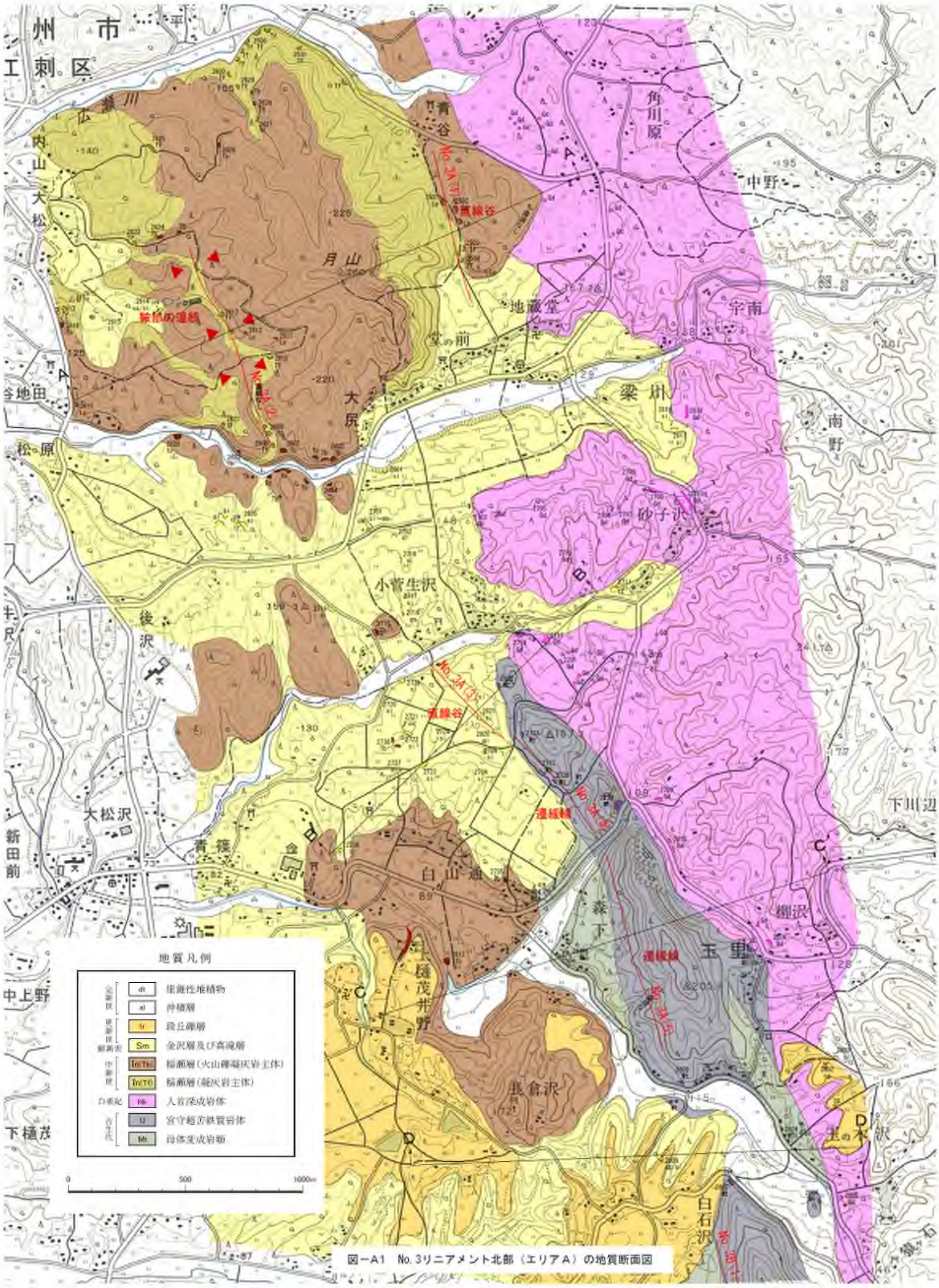


図 3.2.2.2　リニアメント No.3 北部の地質平面図

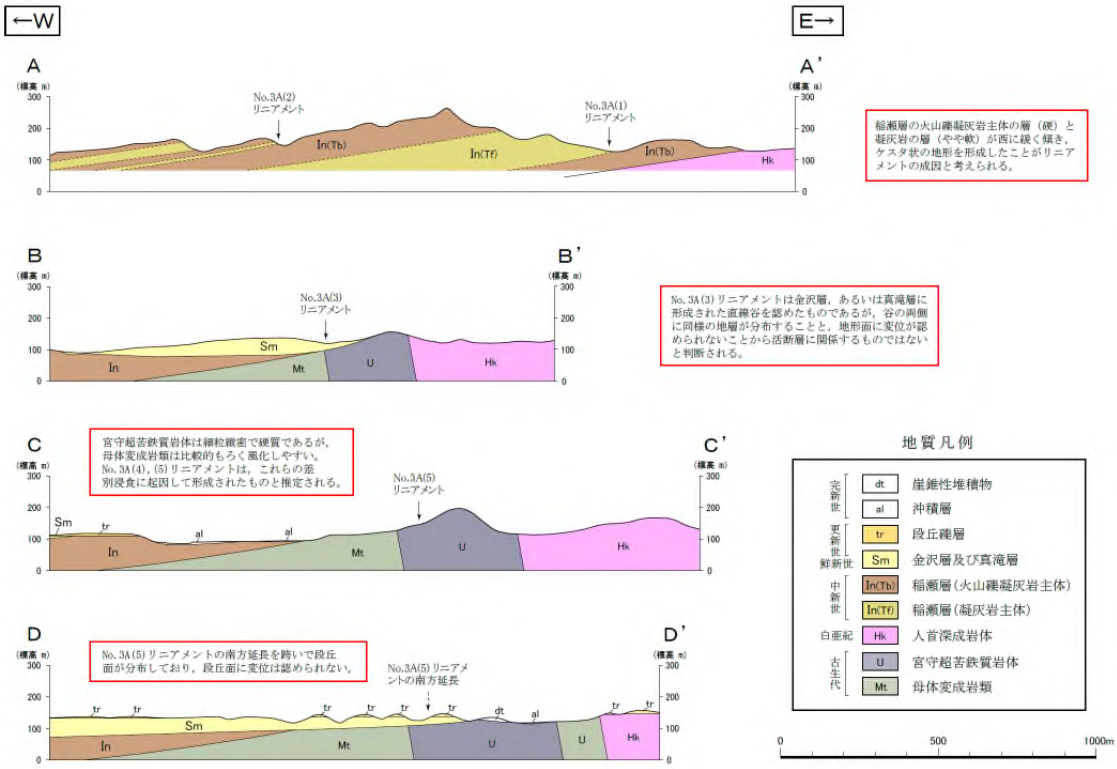


図 3.2.2.3 リニアメント No3 北部の地質断面図

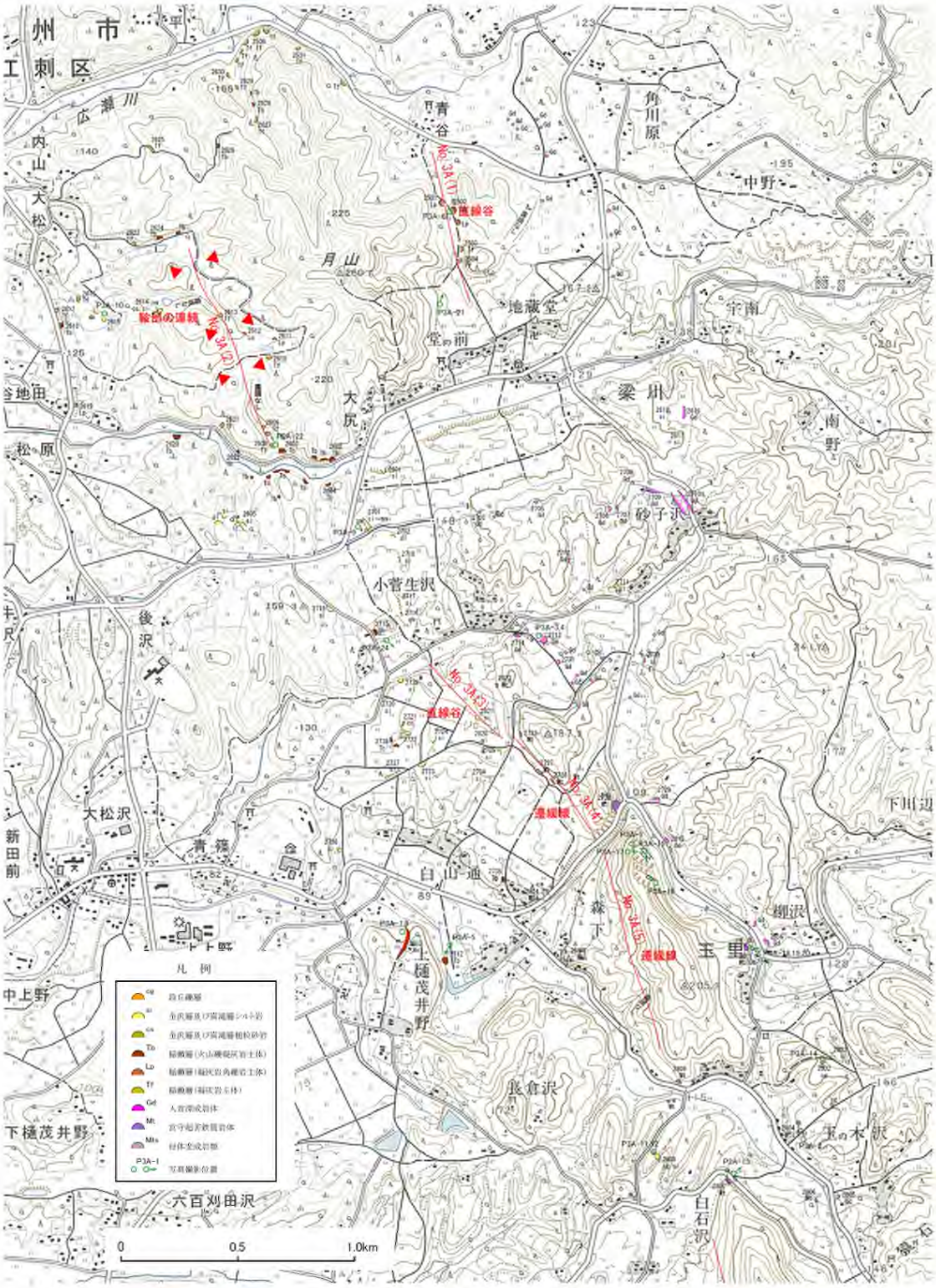
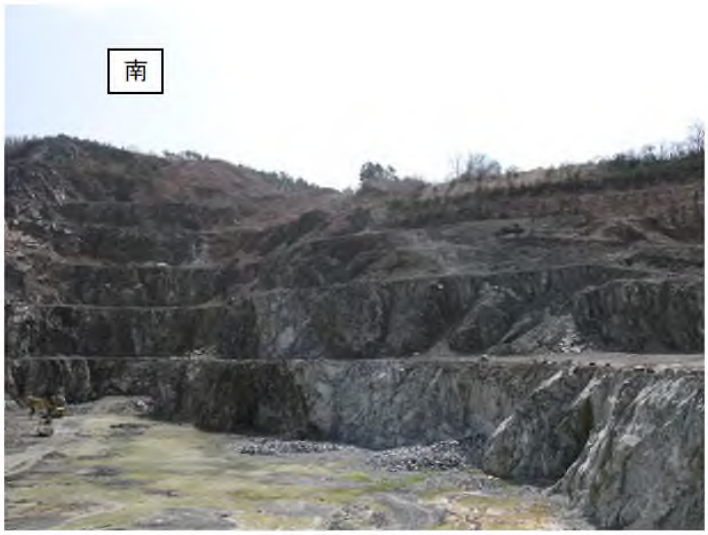


図 3.2.2.4 リニアメント No.3 北部のルートマップおよび写真撮影位置



P3A-1
宮守超苦鉄質岩体

江刺プラント工業の採石場を北側から望む

暗灰色の細粒緻密な岩石（細粒斑レイ岩？）からなる。
浸食に対して抵抗性があるため，地形的な高まりを形成している。
白色帯状の部分は，割れ目にカルサイトが付着している箇所で，岩石自体には変質はみられない。

P3A-2
母体変成岩類

縞状を呈する砂質片岩からなる。
宮守超苦鉄質岩体に比べると，もろく，風化しやすい。

P3A-3
人首深成岩体　花崗閃緑岩

風化してマサ状となり，玉石状に新鮮部を残していることが多い。

P3A-4
同上　新鮮部拡大

径 1mm 程度の微細な黒雲母と径 1～8mm 程度の自形の角閃石を含む。

P3A−5
稲瀬層　火山礫凝灰岩

安山岩礫を含み，基質も比較的硬質であるため，凝灰岩に比べ浸食に対する抵抗性が高い。

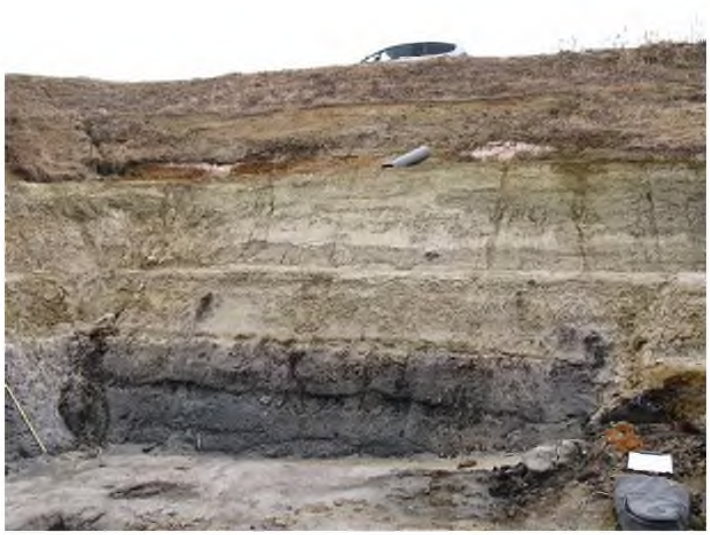
P3A−6
稲瀬層　凝灰岩

安山岩礫をわずかに含むが，比較的粗粒で，火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩に比べると，もろい。

P3A-7
稲瀬層　安山岩溶岩

溶岩内部の塊状部と周縁の自破砕状部がみられる。自破砕状部は風化が進行している。

P3A-8
同上　溶岩塊状部の拡大



P3A−9
金沢層あるいは真滝層

ここでは，下位より亜炭層（黒色の部分），凝灰質砂岩，凝灰質シルト岩が認められる。
層理面の走向・傾斜は，
N27W・4W で西（写真では右方向）に緩く傾斜している。

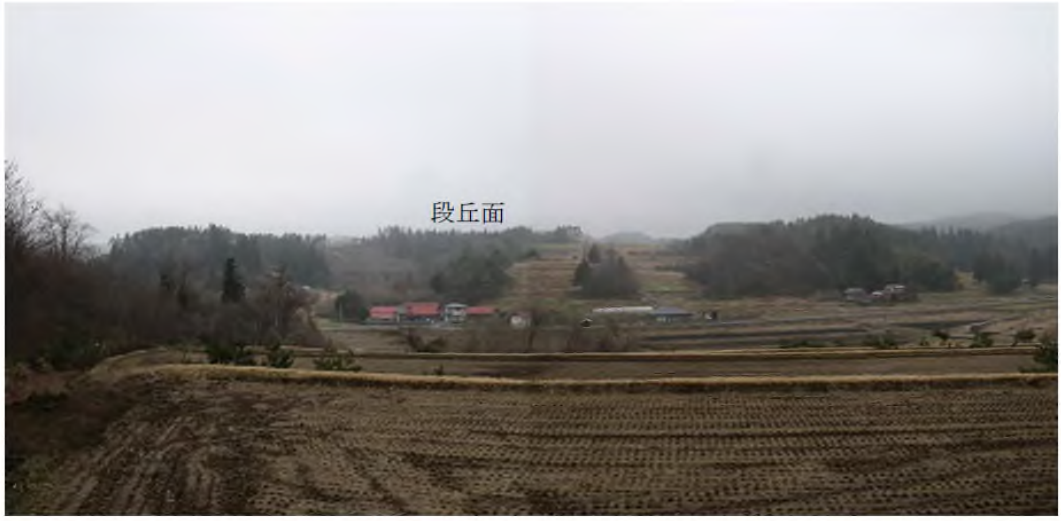
P3A−10
金沢層あるいは真滝層の基底付近の層相

安山岩片，炭質物を含む淘汰の悪い砂質シルトからなる。

P3A-11
金沢層あるいは真滝層とそれを覆う段丘礫層

中央の削った淡黄色部が金沢層あるいは真滝層，その上位に段丘礫層が載る（下の写真を参照）。

P3A-12
金沢層あるいは真滝層のシルト岩と段丘礫層の境界部の拡大写真



P3A-13　　玉の木沢付近に分布する標高 150m 程度の段丘面

P3A-14
段丘面を構成する礫層

径 1～10cm 程度の亜角～亜円礫を含む。基質は淘汰の悪い粗粒砂混じりシルト。礫支持。

P3A-15　宮守超苦鉄質岩体中の構造（(株)江刺プラント工業砕石場）
岩体中には，矢印で示したような N20W・80E 程度の方向の地質構造が認められる。

P3A-16　(株)江刺プラント工業砕石場　　南から北方を望む

宮守超苦鉄質岩体中の赤の矢印及び直線の部分に繋がる，N12W・80W の方向の断層が認められる。本断層の方向は，No.3A(4)リニアメント及び No.3A(5)リニアメントの方向に近いが，No.3A(5)リニアメントとエリアBの No.3B(1)リニアメントに至る区間には，それらリニアメントの延長部をまたいで段丘面が分布しており，その段丘面に変動地形は認められないことから，本断層は宮守超苦鉄質岩体中に形成された古い断層で，活断層ではないと判断される。

P3A-17
上写真中 a の部分の近景

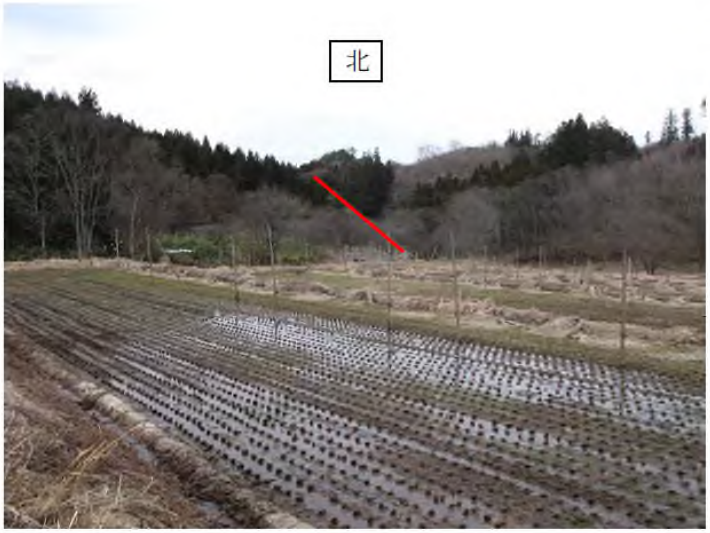
宮守超苦鉄質岩体中に幅約 5m 程度のせん断面が密集する破砕部を伴い，幅 40cm 程度の赤褐色粘土を挟在する断層が認められる。

P3A-18
宮守超苦鉄質岩体と人首深成岩体の貫入関係

青線の付近が貫入境界とみられる。

P3A-19
対岸の貫入境界付近の拡大
人首深成岩体の花崗閃緑岩はマサ化している。

P3A-20
手前側の貫入境界付近の拡大
花崗閃緑岩中に宮守超苦鉄質岩体（暗灰色の部分）が捕獲岩として取り込まれている。



P3A-21
No.3A(1)リニアメント（赤線）を南側から望む。

本リニアメントの東側（右）は主に凝灰角礫岩からなり，西側（左）からなる。東側斜面は西側斜面に比べてやや緩傾斜となっている。

P3A-22
No.3A(2)リニアメントの谷の河床にみられる凝灰岩

河床に露岩する凝灰岩は健硬で，断層，破砕部等は認められない。

P3A-23
No.3A(3)リニアメント（赤線）を北側から望む

本リニアメントは金沢層あるいは真滝層に形成された直線谷であるが，谷の両側には亜炭層を挟在するシルト岩が分布しており，本層中に断層は推定されない。また，リニアメントの両側の地形面に変位は確認されない。

P3A-24
No.3A(4)及び No.3(5)リニアメントを北西側から望む。

両リニアメントとも宮守超苦鉄質岩体のNNW-SSE方向に延びる尾根の西側に位置している。
宮守超苦鉄質岩体と母体変成岩類の浸食抵抗性の差がリニアメントの成因となっていると考えられる。

c)-2　エリアＢ

ｉ．地質構成・層序及び分布：図３Ｂ-1～3

i-1. 地質概要

エリアＢの地質は，エリアＡと同様であり，下位より先シルル紀基盤岩類を構成する母体変成岩類及び宮守超苦鉄質岩体，白亜紀の人首深成岩体からなる。エリアＢ新生代の地層は，母体変成岩類の西側に部分的に認められるほか，河川沿いに沖積層が認められる。

各岩体・層の特徴は，エリアＡとほぼ同様である。すなわち，母体変成岩類は，緑色岩・弱変成泥質岩［写真 P3B-8］，および砂質片岩・珪質片岩［写真 P3B-10］から，宮守超苦鉄質岩体［写真 P3B-6］はかんらん岩，斑れい岩，角閃石岩及び蛇紋岩からなるとされている。人首深成岩体は黒雲母，角閃石を含む花崗閃緑岩・トーナル岩からなるとされている［写真 P3B-4, P3B-5］。

ハンマーの打診から推察すると，エリアＢにおいて最も堅い岩体は，宮守苦鉄質岩体であり，次に堅いものは母体変成岩類である。エリアＢにおいて，最も脆弱な岩体は人首花崗閃緑岩（人首深成岩体）である（新生代の層を除く）。

i-2. エリアＢ（No.3 リニアメント南部）の地質

母体変成岩類及び宮守超苦鉄質岩体は，エリアＢ中部をＮＮＷ－ＳＳＥ方向に貫く永倉山，および調査地南部の銚子山などの標高の高い地域に分布している。母体変成岩類は，宮守超苦鉄質岩体の周囲に分布している。エリアＢの母体変成岩類は縞状を呈する泥質片岩・凝灰質片岩を主体としており，部分的にレンズ状に珪質片岩・砂質片岩を内在している。これは，母体変成岩類がメランジュを内在する地層であることを示している。

宮守超苦鉄質岩体は，やや緑色を帯びた暗灰色で細粒の塊状緻密な岩石からなり，緑色片岩あるいは泥質片岩を主体としている。この岩体は全エリアにおいて極めて硬質である。これは，人首花崗閃緑岩の貫入によりホルンフェルス化したものと考えられる。

人首花崗閃緑岩（人首深成岩体）はエリアＢの東部に分布し，中粒・等粒状完晶質の黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなり，岩石組織はエリアＡと同様，径 1mm 程度の微細な黒雲母と最大径 8mm 程度の自形の角閃石を含む。本岩体は，多くの部分でマサ状となっているが，径１～４ｍ程度のコアストン（玉石）を残す箇所が多い。一般的にコアストンは極めて硬質である。なお，母体変成岩類との境界付近では，花崗岩質マグマの急冷によるものと考えられる，細粒の花崗岩やアプライトが確認された。そのため，人首花崗閃緑岩は，母体変成岩類に貫入したものと予想される。このことはエリアＡの観察結果や文献の記述と整合的である。

沖積層は，河川沿いなどに分布し，その分布規模は限定的だが，下浅倉の付近にはやや広く分布している。また，宮守超苦鉄質岩体で構成される尾根の斜面には，崖錐性堆積物が分布しているが，非常に薄いと予想される。そのため，図Ｌ３Ｂ-1 および図Ｌ３Ｂ-2 には図示していない。

i-3. 地質構造

母体変成岩類の地質構造は，ほぼ N30W～30E・50E～80W（偏角補正済：以下同様）程度の層理・節理を示す。一部に，N70E80S，N45W80S などの特異な走向傾斜を示す節理があるが，これらはいずれも珪質片岩・砂質片岩の内部やその周辺に分布する。

宮守超苦鉄質岩体の構造は，エリアＡと同様あまり確認されないが，リニアメント B(6)付近で節理が確認された（N30W50E，N15E65E）。岩体は，一般に細粒緻密な苦鉄質岩石または泥質片岩である。

母体変成岩類及び宮守超苦鉄質岩体は，ほぼ同じ地質構造を示している。

人首花崗閃緑岩（人首深成岩体）は，風化が進んでいるため新鮮な岩体を観察できる箇所は少ないが，エリアＡ同様，断層や破砕帯は認められなかった。

i-4. 評価

① No.3B(1)リニアメント，No.3B(2)リニアメント，No.3B(3)リニアメント

［写真 P3B-1,P3B-2］

No.3B(1)リニアメントおよび B(2)リニアメント付近を境に，西側には母体変成岩類，東側には宮守苦鉄質岩がそれぞれ分布する。また，リニアメント No.3(3)リニアメントは，西側に宮守苦鉄質岩が分布し，東側には母体変成岩類および人首花崗閃緑岩が分布している。いずれのリニアメントにおいても，直下及び近傍に断層，破砕帯等は認められない。

これらのリニアメントの成因については，宮守苦鉄質岩が他の岩体に比べて非常に堅硬であるため，差別侵食の結果，岩相境界が遷緩線として現れたものと考えられる。

② No.3B(4)リニアメント，No.3B(5)リニアメント，No.3B(6)リニアメント

［写真 P3B-3,P3B-7］

これらのリニアメントも，No.3B(1)～(3)と同様に，宮守苦鉄質岩と母体変成岩類とで岩盤の堅硬さに差があるために形成されたものと予想される。

③ No.3B(7)リニアメント及び No.3B(8)リニアメント［写真 P3B-9］

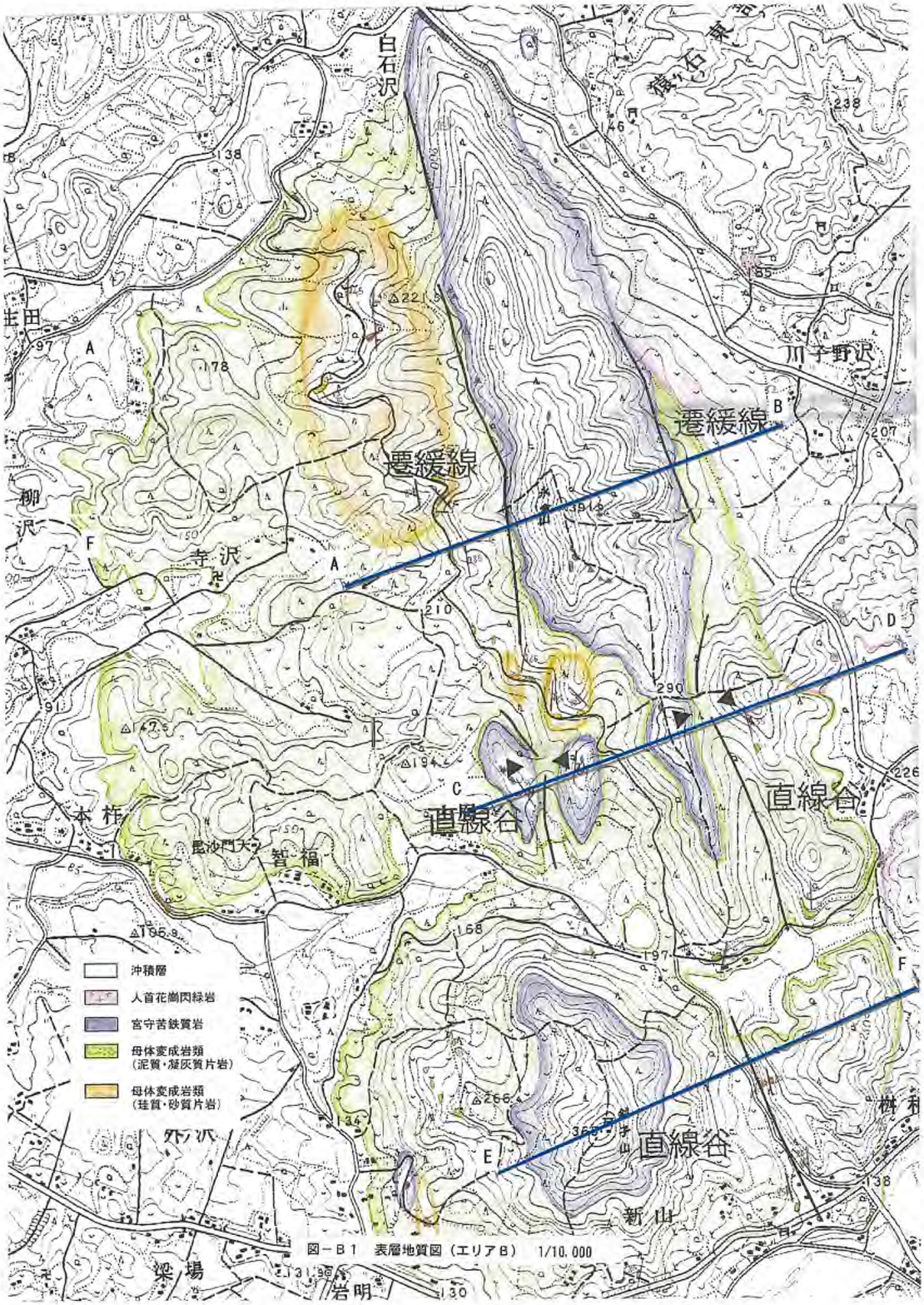
これらのリニアメントは，母体変成岩類の内部に認められている。母体変成岩類は，主に泥質片岩・凝灰質片岩を主体とするが，珪質片岩や砂質片岩の小規模な岩体を内在している。そのことから，母体変成岩類はメランジュを内在する岩体であり，その内部に小規模な断層（せん断面）が形成されていると考えられる。これらのリニアメントは，こうした小規模な断層に沿って形成されたものであると考えられる。これらの小規模な断層は，連続性に乏しいこと，また，エリアＡにおいて，確認されたように，本地域では最近の地殻変動が認められないことから，活断層ではないと予想される。

d）トンネルの施工性に関するコメント（可能性のコメント）

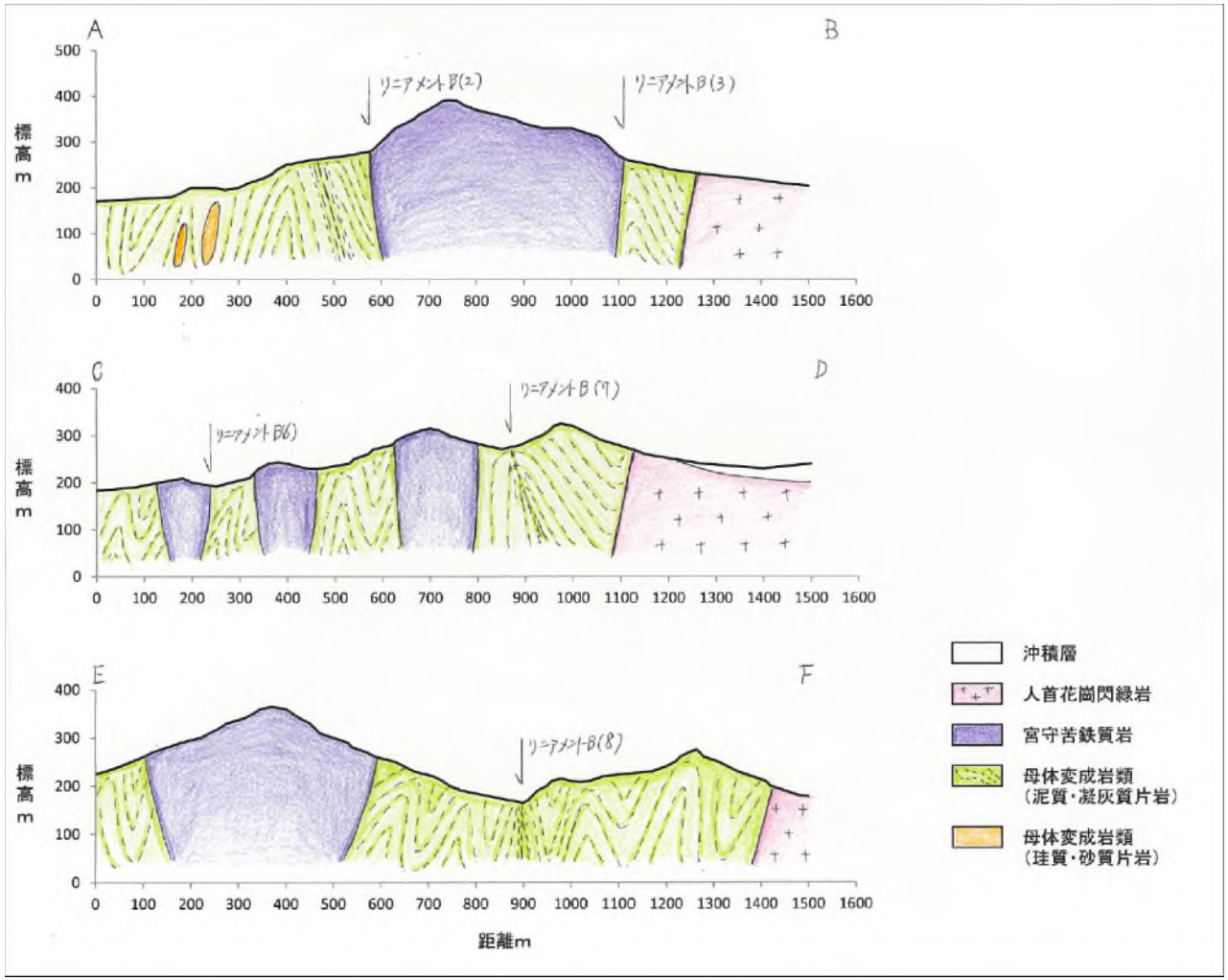
本調査地において，トンネルを施工する際の留意点を，以下に示す。

（１）宮守超苦鉄質岩体と母体変成岩類は，ILC 地下施設の計画地層となっていないが，これらの地層を貫く場合は，断層破砕部が出現する可能性があり，岩盤の強度不足，突発的な湧水等が発生する可能性がある。

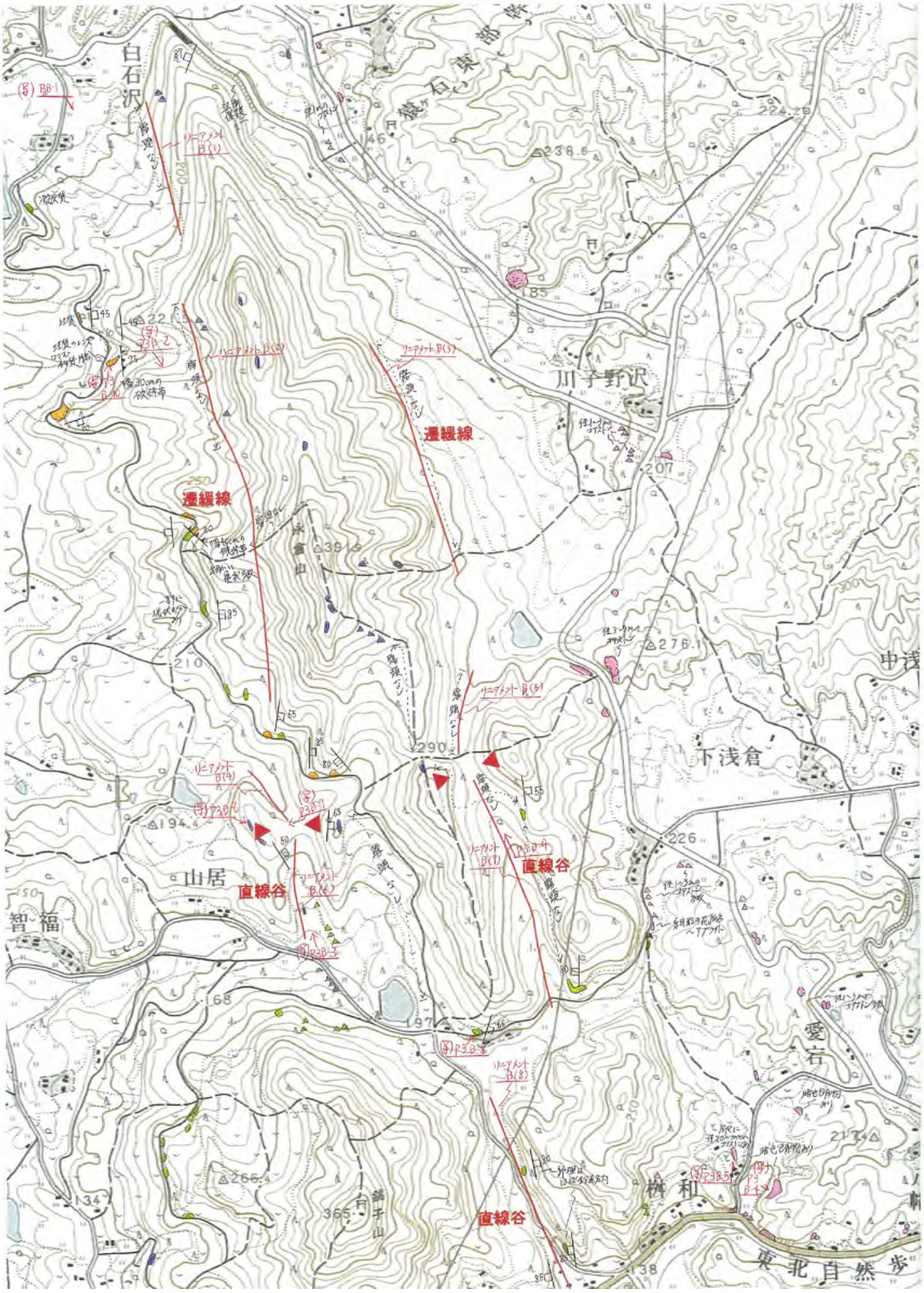
（2）人首深成岩体については，地表踏査では新鮮な岩体を確認していないため，詳細は不明である。風化が深部に及んでいる可能性が考えられる。



図Ｌ3B-1 リニアメント No.3 南部周辺の地質図



図L3B-2 リニアメントNo.3南部の地質断面図



図Ｌ3Ｂ-3 リニアメント No.3 南部のルートマップおよび写真撮影位置

写真 P3B-1　リニアメント B(1)の遠景

写真 P3B-2　リニアメント B(2)の遠景

遷緩線の東側（写真左）には宮守苦鉄質岩が分布し，西側（写真右）には母体変成岩類が分布する。前者が硬質であるため，その境界が遷緩線として現れている。

写真 P3B-3　リニアメント B(6)の遠景

写真中央がリニアメント B(6)に当たる。両側の高まりが宮守苦鉄質岩の分布域，リニアメント周辺が母体変成岩類の分布域に当たる。

写真 P3B-4　人首花崗閃緑岩（人首深成岩）のマサ化

人首花崗閃緑岩は風化しており，厚いマサとなっている。

写真 P3B-5　人首花崗閃緑岩（人首深成岩）の暗色包有物

人首花崗閃緑岩には暗色包有物が多数確認される。

写真 P3B-6　尾根上にみられる宮守苦鉄質岩の小露頭と転石

宮守苦鉄質岩は周囲の岩体に比べて硬質であり侵食への抵抗性をもつため，しばしば境界付近にリニアメントを形成する。

写真 P3B-7　リニアメント B(4)～B(6)の鞍部

リニアメント B(4)と B(6)の間は鞍部となっている。両リニアメントの地形は類似しており，同様の成因によるものであることを裏付けている。

写真 P3B-8　母体変成岩類（凝灰質・泥質）の露頭と節理

母体変成岩類には節理や層理が発達しており，宮守苦鉄質岩との間に侵食速度の差を生む原因の一つとなっている。

写真 P3B-9　リニアメント B(7)の遠景

写真中央がリニアメント B(7)に当たる。左側（西側）の高まりが宮守苦鉄質岩の分布域，右側（東側）の高まりが母体変成岩類である。

写真 P3B-10　母体変成岩類（珪質・砂質）の露頭と節理

母体変成岩類の珪質・砂質部分は，泥質・凝灰質部分に比べると，岩片自体は硬質だが，節理が発達している。そのため，宮守苦鉄質岩に比べると弱く，侵食速度の差を生む原因の一つとなっている。

3.2.3　リニアメント No.4

a）リニアメント判読結果：図 3.2.3.1

奥州市江刺区伊手寺地～同伊手久保にかけての長さ約 4 km の区間に走向 NNW-SSE 方向のリニアメントが判読される。

リニアメントは、山地斜面に認められる直線状の谷と、急崖を伴う直線状の地形境界（山地／扇状地）の断続からなるが、南部は走向がやや変化し、N-S 方向に近くなる。急崖は周囲の水系の発達方向にほぼ直交するものもあるが開析が進んで断続的であり、高度不連続も一様ではない。以上のような特徴から、本リニアメントは L_E ランクに区分される。

b）主要文献の記載

「日活」、「デジタルマップ」、「活構造図」には、本リニアメントと一致する活断層または推定活断層（活断層の疑いのあるリニアメントを含む）は図示されていない。

c）地表地質調査結果

ⅰ．地質構成・層序および分布：図 3.2.3.2～図 3.2.3.3

リニアメントは白亜系の人首花崗岩体中に存在する。リニアメントの東側にはリニアメントとほぼ並行に日頃市層相当層が分布する。日頃市層相当層は古生代の地層であり、砂岩、珪長質凝灰岩、玄武岩および石灰岩からなるとされている。

ⅱ．地質構造

当該範囲の踏査では人首花崗岩体と日頃市層相当層との関係は確認出来なかった。しかし、分布境界が、ほぼ直線的であることから、断層接触である可能性が想定される。部分的には分布が直線的で無い箇所も認められるため、貫入接触である可能性も否定できない。

ⅲ．評価

No. 4 リニアメントは花崗岩分布域内に存在するが、リニアメント沿いに明瞭な破砕帯は認められない。リニアメントとほぼ並行に岩相境界が存在し、リニアメントの東側には日頃市層砂岩およびヒン岩が分布する。花崗岩はマサ化が著しく、コンタクトは不明である。

花崗岩中のリニアメントは、花崗岩の浸食に伴う斜面勾配の違いを表しているが、あまり明瞭でない。一部には崩積土末端部が直線状に配置された箇所である。

判読されたリニアメントを、4-1～4-8 に細区分し表記した。No. 4 リニアメント全体を通してみると、リニアメント 4-1 とリニアメント 4-2 は直線的に連なってはおらず、方向もわずかに異なる。詳細は後述するが、リニアメント 4-1 はリニアメントを挟む両岸の段丘面に変位がないことから、花崗岩の風化に起因する地形緩急線であると考えられる。リニアメント 4-2 以南は東側に平行に地層境界が存在する区間であり、リニアメントの分布が階段状にずれて配列していて、その配列も不規則である。これは背後の日頃市層相当層と接する

花崗岩のマサ化に伴う浸食の違いが要因と推定される。

○リニアメント 4-1

現地で明瞭な直線性を有する構造は認められなかった。リニアメントが分布する箇所は花崗岩体中であり、花崗岩中に発達した節理面の連続性、もしくはそれに沿う風化浸食面をリニアメントとして判断したと推定される。リニアメントの北側には日頃市層相当層の砂岩が分布しているが、この砂岩中に発達する亀裂方向が、ほぼ、リニアメント方向である。そのため、当該リニアメントは花崗岩の風化に起因するリニアメントと評価される。

○リニアメント 4-2

リニアメント 4-2 はほぼ直線状であるが、リニアメントに直行する方向に谷が発達しており、現地で明瞭な直線性を有する構造は認められなかった。

リニアメントが位置する箇所は、傾斜 20 度程度の斜面の末端部の傾斜変換点であり、それ以下の斜面は傾斜が緩く、崖錐堆積物等が分布している。リニアメントは花崗岩体中に位置するが、リニアメントの東側背後には、更に傾斜が 30°以上の急峻な斜面となる箇所が存在し、ほぼその付近から、日頃市層相当層砂岩が分布する。以上より、当該リニアメントは花崗岩の風化の程度の違いに起因し、ほぼ直線的に存在する崖錐堆積物と山麓斜面との境界をリニアメントと判読したものと評価される。

○リニアメント 4-3

リニアメント 4-3 はほぼ直線状で、リニアメント 4-2 のほぼ延長上に位置する。リニアメント 4-3 も 4-2 と同様にリニアメントに直行する方向に谷や尾根状地形が発達しており、現地で明瞭な直線性を有する構造は認められなかった。

リニアメントが位置する箇所は、傾斜 20 度程度の斜面の末端部の傾斜変換点であり、それ以下の斜面は傾斜が緩く、崖錐堆積物等が分布している。リニアメントは花崗岩体中に位置するが、リニアメントの東側背後には、更に傾斜が 30°以上の急峻な斜面となる箇所が存在し、ほぼその付近から、日頃市層相当層砂岩が分布する。以上より、当該リニアメントは花崗岩の風化の程度の違いに起因し、ほぼ直線的に存在する崖錐堆積物と山麓斜面との境界をリニアメントと判読したものと評価される。

○リニアメント 4-4

リニアメント 4-4 はリニアメント 4-5～4-8 からやや離れた位置に存在しており、やや異なる方向を示す。現地では切土斜面が存在しその切土面には、破砕帯等確認出来なかった。

切土がいつ施工されたかは不明であるが、浸食の程度の違いで生じた尾根部の地形変換点を利用し開削したものとも考えられる。以上より、当該リニアメントは、断層に起因するものとは考えにくい。

○リニアメント 4-5

リニアメント 4-5 は花崗岩体中に位置しており、露出が悪く詳細は確認出来ていない。しかし、崖錐堆積物が存在する緩斜面と傾斜 20°程度の斜面との境界が明瞭であり、人工改

変等によりほぼ直線状を呈することから、当該リニアメントは花崗岩の風化の程度の違いに起因し、ほぼ直線的に存在する崖錐堆積物と山麓斜面との境界をリニアメントと判読したものと評価される。

○リニアメント 4-6

リニアメント 4-6 は花崗岩体中に位置しており、現地には、緩斜面と傾斜 20°程度の斜面と傾斜 5°程度の斜面の地形変換点が存在した。この地形変換点は、花崗岩の風化の程度の違いに起因し、ほぼ直線的に存在する崖錐堆積物と山麓斜面との境界をリニアメントと判読したものと評価される。

○リニアメント 4-7

リニアメント 4-7 は花崗岩体の尾根中に位置しており、現地には、水田跡と思われる地形が認められた。リニアメントは、この水田跡の畝を地形変換点ととらえている可能性がある。

○リニアメント 4-8

リニアメント 4-8 はほぼ直線状であり、花崗岩体中に位置する。しかし、リニアメントに直行する方向に谷や尾根状地形が発達しており、現地で明瞭な直線性を有する構造は認められなかった。

北端部の沢の流路が、リニアメント付近で、50m 程度屈曲しているが、それ以外の支谷で同様な流路の屈曲が確認出来ないため、活断層に起因するものではないと考えられる。

リニアメントが位置する箇所は、傾斜 20 度程度の斜面の末端部の傾斜変換点であり、それ以下の斜面は傾斜が緩く、崖錐堆積物等が分布している。リニアメントの東側背後には、更に傾斜が 30°以上の急峻な斜面となる箇所が存在し、ほぼその付近から、日頃市層相当層砂岩やヒン岩が分布する。また、花崗岩に発達する節理方向も同方向である。以上より、当該リニアメントは花崗岩の風化の程度の違いに起因し、ほぼ直線的に存在する崖錐堆積物と山麓斜面との境界および節理発達方向をリニアメントと判読したものと評価される。

d）トンネルの施工性

トンネル本体とリニアメント No.4 は離れているが、リニアメント No.4 の東側には、金、銀、銅、タングステン、珪石の鉱山跡が多く存在し、本体トンネルの湧水に重金属が含まれる可能性があり注意を要する。

表 3.2.3 1　リニアメント 4　踏査結果のまとめ

No.4リニアメント　踏査結果のまとめ

リニアメント・鞍部番号	判読根拠（応用地質） （今回の踏査に当たっては開示されていない）	今回の踏査で判明したこと				備考
		現地状況	リニアメント箇所に分布する岩種	地質構造	現地踏査で推定されたリニアメントの成因	
4-1		不明瞭	花崗岩体中	不明	風化花崗岩体中の侵食谷を判読した可能性あり	左右岸の段丘面に大きな差異なし。
4-2		直線状の地形境界	花崗岩体中	不明	浸食の程度の違いで生じた遷緩線を判読している。	
4-3		ややわん曲した地形境界	花崗岩体中	不明	背後に岩相境界が近接していることに関連し、浸食の程度の違いで生じた遷緩線を判読している。	
4-4		不明瞭	花崗岩体中	不明	浸食の程度の違いで生じた尾根部の末端部の遷緩線を判読している。	
4-5		不明瞭	花崗岩体中	不明	浸食の程度の違いで生じた尾根部の末端部の遷緩線を判読している。	
4-6		直線状の地形境界	花崗岩体中	不明	北東側の山体からの崩積物（崖錐）の末端部の可能性あり	
4-7		不明瞭	花崗岩体中	不明	北東側の山体からの崩積物（崖錐）の末端部の可能性あり	
4-8		直線状の地形境界	花崗岩体中	不明	背後に岩相境界が近接していることに関連し、浸食の程度の違いで生じた遷緩線を判読している。	谷の屈曲が一部に認められるが、その他の谷では認められない。

応用地質殿より受領した資料でのNo.4ニアメントのコメント
No.4：山地／扇状地境界が周囲の一般的水系に斜交する方向に直線状に連なる。

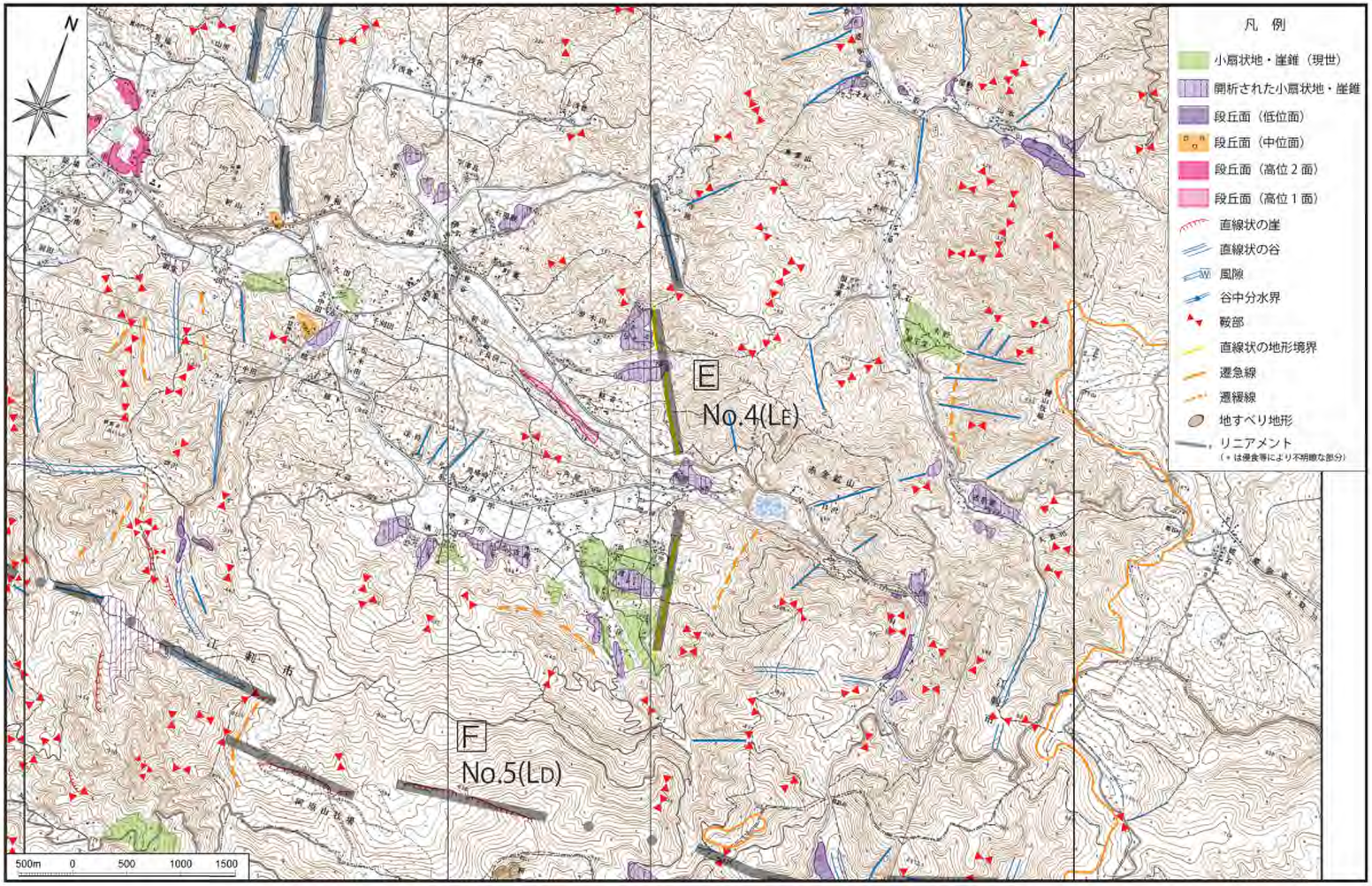


図 3.2.3.1 リニアメント No.4 周辺の地形

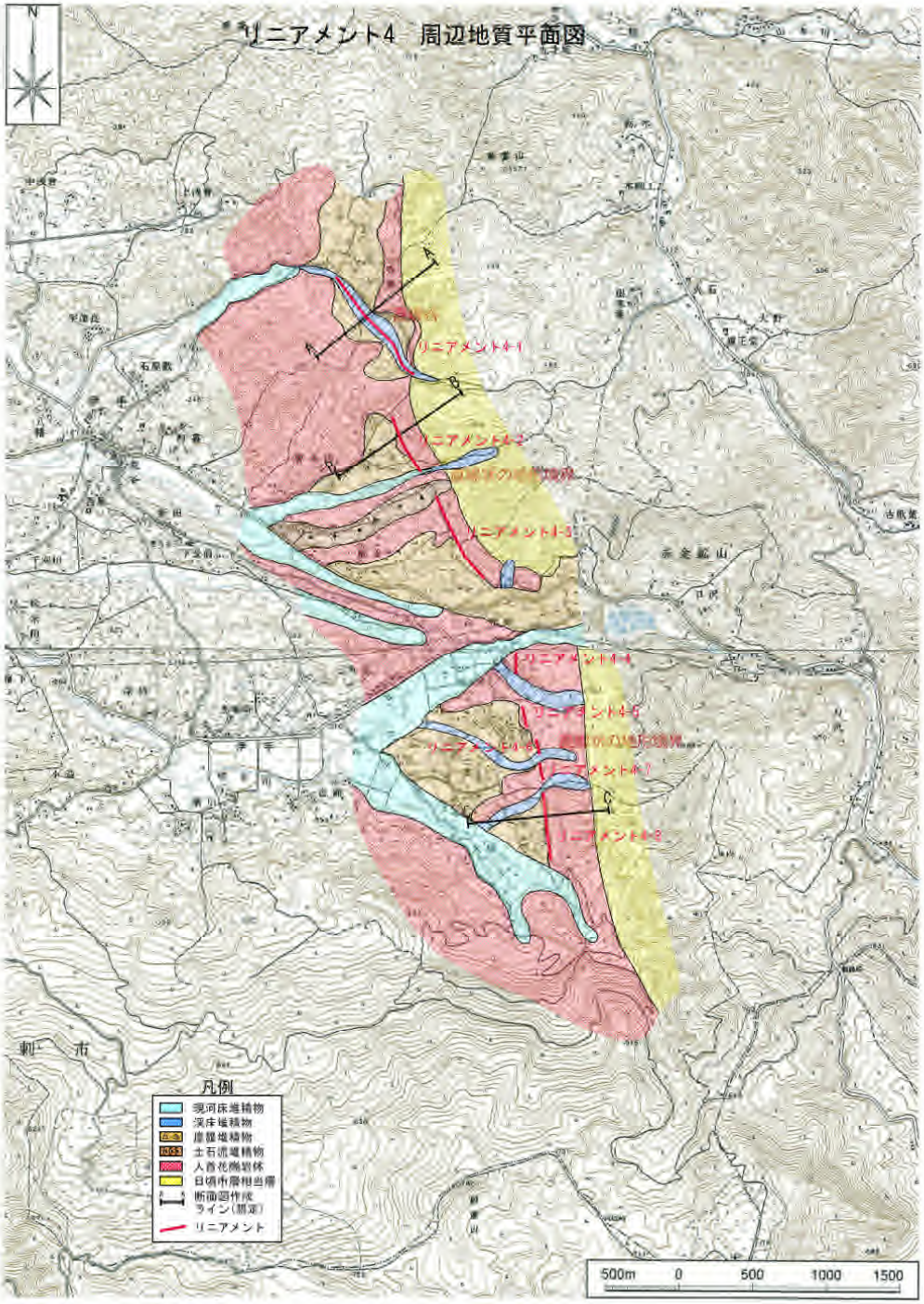


図 3.2.3.2　リニアメント 4 地質平面図

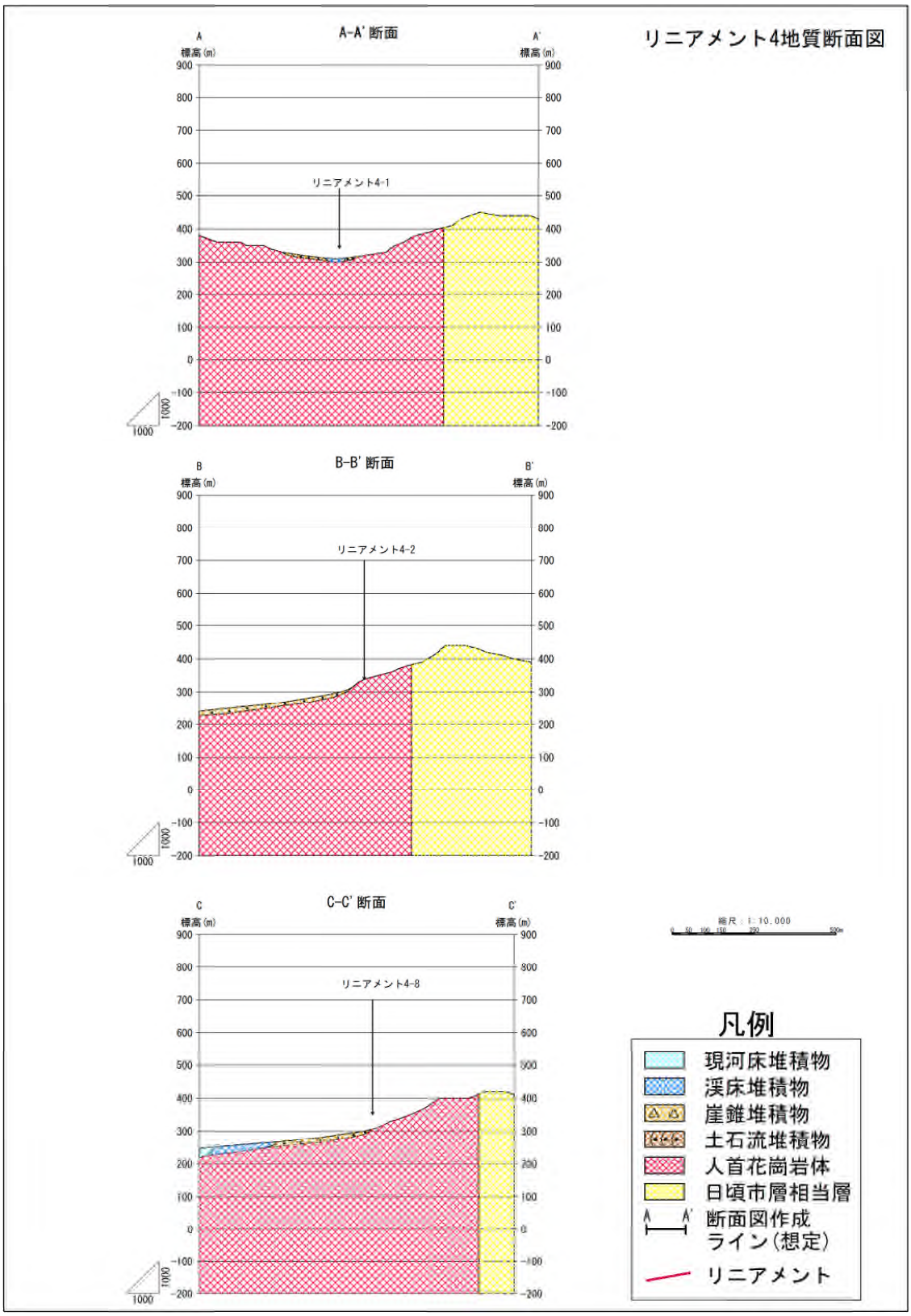


図 3.2.3.3　リニアメント 4 地質断面図

図 3.2.3.4　リニアメント 4 ルートマップ（1/2）

図 3.2.3.5　リニアメント 4 ルートマップ（2/2）

【現地状況写真】

P4-01　リニアメント 4-1 北端延長から望む全景

P4-02　リニアメント 4-1 北端付近の地形状況
両岸の段丘面に大きな鉛直変位は認められない。

P4-03　リニアメント 4-1 北側中央部付近（P4-02 より約 200m 上流側）の地形状況
両岸の段丘面に大きな鉛直変位は認められない。

P4-04　リニアメント左岸側に平行に遷緩線をもつ地形変換点

P4-05　マサ化した花崗岩露頭
この付近の砂岩の分布域は直線的でない

P4-06　道路沿いの砂岩露頭

P4-07　左岸側のマサ土露頭
風化が著しく、原岩組織はほとんど失われている。

P4-08　道路沿いの左岸露頭
N25W60E 方向（ほぼ谷と同方向）の節理が発達している。

P4-09　リニアメント 4-1 南端からみた全景

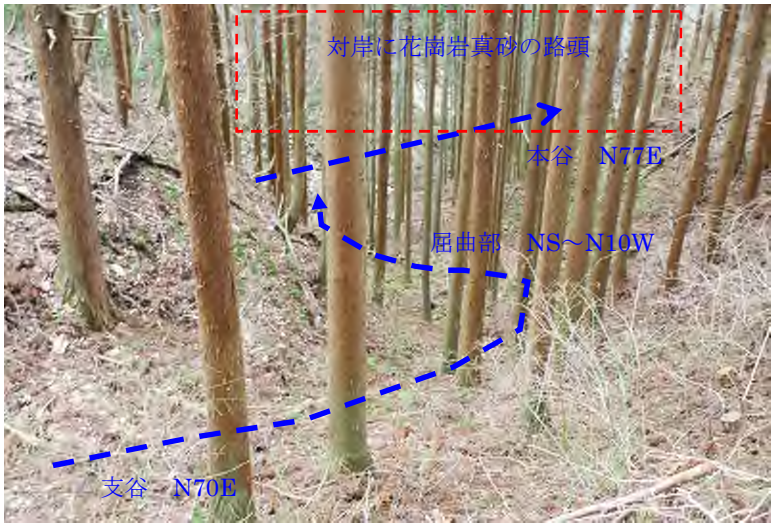
P4-10　リニアメント 4-1 南端
延長方向

P4-11　4-2 リニアメントの北端の地形状況
右側の杉林の家宝に緩傾斜の崖錐斜面が分布し、その傾斜変換点がリニアメントとされている。

P4-12　沢の上部に認められる
急斜面
日頃市層相当層（砂岩）が分布する。

P4-13　日頃市層相当層（砂岩）の産状

P4-14　P4-12 に隣接する谷の上流部に同様に認められる急傾斜斜面



P4-15　リニアメント 4-2 南端に認められる支谷の屈曲状況
本谷に屈曲は認められないため、断層以外の成因と考えられる。

P4-16　尾根上部に分布する風化砂岩

P4-17　地層境界付近状況
接触関係は不明である。

P4-18　P4-17 左下の花崗岩（マサ化）状況

P4-19　リニアメント 4-3 北端部付近の地形状況

P4-20　リニアメント 4-3 北端部付近の斜面末端方向　　ため池が存在する。

P4-21　リニアメント 4-3 中央部付近尾根部の緩斜面とリニアメントの交点付近

P4-22　リニアメント 4-3 中央部付近ため池とリニアメント方向に存在する堤防

P4-23　リニアメント南端からみた全景

P4-24　リニアメントのやや山側に存在するホルンフェルス化した砂岩露頭

P4-25　リニアメントのやや山側にリニアメント延長上に存在する幅の広い谷
谷方向はややリニアメントと斜交する。

P4-26　リニアメント 4-4～4-8 全景

←P4-27　リニアメント 4-4 付近に存在する切土面
マサ化した花崗岩が分布し、破砕帯等は認められない。

P4-28　リニアメント 4-4 に隣接する尾根に認められる花崗岩露頭。
マサ化しているが、N70W85S 方向（尾根の伸張方向）に亀裂が発達する。

P4-29　リニアメント 4-5 全景（赤線）　　直線的に植生境界にもなっている。

P4-30　リニアメント 4-5 の東側（山側）の地形と幅広い谷に作られた砂防堰堤

P4-31　リニアメント 4-6 位置に存在する地形変換点
周辺の地形は不規則である。

P4-32　リニアメント 4-6 の南端付近状況

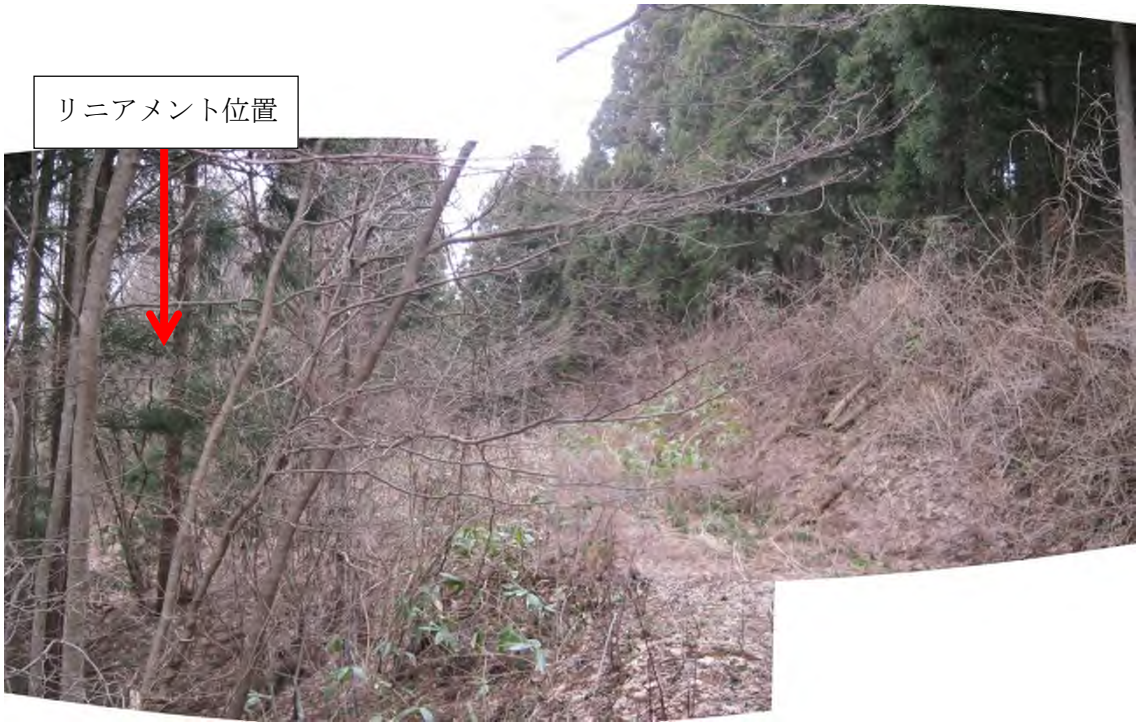
P4-33　リニアメント 4-7 付近に存在する水田跡　２段の人工的な平坦面が存在する。

P4-34　リニアメント 4-7 の南端の沢の上流側に認められたヒン岩転石

P4-35　リニアメント 4-7 の南端の沢の上流側に建設されている砂防堰堤

P4-38　リニアメント 4-8 全景方向　リニアメントは明瞭ではない。

P4-39　リニアメント 4-8 南端西側に認められる花崗岩露頭　マサ化が著しい



P4-40　リニアメント 4-8 南端部斜面状況　リニアメントは末端部の地形変換点に位置する

P4-41　リニアメント 4-8 南方に露出する花崗岩露頭
N10W60E 方向（リニアメント方向）に亀裂が発達する

P4-42　リニアメント 4-8 の南方からみた全景
　リニアメントは末端部の地形変換点に位置するが明瞭ではない。

P4-43　リニアメント 4-8 の南方の沢に存在する花崗岩

3.2.4　リニアメント No.5

a）リニアメント判読結果：図 3.2.4.1

奥州市江刺区田原から一関市大東町上山に至る長さ約 12km の区間に、中央部付近の走向がほぼ E-W 方向のリニアメントが判読される。走向は中央から西方および東方に向かってやや北に振れる。

リニアメントは、山地斜面に認められる直線状の谷・低崖、鞍部のほぼ直線的な断続からなる。リニアメント中央付近の阿原山北斜面において崖高 10 m 程度の断続的な低崖が認められるほかは、高度不連続は不明瞭である。以上のような特徴から、本リニアメントは L_D ランクに区分される。

b）主要文献の記載

「日活」、「デジタルマップ」、「活構造図」には、本リニアメントと一致する活断層または推定活断層（活断層の疑いのあるリニアメントを含む）は図示されていない。

c）地表地質調査結果：図 3.2.4.2～図 3.2.4.10

i. 地質構成・層序および分布

地質構成・層序は、下位より先シルル紀基盤岩類の母体変成岩類、宮守超苦鉄質岩体、デボン系の鳶ヶ森層、石炭系の日頃市層相当層、ペルム系の坂本沢層相当層、前期白亜紀深成岩類の人首花崗岩体からなる。

各層の岩相は以下の通りである。

＜先オルドビス系（時代未詳）＞

母体変成岩類：

緑色岩、弱変成の泥質岩、砂質岩およびチャートから成る低変成岩で、混在岩相を呈し角閃岩や蛇紋岩を伴う。

＜オルドビス系＞

宮守超苦鉄質岩体：

橄欖岩、斑レイ岩、角閃石および蛇紋岩から成る。斑レイ岩の角閃石から 477±15Ma の K-Ar 年代が得られている。

＜デボン系＞

鳶ヶ森層：

泥岩を主とし、赤紫色の泥岩や礫岩を挟む。前進する三角州堆積物と考えられている。

＜石炭系＞

日頃市層相当層：

火山岩や砕屑岩が卓越する。火山岩類は SiO2 量がバイモーダルで、島弧的化学組成を持つことから、島弧から背弧の展張場での火山岩と推定される。

＜ペルム系＞

坂本沢層相当層：

石炭系を不整合に覆い、砂岩、泥岩、石灰岩などからなる。また、珪長質凝灰岩や安山岩を挟む。

＜白亜系＞

人首花崗岩体：

一般に鉱物の配列に方向性が無く硬い。岩体の縁辺部においても岩相の変化は少なく、捕獲岩は玢岩ないし安山岩および凝灰質岩石（緑色岩）から由来したと考えられるものが大部分である。岩石は灰白色を呈し、粗粒ないし中粒である。

ii. 地質構造

坂本層相当層には、ほぼ南北方向で 80° 前後西に傾斜する層理面、および、ほぼ東西方向の密着性の割れ目が認められる。日頃市層相当層には、北北西―南南東方向で 80° 西に傾斜する層理面が認められ、N67W・60N の断層が観察される。この断層により人首花崗岩体と日頃市層相当層の境界が水平距離で 220 mほどずれているが、断層破砕部は完全に固結しており，地質時代の古い断層であると判断される。

人首花崗岩体は複背斜構造の軸部に沿うように分布している。人首花崗岩体の花崗閃緑岩には、東西ないし東北東―西南西の走向で垂直～50° 南あるいは北に傾斜する節理面、およびほぼ水平方向に発達する節理面、これらの節理面にほぼ直交する節理面が発達している。母体変成岩類には、北西―南東方向で 70° 程度南に傾斜する節理が認められる。宮守苦鉄質岩体には、北西―南東方向で 50~60° 南へ傾斜する巾 3~4 cm のアプライト脈が認められる。

鳶ヶ森層には北北東―南南西方向で南あるいは北に傾斜するへき開、および北北西―南南東方向で 70~80° 南へ傾斜する節理が認められる。

iii. 評価

リニアメント分布の東端、坂本沢相当層の分布域（No.5-1）では、南北に発達する層理面に直交し、リニアメントと調和的な東西方向に発達する密着性の割れ目が認められた。このことから、この地域のリニアメントの成因は坂本沢相当層中の節理であると推定した。

リニアメント分布の東部、日頃市層相当層の分布域（No.5-2, 5-3）では、地層中に不明瞭な層理面が認められたものの、層理面の方向は N-S～NW-SE 方向でリニアメントとは一致しない。

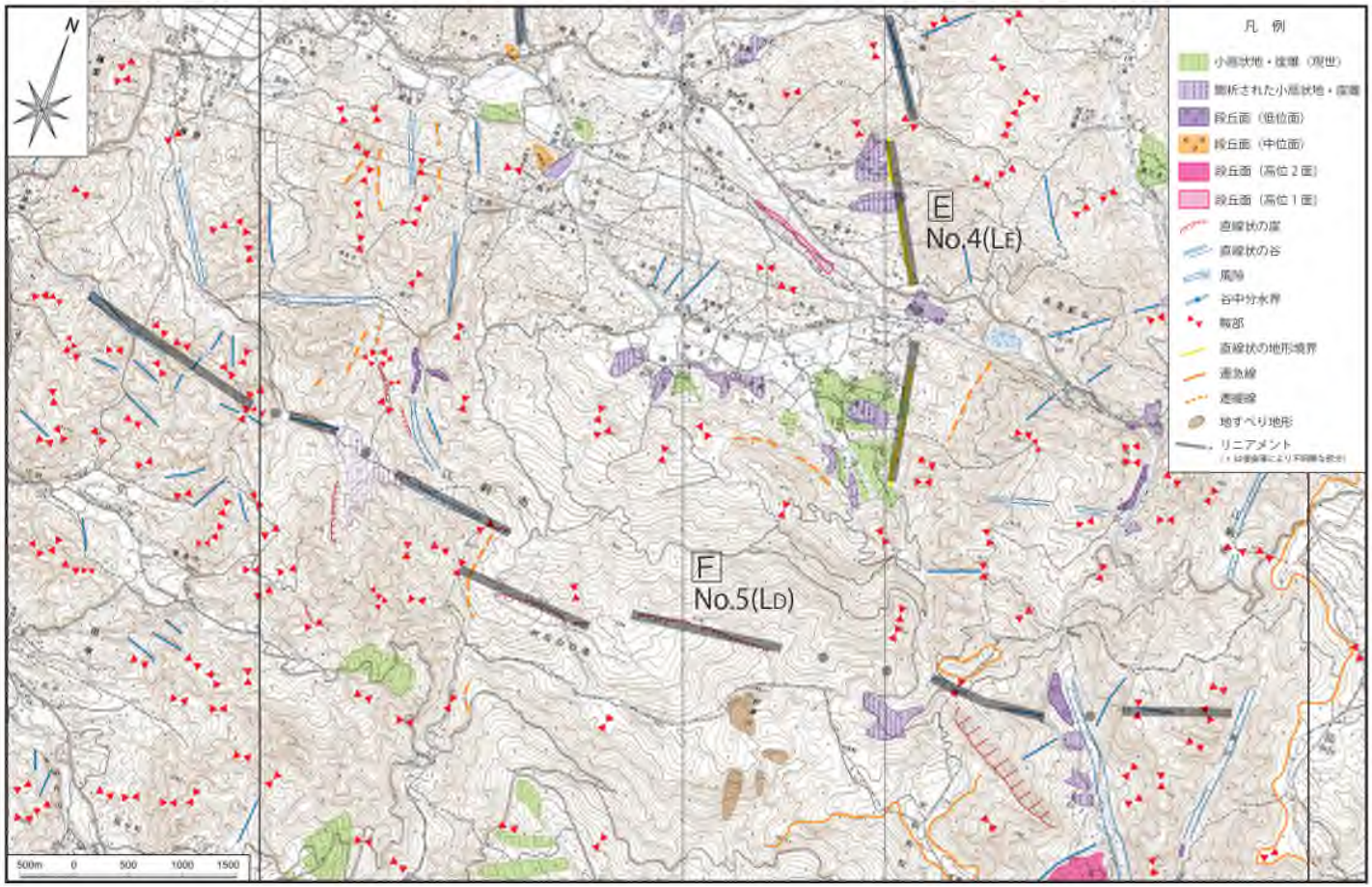
日頃市層相当層と人首花崗岩体の境界付近で断層露頭を確認した。断層の方向は N49W・85N で、この断層により人首花崗岩体と日頃市層相当層の境界が水平距離で 220mほどずれている。ただし断層の方向は、リニアメントの方向とは斜交するため、リニアメントの直接的な成因とは考えにくい。また、断層破砕部は完全に固結しており、地質時代の古い断層であると判断される。

リニアメント分布の中央部、人首花崗岩体の分布域（No.5-4, 5-5, 5-6）では、ほぼ E-W 方向から N68E 方向で垂直～40°南あるいは北に傾斜する節理面が発達している。これらの節理面は、風化して玉石状に残存する花崗閃緑岩の露頭でも観察され、ばらつきはあるものの本リニアメントとほぼ同方向を呈している。このため、本リニアメントの成因は花崗閃緑岩の節理方向に規定されて判読されたリニアメントと判断した。なお、リニアメントの南北両側で岩相上の差異は見られなかった。

リニアメント分布の西部、母体変成岩類の分布域（No.5-７, 5-８, 5-９）では緑色岩中に節理が認められたものの、リニアメントに対してやや斜交する。

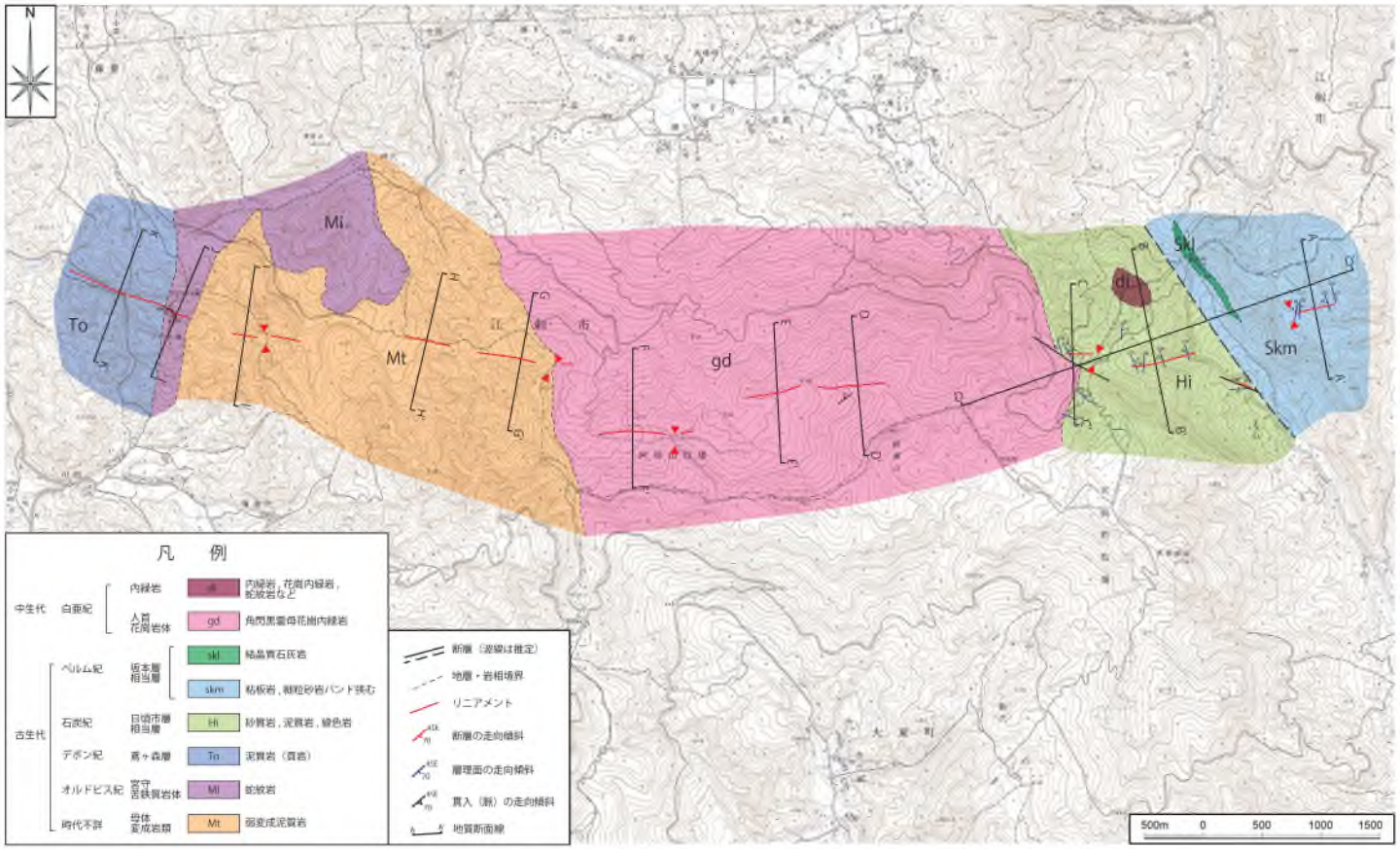
リニアメント分布の西端部、鳶ヶ森層および宮守超苦鉄質岩体の分布域（No.5-10）では、鳶ヶ森層中の泥質岩に NE-SW 方向の節理が非常に発達する。また、ヘキ開に直交する方向（NW-SE 方向）で節理が認められた。節理はリニアメントとほぼ同方向で発達する傾向が認められた。宮守超苦鉄質岩体中の緑色岩でも節理は認められたがリニアメントとほぼ

直交する傾向であった。しかしながら、緑色岩中にはリニアメントとほぼ同方向のアプライト脈（幅 3～4cm 程度）が認められた。



リニアメント No.5 周辺の空中写真判読結果

図 3.2.4.1 リニアメント No.5 周辺の地形判読図



リニアメント No.5　地質図

国土地理院発行 1:25000 地形図「雫ノ巣山」「阿原山」を使用

図 3.2.4.2　リニアメント No.5 地質平面図

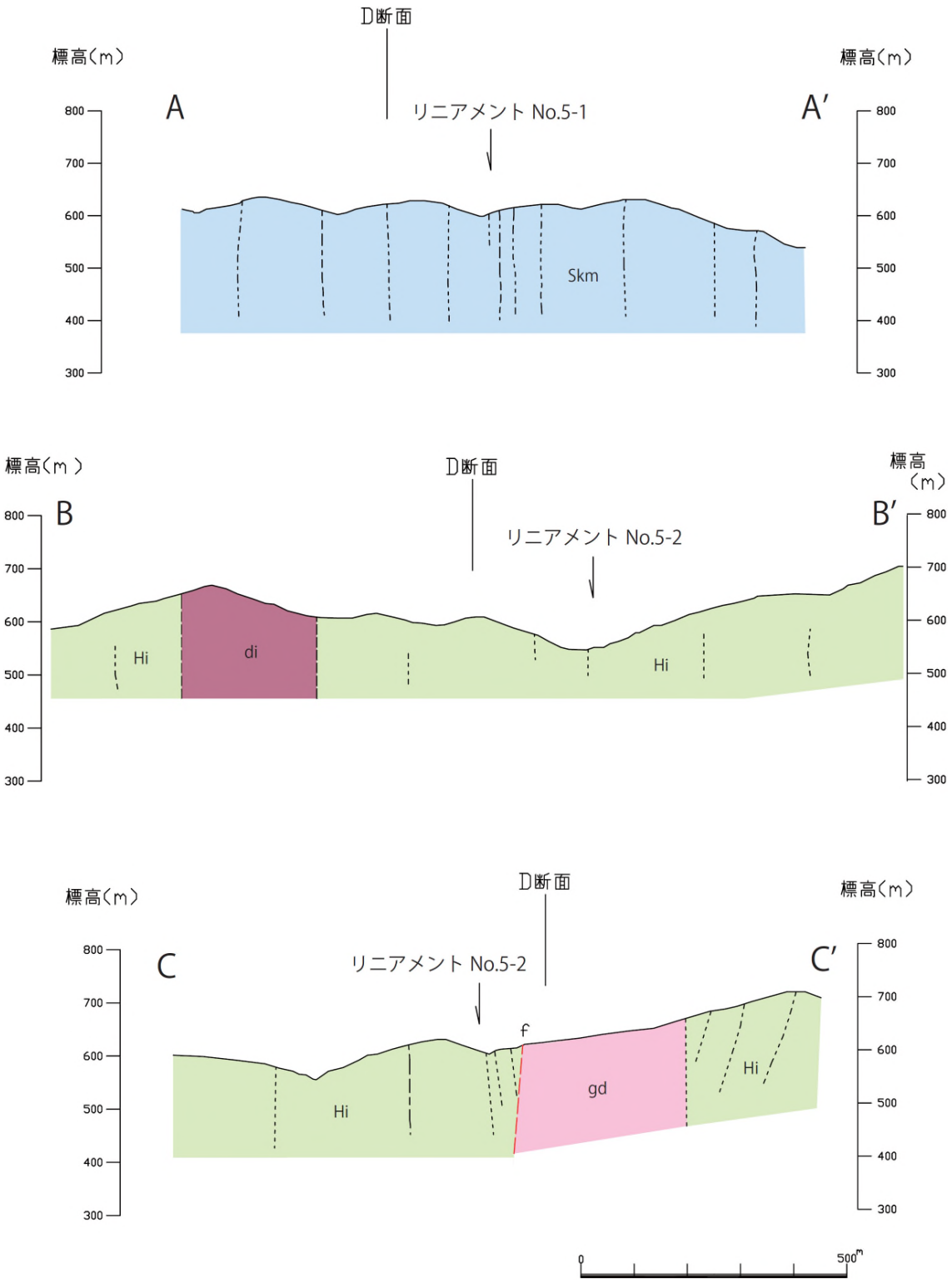


図 3.2.4.3　リニアメント No.5 地質断面図（1/5）

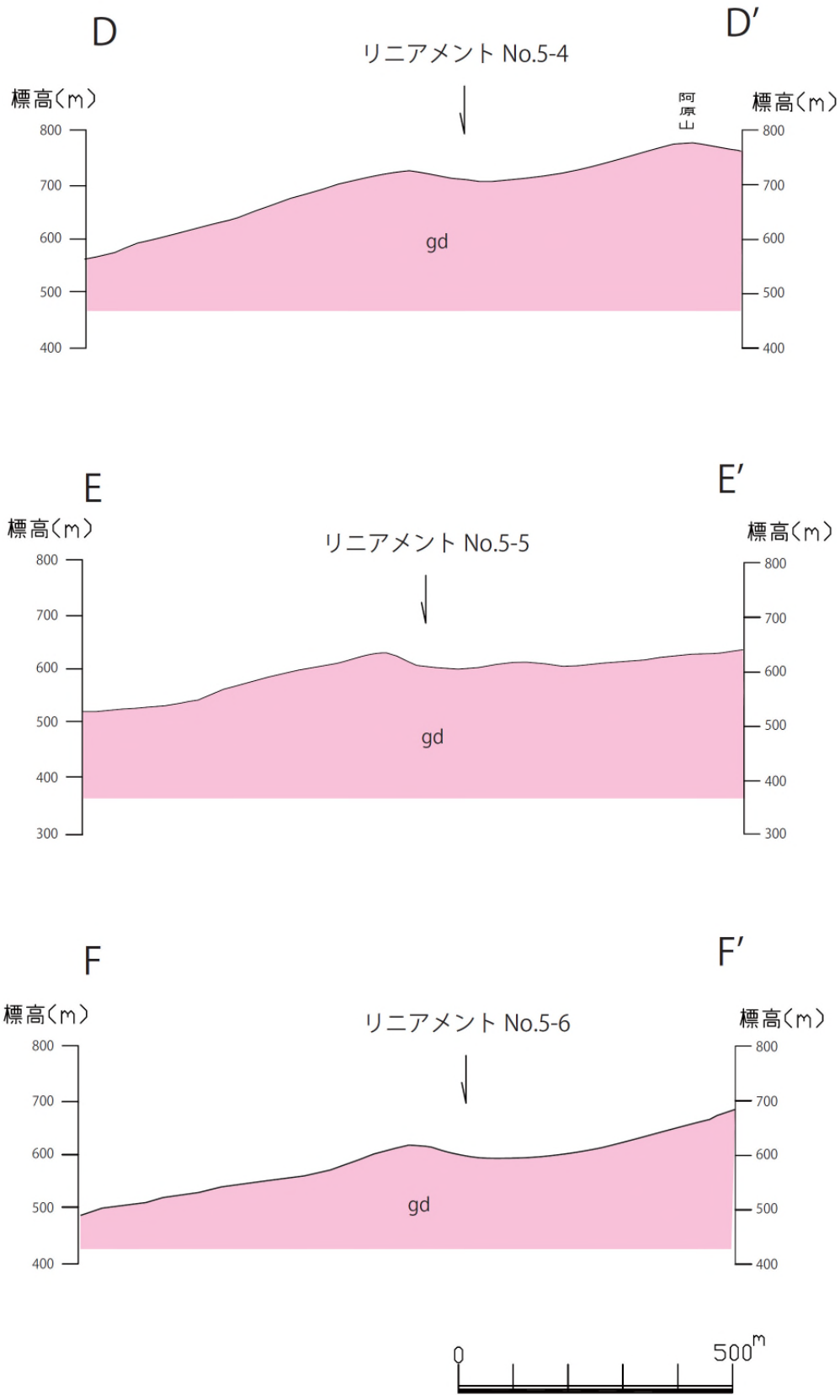


図 3.2.4.4　リニアメント No.5 地質断面図（2/5）

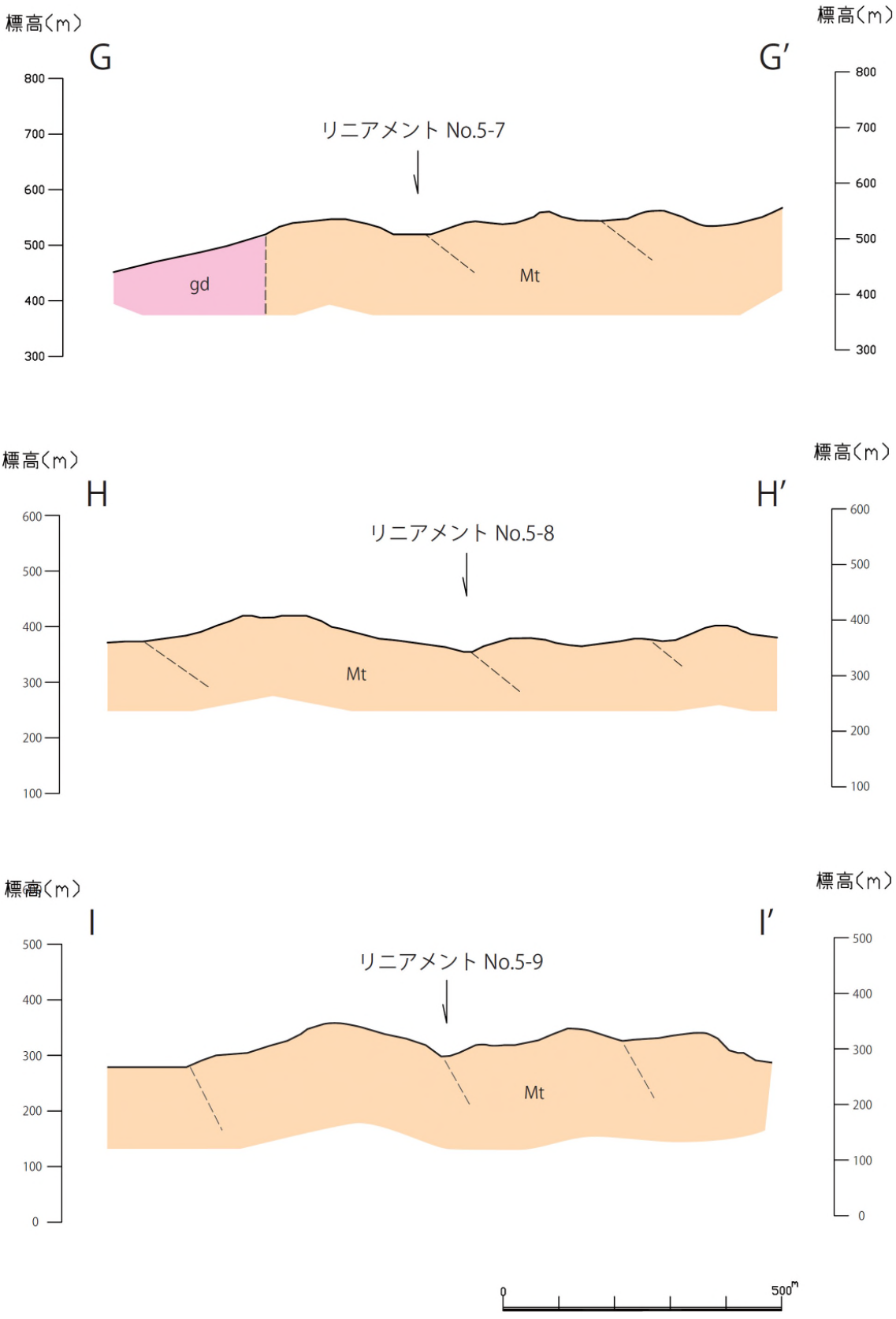


図 3.2.4.5　リニアメント No.5 地質断面図（3/5）

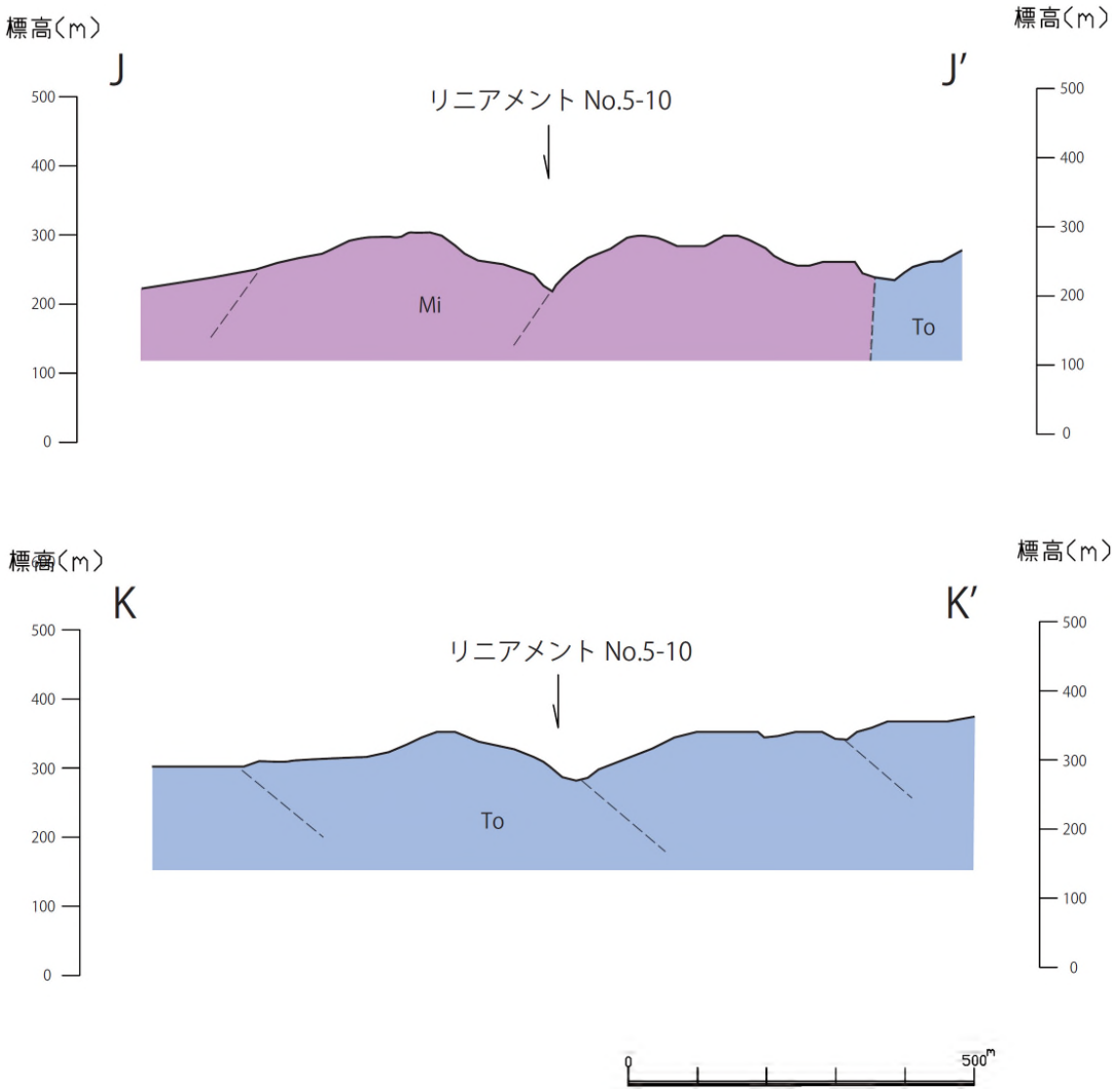


図 3.2.4.6　リニアメント No.5 地質断面図（4/5）

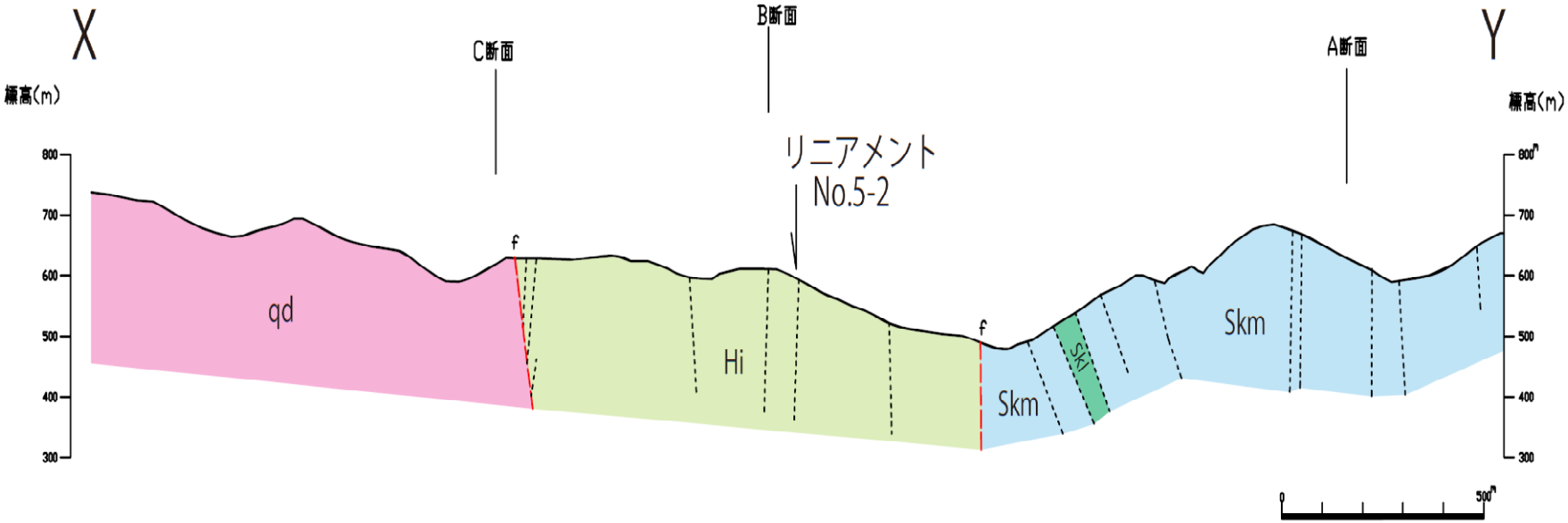
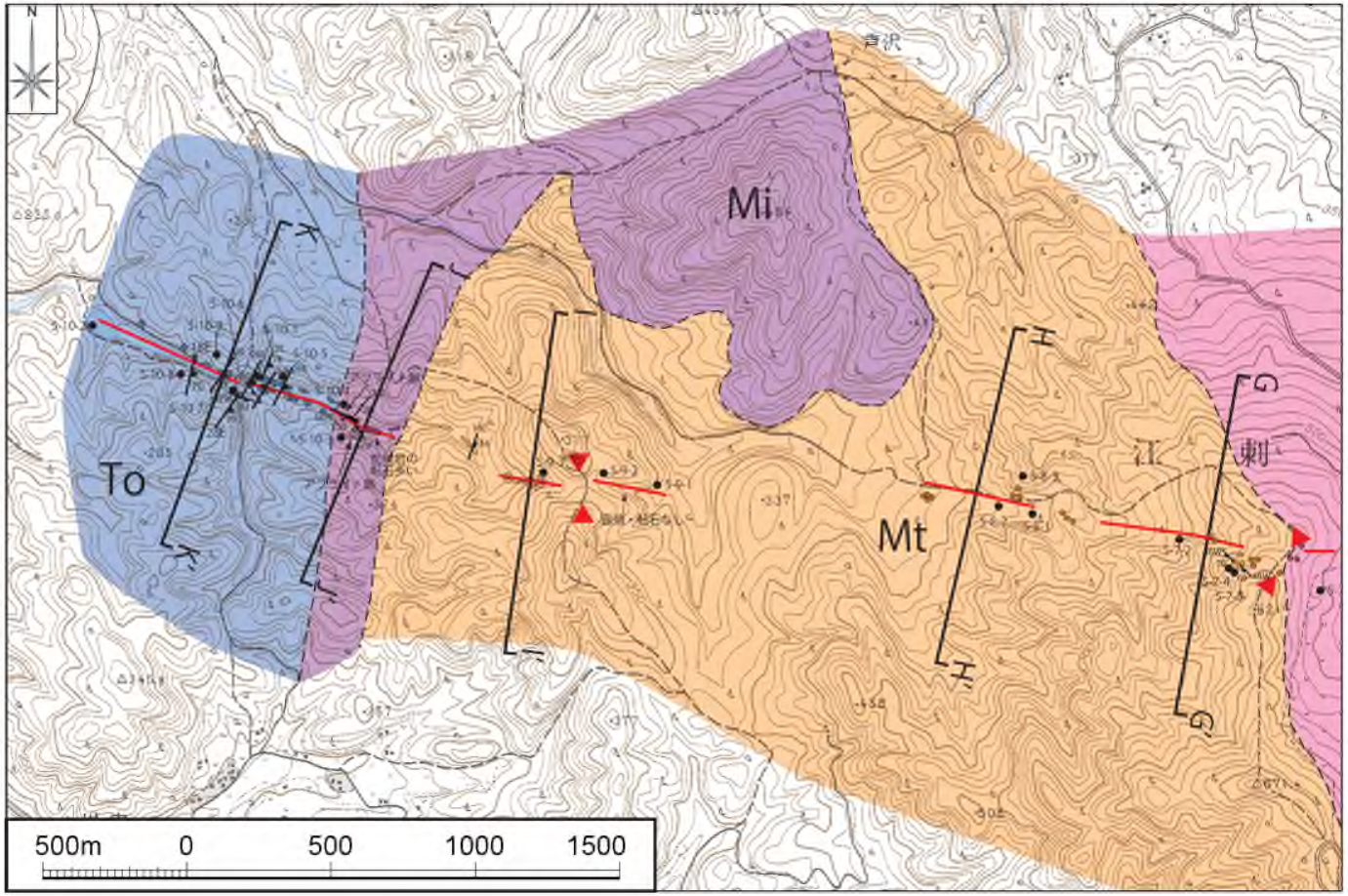
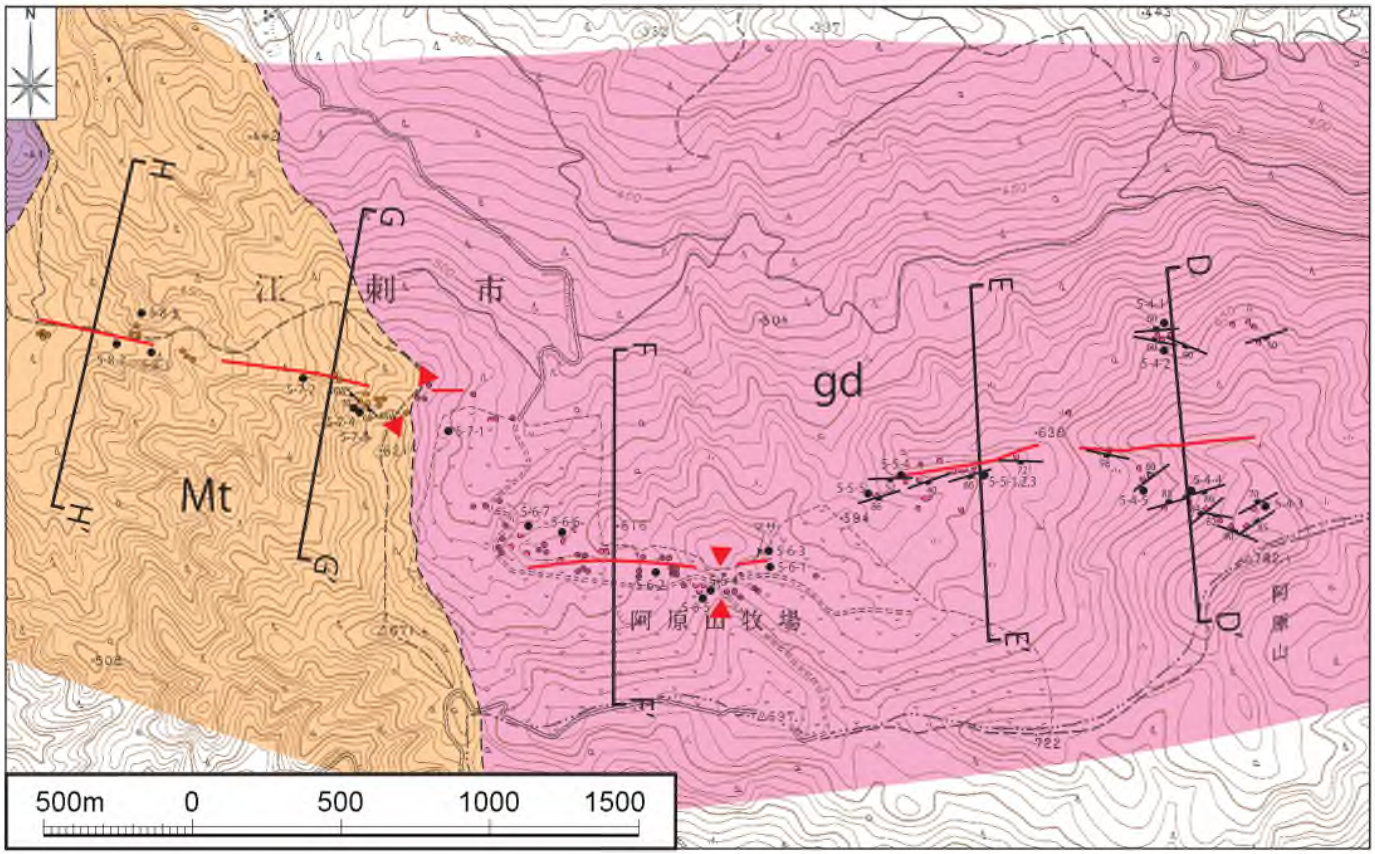


図 3.2.4.7　リニアメント No.5 地質断面図（5/5）



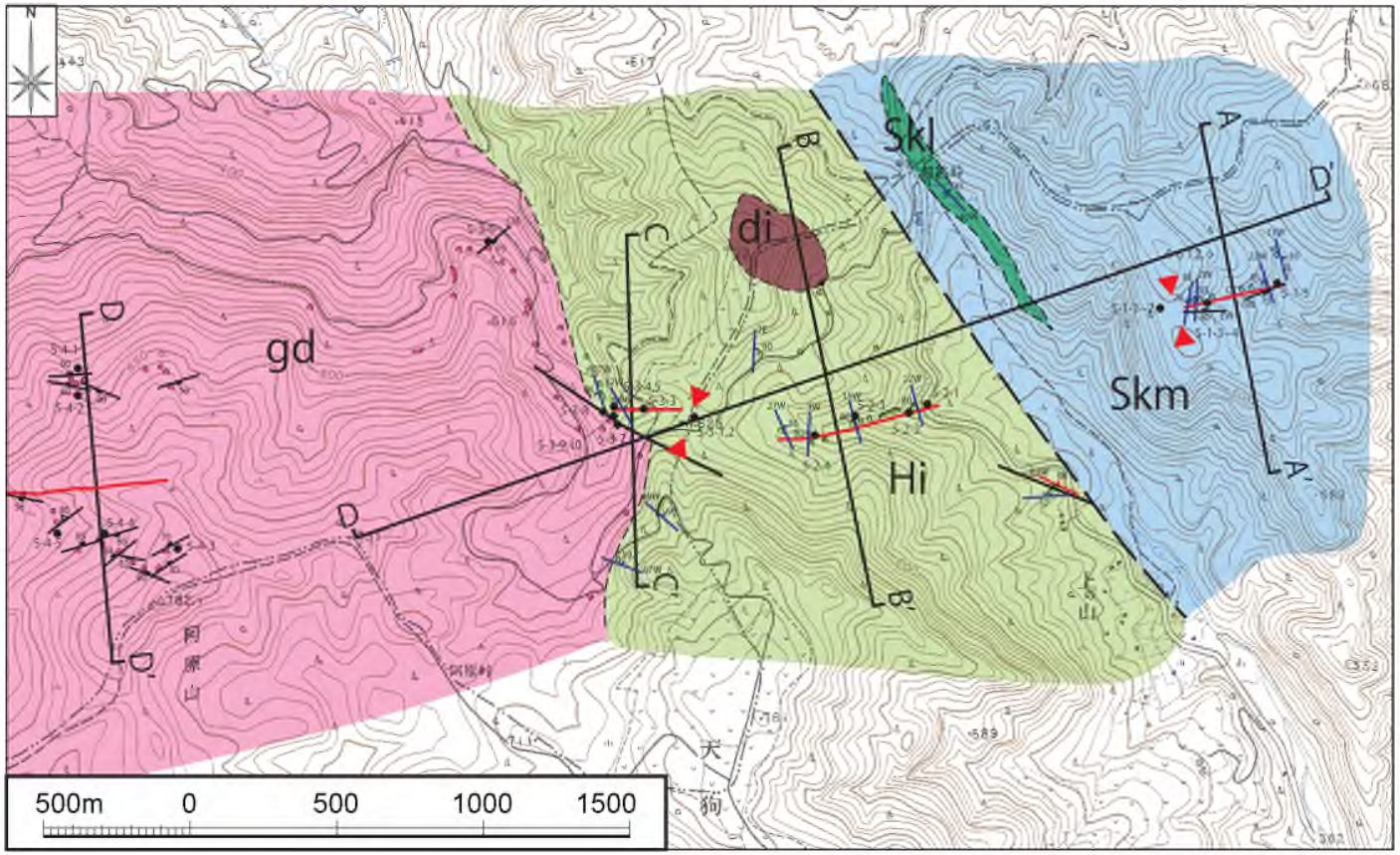
No.5 ルートマップ（拡大図 1/3）

図 3.2.4.8　リニアメント No.5 ルートマップ（1/3）



No.5 ルートマップ（拡大図 2 /3）

図 3.2.4.9　リニアメント No.5 ルートマップ（2/3）



No.5 ルートマップ（拡大図 3 /3）

図 3.2.4.10　リニアメント No.5 ルートマップ（3/3）

写真5-1-1　リニアメントL5－1　鞍部全景写真
リニアメントL5－1の西側鞍部を望む（北側より望む）。尾根付近は笹やぶになっており、露頭や転石は認められない。

写真5-1-2　リニアメントL5－1　全景写真
リニアメントL5－1を西側より望む。直線谷を形成している。

写真5-1-3　リニアメントL５－１　全景写真
リニアメントL５－１の西端部を下流（東側）より望む。直線谷を形成している。

写真5-1-4　坂本沢層相当層の露岩
リニアメントL5-1の沢沿いに露岩する。黒色の粘板岩で層理面の方向はリニアメントとほぼ直交方向のN2W・83Wを示す。リニアメントと同方向の密着性の割れ目（EW・80N）が認められる。

写真5-1-5　坂本沢層相当層の露岩
坂本沢層相当層は砂質粘板岩からなり，層理面の方向はN22W・85Wを示し，リニアメントとは直交する。N78E・75S方向の割れ目（リニアメントと一致）が認められる。

写真5-2-1 リニアメントL5-2 全景写真
リニアメントL5-2を東側より望む。L5-2は東西性の直線谷からなる。

写真5-2-2 リニアメント直上に分布する露岩
日頃市層相当層の砂・泥質岩や緑色岩が分布。不明瞭な層理面が認められる。層理面の方向はリニアメントと直交方向のN22W・80Eを示す。リニアメント方向の割れ目などは認められない。リニアメントの沢に沿ってこのような露岩が点在する。

写真5-2-3　リニアメント直上に分布する露岩
日頃市層相当層の砂・泥質岩や緑色岩。層理面の方向はリニアメントと直交方向のN15W・80Wを示す。リニアメント方向の割れ目などは認められない。

写真5-2-4　リニアメント直上に分布する露岩
日頃市層相当層の砂・泥質岩や緑色岩。層理面の方向はリニアメントと直交方向のN3W・80Wを示す。リニアメント方向の割れ目などは認められない。

写真5-3-1　リニアメントL5-3の鞍部全景写真
緩やかな鞍部を形成している。鞍部付近に露頭や転石は認められない。東側より望む。

写真5-3-2　リニアメントL5-3　全景写真
リニアメントL5-3の沢上流部。幅広い不明瞭な沢地形を形成する。露頭や転石は認められない

写真5-3-3　リニアメントL5-3　全景写真
リニアメントL5-3の沢中～上流部，直線状の沢を形成する。沢沿いに露頭は認められない。日頃市層相当層由来の転石が少し認められる程度で，きわめて露出状況が悪く，詳細不明。

写真5-3-4　リニアメントL5-3　全景写真
リニアメントL5-3の沢下流部，直線状の沢を形成する。

写真5-3-5　日頃市層相当層の砂質岩
リニアメントL5-3の沢下流部の露頭。不明瞭な層理面が認められる。層理面の方向はリニアメントと直交方向のN32W・86Wを示す。

写真5-3-6　人首花崗岩体中のアプライト脈
人首花崗岩体は花崗閃緑岩からなる。ここでは幅2～4cmのアプライト脈が多数認められる。脈の方向はN53E・70Sを示す。

写真5-3-7　人首花崗岩体中に見られる割れ目
花崗閃緑岩の露頭。N83W・90方向の割れ目が認められる（写真中央のタテ方向の割れ目）。割れ目は開口している。リニアメントの方向とほぼ一致する。

写真5-3-8　日頃市層相当層の砂質岩
砂質岩主体で，ときに泥質岩や緑色岩をはさむ。不明瞭な層理が認められる。層理面の方向はN27W・86W。

写真5-3-9 リニアメントL5-3 付近の断層
リニアメントL5-3西端部で認められる断層。断層面の方向はN49W・85Nで，リニアメントの方向とは斜交する。断層破砕部は幅最大50cmの破砕帯からなり，幅2～5cmの断層粘土をともなう。これら断層破砕部は完全に固結している。

写真5-3-10　リニアメントL5-3　付近の断層破砕部の近接写真
断層破砕部は固結しており，調査用ハンマーの打診により1～2cm陥没する程度である。

写真5-4-1　花崗閃緑岩（節理面）

節理面がみられる花崗閃緑岩。節理面は N83E60N の方向

写真5-4-2　花崗閃緑岩（節理面）

節理面がみられる花崗閃緑岩。節理面は N77W60N の方向

写真5-4-3　花崗閃緑岩(節理面)

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面として、N63E70N 方向の面が見られる。

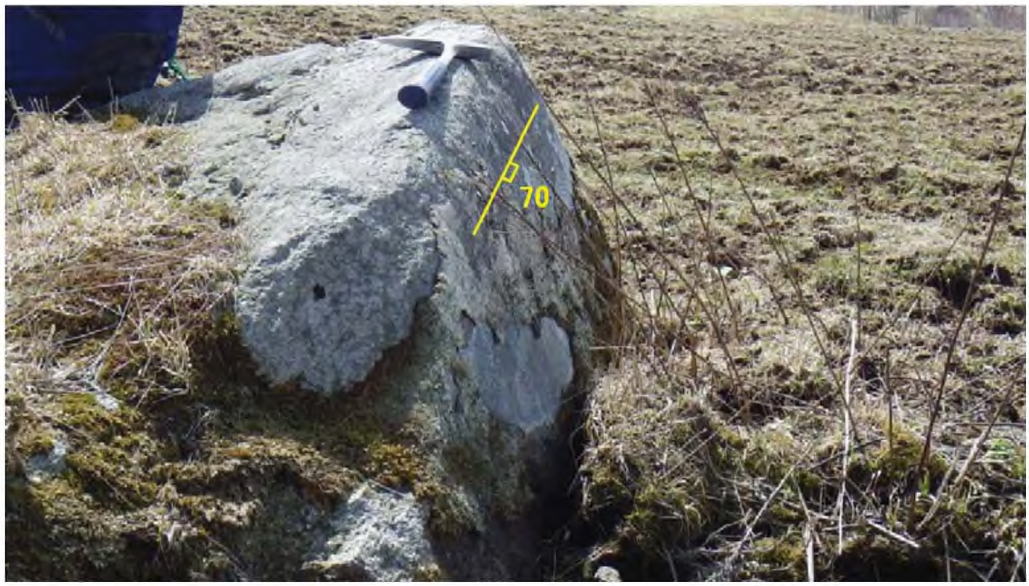


写真5-4-3　花崗閃緑岩(節理面)

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面として、N63E70N 方向の面が見られる。

写真5-4-4　花崗閃緑岩（節理面）

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面として、N73E84S 方向の面が見られる。

写真5-4-5　安山岩岩脈

花崗閃緑岩に貫入する安山岩岩脈（幅60cm以上）貫入方向は N53E80N

写真5-4-6　リニアメントNo.5-4の全景写真

尾根部南斜面にそって直線状の低崖がみられる

写真5-5-1　花崗閃緑岩（節理面）

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面として、N69E80N方向の面が見られる。

写真5-5-2　花崗閃緑岩（節理面）

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面の方向はN68E80S。

写真5-5-3　花崗閃緑岩（節理面）

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面の方向はN68E70S。花崗閃緑岩（節理面）

写真5-5-4　花崗閃緑岩（節理面）

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面の方向はN87W52S。

写真5-5-5　花崗閃緑岩（節理面）

風化が進行し玉石状となっているが、節理面は残っている。節理面の方向はN73E86S（開口約10cm）。

写真5-5-6　リニアメントNo.5-5の全景写真

尾根部南斜面にそって直線状の低崖がみられる。

写真5-6-1　リニアメントNo.5-6　東側端部(遠景)

東側端部から西側を望む。

写真5-6-2　リニアメントNo.5-6　西側(遠景)

中央部から西側を望む。

写真5-6-3　リニアメントNo.5-6東側端部で認められた露頭

マサ主体。一部に玉石も認められた。

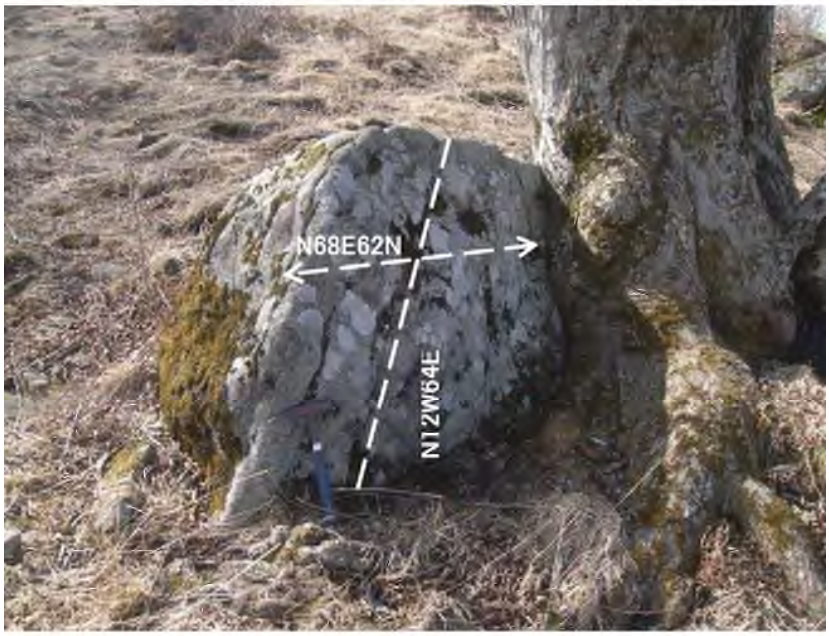


写真5-6-4　尾根上で認められた花崗岩の玉石

2方向の節理が認められた。
　節理：N68E62N, N12W64E

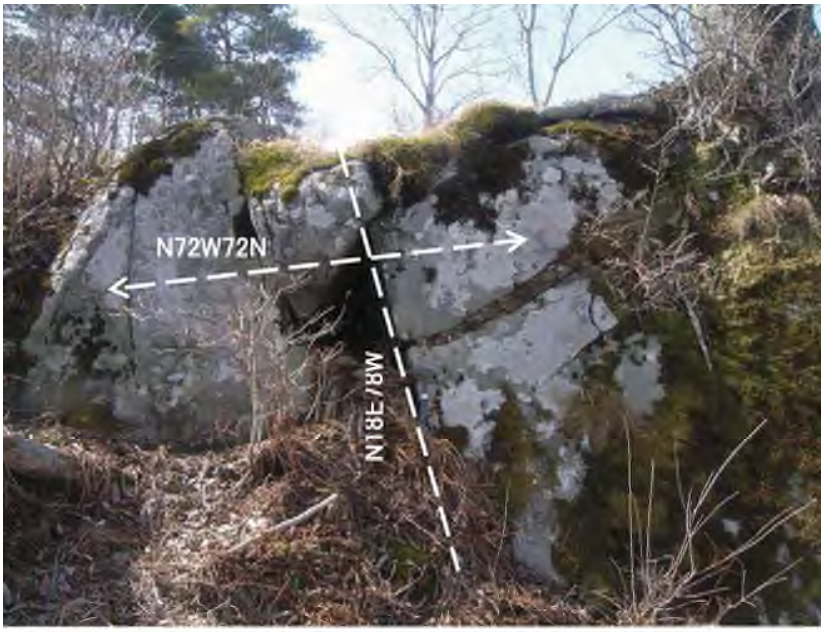


写真5-6-5　尾根上で認められた花崗岩の玉石

2方向の節理が認められた(北側から南側を見る)。
　節理：N72W72N, N18E78W

写真5-6-6　尾根上で認められた花崗岩の玉石

1方向の節理が認められた。
　節理：N87E80S

写真5-6-7　尾根上で認められた花崗岩の玉石

2方向の節理が認められた。
　節理：N72W80S, N18E62W

写真5-7-1　リニアメントNo.5-7東側端部(遠景)

リニアメントNo.5-6の尾根からリニアメントNo.5-7東側端部を望む。

写真5-7-2　リニアメントNo.5-7

中央部斜面上から東側を望む。

写真5-7-3　母体変成岩類中の緑色岩の露頭

1方向の節理が認められた。
　節理：N48W69S

写真5-7-4　母体変成岩類中の緑色岩の露頭

1方向の節理が認められた。
　節理：N46W70S

写真5-8-1　リニアメントNo.5-8東側端部(遠景)

リニアメント東側端部から西側を望む。

写真5-8-2　リニアメントNo.5-8西側(遠景)

リニアメント中央部から西側を望む。

写真5-8-3　母体変成岩類中の緑色岩の転石群

写真5-9-1　リニアメントNo.5-9東側端部(遠景)

リニアメント東側から東側端部を望む。

写真5-9-2　リニアメントNo.5-9西側(遠景)

リニアメント中央部西側を望む。

写真5-9-3　母体変成岩類中の弱変質の露頭

写真5-10-1　リニアメントNo.5-10中央部(遠景)

リニアメント中央部から東側を望む。

写真5-10-2　リニアメントNo.5-10西側端部(遠景)

西側端部から東側を望む。

写真5-10-3　宮守超苦鉄質岩体(蛇紋岩？)中に認められたアプライト脈(幅3cm)

アプライト：N42W62S

写真5-10-4　宮守超苦鉄質岩体(蛇紋岩？)中に認められたアプライト脈(幅4cm)

アプライト：N66W50S

写真5-10-5　鳶ヶ森層中の泥質岩(頁岩)

ヘキ開が発達している。
　ヘキ開：N28E70S

写真5-10-6　鳶ヶ森層中の泥質岩(頁岩)露頭

ヘキ開および節理が発達している(斜め方向からの撮影)。
　ヘキ開：N28E80W　　節理：N58W72S

写真5-10-7　鳶ヶ森層中の泥質岩（頁岩）露頭

ヘキ開および節理が発達している。
　ヘキ開：N28E70E　　節理：N72W82S

写真5-10-8　鳶ヶ森層中の泥質岩(頁岩)露頭

ヘキ開が発達している。
　ヘキ開：N18E70S

写真5-10-9　鳶ヶ森層中の泥質岩(頁岩)露頭

ヘキ開が発達している。
　ヘキ開：N33E83S

3.2.5　リニアメント No.6-b

a）リニアメント判読結果：図 3.2.5.1

一関市大東町中川からに大平至る長さ約 8km の区間に、走向 NW-SE ないし N-E 方向のリニアメントが判読される。

リニアメントは、傾斜変換線（遷緩線）、直線状の急崖・谷、鞍部のほぼ直線的な断続からなり、南部は 2 条のリニアメントが並走する。このうち西側のリニアントは、この付近の一般的な水系に斜交する急崖からなり、山地／丘陵地の明瞭な地形境界をなす。東側のリニアメントは山地内部において高度不連続を伴う。しかし、これらの高度不連続は一様ではなく、地形境界の急崖も開析が進んでいることから、L_D ランクとした。

b）主要文献の記載

本リニアメントは南部で 2 条並走するが、このうち東側の 1 条は、「日活」の耳切山断層（確実度Ⅲ）にほぼ一致する（図 3.2.5.1）。「デジタルマップ」、「活構造図」には、本リニアメントと一致する活断層または推定活断層は図示されていない。

c）地表地質調査結果：**図 3.2.5.2**～図 3.2.5.8

ⅰ．地質構成・層序および分布

当該地区を構成する地質は、リニアメントを挟んで東西で大別される。リニアメントの西側は、白亜系の千厩花崗岩体であり、比較的なだらかな山地となっているが、リニアメントの東側は北から石炭系日頃市層相当層、鬼丸層相当層、ペルム系の坂本層相当層が接する。更に東側にはペルム系の叶倉層相当層が存在する。

層序としては、下位より日頃市層相当層、鬼丸層相当層、坂本層相当層、叶倉層相当層、千厩花崗岩体の順である。当該地区で認められる岩相は、日頃市層相当層は（一部ホルンフェルス化した）砂岩、鬼丸層相当層は石灰岩（千厩花崗岩との接触部付近ではヒン岩の貫入岩を含む）、坂本層相当層は粘板岩、叶倉層相当層は層状砂岩、千厩花崗岩は花崗閃緑岩である。

ⅱ．地質構造

千厩花崗岩とのその他堆積岩類との関係は不明であるが、地層境界が直線的であることなどを考慮すると、断層接触である可能性が想定される。日頃市層相当層と鬼丸層相当層および坂本層相当層と叶倉層相当層はそれぞれ層序的には整合関係と言われているが、現地での関係は確認出来ていないため、詳細は不明である。

ⅲ．評価

リニアメント沿いに明瞭な破砕帯は認められない。花崗岩との石灰岩との境界部は、直線性がある区間は断層関係と推定される。コンタクト周辺に破砕帯等は確認されないため、

活断層の可能性は小さいものと考えられる。ただし、花崗岩がマサ化しコンタクトの詳細は不明である。

花崗岩分布域中のリニアメントは、花崗岩の浸食に伴う斜面勾配の違いであまり明瞭でない。石灰岩分布域中のリニアメントや直線谷は節理系・層理面（層状石灰岩の走向）に平行であり、破砕帯は伴っていない。また、古生層の地層境界に一致するリニアメントも認められる。

６ｂリニアメント全体としてみれば、南側では直線性が明瞭であるが、これは断層関係と花崗岩のマサ化に伴う浸食の違いが要因と推定される。北側のリニアメントは花崗岩中に存在し不明瞭である。これは、花崗岩と堆積岩との境界になっており地形的にあまり大きな変化がみられない。

リニアメントの分布から、北部・中部・南部の３地区に区分し、それぞれ A～C とした。さらに、地形的特徴から読み取られたリニアメント・鞍部をそれぞれ細区分し A-1 というように表記した。

○A-1

現地の地形的特徴は明瞭であり、直線性を有する。リニアメントが分布するのは、花崗岩中であり、花崗岩中に発達した節理面の連続性もしくはそれに沿う風化浸食面をリニアメントとして判断したと推定される。

○A-2～A-5

現地の地形的特徴は不明瞭である。リニアメントが分布するのは、花崗岩分布域内および背後の古期堆積岩との境界部と想定される。北東側の山体からの崩積物（崖錐）の末端部の傾斜変換点をリニアメントとして判断したと推定される。

○B-1

リニアメントの延長部そのものは確認されないが、緩傾斜部で風化花崗岩、急傾斜部で石灰岩が分布する。花崗岩と石灰岩の境界に連続性から日頃市層が分布すると想定されるが露頭は認められない。これらのことから、リニアメントは石灰岩境界部に沿って岩相境界で、侵食に強い石灰岩と全体的に風化侵食を受けた日頃市層の境界を判読している。

○B-2

風化花崗岩の崖錐堆積物中にリニアメントを判断しているが、現地では不明瞭である。崖錐堆積物中の侵食谷を判読した可能性があり、現地では東側の石灰岩との境界部の方が明瞭である。

○B-3

明瞭な鞍部で、侵食に強い石灰岩と全体的に風化侵食を受けた日頃市層・花崗岩の境界を判読している。

○B-4

風化花崗岩からなる崖錐堆積物の浸食谷の地形変換部をリニアメントとして判読している。石灰岩の山際に緩斜面から平坦部をなす土石流堆積物が分布し、その境界部が比較的

直線性を示す。

○B-4’

リニアメント東側に土石流堆積物と思われる平坦～緩斜面部が分布する。この境界を判読した可能性ある。

○B-5

直線谷を境に南西側は石灰岩、北東側は叶倉層相当層の層状砂岩が分布する。この直線谷がリニアメントに相当する。両者の関係は断層と推定されることから、断層破砕部の侵食谷の可能性あり。

○C-1

リニアメントの西側に花崗岩体、東側に石灰岩が分布する。石灰岩中に花崗岩と同時～やや後期の斑状組織(porphyritic texture)を示す貫入岩が発達する。岩相境界で、侵食に強い石灰岩と全体的に風化侵食を受けた花崗岩の境界を判読している。

両者の関係は直線的で断層と推定されるが、断層面自体は観察できない。石灰岩は一部熱水変質や再結晶をしており、貫入境界に近いと想定される。これらの断層は貫入時に伴う古期に形成されたと推定され、河川の屈曲など活断層を示す事象は見当たらなかった。

○C-2

南北のリニアメントより東側にずれた位置に示される。石灰岩の節理もしくは崖錐の裾部を判読している可能性ある。

○C-3

西側は花崗岩体、東側は石灰岩が分布し、侵食に強い石灰岩と全体的に風化侵食を受けた花崗岩の境界を判読している。

○C-4

西側は花崗岩体、東側は石灰岩が分布し、リニアメント東側の石灰岩から供給された崖錐の裾部を判読している可能性がある。判読位置の東側 50～100m に遷緩線があり、リニアメントを判読可能。

○C-5、C-6、C-7

侵食に強い鬼丸層石灰岩（C-7 付近では花崗斑岩が分布）と全体的に風化浸食を受けた千厩花崗岩体の境界は比較的明瞭な傾斜変換点であり、リニアメント C-5～C-7 はその地層境界を判読している。

○C-8、C-9

リニアメント C-8、および C-9 付近は鬼丸層南端部と坂本層が接しているが、谷側に分布する鬼丸層は崖錐堆積物に覆われ、露頭は確認されず、転石がわずかに認められる程度である。坂本層には小規模な花崗岩脈が認められるが、これは花崗岩貫入時に生じた小規模な脈であると考えられる。地層境界が風化の程度の差異により地形変換点となり、リニアメント C-8～C-9 はその地層境界を判読していると想定される。

○C-10、C-11

明瞭な鞍部で、侵食に強い石灰岩と全体的に風化侵食を受けた坂本層の境界を判読している。

○C-12

谷は直線的であり明瞭。侵食に強い石灰岩と全体的に風化侵食を受けた坂本層の境界が谷地形を呈しているものと考えられる。

○C-13

石灰岩体中に発達した小断層もしくは層状石灰岩の走向方向をリニアメントと判断した可能性有る。

○C-14､C-15、C-16

石灰岩体中に発達した小断層もしくは層状石灰岩の走向方向を鞍部・リニアメントと判断した可能性がある。

d）トンネルの施工性

トンネル本体とリニアメント No.6b は離れているため､本リニアメント周辺の地質的特性が直接施工に及ぼす影響はほとんど無いと考えられる。

施工計画箇所は千厩花崗岩体中に計画されているが、千厩花崗岩体は風化深度が厚く、谷部などの土被りが小さい区間では、切羽にマサ化した花崗岩が出現する可能性が有り注意を要する。

また、直交する亀裂が周辺地下水を引っ張ることも考えられ、周辺環境に及ぼす影響も十分な調査が必要と考える。

花崗岩体周縁部では貫入に伴う熱水変質帯を形成している可能性もある。

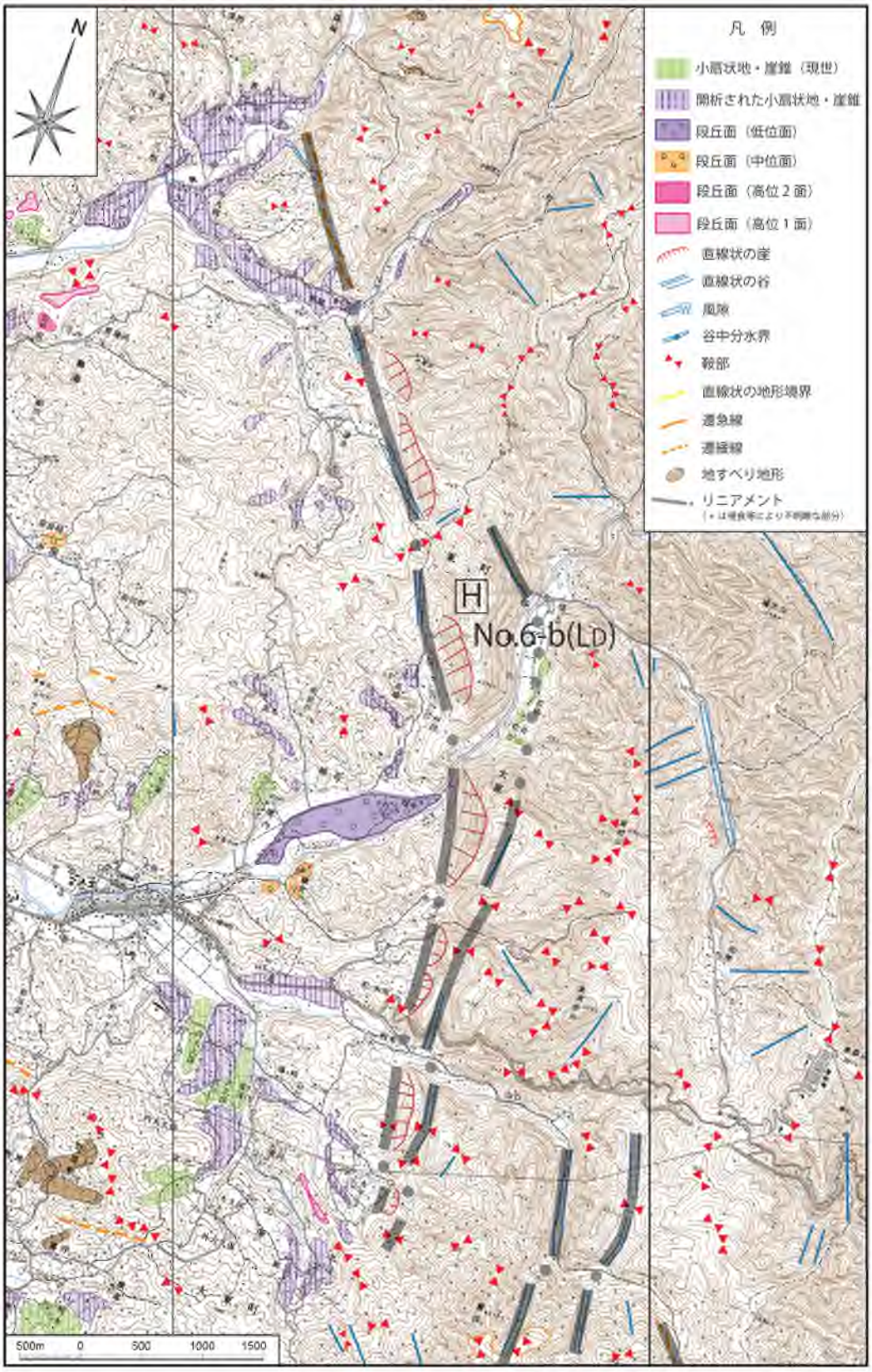


図 3.2.5.1 リニアメント No.6ｂ周辺の地形

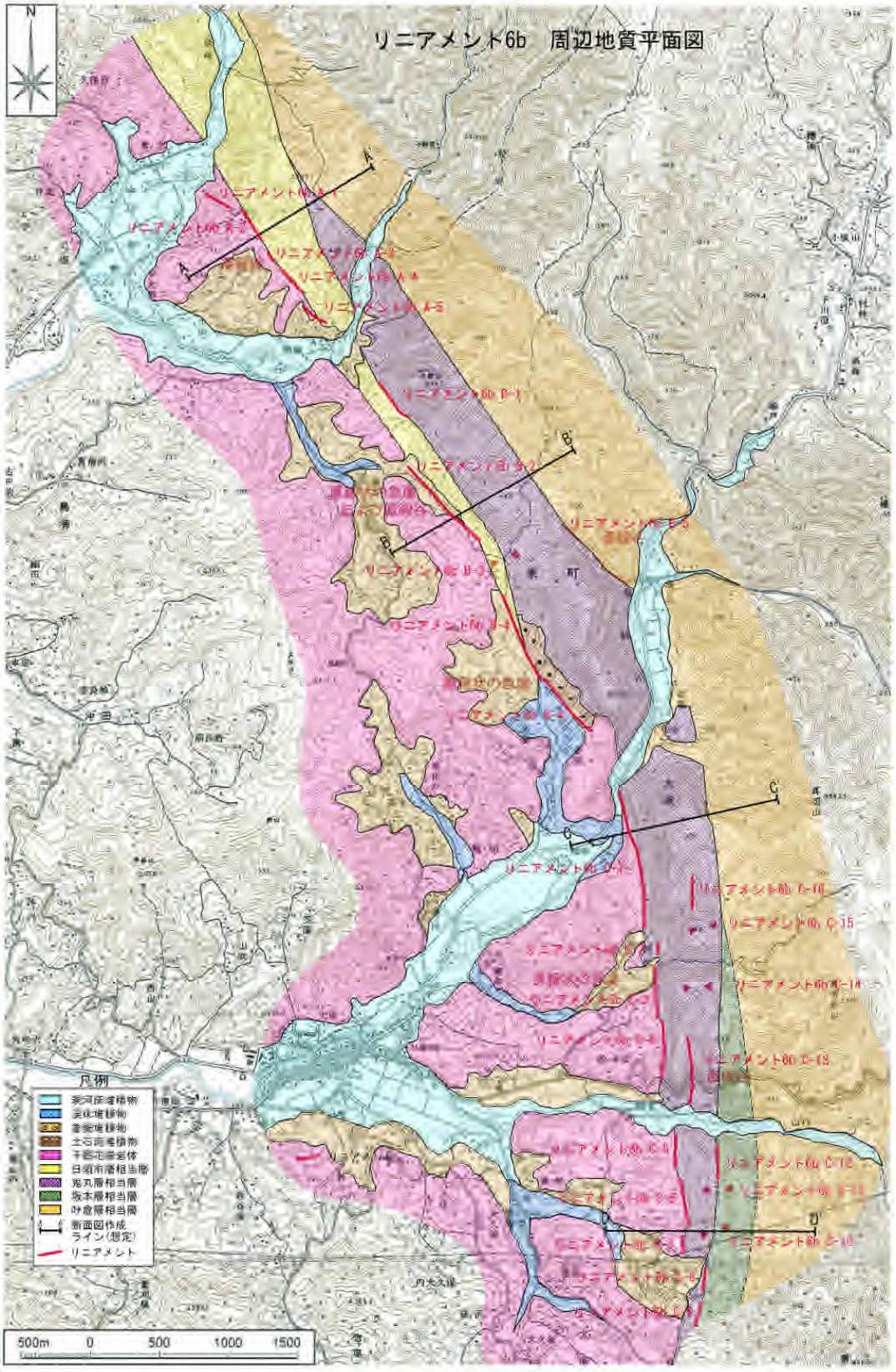


図 3.2.5.2　リニアメント 6 b 地質平面図

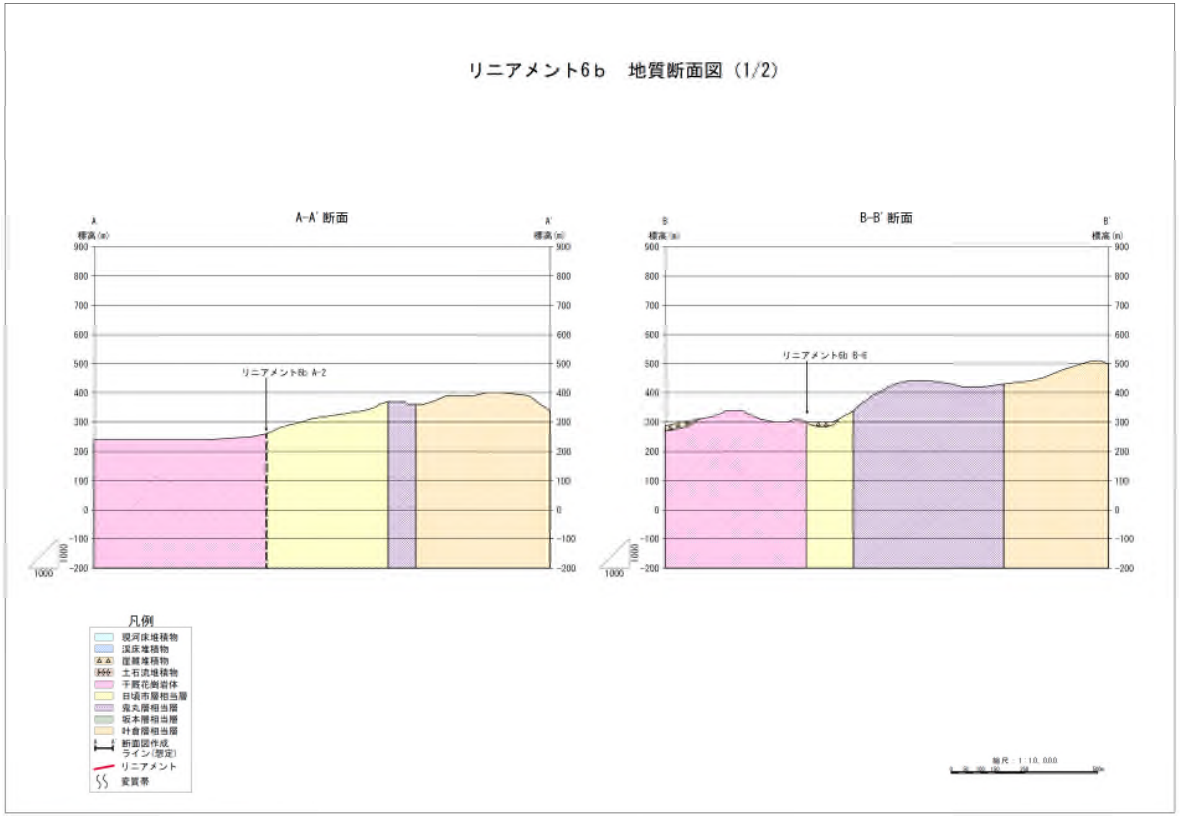


図 3.2.5.3　リニアメント 6 b 地質断面図（1/2）

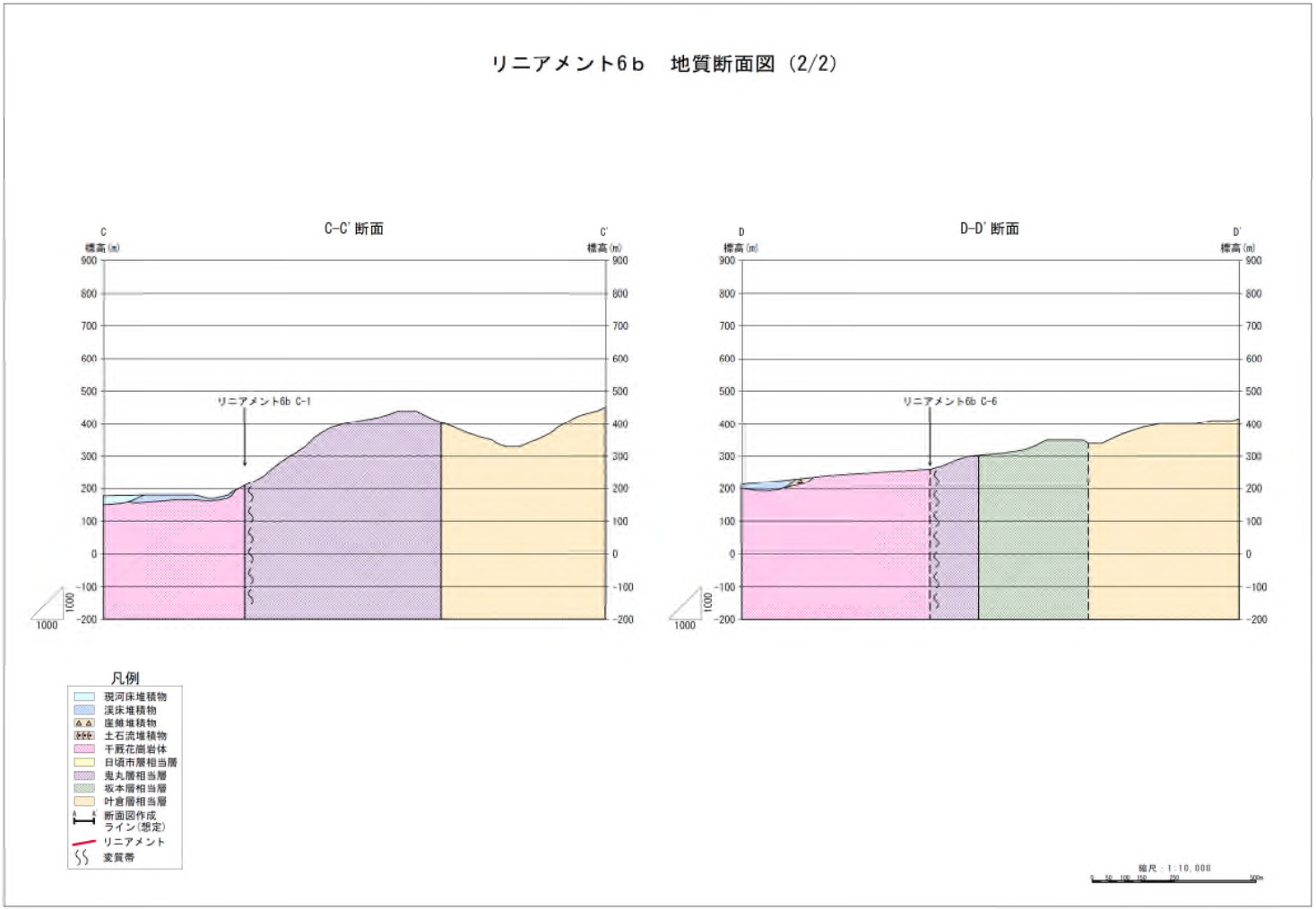


図 3.2.5.4　リニアメント 6ｂ 地質断面図（2/2）

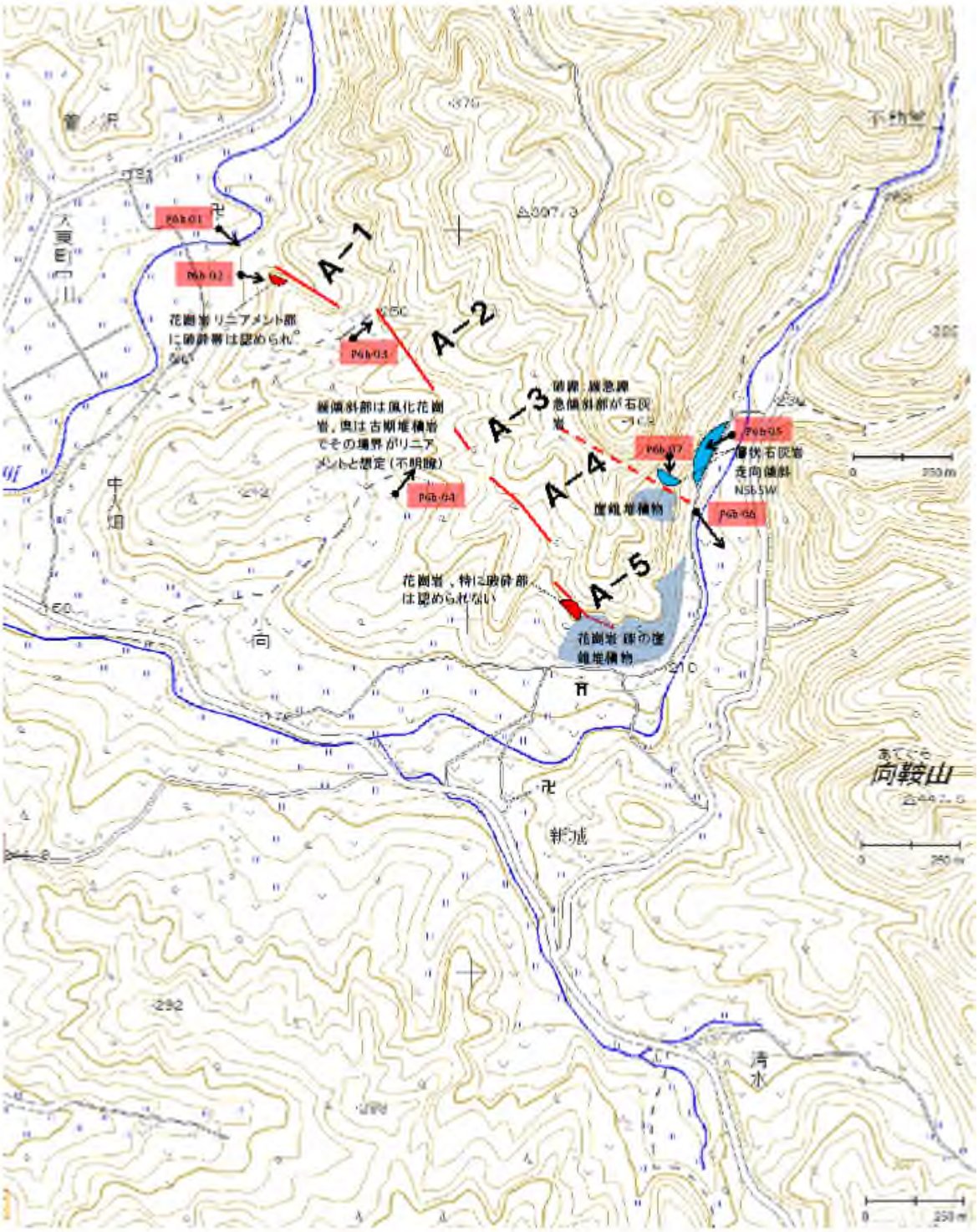


図 3.2.5.5　リニアメント 6 b ルートマップおよび写真位置図（1/4）

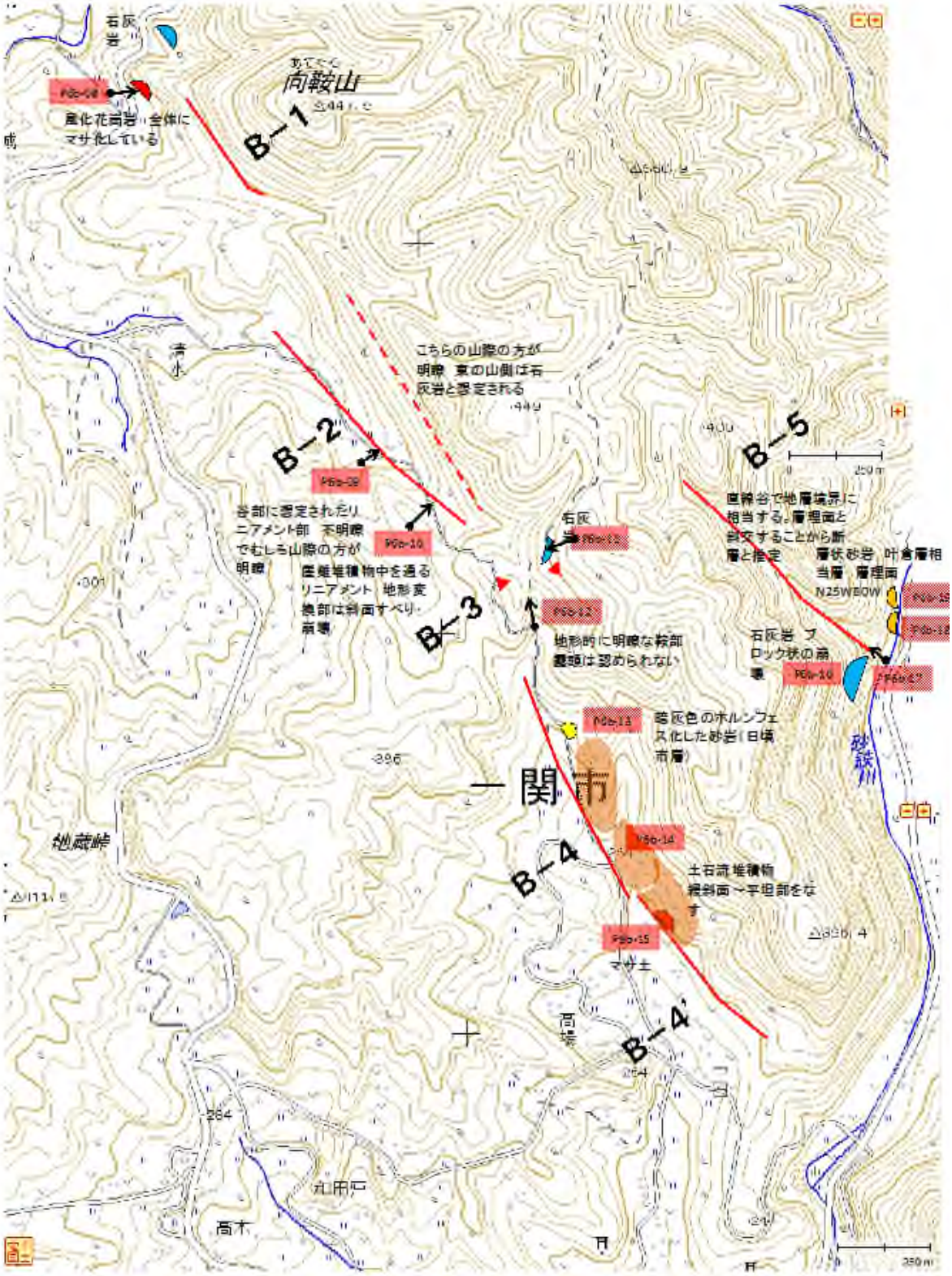


図 3.2.5.6　リニアメント 6 b ルートマップおよび写真位置図（2/4）

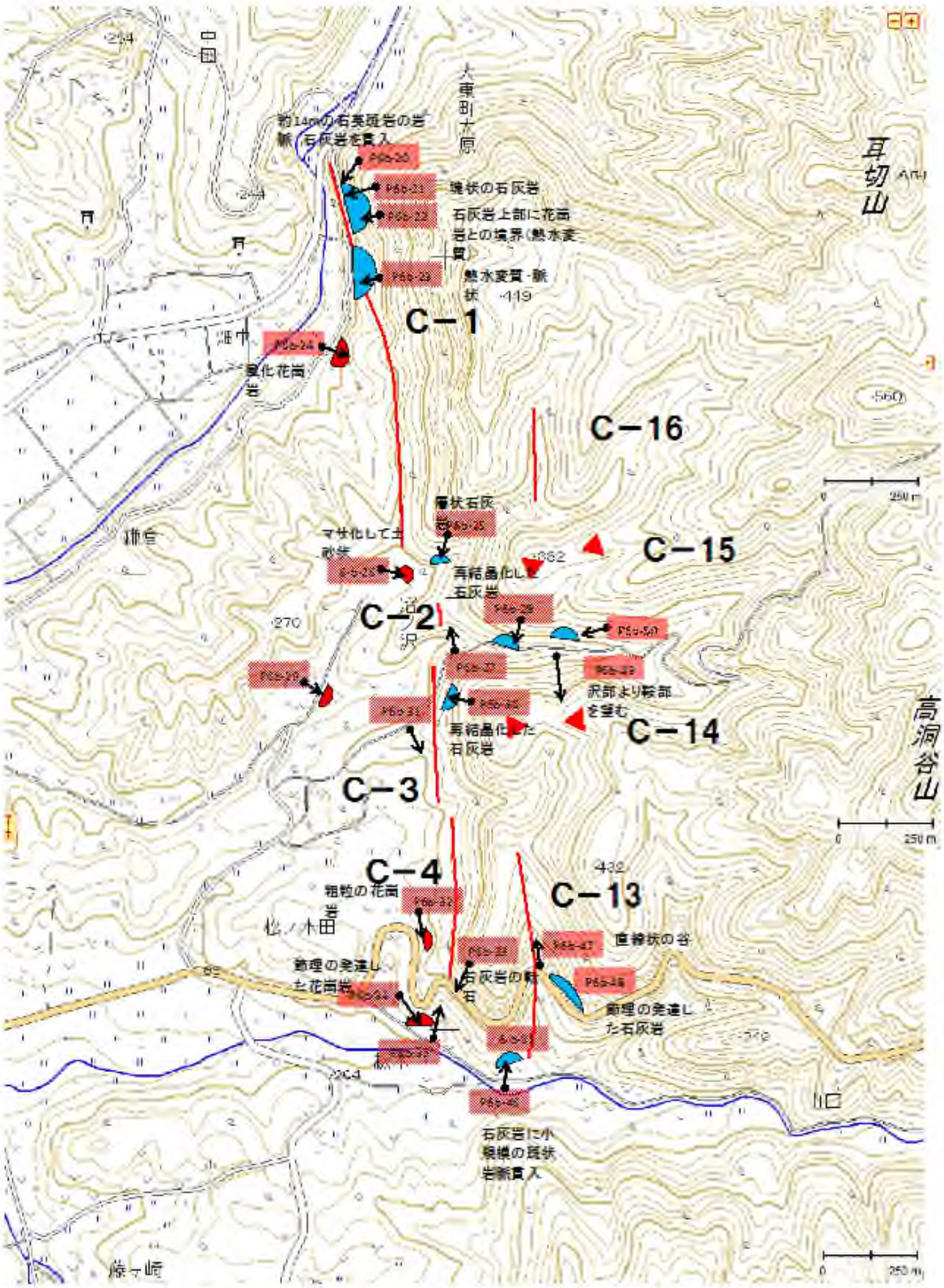


図 3.2.5.7　リニアメント 6 b ルートマップおよび写真位置図（3/4）

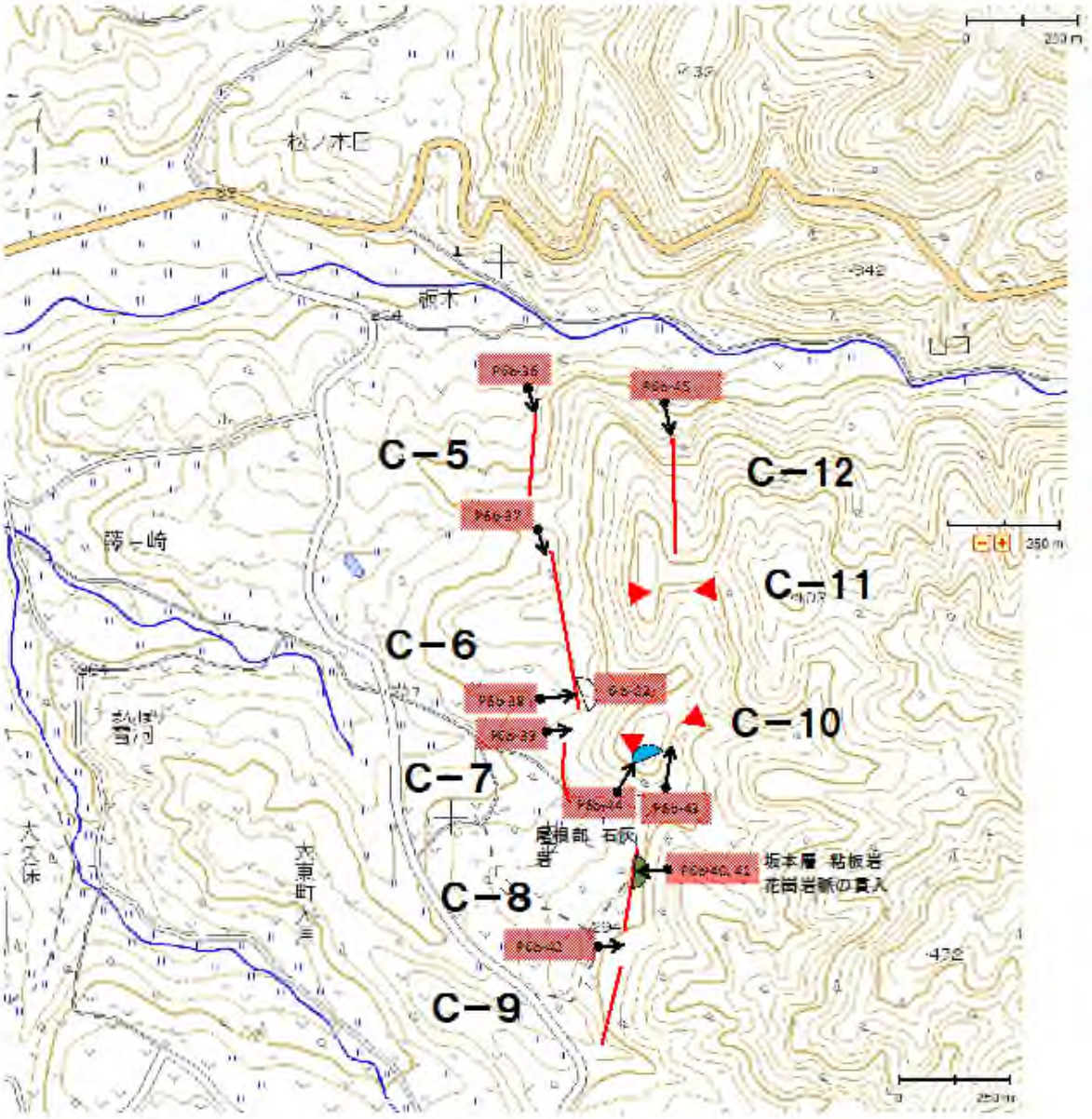


図 3.2.5.8　リニアメント 6 b ルートマップおよび写真位置図（4/4）

【現地状況写真】

P6b-01
A-1 リニアメント全景
直線性の良い谷である。川沿いに花崗岩露頭が存在する。

P6b-02
リニアメント A-1 北端部に認められる花崗岩露頭

P6b-03
リニアメント A-2 全景
幅の広い谷が存在。山地との境界部は不明瞭

P6b-04
リニアメント A-3 全景
幅の広い谷に広がる緩斜面と山地の境界にリニアメントが存在。

P6b-05
鬼丸層相当層の層状石灰岩
走向傾斜は NS65W でこの走向方向に沿って斜面傾斜が変わる。急傾斜部は石灰岩が分布すると想定される。

P6b-06
向鞍山と緩傾斜部
リニアメント延長部（B-1）を望む。

P6b-07
石灰岩露頭
境界部が崖錐堆積物で自立しているのは石灰岩部分にあたる。

P6b-08
風化花崗岩(B-1 付近)
全体にマサ化が進んで容易にハンマーで崩れる。

P6b-09　(B-2)
実線部が選定されたリニアメントで破線が現地で確認された地形上の遷急線
山側の急傾斜部が石灰岩分布域と想定される。

P6b-10　(B-2)
崖錐堆積物上を通るリニアメント通過部
不明瞭で崖錐斜面上の起伏を取っていると思われる。地形的な傾斜変換部は崖錐堆積物のすべり・崩壊によるものである。

P6b-11　(B-3)
尾根部に分布する石灰岩
全体に塊状である。

P6b-12　(B-3)
尾根部の鞍部付近の地形

P6b-13　(B-4)
ホルンフェルス化した砂岩からなる。風化しており、地質構造は不明である。花崗岩による接触変成作用によるものと思われる。

P6b-14　(B-4')
石灰岩分布域の東側に緩斜面～平坦部が分布する（一部人工改変）。土石流堆積物(マサ土・石灰岩礫)と考えられ、渓床堆積物との境界がリニアメントに相当する。

P6b-15　(B-4’)
マサ土からなり、風化花崗岩の崩れたものか浸食されて残留した地形の可能性がある。

P6b-16　(B-5)
石灰岩の崩壊斜面
ブロック状に落石しており、節理面の走向は東西方向を示す。

P6b-17　(B-5)
工場背後に直線谷が認められ、その前後の露頭で岩種が変わる。工場内のため境界部を確認することはできなかった。

P6b-18　(B-5)
砂鉄川沿いの層状砂岩。

P6b-19　(B-5)
暗灰色を呈する硬質な層状砂岩。層理面は N25E80W を示し、ほぼ垂直である。叶倉層相当層と考えられる。

P6b-20　(C-1)

石灰岩中に石英斑岩状の貫入岩が多数認められる。2～14m の厚さを示す。また、境界部は熱水変質により粘土化し脆弱となっている。

P6b-21　(C-1)

林道沿いに塊状の石灰岩が連続する。リニアメントはほぼ林道に沿うように引かれている。

P6b-22　(C-1)

石灰岩上部に花崗岩との接触部がみられる。直接観察は出来ないが、花崗岩が不規則に接している。この部分は貫入関係が一部に見られているものと考える。全体に熱水変質を受け、褐色化する。

P6b-23　(C-1)

小断層沿いに熱水変質がみられる。断層の走向傾斜は N80E80S を示す。変質の幅は約 2m である。

P6b-24　(C-1)

風化花崗岩の露頭。全体にマサ化している。

P6b-25　(C-2)

層状の石灰岩。一部、溶脱して空隙となる。花崗岩との境界付近と想定される。

P6b-26　(C-2)

風化花崗岩でマサ化が著しく土砂状で崩壊する。

P6b-27　(C-2)

リニアメント位置であるが不明瞭。斜面の傾斜がやや緩やかな区間になる。

P6b-28　(C-2)
白色の再結晶化した石灰岩からなる。節理 2 方向に発達する。節理の走向傾斜は N25W30W、N50E70S を示す。

P6b-29　(C-2)
花崗岩。転石の可能性あり。

P6b-30　(C-3)
白色の再結晶化した石灰岩。節理が発達する。
節理面の走向傾斜は、N80E80S を示す。

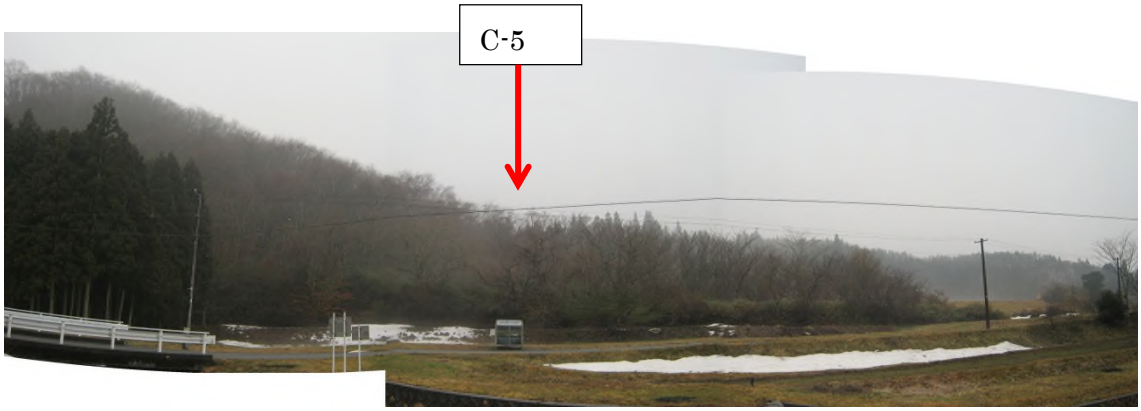
P6b-31　(C-3)
リニアメントを北から南へ望む。

P6b-32　(C-4)
粗粒の花崗岩

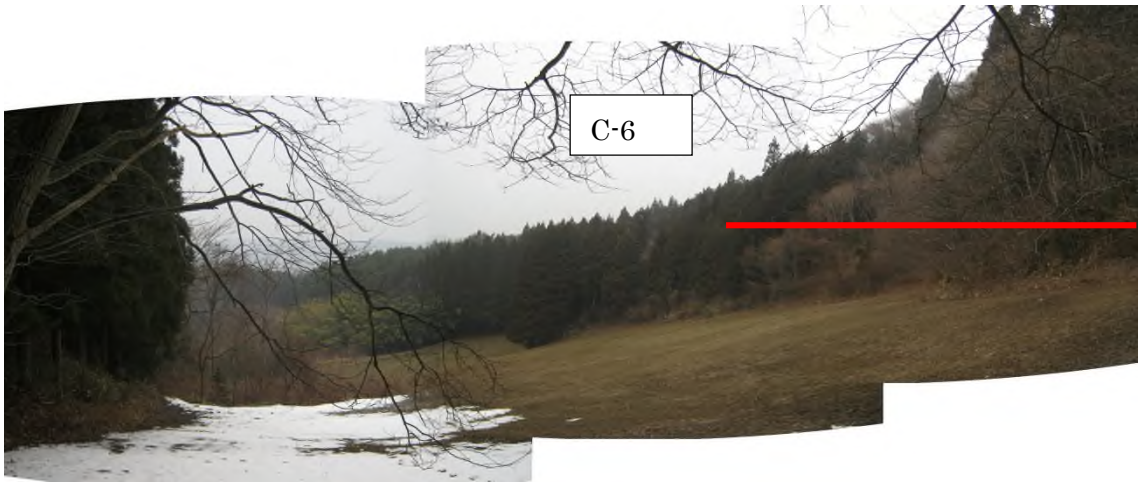
P6b-33　(C-4)
層状の石灰岩転石。
溶脱して空隙がみられる。

P6b-34　(C-4)
節理の発達した花崗岩

P6b-35　(C-4)
花崗岩と石灰岩の境界付近。緩傾斜部が花崗岩分布域。



P6b-36　リニアメント C-5 の北端　明瞭な地形変換点をリニアメントとしている。



P6b-37　リニアメント C-6 の北側

P6b-38

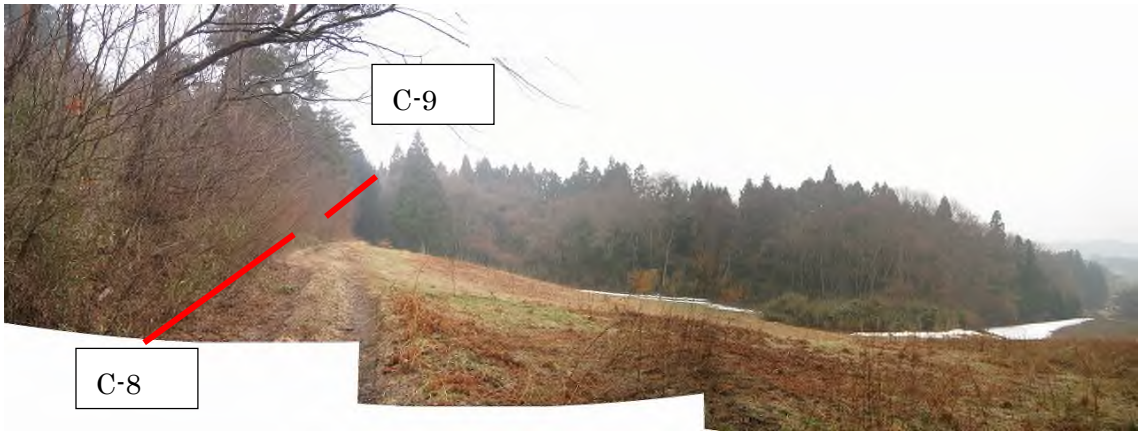
リニアメント C-6 南側

P6b-39

C-6 南端および C-7 全景

P6b-40
リニアメント C-8 上に認められる地層境界露頭
花崗岩小岩脈が坂本層に貫入している。

P6b-41
P6b-40　の拡大
粘板岩中に花崗岩質の脈が認められる。



P6b-42
リニアメント C-8 南端および C-9 全景

P6b-43
C-10 鞍部全景

P6b-44
C-10 鞍部東側の鬼丸層石灰岩露頭

P6b-45　リニアメント C-12 全景　　谷は直線的である。

P6b-46　(C-13)
石灰岩中に斑状の小規模貫入岩が認められ、全体に破砕する。

P6b-47　(C-13)
直線上の谷部。

P6b-48　(C-13)
節理の発達した石灰岩
節理面の走向傾斜は、N10W64W で直線谷の方向に近い。

P6b-49
沢部より南の C-14 の鞍部を望む。下位からはあまり形状がみえない。

P6b-50　(C-15)
石灰岩の連続露頭でリニアメント延長部であるが、破砕帯は認められない。節理は発達し、その走向傾斜は N25E72W を示す。

3.2.6　リニアメント No.7

a）リニアメント判読結果：図 L 7-1

一関市大東町の天狗岩山南方から萩ヶ崎山南麓に至る長さ約 9.5km の区間に、走向 NE-SW 方向のリニアメントが判読される。

リニアメントは、山地斜面に認められる鞍部、直線状の崖・谷、傾斜変換線（遷緩線）、直線状の地形境界（山地／扇状地）の断続からなる。リニアメント中央部付近では高度不連続が認められるが北部、南部では不明瞭である。以上のような特徴から、本リニアメントは L_E ランクに区分される。

b）主要文献の記載

「日活」、「デジタルマップ」、「活構造図」には、本リニアメントと一致する活断層または推定活断層（活断層の疑いのあるリニアメントを含む）は図示されていない。

c）地表地質調査結果：図 7-2～9

ｉ．地質構成・層序および分布

調査地の地質は、下位より古生界デボン系の鳶ヶ森層相当層、石炭系の日頃市層相当層および前期白亜紀に併入した人首深成岩体と千厩深成岩体を構成する花崗岩類からなる。そのほか、前期白亜紀の花崗岩類と同時期の斑レイ岩岩脈が古生層と花崗岩に貫入する。表層部には、第四系の沖積層や土石流堆積物が被覆する。

各層の岩相は以下のとおりである。

＜デボン系＞

鳶ヶ森層相当層：

非常に硬質な砂岩、粘板岩から構成され、地質図上では砂岩優勢層、粘板岩優勢層として記載した。また、単層の厚さ 30ｃｍ以下の等量互層として分布する場合も見受けられる。

＜石炭系＞

日頃市層相当層：

鳥海川の南側では黒色の粘板岩が優勢であるが、上部でレンズ状に石灰岩を挟む。また、砂岩の薄層が見られる場合もある。一方、鳥海川の北側では緑灰色を呈する細粒砂岩が優勢で、チャートに似る硬質な凝灰岩を挟む。

＜白亜系＞

人首深成岩体（花崗岩類）：

中粒の花崗岩類からなり、調査地では鳥海川沿いを除いて風化によりマサ化していることが多い。

千厩深成岩体（花崗岩類）：

中～粗粒の花崗岩類で、調査地では鳥海川沿いを除いて風化によりマサ化してい

ることが多い。

貫入岩：

鳥海川付近や北側では斑レイ岩岩脈の貫入が多く認められる。貫入岩は、岩種変化があり一部は閃緑岩となる。また、粒度変化も認められ細粒部も散見される。

＜第四系＞

土石流堆積物：

斜面上の浅い谷筋や傾斜変換点で、上方からの砕屑物が堆積する。小～巨礫の砂岩や粘板岩礫のほか有機物を含む土砂からなる。

沖積層：

鳥海川沿いに平坦面を形成しており、礫、砂、泥からなる。分布範囲は限られる。

ⅱ．地質構造

デボン系鳶ヶ森層相当層ならびに石炭系日頃市層相当層は、NNE-SSW の走行で西に向けて 50～90°で傾斜する。しかし、鳥海川北側（花崗岩体の東側）では様相が変化し、WNW-ESE 方向の走向となり北に向けて 50～60°程度で傾斜する。調査位置付近には褶曲構造や有意な断層は認められないが、既往資料ではリニアメントに斜交する断層が記載されており地質図上に示した。そのほか、北側のリニアメントの南端にあたる谷の入り口では破砕質な粘板岩を確認したが連続性は認められなかった。

ⅲ．評価

鳥海川を挟んだ南側では、空中写真判読から多くの鞍部と直線状の傾斜変換線（遷緩線）が認められている。これらを繋いだリニアメントの方向は、地層の走行方向と一致しており、現地では鳶ヶ森層相当層と日頃市層相当層石灰岩の境界に鞍部が対応していることを確認した。傾斜変換線（遷緩線）は、斜面を形成する鳶ヶ森層相当層と土石流堆積物などの崩積土砂との境界に位置しており、直接的には表層堆積物の性状に起因する地形と考えられる。また、露頭が少ない地区であるが、転石の分布から硬質な鳶ヶ森層相当層と日頃市層相当層粘板岩の境界、一部は鳶ヶ森層の岩質境界が傾斜変換線（遷緩線）付近に想定され、遷緩線形成の要因となっていると考えられる。これらのことから、この地区のリニアメントはリニアメントを挟んだ両側の岩質の差による地形と判断される。

鳥海川の南側直近の鞍部は、千厩深成岩体の花崗岩類が分布する範囲となる。節理方向を確認したところ、尾根筋を挟んだ両側に節理と同方向の谷が刻まれており、鞍部がその接合部となる。このため、当位置の鞍部は節理により形成されているものと推定した。

鳥海川より北側に直線谷と鞍部が見られ、リニアメントが判読される。谷筋には、凝灰岩を挟む日頃市層相当層の細粒砂岩が分布し、地層の走行は WNW-ESE 方向でリニア

メントの方向と直行する。谷の入り口付近の林道沿いには、花崗岩類のほか多くの斑レイ岩岩脈が貫入しており、谷の左岸中腹にはこの斑レイ岩が続いている。沢の右岸が小谷に刻まれ凹凸に富むのに対して、斑レイ岩岩脈が続く左岸が平滑な斜面であることから、直線谷の形成に岩脈の影響が伺われる。また、谷の頂部に鞍部が上げられており、鞍部を通過する林道沿いで鞍部を挟んだ両側に斑レイ岩岩脈が認められた。これらのことから、NNE-SSW 方向に貫入する斑レイ岩岩脈により規制された地形と推定される。

d）トンネルの施工性

地表部では、人首深成岩体と千厩深成岩体の接触部付近は斑レイ岩岩脈が分布している。斑レイ岩岩脈と花崗岩体の接触部は、概ね良好な岩盤状態が確認されたことから、広範囲にわたる変質部は存在しないと考えられる。地下深部での状況は不明であるが、接触部には不規則に変質部が分布することも考えられ（一部で変質による粘土化確認）、部分的な岩盤の強度低下が懸念される。場合によっては、前方探査による対応も考えられる。

また、緩斜面には人家が散在しており、井戸や湧水を水源としている場合はトンネル掘削に伴う渇水の影響を考慮する必要がある。事前の水文調査が望まれる。

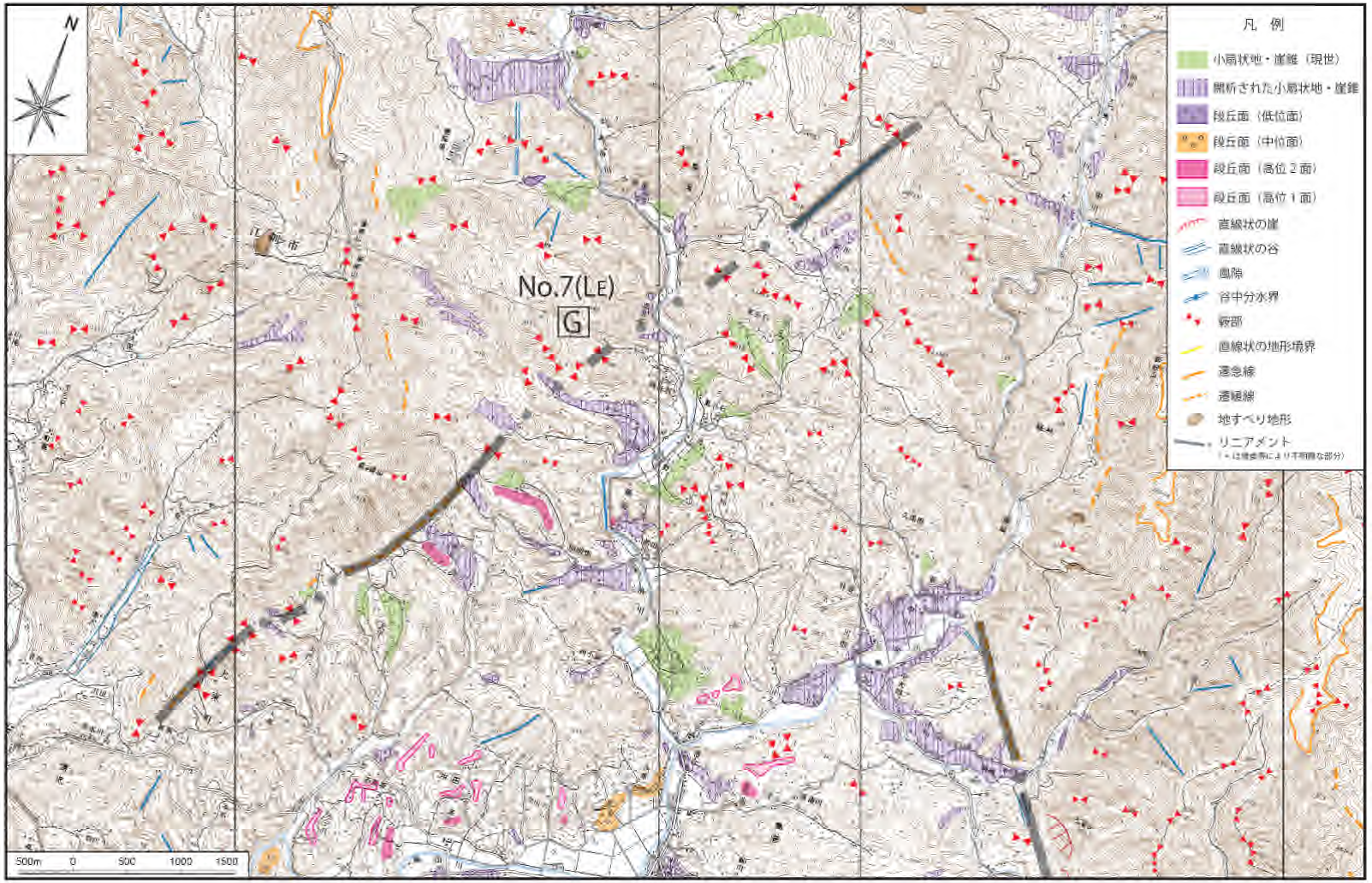


図 3.2.6. 1　リニアメント No.7 周辺の地形判読図

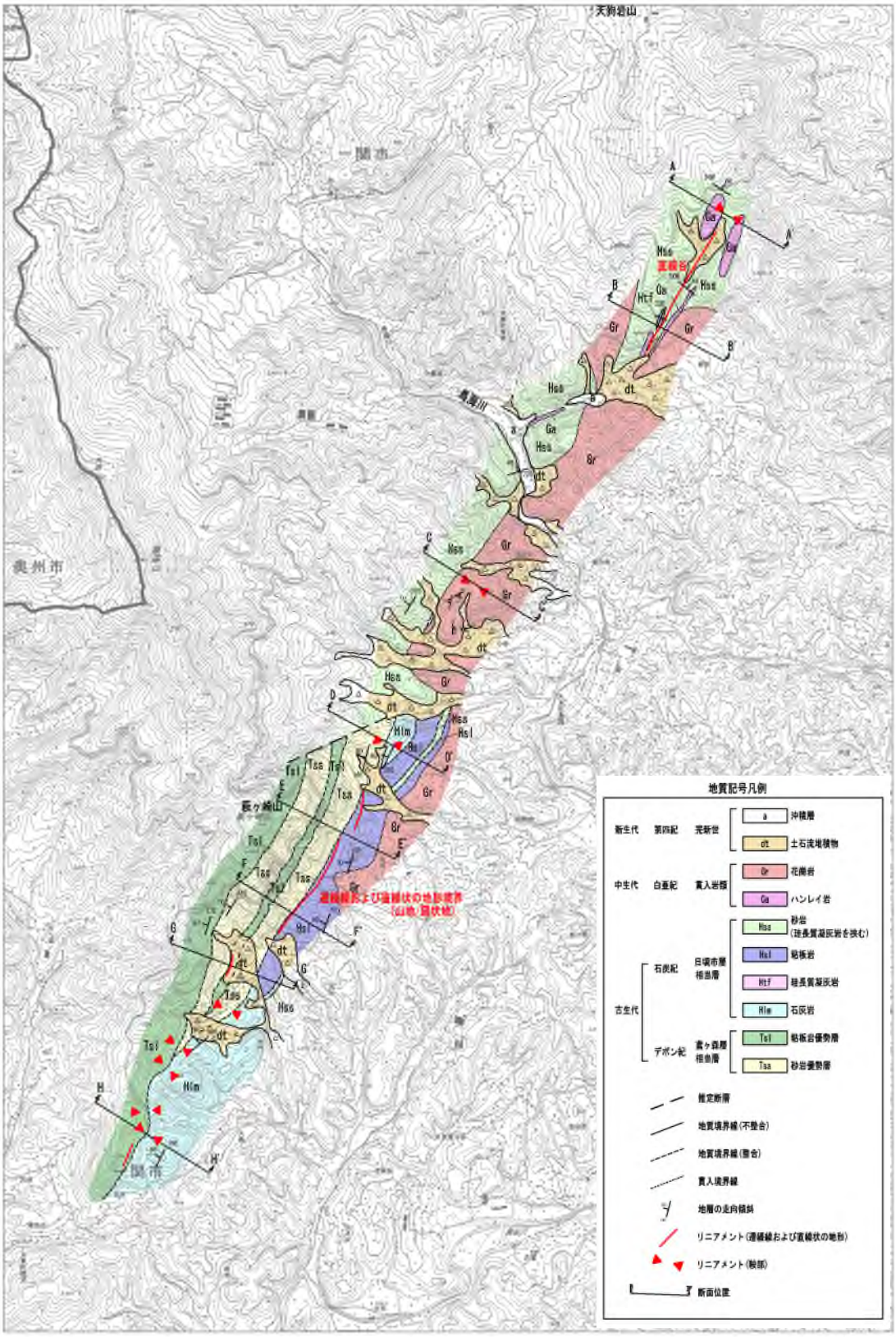
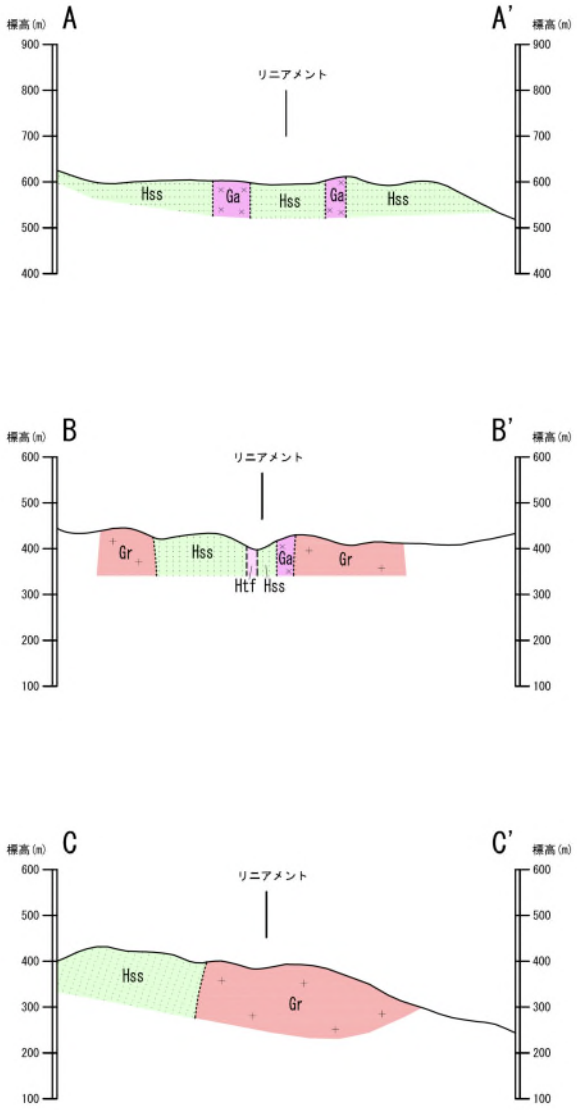
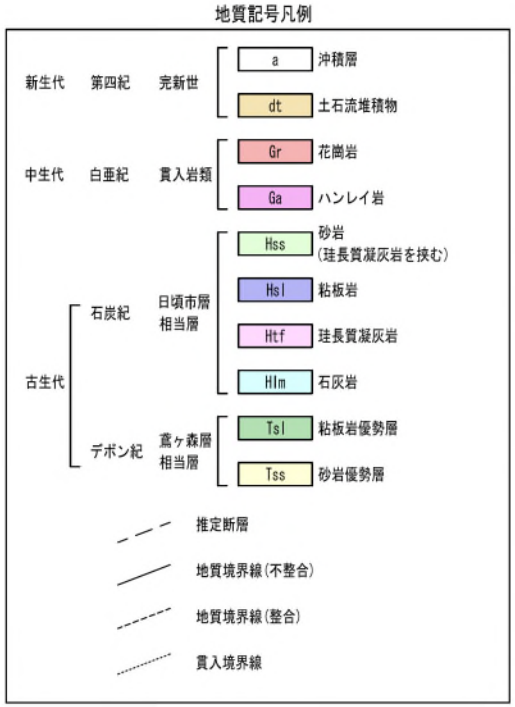


図 3.2.6. 2　リニアメント No.7 地質平面図

(電子国土を使用、地質区分については、1:200,000 地質図「一関」(竹内ほか 2005)を参考とした)





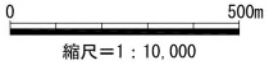
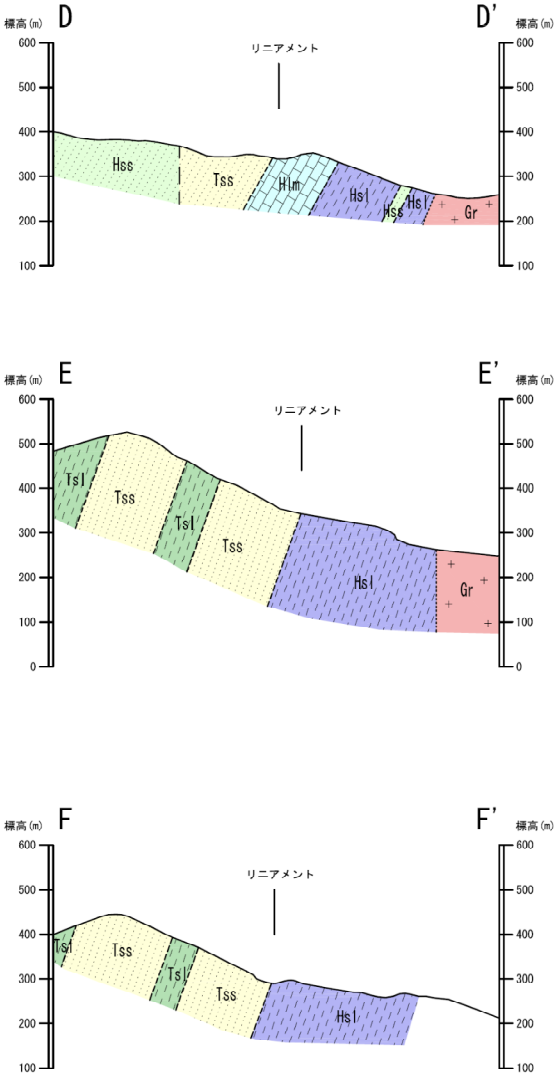
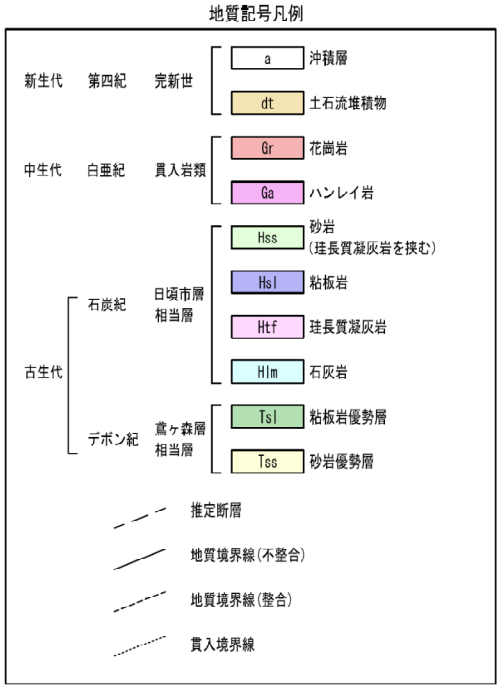


図 3.2.6. 3　リニアメント No.7 地質断面図（1/3）





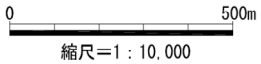
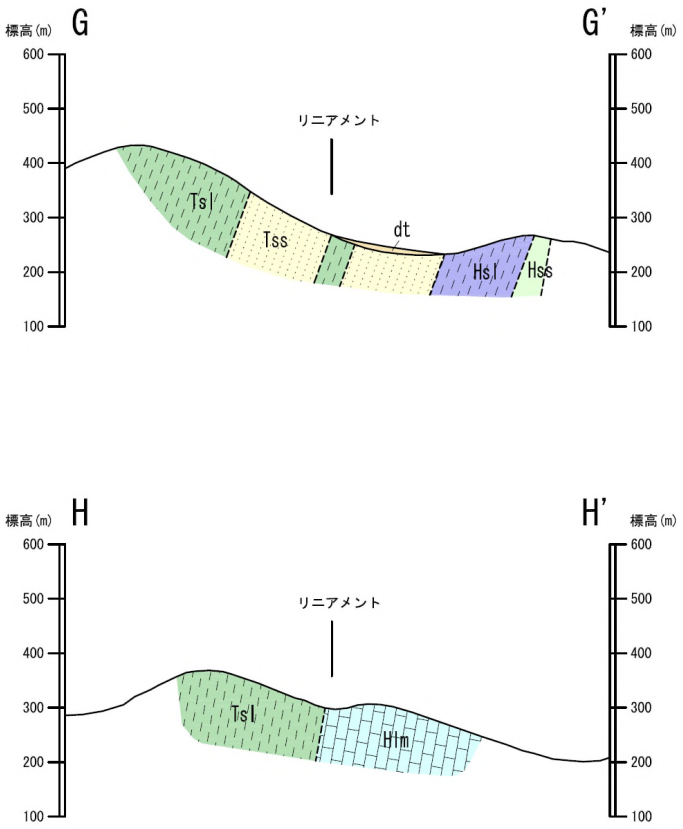


図 3.2.6. 4　リニアメント No.7 地質断面図（2/3）



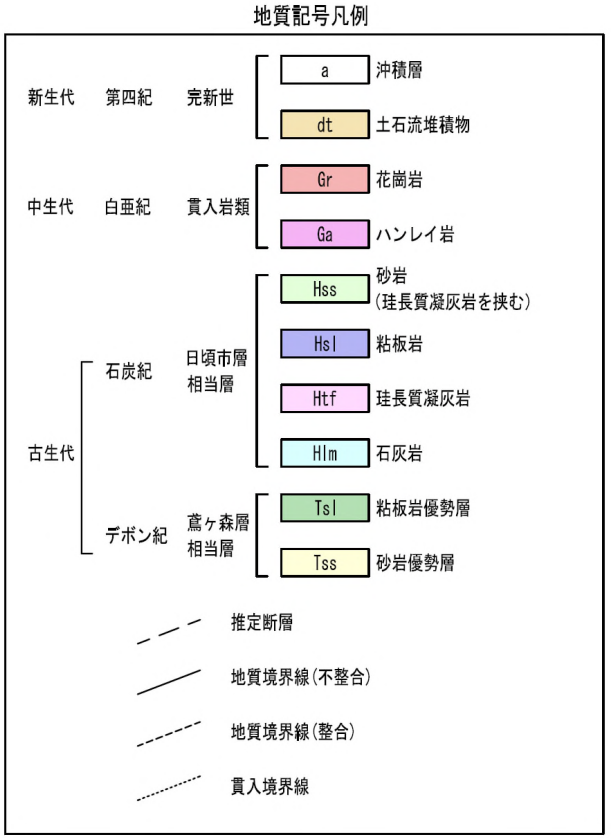
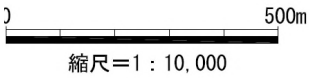


図 3.2.6. 5　リニアメント No.7 地質断面図（3/3）



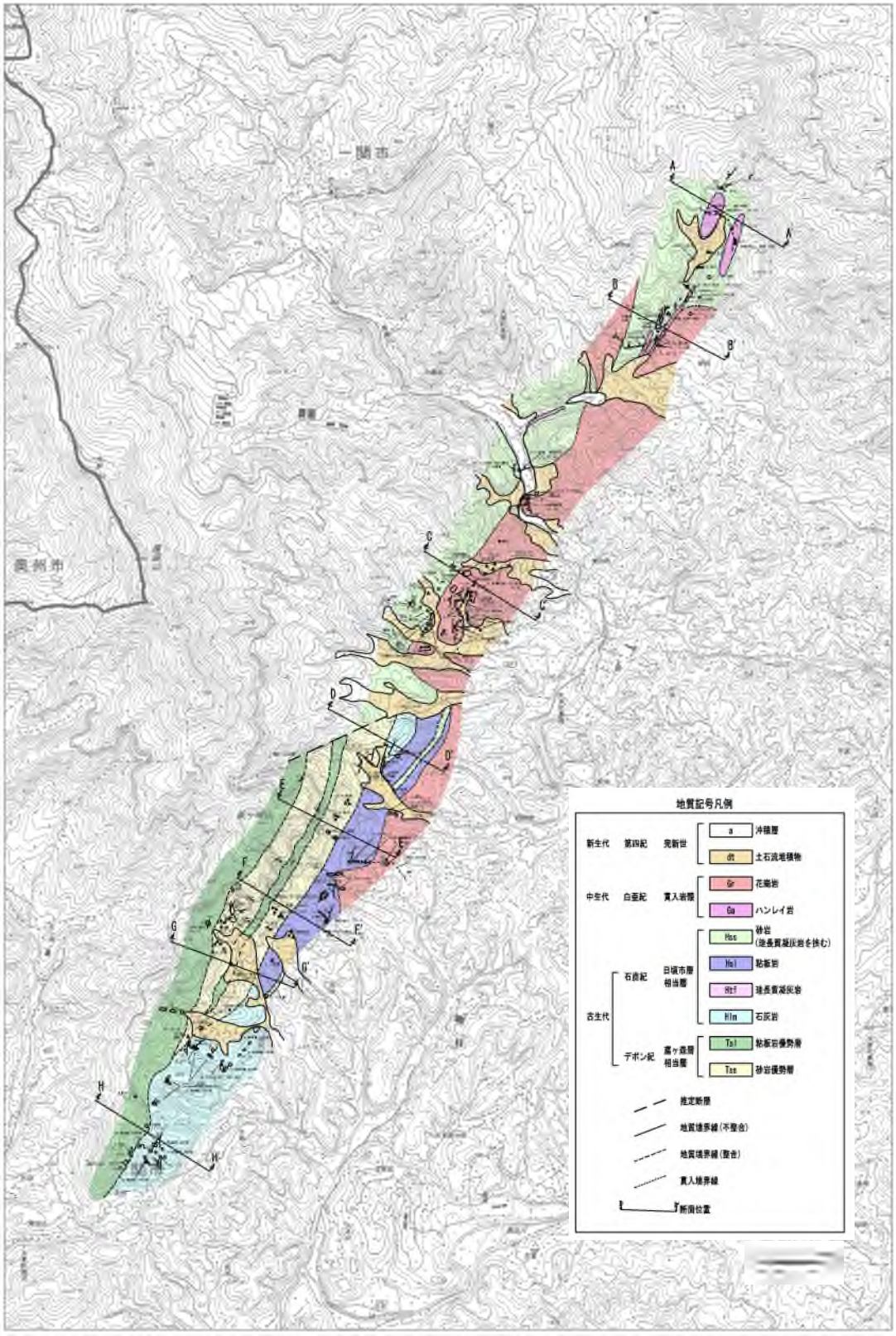


図 3.2.6. 6　リニアメント No.7 ルートマップ

(電子国土を使用、地質区分については、1:200,000 地質図「一関」(竹内ほか 2005)を参考とした

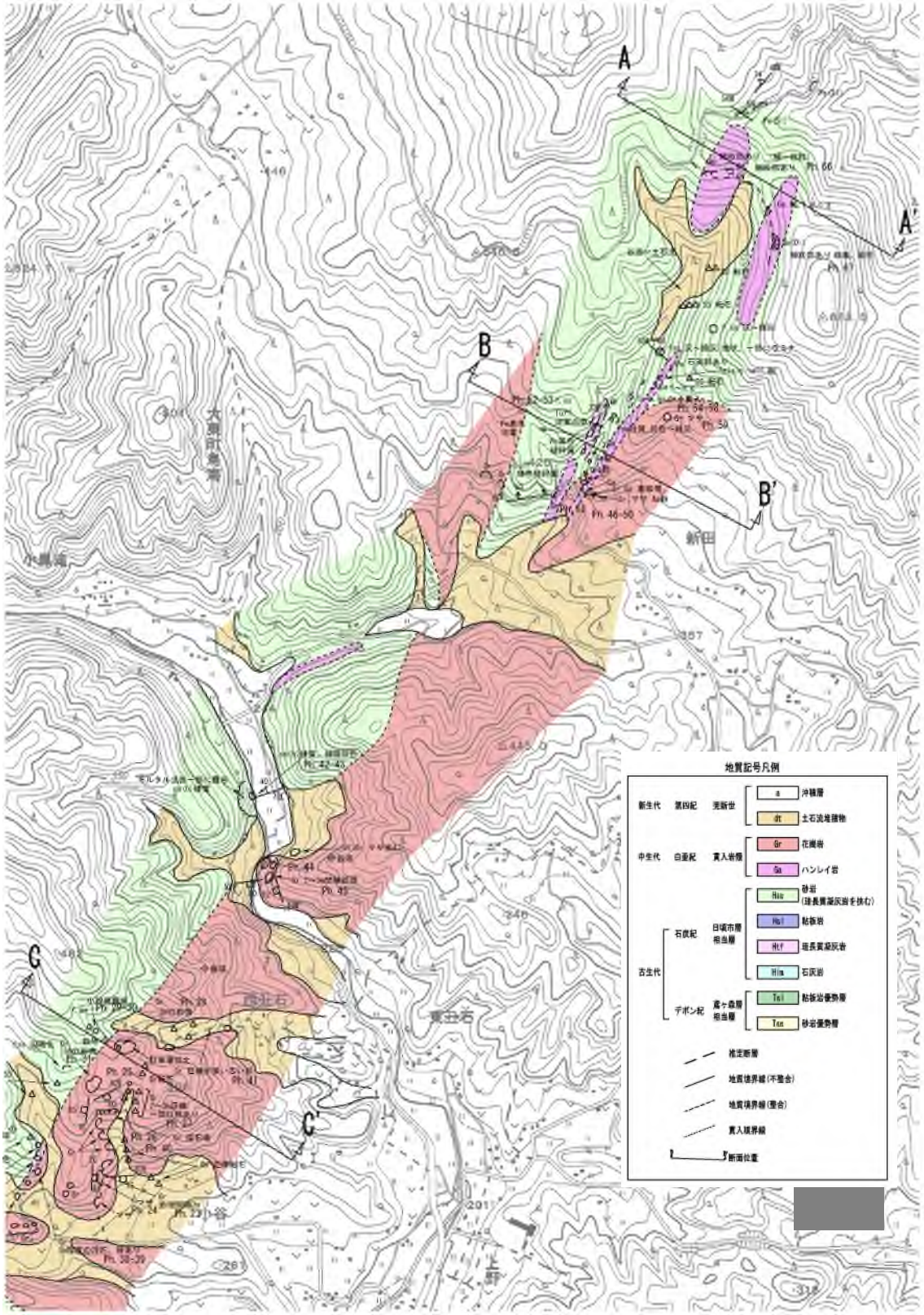


図 3.2.6. 7　リニアメント No.7 ルートマップ（拡大図 1/3）

(電子国土を使用、地質区分については、1:200,000 地質図「一関」(竹内ほか 2005)を参考とした)

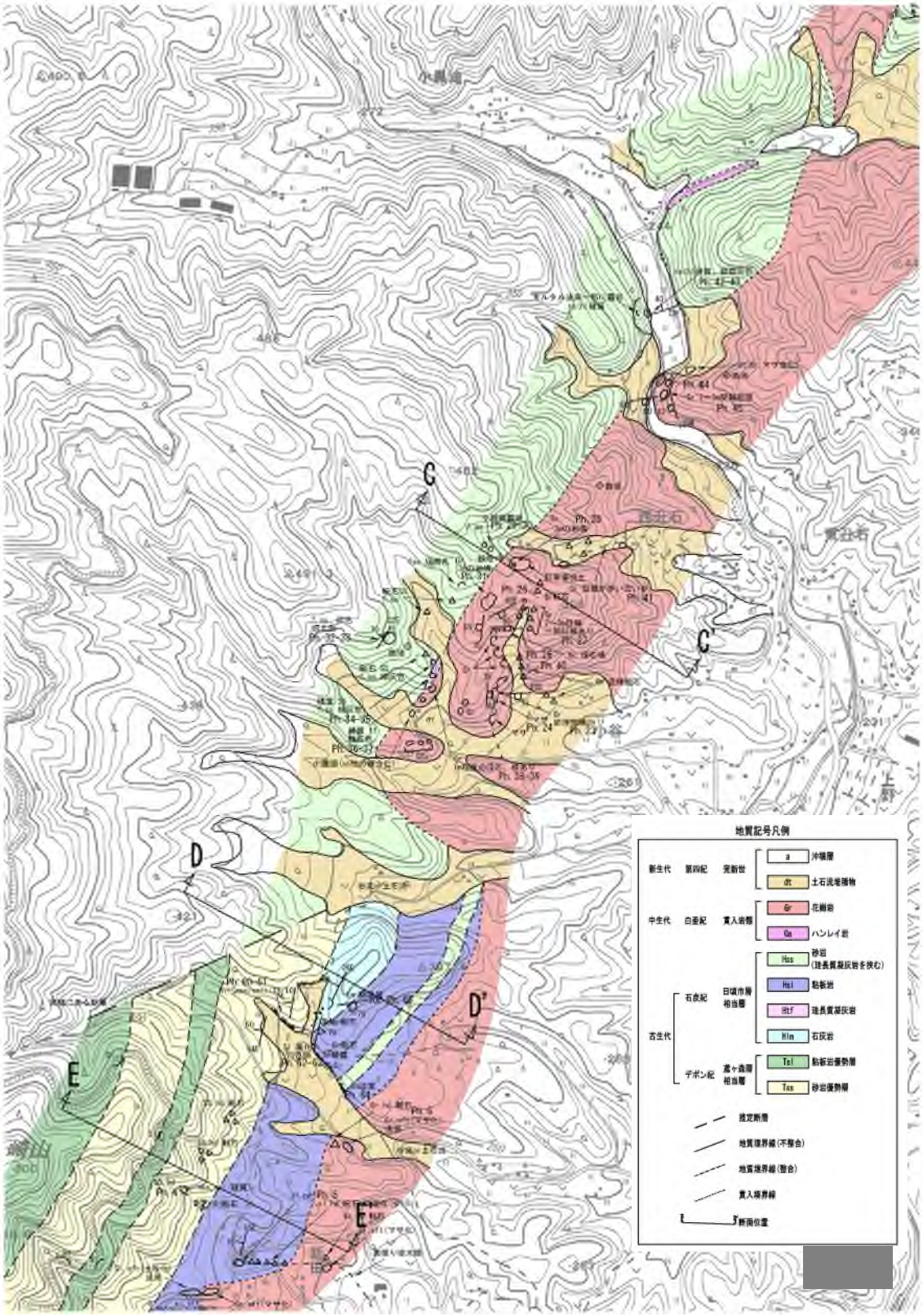


図 3.2.6. 8　リニアメント No.7 ルートマップ（拡大図 2/3）

(電子国土を使用、地質区分については、1:200,000 地質図「一関」(竹内ほか 2005)を参考とした)

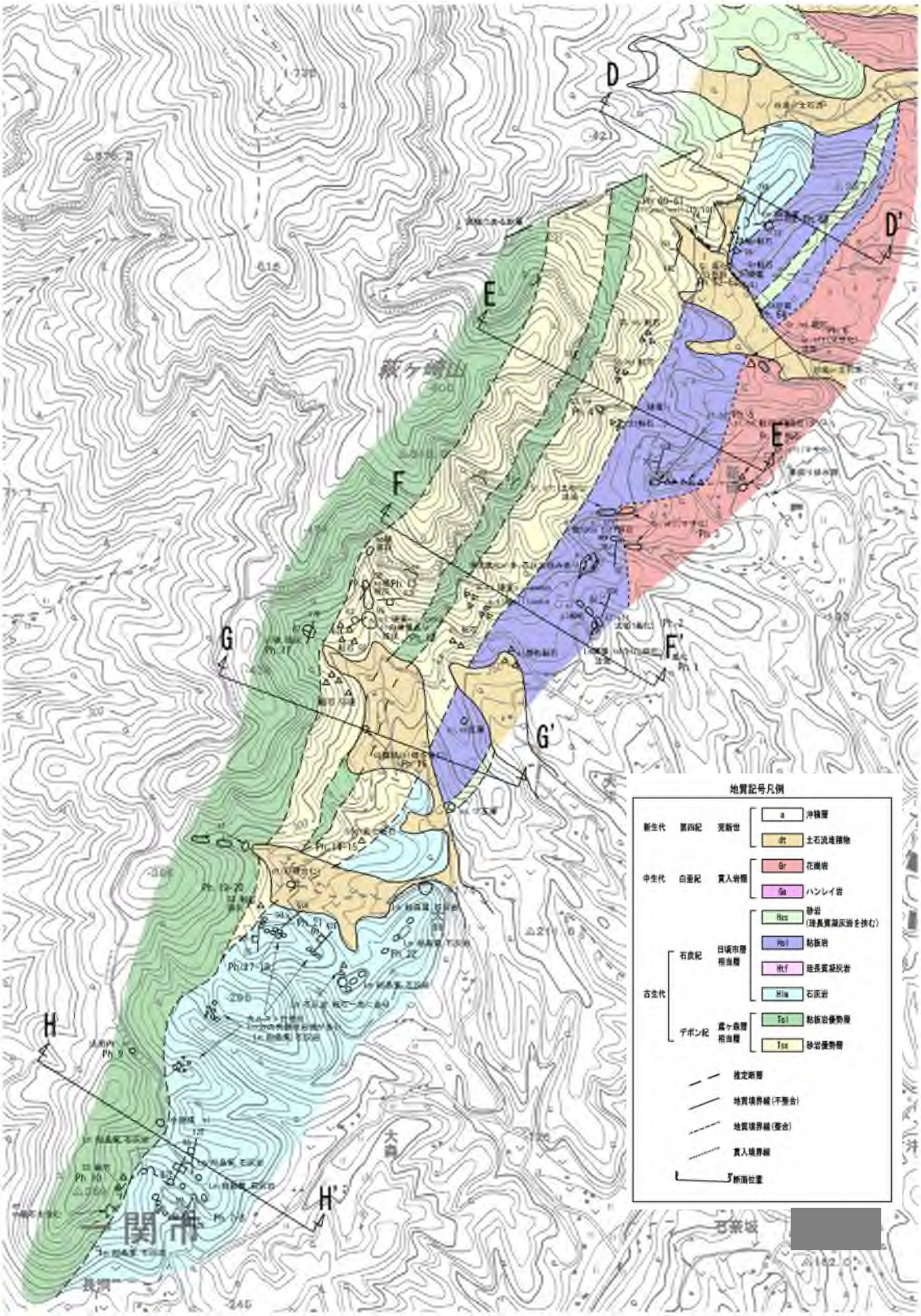


図 3.2.6. 9　リニアメント No.7 ルートマップ（拡大図 3/3）

(電子国土を使用、地質区分については、1:200,000 地質図「一関」(竹内ほか 2005)を参考とした)

P1：道路法面
石灰岩（結晶質）
2～3m 程度の石灰岩ブロック、両サイドには風化頁岩（土砂化）が分布。頁岩優勢層にブロックとして混在しているものと思われる。

P2：道路法面
頁岩（風化）
層状の頁岩層、風化により軟質化、ハンマーで容易に砕ける程度。
走向傾斜：N20° E,80° W。

P3：道路法面
花崗岩、頁岩の境界部
下部道路沿いの頁岩層には数10cm の凝灰岩挟在。走向傾斜：N5° E,70° W。上部道路沿いの頁岩層は土砂化（原岩構造が不明瞭）。
花崗岩はいずれもマサ化。
境界部の詳細は不明瞭（露頭欠如）。

P4：沢底露頭
砂岩（粗粒、硬質、塊状）
非常に硬質でハンマー打撃で鈍い金属音を発する。周辺に転石多数（硬質砂岩）、確認できた露頭はこの箇所のみ。
隣接する沢には転石のみ（硬質砂岩）。

P5：素掘り水路
頁岩（層状、新鮮）
層状頁岩層、ハンマー打撃により板状に剥離する。周辺には頁岩と砂岩の転石多数（頁岩優勢）。走向傾斜：N15°E,W70°。

P6：道路法面
風化花崗岩（マサ）
土砂化し、ハンマーで容易に削れる程度。
これより道路上流部法面にはマサは確認できない（土砂化した頁岩が分布すると思われる）。

P6’：道路法面
花崗岩（転石）
未風化岩塊（残留核）、道路脇には 2m 大の転石多数有り。ハンマー打撃で金属音発する。
割目（節理）は確認できず。

P7:道路法面
石灰岩（結晶質）

P8:P7 の拡大
石灰岩（結晶質）

P9:道路法面
粘板岩

P10:斜面転石
砂岩

P11:沢部露頭
粘板岩

P12:沢部露頭
砂岩

P13:沢部露頭
砂岩

P14:斜面転石
砂岩

P15:P14 拡大
砂岩

P16:林道法面
崖錐堆積物
粘板岩の角礫含む

P17:斜面転石
石灰岩（結晶質）

P18:P17 拡大
石灰岩（結晶質）

P19:斜面転石
砂岩

P20:P19 拡大
砂岩

P21:斜面露頭
石灰岩（結晶質）

P22:尾根部露頭
石灰岩（結晶質）

P23:林道法面
花崗岩

P24:林道法面
花崗岩（マサ）

P25:リニアメントの鞍部

P26:リニアメントの沢部
花崗岩の巨礫転石が多く分布する。

P27:リニアメントの沢部
花崗岩の露岩

P28:駐車場法面
花崗岩の風化核

P29:尾根の露頭
砂岩

P30:P29 拡大
砂岩

P31:林道法面
花崗岩

P32:鉄塔切土法面
砂岩

P33:P32 拡大
砂岩

P34:斜面露頭
砂岩

P35:P34 拡大
砂岩

P36:斜面露頭
珪長質凝灰岩

P37:P38 拡大
珪長質凝灰岩

P38:斜面露頭
花崗岩

P39:P38 拡大
花崗岩

P40:斜面状況
花崗岩の巨礫の転石

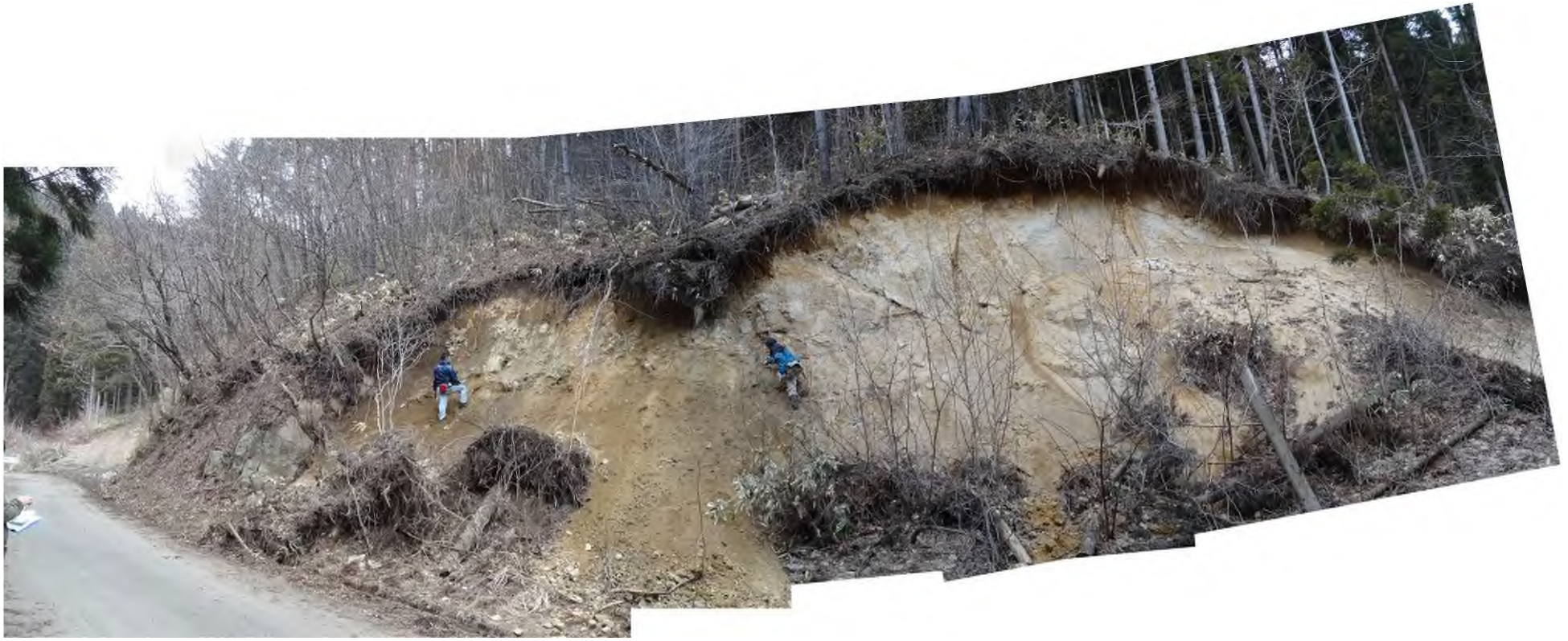
P41:斜面状況
沢部の状況。花崗岩の巨礫の転石が分布する。

P42:鳥海川の露頭
砂岩

P43:P42 の拡大
砂岩

P44:鳥海川の露頭
花崗岩
節理が少ない

P45:鳥海川沿いの
農道法面
花崗岩



P46:道路法面
花崗岩とハンレイ岩の貫入境界

P47:P46 の拡大
花崗岩（マサ）

P48:P46 の拡大
花崗岩（マサ）と斑レイ岩の貫入境界

P49: P46 の拡大
斑レイ岩の角礫状部分

P50: P46 の拡大
斑レイ岩

P51:道路法面
花崗岩と斑レイ岩

P52:斜面露頭
砂岩及び珪長質凝灰岩

P53:P52 の拡大
珪長質凝灰岩

P54:斜面露頭
砂岩、部分的に花崗岩岩脈あり

P55:P54 拡大
砂岩

P56:P54 の拡大
花崗岩岩脈

P57:斜面露頭
砂岩

P58:P57 拡大
砂岩に貫入した花崗岩岩脈

P59:斜面露頭
花崗岩（マサ）

P60：リニアメント西側の谷

硬質な細粒砂岩と粘板岩の互層。単層の厚さは 10～30ｃｍ、N10° E の走向で 70° 程度で西に傾斜する。（鳶ヶ森層相当層）

P61：M1 写真岩塊

灰色を呈する細粒砂岩。非常に硬質である。

P62：リニアメント東側の谷筋

沢筋で見られる風化粘板岩。白色の細脈が見られる。（日頃市層相当層）

P63：P62 露頭近景

細脈が数条見られるが破砕は受けていない。

P64：P62 露頭の下流側

細粒の砂岩が分布する。

P65：尾根筋で認められる石灰岩

鞍部の尾根側は石灰岩が
分布する。

P66：北端リニアメントの鞍部西側

鞍部を挟んで西側に斑レイ岩が分布する。

P67：北端リニアメントの鞍部東側

鞍部を挟んで東側に斑レイ岩が分布する。

3.2.7　　リニアメント No.12

a）リニアメント判読結果：図 3.2.7. 1

一関市室根町矢越の矢越山西麓において約 3km の区間に、走向 NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。

リニアメントは、矢越山の西側斜面に認められる直線状の崖・谷、鞍部の断続からなる。直線状の谷はやや幅の広い谷（地形図の読図では谷の幅約 100m）を形成している。東側が低い高度不連続が認められるが断続的であり、リニアメントの南端部は沖積低地との境界をなしており侵食崖の可能性もあることから、L_E ランクとした。

b）主要文献の記載

「日活」、「デジタルマップ」、「活構造図」には、本リニアメントと一致する活断層または推定活断層（活断層の疑いのあるリニアメントを含む）は図示されていない。

c）地表地質調査結果：**図 3.2.7. 2**～図 3.2.7. 3

ⅰ．地質構成・層序および分布

リニアメントは基盤岩である折壁複合深成岩体の中に存在する。複合岩体は花崗岩主体の岩体３と花崗閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩主体の岩体２の境界が分布するが、リニアメントはこの岩体境界に沿う分布ではない。尾根地形から地すべり等の崩壊によって谷側に緩斜面となった領域があり、この領域には崖錐・土石流堆積物が分布している。リニアメントはこの緩斜面の領域と基盤岩分布領域との境界付近に位置している。

ⅱ．地質構造

当該範囲の踏査では地表露頭が少なく地質構造の判定が困難であるが、リニアメントや地形鞍部において断層構造と判断される露頭は無かった。岩体の境界も明瞭に観察できる箇所は無かったが、断層関係を示唆する構造は認められなかった。北のリニアメント A から南のリニアメント D までは直線状に並ばず、走向方向も幾分異なる。後述するが、リニアメントの NNE-SSW 方向は、花崗岩体の鉛直節理の卓越方向の一つではないかと推測される。

ⅲ．評価

高さ 10m 程度の切土面に新鮮岩が認められない箇所もあったことから、全域にわたって花崗岩類の風化が深層に及んでいる。そのため地表での岩体の露頭は限られるが、リニアメント沿いに明瞭な断層岩（破砕帯）は認められない。リニアメントを境とした沢地形の屈曲や、段丘堆積物の段差等も顕著ではない。

リニアメントは北から南へ、A、B（鞍部）、C、D と区分したが、それぞれ隣り合う区分ではそれぞれの延長上からやや外れており、その差異は系統的なステップの配置とも考え

られない。

リニアメントは比較的幅の広い緩斜面の谷部の西側に並行する、NNE-SSW 方向の尾根部との境界付近に位置しており、谷部に堆積した崖錐堆積物および土石流堆積物が浸食により不安定化したことで発生した地すべり地形の側部滑落崖や、尾根との差別浸食や、尾根部での表層崩壊がその形成要因であると考えられる。

判読されたリニアメントと鞍部を北から順番に、A、B-1、B-2、C、D と細区分し表記した。

NNE-SSW 方向に伸びる尾根線は、矢越山山頂で確認された花崗岩中の鉛直節理方向の一つと平行である。リニアメント C の西側の尾根部には、稜線に平行な NNE-SSW 方向の線状凹地が発達途中である事が認められ、花崗岩中の節理が尾根線方向の表層地すべり崩壊の発生を助長し、その繰り返しがこの痩せ尾根と谷を境とするリニアメントとして発達した原因であると推測される。

○リニアメント A

芋の久保地区の谷沿いのリニアメントで、現地で明瞭な直線性を有する構造は認められなかった。リニアメントが分布する箇所は谷沿いの崖錐・土石流堆積物である。よって基盤の花崗岩類と地滑り堆積物・土石流堆積物の差別浸食（岩質の硬軟の差による浸食量の違い）による高低差をリニアメントとして判断したと推定される。

○鞍部 B-1

鞍部 B-1 は NW-SE 方向の尾根にできた鞍部で、北のリニアメント A の延長上には位置していない。新館山から南に伸びる尾根線の南端に谷頭の崩壊による勾配の変化が認められる。鞍部 B-1 が位置する箇所は花崗岩体中に位置するが、風化が深く及んでおり、露頭は認められない。当該鞍部は花崗岩体に卓越する亀裂周辺の劣化箇所が選択的に浸食を受けた箇所と考えられる。

○鞍部 B-2

鞍部 B-2 は矢越山から WNW 方向に伸びる尾根部の傾斜が緩勾配になった箇所に判読されている。北の鞍部 B-1 の延長上には位置しておらず、矢越山とリニアメント C との間の幅 300m 近い谷頭に位置している。鞍部 B-2 が位置する箇所は花崗岩体中に位置するが、風化が深く及んでおり露頭は認められない。当該鞍部は花崗岩体に卓越する亀裂周辺の劣化箇所が選択的に浸食を受けた箇所と考えられる。

鞍部 B-1 よりも鞍部の幅が大きく見られるのは、隣接する谷の開析の程度の違いを反映しているものと考えられる。

○リニアメント C

リニアメント C はリニアメント B-2 の南部から南方向へ幅 300m 近くある緩斜面の谷地形とその西端に位置する南北方向の痩せ尾根との境界付近に判読されている。緩斜面の谷部には厚く崖錐堆積物および土石流堆積物が分布しており、一部不規則な地すべり状の地形を呈している。鞍部 B-2 はこの谷の頭部に位置し、リニアメント C はそれよりも西に位置

するために連続していない。

リニアメント C は幅の広い谷の西縁に存在しているが、この幅の広い谷は崖錐堆積物および土石流堆積物が厚く堆積しているものと考えられ、一部表層付近が不安定化し、地すべり状の地形を呈している箇所も認められる。リニアメント C の西側の NNE-SSW 方向に伸びる尾根線はやせ尾根となっているが、これら地すべり状地形の側部滑落崖である可能性もある。

幅の広い谷の成因としては、基盤岩中の節理の卓越方向であると考えられる。

従って、当該リニアメントは浸食崖で、侵食に弱い崖錐及び土石流堆積物が選択的に浸食されて広い谷地形を形成したため、西側の尾根部との間に標高差ができたものと考えられる。

○リニアメント D

リニアメント D は沼田地区の河川沿いに 50m 程度小隆起した小丘の東側に位置する。北側のリニアメント C の延長位置からはやや東側にずれている。小丘は基盤岩の折壁複合深成岩体２の花崗閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩であると考えられ、東麓は急斜面で崖錐堆積物が分布している。その東には大川の支流が流れており、田畑として人工的に整地された河川段丘堆積物が分布している。この段丘堆積物の土砂は、矢越山の南西麓に広く堆積した崖錐堆積物および土石流堆積物が二次堆積し段丘堆積物を形成したと推測される。リニアメント D は支流左岸の丘の東斜面と河川段丘堆積物との境界付近に判読されており、現地確認の結果からはリニアメントを境とした段丘堆積物の段差やずれは認められない。

以上の観察結果からは、当該リニアメントは基盤岩と崖錐・段丘堆積物との岩相境界で、侵食に弱い東側の崖錐堆積物が選択的に浸食されて段差を形成したため、それをリニアメントとして捕えたものでないかと考えられる。

d）トンネルの施工性

リニアメント No.12 は本体トンネルと交差するが､施工上問題となる破砕帯は地表には表れていない。

リニアメント 12 が活断層である可能性は踏査結果からも低いと判断される。

節理系は花崗岩でよくみられる N10E と N75W の走向でほぼ鉛直な節理と、水平節理の直交 3 方向の相互にほぼ直交する節理系からなる。

これら直交する節理のうち N75W90 の亀裂系は、本体トンネルと交わり易く、湧水を誘導する可能性がある。また N10E90 の亀裂系は、PM+13 作業トンネルと交差し易く湧水を伴う可能性があり、注意を要する。

湧水があった場合、地表植生は杉であるため土壌水分の適応範囲が狭いため注意が必要となり、地下水水位変動の計測が必要となる。その他民家があるため作業トンネル施工には、環境対策も必要となる。

また、花崗岩類は風化深度が深いものと考えられ、谷部での崖錐堆積物・土石流堆積物

は厚く広範囲に分布する特徴がある。路線ルート沿いに地表土被り厚が薄い区間では、切り羽に未固結地盤が出現する可能性も否定できない。

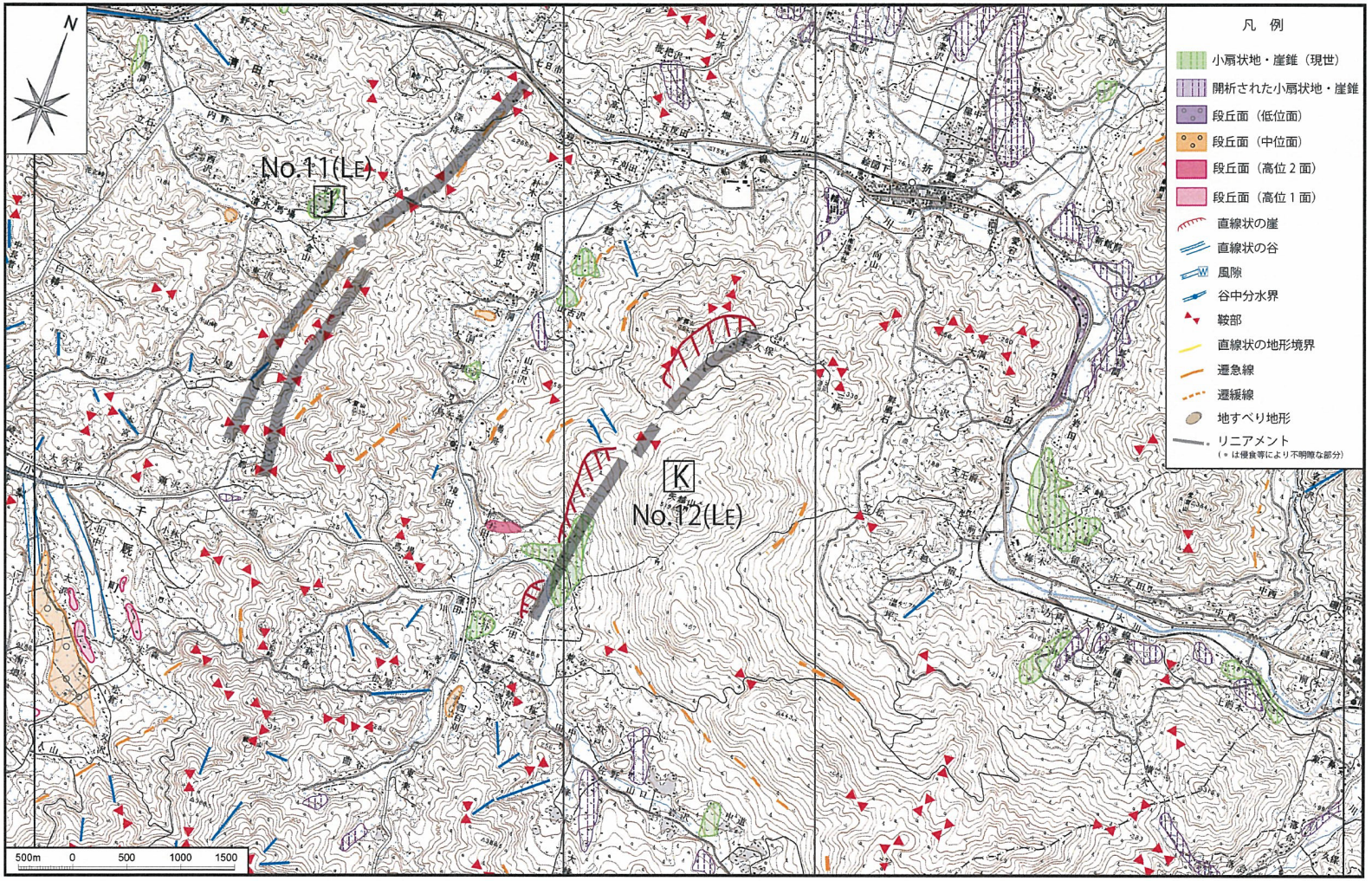


図 3.2.7. 1 リニアメント No.12 周辺の地形

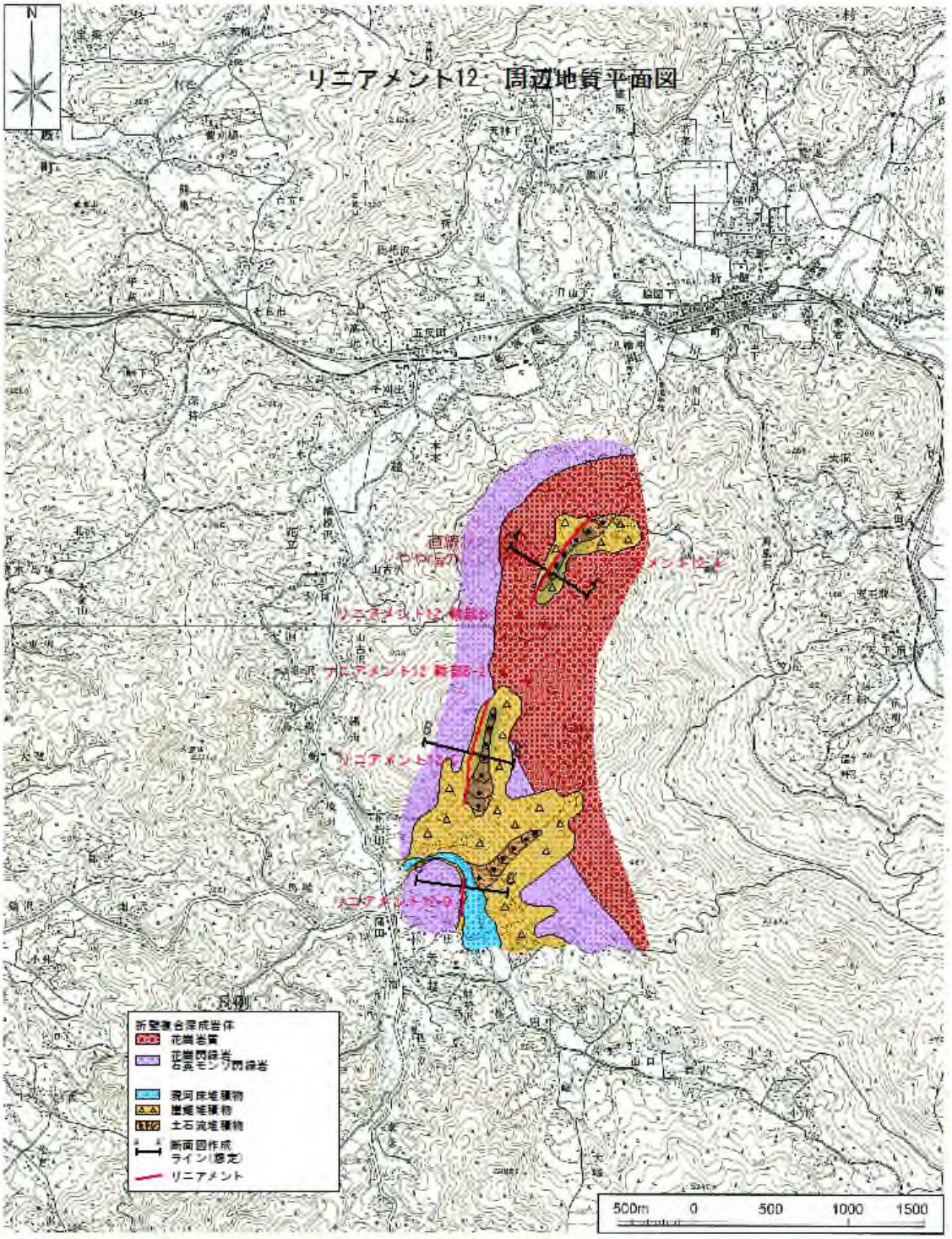


図 3.2.7. 2　リニアメント 12 地質平面図

リニアメント12　地質断面図

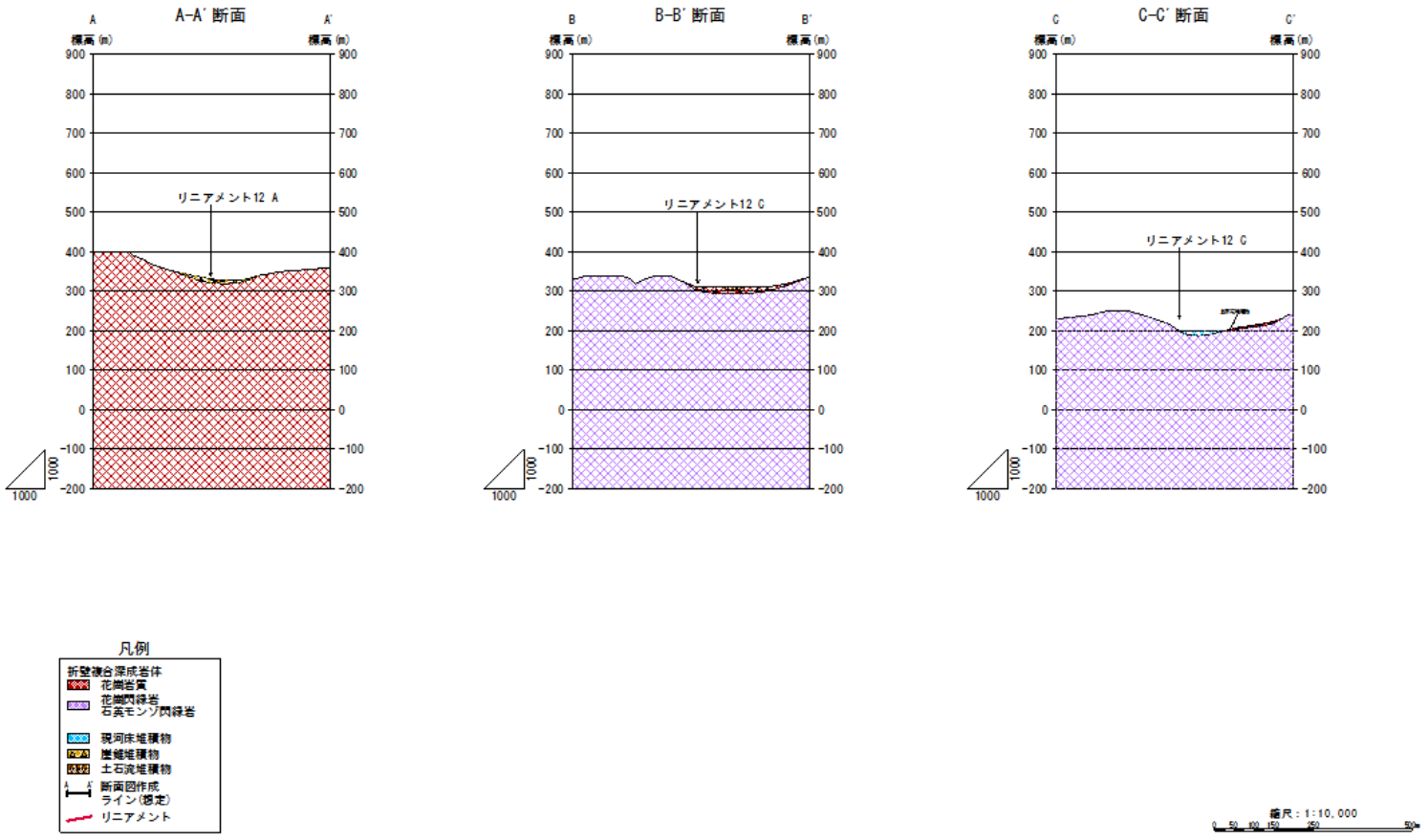


図 3.2.7. 3　リニアメント 12 地質断面図

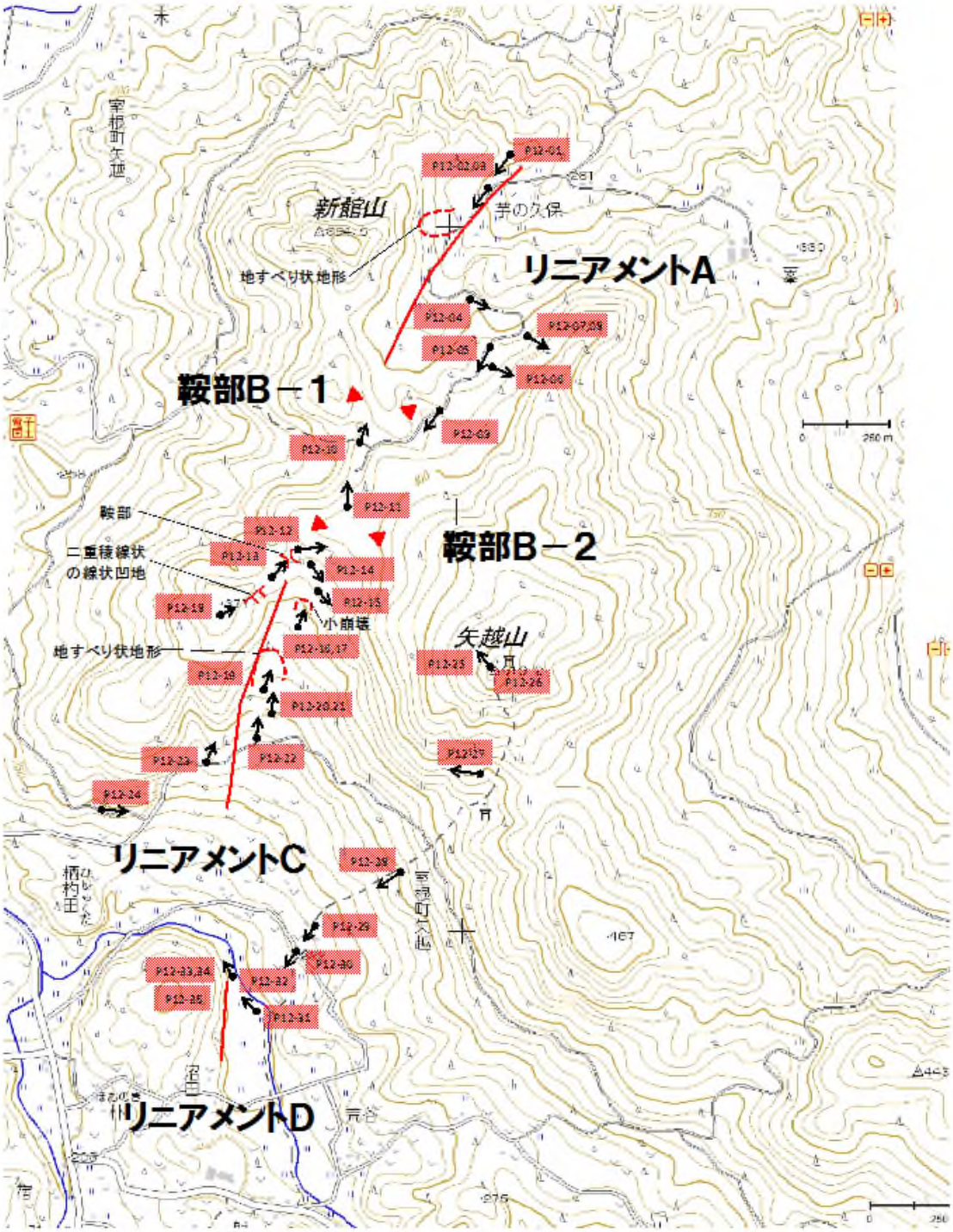


図 3.2.7. 4　リニアメント 12 ルートマップおよび写真位置図

【現地状況写真】

P12-01　芋ノ久保地区のリニアメントA北端より南西方向を望む
　崖錐および土石流堆積物が厚く堆積しており浸食により崩積土地すべりを発生している可能性がある。

P12-02　雑木主体の植生を有する地形。　地すべり状の地形を呈する（リニアメントA付近）

P12-03　雑木主体の植生を有する地形。　地すべり状の地形を呈する（リニアメントA付近）

P12-04　土石流堆積物中の巨礫　　変質花崗閃緑岩（リニアメントA付近）

P12-05　伐採地斜面、斜面上部からの巨大転石。（リニアメントA付近）

P12-06　伐採地斜面状況（リニアメントA付近）

P12-07　伐採地斜面最上部。露頭に近い巨大転石（リニアメントA付近）

P12-08　P-07 の断面拡大（リニアメント A 付近）

P12-09　伐採地～鞍部間の林道に認められる花崗岩露頭（リニアメント A 付近）

P12-10　B-1 の鞍部付近

緩傾斜の谷頭部はやや急峻であるが、その直下から崖錐堆積物が分布する緩斜面が存在する。

P12-11　B-1 の鞍部を南側林道から望む

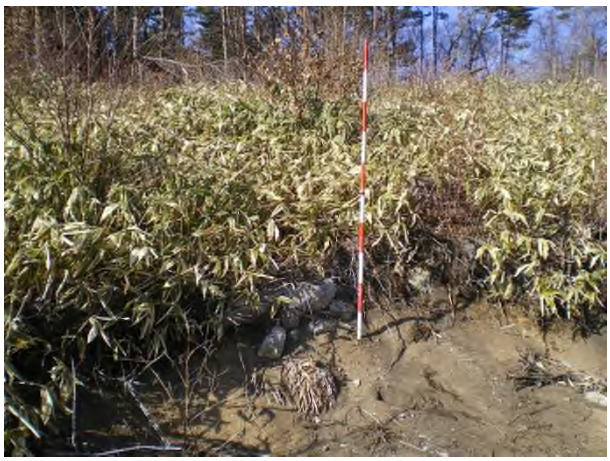
P12-12　鞍部 B-2 全景　　明瞭な鞍部ではなく、尾根上には起伏が認められる

P12-13　鞍部 B-2 尾根から派生する南西側尾根に認められる鞍部

P12-14　矢越山の西部山麓の幅広の谷地形（リニアメントC付近）
不規則な地形を呈している。

P12-15　谷頭付近に存在するコアストーン（φ8m 大）（リニアメントC付近）
崩積土が厚く堆積することがうかがえる。

P12-16　谷に分布する崖錐堆積物中に認められる小崩壊跡。（リニアメント C 付近）



P12-17　谷の内部に認められる切土面（リニアメント C 付近）　花崗岩のコアストーンとマサの形成が認められる。

P12-18　リニアメントＣの西側の痩せ尾根頂部付近に認められる線状凹地形（長さ 20m、凹み 20cm 程度）。尾根の方向と平行に NNE-SSW 方向に伸びており、二重稜線状の地形を形成している。

P12-19　崖錐堆積物中に認められる地すべり土塊（長さ 50m、幅 30m、深さ 10m）根曲がりや倒木が多数存在する（リニアメント C 付近）。

P12-20　崖錐堆積物中に不規則に発達するガリー状谷（リニアメント C 付近）
P12-19 の直下方斜面中に位置する

P12-21　ガリー状谷の途中に認められる湧水箇所（リニアメント C 付近）
P12-20 の直下方に存在。

P12-22　幅の広い谷の内部状況（リニアメントC付近）
φ2m大のコアストーンが点在する。

P12-23　リニアメントCの南端付近からリニアメント方向（NNE方向）を望む。

P12-24　湯船林道脇に見られた花崗閃緑岩（リニアメントC付近）

P12-25　矢越山山頂から見たリニアメントCの北端、鞍部B-1、鞍部B-2の遠景

P12-26　矢越山山頂の花崗岩
互いに直交する三方向の節理が形成されている。鉛直節理の方向はN10 E90、N75W82Sが卓越する。

P12-27　八人ばらしと呼ばれる山中の名跡。周辺は浸食残置されたコアストーンである花崗岩の巨石群がある。

P12-28　沢沿いに認められる 2～3m 大の花崗岩巨石群

P12-29　山麓の切土に認められる深層風化
マサにコアストーンが点在する風化花崗岩が表層から 10m 以上分布する。

P12-30　リニアメント D を東側から望んだ遠景

P12-31　リニアメント D を北方向に望む
リニアメントは小丘と段丘面との境界に位置しているが、その延長上の段丘面に両岸で変位は認められない。

P12-32　大川支流の護岸状況　　花崗岩巨礫を堤に利用している。

P12-33　リニアメント D の北端付近に存在するφ4m大の花崗岩巨礫。

P12-34　P-33 花崗岩転石割裂面の拡大

P12-35　リニアメント D が位置する崖錐と段丘堆積物の境界付近状況
明瞭な直線状の構造は認められない。

viii）リニアメント

3.2.8　　リニアメント No.13

a）リニアメント判読結果：図 3.2.8.1

気仙沼市南西方の手長山西麓から同市本吉町の徳仙丈山南西麓かけての約 7km の区間に、走向 NE-SW 方向のリニアメントが判読される。走向は北端付近と南端付近で N-S 方向に近くなる。

リニアメントは、山地斜面において傾斜変換線（遷緩線）、直線状の崖・谷の断続からなる。高度不連続が認められるが、東側が低い部分と西側が低い部分があり一様ではない。以上のような特徴から、本リニアメントは L_E ランクに区分される。

b）主要文献の記載

「日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」、「活構造図」には、本リニアメントと一致する活断層または推定活断層（活断層の疑いのあるリニアメントを含む）は図示されていない。

地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅秋田(6)61 号,「千厩地域の地質」(独)地質調査総合センターを参考に調査・検討を行った。なお、同地質図にも断層として記載されていない。

この他、国土地理院発行の以下の空中写真(モノクロアナログ写真)を参照した上で現地踏査を行った。

地域名	コース・写真番号	撮影年月	縮尺
(北部)二十一川上流域	TO-81-4X,C-5-16,17	1981	約 1:20000
	TO-2000-9Y-C7-15	2000	約 1:20000
(南部)横沢川流域	TO-90-1X,C-4-1,2	1990	約 1:25000

c)地表地質調査結果：図 3.2.8.2～図 3.2.8.3

ｉ．地質構成・層序および分布

本リニアメントは南北方向に総延長約 7km の延長で想定され、このうち北側 5km が折壁型複合花崗岩体,南側 2km が稲井層群の堆積岩分布地域に想定されている。このほか、北端部で白亜紀前期の火山噴出物である新月層がリニアメントに接して分布する(図 3.2.8.2 地質平面図)。

<三畳系>

稲井層群：

稲井層群は、下表の層序(累層)に区分されており、記載のとおりの層相、特徴の地層からなる。

横沢川流域稲井層群層序表

		(累)層名	地質図中の記号	主要層相	備考
三畳紀	稲井層群	伊里前層	Is	縞状葉理の発達した石灰質砂質泥岩	
		風越層	Fu	砂岩優勢中粗粒砂岩泥岩互層	
		大沢層	Os	縞状の平行葉理の発達した石灰質泥岩	
		平磯層	Hi	中～粗砂岩を主体とし礫岩を伴う	

このうち、本リニアメントに近接して風越層、伊里前層が分布する。横沢川流域では北側の花崗岩類或いは南側の閃緑岩の貫入により接触(熱)変成作用を受けて淡緑色を帯び、圧縮強度 150MPa を越える極硬質のホルンフェルスとなっている。

地質構造として地層面は北北東―南南西の走向をもち、東へ 20～34° 傾斜する単斜構造を示す。これに対し、走向が同じで西に 60～75° 傾斜で地層面に直交する節理群が発達する。この節理面は連続性が強く、露頭での分離面や地形的な地形変換線として残ることが多い。

<白亜系>

新月層(Ni)：

折壁複合深成岩体の東縁にそって分布する白亜紀前期の安山岩～玄武岩質の火山活動で生成、堆積した地層で、安山岩～玄武岩質溶岩とこれらの火山砕屑岩(火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩～火山角礫岩)からなる。本地質は、後続の折壁複合深成岩体以前の地層で、その後、これらの貫入を受け、接触(熱)変成作用を受け極硬質・緻密の岩石となっている。

折壁型複合深成岩体：

折壁型複合深成岩体は、互いに貫入ないし漸移関係にある塩基性の斑糲岩から酸性花崗閃緑岩までの 6 つの型に区分される複合岩体とされる。

型区分と主要岩相は記載岩石学的に下表のとおりに区分されているが、現地では土石流堆積物等被覆層が広く堆積して露頭条件が悪いことと、同岩体内部での岩相変化があること、さらに全般に風化が進行している為、現地でのルーペや肉眼での岩石学的区分・判別は難しく、本リニアメント調査では徳仙丈型斑糲岩を除き中～酸性の深成岩類として広義の「花崗岩類」と一括した。

折壁複合深成岩体の分類・区分

型・区分	記号	主要岩相	備考
笹森型	Ｓa	中～細粒花崗閃緑岩	花崗岩を含む。輝石を含まない
折壁型Ⅲ	ＯrⅢ	優白質中～細粒花崗岩	
折壁型Ⅱ	ＯrⅡ	石英モンゾニ閃緑岩	含輝石花崗閃緑岩を伴う
折壁型Ｉb	Or1b	細粒石英モンゾニ閃緑岩	石英モンゾニ岩を伴う
折壁型Ｉa	Or1a	中粒石英モンゾニ閃緑岩	石英モンゾニ岩を伴う
徳仙丈型	Ｔo	中粒の複輝石斑糲岩	

ひん岩：

灰緑色で角閃石を含むひん岩～閃緑岩～安山岩で多くは幅 10m 以下の岩脈として、稲井層群中に貫入した貫入岩として各所に小分布が見られる。

ⅱ.地質構造

三畳紀の堆積岩からなる稲井層群は南端に分布し NNE-SSW の走向で 20～35°で東へ傾斜する。また、これに直行する西へ 55～70°傾斜する節理が発達する。新月層は白亜紀前期の火山活動で生成した。折壁型複合深成岩体は稲井層群、新月層に貫入し、稲井層群並びに新月層は、ホルンフェルス化し堅硬である。

ⅲ． 評価

図 3.2.8.1 に示した想定された No.13 リニアメントを L13a～L13f の 6 区間に分けて、以下に記載する。なお、図 3.2.8.4 に L13a～L13e のルートマップを、図 3.2.8.5 に L13f のルートマップをそれぞれ示す。また、図 3.2.8.3 に No13 リニアメントを横切る地質断面図を示した。断面位置は図 3.2.8.2 および図 3.2.8.4 を参照されたい。

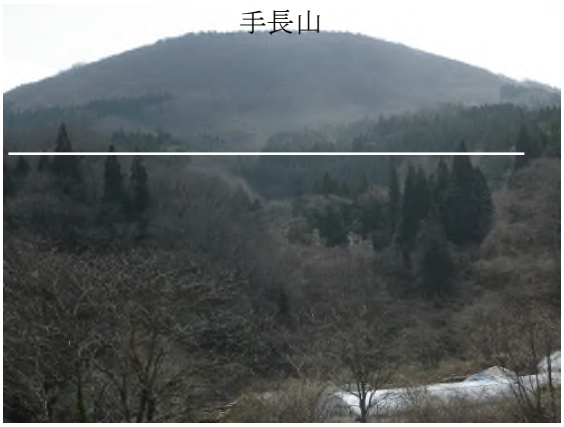
1) L13a

地形：山腹斜面と山地一般斜面との境界の遷緩線

地質：安山岩類、花崗岩類

推定されるリニアメントの成因：ホルンフェルス化を受け硬質で風化耐性のある安山岩類と、マサ状～玉葱状に風化が進行した折壁型花崗岩類との岩質境界。

コメント：遷緩線西側の緩やかな山腹斜面の林道切割には、マサ化した花崗岩類露頭が点在する。その上方の急斜面（遷緩線東側）には安山岩の転石が多数認められ、その延長上で、ガラス質安山岩や凝灰角礫岩の露頭を確認している。



P-a1　手長山東斜面全景を西方より望む。手長山の山腹に南北性の明瞭な遷緩線が認められる（白線にて示す)。

P-a2　手長山東斜面を北西側から望む。白線の位置が遷緩線を表す。遷緩線より上方は 20～30° の急斜面からなる。

露頭 N012　花崗岩類からなる。花崗岩類の大部分はマサ化しており、これに径数 10 cmの風化残留礫を混入する。本露頭はリニアメント直上の露頭に位置する。断層、破砕帯などは認められない。

露頭 N014　マサ化した花崗岩類からなる。本露頭はリニアメント南方 200m に位置する。断層、破砕帯などは認められない。

←露頭 N011 上方斜面
露頭の上方斜面は 30° 傾斜の急斜面からなる。斜面上には安山岩の巨礫が多数分布している。

2)　L13b

地形：山腹斜面と山地一般斜面との境界の遷緩線

地質：花崗岩類

推定されるリニアメントの成因：不明

コメント:本リニアメント北部の尾根には不明瞭ながら遷緩線が認められるものの、鞍部(コル)の配列や直線性のある遷緩線などリニアメントと断定できる地形はみられない。

←P-b1　小尾根に認められる遷緩線（白線にて示す）付近の状況。遷緩線はこの尾根部のみで認められ、遷緩線の南北方向への連続性は現地で確認できない。

3)　L13c

地形：山地一般斜面に発達した北北東-南南西方向の直線谷及び黒森山と熊山に挟まれた鞍部(コル)

地質：花崗岩類

推定されるリニアメントの成因：不明

コメント：リニアメント南端にはマサ化した花崗岩類の露頭（N001）があり、その中には、破砕帯や小断層などは認められない。上記コルからリニアメントが想定されている北側の沢には、源頭部から下流にかけて土石流堆積物が広く堆積・被覆しており、基盤の状態は確認できなかった。ただし、この谷は地形的に直線性が強くリニアメントの存在は否定できない。

露頭 N001

花崗岩類からなる。花崗岩類の大部分はマサ化している。断層、破砕帯は認められない。

4)　L13d

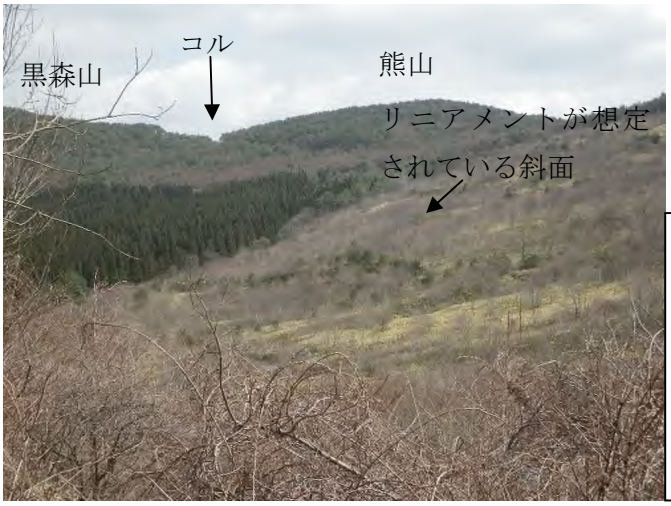
地形：山腹斜面

地質：花崗岩類

推定されるリニアメント成因：

空中写真 TO-2000-9Y-C7-15(西暦 2000 年国土地理院撮影)では、当該地域は広く伐採直後の裸地となっており地形形状が全面的に観察されるにもかかわらず、明瞭な地形変換線などリニアメントにかかわる地形的特徴は観察されない。

コメント：今回踏査でも現地は低木―笹藪であり地形形状がほぼ全望できる状況であるが、遷緩線や直線上の崖など今回リニアメントが想定された地形を確認することはできなかった。



←P-d 1
リニアメントが想定されている斜面を南側から望む。遷緩線などリニアメントを示す地形は認められない。

5)　L13e

地形：山腹斜面と山地一般斜面との境界の遷緩線

地質：花崗岩類：土石流堆積物

推定されるリニアメントの成因：土石流堆と基盤(花崗岩類)との境界

コメント：リニアメント西側は幅数 10m の不明瞭な谷地形が複数認められる（図)。谷地形は 5～10 度傾斜の緩勾配で、このうちひとつの谷頭部には湧水が認められ幅 10m、奥行 20m にわたって湿地となっている。谷の緩斜面より東側は傾斜 20°程度の一般山地斜面からなり、両者の境界が遷緩線でここにリニアメントが想定されている。

3 本の不明瞭な谷地形の間には比高数 m の小規模な尾根が発達しているが、尾根部には明瞭な遷緩線やコルなどリニアメント通過の根拠となる特徴的な地形は認められない。このことから、想定されているリニアメントの根拠としている遷緩線は土石流堆の最上部と基盤山地斜面との境界に一致するとものと考える。

この遷緩線の南西方延長上には 2 つのコルが認められ、これを L13-e リニアメントの根拠

のひとつとしている。このうち、北側のコル(標高点 561m 東方)にあり、遷緩線の南端の小規模な尾根の発達により、途切れ、明確な連続性は認められない。

南側のコル(標高点 536m 付近)については、極めて緩い勾配のコルとなっており、北側のコルとの間の東西方向の沢が発達するが、被覆層で覆われており、上記コルや遷緩線の延長上のリニアメントと特定することは難しい。

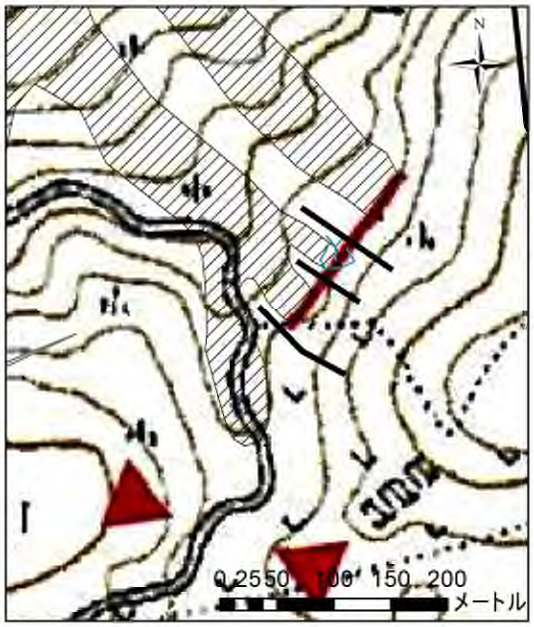


図　L13e 付近拡大図

P-e 1
土石流堆最上部の湧水地点。写真右側は一般山地斜面と左側の土石流堆との間に遷緩線がある。遷緩線は小尾根によって区切られていて連続しない。

6)　L13f

地形：尾根を横切る鞍部(コル)として C1 から C7 の 7 箇所で確認され、これが北北東-南南西方向に直線上につながるリニアメントを形成している。

地質：稲井層群の砂岩、粘板岩でいずれもホルンフェルス化して極硬質となっている。

地質構造：地層面は北北東－南南西走向で、東へ 20～35°傾斜する地質構造を示す。

この地層面と直交、すなわち走向が同じ北北東－南南西走向で、西へ 70～55°程度傾斜した系統的な節理が発達し、現地斜面や露頭ではこれが大きな分離面となって急崖が確認される(写真;露頭⑤)。

この節理群は、想定されている L13f リニアメントとほぼ平行であり、連続性のある分離面がリニアメントの成因のひとつとなっていることが予想される。

露頭⑤　泥岩中の連続性のある節理面 mN22°E、リニアメントとほぼ平行の走向を示し、68°W で西側へ急傾斜を示す。

露頭⑦　泥岩中に貫入したひん岩の岩脈、貫入面、岩脈の方向は mN30°E, リニアメントとほぼ平行の走向を示す。

C-7 鞍部(コル)
連続する鞍部の南端に位置する
尾根の中で緩い鞍部を形成している。

ｄ) トンネルの施工性

本リニアメントと計画本坑との関係については、本坑との交叉予定範囲において本リニアメントの地形・地質的根拠の不明瞭となっており、リニアメントとの交叉によるトンネル工学的な影響や施工上の留意点について言及する調査データは得られなかった。

花崗岩類分布地は、緩やかな山地からなり、山地頂部には小起伏面（たとえば、標高点561m や標高点 583m など）が分布するなど、老年期の山地に特徴的な地形を有する。また、山地に点在する露頭でもマサが卓越することから、風化帯がトンネル計画高等地下深部に及んでいる可能性があり、ボーリングや物理探査による詳細調査が必要となる。

また、リニアメント（L13e）近傍では湧水地点も認められたことから、岩盤内には地下水が豊富に存在する可能性がある。

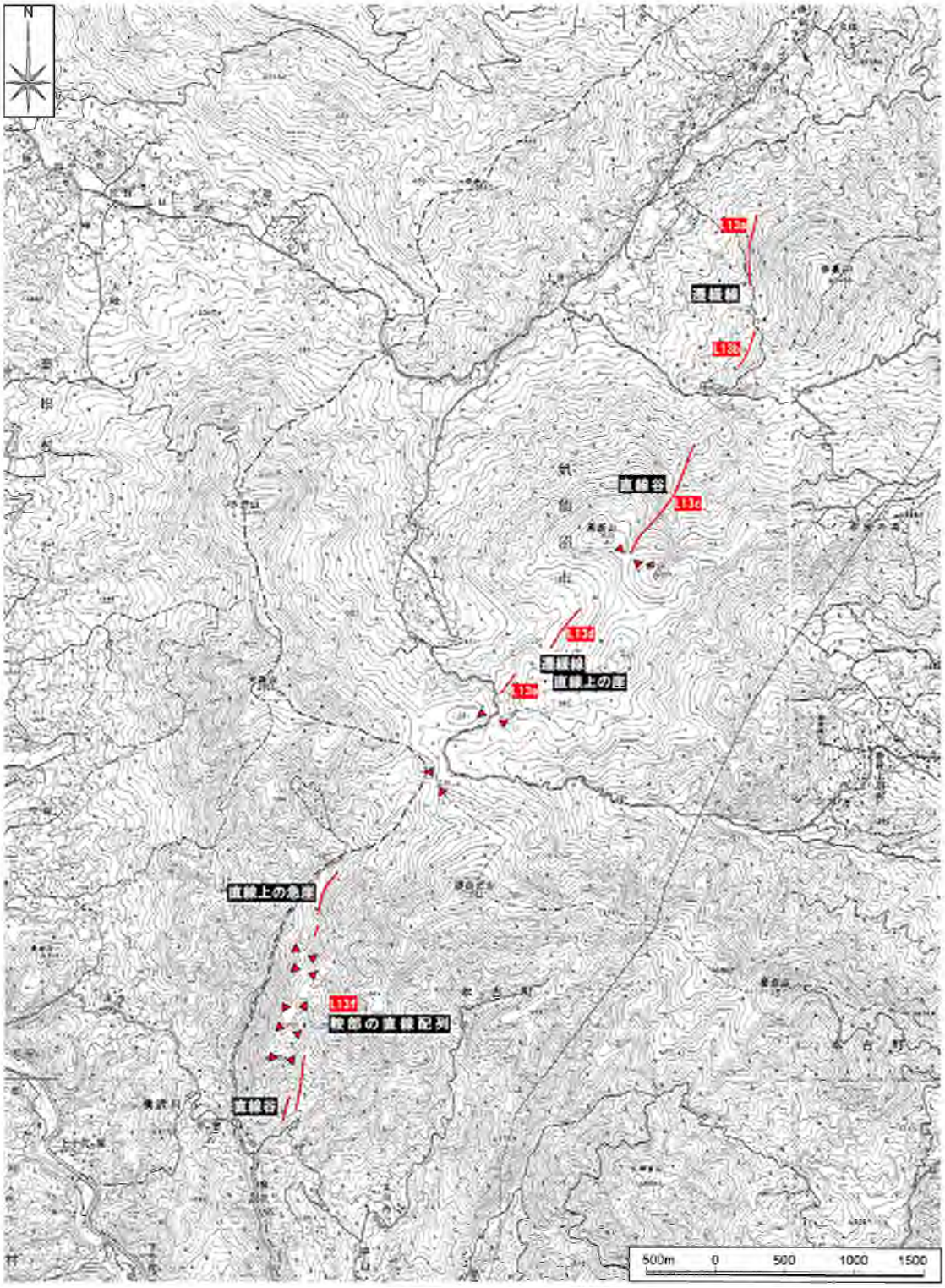


図 3.2.8.1　リニアメント No13 抽出図（気仙沼市西方～旧本吉町北部）

（国土地理院発行 1/25000 地形図「気仙沼」「津谷」「津谷川」「馬籠」を使用）No

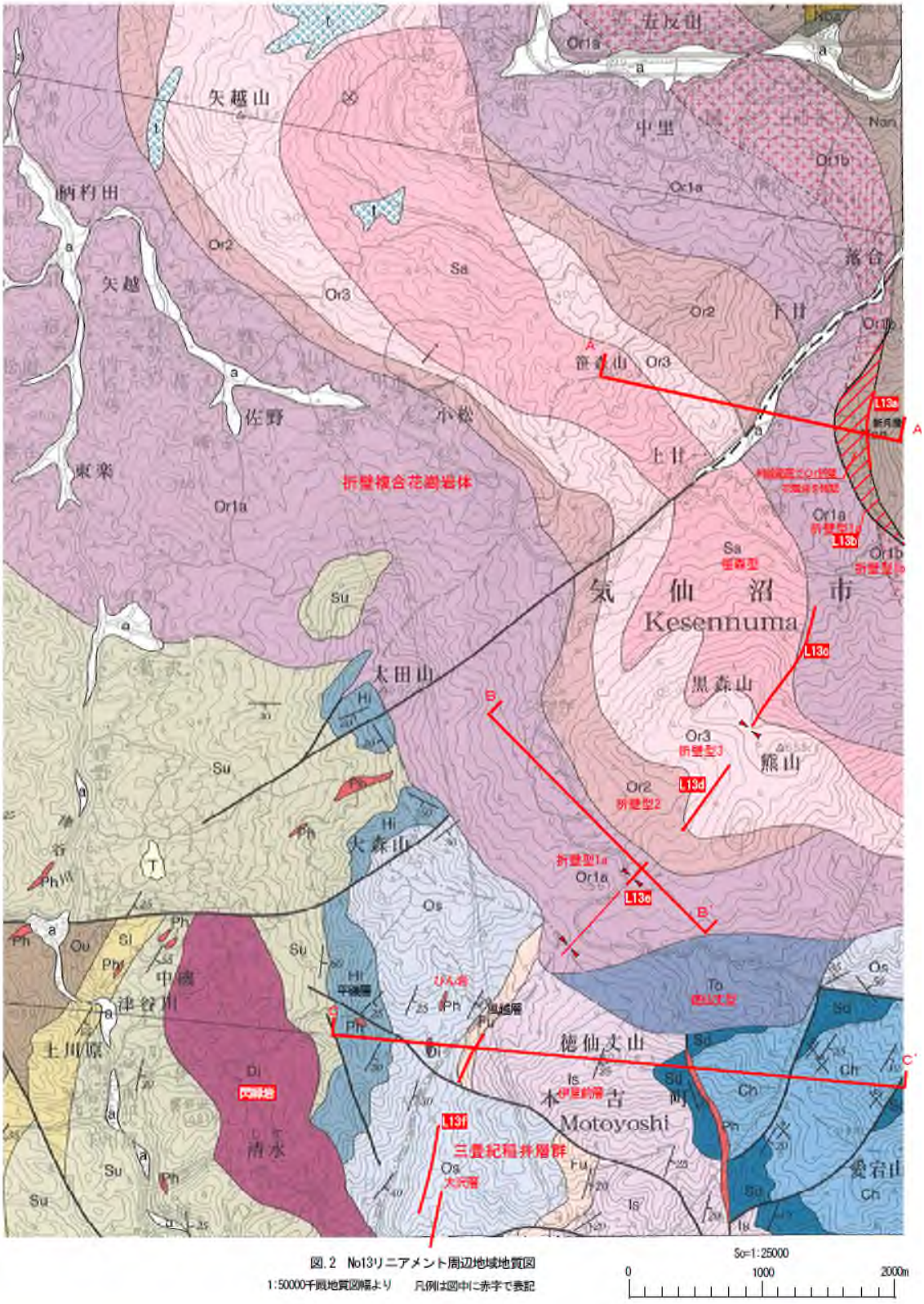
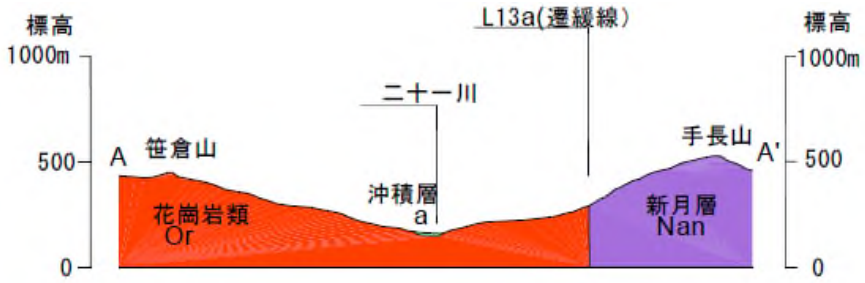
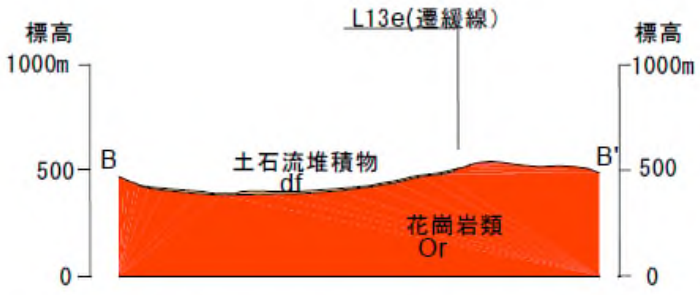


図 3.2.8.2　No.13 リニアメント周辺地域地質図

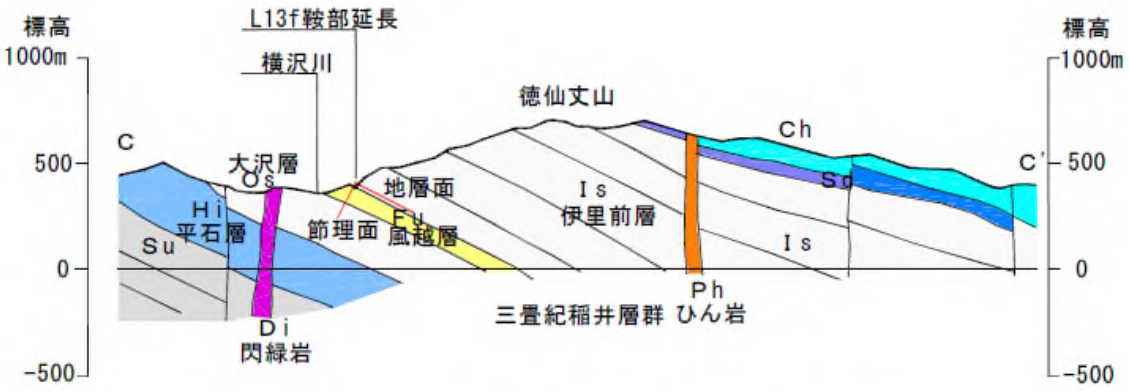
（1：50,000 千厩地質図幅より　判例は図中に赤字で表記）



二十一川上流域(L13-a区間)A-A' 地質断面図



二十一川上流域(L13-e区間)B-B' 地質断面図



横沢川流域(L13-f区間)C-C' 地質断面図

図 3.2.8.3　地質断面図（断面位置は図Ｌ13-2 参照）

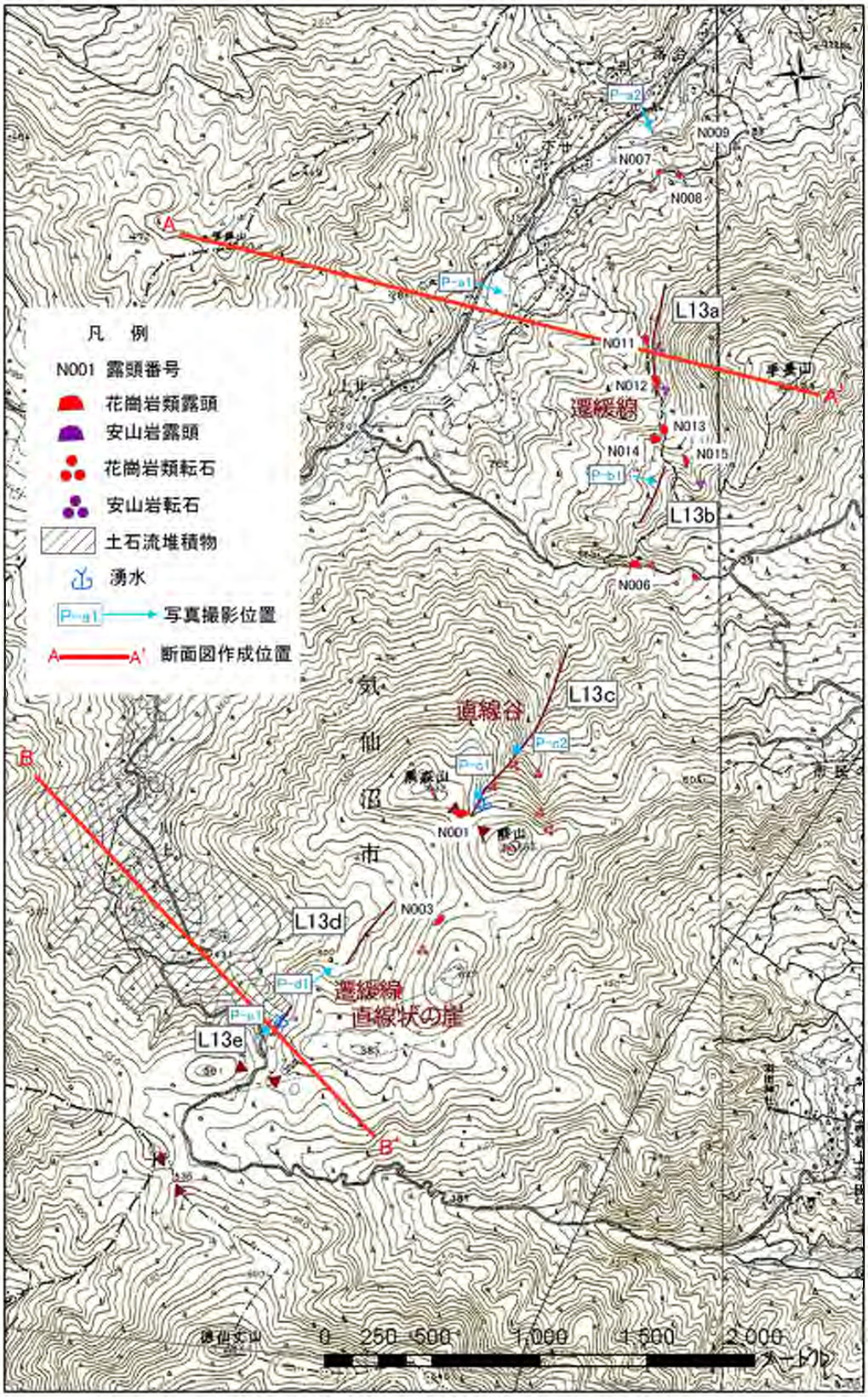


図 3.2.8.4　No.13 リニアメント　二十一川上流域（13-a～13-e）ルートマップ

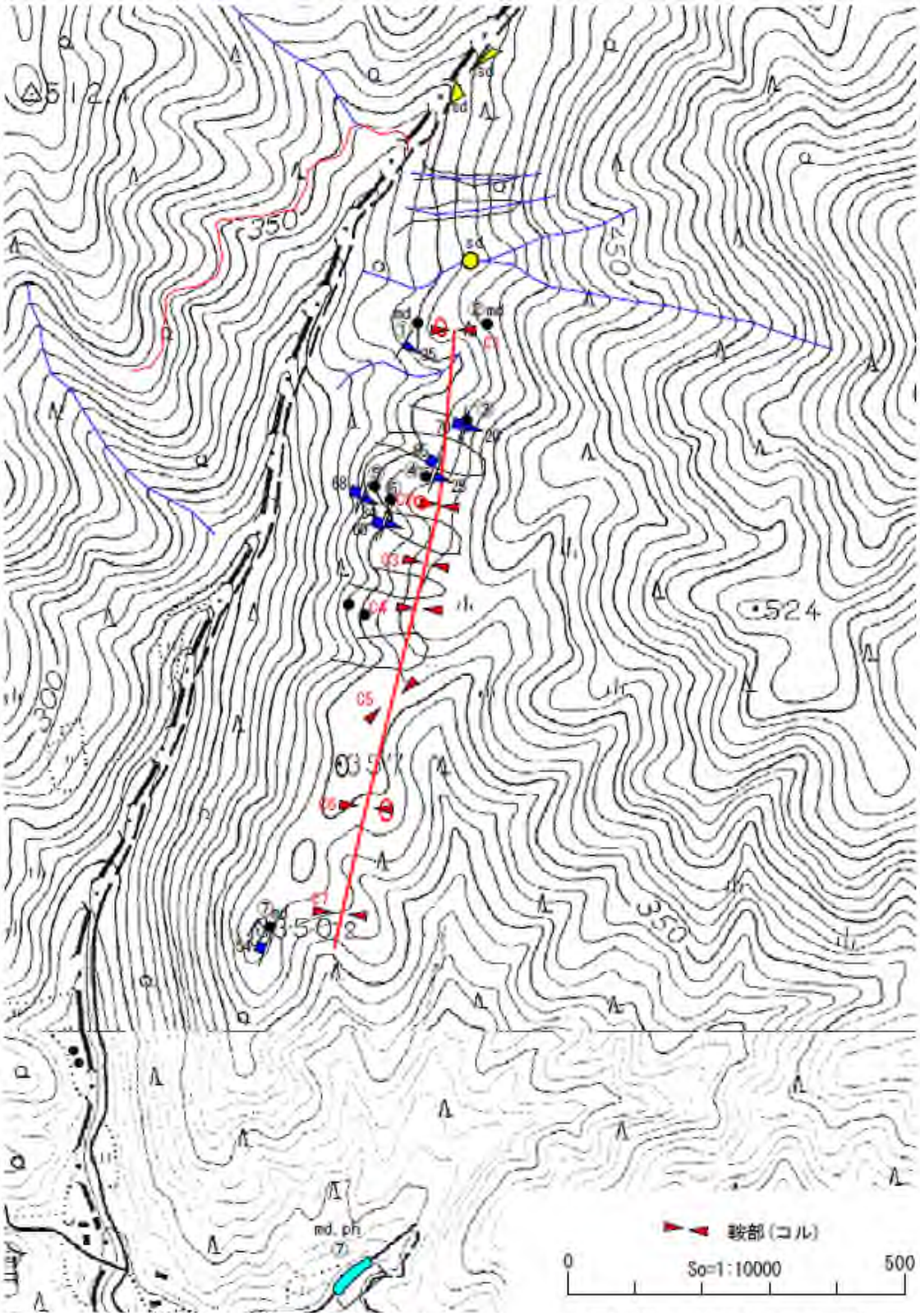


図 3.2.8.5　No.13 リニアメント南側（13- f 、横沢川流域）ルートマップ

4. まとめ

既述の通り、ILC 計画ルート周辺地域において、地形調査から非常に不明瞭なリニアメントを 17 条抽出することができた。本調査地域に抽出できたリニアメントは、ILC 計画地から 12km ほどの距離にある 1 条が“変位地形である可能性が低い”L_C ランクである他は、すべてが“変位地形である可能性が非常に低い”L_D ランク以下であることから、活断層に起因する変位地形である可能性は非常に低い。しかし、抽出した 17 条のリニアメントのうち、施設予定地を横断する 4 条のリニアメント（No.5，7，12，13)、施設予定地に近接する 2 条(No,2-b，4)、施設予定地からやや離れるが相対的にランクが高い L_D ランクの２条のリニアメント(No.3，6-b)、以上計 8 条のリニアメントについて、地表地質踏査を実施し、その成因について精査した。地表地質踏査の対象としたリニアメントを表 1.1 にまとめる。

表 4.1　地表地質踏査対象リニアメント一覧

番号	位置	長さ	ランク	備考
2-b	奥州市江刺区　金成山西麓～笠根山西麓	5 km	L_E	L_Eランクだが、施設予定地がリニアメントの延長部に位置する。
3	奥州市江刺区　広瀬～伊手	10 km	L_D,L_E	南部は活断層研究会編(1991)の確実度Ⅲに一致する。
4	奥州市江刺区　伊手寺地～伊手久保	4 km	L_E	L_Eランクだが、施設予定地に近接する。
5	奥州市江刺区　田原～一関市大東町上山	12 km	L_D	施設予定地を横断する。
6-b	一関市大東町　中川～大平	8 km	L_D	L_Dランクだが、比較的シャープな崖が連続している(侵食崖の可能性もある)。東側の1条は活断層研究会編(1991)の確実度Ⅲに一致する。
7	一関市大東町　天狗岩山南方～萩ヶ崎山南麓	9.5 km	L_E	L_Eランクだが、建設予定地を横断する。
12	一関市室根町矢越、矢越山西麓	3 km	L_E	L_Eランクで長さも短いが、建設予定地を横断する。
13	気仙沼市南西方　手長山西麓～同市本吉町徳仙丈山南西麓	7 km	L_E	L_Eランクだが、建設予定地を横断する。

表に踏査結果の概要を示す。

踏査の結果、リニアメント No.3 と No.5 の一部は断層と関係する可能性があるが、その境界面は固着し、破砕帯も見られず、また、周辺に変位地形も見られないため、地質時代の古い断層であり、活断層の疑いは極めて低いと考えられる。それ以外のリニアメントは、地層境界で生じる差別浸食による地形、節理・層理に起因する浸食による地形、あるいは堆積物や貫入岩の境界であると理解することができた。

以上から、ILC 計画ルート周辺において抽出した不明瞭なリニアメントが活断層である可能性は非常に低いと考えられる。

表 4.2　リニアメント現地調査結果概要

番号	空中写真判読結果			地質踏査結果		
	位置	走向	地形形態	地質構成・層序	地質構造	評価（リニアメントの成因）
2-b	奥州市江刺区　金成山西麓～笠根山西麓	NNW-SSE至	鞍部，直線状の谷・崖，傾斜変換線	白亜系:大首深成岩体（花崗閃緑岩からなりリニアメント沿いにマイクロ花崗岩が貫入），安山岩岩脈。第四系:沖積層（砂，礫），土石流堆積物（砂質上，巨礫）	花崗閃緑岩中にはN-S，E-W方向の節理が認められる。安山岩の貫入方向も節理系と概ね一致する。リニアメント近傍に断層，破砕帯は認められない。	砥谷沢～上萱沢間のリニアメントは岩相境界に位置し侵食抵抗の差による地形と考えられる。砥谷沢以北と上萱沢以南は節理等に起因する侵食地形と考えられる。
3	奥州市江刺区　広瀬～伊手	NNW-SSE	鞍部，傾斜変換線，直線状の谷	新生界更新統:真滝層，鮮新統:金沢層，中新統:稲井層。白亜系:大首深成岩体，先シルル紀基盤岩類:母体変成岩類，宮守超苦鉄質岩体	南部では宮守超苦鉄質岩体がリニアメント方向に細長く分布し，北部では中・古生層を被覆して火山砕屑岩からなる稲瀬層が，西に緩く傾斜して分布する。	リニアメントの南端部は，連続性に乏しく古い小規模な断層に沿って形成されたと考えられる。他は地層あるいは岩相の侵食抵抗性の違いによる差別侵食で形成されたと判断される。
4	奥州市江刺区　伊手寺地～伊手久保	NNW-SSE	直線状の地形境界（山地，扇状地）・谷	新生界更新統:現河床堆積物，渓床堆積物，崖錐堆積物，土石流堆積物。白亜系:大首深成岩体。石炭系:日頃市層相当層。	大首花崗岩と日頃市相当層が南北に帯状に分布し，両者は基本的に貫入関係にあるが，南部の直線部が断層関係の可能性がある。直接的な破砕帯等は確認されていない。	北部のリニアメントは両河川段丘面に変位は認められず，直線谷の侵食面に相当する。中～南部は，花崗岩中の崖錐堆積物境界に位置し，遷緩部にあたることから断層でないと判断される。
5	奥州市江刺区　田原～一関市大東町上山	ENE-WSW，E-W，ENE-WSW	直線状の低崖・谷，鞍部	先シルル紀基盤岩類:母体変成岩類，宮守超苦鉄質岩体。デボン系:鳶ヶ森層。石炭系:日頃市層相当層。ペルム系:坂本沢層相当層。白亜系:大首深成岩体。	坂本沢相当層，大首花崗岩体，鳶ヶ森層，宮守超苦鉄質岩体ではリニアメント方向の節理を認めた。日頃市層相当層の断層はリニアメント方向と斜交し，断層破砕部が完全に固結している。	坂本沢相当層，大首花崗岩体，鳶ヶ森層，宮守超苦鉄質岩体ではリニアメントの成因は節理による。日頃市層相当層内は地質時代の古い断層であり，活断層ではないと判断される。
6-b	一関市大東町　中川～大平	NW-SE，N-S	山地内・山地／丘陵地境界の直線状急崖，鞍部，直線谷	新生界更新統:現河床堆積物，渓床堆積物，崖錐堆積物，土石流堆積物。白亜系:千厩深成岩体。石炭系:叶倉層相当層，坂本沢層相当層，鬼丸層相当層，日頃市層相当層。	千厩花崗岩体と古期堆積岩が南北に帯状に分布し，直線的な境界面を示すので断層関係にある可能性が高い。花崗岩は風化により緩傾斜をなし，鬼丸層石灰岩との境界は明瞭な直線性を示す。	北部のリニアメントは地形的に不明瞭で，地層境界に相当する。中～南部の2条のリニアメントは，石灰岩周縁部のものは地層境界，石灰岩中のものは層理面に平行な侵食と判断される。
7	一関市大東町　天狗岩山南方～荻ヶ崎山南麓	NE-SW	鞍部，直線状の谷，傾斜変換線，地形境界	第四系:沖積層，土石流堆積物。白亜系:岩脈，千厩深成岩体，大首深成岩体。石炭系:日頃市層。デボン系:鳶ヶ森層。	気仙川南側の鳶ヶ森層，日頃市層はNNE-SSWの，同北側の日頃市層はWNW-ESEの走向。リニアメントに相当する断層は認められない。	鳶ヶ森層と日頃市層石灰岩もしくは粘板岩の硬軟差によると判断される。北端部は貫入岩に規制される地形と判断される。
12	一関市室根町矢越，矢越山西麓	NNE-SSW	直線状の崖・谷，鞍部	新生界更新統:現河床堆積物，崖錐堆積物，土石流堆積物。白亜系:折壁複合深成岩体。	折壁複合岩体からなり，風化侵食され明瞭な地質構造は認められないが，花崗岩中にNNE-SSW方向の卓越する節理面が認められる。	谷部に崖錐堆積物および土石流堆積物が認められ，この侵食境界・側部崩落崖をリニアメントとして抽出しており断層でないと判断される。
13	気仙沼市南西方手長山西麓～同市本吉町徳仙丈山南西麓	NNE-SSW～NE-SW	遷緩線，鞍部，直線状の崖・谷	新生界更新統:土石流堆積物。白亜系:新月層，折壁複合深成岩類。三畳系:稲井層群。	南端の稲井層群は，NNE-SSWの走向で20～35°で東に傾斜する。これに直行する西へ55～70°傾斜する節理が発達する。	北から，安山岩とマサ状の花崗岩の地質境界，土石流堆積物と花崗岩の境界，砂岩・粘板岩の節理がリニアメントの要因と考えられる。露頭では断層や破砕帯は認めていない。

ILC 立地可能性評価に向けた北上山地地質調査報告書

第1部　地表踏査

（2013 年 7 月）

公益社団法人　地盤工学会　東北支部

ILC 立地可能性評価に向けた北上山地地質調査研究委員会

目 次

1 活断層地上踏査 **1**

1.1 地表地質踏査 1

2 岩盤性状調査 **5**

2.1 岩体構造・地層境界や断層位置 5

2.1.1 ILC 想定ルート周辺の地質と地質構造概要 5

2.1.2 人首深成岩体の性状 10

2.1.3 人首深成岩体と千厩深成岩体の境界部 (くびれ部) の性状 43

2.1.4 千厩深成岩体の性状 74

2.1.5 千厩深成岩体と折壁岩体の境界部の性状 177

2.1.6 折壁岩体の性状 182

2.1.7 折壁岩体と稲井層群の境界部の性状 189

2.1.8 稲井層群の性状 194

2.1.9 ILC 想定ルート沿いの探査結果 212

2.2 岩体構造・地層境界や断層位置 216

2.2.1 トンネル施工性からみた地形・地質上の課題 216

2.2.2 対象区間の岩盤評価と施工の難易度について 219

3 振動 (3.11 前後の比較) **231**

3.1 常時微動 231

4 地殻歪み と 地殻応力 (地圧) **235**

1　活断層地上踏査

1.1　地表地質踏査

踏査対象とした 8 条のリニアメントのうち，2 条は活断層ではない地質時代の古い断層と関連すると考えられる。その他の 6 条は地質境界や節理・層理に起因する浸食地形，もしくは堆積物等の境界と考えられる。したがって，ILC 計画ルート周辺地域に活断層が存在する可能性は非常に低いと予測できる。

既述の通り，ILC 計画ルート周辺地域において，非常に不明瞭なリニアメントを 17 条抽出することができた。本調査地域に抽出できたリニアメントは，ILC 計画地から 12 km ほどの距離にある 1 条が “変位地形である可能性が低い”L_C ランクである他は，すべてが “変位地形である可能性が非常に低い”L_D ランク以下であることから，活断層に起因する変位地形である可能性は非常に低い。しかし，抽出した 17 条のリニアメントのうち，施設予定地を横断する 4 条のリニアメント (No. 5, 7, 12, 13)，施設予定地に近接する 2 条のリニアメント (No. 2-b, 4)，施設予定地からやや離れるが相対的にランクが一つ高い L_D ランクの 2 条のリニアメント (No. 3, 6-b)，以上計 8 条のリニアメントについて，地表地質踏査を実施し，その成因について精査した。地表地質踏査の対象としたリニアメントを表 1.1 にまとめる。

地表地質踏査の方法

地形形調査で抽出されたリニアメントが断層活動に起因するのか他の要因によるのかを明らかにするためには，地質の分布や地質構造とリニアメントの位置関係を明らかにする必要がある。すなわち，リニアメントの位置が地層境界，貫入境界などに一致していれば，リニアメントは両側の岩質の違いによる侵食に対する抵抗力の差を反映した地形であると判断される。

そこで本調査では，現地で露頭の観察やスケッチ，ルートマップの作成など行い，リニアメント近傍の被覆層に断層活動を示す変位があるか調査することとした。また，活断層の可能性を見出せない場合には，リニアメント形成の要因となる地すべり，崩壊跡，人工地形・人工物 (遺跡跡など) 等がないか確認することとした。断層露頭や断層以外のリニアメントの成因となっ

表 1.1: 地表地質踏査対象リニアメント一覧

番号	位置	長さ	ランク	選定理由
2-b	奥州市江刺区 金成山西麓～笠根山西麓	5 km	L_E	L_E ランクだが，施設予定地がリニアメントの延長部に位置する。
3	奥州市江刺区 広瀬～伊手	10 km	L_D, E	南部は活断層研究会編 (1991) の確実度 Ⅲ に一致する。
4	奥州市江刺区　伊手寺地～伊手久保	4 km	L_E	L_E ランクだが，施設予定地に近接する。
5	奥州市江刺区　田原～一関市大東町上山	12 km	L_D	施設予定地を横断する。
6-b	一関市大東町　中川～大平	8 km	L_D	L_D ランクランクだが，比較的シャープな崖が連続している (浸食崖の可能性もある)。東側の 1 条は活断層研究会編 (1991) の確実度 Ⅲ に一致する。
7	一関市大東町　天狗岩山南方～萩ヶ崎山南麓	9.5 km	L_E	L_E ランクだが，建設予定地を横断する。
12	一関市室根町矢越，矢越山西麓	3 km	L_E	L_E ランクで長さも短いが，建設予定地を横断する。
13	気仙沼市南西方　手長山西麓～同市本吉町徳仙丈山南西麓	7 km	L_E	L_E ランクだが，建設予定地を横断する。

ている事象があれば，スケッチや写真として客観的な記録を残すように努めた。現地調査で得た情報に加えて，既存の文献も参考にしながら，地形調査で明らかにされたリニアメントに沿う幅 2 km 程度の範囲について縮尺 1/25,000 程度の地質図・地質構造図と，リニアメントを横断する方向の縮尺 1/10,000 程度の地質断面図を作成した。

地表地質踏査の結果

表 1.2 に踏査結果の概要を示す。個々の詳細な踏査結果については，別冊としてまとめている。

踏査の結果，No.3 と No.5 の一部は断層と関係する可能性があるが，その境界面は固着し，破砕帯も見られず，また周辺に変位地形も見られないため，地質時代の古い断層であり，活断層の疑いは極めて低いと考えられる。それ以外のリニアメントは，地層境界で生じる差別浸食による地形，節理・層理に起因する浸食による地形，あるいは堆積物や貫入岩の境界であると理解することができた。

以上から，ILC 計画ルート周辺地域において抽出した不明瞭なリニアメントが，ILC 加速器施設に致命的な損傷を与える可能性のある活断層である可能性は非常に低いと考えられる。

表 1.2: リニアメント現地調査結果概要

番号	空中写真判読結果			地質踏査結果		
	位置	走向	地形形態	地質構成・層序	地質構造	評価 (リニアメントの成因)
2-b	奥州市江刺区　金成山西麓～笠根山西麓	NNW-SSE	鞍部，直線状の谷・崖，傾斜変換線	白亜系:人首深成岩体 (花崗閃緑岩からなりリニアメント沿いにマイクロ花崗岩が貫入)，安山岩岩脈。第四系:沖積層 (砂，礫)，土石流堆積物 (砂質土，巨礫)	花崗閃緑岩中には N-S，E-W 方向の節理が認められる。安山岩の貫入方向も節理系と概ね一致する。リニアメント近傍に断層，破砕帯は認められない。	砥谷沢～上芦沢間のリニアメントは岩相境界に位置し侵食抵抗の差による地形と考えられる。砥谷沢以北と上芦沢以南は節理等に起因する侵食地形と考えられる。
3	奥州市江刺区　広瀬～伊手	NNW-SSE	鞍部，傾斜変換線，直線状の谷	新生界更新統:真滝層。鮮新統:金沢層。中新統:稲井層。白亜系:人首深成岩体。先シルル紀基盤岩類:母体変成岩類。宮守超苦鉄質岩体	南部では宮守超苦鉄質岩体がリニアメント方向に細長く分布し，北部では中・古生層を被覆して火山砕屑岩からなる稲瀬層が，西に緩く傾斜して分布する。	リニアメントの南端部は，連続性に乏しく古い小規模な断層に沿って形成されたと考えられる。他は地層あるいは岩相の侵食抵抗性の違いによる差別侵食で形成されたと判断される。
4	奥州市江刺区　伊手寺地～伊手久保	NNW-SSE	直線状の地形境界 (山地，扇状地)・谷	新生界更新統:現河床堆積物，渓床堆積物，崖錐堆積物，土石流堆積物。白亜系:人首深成岩体。石炭系:日頃市層相当層。	人首花崗岩と日頃市相当層が南北に帯状に分布し，両者は基本的に貫入関係にあるが，南部の直線部が断層関係の可能性がある。直接的な破砕帯等は確認されていない。	北部のリニアメントは両河川段丘面に変位は認められず，直線谷の侵食面に相当する。中～南部は，花崗岩中の崖錐堆積物境界に位置し，遷緩部にあたることから断層でないと判断される。
5	奥州市江刺区　田原～一関市大東町上山	ENE-WSW, E-W, ENE-WSW	直線状の低崖・谷，鞍部	先シルル紀基盤岩類:母体変成岩類，宮守超苦鉄質岩体。デボン系:鳶ヶ森層。石炭系:日頃市層相当層。ペルム系:坂本沢層相当層。白亜系:人首深成岩体。	坂本沢相当層，人首花崗岩体，鳶ヶ森層，宮守超苦鉄質岩体ではリニアメント方向の節理を認めた。日頃市層相当層の断層はリニアメント方向と斜交し，断層破砕部が完全に固結している。	坂本沢相当層，人首花崗岩体，鳶ヶ森層，宮守超苦鉄質岩体ではリニアメントの成因は節理による。日頃市層相当層内は地質時代の古い断層であり，活断層ではないと判断される。
6-b	一関市大東町　中川～大平	NW-SE, N-S	山地内・山地／丘陵地境界の直線状急崖，鞍部，直線谷	新生界更新統:現河床堆積物，渓床堆積物，崖錐堆積物，土石流堆積物。白亜系:千厩深成岩体。石炭系:叶倉層相当層，坂本沢層相当層，鬼丸層相当層，日頃市層相当層。	千厩花崗岩体と古期堆積岩が南北に帯状に分布し，直線的な境界面を示すので断層関係にある可能性が高い。花崗岩は風化により緩傾斜をなし，鬼丸層石灰岩との境界は明瞭な直線性を示す。	北部のリニアメントは地形的に不明瞭で，地層境界に相当する。中～南部の 2 条のリニアメントは，石灰岩周縁部のものは地層境界，石灰岩中のものは層理面に平行な侵食と判断される。
7	一関市大東町　天狗岩山南方～萩ヶ崎山南麓	NE-SW	鞍部，直線状の谷，傾斜変換線，地形境界	第四系:沖積層，土石流堆積物。白亜系:岩脈，千厩深成岩体，人首深成岩体。石炭系:日頃市層。デボン系:鳶ヶ森層。	鳥海川南側の鳶ヶ森層，日頃市層は NNE-SSW の，同北側の日頃市層は WNW-ESE の走向。リニアメントに相当する断層は認められない。	鳶ヶ森層と日頃市層石灰岩もしくは粘板岩の硬軟差によると判断される。北端部は貫入岩に規制される地形と判断される。
12	一関市室根町矢越，矢越山西麓	NNE-SSW	直線状の崖・谷，鞍部	新生界更新統:現河床堆積物，崖錐堆積物，土石流堆積物。白亜系:折壁複合深成岩体。	折壁複合岩体からなり，風化侵食され明瞭な地質構造は認められないが，花崗岩中に NNE-SSW 方向の卓越する節理面が認められる。	谷部に崖錐堆積物および土石流堆積物が認められ，この侵食境界・側部滑落崖をリニアメントとして抽出しており断層でないと判断される。
13	気仙沼市南西方手長山西麓～同市本吉町徳仙丈山南西麓	NNE-SSW ～ NE-SW	遷緩線，鞍部，直線状の崖・谷	新生界更新統:土石流堆積物。白亜系:新月層，折壁複合深成岩類。三畳系:稲井層群。	南端の稲井層群は，NNE-SSW の走向で 20～35°東に傾斜する。これに直行する西へ 55～70°傾斜する節理が発達する。	北から，安山岩とマサ状の花崗岩の地質境界，土石流堆積物と花崗岩の境界，砂岩・粘板岩の節理がリニアメントの要因と考えられる。露頭では断層や破砕帯は認めていない。

2　岩盤性状調査

2.1　岩体構造・地層境界や断層位置

2.1.1　ILC 想定ルート周辺の地質と地質構造概要

ILC 想定ルートは，堅固で安定した 3 つの花崗岩体内に建設される。50 km 延伸時には堆積岩に入るが，この堆積岩も非常に古く，また堅固である。

北上山地の ILC 関連施設は，等方均質な花崗岩類中を通過する。ただし，50km まで延伸した場合には，南側の 4km が砂岩・泥質岩からなる堆積岩にかかる。通過が予定される花崗岩類は，北から人首深成岩体，千厩深成岩体，折壁深成岩体であり，いずれも前期白亜紀に形成されたものである。折壁深成岩体の南側に分布する堆積岩は稲井層群と呼ばれており，前～中期三畳紀に堆積したものである。(図 2.1)。以上の地質体は，南部北上帯と呼ばれる単一の構造区に属している。北上山地の ILC サイトは，北から南に流下する北上川の東側で北上山地の南側にあり，先シルル系の基盤岩類と中・古生界の浅海性堆積岩が広がる中に花崗岩類が併入しており，大きな構造線や断層が無い地域となっている。図 2.2 は，ILC 南端の稲井層群が分布する 5 万分の 1 地質図幅「志津川」に示される地質総括図である。稲井層群は中生代前期から中期に堆積し，折壁花崗岩体などの接触変成作用を被り広くホルンフェルス化を受けている。また，白亜紀花崗岩体の貫入期に褶曲・断層運動（大島変動）を受けた以後は，主だった地殻変動は受けていない地区である。

北上山地の深成岩体は，分布と産状や岩石学的性質により I から VI に分帯されており，人首深成岩体ならびに千厩花崗岩体は V 帯に，折壁深成岩体は VI b 帯に含まれている（図 2.3)。各岩体の性状，地質年代を表 2.1 にまとめる。表に示すように，花崗岩は鉄道トンネルの地山等級岩種分類の「A 岩種 ① 深成岩」に，道路トンネルの地山等級のうち「H 塊状花崗岩，花崗閃緑岩」に相当する。また，稲井層群は鉄道トンネルの地山等級岩種分類の「A 岩種 ① 古生層（粘板岩，砂岩)」に，道路トンネルの地山等級のうち「H 塊状中古性層の砂岩，チャート」もしくは「M 層状の粘板岩，中古性層頁岩」に相当し，いずれも最も硬質な岩盤に相当する。

以下では，人首深成岩体，千厩深成岩体，折壁深成岩体，稲井層群の各々，および，それらの境界部について，その性状を見ていく。

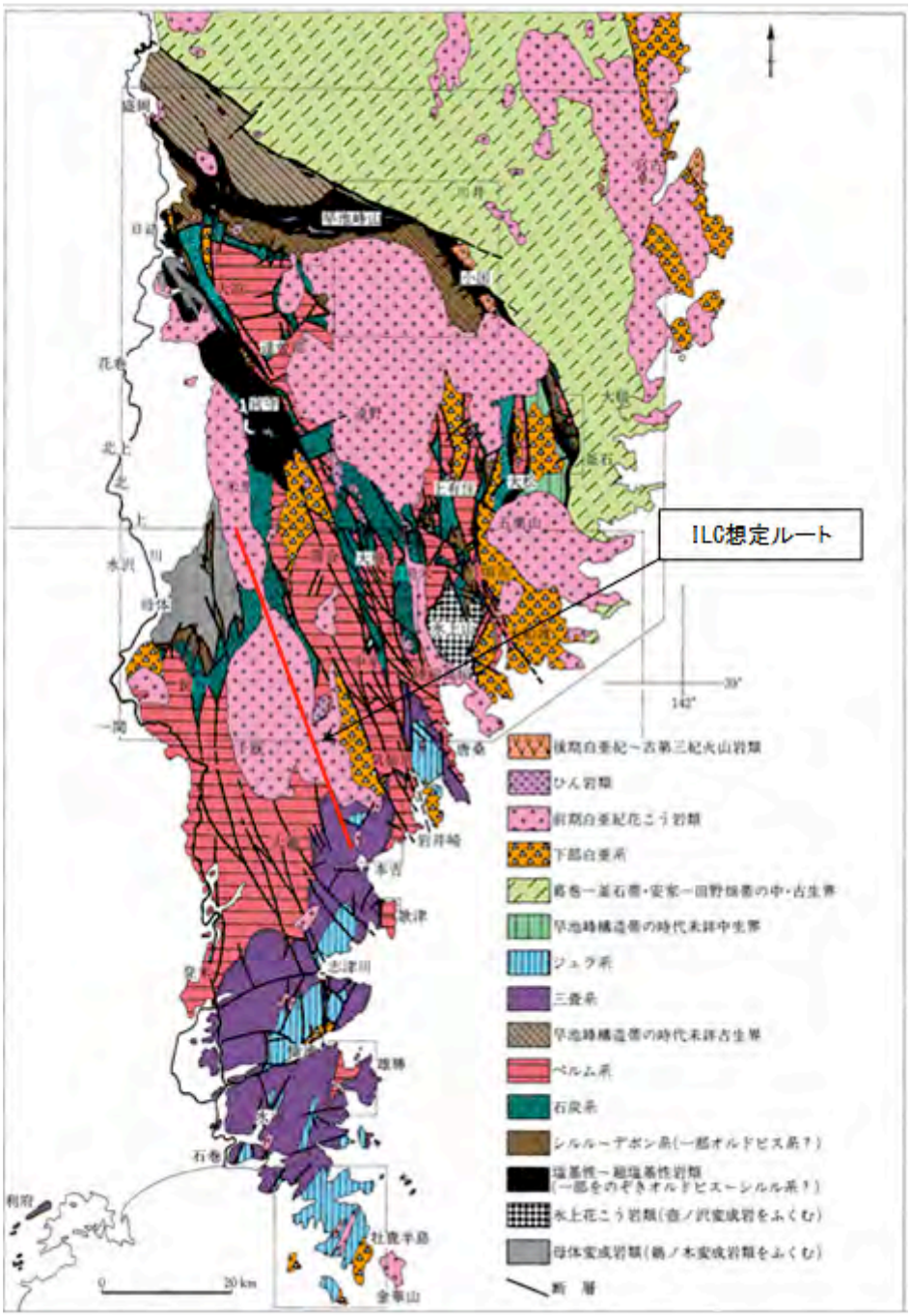


図 2.1: 南部北上山地の地質略図　出典 :『日本の地質 2 東北地方』（同編集委員会編，1989）を着色，編集

図 2.2: ILC 想定ルート付近の地質総括図　出典：5 万分の 1 地質図幅「志津川」（産総研地質調査総合センター，2002）に加筆

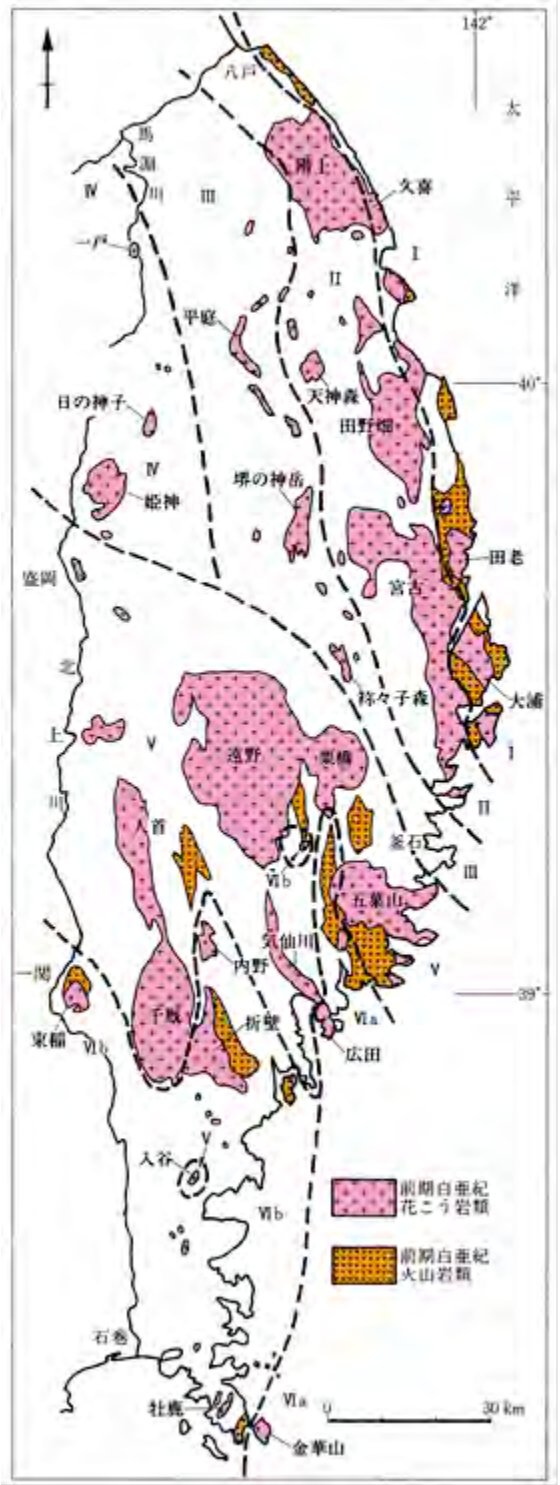


図 2.3: 北上山地の前期白亜紀の花崗岩類・火山岩類の分布と分帯区分　出典：蟹沢・片田 (1988) に着色

表 2.1: ILC 想定ルートに分布する地質の岩質と地質年代

地質，岩体名		岩質	地質年代
千厩深成岩体		トーナル岩，花崗閃緑岩， 石英閃緑岩	前期白亜紀 1 億 500 万 ±300 万〜1 億 1200 万年前 ±500 万年前 (K-Ar 年代)
人首深成岩体		トーナル岩，花崗閃緑岩， 石英閃緑岩	前期白亜紀 1 億 3500 万年〜1 億 500 万年前 (1/200,000 一関図幅内の花崗岩全体)
折壁複合深成岩体		石英モンゾ閃緑岩， 花崗閃緑岩など	前期白亜紀 1 億 1800 万年〜1 億 2300 万年前 ±500 万年前 (K-Ar 年代)
稲井 層群	伊里前層	砂質頁岩優勢	三畳系中部統下部階 (アニシアン) 2 億 4200 万〜2 億 4700 万年前 (国際年代層序表　アニシアン)
	吹越層	砂岩優勢砂岩頁岩互層	(同上)
	大沢層	頁岩優勢層	三畳系下部統上部階 (スパシアン) 2 億 4700 年〜2 億 5200 万年前 (国際年代層序表　前期三畳紀)
	平磯層	礫岩，砂岩優勢層	三畳系下部統 2 億 4700 年〜2 億 5200 万年前 (国際年代層序表　前期三畳紀)

2.1.2 人首深成岩体の性状

人首深成岩体は，均質な花崗岩が広がっている。ボーリング調査の結果，深度 80 m (標高 130 m) 付近より新鮮な岩盤となり，深度 56m 以深では P 波速度が 4.8 km/s を越える良好な岩盤状況であることが確認された。露頭観察やボーリングの結果では，断層や破砕帯は認められず，割れ目があっても固着している。また，その方向は，南東方向に高角度で傾斜するものが多いと予測できる。

地形・地質

人首深成岩体は南北に約 35km，東西に 5km の北北西-南南東に長く伸びた岩体である。人首深成岩体は，地質学的，岩石学区的研究が蟹沢 (1966) により，磁気探査が加納・平良 (1968) により，重力探査が鍋谷・加納 (1970) によりなされている。人首深成岩体は大部分が花崗閃緑岩で一部にトーナル岩が認められ，北上山地の深成岩体では帯磁率が最も低い岩体の一つである。千厩地域から人首地域にかけては，人首花崗岩体を取り巻く地質が北側ほど下位の地層が出現しており，花崗岩体の貫入に関連して形成されたドーム構造 (鳶ヶ森ドーム) が存在することが指摘されている (Nabetani and Kano, 1977)。人首深成岩体は，しずく状岩体の肥大部よりも下部が露出していると推定されており，このことは人首岩体の隆起と開析が千厩岩体に比較して進んでいることを示唆している。人首岩体の重力構造は，花崗岩質プルトンの下位に顕著な重力の負異常が認められず，南北に延びた板状の岩床状岩体である可能性が考えられる。また，人首岩体の流理構造から推定される内部構造は，複数のドーム・ベーズン構造位が数珠玉状に南北に連なる構造を示している (加納・秋田大花崗岩研究グループ，1978)。

調査内容

平成 22 年度，平成 24 年度，平成 28 年度，および，平成 29 年度に，人首深成岩体の地質・岩盤状況を把握する目的で，各種調査を実施した。

(a) 米里地区

平成 22 年度に，地質・岩盤状況を把握する目的で，ボーリング調査，電気検層，速度検層，透水試験および岩石試験を実施した (図 2.4)。

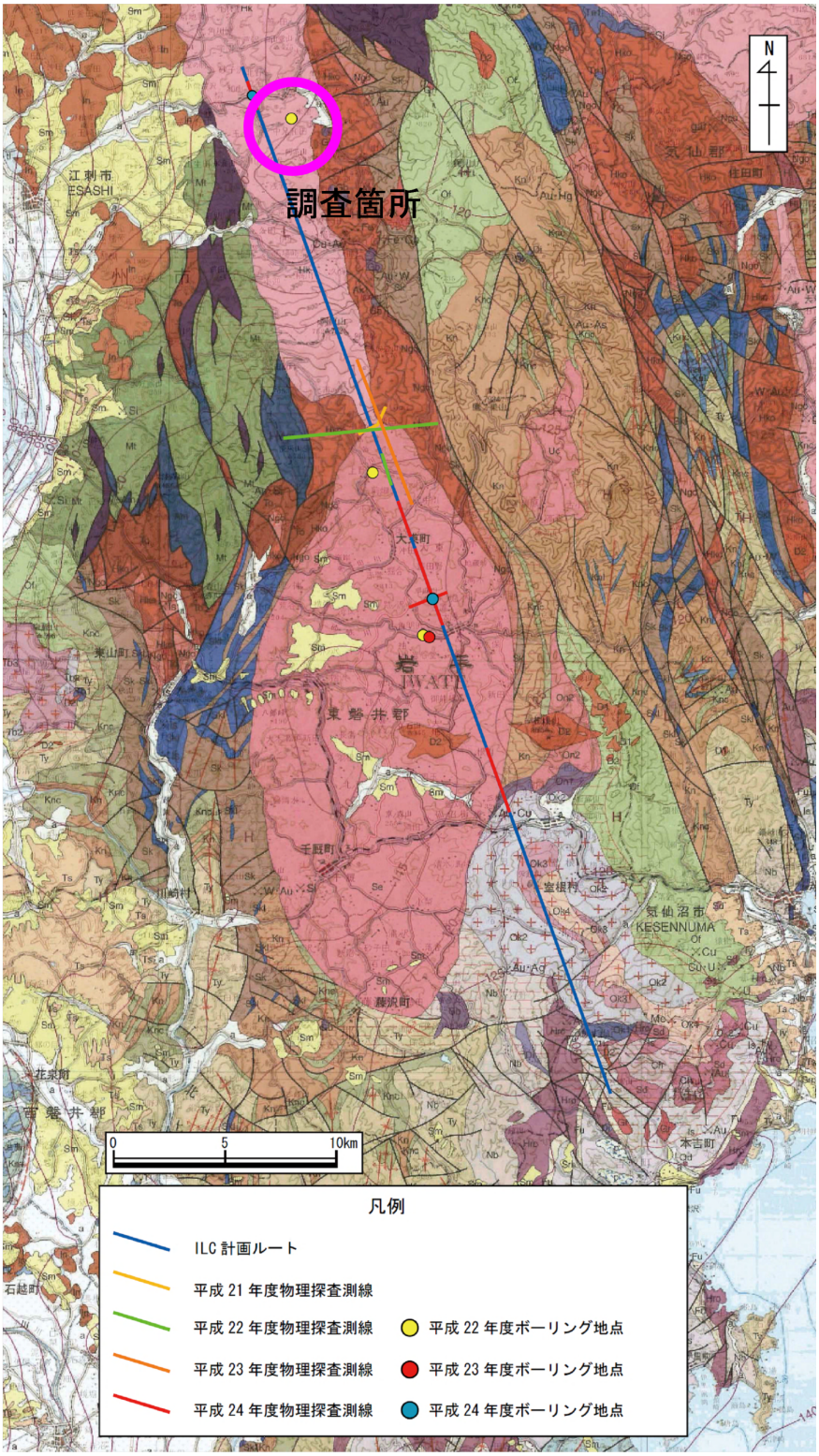

N
調査箇所
江刺市
ESASHI
気仙郡
住田町
大東町
岩手
IWATE
東磐井郡
千厩町
川崎村
室根村
気仙沼市
KESENNUMA
藤沢町
花泉町
本吉町
石越町
0
5
10km
凡例
ILC 計画ルート
平成 21 年度物理探査測線
平成 22 年度物理探査測線
平成 23 年度物理探査測線
平成 24 年度物理探査測線
平成 22 年度ボーリング地点
平成 23 年度ボーリング地点
平成 24 年度ボーリング地点

図 2.4: 米里地区の位置

ボーリング調査結果：地質・岩盤状況 (孔口標高 (GL)：209.48m，掘進長：130.00m)

柱状図を図 2.5 に，コア写真を図 2.6 から図 2.12 に示す。地質・岩盤の状況は以下の通りである。

・GL-0.00～0.70m：盛土。含水が多い礫混じり砂質土。

･GL-0.70～5.00m:崩積土砂。径 70cm の硬質な花崗岩礫を含む礫混じり砂質土からなり，GL-2.10～2.25m で有機質土を挟む。

・GL-5.00～110.35m：花崗岩。GL-15.0m 以浅は風化が進み軟質で，指圧砕もしくは軽打で崩れる。D～CL 級区分に相当する。GL-15.0～79.56m は硬質な花崗岩となるが，全体に長石の風化で白色を帯び部分的に 1m 前後の新鮮部を残留礫状に残す。また，割れ目沿いの風化は頻繁に認められる。岩級区分は CM 級区分に相当する。厚さ数 mm～20cm のアプライト脈が頻繁に見られ，貫入方向は一定せず周囲の花崗岩と比べて割れ目間隔は密である。

・GL-79.56～110.35m は新鮮部が増え，CH～B 級区分が大半を占める。割れ目付近で長石の風化による白色化が見られるが褐色化は認められない。GL-84.45～84.66m は固結したシルトを挟む。下位，ひん岩との境界面は傾斜 65 ℃である。

・GL-110.35～115.19m：ひん岩。暗緑灰色を呈し細粒であるが長石の斑晶を含む。岩質は硬質で，割れ目も少なく B 級区分に相当する。下位，花崗岩との境界面は傾斜 49 ℃である。

・GL-115.19～130.00m：花崗岩。GL-123.12m 以浅は長石の風化による白色化が多く，割れ目も発達して岩級区分は CM 級区分に相当する。GL-123.12～128.21m は新鮮部が増え，概ね CH～B 級区分に相当する。GL-128.21～130.00m は，やや長石の風化が多く CM～CH 級区分に相当する。

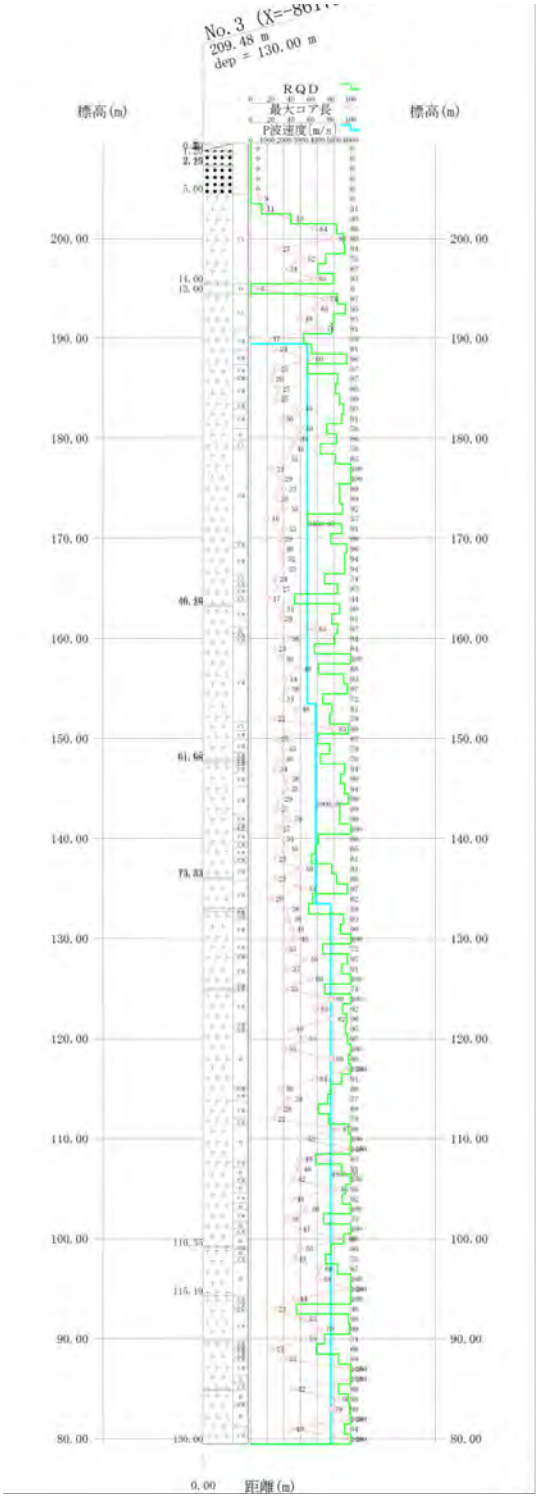


図 2.5: 簡易柱状図

図 2.6: 米里地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (0–20m)

図 2.7: 米里地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (20–40m)

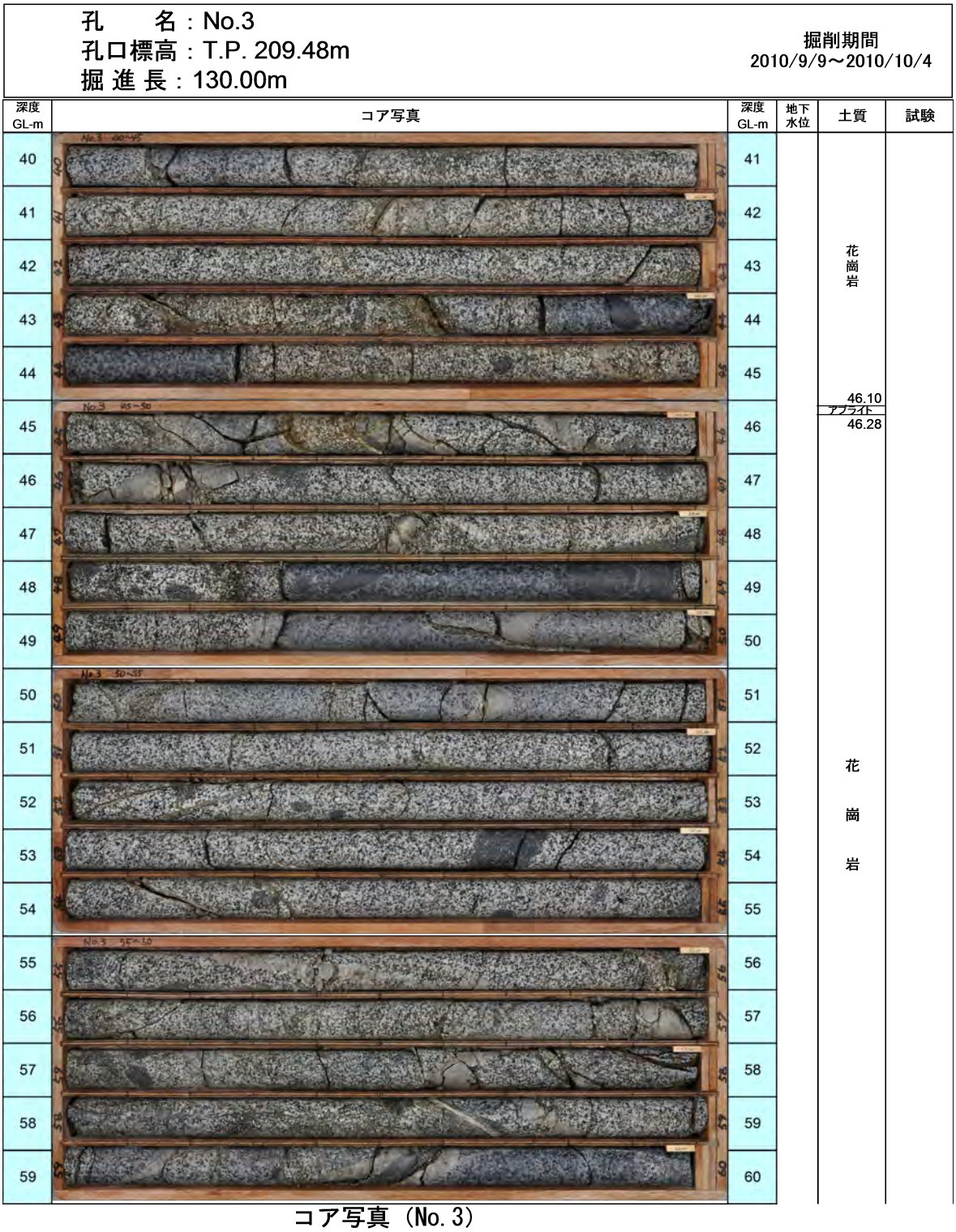
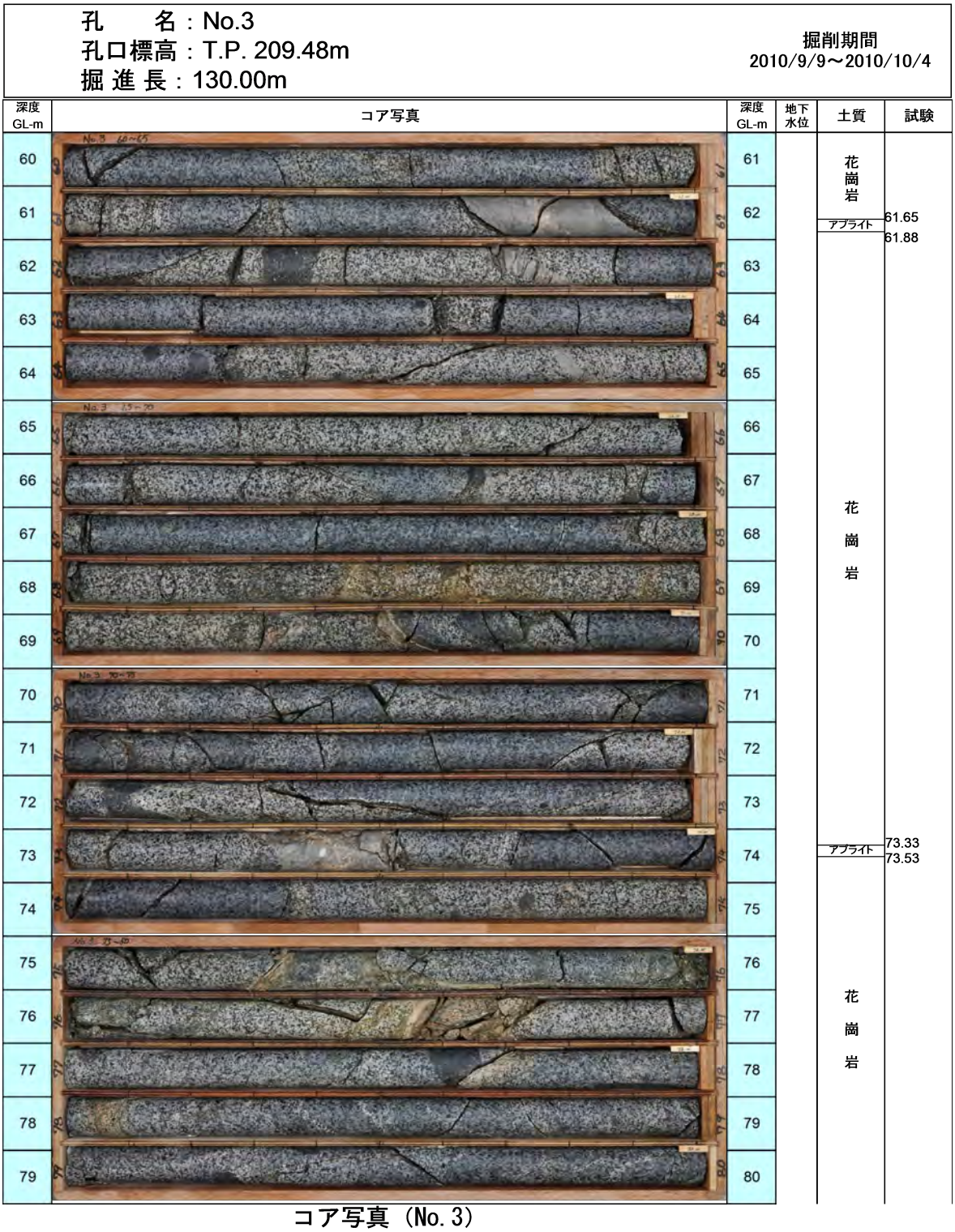


図 2.8: 米里地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (40–60m)



コア写真（No.3）

図 2.9: 米里地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (60–80m)

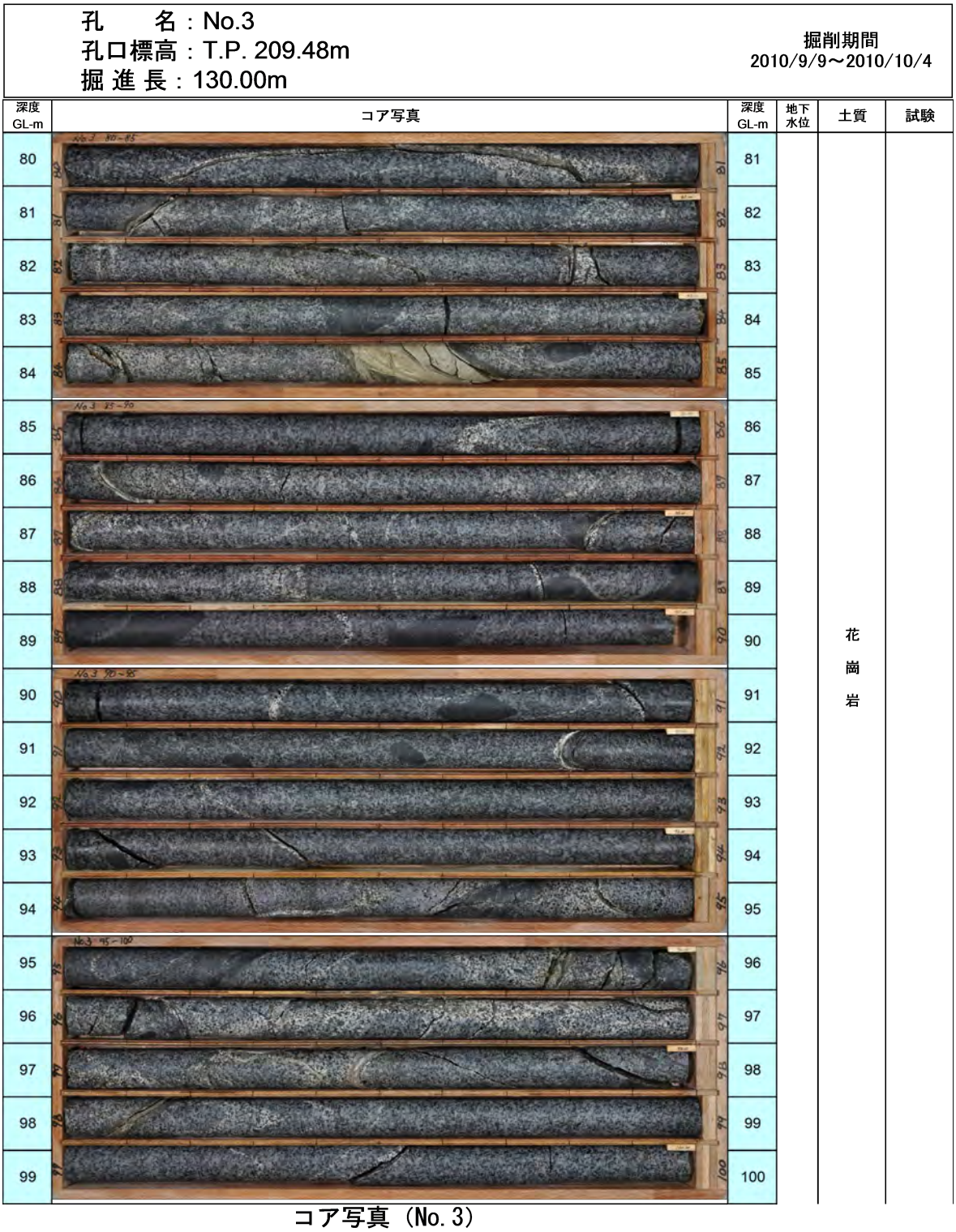


図 2.10: 米里地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (80–100m)

図 2.11: 米里地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (100–120m)

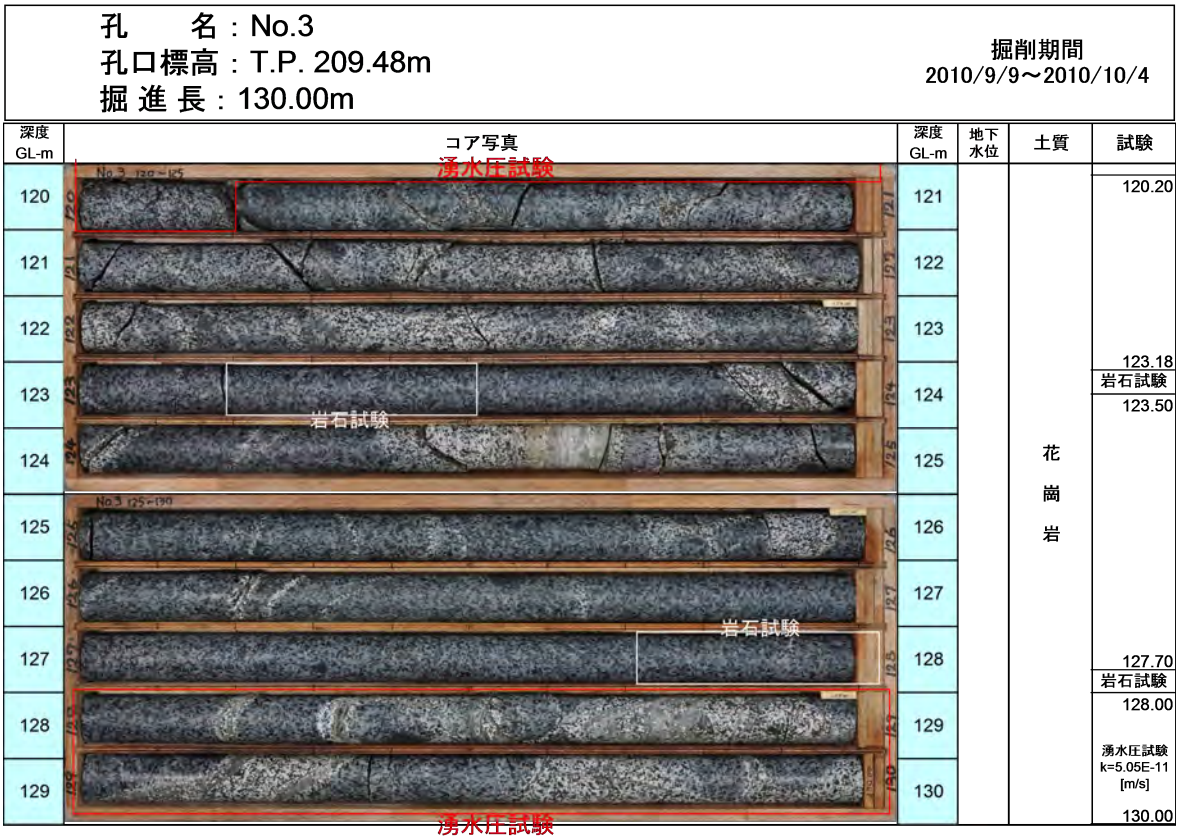


図 2.12: 米里地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (120–130m)

電気検層

電気検層はボーリング孔沿いの比抵抗分布を求め，ボーリング調査などの結果と合わせて詳細な地質情報を得ることを目的に実施した。

測定はケーシング区間以深 (深度 20m 以深) を対象とし，ノルマル法で実施した。電極間隔は 25cm，50cm および 100cm である。図 2.13 に米里地点ボーリングコア孔の簡易柱状図とともに電気検層結果図を示した。電気検層の結果から次のことが分かる。

- 測定された比抵抗値は 200〜10,000Ω·m 程度である。
- ボーリング結果と対比すると，岩級区分が CL 級優勢の区間においては比抵抗値が 200〜300Ω·m と低い値を示す。(図 2.13 の黄色線で示した範囲)
- ボーリング結果と対比すると，岩級区分が B 級区分においては比抵抗値が 3,000Ω·m 以上の値を示す。(図 2.13 の青線で示した範囲)
- 深度 110〜115 m に認められるひん岩は，岩級区分は花崗岩と同じ B 級区分であるが，比抵抗値は花崗岩よりもやや低い傾向を示している。
- ILC 計画深度の標高 110m では，岩級区分が B 級区分であり，比抵抗値は 10^4Ω·m 程度である。

ボーリング孔を利用した電気検層の結果は，ILC 計画深度の標高 110m には新鮮で亀裂の少ない花崗岩が分布することを示している。

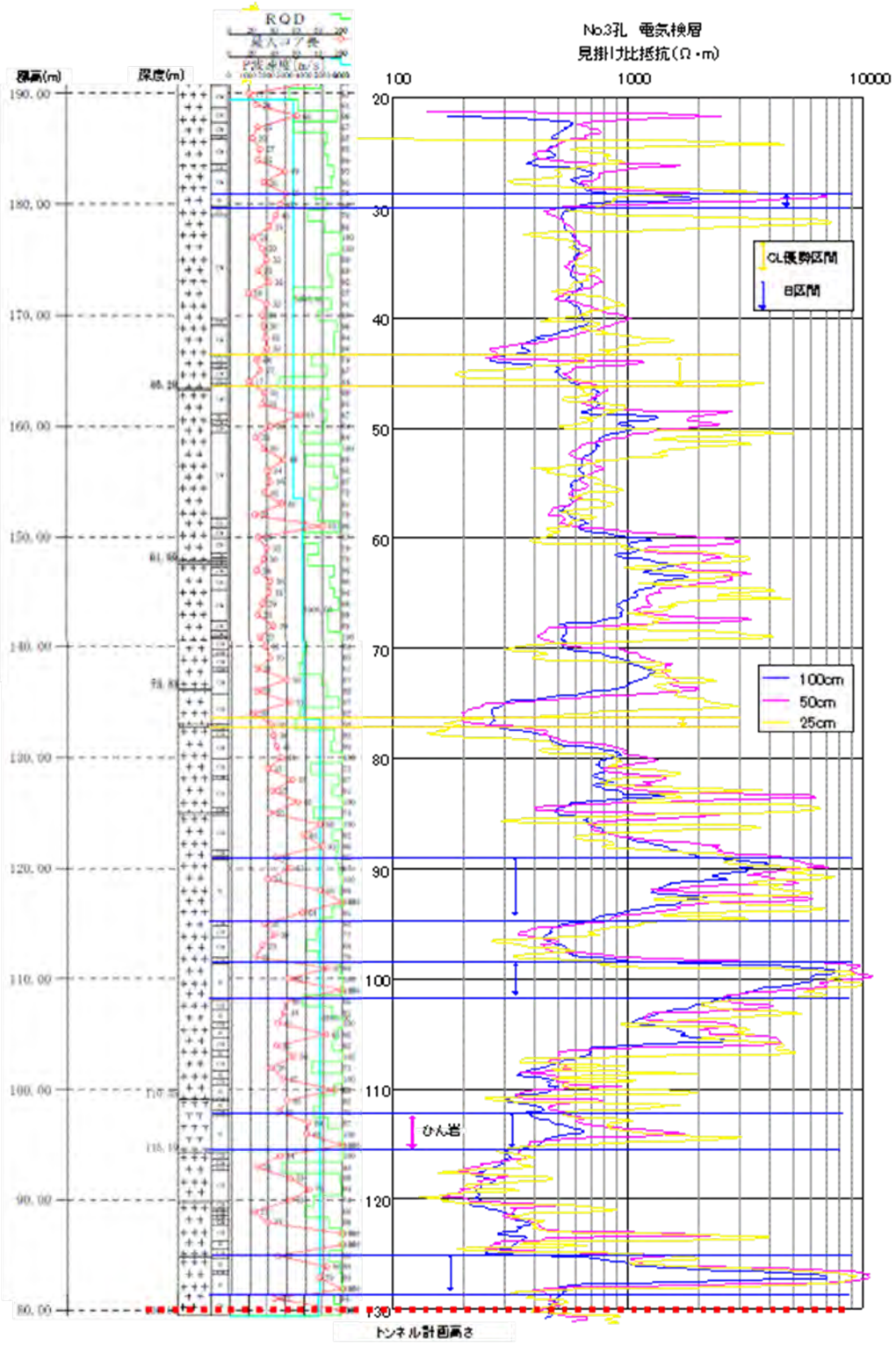


図 2.13: 米里地点ボーリング孔電気検層結果図

速度検層

トンネルの地山区分の評価で多く用いられる弾性波速度 (P 波速度) を知る目的で実施した。

測定は，電気検層と同様にケーシング以深を対象に実施した。測定は 2m ピッチの多連型の孔内受振器 (ハイドロフォン) を使用し，地表のボーリング孔近傍をカケヤで強打して P 波を発生させ，孔内で観測するいわゆる「ダウンホール法」で実施した。図 2.14 に米里地点ボーリングコア孔の簡易柱状図とともに走時曲線を示した。速度検層の結果から次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は，3,400〜4,800 m/s を示す。
- 速度層は 3 層に区分でき，その境界深度は 56 m および 76 m である。第 1 層は，岩級区分では CM 級もしくはそれより低位の区間であり，同一孔内では比較的亀裂が多い箇所に相当する。深度が深いほど速度が速くなる傾向がある。
- 深度 110〜115m 区間に分布するひん岩は，花崗岩とほぼ同じ速度値を示す。
- ILC 計画の標高 110m 付近では，P 波速度 (V_P) が 4,800 m/s である。

ボーリング孔を利用した速度検層の結果は，ILC 計画深度の標高 110m では，P 波速度 (V_P) が 4,800 m/s であり，硬質で亀裂の少ない花崗岩が分布することを示している。

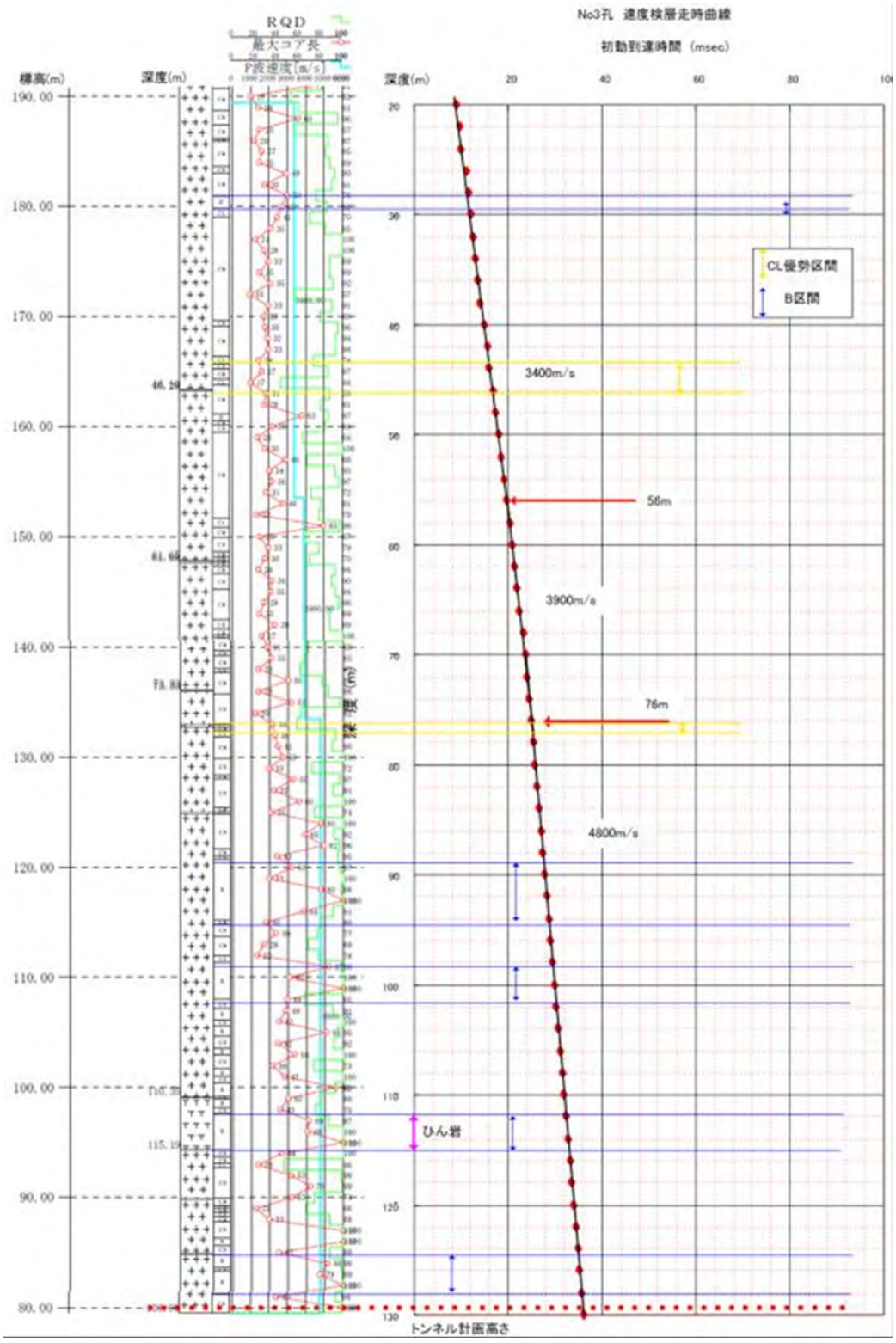


図 2.14: 米里地点ボーリング速度検層結果図

湧水圧試験 (JFT 法)

平衡水位と透水係数を知る目的で実施した。試験には JFT 法を用い，測定深度はトンネル計画高さに近く，かつ，花崗岩中で割れ目 (開口はしていない) が見られた箇所を選んだ。

試験結果を表 2.2 にまとめる。いずれも平衡水位は地表付近にあり，得られた透水係数 k は 10^{-7} 〜 10^{-10} m/s と非常に小さい値である。

表 2.2: 湧水圧試験の結果

試験深度 GL− (m)	標高 (m)	岩質	岩級	平衡水位 GL− (m)	透水係数 k (m/s)
115.6 〜 117.6	93.9 〜 91.9	花崗岩	CL, CM, CH	−0.078	8.16×10^{-8}
118.2 〜 120.2	91.3 〜 89.9	花崗岩	CL, CM, CH	1.073	8.77×10^{-9}
128.0 〜 130.0	81.5 〜 79.5	花崗岩	CM, CH	0.092	5.05×10^{-11}

岩石試験

岩石試験の結果，一軸圧縮強度 (qu) は 194 MPa と 166 MPa，変形係数 (Et, 50) は 77,600MPa と 71,600 MPa の値を得られた。超音波伝播速度については，P 波速度が 5.6 km/s 以上，S 波速度が 3.4 km/s 以上であった。速度検層においても P 波速度が 4.8km/s の速度値が得られており，非常に堅硬で良好な岩盤状況といえる。

花崗岩内の面構造

ボーリング孔の内壁をボアホールテレビによって観察した。その結果を図 2.15 に示すシュミットネットに下半球投影でまとめた。なお，ボーリングコアには厚さ高々数 cm 程度の固結した劣化域または熱水変質に伴う小規模な圧砕跡以外に破砕帯は認められなかった。これらは，図 2.15 の中では破砕帯として示している。

節理面は，低角度で北西方向に傾斜するシーティング節理と，南東方向に高角度で傾斜する節理に集中する。人首深成岩体には，このほかにアプライト脈，岩脈や熱水変質に伴う破砕が節理面と同じ方向に認められる。アプライト脈は，花崗岩体が完全固化する前に，花崗岩体中の残液が花崗岩体内部に形成された裂罅に沿って脈状に貫入して形成されたものであり，その方

向はアプライト脈が形成されたときの広域的な応力場を反映していると推定される。南東を向く高傾斜のアプライト脈は，人首深成岩体が形成された時期のプレートの沈み込み方向に対して平行に発達した開口割れ目に起因したものであることを示唆している。

これまでの調査結果から，人首岩体内に存在する亀裂の密度を予測することは難しい。しかし，その方向は南東方向に高角度で傾斜するものが多く，トンネルの方向は亀裂の面にほぼ垂直になると考えられる。

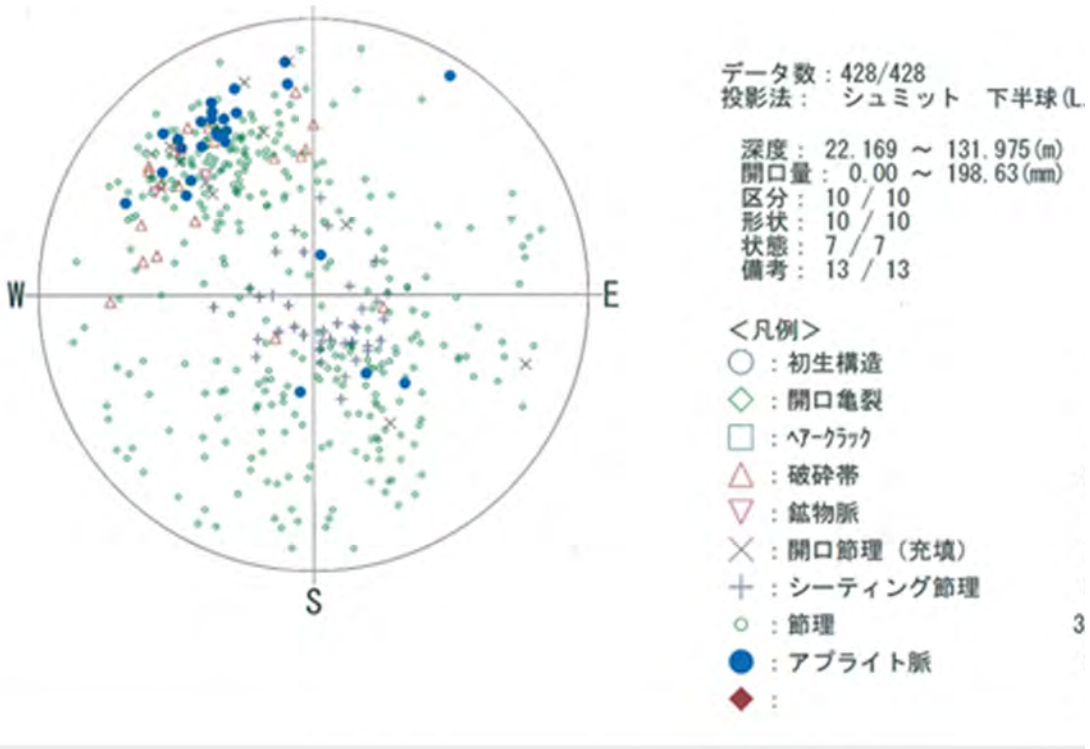


図 2.15: 米里地点ボーリング孔ボアホールテレビで認められる面構造。図中で破砕帯として示したのは，貫入境界部の劣化や熱水変質に伴う小規模な圧砕跡で，すべて固着していた。

(b) 人首川地点

平成 24 年度に，地質・岩盤状況を把握する目的で，ボーリング調査，電気検層，速度検層，透水試験，坑内水平載荷試験，屈折法地震探査，および，岩石試験を実施した (図 2.16)。

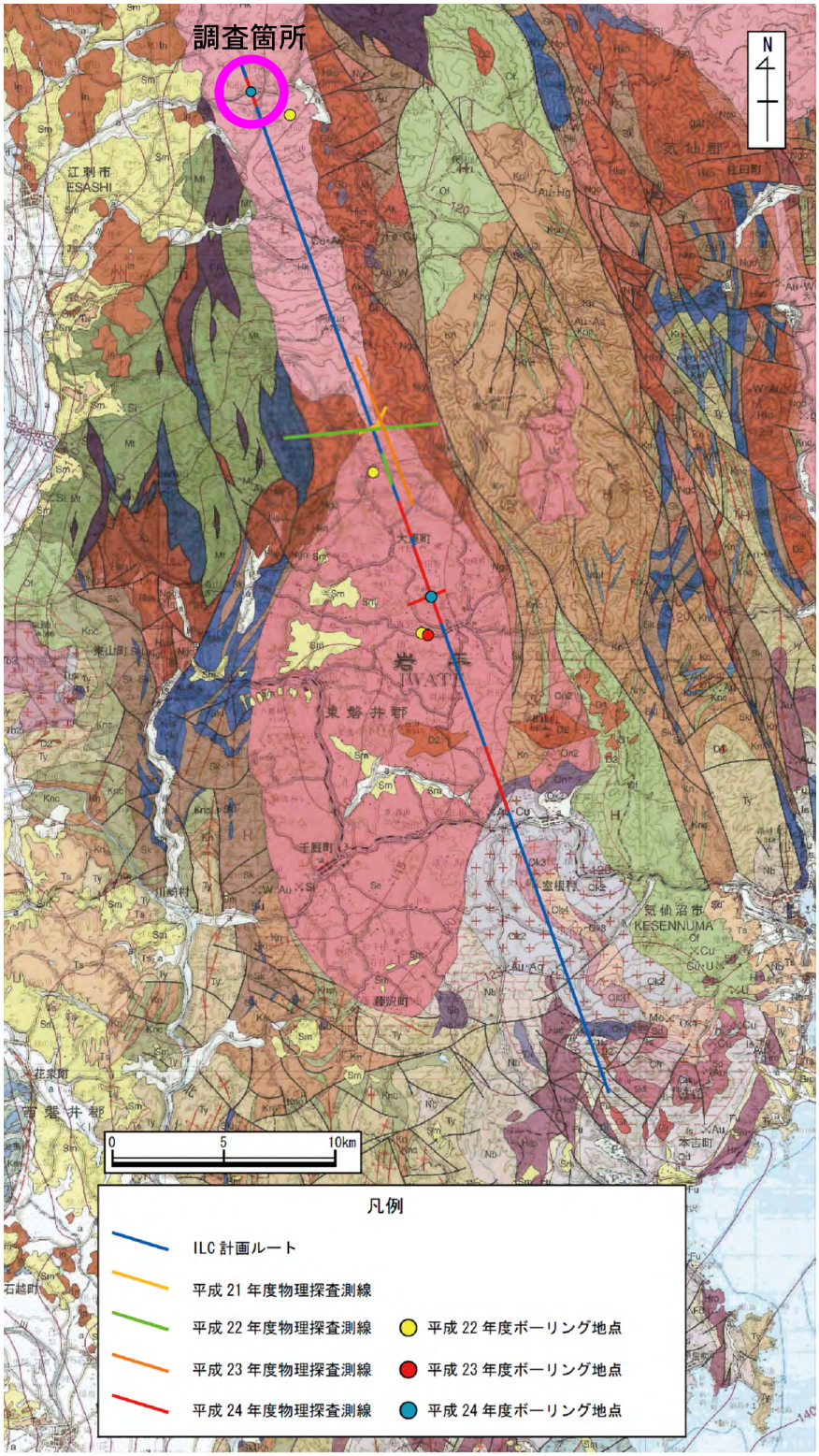


図 2.16: 人首川地区の位置

ボーリング調査結果：地質・岩盤状況 (孔口標高 (GL)：145.78m，掘進長：45.00m)

柱状図を図 2.17 に，コア写真を図 2.6 から図 2.12 に示す。地質・岩盤の状況は以下の通りである。

・深度 0.00～0.50m：腐植土。

・深度 0.50～1.00m：礫混じりシルト質砂。

・深度 1.00～2.27m：礫。

・深度 2.27～3.04m：礫混じり砂。

・深度 3.04～3.18m：礫混じりシルト。

・深度 3.18～4.76m：礫混じり砂。

・深度 4.76～14.47m：弱風化を受けた花崗岩。割れ目面の多くは赤褐色や褐色，淡黄褐色を呈する。また，割れ目面上に薄い粘土を挟在する箇所も認められる。コア全体に割れ目が多く，主に短棒状や岩片状 (角礫状や土砂 (マサ) 状含む) コアが交互に出現する。コア肌は粗い。岩盤等級は CM～CL 級区分に相当する。花崗岩中にインクルージョンやアプライト脈の貫入が認められる。

・深度 14.47～17.85m：新鮮な花崗岩。割れ目面のほとんどは風化を受けておらず新鮮である。コアは 15 cm 以上の棒状を呈する。岩盤等級は B～CH 級区分に相当する。花崗岩中にインクルージョンが所々に認められる。

・深度 17.85～45.00m：弱風化を受けた花崗岩。割れ目面の多くは赤褐色や褐色，淡黄褐色を呈する。また，割れ目面上に薄い粘土を挟在する箇所も認められる。コア全体に割れ目が多く，主に短棒状や岩片状 (角礫状や土砂 (マサ) 状含む) コアが交互に出現する。コア肌は粗い。岩盤等級は CM～CL 級区分に相当する。花崗岩中には所々にインクルージョンが認められる。また，熱水変質を受けた箇所や断層岩の可能性のある箇所も認められた。

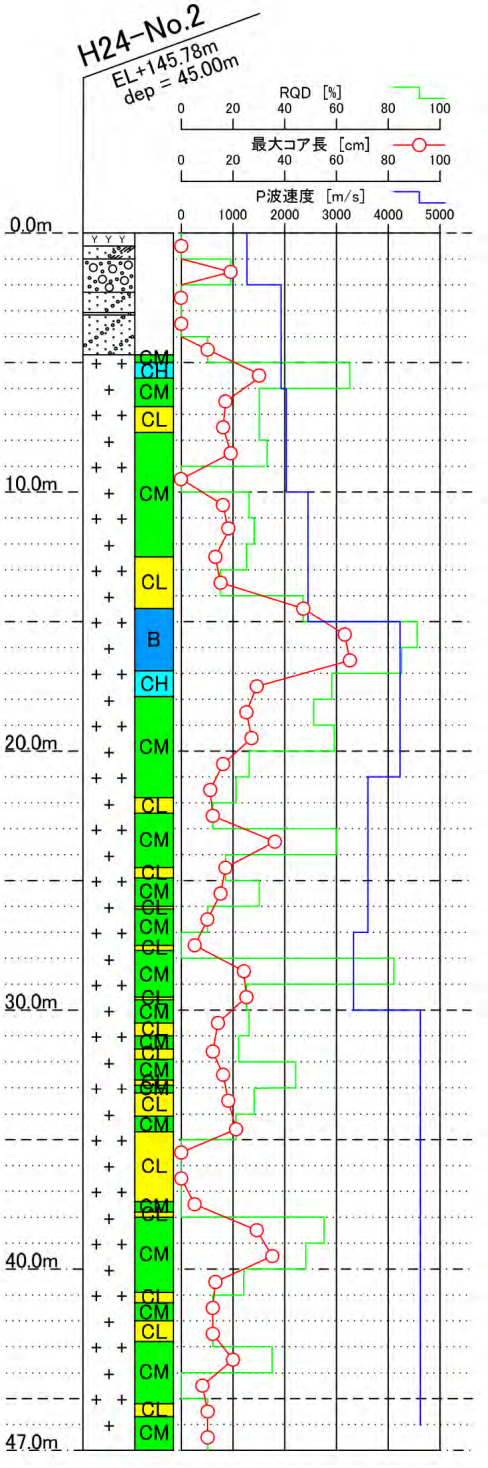


図 2.17: 簡易柱状図

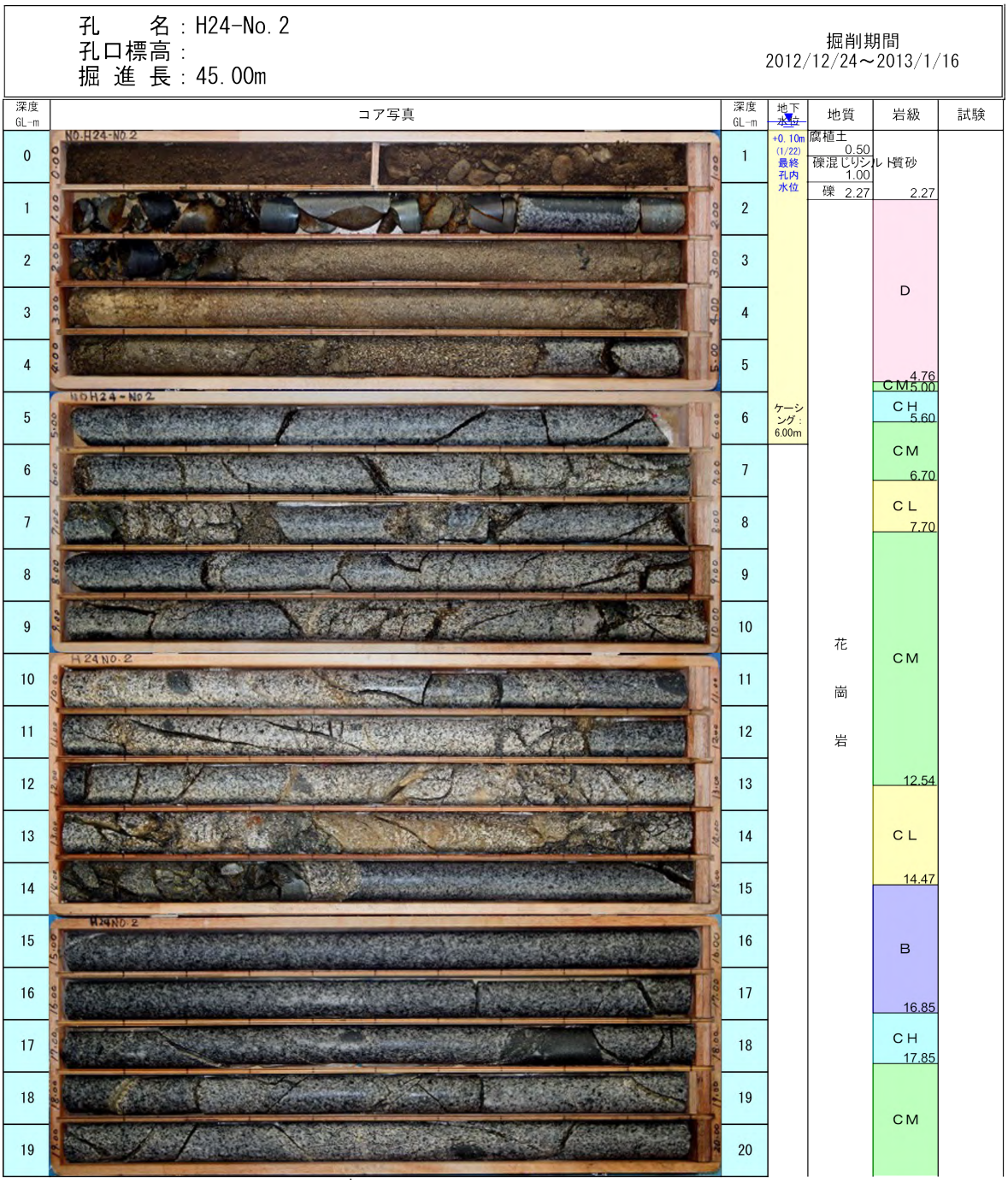


図 2.18: 人首川地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (0–20m)

図 2.19: 人首川地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (20–40m)

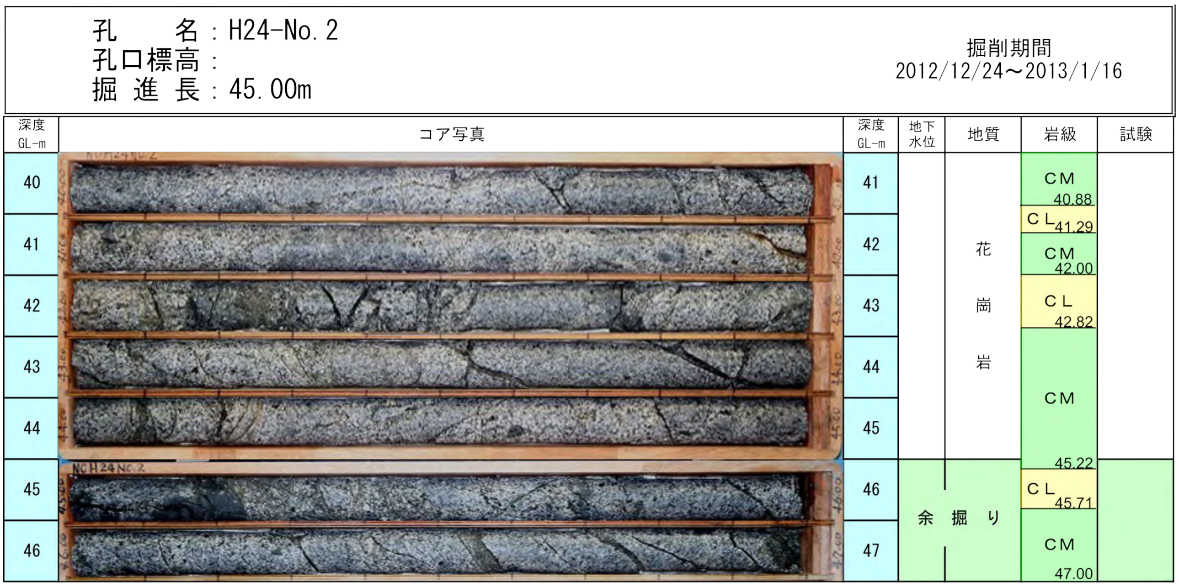


図 2.20: 人首川地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (40–45m)

電気検層

電気検層は，ボーリング孔沿いの比抵抗分布を求めることにより，岩盤の亀裂内部に存在する含水量の違いから岩盤の状況を把握することを目的として実施した。

測定区間はケーシング以深かつ地下水位以深 (深度 6 m 以深) を対象とし，ノルマル法で実施した。電極間隔は標準で 25cm，50cm，および，100cm である。図 2.21 に簡易柱状図とともに電気検層結果図を示した。電気検層の結果から次のことが分かる。

- 測定された比抵抗値は 70〜15,000 Ω · m 程度と幅広い値を示す。
- ボーリング結果と比較すると，CM 級優勢区間では概ね 3,000 Ω · m 以下，B 級優勢区間では 3,000 Ω · m 以上の値を，B 級優勢区間内の変質部では概ね 1,300 Ω · m と周辺に比べて低い値を示す。
- ボーリング結果と比較すると，岩級区分が B 級の区間では比抵抗値は 10,000 Ω · m 程度を示す。逆に亀裂の多い区間（CL 級）では 100–300 Ω · m 程度，亀裂の少ない区間（CM 級）では概ね 300 Ω · m 以上の値を示す。

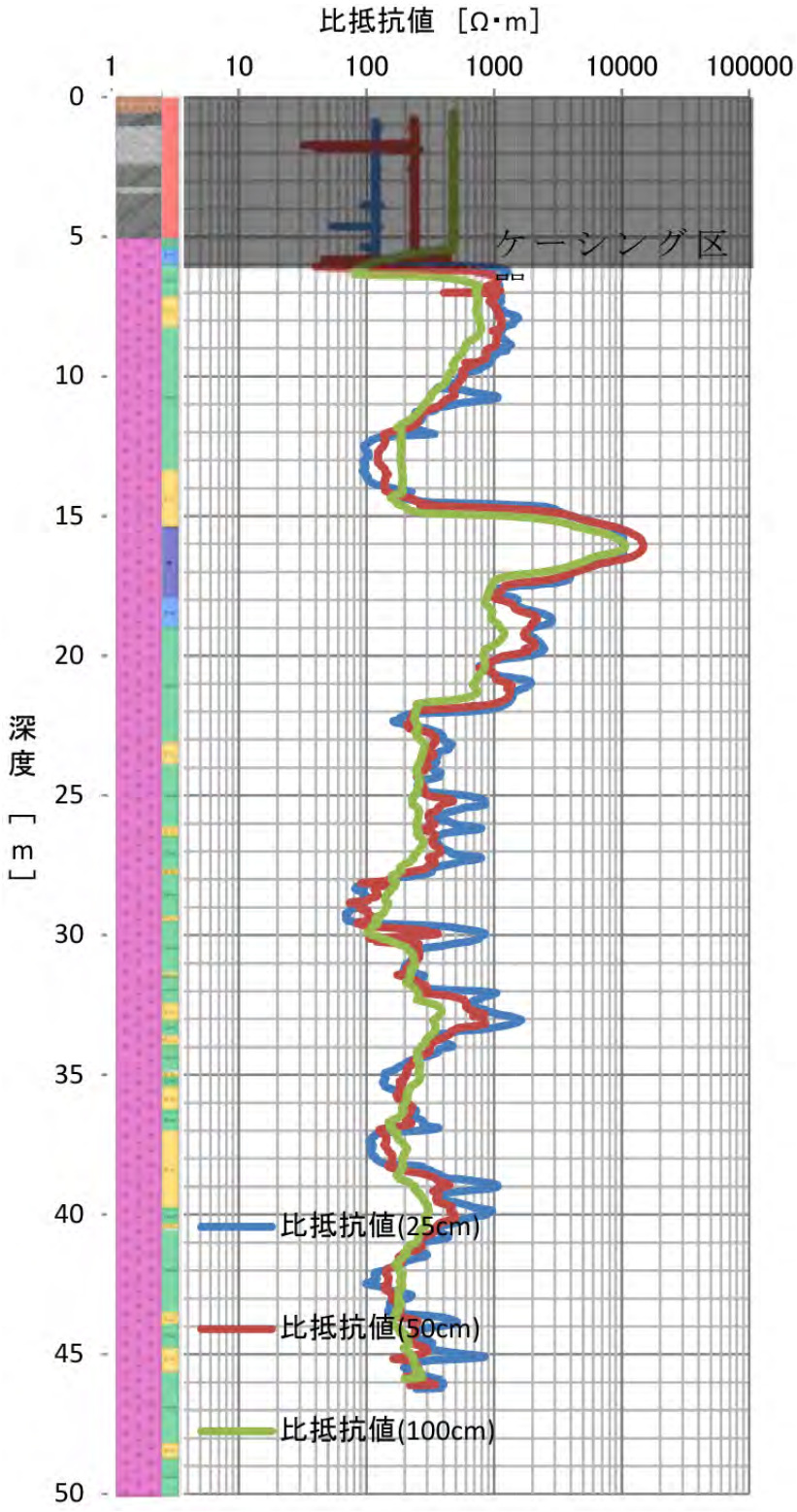


図 2.21: 人首川地点ボーリング孔電気検層結果図

速度検層

トンネルの地山評価で多く用いられる弾性波速度 (P 波速度) を知る目的で実施した。測定区間は，ケーシング以深かつ地下水位以深を対象とした。測定は地表付近で起振し孔内で観測する「ダウンホール法」を用いた。受振は 2m ピッチの多連型の孔内受振器 (ハイドロフォン) を使用し，起振は地表で重錘を落下させる方法を用いた。

図 2.22 に人首川地点ボーリングコア孔の簡易柱状図とともに速度検層の結果を示した。これから次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は，1,200 – 4,600 m/s を示す。
- 速度層は 3 層に区分され，速度層境界深度は 15 m および 30 m である。
- 第 1 層は 1,200 – 2,400 m/s 程度の速度を示し，深度が深いほど速度が速くなる傾向がある。
- 第 2 層は 3300 – 4200 m/s で，B 級岩盤付近で最も速い値を示す。
- 第 3 層は，CM 級の中に CL 級を多く挟むが，全体を通して本孔で最も速い P 波速度 4,610 m/s を示す。

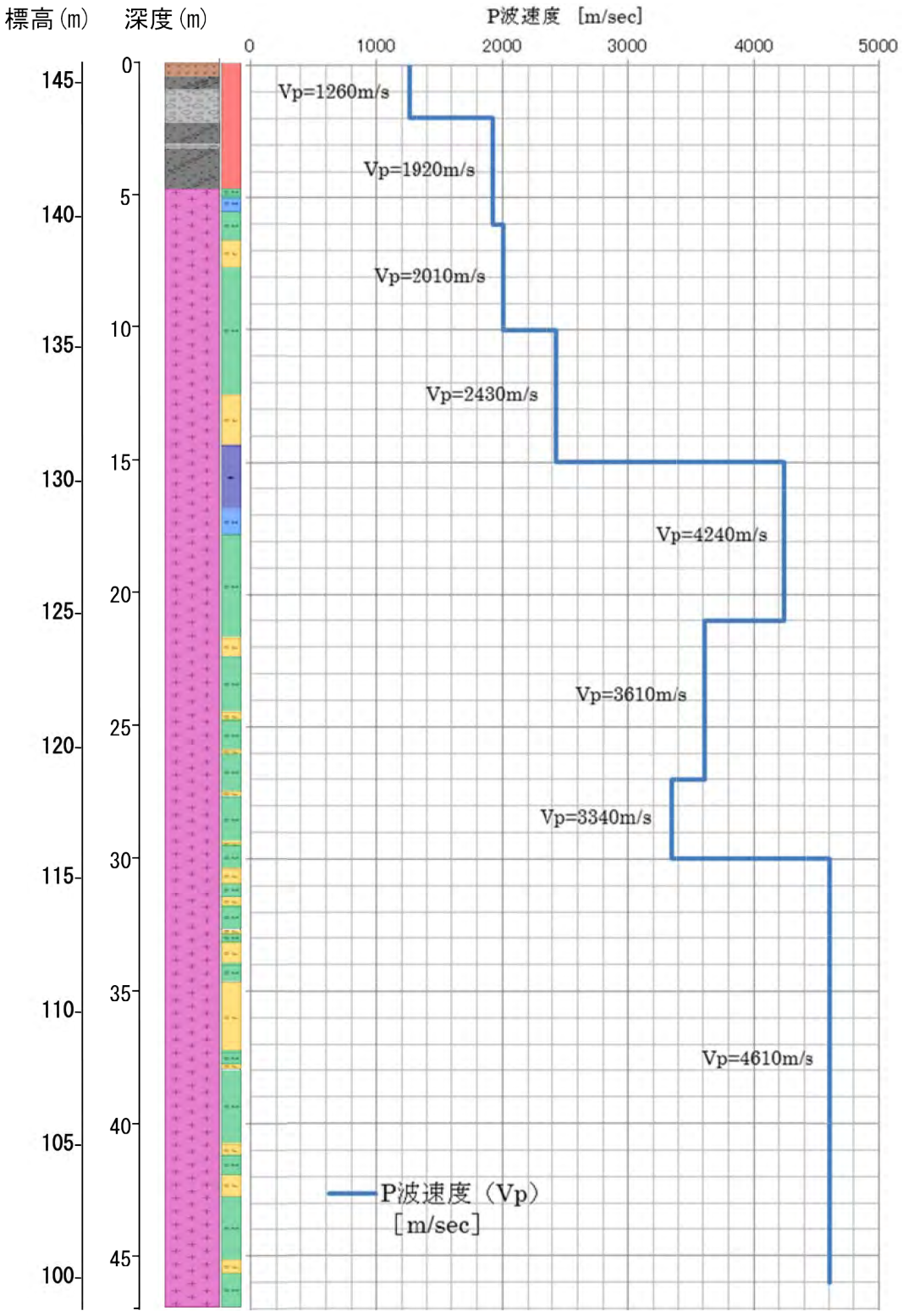


図 2.22: 人首川地点ボーリング速度検層結果図

湧水圧試験

平衡水位と透水係数を知る目的で実施した。計画される衝突実験ホールの深度を念頭に，ボーリングコアやボアホールテレビ観察で認められた割れ目を試験範囲に含むように設定した。

試験結果を表 2.3 にまとめる。いずれも周囲と同じく割れ目が多い区間である。得られた透水係数 k は 10^{-6} 程度となった。。

表 2.3: 湧水圧試験の結果

試験深度 (GLm)	標高 (m)	平衡水位 (GLm)	透水係数 k (m/s)
-30.00 ～ -32.00	113.78 ～ 115.78	2.20	1.41×10^{-6}
-30.00 ～ -32.00	113.78 ～ 115.78	2.61	1.70×10^{-6}
-32.50 ～ -38.00	107.78 ～ 113.28	1.75	1.23×10^{-6}
-32.50 ～ -38.00	107.78 ～ 113.28	1.76	5.41×10^{-6}

孔内水平載荷試験

メインライナックトンネル予定深度付近の岩盤変形特性を把握するため，メインライナックトンネル付近の 3 深度について，それぞれの岩盤変形特性を求めることにした。なお，試験深度はそれぞれ対応する深度のうち，割れ目等の地質的な問題のない箇所で実施した。試験結果を表 2.4 にまとめる。

表 2.4: 孔内水平載荷試験の結果

深度 (m)	標高 (m)	地質	岩級区分	変形係数 (MPa)	弾性係数 (MPa)			
				D	$E1$	$E2$	$E3$	$E4$
28.60	117.18	花崗岩	CM	835	1076	1439	1497	——
32.20	113.58	花崗岩	CM	3061	4717	7412	11248	11627
37.70	108.08	花崗岩	CM	731	913	783	——	——

屈折法地震探査

当地区は ILC 計画ルートの北方に位置する人首花崗岩内が分布する地区で，人首川を横断する

付近の土被りが薄いことから屈折法地震探査を実施した。早麻山山頂付近を交点として 2 測線を設定した。測線長は ILC 想定ルート沿いに 1,500 m，受信機設置間隔は 10 m とした。得られた結果を図 2.23 に示す。

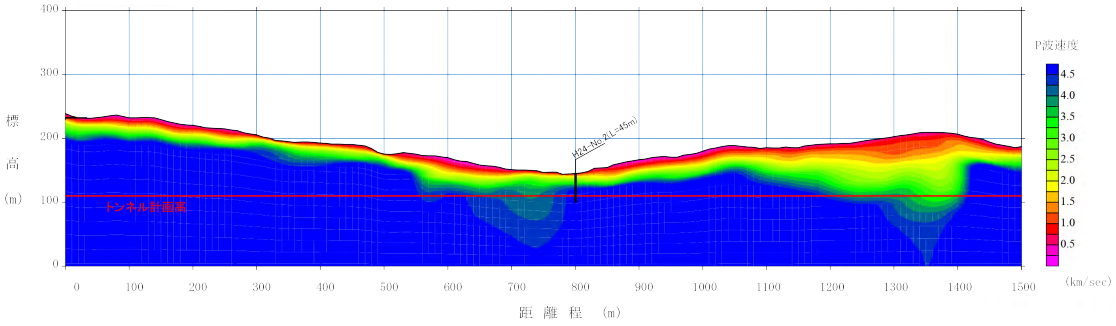


図 2.23: 2 次元 P 波速度断面

得られた P 波速度断面図から次のことが分かる。

- 解析された P 波速度 (V_P) は 0.3–6.0 km/sec 程度である。
- 0.3 km/sec 程度の速度層は表層の極浅部にのみ存在する。これは，表層の未固結層を表していると推定される。
- この下位には，1.0–3.0 km/sec 程度の速度層が測線全体に渡って分布する。この層は尾根部で厚くなる傾向を示す。特に南側の尾根は北側と比較して顕著に厚く 50 m–100 m 程度を示す。また，人首川の両岸でもやや厚い傾向が認められる。風化した花崗岩層に相当すると推定される。
- 最下層の速度値は 5 km/sec 以上であり，ILC トンネル計画高の大部分にこの速度層が分布する。速度値より，これらはほぼ新鮮な花崗岩類に相当すると考えられる。
- 人首川北方の河床部分および南側の尾根部分では，トンネル計画高の深度に周囲と比較して低速度のゾーンが認められる。これらは 3 km/sec 以上の速度値を示すため亀裂が多い花崗岩と推測される。

岩石試験

岩石試験の結果，湿潤密度 (ρ_t) は，2.71 g/cm^3 程度であった。

一軸圧縮強度 (qu) は，140–160 MN/m^2 であった。

圧裂引張り強さ (σ_t) は，12 MN/m^2 前後であった。

超音波伝播速度については，P 波速度が 6,200 – 6,290 m/sec であり，非常に速い速度値となっている。S 波速度は 3,200 m/sec 程度であった。

岩盤内の面構造

ボーリング孔の内壁をボアホールテレビによって観察した。ケーシングによる保孔部下端の深度 6.2 m 以深で実施した。

ボアホールカメラにより確認できた節理・割れ目，および，岩脈境界に見られた面構造のステレオネット図を図 2.24，および，図 2.25 に示す。なお，ステレオネットにはシュミットネット (等積投影) を用い，下半球投影の極投影図で示す。

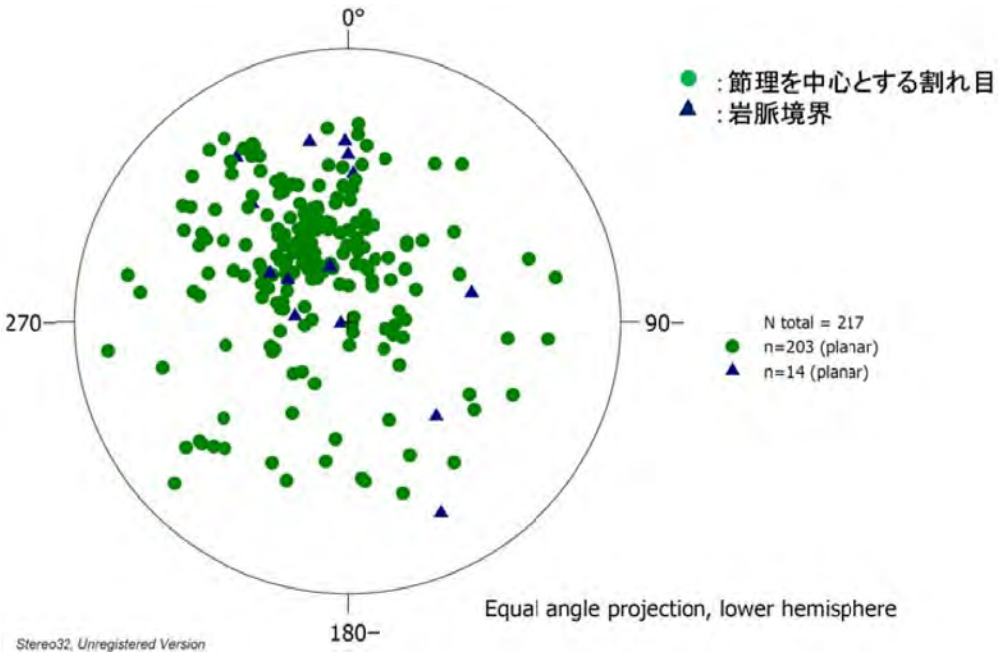


図 2.24: 人首川地点ボーリング孔ボアホールテレビで認められる面構造。

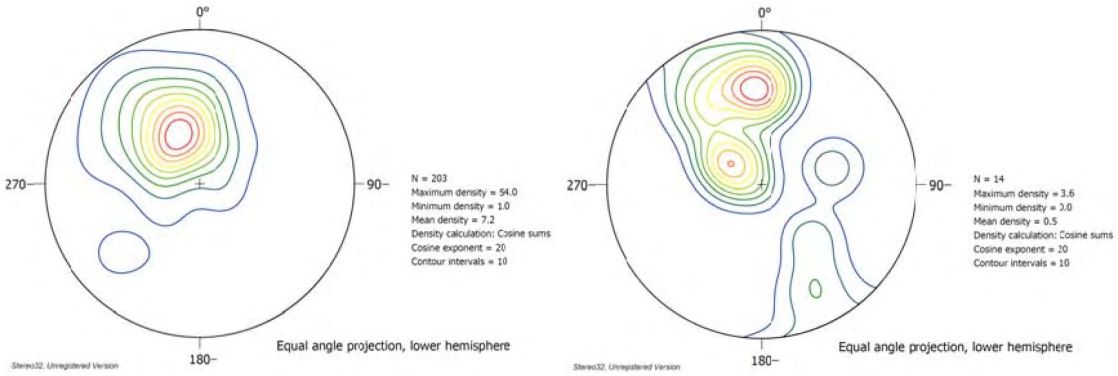


図 2.25: 節理・割れ目 (左図)，および，岩脈 (右図) の向きの傾向。

面構造には以下の傾向が見られる。

- 水平に近い割れ目は少なく，北東〜南西の走向で 30–60° で南東に傾斜する割れ目が優勢である。
- シーティング節理のような集中は見られない。
- 岩脈などの岩相境界面の方向の傾向も節理と似た傾向である。

(c) 阿原山北斜面

平成 29 年度に，地質・岩盤状況を把握する目的で，屈折法地震探査を実施した (図 2.26)。阿原山は，人首深成岩体の分布範囲であり，ILC 想定ライン上で最も標高の高い地域である。

屈折法地震探査

当地区は，阿原山北縁の傾斜が急に変化することから屈折法地震探査を実施した。測線長は ILC 想定ルート沿いに 5,200 m，受信機設置間隔は平地では 10 m，山間部では 50 m とした。得られた結果を図 2.27 に示す。

得られた P 波速度断面図から次のことが分かる。

- 速度構造は測線全体的に 3 層構造を呈する。
- 解析された P 波速度 (V_P) は，第 1 層では 0.3–1.0km/sec 程度，第 2 層では 1.0–4.0km/sec 程度である。
- 第 1，第 2 層は距離程 1,200–1,600m 付近で厚くなっており約 80 m である。
- 第 3 層は 4.0km/sec 以上となっており，ILC 計画レベル (標高 100m) での速度は全体に渡り 4.5km/sec 以上となっている。

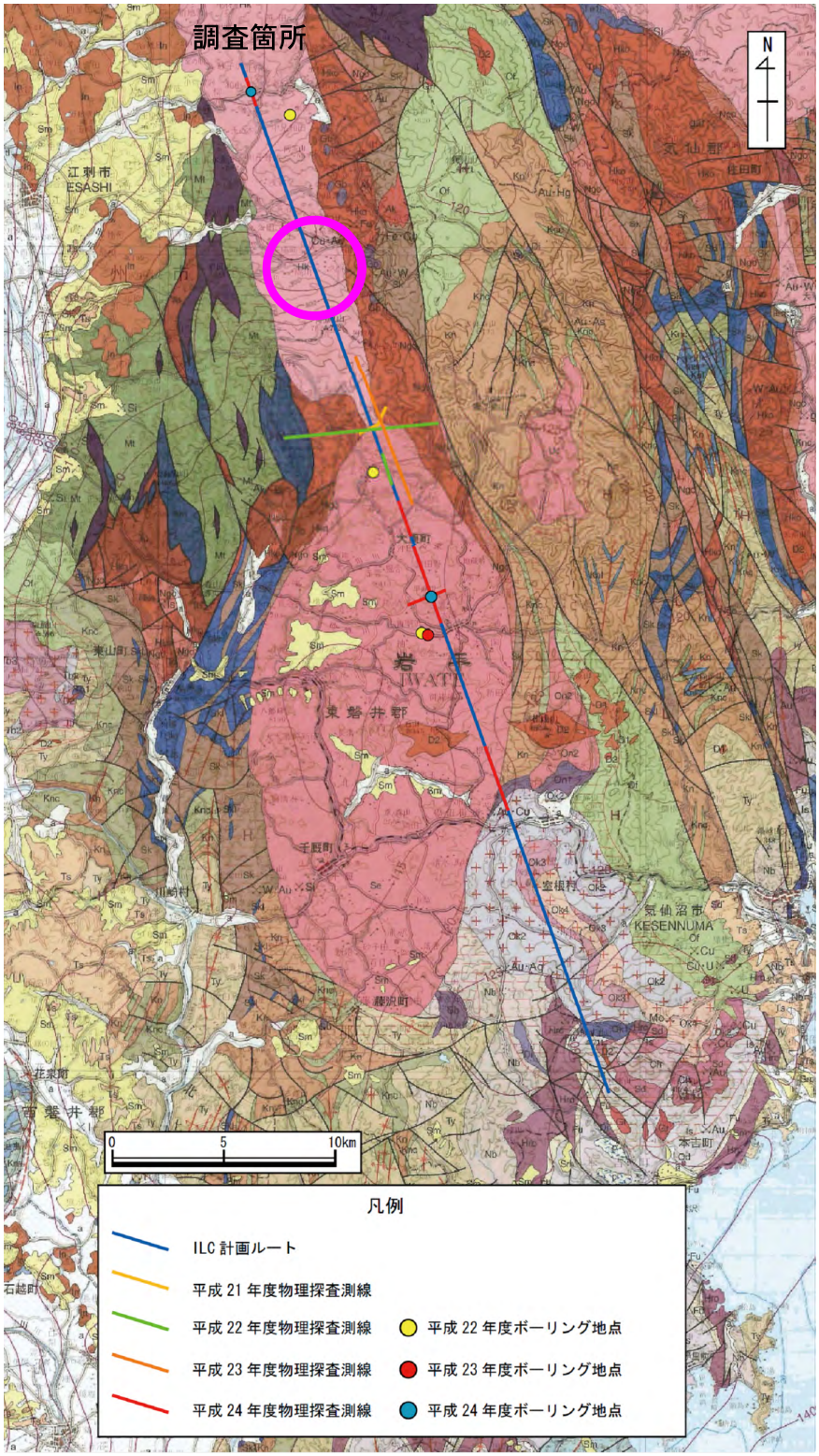


図 2.26: 阿原山北斜面の位置

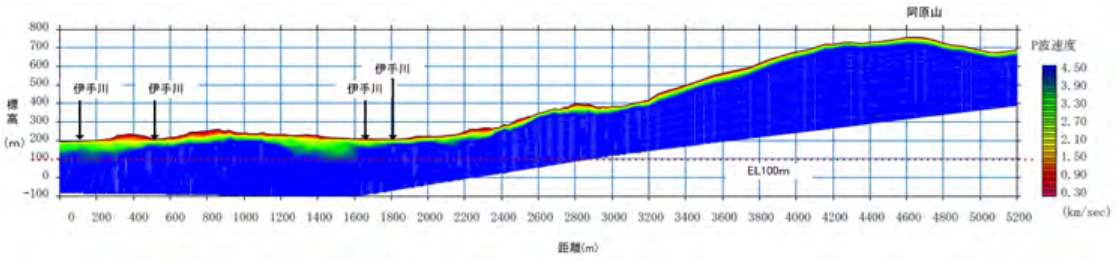


図 2.27: 2 次元 P 波速度断面

2.1.3 人首深成岩体と千厩深成岩体の境界部 (くびれ部) の性状

地形調査・地表地質踏査・放射能探査・重力探査いずれの調査結果から，人首深成岩類と千厩深成岩類の接触部においても地下で花崗岩類は連続しており，その分布範囲は地表で見られる範囲よりも広がる傾向を読み取ることができた。

人首深成岩体と千厩深成岩体の接触部は地表における花崗岩の分布域が 1 km ほどに狭まり，いわゆる “くびれ” た形状となっている (図 2.28)。また，地表地質調査によって活断層ではなく岩盤の硬軟差や貫入岩に規制される地形であることが明らかになったものの，2 つの岩体の境界部分にリニアメント (No.7) を抽出した。そこで、地下における花崗岩の広がりを把握し，当地点の地質状況や断層破砕帯の有無を詳細に把握することを目的として，地形調査（空中写真判読，1 m DEM：立体斜度図判読），地表地質踏査，放射能探査，屈折法地震探査，反射法地震探査，電磁探査（CSAMT 法），および重力探査を行った。

地形調査（空中写真判読，1 m DEM：立体斜度図判読）

(1) 空中写真判読

1/10,000 空中写真を用いて，リニアメント判読を実施した。判読した結果，一関市大東町の天狗岩山南方から萩ヶ崎山南麓に至る長さ約 9.5km の区間に，走向 NE-SW 方向のリニアメント (No.7) を認めた。このリニアメントは，山地斜面に認められる鞍部，直線状の崖・谷，傾斜変換線（遷緩線），直線状の地形境界（山地／扇状地）の断続からなり，リニアメント中央部付近では高度不連続が認められるが北部，南部では不明瞭である。以上のような特徴から，本リニアメントは L_E ランクに区分された。ILC の計画ラインはリニアメント北部を横断する。なお，主要な文献には，本リニアメントと一致する活断層または推定活断層（活断層の疑いのあるリニアメントを含む）は図示されていない。

地表地質踏査による活断層調査結果では断層露頭は確認されず，このリニアメントは NNE–SSW 方向に貫入する斑レイ岩岩脈により規制された地形と，周囲に分布する中・古生層の地層境界に起因すると推定できる。

(2) 立体斜度図判読

航空レーザ測量により新たに取得した 1mDEM から作成された立体斜度図を用いて地形判読を行った (図 2.29)。

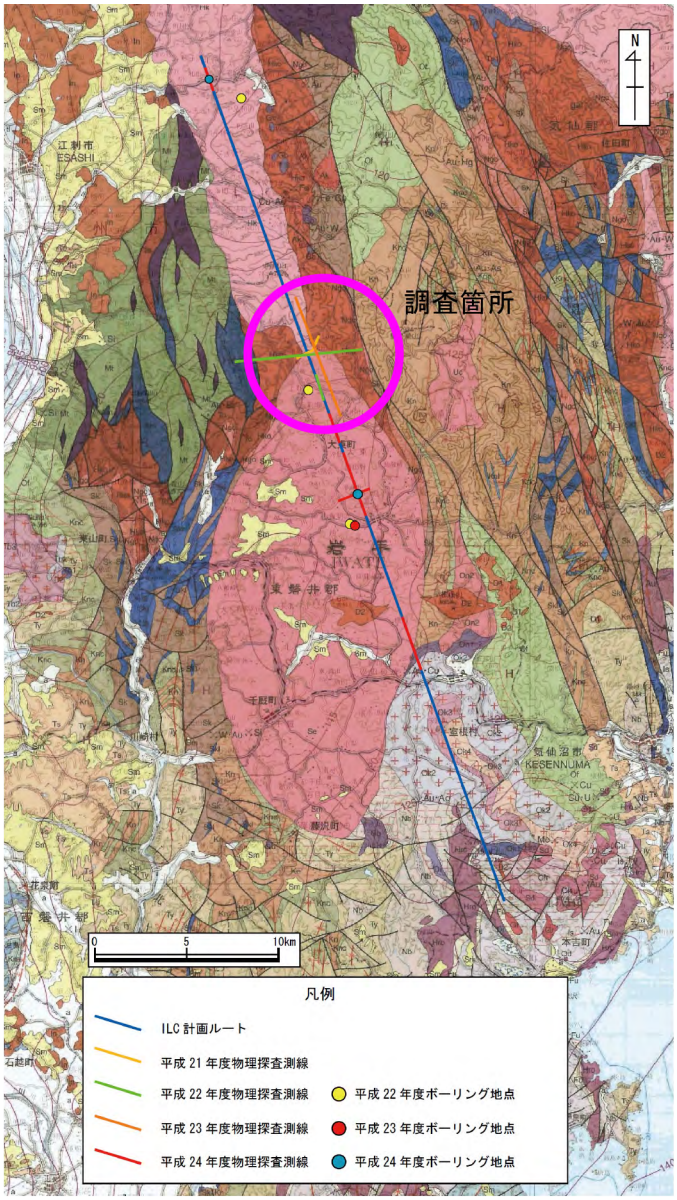


図 2.28: ILC 計画と地質分布との関係（20 万分の 1 地質図）

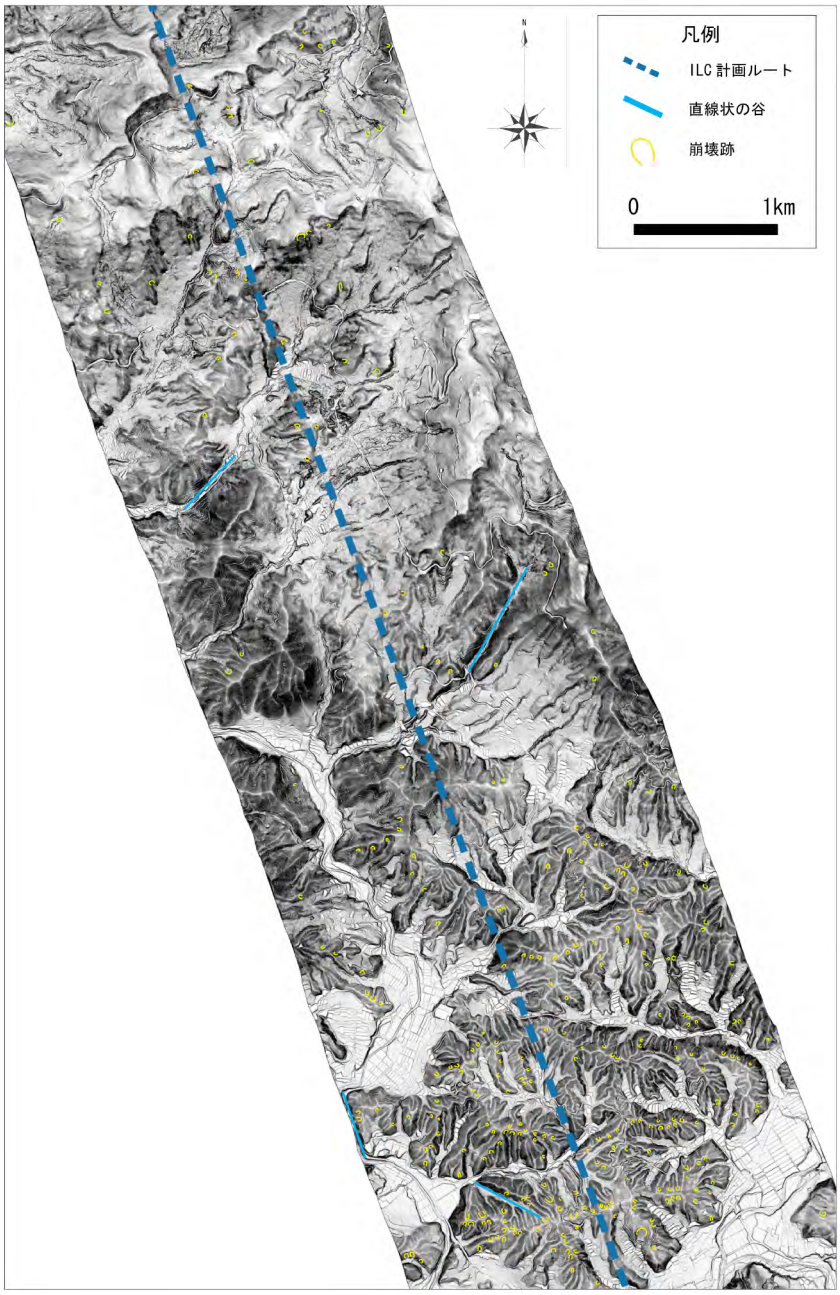


図 2.29: くびれ部における地形概略図

地表地質調査

深成岩体の境界を把握することを主目的に詳細な地表地質踏査を実施した。その結果を，(1) 境界部周辺と (2) 境界部に分けて結果を示す。

(1) 境界部周辺

図 2.30 に境界部周辺の地質平面図を示すとともに，図 2.31 に A–A′ から E–E′ の地質断面図を示す。

(1-1) 人首深成岩体と千厩深成岩体の岩相・岩質

図 2.32 に人首深成岩体と千厩深成岩体の露頭写真を示す。既存文献によると，人首深成岩体は花崗閃緑岩に，千厩深成岩体は石英閃緑岩からトーナル岩に分類される。地質踏査の結果，両者は遷移的な関係であり，明瞭な境界は認められなかった。

(1-2) 古生界堆積岩類の岩相・岩質

図 2.33 に調査地域に分布する代表的な古生界の堆積岩類の露頭写真を示す。本調査地域の古生界は石炭系日頃市層相当層で，緑灰色を呈する細粒砂岩が優勢で，チャートに似る硬質な凝灰岩を挟む。古生層は，花崗岩類の周辺の広い範囲で熱変成によりホルンフェルス化しており，塊状緻密であり帯紫色を呈する。

(1-3) 斑レイ岩の岩相・岩質

図 2.34 に調査地域に分布する代表的な斑レイ岩の露頭写真を示す。斑レイ岩は花崗岩類の周囲に狭い範囲に局在し，一部岩脈状を呈する。斑レイ岩は堅硬で浸食に強く，鳥海川では境界部が直線状にならび，リニアメントを形成している。

(1-4) 土石流堆積面とその堆積物

図 2.35 に調査地域に認められる土石流堆積面とその堆積物の写真を示す。土石流堆積面は一関市大東町新田付近に広く分布している。地表面には巨礫が散在し，牧草地等に利用されている。なお，土石流堆積物は主に角礫層から構成されている。

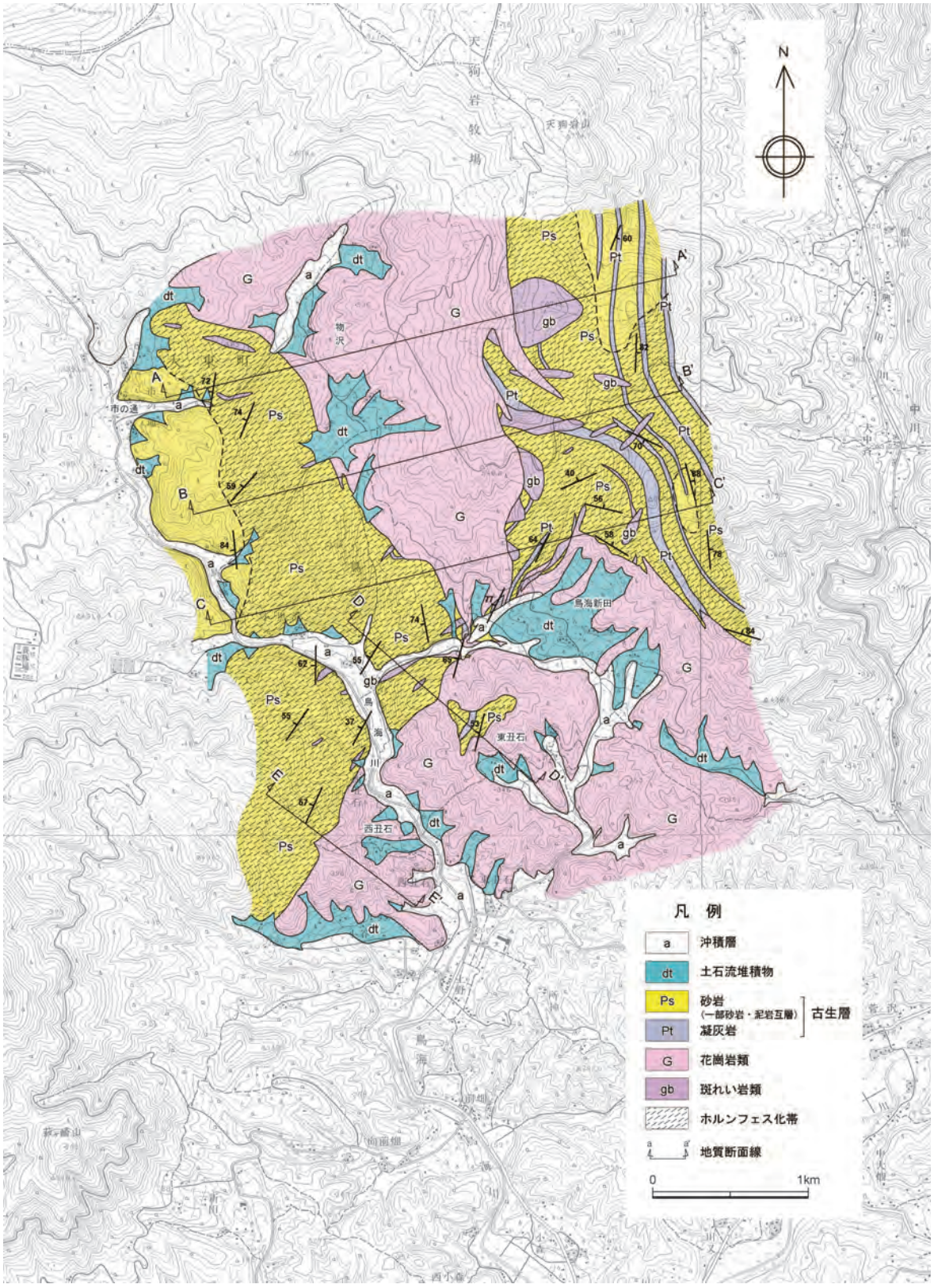


図 2.30: 境界部周辺の地質平面図

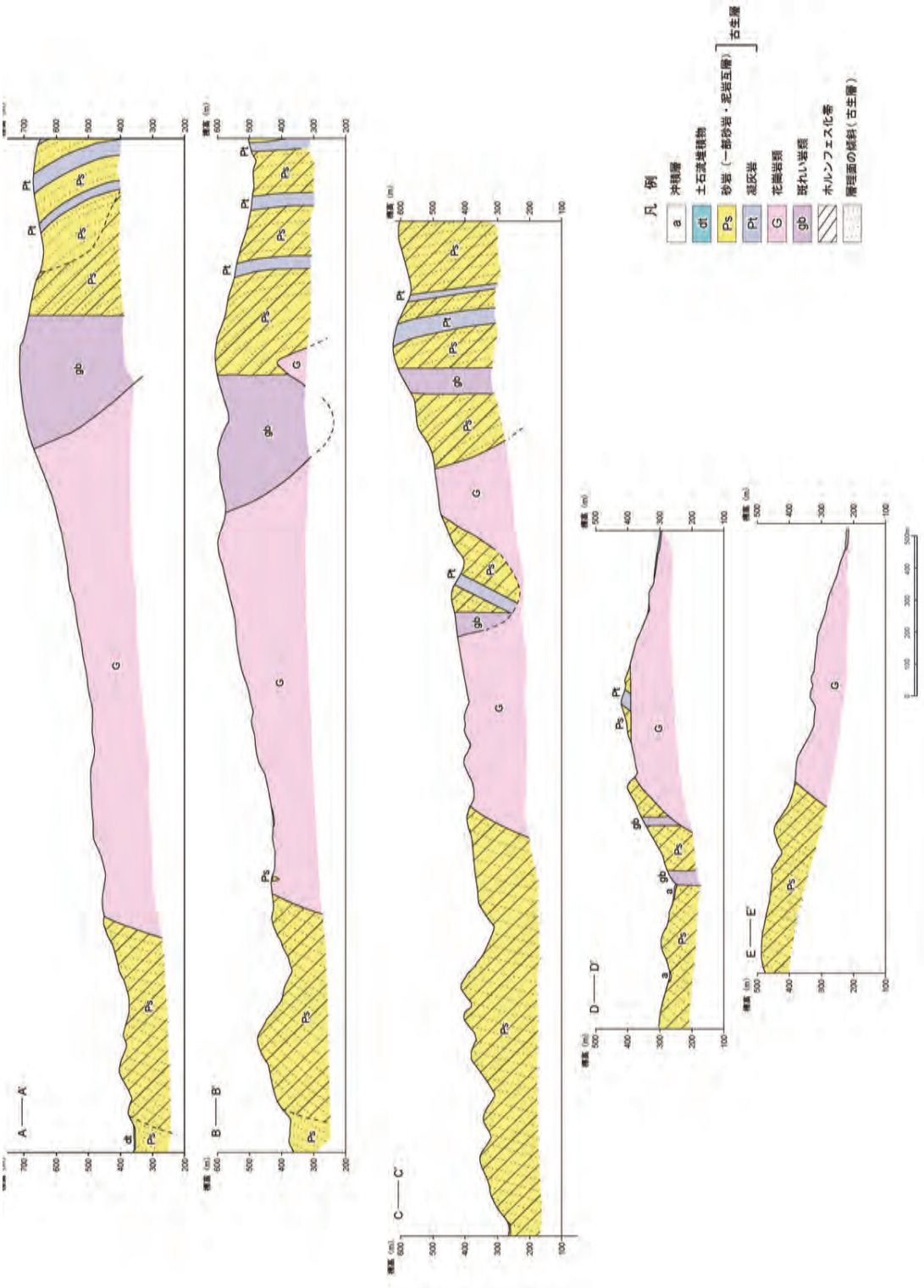


図 2.31: 境界部周辺の地質断面図

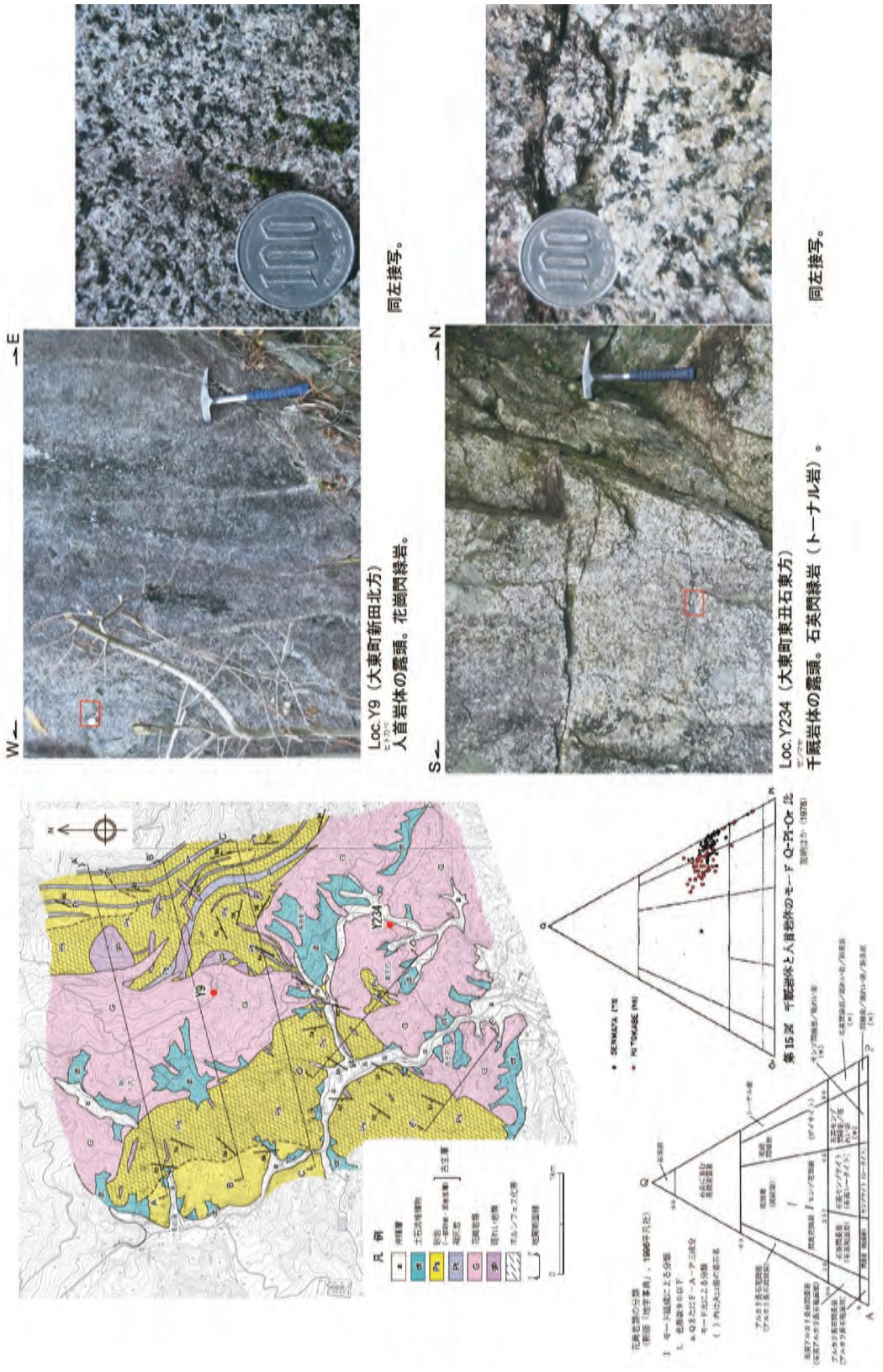


図 2.32: 調査地の人首花崗岩体と千厩花崗岩体の露頭写真

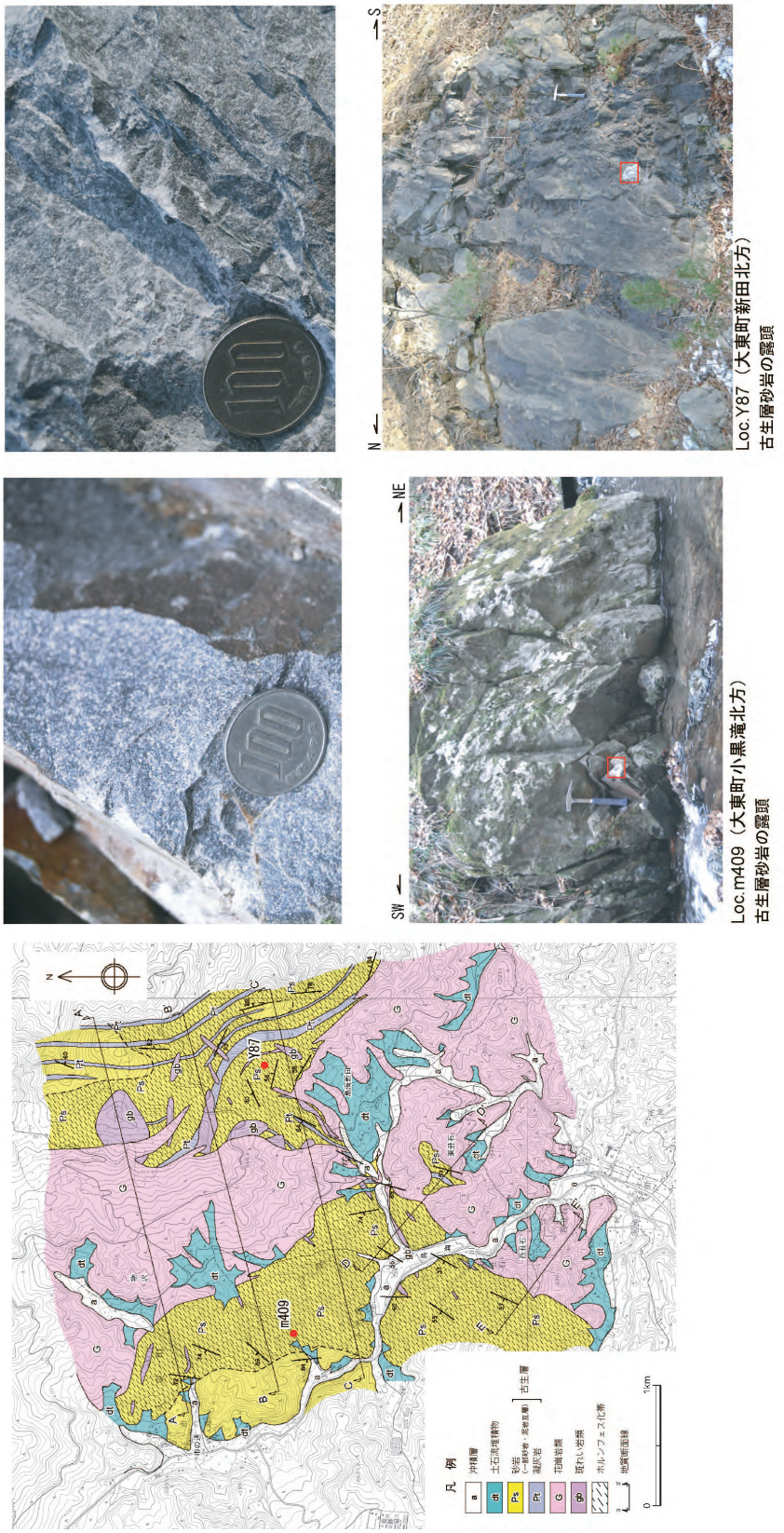
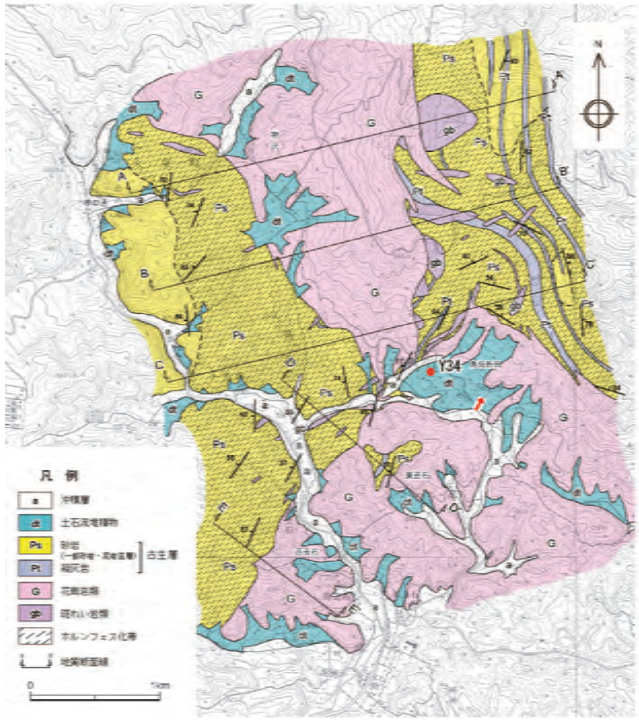


図 2.33: 調査地の古生界の露頭写真

図 2.34: 調査地の斑レイ岩の露頭写真



Loc.Y34（大東町新田）
土石流堆積物の露頭。主に角礫層よりなる。

地形写真1（↗）：大東町新田
大東町新田付近に広く分布する、土石流堆積面の地形。地表面には巨礫が散在する。

図 2.35: 調査地の土石流堆積物の露頭写真

(2) 境界部

図 2.36 に境界部近傍の地質図を，図 2.37〜図 2.41 に a–a′ から e–e′ の地質断面図および露頭写真を示す。境界部近傍では，古生界の堆積岩類の下位に花崗岩類が多くの地点で認められた。その位置関係から，地表では局在的な分布を見せる花崗岩類であるが，地下深部では両花崗岩体とも地表部よりも広範に広がるものと推定される。

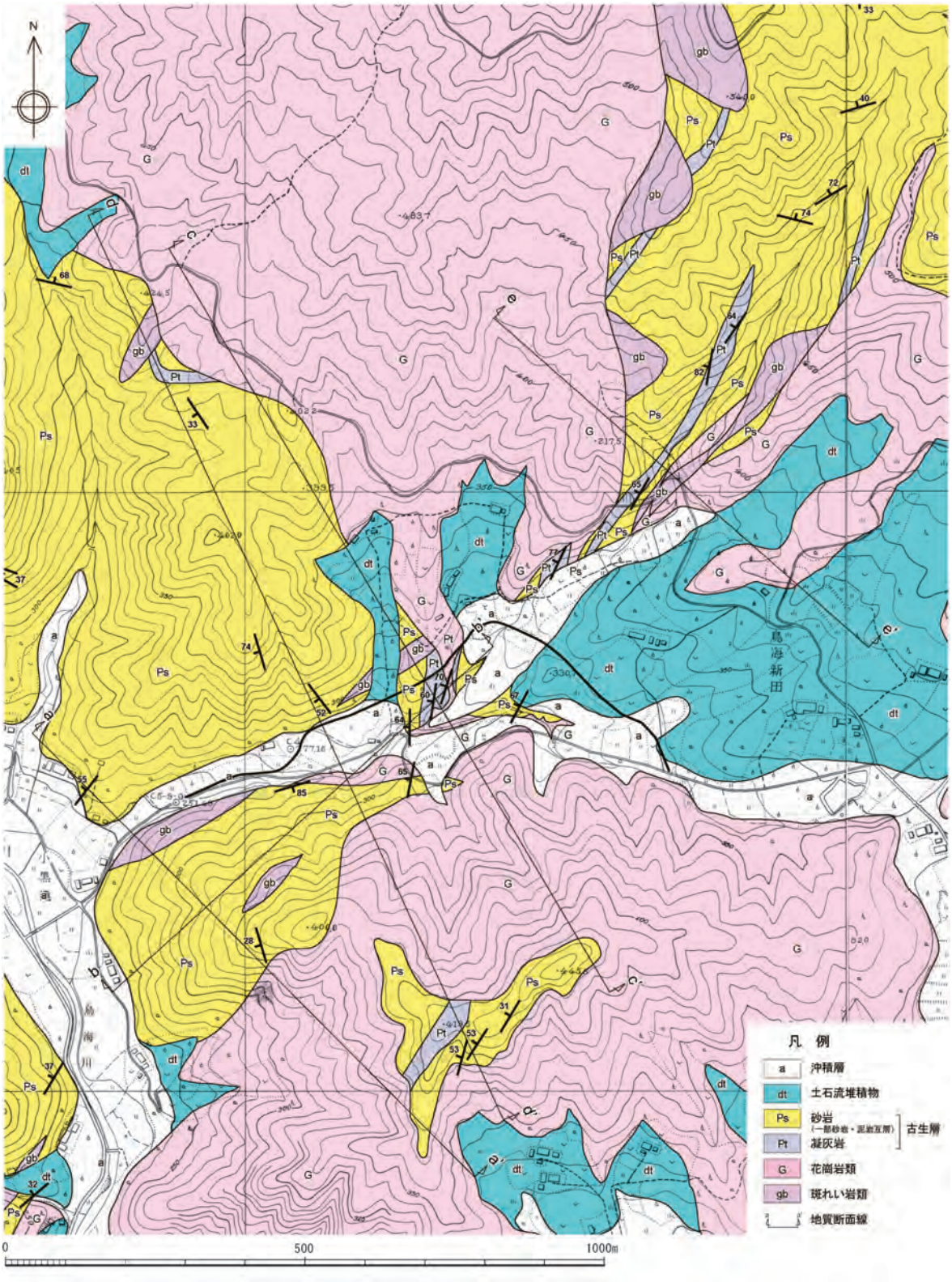


図 2.36: 境界部近傍の地質平面図

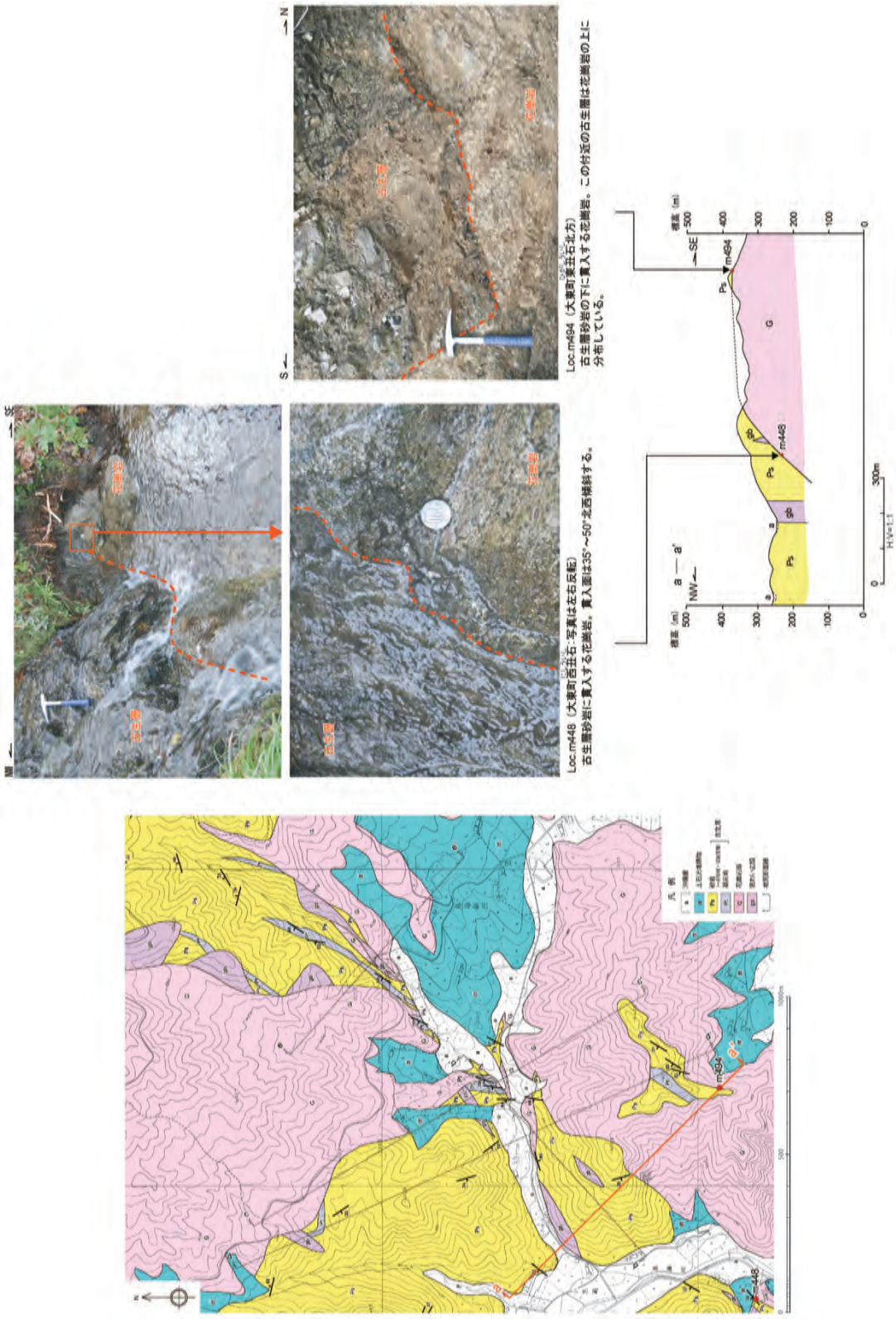


図 2.37: 境界部近傍の地質断面図 (a–a′)

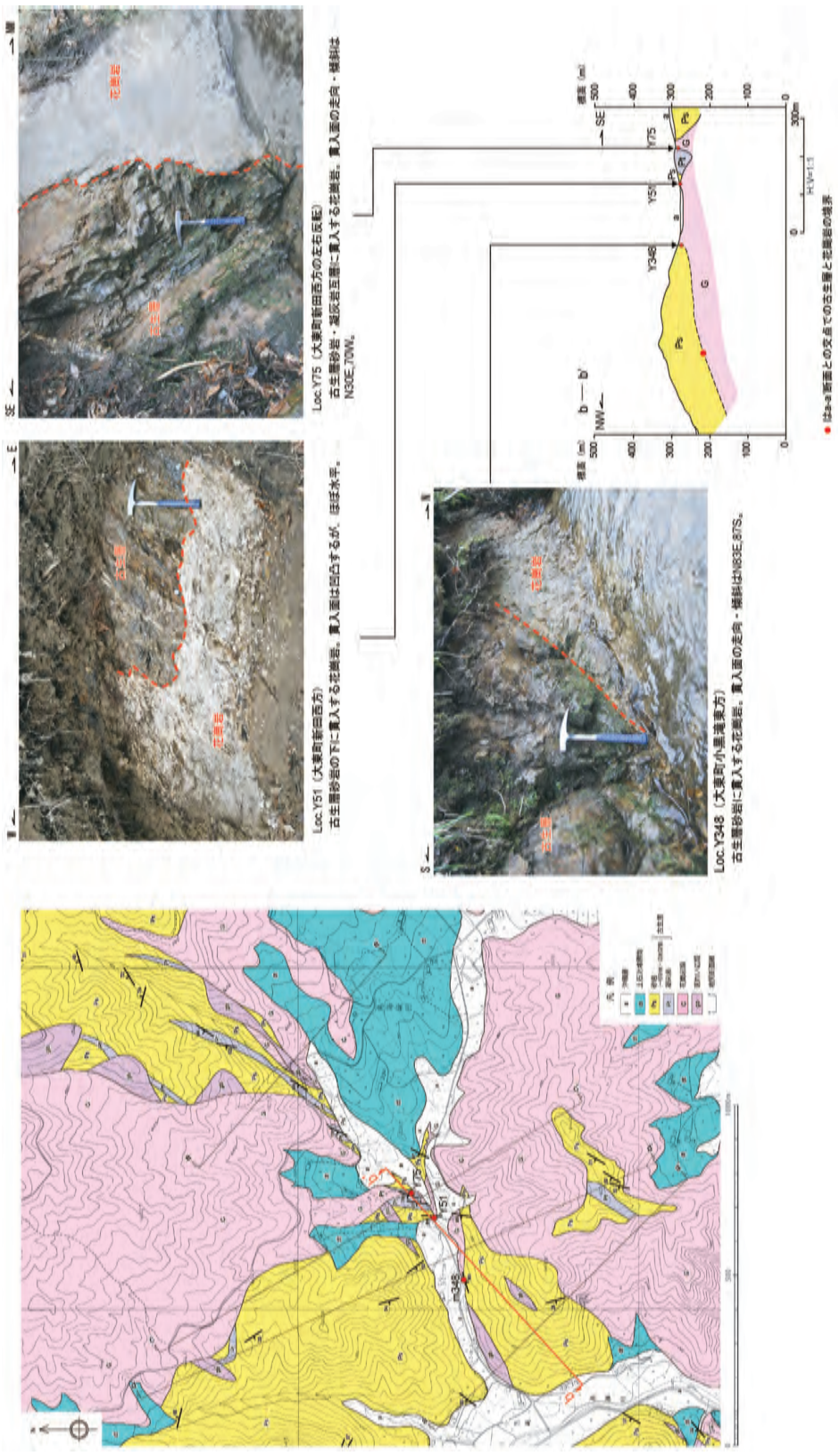


図 2.38: 境界部近傍の地質断面図 (b–b′)

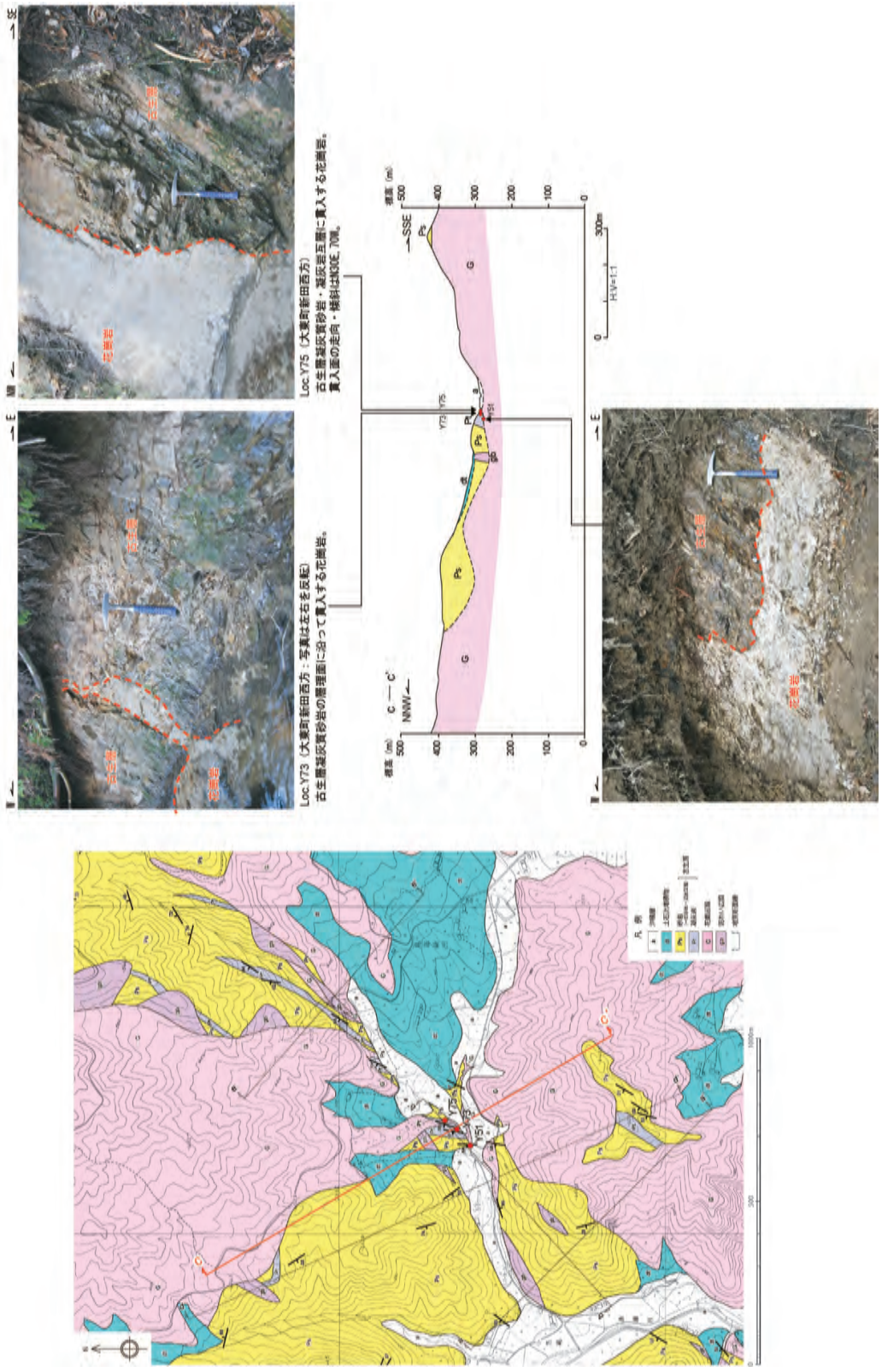


図 2.39: 境界部近傍の地質断面図 (c–c′)

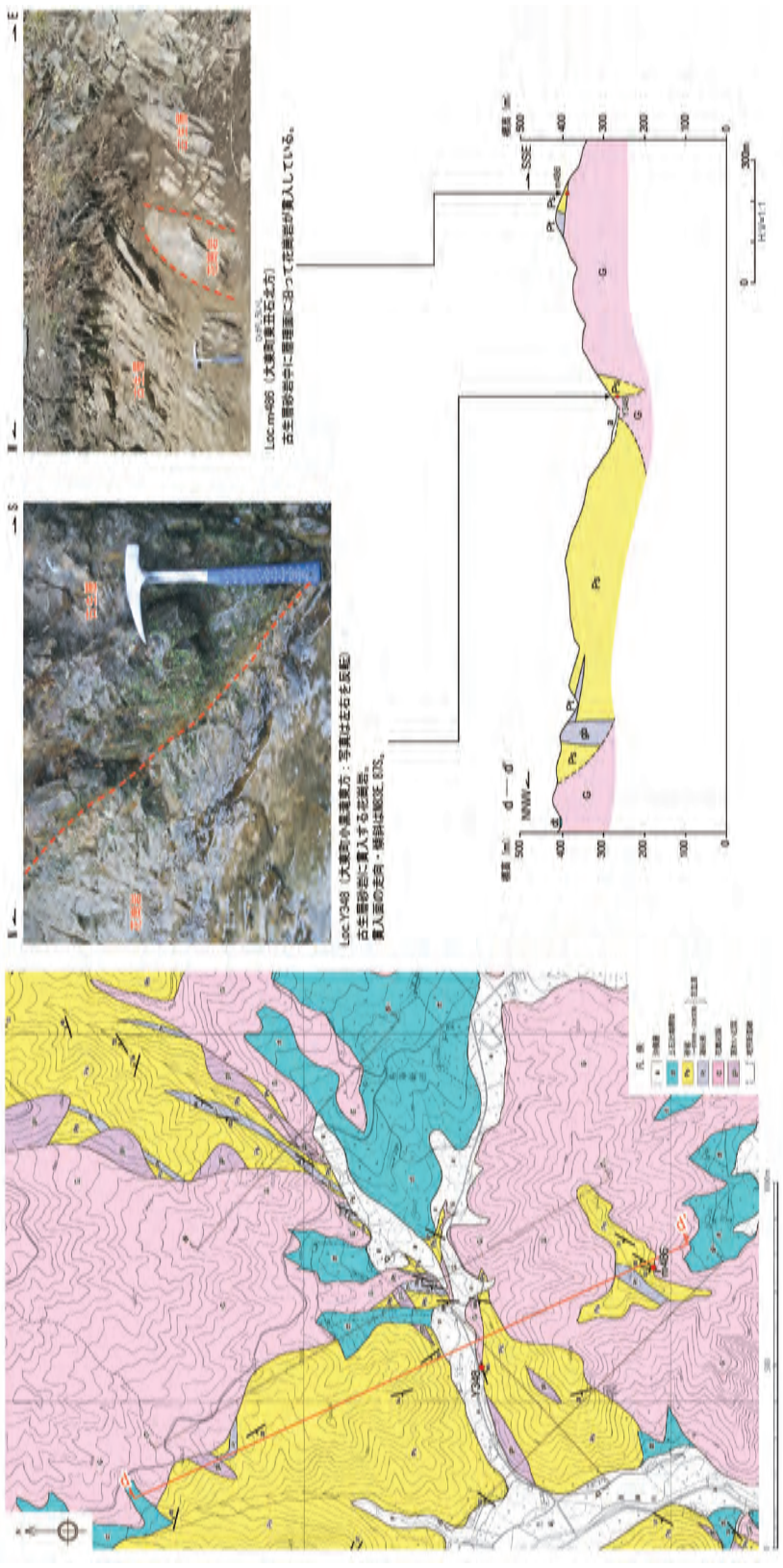


図 2.40: 境界部近傍の地質断面図 (d–d′)

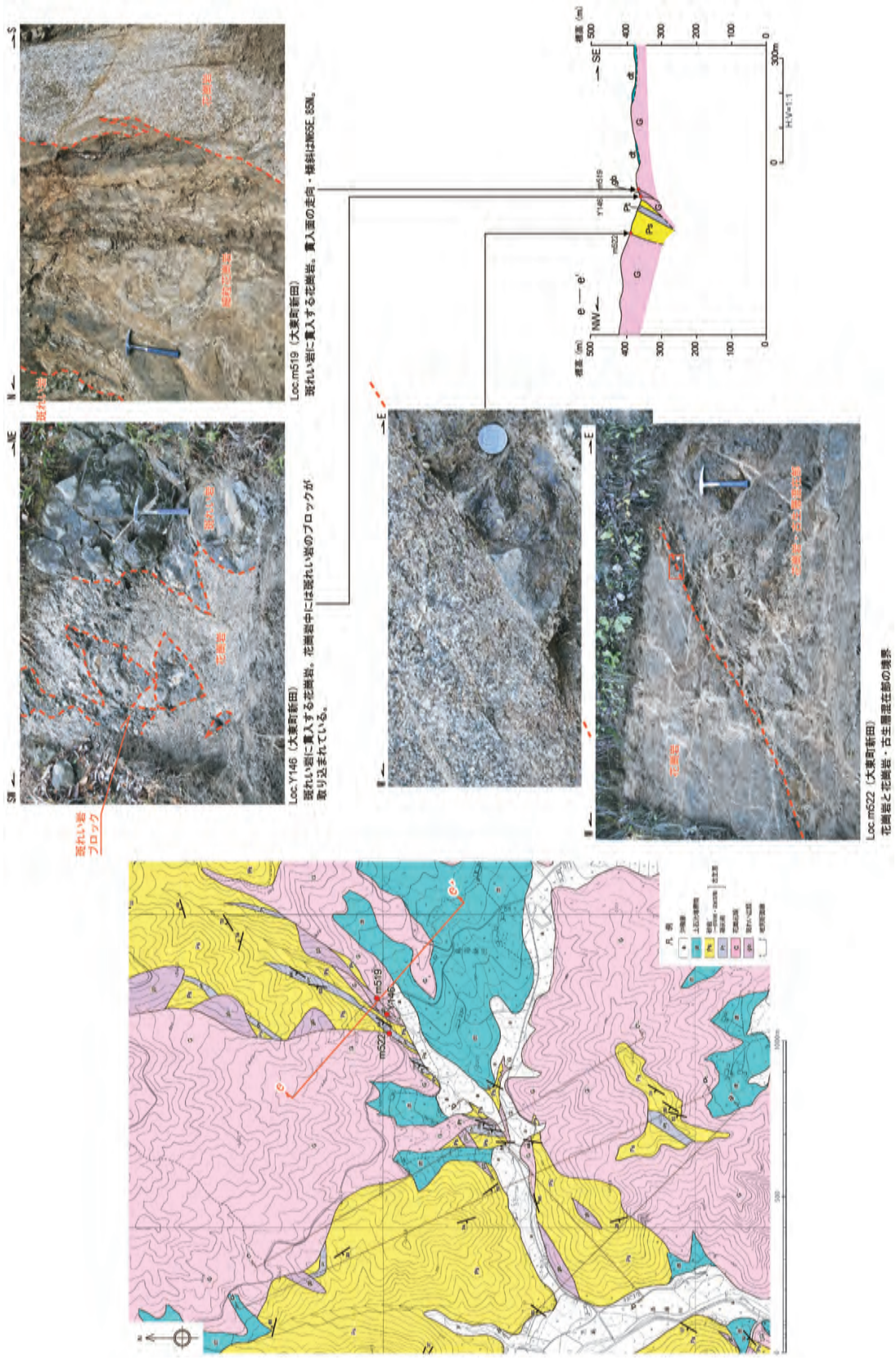


図 2.41: 境界部近傍の地質断面図 (e–e′)

放射能探査

放射能探査は，土石流堆積物に覆われて花崗岩体と古生界の境界が確認できない箇所について，境界位置やその性状を把握することを目的として，交差する 2 測線（A 測線，B 測線）で実施した（図 2.42 参照）。解析は，着目する測点を中心に空間的に 250m 以内にある測点の値の中間値を着目する測点の値とする方法を採用した。

探査した結果について，比較的深い部分の情報を反映していると考えられる平滑処理後の Bi/K に着目すると，A 測線においては A01 から A76 方向に僅かながら「大，小，大」の傾向が読み取れる。また，B 測線においては B45 付近を境界として 2 区間に分けられ，起点側は相対的に終点側よりスペクトル比が大きく，共に区間内で変化は小さい。Bi/K の変化量 Dp（Bi/K）に着目すると B 測線の B50 付近が他の区間に比べ著しく大きい（図 2.43 参照）。図 2.44 に全ガンマ線強度の平面分布を，図 2.45 に平滑処理後の Bi/K のスペクトル比の平面分布を示す。解析の結果，全体にみると A01 から A30 付近，A60 付近から A76，B01 から B45 付近の平滑処理後の Bi/K スペクトル比はそれぞれほぼ一定で，これらの区間内において地質条件的に大きな変化がある可能性は小さいものと考えられる。断層等の存在を示すひとつの指標である Bi/K の変化量 Dp をみると，B 測線の B50 付近に顕著なピークを有するが，その他の区間には大きなピークは認められず，当該測線を複数箇所で横切るように延びる大きな断層等が存在する可能性は小さいものと考えられる。なお，B50 付近のピーク値は探査の実施約 1.5ヶ月前に施工された道路舗装工事等の影響かもしれない。

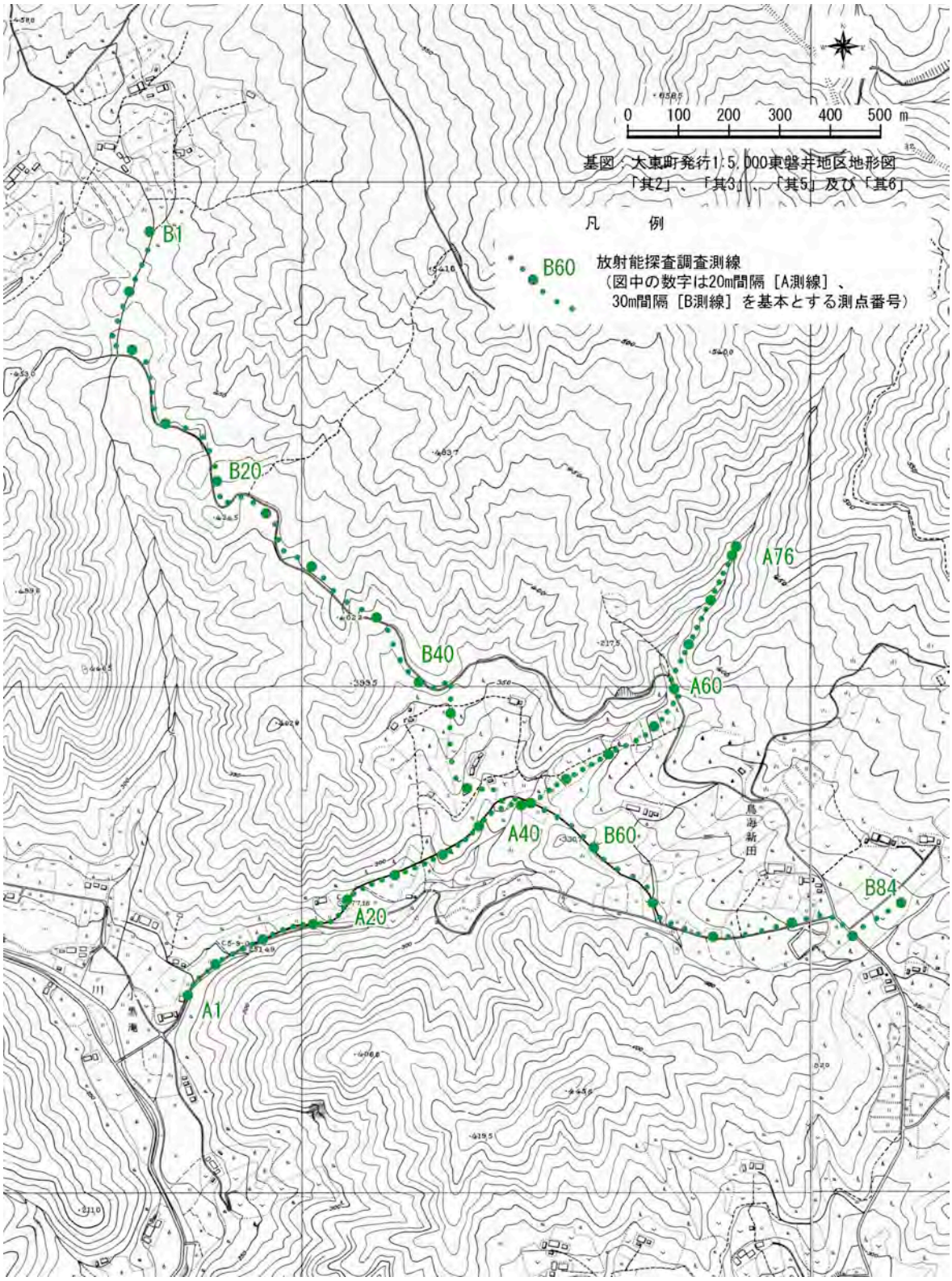


図 2.42: 放射能探査測線図

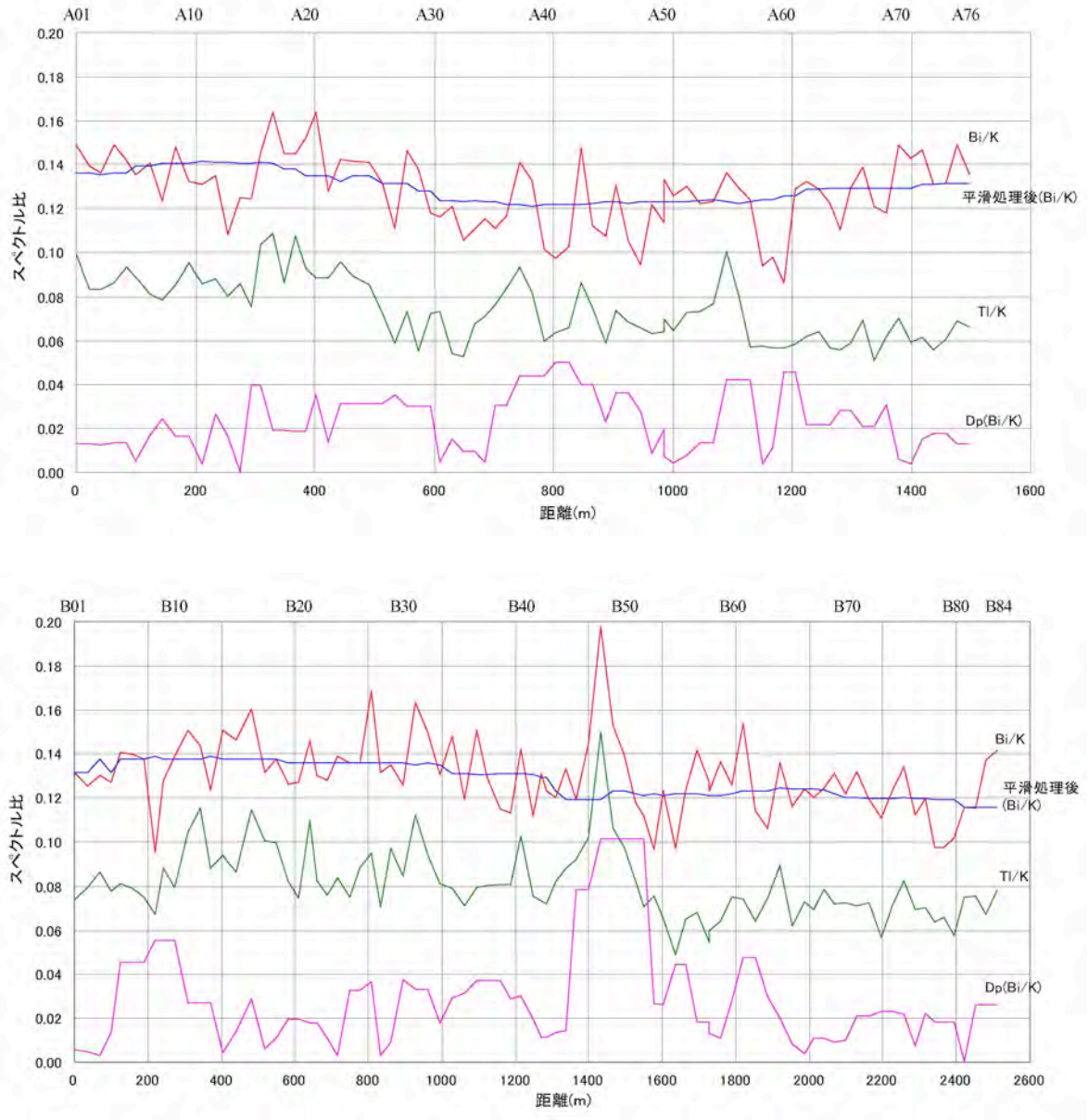


図 2.43: 放射能探査結果図 (上：A 測線，下：B 測線)

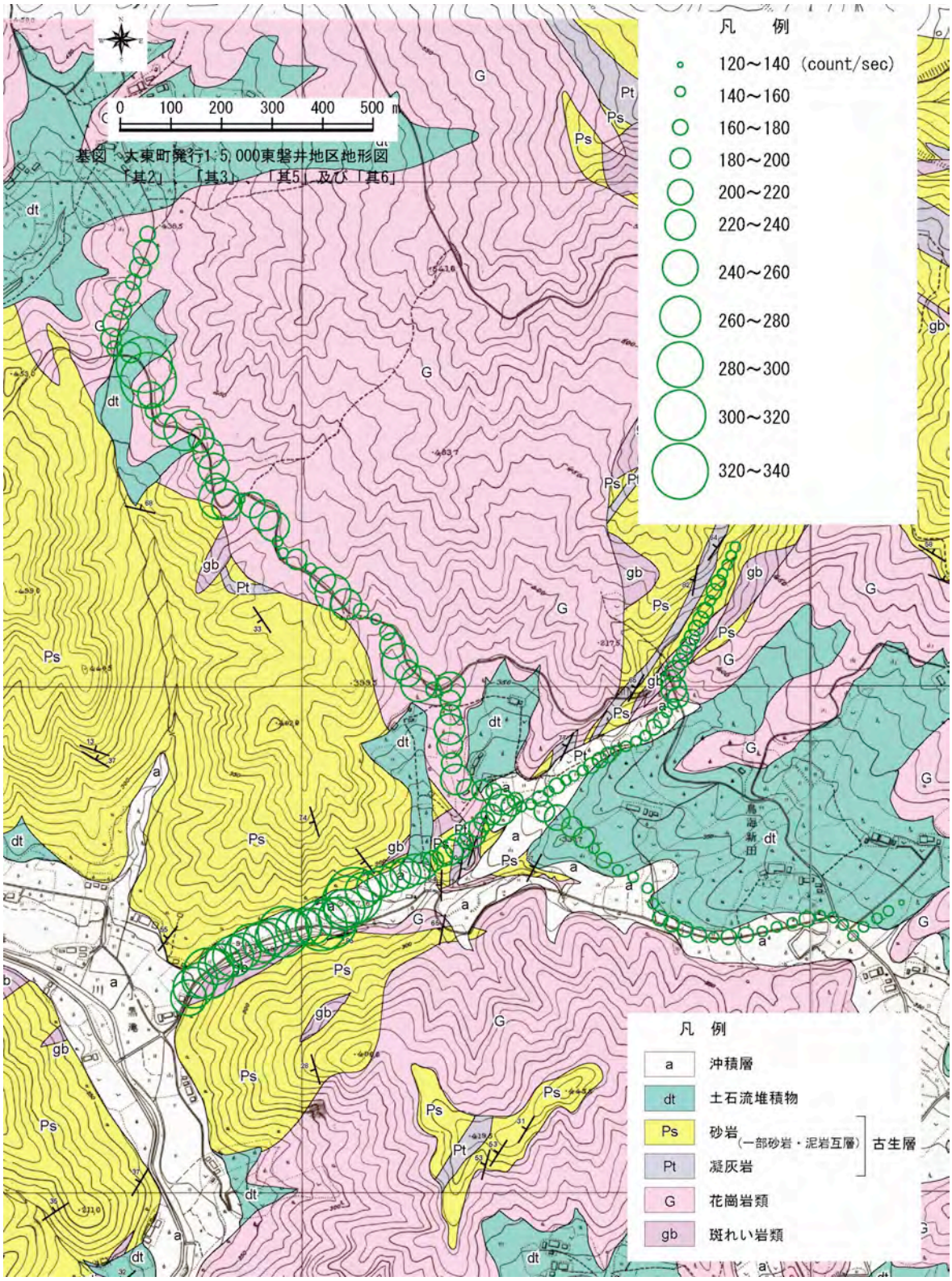


図 2.44: 全ガンマ線強度平面分布図

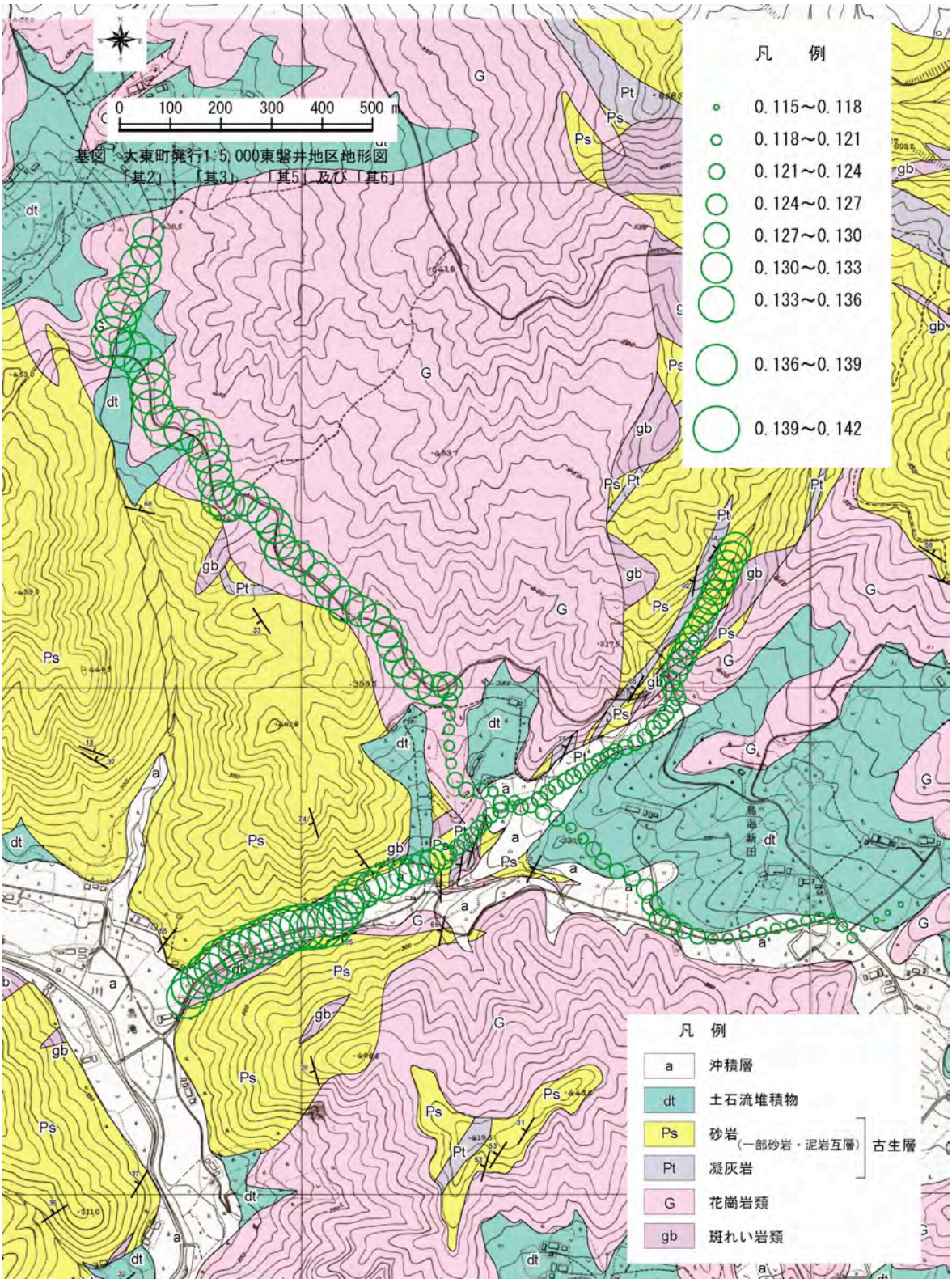


図 2.45: 全ガンマ線強度平面分布図

屈折法地震探査

屈折法地震探査は，境界部の岩盤の健全性を把握することを目的として，ILC 想定ルートに直交する方向で 1.4 km，ILC 想定ルート方向で 6 km に渡って実施した。

ILC 想定ルートに直交する方向の解析結果を図 2.46 の速度分布図に示す。反射法地震探査の記録から初動走時を読み取り，これを入力データとしたトモグラフィ解析を実施した。

最下層の P 波速度は概ね 5.0 km/sec を示し，測線全域に分布し，その上面の深度は概ね 20〜30 m 程度である。また，最下層を分断するような低速度帯は認められないが，やや低速度（P 波速度 3.5〜4.5 km/sec）の領域が，距離程 200 m 及び 700 m 付近を中心に，水平距離 200 m 程度，深度 100 m 程度の範囲で認められる。

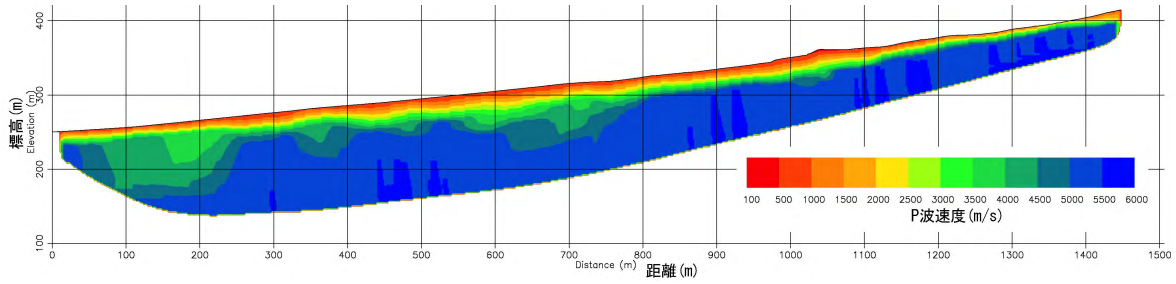


図 2.46: 屈折法地震探査結果図 (ILC 想定ルート直交方向)

ILC 想定ルート方向の解析結果を図 2.47 の速度分布図に示す。

速度構造は全体的に 3 層構造を呈している。各速度層の速度は，地表から第 1 層は 0.3 – 1.0 km/sec，第 2 層は 1.0 – 4.0 km/sec，第 3 層は 4.0 km/sec 以上である。距離程 4,800 – 5,200 m の尾根部では，第 3 層に至るまでの深度がやや深い。ILC 計画標高 (標高 100m 付近) での弾性波速度は 4.5 km/sec 以上となっている。人首深成岩体と千厩深成岩体の境界は距離程 4,400 m 付近だが，弾性波速度は地表付近でも 4.5 km/sec 以上であり，弾性波速度構造に異常は見られない。

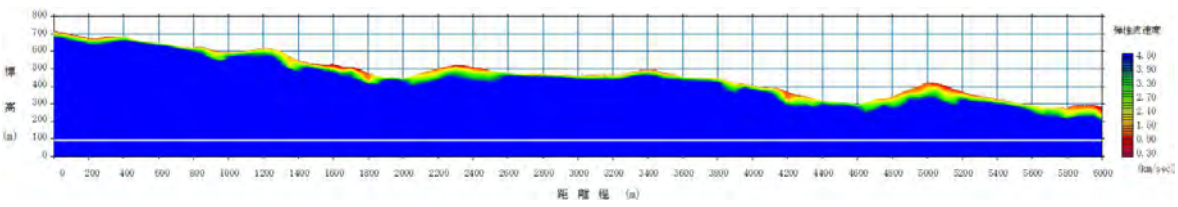


図 2.47: 屈折法地震探査結果図 (ILC 想定ルート方向)

反射法地震探査

反射法地震探査は，屈折法地震探査と同様に，境界部の岩盤の健全性を把握する目的として，ILC ルートに直交する方向で 1.4 km に渡って実施した。図 2.48 に反射法地震探査の解析結果を示す。解析の結果，測線方向に連続性の良い強い反射面は，地表の近傍（時間断面では 100msec 程度，深度断面では 100m 以浅）に限られ，それより深部の反射面は断続的である。この反射面は，大局的にはほぼ地表面と平行するように分布し，連続性も良いことから堅岩部と風化部の境界に相当するものと考えられる。屈折法地震探査の解析結果の最下層上面と反射法地震探査結果の反射面を比較すると，得られた反射面の深度は最下層上面よりかなり深い。これは，反射法地震探査の速度推定分解能が低いため，反射法地震探査における速度解析が急激で短時間の速度変化を十分な精度で推定することができていないものと思われる。

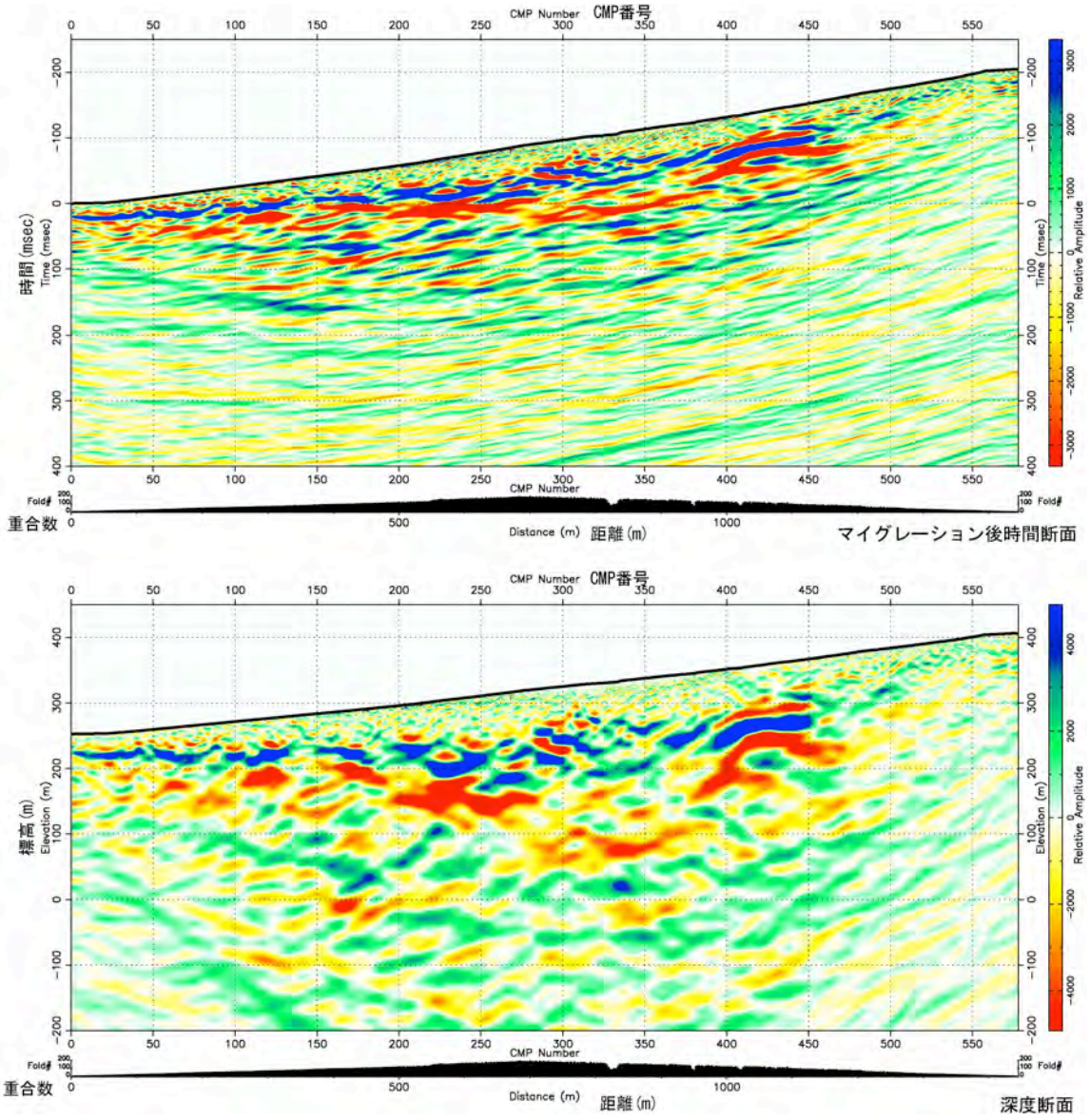


図 2.48: 反射法地震探査結果図 (上：時間断面，下：深度断面)

電磁探査（CSAMT 法）

電磁探査（CSAMT 法）は，人首深成岩体と千厩深成岩体の境界部周辺の地質構造や安定した岩体の広がりを把握することを目的として，境界部を中心として ILC の延長方向に 7km，直交方向に 7km の測線を設けて実施した。測定点数は 26 点，間隔は約 280 mで実施した。実際の測定は，主に道路沿いに 200m～500m ピッチで 25 点の測点を設け，測定を実施し解析に供した。測線断面の比抵抗分布を深度約 1km の範囲で解析した。図 2.49 に電磁探査の解析結果を示す。解析の結果，解析された比抵抗値は数百～10 万 Ω･･m 以上であり，電気検層および電気探査で得られた比抵抗と同様な値である。得られた結果を整理すると以下のとおり。

(1) ILC 延長方向
トンネル計画高さ付近の標高 100m 付近では概ね 3,000Ω･･m を越える。特に，距離程 1,400～1,900 m区間および 4,200～4,700 m区間では 7,000Ω･･m を越え，良好な岩盤が期待される。

(2) ILC 直交方向
比抵抗値の分布は，(a) 距離程 0～1,200 m かつ深度 0～800 m の範囲，距離程 3,000 m 付近の上部および測線全体に渡る極浅部の低比抵抗領域 (数百～1,000Ω·m 以下)，(b) 距離程 3,200 m～4,200 m で地表部～深度 100 m 以上に分布する，10,000Ω·m 以上の高比抵抗領域，(c) 上記以外で比抵抗値は 1,000～数万 Ω·m を示す領域の 3 つに大きく区分される。上記の比抵抗値と地質・岩盤状況の関係は，以下のようにまとめられる。

(a) の低比抵抗領域：浅部の低比抵抗領域は，風化により岩盤が土砂化して地下水や地表水で高含水状態となっていると推定できる。また，距離程 3,000m 付近のやや深部まで達する低比抵抗領域は，岩盤内の亀裂に地下水が浸入した状態が考えられる。起点側の深部まで大きく広がる低比抵抗ゾーンは，地質の違いによる結果と推定される。
(b) の高比抵抗領域：100,000Ω･･m を超える比抵抗は一般的には火成岩である場合が多く，当該地の地質状況から判断すると未風化の花崗岩類によるものと推定される。
(c) の中比抵抗領域：上記の 1）および 2）の要因が混在した状況と思われる。すなわち地質が同様であった場合には亀裂などの岩盤状況の違いや花崗岩の分布の影響などが考えられる。

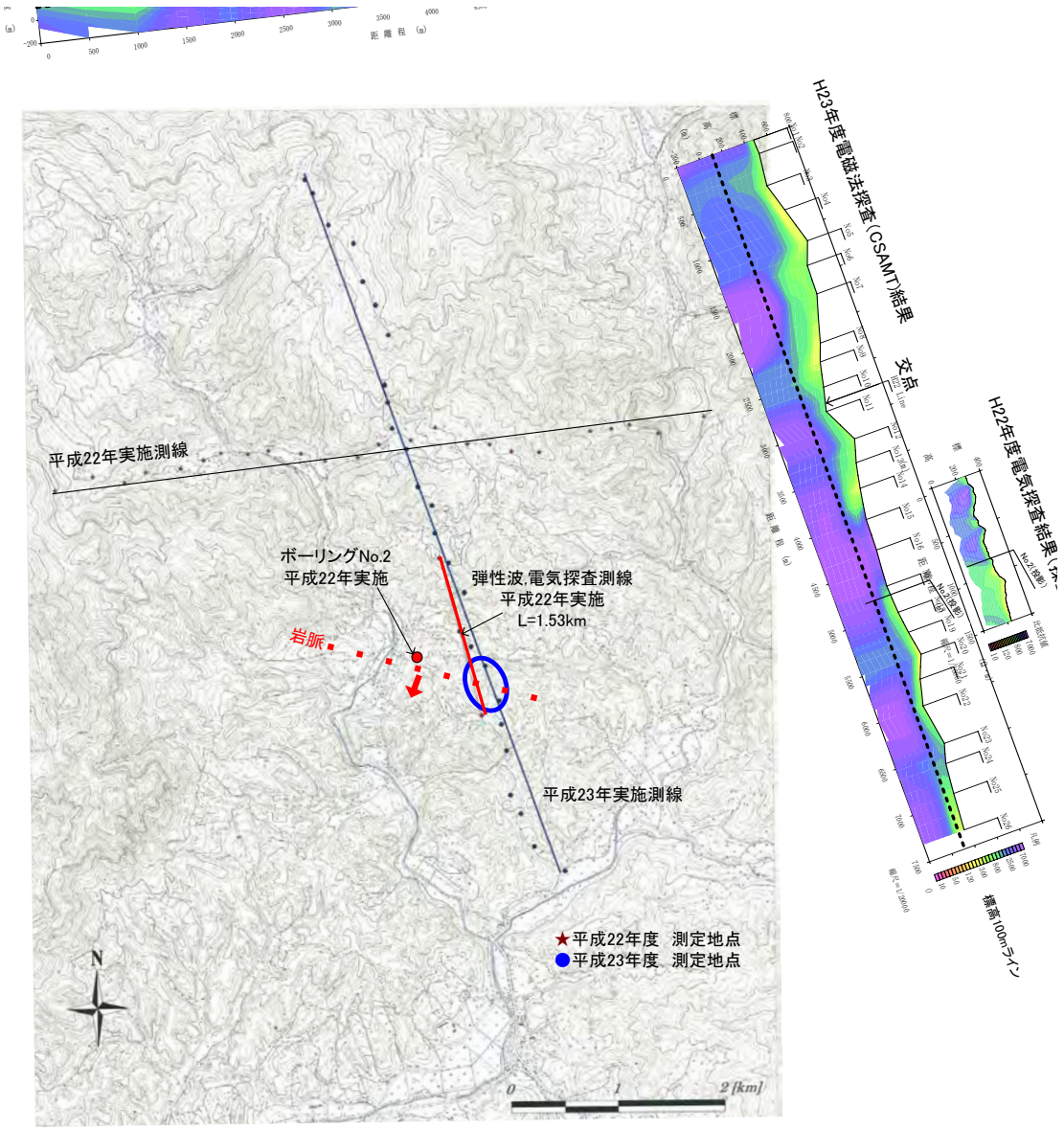


図 2.49: 電磁探査（CSAMT 法）結果図

重力探査

重力探査は，境界部付近の花崗岩体の地下深部の空間的な広がりを把握する目的で実施した。探査は “くびれ” 部を中心として 10km × 10km の範囲で実施した。測定は 96 点で，解析は既往重力点の 10 点と合わせて合計 106 点のデータを用いて行った。図 2.50 にフィルタ解析した重力異常図を示す。フィルタ解析後の重力異常図は，ブーゲー異常図からフィルタ処理により長周期成分（トレンド成分）および短周期成分（ノイズ成分）を分離し，いわゆるシグナル成分のみを取り出したもので，測定範囲の地下の密度構造を反映した結果となっている。

調査地に分布する地質は花崗岩類が主体であるが，境界部付近には変成岩類や石炭系の堆積岩類が分布し，地表でサンプリングされた代表的な岩石の密度は，石炭系の堆積岩類および変成岩類でそれぞれ 2.86，2.88 g/cm^3 程度，花崗岩類では 2.69 g/cm^3 程度であり，花崗岩類は当調査範囲内においては相対的に密度の小さい岩石である。重力探査における探査深度は一般的には測定範囲（今回は 10 km）の 1/5 程度であるため，解析後の重力異常図は地表から深度 1〜2 km 程度の平均的な重力差を反映した結果と言える。図 2.50 より，低重力範囲が境界部の位置で狭くなり南北に離れるに従い広がっている様子が読み取れる。図 2.51 に重力異常と地質の関係を示す。重力異常と地質の文武はよく一致しているが，境界部を見ると，やや堆積岩類側に重力の変換部が位置している。これは深部に比較的軽い花崗岩類が分布しているためと考えられ，地下深部では花崗岩体は地表部で見られる分布よりも広いことがわかる。

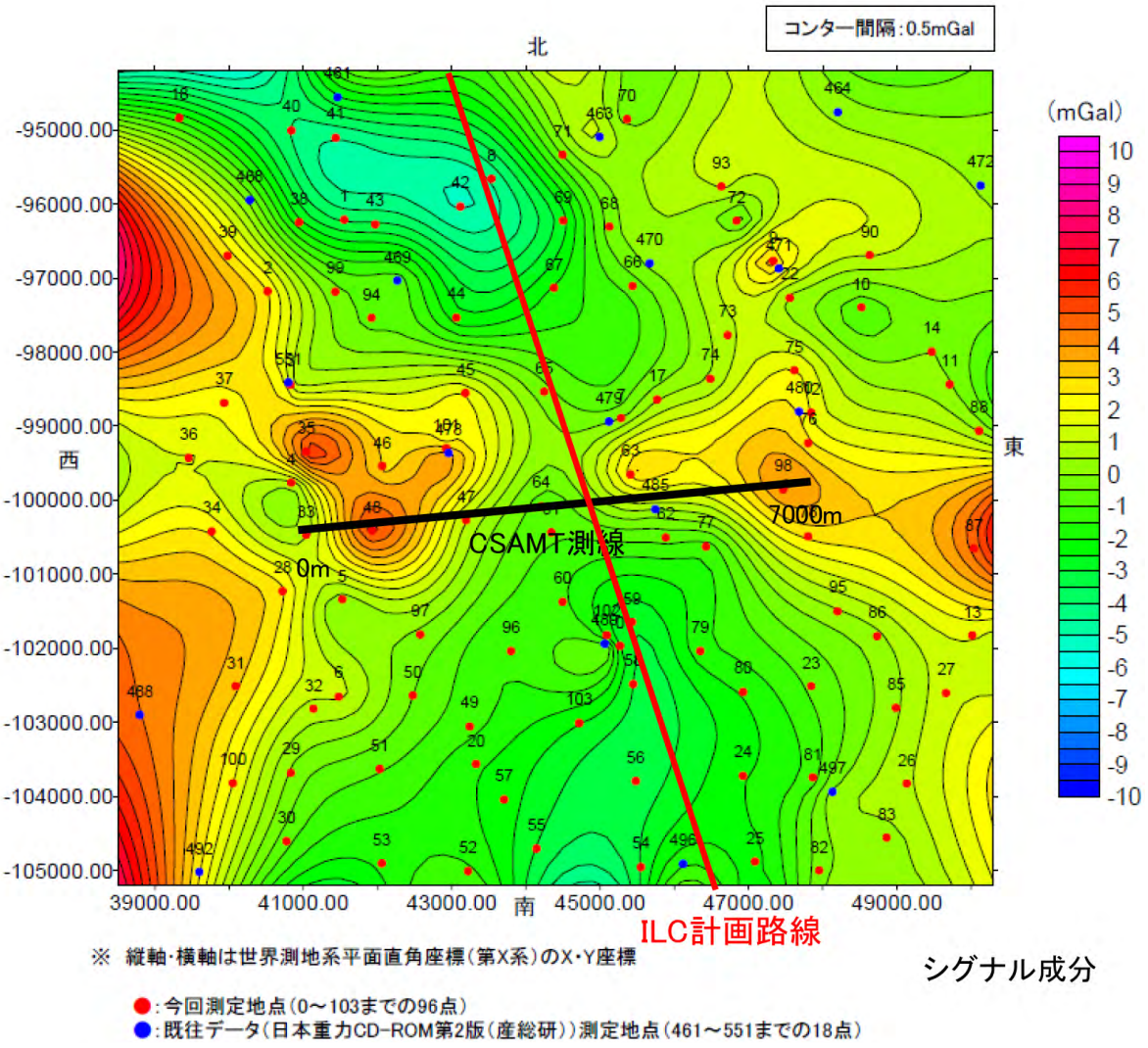


図 2.50: フィルタ解析した重力異常図

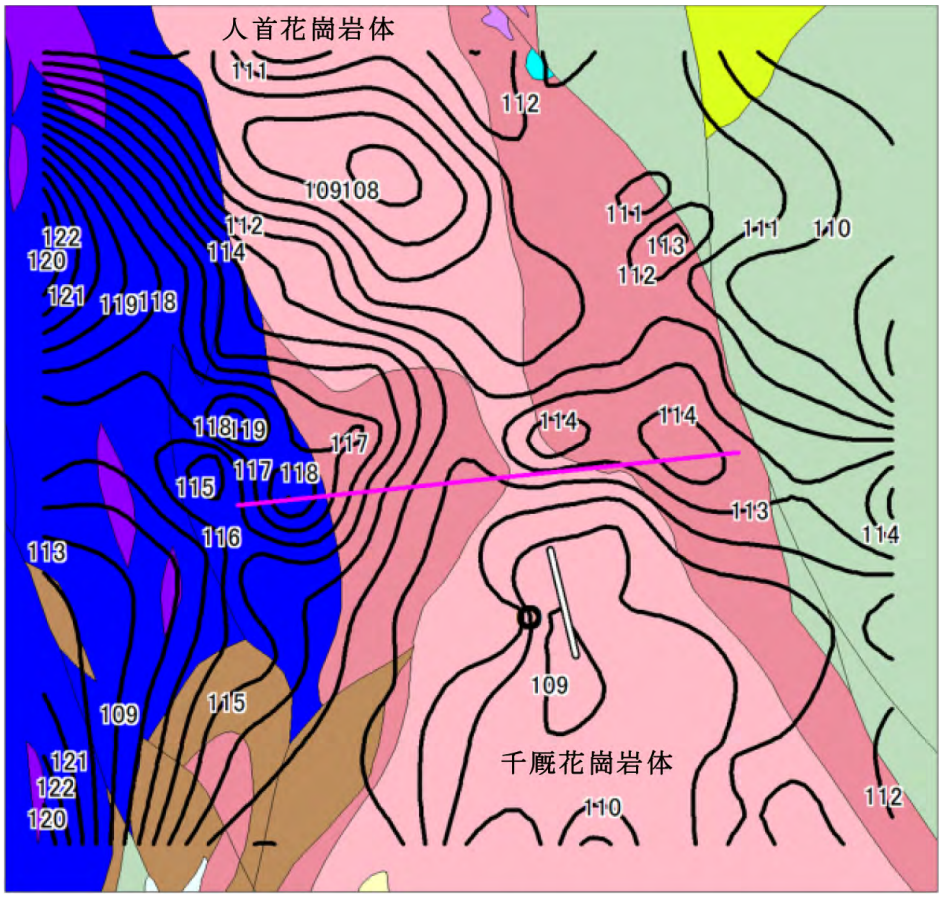


図 2.51: フィルタ解析した重力異常図と地質の関係

まとめ

人首深成岩体と千厩深成岩体の境界部を対象に，地形調査，地表地質踏査，放射能探査，屈折法地震探査，反射法地震探査，電磁探査，および重力探査を実施し，花崗岩体の分布や大規模な断層破砕帯の有無等について検討を行った。調査の結果，人首花崗岩体と千厩花崗岩体の境界部は，

- 大きな断層破砕帯は見当たらないこと
- 地表から数十 m 程度標高が下がると，花崗岩類の分布域が大きく広がると推定できること
- 花崗岩体には低速度帯など認められず均質であると推定できること
- 周囲の岩体との境界部も弱部となっていないこと
- 大きな断層等の存在を示唆するものは認められないこと
- 周囲の岩体との P 波速度のコントラストは大きくないこと
- 電磁探査（CSAMT 法）結果より，“くびれ” の位置では深度方向に高比抵抗領域が連続していること
- 重力探査結果より，“くびれ” の位置で地表から深度 2km 以上に渡って花崗岩が分布する可能性が高いこと

から，人首花崗岩体と千厩花崗岩体の境界部には大きな断層破砕帯はなく，また，花崗岩がトンネルに対し十分な規模で連続して分布しており，現在の ILC の計画位置はほぼ花崗岩の中心付近にあたることから，人首花崗岩体と千厩花崗岩体の境界部の境界部は，ILC 施設を建設する上で支障となるものではないと考えられる。

2.1.4 千厩深成岩体の性状

千厩深成岩体は高角度の割れ目は少なく，シーティング節理とよばれる水平方向の破れ目が所々に存在すると予想できる。シーティング節理には，破れ目に粘土などの脆弱な挟在物がないため，岩盤の健全性は非常に高い。トンネル計画深度には，熱水変質等に伴う小規模な圧砕跡が局所的に存在する可能性はあるが，総じて硬質で亀裂の少ない花崗岩が広がると予想される。

地形・地質

千厩深成岩体は，人首深成岩体が花崗閃緑岩質であるのに対してトーナル岩質である。その分布は，南北に約 25km，東西に約 12km と南部北上山地では遠野深成岩体に次ぐ広さを持ち，地上ではレンズ状の形態をなしている。千厩岩体の周囲には，花崗岩の熱の作用により堆積岩が熱変成作用を受けて生じた，ときに角閃岩相に達する硬い接触変成岩 (ホルンフェルス) が分布している。これに対して花崗岩類は浸食に弱く花崗岩類の分布域は盆地状の地形をなしている。千厩深成岩体は，カリ長石に乏しい均質な岩相を示すが，色指数分布的に周縁部ほど苦鉄質で中心部ほど珪長質になる傾向が認められる。この珪長質部の中心は岩体の中で北西側に少し偏っている。岩体内部の流理が示す構造は比較的単純で，しずく状を呈する貫入岩体であると推定され，現在の削剥深度はしずくの最大警部より上部にあるとされる (加納・秋田大花崗岩研究部ループ，1978)。また，加納・秋田大花崗岩研究グループは，千厩岩体の重力構造，密度構造，色指数分布を検討し，千厩深成岩体が「同心しずく（らっきょう）状」の構造をもっており，最も肥大した部分より浅部が露出しているとしている。

調査内容

平成 22 年度および平成 23 年度に，千厩深成岩体の地質・岩盤状況を把握する目的で，丑石地点 (一関市大東町東丑石) と砂鉄川地点 (一関市大東町大原) において各種調査を実施した。平成 24 年度および平成 25 年度には早麻山周辺において，また，平成 27 年度には一関市大東町鳥海において調査を進めた。

(a) 丑石地点

平成 22 年度に地下の岩盤の状況を把握する目的でボーリング調査，検層，屈折法地震探査，電気探査および電磁探査（CSAMT 法）を実施した (図 2.52)。検討中のルートの第 2 案におい

て，衝突地点に想定している地域である。

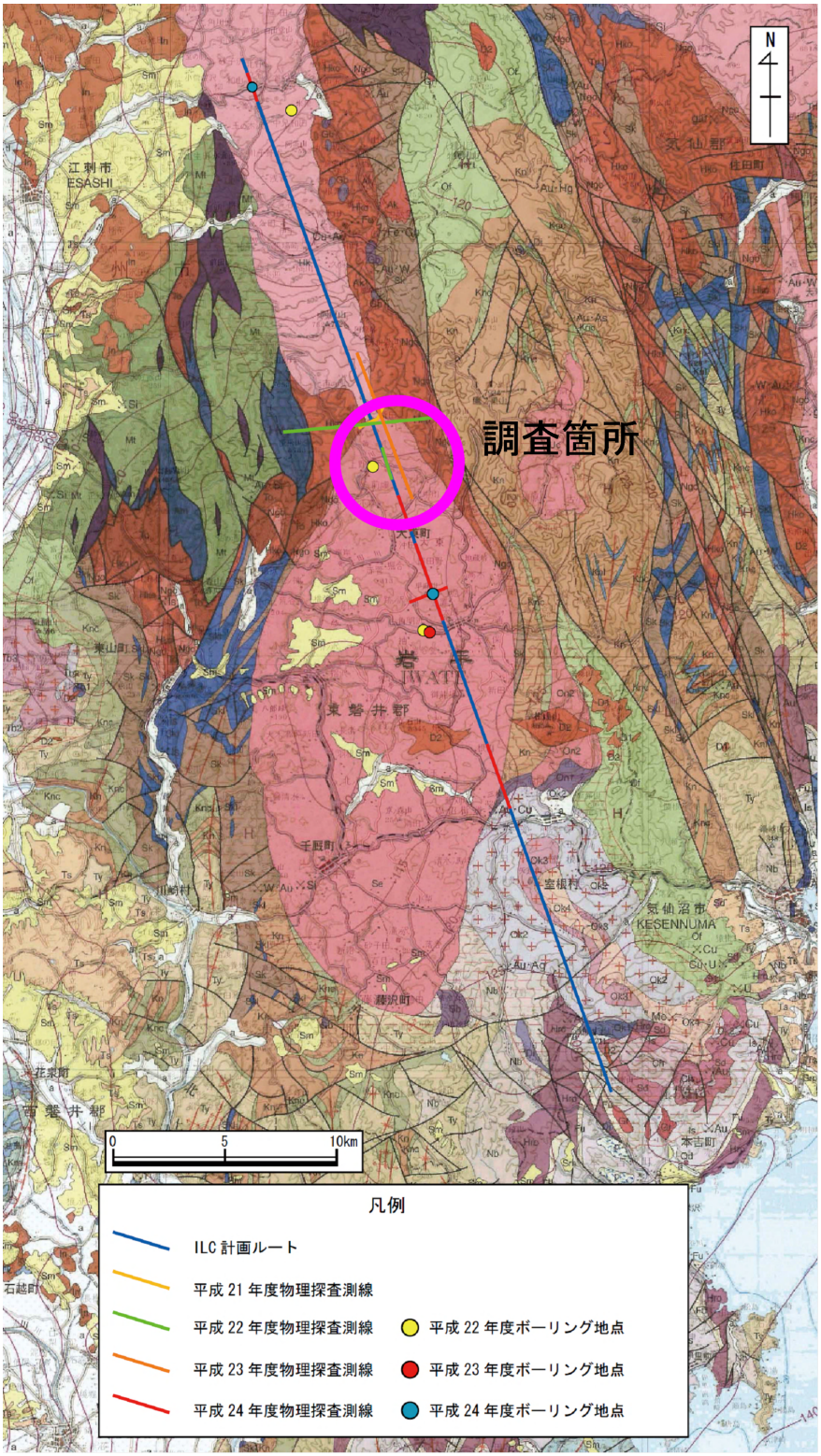


図 2.52: 丑石地点の位置

ボーリング調査 (孔口標高 (GL)：214.04m，掘進長：150.00m)

地質・岩盤状況

柱状図を図 2.53 に，コア写真を図 2.54 から図 2.61 に示す。地質・岩盤の状況は以下の通りである。

・GL-0.00～0.45m：盛土。礫混じり砂質土。

・GL-0.45～0.90m：旧表土。森林土壌と見られる。

・GL-0.90～7.10m：崩積土砂。背後山体からの崩積土砂と考えられ，若干の礫を含むマサ土。GL-5.2m 以深で若干の軽石を含む。

・GL-7.10～8.57m：段丘堆積物。シルト混じり砂礫で，礫は堆積岩類の亜円礫を主とする。

・GL-8.57～64.35m：花崗岩。GL-28.0m 以浅は，一部風化によりマサ状を呈し，CL 級の岩級区分に相当する。GL-28.0～31.34m は，CM 級の岩級に相当し岩片は硬質である。GL-31.34～47.93m は，風化とともに一部で変質を被る。GL-47.93～52.0m は，礫状の花崗岩の間を細粒分が埋める。GL-49.07～50.20m は花崗岩の組織を残す。GL-52.0～55.81m は，花崗岩組織を残し硬質であるが，割れ目に沿って細粒分が挟まれ緑褐色を帯びる。固結している。GL-55.81～64.35m は，再び細粒分が多くなり花崗岩を礫状に含む。下位のひん岩岩脈との境界は傾斜 70° である。

・GL-64.35～86.10m：ひん岩。灰色を呈し硬質で新鮮である。割れ目は傾斜 60° 以上の高角のものが多く，方解石脈で充填される。上端，下端部は黒灰色を呈し，中間部は淡灰色となりやや粗粒である。概ね CH～B 級岩級に相当する。下位の花崗岩との境界は傾斜 38° である。

・GL-86.10～150.00m：花崗岩全体に 0.5～2.0m 間隔でシーティング節理が見られるものの，CH～B 級の岩級に相当する新鮮で硬質な花崗岩が分布する。GL-95.13～97.53m でやや割れ目が密となり，GL-116.23～120.65m でやや変質を被る。

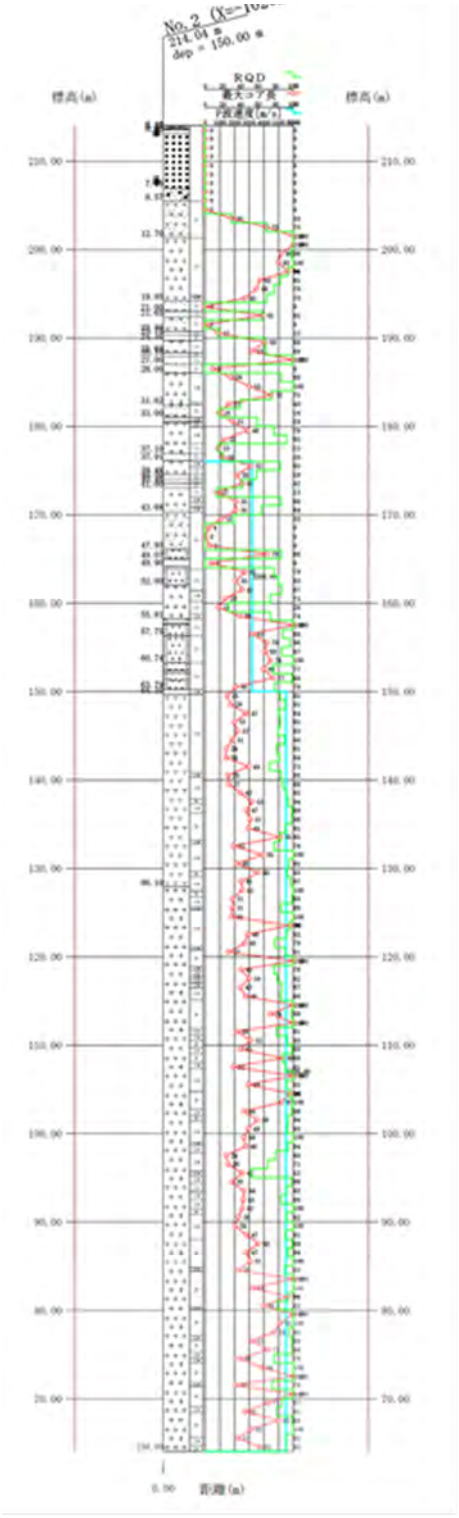


図 2.53: 簡易柱状図

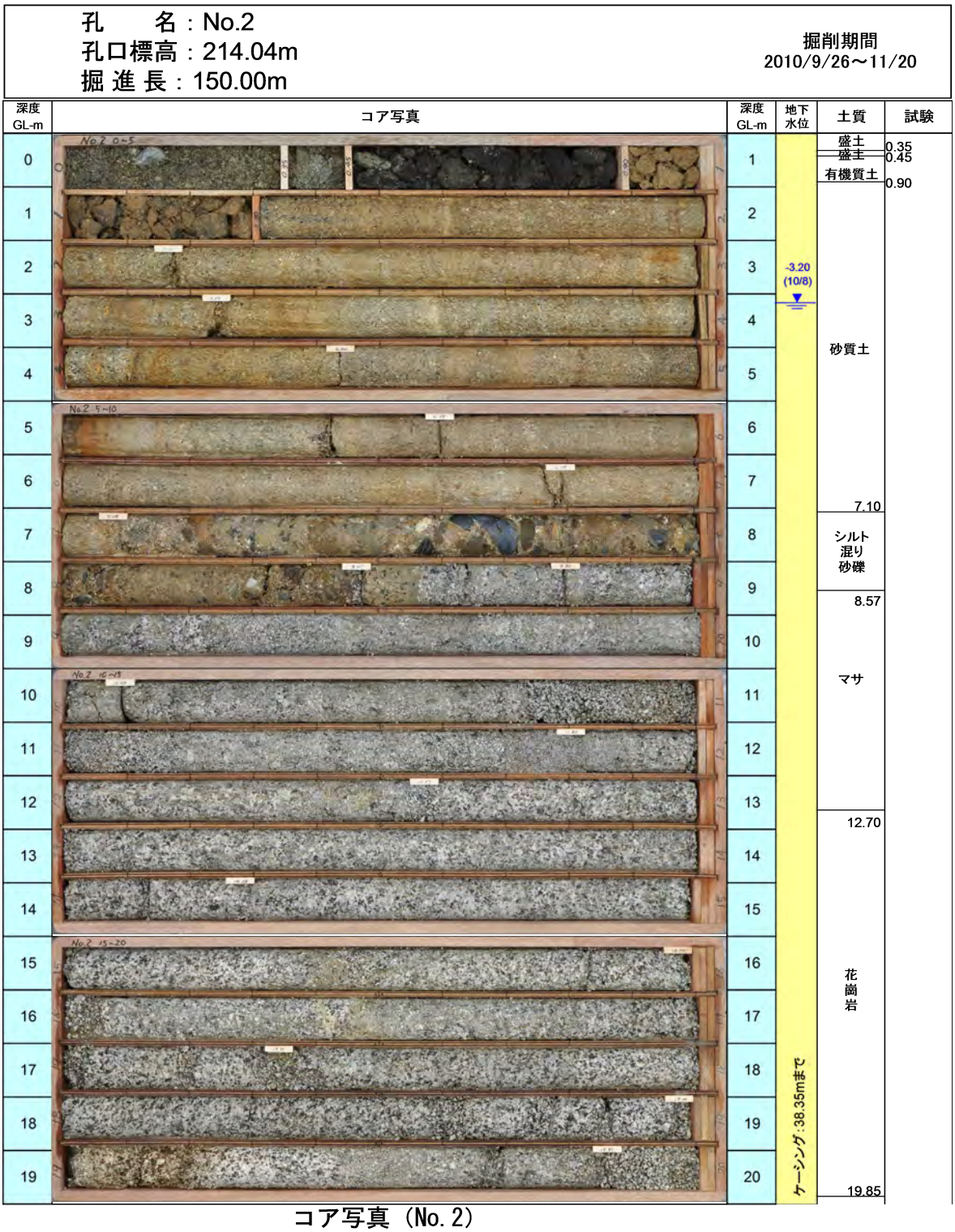


図 2.54: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (0–20m)

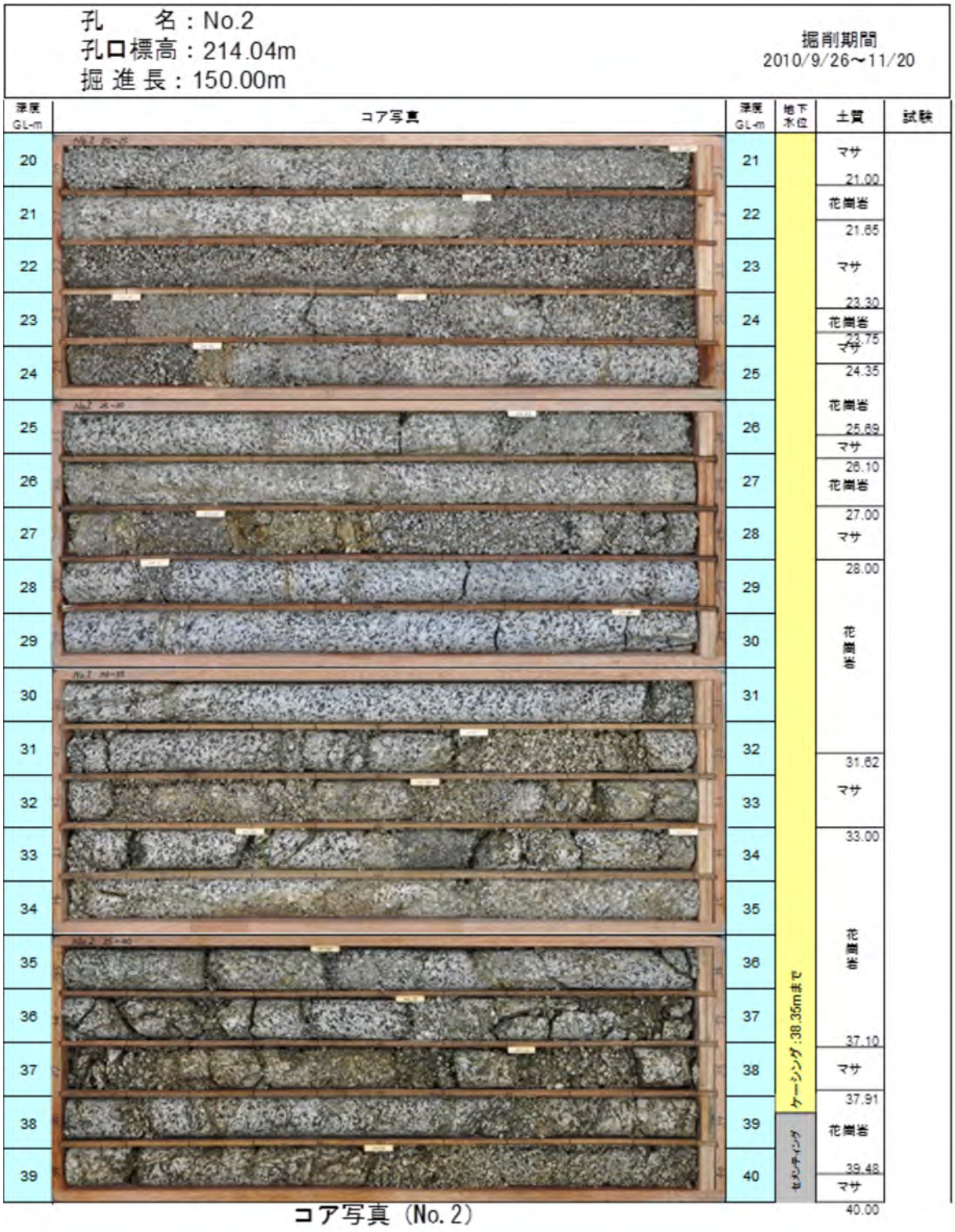


図 2.55: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (20–40m)

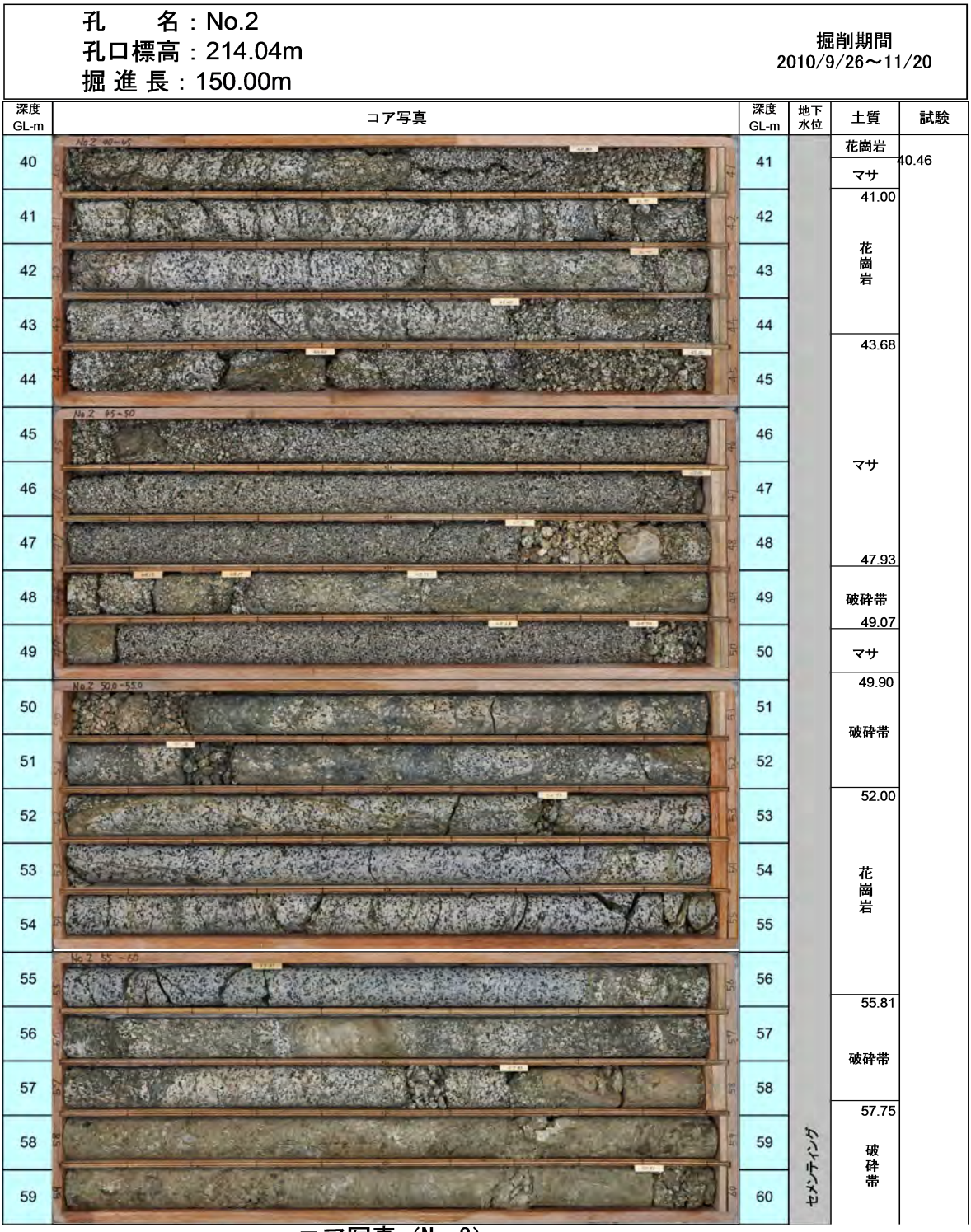


図 2.56: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (40–60m)

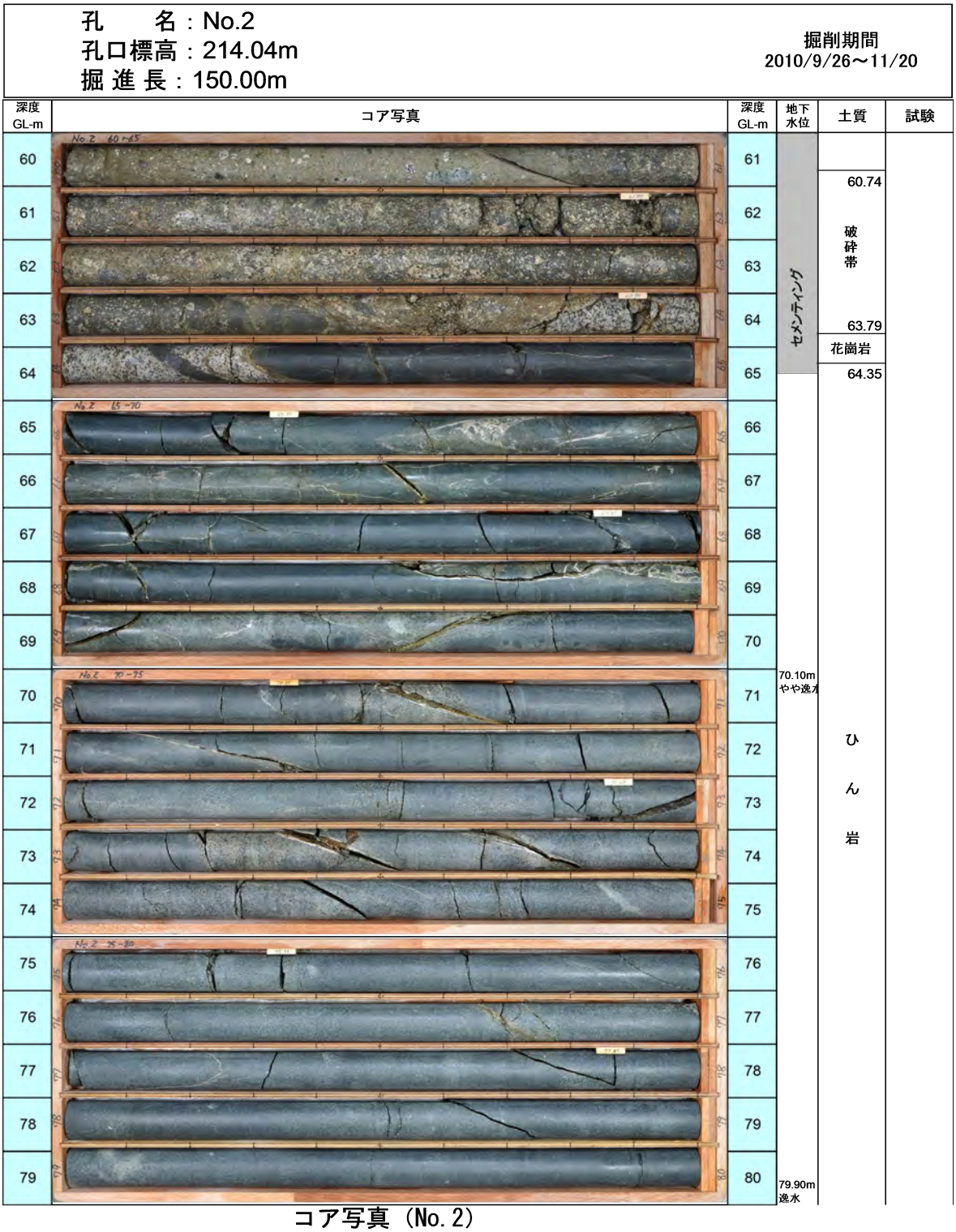
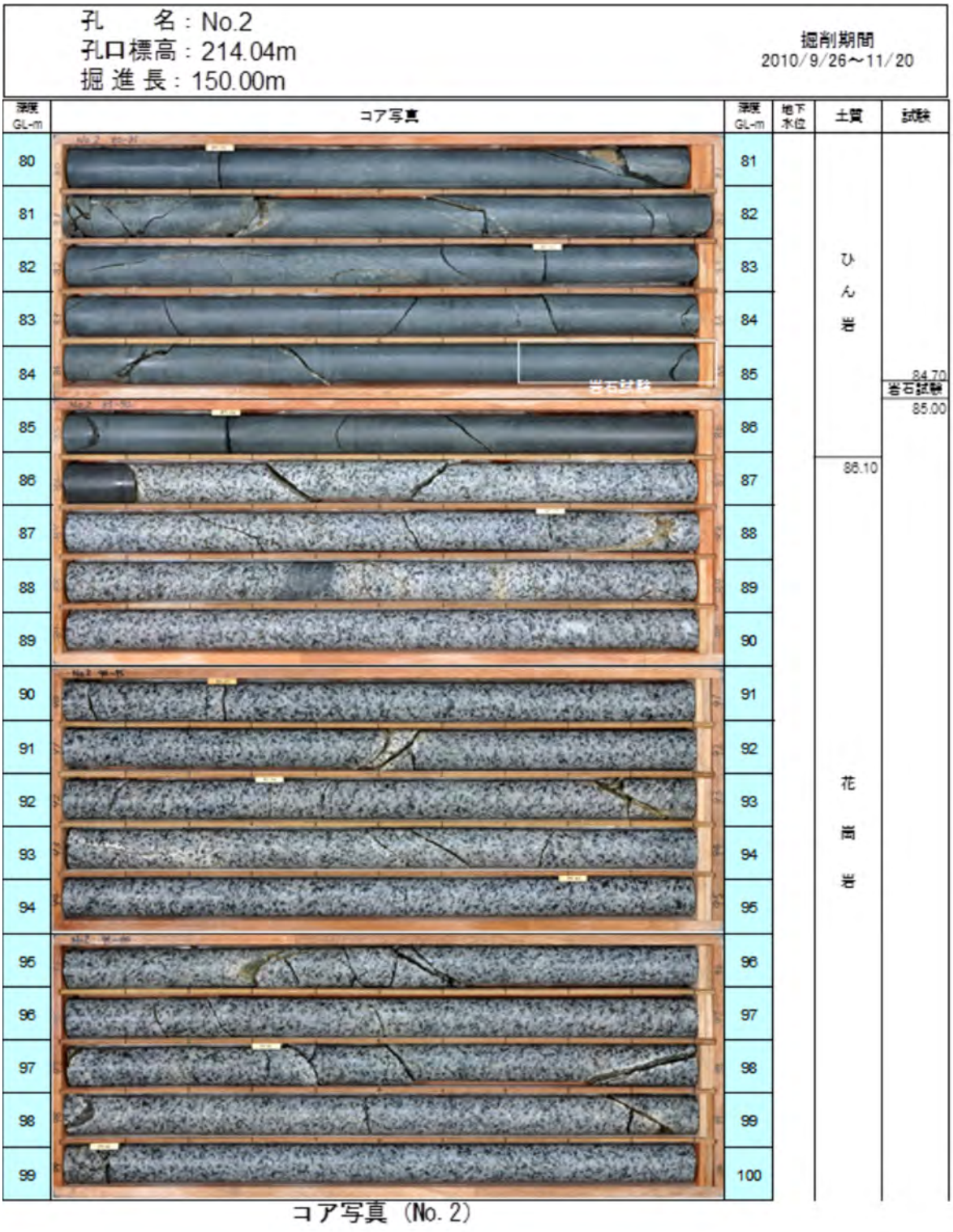


図 2.57: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (60–80m)



コア写真（No. 2）

図 2.58: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (80–100m)

図 2.59: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (100–120m)

図 2.60: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (120–140m)

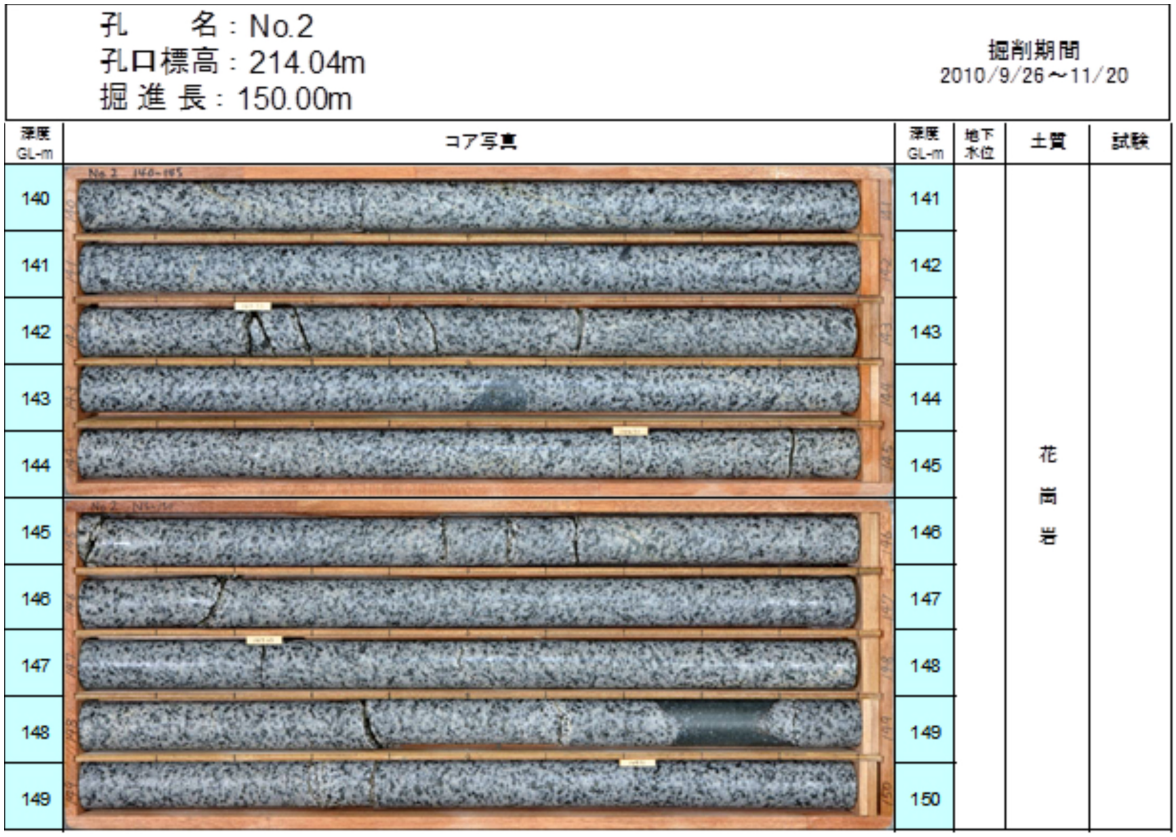


図 2.61: 丑石地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (140–150m)

電気検層

電気検層はボーリング孔沿いの比抵抗分布を求め，ボーリング調査などの結果と合わせて詳細な地質情報を得るとともに，同地点で実施した電気探査の対比資料とすることを目的に実施した。

測定はケーシング区間以深 (深度 40m 以深) を対象とし，ノルマル法で実施した。電極間隔は 25cm，50cm および 100cm である。図 2.62 に簡易柱状図とともに電気検層結果図を示した。電気検層の結果から次のことが分かる。

- 測定された比抵抗値は数十〜8,000 Ω·m 程度である。
- ボーリング結果と対比すると，岩盤区分が CL および CM 級区間において比抵抗はやや小さくなり，1,000〜2,000Ω·m 程度を示す (図 2.62 の黄色線で示した範囲)。また，岩級区分が D 級区間においてはさらに小さく 100Ω·m 以下である (図 2.62 の赤線で示した範囲)。
- ボーリング結果と対比すると，岩級区分が B 級区間においては比抵抗値が 3,000Ω·m 以上の比抵抗値となっており，その深度は良く一致している。(図 2.62 の青線で示した範囲)
- 深度 64〜86m 区間でひん岩を認めた。ひん岩の上部は亀裂が多く，深部になるにしたがって少なくなっている。比抵抗値は深度の増加，つまり亀裂の減少に従い増加している。また，ひん岩の底部とその下位の花崗岩の比抵抗値にはほとんど差がない。したがって，比抵抗値の変化は亀裂の多少により規制されており，ひん岩と花崗岩の比抵抗値の違いはほとんどない。
- ILC 計画深度の標高 110m では，岩級区分が CH〜B 級級区分であり，比抵抗値は 5,000 Ω·m 程度である。

ボーリング孔を利用した電気検層の結果は，ILC 計画深度の標高 110m には新鮮で亀裂の少ない花崗岩が分布することを示している。

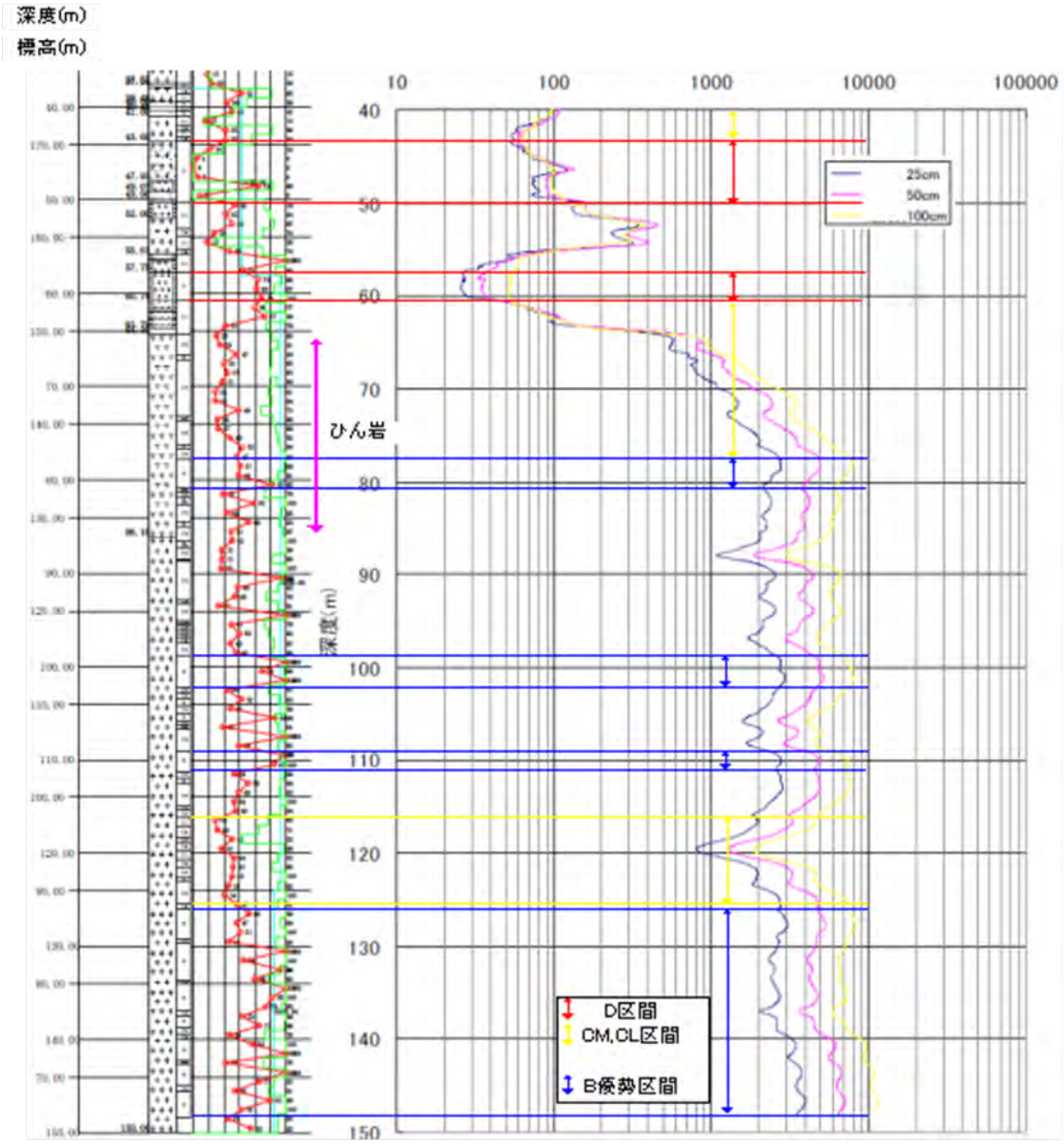


図 2.62: 丑石地点ボーリング孔電気検層結果図

速度検層

トンネルの地山区分の評価で多く用いられる弾性波速度 (P 波速度) を知る目的で実施した。

測定は，電気検層と同様にケーシング以深を対象に実施した。測定は 2m ピッチの多連型の孔内受振器 (ハイドロフォン) を使用し，地表のボーリング孔近傍に三脚を設置し，モンケンを落下させ P 波を発生させ，孔内で観測するいわゆる「ダウンホール法」で実施した。図 2.63 に丑石地点ボーリングコア孔の簡易柱状図とともに走時曲線を示した。速度検層の結果から次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は，3,200〜5,500 m/s を示す。
- 速度層は 2 層に区分でき，その境界深度は 64 m である。第 1 層は，岩級区分では CM 級もしくはそれより低位の区間であり，同一孔内では比較的亀裂が多い箇所に相当する。深度が深いほど速度が速くなる傾向がある。
- 64 m よりも浅い第 1 層は P 波速度 (V_P) が 3,200 m/s であり，岩級区分では CL 級以下である。花崗岩であるが亀裂が多く，マサ状に風化するか破砕帯を含んでいる。
- 第 2 層は P 波速度 (V_P) が 5,500 m/s であり，全体的に亀裂は少なく短棒状の硬質なコアである。深度 64〜86m 区間にひん岩が見られるが，花崗岩と P 波速度の違いは見られない。
- ILC 計画の標高 110m 付近では，P 波速度 (V_P) が 5,500 m/s である。

ボーリング孔を利用した速度検層の結果は，ILC 計画深度の標高 110m では，P 波速度 (V_P) が 5,500 m/s であり，硬質で亀裂の少ない花崗岩が分布することを示している。

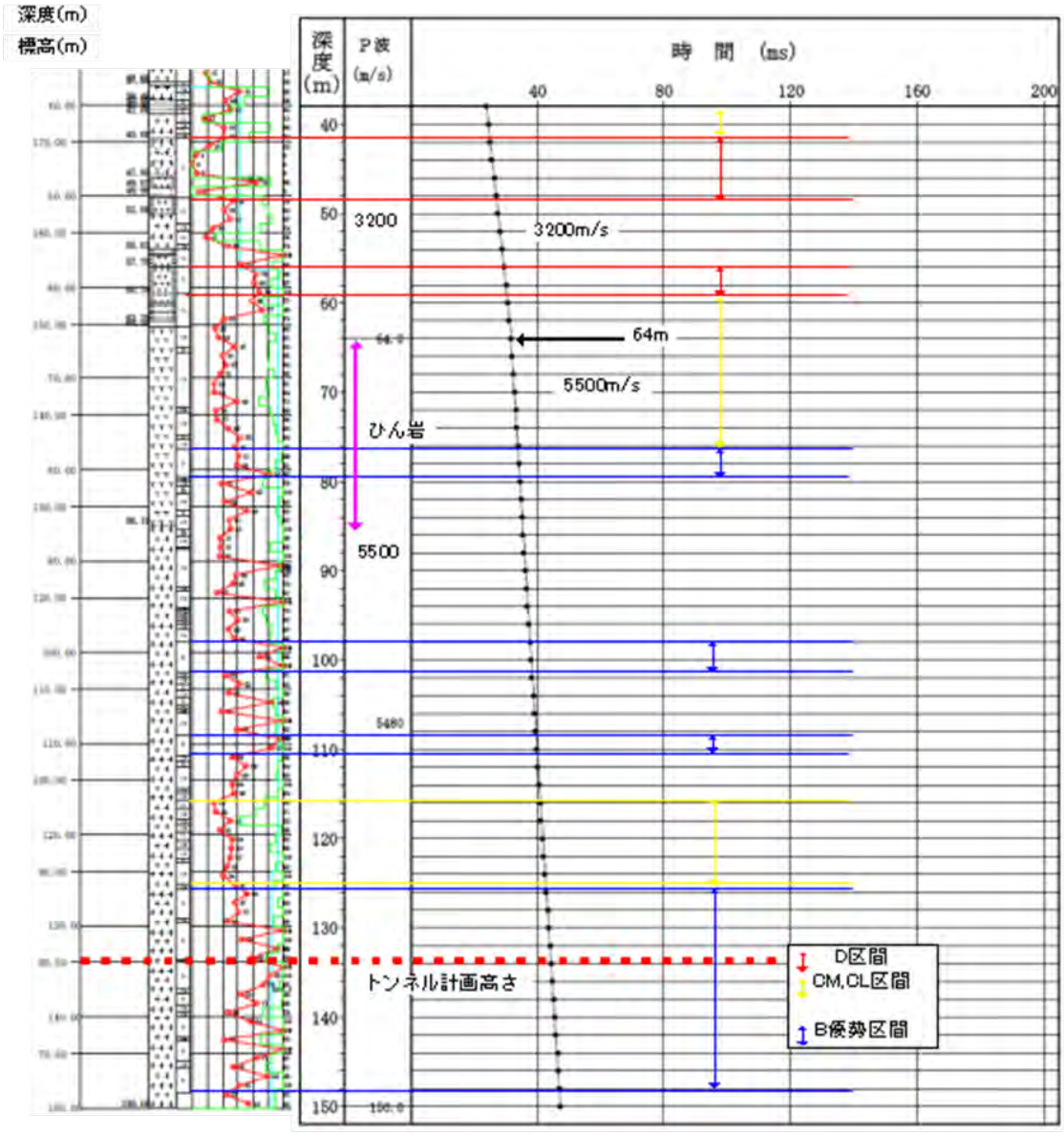


図 2.63: 丑石地点ボーリング速度検層結果図

湧水圧試験 (JFT 法)

平衡水位と透水係数を知る目的で実施した。試験には JFT 法を用い，測定深度はトンネル計画高さに近く，かつ，花崗岩中で割れ目や変質が見られた箇所を選んだ。

試験結果を表 2.5 にまとめる。いずれも平衡水位は GL-6m 付近にあり，ボーリング掘削終了時の孔内水位と同等である。得られた透水係数 k は 10^{-9} 程度と非常に小さい値である。

表 2.5: 湧水圧試験の結果

試験深度 GL− (m)	標高 (m)	岩質	岩級	平衡水位 GL− (m)	透水係数 k (m/s)
119.5 ～ 121.5	94.5 ～ 92.5	花崗岩	CL, CM	6.11	2.90×10^{-10}
130.5 ～ 132.5	83.5 ～ 81.5	花崗岩	B	5.91	2.46×10^{-10}

電気探査

当地区は検討中のルートの第 2 案において衝突地点に想定している地域であるため，比抵抗分布により地質・岩盤状況を把握することを目的とした電気探査を行った。測線長は 1,530 m，測定間隔は 10 m，探査深度は 150 m で，電極配置は 2 極法とした。得られた結果を図 2.64 に示す。なお，結果図内にはボーリング孔の位置を投影して示した。

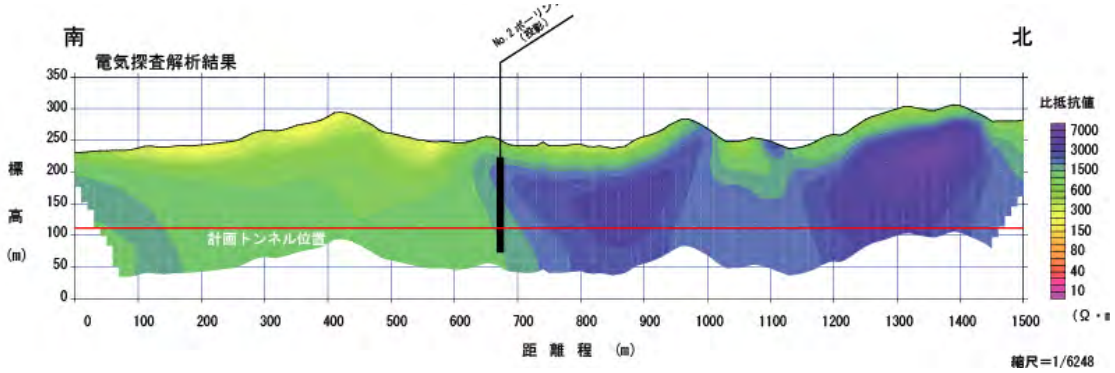


図 2.64: 電気比抵抗分布図

電気探査の結果から次のことが分かる。

- 比抵抗値は数 100〜6,000 Ω·m 程度である。
- 100 Ω·m 程度の低比抵抗領域が地表浅部に存在する。これは，表層の未固結層を表していると推定される。
- 上記の下部には，1,000 Ω·m 以下の比抵抗領域が 50m 程度の厚さでほぼ全線に渡って存在している。これは，強風化の花崗岩に相当すると推定される。
- さらにその下部には，1,000 Ω·m 以上の比抵抗領域が広く分布する。特に距離程 1,200〜1,450 m の尾根部の深部では，5,000 Ω·m 以上の高い比抵抗領域が広がっている。

ILC 計画深度の標高 110m では，亀裂の少ない花崗岩が分布すると考えられる。

電磁探査 (CSAMT 法)

後述する人首岩体と千厩岩体の境界部 (くびれ部) の性状を調べることを主たる目的として，ILC 想定ルート沿いの延長約 7 km (測定点数は 26 点，測定間隔は約 280 m) で電磁探査を実施した。この側線は，上で述べた電気探査の側線を包含している。結果を図 2.65 に示す。図中で「交点」と示した距離程 2,800 m 付近よりも南側が千厩花崗岩体，北側が人首岩体である。

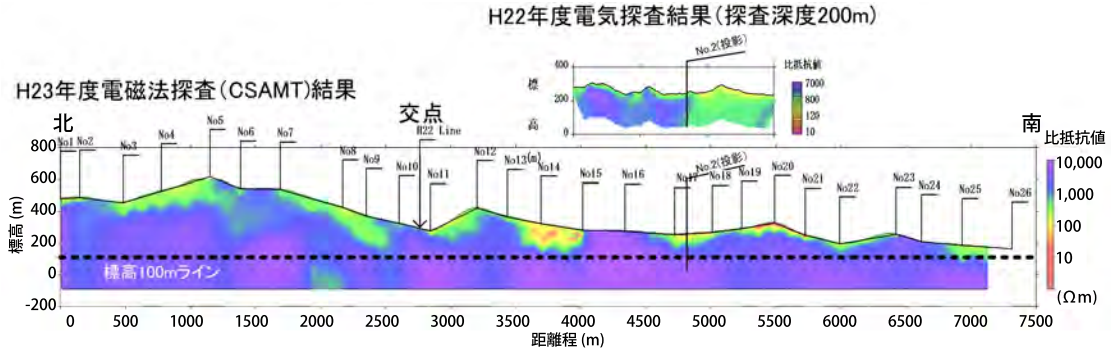


図 2.65: 電磁探査結果図。図 2.62 の結果を上方に示している。

電磁法探査結果とボーリング調査等の結果と総合すると，調査地の花崗岩においては比抵抗が 3,000 Ω·m〜4,000 Ω·m 以上であれば CM 級以上の岩盤であると推定できる。今回の比抵抗は浅部を除くとほぼ全域で 3,000 Ω·m 以上の比抵抗であり，ILC 計画深度の標高 110m では，新鮮な岩盤が広く分布していることが推定される。

屈折法地震探査

弾性波速度 (P 波速度 V_P) の分布を知ることによって地質・岩盤状況を把握する目的で，屈折法地震探査を実施した。測線長は 1,530 m，測定間隔が 10 m で実施した。得られた結果を図 2.66 に示す。なお，結果図内にはボーリング孔の位置を投影して示した。

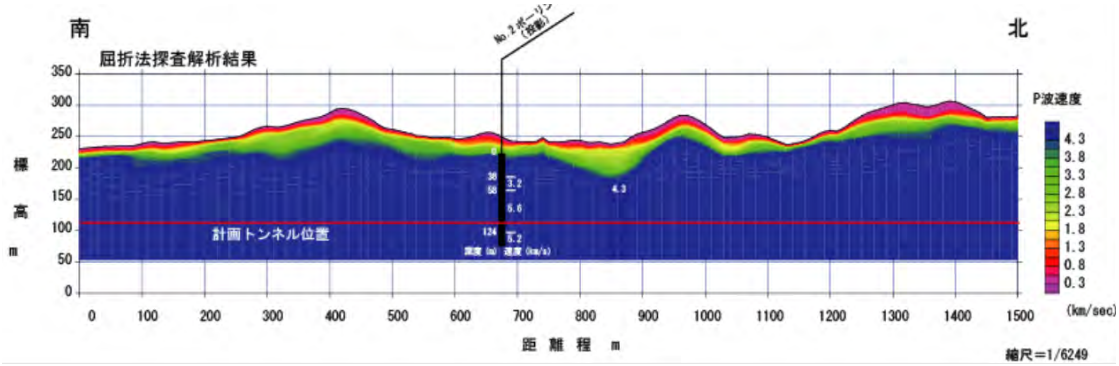


図 2.66: 2 次元 P 波速度断面

得られた P 波速度断面図から次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は 0.3〜5.5 km/s 程度である。
- 0.3 km/s 程度の低速度層は，表層の極浅部にのみ存在する。これは，表層の未固結層を表していると推定される。この下位には，1.0〜3.0 km/s 程度の速度層が測線全体に渡って分布しており，尾根部で厚くなる傾向を示し，層厚は最大で 50m 程度である。これは，風化花崗岩層に相当すると推定される。
- 上記層の下位には，4.5 km/s 以上の速度層が測線全体に渡って分布している。これらの箇所は，ほぼ新鮮な花崗岩類に相当すると思われる。

ILC 計画深度の標高 110m では，新鮮で硬質な花崗岩が分布すると考えられる。

岩石試験

ひん岩岩脈の下位の花崗岩は非常に硬質で新鮮である。岩石試験では，一軸圧縮強度 (qu) は 129 MPa と 161 MPa，変形係数 (Et, 50) は 60,400MPa と 69,600 MPa の値を得られた。超音波伝播速度については，P 波速度が 5.3 km/s 以上，S 波速度が 3.1 km/s 以上であり，堅硬で

良好な岩盤状況といえる。ひん岩は，一軸圧縮強度 (qu) が 253 MPa，変形係数（Et, 50）が 82,200 MPa の値を示し，超音波伝播速度は，P 波速度が 5.7 km/s 以上，S 波速度が 3.3 km/s 以上で，花崗岩類より硬質である。

屈折法地震探査でも，標高 200 m 以深の P 波速度 (V_P）は概ね 5.0 km/s を越える速度値であり，良好な岩盤状況といえる。

岩盤内の面構造

ボーリング孔の内壁をボアホールテレビによって観察した。その結果を図 2.67 に示すシュミットネットに下半球投影でまとめた。深度 64.35〜86.10 m で見かけの厚さ約 22 m のひん岩岩脈が認められたため，ひん岩岩脈上下の花崗岩とひん岩岩脈について別々に表示している。なお，ボーリングコアには厚さ高々数 cm 程度の固結した劣化域または熱水変質に伴う小規模な圧砕跡以外に破砕帯は認められなかった。これらは，図 2.67 の中では破砕帯として示している。

図 2.67 によると，低角度でわずかに北西に傾斜するシーティング節理に集中が見られる。シーティング節理は，一般に花崗岩体が上昇するにあたって，花崗岩体にかかる荷重圧の減少に伴って主応力軸 σ_3 方向に対して垂直に発達する裂罅であると考えられている。従って，千厩花崗岩体に認められるシーティング節理の方向から，千厩岩体は地下から地表へ，ほぼ水平性を保ちながら上昇してきたことが推測される。また，ひん岩岩脈にも，花崗岩体に認められるシーティング節理とほぼ同方向の節理が発達していることから，ひん岩岩脈も花崗岩体と一体となって地下深部より上昇してきたと考えられる。

これまでの調査結果から人首岩体内に存在する亀裂の密度を予測することは難しいが，高角度の亀裂は少なく，シーティング節理とよばれる水平方向の破れ目が所々に見られると予想される。シーティング節理には，破れ目に粘土などの脆弱な挟在物がないため，岩盤の健全性はかなり高いものと判断される。

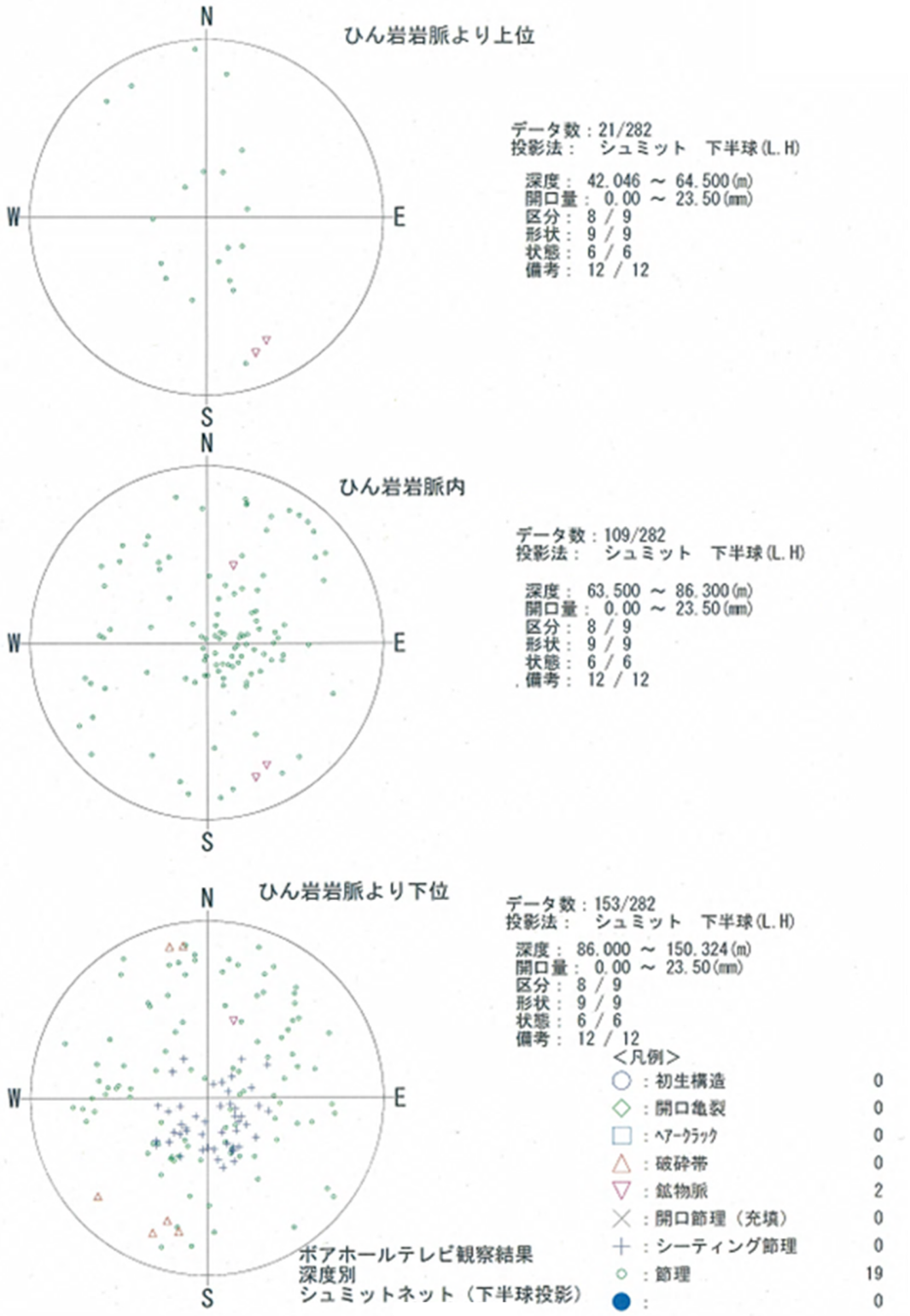


図 2.67: 丑石地点ボーリング孔ボアホールテレビで認められる面構造。図中で破砕帯として示したのは，貫入境界部の劣化や熱水変質に伴う小規模な圧砕跡で，すべて固着していた。

TOHOKU ILC

(b) 砂鉄川地点

平成 22，23 年度に河床沿いの岩盤状況を確認する目的でボーリング調査，検層，透水試験 (JFT 法)，屈折法地震探査および電気探査を実施した (図 2.68)。ILC 想定ルートのうち，砂鉄川沿いの低所にあたり低土被り地点となる。ボーリングは 2 本実施している。1 本目 (孔名：No.1) は砂鉄川河岸において実施し，程度被り部の岩盤性状を調査した。2 本目 (孔名：No.1′) は，後述する電気探査・弾性波速度によって地質的弱層部と推察される箇所において実施し，その性状を明らかにすることを目指した。

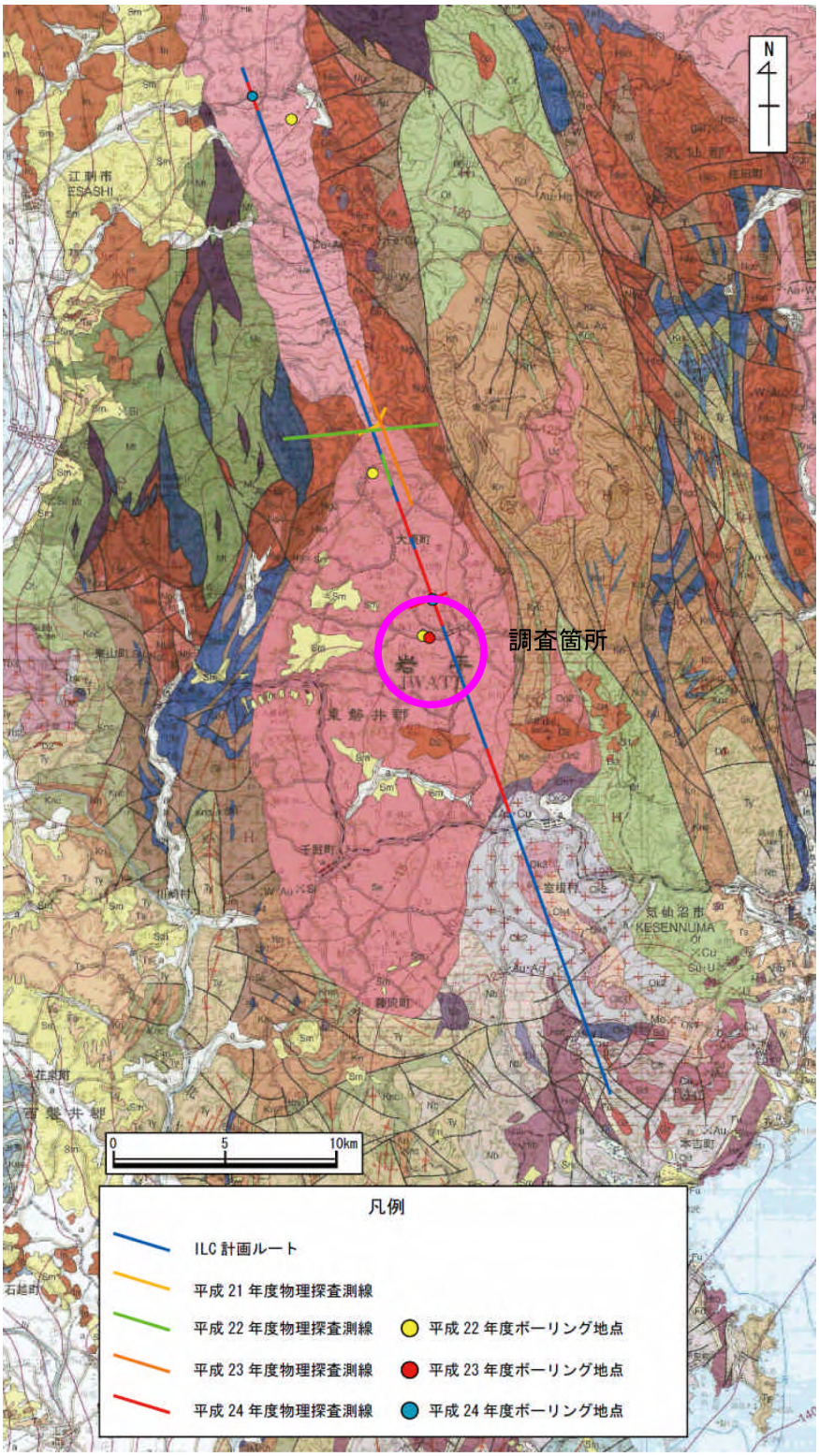


図 2.68: 砂鉄川地点の位置

ボーリング調査結果 (1)：(孔名：No.1，孔口標高 (GL)：128.40m，掘進長：50.00m)

地質・岩盤状況

柱状図を図 2.69 に，コア写真を図 2.70 から図 2.72 に示す。地質・岩盤の状況は以下の通りである。

・GL-0.00〜1.00 m：盛土。堤体盛土。礫混じり砂質土。

・GL-1.00〜3.70 m：河床堆積物。現河川の河床堆積物で，堆積岩の礫，下部で花崗岩の礫を含む。

・GL-3.70〜50.00 m：花崗岩。GL-6.06 m 以浅は，一部風化によりマサ状を呈し，CL 級の岩級区分に相当する。GL-6.06〜50.00 m は，CH〜B 級の岩級区分に相当する新鮮で硬質な花崗岩が分布する。全体に 0.5〜2.0 m 間隔程度でシーティング節理と見られる低角な割れ目が見られる。傾斜 80° 前後の高角な割れ目がまれに認められる。一部では厚さ 1〜4 mm の固結したシルト，砂を挟む。

ボーリング掘進中の孔内水位については，泥水による掘削のため明確ではないが，掘削中を通じて現河川と同様の水位であった。

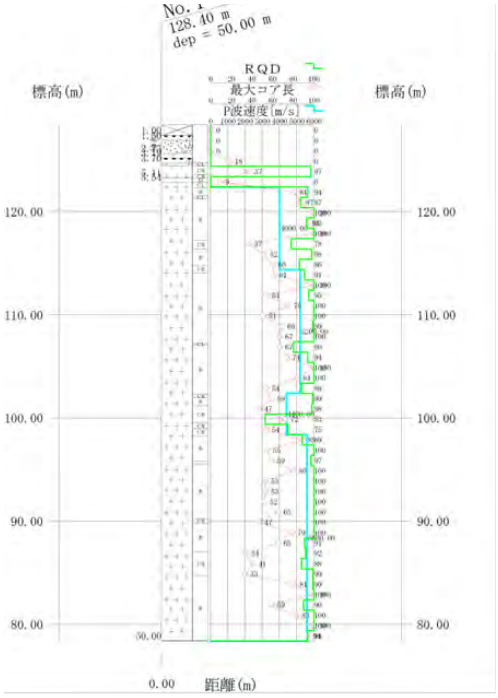


図 4　No.1 孔簡易柱状図

図 2.69: 砂鉄川地点ボーリング (1) 簡易柱状図

図 2.70: 砂鉄川地点ボーリング (1) コア写真および簡易柱状図 (0–20m)

図 2.71: 砂鉄川地点ボーリング (1) コア写真および簡易柱状図 (20–40m)

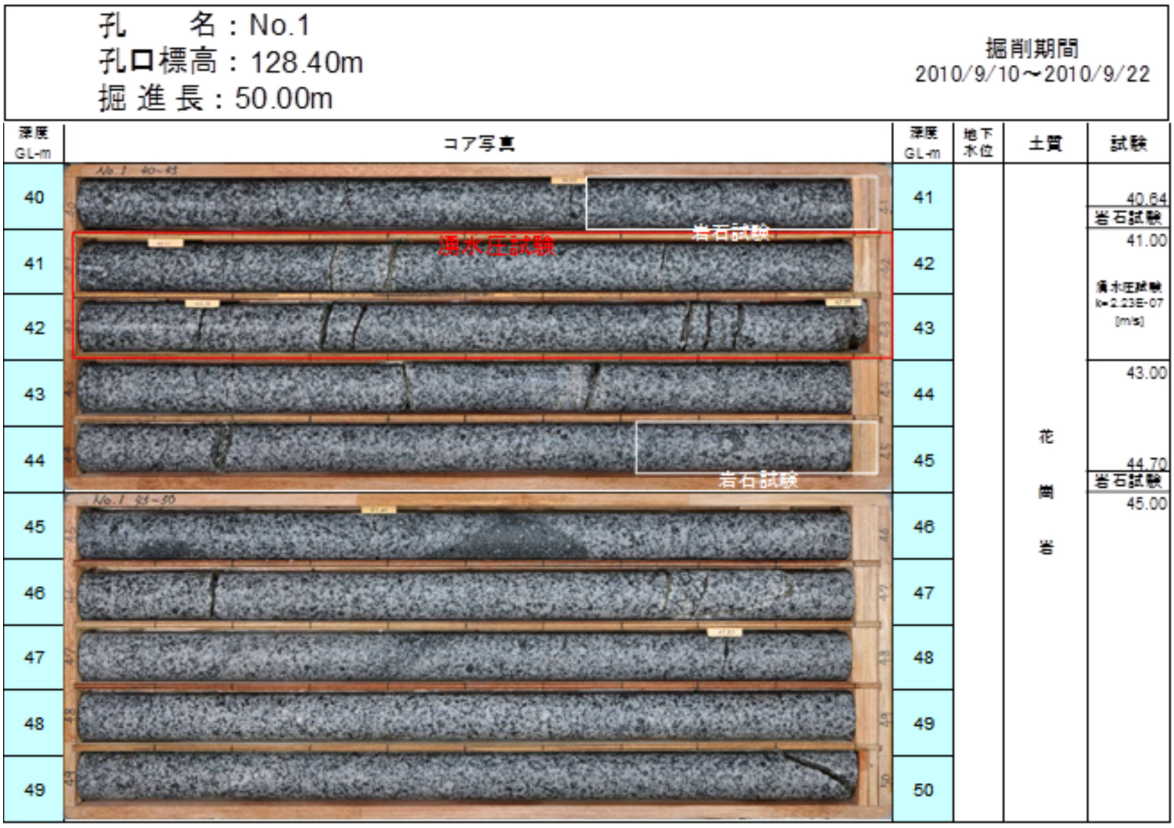


図 2.72: 砂鉄川地点ボーリング (1) コア写真および簡易柱状図 (40–50m)

ボーリング調査結果 (2)：(孔名：No.1′，孔口標高 (GL)：130.30m，掘進長：30.00m)

地質・岩盤状況

柱状図を図 2.73 に，コア写真を図 2.74 および図 2.75 に示す。地質・岩盤の状況は以下の通りである。

・深度 0.00～1.77 m：耕作土。腐植土およびシルト質粘土。

・深度 1.77～2.80 m：砂礫。主に河床堆積物からなる。

・深度 2.80 m以深：花崗岩。GL-2.80～110.90 m は D～CL 級岩盤，GL-10.90～17.60 m は CL 級岩盤であった。D～CL 級岩盤区間は主にマサ状を呈し，傾斜 70～90° の熱水変質脈が複数条みられた。GL-17.60m 以深は CM 級岩盤であった。

深度 1.77～2.80 m (層厚 1.03 m) で認められた砂礫は主に河床堆積物から形成されており，礫径は長径 1 4cm（最大 7cm 以上）であり，亜角礫～亜円礫であった。また，基質は主にマサ起源の中粒砂であった。

深度 18m 以浅に複数条認められた熱水変質脈の多くは風化を受け，黄褐色を呈し，粘土化 (一部固結化含む) していた。熱水変質脈自体の幅は 0.4～4 cm であり，その周辺は脆弱化して D～CL 級岩盤を呈していた。ボアホールカメラを実施したところ，熱水変質脈の走向・傾斜は N70～88°E・70～90°N であった。深度約 18 m までは風化が進み，深度 32 m までは弱い風化が見られた。なお，これらの風化変質は，地質観察の結果から断層に伴う劣化ではないと推定した。

ボーリング掘進中の孔内水位については，泥水による掘削のため明確ではないが，GL-0.25～1.75 m (最終孔内水位：GL-0.43 m) で孔内水位を確認できた。また，深度 27.30～27.80m 付近の掘削中に湧水が認められたが，湧水量は不明である。

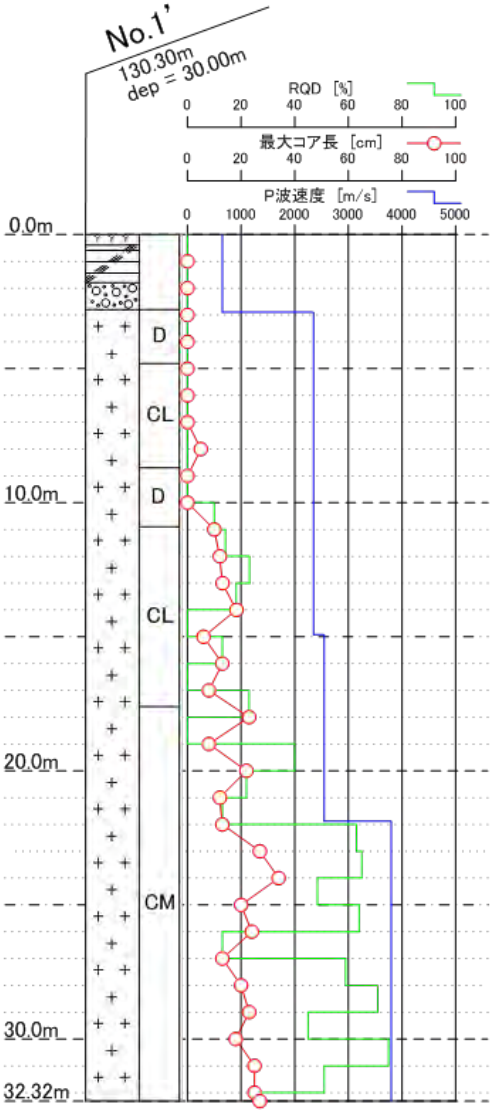
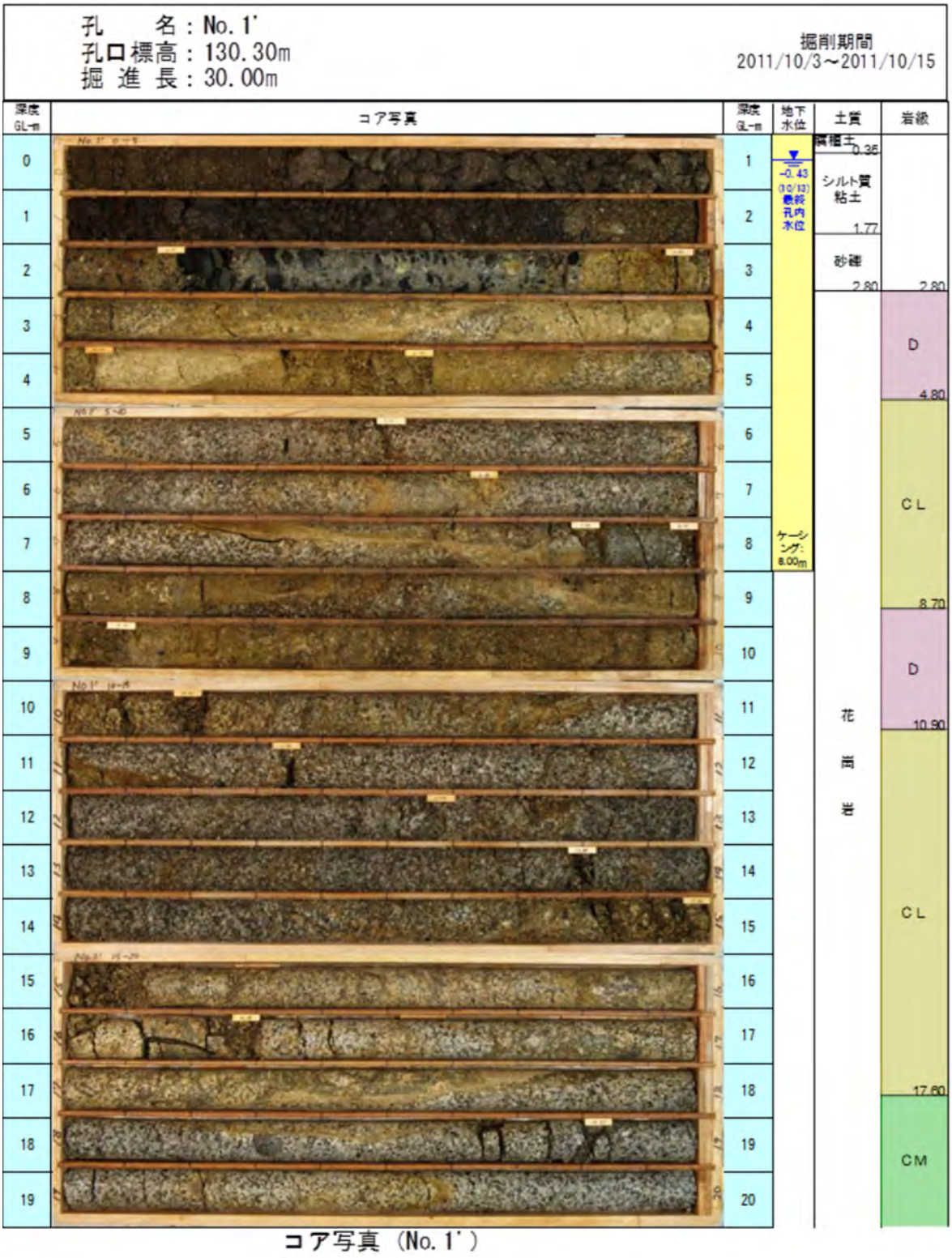


図 2.73: 砂鉄川地点ボーリング (2) 簡易柱状図



コア写真（No. 1'）

図 2.74: 砂鉄川地点ボーリング (2) コア写真および簡易柱状図 (0–20m)

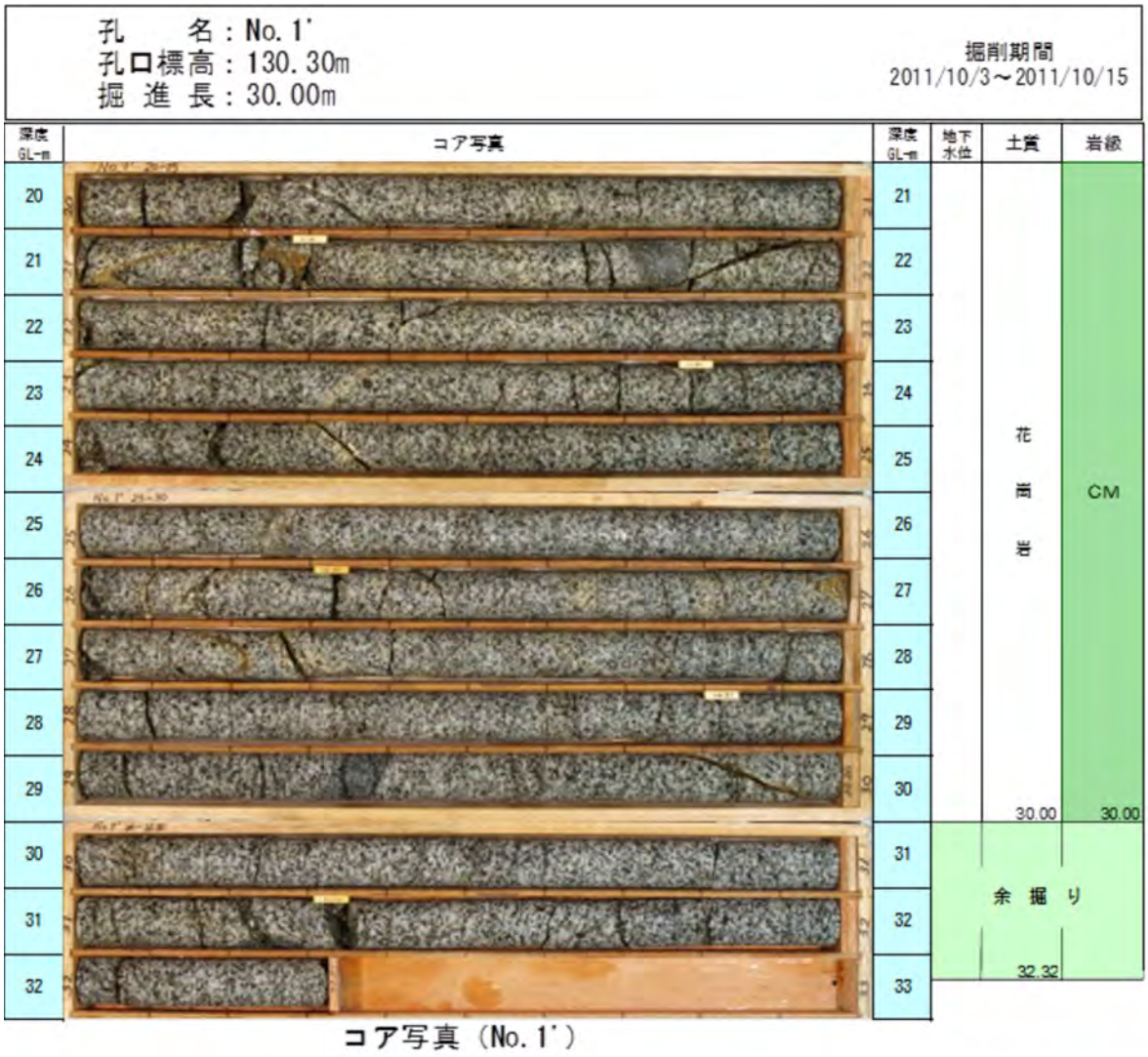


図 2.75: 砂鉄川地点ボーリング (2) コア写真および簡易柱状図 (20–30m)

電気検層

電気検層はボーリング孔沿いの比抵抗分布を求め，ボーリング調査などの結果と合わせて詳細な地質情報を得るとともに，同地点で実施した電気探査の対比資料とすることを目的に実施した。

測定はケーシング区間以深 (深度 6 m 以深) を対象とし，ノルマル法で実施した。通常のノルマル法の電極間隔は 25 cm，50 cm および 100 cm である。しかし今回の測定では，花崗岩の比抵抗値が高く，電極間隔 25 cm および 50 cm の測定では測定可能な電位の範囲を超えた区間があった。そのため，電極間隔を 200 cm および 400 cm と広げ，取得される電位が小さくなるようにした測定を追加して行った。ボーリング (1) (孔名：No.1) の電気検層結果図を図 2.76 に，ボーリング (2) (孔名：No.1′) の電気検層結果図を図 2.77 に，簡易柱状図とともに示した。

ボーリング (1) (孔名：No.1) の電気検層の結果から次のことが分かる。

- 測定された比抵抗値は 1,000〜20,000 Ω·m 程度である。
- ボーリング結果と対比すると，岩級区分で CH 級以下となっている区間では，比抵抗値は 10,000 Ω·m 以下となっており，その深度は良く一致している。(図 2.76 の緑線で示した範囲)
- ボーリング結果と対比すると，岩級区分が B 級区間においては 10,000 Ω·m 以上の比抵抗値となっており，その深度は良く一致している。(図 2.76 の青線で示した範囲)
- ILC 計画深度の標高 110m では，岩級区分が B 級級区分であり，比抵抗値は 10,000 Ω·m 程度である。

また，ボーリング (2) (孔名：No.1′) の電気検層の結果から次のことが分かる。

- 測定された比抵抗値は 100〜600 Ω·m 程度である。
- 深度が大きくなるにつれて比抵抗値が大きくなり，最深部 (標高 98 m) で 600 Ω·m 程度である。
- ILC 計画深度の標高 110m では，岩級区分が B 級級区分であり，比抵抗値は 10,000 Ω·m 程度である。

2 本のボーリング孔を利用した電気検層の結果は，ILC 計画深度の標高 110m には新鮮で亀裂の少ない花崗岩が分布するが，局所的には亀裂の多い花崗岩，もしくは風化の進んだ花崗岩が存在することを示している。

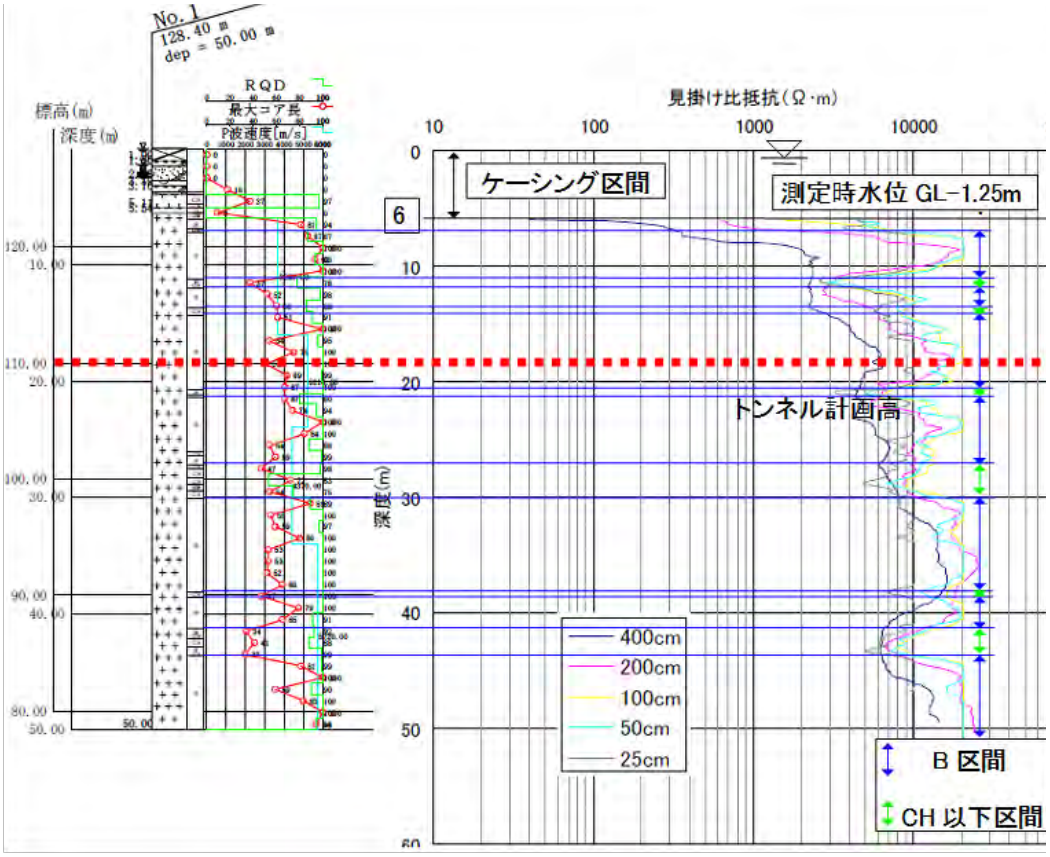


図 2.76: 砂鉄川地点ボーリング孔 (1) 電気検層結果図

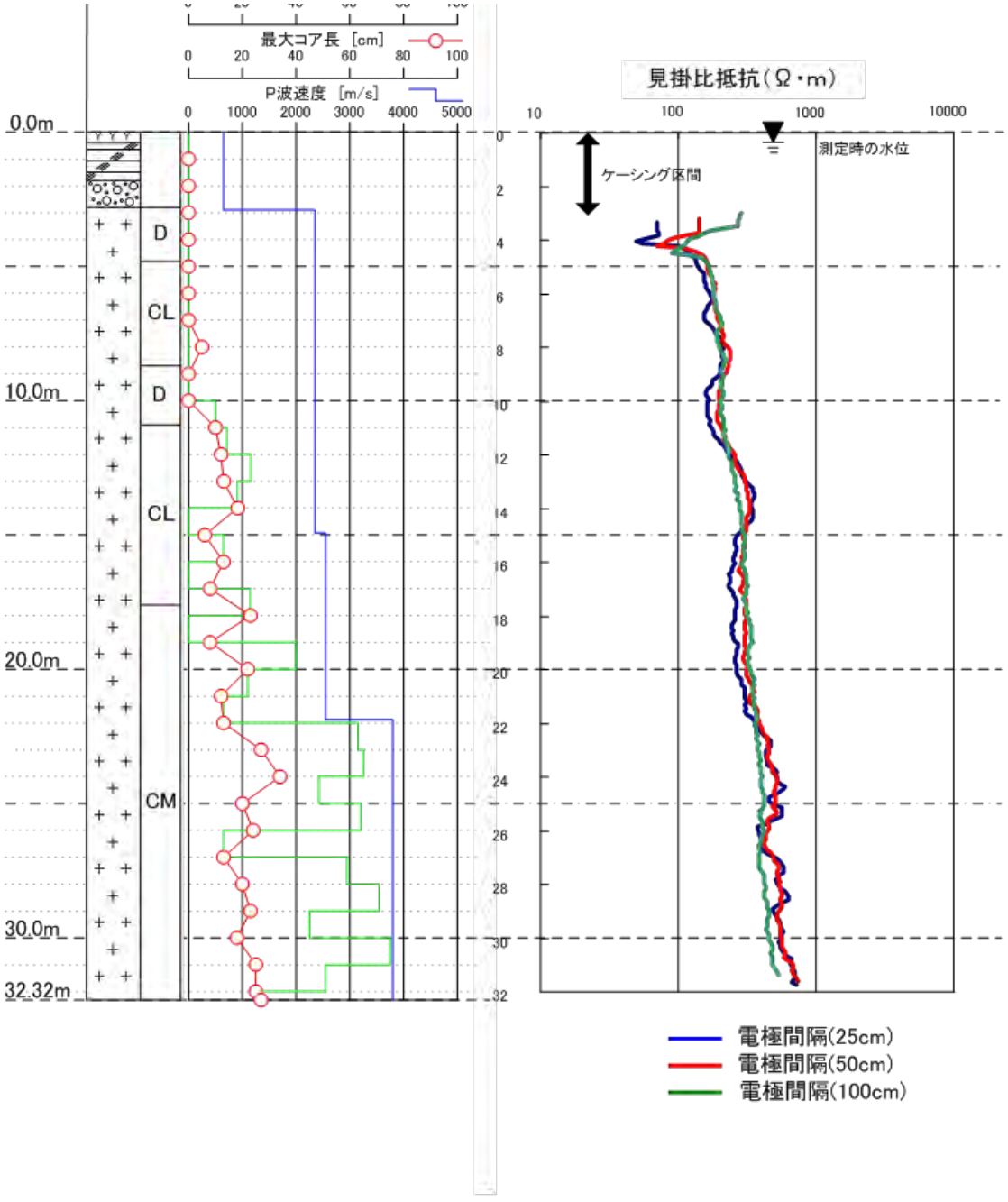


図 2.77: 砂鉄川地点ボーリング孔 (2) 電気検層結果図

速度検層

トンネルの地山区分の評価で多く用いられる弾性波速度 (P 波速度) を知る目的で実施した。

測定は，電気検層と同様にケーシング以深を対象に実施した。測定は 2m ピッチの多連型の孔内受振器 (ハイドロフォン) を使用し，地表のボーリング孔近傍をカケヤで強打して P 波を発生させ，孔内で観測するいわゆる「ダウンホール法」で実施した。図 2.78 に砂鉄川地点ボーリング (1) (孔名 : No.1) の簡易柱状図とともに走時曲線を示した。速度検層の結果から次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は，4,000〜5,600 m/s を示す。
- 速度層は 4 層に区分でき，深度 26〜30 m の第 3 層を除くと，深度が深いほど P 波速度が速くなる傾向にある。標高 98 m (深度 30 m) 以深では，P 波速度が 5,600 m/s を示す。
- 第 3 層 (岩級区分では CH 級以下) の上下には，亀裂の少ない岩級区分 B 級の区間が広がっている。
- ILC 計画の標高 110m 付近では，P 波速度 (V_P) が 5,200 m/s である。

図 2.79 に砂鉄川地点ボーリング (2) (孔名 : No.1′) の簡易柱状図とともに走時曲線を示した。PS 検層の結果から次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は 2,350〜3,800 m/s を示す。また，S 波速度は，270〜1,140 m/s を示す。
- P 波速度層は 3 層に，また S 波速度層は 5 層に区分され，共に深度が深いほど速くなる傾向にある。
- 深度 21.9 m 以深の CM 級岩盤では，P 波速度が 3,800 km/s を示す。

ボーリング孔を利用した速度検層の結果は，ILC 計画深度の標高 110m では，P 波速度 (V_P) が 5,200 m/s であり，硬質な花崗岩が分布するが，局所的には P 波速度が 3,800 km/s にまで低下することを示している。

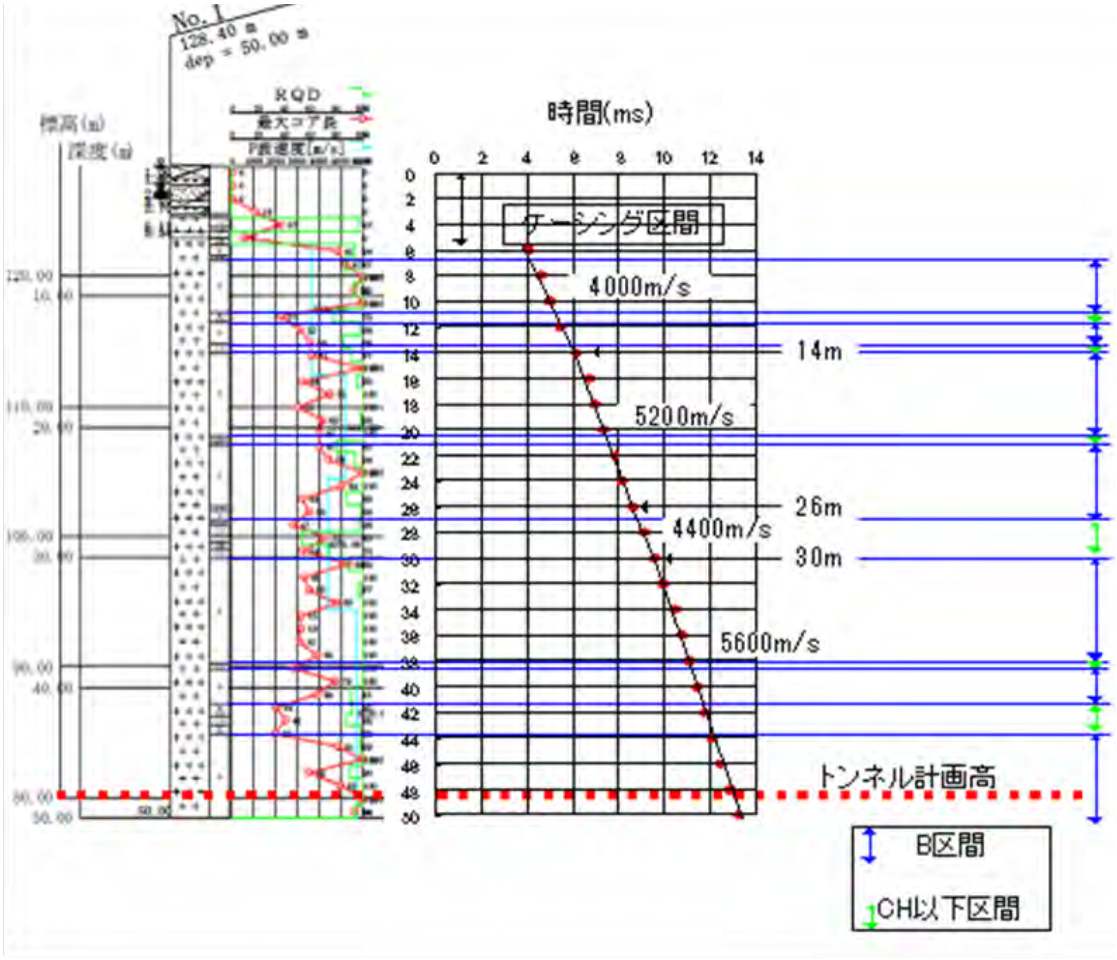


図 2.78: 鉄川地点ボーリング孔 (1) 速度検層結果図

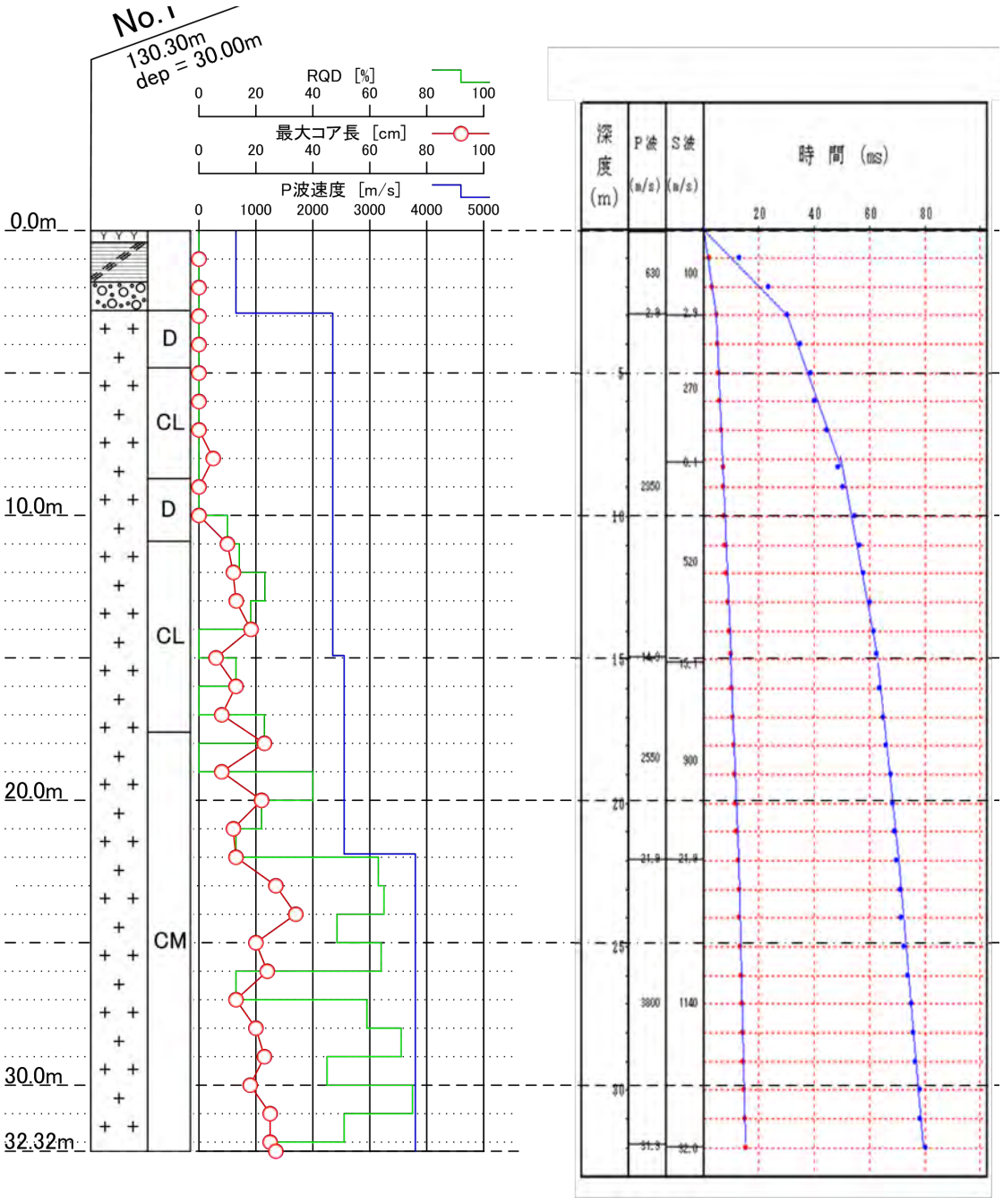


図 2.79: 鉄川地点ボーリング孔 (2) 速度検層結果図

湧水圧試験 (JFT 法)

平衡水位と透水係数を知る目的で実施した。試験には JFT 法を用い，砂鉄川地点ボーリング (1) (孔名：No.1) において花崗岩中に見られる割れ目を対象に選んだ。

試験結果を表 2.6 にまとめる。いずれも平衡水位は現河床面付近にある。得られた透水係数 k は 10^{-8}〜10^{-7} 程度と非常に小さい値である。

表 2.6: 湧水圧試験の結果

試験深度 GL− (m)	標高 (m)	岩質	岩級	平衡水位 GL− (m)	透水係数 k (m/s)
27.6 〜 29.6	100.8 〜 98.8	花崗岩	CM, CH	2.37	1.90×10^{-8}
41.0 〜 43.0	87.4 〜 84.4	花崗岩	CH, B	2.48	2.33×10^{-7}

電気探査

砂鉄川河床部の比抵抗分布を知ることにより，地質の状況を推定する目的とした電気探査を行った。測線長は 700 m，探査深度は 60 m とした。図 2.80 に得られた比抵抗分布図を示す。電気探査の結果から次のことが分かる。

- 比抵抗値は 100〜7,000 Ω·m 程度である。
- 表層の極浅部は数 100 Ω·m 以下の低比抵抗領域であるが，それ以深においては殆どの領域において 1,000 Ω·m 以上となっている。
- 距離程 350〜540 m において，数千 Ω·m 以上の高比抵抗領域が存在している。
- No.1 孔の実施箇所は上記の高比抵抗帯の端に位置し，実施した電気検層結果とは概ね同様な傾向の比抵抗分布を示している。
- 距離程 250 m 付近では，低比抵抗領域が深部にまで分布している。
- No.1′ 孔の実施個所は上記低比抵抗領域の位置に相当し，実施した電気検層とは概ね同様な傾向の比抵抗分布を示している。

電気探査の結果から，ILC 計画深度の標高 110m では亀裂の少ない花崗岩が広く分布しており，亀裂の多い範囲は幅数 10 m 程度の範囲に局在すると考えられる。

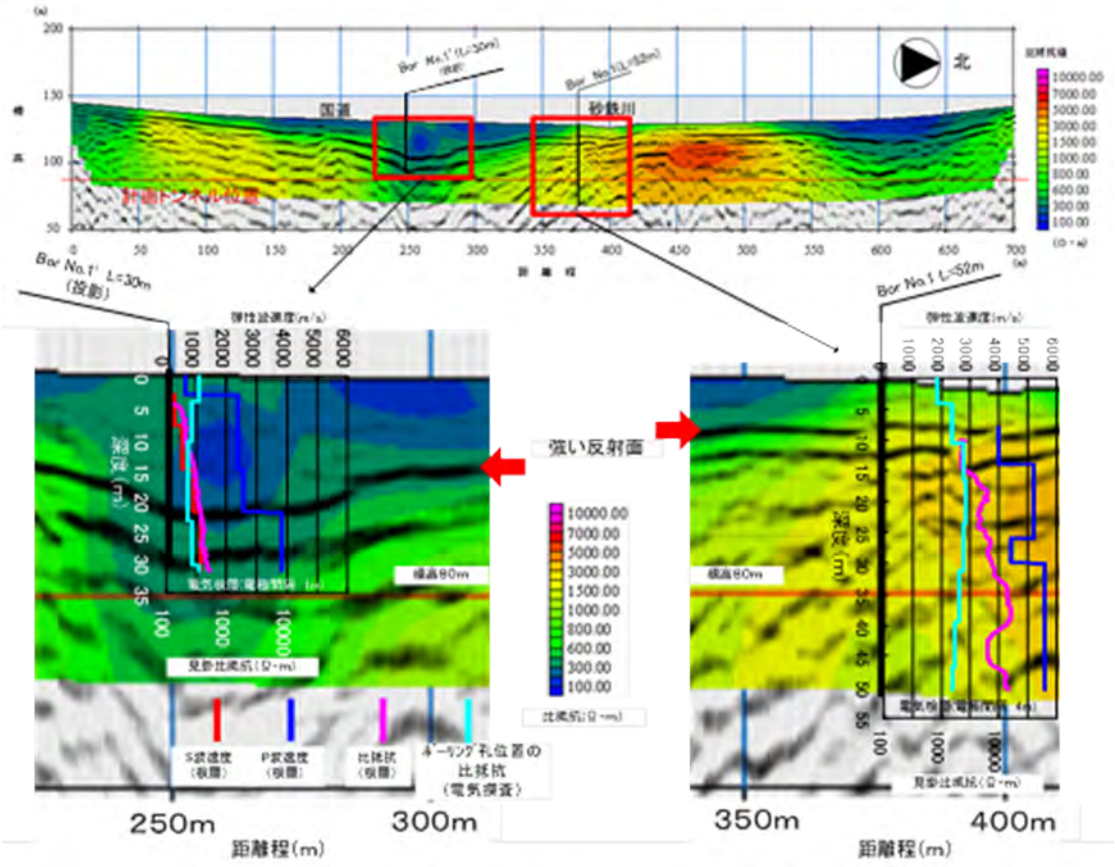


図 2.80: 電気比抵抗分布図

反射法地震探査

反射法地震探査は，基盤岩である花崗岩の分布形状，深度を知る目的で実施した。探査測線は，電気探査測線と同一である。震源には車載型震源であるミニバイブレター震源を用い，分解能を高くするために波種はS波で実施した。起振および受振間隔はともに2 m間隔とした。反射波は，音響インピーダンス (弾性波速度と密度の積) の異なる層境界で発生する。したがって，本調査地においては，表層の未固結層 (河床堆積物もしくは風化花崗岩) と基盤岩 (花崗岩) との境界で強い反射が発生すると予想される。

図 2.81 に結果図を示す。得られたP波速度断面図から次のことが分かる。

- 結果図中には複数本の反射面が見えるが，一番明瞭で連続しているのは，一番上部の反射面である。
- 上記の反射面は，距離程200〜350 mと800 m前後で20〜30 m程度とやや深くなるが，それ以外では深度10 m以浅に連続している。特にボーリングNo.1孔付近では5 m程度と浅くなっており，一番上部の反射面は基盤岩上面を表している可能性が高い。

測線上では，ILC計画深度の標高110 mにおいて，ほぼ全域で新鮮で硬質な花崗岩が分布すると考えられるが，脆弱な地盤が限られた範囲に局在する可能性がある。なお，現在検討中のILCルート案では，反射法地震探査の測線よりも上流で砂鉄川を横断する。

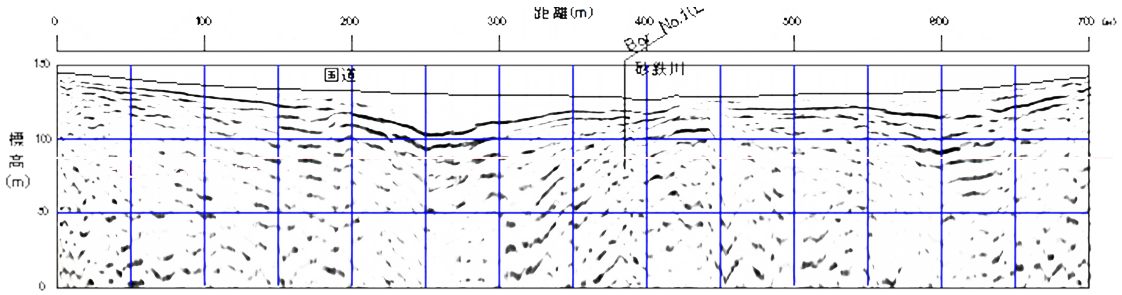


図 2.81: 反射法地震探査結果図

岩石試験

ボーリング No.1 孔の岩石試験では，一軸圧縮強度 (qu) は 170 MPa，変形係数 (Et, 50) は 60,400MPa の値を得られた。超音波伝播速度については，P 波速度が 4.8 km/s 以上，S 波速度が 2.9 km/s 以上であり，堅硬で良好な岩盤状況といえる。ひん岩は，一軸圧縮強度 (qu) が 253 MPa，変形係数（Et, 50）が 82,200 MPa の値を示し，超音波伝播速度は，P 波速度が 5.7 km/s 以上，S 波速度が 3.3 km/s 以上で，花崗岩類より硬質である。

屈折法地震探査でも，標高 200 m 以深の P 波速度 (V_P）は概ね 5.0 km/s を越える速度値であり，良好な岩盤状況といえる。

岩盤内の面構造

ボーリング No.1 孔の内壁をボアホールテレビによって観察した。その結果を図 2.82 に示すシュミットネットに下半球投影でまとめた。なお，ボーリングコアには厚さ高々数 cm 程度の固結した劣化域または熱水変質に伴う小規模な圧砕跡以外に破砕帯は認められなかった。これらは，図 2.82 の中では破砕帯として示している。

図 2.82 によると，低角度でわずかに南東に傾斜するシーティング節理が大部分である。これは，千厩岩体は地下から地表へ，ほぼ水平性を保ちながら上昇してきたことを示している。

ボアホールテレビによって観察した結果からは，千厩岩体内においては高角度の亀裂は少なく，シーティング節理とよばれる水平方向の破れ目が所々に見られると予想される。シーティング節理には，破れ目に粘土などの脆弱な挟在物がないため，岩盤の健全性はかなり高いものと判断される。

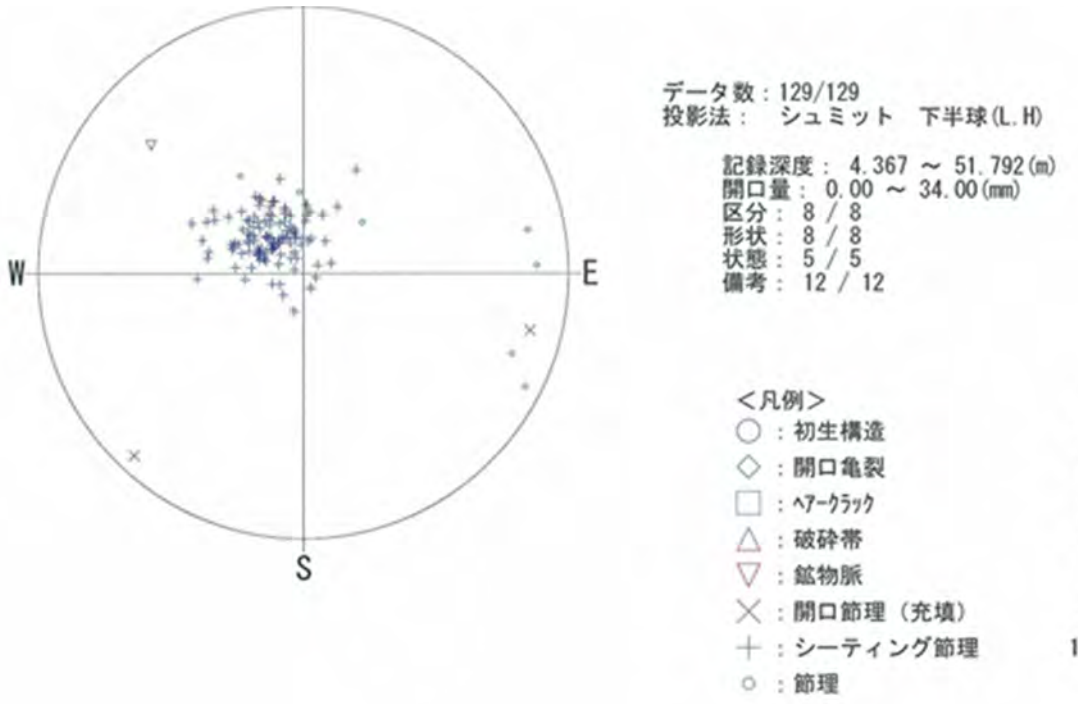


図 2.82: 砂鉄川地点ボーリング孔ボアホールテレビで認められる面構造。図中で破砕帯として示したのは，貫入境界部の劣化や熱水変質に伴う小規模な圧砕跡で，すべて固着していた。

(c) 早麻山地点

平成 24 年度に地下の岩盤の状況を把握する目的でボーリング調査，検層，屈折法地震探査，電気探査および電磁探査（CSAMT 法）を実施した (図 2.83)。

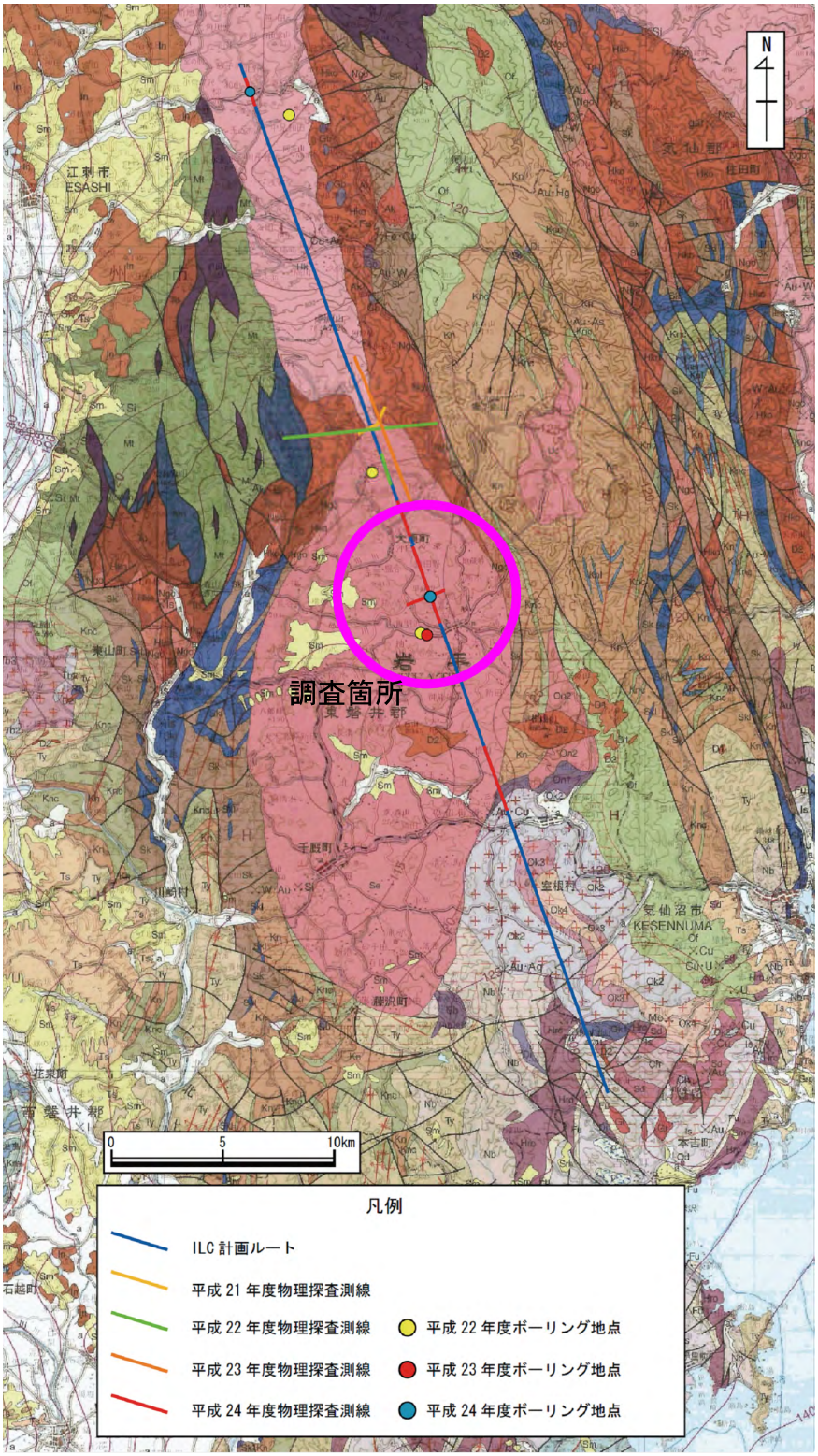


図 2.83: 早麻山地点の位置

ボーリング調査 (孔口標高 (GL)：346.00m，掘進長：300.00m)

地質・岩盤状況

柱状図を図 2.84 に，コア写真を図 2.85 から図 2.99 に示す。地質・岩盤の状況は以下の通りである。

・GL-0.00 ～ 0.41m：腐植土。植物根を含むシルト質の腐植土。

・GL-0.41 ～ 1.90m：砂混じりシルト。マサ起源の砂混じりシルト。

・GL-1.90 ～ 5.93m：花崗岩。軟質なマサ。指圧で崩れ砂質シルト状を呈する。岩盤等級は D 級区分に相当する。

・GL-5.93 ～ 12.69m：石英斑岩。暗緑灰色を呈する石英斑岩。白濁した長石が顕著である。コアは風化を受け，指圧で崩れる軟質部と短棒状～岩片状を呈する軟岩部が混在する。上端の花崗岩との境界は傾斜約 75° で接しており，境界部に変質や粘土の挟在は認められない。岩盤等級は D～CL 級区分に相当する。

・GL-12.69 ～ 13.21m：石英斑岩と花崗岩の境界部。石英斑岩と花崗岩の境界部（傾斜 70°）は熱水変質を受け淡褐～橙色を呈し，幅 4～5cm に渡り粘土化や礫状化する。含水量多く軟質であり，指圧で崩れる。岩盤等級は D 級区分に相当する。

・GL-13.21 ～ 18.21m：花崗岩。乳白色を呈する風化を受けた花崗岩。長石粒は白濁が顕著であり軟質化する。黒雲母は黄金色と黒色を呈するものが混在する。コアは棒状を呈するが手で簡単に折ることができる。岩盤等級は CM 級区分に相当する。

・GL-18.21 ～ 22.61m：石英斑岩。コアは粘土状や砂状，岩片などが混在し，非常に軟質である。深度 20.09～21.10m 間は石英斑岩と花崗岩の境界部（傾斜 70°～90°）が認められる。境界部の一部は原岩組織を全く残さない程の熱水変質（強変質）を受けている。岩盤等級は D 級区分に相当する。

・GL-22.61 ～ 128.57m：花崗岩。弱風化～新鮮な花崗岩である。熱水変質脈が貫入し，今日変質を受けている箇所もある。全体を通し，花崗岩中にシーティング節理やインクルージョンが所々に認められる。

・GL-128.57 ～ 130.15m：石英斑岩。暗青灰色を呈する石英斑岩の貫入部。コアは硬質で新鮮である。上下端の花崗岩との境界は傾斜約 60°～70° で接しており，ともに境界部に変質は認められない。岩盤等級は B 級区分に相当する。

・GL-130.15 ～ 179.05m：花崗岩。硬質で新鮮な花崗岩である。岩盤等級は B～A 級区分に相当する。特に深度 157.85～166.24m 間（8.39m 間）は割れ目の無い連続する棒状コアを呈し岩盤等級は A 級区分に相当する。シーティング節理が発達しており，節理に沿ってコアは分離している区間や，熱水変質を受けた箇所が見られる。全体を通し，花崗岩中にシーティング節理やインクルージョンが所々に認められる。

・GL-179.05 ～ 179.68m：石英斑岩。暗青灰色を呈する石英斑岩の貫入部。コアは硬質で新鮮である。上下端の花崗岩との境界は傾斜約 40° で接しており，ともに境界部に変質は認められない。岩盤等級は B 級区分に相当する。
・GL-179.68 ～ 198.46m：花崗岩。硬質で新鮮な花崗岩である。岩盤等級は B～A 級区分に相当する。特に深度 182.60～200.71m 間（18.11m 間）は割れ目の無い連続する棒状コアを呈し，岩盤等級は A 級区分に相当する。・GL-198.46 ～ 198.69m：石英斑岩。暗青灰色を呈する石英斑岩の貫入部。コアは硬質で新鮮である。上下端の花崗岩との境界は傾斜約 20°～40° で接しており，ともに境界部に変質は認められない。
・GL-198.69 ～ 269.94m：花崗岩。硬質で新鮮な花崗岩である。岩盤等級は主に B～CH 級区分に相当する。全体を通し，花崗岩中にシーティング節理やインクルージョンが所々に認められる。また，熱水変質に伴う変色が見られる箇所もある。
・GL-269.94～271.27m：ひん岩。淡緑色を呈するひん岩の貫入部である。貫入角度は 80° 以上。コアは深度方向に片側半分がひん岩，残り半分が花崗岩である。花崗岩とひん岩との境界は明瞭であり，境界部は弱変質を受けている。また，コア上では割れ目が発達し短棒状または岩片状を呈し，岩盤等級は CM 級区分に相当する。
・GL-271.27 ～ 272.52m：花崗岩。硬質で新鮮な花崗岩である。岩盤等級は B 級区分に相当する。
・GL-272.52 ～ 272.90m：石英斑岩。暗青灰色を呈する石英斑岩の貫入岩である。コアは硬質で新鮮である。上下端の花崗岩との境界は傾斜約 40° で接しており，ともに境界部に変質は認められない。岩盤等級は B 級区分に相当する。
・GL-272.90 ～ 300.00m：花崗岩。硬質で新鮮な花崗岩である。岩盤等級は主に B 級区分に相当する。全体を通し，花崗岩中にシーティング節理やインクルージョンが所々に認められる。

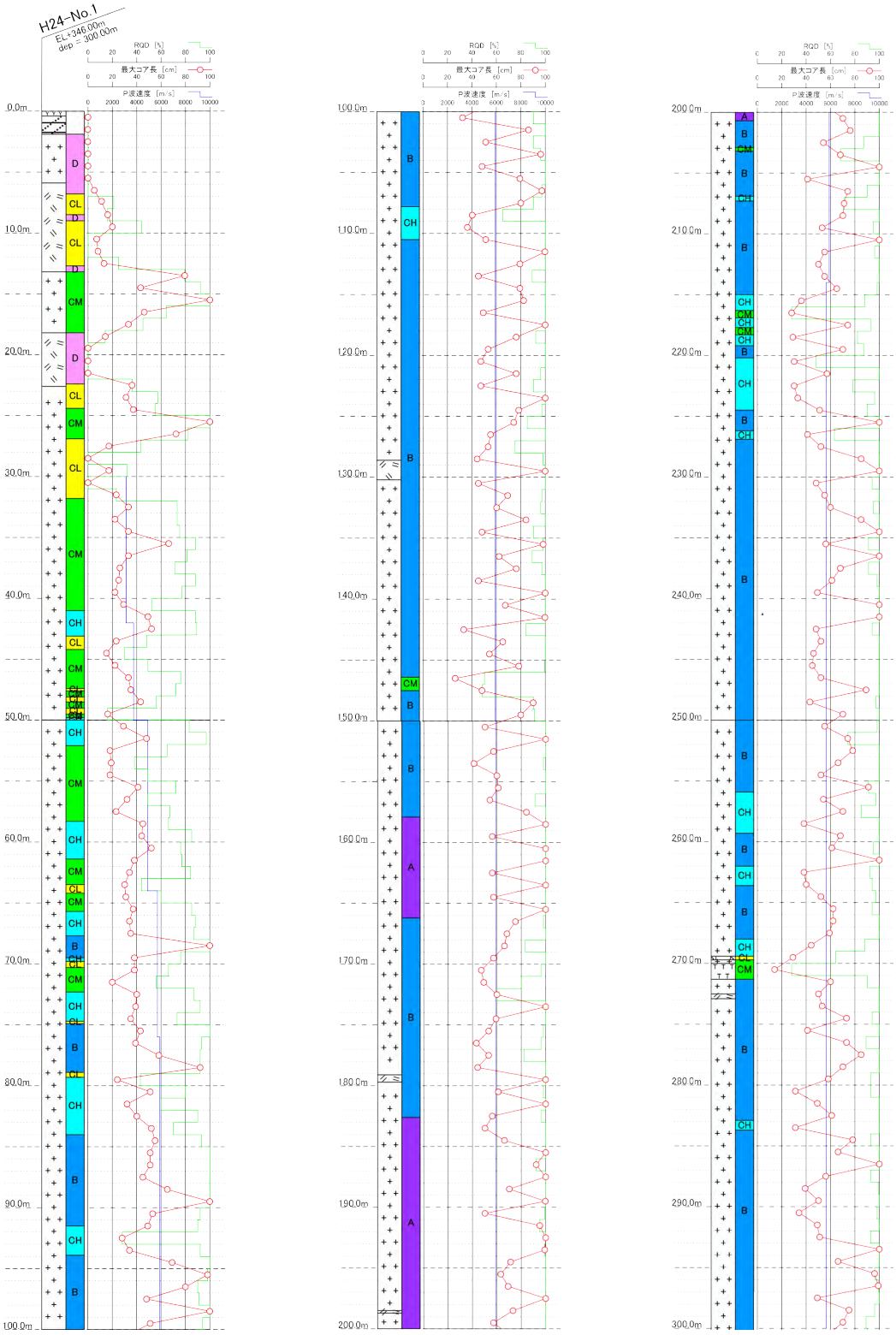


図 2.84: 簡易柱状図

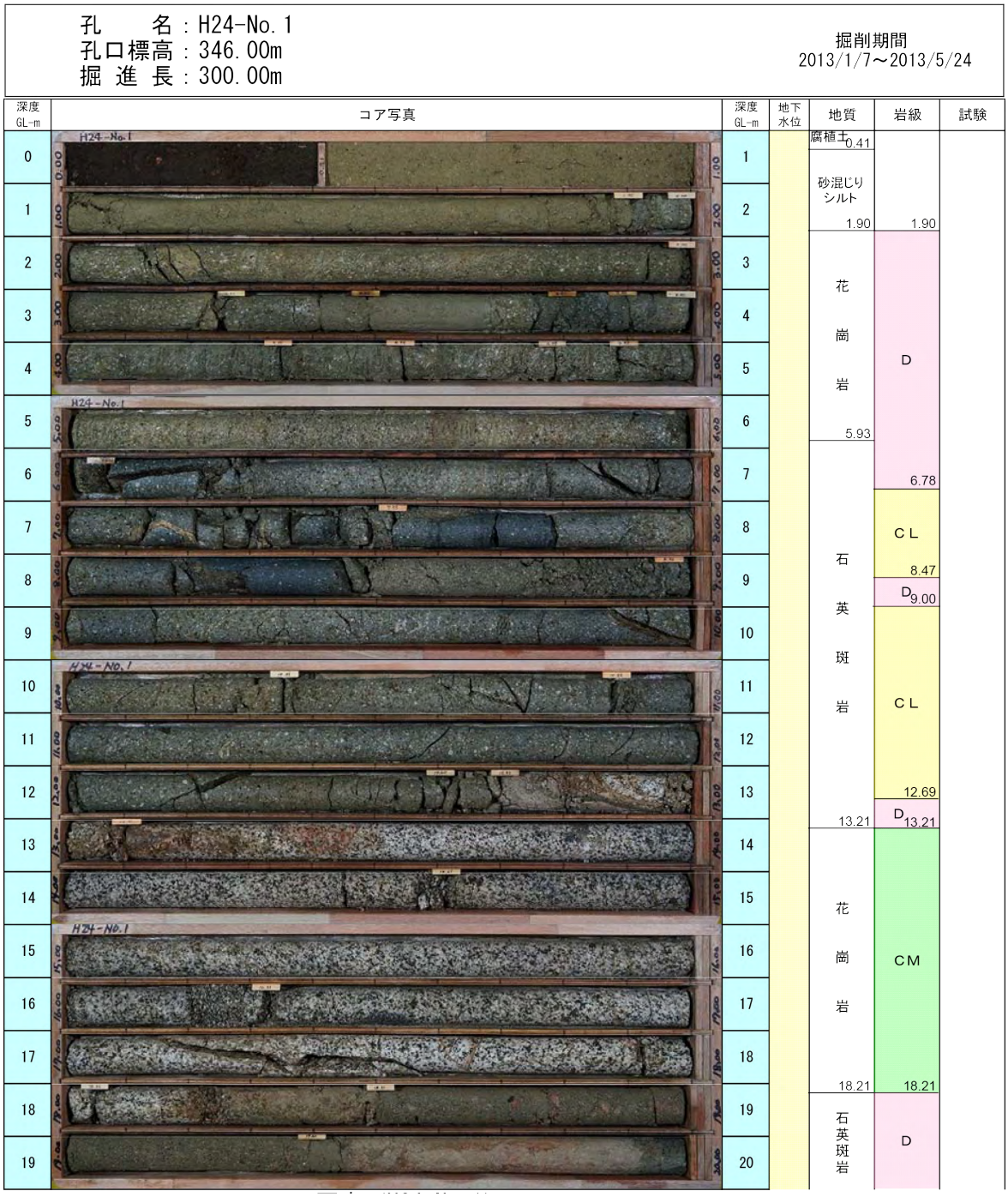


図 2.85: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (0–20m)

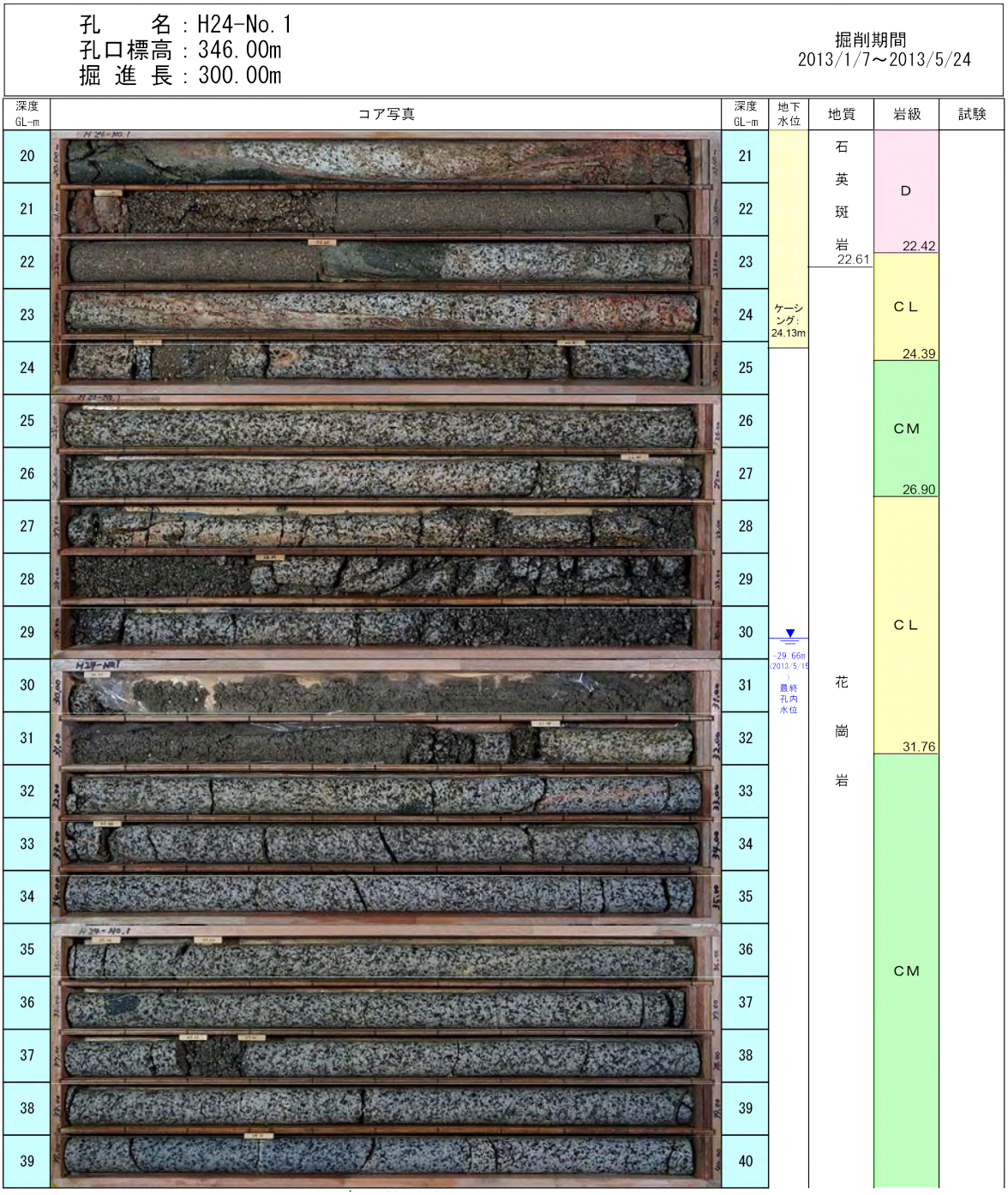


図 2.86: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (20–40m)

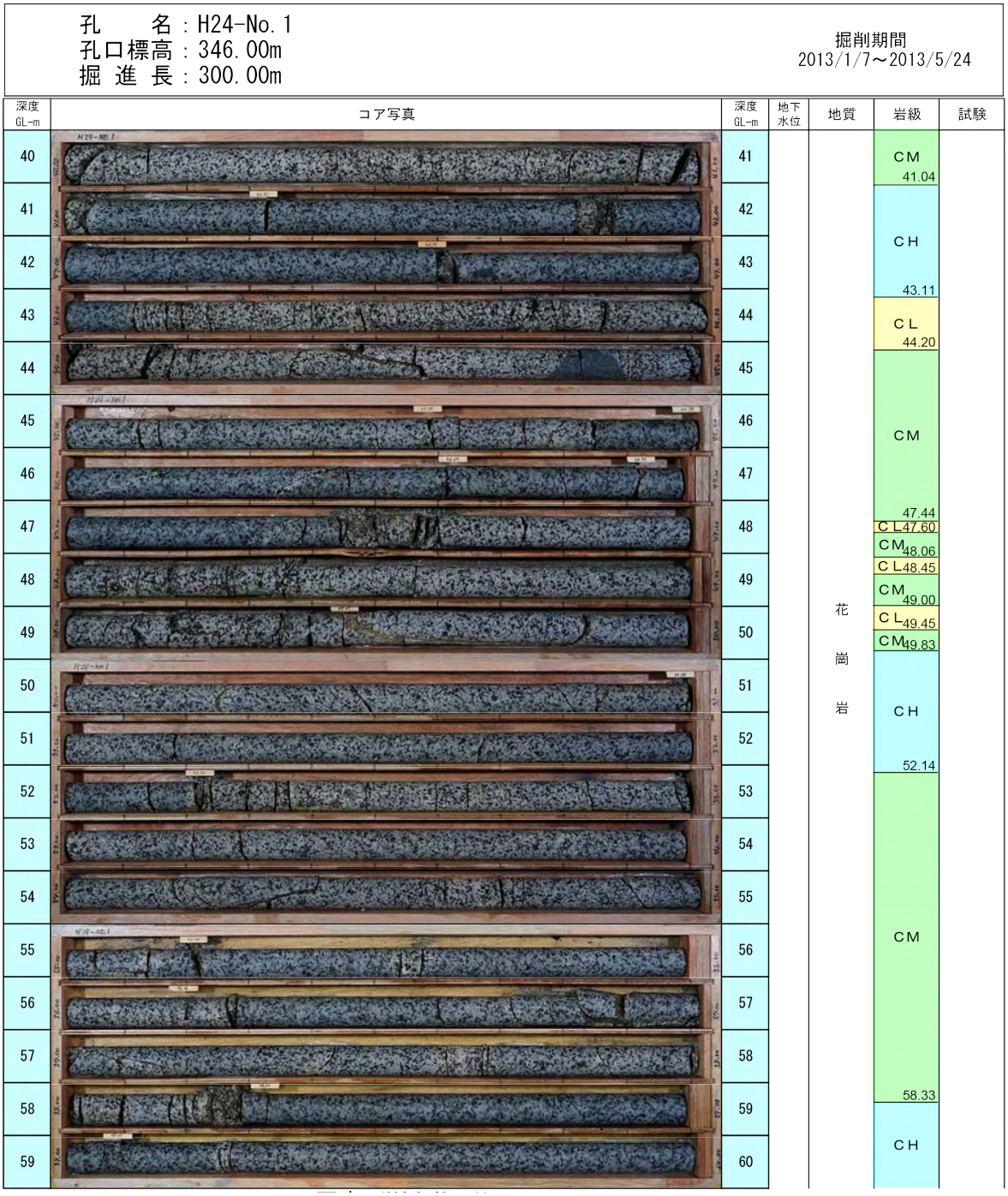


図 2.87: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (40–60m)

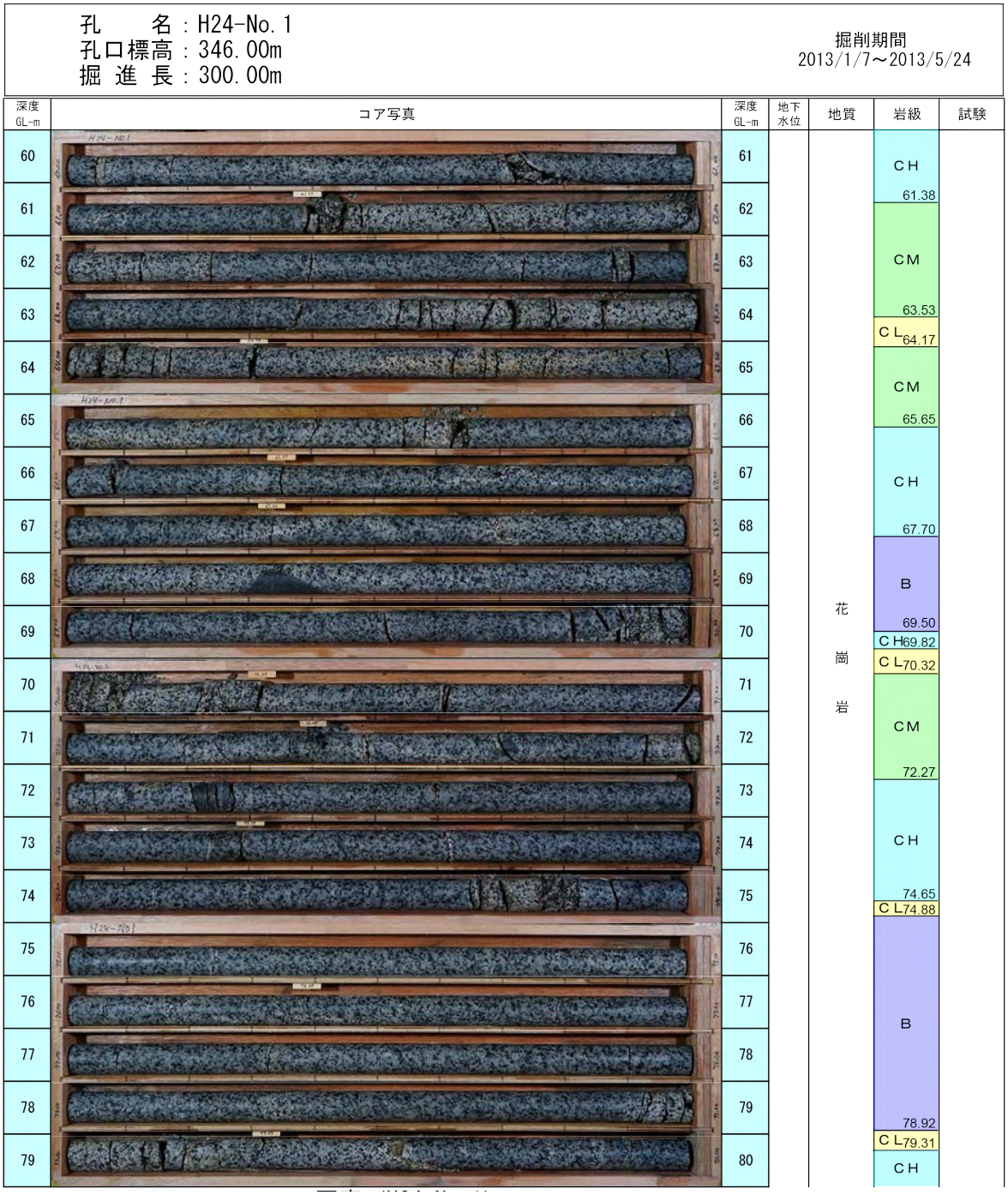


図 2.88: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (60–80m)

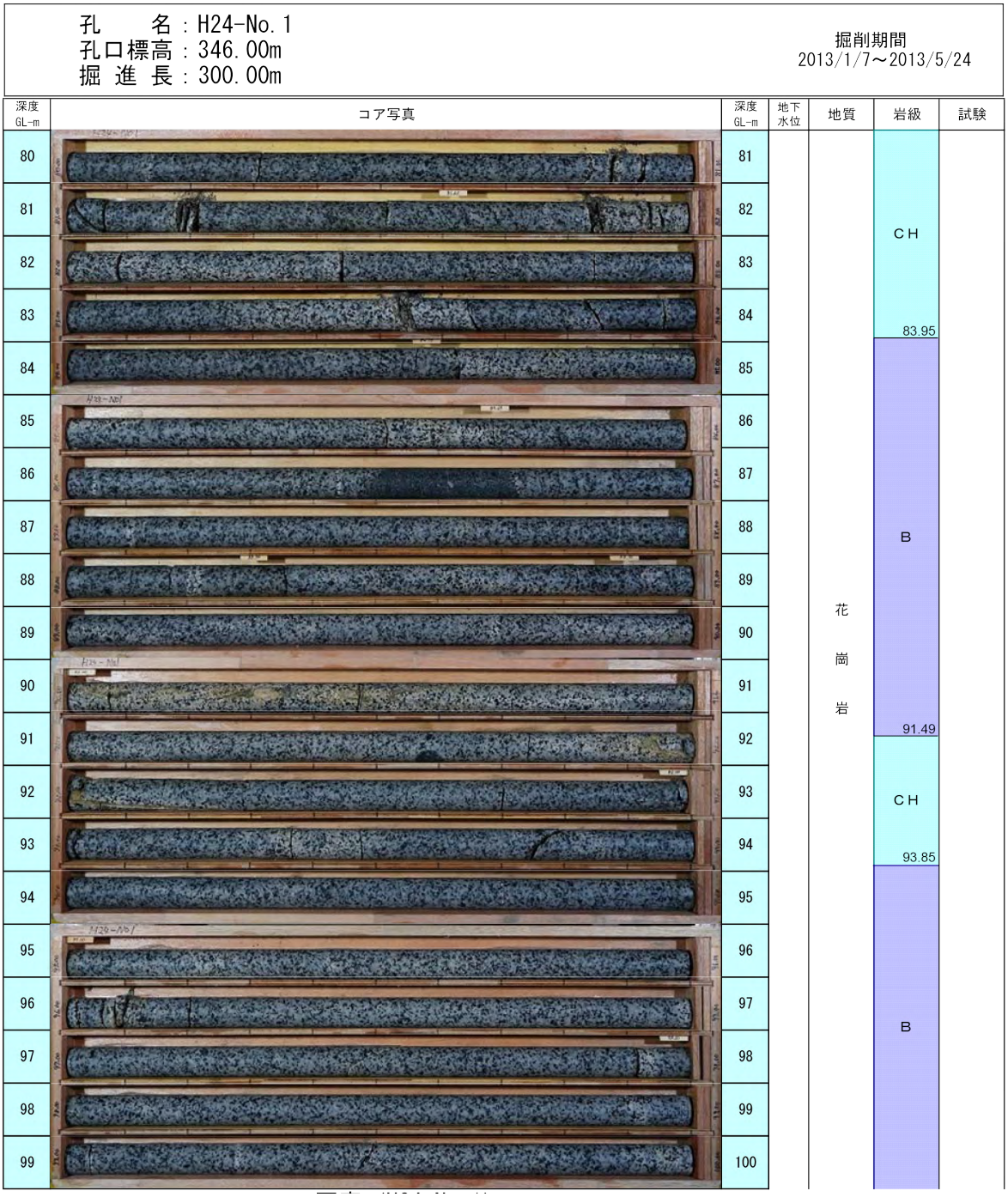


図 2.89: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (80–100m)

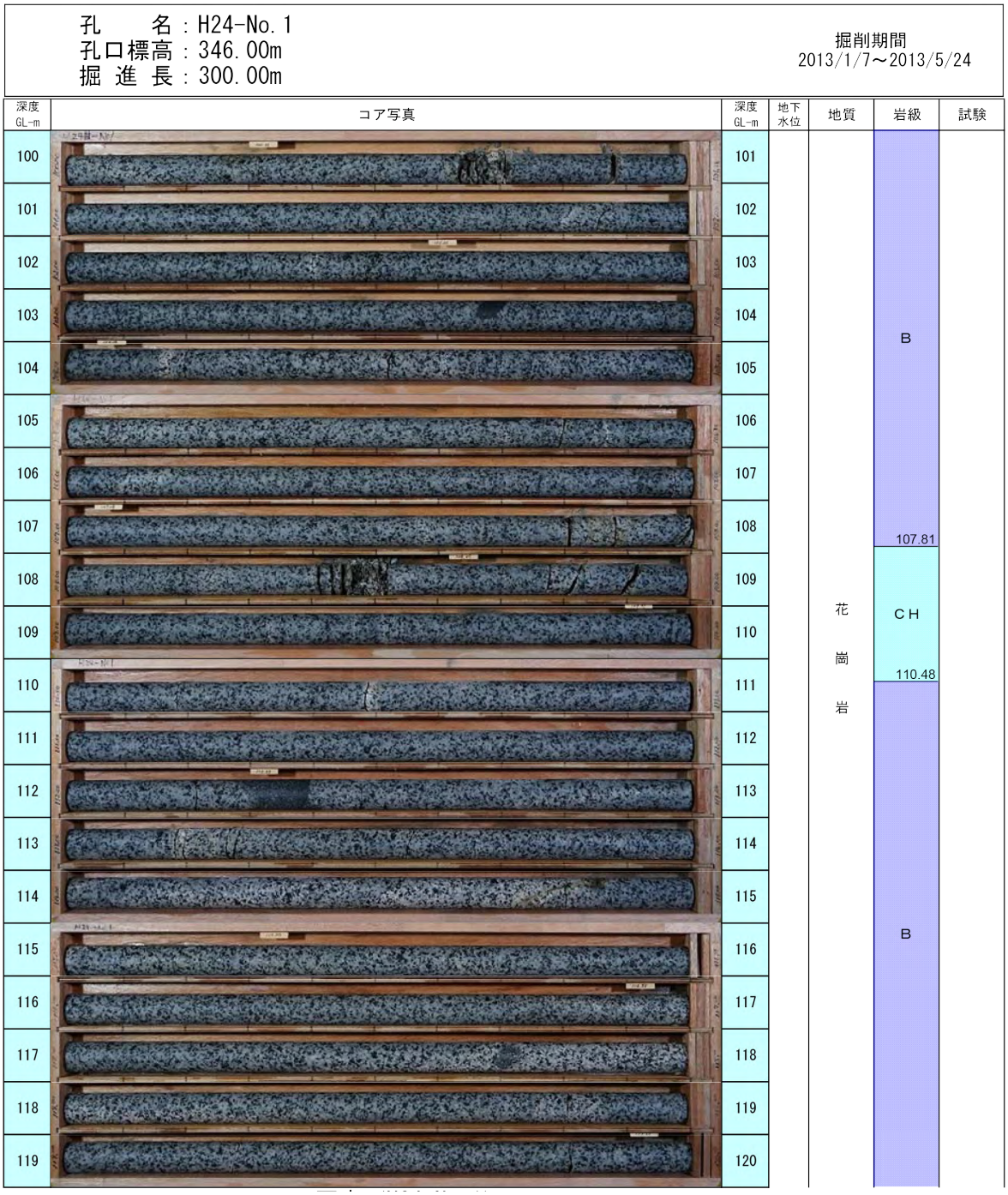


図 2.90: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (100–120m)

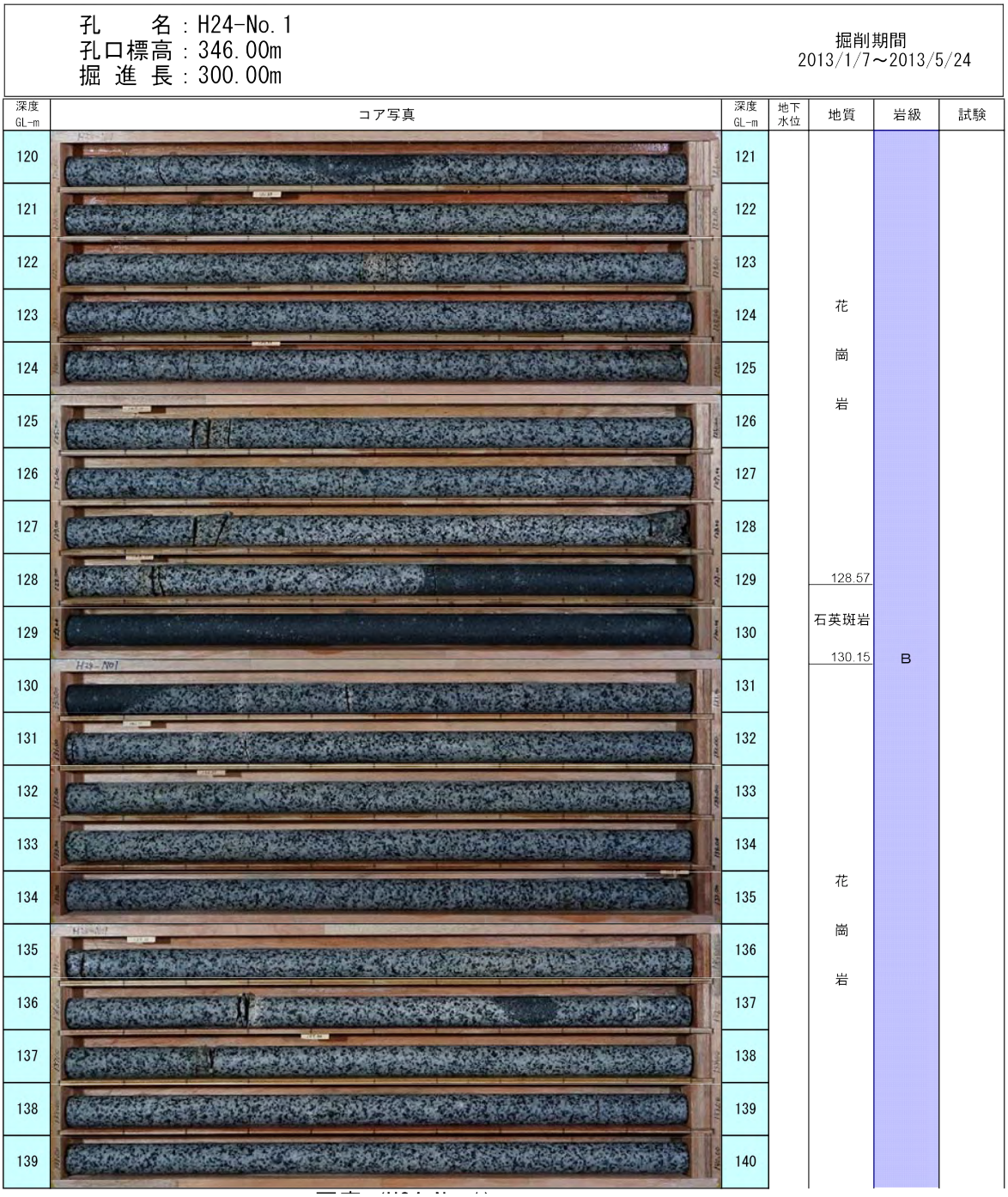


図 2.91: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (120–140m)

図 2.92: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (140–160m)

図 2.93: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (160–180m)

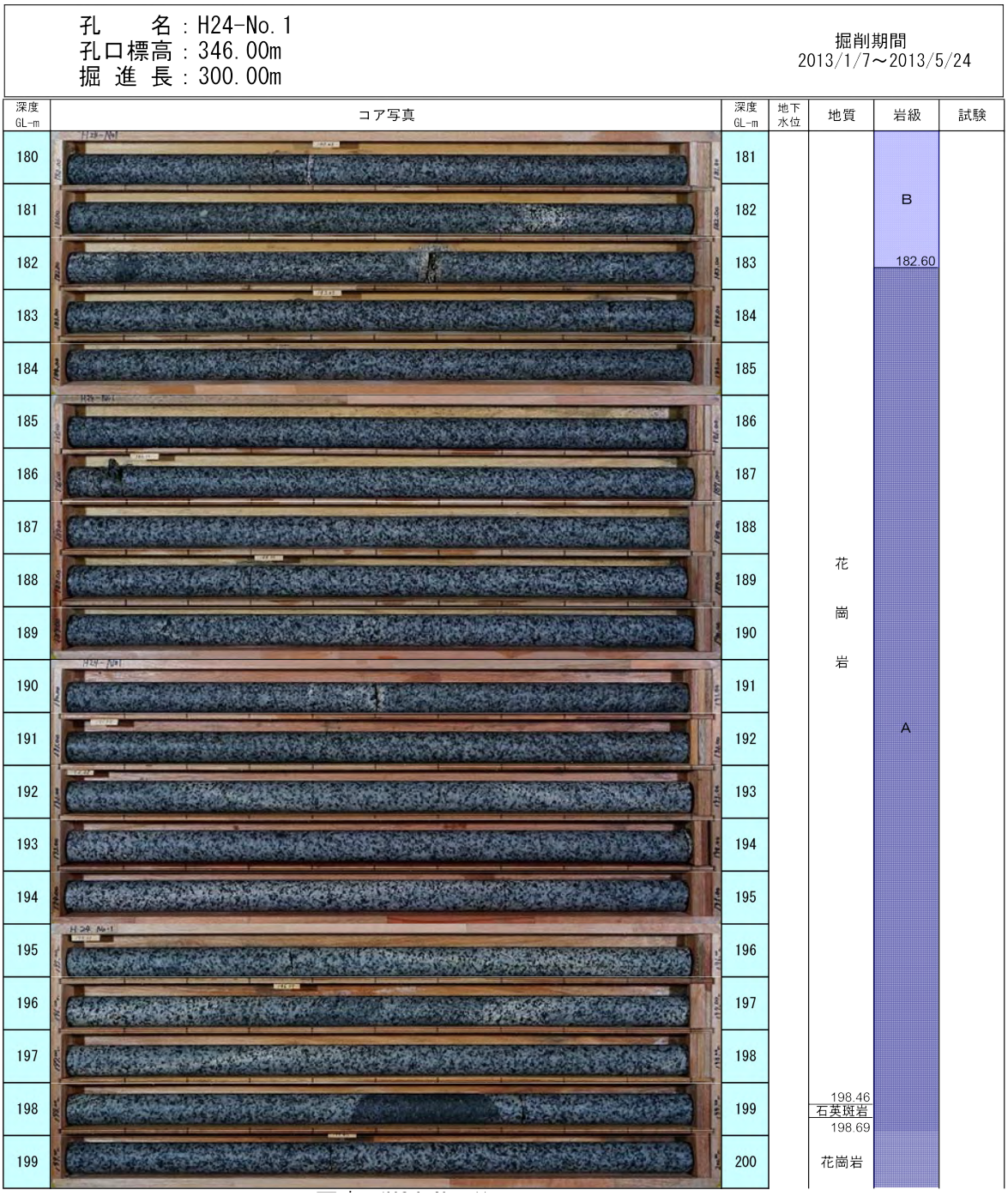


図 2.94: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (180–200m)

図 2.95: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (200–220m)

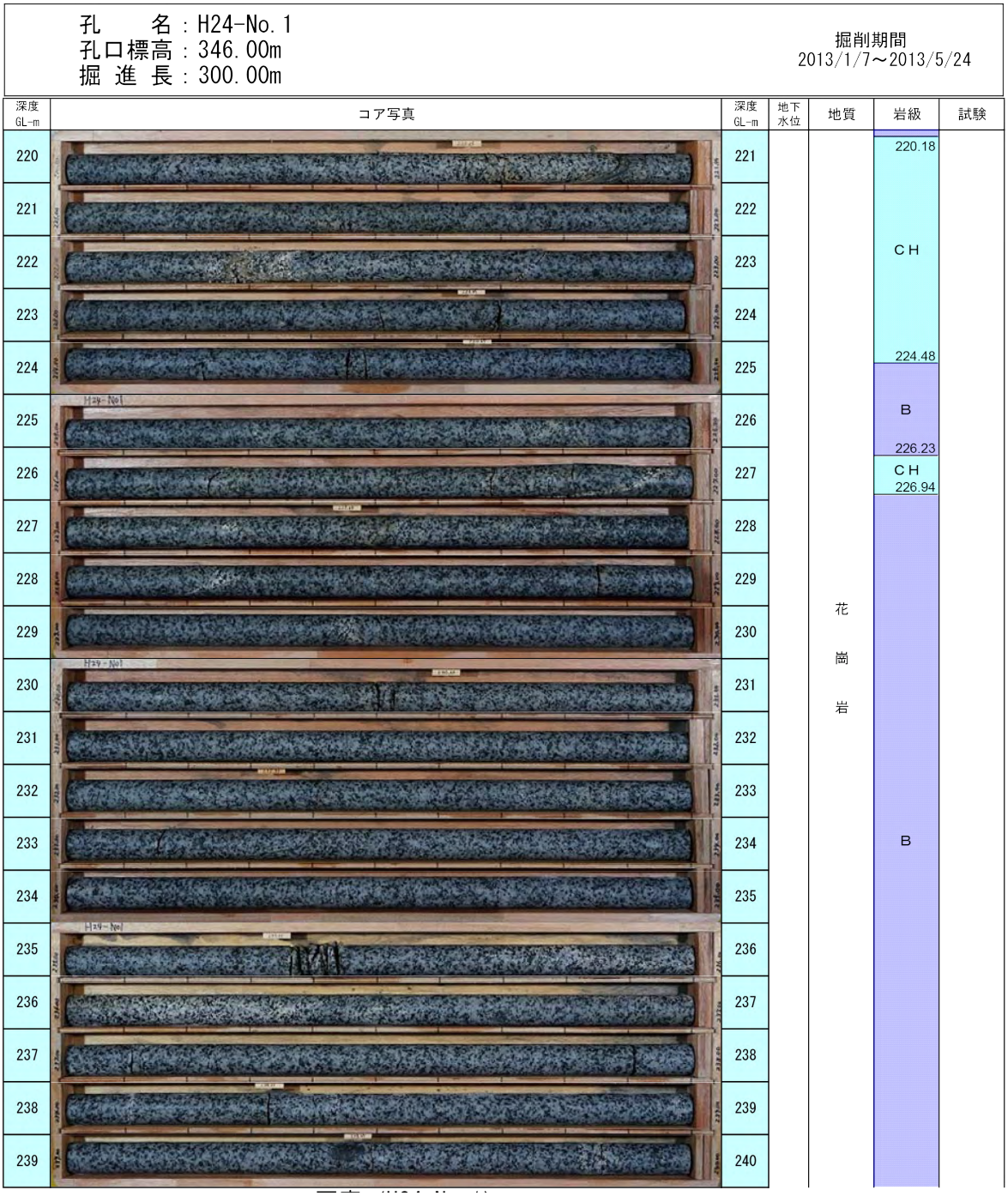


図 2.96: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (220–240m)

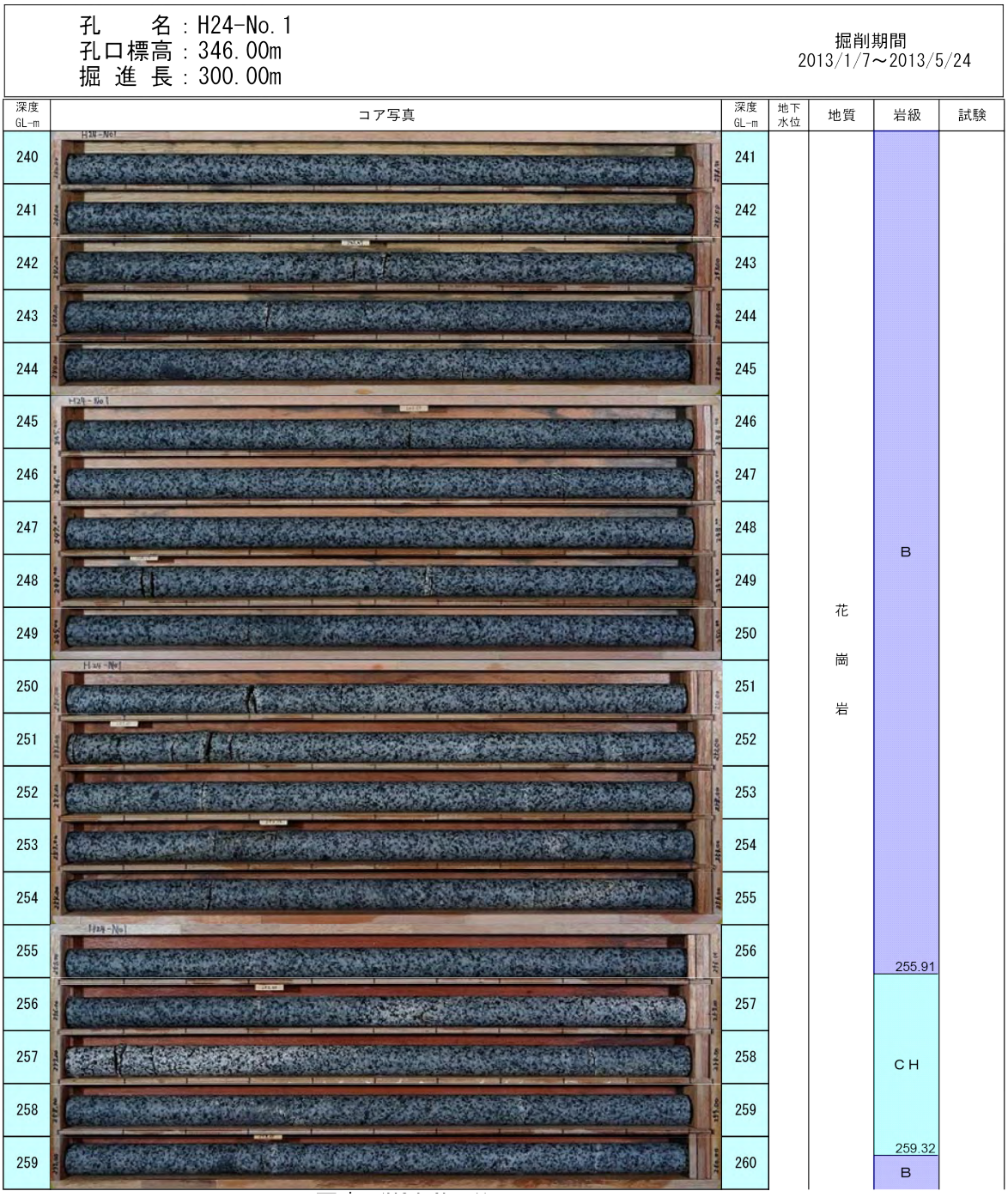


図 2.97: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (240–260m)

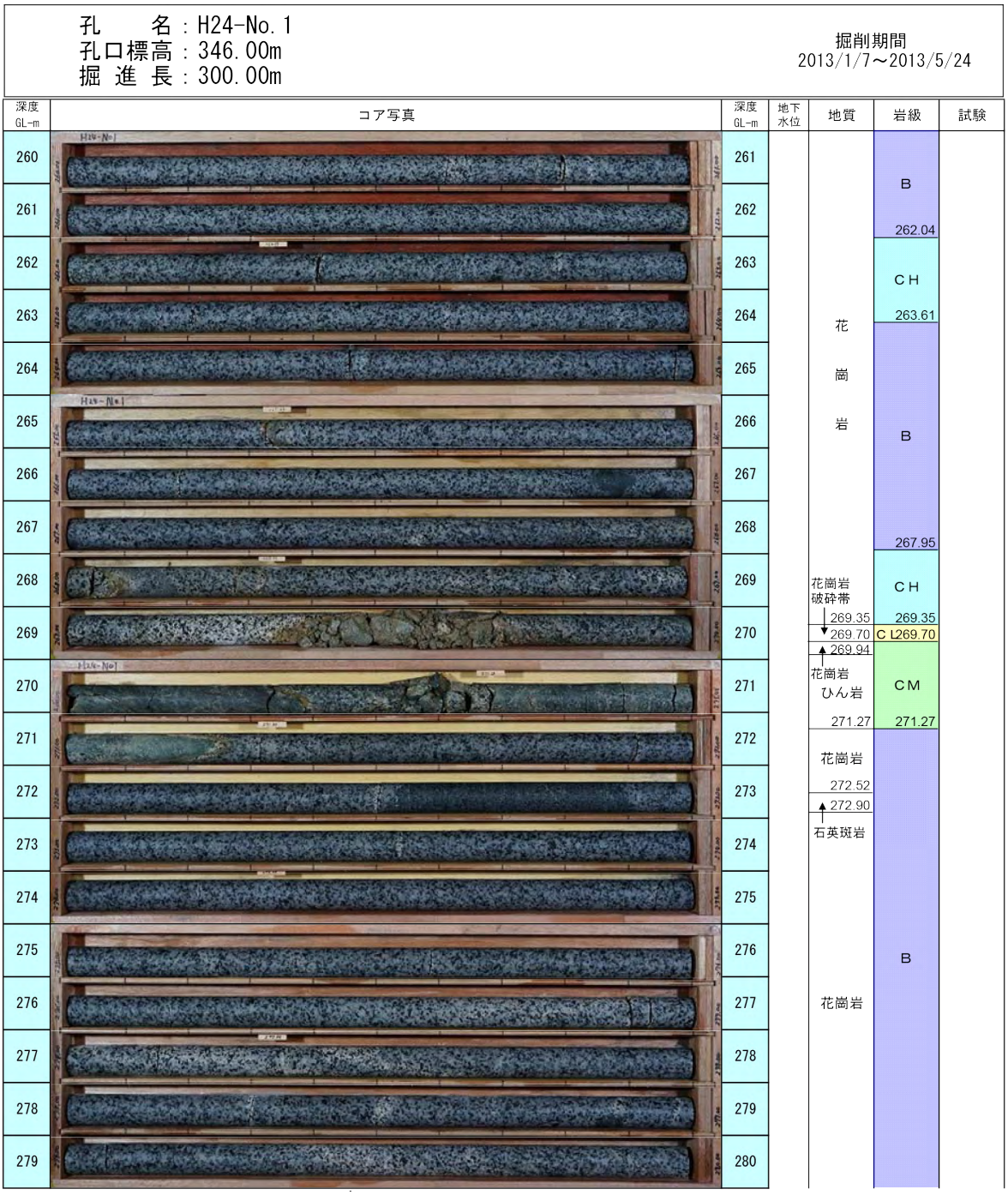


図 2.98: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (260–280m)

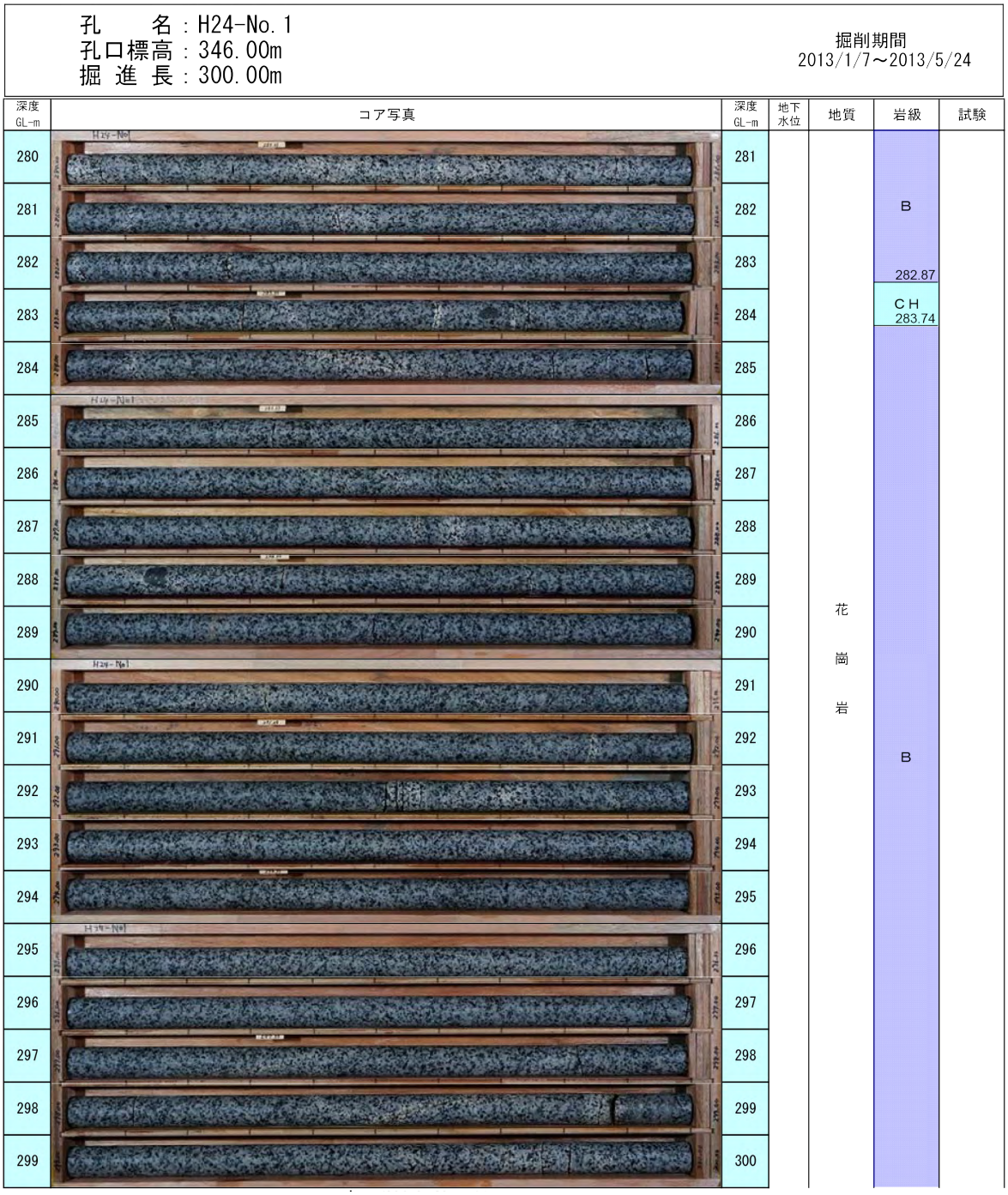


図 2.99: 早麻山地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (280–300m)

電気検層

電気検層は，ボーリング孔沿いの比抵抗分布を求めることにより，岩盤の亀裂内部に存在する含水量の違いから岩盤の状況を把握することを目的として実施した。

測定区間はケーシング以深かつ地下水位以深 (深度 33 m 以深) を対象とし，ノルマル法で実施した。電極間隔は標準で 25cm，50cm，100cm，200cm，および，400cm である。図 2.100 に簡易柱状図とともに電気検層結果図を示した。電気検層の結果から次のことが分かる。

- 測定された比抵抗値は 300〜90,000 Ω · m 程度と幅広い値を示す。
- ボーリング結果と比較すると，CM 級優勢区間では概ね 3,000 Ω · m 以下，B 級優勢区間では 3,000 Ω · m 以上の値を，B 級優勢区間内の変質部では概ね 1,300 Ω · m と周辺に比べて低い値を示す。
- 孔内水比抵抗値の測定結果は 53.3 Ω · m (11.2°C) であった。これは岩盤の比抵抗値に比べてかなり小さいため，岩盤の亀裂や割れ目に含まれる地下水の多少によって電気検層で得られる比抵抗値が大きく変化することを示唆する。CM 級優勢の箇所や B 級優勢の中に CMCL 級岩盤を挟んでいる箇所で比抵抗値が大きく低下する傾向にある。これらは比抵抗の分布から岩盤状況（亀裂や割れ目の多少）がある程度推定可能であることを示唆する。

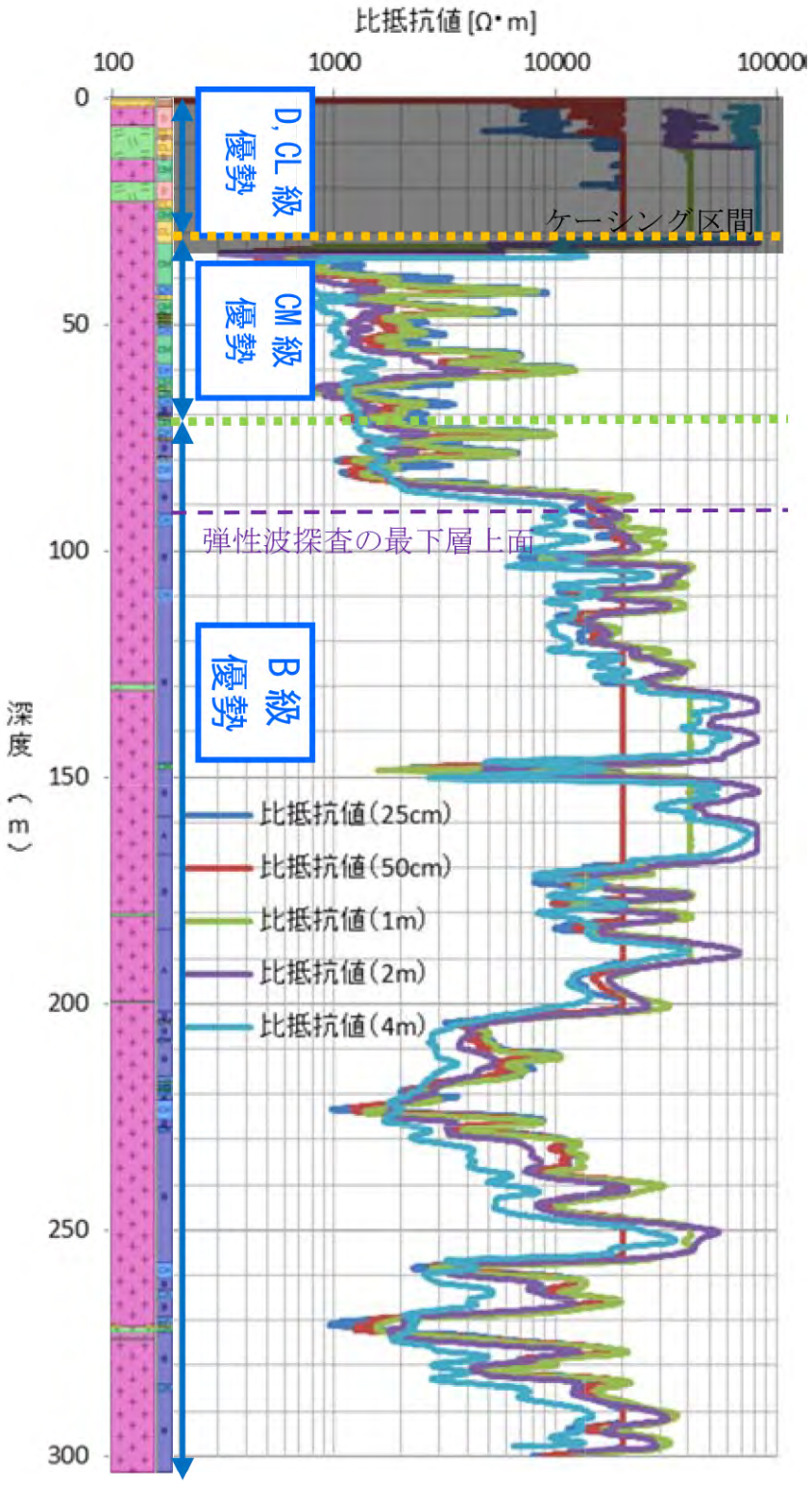


図 2.100: 早麻山地点ボーリング孔電気検層結果図

速度検層

トンネルの地山評価で多く用いられる弾性波速度 (P 波速度) を知る目的で実施した。測定区間は，ケーシング以深かつ地下水位以深を対象とした。測定は地表付近で起振し孔内で観測する「ダウンホール法」を用いた。受振は 2m ピッチの多連型の孔内受振器 (ハイドロフォン) を使用し，起振は孔内で発破する方法を用いた。

図 2.101 に早麻山地点ボーリングコア孔の簡易柱状図とともに速度検層の結果を示した。これから次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は，3,200 – 5,900 m/s を示す。
- 速度層は，深度 64 m 付近を境界に概ね 2 層に区分され，5,000m/s を境に CM 級優勢区間と B 級優勢区間に分けられる。この境界深度は，岩級境界の深度 70m と概ね整合する。
- トンネル計画高を含む標高約 50〜270m では 5,000m/s の速度区間が連続し，岩盤も B 級を示す。

ボーリング孔を利用した速度検層の結果は，ILC 計画深度では P 波速度 (V_P) が 5,000 m/s であり，硬質で亀裂の少ない花崗岩が分布することを示している。

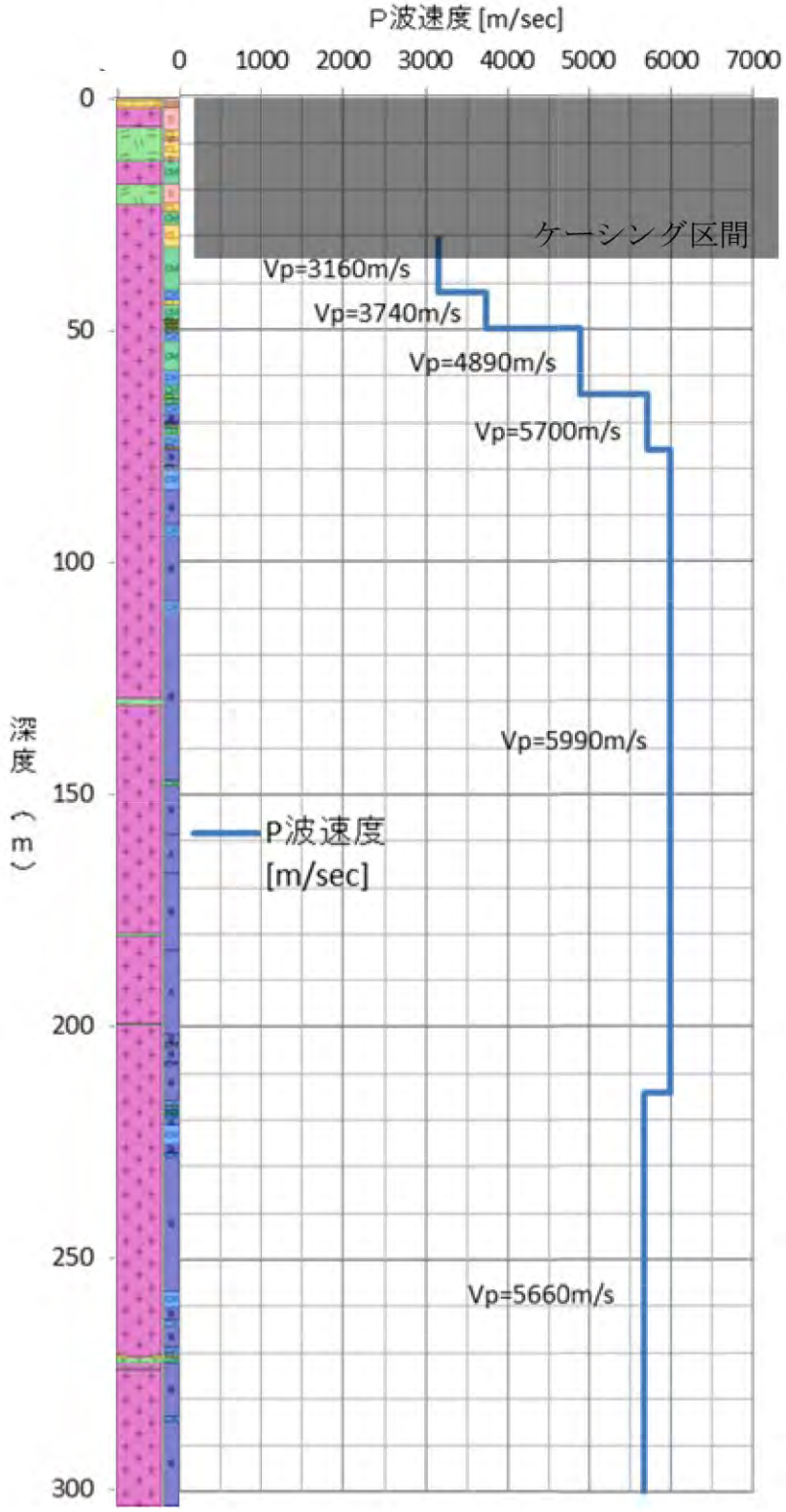


図 2.101: 早麻山地点ボーリング速度検層結果図

湧水圧試験

平衡水位と透水係数を知る目的で実施した。計画される衝突実験ホールの深度を念頭に，ボーリングコアやボアホールテレビ観察で認められた割れ目を試験範囲に含むように設定した。

試験結果を表 2.7 にまとめる。いずれも平衡水位は GL-6m 付近にあり，ボーリング掘削終了時の孔内水位と同等である。得られた透水係数 k は 10^{-9} 程度と非常に小さい値である。

表 2.7: 湧水圧試験の結果

試験深度 (GLm)	標高 (m)	平衡水位 (GLm)	透水係数 k (m/s)
-205.30 ～ -208.30	137.7 ～ 140.7	-35.46	8.78×10^{-10}
-215.40 ～ -218.40	127.6 ～ 130.6	-37.58	6.79×10^{-9}
-249.40 ～ -252.40	93.6 ～ 96.6	-37.83	3.08×10^{-9}
-268.80 ～ -271.80	74.2 ～ 77.2	-18.64	7.70×10^{-10}

孔内水平載荷試験

衝突実験ホール内での岩盤変形特性を把握するため，衝突実験ホール内の上部，メインライナックトンネル標高付近 (標高 110m)，下部の 3 深度について岩盤変形特性を調べた。なお，試験深度はそれぞれ対応する深度のうち，割れ目等の地質的な問題のない箇所で実施した。試験結果を表 2.8 にまとめる。岩盤強度が極めて高いため，荷重 (載荷) 圧 1.5，3.0，6.0，9.0，12.0，15.0 MPa に対し孔内半径の変化が見られなかった。孔内水平載荷試験の較正管の変形を考慮した解析により求めた変形係数，および，弾性係数は，3 深度ともに 74,600～74,800 MPa の範囲内であった。

表 2.8: 孔内水平載荷試験の結果

深度 (m)	標高 (m)	地質	岩級区分	変形係数 (MPa)	弾性係数 (MPa)		
				D	$E1$	$E2$	$E3$
212.30	133.70	花崗岩	B	74805	74806	74808	74831
228.30	117.70	花崗岩	B	74706	74749	74749	74773
246.30	99.70	花崗岩	B	74666	74688	74710	74712

初期地圧測定

初期地圧の傾向を把握するために，高剛性システムによる水圧破砕法を用いた地圧測定を実施した。ボアホールのある閉じた区間に水圧を加え，孔壁に発生した引張き裂の位置から最大主応力の方向を，き裂の再開口時や閉口時の応力条件から最大，最小主応力を求めた。測定深度は ILC 施設の衝突空洞の建設が予定されている深度 200m から 300m 間の 6 深度で実施した。試験結果を表 2.9 にまとめる。最大・最小主応力，および，最大側圧比の深度依存性を図 2.102 に示す。また，測定結果と国内での既往の測定値の比較を図 2.103 に示す。

表 2.9: 孔内水平載荷試験の結果

深度 (m)	標高 (m)	σ Hmax (MPa)	σ Hmin (MPa)	σ z (MPa)	最大側圧比	方位 (degree)
200.1	145.9	9.49	5.11	5.36	1.77	316/274
210.7	135.3	9.68	6.17	5.64	1.71	306/103
230.0	116.0	10.72	5.75	6.16	1.74	166/141
247.3	98.7	11.31	5.83	6.62	1.71	325/159
261.7	84.3	9.45	5.34	7.01	1.35	328
296.5	49.5	10.59	6.10	7.94	1.33	315

得られた初期地圧測定の結果から次のことが分かる。

- 最大主応力は 9.45–10.84 MPa，最小主応力は 5.11–6.17MPa で，全体的には測定深度が深くなるほど応力値も大きくなる。
- 最大主応力は被り圧 σ z の 1.33–1.77 倍 (最大側圧比)，最小主応力は被り圧 σ z 相当あるいはそれより小さめの値である。
- 最大主応力軸の方位は N14–86W と平均的には NW–SE 系であり，この地方の平均的な地殻ひずみの主ひずみ軸と調和的である。
- 測定された最大主応力，側圧比ともに国内での既往の測定値の範囲内である。

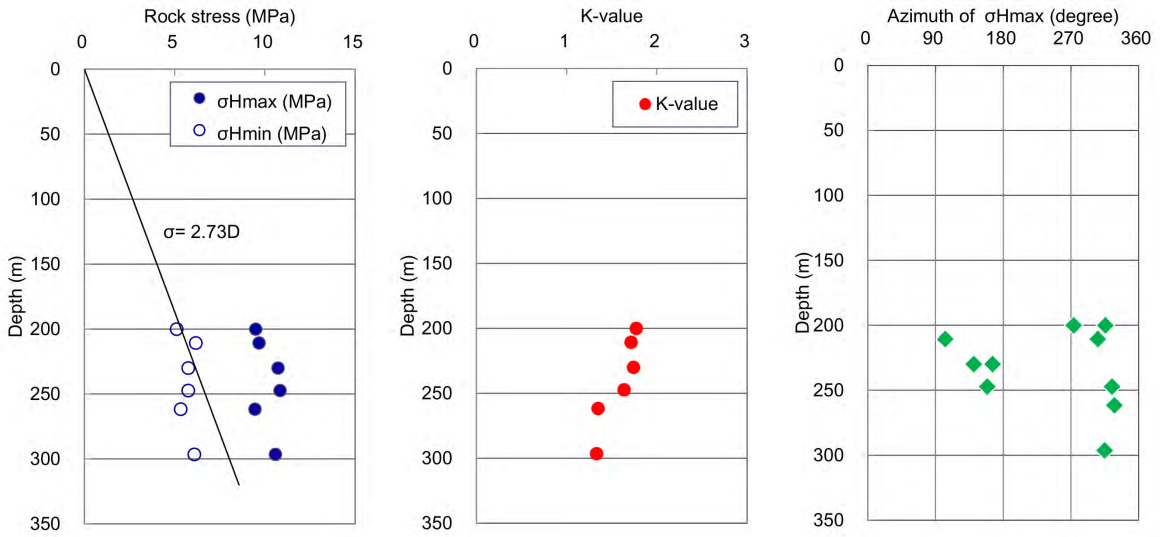


図 2.102: 最大・最小主応力，最大側圧比 (K-value)，および方位 の深度依存性。

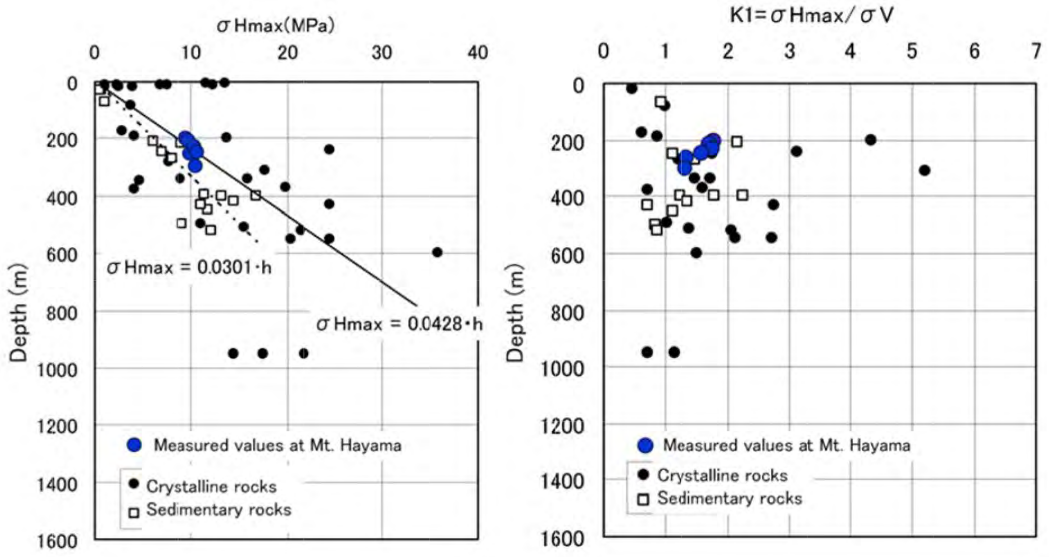


図 2.103: 日本列島で測定された地殻応力の最大主応力，および，最大側圧比と被り深さの関係。

電磁探査 (CSAMT 法)

当地区は検討中のルートの第 1 案において衝突地点に想定している地域であるため，比抵抗分布により地質・岩盤状況を把握することを目的とした電気探査を行った。早麻山山頂付近を交点として 2 測線を設定した。測線長は ILC 想定ルート沿いに 3,000 m (NS 測線; 測定点数は 13 点，測定間隔は 250 m)，直交方向に 2,000 m (EW 測線; 測定点数は 9 点，測定間隔は 250 m) である。得られた結果を図 2.104 に示す。

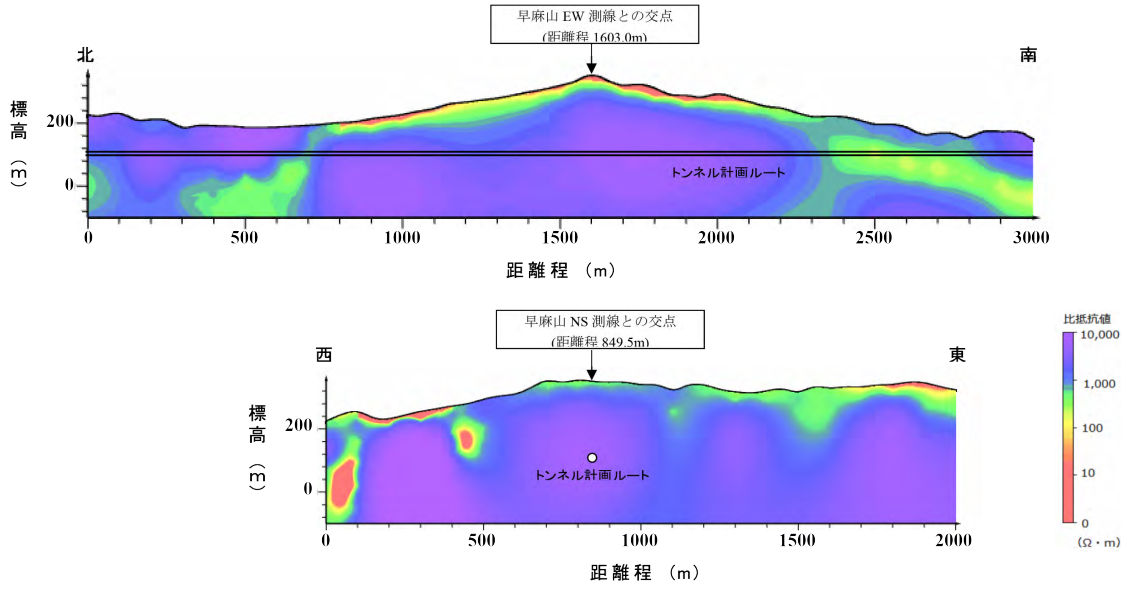


図 2.104: 電磁探査結果図。

得られた比抵抗断面図から次のことが分かる。以下文章中では，約 400 Ω·m を低比抵抗，400 ～1,500 Ω·m を中比抵抗，1,500 Ω·m 以上を高比抵抗と呼ぶ。

- 比抵抗値は，NS 測線の測点では数 100 – 10,000 Ω · m，EW 測線の測点では数 100 – 100,000 Ω · m の値を示す。
- ボーリングの結果とその付近の比抵抗分布を比較すると，岩級区分が良くなるにつれ比抵抗値は高くなる傾向にあり，その境界深度は概ね一致している。この傾向は電気検層結果でも見られ，岩級区分と比抵抗値がよい相関を示しているといえる。

早麻山の地下は表層付近に風化層と考えられる厚さ 50–80 m 程度の低比抵抗層が分布するが，トンネル計画高付近は高比抵抗層が見られ，概ね CH～B 級に相当すると考えられる。

屈折法地震探査

当地区は検討中のルートの第 1 案において衝突地点に想定している地域であるため，弾性波速度 (P 波速度 V_P) の分布を知ることによって地質・岩盤状況を把握する目的で，屈折法地震探査を実施した。早麻山山頂付近を交点として 2 測線を設定した。測線長は ILC 想定ルート沿いに 3,000 m (NS 測線)，直交方向に 2,000 m (EW 測線) である。受信機設置間隔は 10 m とした。得られた結果を図 2.105 に示す。

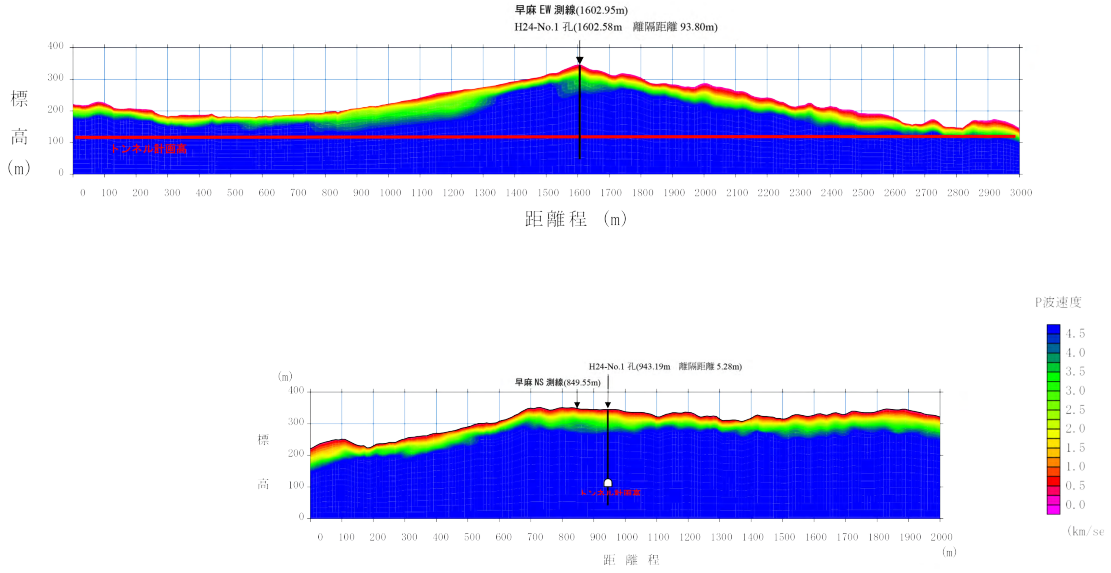


図 2.105: 2 次元 P 波速度断面

得られた P 波速度断面図から次のことが分かる。

- トンネル計画高は，概ね 4.5km/sec 以上の層 (最下層) が分布する位置に相当する。
- NS 測線では，距離程約 2800–3000 m のトンネル計画高は最下層から外れるが，弾性波速度は 4.0km/sec 以上を示す。
- NS 測線では，距離程約 750–1320 m 付近に風化層と考えられる速度が遅い層 (2–3 km/sec 程度) が地表から厚く分布するが，トンネル計画高には届いていない。
- EW 測線では，弾性波速度分布はほぼ一定の様相を呈し，特異な分布は認められない。

岩石試験

岩石試験の結果，湿潤密度 (ρ_t) は，2.69 – 2.75 g/cm^3 であった。

一軸圧縮強度 (qu) は，深度 200 m 付近で 72–100 MN/m^2 に，深度 250–300 m 付近では 150 MN/m^2 に集中している。試験数が十分でないため，深度にはあまり依存しない可能性もある。また，花崗岩体中にも流理構造やその境界があることが既往資料で上げられており，これらの組成や構造に依存している可能性も考えられる。

圧裂引張り強さ (σ_t) は，5–12 MN/m^2 に分布していた。

超音波伝播速度については，P 波速度が 5,800 – 6,290 m/sec であり，A，B 級に区分される花崗岩類は概ね 6 km/sec，もしくはそれ以上の速度を示している。これは，速度検層や屈折法地震探査でも同じ結果が得られており，非常に速い速度値となっている。S 波速度 3040 – 3220 m/sec に集中している。

岩盤内の面構造

ボーリング孔の内壁をボアホールテレビによって観察した。ケーシングによる保孔部下端の深度 26.4 m 以深で実施した。

ボアホールカメラにより確認できた節理，脈，および，破砕帯境界に見られた面構造のステレオネット図を図 2.106，および，図 2.107 に示す。なお，ステレオネットにはシュミットネット (等積投影) を用い，下半球投影の極投影図で示す。

面構造には以下の傾向が見られる。

- 水平に近い割れ目が多く発達するほか，北北西～南南東に走向を持ち高角の傾斜を持つ割れ目，および，北東～南西に走向を持ち高角な傾斜を持つ割れ目がやや優勢である。
- 水平方向の割れ目はコア観察でも多く見られたシーティング節理であり，面の向きの集中度が高い。
- 岩脈などの岩相境界も水平方向の割れ目と似た傾向を示すが，北北西～南南東の走向で降格の傾斜を持つものの頻度が高い。

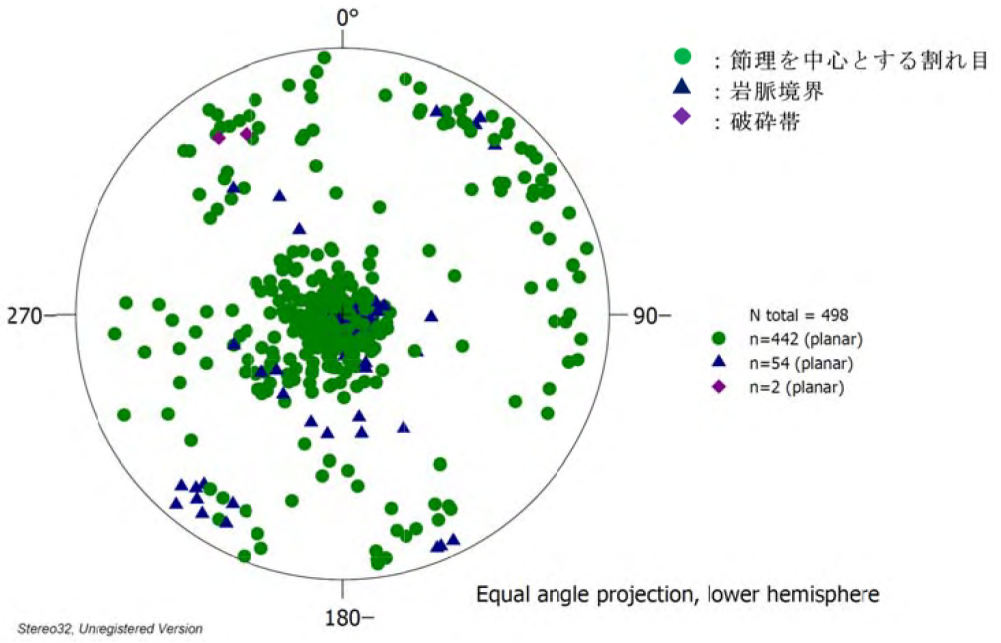


図 2.106: 早麻山地点ボーリング孔ボアホールテレビで認められる面構造。

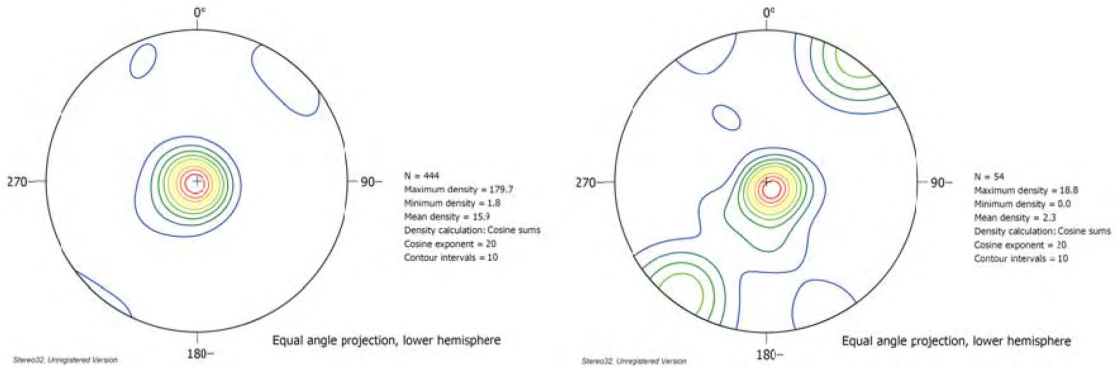


図 2.107: 節理・割れ目，破砕帯 (左図)，および，岩脈 (右図) の向きの傾向。

(d) 一関市大東町鳥海

平成 27 年度に地下の岩盤の状況を把握する目的でボーリング調査，検層，屈折法地震探査，および電磁探査（CSAMT 法）を実施した (図 2.108)。

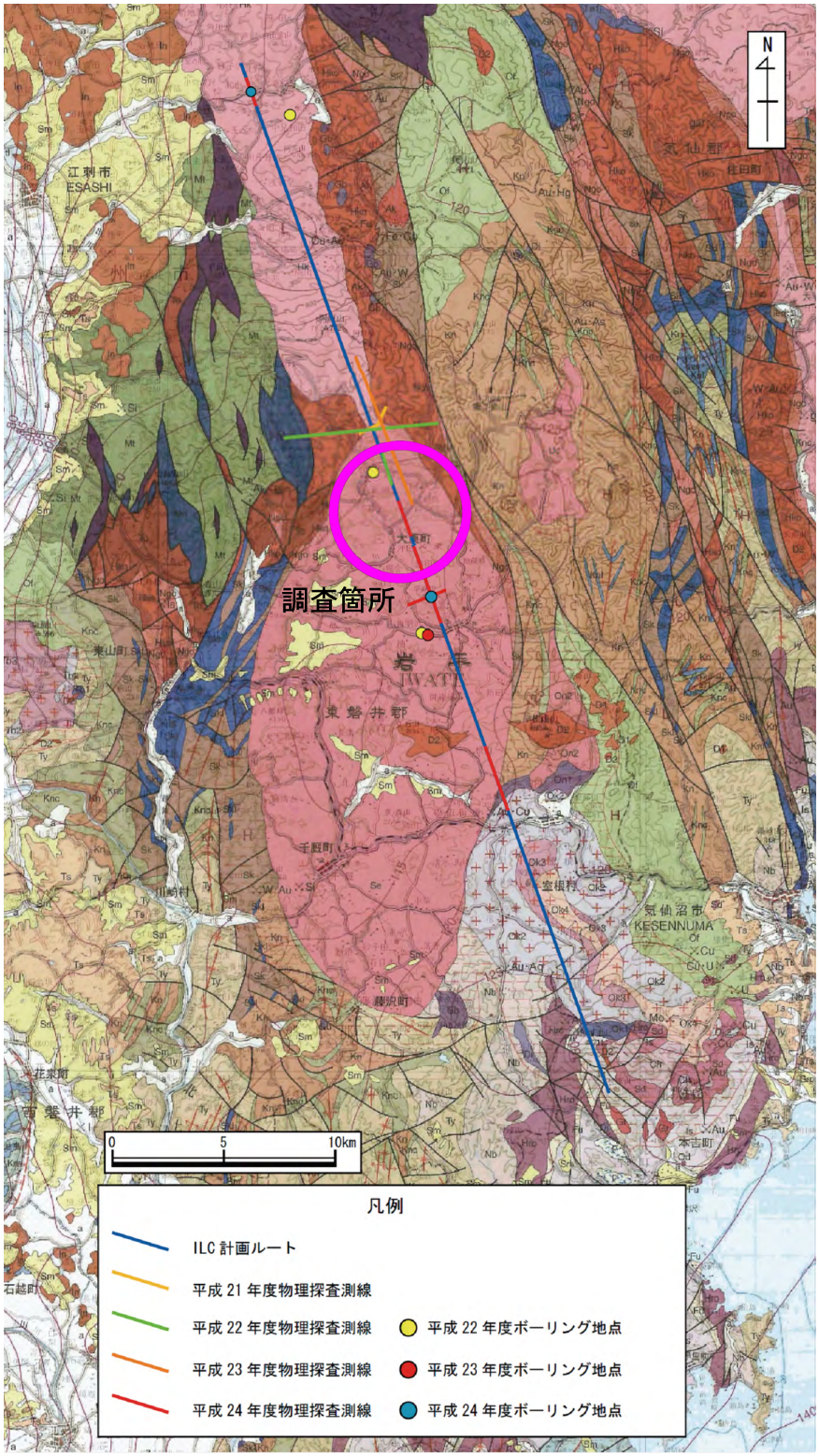


図 2.108: 大東町鳥海地点の位置

ボーリング調査 (孔口標高 (GL)：230.72m，掘進長：140.00m)

地質・岩盤状況

柱状図を図 2.109 に，コア写真を図 2.110 から図 2.116 に示す。地質・岩盤の状況は以下の通りである。

・GL-0.00～0.49m：腐植土。植物根を含むシルト質。

・GL-0.49～0.88m：腐植土混じりローム質粘土。褐色のローム質粘土に腐植土が混在。

・GL-0.88～1.21m：シルト。細砂やマサが混在。

・GL-1.21～1.85m：粘土。マサ起源の軟質な粘土。黄金色化した細かな黒雲母片が顕著に混在。

・GL-1.85～2.41m：礫混じりシルト質砂。マサ起源の礫混じりシルト質砂。

・GL-2.41～12.12m：花崗岩（マサ）。花崗岩が風化を受け，砂質や小礫質，砂礫状を呈するマサ。深度 8.4m 付近を境に上位のコアは指圧で崩れやすいが，下位は締りが良くなり崩れにくい。所々に風化や変質の影響を受け軟質化した花崗岩（マサ）やコアストーン（花崗岩の風化残留礫）を伴う。コアは黄白色，白褐色，橙褐色，褐灰色を呈する。岩盤等級は D に相当する。

・GL-12.12～25.48m：花崗岩。コアは主に棒状を呈する新鮮（青灰～灰白色）な花崗岩。所々に淡黄白～淡桃白色を呈する変質の影響を受けた箇所や，割れ目面が褐～淡黄褐色に変色する箇所を伴う。岩盤等級は CH に相当する（一部 CM を含む）。

・GL-25.48～35.64m：変質を受けた花崗岩。幅 0.1～1cm の脈が顕著に認められる。また花崗岩は全体に弱変質の影響により，原岩組織は残すものの淡橙～淡緑色を呈す。コアは中硬～軟質である。また，深度 28.90～29.90m は強変質の影響により，花崗岩は原岩組織をほとんど残さず脱色し，淡緑白色に変色する。コアは岩片状のものが合わさり固結しているが，ハンマーの軽打で砕くことができる。岩盤等級は CM に相当する（一部 CL を含む）。

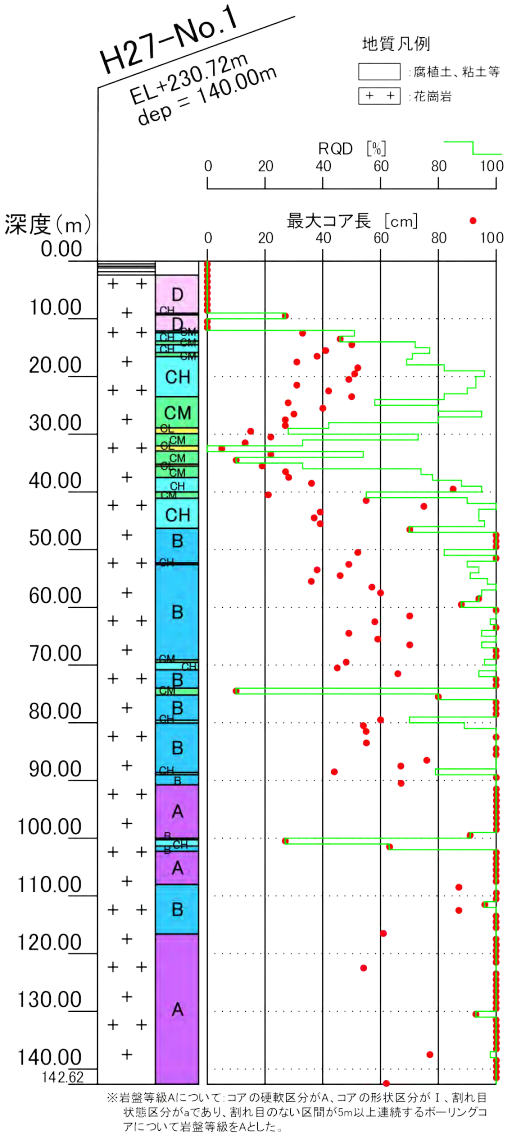


図 2.109: 簡易柱状図

・GL-35.64～42.30m：花崗岩。コアは主に棒状を呈する新鮮（青灰～灰白色）な花崗岩。所々に弱変質の影響により淡橙色や白濁（脱色）などの変色を伴う箇所が認められる。また，所々に幅 0.1～1cm の高角度の脈が認められる。深度 39.06～39.84m は暗青灰色を呈する石英斑岩の捕獲岩が認められる。岩盤等級は CM～CH に相当する。
・GL-42.30～140.00m：新鮮な花崗岩。主に青灰色を呈する新鮮な花崗岩。所々に白濁（脱色）や褐色に弱変質の影響を受けた箇所を伴う。深度 116.61m 以深では，5m 以上割れ目を伴わない連続する棒状コアが採取された（人為的に発生した割れ目は除く）。岩盤等級は B～A に相当する（一部 CH，CM を伴う）。

コア写真（H27-No.1）

図 2.110: 鳥海地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (0–20m)

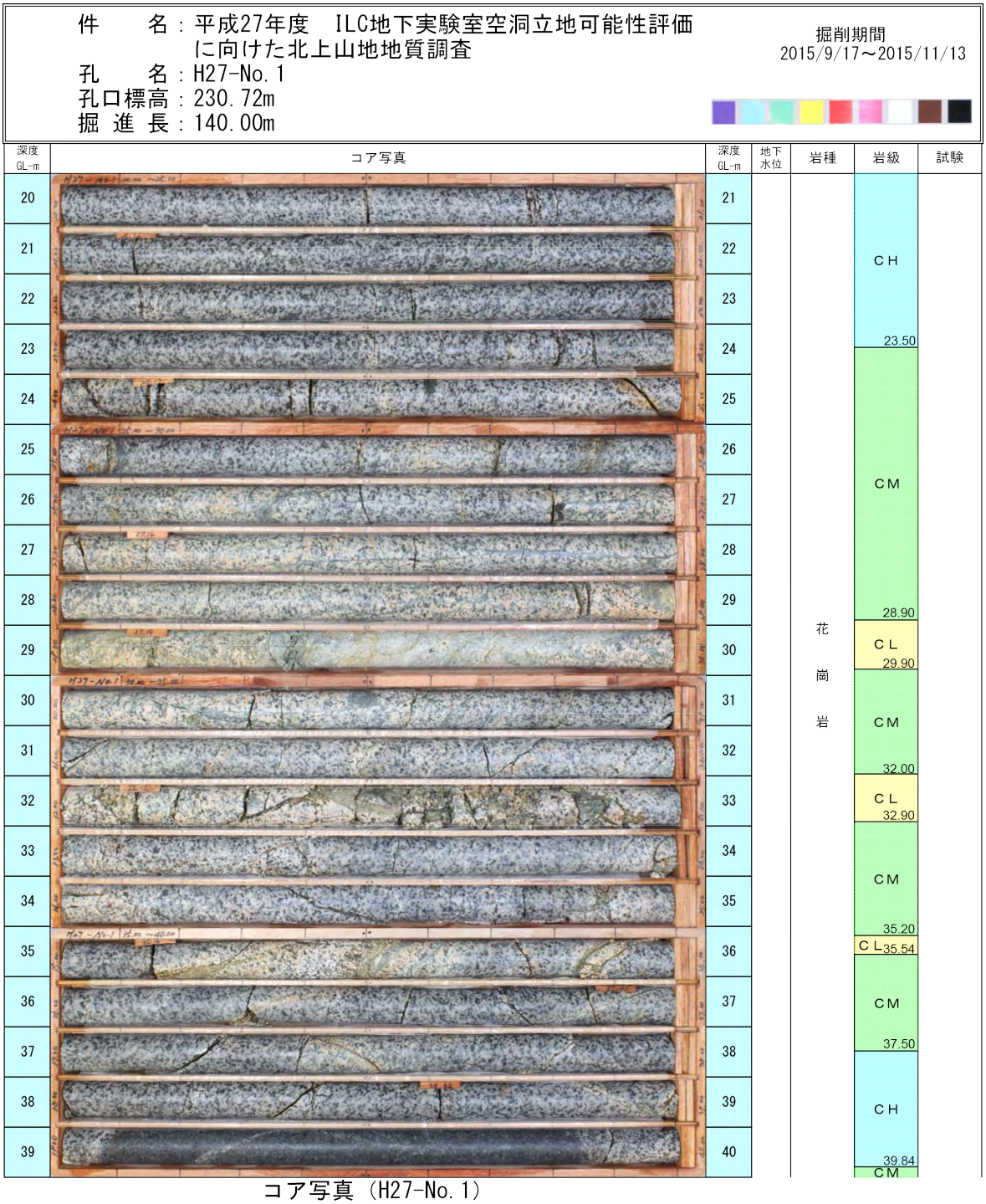


図 2.111: 鳥海地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (20–40m)

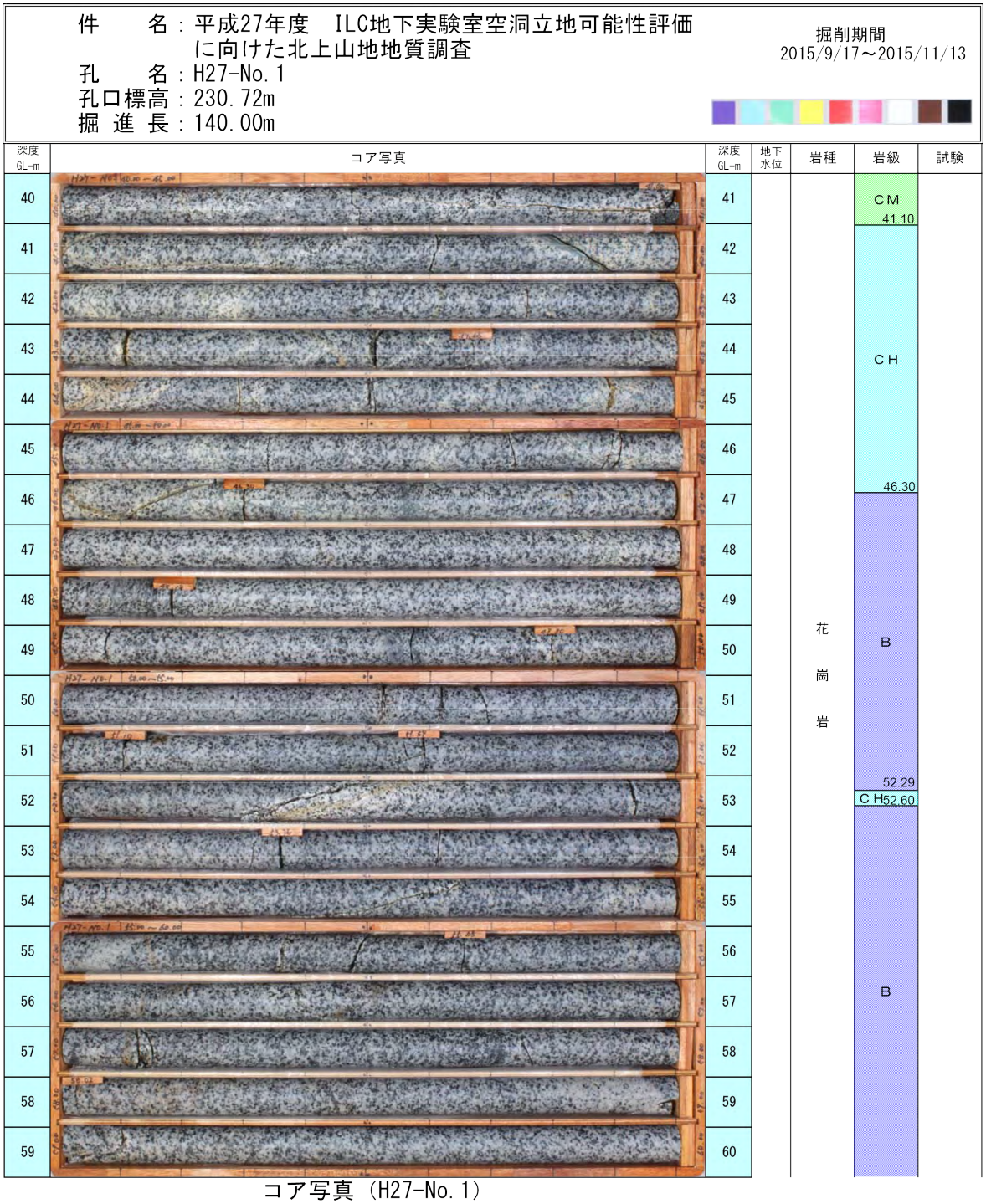
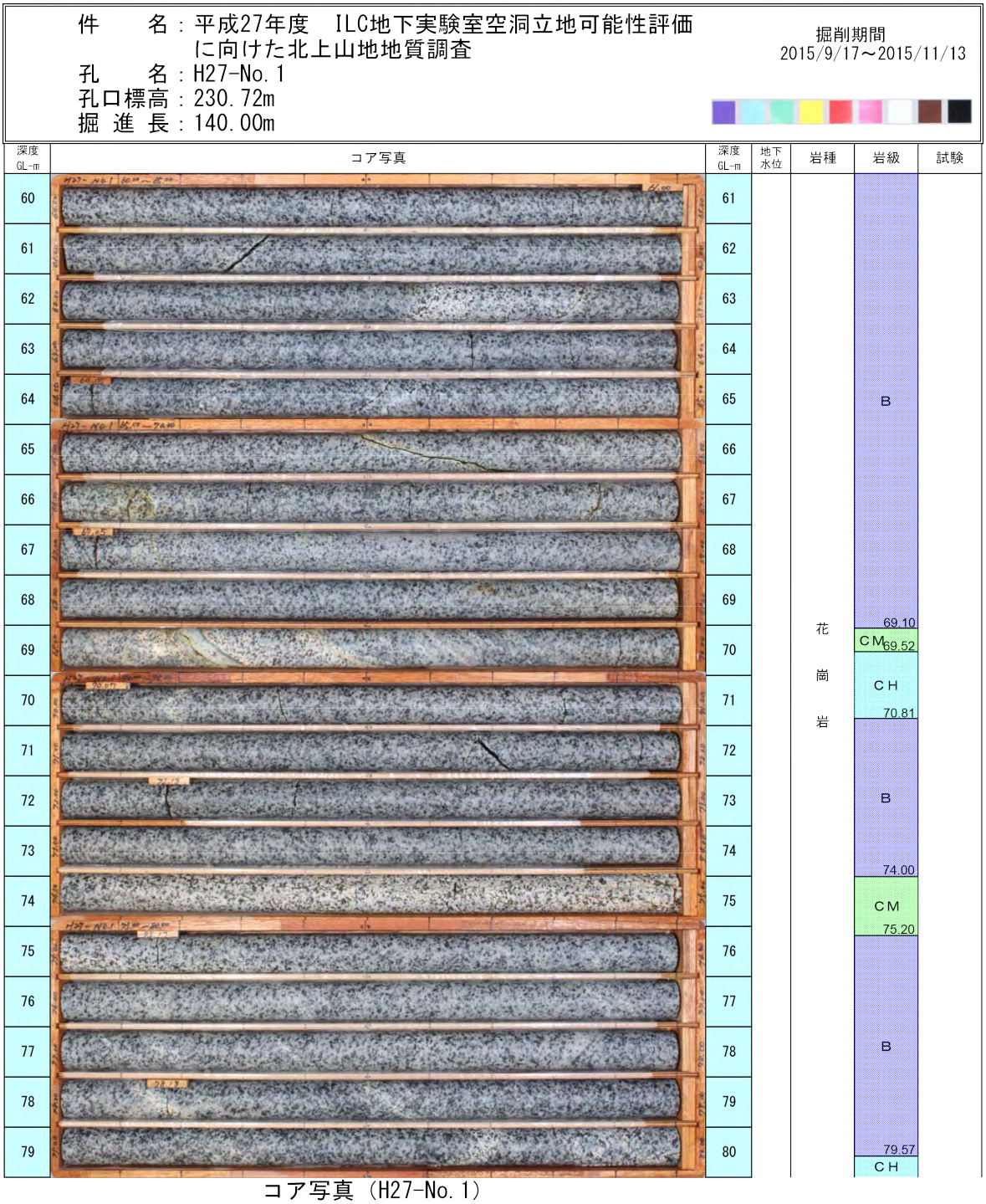
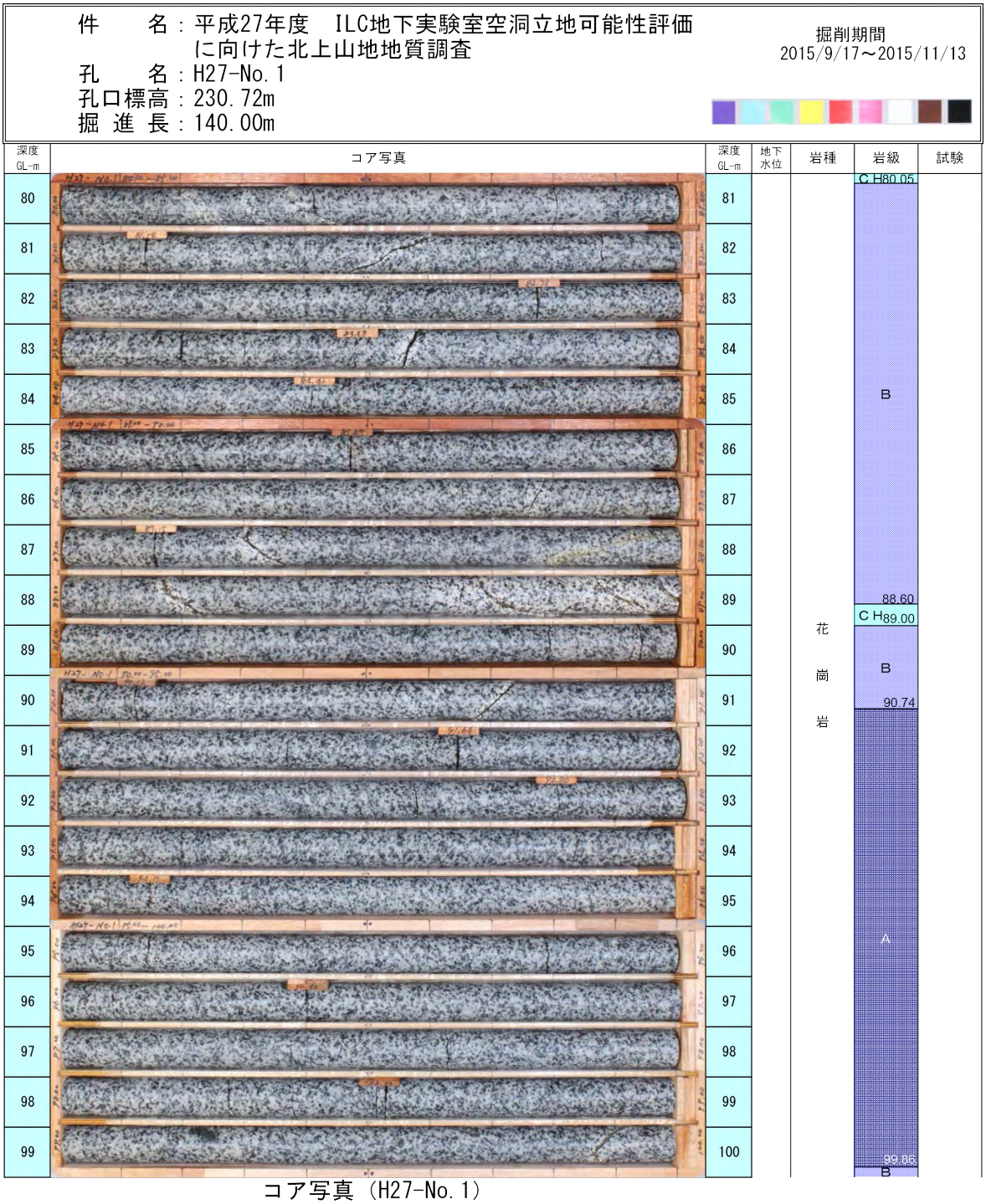


図 2.112: 鳥海地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (40–60m)



コア写真（H27-No.1）

図 2.113: 鳥海地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (60–80m)



コア写真（H27-No.1）

図 2.114: 鳥海地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (80–100m)

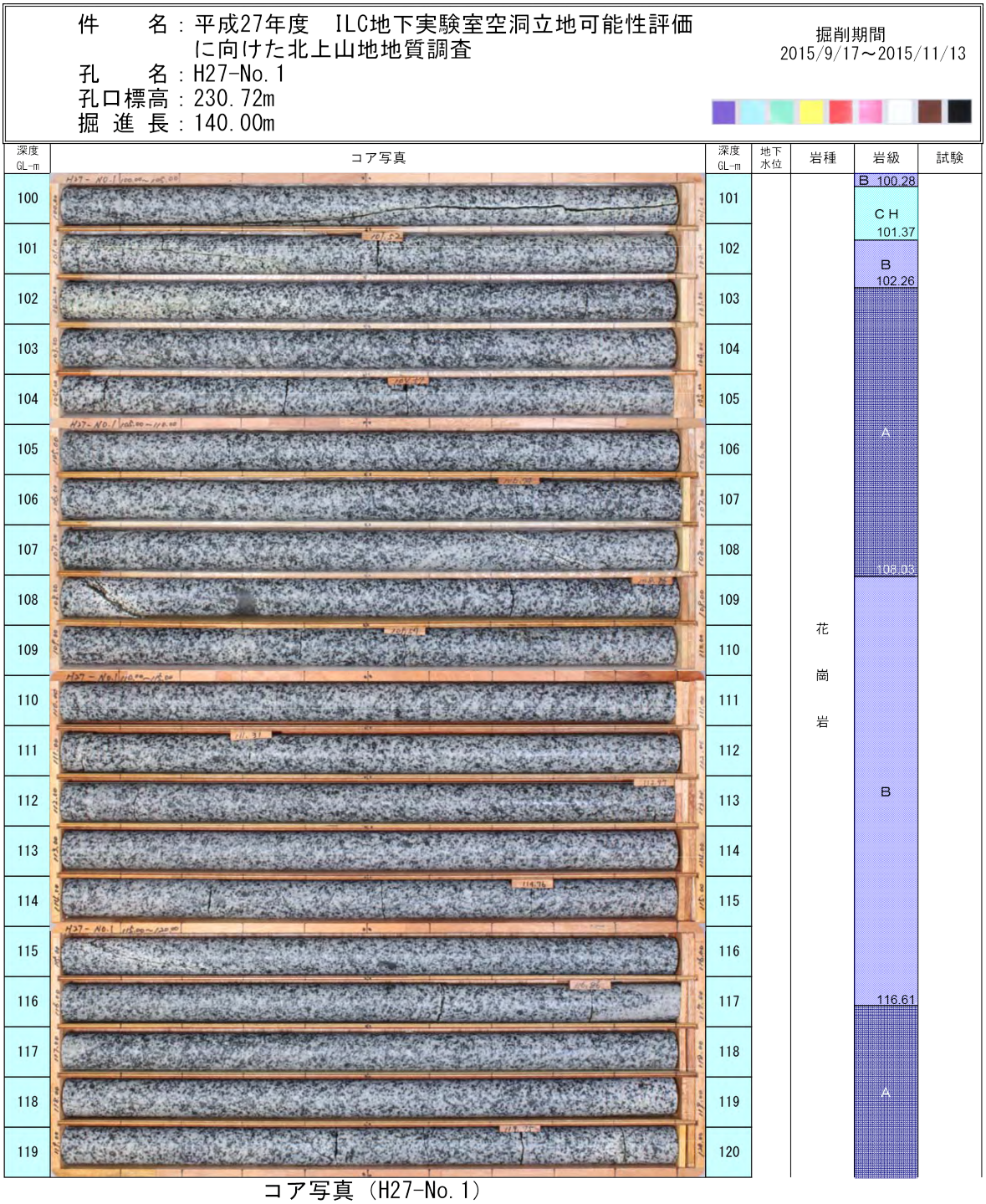


図 2.115: 鳥海地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (100–120m)

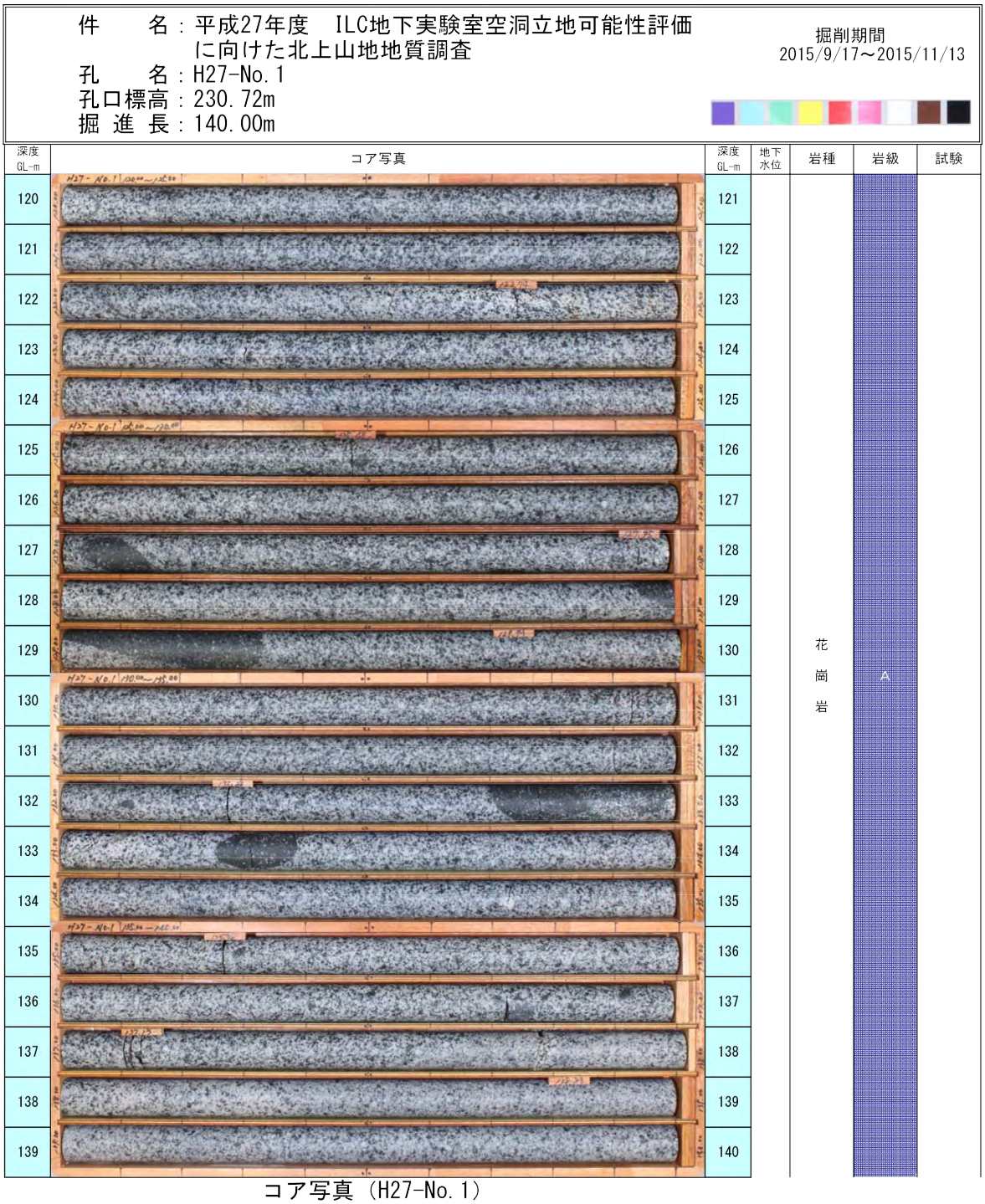


図 2.116: 鳥海地点ボーリングコア写真および簡易柱状図 (120–140m)

電気検層

電気検層はボーリング孔沿いの比抵抗分布を深度方向に連続して求めることにより，岩盤の亀裂の有無や亀裂周辺の変質状況などを把握することを目的として実施した。

測定はケーシング以深かつ地下水以深 (深度 12m 以深) を対象とし，ノルマル法で実施した。電極間隔は 25cm，50cm および 100cm である。図 2.117 に簡易柱状図とともに電気検層結果図を示した。電気検層の結果から次のことが分かる。

- 測定された比抵抗値は 170〜9,000 Ω·m 程度と幅広い値を示す。
- 孔内水と地盤の比抵抗が大きく変わらない場合にはどの 3 つの電極間隔における比抵抗は同値になる。一方，今回の花崗岩地盤においては孔内水よりも周辺岩盤の比抵抗がとても大きくなっており，電極間隔によって比抵抗が変化していることが予想される。
- 岩盤等級 B や A が優勢となる区間では，比抵抗はおおむね B 級で 2,000 Ω·m 以上，A 級では 5,000 Ω·m 以上と推定される。

ボーリング結果と比較すると，比抵抗とボーリングコア観察による RQD のグラフの形状は類似している。また，岩盤等級 B や A が優勢で CM や CH を挟む箇所では比抵抗値が大きく低下する傾向が認められる。これらから，比抵抗の分布から岩盤状況（亀裂や割れ目の多少）がある程度推定可能である可能性がある。

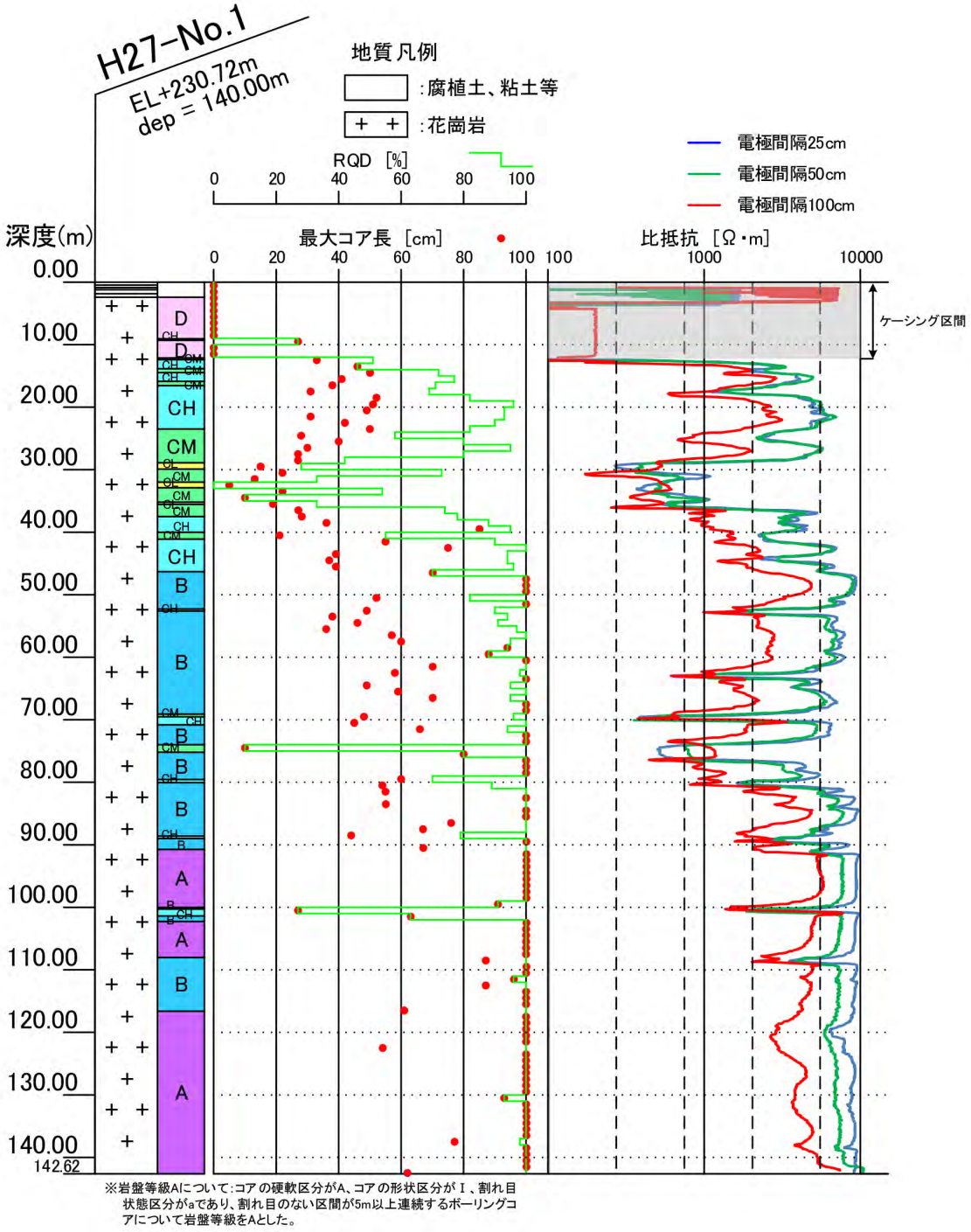


図 2.117: 鳥海地点ボーリング孔電気検層結果図

速度検層

ボーリング孔沿いの弾性波速度 (P 波速度) を得る目的で実施した。

測定区間は，電気検層と同様にケーシング以深かつ地下水以深を対象とした。測定は地表付近にて爆薬を用いて起振し，孔内で観測する「ダウンホール法」を用いた。受振は 2m ピッチの多連型孔内受振器 (ハイドロフォン) を使用した。起振はボーリング孔に近接する位置 (北方向へ離隔距離約 2m) に別孔 (掘進長 15.0m) を掘削し，その孔に火薬を装薬し発破する方法を用いた。図 2.118 に，鳥海地点ボーリングコア孔の簡易柱状図とともに速度検層結果図を示した。速度検層の結果から次のことが分かる。

- 速度層は 2 層に区分でき，その境界深度は深度 38 m である。ボーリングコア観察では，深度 36 m 付近を境に上位では風化が進行し割れ目や変質部の多い花崗岩が主体であるのに対し，下位は新鮮な花崗岩主体であった。岩盤等級でも上位は CM〜CH 主体であるのに対し，下位は CH〜A 主体である。速度検層で得られた境界深度とボーリングコア観察より得られた境界深度とはおおむね整合する。
- 新鮮な花崗岩が分布する 38 m 以深では，P 波速度 (V_P) は 5,710 m/s を示す。

想定される地下実験室空洞を含む標高約 100〜140m 付近 (ボーリング深度 90〜130 m 付近）では，P 波速度区間が 5,710m/s であり，ボーリングコア観察より岩盤等級は B〜A を示す。

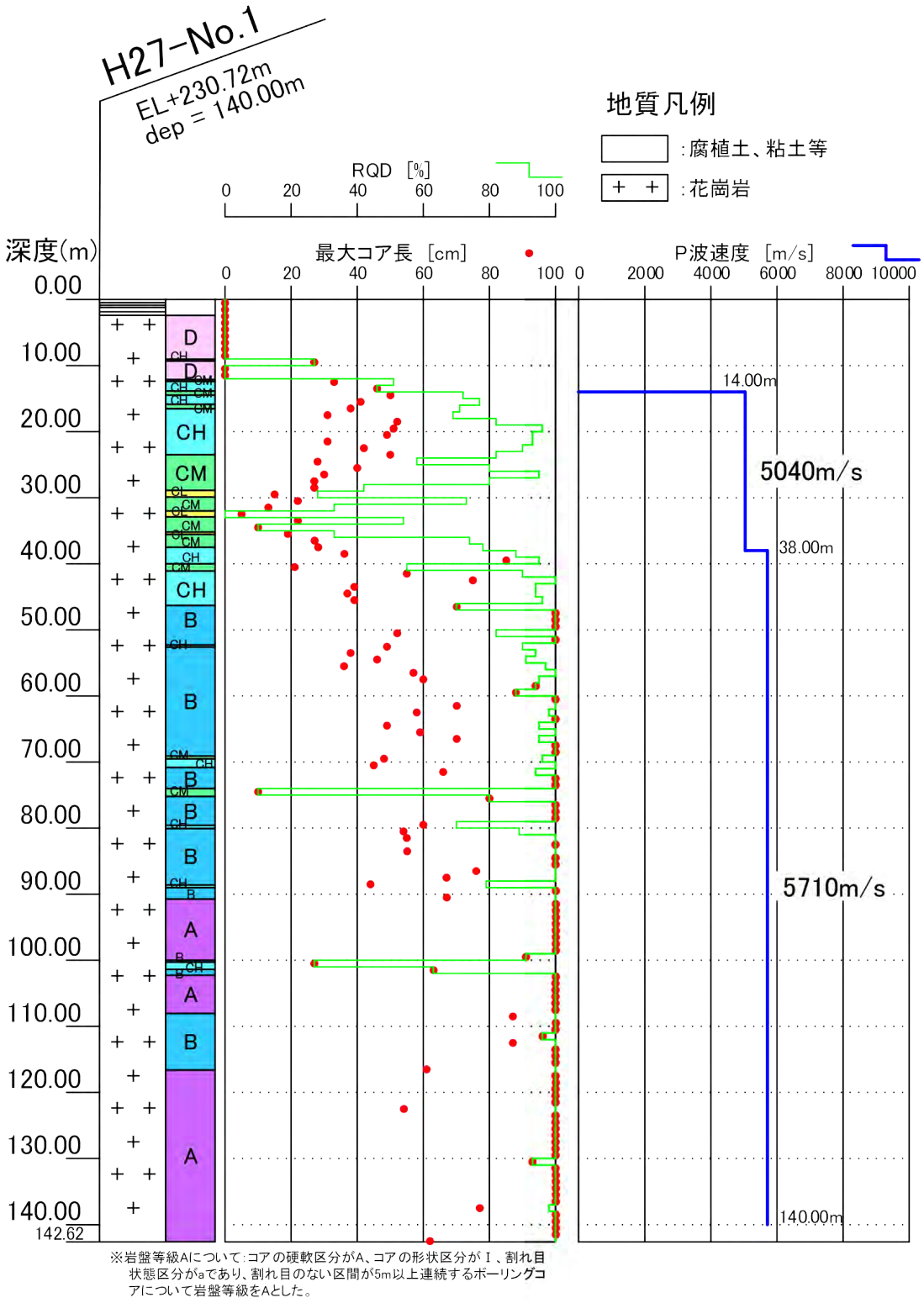


図 2.118: 鳥海地点ボーリング速度検層結果図

電磁探査 (CSAMT 法)

調査地域において地盤の比抵抗分布を把握し，花崗岩体の分布状況，地質構造および地下水の分布状況等を推定する目的で，ILC 想定ルート沿いの測線 (延長 3,000m，測定点数は 12 点) で実施した。において，結果を図 2.119 に示す。低比抵抗を暖色系，高比抵抗を寒色系として 10 Ω·m から 10,000 Ω·m までの値を対数区分し表示した。

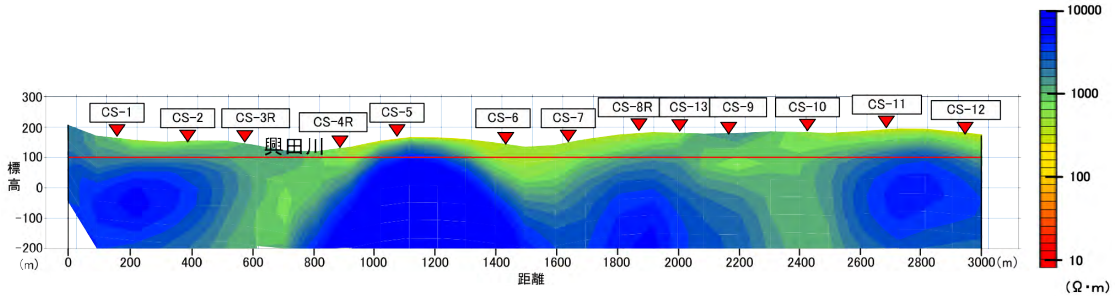


図 2.119: 比抵抗断面図。

得られた比抵抗断面図から次のことが分かる。以下文章中では，約 400 Ω·m を低比抵抗，400～1,500 Ω·m を中比抵抗，1,500 Ω·m 以上を高比抵抗と呼ぶ。

- 全体的な比抵抗分布状況としては，低比抵抗が表層から深度数 10 m までに分布し，それ以深においては主に中～高比抵抗が分布する。
- 以下のような特徴ある比抵抗分布が見られる。
  - 地表の距離程 600 m 付近から北北西に傾斜し，距離程 400～800m の深部にまで分布する中比抵抗帯。
  - 距離程 1,400～1,700m にお椀状に分布する中比抵抗帯。距離程 1,500m 付近にて層厚 100m 以上である。
  - 地表の距離 2,200m 測点付近から南南東に傾斜し，距離程 2,000～2,500m の深部にまで分布する中比抵抗帯。

現地の表層に広く分布する花崗岩は風化を受けたマサであり，比較的透水性が良い。この領域は降雨の状況により比抵抗が変化する可能性も考えられる。

地下深部に存在する高比抵抗領域では，硬質で緻密な花崗岩が存在する可能性が高いと考えられる。

これに対し中比抵抗の領域では，周辺に比較して亀裂が発達し，亀裂内の地下水により周辺に比較して比抵抗が低くなっている可能性が考えられる。ただし，比抵抗値は 1,000 Ω·m 程度であることから岩盤自体は比較的硬質なものである可能性が高い。

屈折法地震探査

調査地域において地盤の速度構造を把握し，花崗岩体の風化状況，地質構造を推定する目的で，ILC 想定ルート沿いの 2 側線 (A 測線：1,400 m，C 測線：1,600 m，合計 3,000 m) で実施した。得られた結果を図 2.120 に示す。

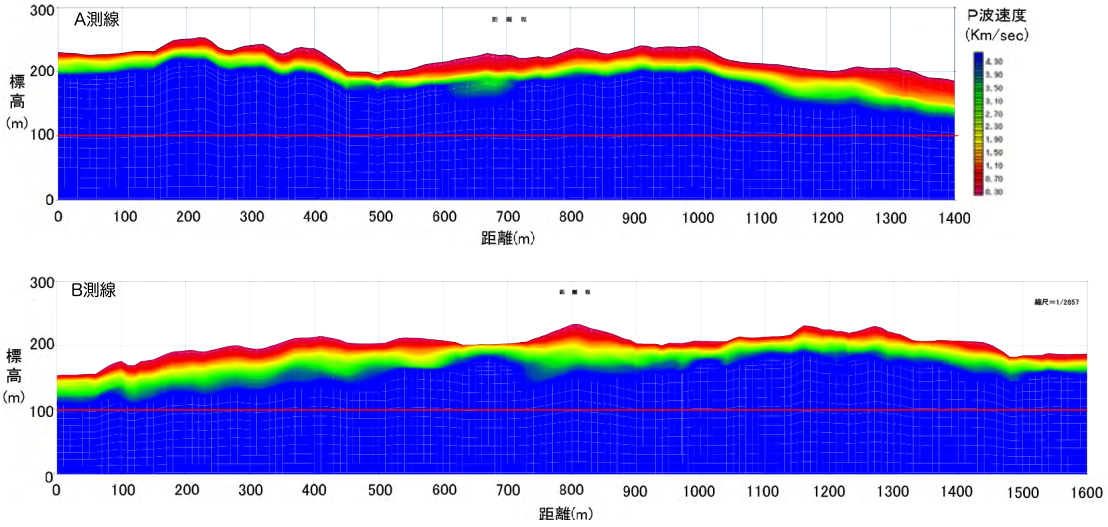


図 2.120: 2 次元 P 波速度断面

得られた P 波速度断面図から次のことが分かる。

- P 波速度 (V_P) は 0.3〜4.5km/s 以上の値を示している。
- 地表部には 1.0 km/s 以下の低速度帯が帯状に存在している。低速度帯は，谷部で薄く，尾根部では厚い傾向を示す。

地表部の低速度部は風化によるものである。ILC 計画高さである標高 100m 付近の弾性波速度

はほぼ全区間で 4.0 km/s 以上であり，極端に速度低下の認められる箇所は見当たらない。ILC 計画高さにおいては，全体に渡り良好な岩盤であることが予想される。

岩石試験

ボーリングコアを用いて，地下実験室空洞施設の計画深度を目安に，分布する花崗岩の物性を把握する目的で室内岩石試験を実施した。室内試験用試料の採取深度については以下の 4 深度にて実施した。

- 深度 50 m (標高 180 m) 付近
- 深度 90 m (標高 140 m) 付近
- 深度 110 m (標高 120 m) 付近
- 深度 130 m (標高 100 m) 付近

花崗岩の湿潤密度 (ρ_t) は 2.70 – 2.74 g/cm^3，一軸圧縮強さ (qu) は 141 – 180 MN/m^2，超音波伝播速度測定による P 波速度 (V_P) は 5,420 – 5,960 m/sec，S 波速度 (V_S) は 3,210 – 3,410 m/sec，圧裂引張強さ (σ_t) は 6.29 – 10.6MN/m^2 であった。超音波伝播速度測定による P 波速度の結果は，速度検層でも近い値が得られている。

深度と岩石試験結果の関係を図 2.121〜2.124 に示す。

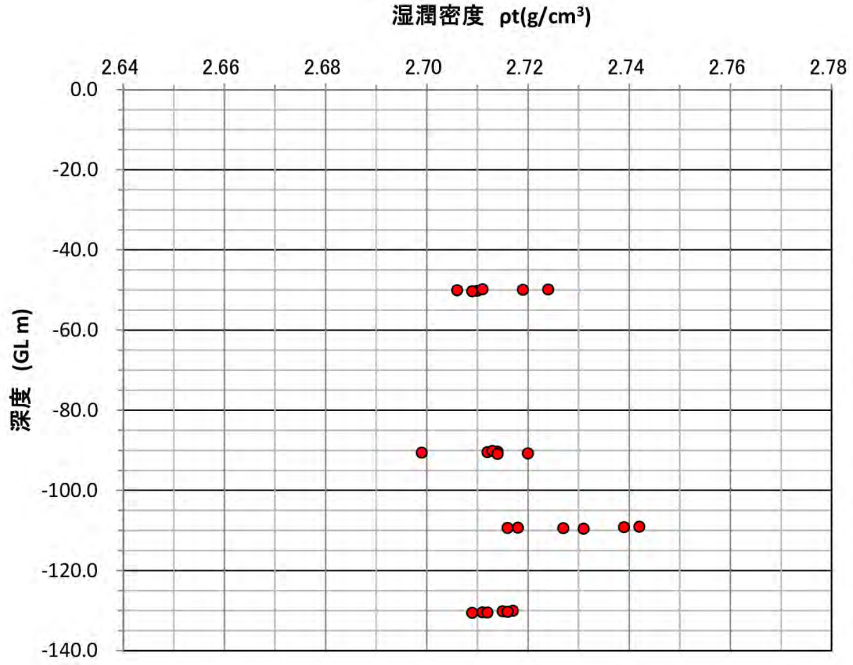


図 2.121: 深度と湿潤密度の関係。

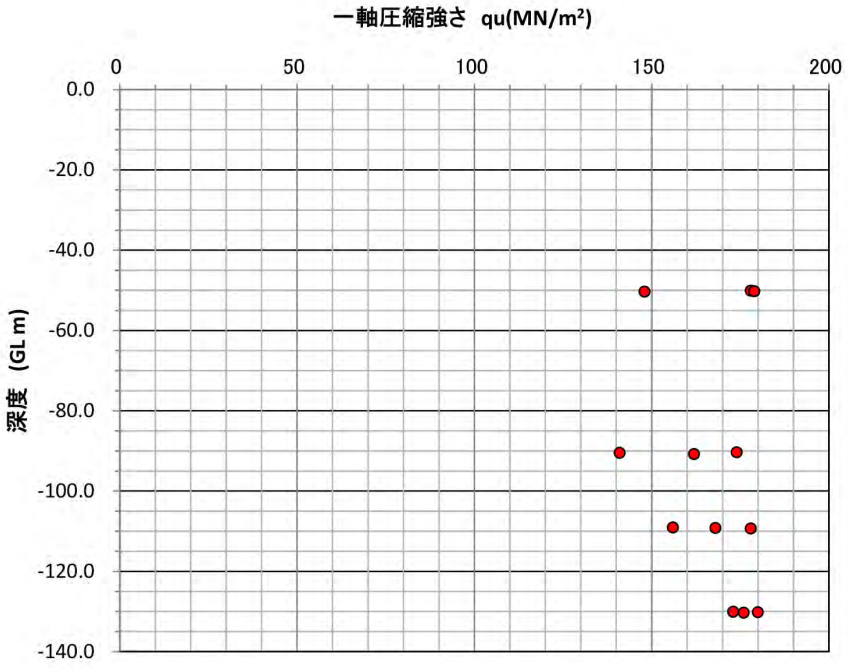


図 2.122: 深度と湿潤密度の関係。

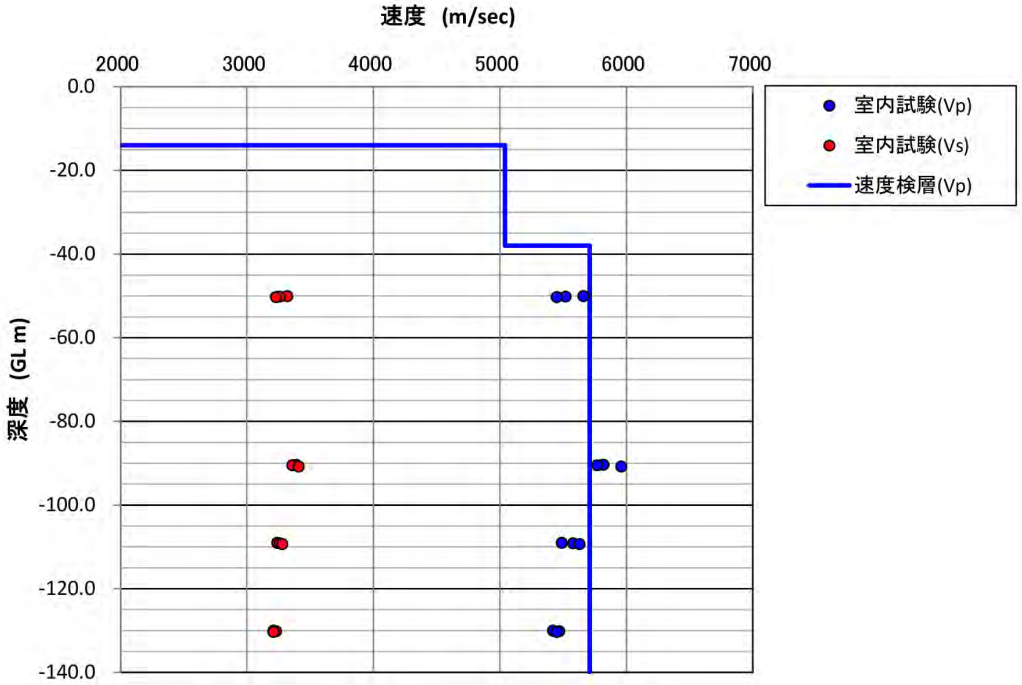


図 2.123: 深度と湿潤密度の関係。

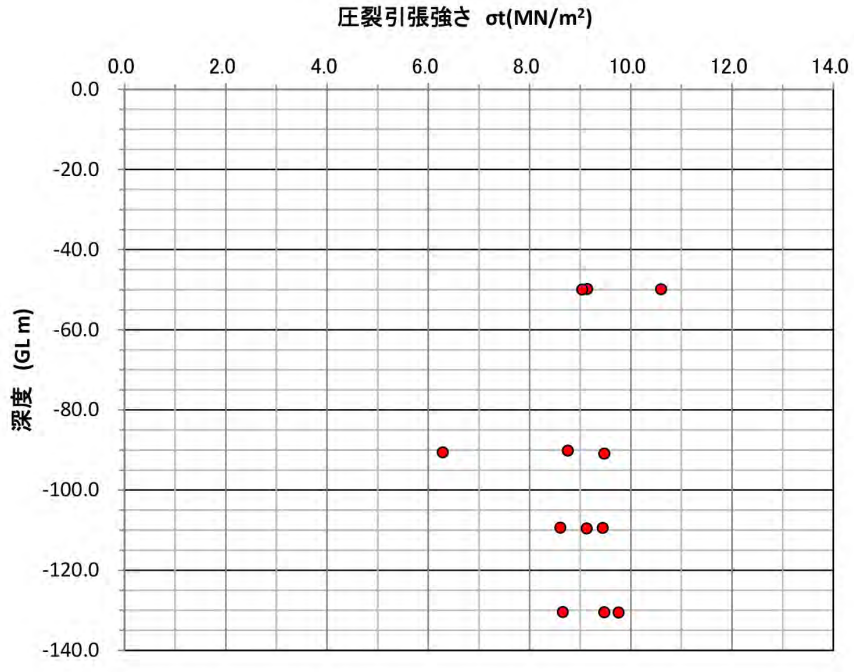


図 2.124: 深度と湿潤密度の関係。

岩盤内の面構造

ボーリング孔の内壁をボアホールテレビによって観察した。ケーシングによる保孔部下端の深度 12.0m から深度 142.0m までの間で実施した。

ボアホールカメラにより確認できた節理・割れ目，脈，および，捕獲岩境界に見られた面構造のステレオネット図を図 2.125 に示す。なお，ステレオネットにはシュミットネット (等積投影) を用い，下半球投影の極投影図で示す。

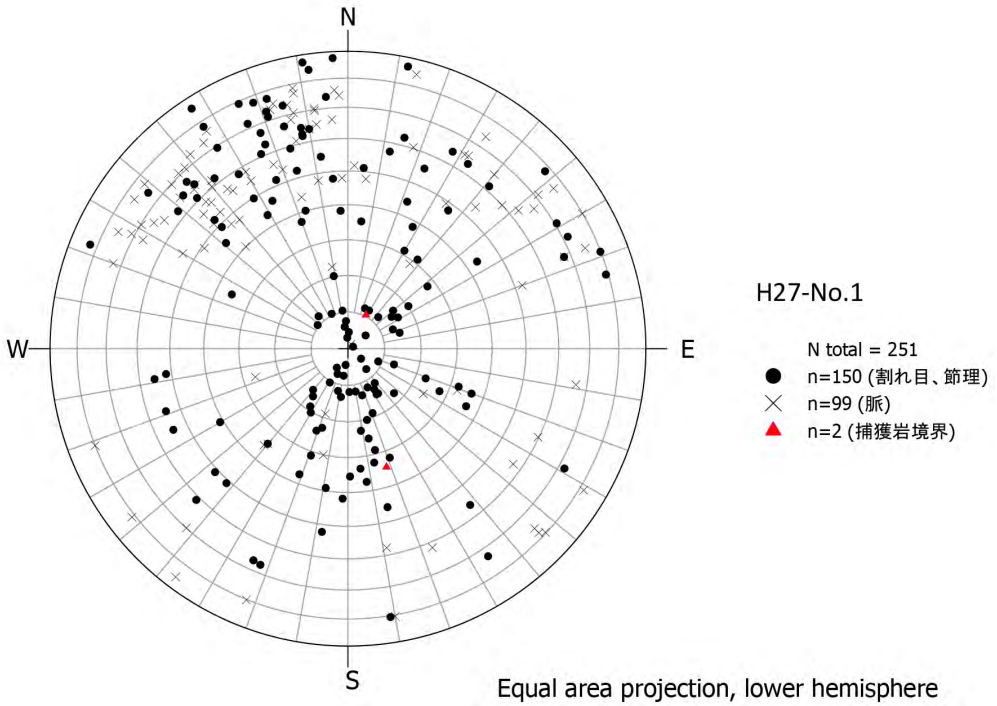


図 2.125: 鳥海地点ボーリング孔ボアホールテレビで認められる面構造。

面構造には以下の傾向が見られる。

- 節理・割れ目は，E–W 系の走向で水平に近い低角度の傾斜を持つほか，ENE–WSW 系の走向で S 方向へ高角度に傾斜する傾向が優勢 (図 2.126 (上図))。
- 脈は NE–SW 系の走向で S 方向へ中～高角度に傾斜する傾向が優勢 (図 2.126 (中図))。
- 捕獲岩である石英斑岩の境界面は読み取れた箇所が 2 箇所と少ないため，面構造の傾向を述べることは難しい。得られた面構造は，NW–SE 系の走向で S 方向へ傾斜する低角

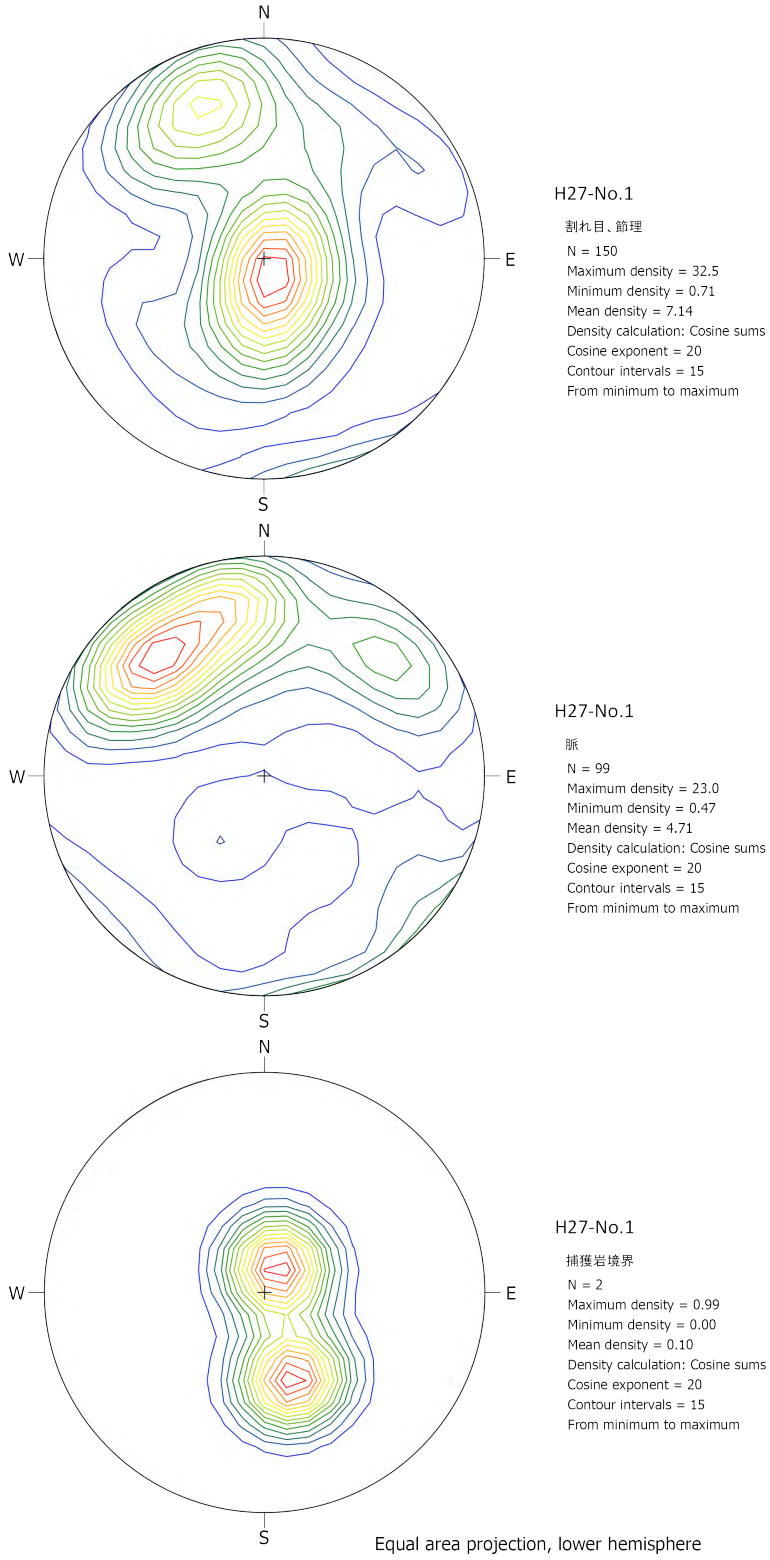


図 2.126: 割れ目・節理 (上図)，脈 (中図)，および，捕獲岩 (下図) の向きの傾向。

度の面および E–W 系の走向で N 方向へ傾斜する中〜低角度の面であった (図 2.126 (下図))。

ボアホールカメラにより確認できた節理・割れ目や脈について，1 m 毎に確認できた本数を深度別にとりまとめ，図 2.127 に示す。なお，節理・割れ目や脈の採用深度はそれぞれの中間深度とした。深度分布には以下の傾向傾向が見られる。

- 1 m 間に割れ目等を伴わない区間は，深度 47m 付近より出始め，深度 71m 以深で優勢になる。ボーリングコア観察でも同様な傾向が認められ，深度 46.30m より岩盤等級 B が現れ，深度 71m 以深では岩盤等級は B や A であった。
- 脈は深度 16–55 m および深度 76–80 m 付近で多く認められた。

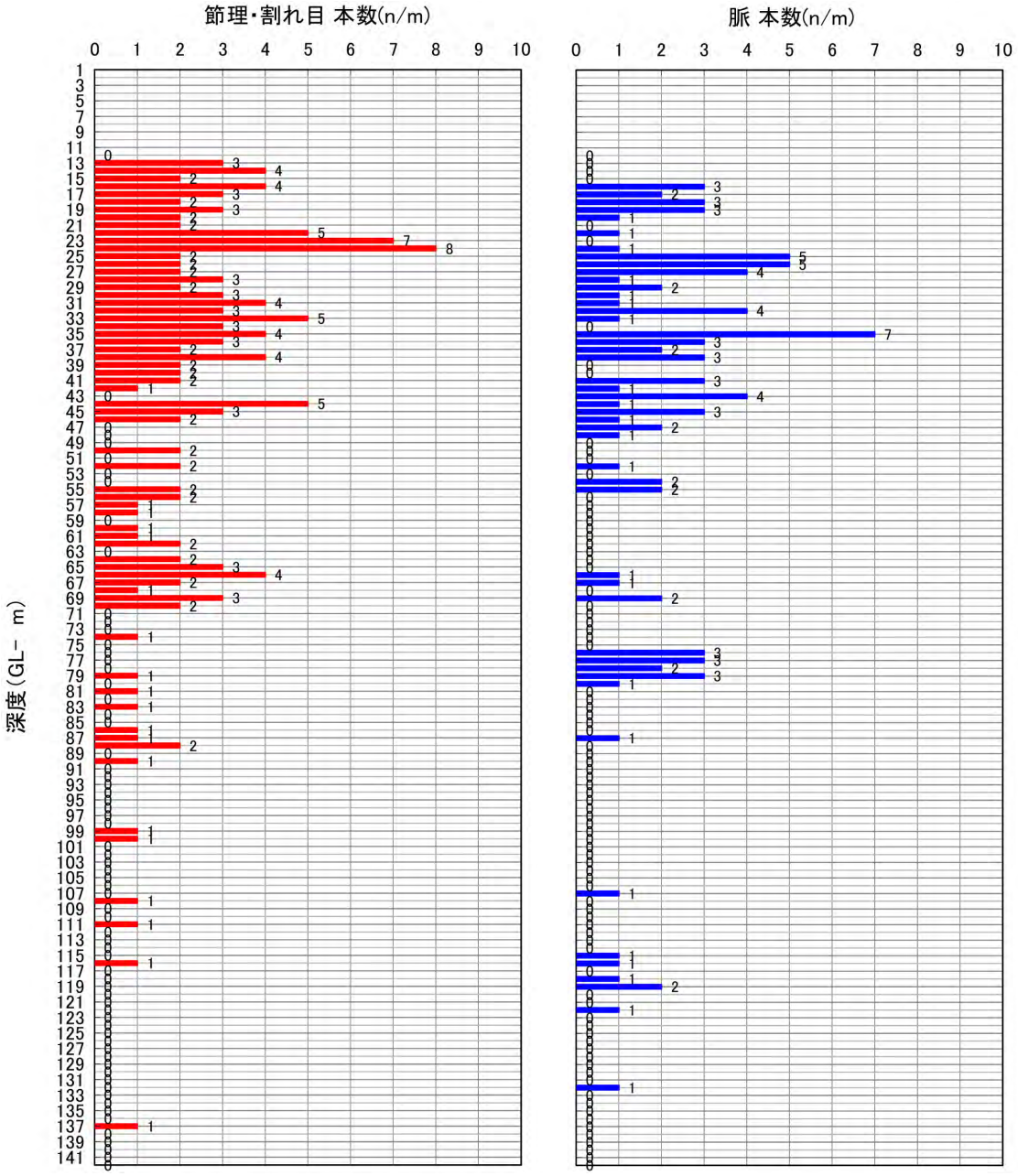


図 2.127: 割れ目・節理 (左図)，および，脈 (右図) の深度分布。

(e) 興田川地点

平成 24 年度に地下の岩盤の状況を把握する目的で屈折法地震探査を実施した (図 2.128)。

屈折法地震探査

調査地域において地盤の速度構造を把握し，花崗岩体の風化状況，地質構造を推定する目的で実施した。ILC 想定ルート沿いにおいて，興田川を中心に測線長は 1,500 m，受信機設置間隔は 10 m として実施した。得られた結果を図 2.129 に示す。

得られた P 波速度断面図から次のことが分かる。

- 解析された P 波速度 (V_P) は 0.3–5.5 km/sec 程度である。
- 1 km/sec 以下の速度層は表層部に存在する。尾根部で厚く谷部で薄い傾向がある。
- この下位には、1.0–3.0 km/sec の速度層が測線全体に分布している。この層は興田川の南側で厚く，距離程 1000 – 1300 m ではトンネル計画高付近の深度まで分布する。花崗岩地域において速度が 3km/sec 未満の部分は、風化した花崗岩層に相当すると推定される。
- 最下層の P 波速度 (V_P) は 5 km/sec 以上であり、トンネル計画高である標高 110m 付近では 4.5km/sec 以上の層が分布している。これらの箇所は、ほぼ新鮮な花崗岩類に相当すると考えられる。
- 距離程 400–500 m および 800–1500 m 付近ではトンネル計画高に近い位置まで周辺より P 波速度 (V_P) の遅い部分が分布する。

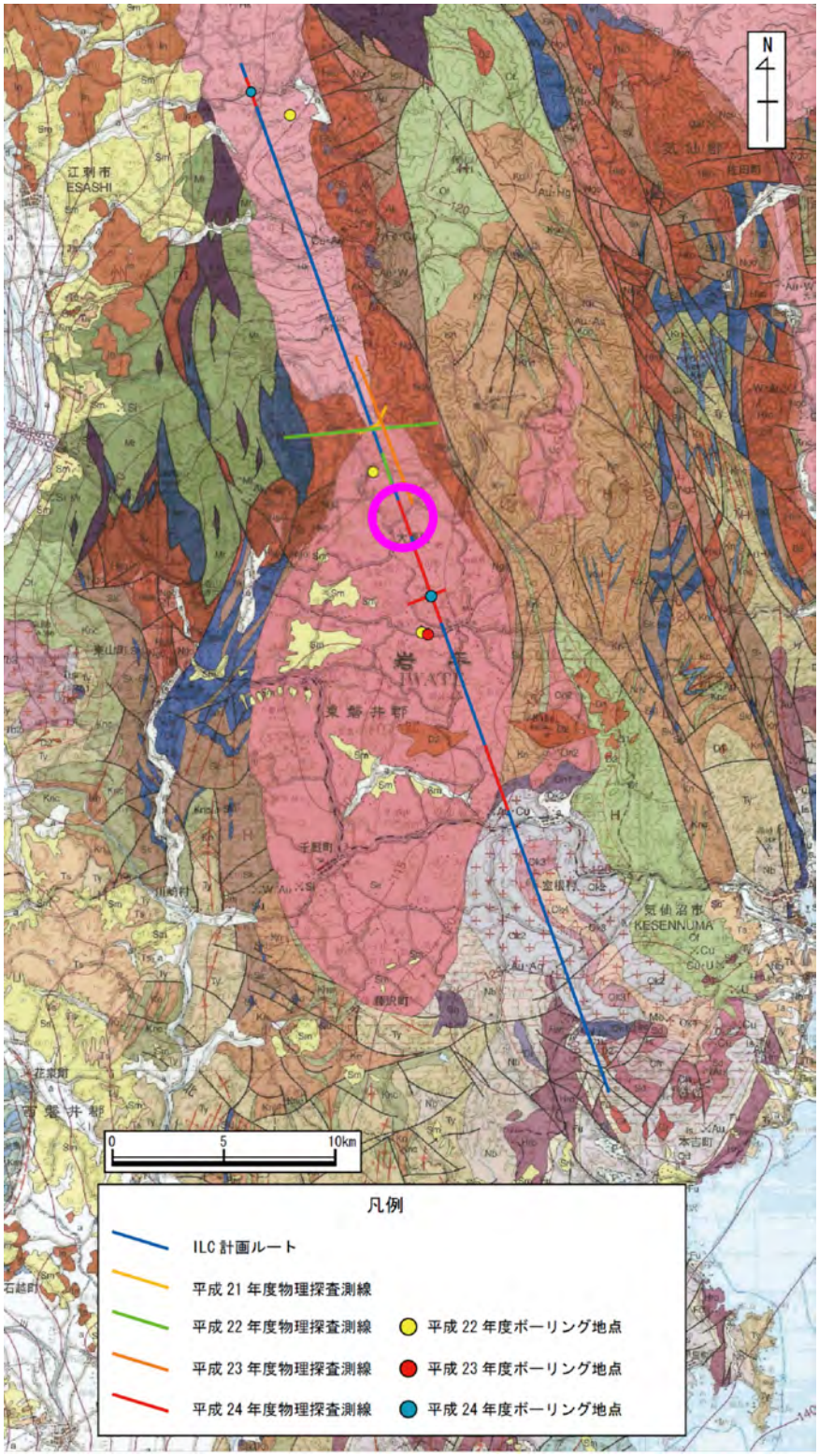


図 2.128: 興田川地点の位置

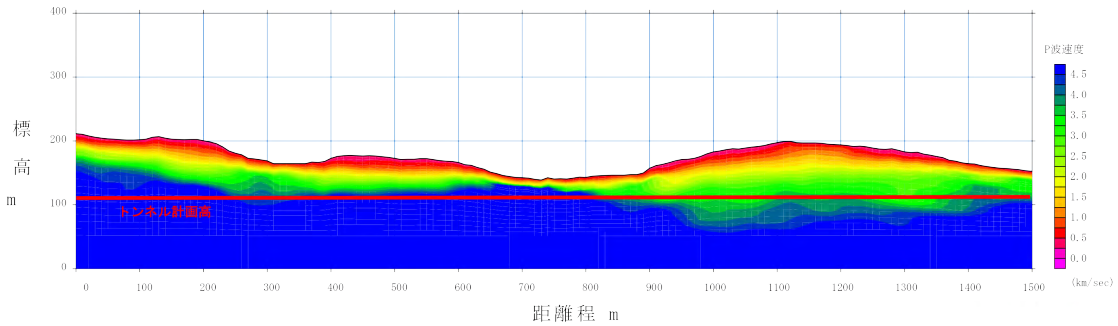


図 2.129: 2 次元 P 波速度断面

(f) 砂鉄川～千厩川地点

平成 29 年度に地下の岩盤の状況を把握する目的で屈折法地震探査を実施した (図 2.130)。

屈折法地震探査

調査地域において地盤の速度構造を把握し，花崗岩体の風化状況，地質構造を推定する目的で実施した。ILC 想定ルート沿いにおいて，砂鉄川以南に測線長は 6,500 m，受信機設置間隔は土被りの小さい地域 (距離程 0 – 2,000 m) では 10 m，土被りの大きい地域 (距離程 1,800 – 6,500 m) では 50 m として実施した。得られた結果を図 2.131 に示す。

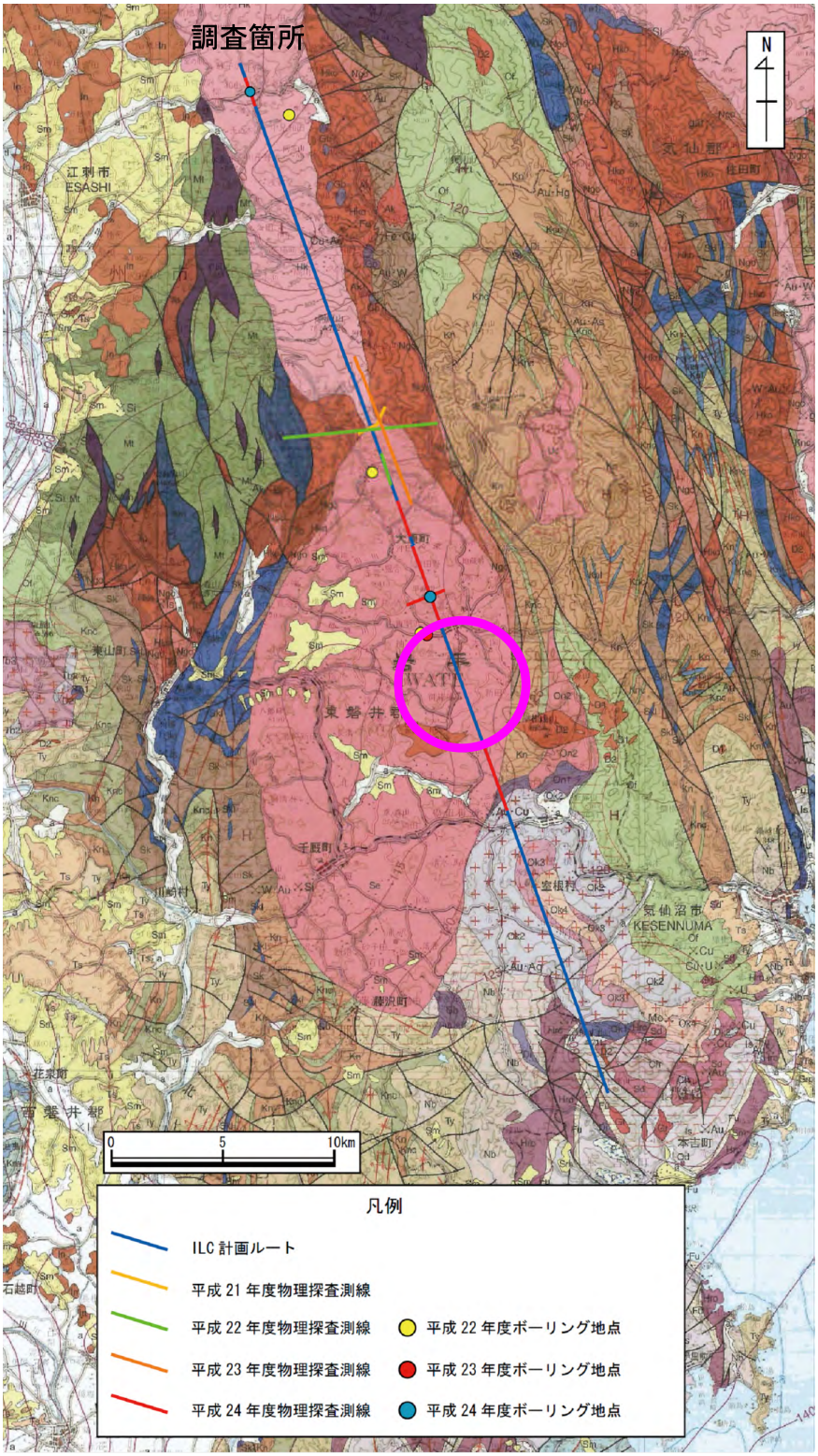


図 2.130: 砂鉄川～千厩川地点の位置

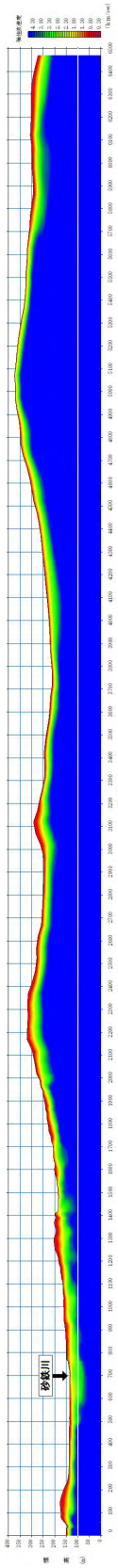


図 2.131: 2 次元 P 波速度断面

得られたP波速度断面図から次のことが分かる。

- 速度構造は全体的に3層構造を呈している。
- 各速度層の速度は、地表から第1層は 0.3 – 1.0 km/sec，第2層は 1.0 – 4.0 km/sec，第3層は 4.0 km/sec 以上である。
- 距離程 550 – 750 m，および，1,200 – 1,500 m 付近で，第1，2層の厚さが約 80m と他に比べて厚い箇所が存在する。
- ILC 計画標高 (標高 100m 付近) での弾性波速度は，土被りが数十メートルと薄くなる砂鉄川付近 (距離程 450 – 1,100 m) を除き，4.5km/sec 以上となっている。

2.1.5　千厩深成岩体と折壁岩体の境界部の性状

屈折法弾性波探査の結果から，ILC 想定深度である標高 110m には P 波速度が 4.5km/sec 以上の層が分布しており，ほぼ新鮮な花崗岩類と考えられることが分かった。

地質・地形

千厩深成岩体と折壁複合深成岩体の境界部 (以後，千厩・室根地区と呼ぶ) の地質を図 2.132 に，地形の様子を図 2.133 に示す。千厩・室根地区の地形は主に緩傾斜の斜面と大川，千厩川河川

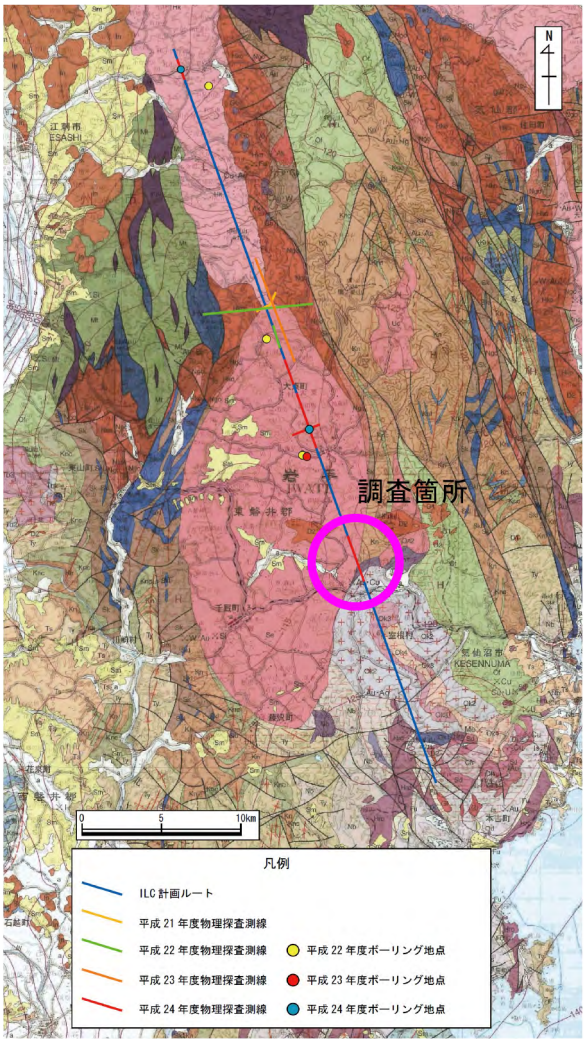


図 2.132: ILC 計画と地質分布との関係（20 万分の 1 地質図）

で構成される。地区中央を横断するように北東－南西方向の，室根山から続く急傾斜の斜面が分布する。崩壊地形は急傾斜の斜面に広く分布し，規模も多様であるが，緩傾斜の斜面には少ない。地すべり地形は緩傾斜の斜面，急傾斜の斜面にも分布しない。

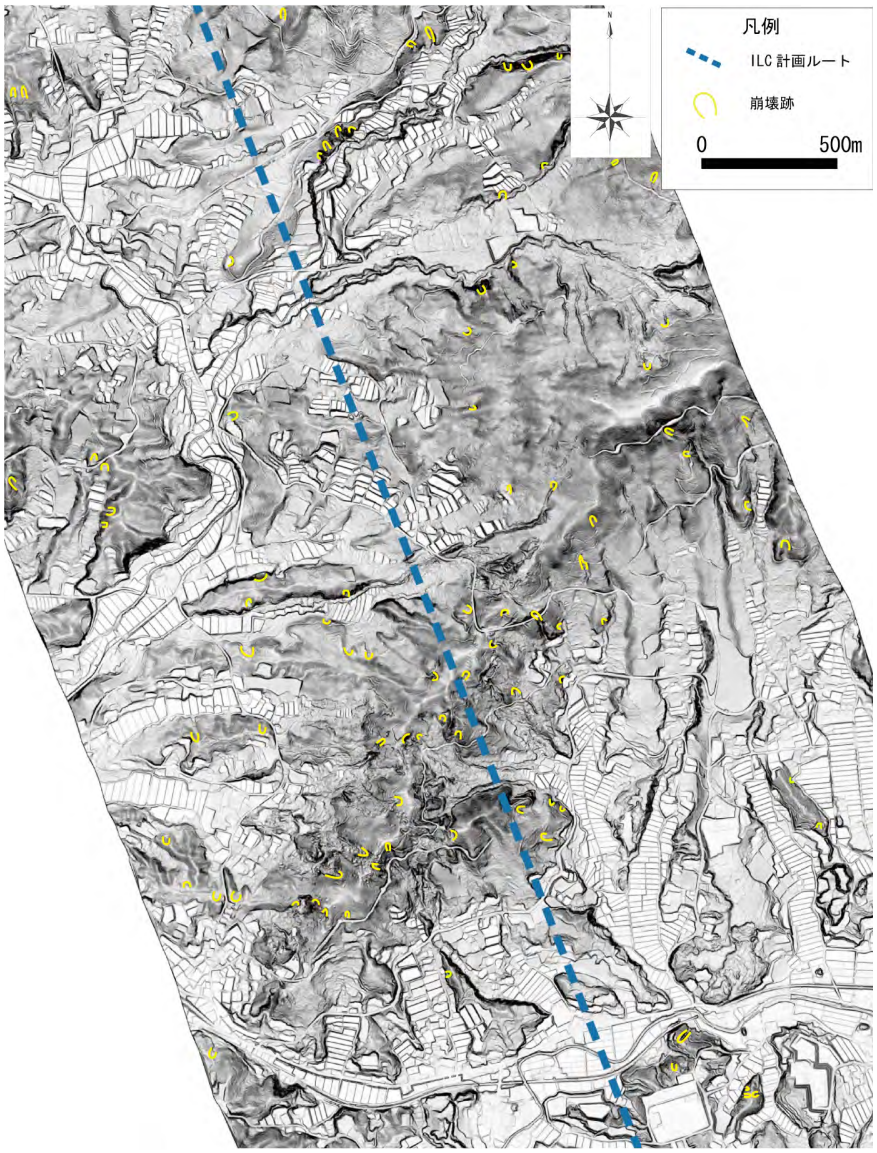


図 2.133: 千厩・室根地区における地形概略図

屈折法弾性波探査

千厩深成岩体と折壁複合深成岩体の境界部付近における P 波速度の分布を知ることによって，両岩体および接触部付近の地質・岩盤状況を把握することを目的として，屈折法地震探査を実施した。側線は，ILC 計画ラインの直上に設定した。図 2.134 に示すように測線長は 3,000 m，測定間隔は 10 m である。また，距離程 1500m 付近に地質図上の境界 (千厩岩体の境界) がくるように設定した。側線の両端と中央付近には，地中で発破を使用するための発破孔を設けた。

解析の結果得られた速度断面を図 2.135 に，発破孔のボーリング柱状図を図 2.136 に示す。

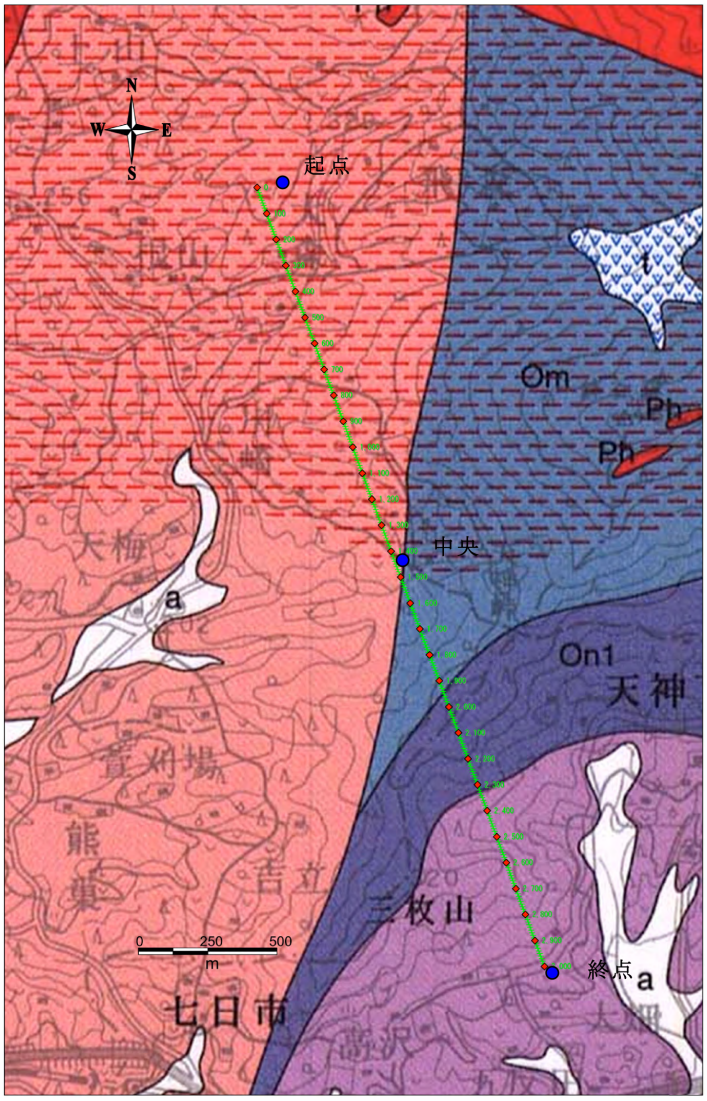


図 2.134: 屈折法地震探査測線配置と地質平面図。青丸は発破孔ボーリングの位置を示す。

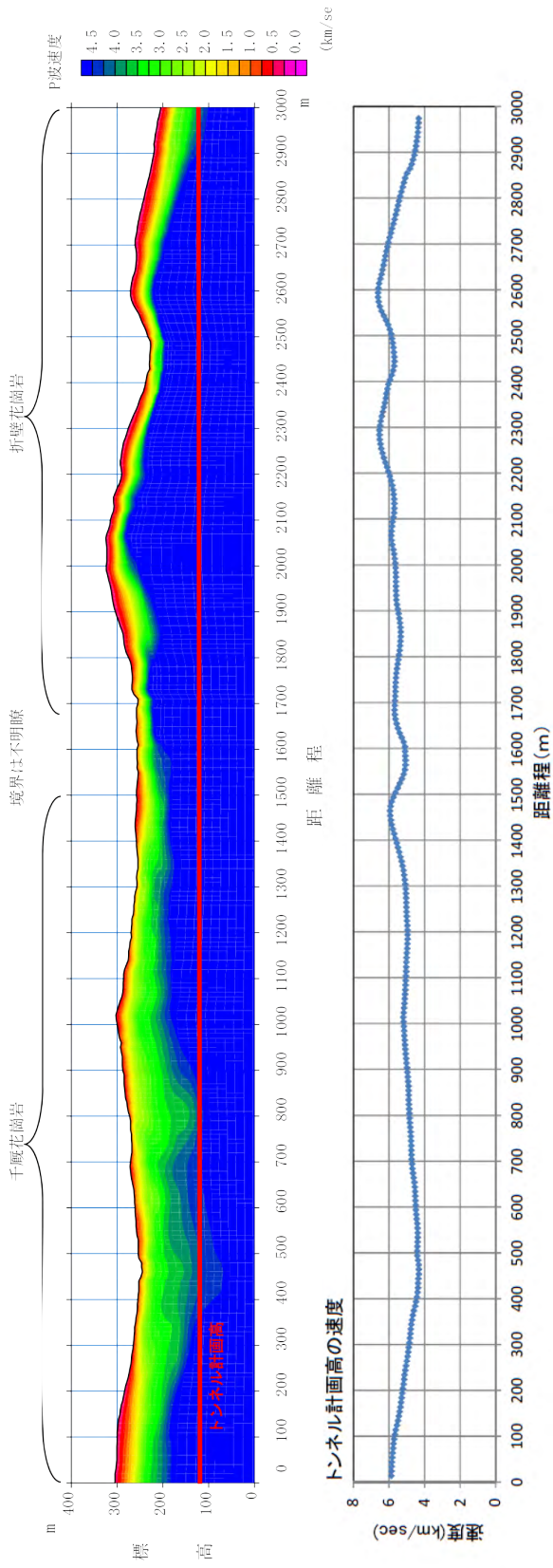


図 2.135: 屈折法地震探査解析結果図（千厩・室根地区）

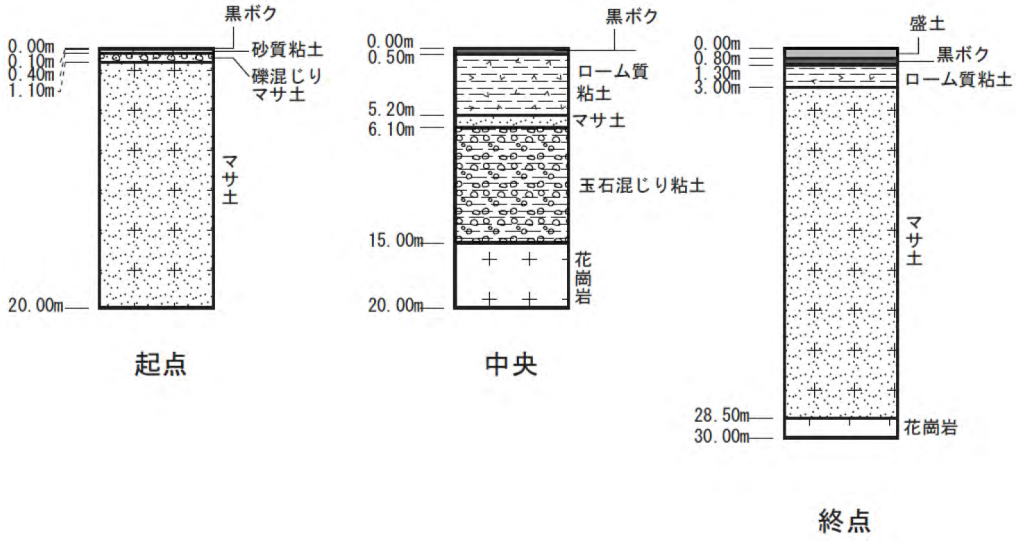


図 2.136: 発破孔ボーリング柱状図

得られた結果から、以下のことが言える。

- P 波速度が 1 km/sec 以下の低速度層は表層部にのみ存在し，尾根部で厚く谷部で薄い傾向がある。その傾向については，千厩岩体分布箇所および折壁岩体分布箇所において明瞭な相違は認められない。
- この下位には，P 波速度が 1.0〜3.0 km/sec の速度層が測線全体に分布している。この層は千厩深成岩体分布箇所の方が折壁複合深成岩体分布箇所に比較して厚い傾向にある。花崗岩地域において速度が 3 km/sec 未満の部分は，風化花崗岩層に相当すると推定される。
- 最下層の速度値は 5 km/sec 以上であり，ほぼ新鮮な花崗岩類に相当すると考えられる。
- 距離程 400–500 m および 800 m 付近ではトンネル計画高に近い位置まで周辺より速度の遅い部分が分布する。

以上のように、弾性波速度では，千厩深成岩体と折壁複合深成岩体の境界部において不連続性は見出されなかった。また，どちらの岩体の中であっても，ILC 想定深度である標高 110m では P 波速度が 5km/sec 以上の層が連続して分布している。したがって，岩体の境界部で著しい不連続性は見られないものと予測できる。

2.1.6 折壁岩体の性状

地表踏査では断層を認めなかった。千厩岩体と折壁岩体の境界部で実施した弾性波探査の結果によると，折壁岩体内のトンネル計画高における弾性波速度は 4 km/sec から 6 km/sec と高く，硬質な岩体が広がっていると期待できる，

地形・地質

折壁複合深成岩体は，南北に約 20km，東西に約 8km ほどの岩株状の深成岩体であり，中粒～細粒の石英モンゾ閃緑岩，花崗閃緑岩，アダメロ岩と少量の斑レイ岩からなる。岩体周辺には中～後期ペルム系の叶倉層および登米層，前期～中期三畳系の稲井層群，後期三畳系の皿貝層群，ジュラ系の愛宕山層が分布しており，花崗岩の熱の影響によって生じたホルンフェルスの幅は 400 m～800m ほどであるが，南部と北部で 1,500 m 以上に達するところもある。折壁岩体は累帯構造をもつことで特徴づけられ，Kf>Qz 型でやや苦鉄質の周辺相と，Qz>Kf 型でやや珪長質の中心相，そして小規模な苦鉄質岩類からなる (石島・加藤，1971)。加藤 (1972) は，これら 3 つの岩相が同源で，周辺相から中心相が相次いで現在の位置に貫入してきたと考えた。折壁岩体の東側には前期白亜紀の新月火山岩相が分布し，折壁岩体とほぼ同時期の活動と考えられている。新月層の玄武岩は，折壁岩体の苦鉄質岩石と組成が良く似ている。折壁岩体の構成岩石は半深成岩的で，下部白亜系の新月噴出岩層を伴い浅所貫入岩相の特徴を示している (蟹沢，1970 ; Kanisawa,1972a，Kanisawa,1972b) ことから，折壁岩体は火山深成複合岩体であると考えられている。

位置および石英とカリ長石の量比から，主岩体（折壁型，笹森型，徳仙丈型），北部岩体（兵沢型，田茂木型・室根型）に分けられており，室根山の東側に北部岩体，その南側に主岩体が分布している（図 2.137）。このうち，兵沢型と主岩体は千厩深成岩体に接触している。主岩体の折壁～笹森型は，花崗岩，石英モンゾ閃緑岩を中心に珪長質で良く似ている（写真 2.1）。北部岩体の兵沢型と主岩体の徳仙丈型は苦鉄質岩となり，閃緑岩や斑レイ岩が多く見られる（図 2.137，写真 2.2）。

折壁複合深成岩体は，ILC 想定ルートが通過する 3 つの深成岩体 (人首・千厩・折壁) のうち最も古い時期に貫入したとされる。また，折壁複合深成岩体内でもその貫入順序が求められている（図 2.139）。

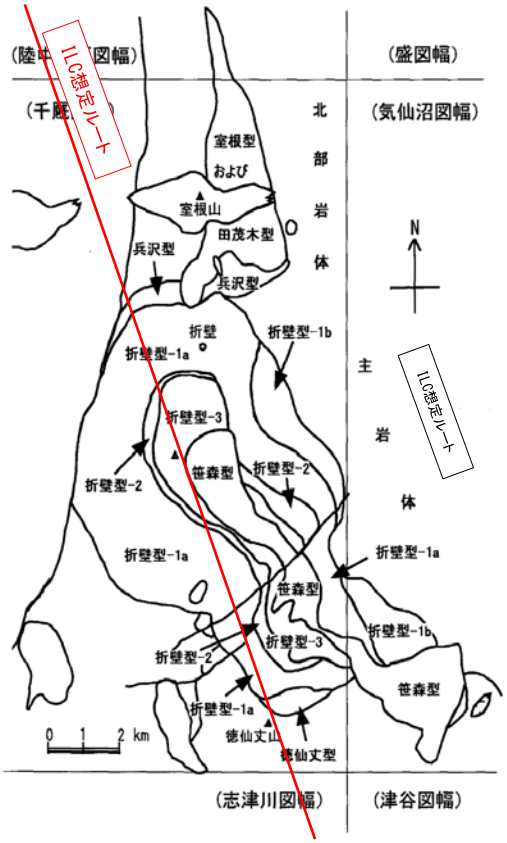
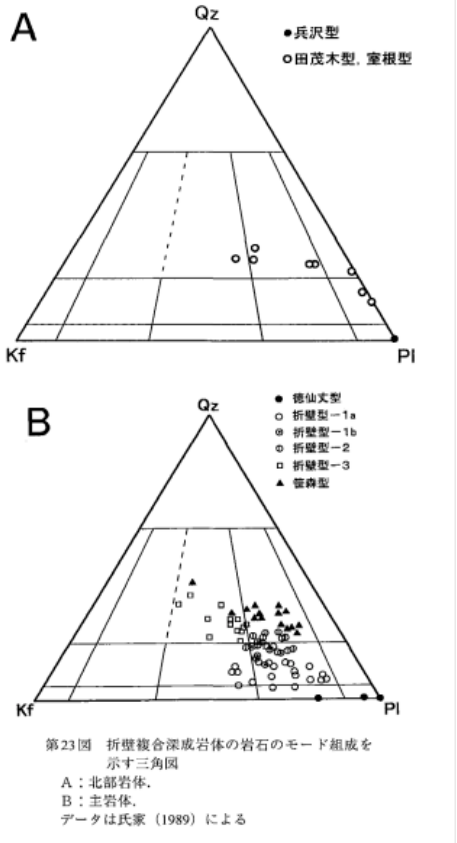


図 2.137: 折壁複合深成岩体の岩相分布図　出典：5 万分の 1 地質図幅「千厩」（産総研地質調査総合センター，2002）



第23図　折壁複合深成岩体の岩石のモード組成を示す三角図
A：北部岩体，
B：主岩体，
データは氏家（1989）による

図 2.138: 折壁複合深成岩体の岩石モード組成　出典：5 万分の 1 地質図幅「千厩」（産総研地質調査総合センター，2002）

写真 2.1: 折壁型の花崗岩。林道沿いの露頭で見られ岩片は非常に硬質である。

写真 2.2: 兵沢型で見られる斑レイ岩。苦鉄質である兵沢型。写真は風化により軟質となっている。

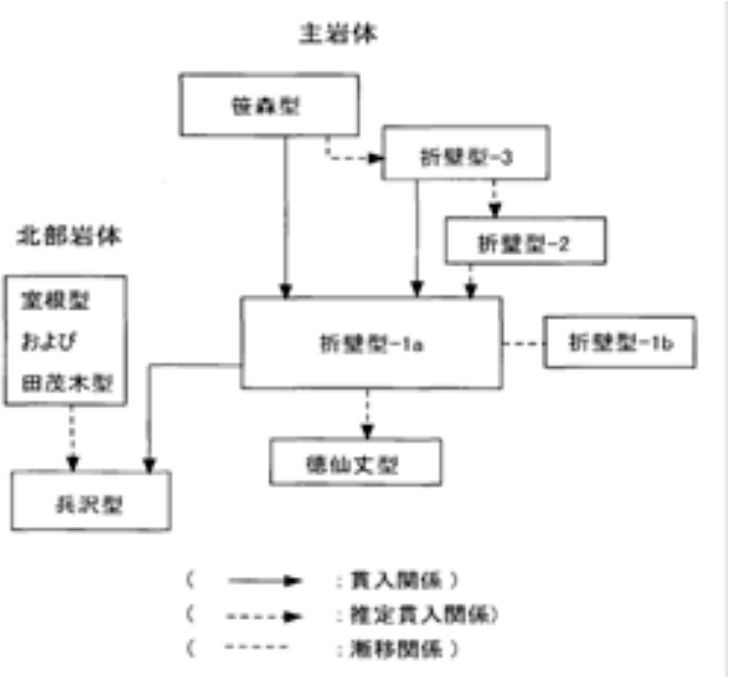


図 2.139: 折壁複合深成岩体の岩石の貫入関係　出典：5 万分の 1 地質図幅「千厩」（産総研地質調査総合センター，2002）

地表地質踏査

折壁複合深成岩体は，全体になだらかな山体を形作り地表部に露頭は少ない。花崗岩類の露頭は，林道の切土面などの一部で見られるため被覆層は薄いものと考えられが，表層には上方からの崩積土砂や土石流堆積物が多く分布しており，風化残留礫起源の巨礫も多く見られる（写真 2.3）。山体中腹あたりで見られるこれらの露頭は，概ねが風化残留礫を含むマサ，または残留礫を主とするものである（写真 2.4，2.5）。標高 250〜300 mに位置する露頭のため，風化によるマサ化は深部に至らないものと推測される。

写真 2.3: 土石流堆積物が堆積する浅い谷筋。巨礫が礫支持で堆積しており礫は硬質である。

既往資料の 5 万分の 1 地質図幅「志津川」や 20 万分の 1 地質図幅「一関」には，折壁複合深成岩類の中央部を北東–南東方向に横断する断層が記載されているが，地表地質踏査では認められなかった。また，露頭観察ではマサや風化残留礫を含むマサにおいて断層や破砕帯は確認されず，残留礫とマサの境界も自然であった（写真 2.6）。

千厩深成岩体と折壁複合深成岩体の境界では平成 25 年度に屈折法地震探査を実施した。図 2.135 (180 ページ) の，距離程 1,500 m〜3,000 m が折壁岩体内である。

写真 2.4: 標高 250 m付近の北側斜面林道で見られる花崗岩露頭。マサと残留礫の割合が等量程度。斜面域ではこの程度の割合が多い。

写真 2.5: 標高 300 m付近の南側斜面で見られる花崗岩類。写真 2.4 と同様に残留礫とマサからなるが，残留礫の割合がやや多い。

写真 2.6: 徳仙丈型の斑レイ岩に見られる風化残留礫とマサの境界。

2.1.7 折壁岩体と稲井層群の境界部の性状

地表地質踏査の結果，断層破砕帯等の構造は認められなかった。

折壁複合深成岩体と稲井層群の境界は，徳仙丈山の北側で ILC 想定ルートと交差する。この付近の地表は，徳仙丈山の北側山麓斜面が緩傾斜になり高原状の地形に変化する付近に相当する。徳仙丈山は，前期三畳系の稲井層群のうち伊里前層の葉理が発達する頁岩からなるが，折壁複合深成岩体は風化によるマサ化があり緩傾斜地を形成している。このため，露頭は少ないが東側で散発的な徳仙丈型のマサから進む閃緑岩ないし斑レイ岩が認められ，特に断層破砕帯等の構造は認められない。徳仙丈山の北西側に位置する太田山や大森山東斜面では，比較的連続して露頭が観察される。直接の接触面は確認できなかったが，折壁複合深成岩類のうち折壁型ならびに平磯層の露頭は硬質で，特に平磯層はホルンフェルス化を受け非常に硬質である。平磯層はルーフペンダントとして分布する。これらの露頭に構造的な破砕などは認められない。

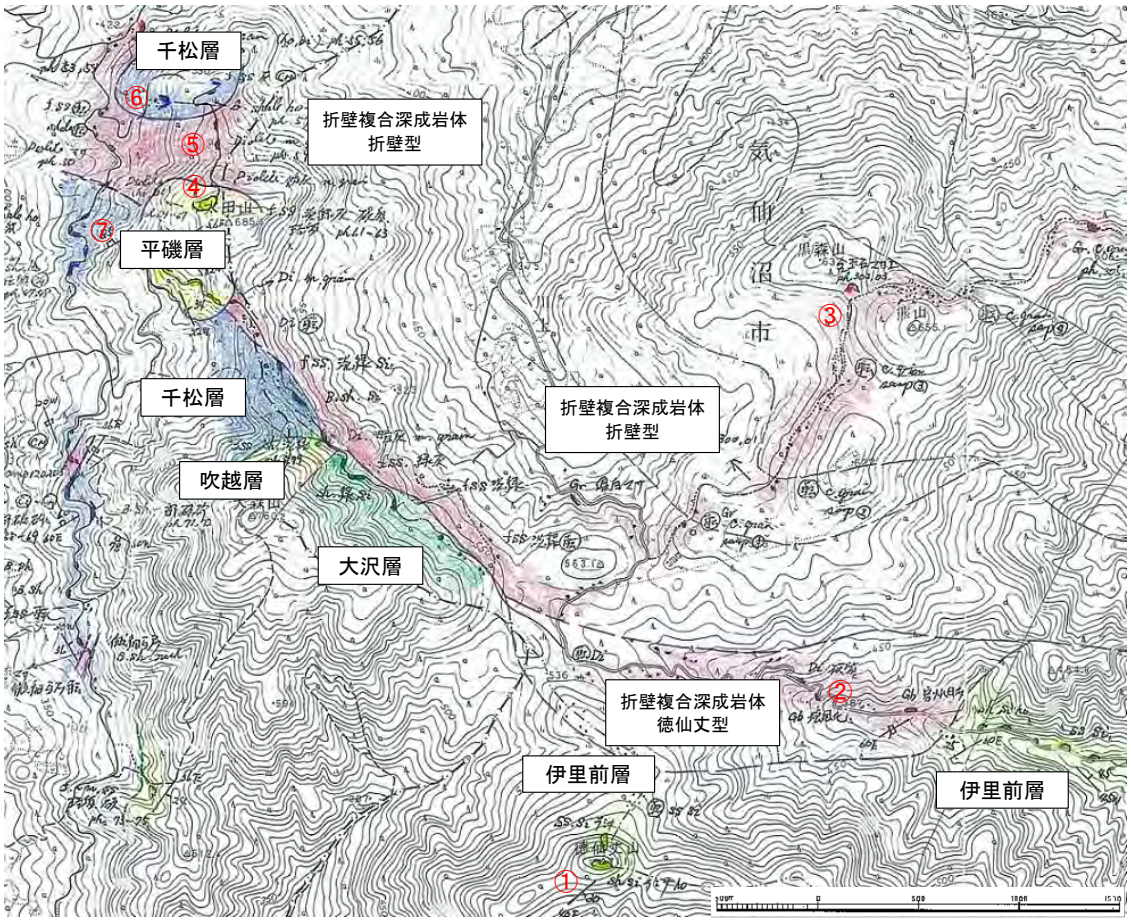


図 2.140: 津谷川～大神宮山に至るルートマップ（朱書き○番号は写真の位置を示す）

①伊里前層
　徳仙丈山の山頂に分布する。平行葉理が発達しているがホルンフェルス化を受け非常に硬質である。

②-1 折壁複合深成岩体
　　徳仙丈型
　風化残留礫を含むマサ。マサは茶色を帯びる。

②-2　②-1 近景
　マサに特に乱れは無く、風化残留礫の境界も変位は見られ無い。

③黒森山山頂付近
　風化により、残留礫を残すマサとなる。構造的な破砕は認められない。

④太田山山頂付近
　平磯層の砂岩よりなる。ホルンフェルス化を受け非常に硬質である。山頂にルーフペンダントとして分布する。

⑤太田山に分布する閃緑岩。
　中粒の閃緑岩で硬質であり、構造による破砕等は見受けられない。

⑥太田山の北側に分布する千松層粘板岩
　斜面上に多く分布する。ホルンフェルス化を受け非常に硬質である。
　ルーフペンダントとして分布する。

⑥太田山の西斜面林道に分布する千松層粘板岩
　ホルンフェルス化を受け珪質で非常に硬質である。

2.1.8 稲井層群の性状

地表地質踏査の結果では，稲井層群内の地質断層は小規模で数も少ないと考えられる。また，既往調査の結果によると，P 波速度や一軸圧縮強度等の物性値は花崗岩と似通っている。

地質・地形

稲井層群は，中生代前期三畳紀に堆積した堆積岩類で主に砂岩，頁岩およびその互層から構成される。稲井層群は下位から平磯層，大沢層，吹越層および伊里前層に分けられており，2 つの上方細粒化が認められる。平磯層と大沢層が下位のサイクルで，平磯層は最下部に基底礫岩を含み主に砂岩からなる。砂岩中には頁岩を伴っている。そして，大沢層は平磯層から漸移する頁岩で，下部で細粒砂岩を伴うほか砂質の平行葉理が発達する。吹越層と伊里前層が 2 つ目のサイクルで，下位の吹越層は砂岩優勢の砂岩頁岩互層である。そして，大沢層同様に砂質の平行葉理が発達する頁岩層の伊里前層に漸移する。いずれのサイクルも，頁岩層の大沢層と伊里前層に対して砂岩層の平磯層と吹越層の厚さが薄い。図 2.141 に模式柱状図を示す (出典：5 万分の 1 地質図幅「志津川」（産総研地質調査総合センター，2002）)。

地質は東に一様に傾く安定した地域となっている（図 2.142)。地表地質踏査の結果でも北北東-南南西の走向を持ち，20〜45 程度の東傾斜の地層面の向きは大きく変わらないことが確認される。

稲井層群は中生代の地層であり，通常の地山分類では硬岩に属する。さらに当地域では，後の白亜紀深成岩類の併入により接触変成作用を被り，ホルンフェルス化が顕著で非常に硬質となっている。写真 2.7 および写真 2.8 に示すように，珪質化が進みチャートに似る産状を示す。

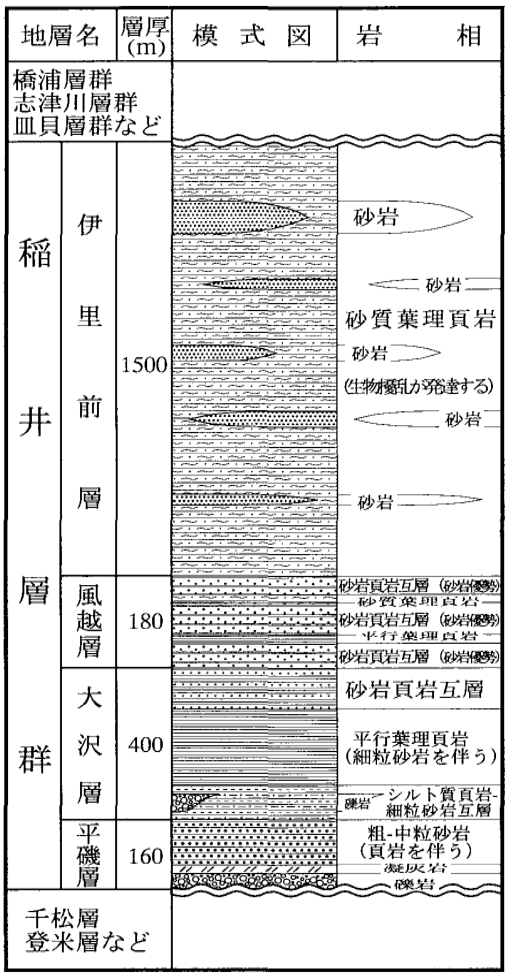


図 2.141: 稲井層群の模式柱状図

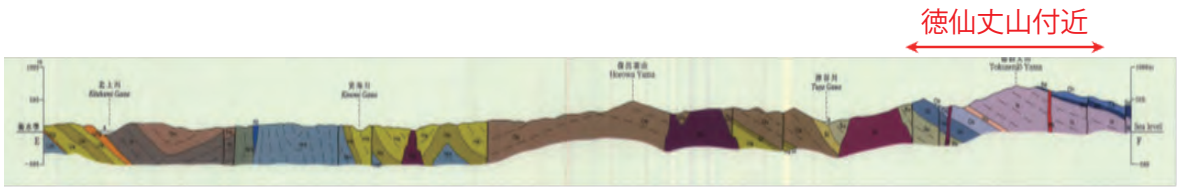


図 2.142: 徳仙丈山付近の地質構造。地層が一定して東を向き安定した構造となっている。

写真 2.7: ホルンフェルスとなった伊里前層の頁岩。深成岩類の接触変成作用により変成が進み，珪質で非常に硬質である。徳仙丈山付近の地質構造。地層が一定して東を向き安定した構造となっている。

写真 2.8: 津谷川河床に見られる平磯層。層理面が見られるが変成が進み非常に硬質である。

地表地質踏査

稲井層群を対象に実施した踏査資料として図 2.143 のルートマップに示す。ルートマップの西側は，二畳紀後期の千松層が分布し黒色の頁岩，粘板岩が見られる。接触変成作用は弱いが非常に硬質である。東側は三畳紀後期の新舘層の砂岩が見られる。これらに挟まれる範囲で稲井層群が分布する。細粒砂岩，頁岩共に接触変成作用を受け，珪質化が進み非常に硬質である。また，緑色を帯びることが多い。

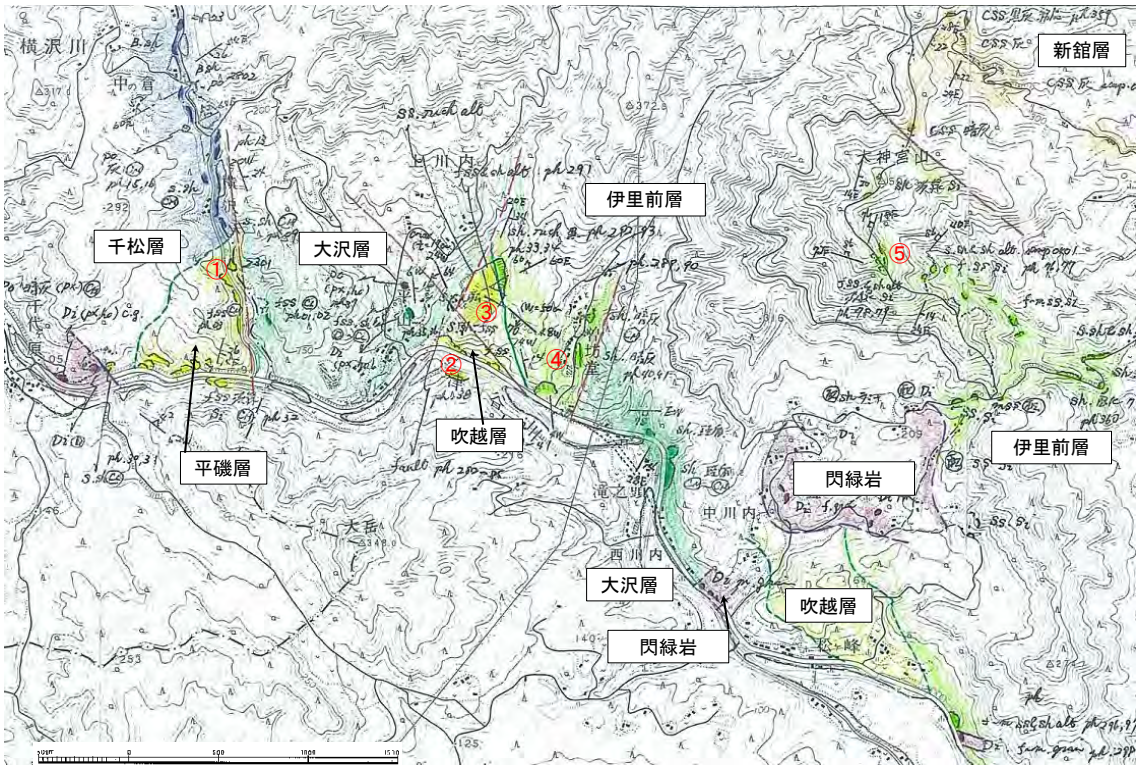


図 2.143: 津谷川～大神宮山に至るルートマップ（朱書き〇番号は写真の位置を示す）

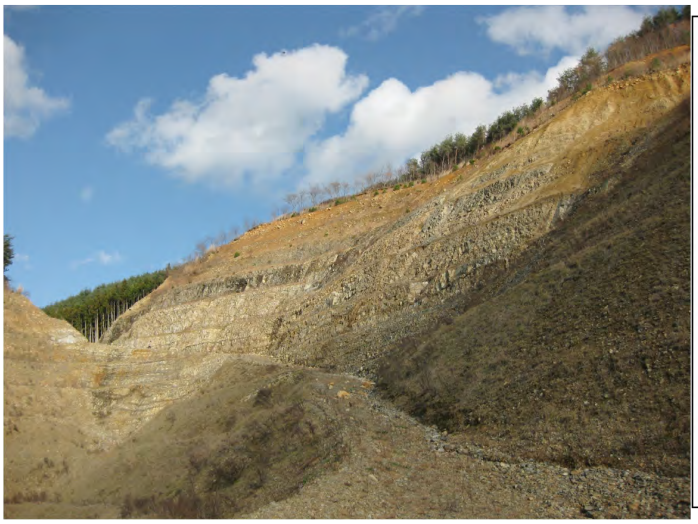
断層露頭は少なく，津谷川左岸の平山付近で稼行されていた採石場跡で 3 条確認できた。いずれも北西-南東走向で 65～70 °で西に傾斜し，それぞれ厚さは約　5 m，0.3 m で，1 条はせん断面は不明瞭である。この付近には，既往資料にも南側の津谷川断層と平行する断層記載があり，それに相当するものと考えられる。認められた主なものは，破砕帯を挟むせん断面が明瞭で，上盤，下盤ともに乱れは認められない。踏査においては，植生，被覆層で露頭が覆われ観察不能である場合が多いが，確認した露頭では平行葉理面などの初生構造が明瞭で，地質構造の乱れや破砕は観察されなかった。このほかの地区では，徳仙丈山北西側の大森山西斜面の林道沿

いの千松層分布地で北東-南西走向で 60〜90 °西に傾斜するせん断帯を認めた。せん断帯の幅は 1〜2.5 m程で，割れ目の開口があり表層からの流入粘土が侵入している。林道の切土斜面であるため表層の緩みがあり明瞭なせん断帯ではない。

現段階では地表踏査のみの結果であるが，稲井層群内の断層は破砕範囲が明瞭で分布する数も限られるものと考えられる。

①平磯層
　砂岩優勢層。葉理面、節理面は明瞭である。横川沿いでの露頭では被覆部もあるが、断層破砕帯等は認められない。

②吹越層
　津谷川右岸に認められる砂岩優勢層。東に 30°程で傾斜する層理面は連続しており乱れはない。岩塊も堅硬である。



③吹越層、伊里前層
　津谷川左岸の採石場。主掘削面の地層に大きな地層の食違い、破砕帯は認められない。しかし、対面の小切り取り面には写真③-1、③-2 の断層が見られる。

③-1
採石場に見られる断層。幅約 5m程で北西-南東方向の走向で 65° 西に傾斜する。破砕帯を挟むせん断面は明瞭で、上盤、下盤側に乱れは無い。
既往資料に示される津谷川沿いの断層と位置的にも近似する。

③-2
採石場に見られる断層。幅約 30cm程で N24° W 64° W の走向傾斜を示す。断層を挟むせん断面は明瞭で、上盤、下盤側には乱れは無い。

③-3
③-2 の破砕帯近景。断層粘土の割合が多い。

④伊里前層
　採石場の東側の曽坊堂の沢沿い。層理面、節理面は明瞭である。層理面に乱れは無く連続して一定している。

⑤伊里前層
　大神宮山南側斜面。葉理面が発達する泥岩であるが接触変成作用を受け非常に硬質である。地層の乱れや破砕帯は認められない。

断層・破砕帯

地表地質踏査の結果，岩盤の節理や小規模な破砕帯は見られるものの，メートル規模の断層破砕帯はほとんど認められず，前述のように大森山の林道で 2 条，津谷川に近い平山付近の採石場で 3 条の計 5 条を確認したのみである。確認した断層を表 2.10 にまとめる。また，露頭の様子を写真 2.9〜2.13 に示す。

確認した断層は露頭で認めたもので，その露頭での長さを表中の「位置と露頭での長さ」にまとめた。しかし，日本では植生や土壌が断層を含む地層を広く被覆しており，断層の連続性を追うことは困難である。人為的な植生や土壌の大がかりな剥取りは，概査として行う調査では地元への配慮を含めて通常行うことができない。このため，以下を考慮して主となる断層を想定した。

現地で認めた断層： 断層は，小さいものも含めて直線的な 1 条とは限らず，近傍ではそれぞれが関係しあって分布している。

周囲の地質の不連続性： 地層が不連続である場合，その間に断層が通過して地層をずらしている可能性ある。

既往の調査資料： 過去に他者が断層を確認している可能性があり，過去の調査者の判断がある。

地表地質踏査の結果をまとめた地質平面図を図 2.144 に，地質縦断図を図 2.145 に示す。地質平面図では踏査の結果を検討して位置を推定し，主となる断層を赤い破線で示した。断層は，“岩石の破壊によって生じる不連続面のうち，面に平行な変位のあるもの” とされる。赤い破線は，ここで地層を大きくずらしている，またはずらしているであろうという線である。表中の「想定断層の長さ」には，この赤い破線の長さをまとめた。確認断層番号 1〜3 は採石場で認めた断層であるが，このうち番号 2 は赤い破線に近く方向性も似ており規模も大きいため，主段層に近い断層と判断した。確認断層番号 1，3 も主断層に関連したものと考えられる。一方，確認断層番号 4，5 は，規模は小さいが同系統の断層が並んでおり，また，地質の不連続性から南側に示される同系統の既存資料が示す断層で説明できることから断層を判断した。

表 2.10: 確認断層一覧

確認断層番号	図幅名	位置	走向傾斜	破砕幅（m）	断層粘土厚さ（m）	断層長さ※		特記事項	写真番号
						露頭での長さ	想定断層の長さ		
1	馬籠	平山（採石場）	N24° W 64° W	0.3	0.3	約10m	7.0+km（地質の連続性から推定）	・採石場跡。断層面は明瞭。NW-SEの断層方向から津谷川断層系と推定。 ・地形には表れない地質断層。	1284 1282
2			N25° W 65° W	5..0	0.8	約30m		・番号1と同系統で最も厚い破砕帯を有する。 ・地形には表れない地質断層。	1285
3			N48° W 70° W	1.0	数cm（網目状）	約7m		・番号1と同系統であるが、断層面が明瞭ではない。 ・地形には表れない地質断層。	1290
4	津谷川	大森山西斜面	N36° E 90°	2.5	数cm（網目状）	約5m	2.5+km（地質の連続性から推定）	・節理未発達の泥質岩中の破砕帯。断層面は不明瞭で発達割れ目を断層の走向傾斜とした。 ・地形には表れない地質断層。	1270 1268
5			N60° E 60° W	1.0	-	約5m		・番号4と隣接。 ・地形には表れない地質断層。	1271

※ 断層長さ

日本では、一般に植生や土壌の被覆により露頭条件が悪く断層露頭を追跡して長さを計測することは難しい。断層自体も人為的に表土や植生を除去しなければ判らないことも多い。そして、断層そのものも分岐や隣接する他の断層に乗り移りながら続くことも一般的である。一方、断層は規模の小さいものも含めれば多く認められ、応力を長い期間受け脆性的に壊れやすい古い地質には多い傾向がある。地質図では、確認した断層の規模、方向性および性状を考え、地質の不連続性や構造、既存の調査資料（地質図など）を参考にして断層を推定し、マッパブル（基図の縮尺で表せる）なものを赤の破線で示した。表中の断層長さのうち、「位置と露頭での長さ」は露頭で認められる断層の長さを示し、「想定断層の長さ」は地質平面図に赤い破線で示した断層の長さとした。

断層番号 1

ph-1284
曽坊堂西側採石場
吹越層中の断層
厚さ20～30cmの断層ガウジが見られる。

ph-1282
ph-1284断層ガウジ
礫を含む粘土状。
N24W° W64° W。

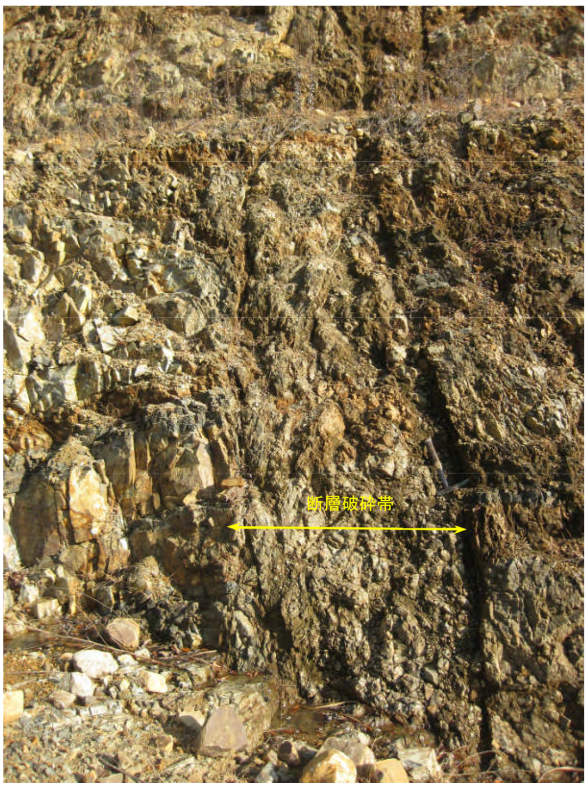
写真 2.9: 確認断層番号 1 の露頭の様子

断層番号 2

ph-1285
曽坊堂西側採石場
吹越層中の断層
幅5mほどで、断層礫、ガウジが見られる。走行はNW-SE系で西に高角で傾斜する。

写真 2.10: 確認断層番号 2 の露頭の様子

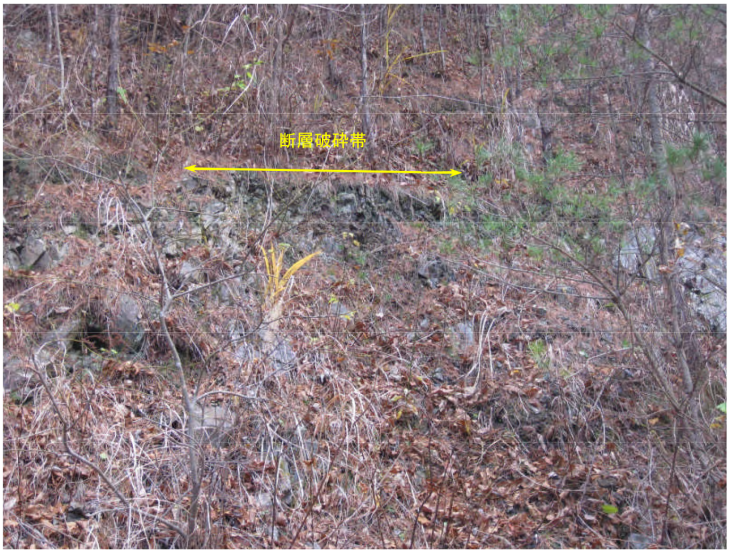
断層番号 3



ph-1290
曽坊堂西側採石場
吹越層中の断層
断層面は波打つが破砕帯
が形成される。破砕部は礫
状が多い。

写真 2.11: 確認断層番号 3 の露頭の様子

断層番号 4



ph-1270
大森山西側斜面
千松層(後期二畳系)中の
破砕帯
写真左右の硬質泥質岩中
に厚さ2.5mの破砕部を挟

ph-1268
ph-1270破砕部近景
表層からの流入粘土も含
むが、破砕質であり粘土を
挟む。

写真 2.12: 確認断層番号 4 の露頭の様子

断層番号 5

ph-1271
大森山西側斜面
千松層（後期二畳系）中の
破砕帯。
写真奥の硬質部に対し写
真手前は破砕質となる。粘
土の挟みは見られない。

写真 2.13: 確認断層番号 5 の露頭の様子

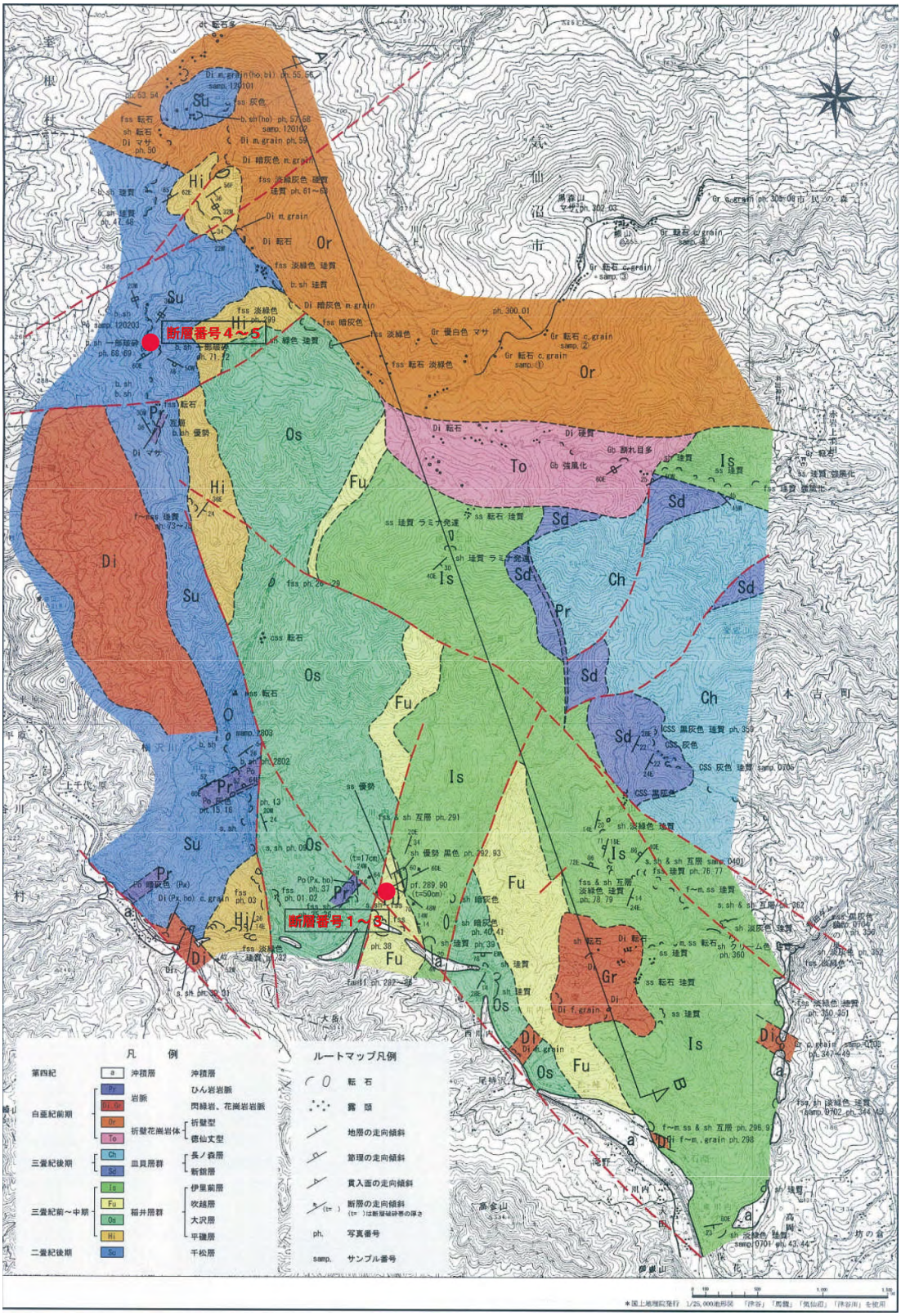


図 2.144: 地質平面図 (稲井層群)

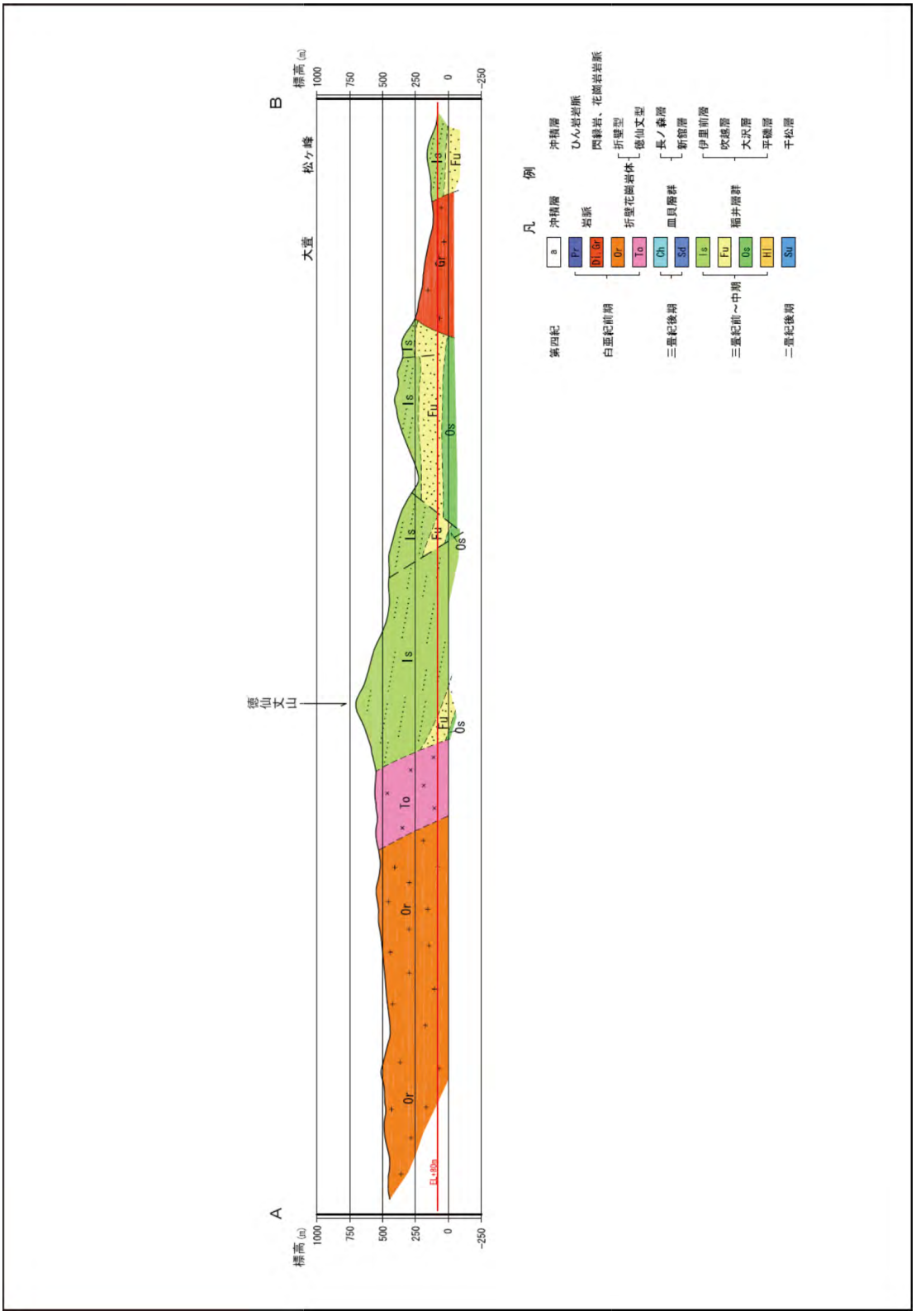


図 2.145: 地質断面図（稲井層群）

地質の物性値

現時点では、稲井層群における物理探査や岩石試験は未実施のため，地質の物性値などに関する資料を直接には得ていない。公開既往資料も非常に少ないが，検層によるP波速度 (Vp) や[1]，変形係数 (Esb)，単位体積重量 (γ)，および一軸圧縮強度 (qu) が[2]示されている。

P波速度 (Vp)：	Vp=5,510 m/s	(深度 34 m〜100 m，伊里前層)
変形係数 (Esb)：	Esb=1739.6〜2473.0MN/m^2	(深度 5.00〜10.60 m，CM級岩盤)
単位体積重量 (γ)：	γ =26.6〜26.84 kN/m^2	(深度 4.00〜10.35 m，CM級岩盤)
一軸圧縮強度 (qu)：	qu=68.50〜227.4 MPa	(深度 4.00〜10.35 m，CM級岩盤)

これらの物性値については，花崗岩体と同様の値を示している。

[1] http://www.kyoshin.bosai.go.jp/cgi-bin/kyoshin/db/siteimage.cgi?0+MYGH12+kik+def

[2] http://www.thr.mlit.go.jp/road//kouji/kouji-kyouryou/41_R45_ooiwakubosawa/ooiwakubosawa_houkoku.pdf

2.1.9 ILC 想定ルート沿いの探査結果

弾性波探査結果から，ILC 想定深度である標高 110m には硬岩が分布していると予測できる。電磁探査結果は，場所によって割れ目の頻度が異なる可能性を示唆している。

平成 29 年度までの調査位置を図 2.146 に示す。調査結果を参考にして ILC 想定ラインの調整を繰り返してきたため，全ての調査位置が必ずしも一直線上に並んでいるわけではないが，大きくずれてもいない。ここでは，北上花崗岩体の全容を見るために，電磁探査と弾性波探査の結果を一直線上に投影した地質縦断面図を図 2.147 に示す。また，中央部の約 28 km 区間の弾性波速度構造を図 2.148 に示す。

電磁探査の結果からは，ILC の想定標高である 100 m 付近ではほぼ全域で比抵抗が数 1,000 Ω·m であるが，局所的に低比抵抗領域があることがわかる。比抵抗が割れ目の頻度に関係しているとすれば，割れ目の頻度が場所によって異なる可能性を示唆していることになる。

弾性波探査の結果からは，LC の想定標高の弾性波速度が遅くなるのは土被りの小さくなる河川横断部に限られ，ほぼ全域で 5 km/s 以上と非常に硬質な岩が分布していることが分かる。

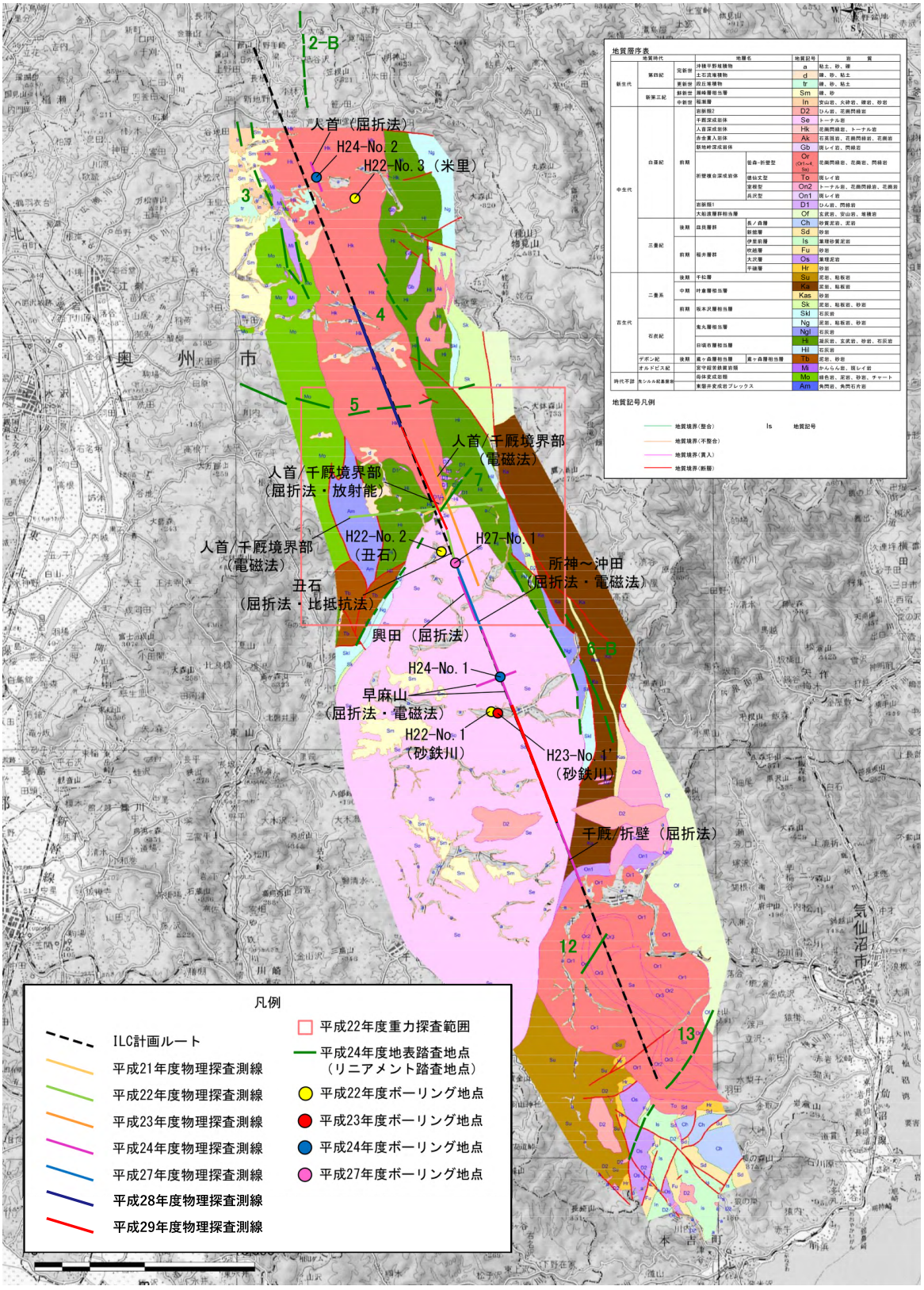


図 2.146: 既往調査位置図

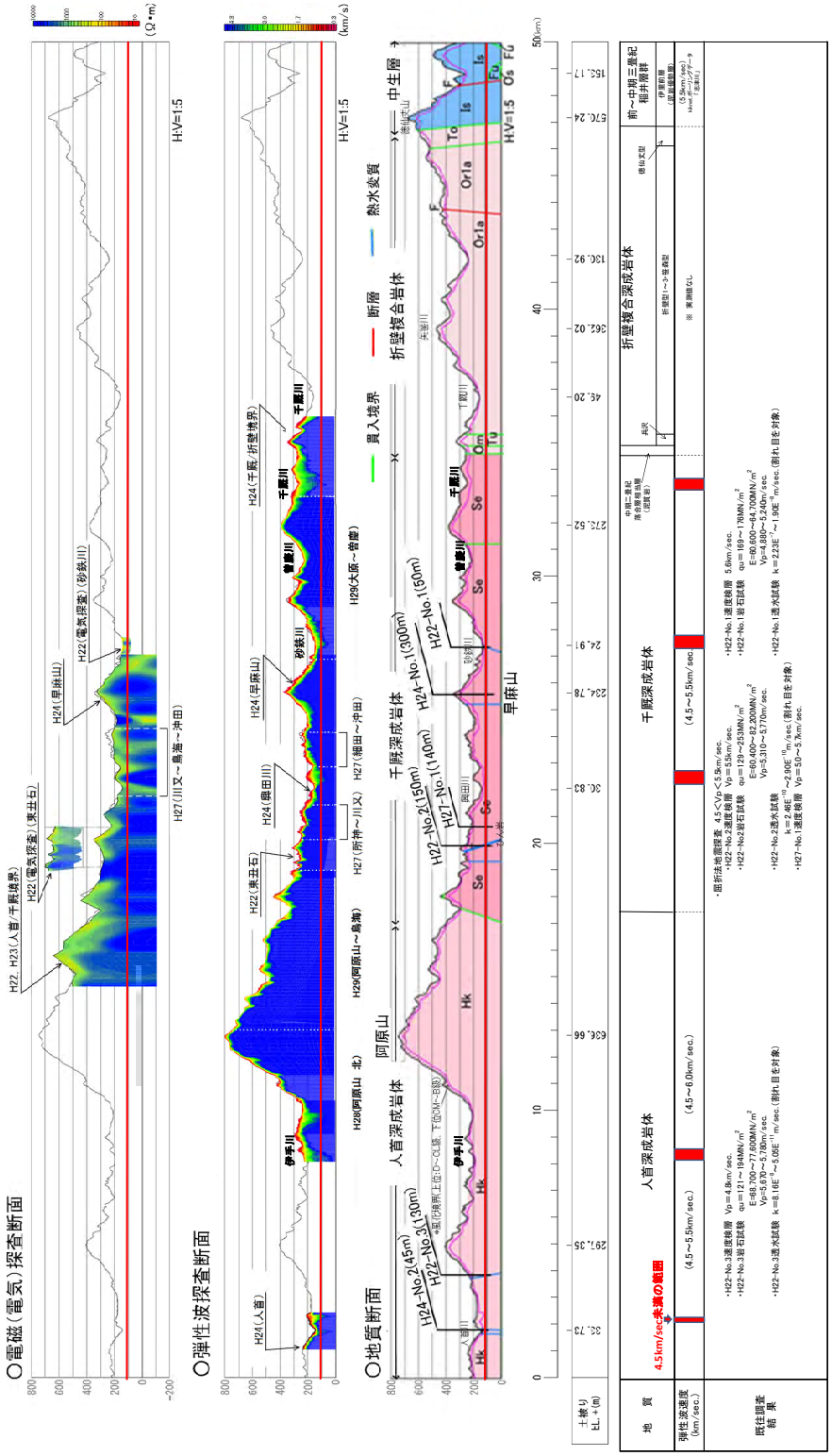


図 2.1.47: 地質縦断面図

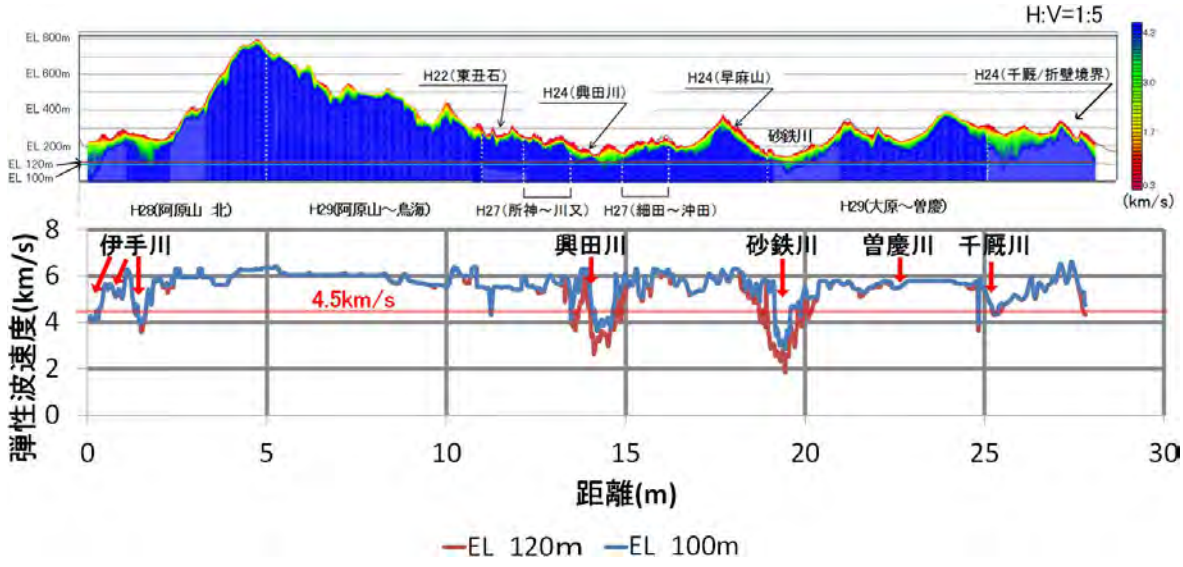


図 2.148: 中央部 28km 区間の弾性波速度構造

2.2 岩体構造・地層境界や断層位置

トンネルや地下空洞を施工する際には，小土被り河川横断・地質境界・大土被り・断層破砕帯等が問題となり得るが，これまでに得られた調査結果の中に，深刻な問題になりそうな要因は見つかっていない。

2.2.1 トンネル施工性からみた地形・地質上の課題

本ルートの地形・地質条件において，トンネル施工上の課題となる区間を，各種項目毎に抽出した（図 2.149）。施工上の課題として取りあげた項目は，地質条件によっては，施工の難易度が極めて高くなることが予想されることから，事前調査の結果をもとに，岩盤状態の良否を事前に想定し，トンネル施工上の地質リスクを抽出し対策を検討することが重要となる。以下 a〜d に施工上の課題として取りあげた項目とその対象区間を示す。

a. 小土被り河川横断　対象区間：人首川，興田川，砂鉄川

本ルートには，河川直下を小土被りで横断する区間が 3 箇所存在する。横断する河川の川幅は 10 m にも満たないが，河川水がトンネルへ流入する事態が発生すると，大規模な対策が必要となる。また，小土被り区間は，一般的にグランドアーチ（トンネルの緩み領域の外側より上部の土かぶり荷重を周りの地山へ伝達するアーチ状の領域）が形成されにくく，未固結地山や風化岩盤が厚く堆積している場合は，トンネル自体の自立が困難になることも予想される。そのため，トンネル上部の地山状況（新鮮岩盤の厚さ，亀裂状況），トンネルレベルでの切羽の自立性を事前に確認することが必要となる。

b. 地質境界　対象区間：人首岩体–千厩岩体，千厩岩体–折壁岩体，折壁岩体–稲井層群

本ルートの地質は，3 種類の花崗岩体（人首・千厩・折壁岩体）と堆積層（稲井層群）で構成されている。各花崗岩体は，形成された時期が異なることから，境界部は貫入の影響で亀裂の発達や変質等の可能性がある。ここでは，地表踏査および物理探査の結果から，トンネルレベルでの地質境界面の状況，貫入岩体に起因する変質の有無などを推定し，施工時の不安定現象の発生について検討する。

c. 大土被り　対象区間：阿原山，仙丈徳山

本ルートには土被り 500 m 以上の区間が 2 区間存在する。土被りが大きな箇所は，一般的に土圧が高いことから，高圧湧水や山はねの発生が懸念される。そのため，対象区間の水文，地質境界面や亀裂などの岩盤状況を事前に確認することが重要となる。

d. 断層破砕帯

本ルート周辺では，8 条のリニアメントを地表地質調査によって確認したが，施工上，大きなトラブルを引き起こす大規模な断層破砕帯の存在は確認されていない。しかし，小規模な破砕帯やそれに起因する派生断層，熱水変質による弱層部などについては，事前に検証が必要となる。

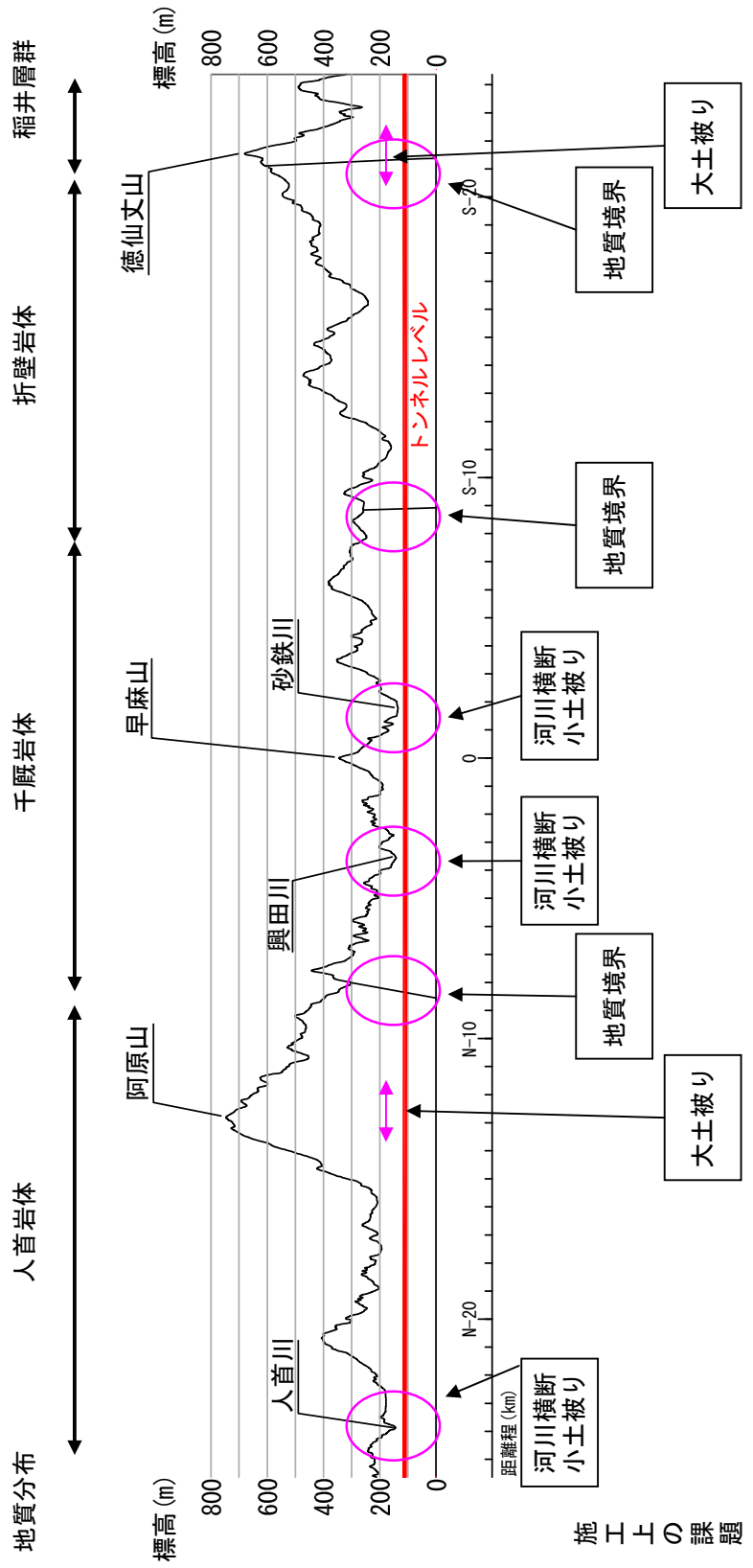

地質分布
人首岩体
千厩岩体
折壁岩体
稲井層群
標高 (m)
800
600
400
200
0
阿原山
人首川
興田川
早麻山
砂鉄川
徳仙丈山
トンネルレベル
N−20
N−10
0
S−10
S−20
距離程 (km)
施工上の課題
河川横断小土被り
地質境界
大土被り
河川横断小土被り
地質境界
河川横断小土被り
地質境界
大土被り

図 2.1.49: 縦断図

2.2.2　対象区間の岩盤評価と施工の難易度について

a. 小土被り河川横断区間

人首川横断区間

人首川付近で実施したボーリング調査結果を図 2.150 に示す。ボーリング結果によると，トンネル深度 (GL120m：ボーリング深度 20 – 26m 付近) 周辺は，CM 級主体の新鮮な花岡岩が分布している。一部亀裂が発達する CL 級岩盤が挟在するものの，上部に新鮮な岩盤が分布していることから，施工への影響は小さいと考えられる。また，トンネル上部岩盤は若干亀裂が見られるものの，透水性は小さく (透水係数：1.27×10^{-6} m/s) 亀裂の連続性も確認できないことから，河川水が流入する可能性は極めて低いことが想定できる。以上のことから，人首川横断区間の施工は，大規模な対策工を用いることなく，施工可能と判断できる。

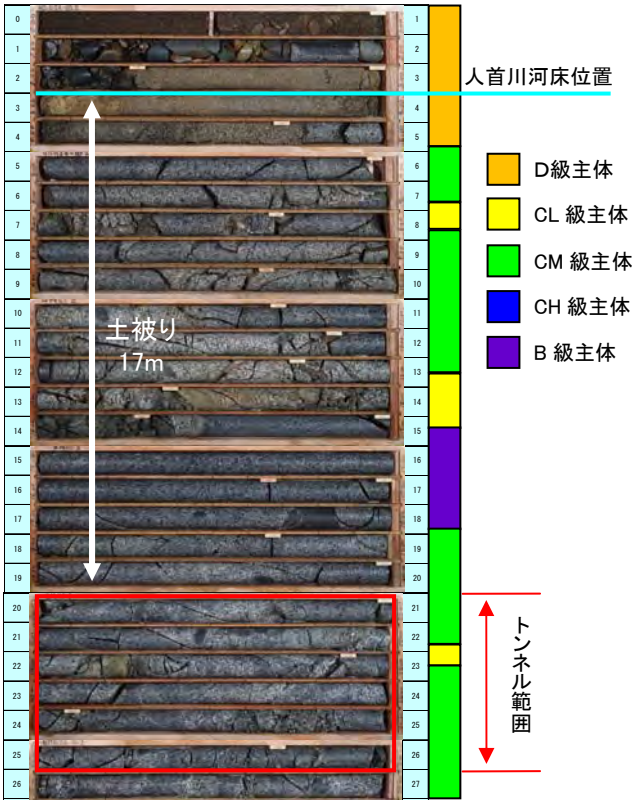


図 2.150: 人首川付近ボーリング調査結果

興田川横断区間

興田川付近で実施した弾性波探査の結果を図 2.151 に示す。弾性波探査結果によると，興田川直下のトンネル深度には，弾性波速度 4.8 km/s 以上の岩盤が分布している。また，赤色系が示す低速度の岩盤は，周辺地域に比べて薄いことが明らかとなった。この結果により，興田川直下は，風化岩盤（マサ) が薄く，新鮮な岩盤が地表面付近まで分布している可能性が高いことが想定される。トンネルレベルの岩盤だけでなく，その上部にも亀裂の少ない新鮮な岩盤の分布が期待できることから，トンネル掘削による河川水の流入や天端の崩壊等の危険性は極めて低いと判断できる。これより，通常の施工方法で掘削可能であると想定される。

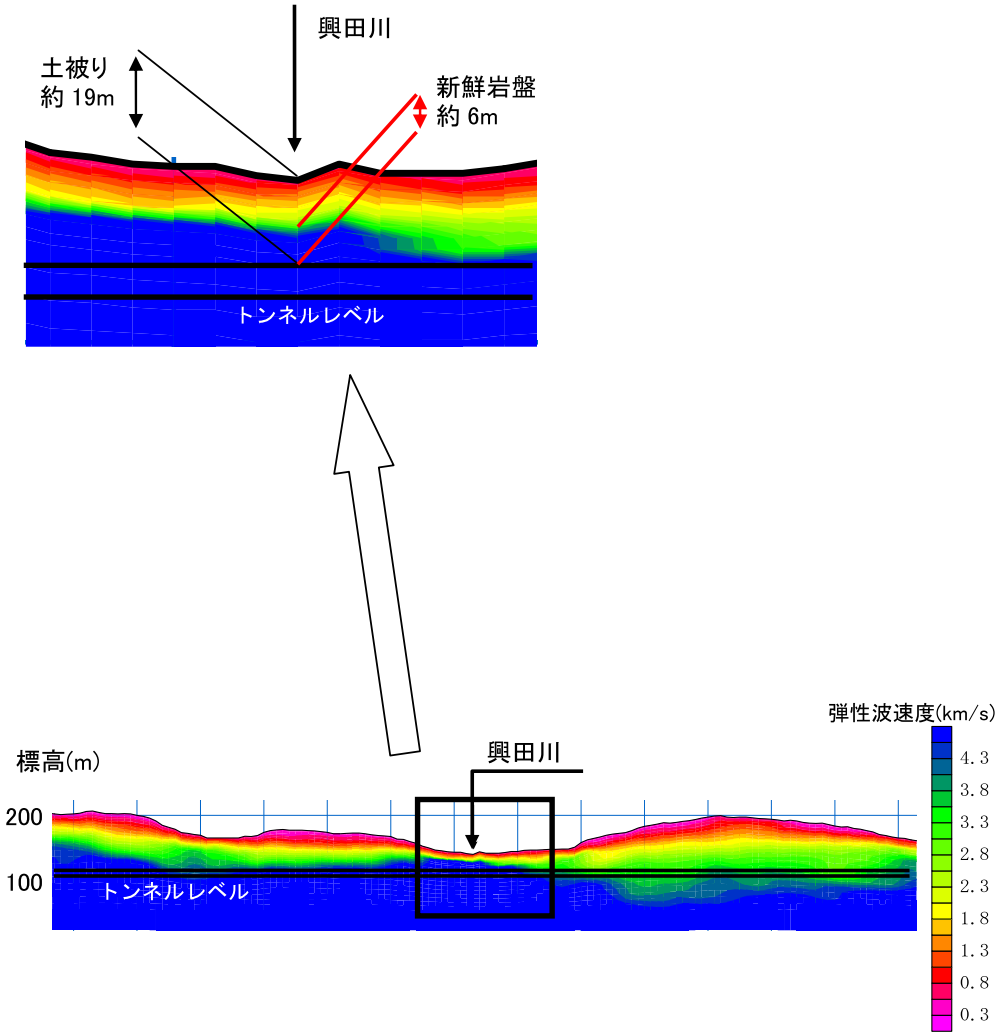


図 2.151: 興田川付近弾性波探査結果

砂鉄川横断区間

砂鉄川横断区間周辺で実施したボーリング調査結果を図 2.152 に示す。ボーリング結果によると，砂鉄川周辺は，地表面下 7 m まで風化の影響が及んでいるものの，その下部は新鮮な花崗岩が分布していることが確認できる。さらに，トンネル範囲 (ボーリング深度 12 – 18 m) には新鮮な花崗岩が分布し，その上部 6 m も亀裂のない安定した岩盤が分布していることも確認できる。コア写真で示す B ～ CH 級の岩盤は，亀裂が非常に少なく，透水性は小さいものと推定できる。よって，砂鉄川直下の掘削により，河川水が流入する可能性は低いと判断できる。

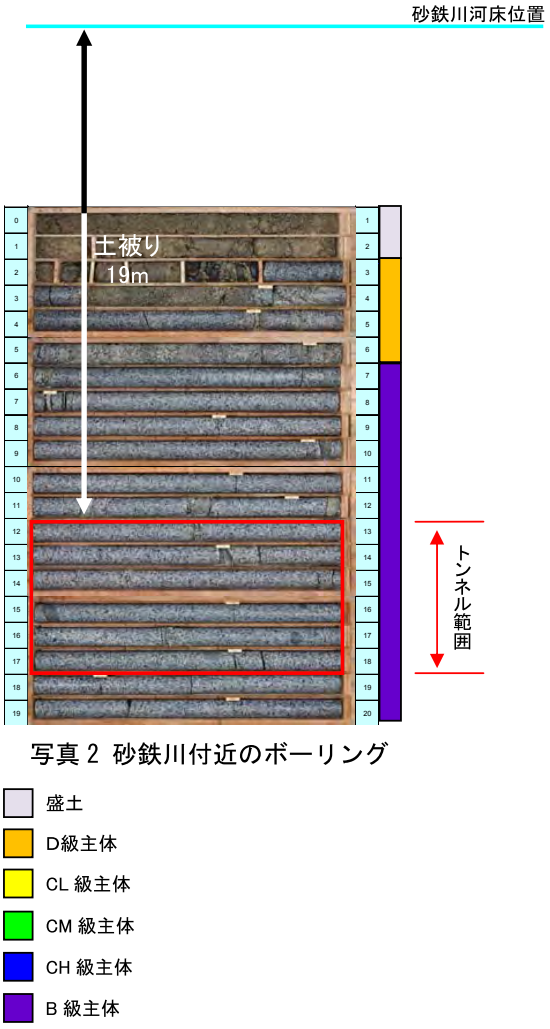


図 2.152: 砂鉄川付近ボーリング調査結果

b. 地質境界

人首岩体 – 千厩岩体 境界部

境界部周辺で実施した弾性波探査の結果を図 2.153 に示す。調査の結果，人首岩体（北部）と千厩岩体（南部）は，地下で接しており，境界部は新鮮な岩盤 (P 波速度 5 km/s 以上) が連続していることが判明した。境界部に劣化した岩盤（例えば亀裂が密集する岩盤）が存在した場合は地下深部まで低い P 波速度が連続するが，調査結果では，堆積岩類が分布する箇所以外は，高い P 波速度が地下深部に連続している。以上のことから，トンネルレベルには安定した岩盤が広く分布し，亀裂の発達や，熱水変質による粘上化は部分的に存在する程度だと想定され，地質境界部の施工に大きな問題はないと考えられる。

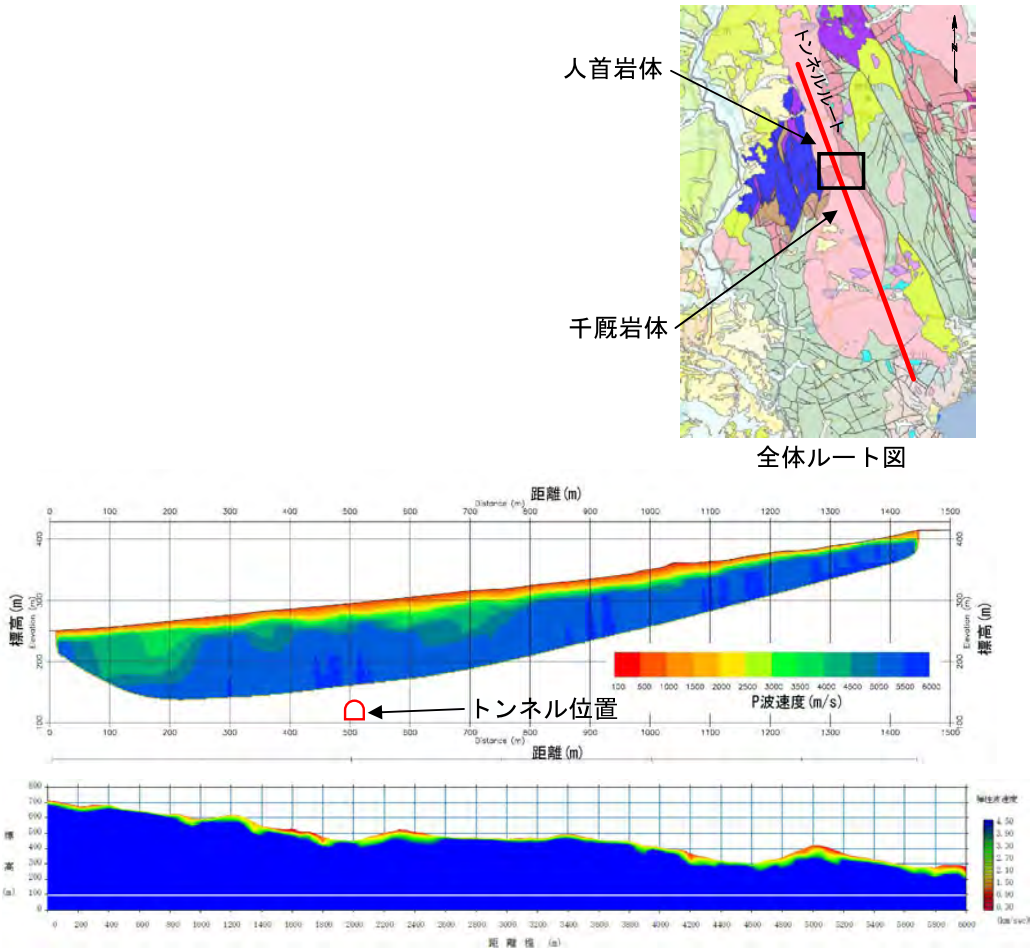


図 2.153: 人首岩体 – 千厩岩体 境界部付近の弾性波探査結果：ILC 想定ルート直交方向（上），および想定ルート方向（下）

千厩岩体 – 折壁岩体 境界部

境界部周辺で実施した弾性波探査の結果を図 2.154 に示す。ルート上には，北部に千厩岩体，南部には折壁岩体が分布し，両者の間には古生層の堆積岩類（泥質岩）が分布する。堆積岩類は，対象地域の北東にかけて広く分布するものの，ルート上では限られた区間のみの分布であり，地下深部への連続性は不明である。弾性波探査の調査結果からは，トンネル高さ（標高 120 m 付近）には，概ね良好な岩盤（P 波速度 4.8 km/s 以上）の分布が明らかとなった。探査範囲の北部（距離程 300 – 900 m 付近）には，P 波速度の低下が認められるものの，P 波速度は 3.5 – 4 km/s 程度であることから，施工に大きな影響を与える劣化岩盤が分布する可能性は低い。亀裂の少ない新鮮な岩盤に比べ，亀裂が発達し強度が低下している可能性はあるものの，広範囲にわたり断層による破砕や粘上が含まれる岩盤が形成されている可能性は極めて低い。以上のことから，境界部周辺に劣化した岩盤が広く分布することはないと想定される。

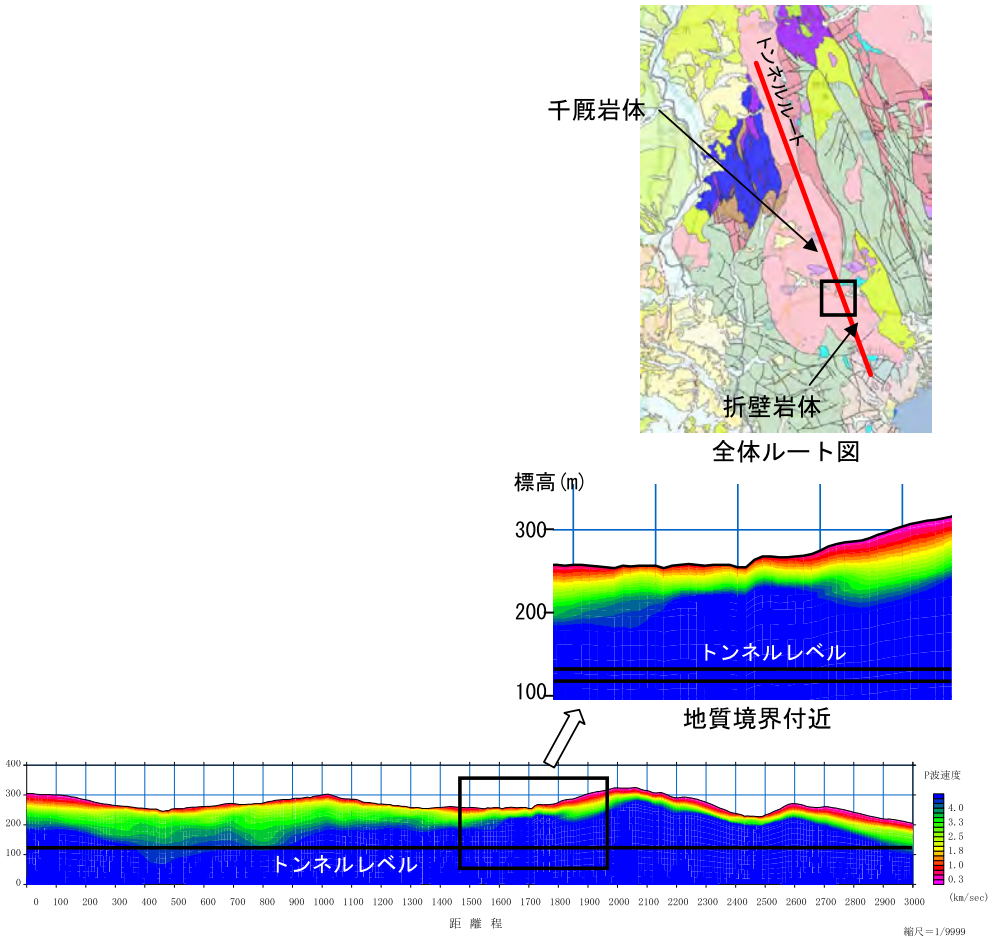
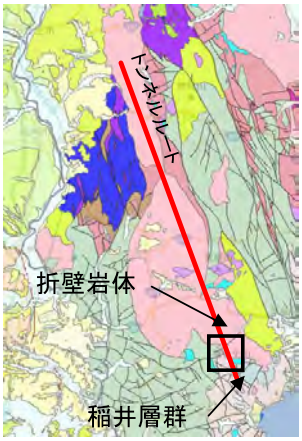


図 2.154: 千厩岩体 – 折壁岩体 境界部付近の弾性波探査結果

折壁岩体 – 稲井層群 境界部

境界部周辺の地質平面図と縦断図を図 2.155 に示す。折壁岩体と稲井層群の境界部は，北部に徳仙丈型の深成岩類（斑レイ岩主体)，南部に石灰質泥岩（伊里前層) が分布する。地表踏査の結果，両者の分布範囲に断層や変質帯は確認されず，概ね良好な岩盤が分布すると考えられる。特に，石灰質泥岩は，深成岩類の影響を受けてホルンフェルス化し，非常に緻密で硬質な岩盤であることを確認している。また，深成岩類は，露頭における岩盤状態を確認することはできなかったが，転石により硬質な岩盤であることを確認している。以上のことから，境界部周辺に劣化した岩盤が広く分布することはないと想定され，施工時に大きな問題が発生する可能性は低いと考えられる。

石灰質泥岩
（非常に緻密で硬質）



全体ルート図

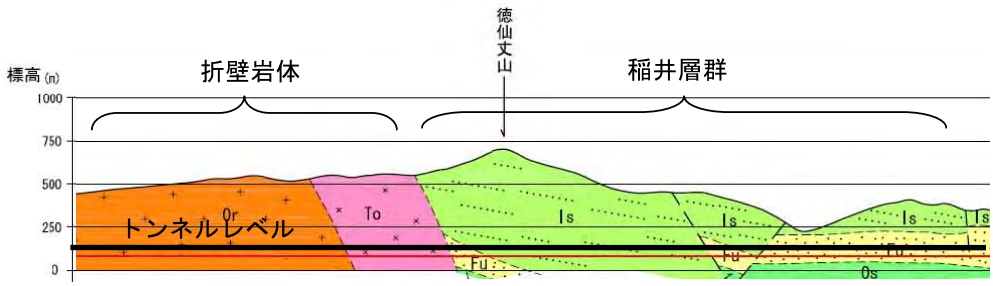


図 2.155: 折壁岩体 – 稲井層群 境界部付近の地質縦断図

c. 大土被り

阿原山・徳仙丈山

土被りが 500 m 以上となる阿原山，徳仙丈山区間の縦断図を図 2.156 に示す。最も土被りが大きい箇所は阿原山区間の 630 m（想定ルート上の最高点) で，500 m 以上の土被りを有する区間は，阿原山区間で約 2.4 km，徳仙丈山区間で約 0.6 km 連続する。阿原山区間の地質は人首岩体が広く分布し，徳仙丈山区間の地質は堆積岩類の稲井層群が分布する。現時点の調査結果からは，断層破砕帯等の劣化した岩盤は存在せず，均質な花岡岩体および堆積岩類が分布すると考えられる。大土被り区間では，劣化した岩盤や湧水帯が存在した場合，上圧や胚胎される地下水量が大きいことから，一般部に比べて大規模なトラブルに発展しやすく，事業全体に大きな影響を与えてしまう。しかし，阿原山区間では大規模な断層破砕帯等の存在は確認されていないことから，施工に大きな影響を与えるトラブルは発生しないものと考えられる。また，土被り 500 m を超える箇所では，山はねの発生が懸念される。上越新幹線の大清水トンネルでは，土被り 500 m を超える付近で山はねの兆候が見られ，1,000 m を超えると多発した事例が報告されている。本ルートでは最大土被りが 630 m であるため，山はねが多発する可能性は低く，発生しても数 cm 程度の岩片が山はねとして剥離する程度だと考えられる。このレベルであれば，鋼製支保工の採用等で十分対応可能であり，施工に大きな影響を与えることは無いと考えられる。

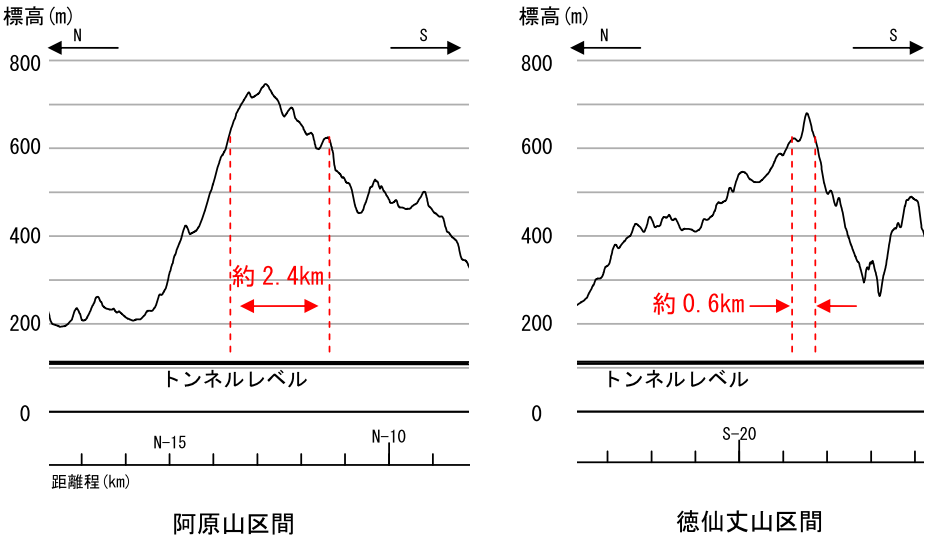


図 2.156: 大土被り縦断図

d. 断層破砕帯

北上サイトでは，断層破砕帯の有無を調査するために，リニアメントを抽出し，地表踏査を実施した。ルート周辺リニアメントの位置図を図 2.157 に，また，ルート周辺で確認した露頭の写真を図 2.158 に示す。表 1.2 にまとめてあるように，地表踏査によって抽出したリニアメントの主たる成因は地質境界や崖錐堆積物の浸食境界があることが判明したことから，施工上課題となる規模の断層破砕帯はルート周辺には存在しないと考えられる。したがって，小規模断層や熱水変質に起因する弱層部断層などの不連続面については，ルート全般にわたり施工中の調査により検証することとなる。

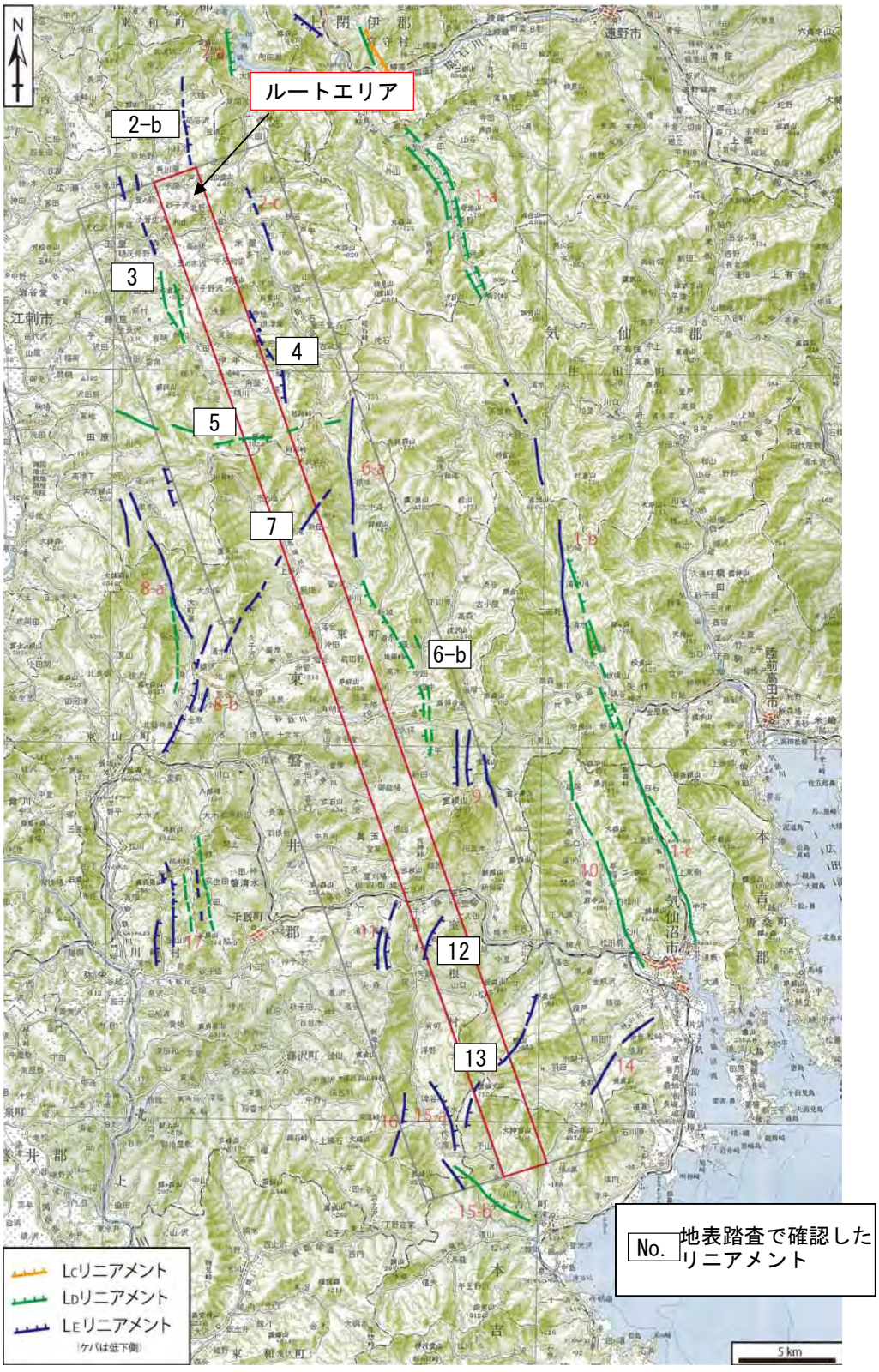
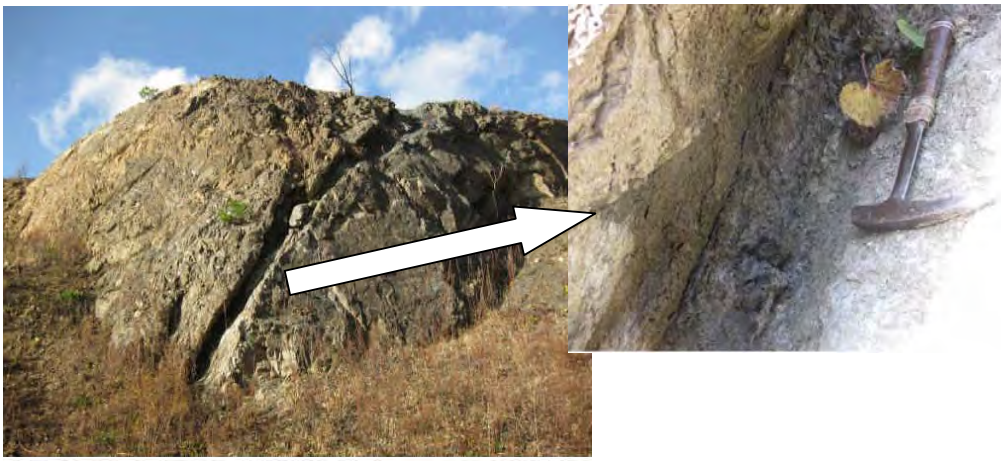


図 2.157: ルート周辺のリニアメント位置図

【熱水変質による劣化岩盤】
変質により粘土化している。
変質の幅は約 2m。周辺の岩盤は新鮮
な硬質岩盤。

【小断層】
幅 30cm 幅の小断層。断層面は明瞭
で、断層内部は破砕されて一部粘土
化。断層面の上・下盤に乱れはない



【花崗岩の風化：マサ化】
風化によりマサ化している。ハン
マーで容易に崩れる程度の強度。

図 2.158: ルート周辺の露頭写真

その他：ルート周辺の鉱山について

ルート周辺に現在稼働中の鉱山はない。かつての採掘位置は全てが古生層の堆積岩分布域に位置し，花崗岩体中の鉱床は存在しない。鉱床の成因は花崗岩類の貫入による石灰岩中のスカルン鉱床が多く，主な産出鉱物は金・銀・銅・鉛・亜鉛・鉄・タングステン・モリブデン等である。

坑道の影響

鉱山の坑道位置を詳細に把握した資料がないことから坑道の分布は不明であるが，ルートに最も近い北部の赤金鉱山では標高 250～700m に坑道が分布するとの報告がある。ILC トンネルのレベルは標高 110～130m 程度であることから，坑道の存在がトンネル施工に影響を与えることはないと考えられる。

有害な重金属を含む掘削ズリの対策

花崗岩体中を通る区間については，掘削ズリに有害な重金属が含まれる可能性は低いと予想できる。周辺の鉱山は埋蔵量が枯渇したことにより廃坑となっているため，鉱床と呼ばれる規模で重金属が含まれる可能性は低いと思われる。しかし，ルート南部の堆積岩類中を通過する区間については重金属を含むズリ（鉱化変質ズリ）の発生が懸念される。また，地表踏査により小規模の貫入岩脈やそれに伴う熱水変質が確認されていることから，鉱化変質ズリ発生の可能性も忘れてはならない。そのため，当該区間のトンネル掘削に際しては，鉱化変質ズリのを想定して，掘削ズリの処理方法を検討しておく方が安全である。

鉱化変質ズリの処理方法は，これまでの施工事例（三遠南信道路三遠トンネル，第二東名蓬莱トンネル等）を参考とする。一般的には，遮水シートで鉱化変質ズリを覆い，雨や地下水の浸透・浸出を防止する「遮水工封じ込め（図 2.159）」が多く採用されていることから，この処理方法を基本案として諸条件に応じた処理方法を検討する。

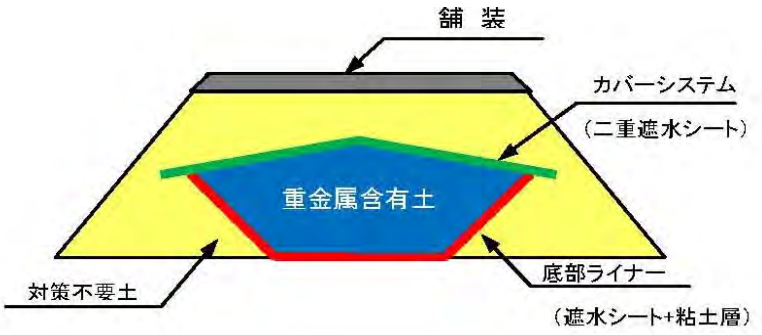


図 2.159: 遮水工封じ込め

3　振動 (3.11 前後の比較)

3.1　常時微動

東北地方太平洋沖地震の前後で，観測される常時微動に変化はない。

国立天文台江刺地球潮汐観測施設は ILC 計画ルートのほぼ直上に位置しており，人首岩体内に阿原山の中腹の花崗岩に横坑を掘り，地球潮汐によって地球が変形する様子を観測している。非常に静かな環境で，地面の伸び縮みを 10m につき 0.01 μ m (10^{-9} ひずみ) の変化まで観測可能である。また東北大学大学院理学研究科・地震噴火予知研究観測センターの「大東観測点」は千厩花崗岩体に属し，ILC 衝突点のやや南の直上近傍に位置している。この 2 箇所の観測施設には 15 mHz の低周波領域まで測定可能な精密地震計が設置されており，常時地盤振動の観測がなされている。

図 3.1(左) は，沿岸部の波浪 (脈動) が小さい時の例として，東北地方太平洋沖地震のほぼ 1 年前である 2010 年 3 月 9 日 00:00〜00:16 におけるパワースペクトル密度 $[(\mathrm{m/s})^2/\mathrm{Hz}]$ を表示したものである。赤い線は大東観測点で，黒い線は江刺地球潮汐観測施設で観測された値を示す。同様に図 3.1(右) は，同じ 2 つの観測点でのパワースペクトル密度を周波数で積分したパワースペクトル $[(\mathrm{m/s})^2]$ を示す。図 3.2 は，波浪 (脈動) の大きな時の例として，2010 年 3 月 9 日の 5 日後の 3 月 14 日における両地点でのパワースペクトル密度と周波数積分パワースペクトルを同様に示す。ここで先ず特徴的なことは，沿岸部から距離がある北上山地にもかかわらず，波浪の影響が明瞭に見えていることである。このこと自体が北上山地ではバックグラウンドとなる雑微動が極めて少ないことを示している。しかも変動の絶対値は極めて小さく，加速器の運転には全く影響を及ぼさない。東北地方太平洋沖地震のほぼ 1 年後である 2012 年 3 月 17 日と同 19 日の観測結果を示す図 3.3，図 3.4 を図 3.1，図 3.2 とそれぞれ比較すると，地面振動のパワーススペクトルは東北地方太平洋沖地震の前後でほとんど変化していないことが分かる。

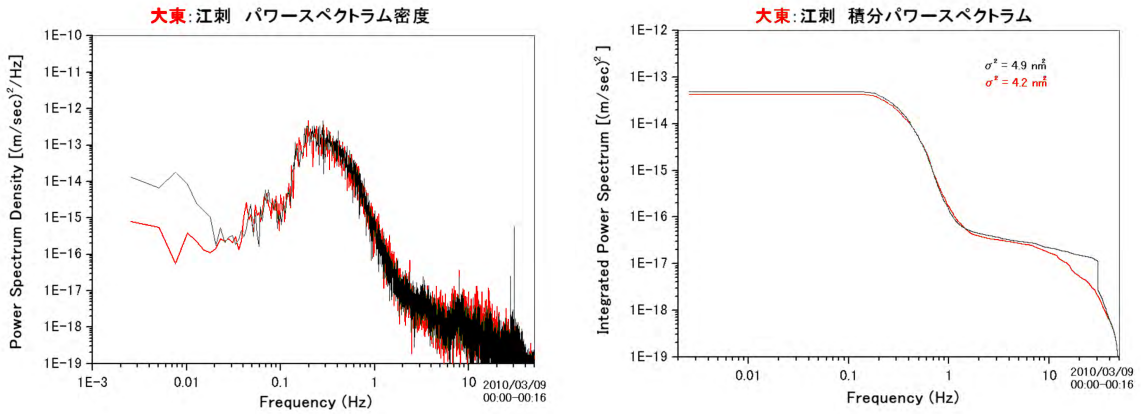


図 3.1: 東北地方太平洋沖地震前の波浪 (脈動) が小さい時のパワースペクトル密度 (左) とパワースペクトル (右)

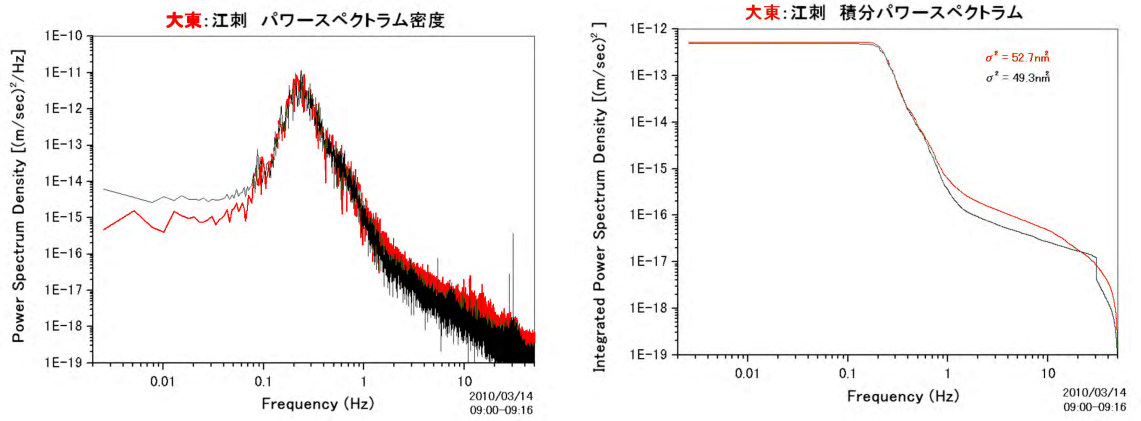


図 3.2: 東北地方太平洋沖地震前の波浪 (脈動) が大きい時のパワースペクトル密度 (左) とパワースペクトル (右)

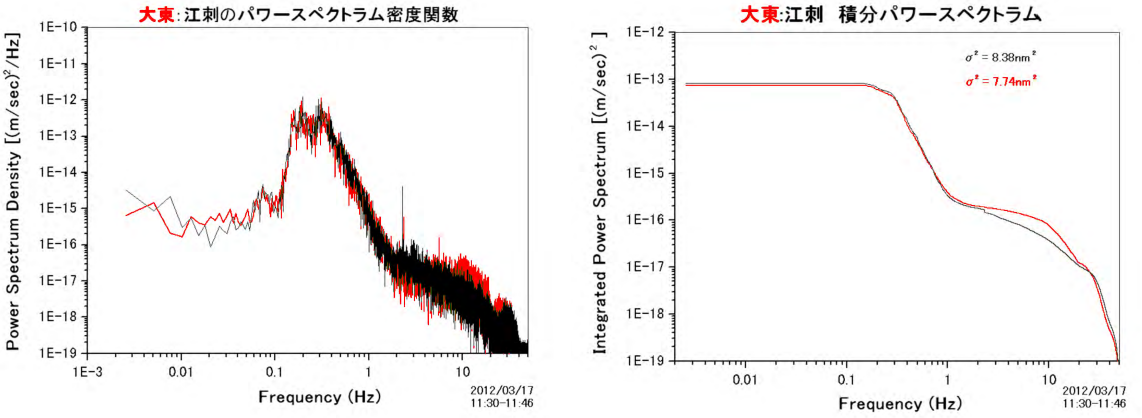


図 3.3: 東北地方太平洋沖地震後の波浪 (脈動) が小さい時のパワースペクトル密度 (左) とパワースペクトル (右)

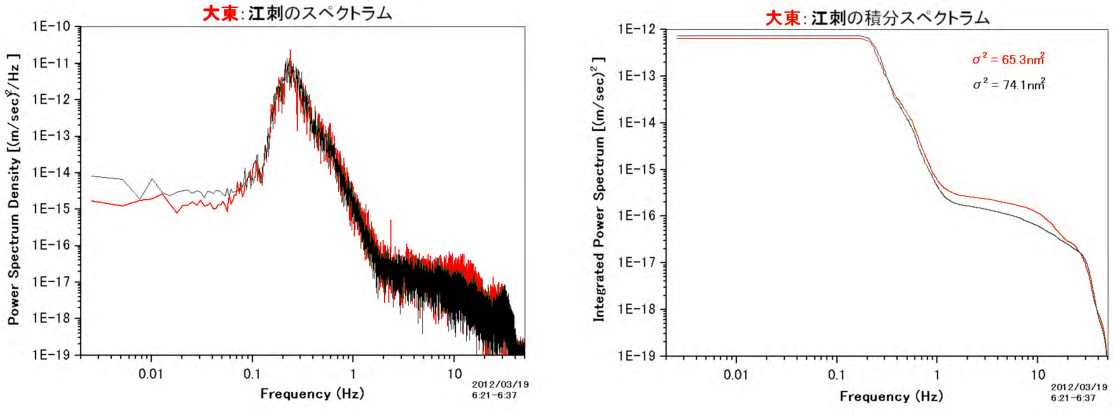


図 3.4: 東北地方太平洋沖地震後の波浪 (脈動) が大きい時のパワースペクトル密度 (左) とパワースペクトル (右)

4　地殻歪み と 地殻応力 (地圧)

北上山地の地殻ひずみ

ILC 想定ルート周辺の北上山地は，日本列島全体の中でも地殻ひずみが小さい地域であり，地盤の安定性も良好であることが推察される。

日本列島はプレート境界に囲まれており，そのプレートの水平運動の影響を受けているため，列島全体に水平方向の応力が大きく分布する傾向にある。図 4.1 は，日本列島の地表付近の地殻応力の状態が推定できる「地殻ひずみ」と地殻応力の圧縮軸をプロットしたもの (Yokoyama et al. 2003 に加筆) である。日本列島に設置されている三角点 (一等，二等) 約 6,000 点を，過去約 100 年間にわたり継続的に測量して得られたひずみの分布を現している。赤い線が圧縮ひずみの主軸を示し，線の長さは相対的なひずみの大きさを示している。また，太い線は実際に測定された地殻応力の最大圧縮応力軸を示し，赤い線は 100 m 以浅，黒い線は 100 m 以深のデータを示す。ILC 想定ルート周辺の北上山地における地殻ひずみは，日本列島全体から見てもその絶対値がかなり小さめであり，地盤の安定性も良好であることが推察される。

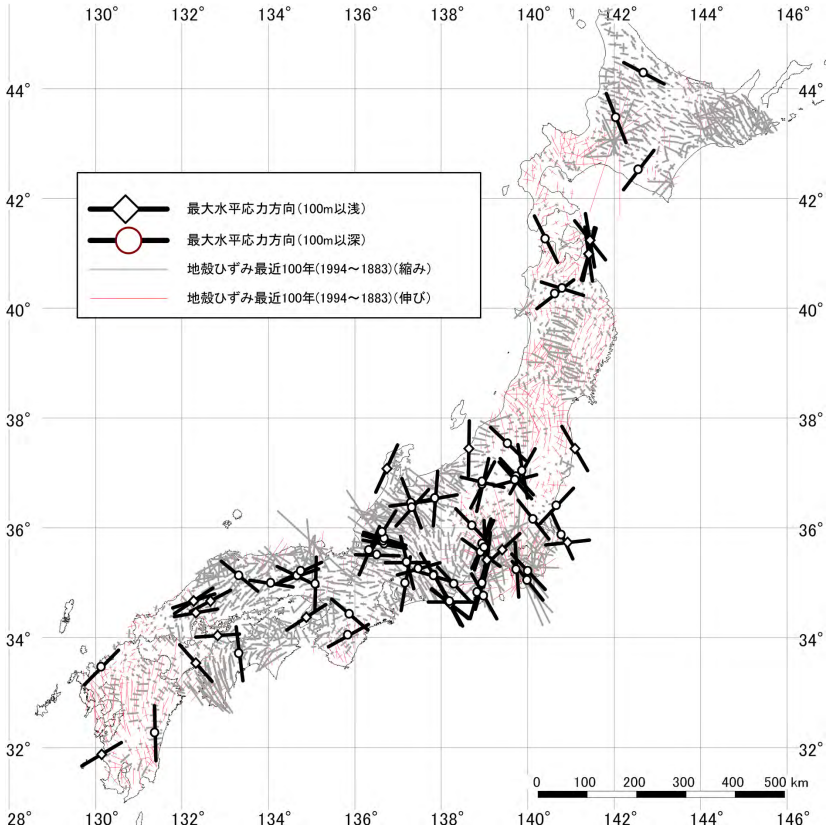


図 4.1: 三角測量による 100 年間の地殻ひずみと測定された地殻応力の方位

東北地方太平洋沖地震前後の地殻ひずみ

仮に東北地方太平洋沖地震よりも前に北上山地に ILC が建設されていたとしても，地殻の歪みによって ILC 施設に致命的な被害が生じた可能性は低いと考えられる。地震後の余効変動でも北上山地の地盤はほぼ一体となって動いており，また，その変動も急速に減少してきている。

国土地理院・電子基準点 (GPS) のデータを用いて，東北地方太平洋沖地震前後の地殻ひずみについて調べた。時系列で与えられる各基準点の緯度・経度から，Hubeny の公式を用いて水平変位量を求めた。

図 4.2 に，東北地方太平洋沖地震前の 1 年間 (2010 年 1 月 1 日〜2011 年 1 月 1 日) の水平変位量 (m) とひずみ速度 (/年) を示す。北上山地のひずみ速度は非常に小さいために，1 年間のデータでは精度に問題があるが，東西方向に圧縮されている傾向が見られ，図 4.1 と矛盾しない。

図 4.3 に示すように，東北地方太平洋沖地震では NW–SE 方向に引き延ばされている。(この図のみ，ひずみのスケールが他の図の 4 倍になっている。) 引張ひずみの量は，海側から内陸へ行くにしたがって小さくなっている。図中に太い青実線で示されている 50 km の ILC トンネルが建設済みであったならば，トンネルは数 10 cm 伸びる (10^{-5} のひずみ) と同時に，反時計回りにわずかに回転したと考えられる。東北地方太平洋沖地震の際に J-PARC の周長 1.6 km のトンネルには 4cm 程度の変形が生じている。J-PARC のリング型トンネルと ILC の直線トンネルでは変形の影響が異なるかもしれないが，ひずみの大きさとしては同程度である。ILC 計画地域よりも海側にある久慈の石油備蓄基地や釜石鉱山において地下空洞に目立った損傷がなかったことも考え合わせると，仮に東北地方太平洋沖地震よりも前に北上山地に ILC が建設され，地震時に運転中であったとしても，ILC 関連施設に致命的な被害が生じた可能性は低い。

東北地方太平洋沖地震直後から 1 年間の基準点の水平変位量 (m) とひずみ速度 (/年) を図 4.4 に示す。この図から余効変動の様子を見ることができる。仮に 50 km の ILC トンネルが地震の前に建設済みであったならば，地震直後の 1 年間に 10 cm ほど縮み，東に凸の曲げが生じたと考えらる。曲げの量は，衝突点から 25 km 先の北端を見たときに左手方向に約 5 cm，同じく 25 km 先の南端を見たときに右手方向に 2〜3 cm 動いて見える程度である。この程度の変形であれば，加速器の運転には偏向磁石の調整等で対応できると考えられ，加速器の再アライメントさえも不要である可能性が高い。

東北地方太平洋沖地震の 1 年後から 1 年間の基準点の水平変位量 (m) とひずみ速度 (/年) を図 4.5 に示す。ひずみ速度の方向は地震発生直後から同じ傾向を示すが，その大きさは急激に小さくなっていることが分かる。

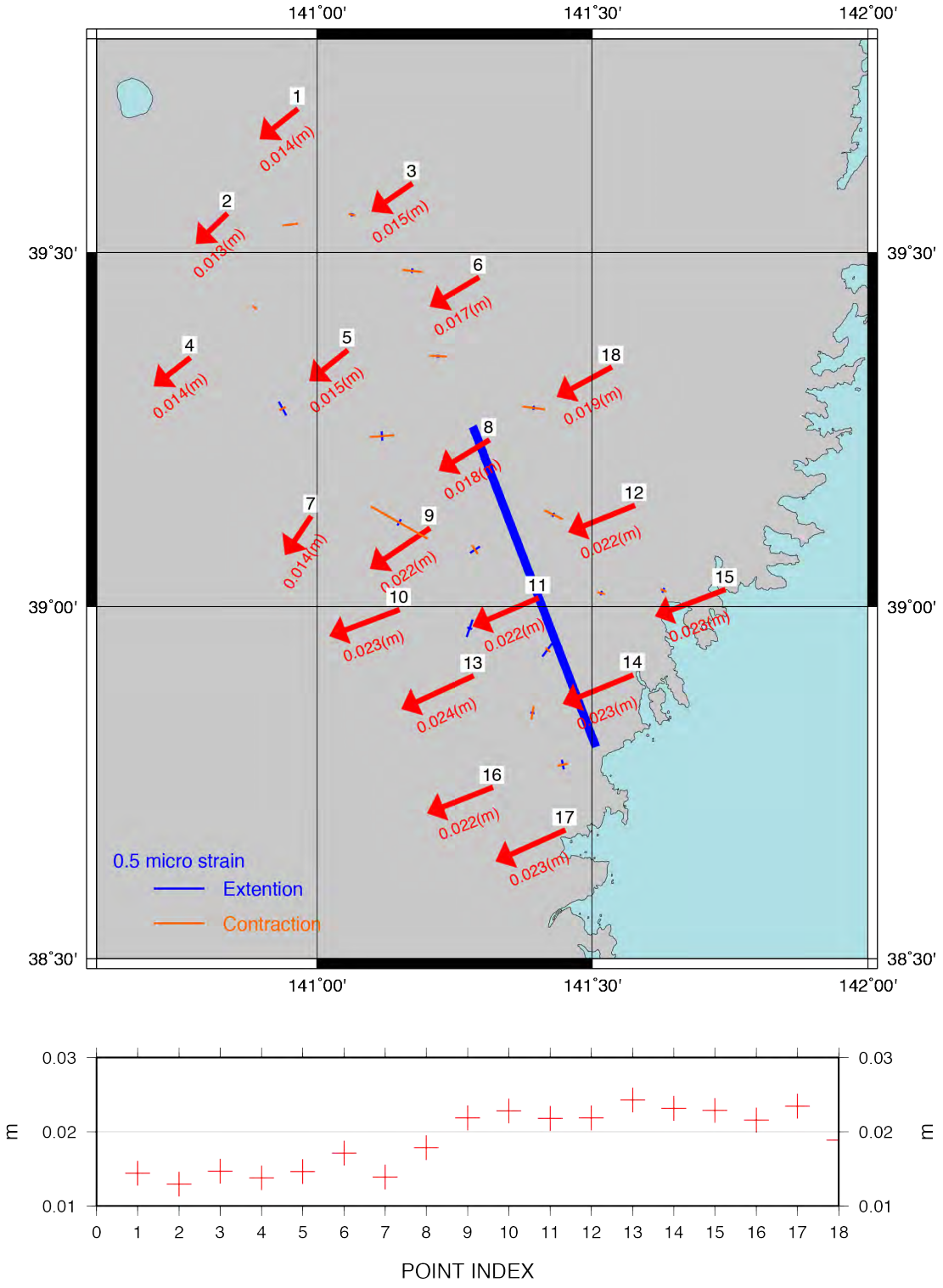


図 4.2: 2010 年 1 月 1 日～2011 年 1 月 1 日の基準点の水平変位量 (m) とひずみ速度 (/年)

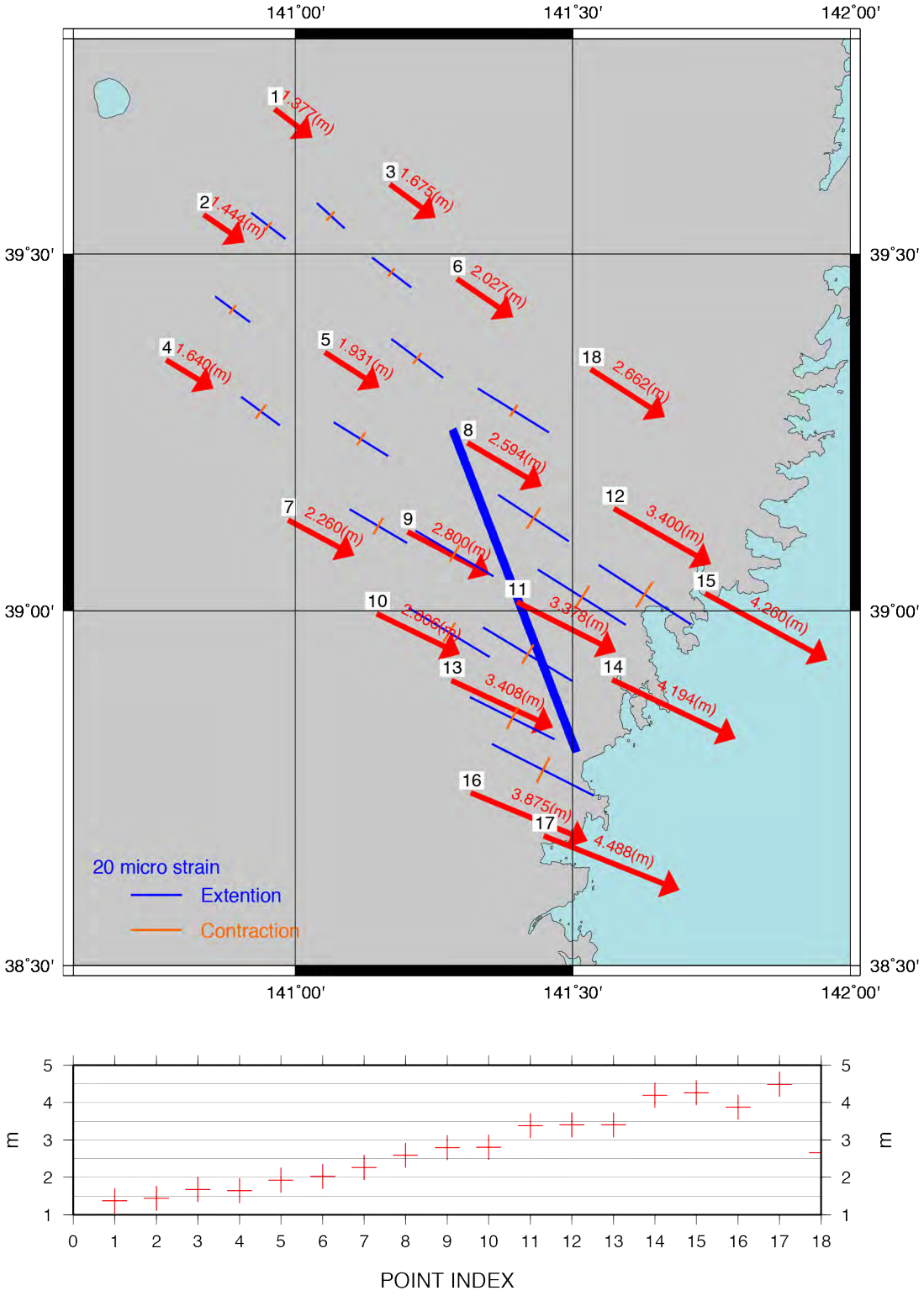


図 4.3: 東北地方太平洋沖地震 (2011 年 3 月 10 日～2011 年 3 月 12 日) の基準点の水平変位量

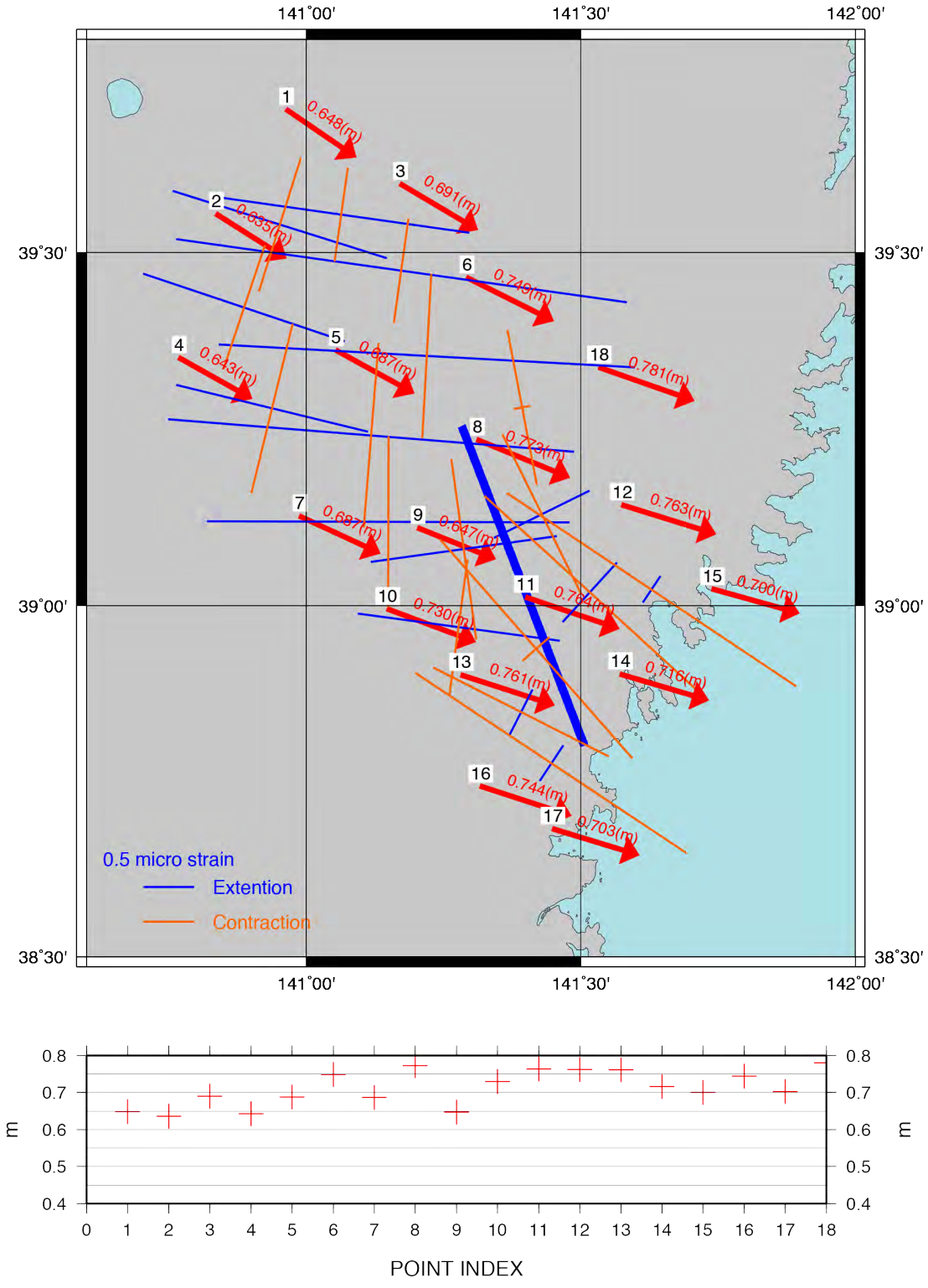


図 4.4: 2011 年 3 月 12 日～2012 年 3 月 12 日の基準点の水平変位量 (m) とひずみ速度 (/年)

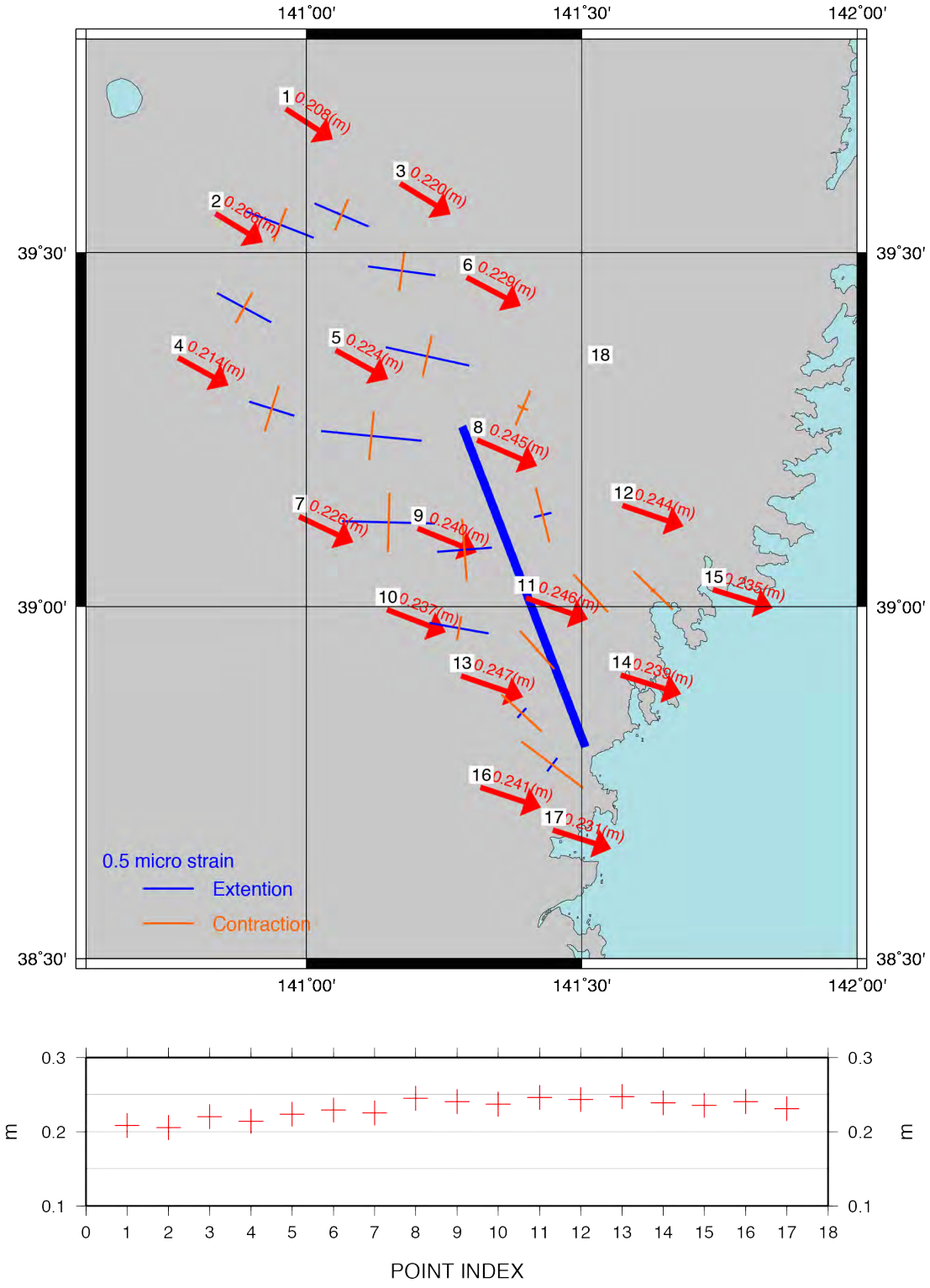


図 4.5: 2012 年 3 月 12 日～2013 年 3 月 12 日の基準点の水平変位量 (m) とひずみ速度 (/年)

余効変動の変化の様子を見るために，基準点 5 (花巻)，9 (水沢)，13 (岩手川崎) の水平変位量の時間変化を調べた。図 4.6 に，2ヶ月毎の変位量の推移を示す。花巻から岩手川崎を結ぶ直線は，ILC 想定ラインを北西へ 20km ほど移動させるとほぼ一致するが，花崗岩体の中ではない。この図から，余効変動は急速に落ち着いてきていることがわかる。また，55km 離れた地点でも余効変動の大きさはほぼ同じである (相対変位は非常に小さい) こともわかる。これは，ILC 計画ルート周辺の地盤が，一体となって動いていることを示している。

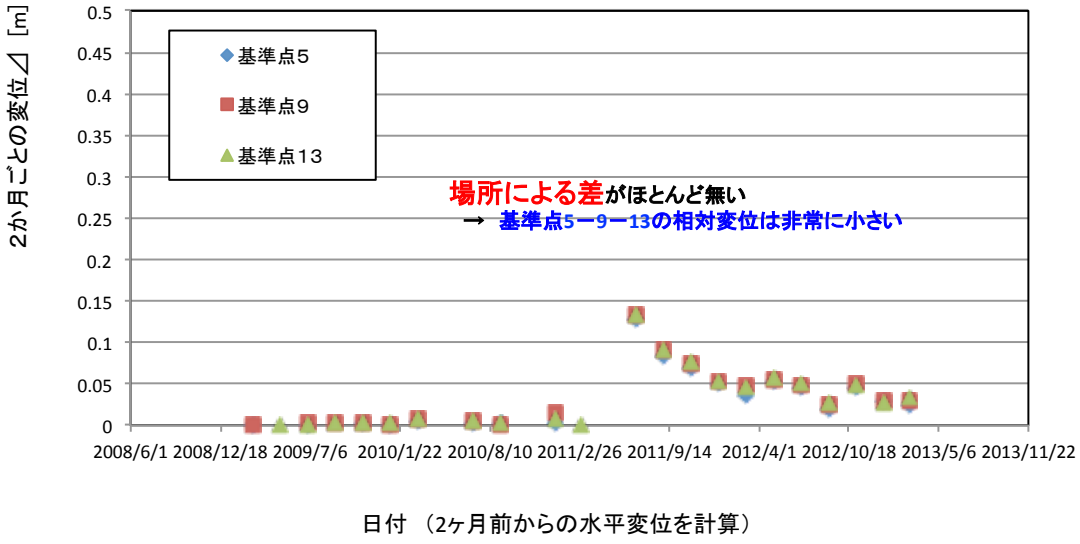


図 4.6: 余効変動の推移

衝突点候補地における地殻応力

早麻山において，水圧破砕法により、深度 200m から 300m での水平応力を 6 深度で測定した (図 2.102)。この深度は，衝突実験ホールが建設される標高に相当する。測定の結果，最大主応力は 9.45〜10.72 MPa、最小主応力は 5.11〜6.10 MPa の値が得られた。最大主応力の方位は、平均的には NW-SE 系である。最大主応力は被り圧の 1.3〜1.8 倍、最小主応力は被り圧相当あるいはそれより小さめの値である。図 2.103 からわかるように，この結果は国内での既往の測定値とよく一致しており，東北地方太平洋沖地震の影響で特異な地殻応力状態になってはいないことを確認できた。