

博士論文

砂岩中のレンズ状空隙と地下水流動の関係
—高知県土佐市における秩父帯鳥巢層群の例—

Lenticular Pores and Groundwater Flow in Sandstone
-An Example of the Torinosu Group, Chichibu Belt
in Tosa City, Kochi Prefecture -

2021年3月

須内寿男

山口大学大学院創成科学研究科

要 旨

高知県土佐市谷地（やつじ）地区で，地表地質踏査，電磁探査（CSAMT 法），オールコア・ボーリング，地下水検層などによって地下水源が見いだされた．ボーリングコアには，方解石脈の溶解によって形成されたとみられる特徴的なレンズ状空隙の密集がみられた．レンズ状空隙の多く見られるゾーンは，空隙率が高く P 波速度の遅い部分と対応している．同時に地下水検層における比抵抗値の変化の大きいゾーンにも対応しており，地下水流動層の深度ともほぼ一致する．これらのことから，レンズ状空隙の多いゾーンは，透水性の高さにも寄与していると推測される．ボーリング地点付近には NNW-SSE 方向の急傾斜の断層や割れ目帯が推定される．ボーリング近傍に掘削された井戸（深度 150m）の水および周辺の沢水の一般水質と酸素水素安定同位体比の分析結果より，レンズ状空隙は，1km 程度南方の標高 300m 以上の流域から割れ目を通じて浸透した，方解石に不飽和な地下水によって形成されたと推定される．以上のことから，砂岩中のレンズ状空隙の密集帯は溶解ゾーンを示しており，地下水流動経路の指標として応用地質学上重要な地質要素の一つとなることが期待される．

目次

1. 序論	1
1.1. 研究の背景	1
1.2. これまでの研究	3
(1) 方解石脈の溶解による高透水性ゾーン形成の事例	3
(2) 濁沸石の溶解による高透水性ゾーン形成事例	6
(3) 方解石で充填された亀裂の透水特性の事例	10
1.3. 研究の目的	12
1.4. 本論文の構成	12
2. 地形・地質	13
2.1. 地形	13
(1) 概要	13
(2) 地形解析	14
2.2. 地質	23
(1) 概要	23
(2) 地質構造	25
3. 調査結果	29
3.1. CSAMT 法による比抵抗構造	29
(1) 測定方法	29

(2) 解析方法.....	29
(3) 解析結果.....	30
(4) 解釈.....	37
3.2. 岩相.....	39
3.3. 地下水流動区間.....	45
3.4. P波速度および空隙率.....	50
3.5. 原位置での空隙の状態.....	51
3.6. 沢水と井戸水の水質.....	52
(1) 一般水質.....	52
(2) 酸素と水素の安定同位体比.....	56
4. レンズ状空隙の特徴.....	57
4.1. ボーリングコアにみられるレンズ状空隙.....	57
4.2. 微細組織.....	60
5. 考察.....	66
5.1. レンズ状空隙の形成過程.....	66
5.2. レンズ状空隙の透水性.....	67
5.3. 地下水の起源と地下水流動経路の形成.....	71
5.4. レンズ状空隙の発達と地形発達史.....	73
6. レンズ状空隙の応用地質学的意義.....	79
6.1. 岩盤の透水性の指標.....	79

6.2. 岩盤の強度低下の指標	80
7. 結論	81
引用文献	83
謝辞	87

1. 序論

1.1. 研究の背景

高知県土佐市谷地（やつじ）地区では，地下水源（毎分 0.017m^3 ）が見いだされるとともに，ボーリングコアで砂岩中の鉱物脈には扁平な空隙の発達を確認された．本論ではこのような空隙を，形態的な特徴から，レンズ状空隙と呼称する．これらの空隙は，割れ目を充填する鉱物脈の溶解によって形成されたことから，成因的には以下に述べる「溶脱孔隙」に含まれる．

硬質岩盤の透水性は，二次孔隙の発達しやすい炭酸塩岩などを除き，基本的に割れ目の分布，開口の程度，連結性などにより規制されている（田中ら，1996）が，硬質岩盤において割れ目以外の空隙が地下流体の浸透性に寄与している事例の報告は，石油や天然ガスの貯留岩を除けば限られている．石油探鉱の分野においては，石油天然ガスの貯留岩となっている炭酸塩岩や火山岩に発達する溶脱孔隙の例が多数報告されている（島津，1982；鈴木・大沢，1987；大久保，2001；大久保ら，2003；八幡・稲葉，2014 など）．例えばアブダビの上部ジュラ系炭酸塩貯留岩では，一部の石灰岩におけるモールド孔隙の形成が報告されている（鈴木・大沢，1987）．日本国内では，新潟県中央部のガス田を構成する中新統流紋岩質火山岩の熱水変質に伴う火山ガラスおよび長石の溶脱孔隙の形成が報告されている（八幡・稲葉，2014）．地熱貯留層に関しても，花崗岩中の亀裂表面の石英や長石類が熱水により溶解して透水性を増加させるという実験例が報告されている（小島ら，1994）．石灰岩地域においては地中の水が飽和帯（地下水面下の部分）と不飽和帯（地下水面より上の部分）の2種類の貯留場に存在し，後

者では雨水による石灰岩の溶解が進んでいることが明らかにされている（日本地下水学会，2000）。

以上の例は岩石組織を構成する鉱物や碎屑粒子が溶脱して形成された孔隙の例である。しかし方解石脈など鉱物脈の溶解と透水性の関係については，報告例が比較的に少ない。国内では自閑ら（2008）による方解石脈の溶解と透水性の関係，二木ら（2009）による濁沸石脈と岩盤透水性の関係についての検討事例，竹村ら（2010）による方解石で充填された花崗岩の亀裂の透水性に関する報告がある。これら3つの事例については次節でやや詳しく述べる。

本論では，ボーリングコアとスキャン画像の観察，およびコアの鏡下観察に基づいて，レンズ状空隙の性状と特徴を詳しく記載する。さらに，地下水検層と電磁探査（CSAMT法），井戸から採取された地下水および周辺沢水の一般水質分析および酸素水素安定同位体比分析データ等を加えて，レンズ状空隙の形成と透水性の増大，さらには地下水の流動経路の形成について考察する。

なお本論では，断層や節理など透水性に寄与する不連続面について，これらを区別する必要のない場合は総称して割れ目と呼ぶ。

1.2. これまでの研究

(1) 方解石脈の溶解による高透水性ゾーン形成の事例

自閑ら（2008）は、岐阜県に建設中であった徳山ダムの基礎岩盤に発達する方解石脈の溶解により高透水性ゾーンが形成されている事例を紹介した。自閑ら（2008）によれば、カーテングラウチング施工時にボーリングコア観察, ボアホールカメラ観察を行った結果, 調査段階で高透水性の要因と考えていた酸化以外に方解石脈の溶解による高透水ゾーンが水理地質構造に大きな影響を与えていることがわかった（図 1.2.1, 1.2.2, 1.2.3）。岩盤の透水性は, ダムの地質調査で一般的なルジオンテスト*により評価されている。

溶解帯（図 1.2.4）は, 上位の酸化帯でできた硫酸や炭酸が地下水とともに下方に移動して, 海底に噴出した玄武岩溶岩流の表層沿いに形成された冷却節理を充填した, 方解石脈を溶解して形成されたとしている。

*ルジオンテストとは, 注入法による単孔式透水試験の一種。圧力 $10\text{kgf/cm}^2(0.98\text{MPa})$ で注水したときの, 試験区間長 1 m 当たりの注水量をリットルで表した数値をルジオン値と呼ぶ（地学団体研究会, 1996a）

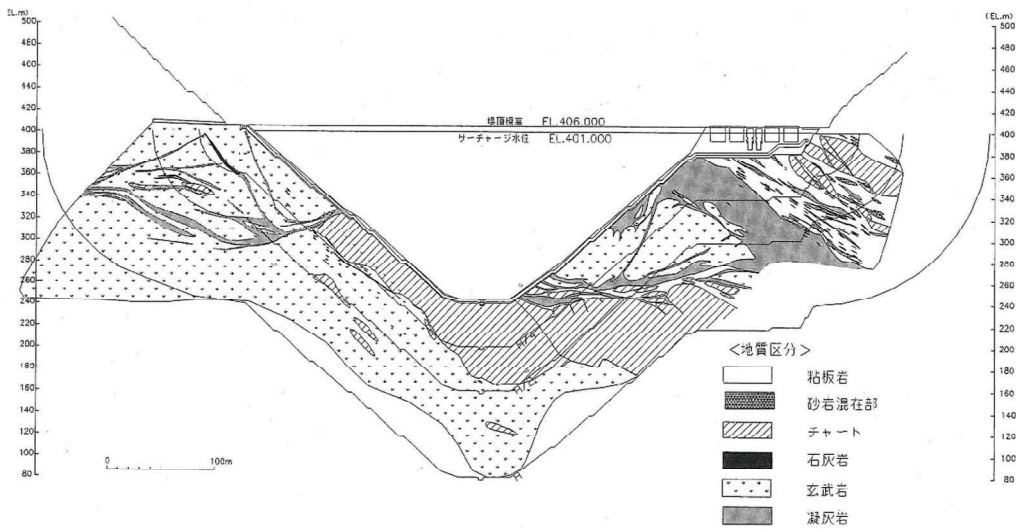


図 1.2.1 カーテングラウチング沿い地質断面図 (自閑ら, 2008)

美濃帯に属する玄武岩, チャート, 石灰岩, 粘板岩 (現在は混在岩とされている) 等が分布する。

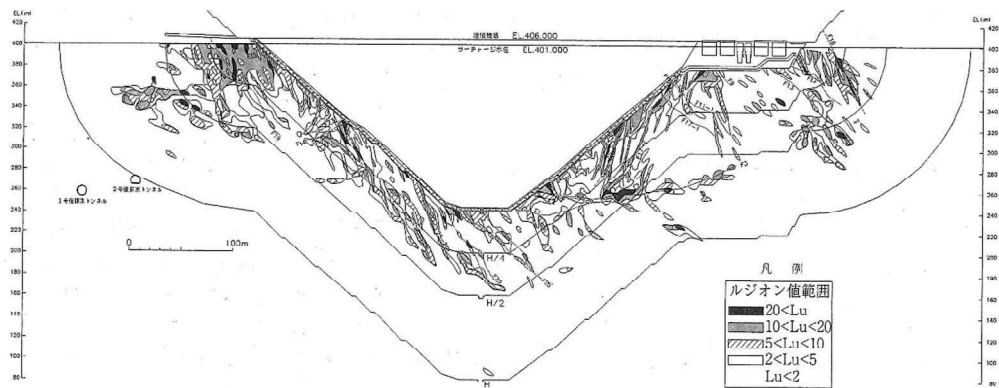


図 1.2.2 施工時ルジオンマップ (自閑ら, 2008)

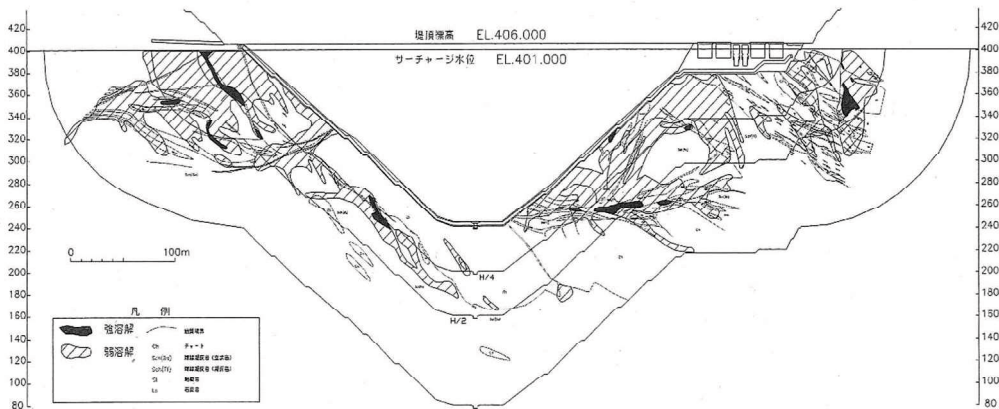


図 1.2.3 溶解度の分布図(自閑ら, 2008)

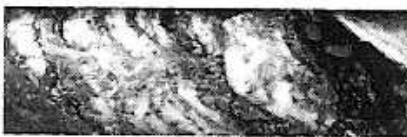
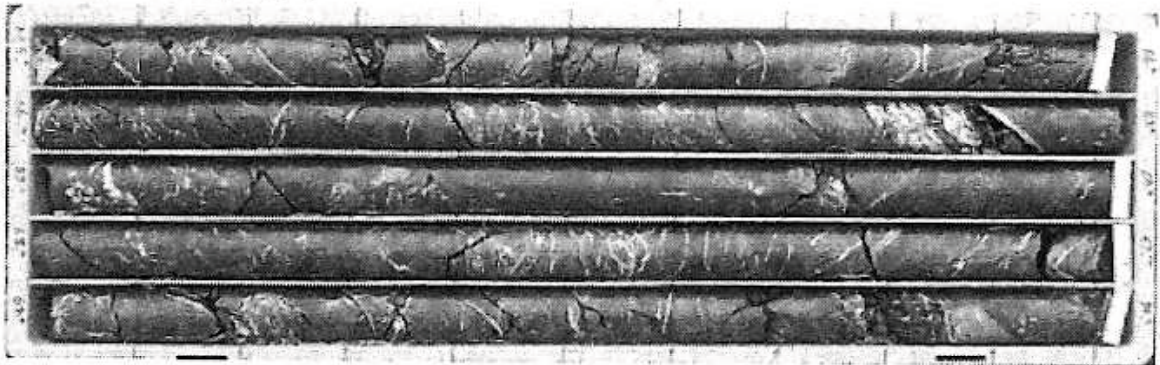
ルジオンマップ (図 1.2.2) の高ルジオン値の分布と整合している。

強溶解：溶解痕あり、コア欠損礫状部有り



L21-0001(14st) 21.9Lu 1972.2kg/m

弱溶解：溶解痕有り



L20-0001(14st) 4.1Lu 23.1kg/m

図 1.2.4 ボーリングコア写真(自閑ら (2008))
溶解度に応じて、強溶解と弱溶解の2つに区分している

(2) 濁沸石の溶解による高透水性ゾーン形成事例

二木ら（2009）はダムサイトでの岩盤透水試験結果とボーリングコアの XRD 分析結果より、かつて地下水位より上にあった濁沸石脈の濁沸石が溶脱して孔隙を形成し、高透水性ゾーンを形成していると推論した。以下に概要を述べる。

二木ら（2009）は、広島県の太田川上流域ダムサイトに掘削したボーリング孔で実施した透水試験（ルジオン試験）結果に基づきルジオンマップを作製した。その結果、ダムの天端付近を境として高透水性ゾーンと難透水～不透水性ゾーンがはっきり分かれていることが明らかになった（図 1.2.5）、その理由として当初は、難透水～不透水性ゾーンにおいて白色～白濁した脈が顕著（図 1.2.6）であることから、ダム建設時のカーテングラウトの影響と考えていた。しかしこれらの脈の X 線回折を行ったところ、濁沸石（Laumontite）が主要鉱物であることが判明した（図 1.2.7）。二木ら（2009）は、濁沸石は、その化学組成（ $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ）より、水中では安定しているが空気中では結晶中の水が放出されて白濁し粉状に崩れやすくなることから、ダム建設前に地下水位よりも上にあった濁沸石脈（図 1.2.8）が乾湿繰り返しにより結晶水が次第に抜けて結晶構造が壊れて分解した結果、高透水性ゾーンが形成されたと推論した。

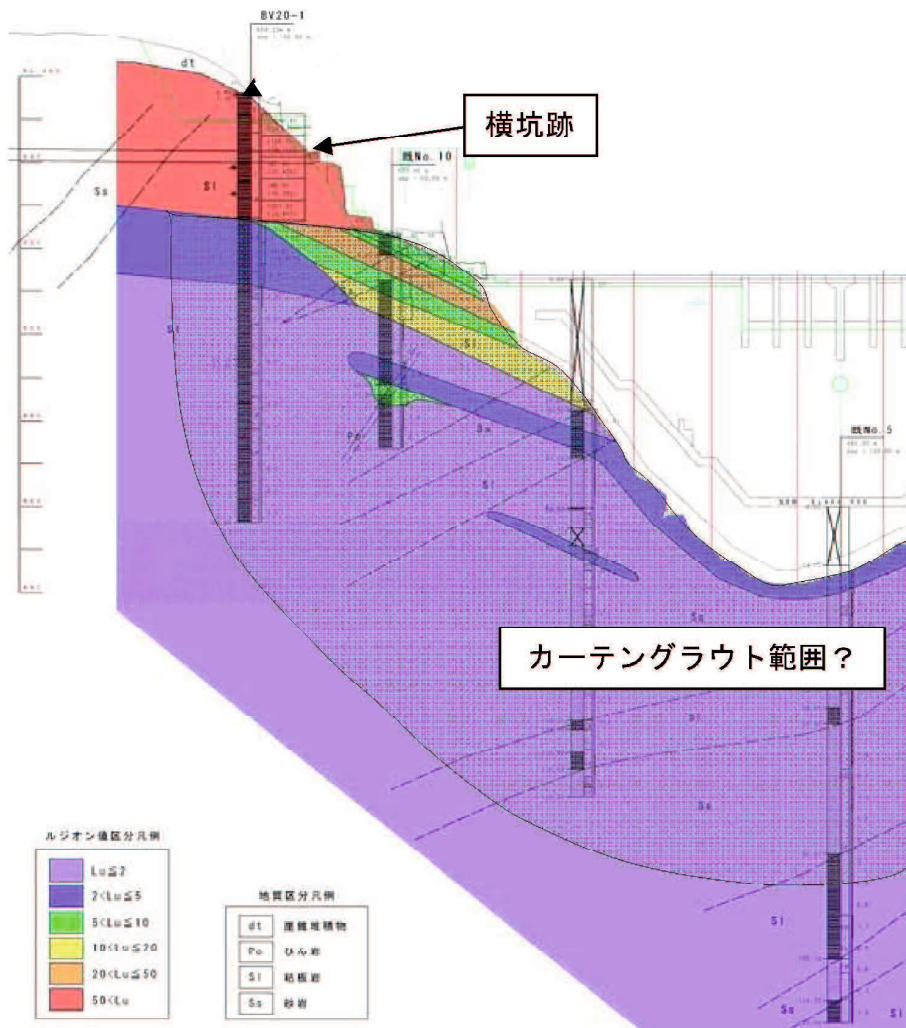


図 1.2.5 カーテングラウトの想定図 (二木ら, 2009)

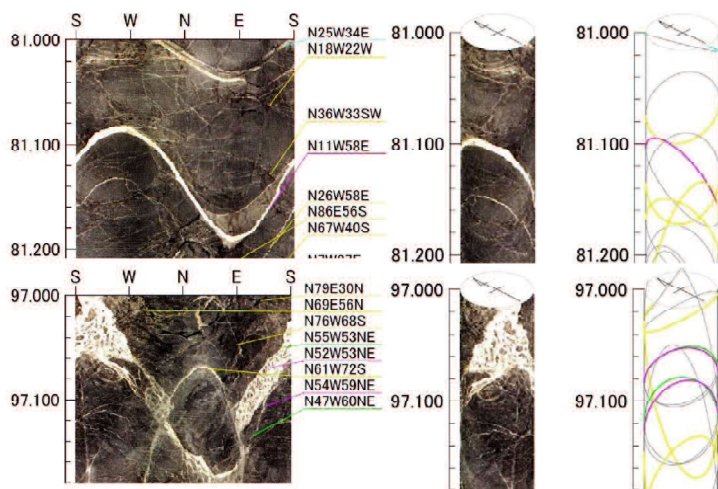
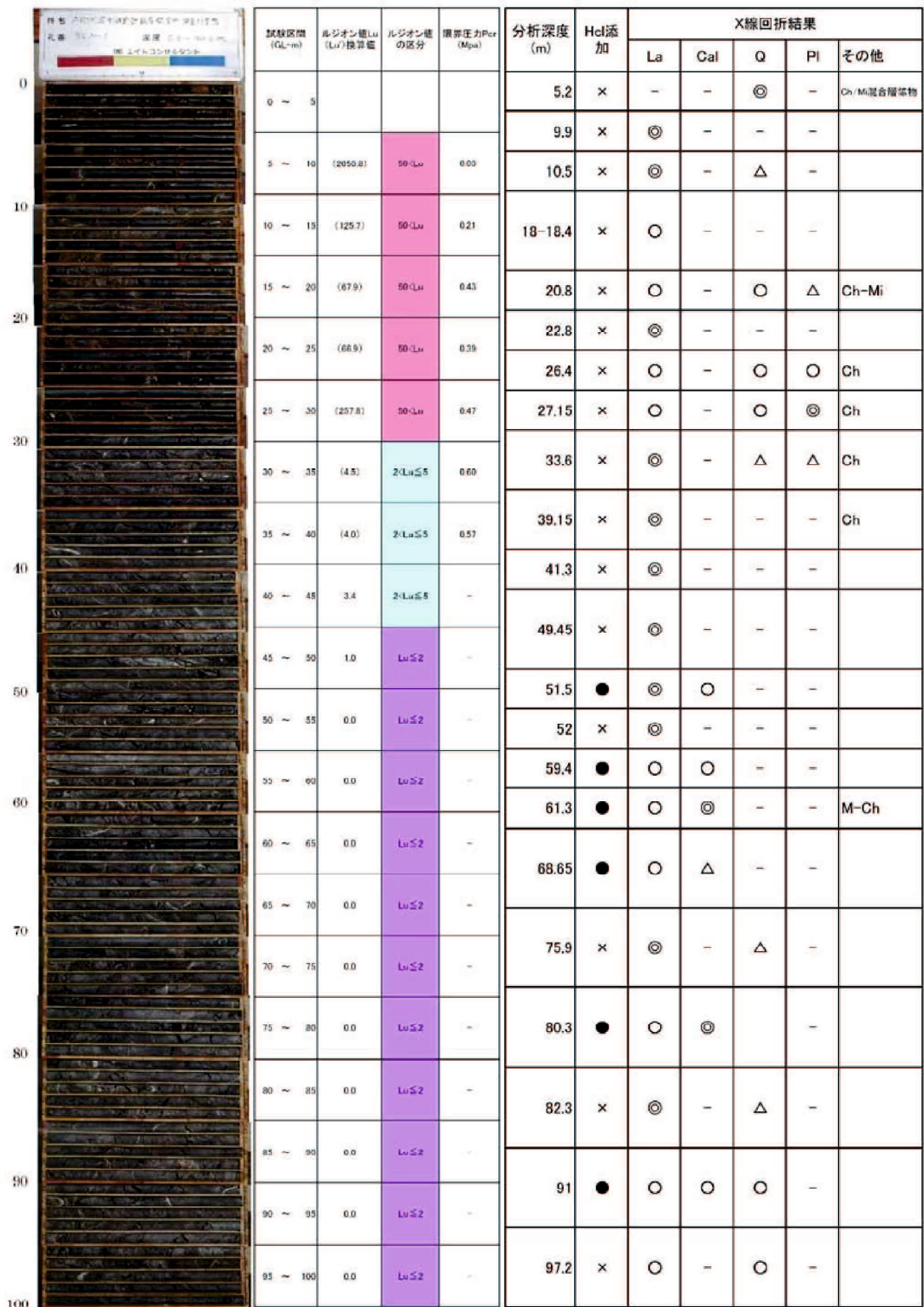


図 1.2.6 ボアホールスキャナによる白色脈の状況 (二木ら, 2009)



×: 塩酸添加で発泡なし ●: 塩酸添加で発泡
 -: 回折線なし △: 回折線1cm未満 ○: 回折線確認 ◎: 回折線が振り切れ
 La: 濁沸石 Cal: 方解石 Q: 石英 Pl: 長石類
 Ch: 緑泥石 M: スメクタイト Mi: 雲母類

図 1.2.7 ボーリングコア，ルジオン値およびX線分析結果（二木ら，2009）

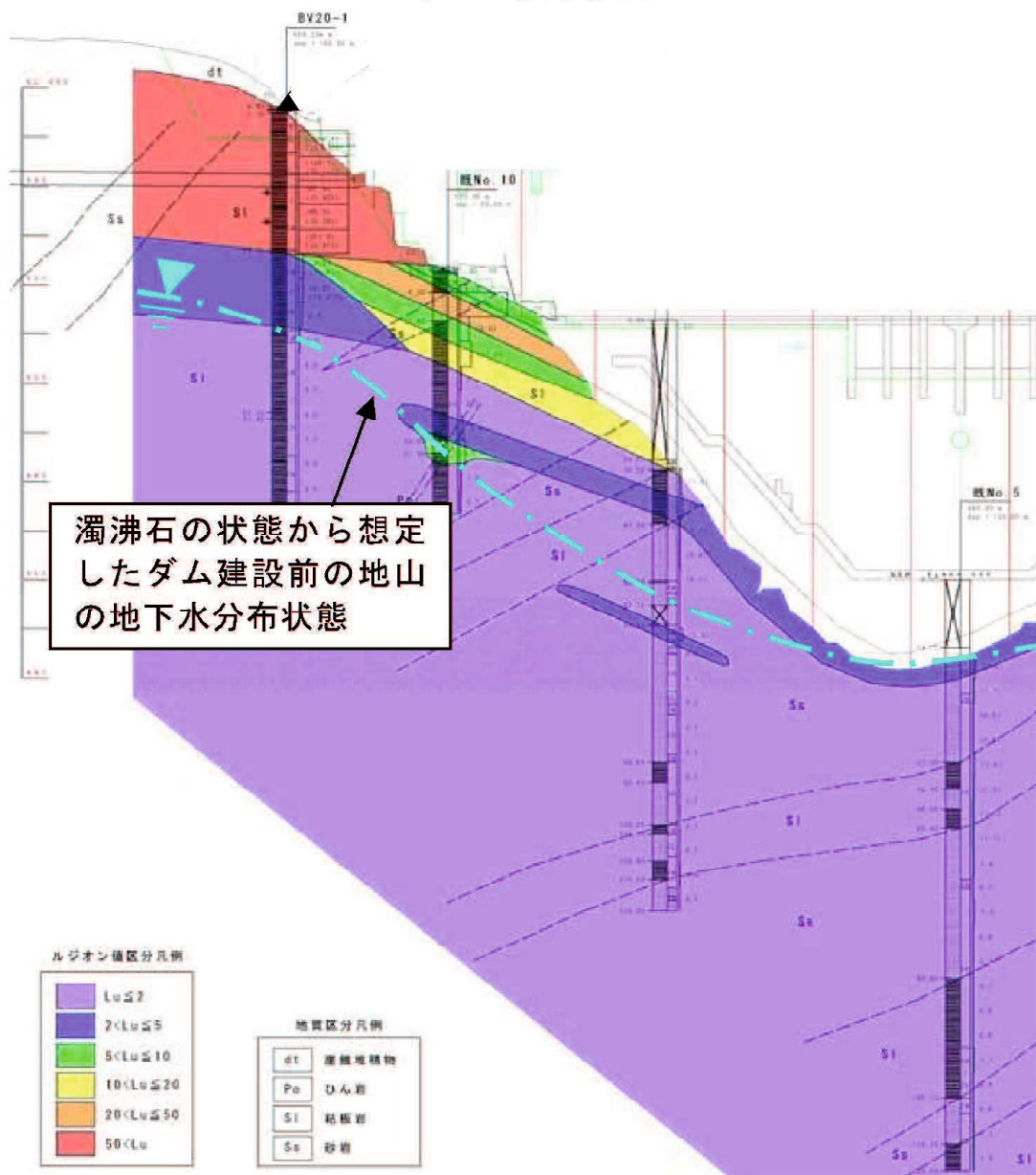


図 1.2.8 想定地下水分布と岩盤の透水性（二木ら，2009）

(3) 方解石で充填された亀裂の透水特性の事例

竹村ら（2010）は、茨城県笠間市の花崗岩壁面で亀裂が開口している透水性亀裂と亀裂が方解石により充填されている低透水性亀裂の透水試験（図 1.2.9）と、X線 CT による亀裂の 3 次元構造の評価（図 1.2.10）を行った。その結果、方解石により充填されている亀裂は、壁面で不透水もしくは低透水性であっても内部ではチャンネル状に連続（図 1.2.11）しており、透水性亀裂として機能していることを見出した。

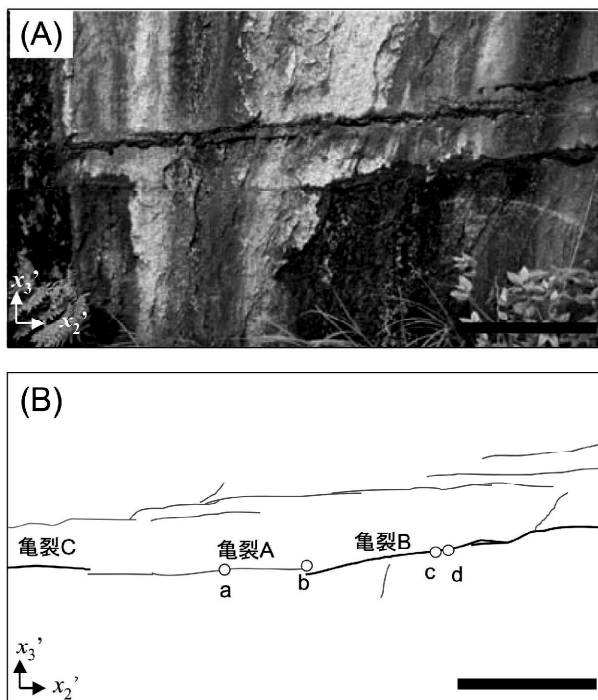


図 1.2.9 原位置簡易透水試験と試料採取の行われた花崗岩の写真および亀裂トレース（竹村ら，2010）

図中のスケールバーは 1 m. 透水係数は亀裂 A で $5.14 \times 10^{-6} \text{cm/sec}$, 亀裂 B で $3.99 \times 10^{-5} \text{cm/sec}$.

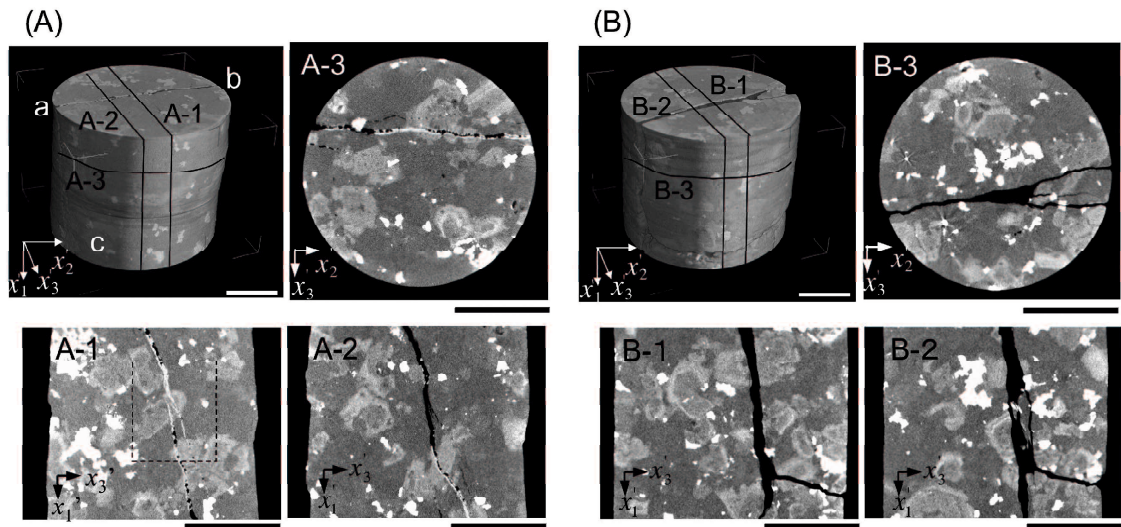


図 1.2.10 ボーリングコア試料 a(A)と d(B)の X 線 CT 画像 (竹村ら 2010)
 A-1~A-3, B-1~B-3 は円柱の軸に垂直な方向の断面図. 各図のスケールバーは 1 cm. A-1 画像中の点線部は薄片作成部分. (A)中の a~c は亀裂を通る点である.

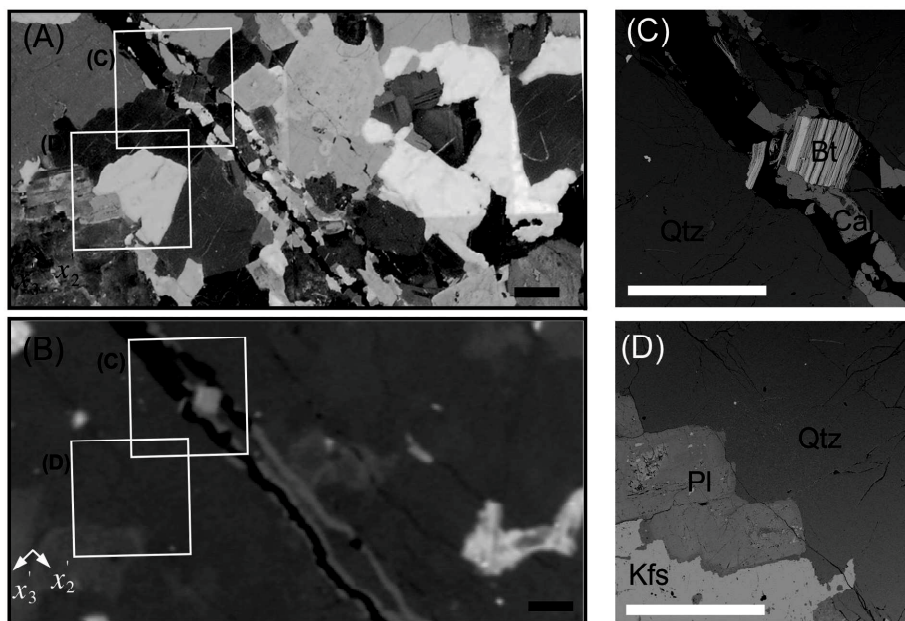


図 1.2.11 ボーリングコア試料 a の (A)薄片写真 (クロスニコル). (B)X 線 CT 画像. そして (C), (D) は反射電子組成像 (竹村ら, 2010)
 図中の Bt は黒雲母, Kfs は正長石, Cal は方解石, Pl は斜長石, Qtz は石英). 図中のスケールバーは 1 mm.

1.3. 研究の目的

本研究は、レンズ状空隙が地下水流動に寄与していることを示し、その形成過程を明らかにすることを目的とする。

1.4. 本論文の構成

本論文の構成は次のとおりである。第1章では本論文の背景と目的を示した。第2章では、研究対象地である高知県土佐市谷地付近の地形および地質について述べる。第3章では調査ボーリングコアに認められるレンズ状空隙の分布やP波速度、かさ密度測定結果、地下水流動試験結果について述べる。第4章では沢水と井戸水の一般水質および酸素と水素の安定同位体比分析結果について述べる。第5章では調査・分析結果を総合し、レンズ状空隙の形成過程、透水性、レンズ状空隙を形成した地下水の流動経路及び地形発達との関係について述べる。

2. 地形・地質

2.1. 地形

(1) 概要

高知県土佐市谷地地区は、日高低地と高岡・弘岡低地に挟まれた丘陵部に位置する（図 2.1.1）。これらの低地と丘陵部は、ENE-WSW 方向の地質構造に規制された地溝・地塁である（高知県，1983；脇田ほか，2007）。同地区は土佐市北部に位置し、標高約 200m の谷底平野と標高 300～400m 程度の山地からなる。同地区は、大局的には尾根部にあたるため降雨が流出しやすく、水源の確保が難しい。南側の高岡・弘岡低地、および北側の日高低地と本地区の谷底平野の比高は 200m 程度である。西側の構造的盆地（高知県，1983）である佐川・越知盆地とは 100m 程度の差がある。本地区の南縁部は秩父帯の南限にあたり、線状尾根部の北側斜面の傾斜が 10°程度であるのに対し南側は 30°程度の急斜面となっている。本地区の北方 10 km 付近には仁淀川が穿入蛇行して東に流下している。

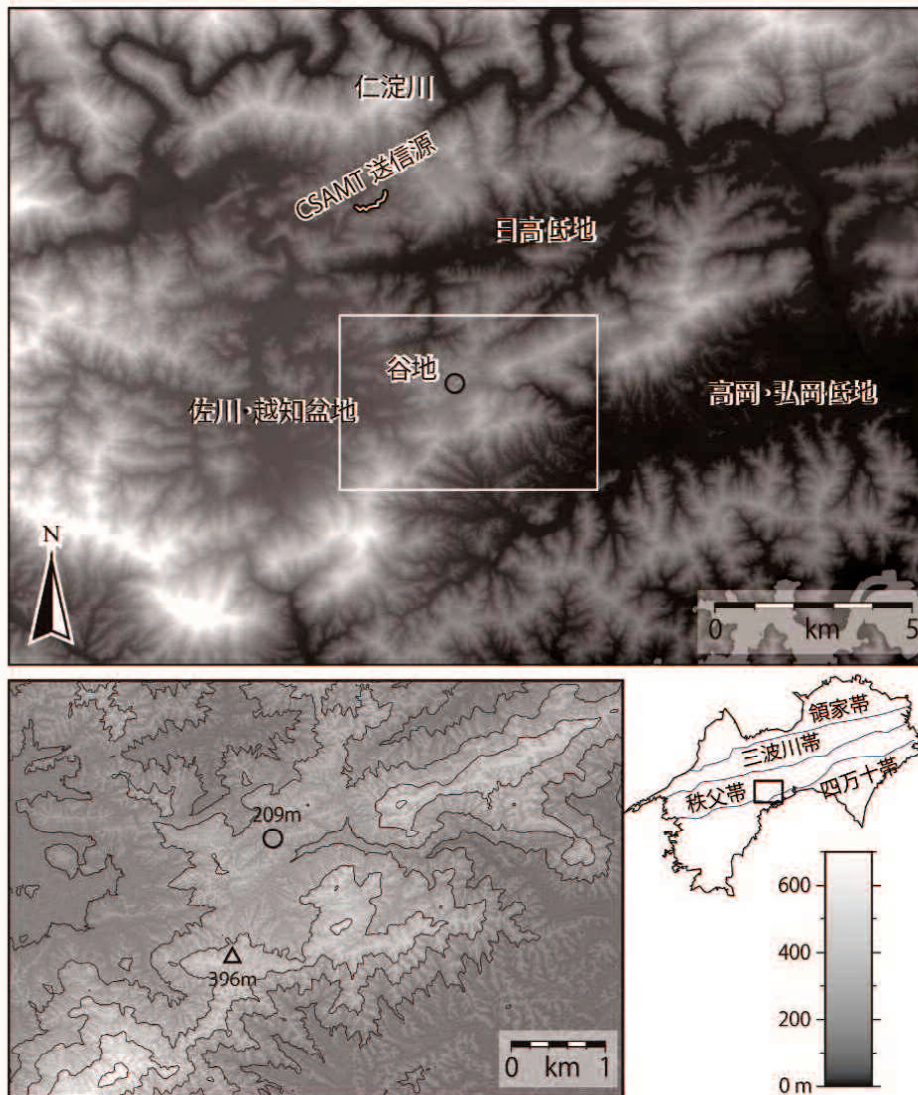


図 2.1.1 土佐市谷地付近の地形図

国土数値情報ダウンロードサービス（国土地理院 HP）の 10m メッシュ標高データを用いた段彩図。低地や盆地の名称は高知県（1983）による。下図は上図枠内の立体地形図を，○および△印はそれぞれ井戸掘削地点と地域周辺の最高点を示す。

(2) 地形解析

調査地付近の地形的特徴を明らかにするために国土地理院発行の 10mメッシュ標高データを用いて傾斜量図（図 2.1.2），起伏量図（図 2.1.4），水系図（図 2.1.5）等を作成した。

(a) 傾斜量

調査地付近の地形の傾斜角度は、佐川・越知盆地から日高低地にかけては $5^{\circ}\sim 18^{\circ}$ 程度の箇所が多いのに対し、仁淀川の両岸と調査地南縁部の仏像構造線付近の斜面では 30° 程度と急傾斜の斜面が連続する（図 2.1.2）。谷地形の側面の傾斜量を見ても同様であり、仁淀川では下方侵食が活発であることがうかがえる（図 2.1.3）。

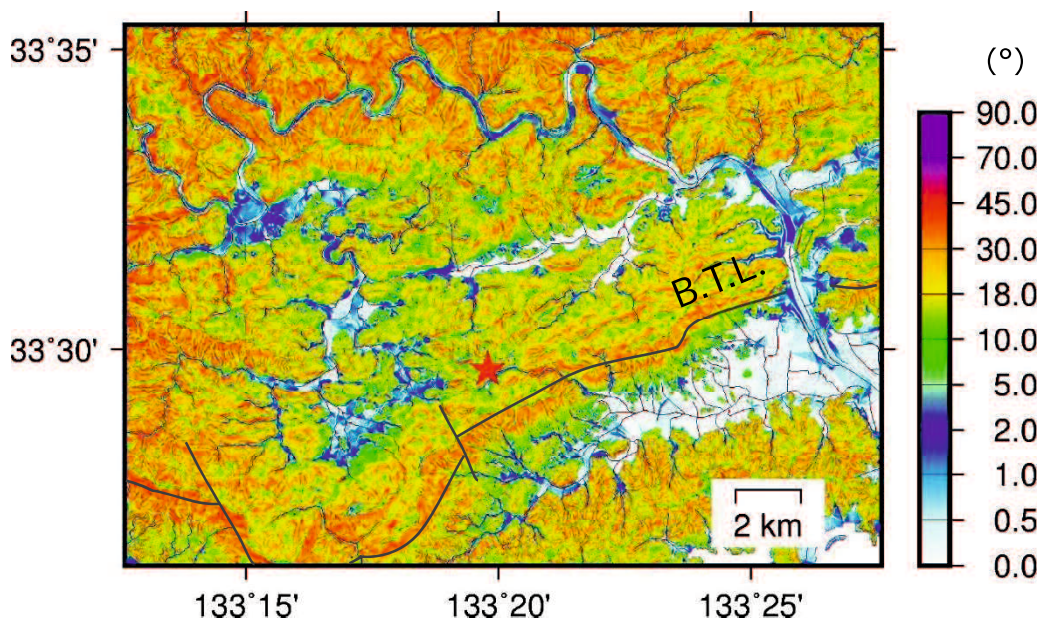


図 2.1.2 傾斜量図

星印はボーリングおよび井戸地点
B.T.L：仏像構造線（産総研，2018）

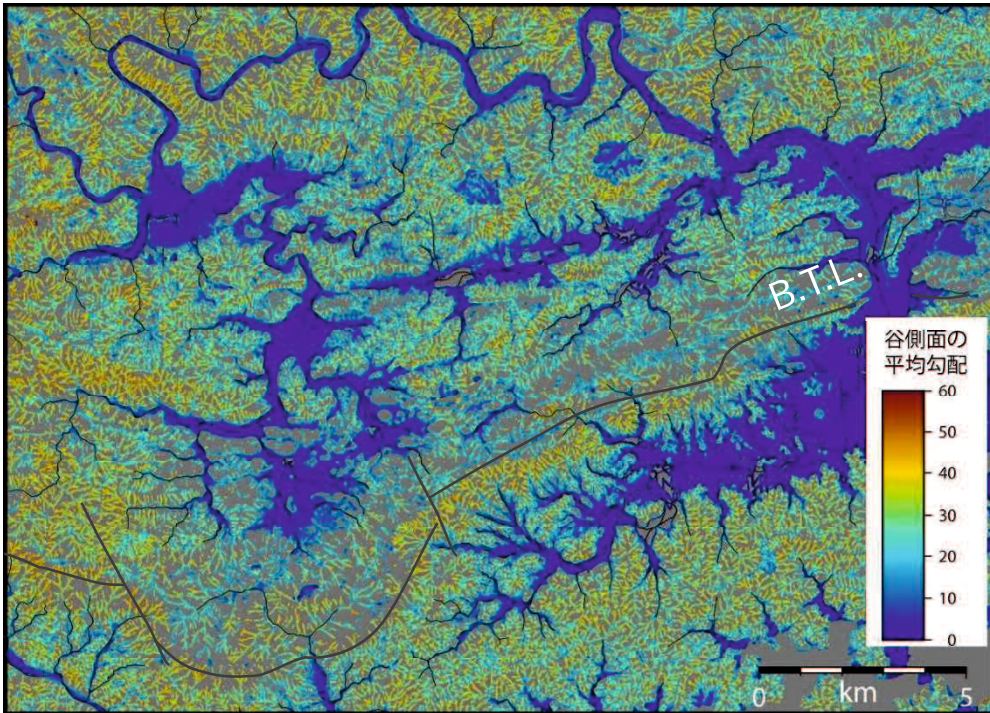


図 2.1.3 谷側面の平均傾斜量図
 仁淀川兩岸と仏像構造線付近は、急勾配で河川の下刻が活発である。

(b) 起伏量

直径 1 k m の円内の最大標高差を 10mメッシュで求め、図化したものが図 2.1.4 である。越知・佐川盆地と周辺地域との起伏量には明瞭な差があり、盆地内の起伏量は 150m以下が大部分であり、それらの範囲は矩形ないし台形の形状をしている。

佐川・越知盆地とその東側の丘陵地帯とは、北北西－南南東方向のリニアメントにより画されており、西側も東側ほど明瞭ではないもののリニアメントが存在する。

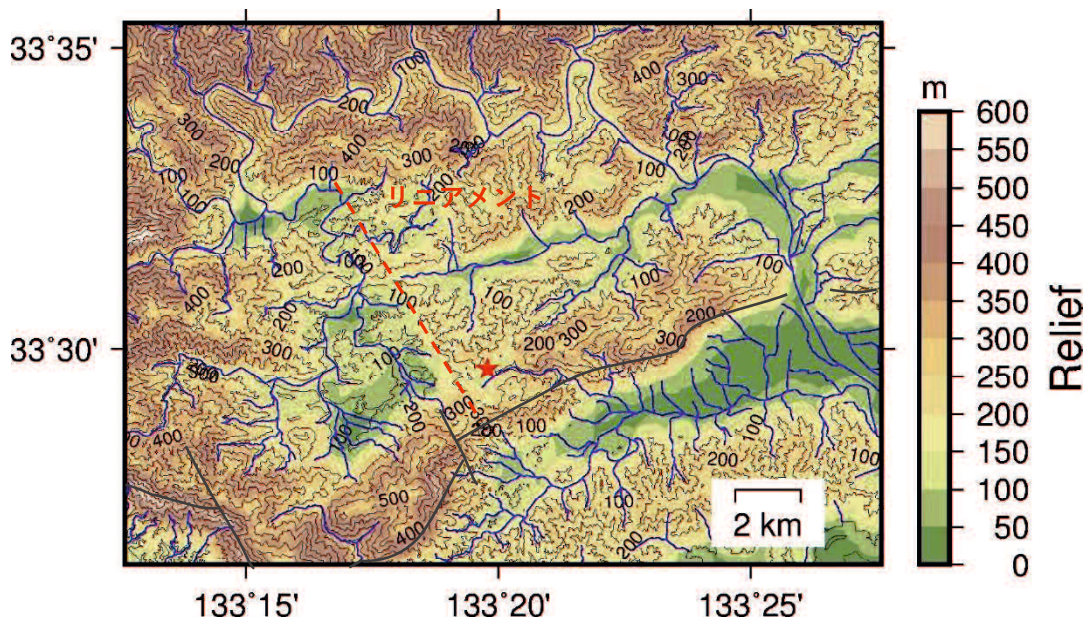


図 2.1.4 起伏量図

標高は国土地理院 10mメッシュ数値標高モデルを使用。河川は同基盤地図情報を使用した。等高線は現地地形。

(c) 水系

DEM から谷地形の一般的な抽出方法としては、GIS のラスタデータを用いて近隣セル間の集水方向を計算し、最急勾配方向流水方向として表現する方法や、曲面上の任意の点を通るすべての測地線の曲率の最大値と最小値の平均として定義される平均曲率に基づくものなどがある（木下ほか，2019）。

ここでは、直径 100m の円内の標高分布で中央値より低い部分を谷とし、塗色することにより作成した。この方法では、上述の方法に比べてアルゴリズムが単純であり、谷の深さも知ることができるという長所があるが、平坦地では途切れやすいという短所がある。そのため、図 2.1.5 では、国土数値情報ダウンロードサービスで提供されている河川データ（国土地理院 HP）を重ねて表示した。佐川盆地付近ではボーリング箇所も含めて水系密度が小さい。

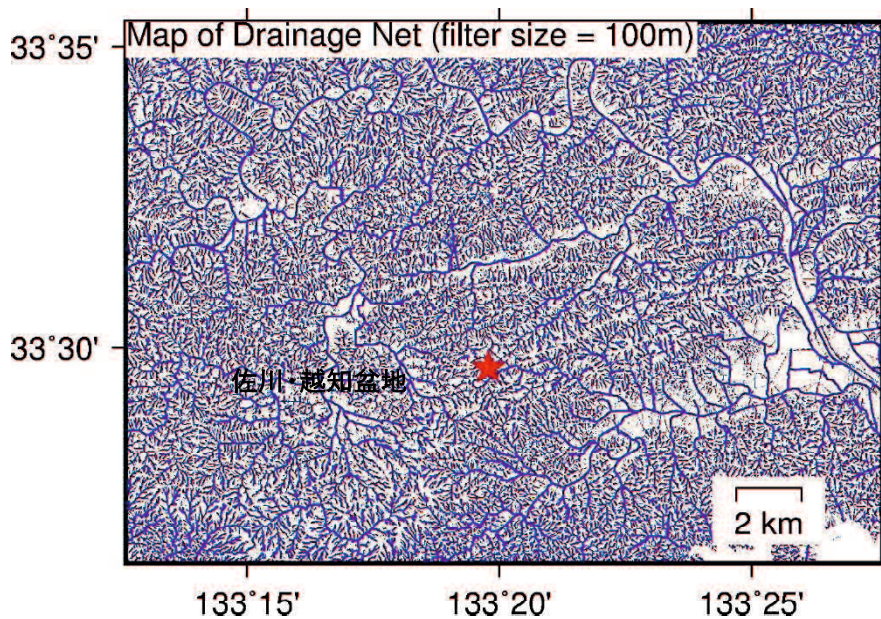


図 2.1.5 水系図

佐川・越知盆地およびボーリング箇所付近は周囲よりも水系密度が小さい。国土数値情報ダウンロードサービスで提供されている河川データ（国土地理院 HP）を重ねて表示した。

(d) 風隙（谷中分水界）

佐川・越知盆地の東側境界付近には、東西方向の谷の中に風隙（谷中分水界）が3か所確認される（図 2.1.6）。これらは北北西－南南東方向のリニアメント付近に位置する。南に向けて西側の佐川盆地の標高が高くなり、風隙の標高も高いことから、佐川・越知盆地付近一帯は、南から北にむけて傾動し、リニアメント付近を境に盆地側が陥没した可能性がある。

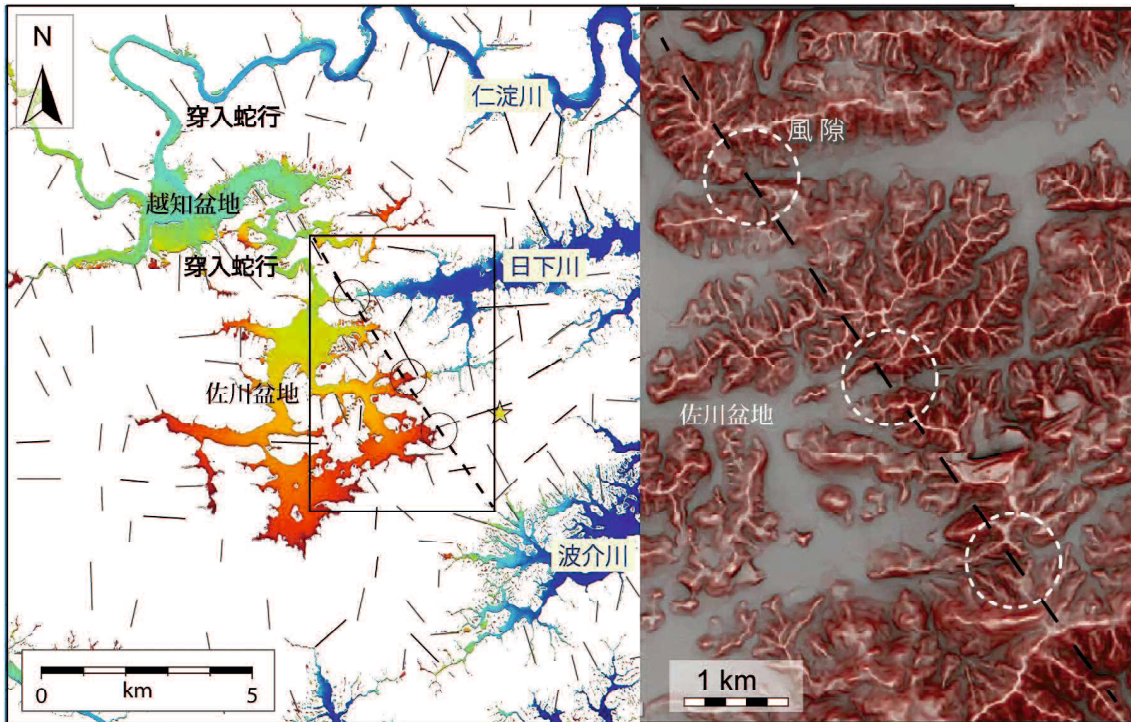


図 2.1.6 リニアメント図及び赤色立体地図

細線で示すリニアメントは 10mメッシュ標高データから直線的な正の曲率を抽出したものである。破線は起伏量の境界付近の稜線および鞍部を追跡したリニアメント。○印は風隙（谷中分水界）の位置。星印はボーリングおよび井戸の位置。リニアメント沿いに3か所の風隙が並ぶ。南ほど盆地の標高が高くなり、3箇所（風隙）の標高も盆地と同様であることから、リニアメント沿いに隆起あるいは傾動が生じた可能性がある。

(e) 接峰面図

地形を大局的に見るために、四国島の接峰面図を谷埋め法（Sunouchi and Miyata, 2015）により作成した（図 2.1.7~図 2.1.13）。作成方法は次のとおりである。国土地理院の 10mメッシュ標高データより 100mメッシュのデータを作成し、各点を中心に半径 250m~5km のメディアンフィルタをかけ（標高の中央値を得る）、標高がメディアン値以下の地点は谷とみなし、メディアン値と置き換えた。この操作を繰り返す。地形が目立った変化がなくなるまで実施した。ここでは各図とも谷埋めを 30 回繰り返した。

谷埋めの接峰面図は狭小な河谷による侵食前の地形を表しているとするれば、フィルタの

直径が大きいほど侵食の影響が小さい，より古い地形を表していると言える．フィルタ直径を大きくすると，調査地周辺では南北方向の谷地形は目立たなくなり，東西方向の谷地形が大勢を占めるようになる．

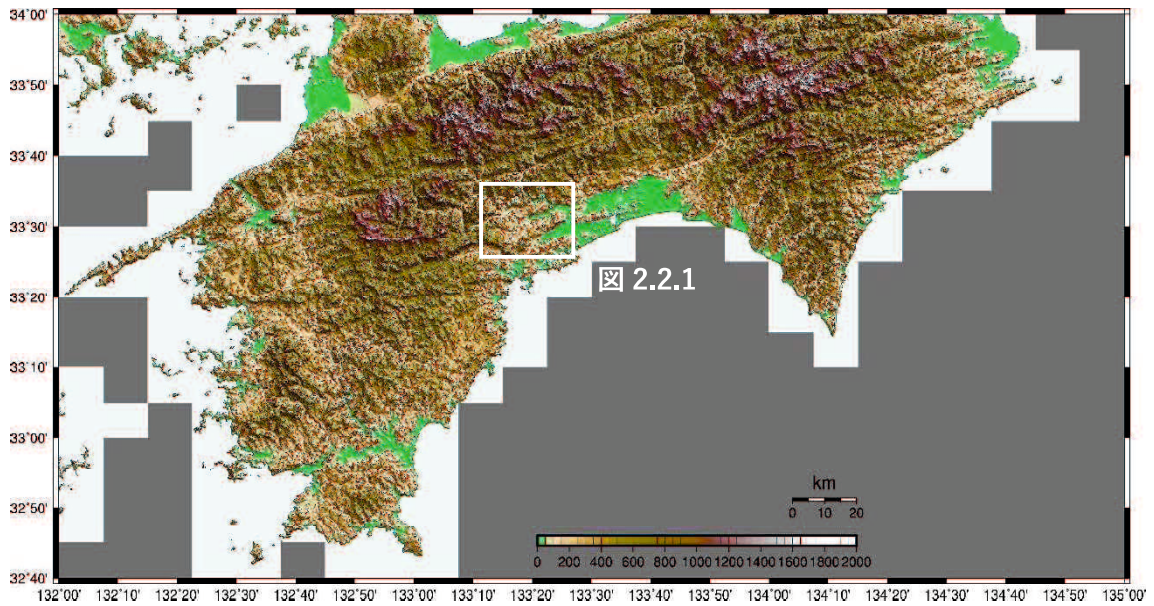


図 2.1.7 フィルター直径 0.5 km で作成した四国の接峰面図.

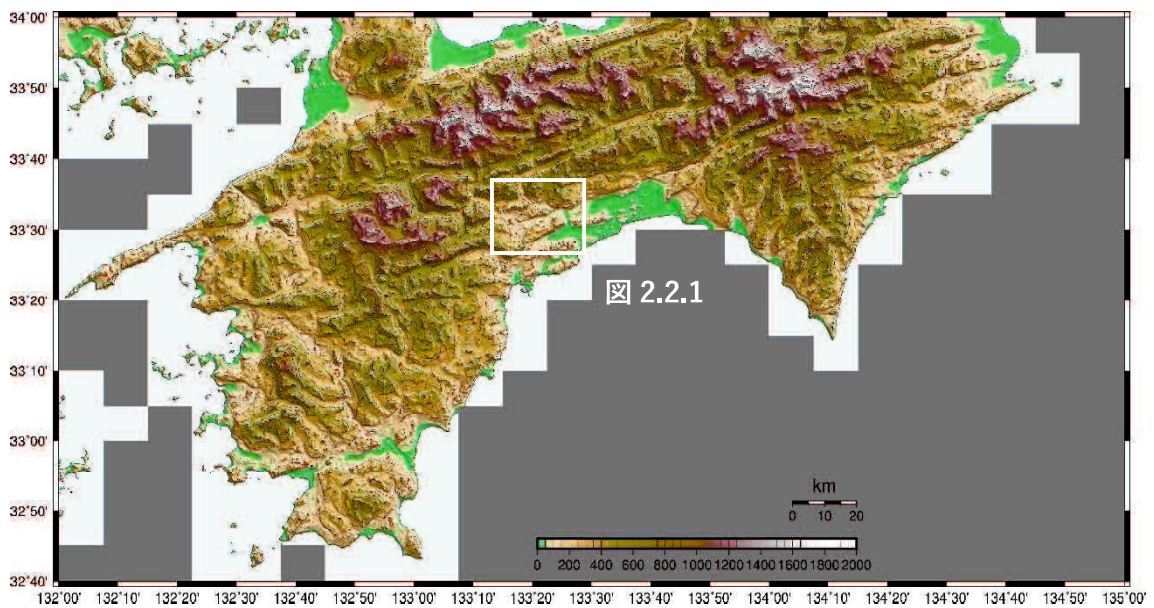


図 2.1.8 フィルター直径 1 km で作成した四国の接峰面図

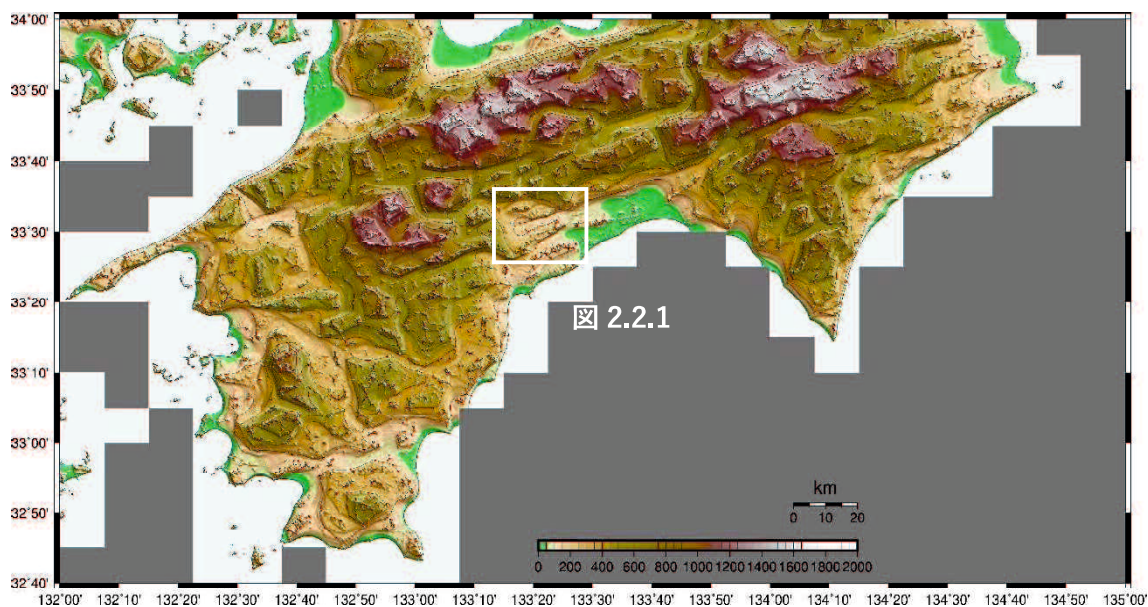


図 2.1.9 フィルター直径 2 km で作成した四国島の接峰面図

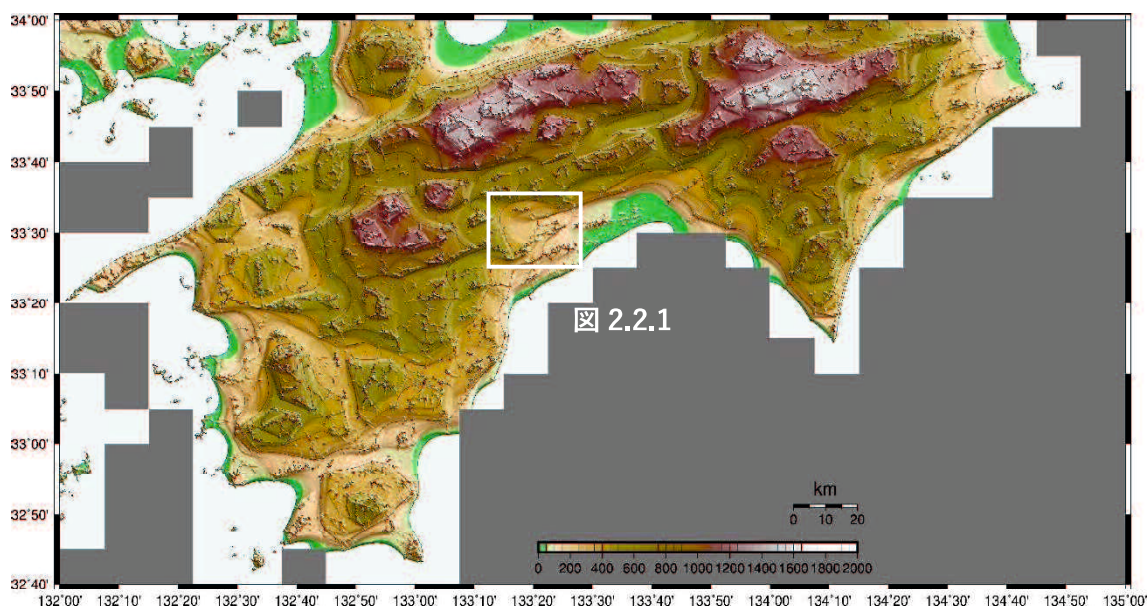


図 2.1.10 フィルター直径 3 km で作成した四国島の接峰面図
 仁淀川は高知県中央部にむけて東流している。

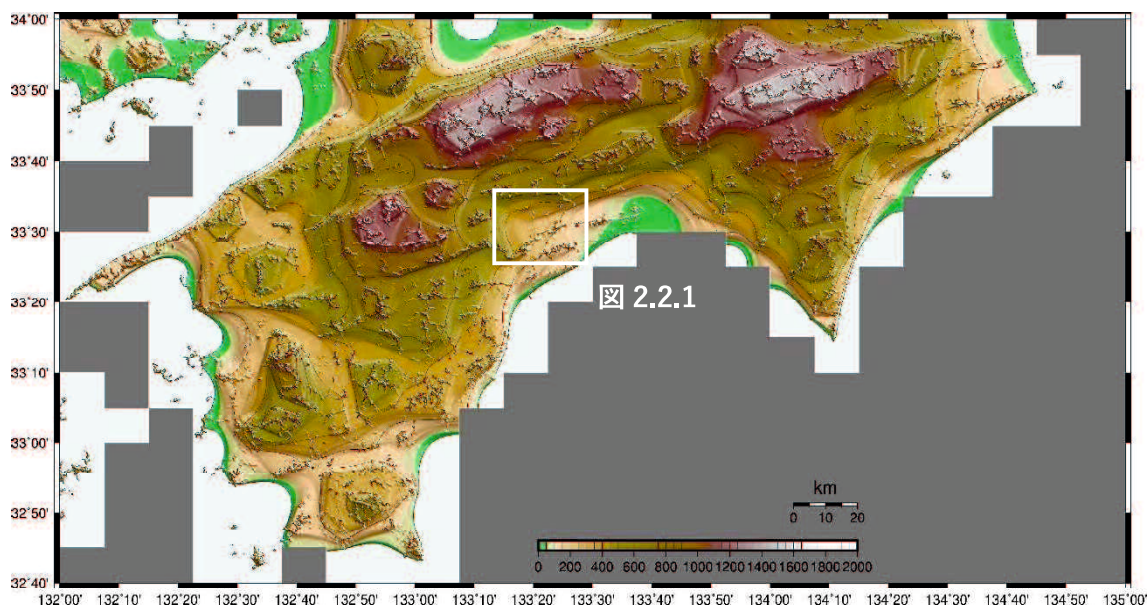


図 2.1.11 フィルター直径 4 kmで作成した四国島の接峰面図

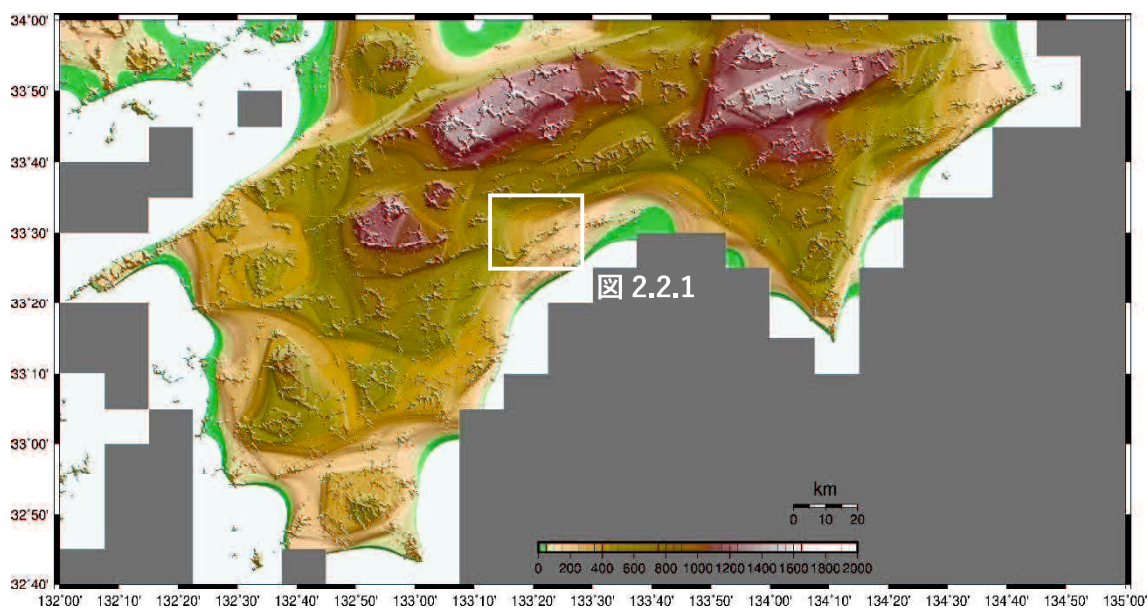


図 2.1.12 フィルター直径 5 kmで作成した四国島の接峰面図

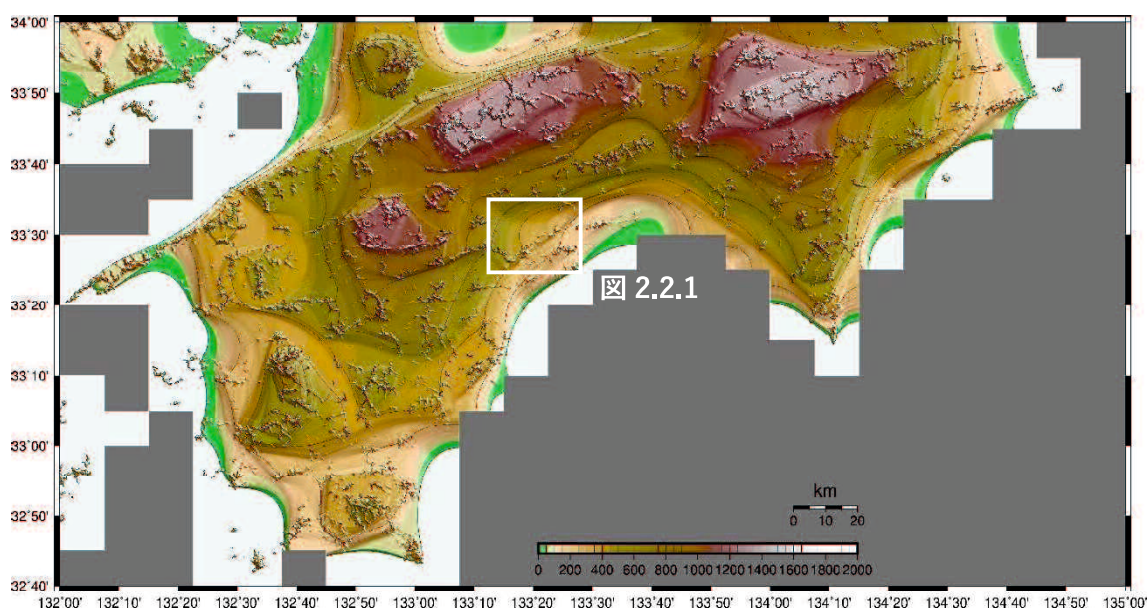


図 2.1.13 フィルター直径 6 km で作成した四国の接峰面図

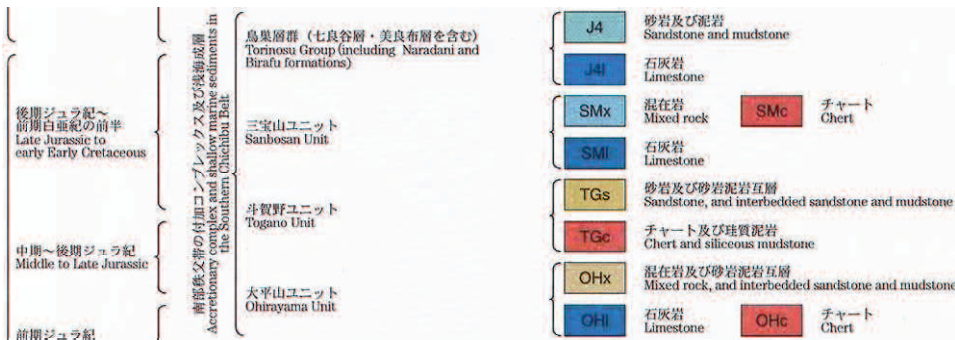
2.2. 地質

(1) 概要

本地区は北から南に向けて秩父帯南帯に属する大平山ユニット、鳥巢層群、斗賀野ユニットが北東-南西方向に帯状に分布し（産総研，2018），それぞれ断層で接している（図 2.2.1）。大平山ユニットは前期-中期ジュラ紀のメラングジュで、泥質混在岩と砂岩・チャート・石灰岩などからなる。鳥巢層群は後期ジュラ紀-前期白亜紀の正常堆積物で、礫岩、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層、および石灰岩からなる。斗賀野ユニットは海洋プレート層序の上部の繰り返して特徴づけられ、砥石型粘土岩-チャート-珪質泥岩-砂岩・泥岩・礫岩などからなる（脇田ほか，2007）。

調査ボーリング（深度150m，孔口標高209m）および井戸（深度150m，坑口標高209m，孔径100mm）は鳥巢層群の泥岩および砂岩層に掘削された。まず調査用ボーリングが掘削

されたあとに、コア観察、検層結果および電磁探査結果を検討し、さらに用地上の制約を考慮して、ボーリング孔の東側 2 m の位置に井戸が掘削された。井戸の掘削は、調査ボーリング掘削の終了から7か月後である。



★ ボーリング及び井戸地点

図 2.2.1 20 万分の 1 地質図「高知」
産総研 (2018) に加筆。

(2) 地質構造

井戸を中心に東西約1km, 南北約500mの範囲の露頭において, 層理面はEW方向ないしENE-WSW走向で北に50°以上で急傾斜するものが多い(図2.2.3a). 節理の走向・傾斜はばらついているが, 傾斜角度70°以上の節理について見ると, 概ねNS走向のものが多い(図2.2.3b,c). 井戸近傍の斗賀野ユニットに属する砂岩露頭においても, NNW走向で急傾斜の節理の発達を確認されている(図2.2.4). 幅5cm以上の破碎部を有する断層には, ENE走向とNNW走向があるが, いずれも急傾斜である(図2.2.3d). これら地質構造の走向は, 広域の地質断層およびリニアメントの走向(図2.2.5)と調和的である.

地表で観察される砂岩の風化は, 表土や崖錐堆積物の下位に厚さ0.5~1m程度の黄褐色を呈する礫質土で構成される強風化部となっており, その下位は割れ目に沿って酸化色を呈する硬質岩盤に漸移している. さらに5m以深では割れ目の周辺を除けば, 風化の影響はほとんどみられない.

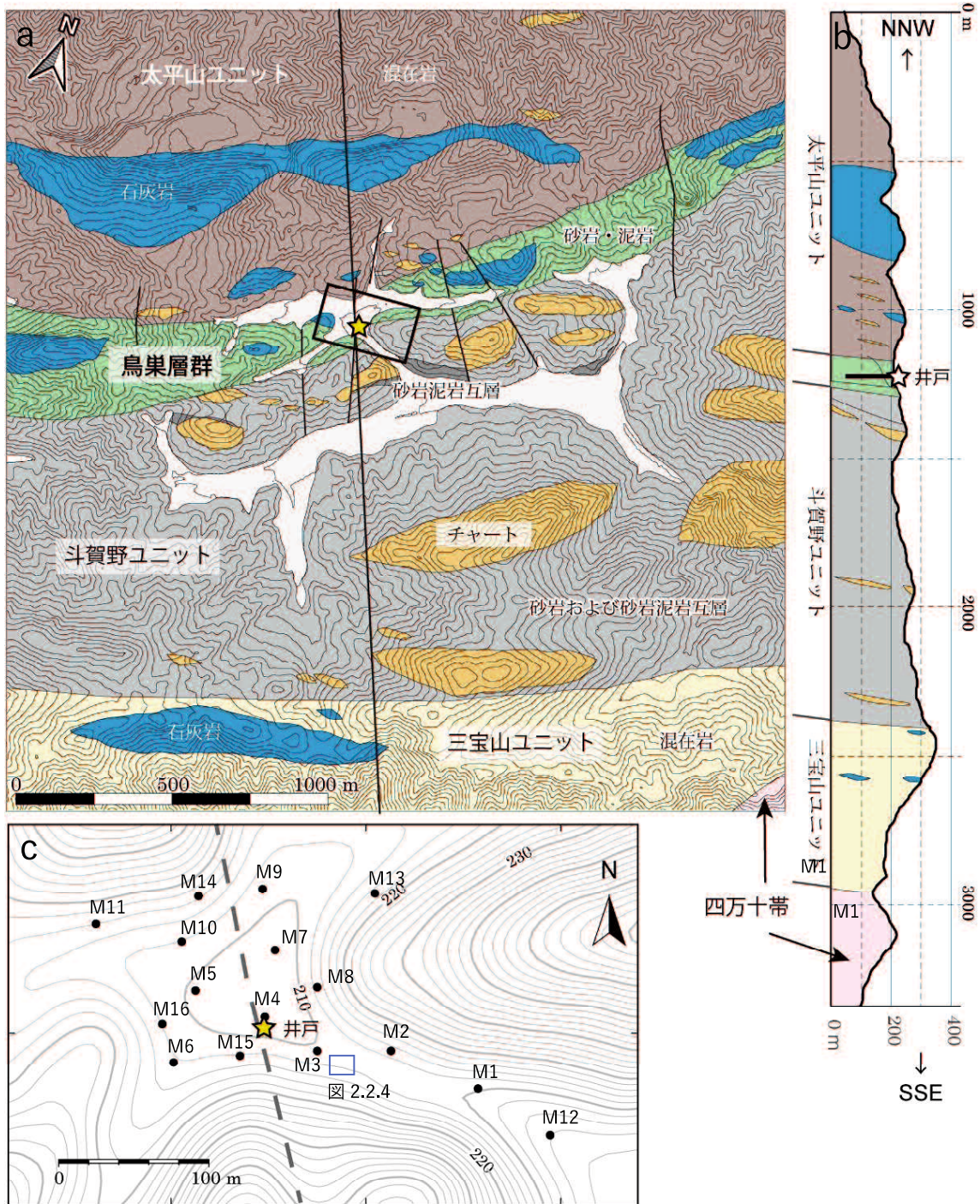


図 2.2.2 地質図 (a) , 断面図 (b) および CSAMT 法観測地点位置図 (c)
 縁辺部の地質分布は脇田ら (2007) , 木村 (1956) , 松岡 (1985) , 産総研 (2015) による。

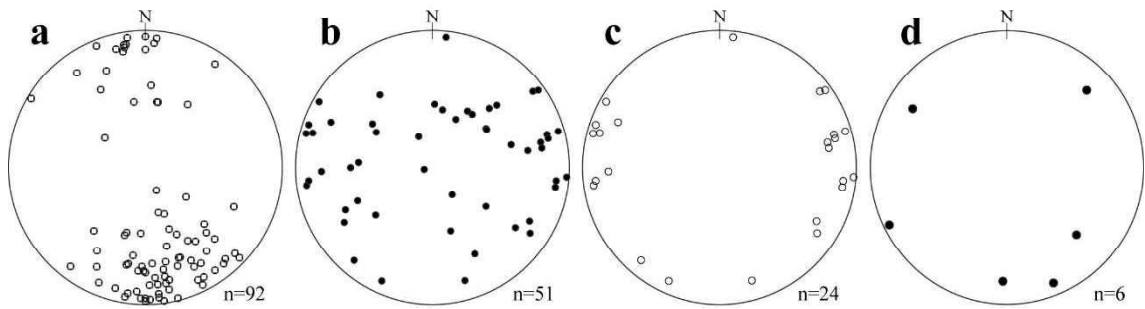


図 2.2.3 層理面，節理および断層のステレオ投影図

a：層理面，b：節理，c：傾斜角度70°以上の節理，d：断層．各面構造の極をウルフネット下半球に投影した．



図 2.2.4 砂岩層に発達する節理

井戸近傍の斗賀野ユニット砂岩層に発達する節理．矢印で示す急傾斜の節理の走向はN22°W，傾斜は東に85°~90°．矢印の長さは約20cm．撮影位置は図 2.2.2下図に示す．

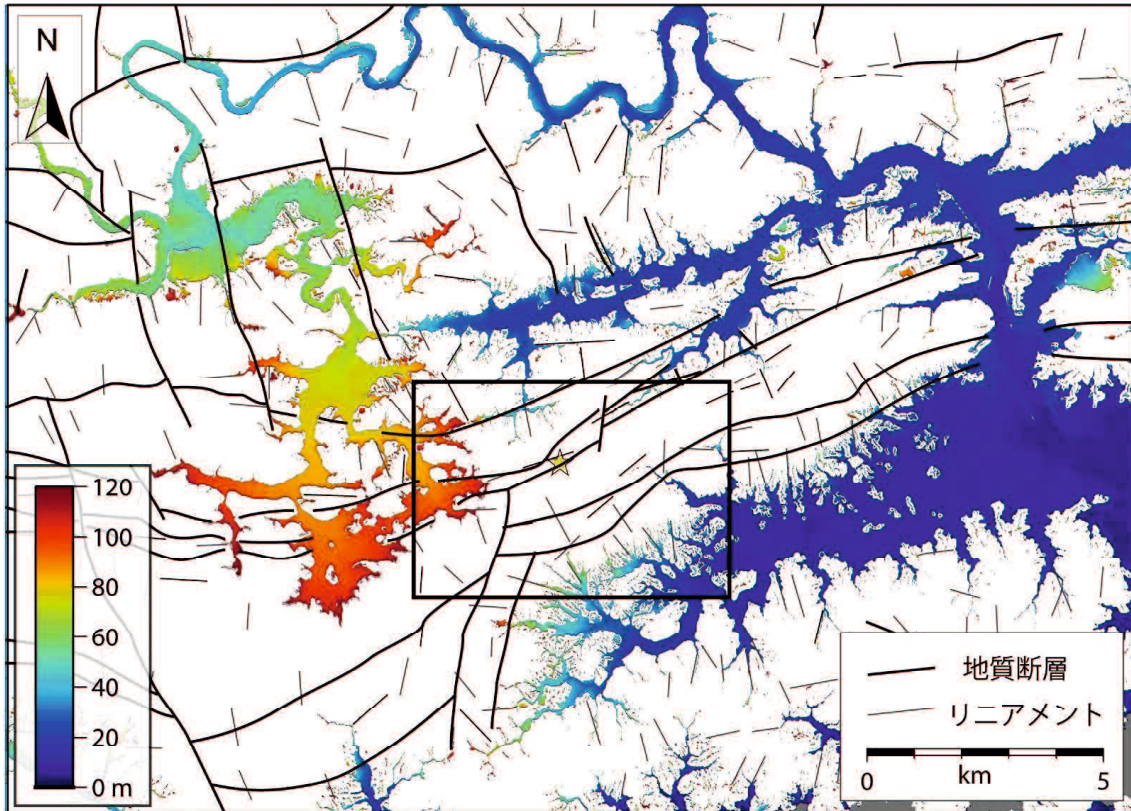


図 2.2.5 断層・リニアメント分布図

リニアメントは10mメッシュ標高データから直線的な正の曲率を抽出した。地質断層は産総研のシームレス地質図V2を用いた。着色部は平坦部の標高（120m以下）を、図中の四角の枠は図2.1.1下図の範囲を、星印は井戸の位置を示す。

3. 調査結果

3.1. CSAMT 法による比抵抗構造

(1) 測定方法

ボーリング実施前に付近の地質構造を推定するため、電磁探査法（CSAMAT 法）により比抵抗構造の調査を行った。受信地点はボーリング地点周辺の 16 点（図 2.2.2）とし、調査地の北方約 5km の地点に直線距離で約 1km の送信アンテナを敷設して送信局とした（図 2.1.1）。探査装置はジェイ・シー・アール製の送信器（LOTMT-2000 CH-20T-P）および受信器（JCR-96R-D）を用いた。

送信は、あらかじめ作成しておいた時刻表をもとに、2.5～5,120Hz 間の 10 周波数を 1 サイクルとして送信した。受信は、電場センサーとして 1 対の電極を送信アンテナと平行に約 20m 隔てて設置し、それとは直交する方向に磁場センサーのインダクションコイルを設置した。電場センサーの二本の電極設置位置の中央を測点とした。測定は送信と同一の時刻表をもとに各周波数につき 20～80 回行った。1 サイクルの測定に要した時間は約 1 時間であった。

(2) 解析方法

解析は、地表からの風化の影響を考慮し、地盤を水平多層構造と仮定することにより、一般的な佐々木（1981a, 1981b）の方法に基づいて一次元逆解析を行った。すなわち、各測定地点での見掛け比抵抗値を計算し、次に、周波数毎に計算された見掛け比抵抗値と測定された見掛け比抵抗値との残差が最小となるように非線形最小二乗法を用いてモデルを

修正した。この過程を数回繰り返して、測定地点での比抵抗構造として測定値に最も近い見掛け比抵抗曲線を描くモデルを探索し、測定地点での比抵抗柱状図を得た。これら地点ごとの比抵抗柱状図をもとに比抵抗平面図を作成した。

(3) 測定結果

表 3.1.1 及び表 3.1.2 に測定結果を示す。測定値が適正に得られているか否かは、主に電場・磁場それぞれの S/N 比（信号／ノイズ）の高低と、位相角の変化によって評価することができる。本測定で得られた S/N 比は、全測点で概ね S/N 比 >2 の範囲に捉えられ、位相も比較的滑らかなことから、全体的には精度の高い測定値が得られたと判断される。

(4) 解析結果

図 3.1.1 及び図 3.1.2 に CSAMT 法による測定データおよび 1 次元解析結果を示す。全地点

において測定により得られた見掛比抵抗値と解析結果はほぼ一致しており，測定データの質に問題のないことがわかる．

図 3.1.3に各観測点における比抵抗柱状図を示す．これを基に深度毎の比抵抗平面図を作成した．

表 3.1.1 測定データ(1)

測点名 = M1 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)	測点名 = M2 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)
FREQ. = 5120	11.9	420.6(90)	28.1	104.0	102.7	109.3(53°)		FREQ. = 5120	13.2	154.9(70)	59.3	845.8	841.5	843.5(56°)	
FREQ. = 113.3(100)								FREQ. = 148.0(100)							
FREQ. = 2560	15.5	354.1(90)	21.3	65.5	65.4	65.4(86°)		FREQ. = 278.9(100)	19.3	195.6(70)	35.9	735.4	734.0	734.7(55°)	
FREQ. = 1280								FREQ. = 205.6(90)	31.1	155.6(70)	53.6	669.8	669.1	669.5(46°)	
FREQ. = 174.0(80)	31.3	397.1(90)	24.5	60.9	60.8	60.9(44°)		FREQ. = 640							
FREQ. = 640								FREQ. = 349.8(90)	42.1	165.9(70)	56.9	672.7	672.0	672.9(44°)	
FREQ. = 302.1(90)	41.9	446.9(90)	23.6	65.9	65.8	65.9(45°)		FREQ. = 320							
FREQ. = 320								FREQ. = 502.7(90)	72.7	167.2(70)	47.0	707.4	705.2	706.3(43°)	
FREQ. = 444.3(90)	49.5	155.8(80)	19.3	78.6	78.4	78.5(52°)		FREQ. = 160							
FREQ. = 160								FREQ. = 194.0(80)	22.5	159.2(70)	15.8	817.3	784.1	800.5(41°)	
FREQ. = 184.8(80)	18.6	465.5(90)	15.3	75.7	75.3	75.5(56°)		FREQ. = 80							
FREQ. = 80								FREQ. = 237.4(80)	13.3	490.6(80)	10.8	725.2	705.6	715.4(40°)	
FREQ. = 217.8(80)	14.3	122.2(80)	4.4	56.4	49.2	52.7(71°)		FREQ. = 40							
FREQ. = 40								FREQ. = 217.3(80)	14.5	146.4(70)	13.4	692.5	681.8	687.2(42°)	
FREQ. = 159.3(80)	19.5	104.1(80)	3.9	44.2	38.6	41.3(85°)		FREQ. = 20							
FREQ. = 20								FREQ. = 551.6(90)	17.3	147.1(70)	23.9	666.4	665.8	666.1(23°)	
FREQ. = 157.1(80)	21.0	85.6(80)	8.6	29.6	26.2	27.8(86°)		FREQ. = 10							
FREQ. = 10								FREQ. = 313.2(90)	43.4	453.1(80)	170.9	1042.9	1042.6	1042.8(26°)	
FREQ. = 319.4(90)	59.9	24.8(70)	0.7	69.9	12.8	29.9(60°)									

測点名 = M3 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)	測点名 = M4 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)
FREQ. = 5120	14.7	385.3(80)	70.9	300.6	299.4	300.0(57°)		FREQ. = 5120	14.8	195.9(80)	44.1	76.2	75.9	76.0(57°)	
FREQ. = 192.6(100)								FREQ. = 194.5(100)							
FREQ. = 2560	21.9	351.4(80)	43.2	363.4	362.7	363.0(51°)		FREQ. = 325.9(100)	22.0	165.8(80)	24.3	80.5	80.3	80.4(56°)	
FREQ. = 1280								FREQ. = 1280							
FREQ. = 251.1(90)	30.4	402.3(80)	89.7	300.0	299.7	299.9(46°)		FREQ. = 251.5(90)	30.5	209.2(80)	34.7	80.9	80.8	80.8(46°)	
FREQ. = 640								FREQ. = 640							
FREQ. = 414.9(90)	41.8	428.2(80)	43.8	320.4	320.2	320.3(43°)		FREQ. = 414.4(90)	41.8	216.6(80)	18.4	82.3	82.1	82.2(48°)	
FREQ. = 320								FREQ. = 320							
FREQ. = 182.7(80)	27.2	425.2(80)	54.0	346.3	345.4	345.8(40°)		FREQ. = 182.7(80)	27.2	221.7(80)	26.4	94.2	93.9	94.0(41°)	
FREQ. = 160								FREQ. = 160							
FREQ. = 234.4(80)	17.7	403.0(80)	16.3	355.1	348.1	351.5(41°)		FREQ. = 234.4(80)	17.7	204.0(80)	8.3	91.7	88.5	90.1(40°)	
FREQ. = 80								FREQ. = 80							
FREQ. = 252.4(80)	9.3	394.0(80)	11.4	425.7	391.0	408.0(39°)		FREQ. = 252.4(80)	9.3	214.2(80)	7.2	127.0	114.4	120.6(34°)	
FREQ. = 40								FREQ. = 40							
FREQ. = 232.1(80)	11.9	358.5(80)	24.2	364.7	356.9	360.8(40°)		FREQ. = 230.7(80)	11.9	199.0(80)	20.7	113.4	111.6	112.5(37°)	
FREQ. = 20								FREQ. = 20							
FREQ. = 572.0(90)	18.5	372.9(80)	0.9	398.6	398.1	398.3(31°)		FREQ. = 572.0(90)	18.5	209.3(80)	31.1	125.5	125.4	125.5(31°)	
FREQ. = 10								FREQ. = 10							
FREQ. = 353.5(90)	40.9	347.9(80)	92.8	482.4	482.3	482.4(25°)		FREQ. = 353.5(90)	40.9	200.6(80)	169.1	160.4	160.4	160.4(25°)	

測点名 = M5 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)	測点名 = M6 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)
FREQ. = 5120	12.1	171.4(80)	35.2	73.3	73.0	73.1(46°)		FREQ. = 5120	12.0	256.8(80)	45.7	167.1	166.4	166.8(50°)	
FREQ. = 173.5(100)								FREQ. = 172.2(100)							
FREQ. = 2560	16.7	157.1(80)	12.7	82.4	82.2	82.3(43°)		FREQ. = 2560	16.6	226.7(80)	12.5	172.3	171.8	172.0(46°)	
FREQ. = 305.3(100)								FREQ. = 304.7(100)							
FREQ. = 1280	22.9	213.2(80)	21.0	91.7	87.7	89.7(33°)		FREQ. = 1280	22.9	285.1(80)	20.4	160.9	160.7	160.9(45°)	
FREQ. = 243.4(90)								FREQ. = 243.0(90)							
FREQ. = 640								FREQ. = 640							
FREQ. = 402.8(90)	42.1	232.2(80)	19.5	100.1	99.9	100.0(36°)		FREQ. = 402.8(90)	42.1	308.5(80)	23.1	176.6	176.3	176.5(43°)	
FREQ. = 320								FREQ. = 320							
FREQ. = 178.6(80)	21.7	252.8(80)	19.9	128.1	127.7	127.9(38°)		FREQ. = 178.6(80)	21.7	304.6(80)	23.9	186.0	185.3	185.7(43°)	
FREQ. = 160								FREQ. = 160							
FREQ. = 219.2(80)	22.4	244.4(80)	6.6	152.4	143.5	147.9(35°)		FREQ. = 219.2(80)	22.4	297.6(80)	6.9	226.9	211.9	219.3(40°)	
FREQ. = 80								FREQ. = 80							
FREQ. = 238.0(80)	7.4	250.7(80)	4.9	199.5	173.0	185.8(38°)		FREQ. = 238.0(80)	7.4	280.0(80)	4.2	271.1	228.1	248.7(41°)	
FREQ. = 40								FREQ. = 40							
FREQ. = 237.1(80)	17.1	228.0(80)	13.9	140.2	139.4	139.8(34°)		FREQ. = 237.2(80)	17.1	267.8(80)	14.5	193.3	192.3	192.8(37°)	
FREQ. = 20								FREQ. = 20							
FREQ. = 164.5(80)	11.7	254.6(80)	19.6	226.4	222.5	224.4(28°)		FREQ. = 164.5(80)	11.7	277.4(80)	33.2	268.5	264.6	266.5(32°)	
FREQ. = 10								FREQ. = 10							
FREQ. = 348.4(90)	31.9	244.8(80)	48.7	246.1	246.1	246.1(23°)		FREQ. = 348.9(90)	31.9	284.6(80)	53.7	331.6	331.5	331.5(25°)	

測点名 = M7 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)	測点名 = M8 電極間距離 = 15(m)	SIGH(GAIN)	Hs/n	SIGE(GAIN)	Es/n	Re	Rh	Ra(Deg)
FREQ. = 5120	14.7	215.1(80)	19.1	94.2	93.7	93.9(53°)		FREQ. = 5120	13.2	155.1(70)	46.2	843.0	839.4	841.2(39°)	
FREQ. = 192.2(100)								FREQ. = 146.4(100)							
FREQ. = 2560	22.0	100.5(100)	0.4	0.3	0.2	114.5(37°)		FREQ. = 2560	19.3	182.1(70)	54.7	1331.6	1326.3	1329.0(49°)	
FREQ. = 326.2(100)								FREQ. = 278.4(100)							
FREQ. = 1280	30.4	82.7(70)	14.7	127.3	126.2	126.8(51°)		FREQ. = 1280	31.2	192.6(70)	40.6	1025.2	1019.0	1022.1(38°)	
FREQ. = 640								FREQ. = 640							
FREQ. = 414.5(90)	41.8	84.0(70)	6.7	125.1	122.3	123.7(49°)		FREQ. = 350.5(90)	42.2	211.9(70)	39.0	1102.1	1097.9	1100.0(43°)	
FREQ. = 320								FREQ. = 320							
FREQ. = 182.5(80)	27.2	220.1(80)	5.4	96.8	89.1	92.8(47°)		FREQ. = 502.5(90)	72.7	70.9(60)	14.1	1287.7	1251.4	1269.4(44°)	
FREQ. = 160								FREQ. = 160							
FREQ. = 234.4(80)	17.7	612.3(90)	1.8	114.4	57.6	81.2(36°)		FREQ. = 193.2(80)	22.4	204.2(70)	10.0	1355.3	1302.5	1328.6(46°)	
FREQ. = 80								FREQ. = 80							
FREQ. = 252.4(80)	9.3	305.0(80)	2.3	350.5	170.4	244.4(22°)		FREQ. = 258.1(80)	18.4	608.8(80)	1.9	1462.7	819.2	1094.7(52°)	
FREQ. = 40								FREQ. = 40							
FREQ. = 231.7(80)	11.9	265.9(80)	4.5	206.3	192.6	199.3(22°)		FREQ. = 211.3(80)	14.1	165.1(70)	1.8	1066.2	799.2	923.1(50°)	
FREQ. = 20								FREQ. = 20							
FREQ. = 570.5(90)	18.5	331.8(80)	14.3	317.6	316.3	316.9(20°)		FREQ. = 551.6(90)	17.3	147.8(70)	30.0	677.1	669.3	673.2(45°)	
FREQ. = 10								FREQ. = 10							
FREQ. = 354.1(90)	41.0	332.0(80)	4.3</												

表 3.1.2 測定データ(2)

測点名 = M9 電極間距離 = 15(m)							測点名 = M10 電極間距離 = 15(m)						
SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)		SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)	
FREQ. = 5120	18.5	607.8(90)	33.9	33.6	33.5	33.6(47°)	FREQ. = 5120	15.7	517.8(90)	84.0	49.7	49.6	49.6(43°)
FREQ. = 2560	7.7	56.1(70)	6.2	47.3	46.5	46.9(38°)	FREQ. = 2560	17.1	146.3(80)	23.7	40.5	40.4	40.4(44°)
FREQ. = 1280	18.7	229.9(80)	12.3	56.4	56.2	56.3(43°)	FREQ. = 1280	26.8	189.1(80)	27.8	45.5	45.4	45.4(42°)
FREQ. = 640	65.6	243.2(80)	54.9	58.8	58.6	58.7(41°)	FREQ. = 640	66.4	198.4(80)	28.3	45.5	45.4	45.4(42°)
FREQ. = 320	84.9	234.9(80)	21.9	61.9	61.6	61.8(41°)	FREQ. = 320	41.6	202.3(80)	41.5	50.4	50.3	50.3(38°)
FREQ. = 160	18.9	679.5(90)	9.6	68.6	66.5	67.6(37°)	FREQ. = 160	12.8	189.9(80)	12.0	59.2	57.8	58.5(40°)
FREQ. = 80	13.1	648.9(90)	8.1	76.6	73.0	74.8(36°)	FREQ. = 80	15.6	176.7(80)	16.9	60.4	57.8	59.1(36°)
FREQ. = 40	8.7	665.7(90)	11.4	76.2	74.7	75.4(29°)	FREQ. = 40	9.0	173.8(80)	15.5	67.2	65.2	66.2(35°)
FREQ. = 20	13.1	690.1(90)	34.7	97.7	97.1	97.4(28°)	FREQ. = 20	21.2	169.3(80)	41.2	66.9	66.5	66.7(33°)
FREQ. = 10	77.1	636.1(90)	37.9	133.8	133.7	133.8(24°)	FREQ. = 10	103.0	164.6(80)	69.4	90.5	90.5	90.5(26°)

測点名 = M11 電極間距離 = 15(m)							測点名 = M12 電極間距離 = 15(m)						
SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)		SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)	
FREQ. = 5120	15.7	445.0(80)	51.6	364.6	363.5	364.1(41°)	FREQ. = 5120	21.2	251.5(80)	36.9	197.9	196.7	197.3(52°)
FREQ. = 2560	17.1	148.6(70)	22.9	418.2	417.2	417.7(38°)	FREQ. = 2560	19.0	195.6(80)	24.6	163.6	163.2	163.4(50°)
FREQ. = 1280	26.9	196.0(70)	25.8	486.3	486.1	486.2(35°)	FREQ. = 1280	43.3	266.7(80)	47.9	175.4	175.2	175.3(39°)
FREQ. = 640	66.4	217.2(70)	33.4	544.7	544.2	544.4(37°)	FREQ. = 640	67.8	303.6(80)	39.7	211.7	211.6	211.7(36°)
FREQ. = 320	41.7	226.9(70)	36.8	630.6	629.3	629.9(37°)	FREQ. = 320	48.4	334.3(80)	44.0	267.7	267.7	267.7(36°)
FREQ. = 160	12.9	224.4(70)	14.5	815.4	800.5	807.9(41°)	FREQ. = 160	64.6	327.5(80)	24.0	322.6	322.1	322.8(35°)
FREQ. = 80	15.4	198.5(70)	22.2	790.7	794.4	797.2(40°)	FREQ. = 80	28.9	334.3(80)	22.9	379.3	377.0	378.2(38°)
FREQ. = 40	9.0	191.0(70)	10.6	822.3	785.3	803.6(36°)	FREQ. = 40	26.3	313.1(80)	18.5	347.0	345.9	346.4(39°)
FREQ. = 20	21.3	177.7(70)	20.7	730.8	724.3	727.5(37°)	FREQ. = 20	30.1	324.5(80)	18.3	397.8	397.1	397.5(32°)
FREQ. = 10	102.8	538.8(80)	14.0	979.9	965.1	972.5(29°)	FREQ. = 10	44.6	326.2(80)	5.9	527.2	524.9	526.1(26°)

測点名 = M13 電極間距離 = 15(m)							測点名 = M14 電極間距離 = 15(m)						
SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)		SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)	
FREQ. = 5120	9.4	622.9(90)	79.2	94.3	93.6	93.9(51°)	FREQ. = 5120	14.6	187.2(80)	23.5	49.2	49.1	49.2(53°)
FREQ. = 2560	25.9	178.0(80)	41.6	69.5	69.3	69.4(46°)	FREQ. = 2560	23.0	49.1(70)	16.9	43.7	43.5	43.6(44°)
FREQ. = 1280	64.6	203.9(80)	59.0	67.6	67.5	67.6(42°)	FREQ. = 1280	51.5	206.7(80)	30.5	51.7	51.6	51.6(40°)
FREQ. = 640	70.0	221.9(80)	37.6	68.3	68.1	68.2(41°)	FREQ. = 640	22.1	218.4(80)	18.0	58.1	57.9	58.0(39°)
FREQ. = 320	74.4	707.2(90)	55.8	75.9	75.9	75.9(40°)	FREQ. = 320	41.9	222.3(80)	21.0	60.8	60.6	60.7(38°)
FREQ. = 160	27.1	671.4(90)	10.6	82.7	79.6	81.1(39°)	FREQ. = 160	9.6	206.9(80)	7.2	75.0	70.4	72.7(36°)
FREQ. = 80	10.8	700.2(90)	8.2	112.5	104.4	108.4(37°)	FREQ. = 80	8.1	594.1(90)	7.1	72.6	63.9	68.1(42°)
FREQ. = 40	18.7	628.6(90)	22.9	94.6	94.2	94.4(37°)	FREQ. = 40	12.4	639.1(90)	20.7	92.6	90.4	91.5(35°)
FREQ. = 20	13.3	661.3(90)	30.3	114.7	113.9	114.3(33°)	FREQ. = 20	15.5	672.1(90)	38.4	106.2	106.4	107.3(31°)
FREQ. = 10	5.1	634.7(90)	5970.4	141.9	141.9	141.9(25°)	FREQ. = 10	50.5	642.2(90)	382.9	143.4	143.4	143.4(25°)

測点名 = M15 電極間距離 = 15(m)							測点名 = M16 電極間距離 = 15(m)						
SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)		SIGE(GAIN)	Hs/n	Es/n	Re	Rh	Ra(Dex)	
FREQ. = 5120	13.5	206.5(80)	51.9	102.0	101.6	101.8(48°)	FREQ. = 5120	13.5	264.0(80)	33.6	165.9	165.5	165.7(40°)
FREQ. = 2560	12.3	53.8(70)	8.9	105.5	104.9	105.2(45°)	FREQ. = 2560	12.3	69.0(70)	10.0	174.3	172.9	173.6(42°)
FREQ. = 1280	34.8	221.3(80)	40.7	99.1	99.0	99.1(45°)	FREQ. = 1280	34.8	312.0(80)	30.6	196.6	196.4	196.5(40°)
FREQ. = 640	39.9	229.2(80)	34.2	102.2	102.1	102.2(41°)	FREQ. = 640	39.9	324.2(80)	25.5	204.8	204.3	204.6(41°)
FREQ. = 320	65.8	240.6(80)	45.1	117.2	117.1	117.2(41°)	FREQ. = 320	65.9	337.5(80)	18.9	230.7	229.9	230.3(39°)
FREQ. = 160	21.4	239.4(80)	15.8	142.2	139.5	140.8(41°)	FREQ. = 160	21.4	334.9(80)	8.3	282.2	270.1	276.1(40°)
FREQ. = 80	14.9	223.9(80)	12.3	149.8	147.2	148.4(40°)	FREQ. = 80	14.9	320.5(80)	7.1	311.1	301.1	306.0(37°)
FREQ. = 40	25.5	201.2(80)	19.5	113.9	113.5	113.7(40°)	FREQ. = 40	25.3	307.7(80)	19.4	270.0	269.2	269.6(36°)
FREQ. = 20	13.7	681.4(90)	25.0	129.2	128.8	129.0(33°)	FREQ. = 20	13.7	1038.1(90)	23.2	299.8	299.0	299.4(32°)
FREQ. = 10	33.9	211.4(80)	23.3	191.2	191.2	191.2(29°)	FREQ. = 10	33.9	332.5(80)	125.4	473.0	473.0	473.0(26°)

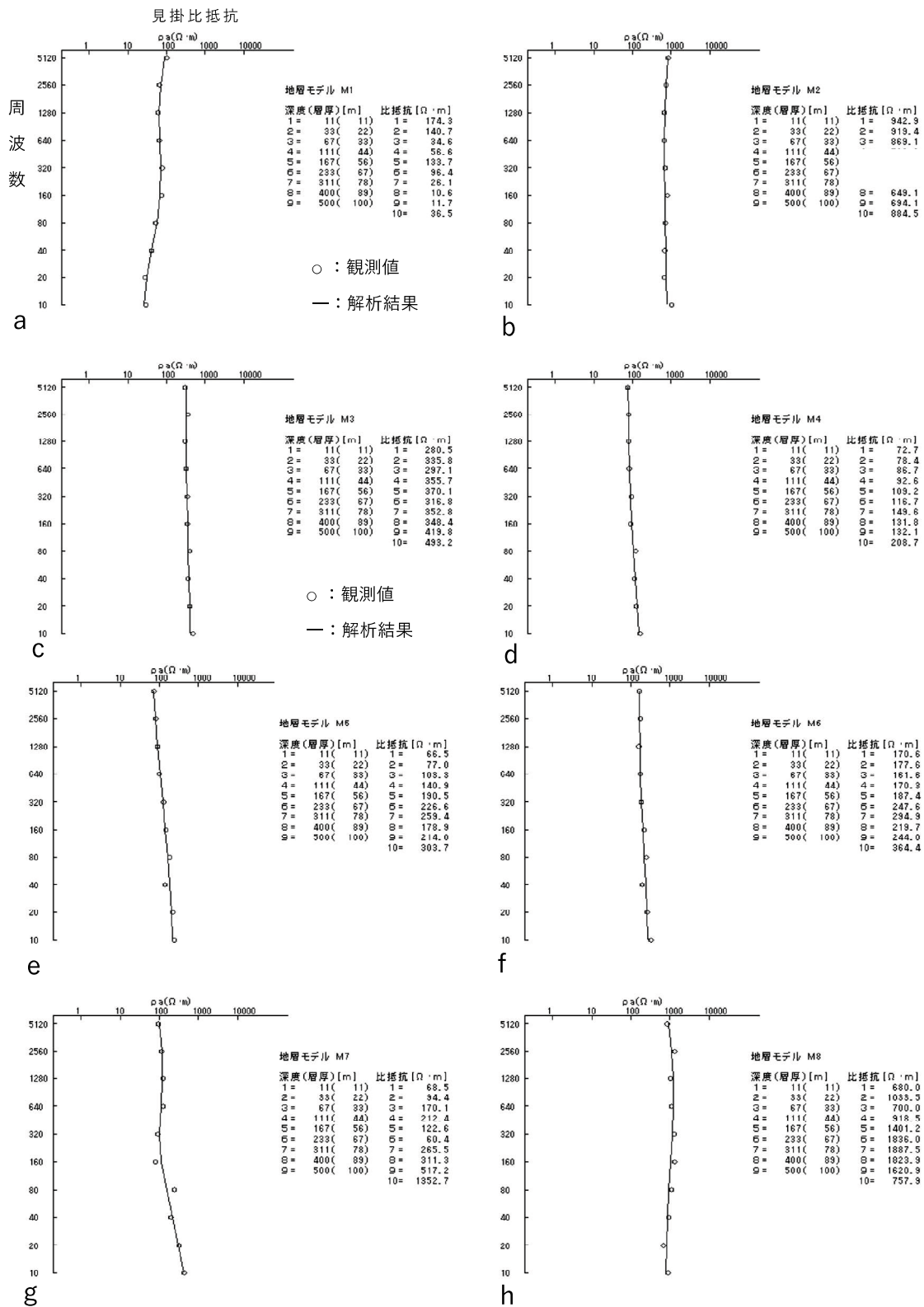


図 3.1.1 測定データおよび1次元解析結果 (1)

横軸に見掛け比抵抗 ($\Omega \cdot m$), 縦軸に周波数を取り, 観測値 (点) と解析結果 (曲線) をプロットした。「地層モデル」は解析結果から得られた, 各周波数に対応する深度 (層厚) と比抵抗値を示す。

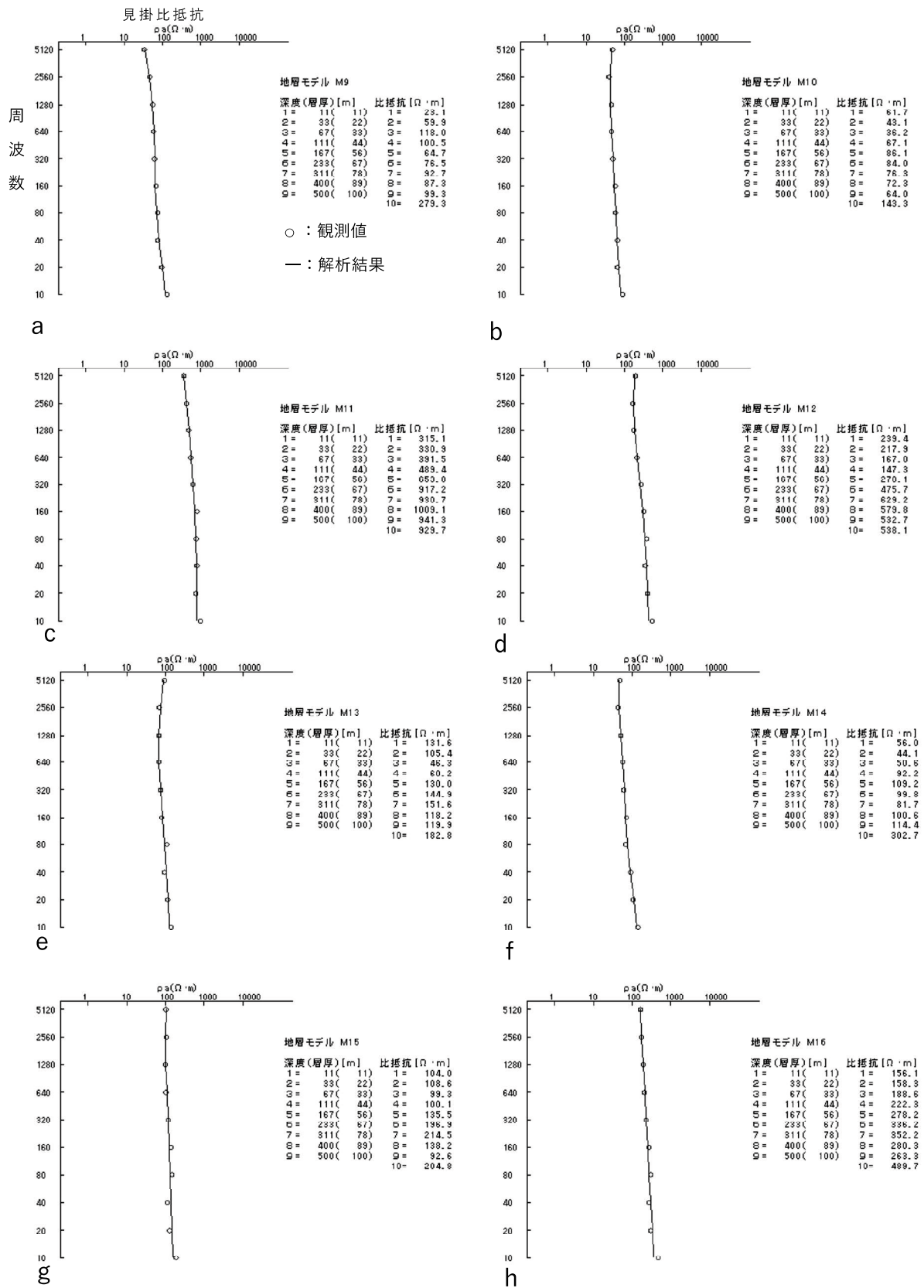


図 3.1.2 測定データおよび1次元解析結果 (2)

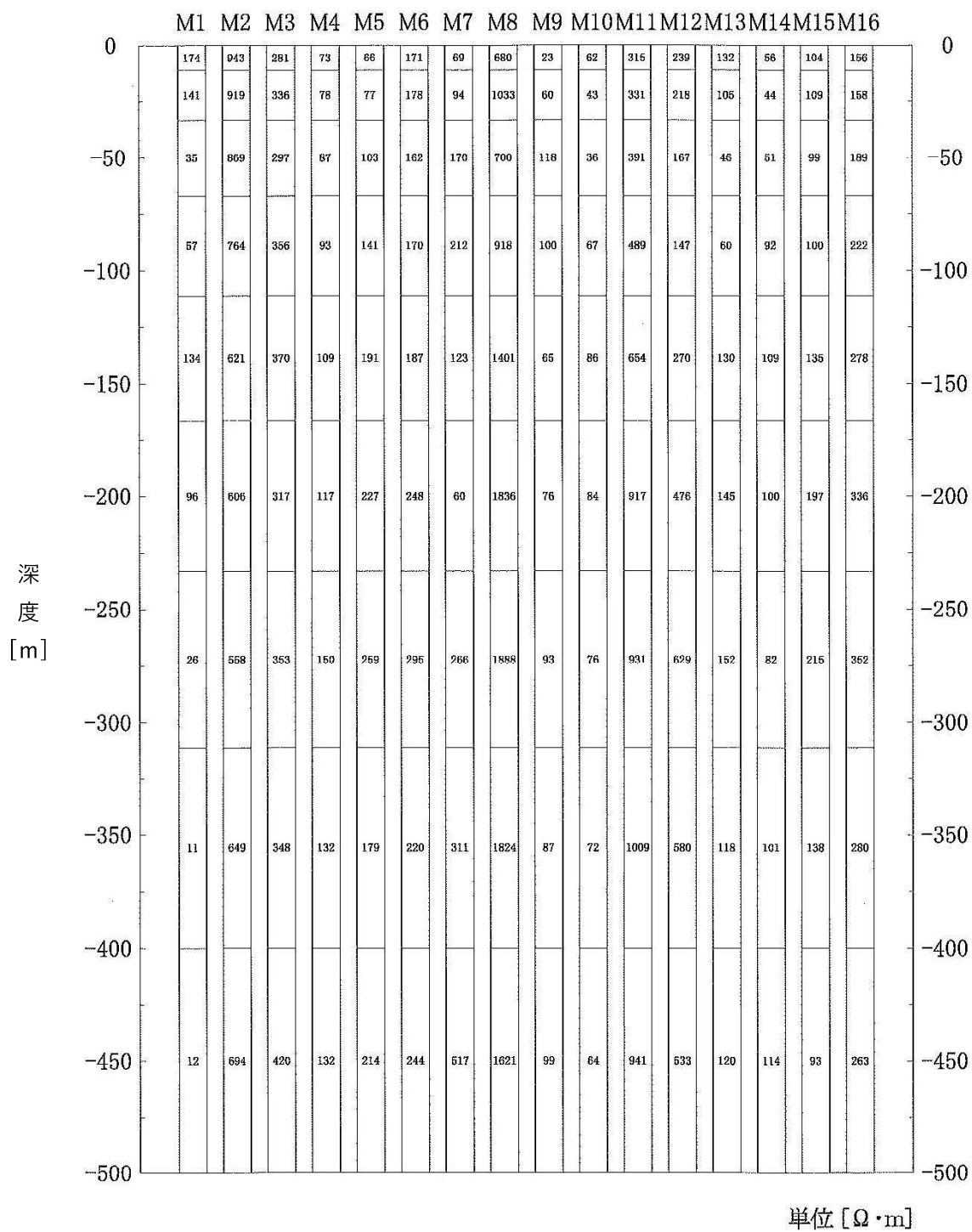


图 3.1.3 比抵抗柱状图

(5) 解釈

得られた各調査地点の一次元比抵抗構造をもとに作成した深度ごとの比抵抗水平断面図

(図 3.1.4) には次の特徴がある.

- ① 表層から深部まで各水平断面における相対的な比抵抗値の分布は大きく変化することなく、同様の分布を示す (図 3.1.4a~h) .
- ② 井戸付近から西側において NNW-SSE 方向の連続性が良い幅約 50m, $50\sim 200\Omega\cdot\text{m}$ 程度の低比抵抗帯が存在する (図 3.1.4a~h, i) .
- ③ 南東部に深度 275m 以深で $25\Omega\cdot\text{m}$ 以下の低比抵抗帯が深部まで連続する箇所が存在する (図 3.1.4a~h, i) .

上記②の低比抵抗帯がボーリング地点を通ることは、ボーリングコアに割れ目が発達していることと整合的である。この井戸付近の低比抵抗帯の延長方向は付近の地層の走向とほぼ直交し、図 2.2.3c 及び図 2.2.4 に示す急傾斜の節理面の走向と調和的である。さらにこの低比抵抗帯の位置は、岩相分布から推定される NNW 走向の断層 (図 2.2.2) と一致することから、NNW 走向で急傾斜の断層及びそれに沿った割れ目帯と推定される。

一方で南東部の深部にも低比抵抗帯が認められるが、低比抵抗値を観測したのは 1 地点しかないため、伸長方向は特定できない。

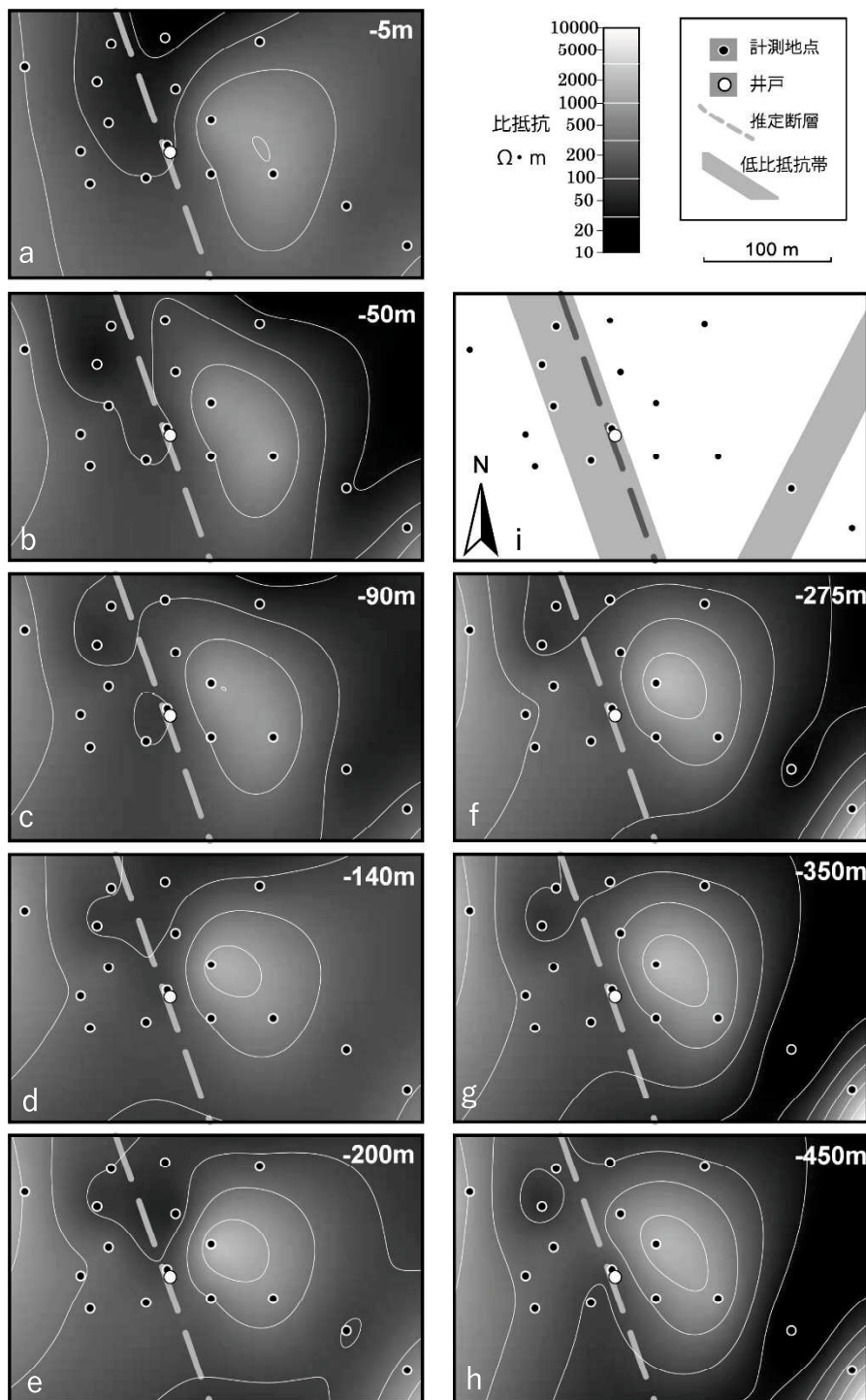


図 3.1.4 深度ごとの比抵抗平面図

表示深度はボーリング地点の地表を 0m としている。CSAMT 送信源は図-1 に、測定位置は図-2 に示す。

3.2. 岩相

ボーリングコアの岩相は、深度 38m までは泥岩で、それ以深は硬質な中粒で普通の淘汰を呈する塊状の砂岩層を主体とし、層厚 30cm 以下の泥岩層を挟在するが、タービダイトのような規則的な互層となっていない(図 3.2.1, 図 3.2.2)。泥岩は部分的に含礫泥岩となっているが大部分は礫を含まず砂岩葉理の認められる泥岩からなる。また砂岩層は炭質物を伴い陸棚ないし浅海相を示す。これらのことより、泥岩層及び砂岩層は付加体構成メンバーではなく、正常堆積物であって、ジュラ系の鳥巢層群と判断される。

泥岩層のうち砂岩層に挟在されるものにはしばしば層理面に平行な鱗片状へき開が発達する。

ボーリングコアにおける 1m あたりの割れ目本数は 3~7 本である。割れ目の傾斜は水平面に対して 10°~50°が多い(図 3.2.3)。ただし傾斜角度による遭遇確率の補正(田中・宮川, 1992)をすると 85°以上の急傾斜の割れ目も多いことがわかる(図 3.2.4)。割れ目の傾斜角度の深度方向の分布に偏りは認められない(図 3.2.5)。割れ目の形状について、ISRM(1978)では割れ目の断面形状により「階段状(STEPPED)」,「波状(UNDULATING)」,「平面状(PLANAR)」の 3つに分類し、さらにそれぞれのタイプについて、表面の粗さにより「粗い(ROUGH)」,「なめらか(SMOOTH)」,「鏡肌(SLIKENSIDED)」の 3つに分類している(図 3.2.6)。これに倣って分類すると、全体の 4分の3は波状(undulating)タイプ(IV, V, VI)に属し、3分の2は「なめらか」と「鏡肌」が占める。せん断による割れ目形成を示す「平面状」タイプ 4分の1程度である(図 3.2.7)、層理面の傾斜は一般的には 30°以下と緩傾斜であるが、60°以上の箇所も見られる。

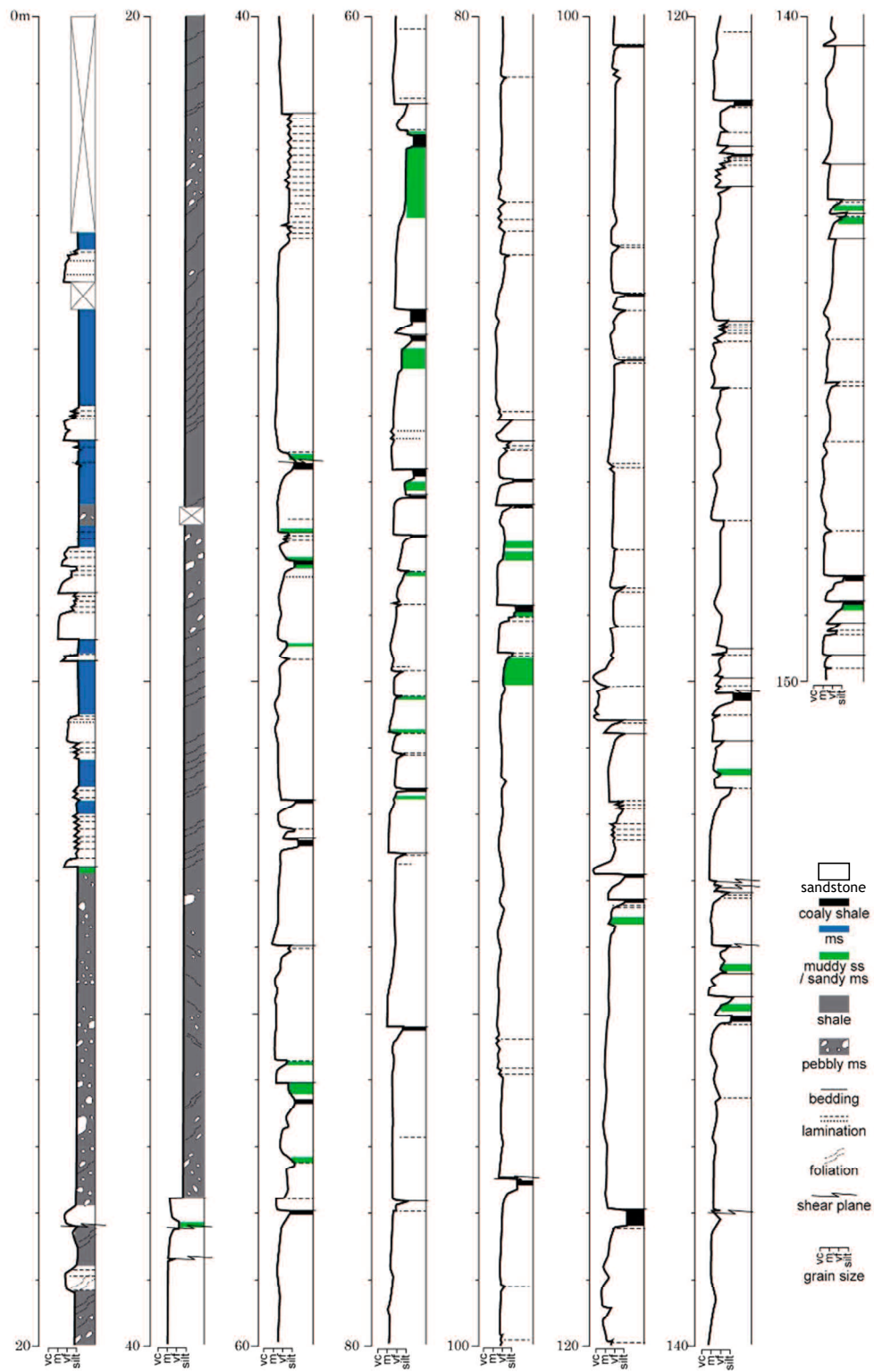


図 3.2.1 ボーリング柱状図



図 3.2.2 深度 90~120m間のボーリングコア写真
深度 115m以深で色調が上位と異なるのは，撮影条件の違いによるもの。

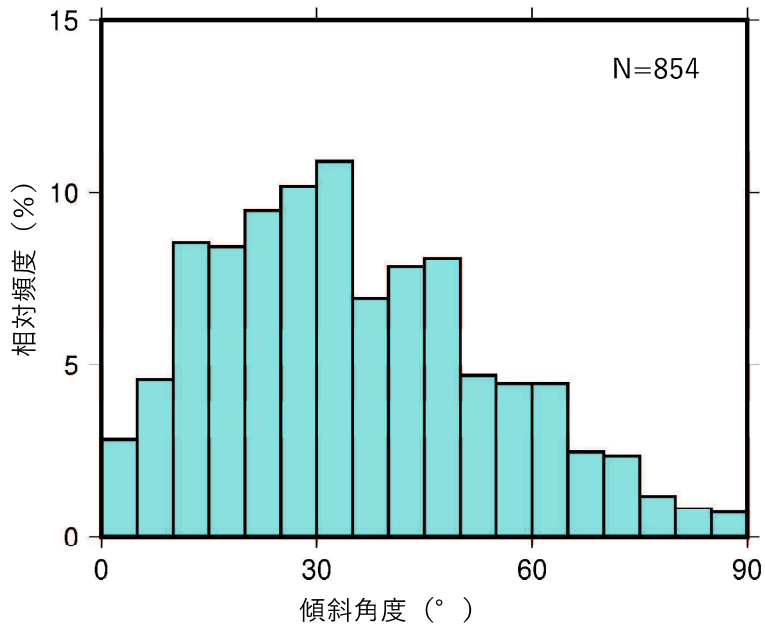


図 3.2.3 割れ目傾斜の分布

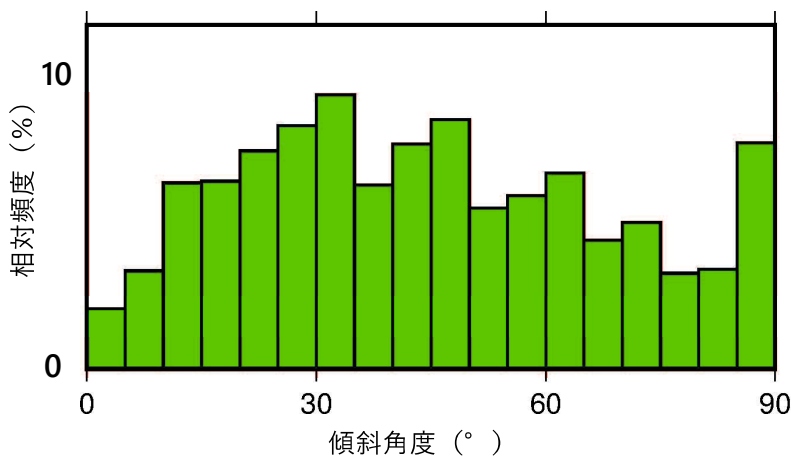


図 3.2.4 遭遇確率補正後の割れ目傾斜分布

割れ目密度に、補正係数 ($1/\cos\theta$, θ はボーリング孔と割れ目傾斜角度の交角) を乗じたて補正した (田中・宮川, 1992).

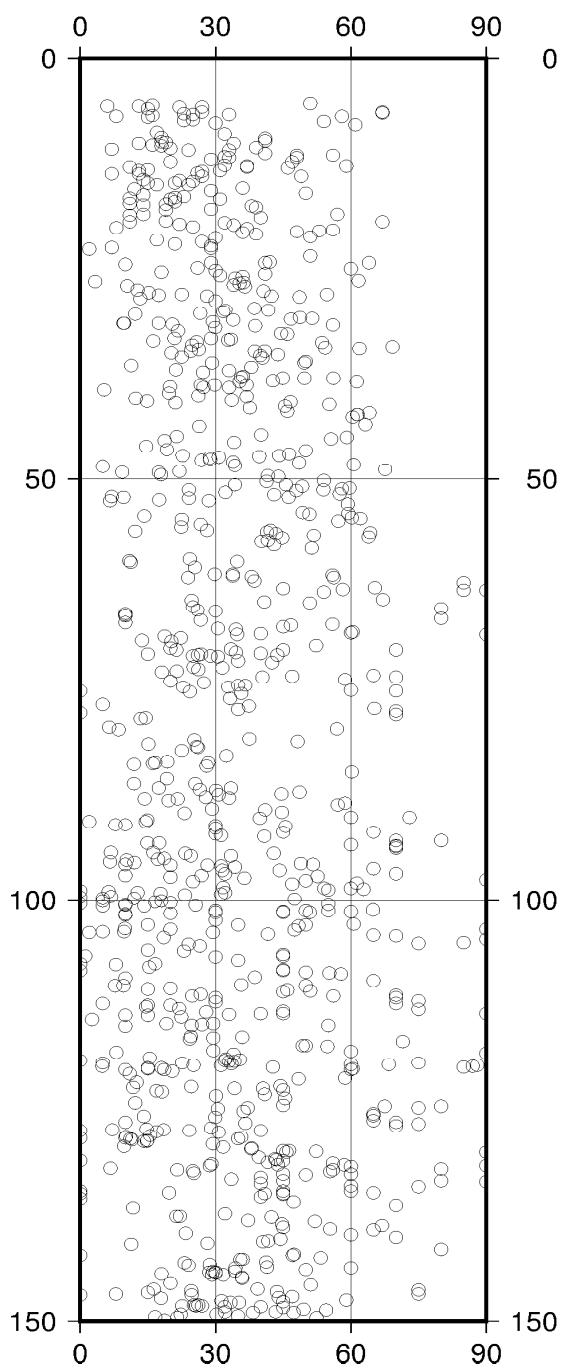


図 3.2.5 割れ目傾斜角度の深度分布

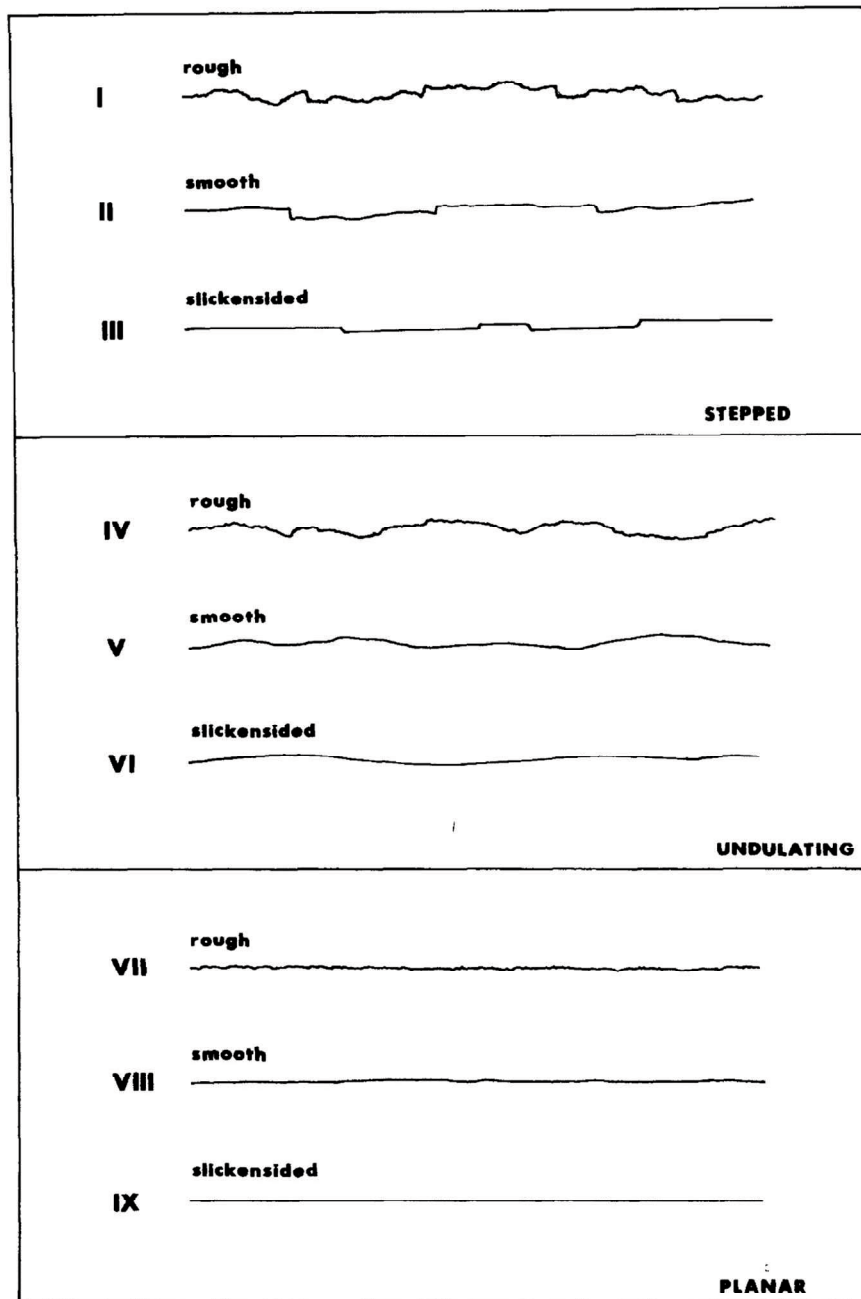


Fig. 17. Typical roughness profiles and suggested nomenclature. The length of each profile is in the range: 1 to 10 metres. The vertical and horizontal scales are equal.

図 3.2.6 ISRM (1978) の割れ目の粗度断面 (roughness profiles)

割れ目の断面形状により「階段状 (STEPPED)」、「波状 (UNDULATING)」、「平面状 (PLANAR)」の3つに分類し、さらにそれぞれのタイプの表面の粗さにより「粗い (ROUGH)」、「なめらか (SMOOTH)」、「鏡肌 (SLIKENSIDED)」に分類している

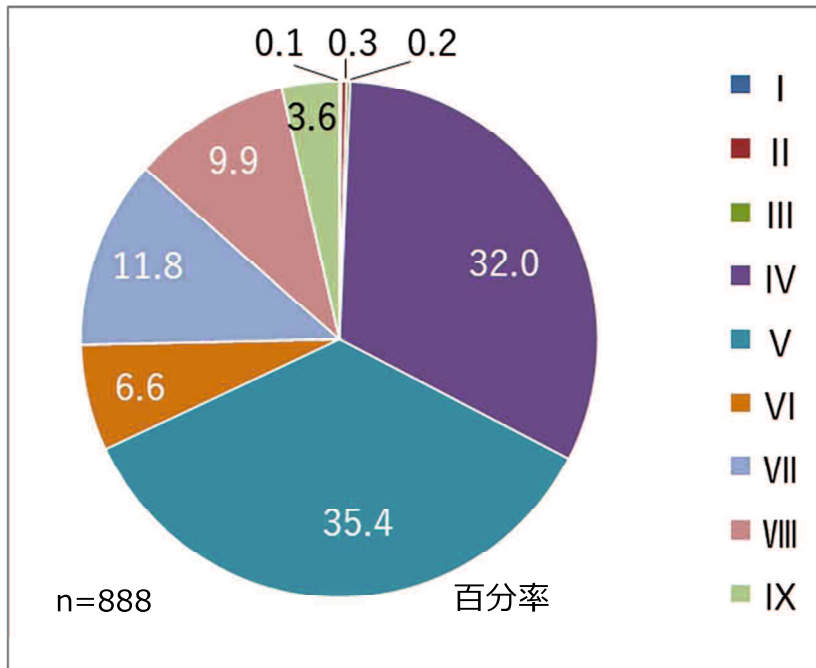


図 3.2.7 割れ目タイプの割合
 ISRM (1978) の分類 (図 3.2.6) にならい分類した割れ目の形状ごとの割合。

3.3. 地下水流動区間

ボーリング孔を利用して地下水の流動区間を知るために、食塩をトレーサーとして地下水検層を実施した。孔壁崩壊を避けるため地表から深度 39m までは開口率約 8% の VP50 ストレーナを設置して行った。地下水の比抵抗測定には CTI サイエンスシステム製の水温・電気伝導度計を用いた。用いた食塩量は、孔内水の塩分濃度が約 1% となるように計量した。食塩を織目の粗い木綿布で包み、重りを付けた IX ビニルテープで巻きつけた上で、孔内を数往復させて食塩濃度が均質になるよう攪拌した。攪拌直後の孔内水の比抵抗の平均値は $0.69\Omega\cdot m$ 、標準偏差は $0.09\Omega\cdot m$ であった。孔内水の比抵抗値は攪拌直後のほか、40 分後、75 分後および 110 分後に深度 1m 間隔で測定した。検層実施時の孔内水位は深度 3.17m であった。

時間経過に伴い比抵抗値が高くなる変化が認められたのは深度 100～110m 区間が顕著であり、ほかに深度 118～122m, 132～137m, 143～147m においても比抵抗値の変化が認められた (図 3.3.1)。これらの区間においては、孔内に相対的に比抵抗値の高い自然地下水が流入し孔内水を希釈したため、時間の経過とともに孔内水の比抵抗値が増加したものであり、相応の透水性をもつことを示している。

深度 125m 付近では比抵抗値の変化が負の値を示しているが、これは、正の変化を示す他の区間と異なり経時変化が不明瞭であることから、地下水の流動を示すものではなく、食塩投入・攪拌時における塩分濃度の不均質性に由来すると考えられる。すなわち、食塩投入直後の比抵抗値は、深度 125m で $0.81\Omega\cdot\text{m}$ であったのに対し、上下 2 m の深度 123～127m 間の比抵抗値は $0.67\sim 0.82\Omega\cdot\text{m}$ であった (図 3.3.2)。深度 125m で負の変化を示すのは、上下の透水性を有する区間で地下水が孔内に流入したため、そこにあった比抵抗の低い孔内水が押されて深度 125m 付近に移動し、元の孔内水と混ざり合った可能性がある。

ボーリング掘進深度が 90m に達した時点で孔内水位が地表を上回って自噴した (図 3.3.3)。自噴は最終深度 150m に達するまで、ほぼ連日確認されたことから、透水層の地下水は被圧していたことがわかる。調査ボーリング時のケーシングは深度 3m まで孔径 116mm が、深度 30.5m まで孔径 90mm のものが挿入されている。地下水検層の際に孔内水位が深度 3.17m と地表面より低いのは、ケーシングを抜いた状態で実施したために、被圧地下水が 30.5m より浅部の亀裂等に浸透したためと考えられる。

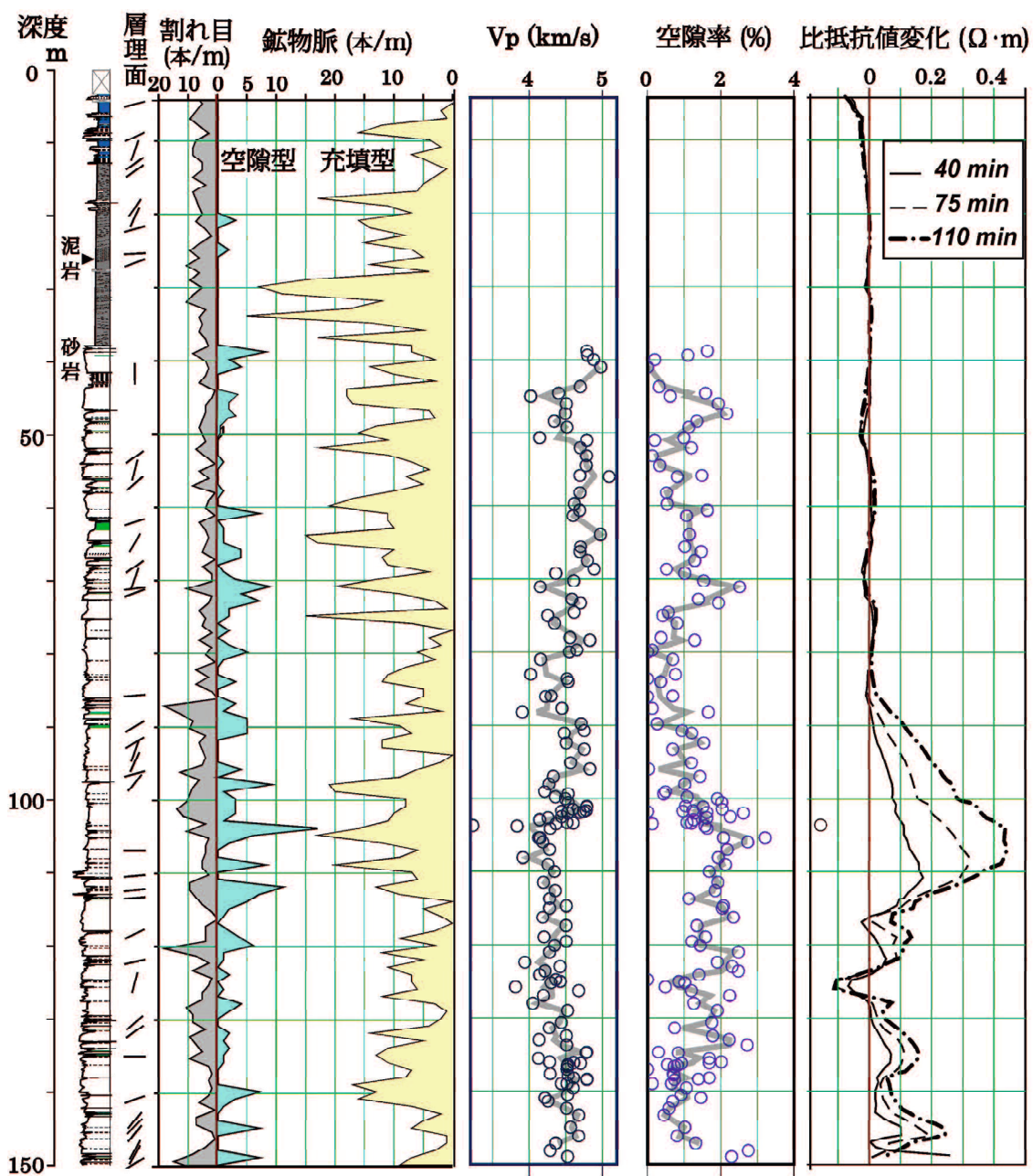


図 3.3.1 総合柱状図

層理面：コアに認められる層理面の傾斜角，割れ目：深度 1m 当たりの鉱物充填されていない割れ目の数，鉱物脈：レンズ状空隙が認められる鉱物脈とそうでないもの 1m 当たりの数， V_p ：コアの直径方向の弾性波(P 波)速度，空隙率：かさ密度から求めた空隙率，比抵抗値変化：地下水検層結果（深度 4.0m より実施）， V_p と空隙率の折れ線グラフは移動平均を示す。

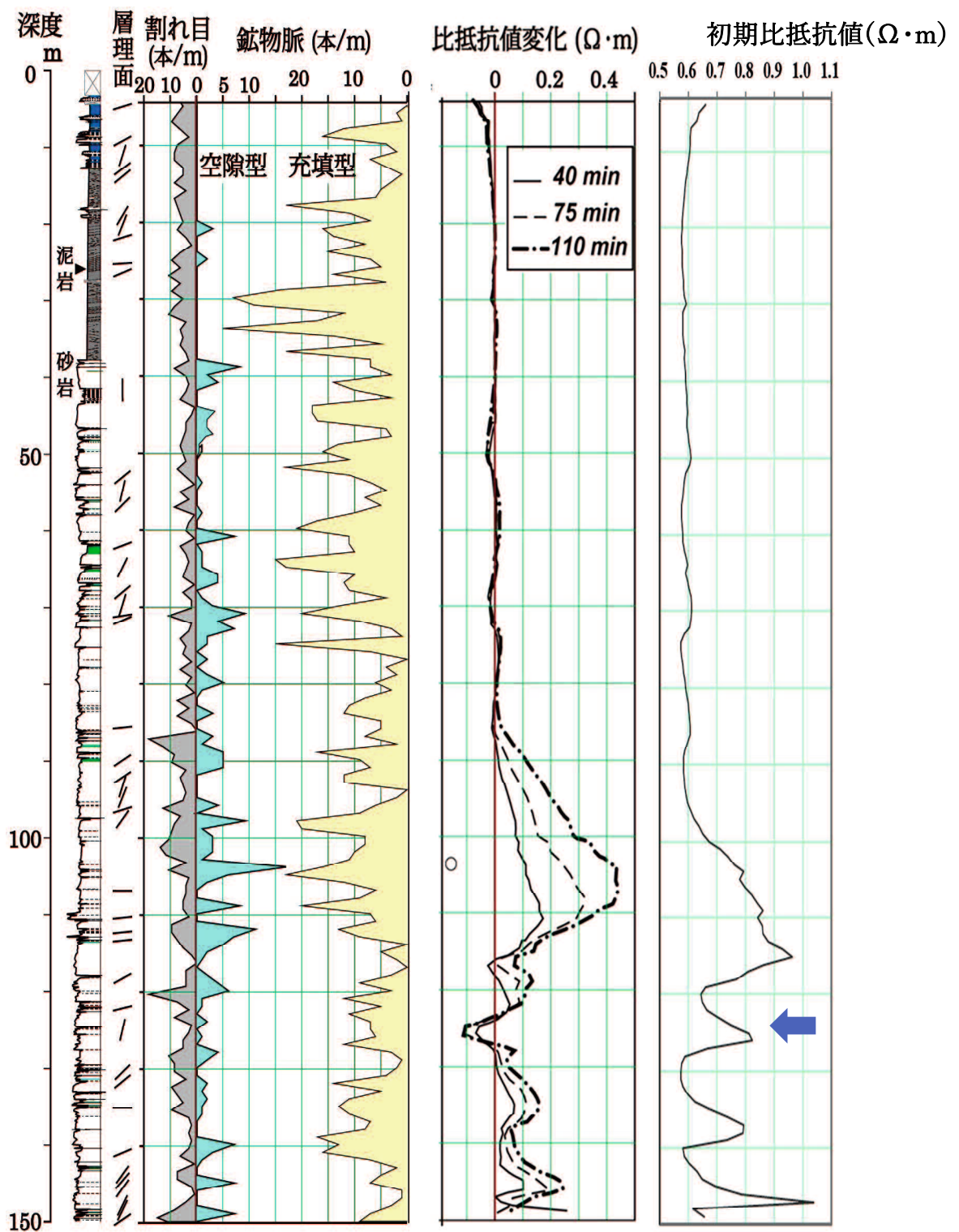


図 3.3.2 地下水検層における初期比抵抗値 (右端)
 負の比抵抗値変化が認められる深度 125m 付近 (矢印) の比抵抗初期値は上下の深度の比抵抗値よりも $0.1\Omega\cdot\text{m}$ 以上高い.

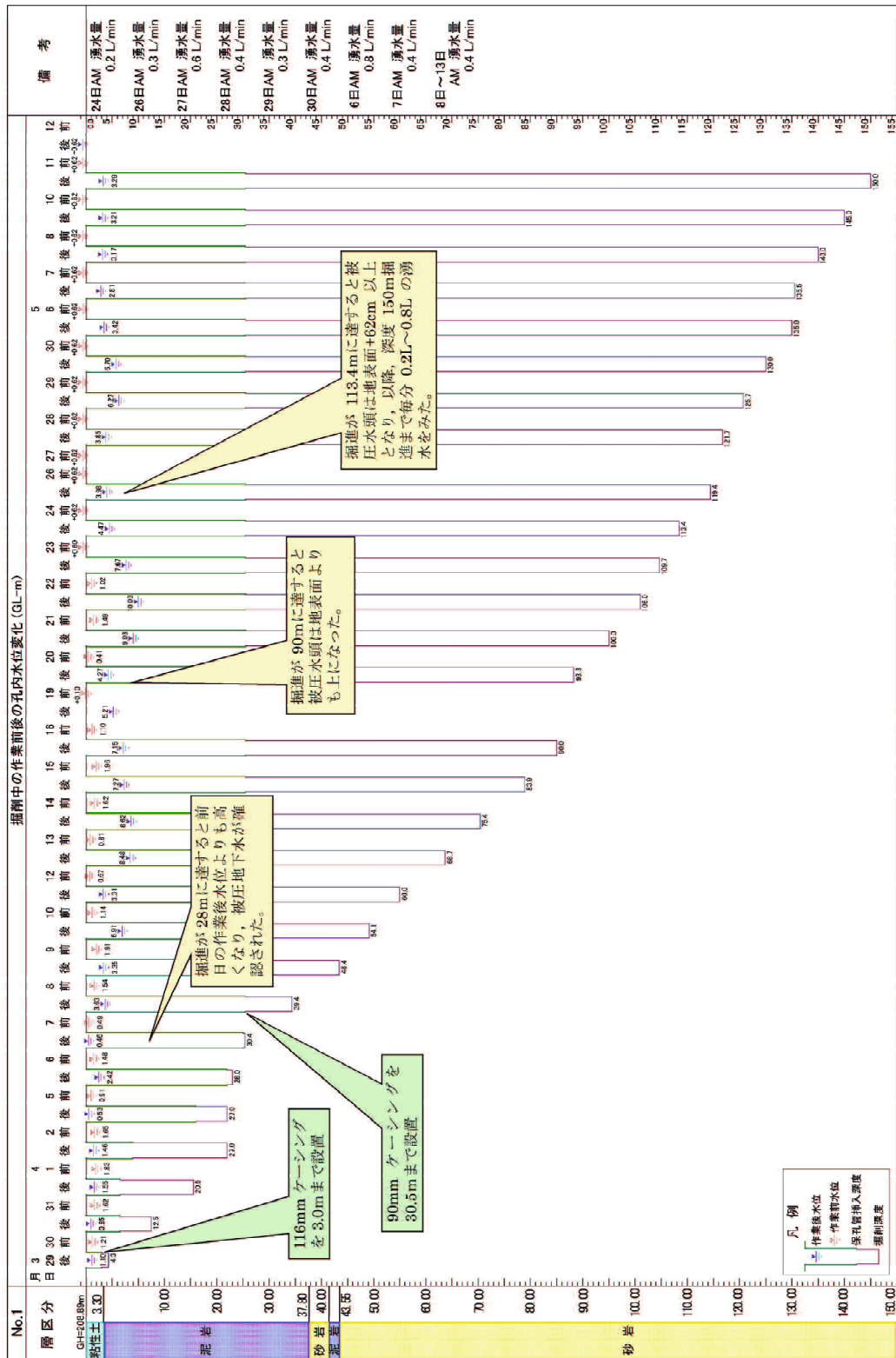


図 3.3.3 ボーリング掘進中の孔内水位

深度 90m 以深からは、水位が地表面よりも上になり毎分 2~4 リットル自噴した。

3.4. P 波速度および空隙率

ボーリングコアのうち砂岩層を対象に、開口割れ目のない長さ 5~10 cm 程度の短柱状コアを用いて、自然乾燥状態での直径方向の P 波速度 (V_p) を応用地質製ソニックビューアにより計測した。計測は概ね 1 m 毎に行い、値の急変部では計測間隔を短くした。

P 波速度を計測したのと同じ試料の重量を体積で除することによりかさ密度 (ρ_b) を求め、その最大値 ($\rho_{max}=2.67 \text{ g/cm}^3$) を用いて次式より空隙率 ϕ_d を求めた。重量は上皿電子天秤で計測した。体積 (かさ) は、水を入れたビーカーを上皿電子天秤に置き、釣り糸で試料を吊るして水中に入れる前後の水の重量変化から求めた。

$$\phi_d = \left(\frac{\rho_{max} - \rho_b}{\rho_{max}} \right) \times 100 (\%)$$

ϕ_d : 空隙率, ρ_{max} : 最大かさ密度, ρ_b : かさ密度

この方法では、コア表面の凹みについては体積として含まれないが、空隙率の相対的な大小を比較することはできる。また、実際には砂岩の空隙率が 0 であることは考えにくいですが、本論では空隙率の絶対値での議論ではなく、相対的な大小に着目しているので、空隙率の最低値を 0 と仮定しても問題ないと考えられる。

かさ密度は最大 2.67 g/cm^3 、平均 2.64 g/cm^3 であった。P 波速度は、最小値 3.23 km/s 、最大値 5.09 km/s 、平均値 4.47 km/s 、標準偏差 0.02 km/s である。空隙率は $0.00 \sim 4.84\%$ の範囲にあり、平均値 1.22% 、標準偏差 0.07% である。

図 3.3.1 に P 波速度と空隙率の深度分布を示す。図 3.4.1 に示すように、P 波速度及び空隙率には負の相関 ($R=-0.437$) が認められ、空隙率の大きいコアでは P 波速度が遅い傾向がみられる。すなわち、P 波速度の低下は空隙率の増大を反映していると考えられる。

なお、P 波速度の計測時には、鉱物脈の方向を考慮することなく無作為に直径方向を計測対象としており、レンズ状空隙に直交する方向あるいは平行な方向など、異方性を考慮した系統的な計測とは異なる相関の強さが得られている可能性がある。しかし、試料数が 141 と多いので、無作為に計測したことにより、最も相関の強い計測方向と最も弱い計測方向の中間的な結果が得られていると考えられる。

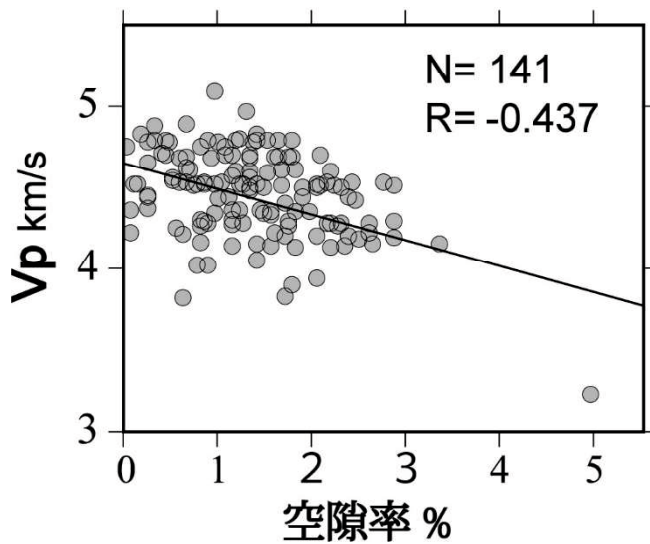


図 3.4.1 砂岩コア試料の空隙率と弾性波速度の関係
弾性波速度はコア直径方向の速度。直線は回帰直線。

3.5. 原位置での空隙の状態

原位置での空隙の状態を知るためボアホールカメラでボーリング孔内を観察した。用いたカメラでは孔壁の展開画像ではなく、側方視ミラーで側方 1 方向の画像が得られる。

観察時には孔内にスライムが残って鮮明な画像は得られなかったが、原位置における空隙としては、開口性の割れ目を 4 箇所において視認できた (図 3.5.1)。これらの割れ目の

開口幅は、交差部を除いてほぼ5 mm 以下である。これらは ボーリングコアに認められる割れ目と対比可能であり、いずれも砂岩層に存在する。割れ目の傾斜角は45~80°で、形状はいずれも緩やかに湾曲しており、鏡肌を呈するものもある。なお、ボーリング孔の孔曲がりには計測していないが、地下水検層時に食塩を投入・攪拌させた際や、プローブを挿入・上下させた際の感触に違和感はなく、ボーリング孔は概ね鉛直と考えられるので、コアにみられる割れ目の傾斜角は、水平面に対する傾斜角として問題ない。

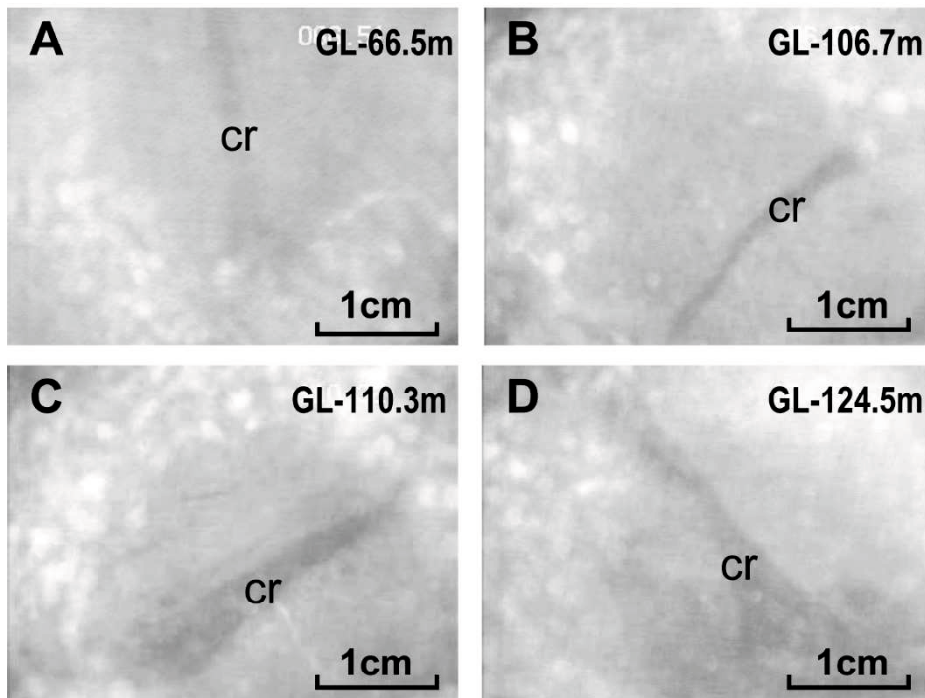


図 3.5.1 ポアホールカメラによる割れ目の画像

Cr：割れ目。割れ目周囲の円形の白色点群は、円形光源に対する孔壁の反射像である。ボーリングコアと対比して得られた割れ目の傾斜角は、A：80°、B：45°、C：50°、D：68°である。

3.6. 沢水と井戸水の水質

(1) 一般水質

地下水の起源を検討するため、調査地の沢水と井戸から汲み上げた地下水のpH測定、

一般水質、酸素および水素同位体の分析を行った。pH は東亜 DKK 製 pH Meter HM-25G を用いて測定した。井戸は深度 43.6m 以深にすべてスクリーンが設置されており、汲み上げた井戸水がどの深度に由来するかは特定できない。陽イオンは Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の 4 成分を山口大学総合科学実験センター機器分析実験施設の ICP 発光分析装置 (Liberty-Series-II-YA) により、陰イオンは Cl^- および SO_4^{2-} の 2 成分を同センター排水処理施設のイオンクロマトグラフィー (ヨコガワ IC7000RS 型イオンクロマトグラフ)、 HCO_3^- は硫酸を用いたアルカリ度測定により分析した。

井戸水の採取は、井戸の供用開始後 1 年以上経ってからである。採取時は 1 分以上汲み上げをしたのち採水した。

分析結果を表 3.6.1 に示す。チャージバランスエラーは、一般に推奨されている 5% よりもやや大きい試料が多いが、これは、採水してから分析まで 1 週間程度の時間があったため、脱気により HCO_3^- イオンが減少したことが主な原因と推測される。表には水温を 15°C と仮定した方解石に対する飽和指数 (SIc) を次式 (日本地下水学会, 2000) で求めた結果も示す。飽和指数が正で過飽和、0 で溶解平衡、負で不飽和である。

$$\text{SIc} = \log \left(\frac{K_2 [\text{Ca}^{2+}] [\text{HCO}_3^-]}{K_{\text{sp}} [\text{H}^+] } \right)$$

[] : モル濃度, K_2 : 溶存 CO_2 の逐次酸解離定数, K_{sp} : 方解石に関する溶解度積. $K_2 (=3.72 \times 10^{-11})$ および $K_{\text{sp}} (=3.72 \times 10^{-9})$ は実験的に求められている (日本地下水学会, 2000)。

図 3.6.1 に井戸水および周辺の沢水の水質をヘキサダイアグラムで示す。沢水が CaHCO_3 型であるのに対して、井戸水は NaHCO_3 型であることがわかる。これは、 CaHCO_3 型であった沢水が地下に浸透して移動する間に、粘土鉱物との陽イオン交換反応により

水質変化が生じた可能性が考えられる。

沢水の方解石に対する飽和度は、調査地域の西部を除き、不飽和となった(図 3.6.1)。

なお、イオンバランスが±5%を超える試料もあったため、フッ素イオン等の別の陰イオンが溶存している可能性もあるが、念のためイオンバランスがとれるように HCO_3^- イオン濃度および Ca^{2+} イオン濃度を調整し、それぞれのケースにおける SIc を比較した。その結果、どのケースにおいても SIc の飽和／不飽和の傾向は変わらなかった。そのため、本稿では補正しないデータを用いて計算した SIc にもとづき考察を行う。

沢水は大きな石灰岩ブロックのある北西部で過飽和となっており、地質分布と水質が整合的である。井戸水も方解石に対して過飽和となった ($\text{SIc}=+0.20$; 表 3.6.1) が、これは、汲み上げた地下水の大気圧下での分析結果であり、以下の理由から、原位置では不飽和の可能性もある。①脱気により二酸化炭素分圧が原位置よりも低い状態で分析された可能性がある。二酸化炭素分圧が高ければ地下水中に HCO_3^- イオン及び H^+ イオンがより多く存在することが可能となり、 pH も小さくなる。②さらに、原位置における被圧地下水の水圧は、井戸掘削によりほかの亀裂と導通することにより、掘削前よりも低下した可能性がある。なお、井戸は採水の2年6カ月前に掘削された。

表 3.6.1 水質及び酸素水素同位体分析結果

試料名	pH	EC mS/m	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Cl ⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	C.B.E. %	[H ⁺] mol/L	[Ca ²⁺] mol/L	[HCO ₃ ⁻] mol/L	SIc	δ ¹⁸ O ‰	δD ‰
井戸	8.20	29.2	64.41	1.79	14.34	4.13	13.88	170.94	1.13	-	-	6.31E-09	3.58E-04	2.80E-03	0.20	-7.08	-40.2
1	7.71	15.75	8.77	3.53	23.66	2.51	4.63	78.45	7.93	1.16	7.48	1.95E-08	5.90E-04	1.29E-03	-0.41	-6.76	-39.2
4	7.77	9.13	5.75	1.86	11.14	1.42	4.57	32.97	5.79	1.94	8.34	1.70E-08	2.78E-04	5.40E-04	-1.05	-6.81	-39.4
6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-6.97	-40.4
7	7.84	14.22	4.59	1.91	25.45	1.36	3.82	73.26	5.23	0.17	6.90	1.45E-08	6.35E-04	1.20E-03	-0.28	-6.77	-39.0
8	7.22	6.36	4.67	1.15	6.33	0.91	4.19	20.15	3.55	1.88	6.01	6.03E-08	1.58E-04	3.30E-04	-2.06	-6.83	-39.0
9	7.10	10.13	5.96	1.57	9.83	1.74	7.87	31.14	7.10	2.78	0.44	7.94E-08	2.45E-04	5.10E-04	-1.80	-6.74	-38.7
10	7.29	9.44	5.02	3.22	10.35	2.54	3.81	36.63	7.68	0.17	8.21	5.13E-08	2.58E-04	6.00E-04	-1.52	-6.80	-39.8
11	7.26	8.11	5.09	1.26	10.71	0.85	3.64	33.58	4.26	0.31	6.94	5.50E-08	2.67E-04	5.50E-04	-1.57	-6.77	-39.9
13	7.78	22.10	4.32	2.54	44.29	1.86	3.50	126.37	6.60	0.31	6.17	1.66E-08	1.11E-03	2.07E-03	0.14	-6.79	-39.9
14	7.71	19.57	4.18	2.47	34.21	1.78	3.24	99.51	8.88	0.32	4.65	1.95E-08	8.54E-04	1.63E-03	-0.15	-	-
15	7.99	25.90	6.58	4.04	48.13	2.95	3.28	118.44	3.36	-	-	1.02E-08	1.20E-03	1.94E-03	0.36	-6.83	-40.2
16	7.48	12.40	4.44	2.10	18.33	1.44	4.25	50.98	7.41	0.79	6.56	3.31E-08	4.57E-04	8.35E-04	-0.94	-6.76	-39.8

[]はモル濃度. SIc は水温 15°Cと仮定したときの方解石に対する飽和指数で, この値が負であれば方解石に関して不飽和, 正であれば過飽和を表す. C.B.E.はチャージ・バランス・エラー. 水試料は, 井戸水:一般水質 2013年5月, 安定同位体比 2014年8月. 沢水:一般水質 2014年2月, 安定同位体比 2014年11月にそれぞれ採取した. 井戸掘削は 2010年12月.

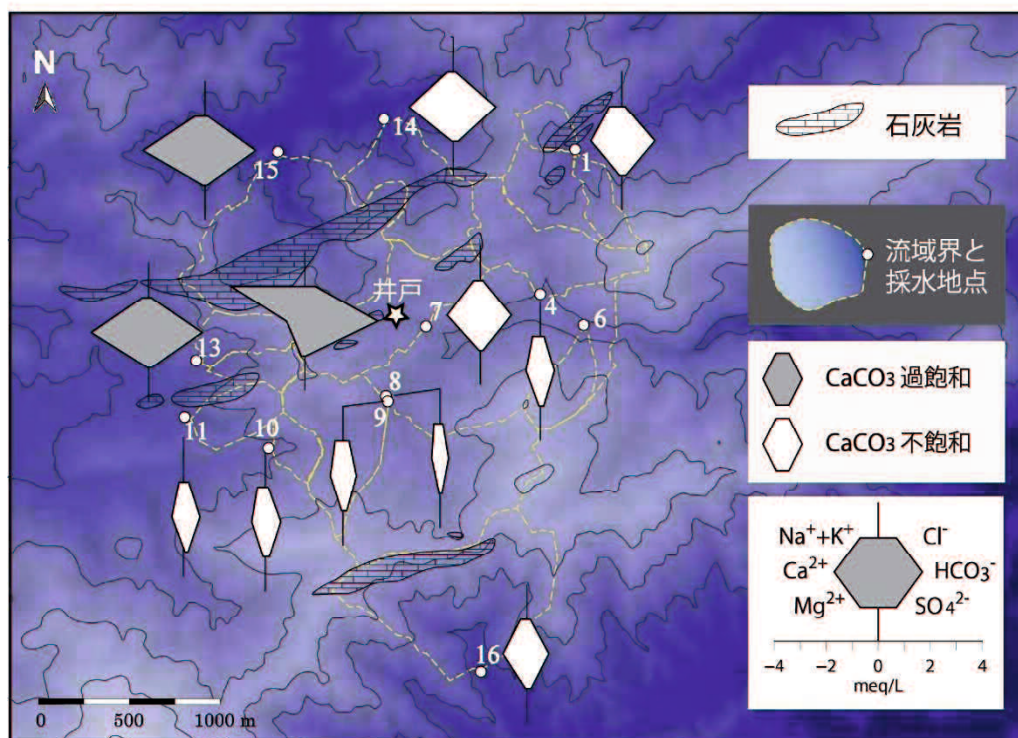


図 3.6.1 井戸水および沢水の水質を示すヘキサダイアグラム
背景は国土地理院 5m メッシュ標高を示す.

(2) 酸素と水素の安定同位体比

酸素および水素同位体比は熊本大学水文学研究室のガス同位体比分析計（Thermo Scientific 製 Delta-V）により分析した。

調査地における井戸水と沢水の安定同位体比は一柳・田上（2016）による高知県の天水線（ $\delta D = 7.84\delta^{18}O + 15.08$ ）付近に集中しており，井戸水は付近の天水を涵養源とするものと考えられる（図 3.6.2）。

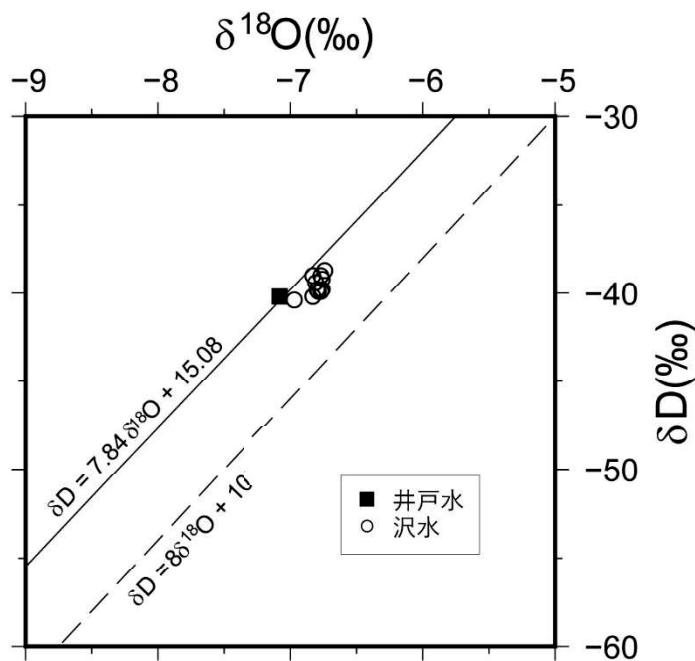


図 3.6.2 井戸水および沢水の酸素・水素安定同位体比

実線は一柳・田上（2016）による高知県の天水線，破線は Craig（1961）による天水線，井戸水は，井戸口元の貯水タンクより採取，沢水は，各沢において直接採取した，採取時期は表-1 キャプションに示す。

4. レンズ状空隙の特徴

4.1. ボーリングコアにみられるレンズ状空隙

ボーリングコアに見られるレンズ状空隙は、長さ 2~20mm、幅 0.1~2mm、コア表面からの深さ 1mm 以下~5mm 程度のもが多く、最大長さは 50mm、最大深さは 10mm 以上である。これらのレンズ状空隙はいずれも鉱物脈の部分にみられ、空隙の内壁はしばしば 0.1~1mm 程度の厚さの石英が付着している（図 4.1.1a,b,c,d）。レンズ状空隙は単体で存在することもあるが、鉱物脈に沿って、大小の空隙が複数みられることが多い（図 4.1.1a, b, c）。その場合、空隙同士は密着した割れ目か、幅 0.1mm 以下~2mm 程度の石英脈や方解石脈によって連結されている（図 4.1.1b, c）。密着した割れ目の内壁にも、レンズ状空隙と同様に石英が認められる。鉱物種の判定は、希塩酸およびアリザリンレッド S 溶液により行った。

ボーリングコアにおいて、肉眼でこのような空隙が認められる鉱物脈と、そうでないものの数をコア長 1 m ごとにカウントした結果を総合柱状図（図 3.3.1）に示す。レンズ状空隙は深度方向に一様に分布するのではなく、特定の深度に集中する傾向がある。主要な地下水流動区間（100~110m 付近）ではとりわけレンズ状空隙を有する脈の数が多い。これに対して、鉱物充填脈の数と流動区間との相関は認められない（図 4.1.2）。

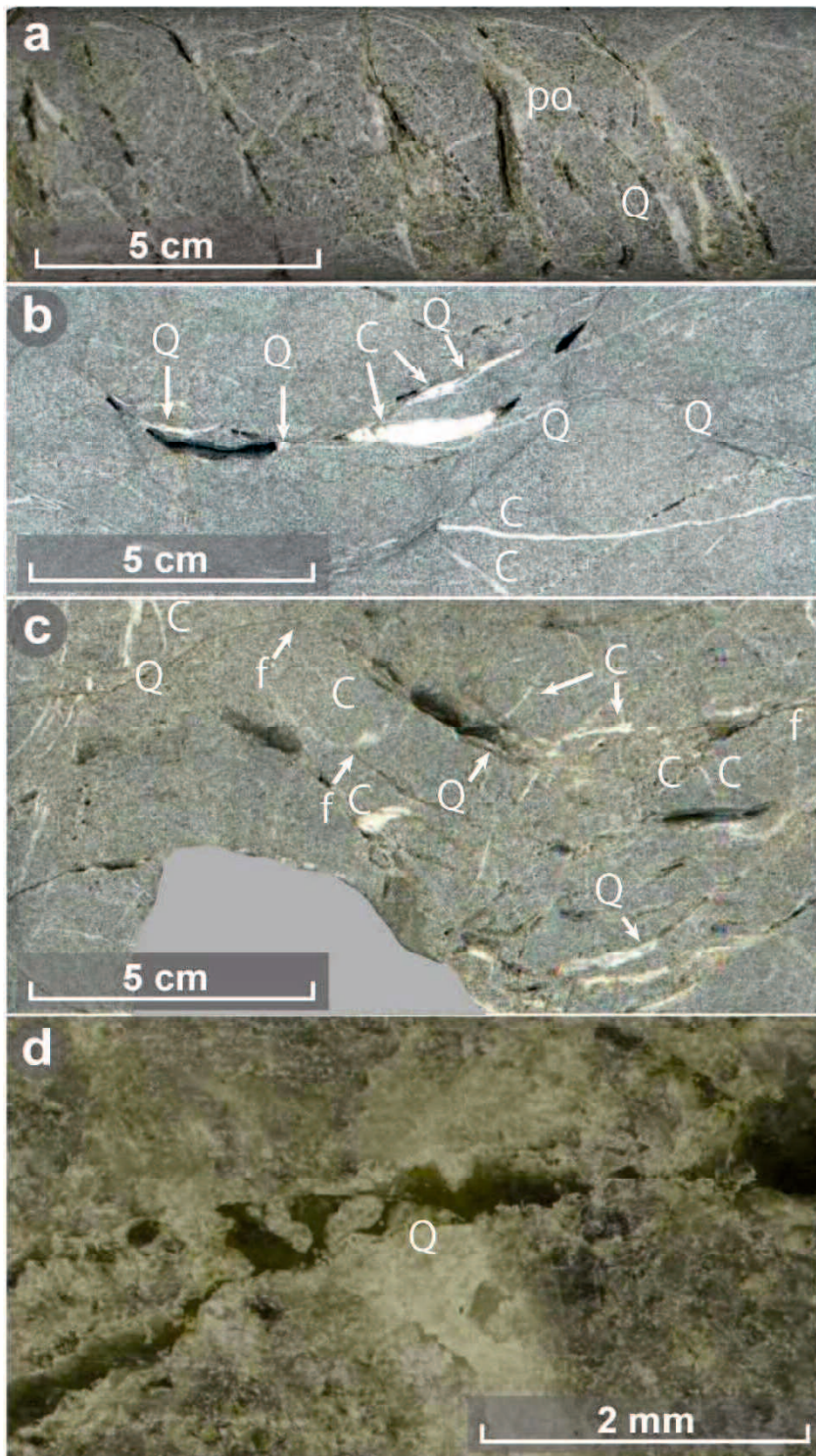


図 4.1.1 ボーリングコア写真および外周スキャン画像

a, d はコア写真を, b, c はコア外周スキャンの展開画像を示す. C: 方解石, Q: 石英, f: 密着割れ目, po: 空隙. 採取深度は a: 103.62-103.78m, b: 65.62-65.68m, c: 103.65-103.72m, d: 65.66m

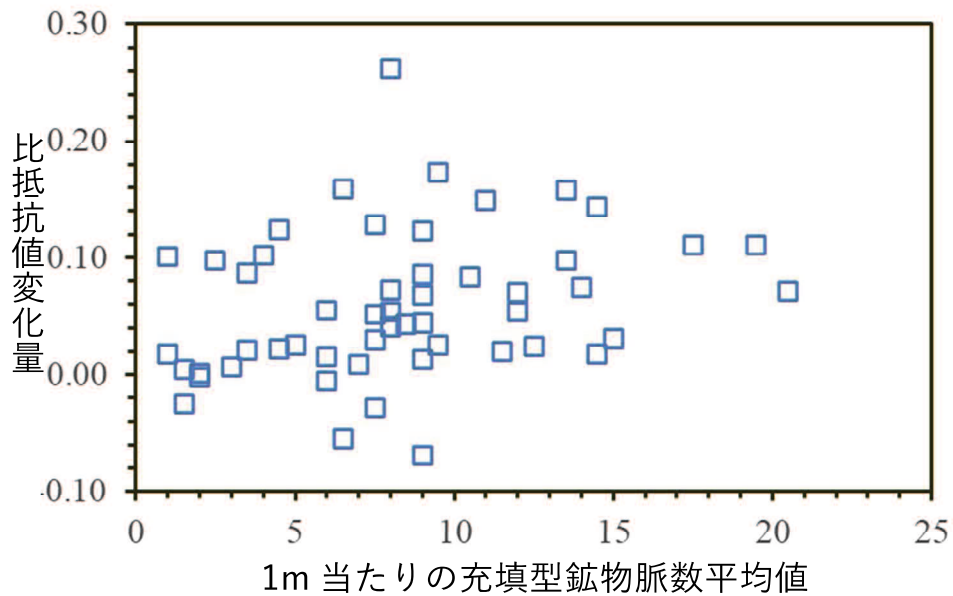


図 4.1.2 深度 90~149m 間における，コア長 1m あたりの充填型鉱物脈数と地下水検層で 40 分後の比抵抗値変化量の関係

横軸は，地下水検層の測定深度を挟む上下各 1m 間の鉱物脈数の平均値．地下水検層の測定は，100m，101m，・・・と m 単位の整数深度で行っているのに対し，鉱物脈数は 90~100m 間，100~101m 間のように地下水検層深度を境界として数えているので，検層結果と鉱物脈数を対応させるため，このような散布図とした．空隙型鉱物脈数との関係を示す散布図は，「5．考察」に示した．

4.2. 微細組織

鏡下でレンズ状空隙を観察すると、空隙の内壁は方解石や自形の石英がしばしば確認される（図 4.2.1B, C）。方解石の空隙側の表面は、虫食い状の不規則な形状を呈する箇所があり、溶食形態を呈している（図 4.2.1B1,B2,D1,D2 の矢印）。このような虫食い状の形態は、石灰岩及び大理石タブレットを用いた雨水による溶食実験にみられる形態（

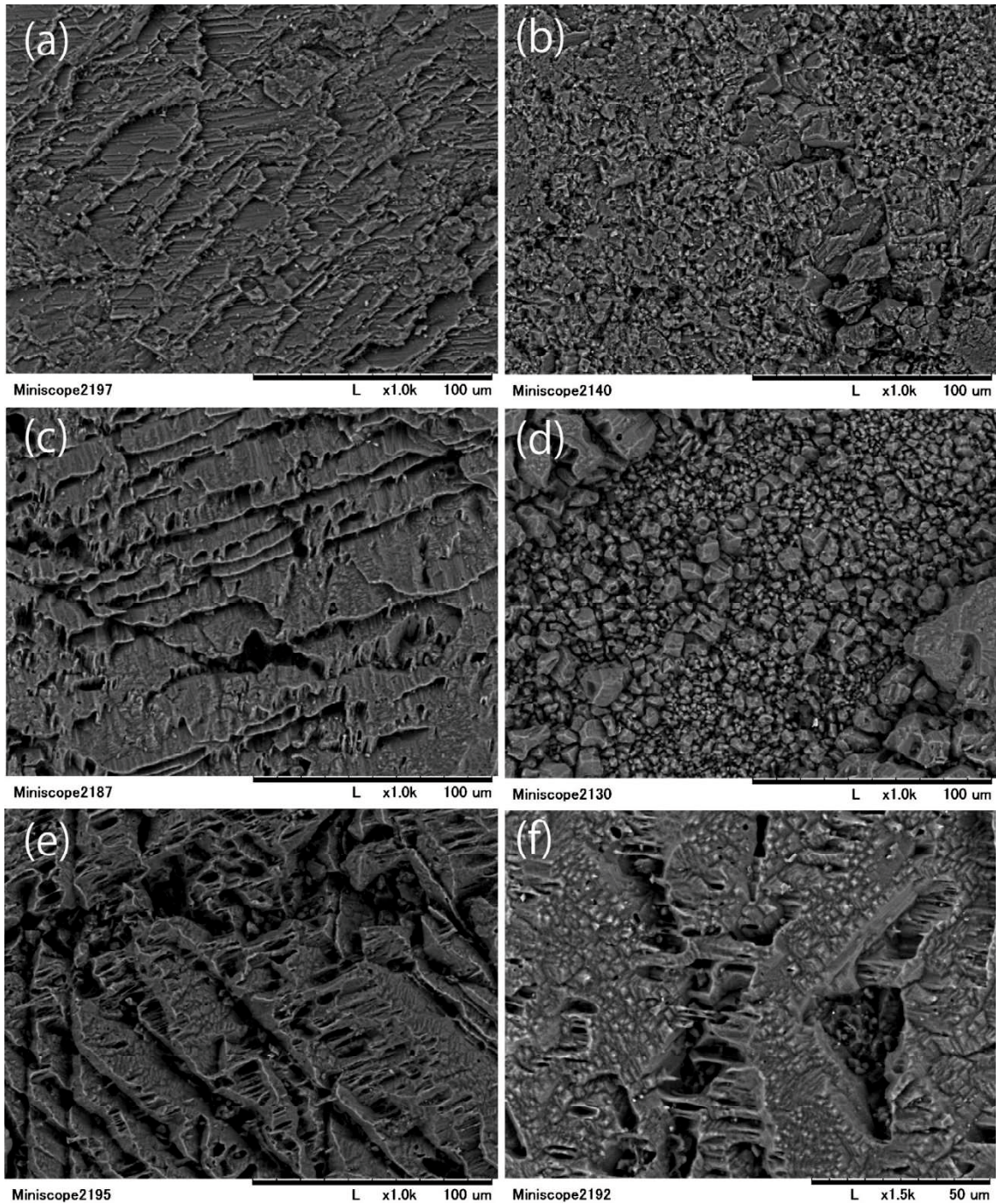


図 4.2.2) と類似している (羽田・藁谷, 2017).

方解石と石英はしばしば同じ鉱物脈に共存しており, その場合, 石英は脈の外縁部にあり中央部に方解石がある (図 4.2.1A,B,C) が, 方解石が直接母岩と接していることもある. また石英と方解石との間に不透明ないし暗褐色のとげ状鉱物が介在することがある (図

4.2.1B). このとげ状鉱物が何であるかは不明である.

砂岩組織は全体に緻密で、レンズ状空隙とそれらを連結する密着した割れ目以外には粒子間空隙は認められない.

深度 100~110m 間のコアに認められる鉱物脈の傾斜角度を測定し、鉛直のボーリング孔との遭遇確率を考慮して集計した. その結果, 方解石および石英脈の傾斜角度は 15~90° までばらつくのに対して (図 4.2.3 および図 4.2.4 の充填型), レンズ状空隙は 15~35° の緩傾斜の脈に多い傾向が認められる (および図 4.2.4 の空隙型). 鏡下やコアでは, 高角度で交差する 2 方向の鉱物脈において一方向だけに溶解が認められる場合 (図 4.2.1A, C) がある. 図 4.2.1A 及び C の例では, 同図の横方向の鉱物脈には溶解は認められないが, 縦方向には認められる. コア観察によれば, 緩傾斜の鉱物脈と急傾斜のものとは走向が 80° ほど異なることが多い.

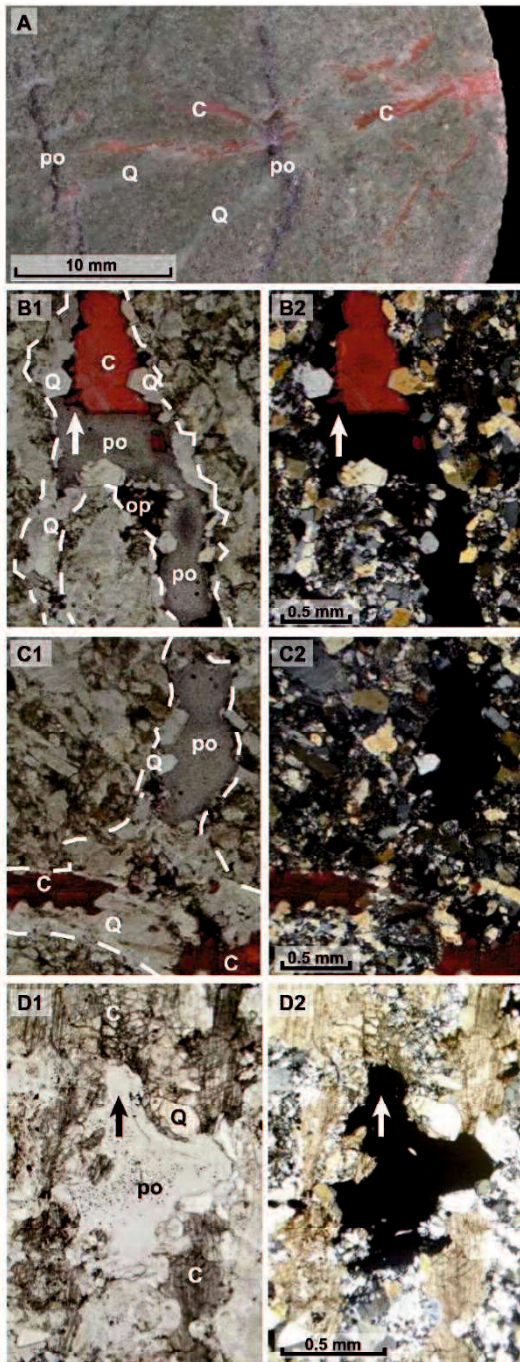


図 4.2.1 ボーリングコアのスキャン画像と鉱物脈および空隙の顕微鏡写真
 A はコア水平断面のスキャン画像を, B,C,D はコア薄片の顕微鏡写真を示す. A,B,C の方解石はアリザリンレッド S 溶液で赤く染色してある. B1・C1・D1:オープンニコル, B2・C2・D2:クロスニコル. op: 不透明鉱物, po:空隙, C:方解石, Q:石英. B1・B2・C1・C2 の破線は鉱物脈または空隙の輪郭. D1 の黒矢印および D2 の白矢印は方解石の溶食痕跡. 採取深度は A : 103.65m, B・C : 65.65m, D : 103.62m.

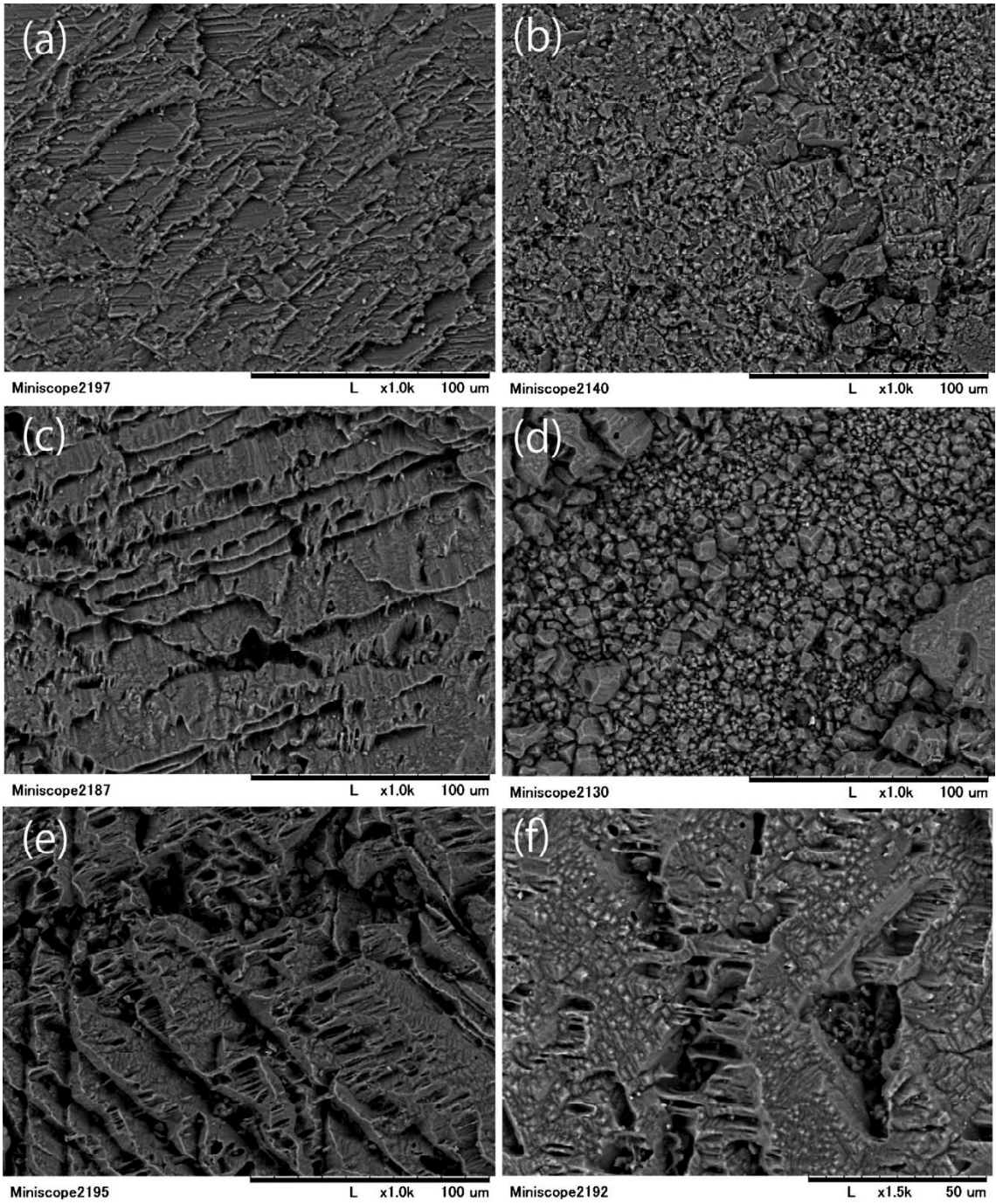


図 4.2.2 石灰岩タブレットの雨水による溶食実験結果（羽田・藁谷，2017）
 実験前（a, b）と実験後（c-f）の SEM 画像。虫食い状の溶食痕が認められる。

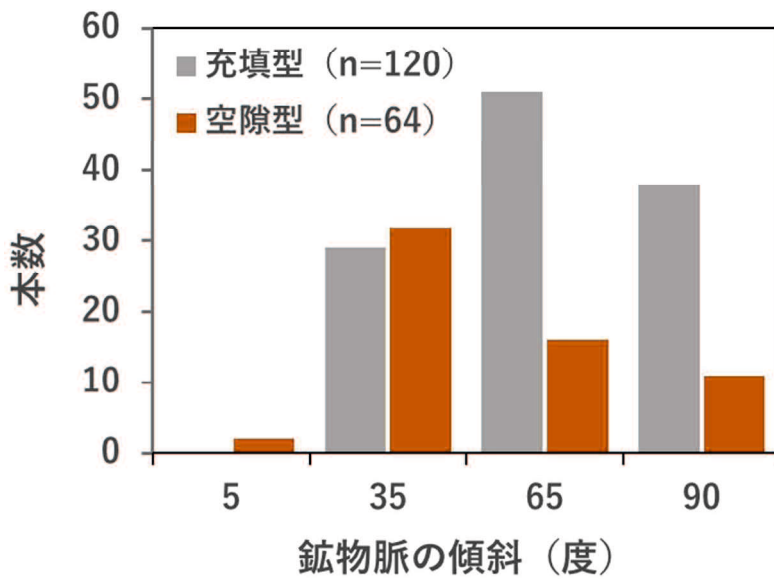


図 4.2.3 鉱物脈傾斜角の頻度分布

深度 100~110m 間の鉱物脈について分度器により計測した。n は鉱物脈の本数を示す。傾斜角度による遭遇確率の補正はしていない。

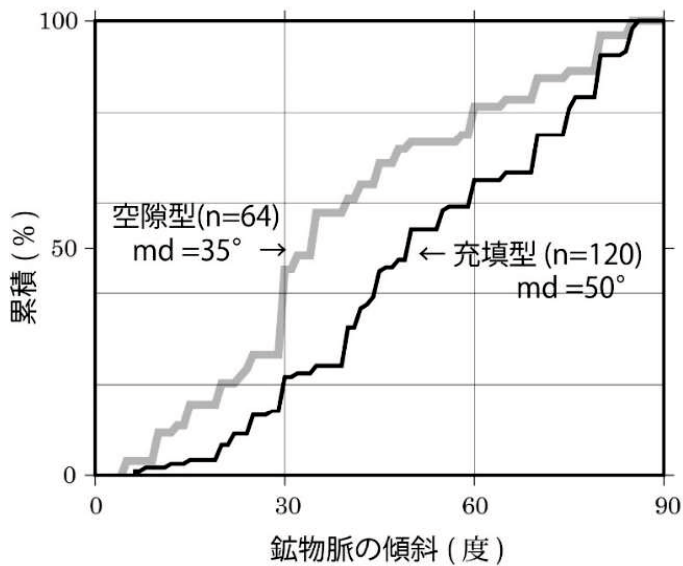


図 4.2.4 鉱物脈傾斜角の累積度数分布

深度 100~110m 間の鉱物脈について分度器により計測した。n は鉱物脈の本数、md は傾斜角の中央値を示す。傾斜角度による遭遇確率の補正はしていない。

5. 考察

ここでは、レンズ状空隙の形成過程と、レンズ状空隙の透水性およびその集合体による地下水経路の形成について議論する。

5.1. レンズ状空隙の形成過程

レンズ状空隙は、以下のように縦横の割れ目の形成と鉱物（主に石英と方解石）による充填の後に、新たな NNW 走向の急傾斜の割れ目の形成による緩傾斜の方解石脈の選択的な溶解によって形成されたと考えることができる。

縦横の方向に鉱物脈が形成された後、新たに急傾斜の割れ目が形成されると、緩傾斜の方解石脈ほど急傾斜割れ目と遭遇する確率が高い。このため、緩傾斜の方解石脈には方解石に不飽和な地下水の選択的な供給によって、溶解が生じた。このことは、次の3つの証拠で裏付けられる。

- ① レンズ状空隙がみられる鉱物脈は緩傾斜のものが多い（図 4.2.4）。
- ② ポアホールカメラによる観察で視認できた開口性の割れ目はすべて急傾斜のものである。
- ③ 露頭で確認された NNW 走向を有する急傾斜の節理（図 2.2.4）は、深部まで連続して発達する割れ目帯の一部である可能性の高いことが、CSAMT 法により明らかである。

割れ目を充填していた方解石の溶解については、次の2つの証拠が挙げられる。

- ① コアや鏡下での観察結果より、レンズ状空隙は鉱物未充填の割れ目であるが、一部の方解石には溶解した痕跡が認められる。

- ② レンズ状空隙の孔壁には石英が存在しているが、これは、同一割れ目を充填していた方解石と石英のうち方解石のみが溶解したため、孔壁に石英が残存した結果である。

5.2. レンズ状空隙の透水性

地下水検層による比抵抗値の時間変化の大きい深度 100～110m 間の区間はレンズ状空隙の発達する区間や空隙率の高い区間と一致しており、開口割れ目だけでなく、レンズ状空隙が地下水流動に寄与している可能性が強く疑われる（図 3.3.1）。地下水の流動が認められる深度 90～150m 間において、コア長 1 m あたりの空隙型鉱物脈の数と地下水検層による 40 分後の比抵抗値変化量の関係を見ると、図 5.2.1 に示すように次の 3 つのグループに分類できる。なお、横軸は、地下水検層の測定深度を挟む上下各 1m 間の鉱物脈数の平均値である。なぜなら地下水検層の測定は、100m, 101m, … と m 単位の整数深度で行ったのに対し、鉱物脈数は 99～100m 間、100～101m 間のように地下水検層深度を境界として数えたので、検層結果と鉱物脈数を対応させるため、このような散布図とした。

グループ I：空隙型の鉱物脈が多いほど比抵抗値の変化量が大きいグループ

グループ II：空隙型鉱物脈がなくても比抵抗値の変化が認められるグループ

グループ III：比抵抗値が負の変化をするグループ

グループ I を構成するデータのうち、比抵抗曲線のピークに着目すると、明らかに空隙型の鉱物脈が多いほど比抵抗値の変化量が大きいことから、割れ目に加えてレンズ状空隙が透水性の増加に寄与していると考えられる。グループ II でも同様にピークに着目すると、

レンズ状空隙がなくても地下水流動があることから、このピークの深度（126m）では、割れ目が地下水流動に寄与しているものと考えられる。グループⅢでは、負の比抵抗変化を示しており、3.3 地下水流動区間で述べたように初期の孔内水の不均質性によるものと考えられる。累積的な時間変化に乏しいことから地下水の流動はほとんどないか、あってもわずかと推定され、レンズ状空隙の寄与については不明である。

深度 46m 付近および 72m 付近でもレンズ状空隙がみられ、空隙率が周囲より高い。それにもかかわらず比抵抗値変化がほとんど認められないのは、この付近のレンズ状空隙は概して小さく、幅が 1mm 以下で長さも 1 cm 以下のものがほとんどである（図 5.2.2）ことから、地下水検層により検知できるほどの透水性がないためと推察される。

レンズ状空隙は方解石脈の溶解によって形成されたとみなされ、そこに地下水流動があることは、空隙が相互に連結したことを示している。溶解が進むにつれて透水性も増大し、さらに溶解が進むことになる。こうして肉眼スケールの空洞が発達したと考えられる。かさ密度の最も高い砂岩試料では密度が 2.67 g/cm^3 であった。この試料は他の密度がより小さい試料と肉眼的には区別できない。中粒の石英・長石（どちらも密度 2.65 g/cm^3 程度）に富むことを考えると空隙率はゼロに近く、顕著な透水性は全く期待できないと考えられる。

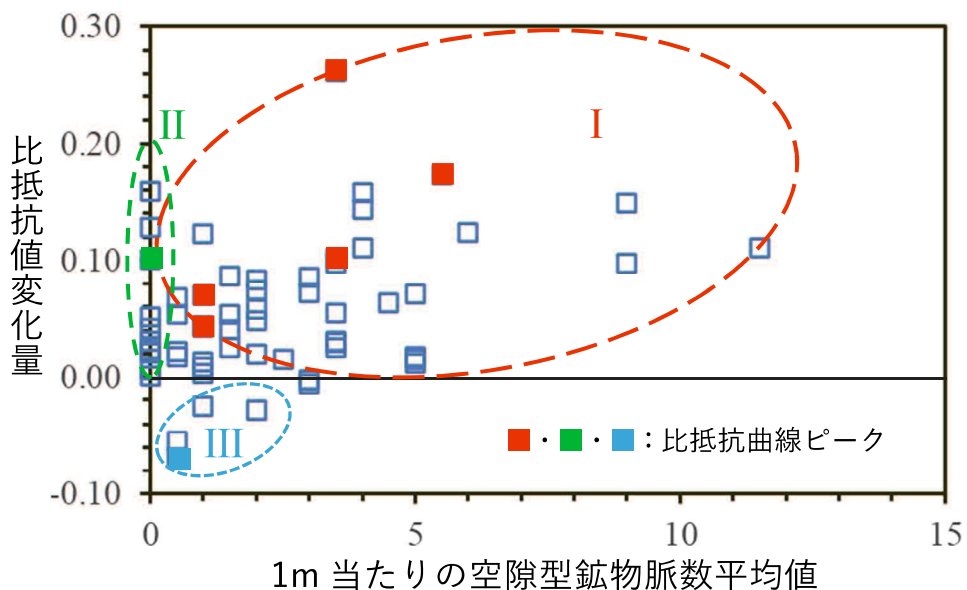


図 5.2.1 深度 90~149m 間における，コア長 1m あたりの空隙型鉱物脈数と地下水検層で 40 分後の比抵抗値変化量の関係

横軸は，地下水検層の測定深度を挟む上下各 1m 間の鉱物脈数の平均値．地下水検層の測定は，100m，101m，・・・と m 単位の整数深度で行っているのに対し，鉱物脈数は 90~100m 間，100~101m 間のように地下水検層深度を境界として数えているので，検層結果と鉱物脈数を対応させるため，このような散布図とした．

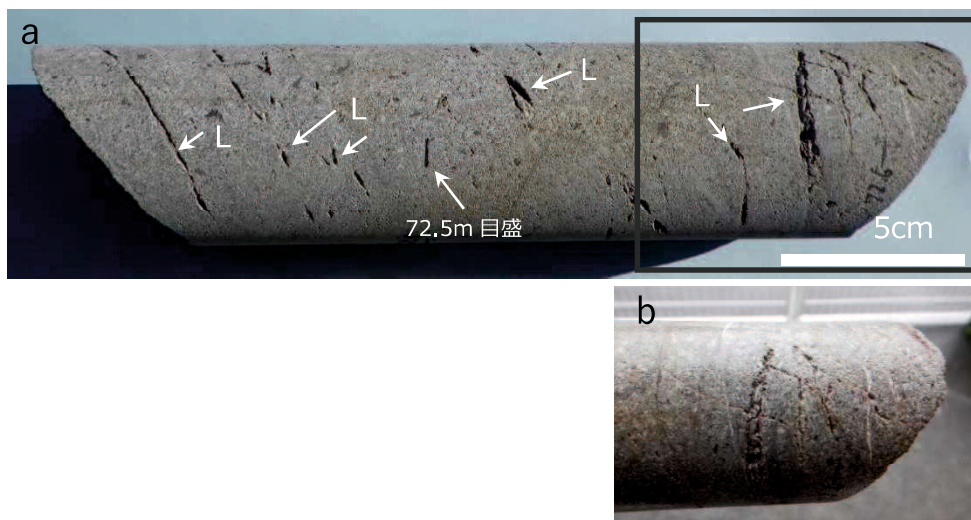
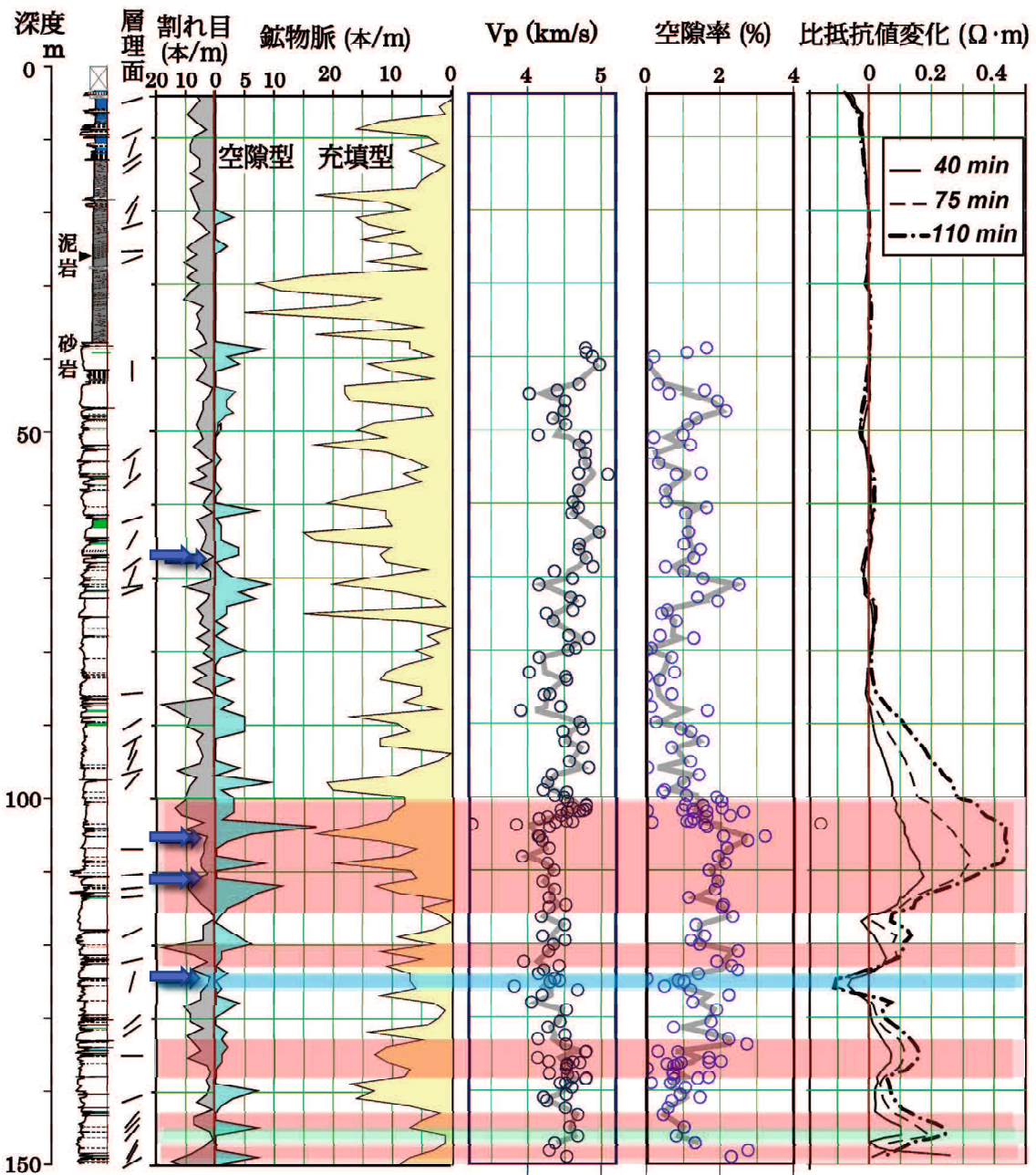


図 5.2.2 深度 72.5m 付近のレンズ状空隙
サイズが小さいものが多く，連結性に乏しいと考えられる．a の右端付近の空隙は，光線が右から当たっているため深く見えるが，実際は浅い (b)．



- (Red shaded area) : 割れ目に加えレンズ状空隙も透水性に寄与していると推定される区間.
- (Green shaded area) : 割れ目が透水性に寄与していると推定される区間.
- (Blue shaded area) : 比抵抗値が負の変化を示す区間. レンズ状空隙の寄与は不明.
- ➡ (Blue arrow) : ボアホールカメラで確認された開口割れ目

図 5.2.3 レンズ状空隙が透水性に寄与している区間を示す総合柱状図

5.3. 地下水の起源と地下水流動経路の形成

井戸近隣の沢水の $\delta^{18}\text{O}$ と流域平均標高の関係は図 5.3.1 に示すように負の相関があり、天水の高度効果が認められる。ここでいう流域平均標高とは、各採水地点から上流の流域(図 3.6.1)の平均標高である。地下水の $\delta^{18}\text{O}$ は -7.08‰ であり、図 5.3.1 に示す回帰直線によれば、地下水の同位体比に対応する流域の平均標高は 337m となる。井戸周辺でこの標高に達する流域は斗賀野ユニットと三宝山ユニットが分布する南部の地域であり(図 2.2.2 の断面図)、地下水の主な涵養源は、井戸から 1km 以上離れた南部の分水界を含む標高 300m 以上の流域が考えられる。

CSAMT 法で得られた井戸周辺の比抵抗構造からは、NNW 走向で深部まで連続した割れ目の存在が推定された(図 3.1.4)。井戸周辺の節理も同様の走向で 70° 以上と急傾斜のものが多い(図 2.2.3c)ことから、このような割れ目や節理群が地下水の流動経路を担っている可能性が考えられる。NNW 走向の高角度割れ目の開口は、第四紀以降活発になった四国島の南北方向の軸を持つ波曲変動(岡村, 1990)あるいは波状の造陸的隆起運動(日本地質学会, 2016)と呼ばれている地殻変動と関係している可能性が考えられる。地殻の隆起及び削剥に伴う透水性を有する割れ目の形成は、四国島以外の地域においても報告されている(Tanaka et al., 1997)。

以上より、レンズ状空隙を形成した地下水は南部の高標高部より、方解石に不飽和な状態で NNW 走向(NS 系)の急傾斜の断層あるいは同方向の節理群を通路として井戸付近まで浸透したことが考えられる。

これらレンズ状空隙の密集帯は、ボーリング深度 100~110m 区間における、P 波速度の

減少と空隙率の増大 (3.4 参照), および地下水検層における高比抵抗値への時間変化 (3.3 参照) で特徴づけられる. 急傾斜の NNW 走向割れ目は, 砂岩中の緩傾斜方解石脈と交差してこれらを選択的に溶解し, 地下水経路を形成したと解釈できる.

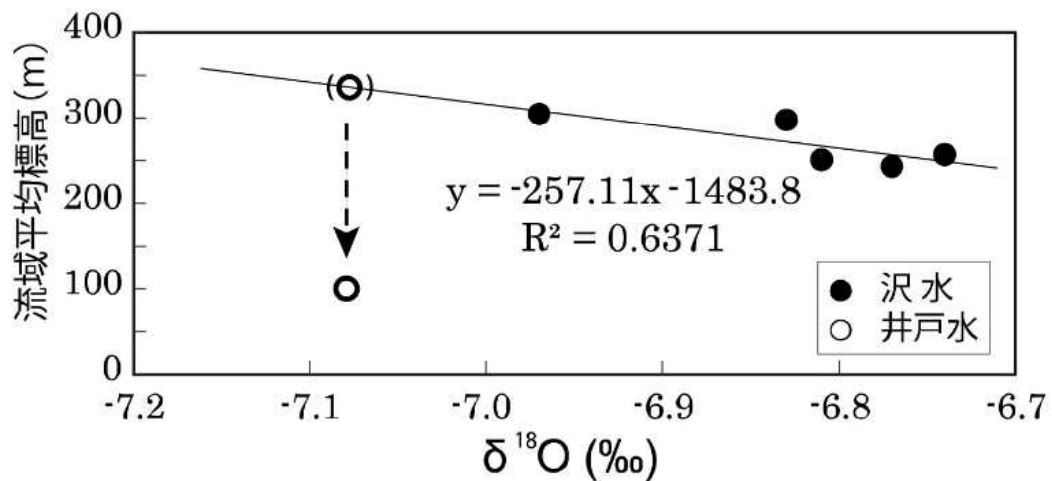


図 5.3.1 井戸と同じ流域の沢水および井戸水の酸素同位体比と標高の関係
井戸以外の標高は起源となる流域の平均標高を示す. (○)は, 井戸水の酸素同位体比から推定される標高を示す.

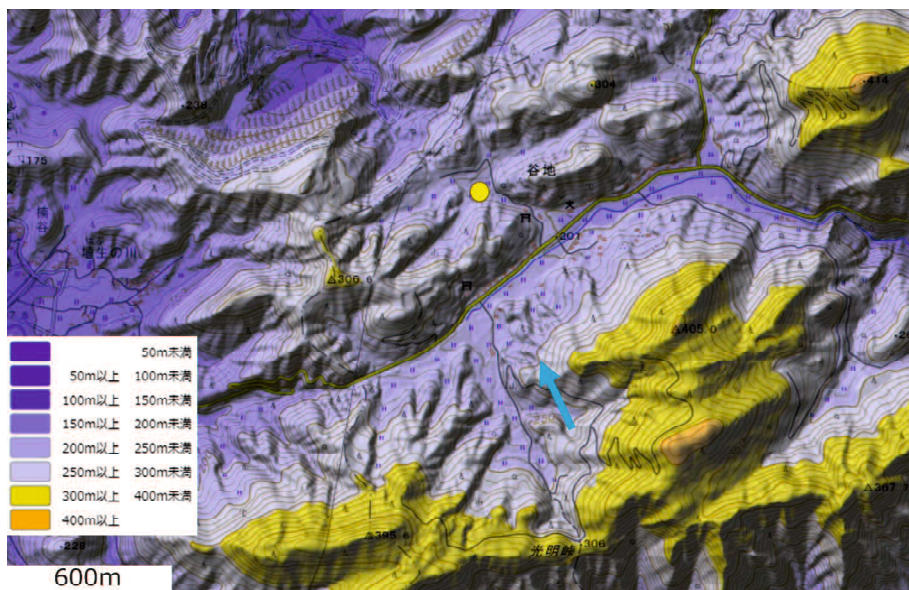


図 5.3.2 標高 300m 以上の範囲を示す地形図
青矢印は地下水の流下方向. (地理院地図)

5.4. レンズ状空隙の発達と地形発達史

地形を大局的に見るために調査地周辺の接峰面図を谷埋め法 (Sunouchi and Miyata, 2015) により作成した (図 5.4.1). 同図によれば, 佐川・越知盆地から東北東に向かう幅の広い谷地形が存在し, 井戸はその右岸側の斜面に位置する. また穿入蛇行している仁淀川が位置する谷は, 佐川・越知盆地の北縁部で連続性が途切れている, 接峰面図が狭小な河谷による侵食前の地形を表しているとすれば, 当時の主要な河川は佐川・越知盆地から日高低地に抜ける東北東へ流れる広い谷を流下していた可能性がある (岡林ら, 1978). 井戸の北西側に北西方向の鞍部があるが, 佐川・越知盆地の縁辺部ではこの付近が最も高低差が小さいこと, フィルター径をさらに大きくするとこの鞍部は消滅する (図 2.1.12) ことから, 上述の推定で問題ないと考えられる.

この谷は満塩 (2001) のいう古仁淀川に相当する (図 5.4.2). 満塩 (2001) によれば, 中期更新世には古仁淀川が東に向けて流下していたと推定されることから, 調査地付近の大局的な地形はこの頃には形成されつつあったと推測される. 接峰面図にみられる日高低地と高岡・弘岡低地周辺の山地は標高 400m 前後とほぼ同じであることから, 現在の地溝・地壘や盆地は準平原が南側より隆起・陥没して形成されたものと考えられる. このことは, 次の 3 つの地形的特徴により支持される.

- ① 佐川・越知盆地は北に緩やかに傾斜し北方に穿入蛇行が発達している (図 5.4.3),
- ② 同盆地の東縁部に NNW 走向の 5 km 以上と比較的長いリニアメントが認められ, リニアメントの西側 (盆地側) と東側で起伏量に明瞭な違いがある (図 2.1.4),
- ③ リニアメントの通過する同盆地東縁部付近に 3 か所の風隙 (あるいは谷中分水界)

が認められる (図 5.4.3).

このような変動は、第四紀以降活発になった四国島の南北方向の軸を持つ波曲変動(岡村, 1990)あるいは波状の造陸的隆起運動(日本地質学会, 2016)と呼ばれている地殻変動の一環と考えられる。

佐川・越知盆地と隆起した東側の区域との高低差は、南部では 100m 程度東側が高いが、北に向かって高低差は小さくなり、最も北にある風隙では高低差はほとんどない(図 5.4.4)。日高低地が佐川・越知盆地よりも標高が低いのは、同低地を構成する地溝の形成が隆起よりも早い時期に生じたためと考えられる。

構造性盆地である佐川・越知盆地は NNW-SSE 方向に伸長した矩形に近い形状を呈しており、少なくとも東側を同方向の断層で画されると推定される(図 5.4.5)。そして井戸付近の低地は西側の佐川盆地よりも標高が 100m 程度高いので、応力開放状態となっている。従って井戸付近では、深度 100m 程度以浅の断層や付随する節理群は周辺の低地に比べて開口しやすい環境にあると推定される。地殻の隆起及び削剥に伴う透水性を有する割れ目の形成は、四国島以外の地域においても報告されている(Tanaka et.al.,1997)。

レンズ状空隙が特定の深度にある程度まとまって分布する理由は、方解石脈の分布が均質でなく深度により分布密度に差があり(図 3.3.1)、脈が多い箇所では急傾斜の開口割れ目と交差する脈も多いものと考えられる。また、CO₂ 分圧や割れ目の開口の程度から仮にレンズ状空隙形成に最適な深度が 100m 以深であるとする、浅部で認められる地下水流動に寄与していない微小なレンズ状空隙は、かつて 100m 以深において形成されつつあったレンズ状空隙が、十分な形成時間のないまま隆起したことによる可能性が考えられる。

以上の観察結果や推察される地形・地質構造発達過程に基づけば、レンズ状空隙の形成過程は次のように考えられる。すなわち、

- ① 砂岩層が堆積し半固結あるいは固結した後の割れ目群の形成,
- ② 過飽和環境における割れ目群への石英および方解石の晶出による充填,
- ③ 周辺山地の隆起, 地溝・地塁および盆地の発達に伴う急傾斜の NS 系開口割れ目の形成.
- ④ 南部の高標高部からの開口した急傾斜割れ目を通じた方解石に不飽和な地下水流動によるレンズ状空隙形成,

である。つまり、NS 系の急傾斜割れ目が原因となって地下深部で交差した緩傾斜脈中の崩壊を溶解し、被圧した地下水流動系を形成したと考えられる (図 5.4.6)。石英が残存しているのは、地下水が石英に対して飽和していたと考えられる。

被圧地下水となっている理由として、①割れ目は上下方向の連続性に乏しい可能性があること、あるいは②砂岩に比べて延性的な破壊をする泥岩により割れ目が塞がれた可能性、あるいは③急傾斜割れ目が被圧していなくても緩傾斜のレンズ状空隙では被圧地下水となる、などのことが考えられる、



図 5.4.1 接峰面図と現在の河川系

仁淀川は、佐川・越知盆地の北側の暗部で遮断される。佐川・越知盆地から東に向かう広い谷があり、そこを流下する河川（古仁淀川）があったと推測される。緑色の矢印は当時の河川流下方向。

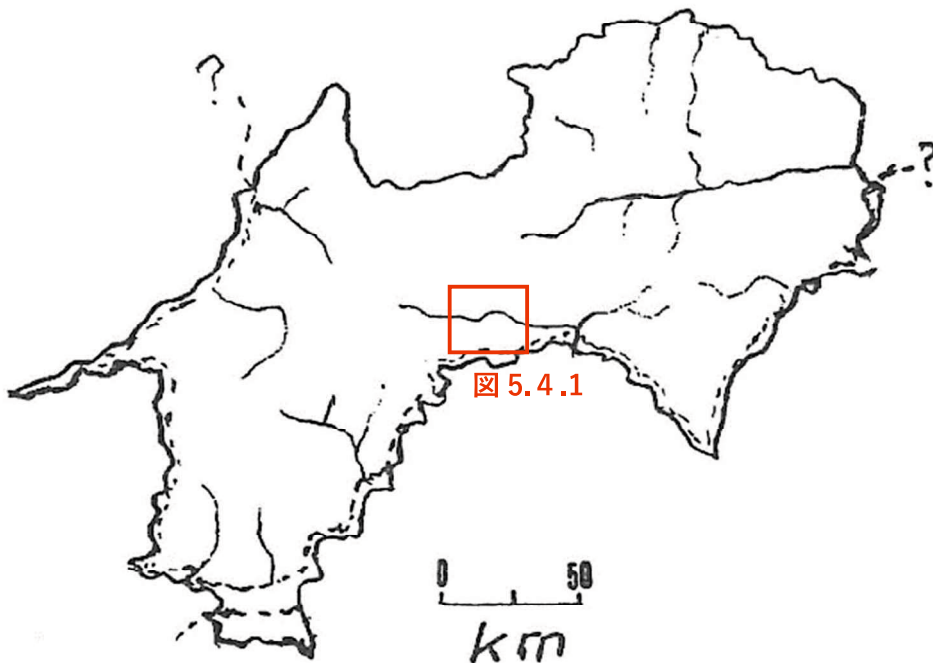


図 5.4.2 満塩（2001）による中期更新世の古地理図
破線は当時の海岸線。

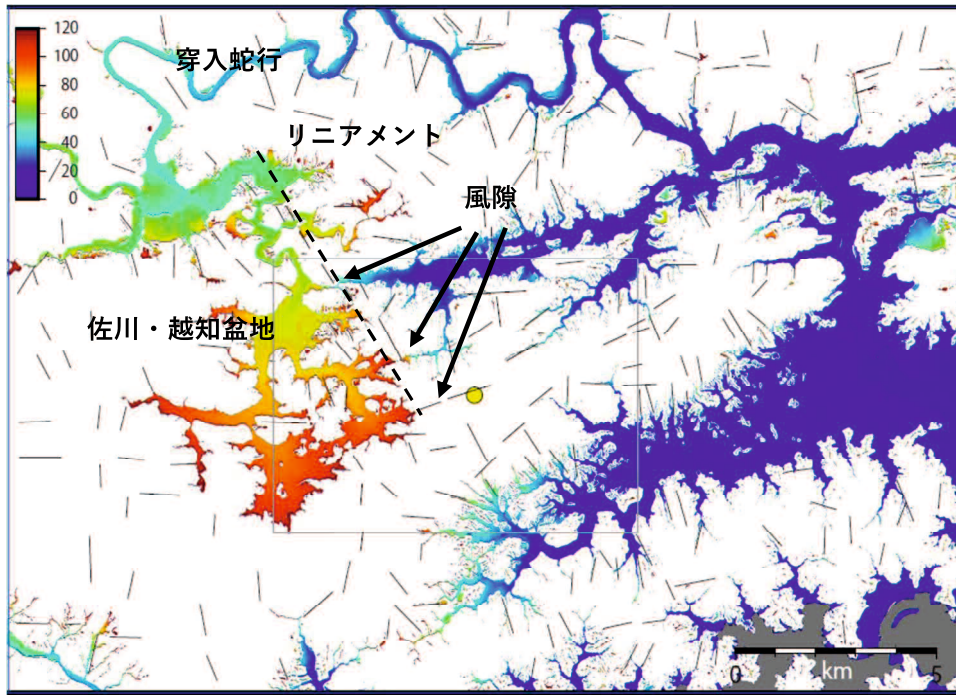


図 5.4.3 リニアメント分布と平地の標高図

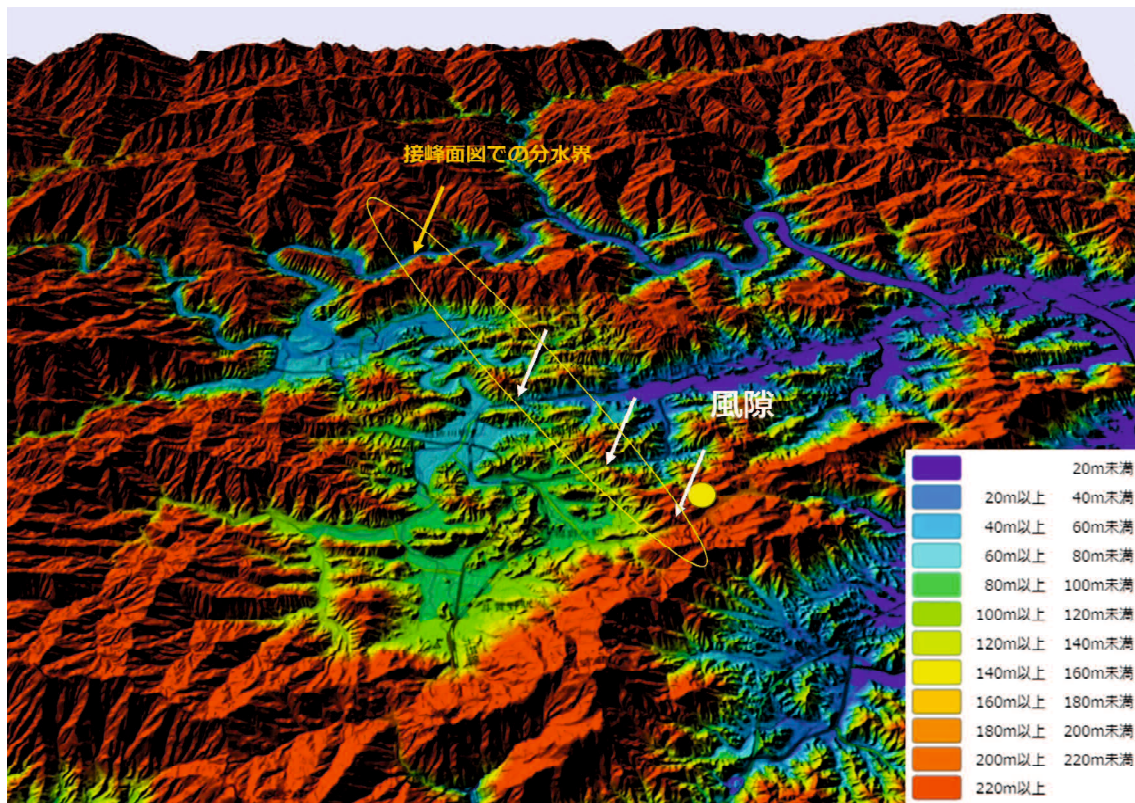


図 5.4.4 佐川・越知盆地を南方から望む立体地形図
(地理院地図)

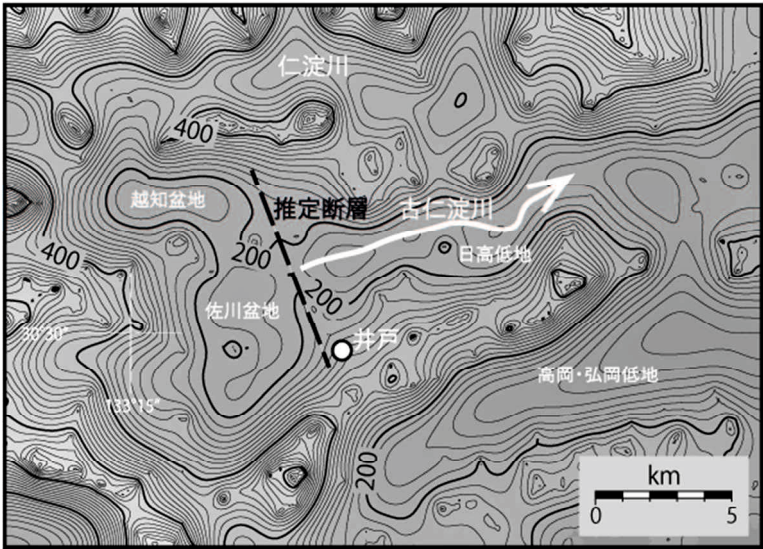


図 5.4.5 接峰面図

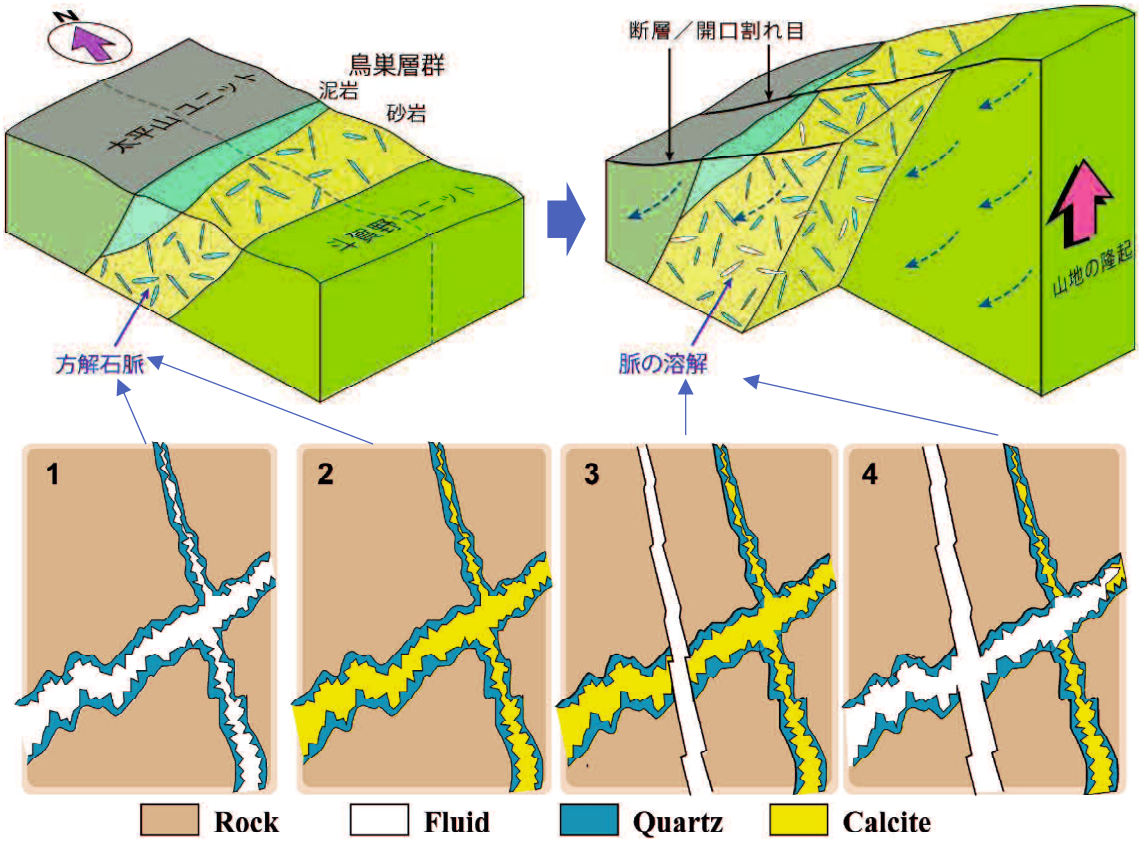


図 5.4.6 レンズ状空隙の形成モデル

6. レンズ状空隙の応用地質学的意義

6.1. 地下水流動経路の指標

レンズ状空隙は、炭酸カルシウムに不飽和な地下水が通過したことを示しており、地下水源の開発に際して、帯水層の有無の判断材料の一つとなり得る。ダム貯水機能評価に際しても、着目すべき特徴である。また二酸化炭素の地下貯留や核廃棄物の地層処分など、水密性が求められる地下空間開発に際しては、亀裂だけでなくレンズ状空隙の有無にも留意する必要がある。

6.2. 岩盤の透水性の指標

これまであまり注目されなかったレンズ状空隙は、岩盤の透水性を示す指標としても有用と考えられる。鉱物脈が溶脱して形成された空隙の岩盤透水性への寄与については、本論の「1.2 これまでの研究」で述べたように報告例が少ない。方解石脈は堆積岩や火成岩にしばしば見られるので、透水性のある割れ目の周辺を注意深く観察すれば、レンズ状空隙の発達を確認できる可能性があり、そのような箇所も透水性を有していることを考慮する必要がある。

特に岩盤の透水性の評価に際して、割れ目のみを対象に透水試験をすることがあるが、コアやボアホールカメラ画像を詳細に観察し、レンズ状空隙の発達の有無について確認した上で、透水試験の実施区間について検討することが望ましい。

レンズ状空隙の発達の程度により透水性が異なることも考慮する必要がある。例えば徳山ダムでのグラウト施工例（自閑ら、2008）では、弱溶解部（方解石脈の溶解度が低い箇所）では水みちが毛細状であるため、グラウト改良をしにくかったことが報告されている。

6.3. 岩盤の強度低下の指標

岩盤にレンズ状空隙が発達すると、開口割れ目が形成され、見掛けは新鮮で岩片自体は硬質でも、岩盤全体としては強度が低下する。従って、岩盤の岩級区分にも影響を与える。ボーリングコアや露頭で岩盤の強度や風化の度合いを評価する際には、レンズ状空隙の有無についても注意し、その大きさや長さ、頻度などについて記載しておくことが有用となる。

6.4. 斜面安定性の指標

岩盤強度と関連するが、レンズ状空隙の発達により斜面においては不安定化を促進する要因となる。例えば、岩盤のトップリングは、山側に急傾斜した層理面や節理などの不連続面を分離面として、単独または複数のブロックが、下部のある点を軸にして前方へ回転する運動であり、重力や亀裂間の水圧によって引き起こすとされている（地学団体研究会，1996b）が、分離面の形成にレンズ状空隙が寄与することもある可能性が考えられる。また深層崩壊の素因ともなり得ると考えられる。

そのほか地すべりの調査ボーリングで、すべり面の判定根拠の一つとなる可能性がある。特に、調査初期段階ではすべり面深度が不明であるため、調査ボーリングの掘り止めの判断材料となる可能性がある。

7. 結論

高知県土佐市の秩父帯鳥巢層群に掘削された水源開発のための調査ボーリング及び井戸について、地質調査および水質分析結果などを加えて検討した結果、以下の知見が得られた。

- ① 高知県土佐市の秩父帯鳥巢層群砂岩には、一部の方解石脈が溶解して形成されたレンズ状空隙が発達する。
- ② これらのレンズ状空隙は、砂岩層の空隙率・透水性の高さと地下水流動に寄与している。
- ③ 一般水質および酸素水素安定同位体分析結果から、レンズ状空隙は井戸から南方1km程度にある標高300m以上の流域を起源とする地下水によって形成されたと推定される。
- ④ レンズ状空隙を形成した地下水は、方解石に不飽和な状態でNNW走向の急傾斜割れ目を通して流入し、これと交差する緩傾斜の方解石脈を溶解していったと推測される。
- ⑤ 砂岩中のレンズ状空隙の密集帯は溶解ゾーンを示しており、地下水流動経路の指標として応用地質学上重要な地質要素の一つとなることが期待される。
- ⑥ レンズ状空隙の形成過程は次のように推定される。すなわち、
 - (ア) 砂岩層が堆積し固結した後の構造運動による割れ目群の形成、
 - (イ) 割れ目への石英および方解石の晶出による充填、
 - (ウ) 周辺山地の隆起、地溝・地塁および盆地の発達に伴う急傾斜のNS系開口割れ目の形成、

(エ) 南部の高標高部からの方解石に不飽和な地下水流動によるレンズ状空隙形成,
被圧地下水流動系の形成.

- ⑦ このような地下水流動状態は第四紀以降活発になった四国島の隆起運動により形成されたと考えられる.

以上

引用文献

物理探査学会（1998）：物理探査ハンドブック，手法編，pp.301-398.

地学団体研究会編（1996a）：新版地学辞典，平凡社，p.1413.

地学団体研究会編（1996b）：新版地学辞典，平凡社，p.922.

Craig, H.(1961):Standard for reporting concentration of deuterium and oxygene-18 in natura+waters. Science, Vol.133, Issue 3467, pp.1833-1834

二木重博・岡本弘基・富田紀子・磯野 陽子（2009）：濁沸石脈が発達した岩盤の透水性に関する注目すべき傾向. <http://www.jseg.or.jp/chushikoku/ronnbunn/PDF/PDF21/2112.pdf>,
(2020年5月11日閲覧).

Grohmann, C.H. and Campanha, G.A.C.(2010): OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.

一柳錦平・田上雅浩（2016）：日本全域における降水の安定同位体比-2013年集中観測の結果より-, 日本水文科学会誌, Vol.46, No.2, pp.123-138.

ISRM(1978): Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. Int.J.Rock Mech.Min.Sci & Geomech. Abstr.Vol.15, pp.319-368.

自閑茂治・川地悟・山口昌弘・山内優（2008）：徳山ダムにおける水理地質構造の評価，ダム技術，No.262, pp.44-61.

木村敏雄（1956）：鳥巢層群の層序および鳥巢石灰岩に関する研究，地質学雑誌，Vol.62, No.732, pp.515-526.

木下博久・長谷川修一・野々村敦子・山中稔（2019）：谷密度を指標とした流域スケールにおける斜面崩壊危険度評価手法の検討，応用地質，Vol.59, No.6, pp.472-484.

国土地理院HP: 基盤地図情報, <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>, (2020年12月12日閲覧).

高知県 (1983): 土地分類基本調査「伊野」(5万分の1), 高知県企画部企画調整課, pp.11-14.

松岡篤 (1985): 高知県佐川地域秩父累帯中帯南部の中部ジュラ系毛田層, 地質学雑誌, Vol.91, No.732, pp.411-420.

満塩大洗 (2001): 四国の第四系総括 —西南日本での調査地域の対比に関連して— 高知大学学術研究報告, vol.50, pp.25-65.

日本地下水学会編(2000): 地下水水質の基礎—名水から地下水汚染まで, 理工図書, pp.125-142.

小島 隆・野村 剛・松木浩二 (1994): 模擬地熱環境 における花崗岩の透水性に関する基礎的研究, 日本地熱学会誌, Vol.16, No.1, pp.25-39.

岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫 (1978): 高知県中央部の地形, 地質条件と土砂災害の関係 (1), 地すべり, Vol. 15, No. 2, pp. 3-10.

大久保進 (2001): 火山岩貯留岩の成立条件—孔隙の成立と保存—, 石油技術協会誌, Vol.66, No.1, pp.68-80.

大久保進・及川透・近藤和也 (2003): P-87 石油貯留岩の研究(その 1): 酸性火山岩貯留岩の岩相, 変質および孔隙, 日本地質学会学術大会講演要旨.

佐々木裕 (1981a): 比抵抗垂直探査における二次元構造の自動解析 (I), 物理探鉱, Vol.34, No.5, pp.15-24.

佐々木裕 (1981b): 比抵抗垂直探査における二次元構造の自動解析 (II), 物理探鉱, Vol.34, No.6, pp.24-36.

産業総合技術研究所地質総合センター (2018), 20万分の1地質図幅.

島津光夫(1982): いわゆるグリーンタフ貯留岩の地質学的・岩石学的諸問題, 石油技術協会誌, vol.47, No.5, pp.11-21.

Sunouchi, H. and Miyata, Y. (2015): Geomorphological Analysis Tools based on the Generic Mapping Tools, <http://www.jseg.or.jp/2015ARC/data/TP4/Tp4-P04_1071980_1510605.pdf>. (2018年8月12日閲覧)

鈴木正義・大沢正博(1987): アブダビ海域におけるArab層の堆積相について, 石油技術協会誌, Vol.52, No.1, pp.124-133.

竹村貴人・長田昌彦・藤井幸泰・金丸龍夫・高橋学 (2010): 方解石で充填された花崗岩類単一亀裂の透水特性に関する研究, 応用地質, Vol.51, No.2, pp.92-96.

田中和広・宮川公雄(1992): 地下深部調査におけるボアホールテレビジョン装置の活用, 応用地質, Vol.32, No.6, pp.19-33.

田中和広・田中靖治・宮川公雄・馬原保典・本庄静光(1996): 割れ目系岩盤における水理地質構造の調査手法の提案と適用, 応用地質, Vol.36, No.6, pp.18-30.

Tanaka, K., Kitano, K. and Motojima, I.(1997): Fracture characterization in the volcanic rocks for the evaluation of the groundwater flow around the dam site in the mountainous regions, Japan., Proc. of the 1st. Asian Symposium of Engineering Geology, 72-75.

脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007): 伊野地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質総合センター, 140p.

Wessel, P. and Smith, W. (1991): Free software helps map and display data, EOS Trans. AGU, 72, pp.441.

八幡 正弘・稲葉 充 (2014): 西山-中央油帯および片貝ガス田における流紋岩質貯留岩の

二次孔隙と変質作用について，石油技術協会誌，Vol.79, No.5, pp.326-338.

謝辞

本研究を進めるにあたり，山口大学の宮田雄一郎名誉教授にはコア観察から地形解析手法に至るまで，終始ご指導および助言をいただいた．同大学田中和広副学長には水質分析および安定同位体解析結果の解釈やレンズ状空隙の形成過程についてご指導いただいた．同大学院太田岳洋教授には方解石の飽和指数の検討に際し有益な助言を頂いた．同大学金折裕司元教授には論文構成について有益な助言をいただいたほか，終始励ましの言葉をいただいた．同大学脇田浩二特任教授には鳥巢層群の特徴についてご教示いただいた．同大学院坂口有人教授，志村俊昭教授，川村喜一郎准教授，辻智大博士，石油資源開発株式会社の辻隆司博士には有益な助言をいただき，本論文は大幅に改善された．熊本大学の嶋田純名誉教授には酸素水素同位体分析装置の使用を快く許可していただいた．同位体分析および水質分析は山口大学大学院生（当時）の西山成哲氏に協力していただいた．日本原子力研究開発機構の村上裕晃博士には水質分析結果の解釈についてご教示いただいた．ボーリングコアのP波速度およびかさ密度の測定に際しては，山口大学大学院生の原田隆広氏および理学部学生の廣田毬子氏（ともに当時）の協力を得た．CSAMT法のデータ取得および処理は（株）ジェイ・シー・アールの川崎逸男氏に協力していただいた．土佐市役所の方々にはボーリングコアの試験および調査データの使用を許可していただいた．筆者が所属していた構営技術コンサルタント株式会社の橋口孝好社長（当時）には，山口大学大学院への交通費の一部を補助していただいた．現在の勤務先である株式会社第一コンサルタンツの右城猛社長には，論文執筆，投稿，印刷等に際してプリンター等の備品を使用させていただいた．以上の方々に心より謝意を表します．