



Title	物理探査と地質・地下水調査による高塩濃度地下水分布の可視化に関する研究：岩石試料に基づく地下水塩分と比抵抗の関係
Author(s)	西山, 成哲
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	乙第7140号
Issue Date	2021-09-24
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.r7140
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/83113
Type	doctoral thesis
File Information	NISHIYAMA_Nariaki.pdf



題目：

物理探査と地質・地下水調査による
高塩濃度地下水分布の可視化に関する研究
-岩石試料に基づく地下水塩分と比抵抗の関係-

Study on visualizing distribution of high salinity groundwater by
the geophysical exploration and the geological and groundwater surveys
- Relationship between salinity of groundwater and resistivity
based on rock samples -

北海道大学大学院 工学研究院
環境循環システム部門

西山 成哲

学位論文

目次

1	はじめに.....	1
	引用文献.....	3
2	本研究で採用した高塩濃度地下水の分布の可視化手法.....	5
2.1	地下水の EC が岩石比抵抗へ及ぼす影響の推定.....	5
2.2	CSAMT 法による比抵抗構造の取得.....	6
2.2.1	CSAMT 法による電磁探査の測定方法.....	6
2.2.2	データ処理方法および解析方法.....	7
	引用文献.....	9
3	断層沿いに上昇する深部流体の分布の可視化-徳佐地点の例-.....	10
3.1	はじめに.....	10
3.2	調査地域の概要.....	10
3.3	調査手法.....	12
3.3.1	地下水の地化学特性.....	12
3.3.2	地層比抵抗の計測.....	14
3.3.3	CSAMT 法探査.....	14
3.3.4	数値シミュレーション.....	14
3.4	結果.....	16
3.4.1	地下水の地化学特性.....	16
3.4.2	地下水の EC の岩石比抵抗への影響.....	20
3.4.3	地下の比抵抗構造.....	21
3.4.4	数値シミュレーションの結果.....	24
3.5	考察.....	26
3.5.1	基盤岩における深部流体の分布.....	26
3.5.2	堆積物中における深部流体の分布.....	27
3.6	まとめ.....	28
	引用文献.....	29
4	堆積岩中に賦存する化石海水の分布の可視化と地形発達に与える影響-東頸城地点の例-.....	30
4.1	はじめに.....	30
4.2	調査地域の概要.....	32
4.3	調査手法.....	32
4.3.1	地形・地質調査.....	32
4.3.2	地下水の地化学分析.....	32
4.3.3	地層比抵抗の計測.....	33
4.3.4	CSAMT 法探査.....	33

4.4	結果.....	34
4.4.1	地質・地質構造.....	34
4.4.2	地すべり地形および重力斜面変形地形.....	34
4.4.3	地下水の地化学特性.....	37
4.4.4	地下水の EC の岩石比抵抗への影響.....	40
4.4.5	地下の比抵抗構造.....	41
4.5	考察.....	45
4.6	まとめ.....	49
	引用文献.....	50
5	貫入岩を流動経路とする深部流体の分布の可視化-湯田地点の例-.....	54
5.1	はじめに.....	54
5.2	調査地域の概要.....	54
5.2.1	湯田温泉周辺の地質概要.....	54
5.2.2	温泉水の地化学特性.....	56
5.3	調査手法.....	56
5.3.1	温泉水の地化学分析.....	56
5.3.2	岩石試料の比抵抗の計測.....	57
5.3.3	CSAMT 法探査.....	57
5.3.4	泉源ボーリングのコア観察.....	59
5.3.5	数値シミュレーション.....	59
5.4	結果.....	60
5.4.1	温泉水の地化学分析.....	60
5.4.2	地下水の EC の岩石比抵抗への影響.....	64
5.4.3	地下の比抵抗構造.....	64
5.4.4	温泉水の流動経路の推定.....	65
5.4.5	温泉水の流動経路の可視化可能性の検討.....	69
5.5	考察.....	71
5.6	まとめ.....	73
	引用文献.....	75
6	陸上における高塩濃度地下水の分布の可視化手順の提案.....	77
6.1	事前調査段階における調査手順.....	77
6.2	新規にデータを取得する段階における調査手順.....	77
6.2.1	地質調査.....	77
6.2.2	地下水調査.....	79
6.2.3	室内比抵抗測定試験.....	79
6.3	比抵抗探査実施前の確認内容.....	79
6.3.1	高塩濃度地下水の有無の判断.....	79
6.3.2	数値シミュレーションによる探査結果の見通しの確認.....	80

6.4	比抵抗構造の解釈	80
6.5	比抵抗探査を用いた調査手法の今後の展望	81
	引用文献	82
7	まとめ	84
	謝辞	86

図表目次

Fig. 2-1 Measurement concept of Controlled Source Audio-frequency Magneto-Telluric (CSAMT) method (The Society of Exploration Geophysicists of Japan, 2008).	6
Fig. 2-2 Example of transition of RMS error and ABIC for each iteration.	8
Fig. 3-1 Location map of study area.....	11
Fig. 3-2 Geological map of the study area modified from Sagawa et al. (2008). Stratigraphy is determined by Ikawa and Imaoka (2001).	12
Fig. 3-3 Columnar section of the borehole. Location of the borehole is shown in Fig. 3-2.	13
Fig. 3-4 Map of CSAMT current source, survey points, and survey line for two-dimensional analysis.	15
Fig. 3-5 Electric-conductivity distribution of shallow groundwater.....	16
Fig. 3-6 Hexadiagram showing the groundwater chemistry.	16
Fig. 3-7 Trilinear diagram showing types of the groundwater chemistry.	17
Fig. 3-8 Oxygen and hydrogen isotopic ratios in groundwater samples.	18
Fig. 3-9 Planar distribution of Cl^- ion concentration in shallow groundwater.....	19
Fig. 3-10 Relationship between the Cl^- ion concentration and the others.	19
Fig. 3-11 Surface groundwater potential line and flow direction	20
Fig. 3-12 Resistivity characteristics of rock samples distributed in the Tokusa area.	21
Fig. 3-13 Apparent resistivity observed CSAMT responses (circles) and calculated responses (solid lines) for representative receiver stations. See Fig. 3-4 for station locations. cal: calculated; obs: observed.	22
Fig. 3-14 Resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along seven lines: A, B, C, D, E, F, and G. Fault is Tokusa-Jifuku fault.....	23
Fig. 3-15 RMS error and ABIC for B line (left), D line (center), and G line (right).	24
Fig. 3-16 Geological models of the Tokusa area (a), ratio of apparent resistivity between T1 and T6 (b), and two-dimensional analysis of resistivity cross-sections with flow path widths of 100 m (c), 50 m (d), and 10 m (e). White broken line shows the flow path zone.....	25
Fig. 3-17 Horizontal resistivity sections based on the resistivity sections of 7 lines. (a) Altitude: 0 m (lower than 100 Ωm), (b) Altitude: 270 m (lower than 40 Ωm).	26
Fig. 3-18 Distribution of deep-seated fluids in deep parts and shallow groundwater.	28
Fig. 4-1 The studied Higashi-Kubiki Hills area. (a) Topographic map. (b) Simplified geological map.. The square annotated Figure 2 shows the study area. The geological map is modified from Kobayashi et al. (1989), Kobayashi et al. (2000), Takeuchi and Kato (1994), Takeuchi et al. (1996), and Takeuchi et al. (2000). The locations of NaCl-rich groundwater in the landslides are also shown in Watanabe et al. (2009) and Tiwari and Ajmera (2015). The locations of the mud volcanoes are from Shinya and Tanaka (2005).	31
Fig. 4-2 Geological map and geological profiles in the study area. A line and B line show the lines for	

the CSAMT. See the text for the locality numbers.....	35
Fig. 4-3 Topographic features in the study area. (a) Landslide distribution. Drill holes with electric logging data are indicated by black dots with letters (Figure 7). (b) Close up of the central portion of A. (c) Topographic profile along the X-Y line in B.....	36
Fig. 4-4 Trilinear diagram showing the types of surface water and groundwater chemistries. See the text for details.....	39
Fig. 4-5 Vertical profiles of groundwater EC obtained from the electrical logging data. The EC profiles have a stepwise increase downward. Numbers in legend correspond to Figure 3.....	39
Fig. 4-6 Relationship between the resistivities of pore water and rocks with those pore waters. Tuff and mudstone show the same patterns.	40
Fig. 4-7 Apparent resistivity and phase angles of the observed CSAMT responses (circles) and calculated responses (solid lines) for representative receiver stations. See Figure 3 for station locations. obs., observed; cal., calculated.....	41
Fig. 4-8 RMS error and ABIC for A line (left) and B line (right). Both decreased and became constant after 3 iterations.....	42
Fig. 4-9 Topographic features, resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along A line, and resistivity logs of a deep well. Columnar section and vertical profile of resistivity were obtained at the deep well SK-1D in Suganuma (Figure 2).....	43
Fig. 4-10 Topographic features and resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along B line.	44
Fig. 4-11 Schematic sketch showing the vertical profile of the groundwater ECs and chemistry in the landslide area. The key diagrams are from the drainage water data from the drill holes and a well (Figure 5). Note that there are two scales.....	45
Fig. 4-12 Diagrams showing the distribution of groundwater salinities in the Niigata area. (a): Index map showing the SP logging lines (Yamamoto et al., 2004). (b): A profile of the groundwater salinities showing that the saline zone becomes shallower toward the hilly area (Yoshimura et al., 2004). (c): Distribution of mud volcanoes (Shinya & Tanaka, 2005), NaCl-rich hot spring (Watanabe et al., 1996), NaCl-rich groundwater in landslide (Watanabe et al., 2009; Tiwari & Ajmera, 2015), deep well (Japan National Oil Corporation, 1991; 1996), and CSAMT survey areas (Sato, 2014; Sato et al., 2017; Suzuki et al., 2009).	47
Fig. 4-13 Schematic sketch showing the distribution of fossil seawater in the Neogene sedimentary rocks in the eastern marginal region of the Japan Sea. The formation names are from the Niigata area.	48
Fig. 4-14 Schematic diagram showing the vertical distribution of the groundwater Cl ⁻ concentration in the oil fields, eastern marginal region of the Japan Sea. We collected data on the Cl ⁻ distribution in Niigata (Kato & Kajiwara, 1986), Yamagata (Kato et al., 2000; Sasaki, 1962), and Akita (Kato, 1990; Kato et al., 2000).	48
Fig. 5-1 Geological map of the study area (Takeda and Imaoka, 1999) and geological profile around	

Yuda Hot Spring estimated from the results of a seismic reflection survey and borehole survey (Kanaori et al., 2006).....	55
Fig. 5-2 Hot spring water sampling point.....	56
Fig. 5-3 Map of controlled source audio-frequency magneto telluric (CSAMT) survey points and survey line for two-dimensional analysis.....	58
Fig. 5-4 Map of the CSAMT current sources.....	58
Fig. 5-5 Examples of apparent resistivity data before and after near-field correction.	59
Fig. 5-6 Relationship between EC and depth of bedrock hot spring water in Yuda.	61
Fig. 5-7 Hexadiagram showing the hot spring water chemistry.	61
Fig. 5-8 Trilinear diagram showing types of the hot spring water chemistry.	62
Fig. 5-9 Li/Cl ratio of bedrock hot spring water in Yuda. Arima-type deep seated fluid, oil field brine, altered seawater and seawater are cited from Kazahaya et al. (2014).	62
Fig. 5-10 Oxygen and hydrogen isotopic ratios in the hot spring water samples.....	63
Fig. 5-11 Carbon isotope ratio of hot spring water. The origin cited from Hoefs (1980) and Mizuno (1996).	64
Fig. 5-12 Resistivity characteristics of rock samples distributed in the Yuda area.....	65
Fig. 5-13 Apparent resistivity and phase angles of the observed CSAMT responses (circles) and calculated responses (solid lines) for representative receiver stations. See Fig. 5-3 for station locations. cal: calculated; obs: observed.	66
Fig. 5-14 Resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along four lines: A, B, C, D, E, F and G.....	67
Fig. 5-15 Columnar section and fracture density distribution of spring source borehole No.22, Yamaguchi City.	68
Fig. 5-16 Slab photograph (a) and thin section photographs (b-1 and b-2) of quartz porphyry distributed at a depth of 473 m in hot spring well No.22. Development of the flow structure was confirmed, which showed an inclination of about 60°.	69
Fig. 5-17 Geological models of the Yuda area (a), ratio of apparent resistivity between Y1 and Y6 (b), and two-dimensional analysis of resistivity cross-sections with flow path widths of 200 m (c), 100 m (d), 50 m (e), and 10 m (f). White broken line shows the flow path zone.....	70
Fig. 5-18 Distribution of hot spring water in the Yuda area.	72
Fig. 6-1 Survey procedure to elucidate the distribution of high salinity groundwater.	78
Table 3-1 Two-dimensional analysis conditions for each survey line.	24
Table 4-1 Geochemical data on the groundwater and surface water in the study area.....	38

1 はじめに

近年、高レベル放射性廃棄物の地層処分や二酸化炭素の地下貯留といった大規模な地下利用がされるようになってきている。これらの地下利用に共通する目的は、これら物質を長期間にわたって人間環境から隔離することであり、この目的を達成できるサイトの選定が重要となる。したがって地下利用施設にとって、その目的を達成できる環境が地下に存在するかを事前に確認することは重要となる。

高塩濃度地下水が存在する場合、岩盤や建築材料にその影響がおよぶ可能性がある。岩盤の劣化に影響を与える現象として、スレーキングがある。スレーキングは、高塩濃度の水を間隙水としている岩石が、乾湿を繰り返すことによりバラバラに分解し、崩壊する現象として知られている（中田ほか, 2004）。このような現象は、軟質の堆積岩で見られ、台湾の月世界で見られるような斜面の急速な侵食（Higuchi et al., 2013）や、トンネル掘削（石原・田中, 2009；田中・石原, 2009）の際に問題となっている。また、岩盤中の地下水が高塩濃度地下水から淡水に変わる場合、その岩盤の強度が劣化し地すべりの原因となる可能性や（Tiwari and Ajmera., 2015; Di Maio and Scaringi., 2016）、高塩濃度地下水が持つ高水圧により地すべりが誘発される可能性も言及されている（古谷ほか, 2005；渡部ほか, 2009）。さらに、地層処分において、緩衝材や坑道閉鎖に用いる材料として使用が検討されているベントナイトへの影響も指摘されている。海水相当の水に浸水したベントナイトは、淡水に浸水した場合と比較してその膨潤応力が低下し（田中・中村, 2005）、透水性が高くなることが知られており（小峯ほか, 2011）、処分地の設計に影響を与えることとなる。

また、高塩濃度地下水には、溶存成分が多く含まれる場合、高温である場合もあることから、温泉としても利用される（松葉谷, 2009；加藤・岩野, 2019）。このような場合、高塩濃度地下水が地下水資源となり、その持続的な利用や、温泉の開発計画の立案のための基礎情報として、その流動特性に関する地下の地質、地下水の情報は重要である。

このように高塩濃度地下水が工学的に及ぼす影響は多岐にわたっており、その分布・流動特性を把握する意義は大きい。

沿岸付近の海水や、過去の海水が地層中に滞留した化石海水などに関する起源の検討や、その流動のメカニズムについては、海底炭鉱での調査により、地下水の塩水化などのプロセスについて明らかとなりつつある（馬原ほか, 2006；小野ほか, 2014；小野ほか, 2006）。また、高塩濃度地下水の広域的な分布を把握する手法として、比抵抗構造を地上から非破壊で可視化することが可能な電気探査法や電磁探査法により、沿岸部の塩淡水境界を可視化した事例も幾つか存在する（光畑, 2006；石田ほか, 2011；御園生ほか, 2012；Suzuki et al., 2016）。

一方で、陸上においては、高塩濃度地下水の存在が特異的である。通常、陸上に存在する地下水は、天水由来の淡水であることが一般的であるため、高塩濃度地下水が分布することはあまりない。水-岩石反応により岩石からイオンが溶出し、イオン濃度が高い地下水も存在するが、Cl⁻イオンは岩石中に含まれることは少なく、海水相当の電気伝導度となるような地下水は通常存在しない（山本, 1983）。しかし、陸上において、Cl⁻イオンを多く含む高塩濃度地下水の存在も明らかとなっている（松葉谷ほか, 1974；益田ほか, 1988；網田ほか, 2005；田中ほか, 2013；村上・田中, 2015 など）。これらの中には、非天水起源かつ地下深部から上昇する流体として、深部流体と

呼ばれるものがある（[風早ほか, 2014](#)）。深部流体は、沈み込むスラブ起源の流体であるとされており、pH が低く、炭酸成分を多く含み、また一部では高温流体であることがある（[尾山ほか, 2011](#)）。このように、深部流体は高温である場合や炭酸などの反応性に富む性質を有する場合があることから、地下深部の長期安定性を脅かす存在であるとされており、放射性核種の移行特性を評価する上で重要な評価項目となっている（[産総研, 2007](#)；[山元, 2011](#)）。しかし、陸上の高塩濃度地下水の分布や流動経路に関する研究は進んでいない。

本研究では、地下の比抵抗構造を得ることを目的とした物理探査に加え、地質調査、地下水調査、および室内比抵抗測定試験を行うことによって、陸上に存在する高塩濃度地下水の地下深部から表層までの3次元分布を明らかにし、その調査手法を確立することを目的とする。

引用文献

- 網田和宏, 大沢信二, 杜 建国, 山田 誠, 2005: 大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源, 温泉科学, Vol.55, pp.64-77.
- Di Maio, C., Scaringi, G., 2016: Shear displacements induced by decrease in pore solution concentration on a pre-existing slip surface. *Engineering Geology*, 200, 1-9.
- 古谷元, 渡部直喜, 小松原岳史, 佐藤修, 丸井英明, 2005: 新潟県東頸城地域の地すべり土塊内における高濃度 Na - Cl 型地下水の分布とその起源, 応用地質, Vol.45, No.6, pp.281-290.
- Higuchi, K., Chigira, M., Lee, D. H., 2013: High rates of erosion and rapid weathering in a Plio-Pleistocene mudstone badland, Taiwan, *Catena*, Vol.106, pp.68-82.
- 石田聡, 土原健雄, 吉本周平, 2011: 電磁探査法を用いた地下水塩淡境界測定, 水と土, Vol.163, pp.73-75.
- 石原朋和, 田中和広, 2009: 泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性—新潟県十日町市蒲生における検討—, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.350-372.
- 加藤進, 岩野裕継, 2019: 新潟地域における温泉水と付随ガスの地球化学, 石油技術協会誌= *Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology*, Vol.84, No.3, pp.205-212.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤努, 高橋浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田司, 2014: 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, Vol.44, No.1, pp.3-16.
- 小峯秀雄, 安原一哉, 村上哲, 2011: 人工海水環境下における各種ベントナイトの透水係数. 土木学会論文集 C (地圏工学), Vol.67, No.2, pp.276-287.
- 馬原保典, 中田英二, 大山隆弘, 宮川公雄, 五十嵐敏文, 市原義久, 松本裕之, 2006: 論文 化石海水の同定法の提案-太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価. 地下水学会誌, Vol.48, No.1, pp.17-33.
- 益田晴恵, 橋爪 伝, 酒井 均, 1988: 鹿塩地域に湧出する塩水の季節変動とその要因について, 地球化学, Vol.22, pp.149-156.
- 松葉谷治, 酒井 均, 鶴巻道二, 1974: 有馬地域の温泉, 鉱泉の水素と酸素の同位体比について, 岡山大学温泉研究所報告, Vol.43, pp.149-156.
- 松葉谷治, 岩田峻, 高須一廣, 鈴木勝, 川原谷浩, 石山大三, 2009: 水素, 酸素同位体比からみた上の岱地熱発電所地熱水の特徴と地下での挙動, 日本地熱学会誌, Vol.31, No.2, pp.95-106.
- 御園生敏治, 麻植久史, 小池克明, 嶋田純, 吉永徹, 井上誠, 2012: 電気探査法による有明・八代海の海底下浅部の地質構造のイメージングと地下水湧出経路推定への応用, 応用地質, Vol.53, No.5, pp.235-244.
- 光畑裕司, 2006: 電磁探査法による海岸平野における高塩分地下水調査—一九十九里浜平野における例—, 地学雑誌, Vol.115, No.3, pp.416-424.
- 村上裕晃, 田中和広, 2015: 島根県津和野地域に分布する高塩濃度地下水の地球化学的特徴と湧出機構, 地下水学会誌, Vol.57, No.4, pp.415-433.
- 中田英二, 大山隆弘, 馬原保典, 市原義久, 松本裕之, 2004: 海底下堆積岩の浸水崩壊特性と水質

- が強度・透水特性に与える影響, 応用地質, Vol.45, No.2, pp.71-82.
- 小野昌彦, 本高雄大, 嶋田 純, 長谷川琢磨, 中田弘太郎, 利部慎, 工藤圭史, 2014: 沿岸域における地下水位の回復に伴う地下水塩水化現象の解明, 地下水学会誌, Vol.56, No.3, pp.189-208.
- 小野雅弘, 塩手康之, 田中和広, 飯島幸夫, 中田英二, 2006, September: P-194 離島海底下の地下水特性: 長崎市池島炭鉱の例 (24. 環境地質, 口頭およびポスター発表, 一般講演). In 日本地質学会学術大会講演要旨 第 113 年学術大会 (2006 高知) (p. 264), 一般社団法人 日本地質学会.
- 尾山洋一, 高橋正明, 塚本斉, 風早康平, 安原正也, 高橋浩, 森川徳敏, 大和田道子, 芝原暁彦, 稲村明彦, 2011: 日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について, 原子力バックエンド研究, Vol.18, No.1, pp.25-34.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター編, 2007: 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 一長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方一. 地質調査総合センター研究資料集, no.459.
- Suzuki, K., Kusano, Y., Ochi, R., Nishiyama, N., Tokunaga, T., Tanaka, K., 2017: Electromagnetic exploration in high-salinity groundwater zones: case studies from volcanic and soft sedimentary sites in coastal Japan, *Exploration Geophysics*, Vol.48, No.2, pp.95-109.
- 田中和広, 石原朋和, 2009: 鍋立山トンネル周辺の泥火山の活動と膨張性地山の成因. 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.499-510.
- 田中和広, 東田優記, 村上裕晃, 2013: 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造, 日本水文科学会誌, Vol.43, pp.137-150.
- 田中幸久, 中村邦彦, 2005: 海水の濃度と高温履歴がベントナイトの膨潤特性に及ぼす影響とその評価, 土木学会論文集, No.806, pp.93-111.
- Tiwari, B., Ajmera, B., 2015: Reduction in fully softened shear strength of natural clays with NaCl leaching and its effect on slope stability, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol.141, No.1, 04014086.
- 渡部直喜, 佐藤壽則, 古谷元, 2009: 新潟地域の大規模地すべりと異常高圧熱水系, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.543-563.
- 山本莊毅, 1983: 地下水調査法. 古今書院, 490p.
- 山元孝広, 2011: 地質学から見た高レベル放射性廃棄物処分の安全性評価-事象のシナリオに基づく長期予測の方法論-. *Synthesiology*, Vol.4, No.4, pp.200-208.

2 本研究で採用した高塩濃度地下水の分布の可視化手法

本研究では、地下水の流動の場としての地質のデータ、流動する地下水のデータ、および全体の地下水水質の空間分布を把握するための比抵抗のデータを基にしたハイブリッドな検討により、対象となる高塩濃度地下水の分布を可視化することを目的としている。本章では、このうちの地下水水質の空間分布を把握するための比抵抗に関するデータの取得方法について示す。

本研究では、原位置の比抵抗構造を取得するために、電磁探査を実施した。こうした探査により得られた比抵抗構造は、地下水が流動する場である地質の情報と、流動する地下水の水質の情報を含んでいる。地下水の水質分布の把握には、地質の分布を把握している必要があり、その地質が比抵抗に与える影響も考慮する必要がある。そのため、本研究では、電磁探査の実施に加え、それぞれの地質において地下水の比抵抗が岩石比抵抗へ及ぼす影響を推定するための室内試験を行った。2.1 章では、上述の室内試験の内容について、2.2 章では、本研究で比抵抗構造を取得するための方法として信号源制御地磁気・地電流法（Controlled Source Audio-frequency Magneto-Telluric method）による電磁探査の探査手法および解析方法について示す。なお本論文では、信号源制御地磁気・地電流法を“CSAMT 法”，CSAMT 法による電磁探査を“比抵抗探査”と表記する。

2.1 地下水の EC が岩石比抵抗へ及ぼす影響の推定

岩石の比抵抗特性に関しては [Archie \(1942\)](#) により提唱された実験式が広く知られており、間隙率を ϕ 、水飽和度を S 、間隙水の比抵抗を ρ_w (Ωm) とすれば、岩石の比抵抗 ρ_R (Ωm) は以下のように表される。

$$\rho_R = a \cdot \phi^{-m} \cdot S^{-n} \cdot \rho_w \quad (1)$$

ここで、 a 、 m 、 n は岩種に起因する定数であり、 a は迂回係数、 m は膠結係数、 n は飽和係数と呼ばれる。地下水面下では地層を構成する岩石の間隙は飽和しているとみなすことができるため $S=1$ となり、岩石の比抵抗は迂回係数、間隙率、および間隙水の比抵抗に依存することになる。一方で、この式は間隙率が 10～40 %と比較的大きい砂岩を対象に、比較的高塩濃度である 20,000～100,000 mg/L の KCl 溶液を間隙水として求められた実験式であるため、すべての岩石や測定条件に対して成り立つわけではなく、その適用には限界があることが指摘されている ([Waxman & Smith, 1968](#); [Worthington, 1993](#))。鈴木 (2003) は、結晶質岩および変質した火山岩や、硬質～軟質の堆積岩を試料として、20～32,000 mg/L の KCl 溶液により飽和した岩石試料の比抵抗特性が [Katsube and Hume \(1983\)](#) により提唱された以下の実験式により説明できることを示している。

$$\frac{1}{\rho_R} = \frac{1}{F \cdot \rho_w} + \frac{1}{\rho_c} \quad (2)$$

$$F = a \cdot \phi^{-m} \quad (3)$$

ここで、 ρ_c は表面伝導に起因する比抵抗 (Ωm)、 F は岩石の地層比抵抗係数である。式(2)の $1/\rho_R$ を縦軸、 $1/\rho_w$ を横軸とした場合、室内実験により得られた ρ_R 、 ρ_w の逆数、すなわち $1/\rho_R$ 、 $1/\rho_w$ の関係から回帰曲線が得られ、その傾きおよび切片の値から F 、 ρ_c を得ることができる。

本研究では、第 3 章～第 5 章のそれぞれの調査において、岩石試料の比抵抗計測を行った結果と、地質調査による得られた地質のデータを用いて調査地域地下の比抵抗構造の解釈を試みた。

採取した岩石試料を円柱状供試体に成形し、その後、供試体を乾燥させ、KCl 溶液に浸して間隙水のイオン濃度を变化させた。これら供試体の比抵抗を測定することで、間隙水の比抵抗と岩石試料の比抵抗の関係を求めた。

2.2 CSAMT 法による比抵抗構造の取得

2.2.1 CSAMT 法による電磁探査の測定方法

本論文の研究対象地域は、街中や山稜であり直線的に測線を設定することが困難であったため、測点を厳密に直線状に配置する必要がない CSAMT 法を採用した。CSAMT 法は電磁探査法の一つであり、送信源から電磁波を送信し、探査地域である受信側で誘導された電磁場を計測して、地下の比抵抗構造を求める物理探査法である。調査地点から所定の距離に設置した送信アンテナから発生した平面電磁波が地中に入射することにより地盤中に誘導された電場と磁場を計測し、次式で示す見掛け比抵抗 ρ_a (Ωm) と位相差 φ (rad) を算出する (物理探査学会, 1998 ; 2008)。

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu} \frac{E^2}{H^2} \quad (4)$$

$$\varphi = \varphi_E - \varphi_H \quad (5)$$

ここで、 E は電場 (V/m)、 H は磁場 (A/m)、 ω は角周波数 (rad/sec)、 μ は透磁率 (H/m)、 φ_E は電場の位相 (rad)、 φ_H は磁場の位相 (rad) である。また地中に入射した電磁波の強度が $1/e$ に減衰

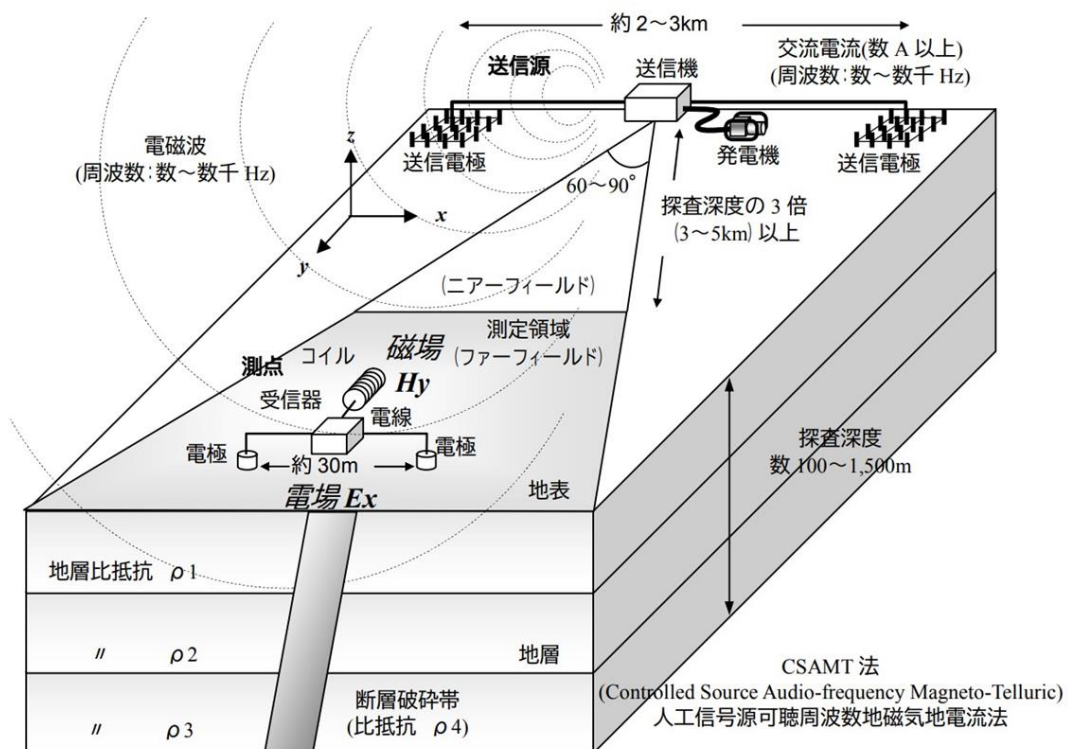


Fig. 2-1 Measurement concept of Controlled Source Audio-frequency Magneto-Telluric (CSAMT) method (The Society of Exploration Geophysicists of Japan, 2008).

する深度（表皮深度） δd (m) は、送信した周波数の電磁波による探査深度の目安となっており、次式で表される（物理探査学会，1998）。

$$\delta_d \approx 503 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \quad (6)$$

ここで、 f は周波数である。(6)式からは、低い周波数ほど地下深部までの比抵抗の情報を持つことが分かる。

本探査においては千葉電子株式会社製の複素位相検波方式 CSAMT 法探査装置（磁場センサーはインダクションコイル型）（茂木ほか，1991）を使用した。Fig. 2-1 に、CSAMT 法の測定概念を示す（物理探査学会，2008）。送信源では、送信ケーブルを受信側の測線と平行方向に数 km にわたり敷設し、その両端部を 20 本以上の電極と結線し、大地と導通状態とした。送信ケーブルの途中には送信機と発電機を設置した。受信側では、送信源より伝播して大地に誘導された電磁場を、磁場センサー（インダクションコイル）と電場センサー（一対の電極；電極間距離 30 m）で受信した。周波数ごとに 40～80 波数分の積分時間で 1 回分の測定データとし、20～40 個程度のデータを測定した。ただし、計測時間の制約のため 10 Hz 以下の周波数における計測では 10 個程度のデータを測定した。

2.2.2 データ処理方法および解析方法

比抵抗探査の各測線における 2 次元比抵抗構造を求めるために、探査によって得られた見掛け比抵抗データを用いて 2 次元インバージョンを行い、各測線に沿った深度約 1 km までの比抵抗構造を求めた。現地での測定結果を用いた 2 次元逆解析には、ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) 最小化法による最適平滑化拘束付きの解析コード (Uchida and Ogawa, 1993) を使用した。現地では送信アンテナに対して平行に誘導された電場の計測を行っており、TM モードでの解析を行った。解析は、測線両端よりも外側 8 km 遠方までと、深度方向は -80 km までの領域を対象とした。また、解析領域の上端には、測点設置位置における実際の標高を与え、測点の外側の領域については、端点の標高が連続するようにした。いずれの測線についても、測点間は 5 分割、測線の外側は両端部とも 16 分割となるように設定した。初期モデルは、各測線の見掛け比抵抗の平均値をもつ均質構造とした。また、インバージョン反復回数を、回数の増加に伴う ABIC 値および RMS 残差 (Root mean square；観測値と計算値の残差二乗平均) の低下の変動幅が安定したところでインバージョンが収束したと判断した（例：Fig. 2-2）。

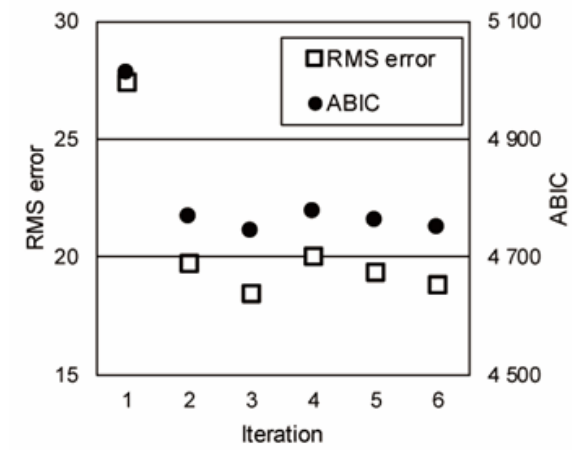


Fig. 2-2 Example of transition of RMS error and ABIC for each iteration.

引用文献

- Archie, G. E., 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transactions of the AIME*, Vol.146, pp.54-62.
- 物理探査学会, 1998: 物理探査ハンドブック, 手法編 6 章, pp.301-398.
- 物理探査学会, 2008: 第 7 章 電磁探査（電磁誘導法）, 物理探査の手引き—土木物理探査マニュアル 2008—（物理探査学会編）, pp.201-280.
- Katsube, T. J., Hume, J. P., 1983: Electrical resistivities of rocks from Chalk River, *Proceeding of Workshop of Geophysical Geoscience Research at Chalk River*, pp.105–114.
- 茂木 透, 楠建一郎, 鈴木浩一, 川崎逸男, 城森 明, 東 義則, 1991: 複素位相検波方式 CSAMT 探査装置の開発, 物理探査, Vol.43, pp.164-169.
- 鈴木浩一, 2003: 結晶質岩及び堆積岩試料の比抵抗特性に関する研究—間隙水比抵抗と表面伝導現象が岩石比抵抗に及ぼす影響について, 物理探査, Vol.56, pp.107-116.
- Uchida, T., Ogawa, Y., 1993: Development of Fortran code for two dimensional magneto-telluric inversion with smoothness constraint, *Geological Survey of Japan Open-File Report*, 205p.
- Waxman, M. H., Smith, L. J. M., 1968: Electrical resistivity in oil-bearing shaley sands, *Society of Petroleum Engineers Journal*, Vol.8, pp.107-122.
- Worthington, P. F., 1993: The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship, *Journal of Applied Geophysics*, Vol.30, pp.215-228.

3 断層沿いに上昇する深部流体の分布の可視化 - 徳佐地点の例 -

3.1 はじめに

地下深部岩盤は、割れ目や間隙が少なく動水勾配が小さいために、地下水の動きが非常に遅いと考えられており、高レベル放射性廃棄物の地下処分施設などの重要構造物の建設サイトとして期待されている（原子力発電環境整備機構，2004）。

一方で、地下深部には、長期的に停滞している化石海水や有馬型熱水に代表されるスラブ起源の深部上昇水、背弧域のグラーベンの断層系における CO₂ を多く含む深部上昇流体などの非天水起源の地下水が存在する（深部地質環境研究コア編，2012）。それらは、ガス成分を多く含み、高塩濃度であるものが多いなどの特徴を有する（深部地質環境研究コア編，2012）。本論文では、これら非天水起源の地下水のうち、風早ほか（2014）で定義するように、特に深部から上昇している流体について深部流体と呼ぶこととする。深部流体は反応性に富み、深部から地表付近まで上昇してくることから、深部地下水環境の安定性に影響を与えていると考えられている（田中ほか，2013）。このため、重要な地下構造物のサイト選定などにおいては、これら深部流体の地下における 3 次元分布を把握するとともに、深部流体の上昇・湧出過程を明らかにする事が重要である。

山口県北東部から島根県南西部には、地化学分析結果から、スラブ起源の深部流体の寄与が認められる地下水の湧出が報告されている（村上・田中，2015）。また、深部流体は構造線などの断層系に沿って上昇していることや、地表への湧出箇所のほとんどが谷底において認められることから、地表での挙動は局地的な地下水流動系に規制されていることが指摘されている（田中ほか，2013）。深部流体の地下での分布については、有馬型熱水の模式地である有馬温泉において、比抵抗構造が得られる電磁探査法の一つである CSAMT 法探査が行われ、高温泉水の分布についての検討がされている（西村ほか，2006）。しかし、塩分濃度や岩盤の間隙水に対する電気的特性などに関する詳しい議論はされていない。

調査地域である山口県徳佐盆地では、複数のボーリング孔において深部流体の湧出が確認されているが、地表部への深部流体の自然湧出は認められない。このため、深部流体は表層堆積物中で希釈されていると考えられる。しかし、地下での深部流体の 3 次元分布や流動経路等は明らかになっていない。

本研究では、CSAMT 法により地下の比抵抗構造を求めるとともに、地質調査および地下水の地化学分析の結果を基に、徳佐盆地の地下において、地下深部の基盤岩から表層に至るまでの深部流体の 3 次元分布を明らかにすることを目的とする。なお、3.2 では調査地域の概要（地質、地下水）、3.3 では調査手法、3.4 で結果、3.5 で考察を述べる。

3.2 調査地域の概要

調査地域である徳佐盆地は、山口県北東部の島根県との県境付近に位置し、平均標高は約 300 m であり、NE-SW 方向に延びる谷に沿って広がっている（Fig. 3-1）。

調査範囲は、徳佐盆地南西部を中心とする東西約 3 km、南北約 2 km である。調査地域の河川は、北西部から阿武川が流れており、中央部で北東より流れてきた沖田川と合流し、南西方向へと流れている。

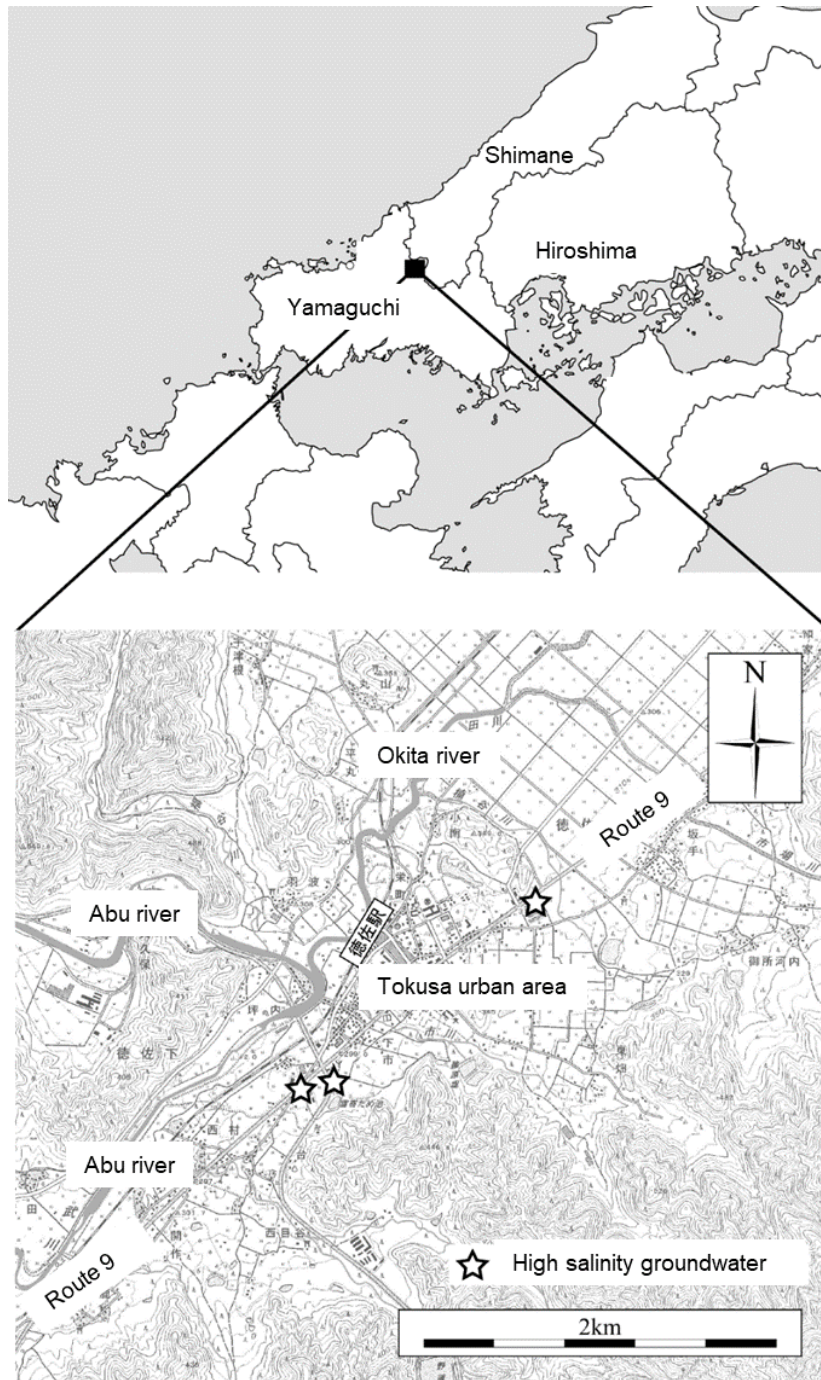


Fig. 3-1 Location map of study area.

Fig. 3-2 に、調査地域の地質図およびボーリング湧水の湧出地点を示す。徳佐盆地の基盤岩は、白亜紀後期の阿武層群であり、溶結凝灰岩と流紋岩質溶岩からなる（井川・今岡, 2001）。Fig. 3-2 の星印の地点のボーリング柱状図を Fig. 3-3 に示す。徳佐盆地内の第四系は、下位に塊状シルト質粘土層が卓越する徳佐層、その上位に砂層・砂礫層の卓越する岡層、貞行層（河野・高橋, 1966）が分布する。第四系の層厚は、重力探査等の結果から、最大で 200 m と考えられている（竹村ほか, 1991）。第四系のうちで最も層厚が大きい徳佐層は、湖成堆積物と考えられ、徳佐盆地の北東方の野坂山の火山活動による河川のせき止めにより形成されたものと考えられている（河野・高

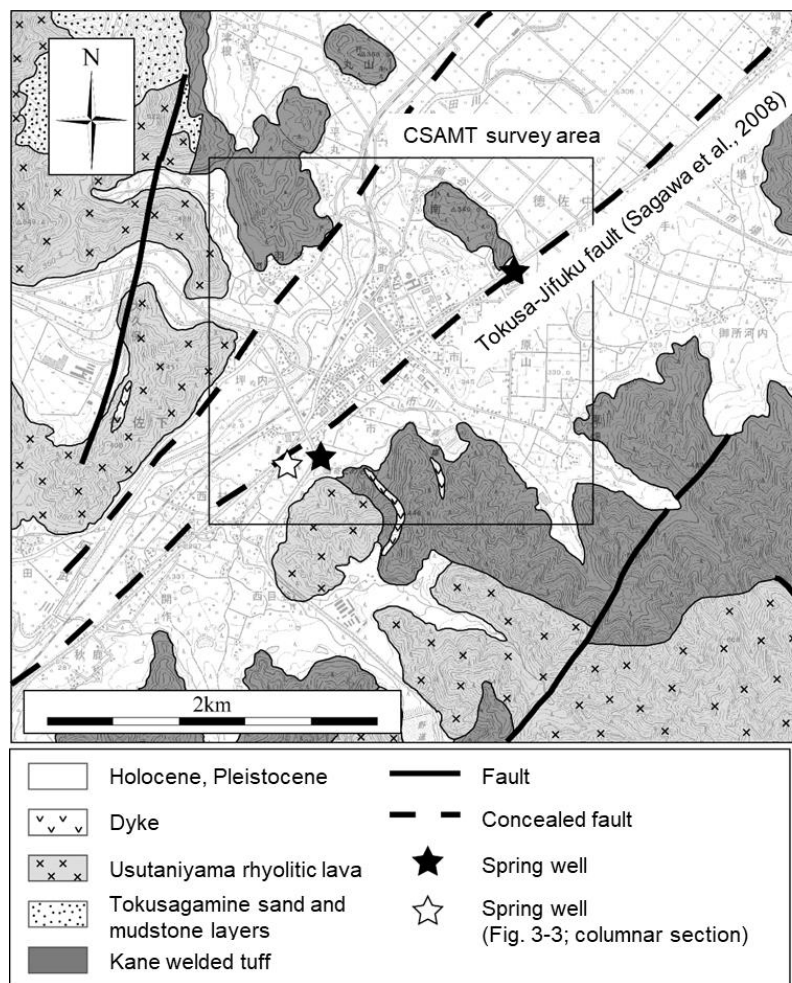


Fig. 3-2 Geological map of the study area modified from Sagawa et al. (2008). Stratigraphy is determined by Ikawa and Imaoka (2001).

橋, 1966)。

深部流体の湧出している可能性があるボーリング地点は3カ所あり、調査地域の中央部をNE-SW方向に延びると推定されている徳佐-地福断層に沿って分布する。徳佐-地福断層は、断層に沿って断続的にリニアメントが認められており、長さが約35 kmの活断層である可能性が指摘されている(佐川ほか, 2008)。徳佐中下市地区におけるトレンチ調査の結果から、最新活動時期は10,800~3,400年前とされている(佐川ほか, 2008)。調査地域周辺には、徳佐-地福断層の露頭は確認されておらず、断層の傾斜角については不明である。

3.3 調査手法

3.3.1 地下水の地化学特性

本研究では、ボーリング湧水および浅層地下水を採取した。ここでボーリング湧水は、全て基盤岩中まで掘削されたボーリング孔から湧出しているものである。ボーリング湧水は、自噴していることから被圧された岩盤地下水であると考えられる。また、浅層地下水は、第四紀堆積物中に涵養された地下水である。ボーリング湧水および浅層地下水の採取には、採水用の250 mLポリ

瓶を用い、3 回共洗いをした後、水をポリ瓶にくみ取り、空気が入らないよう密閉した。採取したボーリング湧水および浅層地下水は、深部流体の浅層地下水への寄与を検討するために、地下水の pH、EC 測定、一般水質分析 (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-})、酸素および水素同位体比分析を行った。

pH は東亜 DKK 社製 pH Meter HM-25G を、EC は東亜 DKK 社製 EC Meter CM-30G を用いてそれぞれ測定を行った。一般水質分析のうち、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 発光分光分析装置 (Liberty-Series-II-YA) により、陰イオンは Cl^- , SO_4^{2-} の 2 成分を山口大学研究推進機構総合科学実験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) により、 HCO_3^- は硫酸を用いたアルカリ度測定により分析した。酸素および水素同位体は、熊本大学嶋田研究室のガス同位体比分析計 (Thermo Scientific 社製 Delta-V) を用いた。

また、地下水の流動方向について検討を行う目的で井戸の地下水位の測定を行った。測定にはアルファ光学株式会社ロープ式水位計 WL50AT-3 を使用し、2013 年 9 月 21 日から 9 月 23 日の 3 日間で行った。地下水位の値は、井戸上端から地下水面までの距離を測定し、その値から井戸上端から地表までの坑口標高を差し引いた値とした。

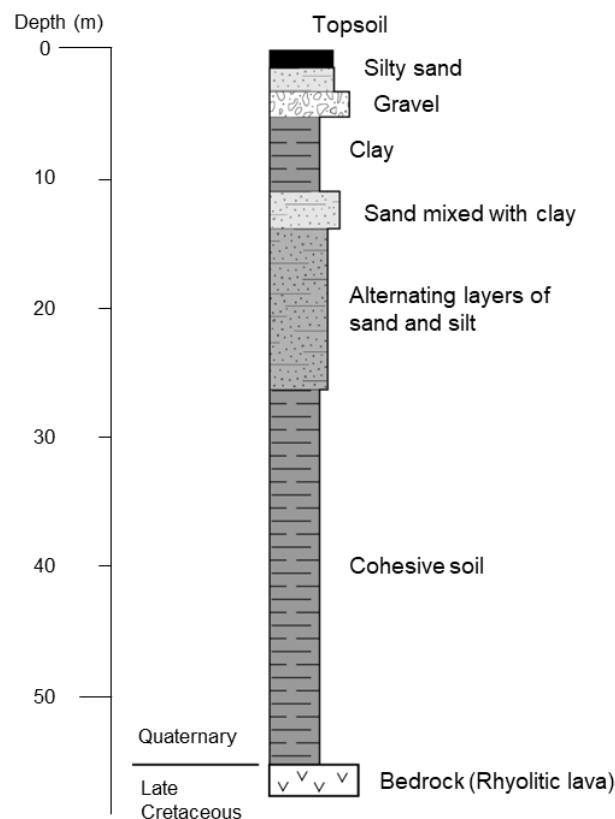


Fig. 3-3 Columnar section of the borehole. Location of the borehole is shown in Fig. 3-2.

3.3.2 地層比抵抗の計測

露頭調査により採取した岩石試料を直径・高さともに 5 cm の円柱状供試体に整形した。その後、供試体を乾燥させた後、KCl 溶液に供試体を浸して、間隙水のイオン濃度を変化させ、供試体の比抵抗を測定することで、間隙水の比抵抗と岩石試料の比抵抗の関係を求めた。岩石試料の比抵抗の測定には、応用地質(株)製の Mini-ohm を使用した。岩石試料には、基盤岩である溶結凝灰岩、流紋岩質溶岩、第四系を構成する砂礫・砂・シルトを用いた。調整した KCl 溶液の濃度は、200 mg/L, 1,000 mg/L, 5,000 mg/L, 15,000 mg/L, 32,500 mg/L および蒸留水の 6 種類とした。

3.3.3 CSAMT 法探査

徳佐盆地の堆積物の厚さは、最大 200 m とされており（竹村ほか, 1991）、表層から基盤に至るまでの深部流体の分布を把握するには、探査深度として数 100 m を必要とする。電気探査法は、この程度の対象深度を探査するには最適であるが、長さ 1 km 以上の測線沿いにケーブル類を直線状に敷設する必要がある。徳佐盆地は、人家が多く、また断層が推定される場所には国道 9 号線が通っている。そのため、測点を厳密に直線状に配置する必要がない CSAMT 法による比抵抗探査を実施した。

Fig. 3-4 に、測線配置図を示す。受信点から約 5 km 離れた地点の道路沿いに送信源として送信ケーブルを南北方向に約 1.5 km 敷設し、その両端部は約 20 本の電極を設置し、大地と導通状態とした。送信ケーブルの途中には、送信機と発電機を設置し、電流値と周波数を制御して、5,120 ~ 2.5 Hz の間の 12 周波数を高周波数から順番に送信した。各周波数につき数 10~80 回の測定を繰り返し行い、全 12 周波数の測定で 1 時間を要した。受信側の測点配置を Fig. 3-4 に示す。A 測線、B 測線、および G 測線は、ボーリング湧水が認められる地点を通過するように設定し、合計 50 地点において測定を行った。

3.3.4 数値シミュレーション

探査により得られた比抵抗構造と、流動経路と考えられる断層破碎帯の規模との関係を数値シミュレーションにより検証した。地質モデルは、計算に要する時間を考慮して極力簡略化することとし、基盤岩とそれを覆う堆積層よりなる 2 層構造を仮定し、基盤岩を 1,000 Ωm 、堆積層を 100 Ωm と各層をそれぞれ一様の構造とした。深部流体の流動経路として考えられる徳佐-地福断層（佐川ほか, 2008）は、探査地域から約 17 km 南西の地点において断層露頭が確認されており、カタクレサイト化が著しい領域の幅が 50~100 m におよぶとされている（金折, 1999）。このような領域には割れ目が発達することが確認されており（相山・金折, 2019）、深部流体の流動経路として機能する可能性が考えられる。流動経路の幅は、10 m, 50 m, および 100 m の 3 ケースにおいて計算を実施した。破碎帯の間隙率は、周囲の基盤岩と比較して高くなると考えられ、宮川・馬原（2005）は、断層破碎帯の間隙率が 10~20% であると報告している。今回の数値シミュレーションでは流動経路を断層破碎帯と推定し、その間隙率を 20% と設定した。徳佐地点の数値シミュレーションに用いる間隙水比抵抗の値は、実測されている EC 値から 1 Ωm とした。迂回係数を 1、膠結係数を 2 とした場合、(1)式により求まる 25 Ωm を断層破碎帯の比抵抗とした。

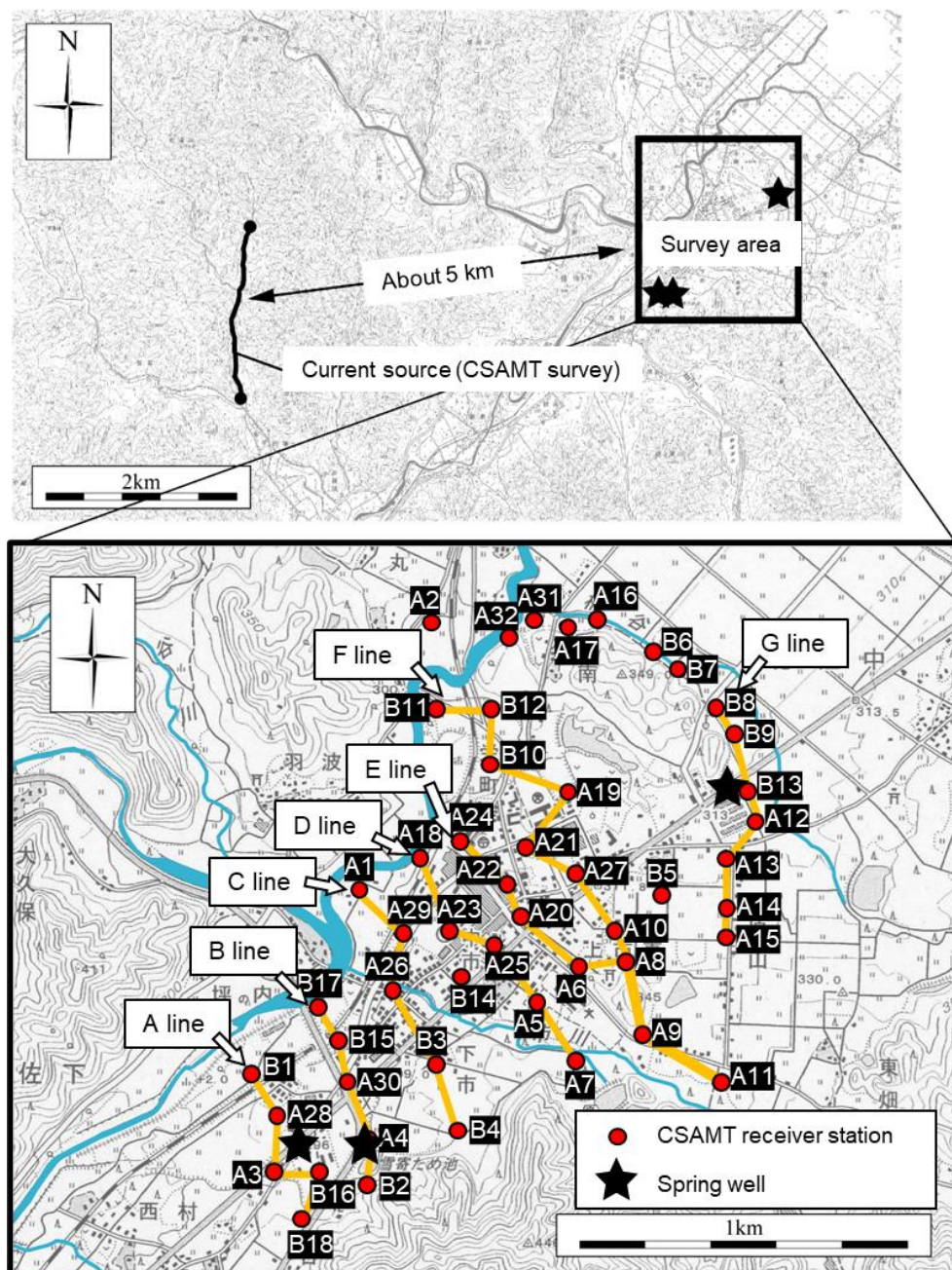


Fig. 3-4 Map of CSAMT current source, survey points, and survey line for two-dimensional analysis.

3.4 結果

3.4.1 地下水の地化学特性

地下水の EC の分布を Fig. 3-5 に示す。また、一般水質分析の結果をヘキサダイアグラム (Fig. 3-6)、トリリニアダイアグラム (Fig. 3-7) で示す。

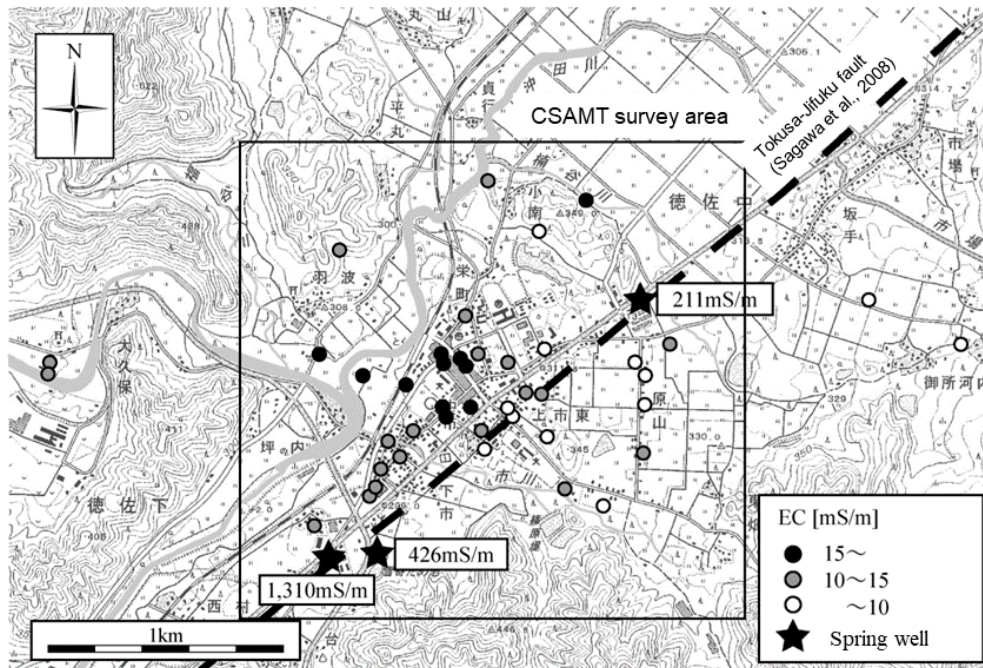


Fig. 3-5 Electric-conductivity distribution of shallow groundwater.

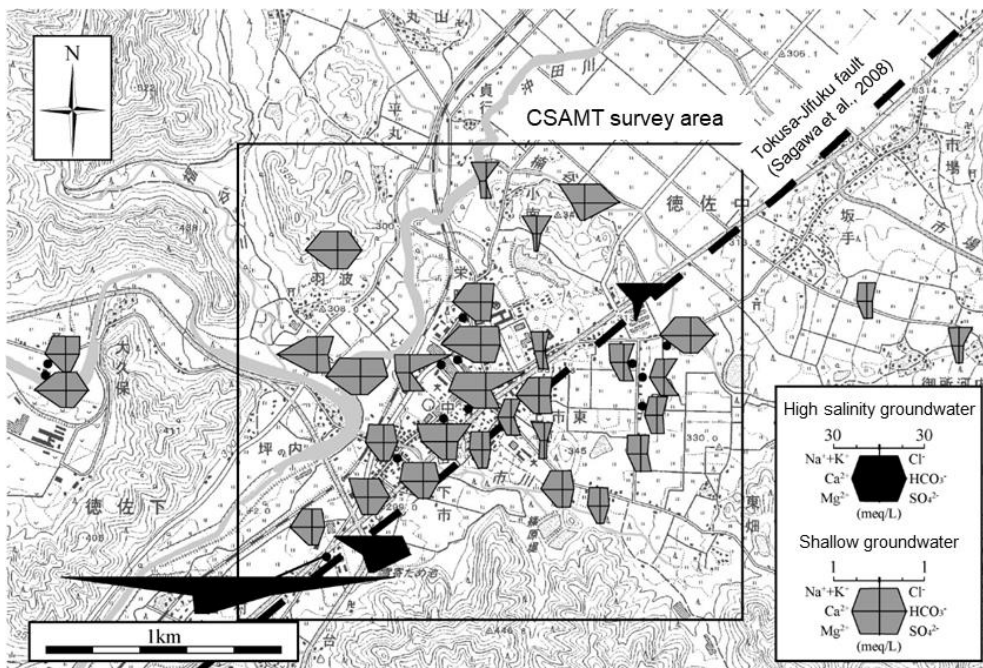


Fig. 3-6 Hexadiagram showing the groundwater chemistry.

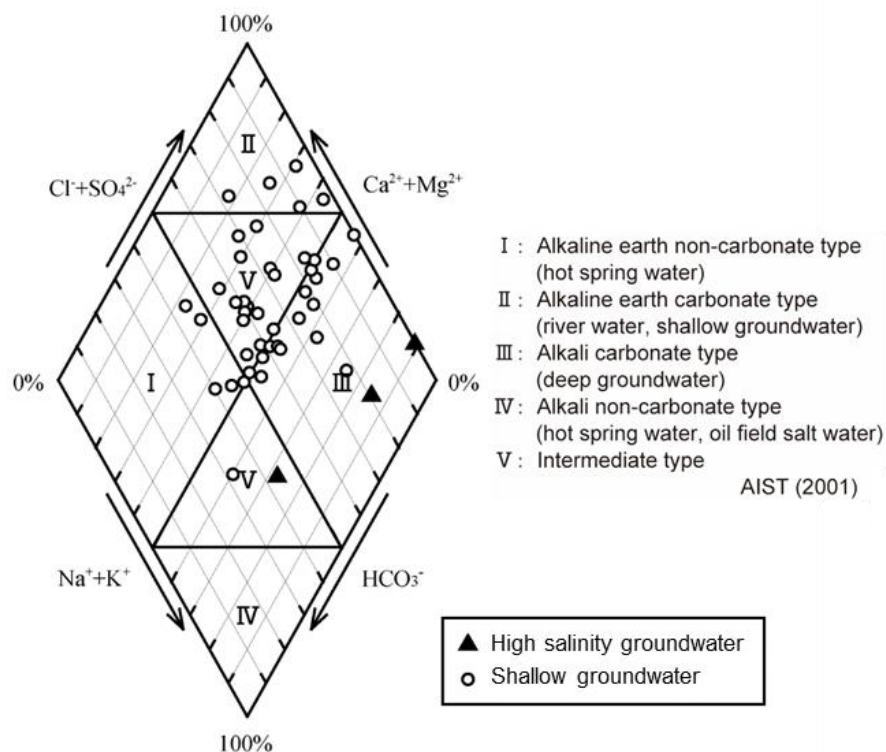


Fig. 3-7 Trilinear diagram showing types of the groundwater chemistry.

・ボーリング湧水

調査地域で、ボーリング孔から湧出する地下水（以降、ボーリング湧水）は合計 3 地点あり、いずれも基盤岩まで掘削されたものである。ボーリング湧水の地点は、ほぼ徳佐-地福断層に沿って分布しており、その EC は北東側より順に 211 mS/m, 426 mS/m, 1,310 mS/m であり、いずれも周辺の浅層地下水の EC に比べて高い値を示し、南西側ほど高い EC 値を示す。

ボーリング湧水の溶存イオン量は、浅層地下水に比べ 1~2 桁ほど高く、特に Na^+ 、 Cl^- および HCO_3^- に富む (Fig. 3-6)。一般水質は非炭酸ナトリウム型および中間型を示す (Fig. 3-7) (産総研, 2001)。

ボーリング湧水の酸素同位体比は、天水線 (山本ほか, 1993) より大きい方にシフトしており (Fig. 3-8)、天水に酸素同位体比の大きな流体が混合していることが示唆される。Fig. 3-8 に、有馬型熱水端成分 (風早ほか, 2014) を示す。調査地域のボーリング湧水の中で、最も塩濃度の高い湧水の同位体組成は、天水と有馬型熱水との混合ライン上にプロットされる。このことから、高塩濃度地下水は、有馬型熱水に対比される深部流体が天水により希釈された可能性がある。高塩濃度地下水の酸素・水素同位体比は、天水線の近傍にプロットされるため、天水による希釈の影響が大きいものと考えられる。

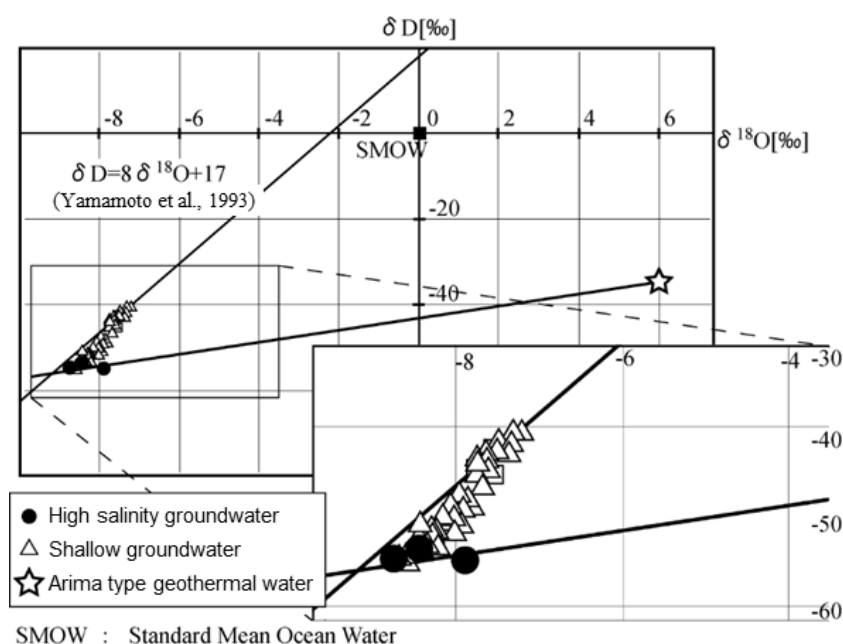


Fig. 3-8 Oxygen and hydrogen isotopic ratios in groundwater samples.

・ 浅層地下水

井戸水として利用されている浅層地下水の EC は、5.80～22.8 mS/m を示し、想定される徳佐-地福断層を挟んで北西側の地下水が、南東側の地下水よりも EC が高い傾向がみられる (Fig. 3-8)。ヘキサダイアグラムで見たモル当量は、断層を挟んで北西側が南東側より高くなっており、特に Cl⁻イオン濃度においてその傾向が強い (Fig. 3-9)。また、Cl⁻イオンのモル当量は、Na⁺イオンのモル当量との間に、他のイオンより比較的高い $R^2=0.5584$ の寄与率を示す 1 対 1 の正の相関がみられ、Na⁺および Cl⁻に富む地下水が混合したと考えられる (Fig. 3-10)。

Fig. 3-11 に、井戸水の水位の分布から作成した表層の地下水ポテンシャル線と流動方向を示す。調査範囲における浅層地下水は、井戸水の地下水ポテンシャルの平面分布より、沖田川の北西部の一部地域を除き、大局的には南東から北西方向へ流動し、阿武川・沖田川に流出しているものと推定される。

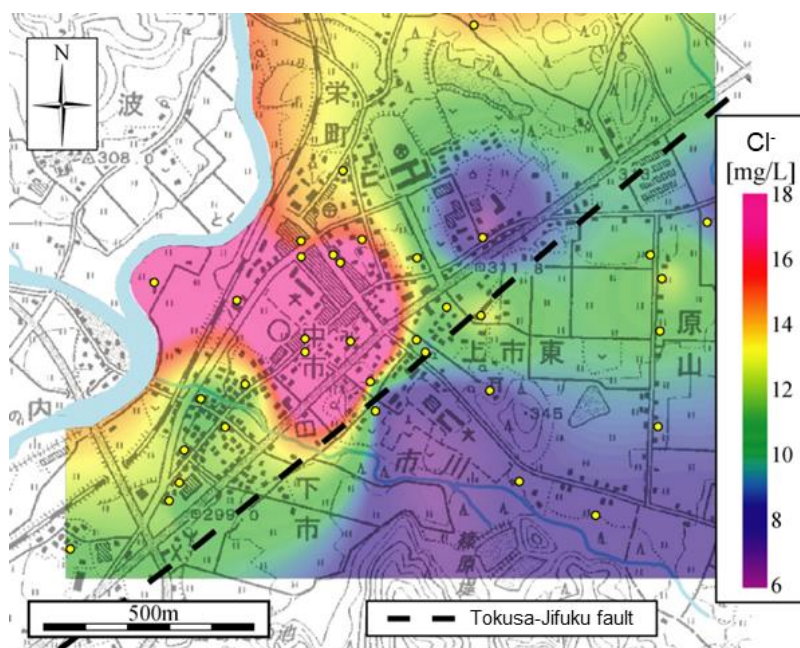


Fig. 3-9 Planar distribution of Cl^- ion concentration in shallow groundwater.

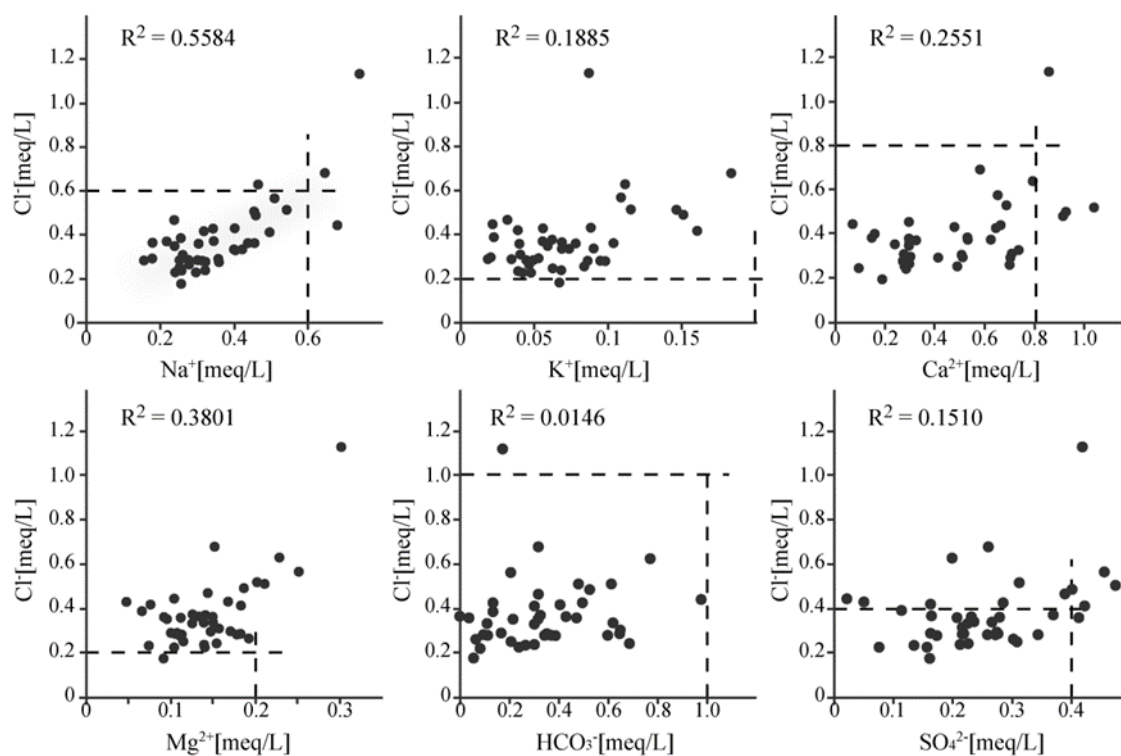


Fig. 3-10 Relationship between the Cl^- ion concentration and the others.

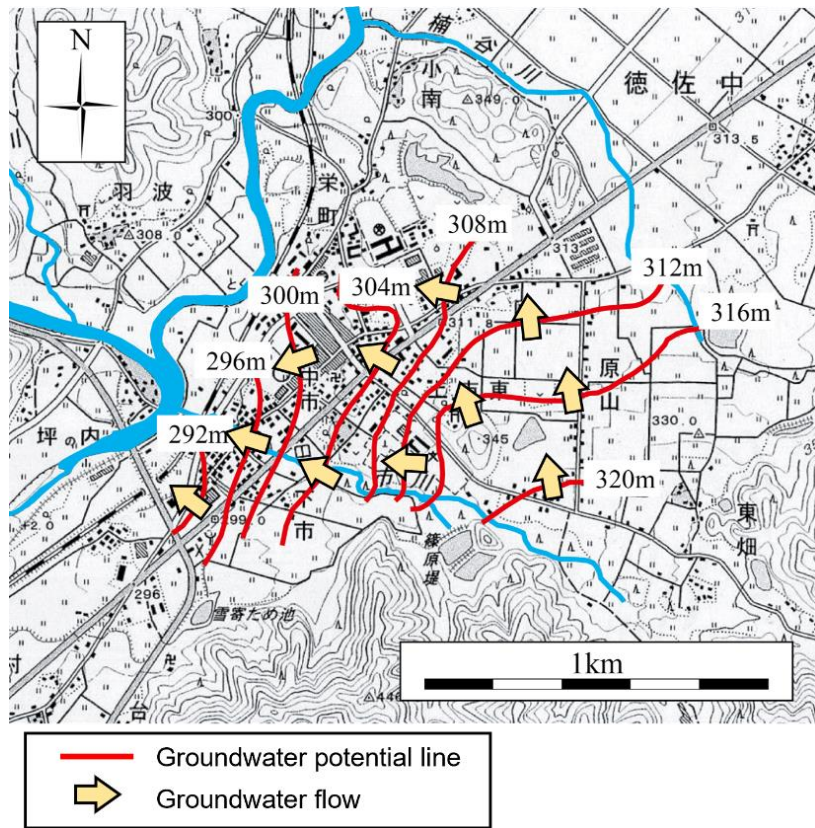


Fig. 3-11 Surface groundwater potential line and flow direction

3.4.2 地下水の EC の岩石比抵抗への影響

Fig. 3-12 に、間隙水の比抵抗と岩石試料の比抵抗の関係を示す。徳佐地点の浅層地下水の EC と同様の 10 mS/m の水で飽和させた岩石試料の比抵抗は、流紋岩質溶岩が約 3,000 Ωm 、溶結凝灰岩が約 300 Ωm を示す。堆積物試料の比抵抗は、砂が約 300 Ωm 、シルトが約 100 Ωm 、砂礫が約 60 Ωm を示す。ボーリング湧水の EC と同様の 400 mS/m の高濃度水で飽和させた岩石試料の比抵抗は、流紋岩質溶岩が約 700 Ωm 、溶結凝灰岩が約 100 Ωm を示す。堆積物試料の比抵抗は、砂が約 30 Ωm 、シルトが約 30 Ωm 、砂礫約 8 Ωm を示す。これらの結果から、堆積物試料の比抵抗と基盤岩試料の比抵抗には、1 桁程度の差が認められた。また、間隙水のイオン濃度を、深部流体相当濃度から浅層地下水相当濃度まで変化させた場合には、同一岩石試料の比抵抗にほぼ 1 桁の差が認められた。

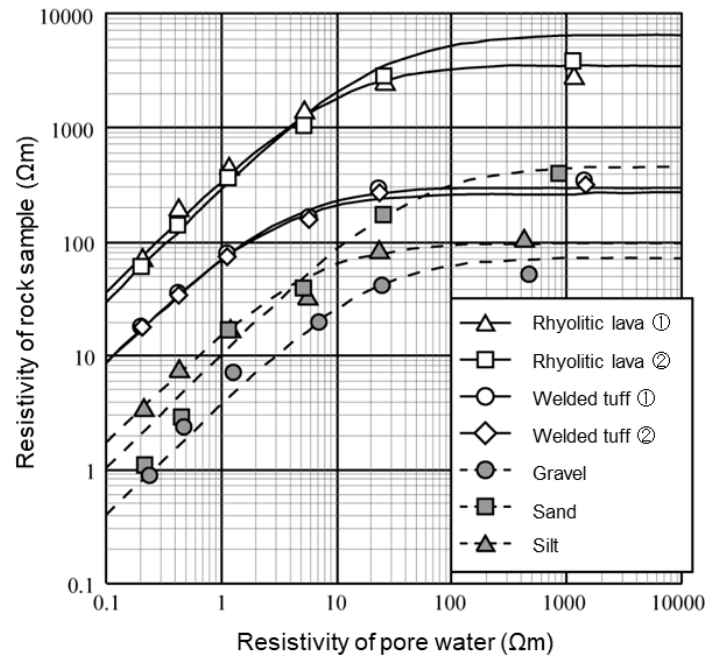


Fig. 3-12 Resistivity characteristics of rock samples distributed in the Tokusa area.

3.4.3 地下の比抵抗構造

3.4.3.1 CSAMT 法探査の測定・解析結果

Fig. 3-13 に、比較的ノイズの少ない測点で測定された見掛け比抵抗 (obs.) と解析により得られた見掛け比抵抗 (cal.) を対比した結果を示す。cal. と obs. との間には整合性が見られ、良質なデータが測定できている。しかし、市街地の送電線近傍や自動車の通行が多い場所では、ノイズの影響により周波数間でばらつきの大きいデータがあった。そこで、明らかに不良なデータ (標準誤差で 10% 以上) を削除して、2 次元解析を行った。また、本調査においては岩盤の比抵抗が高い影響もあり、一部の測点では 10 Hz 以下の周波数のデータにはニアフィールド現象が見られたため、ニアフィールド補正計算 (佐々木, 1988) を行った。Fig. 3-14 に、A~G 測線の 7 測線 (Fig. 3-4b) の 2 次元解析により得られた比抵抗構造を示す。

2 次元インバージョンで使った測線ごとの測点数およびインバージョンで求められた比抵抗構造に対する計算値と観測値との RMS 残差を Table 3-1 に示す。また、2 次元インバージョンの反復回数の増加に伴う RMS 残差および ABIC 値の推移の代表例を Fig. 3-15 に示す。この図から、反復回数 4 回目以降は、RMS 残差および ABIC 値の低下量が小さくなっており、インバージョンが収束したと判断した。解析結果は、反復回数が 6 回目までの間で ABIC 値が最も小さくなった結果をそれぞれ採用した (Table 3-1)。

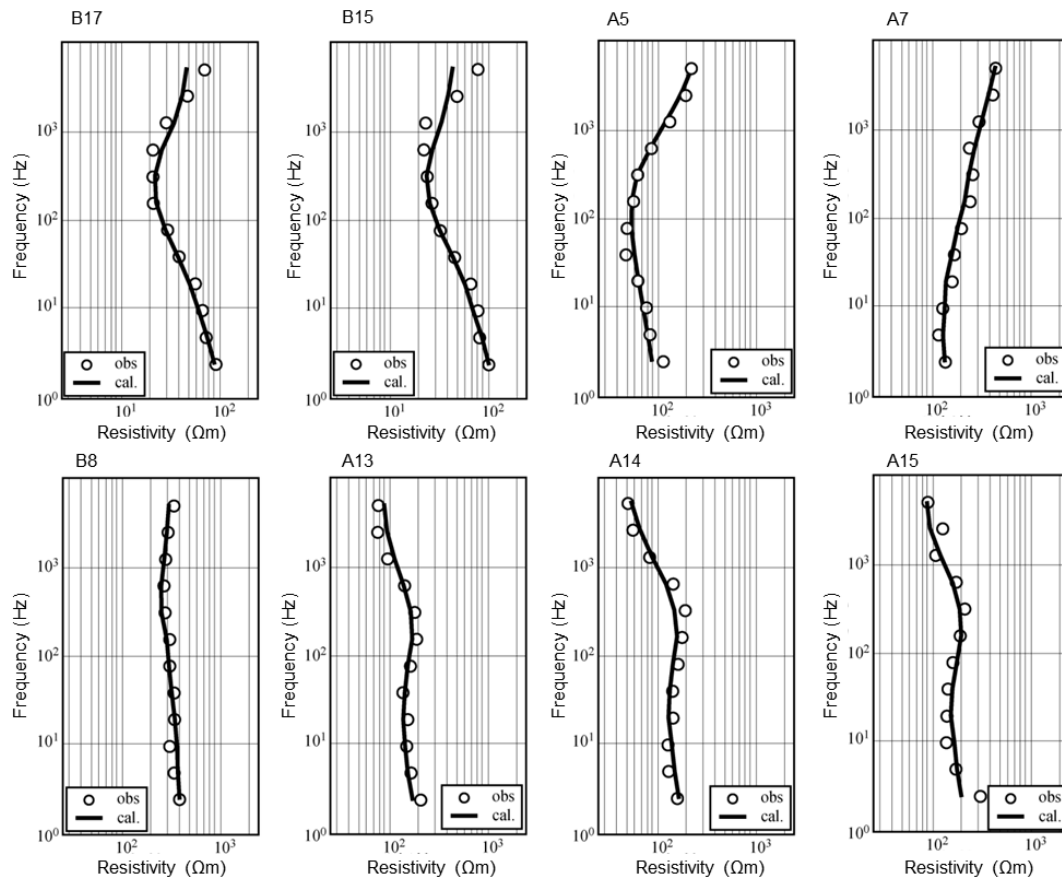


Fig. 3-13 Apparent resistivity observed CSAMT responses (circles) and calculated responses (solid lines) for representative receiver stations. See Fig. 3-4 for station locations. cal: calculated; obs: observed.

3.4.3.2 地下の比抵抗構造

探査により得られた比抵抗構造 (Fig. 3-14) の、第四系の最大層厚 (徳佐盆地中央部 : 200 m (竹村ほか, 1991)) よりも深い深度 200~300 m 以深では、全測線において 300 Ωm 以上の高い比抵抗値 (HR) を示し、HR は基盤岩である阿武層群の分布をとらえたものと解釈される。また、ほとんどの測線では深度約 200 m 以浅において、40 Ωm 以下の低い比抵抗値を示し (LR②)、低比抵抗帯 LR②は阿武層群を覆う第四紀の未固結堆積物の分布をとらえたものと解釈される。これら高比抵抗帯と低比抵抗帯の境界付近に、第四系の基底面があると考えられる。G 測線においては、表層まで高い比抵抗値を示しており、G 測線中の測点 B8 および B9 に隣接した西側には基盤岩の露出が確認されていることから、基盤岩が地下深部から表層に至るまで分布していると考えられる。

Fig. 3-14 の低比抵抗帯 LR①は、深度 200 m 以深に鉛直~高角度南傾斜の方向に連続して分布しているが、高比抵抗帯 HR と同じ阿武層群の分布域であると考えられるため、地質的要因で LR①が形成されているとは考えにくい。低比抵抗帯 LR①に近接した、B 測線上の基盤岩に到達する深度のボーリング孔 (深度 150 m ; Fig. 3-14 の B line) から湧出する地下水の EC は、426 mS/m と高く、低比抵抗帯 LR①は、該当深度の基盤岩中に高塩濃度地下水が分布しているためと考えられる。

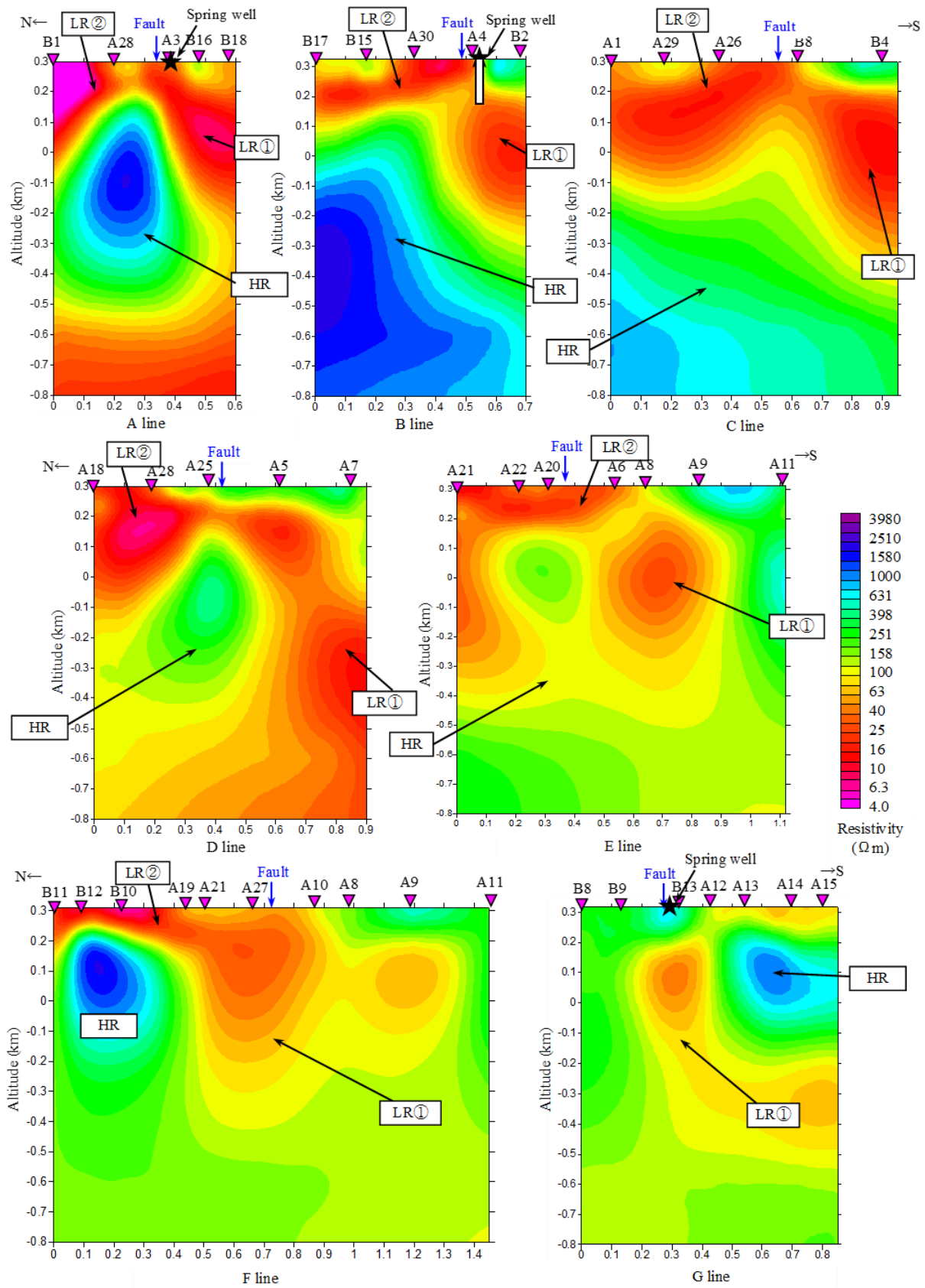


Fig. 3-14 Resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along seven lines: A, B, C, D, E, F, and G. Fault is Tokusa-Jifuku fault.

Table 3-1 Two-dimensional analysis conditions for each survey line.

Line	Stations	Iteration	RMS (%)
A	5	6	20.6
B	5	6	20.5
C	5	6	18.0
D	5	5	21.6
E	7	4	8.4
F	10	4	29.5
G	7	6	18.0

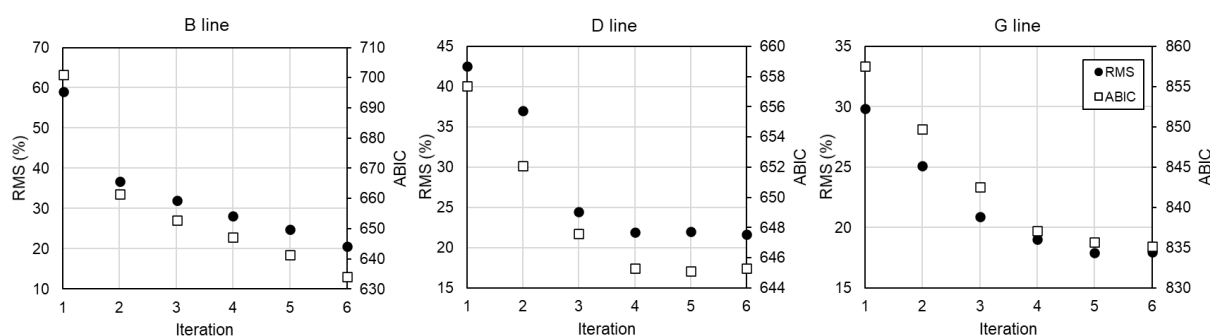


Fig. 3-15 RMS error and ABIC for B line (left), D line (center), and G line (right).

3.4.4 数値シミュレーションの結果

Fig. 3-16 に、徳佐地点の地質モデルにおける数値シミュレーションの結果を示す。

深部流体の流動経路の幅を 100 m とした場合、流動経路直上の測点 (T6) における見掛け比抵抗は、流動経路から最も遠い測点 (T1) と比較して 640~2.5 Hz の周波数において 20~35 %低下する結果となり、明瞭な違いが見られた (Fig. 3-16b)。この結果から 2 次元逆解析を実施し、断面図に表したものを Fig. 3-16c に示す。この 2 次元解析断面図において、流動経路は低比抵抗領域として可視化されており、フィールドでの探査結果で認められた低比抵抗帯 LR①と整合する。一方で、流動経路の幅を 50 m とした場合、640~2.5 Hz の周波数において 8~12 %見掛け比抵抗が低下する結果となっており、これから得られる 2 次元解析断面図は、低比抵抗領域は認められるものの比抵抗のコントラストが不明瞭となる (Fig. 3-16d)。流動経路の幅を 10 m とした場合には、T6 は T1 と比較して 640~2.5 Hz の周波数において 1~2 %見掛け比抵抗が低下する程度となる。この結果から得られる 2 次元解析断面図は、ほぼ様な比抵抗構造を示し、流動経路の可視化は困難であると考えられる (Fig. 3-16e)。このように、流動経路の幅を 100 m とした場合の数値シミュレーションの結果と、探査により得られた比抵抗構造の結果が整合的であることから、徳佐地点において深部から断層沿いに分布する高塩濃度の深部流体の流動経路の幅は、流動経路の間隙率を 20 %と仮定した場合、100 m 程度の規模であることが推定される。

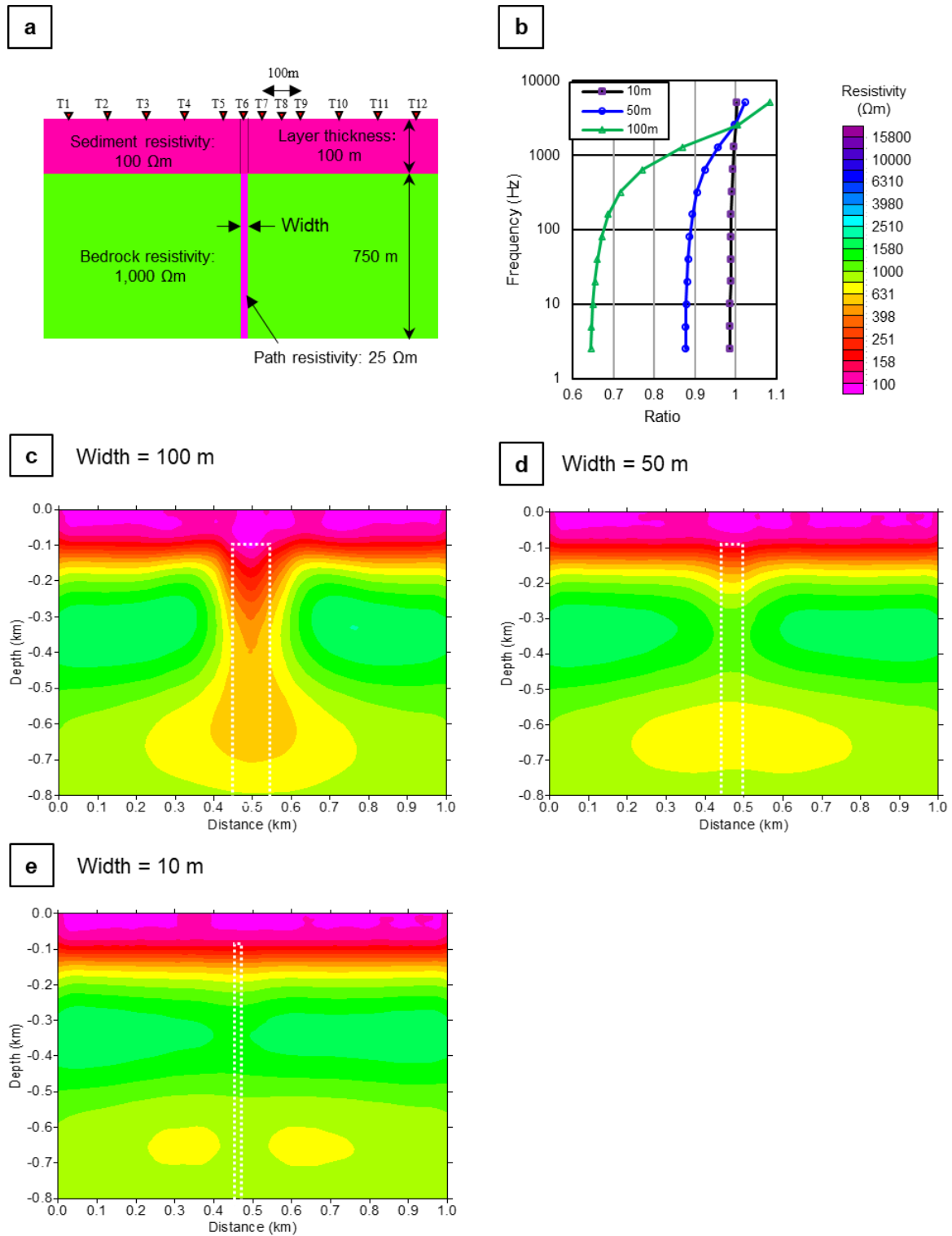


Fig. 3-16 Geological models of the Tokusa area (a), ratio of apparent resistivity between T1 and T6 (b), and two-dimensional analysis of resistivity cross-sections with flow path widths of 100 m (c), 50 m (d), and 10 m (e). White broken line shows the flow path zone.

3.5 考察

3.5.1 基盤岩における深部流体の分布

基盤岩に掘削された3本のボーリング孔からの湧水のうち、最も塩濃度の高い湧水はその酸素・水素同位体比が深部流体と天水との混合線上にプロットされることから、深部流体の寄与があると考えられる。CSAMT法により得られた比抵抗構造 (Fig. 3-14) から、深度 200 m 以深の基盤岩

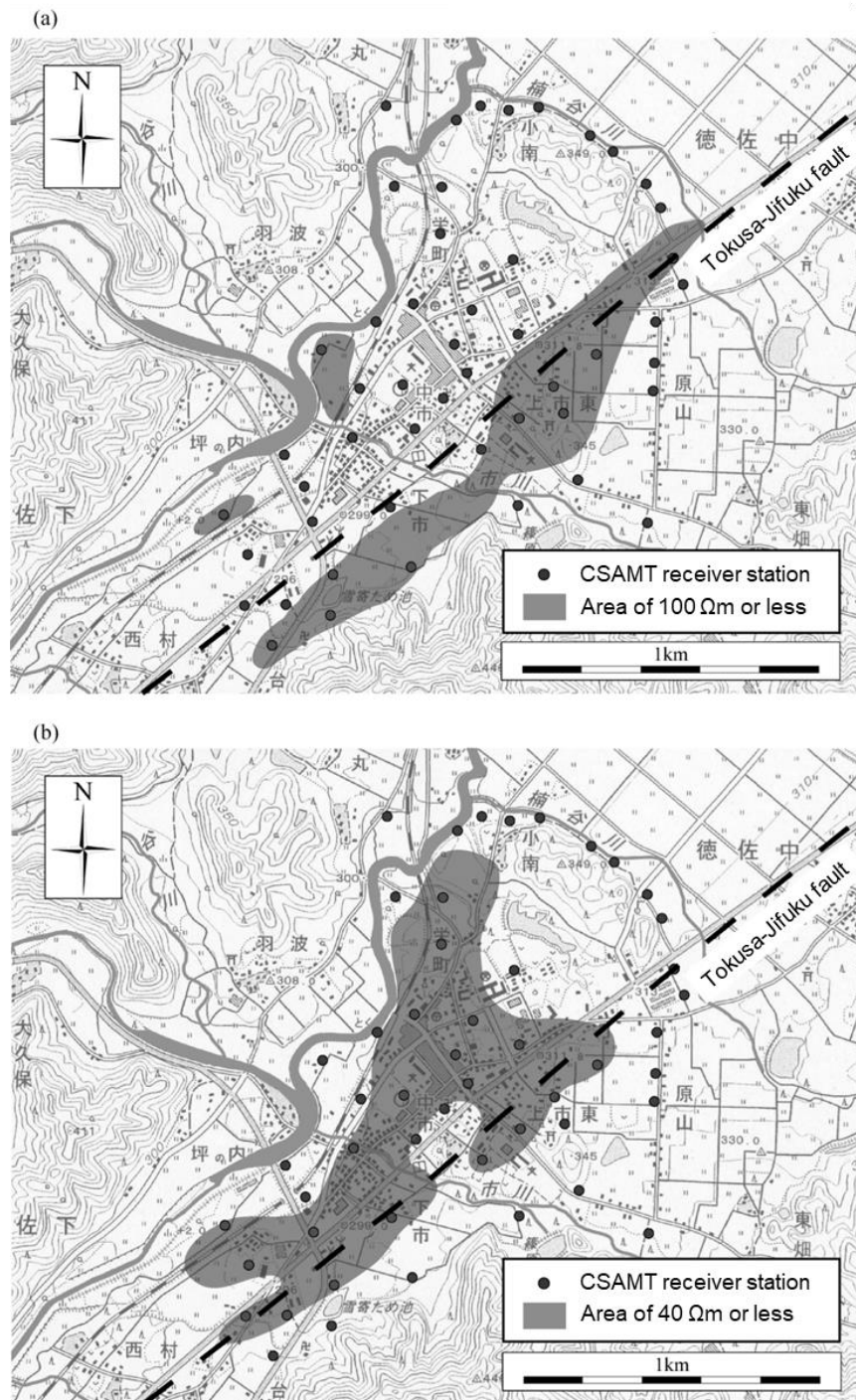


Fig. 3-17 Horizontal resistivity sections based on the resistivity sections of 7 lines. (a) Altitude: 0 m (lower than 100 Ωm), (b) Altitude: 270 m (lower than 40 Ωm).

中には、 $100\ \Omega\text{m}$ 以下で幅 $100\ \text{m}$ 程度の低比抵抗帯 LR①が鉛直～高角度南傾斜の方向に連続して分布している。この低比抵抗帯 LR①は、深部流体の分布を示している可能性が高いと考えられる。比抵抗構造において低比抵抗帯 LR①の分布は、ほぼ鉛直方向に延びていることから、徳佐-地福断層の破碎帯に沿って深部流体が分布すると考えられる。ボーリング湧水箇所を含む断面に限らず、複数の平行した比抵抗鉛直断面においても、同様の低比抵抗帯 LR①の分布が認められる。このことから、深部流体はボーリング湧水箇所においてスポット的に分布しているのではなく、面的な広がりを持って分布している可能性が示唆される。

深部流体の 3 次元的な広がりを可視化するため、7 測線の 2 次元解析結果を用いて、それらの比抵抗鉛直断面から標高 $0\ \text{m}$ （深度約 $300\ \text{m}$ ）における比抵抗水平断面を作成し、 $100\ \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗帯の分布域を抽出し、地表面に投影したものを Fig. 3-17a に示す。低比抵抗帯が幅約 $200\ \text{m}$ 、長さは少なくとも約 $1.5\ \text{km}$ で NE-SW 方向に帯状に分布しており、連続する方向は徳佐-地福断層の地表トレースと一致する。深部流体は、徳佐-地福断層に沿って面的な広がりをもって分布していることが考えられる。破碎帯は周囲の健岩部に対して相対的に間隙率が高いため、その比抵抗は健岩部に対して相対的に低くなることが予想される。破碎帯の間隙率を 20% とした地質モデルにおける数値シミュレーションの結果、破碎帯の幅を $100\ \text{m}$ と仮定した場合に求められる比抵抗構造 (Fig. 3-16c) は、深部流体の流動経路と思われる低比抵抗帯を明確にとらえており、断層沿いに分布する低比抵抗帯が検出された探査結果と整合する。流動経路の幅を $50\ \text{m}$ とした場合に求められる比抵抗構造 (Fig. 3-16d) は、その低比抵抗帯が明確ではなくなる。これらの結果から、深部流体の流動経路と考えられる断層破碎帯の幅は、約 $100\ \text{m}$ の規模と考えられる。金折 (1999) は、徳佐-地福断層のカタクレサイト帯の幅が $50\sim 100\ \text{m}$ と想定しており、今回のシミュレーション結果と大きく矛盾しない。

3.5.2 堆積物中における深部流体の分布

浅層地下水の水質分析結果から、徳佐-地福断層の北西側において、 NaCl 濃度が高いことが明らかとなった。 Cl^- は、一般に岩石中の含有量が少ないため (産総研, 2001)、 Cl^- に注目して考察する。 Cl^- 濃度は Fig. 3-9 から分かるように、徳佐-地福断層を挟んで北西側が増加傾向を示す。また、Fig. 3-10 から Na^+ は Cl^- と正の相関を示し、なおかつ、両者のイオンのモル当量の比が 1 対 1 を示すことから、 Cl^- の起源は NaCl 型の地下水と考えられる。調査地域の浅層地下水は、南東から北西方向に流動するなかで、徳佐-地福断層を通過する際、基盤岩上面から流出する NaCl 型の地下水が加わることで、 Na^+ および Cl^- の含有量が増加したものと考えられる。

Fig. 3-14 の A～F 測線の比抵抗鉛直断面図には、徳佐-地福断層の北西側の深度 $200\ \text{m}$ 以浅において、 $40\ \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗帯 LR②が認められる。標高 $270\ \text{m}$ の比抵抗水平断面における、堆積物中の LR②に相当する低比抵抗帯の分布域を抽出し、地表面投影したものを Fig. 3-17b に示す。徳佐-地福断層の北西側には、低比抵抗帯が広く分布する。この分布は、浅層地下水の溶存イオン量の多い領域とおおよそ一致し、 NaCl 型の深部流体の寄与が認められる流体が、断層より北西側の堆積物中に分布していることを支持する結果となっている。調査地域は、湖成堆積物で覆われており、水平方向にはほぼ同じ粒径・間隙率の堆積物が広がっている可能性が高い。よって、比抵抗水平断面の地表面投影図で示された堆積物に相当する領域の比抵抗は、地下水の塩濃度に強

く支配されると考えられる。堆積物は岩盤に比べて透水性が高く、地下水の涵養量や流速も速いと考えられる。このため、堆積物中へ混入した深部流体は、堆積物中を流動する地下水による著しい希釈を受けたものと考えられる。

3.6 まとめ

山口市徳佐盆地において CSAMT 法探査に加え、地質・地下水の調査結果を用い、地下における岩盤から表層に至るまでの深部流体の分布の可視化を試みた。

その結果、基盤岩が分布する地下 200 m 以深には、徳佐-地福断層近傍に鉛直から高角度南東傾斜の低比抵抗帯が連続的に分布すること、岩石の比抵抗特性に関する室内試験の結果から高塩濃度の深部流体が断層沿いに分布することが推定された。

徳佐盆地の表層堆積物中には、徳佐-地福断層の北西側に低比抵抗帯が分布し、その領域の浅層地下水は、他の領域と比較して Na^+ と Cl^- に富む。これは、 Na^+ と Cl^- に富む深部流体が、表層を流れる浅層地下水に希釈されながら、地下水位計測の結果から推定されるように、流出域である河川方向へと流動していると考えられる。

以上のことから、徳佐盆地における地下の基盤から表層に至るまでの深部流体の分布は、Fig. 3-18 に示すようになっていいると考えられる。今回の調査による結果は、地表において確認される高塩濃度地下水が、地下深部の基盤から表層にかけてどのように分布するかを明らかにすることができた事例であり、本研究で用いた調査手順が有用であることを示すものである。

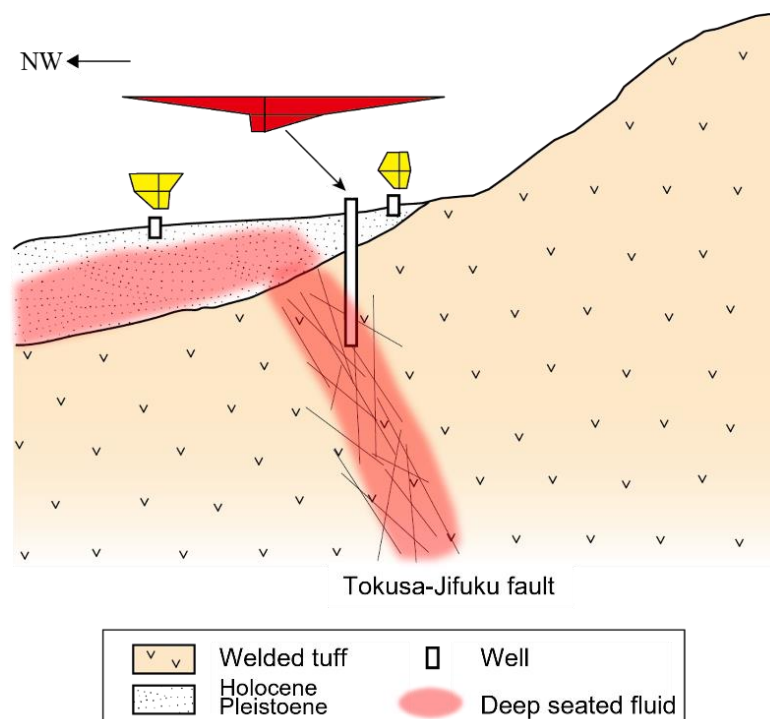


Fig. 3-18 Distribution of deep-seated fluids in deep parts and shallow groundwater.

引用文献

- 相山光太郎, 金折裕司, 2019: 山口一出雲地震帯西部に沿って新たに発見された活断層系, 地質学雑誌 (巡検案内書), Vol.125, pp.555-570.
- 原子力発電環境整備機構, 2004: 概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠.「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料, 267p.
- 井川寿之, 今岡照喜, 2001: 山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見, 地質学雑誌, Vol.107, pp.243-257.
- 金折裕司, 1999: 中国地方西部におけるカタクレ-サイト帯の再活動と断層ガウジの形成 (総特集 地震断層解析プロジェクト), 月刊地球, Vol.21, pp.22-29.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 2014: 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, Vol.44, pp.3-16.
- 河野通弘, 高橋英太郎, 1966: 山口県徳佐盆地の第四系と段丘について, 山口大学教育学部研究論叢(自然科学), Vol.15, pp.113-125.
- 宮川公雄, 馬原保典, 2005: 地下水流動における断層破碎帯影響評価手法--地下水化学的調査の適用と系統的評価手段の提案, 電力中央研究所報告 研究報告, (4039), pp.1-26.
- 村上裕晃, 田中和広, 2015: 島根県津和野地域に分布する高塩濃度地下水の地球化学的特徴と湧出機構, 地下水学会誌, Vol.57, No.4, pp.415-433.
- 西村 進, 桂 郁雄, 西田潤一, 2006: 有馬温泉の地質構造, 温泉科学, Vol.56, pp.3-15.
- 佐川厚志, 相山光太郎, 金折裕司, 田中竹延, 2008: 山口県中東部, 徳佐-地福断層と迫田-生雲断層の性状および活動性, 応用地質, Vol.49, pp.78-93.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2001: 地質学ハンドブック.朝倉書店, 696p.
- 佐々木裕, 1988: 信号源を考慮した CSAMT 法データの解析, 物理探査, Vol.41, pp.27-34.
- 深部地質環境研究コア編, 2012: 概要調査の調査・研究項目に関する技術資料ー立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性ー, 地質調査総合センター研究資料集, no.560, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 112p.
- 竹村恵二, 北岡豪一, 堀江正治, 里村幹夫, 横山卓雄, 1991: 山口県徳佐盆地の地下構造と堆積物, 地質学雑誌, Vol.97, pp.15-23.
- 田中和広, 東田優記, 村上裕晃, 2013: 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造, 日本水文科学会誌, Vol.43, pp.137-150.
- 山本雅弘, 北村俊博, 赤木誠司, 古川孝文, 日下部実, 1993: 岡山県下の天水の水素及び酸素同位体比.地下水学会誌, Vol.35, pp.107-112.

4 堆積岩中に賦存する化石海水の分布の可視化と地形発達に与える影響 - 東頸城地点の例 -

4.1 はじめに

本章では、多くの地すべりが発生する日本海東縁地域の新第三紀海成堆積岩地域において高塩濃度地下水の分布を明らかにすることで、地すべりと位置関係について議論する。地すべりは、地質や環境によってさまざまな様式、また、発生密度を持っている (Varnes, 1978 ; Hunger et al., 2014)。そして、岩石の風化は地すべりの主要因の一つであり、これは元の岩石の物理的・機械的特性を大きく劣化させ、斜面を不安定化させる素因となる (Borrelli et al., 2007; Calcaterra and Parise, 2010; Letto et al., 2016)。

岩石を劣化させる風化プロセスには、様々な岩種に対して、様々な要因で発生し、地すべりの挙動はそれに応じて異なる。例えば、花崗岩地域では風化によって生成したマサが表層崩壊する様式が卓越する (Chigira, 2001 ; Calcaterra et al., 1996 ; Letto et al., 2018)。泥質の変成岩では、重力によって長期的に変形する場合が多い (Zischinsky, 1966 ; Chigira, 1992 ; Crosta et al., 2013)。また、火山性凝灰岩や砂岩などの硬質岩は、可溶性塩の結晶化に伴う体積・圧力変化によって岩石を軟質化させる風化プロセスにより、地すべり現象が引き起こされる場合が多い (Letto et al., 2015 ; 西山ほか, 2017 ; 横田ほか, 2012)。海成堆積岩では、後述するように、これらの岩石とは非常に異なる風化様式をとる。本論文の主なターゲットは、これらのさまざまな岩種の中でも海成堆積岩に焦点を当てる。

地表付近の海成堆積岩は、乾燥と湿潤の繰り返しによって、スレーキング (Higuchi et al., 2013) やタフォニの形成などが促進されることで、表面の剥離などにより岩石が劣化することが知られている (Letto et al., 2017 ; Letto et al., 2016)。しかし、地下水面よりも深部では、飽和状態であるため、乾燥湿潤の繰り返しはほとんど発生せず、2 種類の化学的風化が生じることが報告されている。1 つは黄鉄鉱の酸化により開始される連続的な化学的風化である (Chigira, 1990; Pye and Miller, 1990)。もう一つは、塩水間隙水が淡水に置き換わることにより誘発される風化である (Mitchel, 1993; Di Maio et al., 2015; Higuchi et al., 2013)。

堆積年代が新しく、続成作用のあまり進んでいない新第三紀の海成の地層は、イタリア (Di Maio and Vassallo, 2011)、ニュージーランド (Massey et al., 2016)、日本 (佐藤ほか, 2004; Shibasaki et al., 2016)、台湾 (Lee et al., 2007) 他で、地すべりの多い地層としてよく知られている。そして、我が国の新第三系の地すべりは、典型的な地すべりの 1 タイプとして、「第三紀層地すべり」と呼ばれてきた (佐藤ほか, 2004; Miyagi et al., 2011 ; 小松原, 2018)。我が国の海成新第三系は、富山—新潟—山形—秋田にかけての日本海東縁、東海地方から東北地方にかけての太平洋側などに広く分布するが、地すべりの密度は、特に日本海東縁地域で高いことが分かっている (土志田, 2015 ; 小松原, 2018)。このことは、日本海東縁において共通の素因があることを示唆する可能性がある。

日本海東縁地域の地すべり地において、しばしば Na^+ と Cl^- に富む高塩濃度地下水が認められており、それが地すべりの発生と関係していると指摘されている (佐藤・青木, 1990 ; 大木ほか, 1991 ; 渡部ほか, 1997 ; 伊藤ほか, 2003 ; 佐藤ほか, 2017 など)。また、イタリアでも、新第三紀の泥岩地域で、深部に海水起源の高塩濃度地下水が存在し、それが淡水に置き換わって泥岩が劣

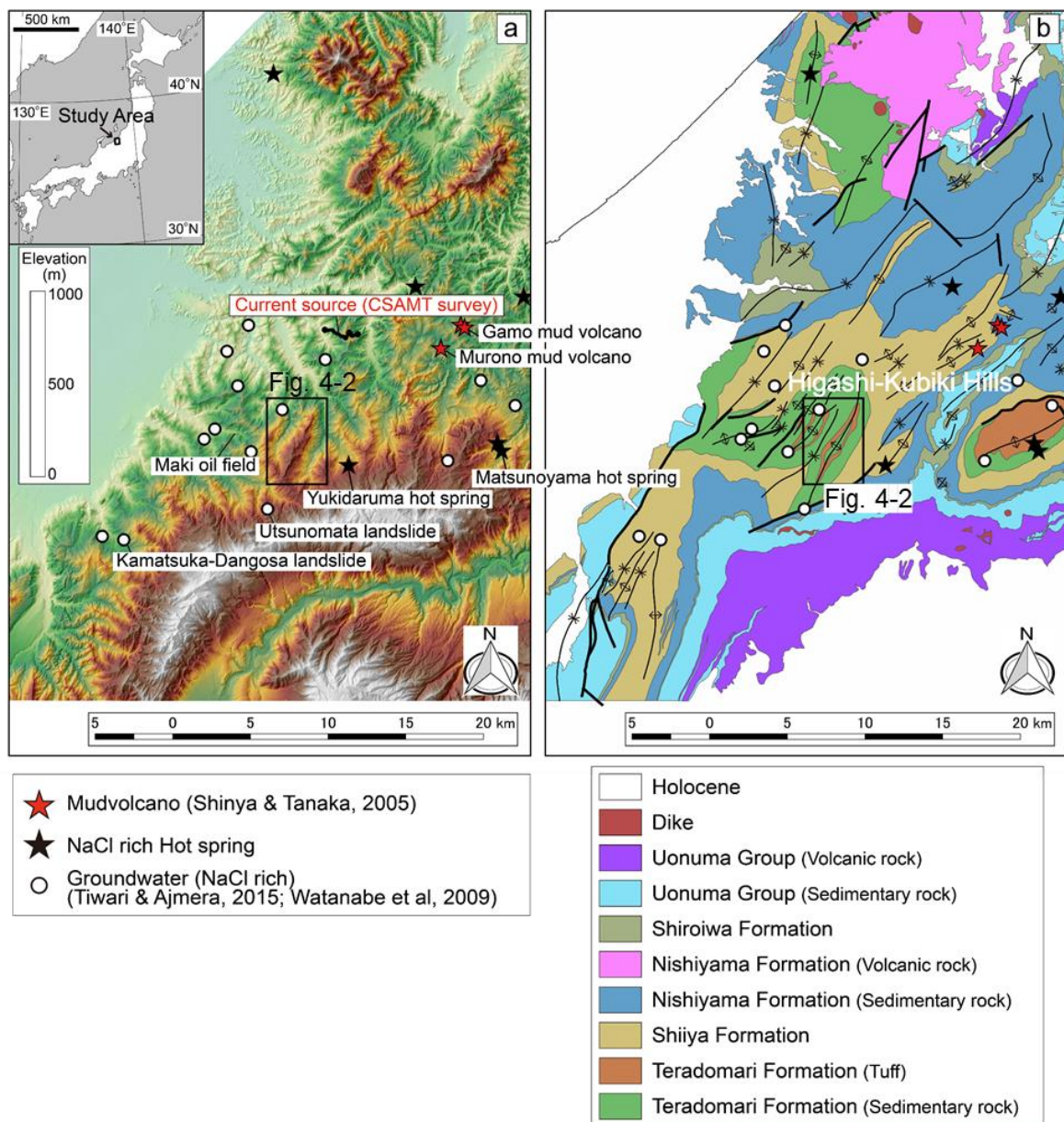


Fig. 4-1 The studied Higashi-Kubiki Hills area. (a) Topographic map. (b) Simplified geological map.. The square annotated Figure 2 shows the study area. The geological map is modified from Kobayashi et al. (1989), Kobayashi et al. (2000), Takeuchi and Kato (1994), Takeuchi et al. (1996), and Takeuchi et al. (2000). The locations of NaCl-rich groundwater in the landslides are also shown in Watanabe et al. (2009) and Tiwari and Ajmera (2015). The locations of the mud volcanoes are from Shinya and Tanaka (2005).

化し、その結果地すべりが発生するとの報告がある (Picarelli et al., 2005 ; Di Maio et al., 2015 ; Di Maio and Scaringi, 2016)。また、カラブリアティレニアサイド (イタリア南部) に沿った新第三系の砂岩地域では、可溶性塩が地すべりの引き金となった報告もある (Ietto et al., 2018)。しかしながら、これらの研究では、高塩濃度地下水の分布がボーリング孔によるポイントデータや (佐藤ほか, 1990 ; 渡部ほか, 1995 ; 今泉, 1996 ; 伊藤ほか, 2003 ; 渡部ほか, 2009), 個々の地すべり地を対象とした局所的な電磁探査データ (佐藤, 2014 ; 佐藤ほか, 2017) によっており、高塩濃度

地下水が局所的に地すべりの素因となっているのか、あるいは広域的に地すべりの素因になっているのかどうかについては、明らかになっていない。

本研究では、地すべりの分布密度の極めて高い日本海東縁地域の新第三系分布地である、新潟県の東頸城丘陵の長倉尾根とその周辺を調査地域とし、比抵抗探査により地下の比抵抗構造を求めるとともに、地形・地質調査、地下水の地化学分析、および室内比抵抗測定試験の結果を基に、地すべりの素因である可能性のある高塩濃度地下水が尾根全体にどのように分布するかを明らかにすることを目的とする。

4.2 調査地域の概要

Fig. 4-1 は、調査地域周辺の標高段彩図と地質概略図である。調査地周辺は、標高 150 m から 700 m の丘陵であり、東頸城丘陵と呼ばれる。これらの丘陵地には、新第三系の堆積岩が広く分布し、標準層序名称として下位から七谷層、寺泊層、椎谷層、西山層、白岩層、魚沼層（[小林ほか, 2000](#)）に区分されている。詳細調査は、長倉尾根と呼ばれる山稜周辺であり（Fig. 4-1 中に Fig. 4-2 として示した範囲）、そこには寺泊層相当の樽田層が分布する。寺泊層相当層の層厚は、約 3,000m あるとされている（[天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992](#)）。

調査地域の地質構造は、NE-SW から NNE-SSW 方向の複数の褶曲軸が卓越し、地形的な尾根はそれらの背斜軸に沿っている（[竹内・加藤, 1994](#)）。

調査地域周辺は、地すべり地帯として有名であり、特に、寺泊層相当層および椎谷層相当層を基盤とする地域は、地すべりが多い（[福本, 1980](#)）。

4.3 調査手法

4.3.1 地形・地質調査

地形調査では、詳細な地形的特徴を把握するため、数値標高モデル（Digital Elevation Model, DEM）、および空中写真による地形判読により、地すべり地形の滑落崖および移動体、線状凹地や小崖を抽出し、地形分類図を作成した。用いた DEM は、LiDAR（Light Detection and Ranging）データによる 2m サイズのものであり、2005 年 11 月 11 日および 11 月 13 日に（株）国際航業により取得されたものである。用いた空中写真は、調査地域で撮影された最も新しいカラー写真（縮尺 10,000 分の 1）を用いた（[国土地理院 1976 年](#)）。地形解析には、Q-GIS を使用し DEM および空中写真から地形的特徴を分析し、地形判読図を作成した。

現地調査では、縮尺 25,000 分の 1 地形図および 2 m DEM から作成した地形図を使用し、地表踏査を実施した。現地では道路沿いおよび主要な沢沿いに岩相のマッピングおよび地層の走向・傾斜の計測を行った。

4.3.2 地下水の地化学分析

地下水の水質・同位体特性を把握するために、地すべり対策用に造られた集水井 15 地点、水抜き横孔 38 地点、また長倉尾根から流下する主要な溪流 4 本の 18 地点において沢水を採水した。これらの集水井は、深さ 10m から 30m である。水抜き横孔の長さは 30 m から 100 m である。採水日は、沢水が 2016 年 12 月 3 日～12 月 5 日、集水井および水抜き横孔が 2017 年 4 月 30 日～5

月 2 日および 6 月 15 日～6 月 18 日、そして温泉水・泥火山噴出泥水が 2017 年 4 月 30 日および 6 月 16 日である。採水には 250 mL の容量のポリ瓶を用い、3 回以上の共洗いを実施してから採水を行った。集水井の水は、集水井から排水される場所からの採水、および集水井の上からバケツにより採水を行った。採水した水試料は、電気伝導度（EC）計測、pH 計測、主要 7 成分の溶存イオン濃度測定に用いた。

EC および pH の計測には、TOA-DKK 社製の EC/pH METER WM-22EP を用いた。

Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} の 6 成分のイオン濃度の計測には、新潟大学災害・復興科学研究所のイオンクロマトグラフ分析装置（Thermo DINEX ICS-1100）を用い、 HCO_3^- はアルカリ度測定により分析した。イオンクロマトグラフ分析の前に、0.2 μm フィルターを用いて、水試料を濾過した。

地下水水質の鉛直分布を把握するため、地すべり調査ボーリングで実施された電気検層のバックグラウンドデータを収集した。収集したデータから、地下水の電気伝導度の鉛直分布図を作成した。

4.3.3 地層比抵抗の計測

調査地域に分布する泥岩および凝灰岩を採取し、間隙水の塩分濃度を変えてこれらの比抵抗の測定試験を行った。泥岩試料については、Fig. 4-2 の Loc.1 の露頭から口径 50 mm のコアピッカーを用いて採取した岩石試料を、凝灰岩試料については、調査地域の南部に位置する伏野地すべり試験地で掘削された内径 70 mm の調査ボーリングのコアを、直径 45 mm、高さ 30 mm の円柱状供試体に成形し、それぞれ 6 試料を作成した。各試料は、110 $^{\circ}\text{C}$ で 48 時間以上乾燥させた後、6 試料をそれぞれ異なる KCl 濃度の溶液に浸し、48 時間以上真空脱気した。調整した KCl 溶液の濃度は、200 mg/L、1,000 mg/L、5,000 mg/L、15,000 mg/L、32,500 mg/L、および蒸留水の 6 種類とし、溶液の EC 値を間隙水の EC 値とした。岩石試料の比抵抗値の測定には、比抵抗測定器 mini-OHM を使用した。泥岩試料は、乾燥後に蒸留水に浸水させると著しくスレーキングを起こすため、岩石が分解しないように試料の側面を熱収縮チューブで固定し、上面および下面を厚さ 5 mm のポラスストーンで固定した後、溶液に浸水させた。

4.3.4 CSAMT 法探査

本研究では CSAMT 法による比抵抗探査を実施することで、地下の比抵抗構造を得た。探査は、2016 年 10 月 31 日～11 月 6 日の 7 日間で実施した。送信源として、探査地域（受信エリア）から約 6 km 離れた地点の道路沿いに送信ケーブルを東西方向に約 2.2 km 敷設し（Fig. 4-1 Current source）、その両端部には約 20 本の電極を設置し、大地と導通状態とした。送信ケーブルの途中には、送信機と発電機を設置し、周波数を制御して、5,120～0.625 Hz の間の 14 種類の周波数を送信した。測定は、5120 Hz で 2 分間の測定時間から 0.625 Hz で 12 分間の測定時間を含め、全 14 周波数の測定で 1 時間 30 分を要した。計測地点は、Fig. 4-2 に示すように A line は 13 地点、B line は 19 地点において測定を行った。

4.4 結果

4.4.1 地質・地質構造

調査地域の樽田層は、下位から泥岩、凝灰岩および泥岩優性の砂岩泥岩互層からなる (Fig. 4-2)。泥岩は、塊状で黒色を呈する。凝灰岩層の層厚は約 100 m であり、細粒砂程度の粒径で成層構造を持つもの、粒径が 1~2 mm 程度の塊状の凝灰岩、および粒径が約 2 cm 大の凝灰角礫岩で構成され、中でも塊状の凝灰岩が最も多く認められた。凝灰岩層上位の泥岩優性砂岩泥岩互層は、泥岩層の厚さが約 20~100 cm、砂岩層の厚さが約 1~10 cm の互層を形成している。

泥岩は、ハンマーで打つと鈍い音を立てて割れ、ピックでひっかくと傷がつくほどの軟らかさである。また、沢底の湿潤状態の泥岩は、塊状の状態を保っているが、道路沿いの乾燥した露頭では、細かく割れ目が入り、崩れやすい状態となっている。凝灰岩はハンマーで強打しないと割れないほど強固である。凝灰岩は、急崖をなすことが多く、浸食に対して強いことを示唆している。

調査地域において、断層露頭を確認することはできなかったが、地層の分布のつながり、およびリニアメントから断層を推定した。地形図において表現可能な地層のずれを伴う断層は NNE-SSW 走向のものが二条 (Fig. 4-2 の F1 および F2) 存在する。いずれの断層もトレースが直線的なので、高角と推定される。

竹内・加藤 (1994) の 5 万分の 1 地質図幅では、調査地には NNE-SSW 方向のドーム状の長倉山背斜とふすべ山背斜が図示され、両者の間に向斜が示されている。しかしながら、長倉尾根の西側は、地層がほとんど直立し、凝灰岩の級化構造の向きが約 100 m の区間で逆転しているため、長倉山背斜は単純な背斜構造ではなく、波長数 10 m から 200 m 程度の褶曲からなる複褶曲となっていることが分かった。また、F1 断層および F2 断層を伴う複褶曲構造を形成する長倉山背斜は、南北にプランジしており、凝灰岩層は背斜軸の南北端で地表に露出しなくなる。また背斜軸の南側は、複背斜構造で南にプランジしている。(Fig. 4-2)。この褶曲のタイプは、曲げ褶曲である。露頭状況がそれほど良くないために、割れ目の発達状況は調べられなかったが、一般的に褶曲のヒンジ部には割れ目が発達していると推定される (Lemiszki et al., 1994)。

4.4.2 地すべり地形および重力斜面変形地形

長倉尾根の北部と南部では、尾根が細くその両側に急斜面が並び (Fig. 4-3a)、長倉尾根の中央部には、尾根頂部が東西方向に最大幅 430 m の緩傾斜面 (20° 以下) が広がる (Fig. 4-3b)。この緩斜面の東側には、東向きの急斜面が配列する。緩斜面の西側は、西から北西向きの急斜面となっているが、尾根東側のように平滑な面となっておらず、凹凸のある斜面となっている。

地形判読の結果を Fig. 4-3 に示す。地形判読の結果、調査地域には地すべりと重力変形地形が多数分布することが分かった。地すべりの大部分は、その移動体が元の地形を保持しておらず、細長い形状となっていることから Hungre et al. (2014) の earthflow と考えられた。また高標高部には、小崖や線状凹地で特徴づけられる重力斜面変形地形が認められた。調査地域北西部で地すべり地形分布の密度が小さい領域が認められるものの、ほぼ全面的に地すべり地形が分布する。その最も大きなものとしては、長倉尾根の東側斜面、および西側斜面の南部に、長さ 500~800 m、幅 200~500 m の規模の明瞭な移動体を持つものが並ぶ (Fig. 4-3a)。調査地域北西部では、水系網が発

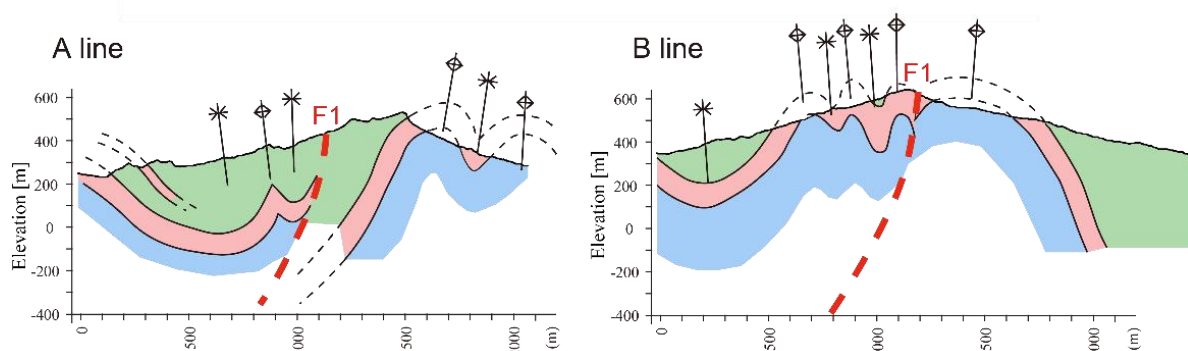
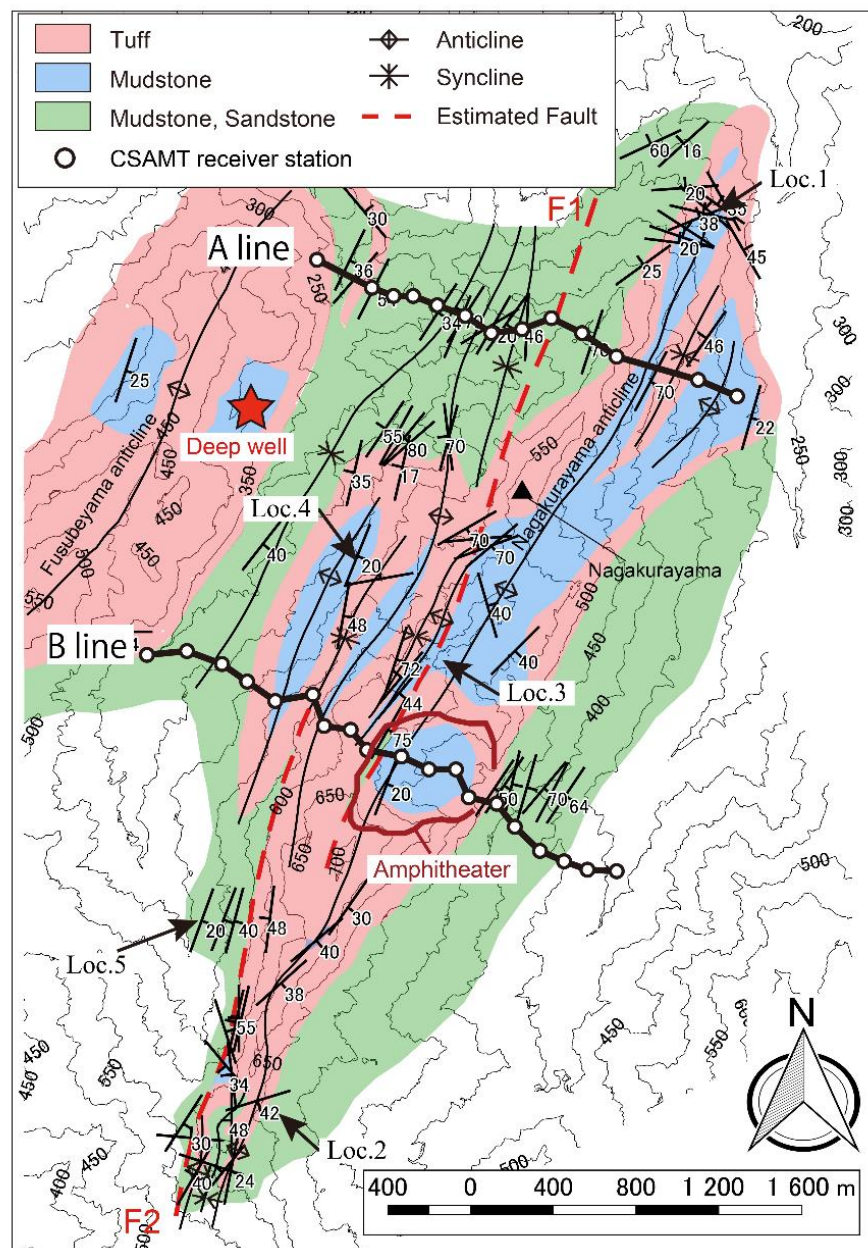


Fig. 4-2 Geological map and geological profiles in the study area. A line and B line show the lines for the CSAMT. See the text for the locality numbers.

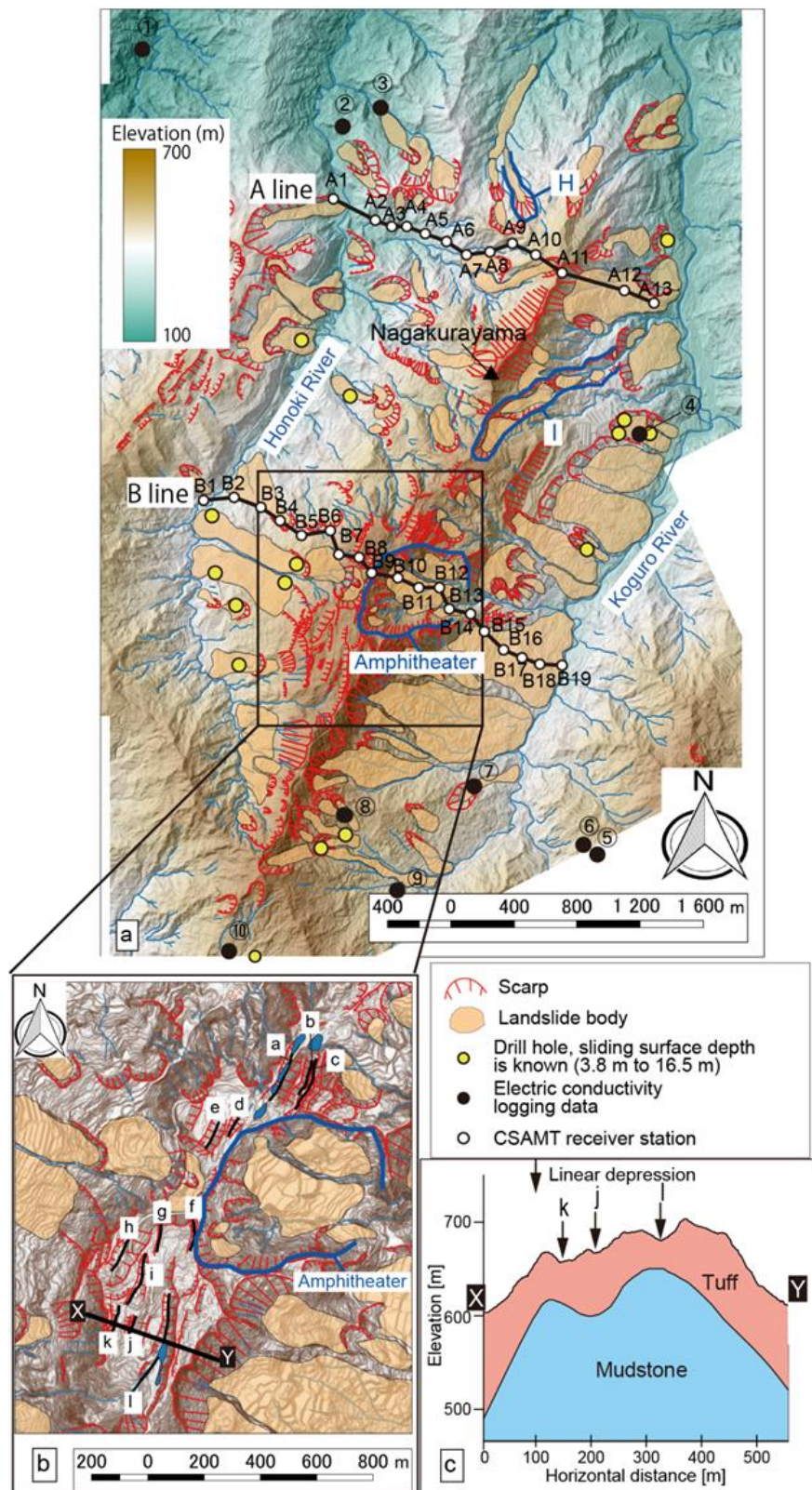


Fig. 4-3 Topographic features in the study area. (a) Landslide distribution. Drill holes with electric logging data are indicated by black dots with letters (Figure 7). (b) Close up of the central portion of A. (c) Topographic profile along the X-Y line in B.

達し、河川の谷壁斜面は $30\sim 40^\circ$ の急傾斜となっており、地すべり地形については長さ 100~200 m、幅 50~100 m のものが局所的にあるのみである。これらの地すべりのうち、Fig. 4-3a の H の地点の地すべりは、地すべり斜面を横切る道路を変形させており、活動的であると考えられる。重力変形地形は、長倉尾根中央部の緩傾斜面に発達する (Fig. 4-3b)。

地すべりの滑落崖は、長倉尾根北部の東側急斜面を除いて、成層構造が発達する凝灰岩層に沿っている場合が多く (Fig. 4-2 and Fig. 4-3)、凝灰岩層中にすべり面が形成され、凝灰岩の上位の泥岩優性砂泥互層が移動体となっている。長倉尾根北部東側急斜面では、凝灰岩の受け盤斜面が滑落崖となっている。長倉尾根中央部と北部との境界付近の東側では、凝灰岩の下位の泥岩が露出しており、泥岩が幅約 200 m で、北東方向に約 1.2 km 流下したとみられる地形がある (Fig. 4-3a の I)。長倉尾根中央部の幅広い尾根頂部東側には、直径が 700 m に及ぶ円形の窪地があり、その底部には凝灰岩の下位の泥岩が露出している (Fig. 4-3 の円形劇場様の凹地 (以降、円形劇場; Amphitheater), Fig. 4-3b)。この窪地の東側出口から東方の小黒川に至る 700 m 区間には、径 1 m 以上の凝灰岩の転石が多数分布しており、このことから、凝灰岩が“円形劇場”から下流へ集団的に移動したことが示唆される。つまり、円形劇場は、徐々に侵食されたのではなく、急激な物質移動を伴って形成された可能性がある。円形劇場の尾根の反対側 (西側斜面) は、尾根頂部の緩斜面をえぐるような地すべり地となっている。

長倉尾根中央部の緩傾斜面に分布する複数の線状凹地は、NNE-SSW 方向に延びる。小規模なもので長さ 50 m、最も長いもので 400 m ある (Fig. 4-3c)。線状凹地 l は、東方に凸に湾曲した形状で、凹地の地形横断面は非対称であり、東側の崖は高さ 20 m、西側は 10 m である。したがって、西側が下降したものと考えられる。この下降した側の緩斜面にも複数の線状凹地 (g, h, i, j, k) がある。

調査地域に多数分布する地すべりのうち、Fig. 4-3a 中の 17 地点の地すべり地の調査ボーリングから得られているすべり面の最大深度は、3.8~16.5 m である (上越東農林事務所による)。

4.4.3 地下水の地化学特性

採取した水の EC は、地表水が 3.8~15.9 mS/m、地下水 (水抜き横孔および集水井) が 19.3~505 mS/m の幅を持っており、水質はバリエーションに富む (Table 4-1)。ただし、505 mS/m は 1 か所のみで測定され、それ以外は、165 mS/m 以下であり、測定データの 92 %は 100 mS/m 以下であった。主要溶存イオン分析の結果、EC 値が増加するにつれて、陽イオンは Na^+ イオンが増加し、陰イオンは 100 mS/m まで HCO_3^- が、100 mS/m 以上になると Cl^- イオンが増加する傾向が認められた (Fig. 4-4)。線状凹地内の池の水の EC は、3.8 mS/m と極めて小さく、溶存イオン量が少ない。

調査地域の東方約 3 km の地点にある雪だるま温泉の湯は 1,174 m の深さから採取されている。また、調査地域から北東に約 10 km にある室野泥火山と蒲生泥火山から噴出する水は 3,400 m の深さから上昇していると推定されている (新谷・田中, 2009)。これらは、地表水と推定される蒲生泥火山からの水を除いて 1,200 mS/m 以上の電気伝導度を有し、 Na^+ と Cl^- に富む高塩濃度地下水である。

地すべり調査報告書 (上越東農林事務所の農村整備課、工務課、森林施設課、および上越森林

Table 4-1 Geochemical data on the groundwater and surface water in the study area.

No		Sampling date	Depth (well) (m)	pH	EC (mS/m)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+} (mg/L)	Cl ⁻	HCO_3^-	SO_4^{2-}
1	s. w.	2016/12/3		7.43	15.0	-8.95	-52.7	14.51	0.74	10.29	2.50	9.78	38.74	22.29
2	s. w.	2016/12/3		7.48	14.6	-9.03	-50.3	14.17	0.74	10.09	2.41	9.96	34.46	20.34
3	s. w.	2016/12/3		7.18	13.1	-9.09	-52.7	10.77	0.75	8.92	2.89	4.04	23.21	33.02
4	s. w.	2016/12/3		7.57	14.6	-9.02		14.27	0.71	10.02	2.39	10.18	29.35	19.89
5	s. w.	2016/12/3		7.53	15.2	-9.21	-49.4	12.53	0.74	12.50	2.83	8.26	59.54	23.81
6	s. w.	2016/12/3		7.43	11.5	-9.40	-51.7	11.77	0.60	7.05	2.08	8.99	33.70	10.21
7	s. w.	2016/12/3		7.23	9.7	-9.28	-47.8	8.13	0.74	7.37	2.18	3.35	27.44	14.19
8	s. w.	2016/12/4		7.70	9.8	-9.61	-52.3	8.76	0.45	6.71	2.37	4.81	34.02	10.04
9	s. w.	2016/12/4		7.65	10.4	-9.76	-53.8	9.16	0.35	6.96	2.82	4.68	39.21	9.59
10	s. w.	2016/12/4		7.74	10.8	-9.70	-54.0	9.85	0.26	7.21	2.97	4.86	41.43	10.03
11	s. w.	2016/12/4		7.64	10.4	-9.33	-53.1	9.85	0.54	7.17	2.02	5.37	33.00	11.18
12	s. w.	2016/12/4		7.76	10.6	-9.28	-57.8	10.26	0.57	7.41	2.03	5.42	35.85	11.53
13	s. w.	2016/12/4		7.51	8.7	-9.29	-57.7	8.78	0.66	5.34	1.60	4.79	25.95	10.77
14	s. w.	2016/12/4		6.35	3.5	-9.36	-52.3	4.58	0.43	0.89	0.50	4.44	5.40	2.92
15	pond (linear depression a)	2016/12/4		6.17	3.8	-9.29	-58.1	4.81	0.64	0.80	0.52	5.15	4.70	3.54
16	s. w.	2016/12/5		7.21	15.6	-9.15		14.11	1.21	8.74	3.74	5.64	23.87	40.58
17	s. w.	2016/12/5		7.37	15.9	-9.21	-52.3	14.54	1.08	8.74	3.93	5.20	27.08	41.32
18	s. w.	2016/12/5		6.97	15.5	-9.26	-52.0	12.16	0.84	7.97	4.65	4.63	27.81	37.24
19	g. w.	2017/5/1		7.46	19.3	-9.41		6.24	0.45	24.19	6.95	5.25	97.28	16.11
20	g. w.	2017/5/1		7.53	35.8	-9.32	-47.0	49.86	1.17	23.55	3.99	11.65	127.92	64.97
21	g. w.	2017/5/1		7.50	35.3	-9.05	-45.9	31.05	1.45	38.18	4.66	6.36	106.72	81.37
22	g. w.	2017/5/1		7.75	56.5	-9.36	-50.1	16.18	0.99	92.65	9.35	6.74	177.77	155.94
23	g. w.	2017/5/1		7.47	26.1	-9.36	-50.8	52.86	0.43	7.25	1.61	5.73	136.72	17.67
24	g. w.	2017/5/2		7.44	38.6	-8.35	-45.9	34.95	1.06	40.37	8.51	6.71	224.42	18.82
25	g. w.	2017/5/1	18.5	7.48	26.4	-9.52	-51.5	13.49	0.64	30.34	6.20	5.63	70.23	64.80
26	g. w.	2017/5/1	9.5	7.68	60.7	-9.32	-50.0	87.56	1.98	39.84	8.80	6.32	206.88	154.03
27	g. w.	2017/5/1	11.0	7.13	30.3	-9.44	-50.4	36.71	0.52	22.13	4.01	18.96	100.79	43.16
28	g. w.	2017/5/1		7.51	59.0	-8.89	-50.2	139.00	1.22	12.44	3.70	10.04	391.22	10.57
29	g. w.	2017/5/1		7.30	35.6			56.37	1.90	22.05	4.81	6.32	221.36	9.66
30	g. w.	2017/5/2		7.21	38.2			61.63	1.10	17.05	5.87	17.04	151.20	48.31
31	g. w.	2017/5/2		8.23	46.4	-9.39	-50.0	115.99	0.78	1.10	0.24	4.58	254.91	38.50
32	g. w.	2017/5/2		7.57	41.9			84.12	1.37	13.36	2.99	4.81	228.13	39.11
33	g. w.	2017/5/2		7.03	12.9	-9.37	-50.7	8.98	0.42	13.25	2.32	5.72	38.26	22.38
34	g. w.	2017/5/2		7.14	28.4			24.64	1.17	26.12	4.49	5.18	49.42	87.79
35	g. w.	2017/6/18	20.0	7.70	505.0	-7.63	-44.7	167.45	5.30	20.31	4.14	518.17	697.85	0.00
36	g. w.	2017/6/15	10.0	7.83	42.2			95.63	1.34	9.34	2.55	7.21	229.36	25.92
37	g. w.	2017/5/1	20.5	7.67	38.9	-9.47	-50.9	91.42	0.60	5.18	1.68	4.93	184.21	41.51
38	g. w.	2017/6/15	20.0	8.65	77.1	-9.15	-49.4	202.58	0.92	3.95	1.20	35.62	377.44	40.87
39	g. w.	2017/4/30		7.08	33.9			51.45	1.91	18.06	5.18	5.34	108.07	74.61
40	g. w.	2017/4/30		7.21	44.9	-9.60	-52.6	75.45	2.48	22.34	6.68	8.07	159.00	92.94
41	g. w.	2017/5/2		7.73	32.7	-9.29	-55.4	58.19	0.47	19.49	4.29	7.80	184.98	20.05
42	g. w.	2017/6/15		7.28	59.5	-8.43	-46.1	125.52	0.60	18.72	5.04	66.48	269.87	4.02
43	g. w.	2017/6/15		7.58	55.1	-8.78	-51.8	139.02	1.65	11.91	2.52	12.14	367.97	4.86
44	g. w.	2017/6/15		7.21	49.4			114.38	1.30	12.74	2.84	27.10	289.12	3.70
45	g. w.	2017/6/15		7.43	83.4	-8.97	-50.0	124.71	3.09	64.33	11.95	84.38	385.86	15.78
46	g. w.	2017/6/15		7.31	57.8	-9.16	-55.1	143.59	1.62	9.86	2.20	39.08	305.55	23.91
47	g. w.	2017/6/16		7.70	142.0	-8.53	-51.2	372.21	1.46	10.66	3.03	182.52	638.46	5.97
48	g. w.	2017/6/17		7.60	78.9	-9.38	-52.5	202.89	1.04	2.63	0.47	64.64	412.74	16.42
49	g. w.	2017/6/16		7.87	83.9			153.25	1.54	32.41	4.12	148.95	241.14	32.52
50	g. w.	2017/6/16	13.5	8.41	141.0			271.24	1.96	55.72	10.17	202.44	488.62	86.98
51	g. w.	2017/6/16	16.0	8.02	164.9	-8.91	-52.5	292.30	1.99	81.96	15.37	267.42	512.97	113.35
52	g. w.	2017/6/17	9.0	7.73	52.5	-9.41	-50.5	104.58	1.60	16.36	3.60	28.95	224.55	54.94
53	g. w.	2017/6/17	11.5	8.08	77.2	-8.16	-48.9	178.89	1.48	6.68	1.16	92.41	277.45	45.03
54	g. w.	2017/6/17		6.34	39.1	-7.89	-43.3	19.51	1.16	36.54	17.58	7.24	180.94	55.85
55	g. w.	2017/6/17		6.74	16.9			32.91	0.87	3.68	2.23	4.73	87.16	11.91
56	g. w.	2017/6/17		7.06	64.2	-9.31	-56.0	118.54	1.36	29.47	4.22	11.07	321.98	79.17
57	g. w.	2017/6/17		6.86	29.5			49.98	1.06	9.59	3.92	12.31	106.32	45.75
58	g. w.	2017/6/17	17.0	7.31	42.2	-8.70	-51.7	59.87	1.03	29.37	4.72	6.87	181.64	65.72
59	g. w.	2017/6/17	12.0	8.00	50.5	-8.17	-48.0	68.69	1.73	31.81	11.25	13.53	218.09	78.08
60	g. w.	2017/6/18		7.92	160.3	-8.96	-48.4	380.16	2.38	20.25	5.06	241.69	694.03	3.98
61	g. w.	2017/6/18		7.91	110.4	-9.11	-53.8	266.84	1.84	11.34	3.32	95.55	592.65	2.80
62	s. w.	2017/6/13		7.97	51.3	-9.44	-54.5	122.18	1.47	3.12	1.27	5.71	230.47	84.02
63	g. w.	2017/6/17		7.23	23.2	-9.23	-50.0	38.77	1.16	12.11	2.87	3.81	143.14	7.86
64	g. w.	2017/6/17		8.66	42.1			86.12	1.40	12.24	3.07	4.96	224.10	34.84
65	g. w.	2017/6/15	15.0	7.47	38.6	-7.95	-45.0	52.85	1.21	30.71	6.93	6.83	256.81	2.54
66	g. w.	2017/6/15	15.0	8.12	54.8	-8.84	-50.2	140.14	0.62	0.73	0.00	17.83	292.62	37.45
67	Yukidaruma sp	2017/6/16		7.47	1810	-0.89	-7.5	481.65	23.79	820.92	6.90	7430.17	41.87	64.20
68	Gamo m. v. 1*	2017/4/30		6.97	1280	-1.71	-1.0	738.24	25.39	21.30	0.00	3269.12	533.17	0.00
69	Gamo m. v. 2*	2017/4/30		6.69	54.8			112.92	2.29	4.79	1.73	117.82	146.77	5.52
70	Murono m. v.	2017/4/30		7.38	1640	0.74	-7.8	111.89	25.64	37.46	14.98	549.68	339.22	0.00

s. w. surface water g. w. groundwater m. v. mud volcano

* The data of the Gamo mud volcano are collected from two points where mud water is ejected.

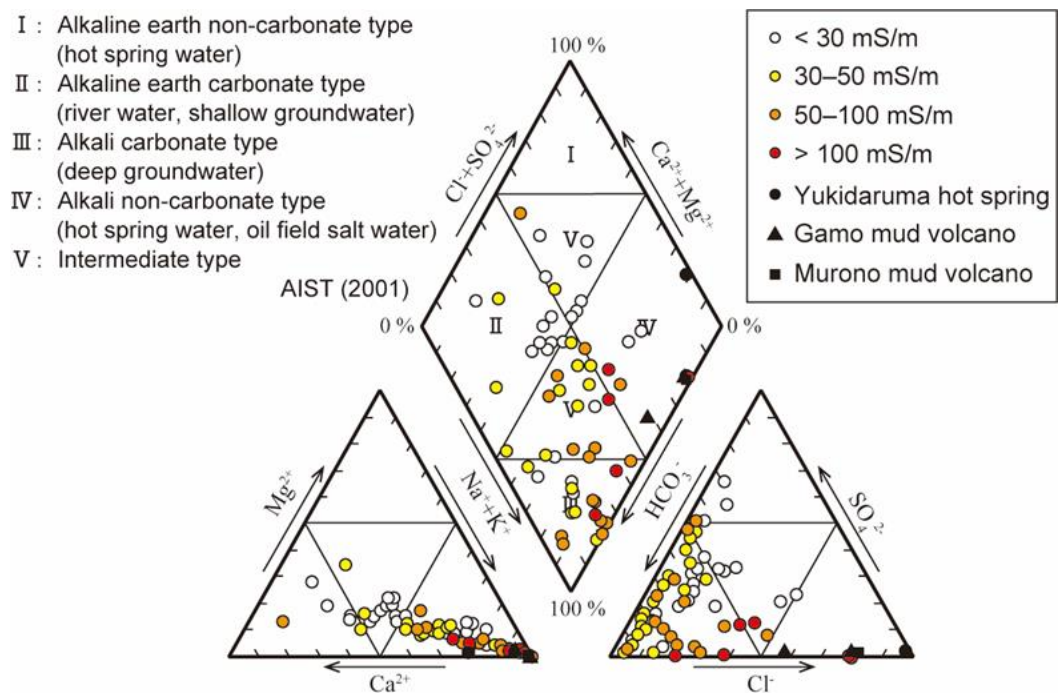


Fig. 4-4 Trilinear diagram showing the types of surface water and groundwater chemistries. See the text for details.

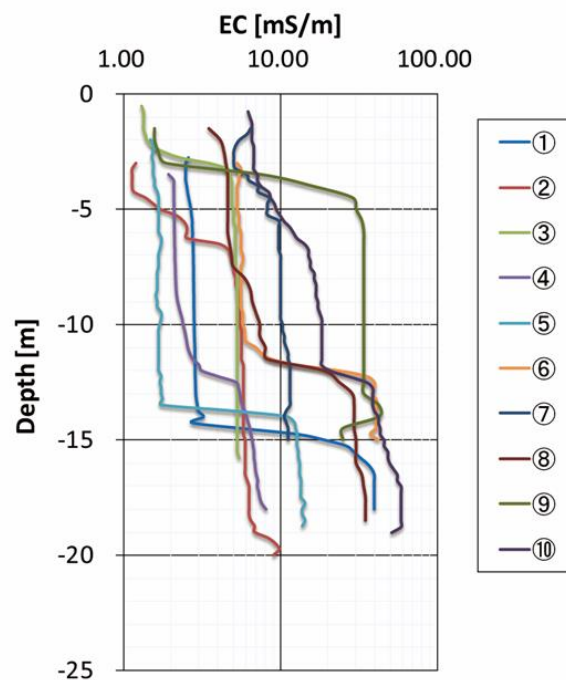


Fig. 4-5 Vertical profiles of groundwater EC obtained from the electrical logging data. The EC profiles have a stepwise increase downward. Numbers in legend correspond to Figure 3.

管理署の地すべり調査報告書)には地下約 20 m までの地下水の EC の鉛直分布が示されている (Fig. 4-5)。これらの報告書には、岩石の風化程度の詳細や構成鉱物については記述されていないが、すべての地点の深度 3~14 m の区間において、地下水の EC が深さ方向にステップ的に 4~31 mS/m 上昇し、最大で約 50 mS/m となる。d 地点においては、すべり面の位置も報告書に記載されており、地下水の EC がステップ的に変化する深度から 1 m 以内に、すべり面が存在することが分かっている。

4.4.4 地下水の EC の岩石比抵抗への影響

室内比抵抗測定試験に用いた岩石試料の試料採取位置を Fig. 4-2 に示す。試料の間隙率は、それぞれ泥岩試料が 20.1~24.1 %, 凝灰岩試料が 23.1~25.3 %であった。Fig. 4-6 に間隙水の比抵抗 (EC) と岩石試料の比抵抗の関係を示す。図中のポイントは実験により得られた実測値、実線は Katsube and Hume (1983) が提案した比抵抗モデルによる各岩種の回帰曲線を示す。岩石試料の比抵抗は、間隙水の比抵抗変化に伴って 7~30 Ωm の範囲で変化し、泥岩と凝灰岩との間で大きな差は認められなかった (Fig. 4-6)。また、両岩石とも比抵抗の実測値は Katsube and Hume (1983) の計算式にほぼ従っており、間隙水の EC が 100 mS/m を下回る (比抵抗が 10 Ωm を上回る) と岩石試料の比抵抗は変化しなくなった。100 mS/m 以上の間隙水であれば、岩石試料の比抵抗は間隙水比抵抗に伴って変化しているため、岩石の比抵抗から間隙水の EC を算出することが可能である。岩石試料の比抵抗が数 Ωm のオーダーでは、間隙水の EC は約 6,000 mS/m と海水程度であることが示唆される。

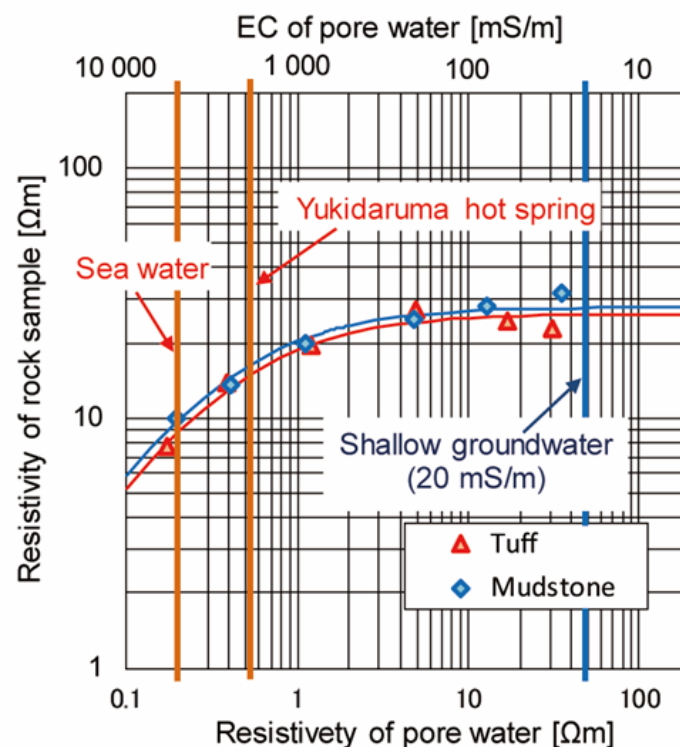


Fig. 4-6 Relationship between the resistivities of pore water and rocks with those pore waters. Tuff and mudstone show the same patterns.

4.4.5 地下の比抵抗構造

Fig. 4-7 に、代表的な測点の見掛け比抵抗および位相差（obs.）と解析により得られた見掛け比抵抗および位相差（cal.）を対比したものを示す。いくつかのデータはノイズが多い。そのため、その測点における他の周波数帯で記録された結果のトレンドから明らかに外れたデータを削除し、スプライン補間を行った後、2次元解析を実施した。A line で測定された見掛け比抵抗および位相差は、解析結果とおおむね整合しており、良質なデータが得られたと考えられる。B line については、位相差のフィッティングが少し悪くなっている。これは、A line と比較して、データ数（測点数）が多く、密に測点を設けているため、A line よりもフィッティングの難易度が上がったためと考えられる。

Fig. 4-8 に、イタレーション回数ごとの RMS 残差および ABIC 値のグラフを示す。RMS 残差および ABIC 値の低下量は、3 回目以降ごくわずかになっており、解析が収束したものと考え、6 回目までの解析結果の中で、ABIC 値が最低となっているデータを選定し、比抵抗構造モデルとし

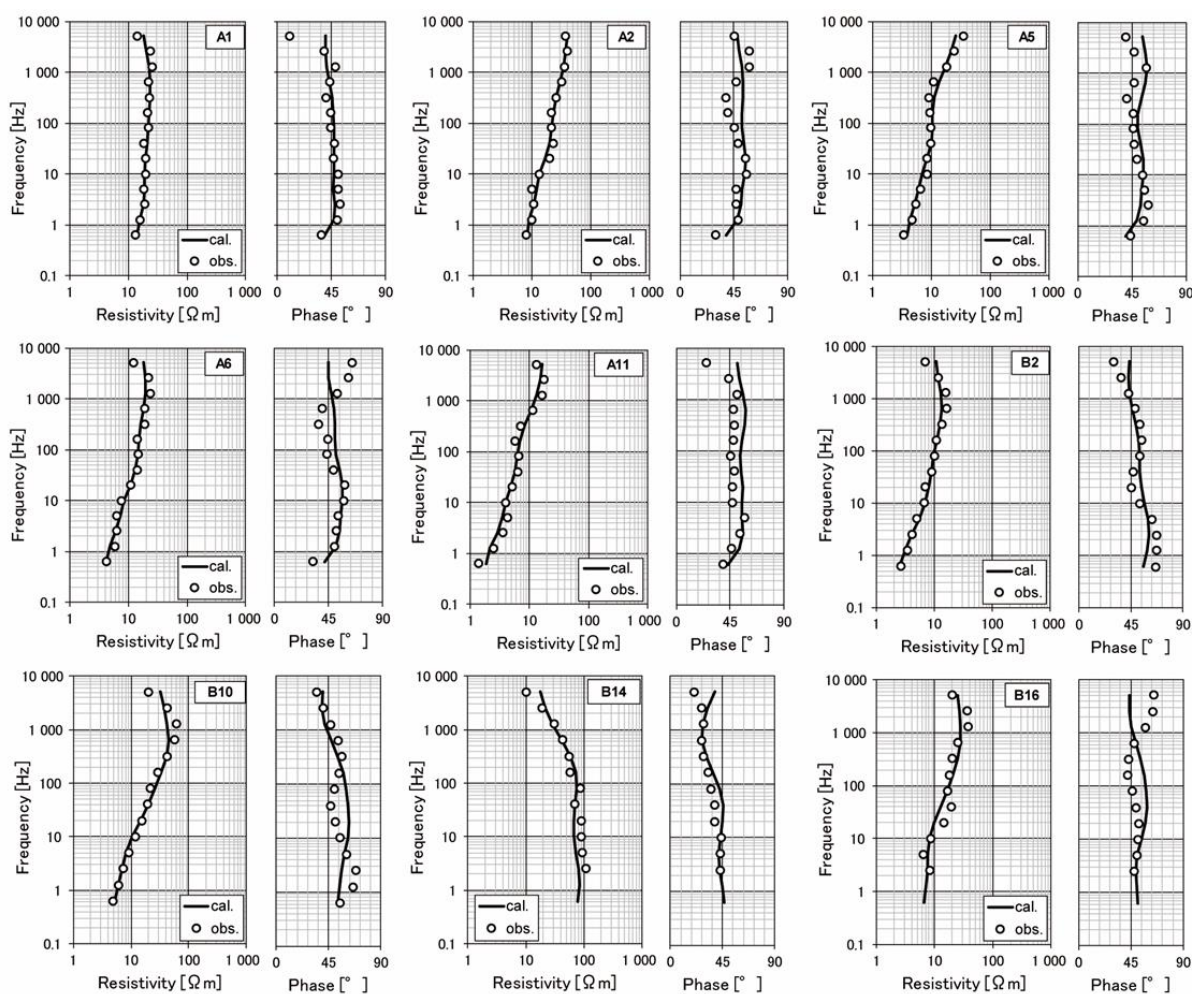


Fig. 4-7 Apparent resistivity and phase angles of the observed CSAMT responses (circles) and calculated responses (solid lines) for representative receiver stations. See Figure 3 for station locations. obs., observed; cal., calculated.

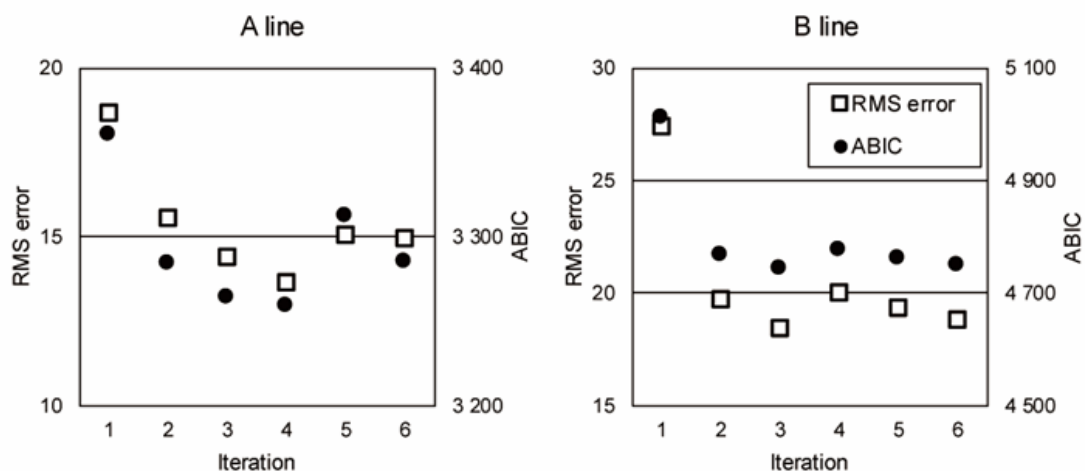


Fig. 4-8 RMS error and ABIC for A line (left) and B line (right). Both decreased and became constant after 3 iterations.

た。

Fig. 4-9 に A line, Fig. 4-10 に B line における比抵抗構造をそれぞれ示す。A line の深度 300 m 以深では、10 Ωm 以下の低比抵抗領域が広く分布している。B line の深度 300 m 以深においても 10 Ωm 以下の低比抵抗領域が大部分に広がるが、その中央部には 20 Ωm 程度のやや高い比抵抗領域が認められる。両断面ともに、地表から約 100 m までの浅部は、大局的には深部に比べて高比抵抗となっているが、一部で高比抵抗領域が地質構造に対応して深部に延びている。それらは、地表に露出する凝灰岩層の深部への延長部であり、A line の F1 断層東側の凝灰岩層 (A7~A11 の区間, 20-30 Ωm)、A line 西部の凝灰岩層およびその上の泥岩層 (A1-A6)、B line の F1 断層西側の複背斜深部の凝灰岩層および泥岩層 (B7~B9 の区間, 100-300 Ωm)、および F1 断層東側の凝灰岩層 (B13~B14 の区間, 20-100 Ωm) である。B line の尾根部の複褶曲部分では、約 300 Ωm の高比抵抗領域が深度約 700 m まで分布し、この領域は凝灰岩の下に泥岩にまで及んでいると推定される。A line の A7~A11, A12~A13 までの区間、および B line の B1~B4, B9~B12, B15~B19 の区間においては、浅部の高比抵抗領域が地表面から深度 50~100 m の範囲で地形面に沿って分布する特徴が認められ、その直下には 10 Ωm 以下の低比抵抗領域が分布し、両者のコントラストが明瞭である。

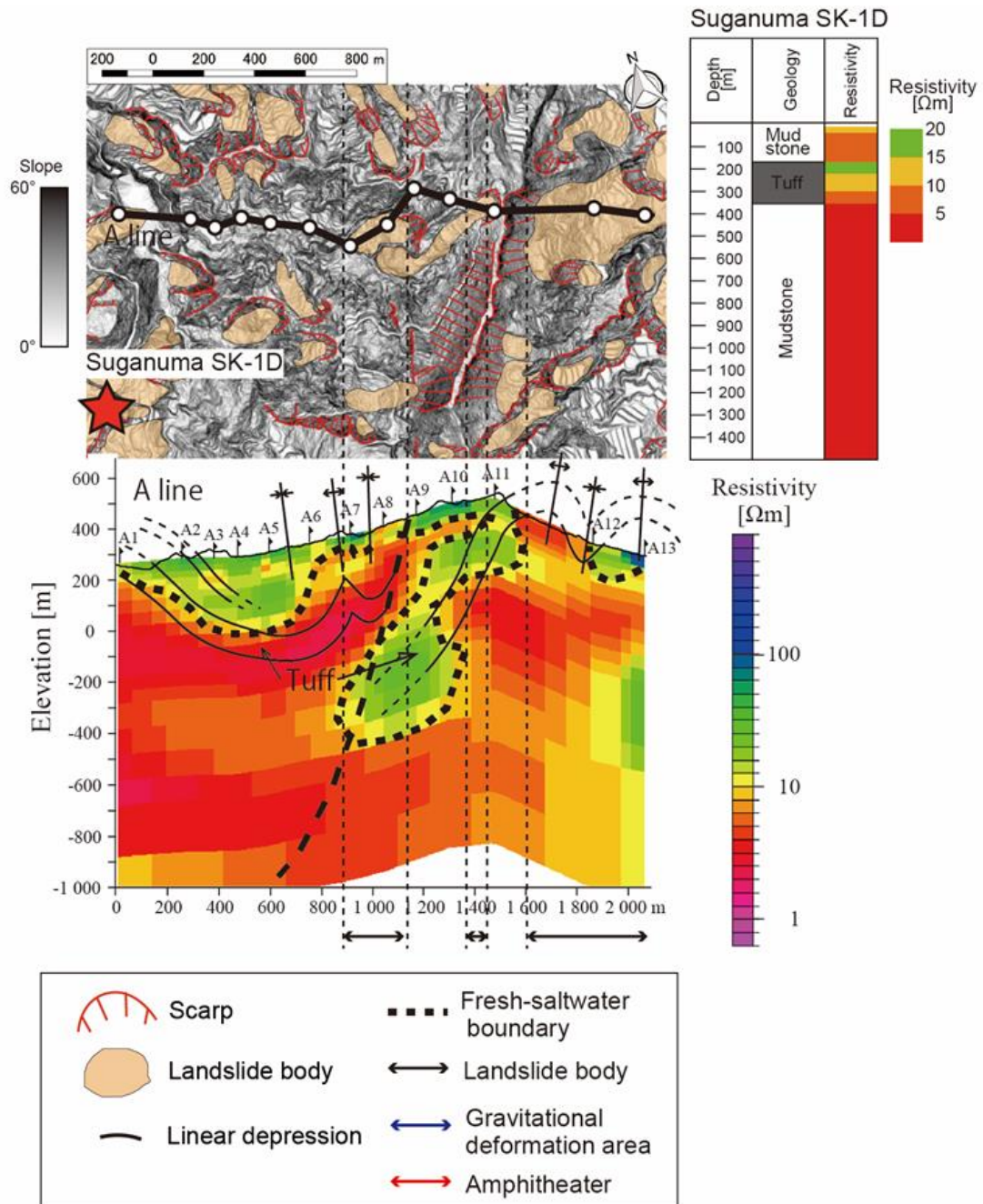


Fig. 4-9 Topographic features, resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along A line, and resistivity logs of a deep well. Columnar section and vertical profile of resistivity were obtained at the deep well SK-1D in Suganuma (Figure 2).

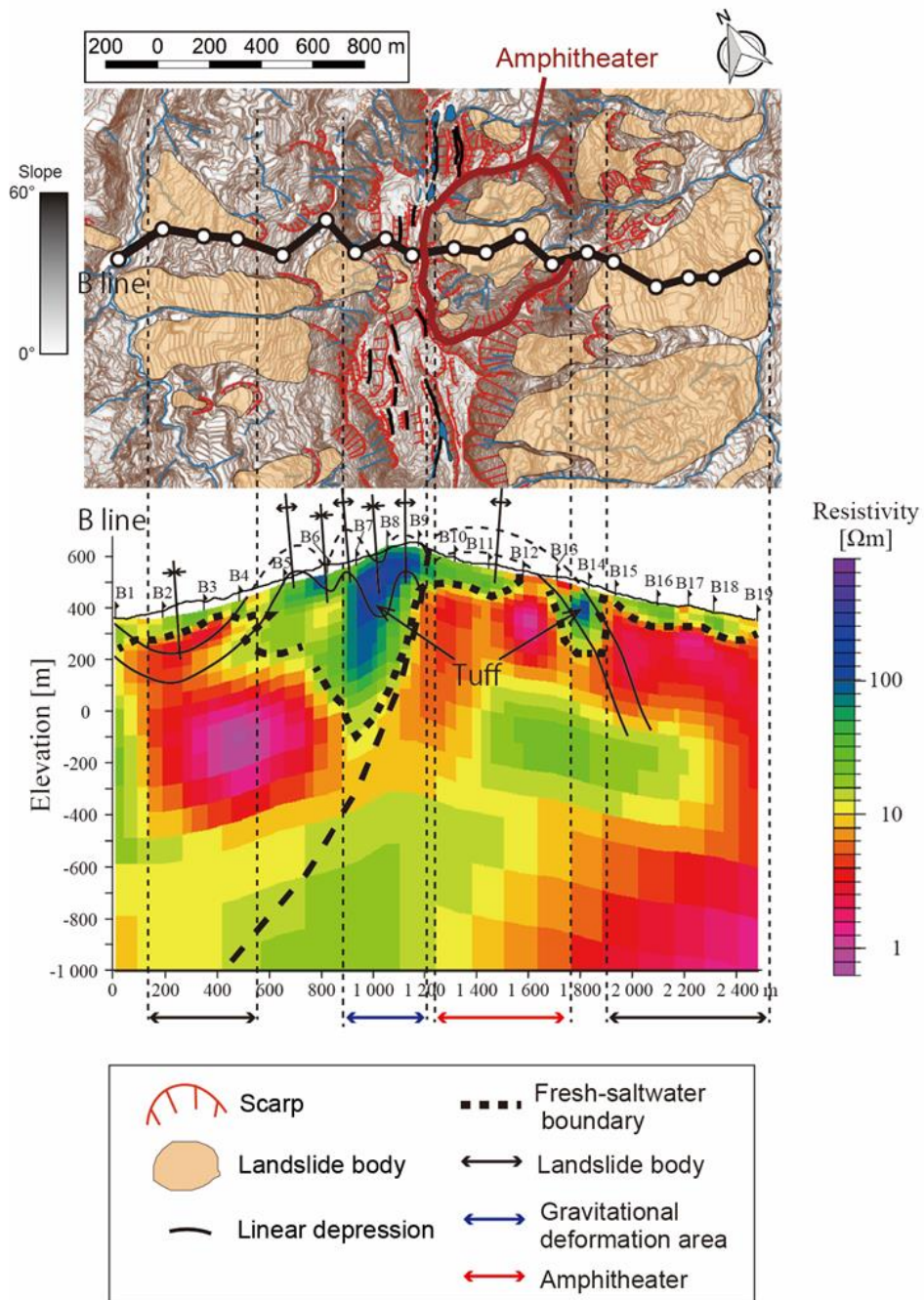


Fig. 4-10 Topographic features and resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along B line.

4.5 考察

本調査地域に分布する泥岩と凝灰岩において、水に飽和した岩石の比抵抗が岩種に依存しないことが確認されたため (Fig. 4-6), 比抵抗探査によって得られた比抵抗値は, 間隙水の塩濃度に対応するとみなすことができる。Fig. 4-6 に示したように, 間隙水が海水相当から調査地域の地表水と同等の塩濃度の間で変化すると, 岩石の比抵抗は $5\ \Omega\text{m}$ から $30\ \Omega\text{m}$ まで変化すると想定される。

比抵抗探査から得られた比抵抗構造は, 地下 $50\text{m}\sim 100\text{m}$ より浅部は概ね $20\ \Omega\text{m}$ 以上の高比抵抗領域であり, 一部で高比抵抗領域が深部に延びた形態を示した。深部には $10\ \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗領域が広く広がる。岩石の比抵抗が $20\sim 25\ \Omega\text{m}$ の場合, Fig. 4-6 から間隙水の EC は約 100mS/m 以下であることが示唆される。現地で採取した地表水および深度 30m までの地下水の EC 値は, 温泉と泥火山の水を除くと $3.8\sim 505\text{mS/m}$ であり, そのほとんどが 100mS/m 以下であった。したがって, 比抵抗探査から得られた地表付近の比抵抗と採取した水の EC とは整合的である。Fig. 4-5 は, 間隙水の EC が 100mS/m 以下となった場合, 岩石全体の比抵抗はほとんど一定であることを示している。比抵抗探査の結果から深度 50m より浅部の地下水の EC 値の分布を明らかにすることはできない。深部の地下水はその比抵抗値から, 海水相当の高塩濃度地下水である (Fig. 4-11)。

高比抵抗領域のうち, 深部に深く突き出した部分は, B line の F1 断層西側の複背斜部分, および B line と A line の凝灰岩層の地表露出部分の深部延長に相当する領域にあたり, 低塩濃度の地下水が分布すると考えられる。調査地域の西部に位置する大深度井 (菅沼 SK-1D) (位置 Fig. 4-2) で実施された比抵抗検層の結果は, 地下 30m 以深において, 凝灰岩分布域を除いて $10\ \Omega\text{m}$ 以下 ($4\sim 8\ \Omega\text{m}$) の低比抵抗が地下 1500m まで連続するが (Fig. 4-9), 凝灰岩部分のみ, 比抵抗が 10

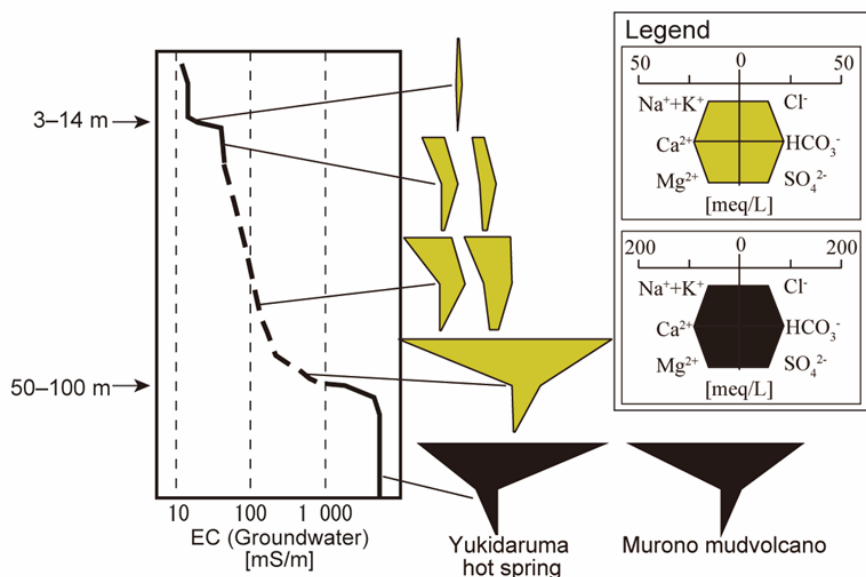


Fig. 4-11 Schematic sketch showing the vertical profile of the groundwater ECs and chemistry in the landslide area. The key diagrams are from the drainage water data from the drill holes and a well (Figure 5). Note that there are two scales.

$10\Omega\text{m}$ 以上と相対的に高くなっており、このことは凝灰岩層には低塩濃度の地下水が分布することを示唆している。調査地域の西方約 2 km に位置する牧油田では、凝灰岩の背斜軸部が産油層となっており、これは凝灰岩が周りの泥岩と比較して透水性が高いことを示唆している（竹内・加藤, 1994）。断層や複背斜部分については、それらの地質構造の形成時に生じた割れ目が分布する可能性があり、比較的透水性が高くなっていると考えられる。以上から、これらの高比抵抗領域は、相対的に高透水の領域となっていると考えられる。

これまで述べたように、調査地域では、地下深部に広く高塩濃度地下水が分布しており、地表部では低塩濃度の地下水が分布すると推定される。このように新第三系の海成泥岩が広く分布し、多数の地すべりが発生している地域は、東頸城丘陵の他に、イタリアのアペニン山脈の例がある（Di Maio et al., 2015; Picarelli et al., 2005）。ここでは剪断強度が間隙水の塩濃度に依存することは実験によって示唆されており（Di Maio et al., 2015 ; Di Maio and Scaringi, 2016 ; 田中・石原, 2009）、新潟においても同様の事例が報告されている（Tiware and Ajmera, 2015）。東頸城丘陵の地すべりのすべり面付近には粘土鉱物としてスメクタイトを含むことが知られている（Shibasaki et al., 2016）。スメクタイトの層間距離は、交換性陽イオンの交換によるスメクタイトの性質の変化とは別に、層間溶液の水質に応じて、変化する。スメクタイトの層間に NaCl が存在することにより、層間は狭くなり、より圧密が進行し強固となるが、淡水の場合では層間が広がり、膨潤しやすくなることが知られている（Tiware et al., 2005）。この原因として、電気二重層の形成が挙げられている（Di Maio and Ajmera, 2016）。電気二重層では、その溶液の電解質濃度が高いとファンデルワールス力の影響範囲よりも小さくなるが、電解質濃度が低いと形成される電気二重層がファンデルワールス力の影響範囲を上回ることになり、反発力が作用する。仮に水質が高塩濃度から低塩濃度に変化したとすると、上記のメカニズムによって岩盤の劣化が起こっている可能性がある。

調査地域の北東約 80 km の新潟平野の地層水中の塩分濃度は、大局的に西山層で最も高く、上方および下方に向けて薄くなることが知られており（Fig. 4-12）、上方では地表からの淡水による希釈、下方では、粘土鉱物からの脱水による希釈が原因であるとされている（加藤・梶原, 1986）。一方、東頸城丘陵では、調査地域で得られた比抵抗構造、および以前に実施された断片的な電磁探査結果（高倉ほか, 1997）から得られた比抵抗値は、新潟平野部と比較してかなり浅部の地表付近にまで化石海水が分布していることが示唆される。高倉ほか（1997）によれば、東頸城丘陵の内、少なくとも西部の 15 km の区域では、 $10\Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗領域が深度 2 km よりも浅い領域に広がっており、東頸城丘陵の東側の平野部を中心とした少なくとも 10 km 区間では、 $10\Omega\text{m}$ 以上の比較的高比抵抗の領域が深度 1 km より浅い領域に広がっているとみることができる。鈴木ほか（2009）によれば、蒲生地区では、東西 2.5 km、南北 3 km の範囲で深さ 800 m 程度まで $10\sim 20\Omega\text{m}$ の低比抵抗領域が広がっている。佐藤（2014）では、本研究地域の 12 km 南西の釜塚・団子差地すべり地において（Fig. 4-1）、地表からの深さ 100 m 付近から 200~300 m の間に $10\Omega\text{m}$ の低比抵抗領域が示されている。この低比抵抗領域は、NW-SE 方向に 3 km、NE-SW 方向に 4 km にわたっている。

このような高塩濃度地下水は、その同位体組成などから、地層の堆積時にトラップされた化石海水であると考えられている（加藤・梶原, 1986 ; 加藤, 1990）。これらの地域は、新第三紀以降のテクトニクスにより、グリーンタフ変動と呼ばれる 1,000 m オーダーの沈降を伴う激しい変動

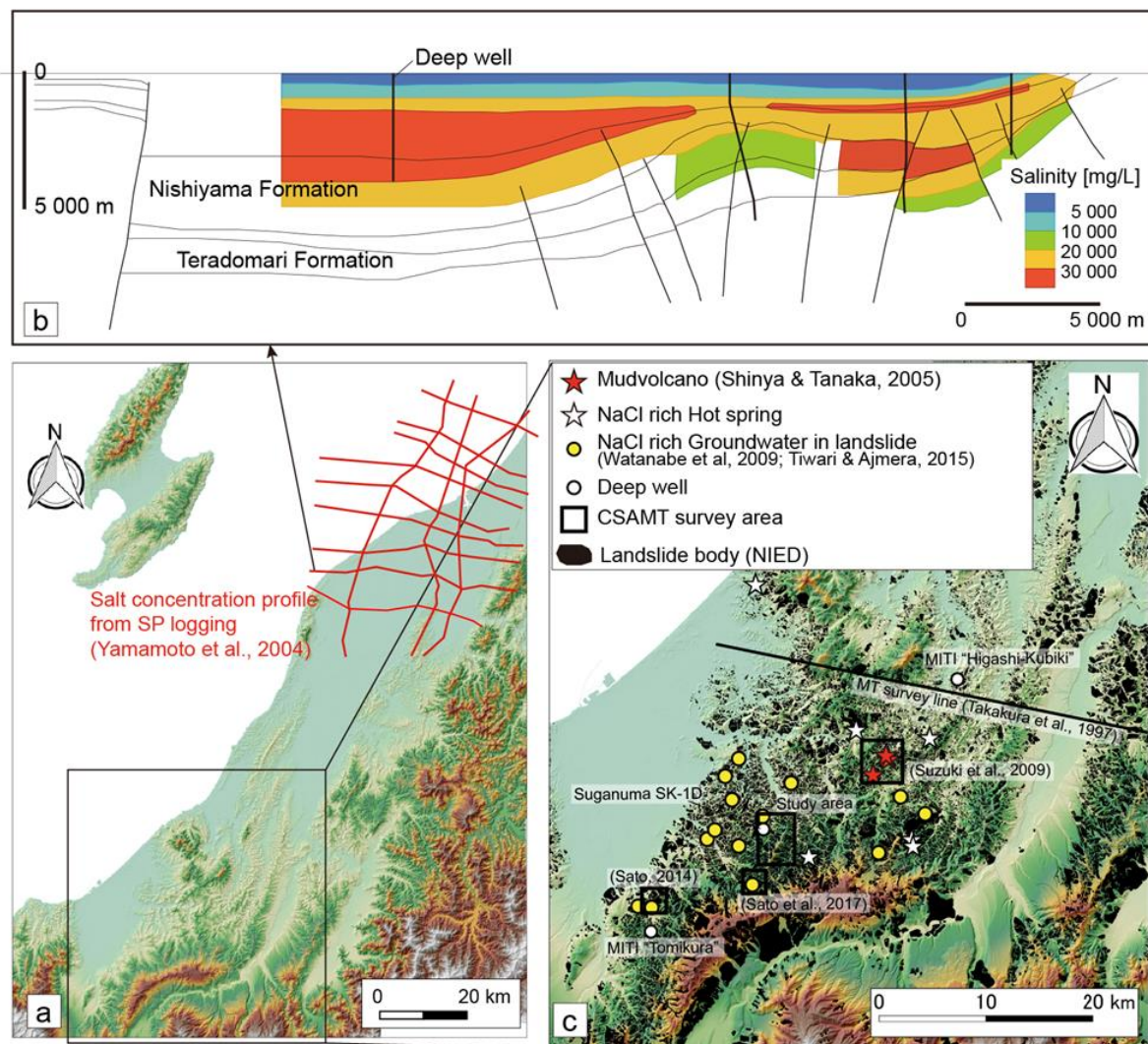


Fig. 4-12 Diagrams showing the distribution of groundwater salinities in the Niigata area. (a): Index map showing the SP logging lines (Yamamoto et al., 2004). (b): A profile of the groundwater salinities showing that the saline zone becomes shallower toward the hilly area (Yoshimura et al., 2004). (c): Distribution of mud volcanoes (Shinya & Tanaka, 2005), NaCl-rich hot spring (Watanabe et al., 1996), NaCl-rich groundwater in landslide (Watanabe et al., 2009; Tiwari & Ajmera, 2015), deep well (Japan National Oil Corporation, 1991; 1996), and CSAMT survey areas (Sato, 2014; Sato et al., 2017; Suzuki et al., 2009).

をしている（小林ほか，2000）。Takano (2002)は，東頸城丘陵およびその周辺地域について，堆積相および底生有孔虫による年代のデータから，それぞれのエリアごとにおける詳細な隆起過程を分析し，特に長倉尾根周辺の隆起が，新潟平野に近い丘陵北東部のエリアと比較して顕著であることを示した。また，西山層相当層の地層は，丘陵部では向斜軸部に規制されて分布することがほとんどであるのに対し，平野部では地表から西山層基底まで 3000～4000 m となる場合も多く（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会，1992），西山層堆積時以降の隆起過程が丘陵部と平野部で大きく異なる。このことから，丘陵部の地表は，隆起侵食を繰り返すことで，より下位の地層が露出するようになったのに対し，平野部の地表では現在まで比較的安定的に地層が存在したと

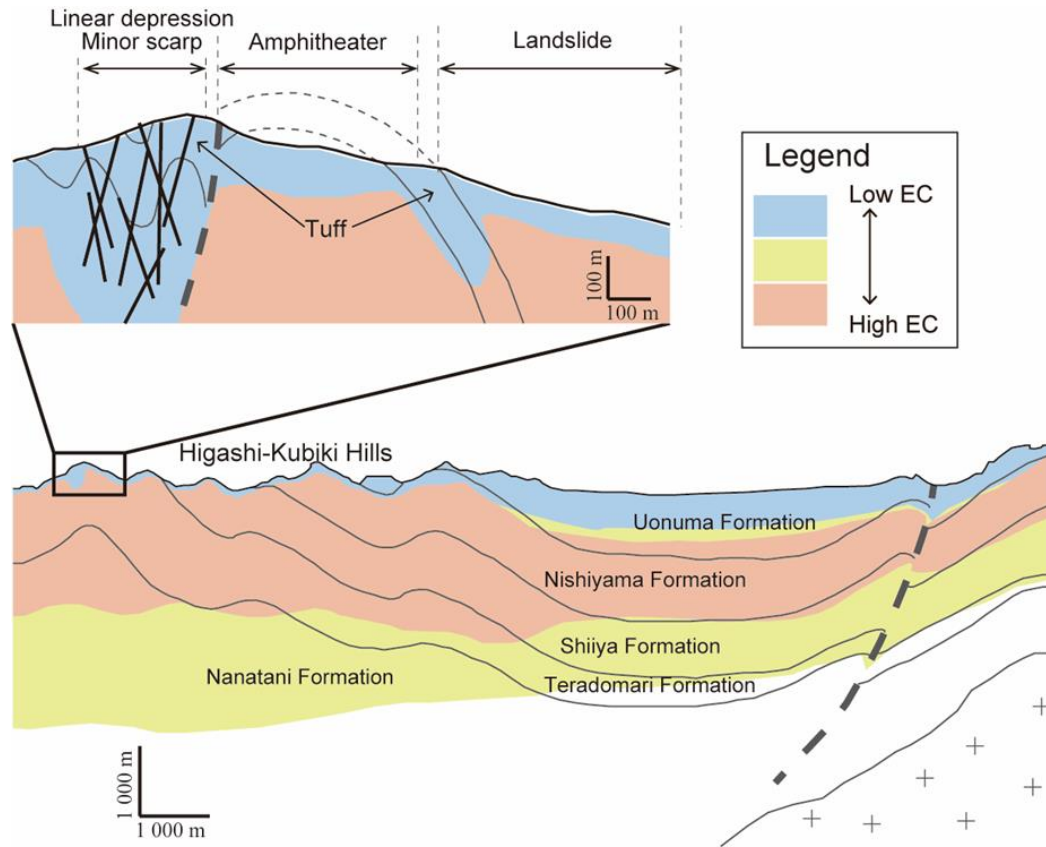


Fig. 4-13 Schematic sketch showing the distribution of fossil seawater in the Neogene sedimentary rocks in the eastern marginal region of the Japan Sea. The formation names are from the Niigata area.

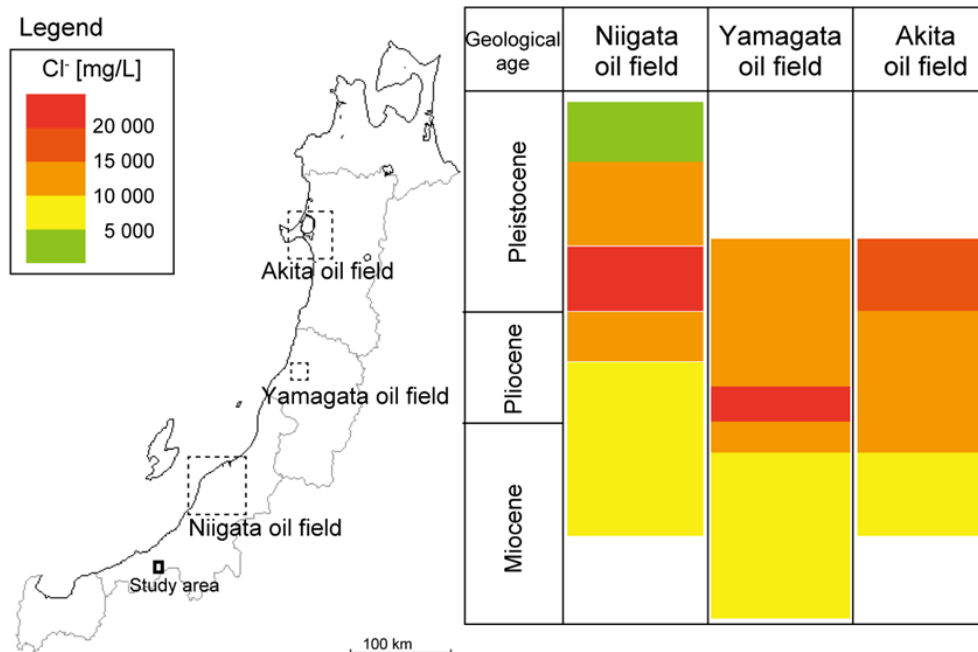


Fig. 4-14 Schematic diagram showing the vertical distribution of the groundwater Cl⁻ concentration in the oil fields, eastern marginal region of the Japan Sea. We collected data on the Cl⁻ distribution in Niigata (Kato & Kajiware, 1986), Yamagata (Kato et al., 2000; Sasaki, 1962), and Akita (Kato, 1990; Kato et al., 2000).

考えられる。その結果、平野部の地下の地下水は、堆積時は海水であったとしても、十分な時間をかけてある程度の深さまで淡水に入れ替わり、化石海水は 2,000~3,000 m 程度の深さに残存している。それに対して丘陵部では、斜面表層部付近まで高塩濃度地下水が分布していると考えられる (Fig. 4-13)。

日本海東縁地域は、新潟だけでなく、秋田、山形などでも塩分濃度の高い地下水が分布することが石油分野の調査より明らかとなっている (Fig. 4-14: 佐々木, 1962; 加藤・梶原, 1986; 加藤, 1990; 加藤ほか, 2000)。Fig. 4-14 の Cl 濃度分布は、それぞれの油田地帯に多数存在する大深度井から、それぞれの層準ごとに得られた水質データを基にしており、その地域における水質の深度分布の傾向を示したものである。新潟地域では、これらのデータから油田地帯の高塩濃度地下水の起源について議論がされており (加藤・梶原, 1986)、その後実施された SP 検層により推定された地下水の塩濃度分布は、加藤・梶原 (1986) を支持する結果となっている (山本ほか, 2004; 吉村ほか, 2004)。これらのことから、東頸城丘陵のように高塩濃度地下水が広く分布するという特徴は、日本海東縁地域全体に適用される可能性がある。

4.6 まとめ

日本海東縁地域の東頸城丘陵で、CSAMT 法探査、地質調査、地下水の水質分析、および室内比抵抗測定試験を行い、地すべり地形が多数分布する山稜の地下における高塩濃度地下水の分布の可視化を試みた。その結果、以下のことが明らかになった。

- CSAMT 法探査を行った東頸城丘陵の長倉尾根とその周辺では、深部に 10 Ω m 以下の低比抵抗領域が広く存在し、地下水の化学組成、同位体組成、および既往試錐データを合わせて考えると、高塩濃度地下水で飽和した領域であると推定される。
- 地表付近は 20 Ω m 以上の高比抵抗領域となっており、この高比抵抗領域は、局所的な深部へ延びた領域を除くと、一般的に約 100m の深度までである。この高比抵抗領域は低塩濃度の地下水が分布すると考えられる。
- 長倉尾根中央部の緩傾斜面に露出する凝灰岩層には、重力斜面変形による線状凹地が発達し、その直下の泥岩は深さ約 700 m まで高比抵抗領域が深部へ延びた分布を示した。このことは、複褶曲部に発達する割れ目沿いに淡水が深くまで侵入し、もとの高塩濃度地下水を置き換えていることを示唆する。
- 東頸城丘陵には、高塩濃度の温泉や泥火山が多く分布し、それらの分布と比抵抗探査の結果、試錐データは、東頸城丘陵の新第三系分布域の地下深部には、長倉尾根と同様に高塩濃度地下水が広域に分布することを強く示している。
- この高塩濃度地下水は、海水起源の地層水（化石海水）と想定され、日本海東縁地域のテクトニクスの反転に伴って、鮮新世以降に地層とともに隆起して地表付近にもたらされたと推定される。そのため、東頸城丘陵と同様の上記の状況は日本海東縁地域の丘陵地に広く存在する可能性がある。

引用文献

- Borrelli, L., Greco, R., Gullà, G., 2007: Weathering grade of rock masses as a predisposing factor to slope instabilities: reconnaissance and control procedures, *Geomorphology*, Vol.87, No.3, pp.158-175.
- Calcaterra, D., Parise, M., 2010: Weathering as a predisposing factor to slope movements: an introduction. Geological society, London, *Engineering Geology Special Publications*, Vol.23, No.1, pp.1-4.
- Calcaterra, C., Parise, M., Dattola, L., 1996: Debris flows in deeply weathered granitoids (Serre Massif-Calabria, Southern Italy), Proceedings, Seventh International Symposium on Landslides. *Balkema, Trondheim*, pp.171-176.
- Chigira, M., 1990: A mechanism of chemical weathering of mudstone in a mountainous area, *Engineering Geology*, Vol.29, pp.119-138.
- Chigira, M., 2001: Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan, *Engineering Geology*, Vol.59, pp.219-231.
- Crosta, G. B., Frattini, P., Aglicardi, F., 2013: Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps, *Tectonophysics*, Vol.605, pp.13-33.
- Dahlmann, A., de Lange, G. J., 2003: Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160, *Earth Planet Science Letters*, Vol.212, pp.377-391.
- Di Maio, C., Vassallo, R., 2011: Geotechnical characterization of a landslide in a Blue Clay slope, *Landslides*, Vol.8, pp.17-32.
- Di Maio, C., Scaringi, G., Vassallo, R., 2015: Residual strength and creep behavior on the slip surface of specimens of a landslide in marine origin clay shales: influence of pore fluid composition, *Landslides*, Vol.12, pp.657-667.
- Di Maio, C., Scaringi, G., 2016: Shear displacements induced by decrease in pore solution concentration on a pre-existing slip surface, *Engineering Geology*, Vol.200, pp.1-9.
- 福本安正, 1980: 新潟県の地すべりと地質および地質構造の関係 (1), 地すべり, Vol.17, No.8, pp.1-11.
- 古谷 元, 渡部直喜, 小松原岳史, 佐藤 修, 丸井英明, 2005: 新潟県東頸城地域の地すべり土塊内における高濃度 Na-Cl 型地下水の分布とその起源, 応用地質, Vol.45, No.6, pp.281-290.
- Higuchi, K., Chigira, M., Lee, D-H., 2013: High rates of erosion and rapid weathering in a Plio-Pleistocene mudstone Badland, Taiwan, *CATENA*, Vol.106, pp.68-82.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014: The Varnes classification of landslide types, an update, *Landslides*, Vol.11, pp.167-194.
- Ietto, F., Perri, F., Filomena, L., 2015: Weathering processes in volcanic tuff rocks of the "Rupe di Coroglio"(Naples, southern Italy): Erosion-rate estimation and weathering forms, *Rend Online Soc Geol It*, Vol.33, pp.53-56.
- Ietto, F., Perri, F., Cella, F., 2018: Weathering characterization for landslides modeling in granitoid rock masses of the Capo Vaticano promontory (Calabria, Italy). *Landslides*, Vol.15, No.1, pp.43-62.
- 石原朋和, 田中和広, 2009: 泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性—新潟県十日町市蒲生に

- おける検討, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.350-372.
- 伊藤俊方, 小松原岳史, 佐藤 修, 2003: 第三紀層地すべりの高濃度地下水の特性—新潟県宇津俣地すべりを例にして—, 地すべり, Vol.39, No.4, pp.1-8.
- 石油公団, 1991: 平成元年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「東頸城」調査報告書, 坑井位置および比抵抗検層データ.
- 石油公団, 1996: 平成 6 年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「富倉」調査報告書, 坑井位置および比抵抗検層データ.
- Jones, P. H., 1969: Hydrodynamics of geopressure in the northern Gulf of Mexico basin, *Journal of Petroleum Technology*, pp.803-810.
- Jones, P. H., 1980: Role of geopressured in the hydrocarbon and water system, Problems of Petroleum Migration (W. H. Roberts III and R. J. Cordell, editors), *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 10*, pp.207-216.
- 加藤 進, 1990: 石油鉱床と水 (その 3), 石油の開発と備蓄, Vol.10, pp.45-55.
- 加藤 進, 安田善雄, 西田英毅, 2000: 秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学, 石油技術協会誌, Vol.65, No.3, pp.229-237.
- 加藤 進, 梶原義照, 1986: 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, Vol.51, No.2, pp.1-10.
- Katsube, T. J., Hume, J. P., 1983: Electrical resistivities of rocks from Chalk River, *Proceeding of Workshop of Geophysical Geoscience Research at Chalk River*, pp.105-114.
- 小林巖雄, 吉村尚久, 立石雅昭, 茅原一也, 島津光夫, 植村 武, 白井健裕, 長谷川美行, 黒川勝己, 周藤賢治, 高浜信行, 柳沢幸夫, 徳橋秀一, 清水俊秀, 原 尊照, 長田亭一, 加藤 進, 石橋輝樹, 落田真一, 久住和裕, 2000: 新潟県地質図 (2000 年版) 1:200,000 及び説明書, 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 小出 博, 1955: 日本の地回り, 東洋経済新報社, 255p.
- 小松原琢, 2018: 第三紀層と地すべり (その 1) 第三紀層とは, 地すべりキーワード 101-32-, Vol.55, No.5, pp.266-269.
- Lee, D. H., Lin, H. M., Wu, J. H., 2007: The basic properties of mudstone slopes in southwestern Taiwan, *Journal of GeoEngineering*, Vol.2, No.3, pp.81-95.
- Lemiscki, P. J., Landes, J. D., Hatcher, R. D., 1994: Controls on hinge-parallel extension fracturing in single-layer tangential-longitudinal strain folds, *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, pp.22027-22041.
- Massey, C. I., Petley, D. N., McSaveney, M. J., Archibald, G., 2016: Basal sliding and plastic deformation of a slow, reactivated landslide in New Zealand, *Engineering Geology*, Vol.208, pp.11-28.
- Mitchel, J. K., 1993: Fundamental of soil behavior, 2nd edition, John Wiley and Sons, Inc., USA.
- Miyagi, T., Yamashina, S., Esaka, F., Abe, S., 2011: Massive landslide triggered by 2008 Iwate-Miyagi inland earthquake in the Aratozawa Dam area, Tohoku, Japan. *Landslides*, Vol.8, No.1, pp.99-108.
- 茂木 透, 楠健一郎, 鈴木浩一, 川崎逸男, 城森 明, 東 義則, 1990: 複素位相検波方式 CSMT 探査装置の開発, 物理探査, Vol.43, pp.164-169.
- 西山賢一, 横田修一郎, 長谷川修一, 菅原大介, 2017: 火山角礫岩からなる急崖に発達するノッチ・

- タフォニの形成プロセスと岩盤崩落との関係, 地学雑誌, Vol.126, No.4, pp.425-437.
- 大木靖衛, 佐藤 修, 青木 滋, 1992: 北部フォッサマグナのジオプレッシャー熱水系に起因する地震と地すべり, 月刊地球, 号外, 松田時彦教授退官記念号—地質学と地震, Vol.5, pp.121-125.
- Picarelli, L., Oboni, F., Evans, S. G., Mostyn, G., Fell, R., 2005: Hazard characterization and quantification. *In Landslide risk management* (pp. 37-72). CRC Press.
- Pye, K., Miller, J. A., 1990: Chemical and biochemical weathering of pyritic mudrocks in a shale embankment, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, Vol.23, No.4, pp.365-382.
- 佐々木悟, 1962: 庄内盆地の地質と炭化水素鉱床, 石油技術協会誌, Vol.27, No.6, pp.293-308.
- 佐藤 修, 青木 滋, 1990: 地すべり地内外の水質の特徴—第三系泥岩地帯の地すべりを例として—, 地すべり, Vol.27, No.1, pp.27-33.
- 佐藤壽則, 白石秀一, 伊藤俊方, 2004: 積雪期における新潟県内の第三紀層地すべりの運動特性, 地すべり, Vol.41, No.1, pp.37-42.
- 佐藤壽則, 2014: 地すべり運動に影響を及ぼす深層地下水の挙動, 新潟大学大学院自然科学研究科博士論文, 186p.
- 佐藤壽則, 小林淳一, 伊藤健二, 稗田佳彦, 渡部直喜, 古谷 元, 2017: 電磁探査による高塩分濃度地下水湧昇機構の可視化—新潟県宇津俣地すべり地の適用例—, 地すべり技術報告, Vol.54, No.5, pp.13-18.
- Shibasaki, T., Matsuura, S., Okamoto, T., 2016: Experimental evidence for shallow, slow - moving landslides activated by a decrease in ground temperature, *Geophysical Research Letters*, Vol.43, No.13, pp.6975-6984.
- 新谷俊一, 田中和広, 2009: 新潟県十日町市における泥火山噴出物の起源, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.340-349.
- Soto, J., Galve, J. P., Palenzuela, J. A., Azanon, J. M., Tamay, J., Irigaray, C., 2017: A multi-method approach for the characterization of landslides in an intramontane basin in the Andes (Lofa, Ecuador), *Landslides*, Vol.14, pp.1929-1947.
- 鈴木浩一, 徳安真吾, 田中和広, 2009: 電磁探査法および地形・地質調査による新潟県十日町市泥火山の深部地下構造, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.373-389.
- 高倉伸一, 中神康一, 光畑裕司, 村山隆平, 1997: 新潟県東頸城地域の比抵抗構造の石油地質学的解釈—MT 法と基礎試錐のデータに基づいて—, 石油技術協会誌, Vol.62, No.1, pp.59-68.
- Takano, O., 2002: Tectonostratigraphy and changes in depositional architecture through rifting and basin inversion in the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan: implications for tectonic history of the Japan Sea marginal regions. *Niigata University*, pp.157-181.
- 竹内圭史, 加藤碩一, 1994: 高田東部地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 新潟 (7) 第 61 号, 地質調査所, 67p.
- 田中和広, 石原朋和, 2009: 鍋立山トンネル周辺の泥火山の活動と膨張性地山の成因, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.499-510.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992: 改訂版 日本の石油・天然ガス資源, 520p.
- Tiwari, B., Tuladhar, G. R., Marui, H., 2005: Variation in residual shear strength of the soil with the salinity

- of pore fluid, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol.131, No.12, pp.1445-1456.
- Tiwari, B., Ajmera, B., 2015: Reduction in fully softened shear strength of natural clays with NaCl leaching and its effect on slope stability, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol.141, No.1, 04014086.
- 土志田正二, 2015: 地すべり地形分布と地質との関係, 地すべり, Vol.52, No.6, pp.271-281.
- 土質試験法 (第3回改訂版) 編集委員会, 1990: 土質試験の方法と解説, 地盤工学会, 615p.
- 土田邦博, 牛 犇, 吉村尚久, 大久保進, 深澤 光, 1998: 基礎試錐「富倉」にみられるイライト/スメクタイト混合層鉱物の続成変化と異常高压層の関係, 石油技術協会誌, Vol.63, No.3, pp.221-228.
- Uchida, T., Ogawa, U., 1993: Development of Fortran code for two dimensional magneto-telluric inversion with smoothness constraint, *Geological Survey of Japan Open-File Report*, 205p.
- Varnes DJ., 1978: Slope movement type and processes. In "Landslides, analysis and control", special report 176, Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11-33.
- 渡部直喜, 鷺津史也, 大木靖衛, 佐藤 修, 1995: 新潟県松之山地すべり地域の地下水の水質について, 地すべり, Vol.32, No.3, pp.32-40.
- 渡部直喜, 大木靖衛, 佐藤 修, 日下部実, 1996: 新潟県松之山地すべり地の Na-Cl 型地下水の起源, 新潟大災害研年報, Vol.18, pp.81-92.
- 渡部直喜, 白石秀一, 佐藤壽則, 佐藤 修, 大木靖衛, 日下部実, 1997: 第三紀層地すべり地の深層地下水, 土と基礎 (事例報告), Vol.45, No.6, pp.32-34.
- 渡部直喜, 佐藤壽則, 古谷 元, 2009: 新潟地域の大規模地すべりと異常高压熱水系, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.543-563.
- 山本修一, 大久保秀一, 桑原 徹, 正本美佳, 高橋利宏, 2004: ナチュラル・アナログとしての化石塩水に関する情報整備, 土木学会第59回年次学術講演会.
- 横田修一郎, 竹原和也, 佐藤路明, 坂田聖二, 西山賢一, 2012: 島根県忍原峡の砂岩急崖に発達するタフォニ群の形状特性とそれに基づいたタフォニ拡大から岩盤崩落への過程, 応用地質, Vol.53, No.5, pp.245-256.
- 吉村公孝, 山本修一, 桑原 徹, 正本美佳, 横井 悟, 高橋利宏, 2004: ナチュラルアナログ的見地による我が国の化石塩水の特徴, 平成16年度応用地質学会講演論文集, pp.129-132.
- Záruba, Q., Mencl, V., 1982: Landslides and their control, Second completely revised edition, *Developments in Geotechnical Engineering*, 31, 324p.
- Zischinsky, U., 1966: On the deformation of high slopes, Proceedings 1st Congress, *International Society Rock Mechanics*, Lisbon, Vol.2, pp.179-185.

5 貫入岩を流動経路とする深部流体の分布の可視化 - 湯田地点の例 -

5.1 はじめに

山口県山口市の湯田温泉は、熊野神社に棲む老狐が痛めた足を寺の小さな池に浸して癒しているのを見て、僧がその池の水が温かいのに気づいたのが始まりといわれる白狐伝説で有名である（荒巻，2000）。泉質はアルカリ性単純温泉であり，1日の湯量が2,000tと豊富である（安川・田中，2008）。湯田温泉周辺では現在火山活動は認められず，いわゆる非火山地域にあるが，泉温は最高で70℃を超え，非火山性のものとしてはかなり高く，山口県の温泉の中では最も高温である（西村，1988）。湯田温泉において，泉温が70℃を越える泉源は，岩盤掘削による高温の深層泉源のみである（高橋，1973）。1956年からの調査・開発により初めて深層泉源が掘削され，それ以降，深層泉源が続々と開発された（高橋，1964）。調査の結果，深層泉源の水みちは周防変成岩に貫入する斜長斑岩および石英斑岩であるとされており，その分布や貫入形態に関する詳細な報告がある（高橋，1964；高橋，1973；宮川，1985など）。温泉水の水質は，安川・田中（2008）により温泉周辺の地下水と比較して Na^+ および Cl^- に富むことが報告されている。

湯田温泉の温泉水の流動経路について，例えば宮川（1985）は，温泉地帯に多数掘削された泉源ボーリング等のボーリングデータを詳細に調査し，閃緑岩が地表に露出する地点を中心に地下深部から地表付近まで上昇した温泉水が，シート状に分布すると考えられる貫入岩に沿って温泉地帯の地下に温泉水が流動するとした。一方で，安川・田中（2008）は，野外調査を行うとともに，ボーリングデータや温泉水の地化学データの再検討を行い，温泉地帯に分布する貫入岩はほぼ鉛直に分布すると考え，温泉水はその貫入岩および，北東-南西方向の断層を経路として地下深部から供給されるとした。湯田温泉地帯には，山口盆地北西縁断層が北東-南西方向に分布している（金折ほか，2006）。しかし，地下深部の断層の分布や性状を直接確認することはできておらず，温泉水の流動経路との関係は明らかになっていない。

湯田温泉の温泉水の比抵抗は，周辺の地下水の比抵抗と比較して低い。また，流動経路となりうる冷却節理の発達した貫入岩や断層破碎帯では割れ目が多く存在するものと考えられる。こうしたことから，流動経路となる岩石の比抵抗は周囲の岩石の比抵抗よりも低いと考えられることから，比抵抗探査による比抵抗構造から温泉水の流動経路を可視化できることが期待される。一方，第3章においては，本地域に分布する断層系に沿って北東約40kmの徳佐地点において比抵抗探査を行い，高塩濃度の深部流体の流動経路と考えられる低比抵抗領域が検出されている。このようなことから，本地域においても比抵抗探査を行い，得られた比抵抗構造，温泉水の地科学分析結果，泉源ボーリングのコア観察結果，および室内比抵抗測定試験の結果から温泉水の流動経路について検討する。

5.2 調査地域の概要

5.2.1 湯田温泉周辺の地質概要

湯田温泉周辺の地質は，基盤岩が衝上断層を挟み弱変成古生層，ジュラ紀の周防変成岩類に分類される結晶片岩，石英閃緑岩，環状岩脈の石英斑岩，また環状岩脈とは異なる方向性を示す貫入岩の石英斑岩，珪長岩が分布する（武田・今岡，1999）（Fig. 5-1）。湯田温泉周辺の地表部は完

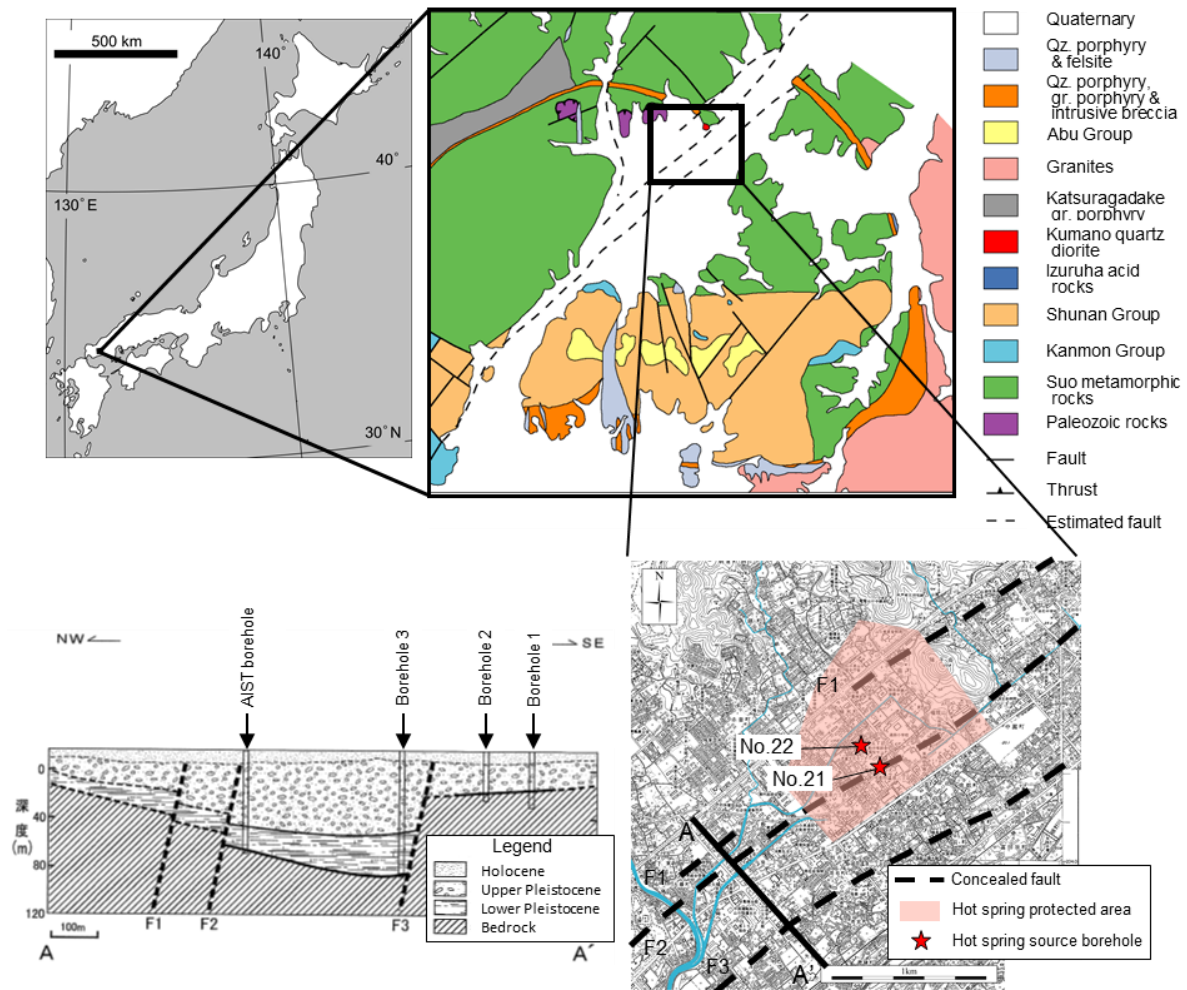


Fig. 5-1 Geological map of the study area (Takeda and Imaoka, 1999) and geological profile around Yuda Hot Spring estimated from the results of a seismic reflection survey and borehole survey (Kanaori et al., 2006).

新統に覆われている。

山口県山口市の山口盆地内には山口盆地北西縁断層が北東-南西方向に延びている（[金折ほか, 2006](#)）。この断層については湯田温泉付近において既存ボーリング資料の解析、反射法地震探査およびボーリング調査の結果から、3本の並走する断層により基盤岩が陥没した構造が推定されている（[水野ほか, 2004](#)）。陥没構造には下部更新統に対比される礫混じり砂質シルト層、上部更新統に対比されるくさり礫を含んだ礫層および完新統に対比される礫層が分布する（[金折, 2005](#)）。湯田地域の基盤岩は、周防変成岩類、弱変成古生層および貫入岩で構成されている。温泉の泉源が多数分布する湯田地域にはボーリング柱状図のデータから、石英斑岩は北東-南西方向に約 1.5 km、幅 100~300 m の領域の基盤岩中に分布することが確認されている（[安川・田中, 2008](#)）。また、石英斑岩の野外露頭では、10~20 cm 間隔の割れ目が発達することも確認されている（[安川・田中, 2008](#)）。

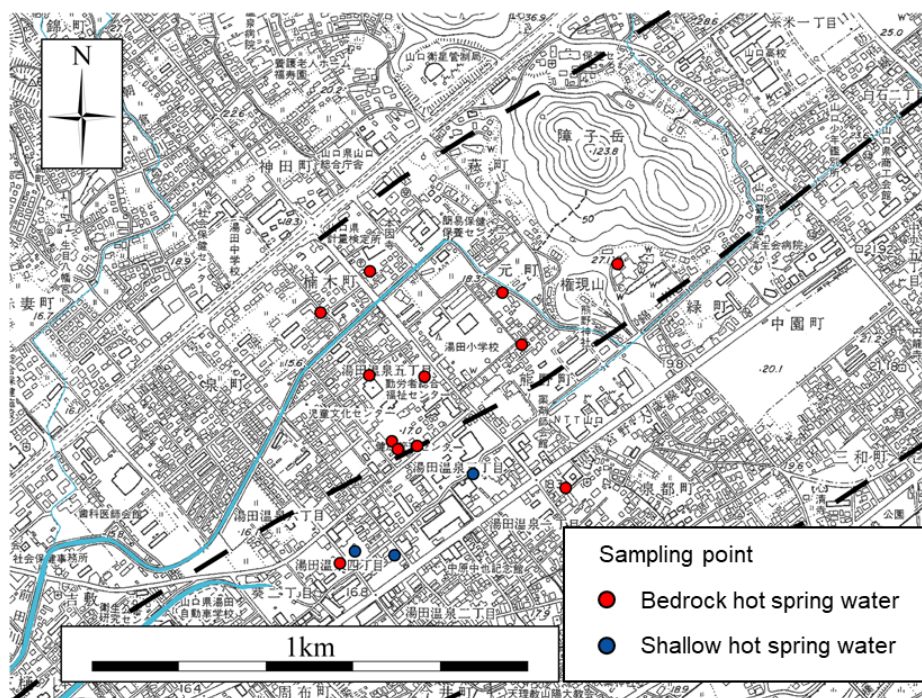


Fig. 5-2 Hot spring water sampling point.

5.2.2 温泉水の地化学特性

湯田温泉の温泉水の地化学特性は、[安川・田中（2008）](#)により検討されている。温泉ボーリングは岩盤まで掘削されたもの（岩盤温泉水）と未固結堆積物に掘削したもの（浅層温泉水）がある。岩盤温泉水は大部分がNaCl型（[産総研，2001](#)）の水質を示すが、一部は Na^+ と Cl^- の濃度が低く、中間型（[産総研，2001](#)）の水質を示す。浅層温泉水は岩盤からの温泉水と比較して Na^+ と Cl^- の濃度が低く、 HCO_3^- の濃度の高いものが含まれ、NaCl型もしくは NaHCO_3 型の水質を示す。

5.3 調査手法

5.3.1 温泉水の地化学分析

Fig. 5-2 に温泉水採水地点を示す。なお岩盤内から得られた温泉水を岩盤温泉水（深度137～501 m）、堆積物中から得られた温泉水を浅層温泉水（深度19.7～35.4 m）とする。pHは東亜 DKK 社製 pH Meter HM-25G を、ECは東亜 DKK 社の EC Meter CM-30G を用いてそれぞれ測定を行った。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 発光分光分析装置(Liberty-Series-II-YA)により、陰イオンは、 Cl^- 、 SO_4^{2-} の2成分を山口大学研究推進機構総合科学実験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）により、 HCO_3^- は、硫酸を用いたアルカリ度測定により分析した。 Li^+ は、山口市上下水道局の日本ダイオネクス社製 ICS-1500 型イオンクロマトグラフにより分析した。酸素および水素同位体は、熊本大学大学院自然科学研究科の嶋田研究室のガス同位体比分析計（Thermo Scientific 社製 Delta-V）を用いた。 HCO_3^- の炭素同位体比は、産業技術総合研究所活断

層・火山研究部門深部流体研究グループの Thermo ELECTRON CORPORATION 製の DELTA V ADVANTAGE 質量分析計により分析した。

5.3.2 岩石試料の比抵抗の計測

本研究では、湯田温泉地域の岩石試料の比抵抗計測を行い、その結果を用いて湯田温泉地下の比抵抗構造の解釈を試みた。岩石試料の比抵抗計測方法を以下に記述する。採取した岩石試料を直径・高さともに 5 cm の円柱状供試体に整形した。岩石試料の比抵抗の測定には、応用地質(株)製の Mini-ohm を使用した。岩石試料には、石英斑岩、石英閃緑岩、砂質片岩、および泥質片岩を用いた。各試料は、110 °C で 48 時間以上乾燥させた後、それぞれ異なる KCl 濃度の溶液に浸し、48 時間以上真空脱気した。調整した KCl 溶液の濃度は、200 mg/L, 1,000 mg/L, 5,000 mg/L, 15,000 mg/L, 32,500 mg/L および蒸留水の 6 種類とした。

5.3.3 CSAMT 法探査

湯田温泉の岩盤を対象とした泉源ボーリングの深度は、137～501 m である。本研究では、温泉水の流動経路となっている岩盤周辺の比抵抗構造を探査するため、泉源ボーリングの周辺深度を詳細に把握することができる CSAMT 法を採用した。

次に現地での CSAMT 法の計測方法について記述する。測点配置を Fig. 5-3 に示す。本研究では、合計 54 地点において測定を行った。測点は温泉の湧出箇所や泉源の掘削箇所を取り囲むように配置し、それぞれの 2 次元解析用の測線は、山口盆地北西縁断層に関連するとされる NE-SW 走向の断層に直交する方向に 7 測線 (A～G) を設置した (Fig. 5-3)。測線 G から約 7 km 離れた位置に送信用アンテナとして単芯ビニール線を N20°E の方向に約 2 km 敷設し (Fig. 5-4)、送信した電磁波は 5120～2.5 Hz の間を対数スケールで等間隔となるよう計 12 周波数とした。

送信アンテナと平行方向に誘導される電場を計測するため、2 本の電極を 30 m 離して N20°W の方向に設置し、電極間の電位差を計測した。また、電場方向と直交する方向に誘導される磁場を計測するため、磁場センサーは N70°E の方向に設置した。1 測点あたりの計測時間は 60 分である。

現地で得た測定データを基に 2 次元インバージョンを行い、地下 1 km までの比抵抗構造を求めた。本調査は市街地で実施したため、自動車や電車、埋設された電線等に起因するノイズの影響により、データの品質が悪い測点が多かった。そこで、標準偏差 1σ / 平均値が 10 % を超えるデータを削除したため、54 地点中 41 地点の測定を基に解析を行った。本調査においては岩盤の比抵抗が高い影響もあり、周波数の低いデータには真の見掛け比抵抗から大きく乖離してしまうニアフィールド現象が見られた。そのため、ニアフィールド補正計算 (佐々木, 1988) を行った。Fig. 5-5 にニアフィールド補正計算を行う前と行った後の見掛け比抵抗の例を示す。また測定された位相差のデータは、周波数ごとに滑らかに変化しておらず、0～90 ° の範囲内に収まらない場合も見られた。これらから精度の高い位相差の計測ができていないと判断し、本研究では位相差を 2 次元解析に用いないこととした。

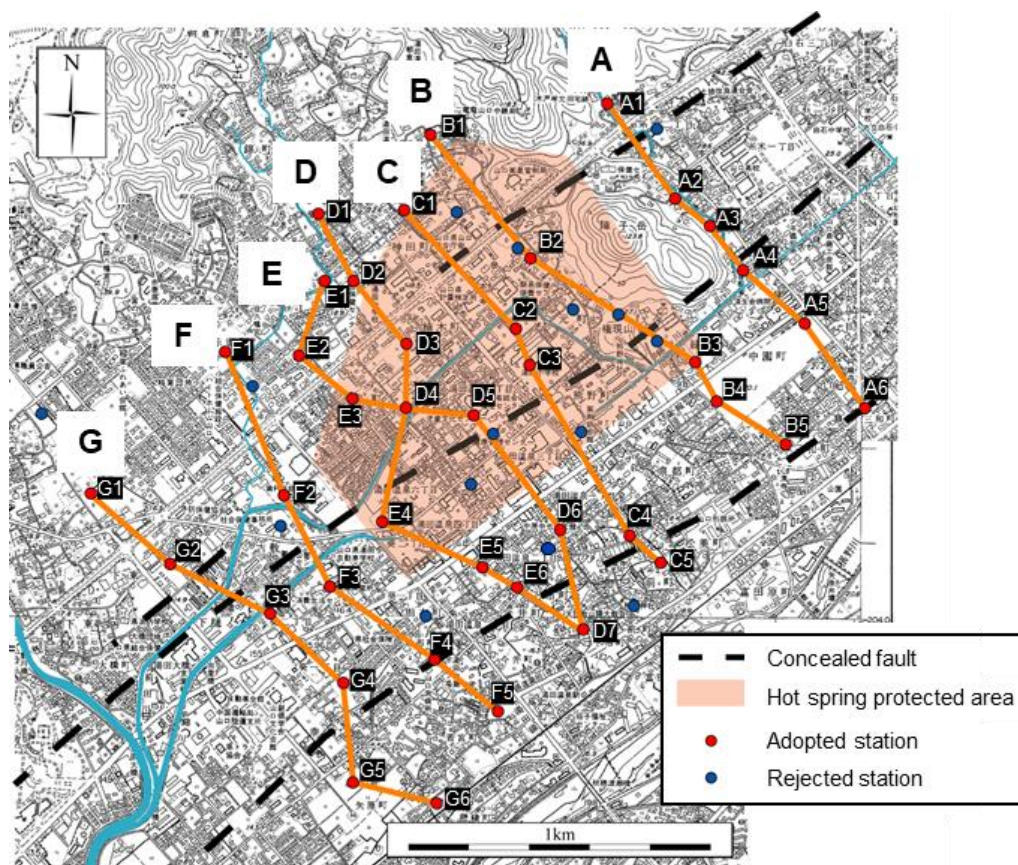


Fig. 5-3 Map of controlled source audio-frequency magneto telluric (CSAMT) survey points and survey line for two-dimensional analysis.

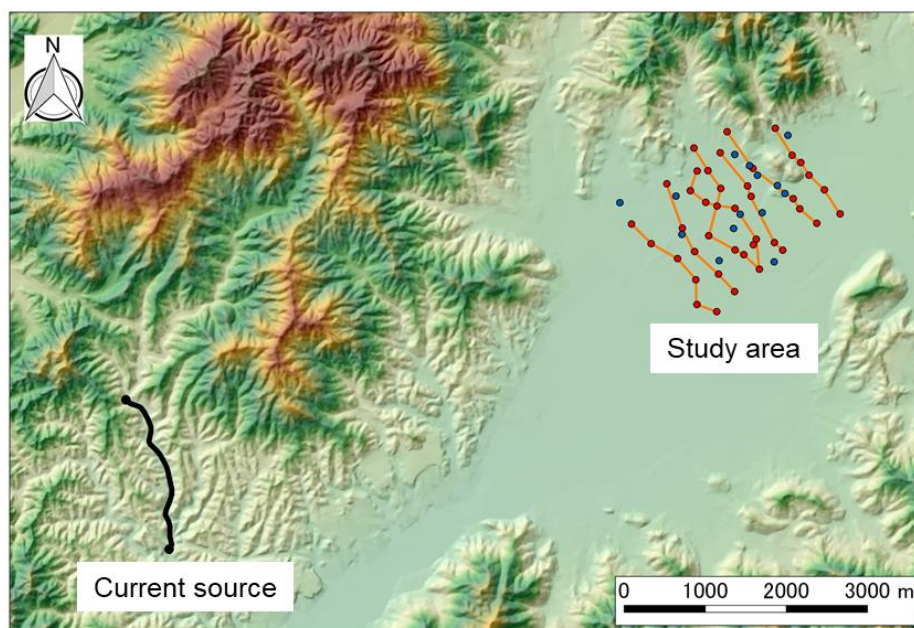


Fig. 5-4 Map of the CSAMT current sources.

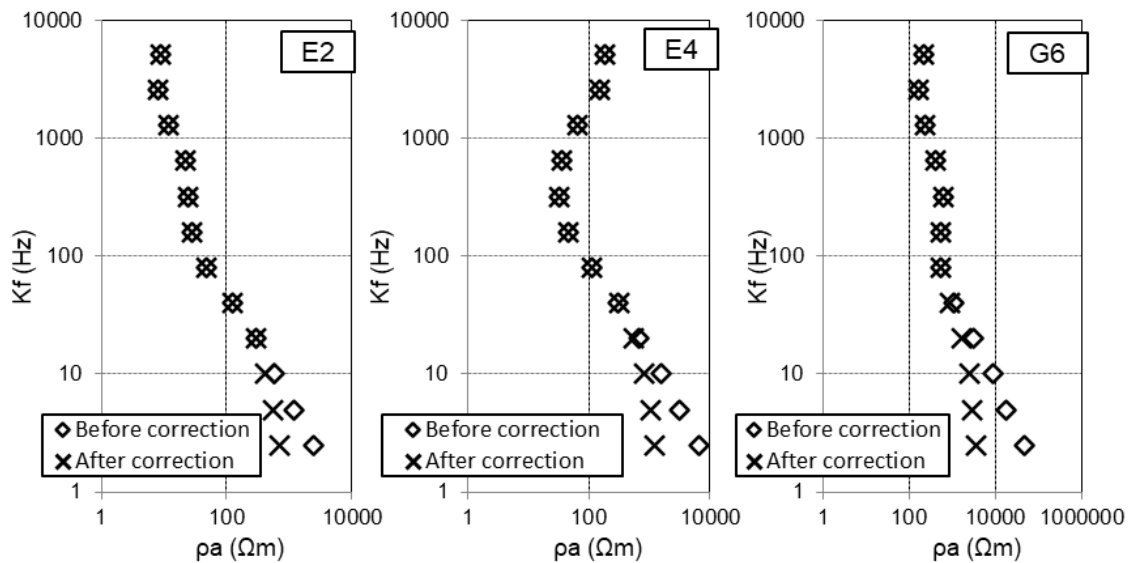


Fig. 5-5 Examples of apparent resistivity data before and after near-field correction.

5.3.4 泉源ボーリングのコア観察

コア観察を行ったボーリングの位置を Fig. 5-1 に示す。ボーリングコアは深度 488 m までオールコアで採取されており、本研究では 301.5 m から孔底までのコアの検討を行った。ボーリングコアの割れ目の観察は、[吉田ほか \(1989\)](#) に基づき割れ目を分類し、割れ目の頻度分布を作成した。

5.3.5 数値シミュレーション

上述した地質のデータを踏まえ、考えられる湯田温泉地下の地質モデルと比抵抗モデルを用いて数値シミュレーションを実施することで、比抵抗構造による流動経路の可視化が可能かを検討した。[安川・田中 \(2008\)](#) は、ボーリングデータの解析から石英斑岩が分布する範囲を推定しており、北東-南西方向に約 1.5 km、幅 100~300 m の範囲の基盤岩中に分布することを示している。一方で、湯田温泉地域を北東-南西方向に走る山口盆地北西縁断層は、断層露頭が確認されておらず、推定されている F2 断層付近の泉源である市有 21 号泉源 (Fig. 5-1) のボーリング調査資料にも断層破碎帯の記載がない ([湯田温泉配給組合, 2001](#))。このことから、温泉水は断層を流動経路としていないとは結論づけられないが、本研究では温泉水は主に割れ目が発達すると考えられる貫入岩を流動経路としていると想定し、地質モデルを作成した。

地質モデルは、計算に要する時間を考慮して極力簡略化することとし、基盤岩とそれを被覆する堆積層の水平 2 層構造とし、それぞれ一様に基盤岩 5,000 Ωm 、堆積層 100 Ωm とした。また、流動経路と考えられる領域の幅は、10 m、50 m、100 m、および 200 m の 4 ケースを設定した。流動経路部分の間隙率は、割れ目が発達することを考慮すると周囲の岩盤と比較して間隙率が增大すると考えられる。岩盤の比抵抗は、間隙率の増大に伴い低下するものと考えられ、2.1 章に挙げた(1)式から算出可能である。今回、貫入岩として分布する割れ目も含めた石英斑岩の間隙率の直接の測定はできていない。[小島・中尾 \(1995\)](#) は割れ目の発達した火山岩の間隙率を 10%程度と

している。そこで、本研究では流動経路として割れ目の発達した貫入岩を想定し、その間隙率を 10 %と設定した。また、迂回係数を 1、膠結係数を 2 とした。湯田地点の間隙水比抵抗の値は実測 EC 値から $10\ \Omega\text{m}$ となるが、温泉水の温度が $70\ ^\circ\text{C}$ と高温であるため、比抵抗の温度依存を考慮する必要がある。水の温度と比抵抗の関係は、[横山ほか \(1983\)](#) により以下の式が提案されている。

$$T + 273 = \frac{608}{\log G + 2.16} \quad (7)$$

$$G = \frac{\rho_w}{\rho_{w20}} \quad (8)$$

ここで T は水の摂氏温度 ($^\circ\text{C}$)、 ρ_w は対象となる水温における水の比抵抗、 ρ_{w20} は水温 $20\ ^\circ\text{C}$ における水の比抵抗である。湯田温泉においては、温泉の熱源は確認されておらず、周辺岩盤が熱を供給しているとは考えにくい。そのため、 $70\ ^\circ\text{C}$ という温度は、温泉水自身が持つ温度であり、周囲の岩盤はおおよそ $20\ ^\circ\text{C}$ と設定し、温泉水の比抵抗を算出した。湯田地点における間隙水比抵抗は(7)、(8)式より $4.1\ \Omega\text{m}$ となり、さらに(1)式より流動経路の比抵抗は $400\ \Omega\text{m}$ となる。以上のような流動経路の設定条件を設け、数値シミュレーションを行った。

5.4 結果

5.4.1 温泉水の地化学分析

5.4.1.1 温泉水の水質データ

pH は、岩盤温泉水が 8.13~9.11、浅層温泉水が 7.62~8.03 であり、アルカリ性を示す岩盤温泉水の pH が高い値を示す傾向が認められる。EC は、岩盤温泉水が 82.8~113 mS/m、浅層温泉水が 45.0~56.2 mS/m であり、岩盤温泉水の EC が高い値を示す傾向がある。また、岩盤温泉水の EC は、深度による違いは見られない (Fig. 5-6)。

Fig. 5-7 に温泉水の一般水質をヘキサダイアグラムで表したものを、Fig. 5-8 にトリリニアダイアグラムで表したものを示す。岩盤温泉水は、浅層温泉水に比べて溶存イオン量が多く、 Na^+ および Cl^- に富み、NaCl 型 ([産総研, 2001](#)) を示す。また岩盤温泉水は、浅層温泉水や山口盆地内の他の岩盤地下水 ([安武・田中, 2015](#); [清水・田中, 2012](#)) と比較して Ca^{2+} および HCO_3^- に乏しい。浅層温泉水の溶存イオン量は、岩盤温泉水に比べて少ないが、山口盆地の他の浅層地下水 (深度 2.0~29.4 m; [安武・田中, 2015](#)) と比較して約 2 倍かそれ以上を示す。また、 Na^+ 、 HCO_3^- に富み NaHCO_3 型を示すものと、 Na^+ 、 Cl^- に富み NaCl 型を示すものの 2 種類が存在する。

岩盤温泉水を対象として Li^+ 濃度を測定した。 Li^+ 濃度は $0.255\sim0.347\ \text{mg/L}$ であり、周辺の地下水 ([山口市上下水道局, 2015](#)) と比較して大きい値を示す。温泉水の Li^+ 濃度と Cl^- 濃度との比 (Li/Cl 比) をとると、全ての岩盤温泉水が 0.001 前後になる傾向がある (Fig. 5-9)。これは現海水の Li/Cl 比 ([風早ほか, 2014](#)) よりも大きく、海水がそのまま希釈されてできたものではないことを示す。[風早ほか \(2014\)](#) によると、 Li/Cl 比が 0.001 以上を示す地下水は、地下で高温を経験した流体が関与している可能性が高い。したがって、岩盤温泉水は高温を経験した流体が関与している可能性がある。

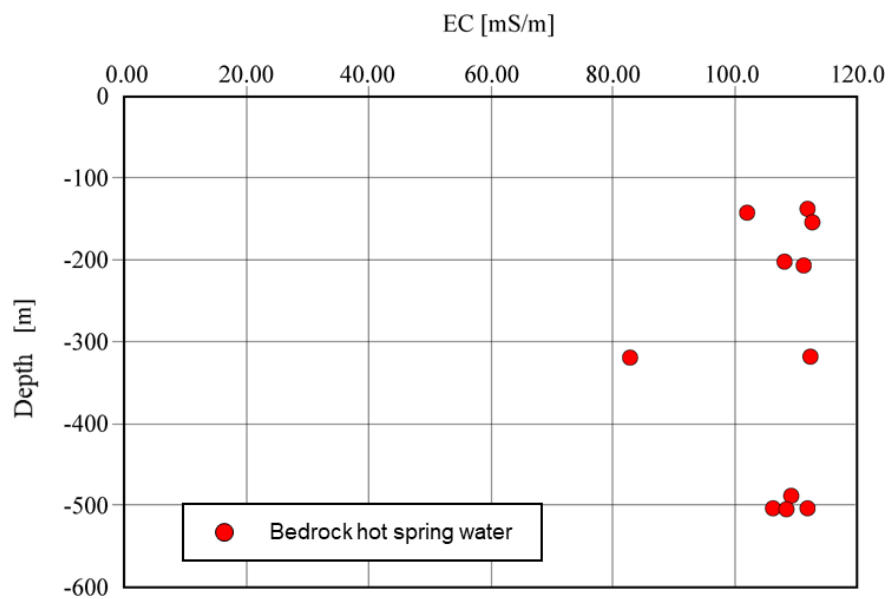


Fig. 5-6 Relationship between EC and depth of bedrock hot spring water in Yuda.

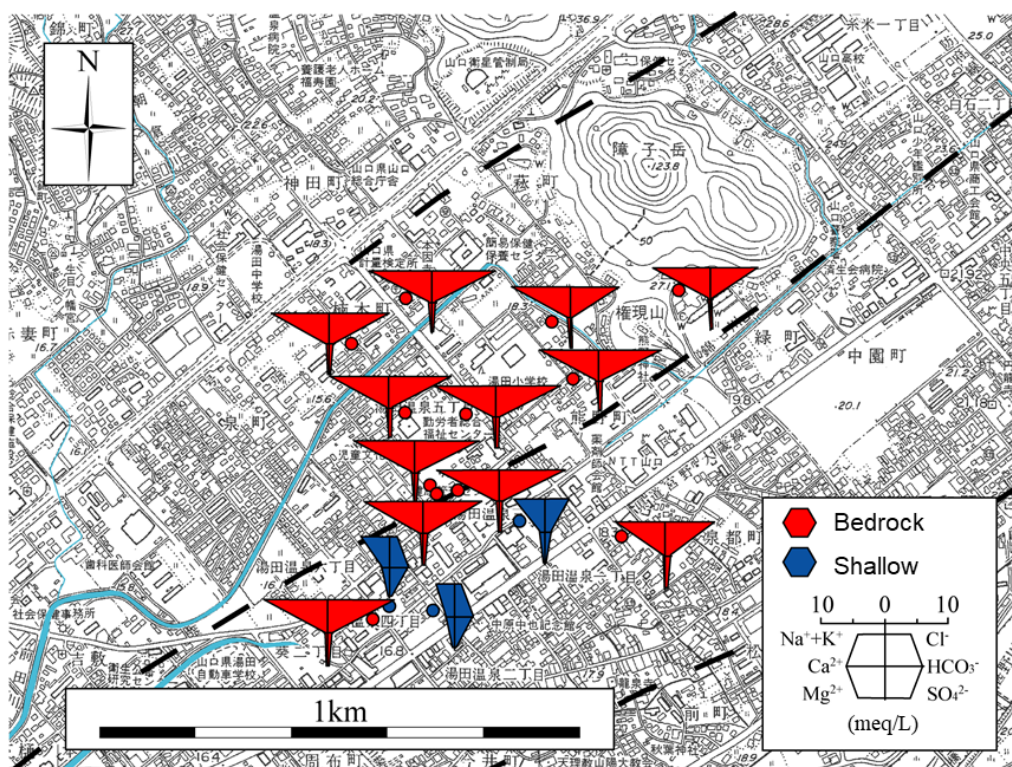


Fig. 5-7 Hexadiagram showing the hot spring water chemistry.

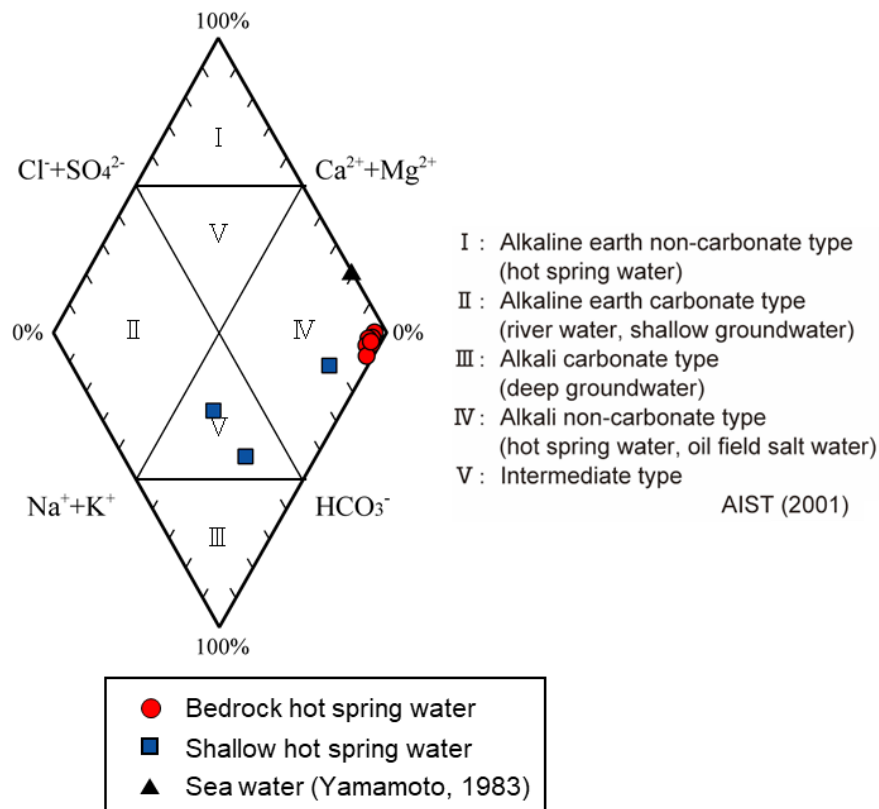


Fig. 5-8 Trilinear diagram showing types of the hot spring water chemistry.

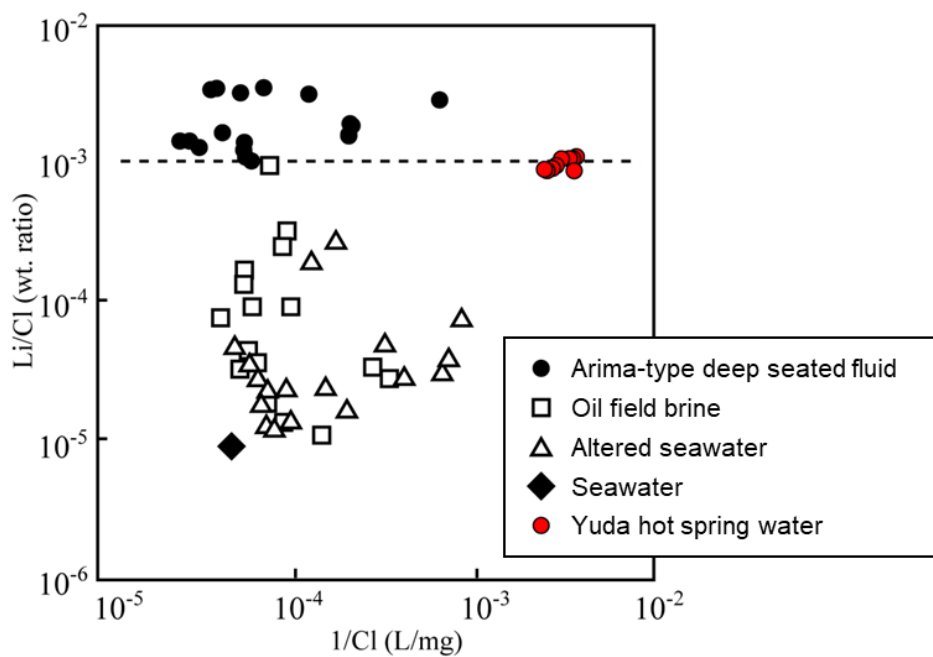


Fig. 5-9 Li/Cl ratio of bedrock hot spring water in Yuda. Arima-type deep seated fluid, oil field brine, altered seawater and seawater are cited from Kazahaya et al. (2014).

5.4.1.2 温泉水の同位体データ

Fig. 5-10 に温泉水の酸素・水素同位体比を δ ダイアグラム上に表したものを示す。温泉水の δD , $\delta^{18}O$ は山口盆地の天水線（安武・田中, 2015）上にプロットされることから、温泉水中の水成分のほとんどは天水起源であると考えられる。また、岩盤温泉水は浅層温泉水と比較して δD , $\delta^{18}O$ が小さい傾向が認められた。安武・田中 (2015) は、1 年間を通して山口盆地の高標高部における天水の δD および $\delta^{18}O$ を計測している。岩盤温泉水は、浅層温泉水の δD , $\delta^{18}O$ のプロットよりも高標高部の天水データの近くにプロットされることから、岩盤温泉水は高標高部で涵養した天水を起源とする可能性がある。

Fig. 5-11 に温泉水中の $\delta^{13}C$ と濃度の関係を示す。通常、浅層地下水に含まれる HCO_3^- は微生物により分解された土壌起源であり、 $\delta^{13}C$ が $-25 \pm 2\text{‰}$ の組成を示す（水谷, 1995）。浅層温泉水の $\delta^{13}C$ は -18‰ 程度を示すことから、微生物により分解された土壌起源の炭素の影響を大きく受けていると考えられる。一方、岩盤温泉水 DIC の $\delta^{13}C$ は約 -10‰ を示し、浅層温泉水中の DIC の $\delta^{13}C$ と比較して高い傾向がある。これは、岩盤温泉水には土壌起源以外の炭素が混入していることを示唆

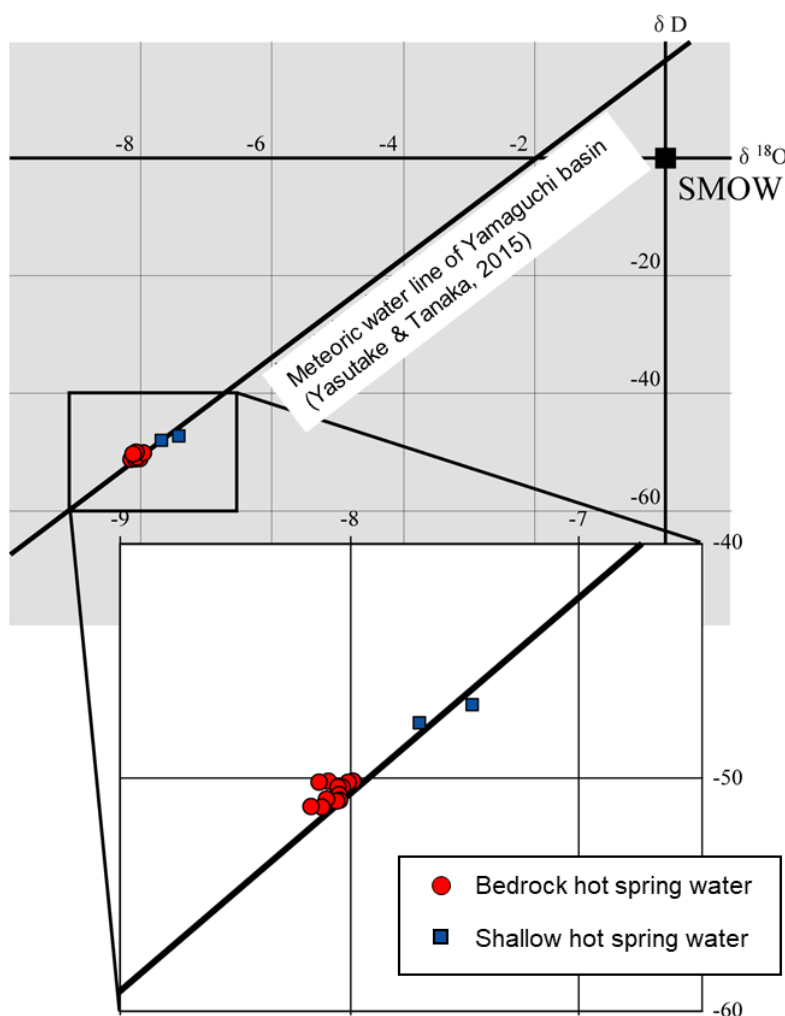


Fig. 5-10 Oxygen and hydrogen isotopic ratios in the hot spring water samples.

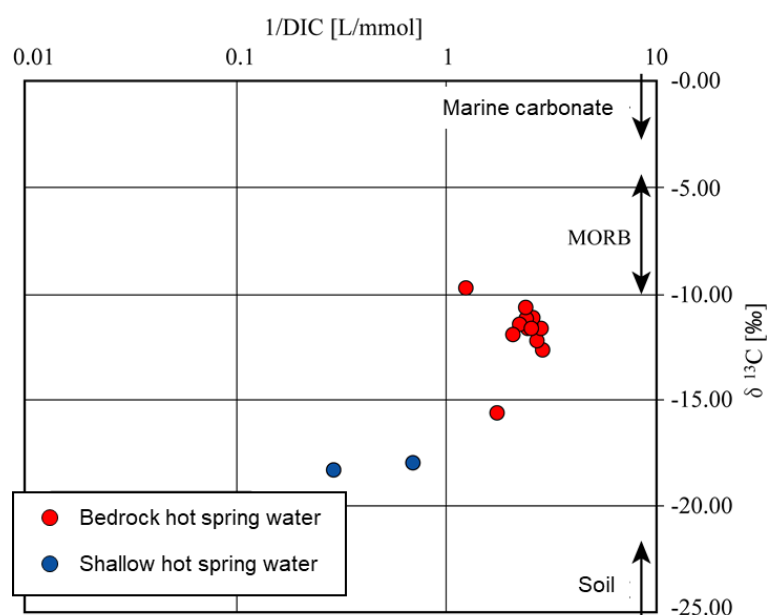


Fig. 5-11 Carbon isotope ratio of hot spring water. The origin cited from Hoefs (1980) and Mizuno (1996).

する。土壌起源以外の炭素で $\delta^{13}\text{C}$ が高い炭素としては、MORB 起源や海成炭酸塩起源の炭素が挙げられる（ヘフス, 2007）が、炭素同位体比のみでその起源を断定することは難しい。

5.4.2 地下水の EC の岩石比抵抗への影響

Fig. 5-12 に室内試験による ρ_R , ρ_W の実測値とともに、式(2)および F , ρ_C により得られた岩石試料と間隙水の比抵抗の関係を破線で示す。湯田温泉周辺における地下水の比抵抗（安武・田中, 2015）と同様の $50 \sim 100 \ \Omega\text{m}$ （EC : $10 \sim 20 \ \text{mS/m}$ ）の水で飽和させた岩石試料の比抵抗は石英斑岩が $6,000 \ \Omega\text{m}$, 石英閃緑岩が $20,000 \ \Omega\text{m}$, 砂質片岩が $2,000 \ \Omega\text{m}$, 泥質片岩が $5,000 \ \Omega\text{m}$ であった。温泉水の比抵抗と同様の $10 \ \Omega\text{m}$ （ $100 \ \text{mS/m}$ ）程度の水で飽和させたときの岩石試料の比抵抗は、石英斑岩が $2,000 \ \Omega\text{m}$, 石英閃緑岩が $10,000 \ \Omega\text{m}$, 砂質片岩が $1,700 \ \Omega\text{m}$, 泥質片岩が $2,000 \ \Omega\text{m}$ であった。それぞれ岩石の比抵抗に違いは見られたものの、その差は 1 桁未満であることから、岩石の比抵抗値から間隙水の特徴を判別することは困難と考えられる。一方で、温泉水の流動経路は、発達した割れ目があることが考えられる。基盤岩中にそのような割れ目がある場合、周囲の基盤岩と比較して間隙率が大きくなる。そのため、より比抵抗が低くなり、周囲の基盤岩の比抵抗との差がより明確になると予想される。

5.4.3 地下の比抵抗構造

Fig. 5-13 に、代表的な測点の測定された見掛け比抵抗および位相差（obs.）と解析により得られた見掛け比抵抗および位相差（cal.）を対比したものを示す。A～G 測線における 2 次元解析の RMS 残差は、それぞれ 57.5 %, 37.7 %, 46.1 %, 40.8 %, 33.6 %, 42.9 %, 30.4 % であった。本調査は、データ品質が良くないことと、10 Hz 以下のデータにニアフィールド現象が顕著に表れた。これら

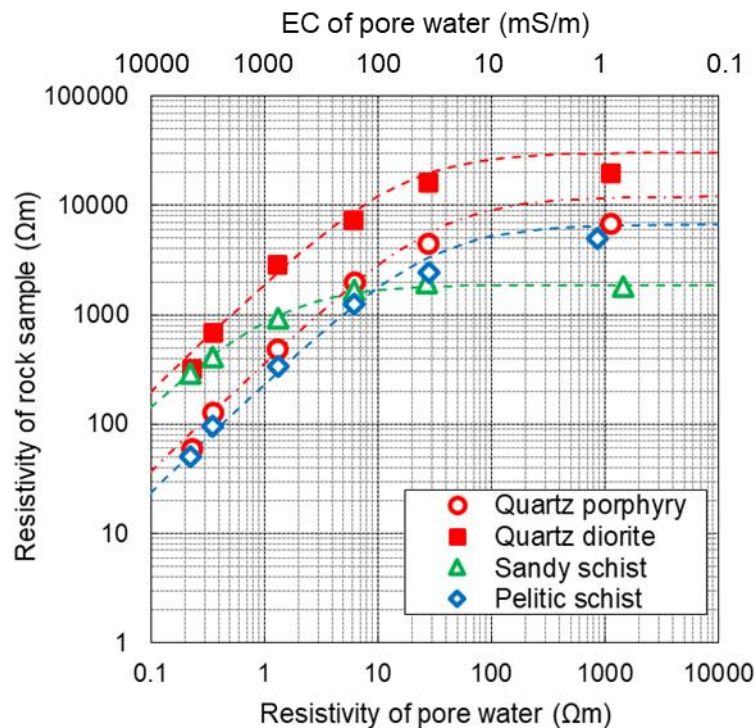


Fig. 5-12 Resistivity characteristics of rock samples distributed in the Yuda area.

が、探査精度を低下させた原因と考えられる。

Fig. 5-14 に CSAMT 法探査により得られた比抵抗構造を示す。A～G 測線における断面図は、10 Ωm ～80,000 Ωm の範囲を対数スケールで 0.1 間隔に分割し、色分けして表示した。全ての断面図において、深度約 200 m 以深は 1,000～5,000 Ωm 以上の高い比抵抗を示す。この高比抵抗域は、基盤岩の分布を示すと考えられ、これより上位の低い比抵抗域は未固結の堆積物の分布を示すと推測される。測線 C, E, G では、山口盆地北西縁断層 (F1～F3) が分布する場所を境に、高比抵抗域上面の深度が異なる。これは、断層運動に伴う陥没構造をとらえたものと考えられる。また、測線 G における 100 Ωm 以下の低比抵抗領域の位置は、金折ほか (2006) で示された地質断面図の被服層の分布域と酷似しており、基盤岩と更新統以降の堆積物との対比が比抵抗構造におけるコントラストに表現されているものと考えられる。

一方、湯田温泉の泉源となるボーリング孔のある場所では、基盤岩中に流動経路を示す低比抵抗域は認められなかった。

5.4.4 温泉水の流動経路の推定

Fig. 5-15 に、市有 22 号泉源のボーリング柱状図を示す。岩種は主に周防変成岩類の砂質片岩および泥質片岩からなり、深度 379.2～380.0 m と 472.4～473.6 m の 2 箇所に石英斑岩が貫入している。Fig. 5-16 に石英斑岩のスラブ写真および薄片写真を示す。石英斑岩は斑状組織を呈し、石英、斜長石、黒雲母の斑晶を含む。また、傾斜約 60° の方向に流理構造が発達する。

コア観察の結果、人為的な割れ目を除くとほとんどの割れ目が、割れ目表面が粗い形状を呈す

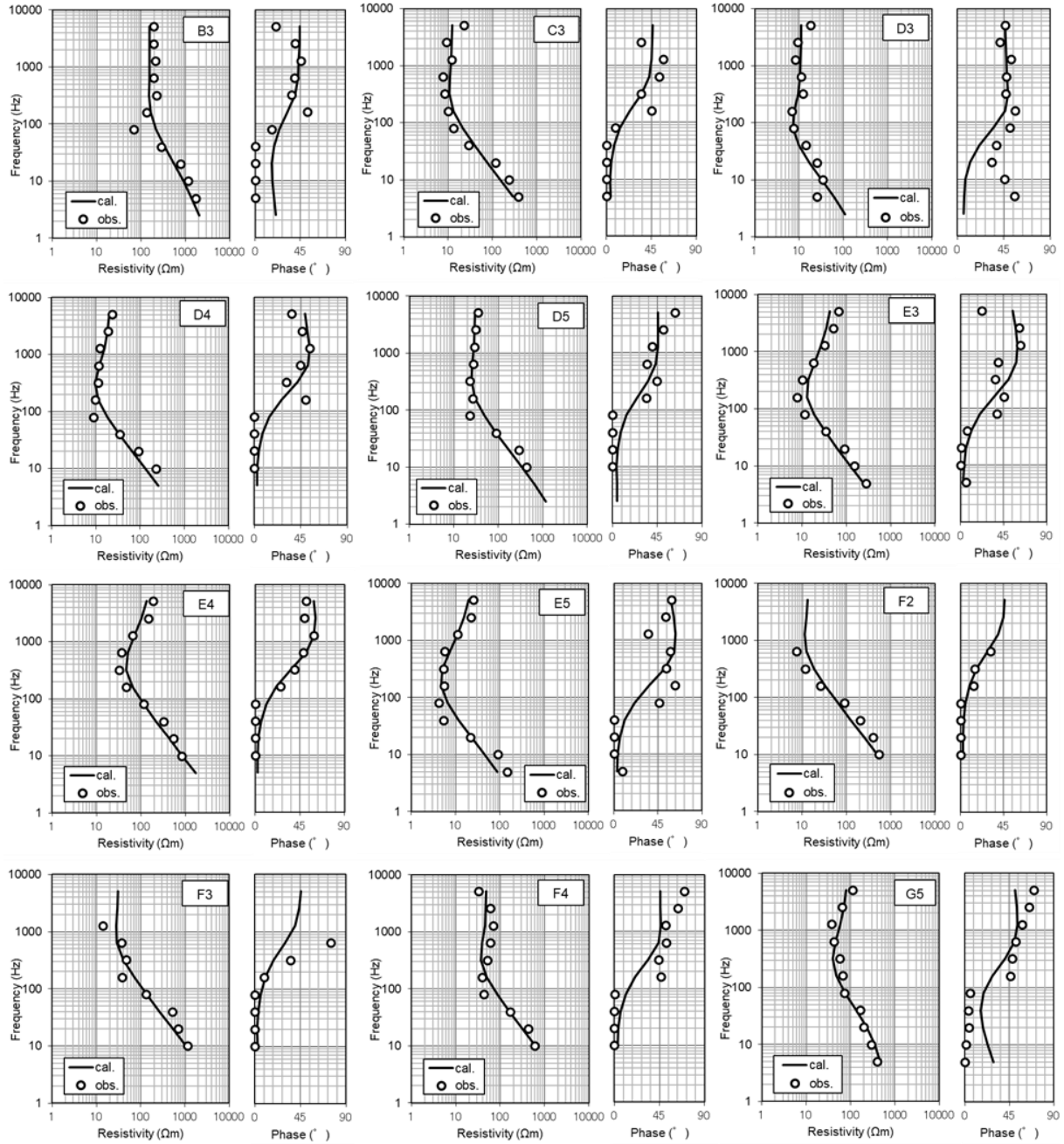


Fig. 5-13 Apparent resistivity and phase angles of the observed CSAMT responses (circles) and calculated responses (solid lines) for representative receiver stations. See Fig. 5-3 for station locations. cal: calculated; obs: observed.

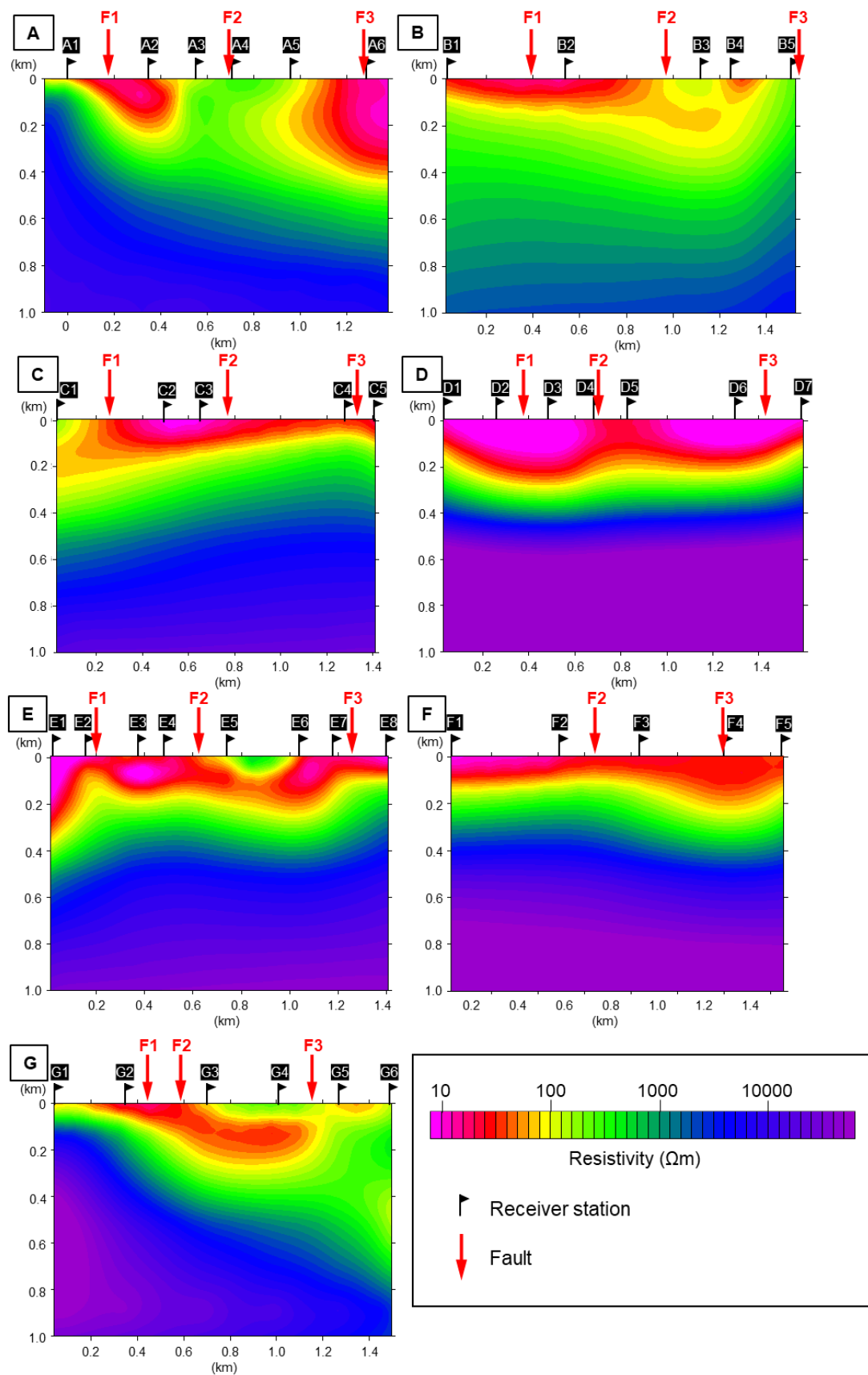


Fig. 5-14 Resistivity profiles analyzed by 2D inversion in the CSAMT survey along four lines: A, B, C, D, E, F and G.

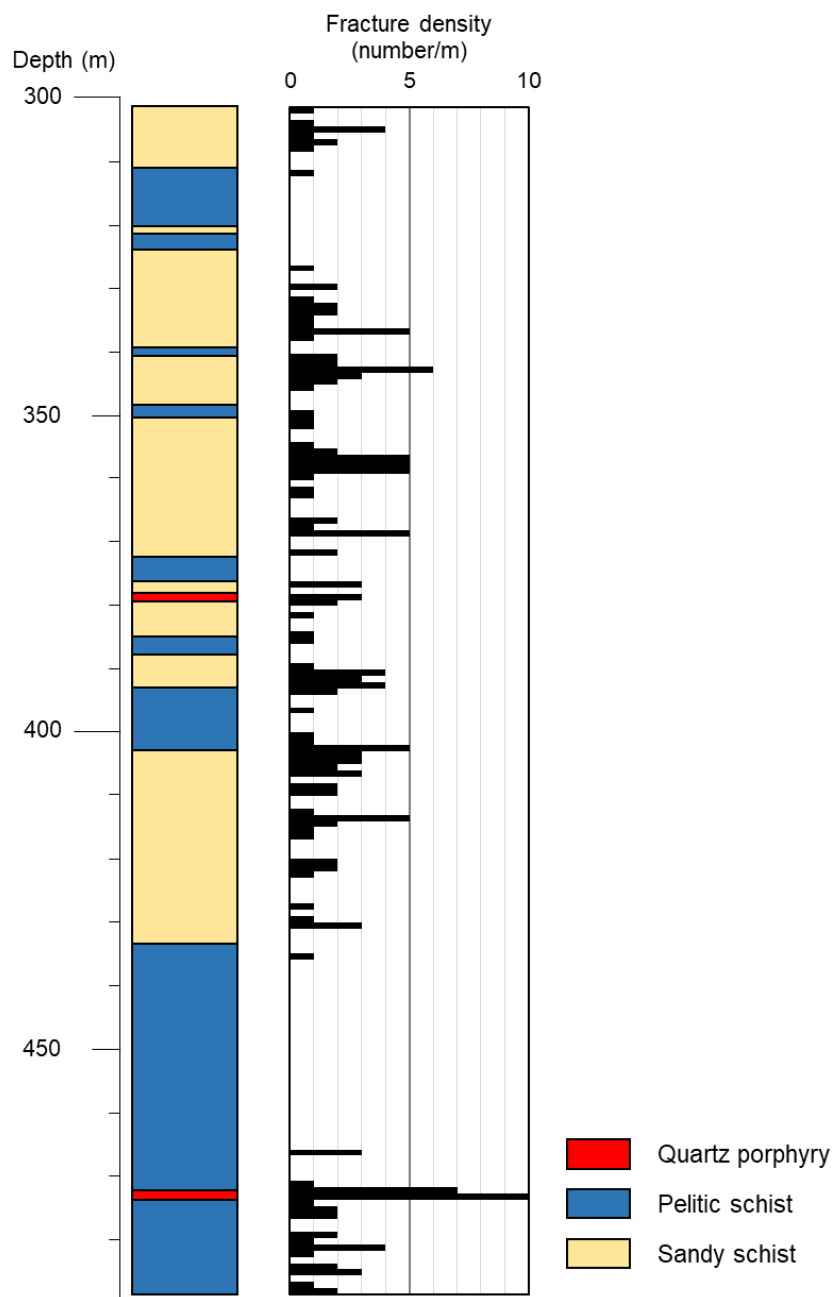


Fig. 5-15 Columnar section and fracture density distribution of spring source borehole No.22, Yamaguchi City.

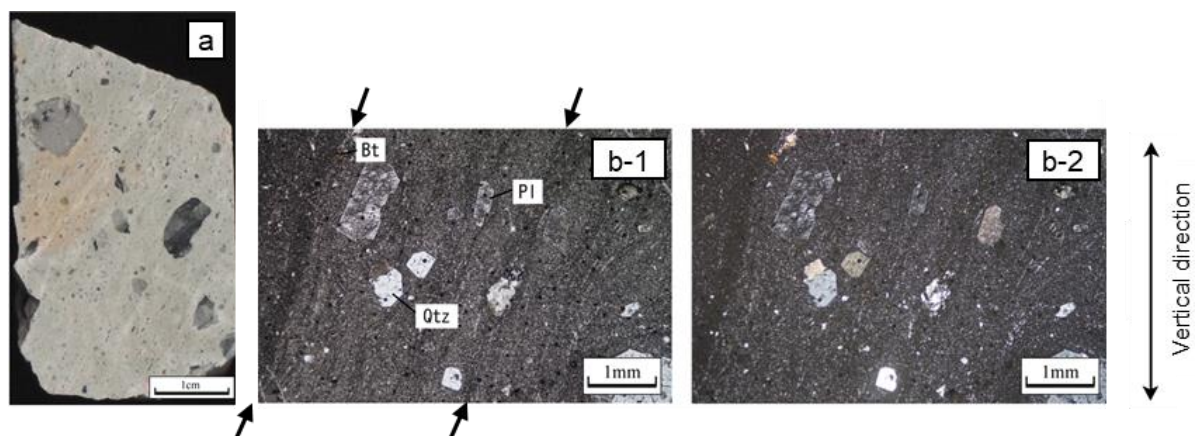


Fig. 5-16 Slab photograph (a) and thin section photographs (b-1 and b-2) of quartz porphyry distributed at a depth of 473 m in hot spring well No.22. Development of the flow structure was confirmed, which showed an inclination of about 60°.

る I グループに分類された。傾斜は 50～70°が一般的であり、一部、白色の鉱物脈を伴う。割れ目密度は 1.25 本/m と極めて小さい。砂質片岩および泥質片岩には、割れ目の分布深度が集中する箇所も認められない。深度 467～470 m および 474～476 m では、カタクレサイト化しており部分的に割れ目が卓越する程度である一方、石英斑岩中には割れ目が多数認められた。特に深度 472.4～473.6 m の石英斑岩は、コアが 1～7 cm の細片状となっており、最も割れ目が発達する部分である。ボーリング掘削時の報告書によると、深度 472.4～473.6 m に分布する貫入岩の部分が温泉水の泉温が最も高いことから、湧出深度と考えられ、温泉水は貫入岩を流動していると考えられる。石英斑岩の貫入角度は、深度 379.2～380.0 m では貫入境界面から約 50°傾斜、深度 472.4～473.6 m では流理構造から約 60°傾斜と考えられる。このことから石英斑岩の貫入幅は、それぞれ 0.5 m および 0.6 m であり、約 50 m 間隔で分布すると見積もられる。

また、今回のコア観察では大規模な断層破砕帯は見られず、ボーリング孔の約 200 m 南方に推定されている山口盆地北西縁断層（[金折ほか, 2006](#)）に伴われる破砕帯は確認できなかった。

5.4.5 温泉水の流動経路の可視化可能性の検討

Fig. 5-17 に、湯田地点の地質モデルにおける数値シミュレーションの結果を示す。流動経路の幅を 200 m とした場合、流動経路直上の測点（Y6）における見掛け比抵抗は、流動経路から最も遠い測点（Y1）と比較して 640～2.5 Hz の周波数で 17～23 %低下する結果となり、明確に低下することが分かった（Fig. 5-17b）。この地質モデルにより解析した断面図からは、流動経路付近が低比抵抗となっている様子が見え、この規模の流動経路が存在する場合には比抵抗による可視化が可能であると考えられる（Fig. 5-17c）。流動経路の幅を 100 m とした場合、Y6 における見掛け比抵抗は、Y1 と比較して 640～2.5 Hz の周波数で 8～10 %低下する結果となった。この地質モデルにより解析した断面図からは、流動経路付近がわずかに低比抵抗となっている様子が見えるものの、そのコントラストは不明瞭となった（Fig. 5-17d）。一方で、流動経路の幅を 50 m とした場合、Y6 における見掛け比抵抗は、Y1 と比較して 640～2.5 Hz の周波数で 2～3 %低下する結果となり、この流動経路を可視化することは困難であると考えられる（Fig. 5-17e）。流動経路

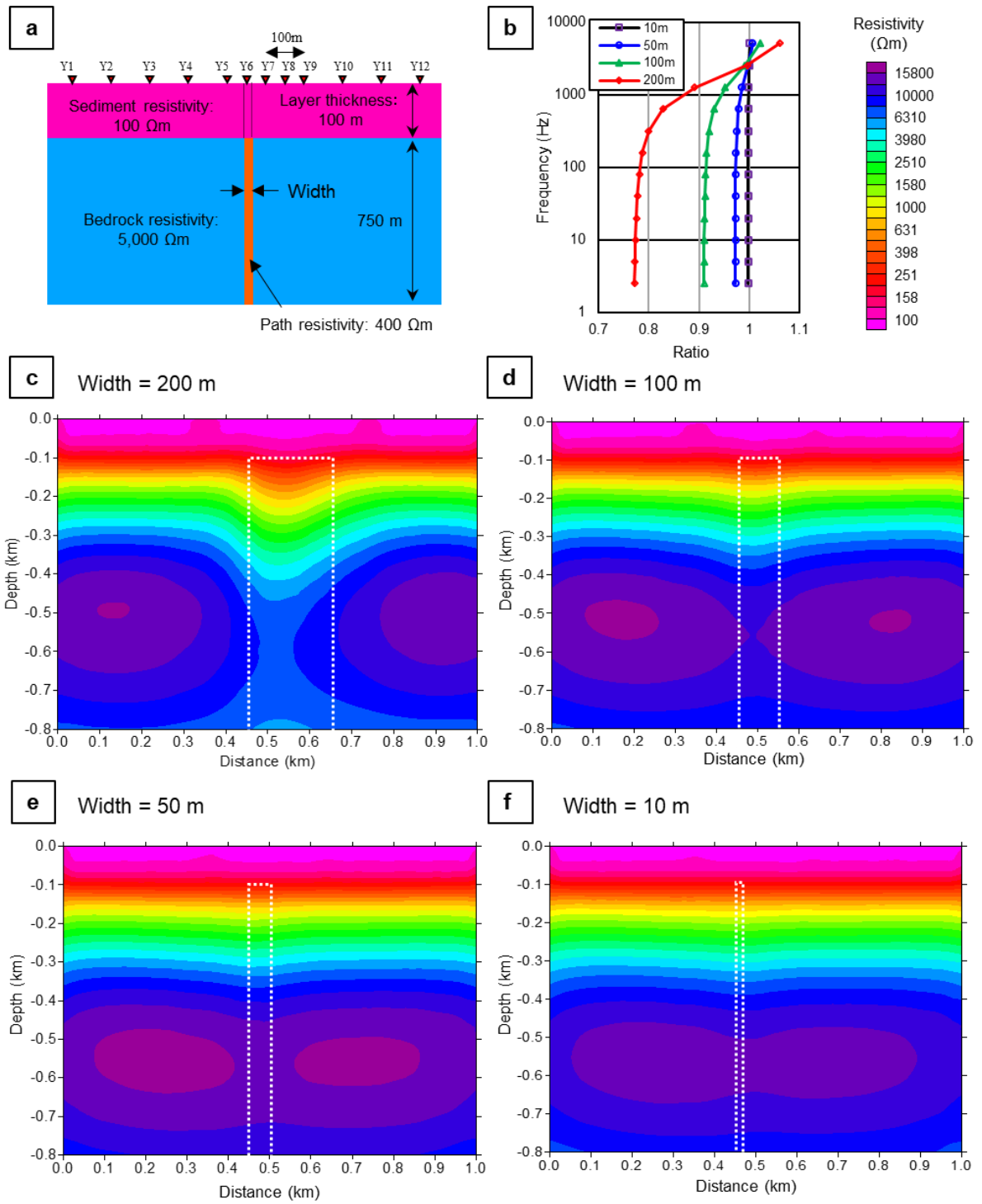


Fig. 5-17 Geological models of the Yuda area (a), ratio of apparent resistivity between Y1 and Y6 (b), and two-dimensional analysis of resistivity cross-sections with flow path widths of 200 m (c), 100 m (d), 50 m (e), and 10 m (f). White broken line shows the flow path zone.

の幅を 10 m とした場合、Y6 における見掛け比抵抗は、Y1 と比較して 0.14~0.25 % 低下する結果となり、その可視化はさらに困難であると考えられる (Fig. 5-17f)。

5.5 考察

CSAMT 法により得られた比抵抗構造は、3 本の断層 (F1, F2, F3) により形成された基盤岩の変位構造を表しているものと考えられる。Fig. 5-14 に、それぞれの測線における F1~F3 の断層の横断位置を示す。測線 G は、[金折ほか \(2006\)](#) により描かれている地質断面図 (Fig. 5-1) の位置とほぼ重なる。それぞれの測線において 3 本の断層を境に、浅部の低比抵抗領域の深度が階段状に変化する様子が見られる。特に測線 E においては、両端の断層を境に低比抵抗領域と高比抵抗領域の境界深度が深くなっている様子が認められ、湯田温泉周辺の地下において基盤面深度が深くなっていることと整合する ([水野ほか, 2003](#) ; [安武・田中, 2015](#))。

一方で、CSAMT 法の結果から、地下深部に温泉水の分布を示すような比抵抗構造は得られなかったため、本研究で得られた比抵抗構造のみで温泉水の流動経路を推定することは難しいことが明らかとなった。本研究では、探査の計画段階において泉源ボーリングのデータが不十分であったため、比抵抗測定試験などの結果に基づき適した探査条件を推定した上で探査を行った。その後、泉源ボーリングのコア観察をすることが可能となった。したがって、ここでは泉源ボーリングのコア観察結果とそれを基に構築した地質モデルによる数値シミュレーションにより、探査結果の検証を行い、温泉水の流動経路がどのような状態であるかの考察を行う。

上述のとおり、市有 22 号泉源のボーリングコア観察の結果、ほとんどは割れ目の少ない新鮮な砂質片岩および泥質片岩が分布し、それらに割れ目の発達する石英斑岩が貫入する。掘削時の報告書から、この割れ目の卓越する石英斑岩を主な流動経路としている可能性が高い。このことは石英斑岩および斜長斑岩を温泉水の湧出箇所と結論づけている [高橋 \(1973\)](#) と整合的である。コア観察の結果から、石英斑岩の貫入幅は 0.5~0.6 m であり、約 50 m 間隔で貫入することが明らかとなった。このような流動経路において、間隙水の比抵抗が湯田温泉の温泉水の比抵抗であった場合、探査により可視化することは極めて困難と考えられる。

本研究でコア観察を行った泉源以外の場所では、流動経路と考えられる大規模な石英斑岩の存在が確認されている。[安川・田中 \(2008\)](#) は、湯田温泉地域の北東部に石英斑岩の露頭から、割れ目が多数存在することを確認しており、その貫入方向は、走向が NE-SW と推定されている山口盆地北西縁断層とほぼ平行である。また [安川・田中 \(2008\)](#) は、ボーリングのデータから貫入岩分布域を求めており、湯田温泉地域の北東部の石英斑岩の露頭から南西方向に約 1.5 km、幅 100~300 m の範囲に石英斑岩が多く分布するとしている。今回調査した市有 22 号泉源ボーリングの位置は、貫入岩分布域 ([安川・田中, 2008](#)) の北側に位置し、ボーリングコアで確認した石英斑岩の貫入幅は数 10 cm 程度であることから、この貫入岩は先述した 100 m 以上の領域幅を持つ貫入岩分布域の北側にある支脈の可能性もある。コア観察を行ったボーリング孔は、泉源として利用されていることから、規模の小さい貫入岩が分布するボーリング孔であっても、泉源として機能し得ることを示している。石英斑岩と複合して断層破碎帯が流動経路として機能している可能性はあるが、断層近傍の泉源の地質データにおいても破碎帯の存在が確認されていないことから、温

泉水は主に貫入岩を流動経路としていると判断した。

湯田地点において、温泉水の流動経路の幅を 200 m と仮定した場合、比抵抗探査で流動経路を捕捉できる可能性がある (Fig. 5-17c)。流動経路の幅を 100 m と仮定した場合、比抵抗探査で流動経路を捕捉できる可能性があるが、流動経路直上の測点 (Fig. 5-17 の Y6) と流動経路から最も遠い測点 (Fig. 5-17 の Y1) の見掛け比抵抗の差は 10 % 程度であり、流動経路を捕捉することが困難と思われる (Fig. 5-17d)。流動経路の幅を 50 m とした場合、その断面図からは基盤岩中に低比抵抗域がほとんど認められない (Fig. 5-17e)。この場合 Y6 における見掛け比抵抗は、Y1 における見掛け比抵抗と比較してその差が 2~3 % であることから、流動経路の捕捉が困難である。したがって、比抵抗による可視化が可能な流動経路の幅の限界値は、100 m 程度であると考えられる。このことから、[安川・田中 \(2008\)](#) においてとらえられている最大 300 m 幅の石英斑岩の貫入岩分布域については、幅約 100 m 以下の規模で一部割れ目が卓越する領域が存在し、そこを温泉水が流動していると考えられる (Fig. 5-18)。

以上のことから湯田温泉の温泉水は、Fig. 5-18 に示すように、基盤岩に貫入する割れ目の発達した石英斑岩中を流動経路としていると考えられ、温泉水の流動経路となっている貫入岩の幅は大きく見積もっても 100 m 程度であると推定できる。

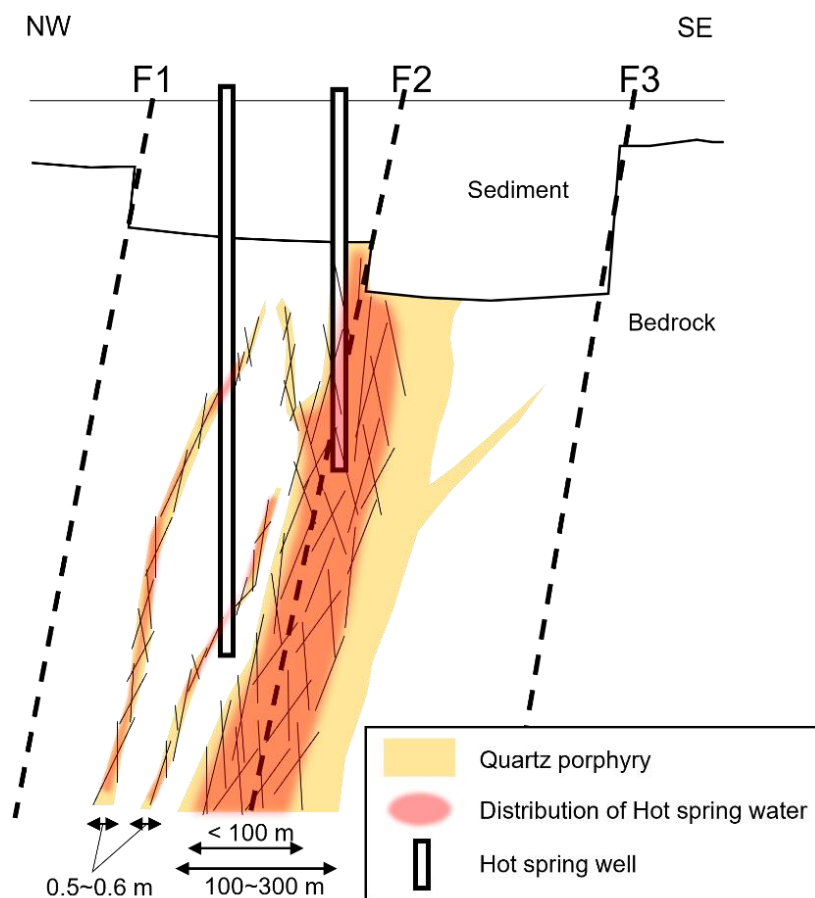


Fig. 5-18 Distribution of hot spring water in the Yuda area.

一方で、第3章の徳佐地点での探査結果において行った数値シミュレーションの結果は、深部流体の流動経路の幅を100 mと仮定した場合は、その流動経路を明確にとらえており、探査結果と整合する。湯田地点において流動経路を可視化することが困難であった理由として、温泉水のEC値が約100 mS/mで徳佐地点の深部流体のEC値である約1,000 mS/mと比較して低く周囲との比抵抗の差が小さいこと、湯田地点の流動経路として考えられる貫入岩の間隙率が10%程度と考えられることが挙げられる。このような流動経路を持つ場所で探査を行った場合、今回の探査結果のように流動経路の部分において比抵抗のコントラストが認められず、流動経路自体の検出は困難となる可能性が高い。

5.6 まとめ

本研究では、湯田温泉の温泉水の流動経路の把握を目的として、現地においてCSAMT法を用いた地下比抵抗探査を実施し、さらに室内試験による岩石試料の比抵抗計測、泉源ボーリングのコア観察、数値シミュレーションによる探査結果の検証を行った。本研究により得られた成果は以下のとおりである。

- ・ 岩石試料の比抵抗計測実験の結果、湯田温泉の温泉水が間隙水として存在した場合、周辺地下水が間隙水として存在した場合の比抵抗と比較して、1/2程度の比抵抗になることが明らかとなり、大きな違いが見られる結果とはならなかった。しかし、流動経路の領域の間隙率が周囲よりも大きいと推定されることや、温泉水が70℃と高温であることが、基盤岩の比抵抗と温泉水の流動経路の比抵抗により明瞭なコントラストを与えると期待された。
- ・ CSAMT法による探査の結果、基盤岩と第四紀層の比抵抗構造の明瞭なコントラストが確認できており、断層に挟まれた領域において基盤岩上面が陥没している地質構造をとらえることができたと考えられる。しかし、温泉水の流動経路を比抵抗構造により可視化することは、今回の探査では困難であった。
- ・ 湯田温泉の泉源ボーリングのコア観察の結果、ほとんどが変質を被っていない新鮮な基盤岩で構成されており、基盤岩に貫入する石英斑岩の領域については割れ目が発達していることから、この割れ目が温泉水の流動経路となっていると考えられる。その貫入幅は0.5~0.6 mと小規模なものであり、その間隔は50 m程度であることが確認された。
- ・ 湯田温泉地域は、山口盆地北西縁断層が分布する場所であり、断層破碎帯に伴う割れ目帯を流動経路としている可能性も考えられる。これらの流動経路の幅を200 mと仮定した比抵抗モデルによる数値シミュレーションを行った結果、得られた比抵抗構造の基盤岩中に比抵抗の低い領域が確認でき、流動経路が検出できる可能性が見いだされた。一方で流動経路の幅を50 mとした比抵抗モデルによる数値シミュレーションを行った結果、基盤岩中には比抵抗が低下した領域は不明瞭となり、流路は検出できない可能性が高い。このことから、湯田温泉の流動経路の可視化が可能な幅の限界値は100 m程度と考えられ、流動経路として機能する領域の幅は約100 m以下であると考えられる。
- ・ 以上のような温泉水のEC値および間隙率の条件の場所である場合、流動経路と基盤岩との比抵抗の差が小さくなる。また、湯田地点の基盤岩を覆う低比抵抗の堆積層は厚さ100 mと

厚く、基盤岩領域に対する感度が弱くなった可能性が考えられる。その結果、流動経路の幅が 100 m の規模であったとしても、CSAMT 法の探査により流動経路を可視化することは困難であったと考えられる。

引用文献

- 相山光太郎, 金折裕司, 2019: 山口一出雲地震帯西部に沿って新たに発見された活断層系, 地質学雑誌 (巡検案内書), Vol.125, pp.555-570.
- 荒巻大拙 (2000): 防州湯田村温泉記, 荒巻大拙, 山口, 73p.
- ヘフス, J., (和田秀樹・服部陽子訳), 2007: 同位体地球化学の基礎, シュプリンガー・ジャパン, 383p.
- 金折裕司, 1999: 中国地方西部におけるカタクレ-サイト帯の再活動と断層ガウジの形成 (総特集 地震断層解析プロジェクト), 月刊地球, Vol.21, pp.22-29.
- 金折裕司, 2005: 山口県の活断層―地震災害の減災をめざして―, 近未来社, 名古屋, 119p.
- 金折裕司, 田中竹延, 柳田 誠, 山口大学断層テクトニクス研究グループ, 2006: 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性, 応用地質, Vol.47, pp.218-231.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 2014: 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, Vol.44, pp.3-16.
- 小島圭二, 中尾健児, 1995: 地質技術の基礎と実務, 鹿島出版会, 東京, 402p.
- 宮川直子, 1985: 山口県湯田温泉地域の地下構造と岩石特性, 山口大学理学部卒業論文, 81p.
- 宮川公雄, 馬原保典, 2005: 地下水流動における断層破碎帯影響評価手法--地下水化学的調査の適用と系統的評価手段の提案, 電力中央研究所報告 研究報告, (4039), pp.1-26.
- 水野清秀, 小松原琢, 下川孝一, 金折裕司, 森野道夫, 三輪敦志, 信岡 大, 2004: 山口盆地地下の伏在断層調査, 活断層・古地震研究報告, Vol.4, pp.221-230.
- 水谷義彦, 1995: 地下水の地化学特性, 放射性廃棄物と地質科学 (島崎英彦・新藤静夫・吉田鎮男編), 東京大学出版会, pp.123-164.
- 茂木 透, 楠建一郎, 鈴木浩一, 川崎逸男, 城森 明, 東 義則, 1991: 複素位相検波方式 CSAMT 探査装置の開発, 物理探査, Vol.43, pp.164-169.
- 西村祐二郎, 1988: 山口県の温泉概観, 山口県の自然, Vol.48, 山口県立山口博物館, 山口, pp.1-8.
- 佐川厚志, 相山光太郎, 金折裕司, 田中竹延, 2008: 山口県中東部, 徳佐 - 地福断層と迫田 - 生雲断層の性状および活動性, 応用地質, Vol.49, pp.78-93.
- 佐々木裕, 1988: 信号源を考慮した CSAMT 法データの解析, 物理探査, Vol.41, pp.27-34.
- 清水優香, 田中和広, 2012: P. 36 山口大学構内及びその周辺地域における地下水流動 (環境・地下水, ポスターセッション). 研究発表会講演論文集, Vol.24, pp.211-212.
- 鈴木浩一, 2003: 結晶質岩及び堆積岩試料の比抵抗特性に関する研究―間隙水比抵抗と表面伝導現象が岩石比抵抗に及ぼす影響について, 物理探査, Vol.56, pp.107-116.
- 高橋英太郎, 1964: 山口市湯田温泉東北方の熱水変質帯, 地学研究, Vol.15, pp.54-57.
- 高橋英太郎, 1973: 山口市湯田温泉深層泉源の湧出機構, 山口大理報, Vol.20, pp.37-42.
- 武田賢治, 今岡照喜, 1999: 山口地域の白亜紀環状岩脈とコールドロン, 地質学論集, Vol.53, pp.199-219.
- 山口市上下水道局, 2015: 水道水水質試験年報 平成 26 年度 第 10 集, 360p.

山本莊毅, 1983: 地下水調査法, 古今書院, 490p。

安川知里, 田中和広, 2008: 山口市湯田温泉の温泉水の地球化学的特徴と起源, 山口地学会誌, Vol.60, pp.9-20.

安武香織, 田中和広, 2015: 山口盆地における地下水流動に関する研究, 山口地学会誌, Vol.74, pp.1-7.

湯田温泉配給組合, 2001: 泉源代替井工事 (21 号泉源) 報告書.

横山秀吉, 中塚勝人, 阿部 司, 渡部賢一, 1983: 含水岩石の比抵抗の温度依存性とその地下温度予測への応用について, 日本地熱学会誌, Vol.5, pp.103-120.

吉田英一, 大澤英昭, 柳澤孝一, 山川 稔, 1989: 深部花崗岩中の割れ目解析—岐阜県東濃地域に分布する花崗岩を例にして—, 応用地質, Vol.30, pp.131-142.

6 陸上における高塩濃度地下水の分布の可視化手順の提案

高塩濃度地下水の存在は、第 1 章で述べたように、岩盤や構造物へ物理的な影響をもたらす。また、陸上において特異的な存在である高塩濃度地下水は、温泉などの観光資源として利用されることもあり、陸上における高塩濃度地下水の分布・流動特性の把握は工学的に重要である。これまでの調査においては、比抵抗探査により高塩濃度地下水の分布の可視化やその流動経路を解明できたケースだけでなく、高塩濃度地下水の分布を可視化できなかったケースもあった。しかしそのようなケースにおいても、調査により取得した地質、地下水および比抵抗のデータをもとに高塩濃度地下水の分布状況を推定することができた。本研究の調査結果は、地下構造物の建設などの際、候補地でのその後の詳細な調査に先立つ調査として、重要な情報を提供すると期待される。本章では、陸上における高塩濃度地下水の分布を解明するための、比抵抗探査を用いた汎用的な調査手順を、前章までの調査結果に基づき提案する。

調査手順は、文献などで事前に調査を行う段階の手順と、比抵抗探査に先立ち新規にデータを取得する段階の調査手順に分けて整理する。Fig. 6-1 に、調査全体のフロー図を示す。

6.1 事前調査段階における調査手順

文献などによる事前調査の段階では、まず高塩濃度地下水に注目して研究例の有無を調べる必要がある。陸上においては高塩濃度地下水の存在は特異的であるため、先行して研究が行われている場合がある。これまでの調査地域においても、その付近に分布する高塩濃度地下水に関する研究例が存在し、水質特性や起源に関して議論されているケースがあった（村上・田中，2015；古谷ほか，2005；渡部ほか，2009；安川・田中，2008）。このような場合、高塩濃度地下水の湧出箇所と地質構造との位置関係を事前の文献調査の段階で得ることが可能である。次に、高塩濃度地下水の湧出箇所と同様の地質構造が調査地域において存在するかについて確認する。ここで断層や節理の発達した貫入岩など主要な水みちとなりうる地質構造は、第 3 章および第 5 章の調査結果からもわかるように、地下水の流動に大きく影響を与える可能性があるため、注目すべき地質構造であると考えられる。

6.2 新規にデータを取得する段階における調査手順

新規にデータを取得するための調査の段階では、地質、地下水の水質、岩石試料の比抵抗測定試験の 3 つの調査を行うことが必要となる。比抵抗探査は、高塩濃度地下水の分布を可視化する上で最も重要な調査である。そのためこの段階では、比抵抗探査により高塩濃度地下水の分布を可視化可能であるか、また、どのような結果が得られる見通しがあるかということについて、地質調査、地下水調査、および室内比抵抗測定試験の結果からあらかじめ検討する。

6.2.1 地質調査

地質調査では、文献調査により得られた情報を基に、高塩濃度地下水が分布する可能性のある地質・地質構造をより詳細に把握する必要がある。これにより、調査地域における高塩濃度地下水の分布を予測することができる。その際、特に高塩濃度地下水が湧出している地点の地質の状

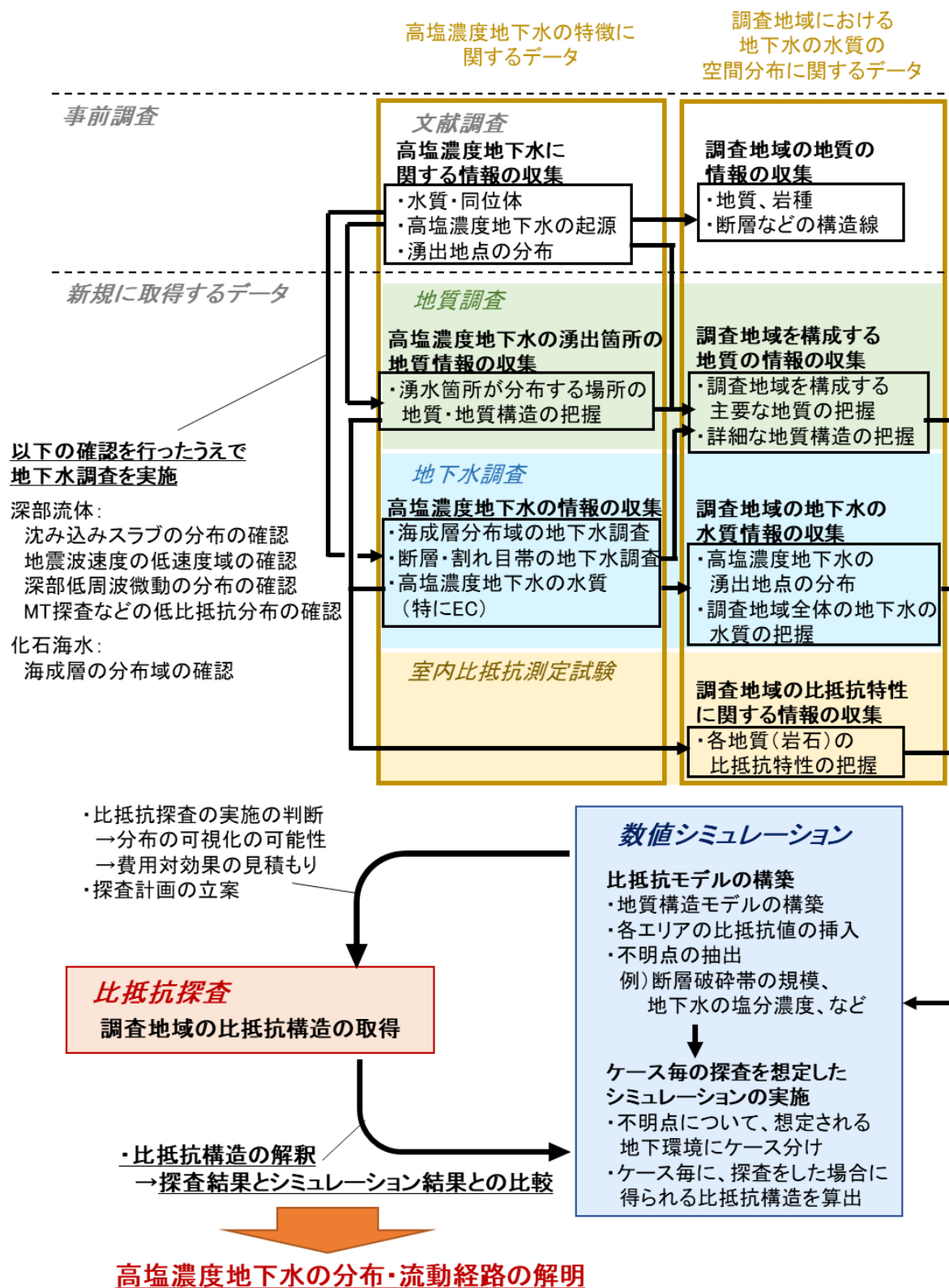


Fig. 6-1 Survey procedure to elucidate the distribution of high salinity groundwater.

況を把握することが重要である。例えば、高塩濃度地下水がどのような割れ目から湧出しているかというデータは、高塩濃度地下水の流動経路を推定するのに役立つ。第 5 章のようにボーリングコアがある場合には、その観察に基づき高塩濃度地下水の流動経路を推定することも有効である。

6.2.2 地下水調査

地下水調査では、地下水の EC などの水質や同位体組成のデータを収集する必要がある。例えば同位体分析の結果、高塩濃度地下水の起源がスラブ起源である場合、地下深部からの流動経路として断層や割れ目などが考えられる（田中ほか, 2013 ; 村上・田中, 2015）。一方、第 4 章の新第三紀の堆積岩地域で認められた高塩濃度地下水は、地層中に閉じ込められた化石海水であると考えられるが、このような場合には高塩濃度地下水の起源となる地層の分布を把握することが重要と考えられる。このように高塩濃度地下水の起源により、その分布形態は異なると考えられる。

6.2.3 室内比抵抗測定試験

調査地域に分布する地質の比抵抗特性は、比抵抗構造を解釈する上で、重要なデータとなる。岩石の比抵抗特性は室内における岩石の比抵抗測定試験により把握することが可能であり、鈴木（2003）で実施されている手法が有効である。比抵抗探査の実施前に比抵抗測定試験を実施しておくことによって、比抵抗探査で得られる比抵抗構造を予測できるため、高塩濃度地下水の分布の推定につながり、探査計画を立案する上で有益な情報を得ることができる。また、比抵抗測定試験の結果は、比抵抗探査によって得られる比抵抗構造の解釈の一助ともなり得る。

6.3 比抵抗探査実施前の確認内容

6.3.1 高塩濃度地下水の有無の判断

第 3 章および第 4 章のケースのように、調査地域において高塩濃度地下水の湧出を直接確認することができないケースも少なくないと考えられる。このような場合には、高塩濃度地下水が陸上で分布する場合に考えられるスラブ起源の深部流体または化石海水が、調査地域に分布する可能性について検討する必要がある。スラブ起源の深部流体を想定する場合、まずその起源となる沈み込みスラブが地下に分布する地域であるかが確認事項となると考えられる。また、深部流体が分布する領域の地下には、地震波トモグラフィにより得られた地震波速度構造において、地震波の低速度域が認められることや、深度 35～45 km において深部低周波微動が確認されること（風早ほか, 2014）、また MT 法探査により得られる比抵抗構造において、深度 15～30 km の下部地殻に低比抵抗帯が認められることが知られている（Umeda et al., 2006 ; Umeda et al., 2015）。調査地域においてこれらの特徴が見られる場合には、地下に深部流体が分布する可能性があることを示していると考えられるため、地表において流体の湧出が確認されない場合でも、地下では深部流体が分布する可能性があることを念頭に置いて調査を行う必要がある。また、化石海水を想定する場合においても、その起源となる海成層が調査地域付近に分布する場合には、地下に化石海水が分布している可能性を考慮する必要がある。以上のようにスラブ起源の深部流体および化石海水が分布する可能性を検討した上で、その可能性があると考えられる場合には、地下に高塩濃度地

下水が存在するという前提で調査を行うことが望ましい。

6.3.2 数値シミュレーションによる探査結果の見通しの確認

比抵抗探査を実施する段階では、高塩濃度地下水の分布の可視化が可能か否かということや、可視化できた場合にどのような解釈が可能かということの見通しが得られていることが望ましい。第3章および第5章で実施した数値シミュレーションは、比抵抗探査を実施した場合の結果の見通しを得る上で役立つと考えられる。数値シミュレーションでは、調査地域の地質構造モデルの各地層に、想定される比抵抗値を外挿した比抵抗モデルを用いて、探査を実施した場合にどのような比抵抗構造が得られるかを推定する。この時に使用する比抵抗モデルは、比抵抗探査の実施前に行う地質調査、地下水調査、および室内比抵抗測定試験により得られる結果をもとに作成する。本研究では探査結果の解釈のために数値シミュレーションを実施したが、実際の調査においてはこのシミュレーションを探査の実施前に行うことで、高塩濃度地下水の分布の可視化が可能か否かの見通しを得ることが可能と考えられる。このシミュレーション結果は、それぞれの現場における探査の必要性がどの程度であることを示す重要な判断材料と言える。

ここで第5章の結果から、探査による高塩濃度地下水の分布の可視化に対しては、以下の点が大きな影響を及ぼすと考えられる。

- 対象となる高塩濃度地下水の分布域の比抵抗値と周囲の比抵抗値とのコントラスト
- 高塩濃度地下水の分布域の規模（断層破碎帯であれば、その幅の大きさ）
- 低比抵抗の上部被服層の厚さ

数値シミュレーションに用いる比抵抗モデルの作成には、地質調査、地下水調査、および室内比抵抗測定試験により取得したデータをもとに、可能な限り正確な情報を用いることが求められる。特に、比抵抗に影響を与えるパラメータとして、地下水のEC、岩盤の間隙率、および破碎帯や割れ目帯の規模があり、これらのデータを得ることによって、より明確な見通しを得た上で比抵抗探査の段階へと移行することが可能になると考えられる。

6.4 比抵抗構造の解釈

探査により得られた比抵抗構造の解釈においても、数値シミュレーションの結果は重要な役割を果たす。第3章および第5章では、高塩濃度地下水の分布範囲と考えられる断層破碎帯や割れ目帯の規模が不明だとして、その規模を推定する目的でシミュレーションを行った。このシミュレーションは、断層破碎帯や割れ目帯の規模によってケース分けし、それぞれのケースごとに施している。これらの結果と、探査により得られた比抵抗構造とを比較し、どのケースが探査結果と適合するかを検討することによって、断層破碎帯や割れ目帯の規模の推定が可能となる。本研究では、地質調査において断層破碎帯や割れ目帯の規模を明らかにすることができなかったため、以上のようなシミュレーションにより推定したが、地質調査により断層破碎帯の規模を把握できる場合には、塩濃度によるケース分けを行ったシミュレーションにより、塩濃度の分布の推定などに発展させることも可能と考えられる。

6.5 比抵抗探索を用いた調査手法の今後の展望

本研究で実施した調査以外にも、他の調査手法および探索手法を組み合わせることで、より精度の高い地盤の物性分布を得ることが可能である。地盤の比抵抗は、岩種、地下水の比抵抗、間隙率・割れ目、温度などの影響を受けるが、比抵抗のデータのみからはそれぞれの影響を読み取ることはできない。したがって、他の調査手法を組み合わせることによって、比抵抗のデータに含まれるこれらのパラメータを、解析することは重要な課題である。

物理探査学会 (2017) は、異なる探索手法を組み合わせることで、より信頼度の高い地質工学モデルを構築できることを示している。例えば、二粒子岩石モデル (Dvorkin et al., 2002) を用いることにより、比抵抗構造と弾性波速度構造から地下水の比抵抗構造を予測した研究例があり (安藤ほか, 2009 ; 鈴木ほか, 2012 ; 下山ほか, 2012), 間隙率, 飽和度, および地下水の比抵抗の分布が定量的に推定されている。また、比抵抗構造から温度構造を推定する手法も提案されている。石塚ほか (2017) は、坑井において観測された温度および比抵抗の関係から、ニューラルクリギング (Koike et al., 2001) を用い、探索により得られた比抵抗構造から温度分布を推定することが可能であることを示している。高レベル放射性廃棄物の地層処分のサイト選定においては、処分場所が高温環境になることを避けるために、高温の流体である可能性がある深部流体を避けるべきとされている (サイクル機構, 1999) が、高温環境を比抵抗によって抽出できる可能性があり、比抵抗探索の有用性は非常に高い。

以上のように、比抵抗探索に加え、地質調査、地下水調査、および室内比抵抗測定試験を組み合わせたハイブリッドな調査手法により、調査地域の地下深部から表層にかけての高塩濃度地下水の分布を把握することが可能である。また、これらの調査結果に加えて弾性波速度構造や坑井の検層データを用いることで、比抵抗に関係する地盤物性を考慮した、より信頼度の高い比抵抗構造の解釈ができる可能性があり、今後の調査研究によるデータの蓄積が望まれる。

引用文献

- 安藤 誠, 東 宏幸, 内田利弘, 2009: 二粒子モデルを用いた弾性波速度と電気伝導度の組合せ解釈, 物理探査学会第 121 回講演論文集, Vol.121, pp.87-90.
- Dvorkin, J., Mavko, G., Mukerji, T., 2002: Rock physics reservoir characterization – Approaches and methods tutorial -, Stanford University, S150-006.
- 古谷 元, 渡部直喜, 小松原岳史, 佐藤 修, 丸井英明, 2005: 新潟県東頸城地域の地すべり土塊内における高濃度 Na-Cl 型地下水の分布とその起源, 応用地質, Vol.45, No.6, pp.281-290.
- 石塚師也, 茂木 透, 菅野倖太郎, 山谷祐介, 内田利弘・梶原竜哉, 2017: ニューラルクリギングを用いた比抵抗データからの葛根田地熱地域の温度構造の推定, 物理探査学会第 137 回講演論文集, Vol.137, pp.195-196.
- 核燃料サイクル開発機構, 1999: わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性 - 地層処分研究開発第 2 次取りまとめ - 総論レポート, JNC-TN1400-99-021.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一・大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 2014, 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, Vol.44, No.1, pp.3-16.
- Koike, K., Matsuda, S., Gu B., 2001: Evaluation of interpolation accuracy of neural kriging with application to temperature-distribution analysis, Math. Geol., Vol.33, pp.421-448.
- 村上裕晃, 田中和広, 2015: 島根県津和野地域に分布する高塩濃度地下水の地球化学的特徴と湧出機構, 地下水学会誌, Vol.57, No.4, pp.415-433.
- 下山みを, 鈴木浩一, 江波戸昌徳, 小林貴幸, 東 宏幸, 2012: ロックフィジクスを用いた S 波速度と比抵抗の複合解析手法の検討, 物理探査学会第 127 回講演論文集, Vol.127, pp.139-142.
- 鈴木浩一, 2003: 結晶質岩及び堆積岩試料の比抵抗特性に関する研究一間隙水比抵抗と表面伝導現象が岩石比抵抗に及ぼす影響について, 物理探査, Vol.56, pp.107-116.
- 鈴木浩一, 佐藤浩章, 近藤浩文, 吉村公孝, 江波戸昌徳, 今井幹浩, 小林貴幸, 2012: 沿岸域堆積軟岩地点での物理探査データの複合解析 - 微動アレイ探査および電磁探査結果への適用 -, 物理探査学会第 127 回講演論文集, Vol.127, pp.143-146.
- 田中和広, 東田優記, 村上裕晃, 2013: 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造, 日本水文科学会誌, Vol.43, pp.137-150.
- 渡部直喜, 佐藤壽則, 古谷 元, 2009: 新潟地域の大規模地すべりと異常高圧熱水系, 地学雑誌, Vol.118, No.3, pp.543-563.
- 安川知里, 田中和広, 2008: 山口市湯田温泉の温泉水の地球化学的特徴と起源, 山口地学会誌, Vol.60, pp.9-20.
- Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K., Oikawa, T., 2006: Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high ^3He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.149, pp.47-61.
- Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K., Hama, Y., 2015: Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, Journal of Geophysical Research: Solid Earth,

10.1002/2014JB011598, pp.2279-2291.

7 まとめ

本研究では、比抵抗探査に加えて、地質、地下水、および室内比抵抗測定試験によるハイブリッドな手法により、それぞれのサイトにおいて高塩濃度地下水の分布、流動特性を明らかにした。その結果、以下に示す重要な知見を得た。

- ・ 白亜紀の基盤岩に、第四紀の堆積層が被覆する山口県徳佐地点において、地質調査、地下水調査、岩石試料を用いた比抵抗の室内試験、比抵抗探査、および数値シミュレーションを実施した。その結果、ボーリング孔から湧出する高塩濃度地下水は、スラブ由来の深部流体が寄与することが想定され、それが断層に沿って上昇し、堆積層まで上昇した後、表層地下水と混合し河川方向に流動すると結論づけた。これは、深部流体が深部から地表にかけて、俯瞰的にどのように流動するかを明らかにした事例である。
- ・ 新第三紀の堆積岩地域で地すべりの多発地帯である新潟県東頸城丘陵において、地形判読、地質調査、地下水調査、現場試料を用いた室内試験、および比抵抗探査を実施した。その結果、地すべり地形の発達するエリアの地下には深度 100 m 以内に高塩濃度地下水が分布すると考えられ、それより上位には淡水が分布すると考えられた。この高塩濃度地下水は、海水起源の地層水と考えられ、地表付近では天水により地下水の塩濃度が低下することで、岩石の強度が低下すると考えられ、そのことにより地すべりが多発すると結論づけた。これは、地形的な観点から見た現象である地すべりと、地すべりが発生する場である地質、および地下水のデータを得ることで、地すべり多発地帯で想定される地すべりの素因を推定した事例である。
- ・ ジュラ紀の変成岩地域において温泉が湧出する湯田地点については、地質調査、地下水調査、現場試料を用いた室内試験、比抵抗探査、および数値シミュレーションを実施した。その結果、温泉水のほとんどは天水起源であり、基盤岩に貫入する石英斑岩を主な流動経路としていと考えられた。本地域の探査結果では、温泉水の流動経路は確認できておらず、これは、温泉水の EC が 100 mS/m 程度と低かったこと、流動経路として機能している領域の幅が 100 m 以下であったことが原因と結論づけた。これは、探査結果からは明らかとならなかった温泉水の流動経路を、地質調査、地下水調査、および数値シミュレーションにより推定できた事例である。一方で、高塩濃度地下水の分布を可視化できなかった理由として、流動経路と基盤岩との比抵抗の差が小さいこと、湯田地点の基盤岩を覆う低比抵抗の堆積層の厚さが約 100 m と厚く、基盤岩領域に対する感度が弱くなったことが考えられる。
- ・ 本研究で高塩濃度地下水の分布の可視化のために実施してきた比抵抗探査に加え、地下水の流動場の理解のための地質調査、地下水自体の地化学特性を把握するための地下水調査、および現場の岩石試料を用いた室内比抵抗測定試験は、調査地域の比抵抗構造の解釈を助ける役割を果たした。以上の調査手法を組み合わせたハイブリッドな調査により、高塩濃度地下水の分布を解明することができ、また断層や割れ目帯を流動経路としている高塩濃度地下水

の分布領域の推定に応用することも可能である。これは、比抵抗探査のみの調査と比較して、比抵抗構造の解釈をより深めることが可能であることを示しており、本手法が大規模な地下利用施設の建設などにおける詳細な調査のための重要な基礎情報を提供することが期待される。

謝辞

本研究を進めるにあたり、鈴木浩一北海道大学工学研究科特任教授には、本研究の調査において多大なご協力をいただいただけでなく、私の学位取得に向けて丁寧なご指導を賜りました。北海道大学大学院工学研究科 佐藤努教授、富山慎吾教授、山口大学大学院創成科学研究科 太田岳洋教授には、お忙しい中、本論文の審査をお引き受けいただき、貴重なご意見をいただきました。田中和広山口大学名誉教授には、筆者が学部生の頃から大変お世話になり、博士論文の執筆にあたってもご協力いただきました。深田地質研究所理事長千木良雅弘博士には、京都大学大学院博士課程においてなかなか研究成果を出せないでいた私に対し、学位取得への道を開いていただきました。熊本大学大学院自然科学研究科の嶋田純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きました。渡部直喜新潟大学災害・復興科学研究所准教授には、水質および同位体分析全般について、多大なご協力をいただきました。国立研究開発法人産業技術総合研究所の風早康平博士をはじめ同研究グループの方々には、有益なご助言、ご指摘をいただきました。国立研究開発法人日本原子力研究開発機構の笹尾英嗣博士、島田耕史博士、村上裕晃博士には、博士論文の執筆にあたり有益な議論をしていただき、多大なご協力をいただきました。株式会社石油資源開発の横井悟氏には、日本海東縁の深層地下水に関する有益な情報を提供していただきました。有限会社ネオサイエンスの城森明博士には電磁探査に関して有益な助言をいただきました。地質試料の物性測定は株式会社セレスの谷口友則氏にご協力いただきました。CSAMT法の測定データの二次元解析は株式会社電力計算センターの高橋健吾氏にご協力いただきました。地下水のイオン濃度分析には山口大学研究推進機構総合科学実験センターの藤原勇准教授と山口大学大学院理工学研究科の村上良子准教授にお世話になりました。各地点におけるCSAMT法の測定時には、山口大学理学部地球科学教室の越智亮太氏、小松原大氏、長谷川玲子氏、石川真帆氏、池田眞一郎氏、河内貴子氏、深見潤氏、田河翔太氏、頭島菜津子氏、佐々木千穂氏、原田悠暉氏、村松彩香氏、牛見龍也氏、岡本奈波氏、京都大学大学院理学研究科の松四雄騎准教授、荒井紀之博士、平田康人博士、楊哲銘博士、當坂康紘氏、佐藤達樹氏に多大なご協力をいただきました。山口市阿東支所の方々には現地で調査が行えるように便宜を図っていただきました。上越東農林事務所の農村整備課、工務課、森林施設課、および上越森林管理署の安塚治山事務所の方々には、貴重な地すべり調査データを提供していただきました。経済産業省ならびに独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構には、基礎試錐「東頸城」および「富倉」の資料を提供していただき、公表の許可をいただきました。上越市安塚区の総務地域振興グループの方々、および蒲川原区総合事務所の方々には、現地で調査が行えるように便宜を図っていただきました。湯田温泉の温泉水の採水の際には、温泉を管理している湯田温泉配給協同組合、ホテルうえの、西村屋、翠山荘の方々にご協力いただき、情報提供していただきました。湯田温泉配給共同組合の阿部正昭氏には貴重な泉源ボーリングのコア試料を提供していただき、情報提供していただきました。内外地下開発の横山訓久氏には貴重な泉源ボーリングのコア試料とともに、情報提供をしていただきました。東頸城における調査には、新潟大学・災害復興科学研究所共同研究助成金、深田研究助成金、東京地学協会調査研究助成金、京都大学防災研究所研究助成金を用いました。清水麻由子氏、安武香織氏、井柳卓也氏、浅野慶治氏、岳孝太郎氏、中嶋新氏、安富達就氏、辻哲也氏、福田健二

博士，塚原柚子氏，小形学博士，川村淳氏，末岡茂博士には，お忙しい中，論文作成に関する相談をさせていただきただけでなく，研究で行き詰まり辛いときにも精神的に支えていただきました。

以上の方々と，ここには書ききれない，支えてくださった多くの方々に深く感謝し，この場を借りて厚くお礼申し上げます。

最後に，わがままに行動する私を心配し，見守ってくれた両親に感謝します。