

香川大学学位論文

地質工学的評価による地下水流動層の
形成要因の解明

Elucidation of factors forming groundwater flow layer by
geotechnical evaluation

2021年3月

博士（工学）申請

宮地 修一

Shuichi MIYAJI

要 旨

生命の水としての地下水は、人類にとっても非常に重要で身近な存在である。しかし、地下に存在し地下を移動することからほとんど見ることができず、評価や予測することが難しい存在である。地下水の流れは、地下水面の高い領域で涵養され、流域の最低所の川などへ流出する。また、涵養された水の 80~90%は局地流動系（表層の地下水流動系）を通過して地表へ流出し、河川水や湖水および海水との交流もある複雑系である。したがって、地下水流動の実態を明らかにすることは重要であり、広域的かつ地形・地質的視点は必要不可欠である。

これまでの地下水流動の研究は、地下水の流れ、地下水の涵養や流出および帯水層の性状を定性的に調査・考察したものが多く。しかし、地下水が流動する地層の形成過程や形成要因まで踏み込んだ研究は少なく、地下水流動層の本質は未だ十分に解明されていない。なお、本研究では、地下水流動層（いわゆる「水脈」や「水みち」）を「帯水層の中でも透水性の高い地盤で構成され、流速が周辺と比べて大きく、顕著な地下水流動が発生する範囲」と定義する。

古くから、地下水の枯渇や水位低下および水質悪化、沿岸部での塩水化問題など様々な地下水障害が報告され、近年、これらの問題は世界各地で確実に進行している。その要因は、地下水流動層の性状（透水性、規模、分布や連続性）を精度よく評価することが出来なかった可能性が考えられる。したがって、地下水流動層の適正な評価は、効果的な地下水資源の開発・利用や維持管理、安全で経済的な建設工事の実施、土壌・地下水汚染の把握や拡散予測等の環境保全などを適切に遂行する上で非常に重要である。

本研究では、地形、ボーリングや土質試験等の地盤データ、降水量・地下水位や水質等の水文データ、電気探査や常時微動探査等の物理探査データを地質工学的に評価し、地下水流動層の分布や性状から地下水流動層の形成要因を解明した。また、地下水流動を効果的にとらえる電圧差分法電気探査も活用し、地下水流動層の変形がもたらす扇状地河川の瀬切れを手掛かりに、地形に現れない伏在活断層を発見する一手法も提案した。

初めに、地下水流動層に関わる地下水障害の文献レビューの中で、地形・水理地質・気象等の条件に着目し、海岸平野における地下水の塩水化・淡水化リスクを評価・予測した。沿岸部の地下水の塩分濃度は、集中降水や人為的な河川や海岸堤防の

地質工学的評価による地下水流動層の形成要因の解明

改修工事等で大きく変化すると、塩水化による飲用不可、農作物の減収、また淡水化による海水養殖魚の死滅などの地下水障害へ発展する。塩水化の事例では、河川改修工事の地下水排除によって地下水位が低下し、塩淡水境界や塩水コーンの上昇による地下水の塩水化状況を詳細に調査した。その結果、淡水地下水の供給量が多い地域は塩水化リスクが低いことを実証できた。淡水化の事例としては、ヒラメの養殖に影響を与える累積降水量を統計的に推定し、ヒラメが死滅する降水量指標を提案した。この指標を用いて、2014年8月の記録的降水が、ヒラメの死滅に影響を与える淡水化現象を引き起こしていたことが判明した。

臨海沖積低地での地下水流動層の形成に関する研究では、地形・ボーリング・地下水位および水質等の水理地質データを総合的に解析し、海岸砂洲の地下にある透水性の高い明褐色の礫を含む砂礫層が土石流によって形成されたことを明らかにした。この砂礫層は、沿岸部の砂層を削り込み、砂洲を突き破って海へ達することによって、沿岸部の地下水流動層になったと考えられる。この地下水流動層の存在が陸からの大量の淡水地下水を海岸平野へ供給し、塩水化リスクを低下させていることも明らかとなった。また、地下水流動層は、局所的かつ一時的な地質現象によっても形成されることから、地形発達史や堆積物の特性等も考慮した水理地質構造の評価が重要であることも示した。

電圧差分法電気探査の有効性に関する研究では、地下水流動層の分布や流動性を効果的に評価できるかを検証した。電圧差分法とは、比抵抗2次元電気探査の電極配置において2回の探査を行い、通常比抵抗値に加え、地下水流動により強制分極現象が強調された比抵抗変化率も得る方法である。検討では、丘陵地の谷底平野での探査を実施し、探査結果から地下水量が異なると推定される2箇所に揚水孔を設置して、コア性状と段階揚水試験による限界揚水量を用いて評価した。その結果、通常電気探査では地下水流動範囲や流路の推定に限界があるが、比抵抗変化率も含めて解析することで流動層の推定精度が向上することを明らかにした。

扇状地河川の瀬切れを手掛かりに伏在活断層を発見する研究では、瀬切れ地点の地形・地質解析、3種類の物理探査を実施し、既往の水理地質データも含めて、表層の帯水層、下位の焼尾層(Yk)の性状や分布および帯水層厚変化の要因について考察した。その結果、香東川扇状地の瀬切れ地点では、未知の伏在活断層である仏生山断層(仮称)の鉛直変位に伴う撓曲構造が、一定の広がりをもつ比高20~40mの帯水層厚の変化を形成している可能性が高いことが判明した。この仏生山断層(仮

称)は、長尾断層と雁行する東西性の未知の活断層で、最新活動時期が10～11世紀(平安時代の中期から後期)、上下方向の平均変位速度が0.04～0.08m/千年程度の活動性を有する可能性がある。また、扇状地河川の瀬切れは、地形に現れない活断層の存在を示唆する一要因となり、活断層発見の新たな手掛かりになるものと考えられる。

本研究では、通常の地形・水理地質データに地形発達史も考慮した地質工学的解析により、表層の地下水流動層の分布や性状および形成要因を評価することによって、以下の事項を明らかにした。

- 1) 地下水流動層を見つけ出す方法として、地形発達史に加え、河川上流の地形・地質に着目することが重要である。
- 2) 地下水流動層が形成される一要因として土石流があることを発見した。具体的には、地すべりダム決壊洪水の様な水分の多い突発的な土石流現象である可能性が高いと考えている。
- 3) 一定規模の地下水流動層が形成されれば、経路が埋没し河川流路が変化しても地下水流動層は地中に残り、地域の安定的な淡水地下水供給源となる。
- 4) 通常の電気探査では地下水流動範囲や流路の推定に限界があるが、電圧差分法電気探査の比抵抗変化率も含めて解析することで、精度の高い地下水流動層評価が可能となる。
- 5) 香東川扇状地の瀬切れ地点では、未知の伏在活断層である仏生山断層(仮称)の鉛直変位に伴う撓曲構造が、一定の広がりをもつ比高20～40mの帯水層厚の変化を形成している可能性が高い。
- 6) 仏生山断層(仮称)は、長尾断層の約6km北側を雁行する東西性の未知の活断層で、長尾断層に匹敵する規模と活動性を有する可能性があり、長尾断層より県都高松市にも近いことから、地震防災上重要と考える。
- 7) 扇状地河川の瀬切れは、地形に現れない伏在活断層発見の新たな手掛かりになるものとする。

これらの知見は、安全で効率的な地下水資源の開発・利用や維持管理、安全で経済的な建設工事の実施、土壌・地下水汚染の把握や拡散予測等の地下水環境保全や、既往活断層分布の見直しや新たな活断層調査手法の提案等の地震防災に貢献するものであり、安全・安心な人々の生活や効果的な社会産業活動の実現に寄与するものとする。

Elucidation of factors forming groundwater flow layer by geotechnical evaluation

Shuichi MIYAJI

Abstract

Groundwater as the water of life is very important and familiar to humankind. However, groundwater exists underground, it is almost invisible and difficult to evaluate and predict. Groundwater flows are recharged in areas of high groundwater table, and runoff into the lowest point of the basin. In addition, many of the recharged water runoff to the local system of groundwater flow, and it is a complex system that interacts with river water, lake water, and seawater. Therefore, it is important to clarify the groundwater flow, and a wide-area, topographical and geological viewpoint is indispensable.

Much of the study on groundwater flow to date has qualitatively investigated and considered groundwater flow, groundwater recharge and runoff, and aquifer characteristics. However, few studies have gone into the formation process and factors of the formation of the groundwater flow layer, and the essence of the groundwater flow layer has not yet been fully elucidated. In this study, the groundwater flow layer is defined as "high permeability in the aquifer, and the range where remarkable groundwater flow occurs."

Since ancient times, various groundwater disorders such as groundwater depletion, water level drop and water quality deterioration, and coastal salinization have been reported. It is possible that the cause was that the properties of the groundwater flow layer could not be evaluated accurately. Therefore, proper evaluation of the groundwater fluidized bed is very important for proper execution of development, utilization and maintenance of effective groundwater resources, implementation of safe and economical construction work, understanding of soil and groundwater pollution and prediction of diffusion, etc.

In this study, ground data, hydrological data, and geophysical exploration

data were evaluated geotechnically, and the factors forming the groundwater flow layer were clarified from the distribution and properties of the groundwater flow layer. In addition, a method of discovering concealed active faults that do not appear in the topography was proposed by utilizing the voltage difference method electrical exploration, which is effective for groundwater flow, and using the losing stream of alluvial fan rivers.

First, as a literature review of groundwater damage caused by the fluidized bed of groundwater, the risk of salinization and dilution of groundwater in the coastal plain was evaluated and predicted in consideration of topography, hydraulic geology, weather, etc. If the salinity of groundwater in the coastal area changes significantly due to concentrated precipitation or construction, it will develop into groundwater obstacles such as inability to drink due to salinization and a decrease in crop yield. In the case of salinization, it was demonstrated that the difference in the supply of freshwater groundwater affects the risk of salinization, which is caused by the rise of the fresh-saline boundary due to the decrease in the groundwater table. As an example of dilution, the cumulative precipitation affecting flatfish farming was statistically estimated, and it was found that the record precipitation in August 2014 was a dilution affecting the death of flatfish.

In this study, by comprehensively analyzing hydrological geological data such as topography, boring, groundwater level and water quality, it was found that a highly permeable sand gravel layer including light brown gravel which is located beneath coastal area may have been formed by a debris flow. And this gravel layer penetrated the bar and reached the sea, it have acted as main groundwater flow channel of the coastal area. It is important to evaluate hydrogeological structure considering geomorphic evolution history and sediment characteristics because groundwater flow channel is formed by single local geological events.

In the study on the effectiveness of voltage difference method electrical exploration, the effectiveness of groundwater fluidized bed evaluation was verified. The voltage difference method is a method of obtaining the resistivity

value and the resistivity change rate in which the forced polarization phenomenon is emphasized by performing two surveys with the electrode arrangement of the resistivity two-dimensional electrical survey. Using the core properties of the two pumping holes and the critical pumping amount by the stepped pumping test as indicators, it was clarified that the estimation accuracy of groundwater flow is improved by analyzing the resistivity value and the resistivity change rate.

In the study of discovering concealed active faults by the losing stream of alluvial fans, topographical and geological analyzes and geophysical surveys were conducted to examine the factors behind changes in geological properties and distribution and aquifer thickness. It was found that the large change in aquifer thickness with a relative height of 20 to 40 m is likely to reflect the flexural structure of a concealed active fault of the Busshozan fault (tentative name). This fault is an unknown active fault that runs alongside the Nagao fault, and may have an activity with the latest activity period of the 10th to 11th centuries (mid to late Heian period) and an average vertical displacement velocity of about 0.04 to 0.08m / thousand years. In this case, it shows that the losing stream in the fan is a clue to discover concealed active faults.

In this study, the following items were clarified by evaluating the distribution, properties, and formation factors of the surface groundwater flow layer by geotechnical analysis that considers the history of geomorphic evolution in addition to topographical and hydraulic geological data.

- 1) When finding a groundwater flow layer, it is important to attention the topography and geology of the upstream of the river in addition to the history of geomorphic evolution.
- 2) It was discovered that one of the factors forming the groundwater flow layer is debris flow. It is highly possible that it was a moist debris flow phenomenon such as a landslide dam outburst flood.
- 3) If a groundwater flow layer of a certain scale is formed, it will remain in the ground even if the channel is buried or the river channel changes, and it will be a stable source of fresh groundwater in the area.

4) The ordinary electrical exploration has a limit to the evaluation of groundwater flow, the analysis accuracy can be improved by analyzing the resistivity including the resistivity change rate of the voltage difference method electrical exploration.

5) It was found that the large change in aquifer thickness with a relative height of 20 to 40 m is likely to reflect the flexural structure of a concealed active fault of the Busshozan fault (tentative name).

6) The Busshozan Fault (tentative name) is an unknown active fault that runs about 6 km north of the Nagao Fault, and may be on a scale comparable to the Nagao Fault, and is considered to be important for earthquake disaster prevention.

7) The losing stream of alluvial fan rivers are considered to be a new clue for discovering concealed active faults that do not appear in the topography.

These findings contribute to the conservation of the groundwater environment such as development and operation of safe and efficient groundwater resources, safe and economical construction work, and countermeasures for soil and groundwater pollution, and the earthquake disaster prevention such as review of existing active fault distribution and proposal of a new active fault survey method, and are considered to contribute to safe and secure people's lives and realization of effective industrial activities.

【 謝 辞 】

本論文は、令和 2 年度の学位論文として香川大学大学院に提出したものである。本論文の作成・発表にあたり、同大学院工学研究科安全システム建設工学専攻の長谷川修一教授をはじめ、山中稔教授、野々村敦子准教授には終始有益なご指導・ご鞭撻を賜りました。深く感謝いたします。

また、本論文は数多くの方々からのご指導、ご支援、ご協力のもと完成することが出来ました。

高知大学農学部(当時)の(故)大年邦雄教授、藤原拓教授、当時の学生の方々には、現地調査・解析に対してご協力、ご助言をいただいた。

国立研究開発法人海洋研究開発機構の金松敏也氏(博士(理学))には、海底地形図の作図にあたりご助言・ご助力頂いた。

株式会社四電技術コンサルタントの田村栄治氏(博士(工学))には、地下水流動層や地すべりの存在や特性評価において、有益なご助言やご教授頂いた。また、菅原大介氏には、GIS データ解析、物理探査結果の解釈や堆積構造の評価において、ご協力・有益なご助言を頂いた。

(株)ジェイ・シー・アールの川崎逸男氏、永野芳弘氏には、電圧差分法電気探査の実施や解析をご協力いただき、有益なご助言を頂いた。

合同会社スイモン LLC の栢木智明氏、寺本光伸氏には、地下水調査や堆積層の透水性の評価など、有益なご助言を頂いた。

構営技術コンサルタント(株)の土居範昭氏、(株)第一コンサルタンツの須内寿男氏には、地下水調査の実施や結果の解釈についてご教授頂いた。

応用地質(株)の小西千里氏、高橋貴子氏には、2次元微動アレイ探査の実施や解析をご協力頂いた。

田村ボーリング(株)の田村彰三氏には、さく井に関する貴重な地質データをご提供頂いた。

(株)地研の中根久幸氏、中島昇氏には、有益なご意見やご配慮を頂いた。また、下村育子氏、岡村京子氏には、論文の執筆に際して資料整理や図面作成など、さまざまなご協力をいただいた。

以上の方々に、ここに記して感謝の意を表します。

目 次

第 I 章 序 論	1
1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的	10
1.3 論文の構成	11
第 I 章の引用文献	14
第 II 章 海岸平野における地下水の塩水化・淡水化リスクの評価・予測	17
2.1 はじめに	17
2.2 塩水化リスクの予測事例	18
2.2.1 地形・水理地質構造	18
2.2.2 塩水化リスクの解析結果	22
2.2.3 塩水化リスクの予測と検証	26
2.3 淡水化リスクの評価事例	28
2.3.1 地形・水理地質構造	28
2.3.2 塩分濃度と降水量の関係	30
2.3.3 淡水化リスクの評価と検証	31
2.4 まとめ	35
第 II 章の引用文献	36
第 III 章 土石流が形成した臨海沖積低地の地下水流動経路	37
3.1 はじめに	37
3.2 調査地域の地形・地質特性	39
3.2.1 地形	39
3.2.2 地質	41
3.3 ボーリング調査に基づく水理地質構造	42
3.3.1 ボーリング調査の概要	42
3.3.2 堆積層の土質特性	42
3.3.3 砂層と礫～砂礫層の透水特性	46
3.4 地下水観測に基づく地下水流動経路の推定	48

3.4.1	地下水の変動	48
3.4.2	電気伝導度の変化	50
3.4.3	地下水流動経路の特性	54
3.5	砂洲中における地下水流動経路（Ag-1層）の成因と形成過程	55
3.5.1	Ag-1層の性状と形成要因	55
3.5.2	土石流の発生原因について	56
3.5.3	Ag-1層の形成過程と萩谷川の変遷	59
3.5.4	考察	61
3.6	まとめ	62
	第Ⅲ章の引用文献	63
	第Ⅳ章 電圧差分法電気探査による地下水流動特性の評価について	65
4.1	はじめに	65
4.2	電圧差分法電気探査とは	67
4.2.1	原理	67
4.2.2	探査手法	71
4.2.3	解析手法	73
4.3	事例研究	74
4.3.1	地形・地質概要	74
4.3.2	調査手法	75
4.3.3	結果	76
4.4	考察	80
4.5	まとめ	81
	第Ⅳ章の引用文献	82
	第Ⅴ章 伏在活断層発見の手掛かりとしての扇状地河川の瀬切れ	83
5.1	はじめに	83
5.2	調査地の概要	86
5.2.1	香東川流域の地形・地質	86
5.2.2	長尾断層帯	88
5.2.3	仏生山断層（仮称）と飯山断層（仮称）	89

5.2.4	香東川扇状地の地下水と瀬切れ	89
5.3	扇状地に伏在する活断層の調査方法	92
5.4	地形・地質調査と水理地質	93
5.4.1	地形解析	93
5.4.2	河床部の地質	96
5.4.3	既往ボーリングデータの再検討	97
5.5	物理探査	99
5.5.1	常時微動探査	99
5.5.2	2次元微動アレイ探査	102
5.5.3	電圧差分法電気探査	105
5.6	議論	107
5.6.1	仏生山断層（仮称）の存在の可能性	107
5.6.2	仏生山断層（仮称）と長尾断層帯の関係	110
5.6.3	瀬切れによる活断層発見の可能性について	111
5.7	まとめ	112
	第V章の引用文献	114
第VI章 総括		119
6.1	研究結果のまとめ	119
6.2	研究の意義	122
6.3	今後の研究展開	124
巻末資料 著者公開論文等一覧		125
1.	学術論文・技術レポート（査読有）	126
2.	国際会議発表論文（査読有）	126
3.	論文（査読無，含研究発表論文集）	127
4.	研究発表	128

【 図 表 一 覧 】

第 I 章 タイトル

・ 図-1.1 地形に制約を受けた流れのパターン (Hubbert, 1940 による)	1
・ 図-1.2 地下水流動系の概念 (Tóth, 1963 による)	2
・ 図-1.3 5種の河成複式堆積低地の模式図 (鈴木, 1998 による)	3
・ 図-1.4 得水河川(a)と失水河川(b)における河川と地下水の 交流関係を示す模式図 (杉田ほか, 2009 による)	4
・ 図-1.5 湖と地下水流動系の関係 (McBride & Pfannkuch, 1975 による)	5
・ 図-1.6 不圧帯水層における塩淡水境界面(a)静水圧条件下 (b)定常地下水流動条件下 (Freeze and Cherry, 1979 による)	5
・ 図-1.7 地盤環境に関する地下水問題 (日本地下水学会, 2010 による)	7
・ 図-1.8 地盤の透水・浸透に関する諸問題 (日本地下水学会, 2010 による)	8
・ 表-1.1 地盤の透水・浸透に関する諸問題 (日本地下水学会, 2010 による)	8
・ 図-1.9 研究体系と成果	13

第 II 章 タイトル

・ 図-2.1 調査地の地形と調査位置 (S=1/50,000)	18
・ 図-2.2(1) 塩水化サイトの水理地質モデル (A-A'断面)	20
・ 図-2.2(2) 塩水化サイトの水理地質モデル (B-B'断面)	21
・ 図-2.3 調査地の時期別の地下水面勾配の比較 (2004 年 12 月~2006 年 9 月)	22
・ 図-2.4 2ヶ月間累積降雨量と月別平均水位の関係	23
・ 図-2.5 鉛直方向の EC 値分布	24
・ 表-2.1 積分 EC と平均 EC の比較	24
・ 図-2.6 地下水流量の試算方法と条件	25
・ 表-2.2 地下水流量の試算結果	25
・ 表-2.3 塩水化リスクの比較	26
・ 図-2.7 工事後(2007 年 1 月)の地下水位面等高線と表層地下水の EC 等値線	27
・ 図-2.8 淡水化サイトの水理地質モデル	29
・ 図-2.9 W1 と Sea の塩分濃度と月別降水量の推移 (2014 年)	30
・ 図-2.10 20, 30, 40 日間の前降水量と塩分濃度の関係 (2014 年 2~8 月)	31
・ 図-2.11 30 日間前降水量と塩分濃度の関係と影響閾値	32

・図-2.12 30日間前降水量から推定したヒラメ養殖への影響評価・検証..... 34

第Ⅲ章 タイトル

・図-3.1 調査地の地形とボーリング調査地点等..... 40

・図-3.2 土佐市宇佐町沖の土佐湾の海底地形..... 41

・図-3.3(1) 調査地の推定地質断面 (A-A') 43

・図-3.3(2) 調査地の推定地質断面 (B-B') 43

・図-3.3(3) 調査地の推定地質断面 (C-C') 44

・表-3.1 調査地の地質層序..... 45

・図-3.4 As層とAg-1層の粒径加積曲線(ふるい分析) 46

・表-3.2 帯水層と地下水流動層の粒度・透水特性..... 47

・図-3.5 2005年の地下水位変動と時間降水量および地下水面勾配..... 49

・表-3.3 調査を実施した降水量と潮位状態の組み合わせ 50

・図-3.6 BW-1とBW-4における鉛直方向の電気伝導度分布の比較..... 52

・図-3.7 BW-2とBW-5における鉛直方向の電気伝導度分布の比較..... 53

・表-3.4 塩淡水境界から試算したArea別の地下水流量..... 54

・写真-3.1 新町川河口付近におけるBW-4のコア写真(GL-0~10m) 55

・図-3.8 萩谷川上流域の赤色立体図..... 56

・図-3.9 萩谷川上流域の推定地すべりブロック 57

・写真-3.2 萩谷川上流域の河床に分布する直径4mを超える巨石群..... 58

・図-3.10 萩谷川上流域の河川縦断..... 58

・図-3.11 萩谷川とAg-1層の形成史..... 60

第Ⅳ章 タイトル

・図-4.1 水中イオンが正に帯電した鉱物表面に吸着するモデル 67

・図-4.2 地盤の誘導体モデル..... 68

・図-4.3 地下水流における潜在的な降下モデル..... 69

・図-4.4 従来のIP法と電圧差分法の違い..... 70

・図-4.5 探査測線イメージと測定機器..... 72

・表-4.1 測定機器諸元..... 72

・図-4.6 探査測線とボーリング調査位置..... 74

・ 図-4.7 南北方向の推定地質断面.....	74
・ 表-4.2 電気探査諸元.....	75
・ 表-4.3 ボーリング調査諸元.....	75
・ 図-4.8 比抵抗と比抵抗変化率の分布と解釈.....	77
・ 表-4.4 ボーリング地点の電気探査結果.....	78
・ 図-4.9 P-1 と P-2 のボーリングコア性状の比較.....	78
・ 図-4.10 P-1 と P-2 の揚水試験結果.....	79

第V章 タイトル

・ 図-5.1 既知の活断層のない場所で発生した地震.....	83
・ 図-5.2 重信川の瀬切れと湧水.....	85
・ 図-5.3 調査地の地形と活断層位置等.....	86
・ 図-5.4 讃岐平野の模式断面図.....	87
・ 表-5.1 瀬切れ区間の定義.....	90
・ 図-5.5 調査地の瀬切れ状況.....	90
・ 図-5.6 降水量と瀬切れ時期の関係.....	91
・ 図-5.7 5mDEMによる平均曲率分布.....	94
・ 図-5.8 5mDEMによる香東川扇状地の地形断面.....	95
・ 写真-5.1 瀬切れ地点の表層露頭.....	96
・ 図-5.9 瀬切れ地点の既往ボーリング位置と推定河川縦断地質.....	98
・ 表-5.2 瀬切れ地点周辺の既往ボーリングデータ.....	98
・ 表-5.3 常時微動探査機器(McSEIS-MT NEO)の仕様.....	99
・ 図-5.10 香東川瀬切れ地点別の第1ピークの振動特性.....	101
・ 図-5.11 第1ピークの振動特性変化と瀬切れ位置の関係.....	101
・ 表-5.4 2次元微動アレイ探査機器(McSEIS-AT)の仕様.....	102
・ 図-5.12 探査測線とS波速度断面および分散曲線.....	104
・ 表-5.5 電圧差分法電気探査機器の仕様.....	105
・ 図-5.13 電圧差分法電気探査結果.....	106
・ 図-5.14 高松平野における工学的基盤深さの分布.....	107
・ 図-5.15 瀬切れ地点の推定地質断面解釈.....	108
・ 図-5.16 瀬切れ地点の推定地質構造と地下水流動のイメージ.....	112

第 I 章 序 論

1.1 研究の背景

(1) 地下水流動層の定義

地下水流動層, いわゆる「水みち」には明確な定義はないが, 定性的に「帯水層の中でも集中して地下水が流れている箇所」とされている(榎根, 2013). また榎根(1989)によれば, 沖積層中の地下水流動層は, 旧河道や扇状地内の微小な谷部など, 旧河川の流に起因して形成されたものが多いとしている. ほかに, 地下水は, 土粒子の間隙に存在する土中水と岩盤の割れ目に存在する裂隙(れっか)水に分けられ, 間隙や割れ目が繋がって比較的幅があって延長も長くなると, 周辺に比べて地下水が流れ易い「水みち」を形成するとある(西垣, 2007). そこで, 本研究では, 地下水流動層を「帯水層の中でも粗粒分を主体とする透水性の高い土質で構成され, 流速が周辺と比べて大きく, 顕著な地下水流動が発生する範囲」と定義することとした.

(2) 地下水流動と地下水の機能

地下水の流れに関する研究としては, King (1899) による「地下水面はどこにおいても地形の起伏を反映しており, 水は地形の高いところから低いところに移動する」ことを, 理論と現場による解析で導き出されたことが始まりとされている. この概念モデルは, Hubbert (1940) によって提案され, King の測定によって明らかとなった地下水面の形と地形の関係がこのモデルに忠実に再現され, 互いに交差する流線と等ポテンシャル線により地下水の流れが表現されている(図-1.1).

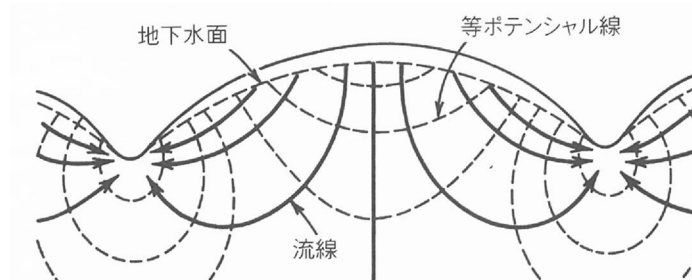


図-1.1 地形に制約を受けた流れのパターン (Hubbert, 1940による)

これに, 地下水流における地質の影響を, 透水性の違いが作り出す影響として取り入れたのが Tóth (1963) である. Tóth (1963) は, 底面と側面を不透水条件, 上面を傾斜するサインカーブで表した地下水面を与え, ポテンシャル分布と流線をラプラス方程式の解として求めた. その結果, 局地流動系, 中間流動系および地域流動系

からなる地下水流動系の階層構造を示し, 局地流動系は流域の最高所から最低所に向かう地下水の流れ, 局地流動系は近傍の高所から低所へ向かう流れ, 中間流動系は局地流動系を含む中規模な流れが存在することを示した (図-1.2). ここで, 一つの流動系は, 涵養域において隣り合う流線が流出域まで隣り合った流線で構成される範囲と定義されている.

Freeze and Witherspoon (1967) は正接屈折の法則を用いた数値解析で, 地質構造の影響を考慮した地下水流を考察し, 透水層では水平方向, 難透水層では鉛直方向の地下水の流れが卓越すること, 単斜構造では難透水層は深層の地下水を表層に運ぶ機能をも有すること等を明らかにした. その研究の中で, 透水性の高い帯水層は, 主要な流出域に水を輸送する送水管として働き, 地下水の涵養量の大きさと涵養域の分布に影響を及ぼすことを結論付けている.

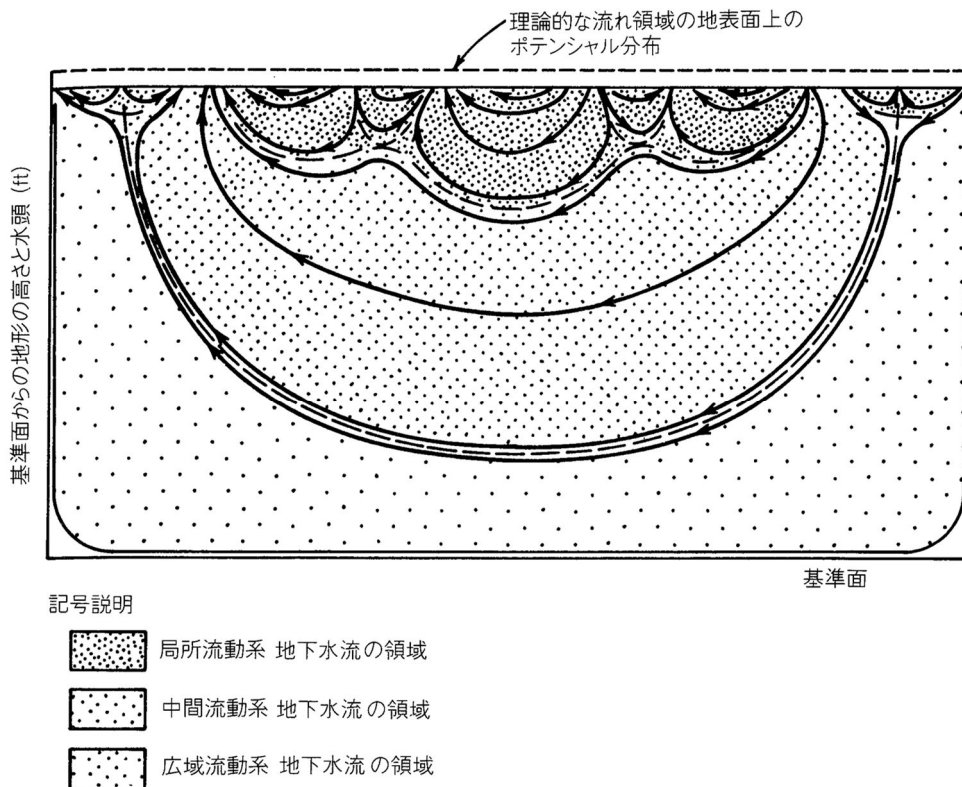
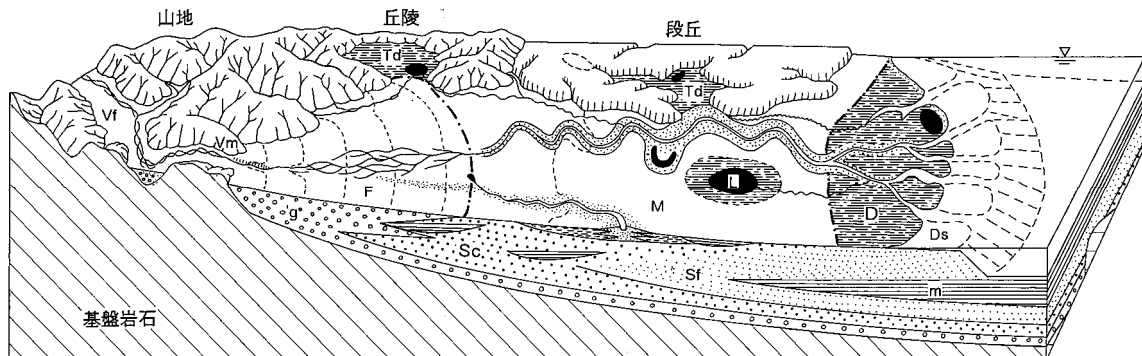


図-1.2 地下水流動系の概念 (Tóth, 1963による)

一般に地下水の流れは帯水層中でおこる. 帯水層とは, 「地下水で満たされた砂礫層などの様に透水性が比較的高く, 地下水が多く存在する地層」を指す(井田, 2009). 台地や丘陵地を含む日本の主な沖積平野では, 飲み水, 産業や営農活動としての地下水利用が行われている. 平野は大縮尺で見ると, 扇状地, 自然堤防, 後背湿地や三角州などの地形配列があり, 数 m スケールの起伏が存在する (図-1.3). この地形が地

下水面に起伏を与えたなら, そこには地下水流動が生じることとなる. なお, 日本の平野は多くが堆積平野であり, 良好な帯水層を構成している.



Vf: 谷底堆積低地, Vm: 谷口, F: 扇状地, M: 蛇行原, D: 三角洲 (Ds: 水底三角洲), L: 湖沼, Td: 支谷閉塞低地, g: 礫層, Sc: 粗粒・中粒砂層, Sf: 細粒砂層, m: 泥層 (シルト・粘土層). 一点太破線は, 扇状地, 蛇行原および三角洲の境界線である.

図-1.3 5種の河成複式堆積低地の模式図 (鈴木, 1998による)

また, 地下水の機能には, 以下の4つが挙げられている (地盤工学会, 2008). 帯水層に影響を与える行為は, これらの機能を低下させることにつながり, 安定的な社会・自然環境の維持が行えない状況となる. したがって, 帯水層の研究は, 地下水の流れや分布を明らかにし, 人類の持続可能な社会を支える地下水特性を知る上でも重要な課題と言える.

① 地象緩和機能

地中に地下水が存在することにより, 地表に大きな荷重が載荷されても地盤の急激な変形が緩和される (圧密現象).

② 気候緩和機能

気温が夏や冬の間に変化しても, GL-2m 程度以深ではそれほど大きな地温変化は起こらず, 地下水の温度も 15°C程度に維持され, 地表面の温度維持にも貢献している.

③ 物質運搬機能

地下水は土や岩石と接することによって, 様々なミネラルを含んだ水となっている. また, 汚染物質などは, 地下水の移動で物質が運搬されながら, 土や岩石に吸着され, 更に土中の化学反応やバクテリアによって, 分解や浄化が行われる.

④ 生態系維持機能

地下水によって多くの植物が維持され, それを取り巻く人類も含め動物等にとっては, 生命体維持として欠かせない存在である.

(3) 表層地下水と河川水, 湖水および海水との交流

浅い地下水は, 河川水や湖水および海水と連続している. したがって, 水と物質の移動形態と, それらの水体が隣接する河川近傍・湿地域・沿岸域等における生態系等に与える影響を明らかにすることは, 環境要因の一つとしての地下水を理解する上で非常に重要である (谷口ほか, 2001).

地下水と河川水は盛んな交流があり, 多くの研究が行われている (Brown, 1986 ; Tremoliers et al., 1993). 例えば, 地下水と河川水の交流を水質や地下水汚染の観点から研究された事例が報告されており, 両者の関係性の深さが明らかとなっている (Driescher and Gelbrecht, 1993 ; Cosovic et al., 1996). 杉田ほか (2009) では, 地下水から河川への流出が生じている場合の得水河川と, 河川水が地下水を涵養している場合の失水河川の概念が示されており, 両者の密接な交流が伺える (図-1.4). 米田 (2001) は, 京都盆地の桂川を対象に, 広域での表層地下水の水質分布測定から, 地下水と河川水の量的な浸出, 浸透関数を説明し, この地域での盛んな水循環について報告している.

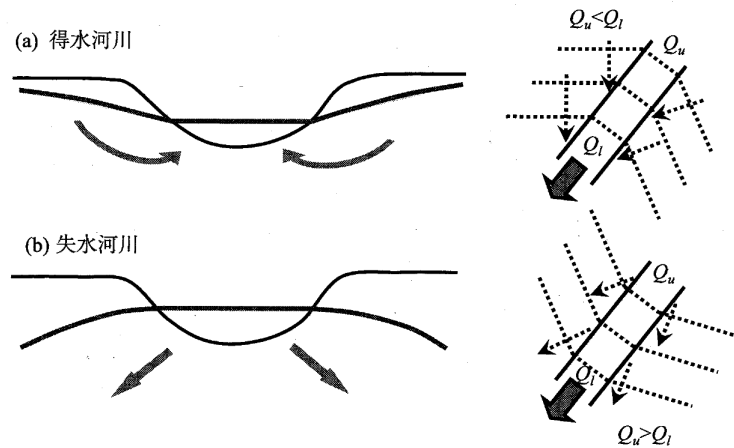


図-1.4 得水河川(a)と失水河川(b)における河川と地下水の交流関係を示す模式図 (杉田ほか, 2009による)

左側は断面図, 右側は河川と周辺の地下水面等高線図 (破線) との関係を示す平面図, Q_u は, 上流側の河川流量を, Q_d は下流側の流量を, また矢印は地下水の流線を示す.

地下水と湖水の交流では, McBride & Pfannkuch (1975) の地下水流動モデルの概念が示され, 地下水面の形状の違いにより, 湖底面を通じての湧出 (または漏水) することが判明している (図-1.5). 小林 (1994) によれば, Seepage meter 法による湖底漏出地下水の観測を長期間行い, 琵琶湖へ流入する年間地下水量を推定している.

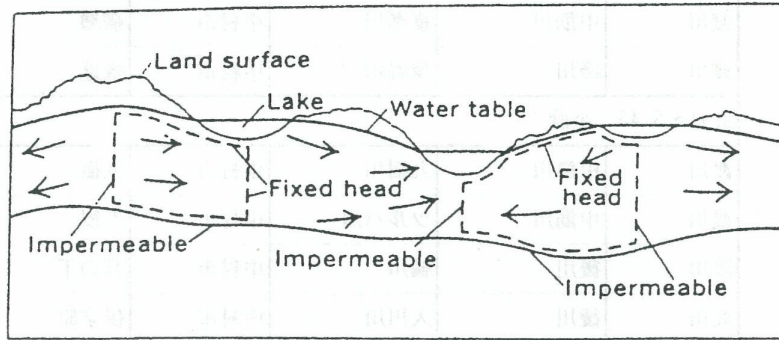


図-1.5 湖と地下水流動系の関係 (McBride & Pfannkuch, 1975による)

地下水と海水の交流に関しては, Freeze and Cherry (1979) の不圧帯水層における塩淡水境界面の形状が示され, 静水圧条件下では $Z_w = 40Z_s$ の関係式 (ガイベンヘルツベルグ式, Badon-Ghyben, 1888-1889; Herzberg, 1901) が導かれている (図-1.6, (a)). しかし, 現実には降水-浸透-流動-流出の一連の水循環によって形成される地下水流動系により, 塩淡水境界面は, 通常沖合と海底地下深くへ押し出されることが知られている (図-1.6, (b)).

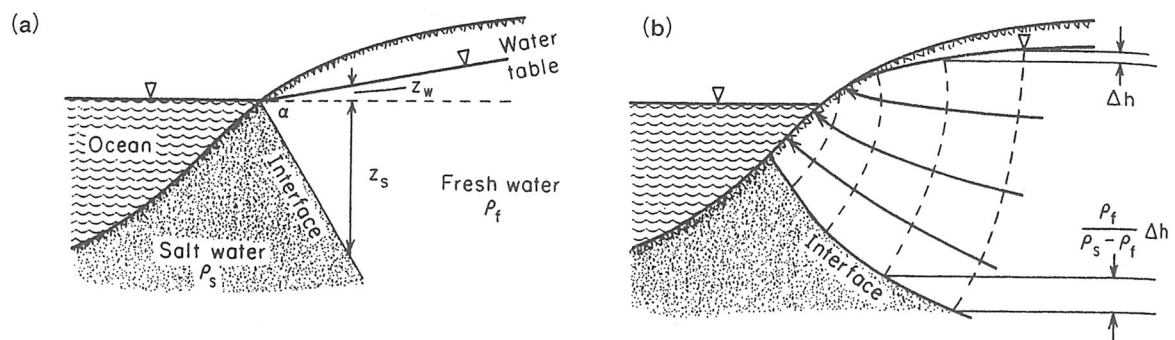


図-1.6 不圧帯水層における塩淡水境界面(a)静水圧条件下(b)定常地下水流動条件下 (Freeze and Cherry, 1979による)

以上より, 帯水層中に分布する表層地下水は, 地下水流動が変化することによって, 水位, 水量や水質等が大きくかつ急激に変化することとなり, これらを適正に把握することは, 地下水流動の本質を明らかにすることにつながる.

(4) 地下水流動層に関するこれまでの研究

池田ほか (1999) は, 地下水温が地下水涵養域では平均値よりも低温, 流出域では高温となる特性を利用し, 複雑な地質構造に規制された北海道美々川地下水域の地下水流動系を明らかにした. 酒井ほか (2012) は, 地下水位と透水係数および水質分

析結果から, 北海道サロベツ原野南部の沖積層内の水文地質構造と地下水流動を明らかにした. これらの研究では, 主に広域的な地下水の流れを考察されている. 一方で, 新藤・石川 (1985), 塩崎 (2010) は, 数 km 四方の比較的狭域なエリアの地盤モデルや地下水位変動などから, 地下水流動の方向や性状を定性的に考察し, 地形・地質的要因の重要性を指摘している. しかし, これまでの研究では, 地下水流動層の形成要因や形成過程にまで検討した事例はほとんどない. 一方で, 帯水層や地下水流動経路の把握不足や不正確な評価による地下水トラブルについては, 多数の報告がある. 西垣 (1988) は, 地盤掘削時の掘削範囲への地下水移動をシミュレートする地盤モデルにおいて, 帯水層分布の設定が出力地下水位等に大きく影響するとしている. 井内・安富 (2004) は, 下水管設置工事による地下水位低下工法が, 周辺井戸への塩水化障害を発生させたことを, 移流分散モデルを用いた数値解析で立証している. また, 高橋・大年 (2008) は, 臨海部における河川改修による河道掘削により地下水の水位低下と塩水化を招き, 地域の地下水利用に大きな被害を与えたことを報告している.

以上の様に, 沖積平野における表層の地下水流動層の性状や分布および流れを詳細に検討することは重要であり, 検討に際して, 地形発達史や地質構造なども考慮した地質工学的アプローチは必要不可欠であると考え.

(5) 地下水流動層の主な調査方法に関するこれまでの研究

地下水流動の研究において, 地下水面の形態や広がり把握することは重要で, 「地下水面の研究は, 地下水研究の第一歩」とも言われている (井田, 2009).

最も一般的な調査は, ボーリングによる観測孔や既設井戸等による地下水位観測であり, 地下水の変化から帯水層厚の変化や地下水流動を推定した研究は多数ある (遠藤ほか, 1984; 横田ほか, 2011; 石原ほか, 2012).

ボーリング孔での塩水や水温等のトレーサを利用した地下水検層としては, 馬原ほか (1994) は, 色々な天然に存在する環境同位体(放射性同位体, 安定同位体)測定方法に地下水調査を紹介し, 精度向上のために水質分析技術の向上が欠かせないこと, 別途集められた水理地質的情報と組み合わせて解釈することの重要性を指摘している. 西垣ほか (2018) では, 孔内流速検層装置を用いた多層帯水層の透水性評価を行い, 地層ごとの詳細な透水係数の設定が行えることを報告している.

電気探査 (狭域, 浅部) や電磁波探査 (広域, 深部) およびトモグラフィとしては,

比抵抗値とその分布から, 帯水層を概略的に推定したことが多い. 井上 (1979) は, 比抵抗法を用いて, 扇状地の帯水層分布や, 盛土地盤の含水状況を把握している. 入江ほか (1982) は, 充電率法を用いて, 砂礫層中の地下水, 礫岩中の地下水, 石灰岩中の空洞水等を表現し, 粘土, 粘土岩, 硫化物や金属鉱物等の存在には注意が必要であることを指摘している. 平出ほか (2009) は, カンボジアプノンペン市で比抵抗垂直探査を行い, 比抵抗値から粘土層, 砂層, 基盤岩の地層区分を行っている.

地温探査では, 奥山 (1989) は, 地下水が持つ温度の性質を利用した地温探査法について理論的検討と野外実験による検証を行い, 明瞭な地温異常が地下水流脈の存在を反映しているとの確証を得ている.

以上の様に, 地下水流動性を評価する手法はいくつか存在するが, 地下水流動層の分布や流動性を評価する手法としては, 電気探査が主流である.

(6) 地下水流動層の適切な評価の重要性

地下水が含まれる地盤環境に関する地下水問題としては, 日本地下水学会 (2010) によれば, ①地盤および土構造物の安定と地下水との関係に関する問題, ②広域の地下水流動と地下水利用による地盤沈下や地中構造物の設置等による地下水の流動阻害とそれを回避するための地下水流動保全に関する問題, ③地盤内の種々のエネルギーに関するプロジェクトに利用しようとしたときの問題および④地下水の質に関する課題で, 土壌や地下水の汚染に関する課題が挙げられている (図-1.7, 1.8, 表-1.1).

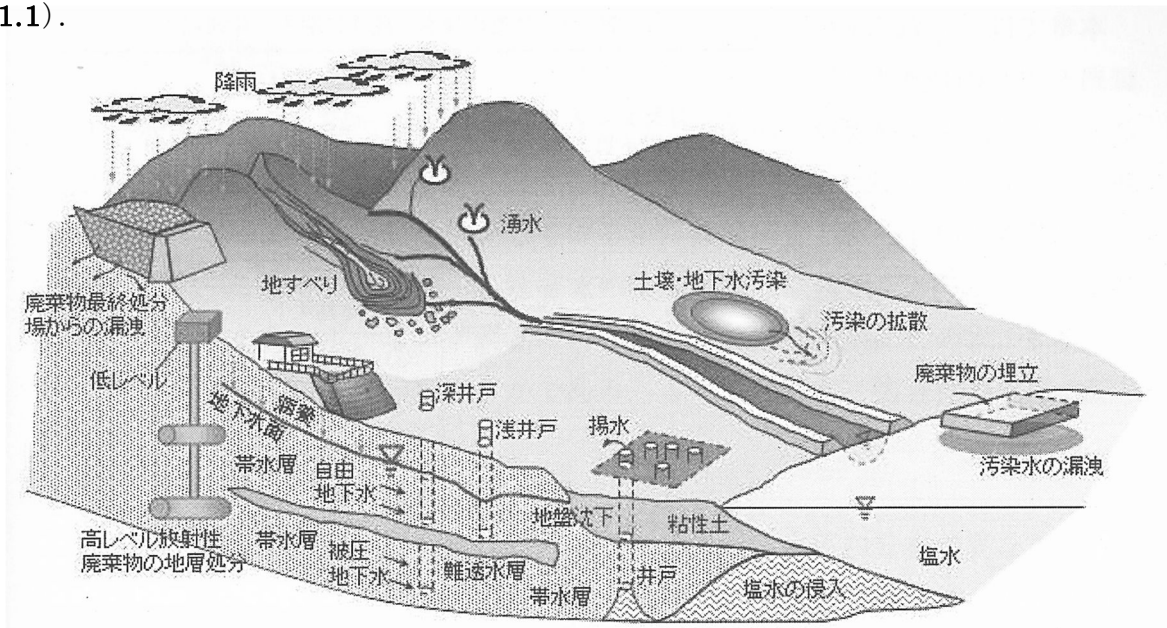


図-1.7 地盤環境に関する地下水問題 (日本地下水学会, 2010による)

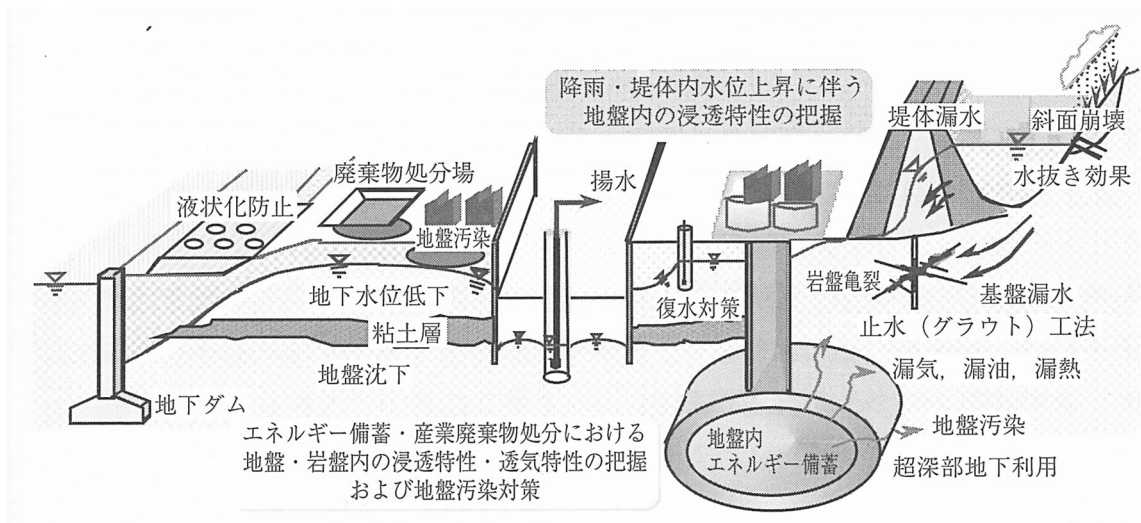


図-1.8 地盤の透水・浸透に関する諸問題 (日本地下水学会, 2010による)

表-1.1 地盤の浸水・浸透に関する諸問題 (日本地下水学会, 2010による)

① 地盤および土構造物の安定問題	1.掘削地の安定
	2.堤体, ダムの浸透解析
	3.斜面の浸透解析
	4.液状化防止
② 広域地下水	5.地下水保全
	6.地盤沈下
③ エネルギー問題	7.石油備蓄
	8.天然ガス備蓄
	9.圧縮空気の貯蔵
	10.温水・冷水の地下貯蔵
	11.地熱発電
	12.放射性廃棄物の地層処分
	13.原子力発電所の地盤内立地
	14.地下空洞利用発電
④ 土壌・地下水汚染	15.地下水汚染
	16.廃棄物の最終処分

この様に, 建設工事による突発湧水・地下水汚染, 地下水位低下による井戸の水枯れ, 地下水の塩水化・淡水化など, 地下水流動層に関する地下水障害は, 地下水流動層の性状(透水性, 規模, 分布や連続性)を, 精度良く評価することが出来なかった可能性が考えられる. また, 建設サイトと旧河道の関係や周辺の軟弱粘性土層の分布, 帯水層の流域規模や連続性などの地形地質的考察が重要となってくる.

(7) まとめ

沖積平野における表層の地下水流動層の形成要因や分布範囲の推定, 地下水流動層の位置・分布および揚水量も含めた水資源の評価方法の確立については, 地下水流動層の性状(透水性, 規模, 分布や連続性)を, 精度良く評価する上では重要である. また, 地表付近での地下水流動層の分布を把握することにより, 活断層発見の手掛りとして扇状地河川の瀬切れを通じて, 地震防災に寄与することも考えられる. したがって, 地下水流動層の適正な評価は, 効率的な水資源開発, 周辺地下水環境に配慮した建設工事, 地下水汚染対策および生態系保全を適正に行うことは重要である. これは, 人々の生活や社会産業活動等に寄与することにつながり, 持続可能な社会を実現する上で, 必要不可欠なものである.

1.2 研究の目的

本研究は, 地形, ボーリングや土質試験等の地盤データ, 降水量・地下水位や水質等の水文データ, 電気探査や常時微動探査等の物理探査データを地質工学的に評価し, 帯水層の分布や性状および流動特性から地下水流動層の形成要因を解明して, 地下水環境保全や地震防災に寄与することを目的とする.

主要な研究テーマは, 以下のとおりである.

(1) 塩水化リスクを下げる地下水流動層の形成要因を解明する

海岸平野の地下水は, 地下水環境によって淡水が維持される範囲と塩水化する範囲に分かれることがある. その要因として陸側の淡水地下水の供給量の違いが挙げられ, これを左右するのが地下水流動層であると考え. 本研究では, 塩水化リスクの低い範囲の地下水流動層の分布や性状に加えて, 上流域の地形地質特性を解析することによって, 形成要因を明らかにすることとした.

(2) 地下水流動層評価に有効な新たな電気探査の効果検証

電気探査は地下水流動層評価の一般的な手法の一つで, 様々な差分解析も開発され, 地下水流動特性を精度よく評価できるツールに発展してきた. しかし, 探査精度の限界, 探査の煩雑さや実施条件の制約などの課題があり, 更なる探査手法の発展が望まれる. 本研究では, これらの課題を解決する目的で, 沖積平野の地下水流動層に対して電圧差分法電気探査を実施し, その有効性を検証した.

(3) 扇状地河川の瀬切れから伏在活断層の発見につなげる

扇状地河川の瀬切れは, 鉛直変位を伴う断層変位による帯水層厚の変化が要因の一つとなっている. 逆に瀬切れが存在すれば, そこには活断層が存在する可能性があることになる. 変動地形解析を主体とするこれまでの活断層調査では, 地表変位が不明瞭であると活断層を発見することに限界がある. そこで, 地形に影響を受けない扇状地河川の瀬切れ現象は, 活断層発見の新たなアプローチと考える. 本研究では, 帯水層の変形メカニズムを地質工学的に評価することにより, 扇状地河川の瀬切れが, 地形に現れない伏在活断層を発見する手掛かりとなる可能性について検証した.

1.3 論文の構成

本論文は本章を含め 6 つの章で構成した。図-1.9 に研究体系と成果を示し、各章の内容は以下のとおりである。

第 I 章は、本研究の背景、目的および論文構成を示した。併せて、地下水流動の分布形態や性状、沖積平野の地下水流動や塩水化、地下水障害、地下水流動層の調査方法等についてレビューし、地下水流動層に関する研究の現状や課題について整理した。

第 II 章は、地下水障害に関する研究として、海岸平野における地下水の塩水化と淡水化の地下水障害に関する予測と評価を行った。塩水化事例では、河川改修工事の地下水排除による塩水化リスクを、淡水地下水の供給能力を指標に予測・検証し、陸から海への地下水位勾配が小さく淡水地下水流量が少ないエリアの塩水化リスクが高いことを予測し、水理地質的データの解析によって立証できた。一方、淡水化事例では、沿岸部でのヒラメ養殖に影響を与える累積降水量を統計的に解析し、過去の降水量と塩化物イオン濃度の関係から、養殖に影響を与える累積降水量の閾値をヒラメの死滅個体数から推定した。

第 III 章は、臨海沖積低地での地下水流動層の形成に関する研究として、第 II 章の塩水化事例サイトにおいて、地形・ボーリング・地下水位および水質等の水理地質データを総合的に解析することにより、海岸砂洲の地下にある透水性の高い明褐色の礫を含む砂礫層が土石流によって形成された可能性があることを示した。この砂礫層は、沿岸部の砂層を削り込み、砂洲を突き破って海へ達することによって、沿岸部の地下水流動経路になったと考えている。また、地下水流動経路は局所的、一時的な地質現象によっても形成されることから、地形発達史や堆積物の特性等も考慮した水理地質構造の評価が重要であることを示した。

第 IV 章は、電圧差分法電気探査に関する研究で、地下水流動層の評価手法の一つである電気探査に着目し、探査精度をより向上させた電圧差分法の有効性を検証した。検証方法としては、丘陵地の谷底平野での探査を実施し、探査結果から地下水量が異なると推定される 2 箇所には揚水孔を設置して、コア性状と段階揚水試験による限界揚水量で評価した。その結果、通常電気探査では地下水流動範囲や流路の推定に限界があるが、比抵抗変化率も含めて解析することで流動層の推定精度が向上することを確認できた。また十分な地下水涵養があれば、比抵抗変化率と揚水量には正の相関があり、地下水流動層の定量的評価指標になる可能性があることも判明した。

第 V 章は, 扇状地河川の瀬切れを手掛かりに伏在活断層を発見する研究で, 瀬切れ地点の地形・地質解析, 前述の電圧差分法電気探査含む物理探査を実施し, 既往の水理地質データも含めて, 表層の扇状地堆積物である帯水層, 下位の難透水層である焼尾層 (Yk) の性状や分布および帯水層厚変化の要因について考察した. その結果, 香東川扇状地の瀬切れ地点では, 未知の伏在活断層である仏生山断層 (仮称) の鉛直変位に伴う撓曲構造が一定の広がりをもつこと, この仏生山断層 (仮称) は, 長尾断層の約 6km 北側を雁行する東西性の未知の活断層で, 長尾断層に匹敵する規模と活動性を有する可能性があることを示した. また, 扇状地河川の瀬切れは, 地形に現れない活断層の存在を示唆する一要因となり, 伏在活断層発見の新たな手掛かりになることを提起できた.

第 VI 章は, 上記の研究結果の総括を行った.



図-1.9 研究体系と成果

第 I 章の引用文献

- Badon-Ghyben, W. (1888-1889) : Nota in verband met de voorgenomen putting nabil Amsterdam. Tijdschr. K. Inst. Ing., The Hague, 27, pp. 1888-1889.
- Brown, M.J. (1986) : Use of stream chemistry to estimate hydrologic parameters : *Water Resear.*, 22, pp. 805-811.
- Cosovic, B., D. Hrsak, V. Vojvodic and D. Krznaric (1996) : Transformation of organic matter and bank filtration from a polluted stream, *Water Research*, 30, pp. 2921-2928.
- Driescher, E. and J. Gelbrecht (1993) : Assessing the diffuse phosphorus input from subsurface to surface waters in the catchment area of the lower River Spree (Germany), *Water Science Tech.*, 28, pp. 337-347.
- 遠藤 毅・石井 求 (1984) : 東京都平野部の水文地質と地下水位上昇に伴う諸現象, 応用地質 25 巻 3 号, pp. 11-20.
- Freeze R.A. J.A. Cherry (1979) : Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliff, 604p.
- Freeze, R.A. and Witherspoon, P.A., (1967) : Theoretical analysis of regional groundwater flow. II, Effect of water table configuration and subsurface permeability variations : *Water Resources Res.*, v. 3, pp. 623-634.
- Herzberg, A. (1901) : Die Wasserversorgung einiger Nordseebader, *J. Gasbeleucht. Wasserversorg.*, 44, pp. 815-819, 842-844.
- 平出重信・春山成子・中里裕臣・Kong MENG・Sotham SINEG (2009) : 電気探査を用いたカンボジア王国プノンペン市周辺における第四紀層の地下水資源ポテンシャル評価に向けた基礎的研究, 応用地質 50 巻 2 号, pp. 89-97.
- Hubbert, M.K. (1940) : The theory of groundwater motion : *J. Geol.*, v. 48, pp. 785-944.
- 井田徹治 (2009) : 見えない巨大水脈 地下水の科学, 講談社, ブルーバックス B-1639, pp. 79-81.
- 池田光良・三浦均也・操上広志 (1999) : 地下水温による北海道美々川周辺の地下水流動解析, 応用地質, 第 40 巻, 第 2 号, pp. 70-85.
- 井上 誠 (1979) : 電気探査比抵抗断面表示による地下水探査法, 応用地質 20 巻 4 号, pp. 12-19.

- 入江一彰・安藤雅章 (1982) : 充電率法による地下水探査, 応用地質 23 巻 2 号, pp. 30-36.
- 石原成幸・河村明・天口英雄・高崎忠勝・川合将文 (2012) : 東北地方太平洋沖地震に伴う東京における不圧・被圧地下水位の変動特性, 土木学会論文集 B1(水工学) Vol.68, No4, pp. I -595- I -600.
- 井内国光・安富英樹 (2004) : 建設工事における過剰揚水に伴う地下水塩水化, 陸水学雑誌 65, pp. 83-92.
- 榎根 勇 (2013) : 地下水と地形の科学 水文学入門, 講談社学術文庫, 2158, pp. 43-45.
- 榎根 勇 (1989) : 河川と地下水, 地学雑誌, 98-2, pp. 42-51.
- King,F.H.(1899) : Principles and conditions of the movements of groundwater : *U.S. Geol. Survey 19th Ann. Rept.*, pt2, pp.59-294.
- 小林正雄 (1994) : 琵琶湖へ漏出する地下水の挙動 (II) 湖岸地下水のポテンシャル分布, 陸水学会誌, 54, pp. 27-38.
- 公益社団法人 地盤工学会 (2008) : 入門シリーズ 34 地下水を知る, 丸善出版, pp. 7-9.
- McBride, M.S., and H.O. Pfannkuch (1975) : The distribution of seepage within lakebeds, *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 3(5), pp. 505-512.
- 西垣 誠 (1988) : 建設工事に伴う地下水災害とその考え方, 地下水学会誌, 第 30 巻, 第 2 号, pp. 59-70.
- 西垣 誠監修, 共生型地下水技術活用研究会編 (2007) : 「都市における地下水利用の基本的な考え方」, pp.8-9.
- 西垣 誠・柴田卓詞・加藤裕将・平田洋一 (2018) : 孔内流速検層装置 (フローメータ検層) による多層帯水層の透水性評価, 公益社団法人地盤工学会つゆごく支部論文報告集 地盤と建設, Vol.36, No1, pp. 65-70.
- 奥山武彦 (1989) : 浅部地温測定による地下水流脈調査, 農業土木学会誌, 第 57 巻 第 4 号, pp. 269-274.
- 酒井利彰・井岡聖一郎・五十嵐敏文 (2012) : サロベツ原野南部における沖積層の水文地質構造と地下水流動, 応用地質, 第 53 巻, 第 4 号, pp. 172-182.
- 新藤静夫・石川 力 (1985) : 霞ヶ浦北岸台地, 出島地域における地下水流動系の解析 (第二報), 日本地下水学会誌, 第 27 巻, 第 4 号, pp. 157-170.

塩崎 功 (2010) : 水質を用いた土木構造物周辺の地下水流動評価, 日本水文科学会誌, 第 39 卷, 第 4 号, pp. 117-125.

杉田倫明・田中 正 (2009) : 水文科学 Hydrologic Science, 共立出版, pp. 189-190.

鈴木隆介 (1998) : 建設技術者のための地形図読図入門 第 2 巻 低地, 古今書院, pp. 295-297.

高橋賢司・大年邦雄 (2008) : 萩谷川流域における塩水侵入現象の数値解析による検証, 平成 20 年度 土木学会四国支部第 14 回技術研究発表会講演概要集, pp. 91-92.

谷口真人・登坂博行 (2001) : 「地下水と地表水・海水との相互作用 1.はじめに」, 地下水学会誌, 第 43 卷 第 1 号, pp. 41-42.

Tóth,J.(1963) : A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins : *J. Geophys. Res.*, v.68, pp.4795-4812.

Tremolieres,M., I.Eglin,U. Roeck and R. Carbiener(1993) : The exchange process between river and groundwater on the Central Alsace floodplain (Eastan France) I. The case of the canalized river Rhine, *hydrobiologia*, 254, pp. 133-178.

馬原保典 (1994) : 最近の地下水調査方法と計測技術 7.環境計測 7.2 環境同位体分析, 地下水学会誌, 第 36 卷 第 4 号, pp. 473-485.

横田秀晴・山本陽一・前川恵輔 (2011) : 北海道幌延地域における地下水位と地質構造に基づく浅部地下水挙動に関する検討, 地下水学会誌 第 53 卷 第 2 号, pp. 193-206.

米田 稔 (2001) : 「地下水と地表水・海水との相互作用 2.河川水と地下水-京都盆地桂川周辺での解析例-」, 地下水学会誌, 第 43 卷 第 2 号, pp. 89-100.

第II章 海岸平野における地下水の塩水化・淡水化リスクの評価・予測

2.1 はじめに

一般に、山地や丘陵地などの沿岸部で淡水であった地下水は、平野部に流出して海岸線に近づくほど塩分を多く含むようになる。このような地域で地下水の過剰な揚水を行うと、地下水へ海水を引き込む塩水化問題が数多く報告されている(矢田, 1970; 福尾ほか, 1980; 八谷ほか, 2000; 小野ほか, 2014)。また一方で、降水や陸側からの淡水地下水の供給が多ければ、塩水クサビによる海水侵入が抑制され、一定規模の淡水領域や淡水レンズを形成し、島嶼部や狭小な沿岸低地での貴重な水資源となっている(岸ほか, 1998; 石田ほか, 2011)。地下水の塩水化・淡水化の現象は、降水量の変化や地下水利用の増減など、自然現象のみならず人為的な要因でも発生する。

高知県土佐市の海岸平野では、飲用・農業用・水産加工業・養殖業等に利用するため、井戸を用いて沖積層中の浅い自由地下水を利用している。飲用・農業用・水産加工業にとっては淡水地下水が、海水魚を扱う養殖業では塩水地下水がそれぞれ必要である。しかし、海岸平野の表層地下水は、陸側から供給される淡水や海からの塩水侵入の影響に敏感で、建設工事や異常気象による集中降水や極端な少雨などの外的要因によって、地下水の塩分濃度が変化し、人々の生活や産業に悪影響を与えることがある(井内ほか, 2004; 手計ほか, 2015)。これらのリスクを地下水調査・解析によって評価・予測することは、安全な生活や安定的な社会・産業活動の実施等において重要な課題である。

本章では、塩水化と淡水化のリスクに関して評価・予測した事例を報告する。塩水化リスクとしては、河川改修工事による地下水位低下が要因で、塩淡境界の侵入や塩水コーンの上昇が起こり表層地下水の塩水化が進行する範囲を予測した事例である。一方、淡水化リスクとしては、記録的な集中降水で地下水の塩分濃度低下が発生し、ヒラメ養殖に支障を来した時期を、降水量を指標に評価した事例である。いずれも、地形・水理地質による地盤構造をベースに、地下水調査によって得られた降水量・地下水位・潮位及び水質の水理特性データを含めた解析によって、各リスクを比較的簡易な評価・予測手法を用いており、他の海岸平野にも適用可能である有用性を有するものと考えている。

2.2 塩水化リスクの予測事例

土佐市宇佐地区の海岸平野では、台風や前線などの集中降水や高潮の影響によって、萩谷川の流下能力を超える洪水が起こり、たびたび浸水被害が発生していた。このため 2006 年 10 月より、河川の流下能力向上を目的とした河川改修工事（河積拡大：拡幅や掘り込み）が実施された。工事による施工範囲の地下水排除が行われ、海岸からの塩水クサビの侵入に伴う塩水コーンの上昇が発生して、地下水の塩水化が進行することが懸念された。そのため 2004 年 4 月より事前の地下水調査を実施し、地形・水理地質構造に加え、地下水位・降水量・電気伝導度等の地下水データを解析して、地下水状況が異なる A 領域と B 領域に区分し、塩水化リスク範囲を予測した。

2.2.1 地形・水理地質構造

高知県（1979）によれば、調査地の海岸平野の地形は、萩谷川より海側（東側）の範囲が「砂丘」、陸側（西側）が「氾濫原」に区分され、南側には「三角州性低地」が広がっている（図-2.1(1)塩水化サイト）。平野部の標高は T.P.2～6m 程度で、陸から海に向かって徐々に標高を下げる。宇佐小学校の南側（A 領域）では背後山地の面積が 0.3km²であるのに対し、北側（B 領域）では 1.3km²(A 領域の約 4.3 倍)を有しており、地下水ポテンシャルに明瞭な相違があると推察される。

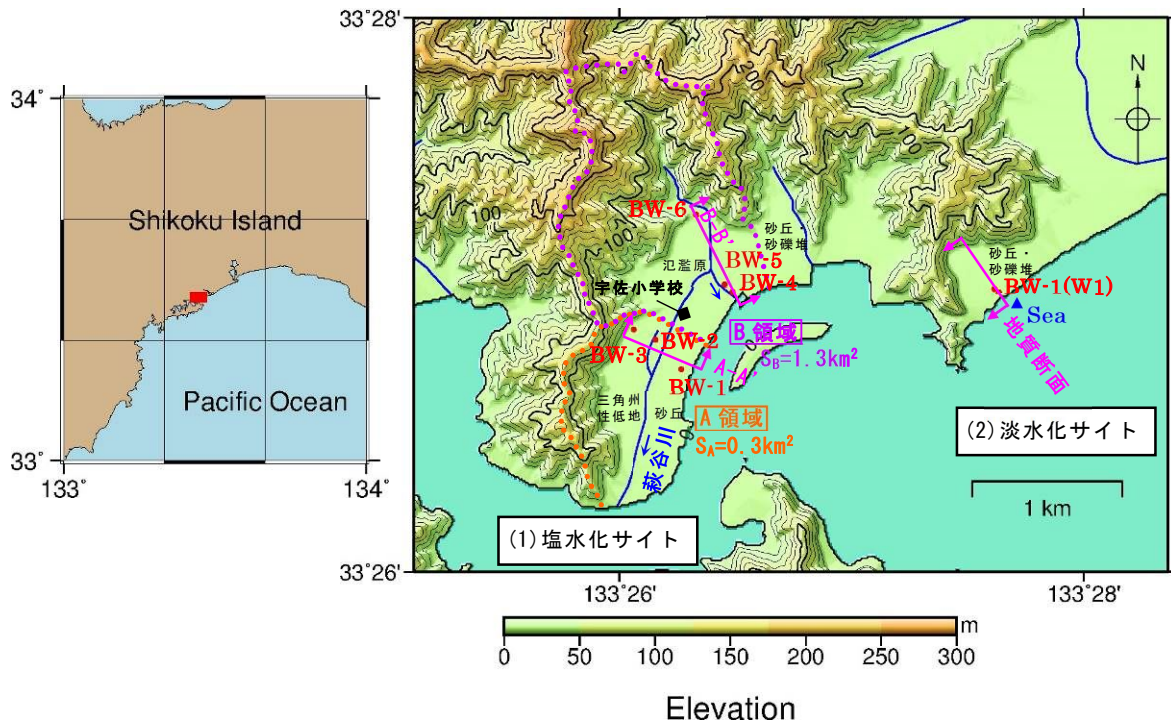


図-2.1 調査地の地形と調査位置 (S=1/50,000)

調査地の水理地質構造は, T.P.-15~20m 以深に粘性土層が存在し, それを覆って, 帯水層である砂質土層, 礫質土層が分布している (図-2.2(1), (2)). 地下水の塩水化状況は, A 領域の A-A'断面では混合領域 ($30 < EC \leq 4,000\text{mS/m}$) が広く分布し, 海側に淡塩境界が存在する. 一方, B 領域の B-B'断面では淡水領域 ($EC \leq 30\text{mS/m}$) がほとんどであり, 海側の観測孔に淡塩境界は存在しない.

帯水層である砂質土層は, 主に沿岸流によって比較的穏やかに堆積した砂で, 上位より As-1 層が中~粗砂を主体とする砂, As-2 層が中~細粒を主体とするシルト混じり砂, As-3 層が細~中粒砂を主体とするシルト混じり砂の 3 層からなる. 上方粗粒の傾向を示し, 海退時の堆積物と推察される. 透水係数は $1.0 \times 10^{-2} \sim 10^{-3}\text{cm/s}$ 程度で, 透水性は「中位な」様相を呈している. 一方, 礫質土層 (Ag-1~Ag-3) は, 主に山から供給された土石流性堆積物と思われ, 土質は細粒分質砂質礫を主体とする. 透水係数は $1.0 \times 10^{-2} \sim 10^{-5}\text{cm/s}$ と幅を持つが, 透水性は「低い」状態のものが多い.

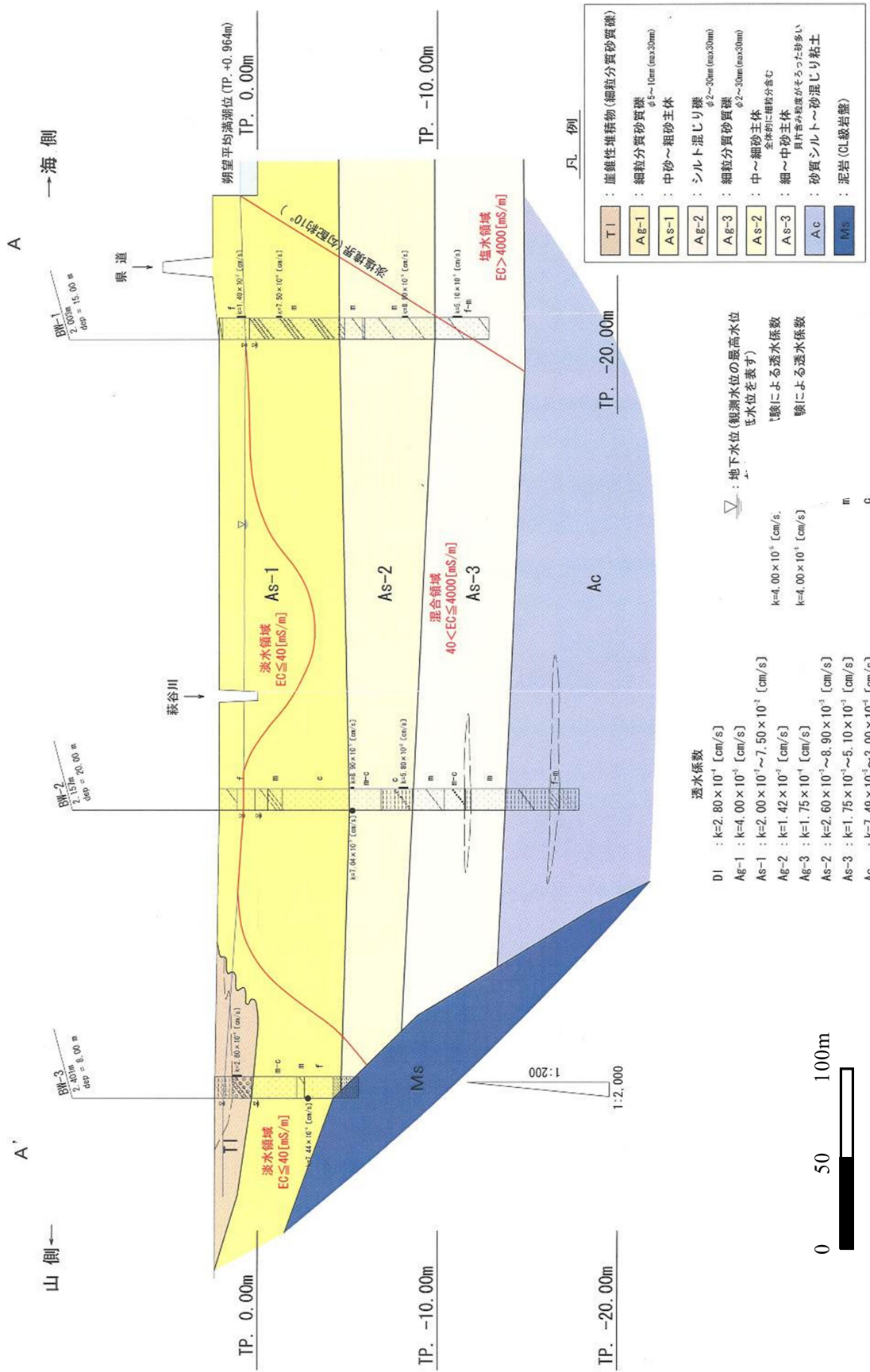


図-2.2(1) 塩水化サイトの水理地質モデル (A-A'断面)

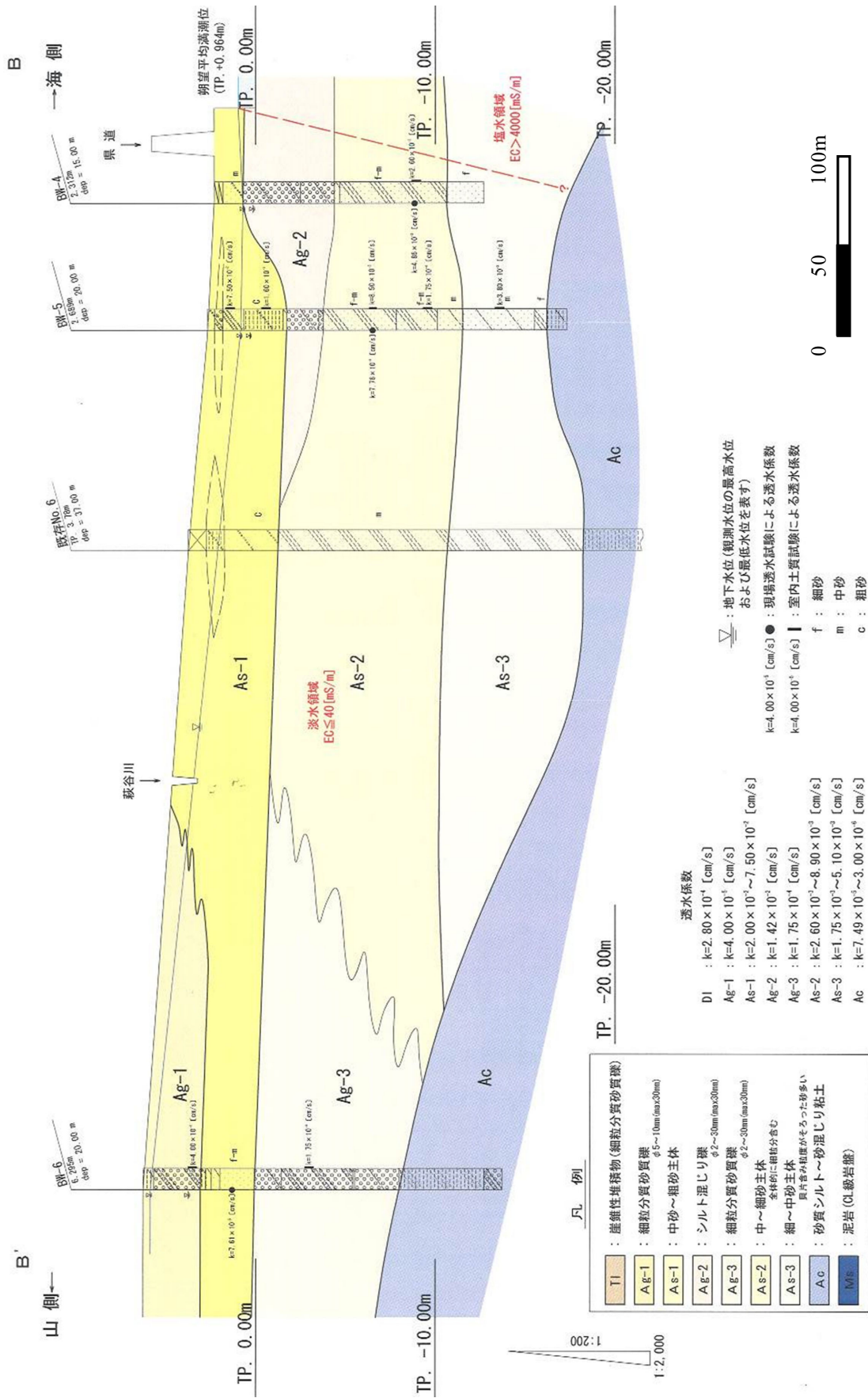


図-2.2(2) 塩水化サイトの水理地質モデル (B-B'断面)

2.2.2 塩水化リスクの解析結果

(1) 地下水面の方向と勾配

通常, 地下水面勾配は山から海へ向かって傾斜するが, A 領域では渇水期 ($-0.03 \sim 0.09^\circ$) と豊水期 ($-0.05 \sim 0.15^\circ$) とともに山から海へ向かう勾配が小さい. また, 降水量が少ない状態が続くと地下水面勾配が逆転 (海から山へ傾斜) することもある (図-2.3, A-A'断面). 一方, B 領域では, 安定的に山から海へ向かう勾配が形成され, 降水量が少なくなってもこの傾向は変わらない (渇水期: $0.32 \sim 0.44^\circ$, 豊水期: $0.36 \sim 0.47^\circ$) (図-2.3, B-B'断面).

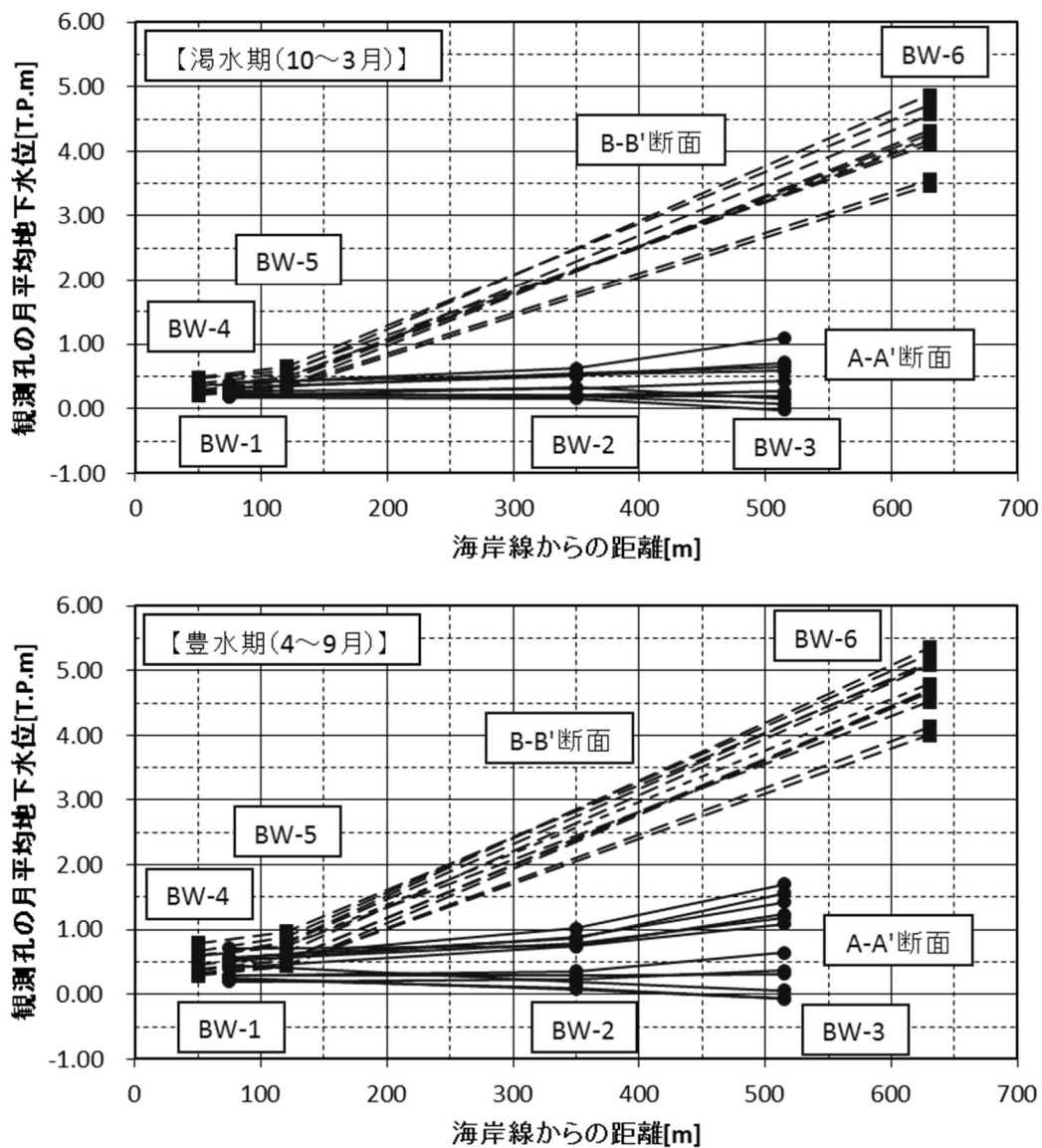


図-2.3 調査地の時期別の地下水面勾配の比較 (2004年12月～2006年9月)

(2) 降水量と地下水位の関係

2005年1月～2006年9月までのA領域(BW-2)とB領域(BW-5)の観測孔の月別平均水位と2ヶ月間累積降水量の関係を比較した。各地点の位置や標高に差があるものの、2ヶ月間累積降水量が700mmでは、BW-5とBW-2の地下水位は、ほぼ同じT.P.0.8mを記録している(図-2.4)。しかし、累積降水量の減少に伴って地下水位の低下傾向に差が出始め、その傾向はA領域の方が顕著である。また、A領域では、2ヶ月累積降水量が100mmでは、BW-2の地下水位はT.P.0.17mで、BW-5のT.P.0.37mと比べ0.20m低くなっている。

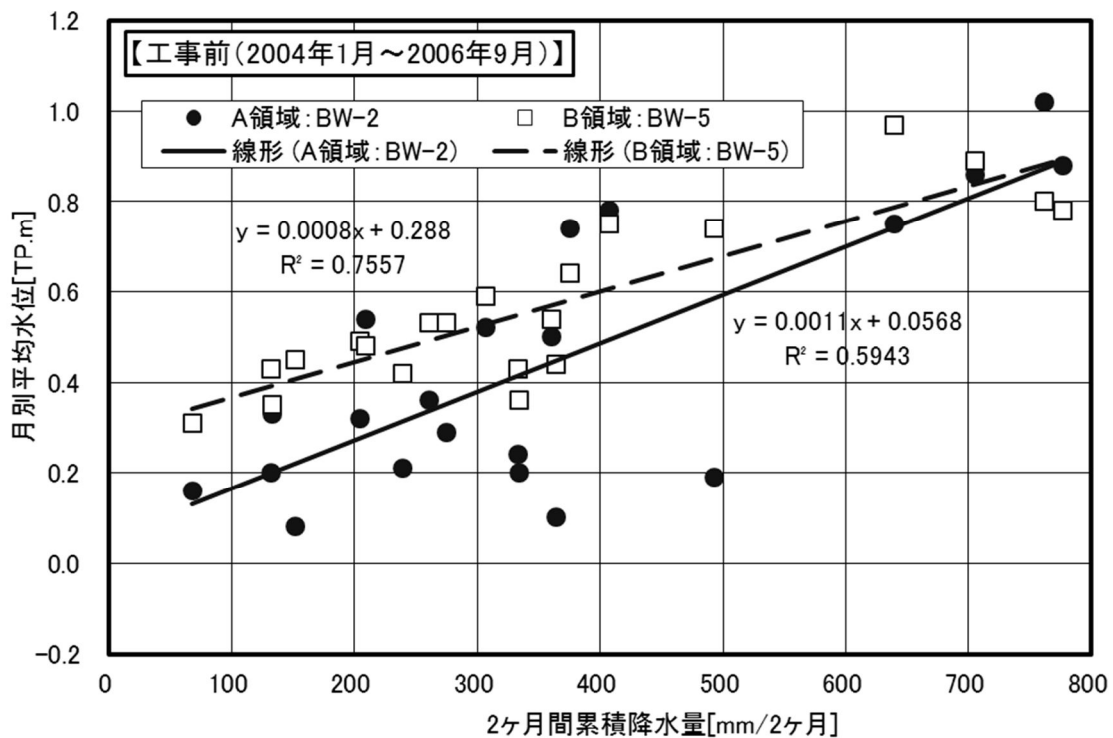


図-2.4 2ヶ月間累積降雨量と月別平均水位の関係

(3) 鉛直方向の電気伝導度分布と塩水化状況

2004年12月11日の海岸に最も近いBW-1(A領域)とBW-4(B領域)に対し、鉛直方向の塩水化状況を定量的に評価した。評価方法は、EC積分評価法(測定EC値を深度方向に積分した値)を用い、観測孔内地下水のEC値総量に相当する積分ECと、積分ECを鉛直方向の地下水厚で除した平均ECで塩水化状況を評価した(高橋ほか, 2008)。BW-1はT.P.-5m付近からEC値が上昇を始め、T.P.-12m付近から海水とほぼ同じEC値(4000mS/m程度)を示している。一方、BW-4は全深度で淡水(30mS/m程度)であった(図-2.5)。また、BW-1の積分ECは約14000mS/m*m、平均ECは約1100mS/mであったのに対し、BW-4は積分ECが約400mS/m*m、平均ECは約30mS/mと、BW-1と比較して約3%の非常に低い値を示している(表-2.1)。

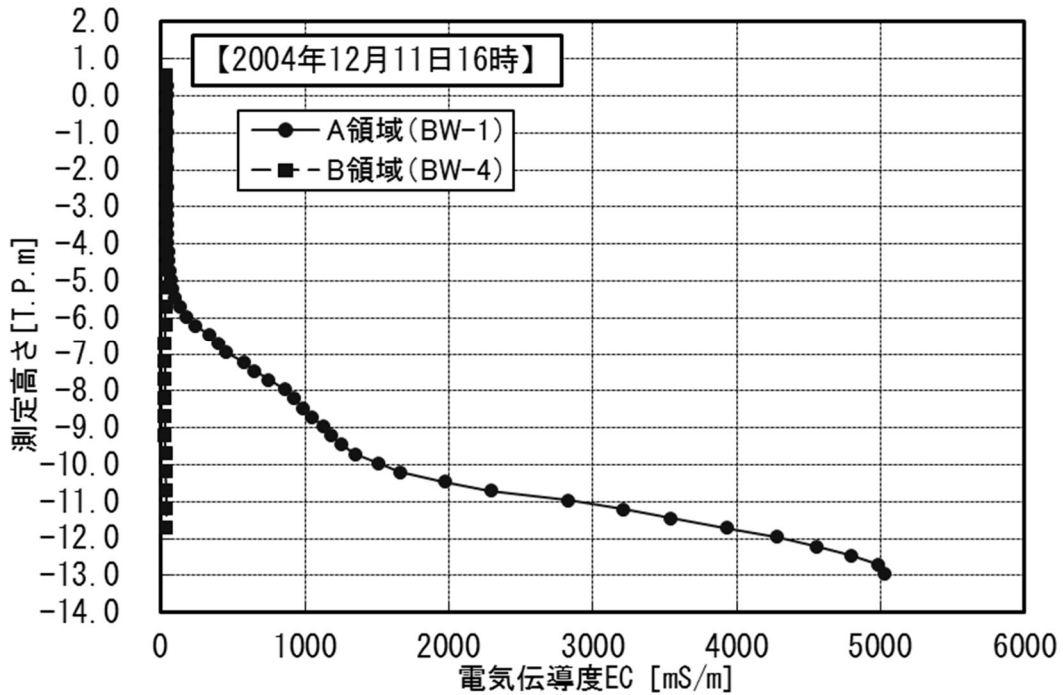


図-2.5 鉛直方向のEC値分布

表-2.1 積分ECと平均ECの比較

領域	淡塩境界高さ*	積分EC	平均EC
	[T.P.m]	mS/m*m	mS/m
A領域(BW-1)	-12	14,100	1,050
B領域(BW-4)	-	400	30

*淡塩境界高さは、便宜的にEC=4000[mS/m]の高さとした(-:淡塩境界存在せず)。

(4) 地下水流量の試算

各領域の地下水の地下水流量（淡水流量）を，Ghyben-Herzberg の関係と Darcy の法則による塩水クサビの侵入状況から，以下の式を用いて試算した（図-2.6）（大西，1996）．このとき，BW-4 には観測孔内に淡塩境界が存在しないため，孔底部に淡塩境界が存在するものと想定し，最小流量として試算した．

試算の結果，BW-1（A 領域）の地下水流量は 10.1m³/h/100m，BW-4（B 領域）が 20.8m³/h/100m となり，B 領域は少なくとも A 領域の約 2 倍以上の淡水地下水供給能力があるものと推察される（表-2.2）．

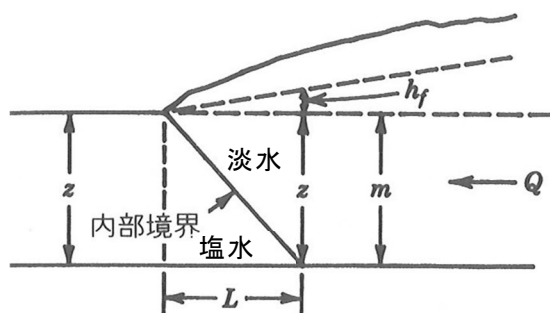


図-2.6 地下水流量の試算方法と条件 大西，1996に加筆

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad \dots\dots\dots (式 2.1)$$

$$Q' = \frac{Q}{Y} = K \frac{(h_f - 0)}{L} m \quad \dots\dots\dots (式 2.2)$$

$$Q = Q' Y = \frac{(\rho_s - \rho_f) K m^2}{\rho_f L} Y \quad \dots\dots\dots (式 2.3)$$

ここに，

Q ：海へ向かう淡水の流量， Y ：海岸線の長さ(=100m)， Q' ：海岸線の単位長さあたりの流量， K ：透水係数(帯水層の平均値=5.0×10⁻⁴[m/s])， m ：帯水層の厚さ(m)， L ：海岸線からの距離(断面図より読み取り)， ρ_f ：淡水の密度(=1.0)， ρ_s ：海水の密度(=1.025)， h_f ：海水面から地下水面までの深さ， z ：海水面から内部境界面までの深さ(m)

表-2.2 地下水流量の試算結果

領域（観測孔）	観測日時	z^* [m]	L^* [m]	流量 Q [m ³ /h/100m]
A (BW-1)	2004/12/11/16時	15	100	10.1
B (BW-4)	2004/12/11/16時	18	70	< 20.8

※ z ， L は，地盤モデルと淡塩境界位置から推定した．

2.2.3 塩水化リスクの予測と検証

(1) 塩水化リスクの予測

調査地を地下水供給条件が異なると思われる A 領域と B 領域に区分し, 前述(2.2.2)の指標を基に塩水化リスクを予測した(表-2.3)。A 領域は, 地下水面勾配が 0.03~0.05° で海から陸へ向かって傾斜し, 降水量が少ないと地下水面も比較的 low, 海側の EC 値も高く地下水流量も少ないことから, 塩水化を起こし易い地下水環境を有している。一方, B 領域は, 地下水面勾配が 0.32~0.36° で陸から海へ向かって傾斜し, 地下水面も比較的高く, 海側の EC 値も低く地下水流量も多いことから, 塩水化を起こしにくい地下水環境を有している。以上より, A 領域は, 工事によって現状より地下水面がさらに低下する状態 (T.P.0m 以下) が形成されると, 住民生活や農業に支障が生じる地下水の塩水化が発生する領域であると推察される。

表-2.3 塩水化リスクの比較

領域	2.2.2(1) 地下水面		2.2.2(2) 降水量と地下水位		2.2.2(3) 鉛直方向の EC 値と塩水化			2.2.2(4) 流量
	渇水期の最小値 豊水期の最小値		2ヶ月累積降水量 時の地下水位 [T.P.m]		淡塩境界高さ [T.P.m]	積分 EC [mS/m*m]	平均 EC [mS/m]	地下水 (淡水)流量 [m³/h/100m]
	傾斜方向	勾配[°]	100mm	700mm				
A	海→陸	0.03	0.17	0.83	-12	14000	1050	10.1
	海→陸	0.05						
B	陸→海	0.32	0.37	0.85	なし	400	30	< 20.8
	陸→海	0.36						

(2) 塩水化リスクの検証

前述(2.2.3(1))より, 塩水化リスクが高いのは A 領域と予測した。工事が開始された 2007 年 1 月の地下水位面と地下水流向と, 表層地下水(GL-5~10m 付近)の塩水化状況によれば, A 領域において地下水面が T.P.0m を下回る範囲が広く形成され, 表層地下水の塩水化も工事区間を中心に進行し, 飲用不可や農作物の減収が生じた(図-2.7)。一方, B 領域では, 地下水面が T.P.0m を下回る範囲が一部存在するものの, $EC \geq 200\text{mS/m}$ ($\approx \text{Cl} = 200\text{mg/L}$) の範囲は海岸付近の一部に限定され, 生活や産業に影響は出なかった。したがって, 工事前の地下水環境から, A 領域の塩水化リスクが高いこと, B 領域の塩水化リスクが低いことを, 明確に予測できたと考えている。

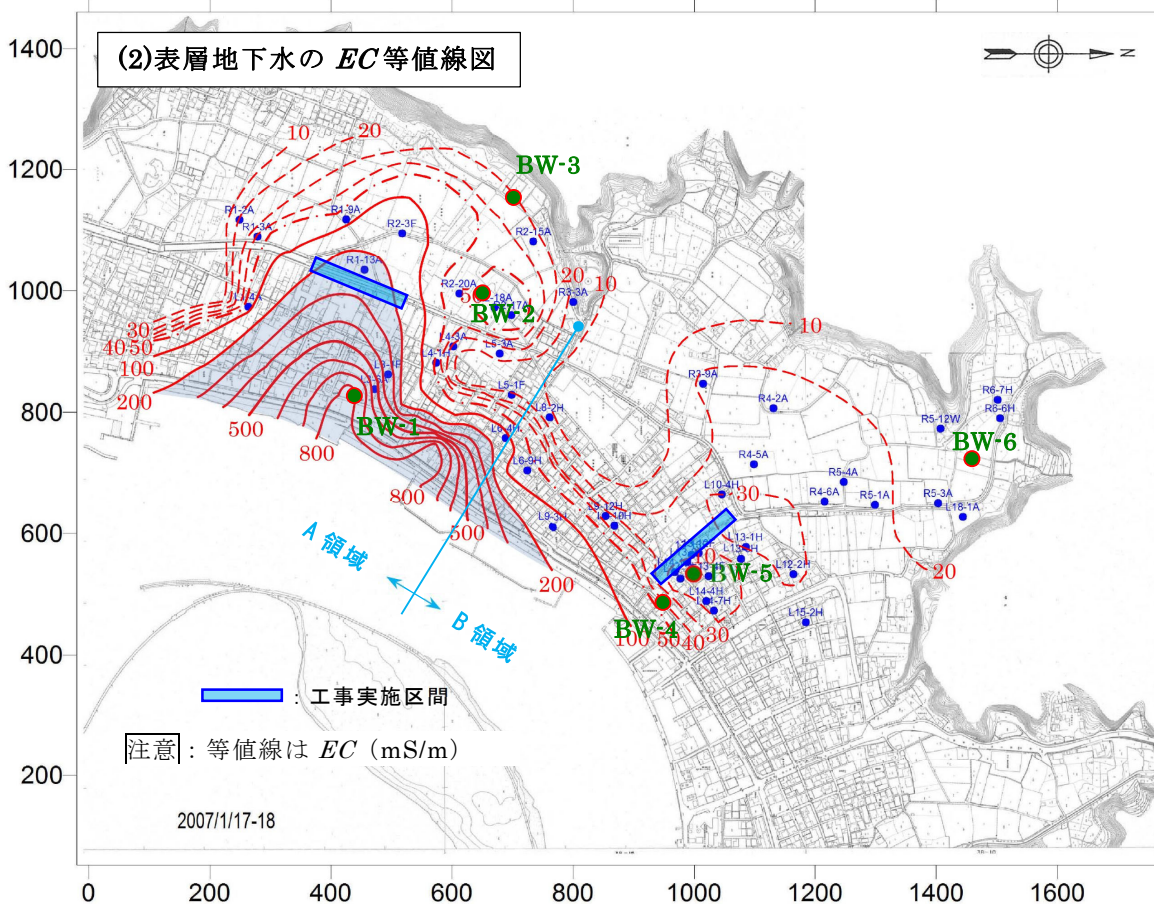
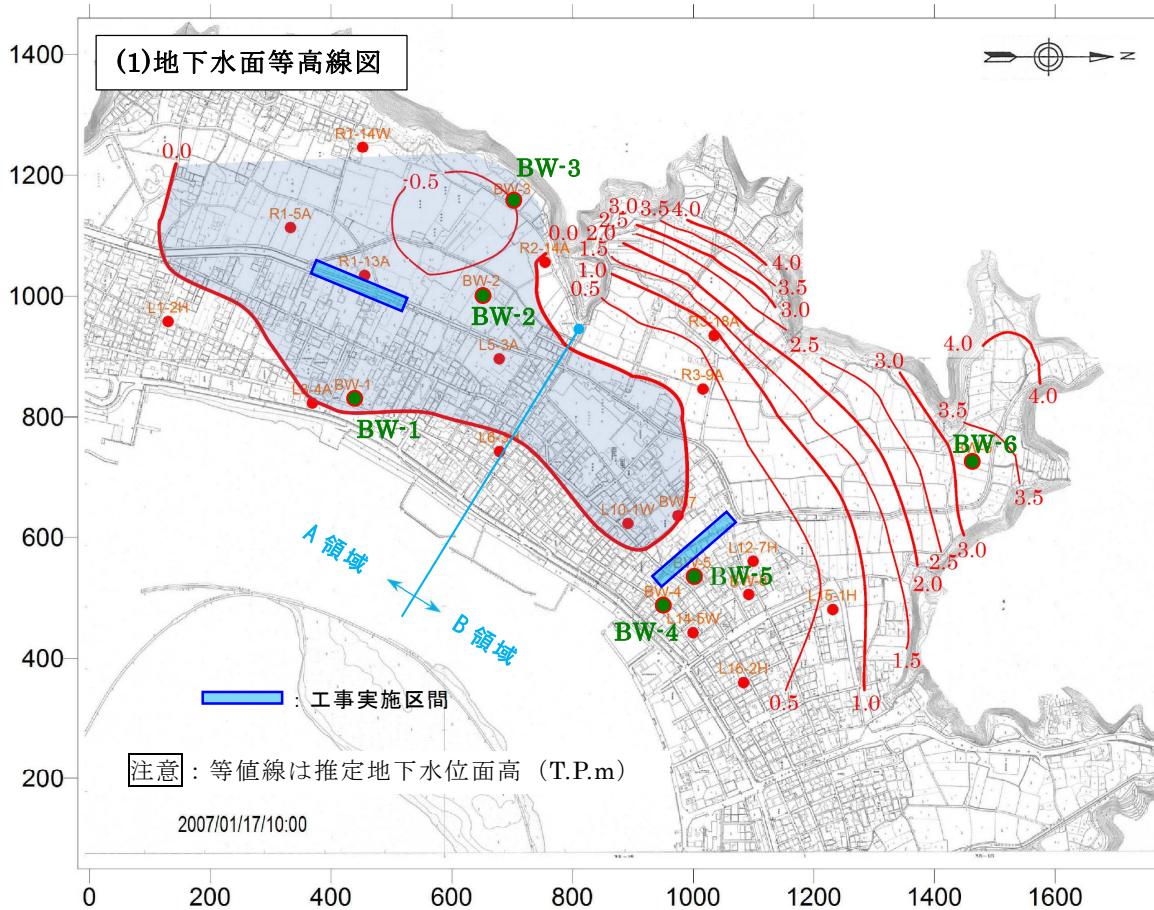


図-2.7 工事後(2007年1月)の地下水位面等高線と表層地下水のEC等値線

2.3 淡水化リスクの評価事例

土佐市新居地区の海岸平野では，塩分濃度高い地下水を井戸で汲み上げ，ヒラメの陸上養殖が行われている（図-2.1）．陸側の地下水が少なければ，塩分濃度は海水に近い状態で維持され養殖に支障はないが，集中降水が発生し陸側の淡水地下水が多くなると，地下水の淡水化が進む状況となる．今後，海岸堤防の耐震化工事（鋼管杭のカーテン状施工）が計画され，工事が完了すれば地下水の淡水化が進む恐れがあるため，事前の地下水環境を把握する目的で地下水調査が実施されている．ここでは，地下水の塩分濃度と降水量の関係から，ヒラメ養殖に影響を与える累積降水量を独自に設定して，2014年8月に発生した記録的降水による地下水の淡水化現象を評価・検証した．

2.3.1 地形・水理地質構造

調査地は山地・斜面が海岸に迫る狭小な平野で，砂州・砂堆に区分されている（図-2.1(2)淡水化サイト）（国土地理院，2006）．新居地区の砂州・砂堆は，河川と沿岸流によって運搬された砂礫からなり，標高は約7m程度で，東から西へ向かって徐々に高度を下げてくる．

調査地の地盤は砂礫を主体とする（図-2.8）．土質は表層より，中～粗砂を主体とする礫混じり砂（As-1），直径2～10mm程度の円礫と中～粗砂を主体とする砂質礫（Ag-1～3），細粒分を多く含む細砂を主体とするシルト質砂（As-2，3）であり，全体として上方粗粒の堆積構造（海退）を示している．土質境界は山から海に向かって2～3°程度で緩やかに傾斜している．地下水利用が行われている主な帯水層はAg-2，Ag-3の2層で，層厚はそれぞれ3～4m，5m程度である．透水性は全体的に低い程度で，透水係数はAg-2層で $k=1.35\times 10^{-5}$ [m/s]，Ag-3層で $k=4.30\times 10^{-6}\sim 7.24\times 10^{-6}$ [m/s]であった．

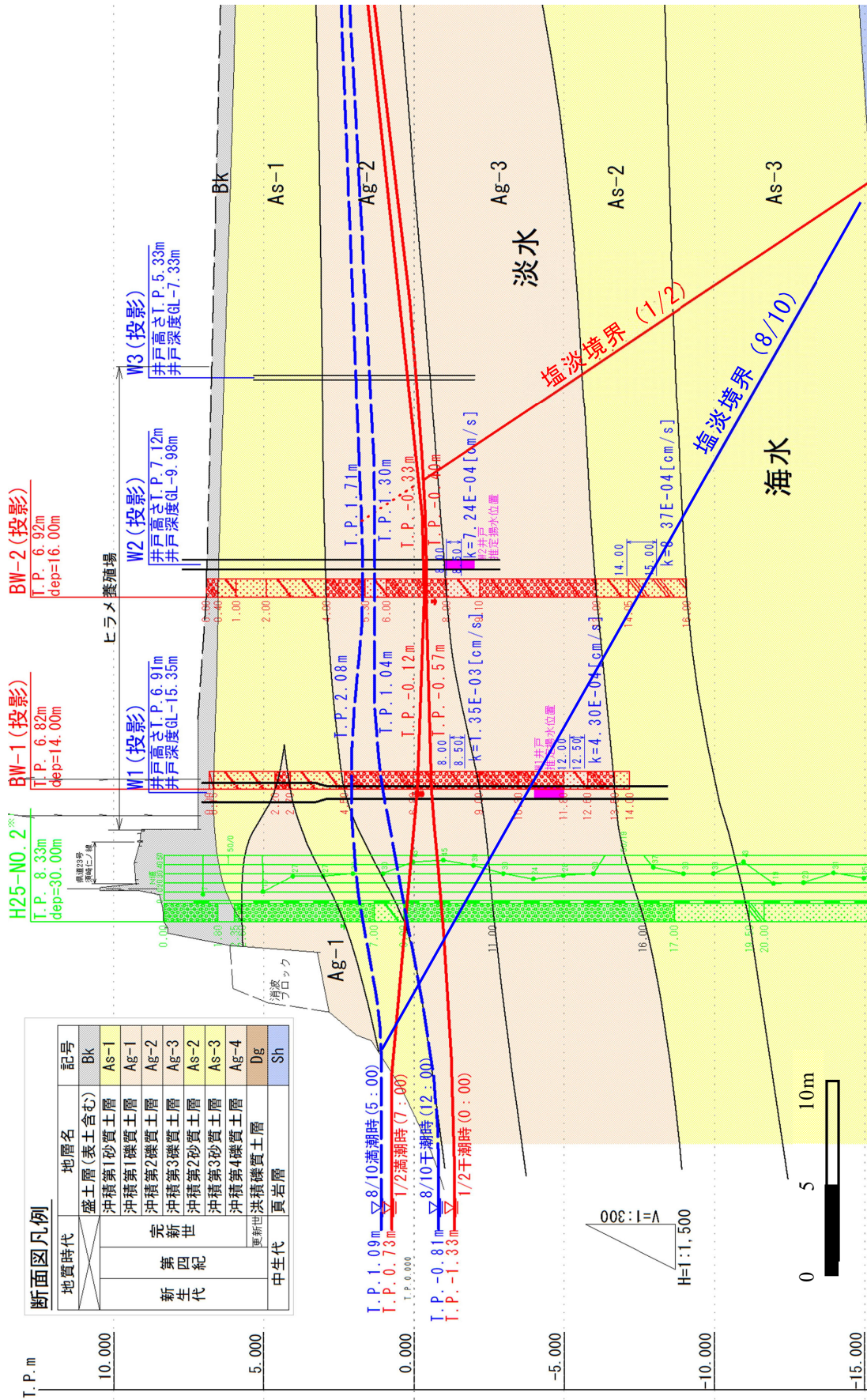


図-2.8 淡水化サイトの水理地質モデル

2.3.2 塩分濃度と降水量の関係

調査地の既設井戸 (W1) の塩分濃度は W1 が 3200~16000mg/L, 海水 (Sea) が 9500~19000mg/L で, 降水量の増加とともに塩分濃度は低下する (図-2.9). W1 の塩分濃度は, Sea の 34~84%となっているが, 塩分濃度の低下傾向は降水量が多いほど顕著である. また, 2014年8月の月降水量は 1164.5mm を記録し, W1, Sea とともに塩分濃度は大きく低下しており, その後の W1 の塩分濃度の回復も緩やかである.

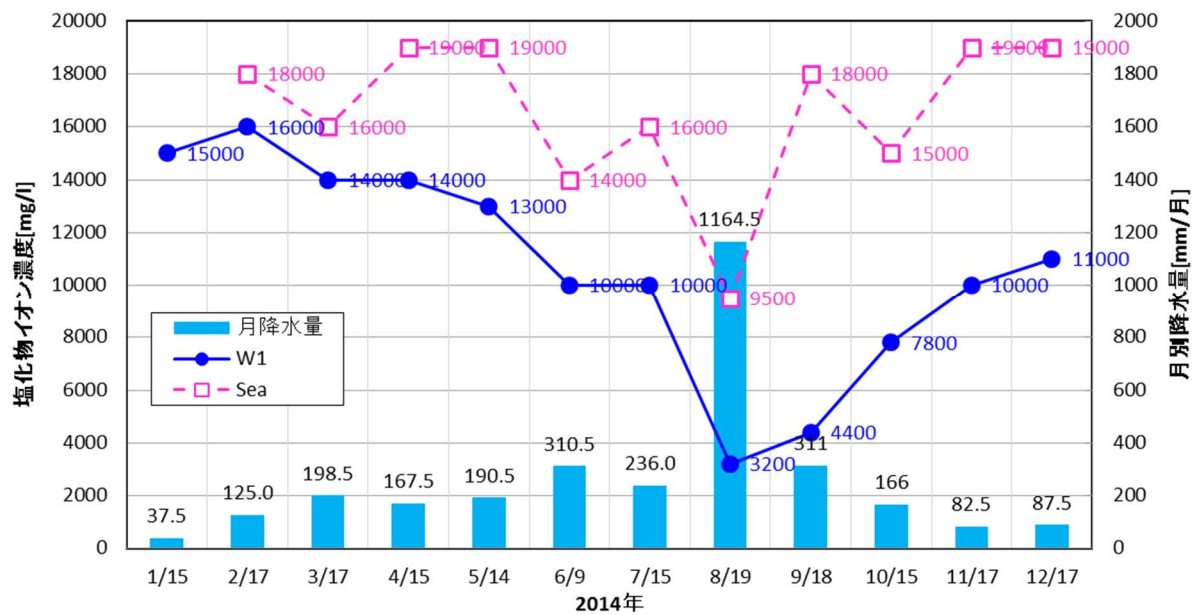


図-2.9 W1とSeaの塩分濃度と月別降水量の推移 (2014年)

2.3.3 淡水化リスクの評価と検証

(1) 前降水量の設定

本章での前降水量とは、採水日を含めた過去任意日間の累積降水量と定義する。例えば、30日間前降水量とは、採水日を含めた過去30日間の累積降水量（ R_{30} ）となる。

データ量が少なくバラツキがあるものの、前降水量と塩分濃度の関係は、30日間のデータが比較的よい相関を示している（図-2.10）。W1の塩分濃度は、30日間前降水量が200~300mm程度まで急激に低下して海水の約60%となり、それ以上の降水量では緩やかに低下している。これは累積降水量が少ない時は地盤への浸透した淡水地下水が涵養されて、塩分濃度が急激に低下し、降水量が多くなると浸透した地下水が海へ直接流出するものが多くなり、塩分濃度の低下が緩やかになっていると推察される。

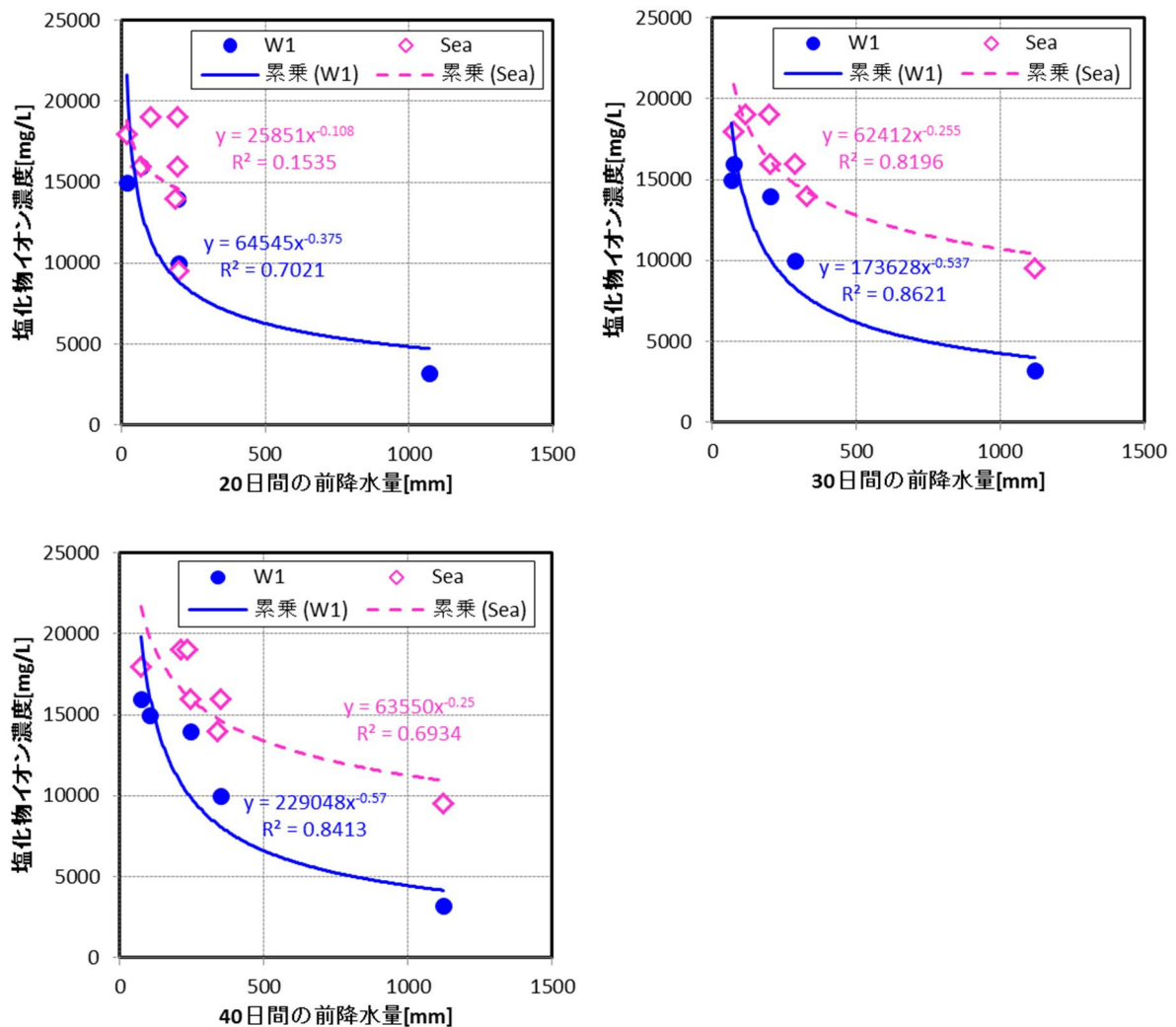


図-2.10 20, 30, 40日間の前降水量と塩分濃度の関係 (2014年2~8月)

(2) ヒラメ養殖に影響を与える30日間前降水量

塩分濃度のデータが月に1データと少ないことから, 別途実施している電気伝導度調査のEC値を基に, 任意日の塩分濃度を推定し, データを追加した. 次に, ヒラメ養殖に影響が少ないと思われる30日間前降水量が100mm以下のデータを除外し, 2014年1~9月までの塩分濃度と30日間前降水量のデータを整理した. その結果, W1の累乗近似式では以下の通りとなった.

$$W1 : Cl = 257296 R_{30}^{0.595} \quad (R^2=0.8389) \quad \dots\dots\dots (式 2.4)$$

ここに, Cl: 塩化物イオン濃度[mg/L], R_{30} : 30日間前降水量[mm/30days]

これに, 落合ほか(1998)の「ヒラメのふ化仔魚でも生存可能な塩分濃度4‰」を参考とし, ヒラメ養殖への影響閾値を $Cl = 4000$ [mg/L]と設定すると, ヒラメ養殖に影響を与える30日間前降水量は $R_{30} = 1100$ [mm/30days]となる (図-2.11).

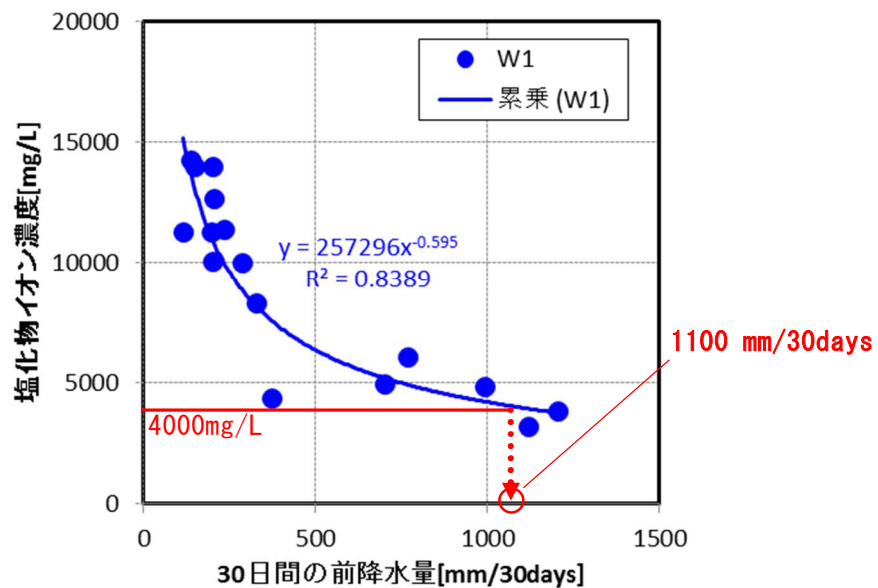


図-2.11 30日間前降水量と塩分濃度の関係と影響閾値

(3) 評価と検証

2005～2014年の30日間前降水量(R_{30})の推移をみると、 R_{30} が1000mm/30daysを超えたのは、2014年8月18～31日までの14日間のみであった(図-2.12)。養殖記録によれば、2014年8月18～24日の間、ヒラメの死滅が頻繁に発生し、過去に淡水化によってヒラメが死滅した経験はないそうである。少なくとも、2005～2014年の11年間では、2014年8月の1回のみ影響閾値を超えており、養殖実態と本評価はほぼ一致している。したがって、30日間前降水量に着目することによって、ヒラメ養殖への淡水化障害を、降水量データのみで簡易にかつ精度よく評価・予測することが可能であると考えられる。

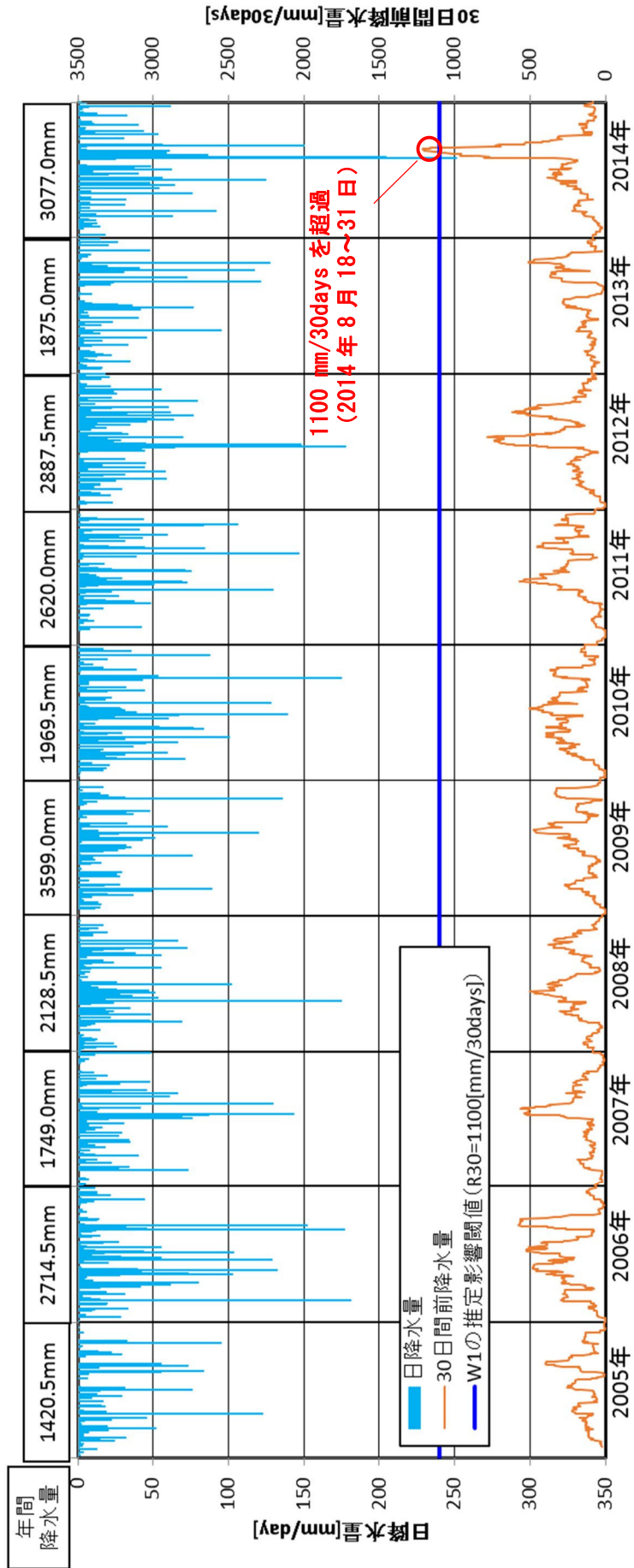


図-2.12 30日間前降水量から推定したヒラメ養殖への影響評価・検証

2.4 まとめ

地下水の塩水化と淡水化のリスクを評価・予測する場合は、地形・水理地質的特徴を踏まえ、淡水地下水の供給能力に着目し、地下水位、降水量や水質の変化を注意深く解析することが重要である。今回の事例では、以下の点が各リスクを評価・予測する上で重要となってくるが、その結果を数値解析等のシミュレーションを用いて、より定量的に評価・検証し、そのメカニズムを解明していくことが今後の課題と考える。

(ア) 海岸平野の塩水化リスクサイトでは、地形・水理地質的特性から地下水涵養能力を適切に評価することが重要である。

(イ) 地下水位勾配が緩やかで、地下水位がT.P.0m付近に存在し、海から陸へ向かう状態が形成される場合は、少ない負荷で塩水化は進行し、住民生活や産業に支障が出てくる。

(ウ) 前降水量と塩分濃度の関係を精度よく推定することで、海水魚の淡水化リスクを簡易に評価することができると思う。

(エ) 今後は、他地域への適用も視野に入れ、塩水化や淡水化のデータの蓄積や解析を進めることによって、より定量的な評価手法を構築したいと考える。

また、塩水化リスクサイトにおいて、塩水化リスクが低いB領域では、陸からの淡水地下水供給量が多いことが判明している。次章では、地下水供給量に違いを与える地下水流動層の性状と形成メカニズムについて検討している。

【第II章の引用文献】

- 福尾義昭・柿沼忠男・岸 洋介・伊福 誠(1980): 海岸地下水の塩水化に関する研究
－ I. 那賀川河口における被圧地下水－, 陸水学雑誌, 41 巻, 4 号, pp.235-248.
- 八谷陽一郎・坂井 晃・三浦哲彦・陶野郁雄(2000): 溶存成分及び同位体に基づく佐
賀平野の地下水循環に関する調査結果と考察, 土木学会論文集, 2000 巻, 664
号, pp.21-30.
- 石田 聡・土原健雄・吉本周平・皆川裕樹・増本隆夫・今泉眞之(2011): 沖縄県多良
間島における淡水レンズ賦存量の推定, 農業農村工学会論文集, 79 巻, 3 号,
pp.157-168.
- 井内国光・安富英樹(2004): 建設工事における過剰揚水に伴う地下水塩水化, 陸水学
雑誌, 65 巻, 2 号, pp.83-92.
- 岸 智・浜谷直史・長田実也・原 郁男・楠本岳志(1998): 沖縄県津堅島における集
水井を利用した淡水レンズからの地下水開発, 応用地質, 39 巻, 3 号, pp.298-
305.
- 高知県(1979): 土地分類基本調査「須崎」(5 万分の 1), 国土調査, pp.13-14.
- 国土地理院(2006): 1:25,000 土地条件図「土佐高岡」, pp.5-9.
- 落合 明・田中 克(1998): 新版魚類学(下), 恒星社厚生閣, 1139p.
- 大西有三(1996): P.A.ドミニコ, F.W.シュワルツ著, 地下水の科学Ⅲ-地下水と地質,
土木工学社, pp.26-27.
- 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－熊本県荒尾市
における事例－, 地下水学会誌, 56 巻, 3 号, pp.189-208.
- 高橋賢司・大年邦雄(2008): 萩谷川流域における塩水侵入現象の数値解析による検証,
平成 20 年度 土木学会四国支部 第 14 回技術研究発表会 講演概要集, pp.91-92.
- 手計太一・北 隆平・南 優平(2015): 黒部川扇状地扇端部における自噴井の塩水
化, 土木学会論文集 G (環境), 71 巻, 5 号, pp.95-101.
- 矢田恒晴(1970): 静岡県岳南地域における地下水塩水化現象, 地質学評論, 43 巻, 9
号, pp.567-571.

第Ⅲ章 土石流が形成した臨海沖積低地の地下水流動経路

3.1 はじめに

地下水流動経路, いわゆる「水みち」には明確な定義はないが, 定性的に「帯水層の中でも集中して地下水が流れている箇所」とされている(樫根, 2013). また樫根(1989)によれば, 沖積層中の地下水流動経路は, 旧河道や扇状地内の微小な谷部など, 旧河川の流れてに起因して形成されたものが多いとしている. したがって, 臨海部の沖積低地になると, 河川流送土砂が砂やシルトなどの細粒分が主体となり, 扇状地が沿岸部まで達していなければ, 礫や砂礫などの粗粒分を主体とする地下水流動経路は形成されにくい地域と考えられる. この様な条件の中, 地下水流動経路を適切に特定することは, 効果的な地下水資源の開発・利用や維持管理, 安全で経済的な建設工事の実施, 土壌・地下水汚染の把握や拡散予測等の環境保全などを適切に遂行する上で非常に重要である. 加えて, 臨海部では海水が地下水の下方へ入り込んだ塩水くさびが形成され, 淡水の地下水利用も難しい状況となる. なお本論文では, 地下水流動経路を「帯水層の中でも粗粒分を主体とする透水性の高い土質で構成され, 流速が周辺と比べて大きく, 顕著な地下水流動が発生する範囲」と定義する.

帯水層や地下水流動経路の把握不足や不正確な評価による地下水トラブルについては, 多数の報告がある. 西垣(1988)は, 地盤掘削時の掘削範囲への地下水移動をシミュレートする地盤モデルにおいて, 帯水層分布の設定が出力地下水位等に大きく影響するとしている. 井内・安富(2004)は, 下水管設置工事による地下水位低下工法が, 周辺井戸への塩水化障害を発生させたことを, 移流分散モデルを用いた数値解析で立証している. また, 高橋・大年(2008)は, 臨海部における河川改修による河道掘削により地下水の水位低下と塩水化を招き, 地域の地下水利用に大きな被害を与えたことを報告している. これらの地下水に関連するトラブルは, 帯水層や地下水流動経路の性状や分布を, 精度良く評価できていなかったことが大きな原因と考えられる.

また, 地下水流動経路の性状把握や評価に関する研究としては, 幾つかの事例がある. 山田・石川(1993), 宮岡(1995), 酒井ほか(2012)は, 広域的な地下水の流れについて, 水文や水質の観測資料を用いて概括的な流動経路の性状や構造的な特徴明らかにしている. 池田ほか(1999)は, 地下水温や水質を調査して沖積低地や扇状地の地下水流動機構を概略的に考察し, 環境トレーサーの有効性について述べてい

る. 新藤・石川 (1985), 塩崎 (2010) は, 数 km 四方の比較的狭域なエリアの地盤モデルや地下水位変動などから, 地下水流動の方向や性状を定性的に考察し, 地形・地質的要因の重要性を指摘している. 一方, 竹内ほか (1985) は, 沖積地における旧河道には, 多くの場合, 粘土質あるいはシルト質の土層を介在した砂礫層がかなり厚く堆積し, 透水性のよい地盤を形成していると考え, 旧河道の検出方法として, 地温探査が有効であることを報告している. また, 平出ほか (2009) は, 電気探査とボーリング調査結果から地下水流動層を抽出し, その流動量を地形要素別に評価している. これらの論文のように, 地下水位などの水理学的データをもとにした地下水流動経路についての考察や旧河道検出の調査方法の提案はあるものの, 地下水流動経路の形成要因や形成過程にまで検討した研究事例はほとんどない. しかし, 地下水流動経路の形成プロセスの理解なしに, より詳細な地下水流動経路の三次元分布の予測は難しいと考えられる.

本論文では, 山間部が迫る狭小な臨海部の沖積低地において, 埋没した明褐色の礫を含む透水性の高い砂礫層 (土石流堆積物) が地下水流動経路を形成していることを, 水理地質データと詳細な地形地質分析から予測可能であると評価できた事例を報告する. なお本研究は, 第II章の塩水化リスクの予測事例において, 塩水化リスクの低いB領域の原因究明を目的として実施したものである.

3.2 調査地域の地形・地質特性

3.2.1 地形

調査地域は高知県土佐市宇佐地区で、高知県中央部の沿岸部に位置する。国土地理院（2009）の土地条件図によれば、研究対象である萩谷川が流れる平野部は、南北約 1.5km、東西約 0.5km の狭小な沖積低地であり、海側（東側）の範囲が砂洲、陸側（西側）が三角洲に区分されている（図-3.1）。なお、山地と平野の境界付近や萩谷川の上流域には、小規模な沖積錐が数多く存在しており、山地斜面や溪流から土石流などにより土石の供給が多いことが窺える。

萩谷川は、流域面積 2.43km²、幹川延長約 2.6km の 2 級河川で、須崎市との境界にある山地（標高 202m）に源を発し、谷出口に達した後に流路を南に変え、氾濫平野を貫流し砂洲の手前で南南西に流下する萩谷川と南南東に流下する新町川とに分流する。分流後の萩谷川は向きを南南西にとり、砂洲の内陸側に沿って浦ノ内湾に注いでいる。一方新町川は自然に形成された河川ではなく、洪水対策の一環で造られた人工河川で、砂洲を貫流して萩谷川河口より約 1.2km 北の浦ノ内湾に流れ込んでいる。同地区の沿岸部には標高約 2.5m の微高地、すなわち砂洲が存在している。この砂洲は、萩谷川自体の運搬堆積よりも、仁淀川によって運ばれた土砂が、土佐湾の沿岸流によって海岸線沿いに押し広げられて形成されたものと考えられている（高知県，1979）。

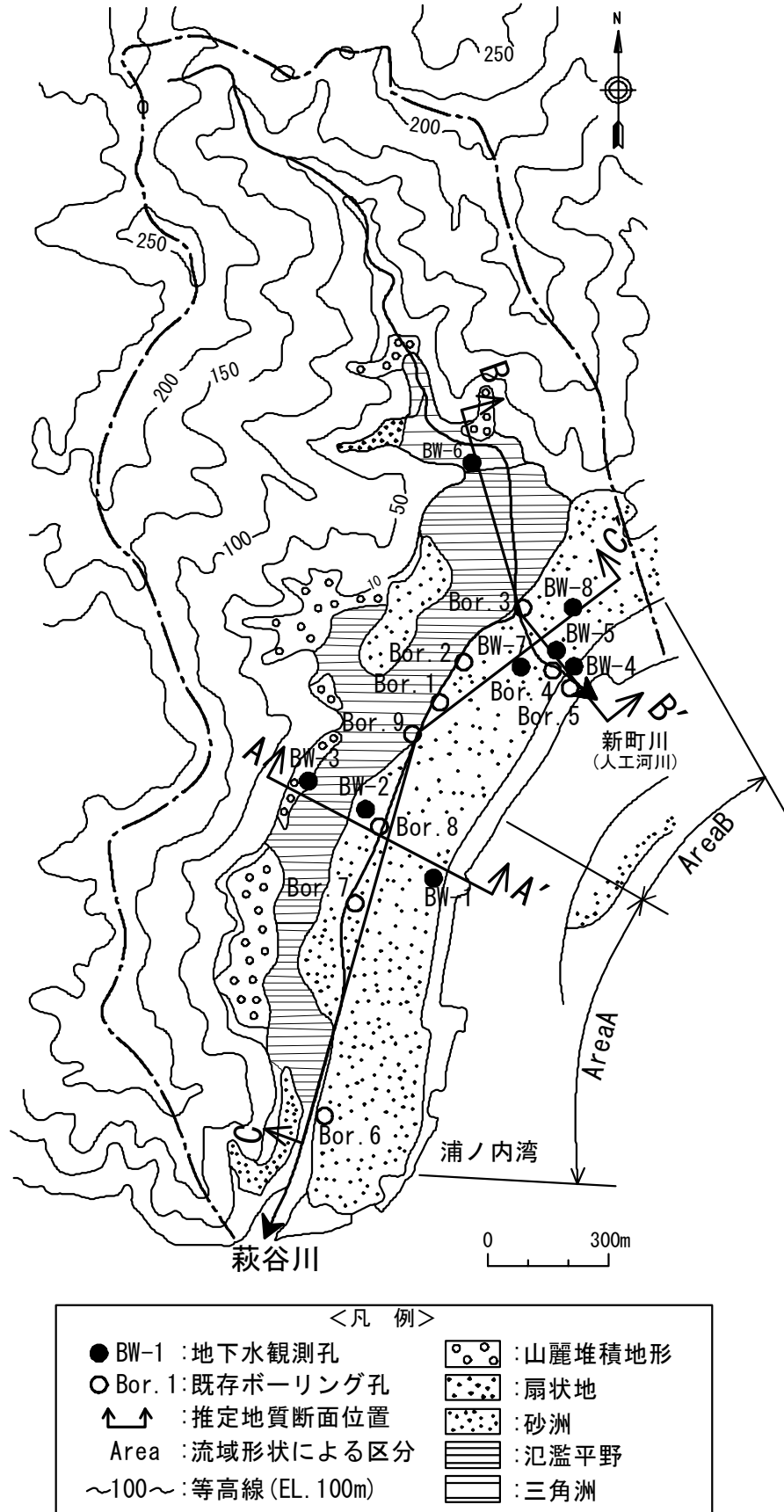
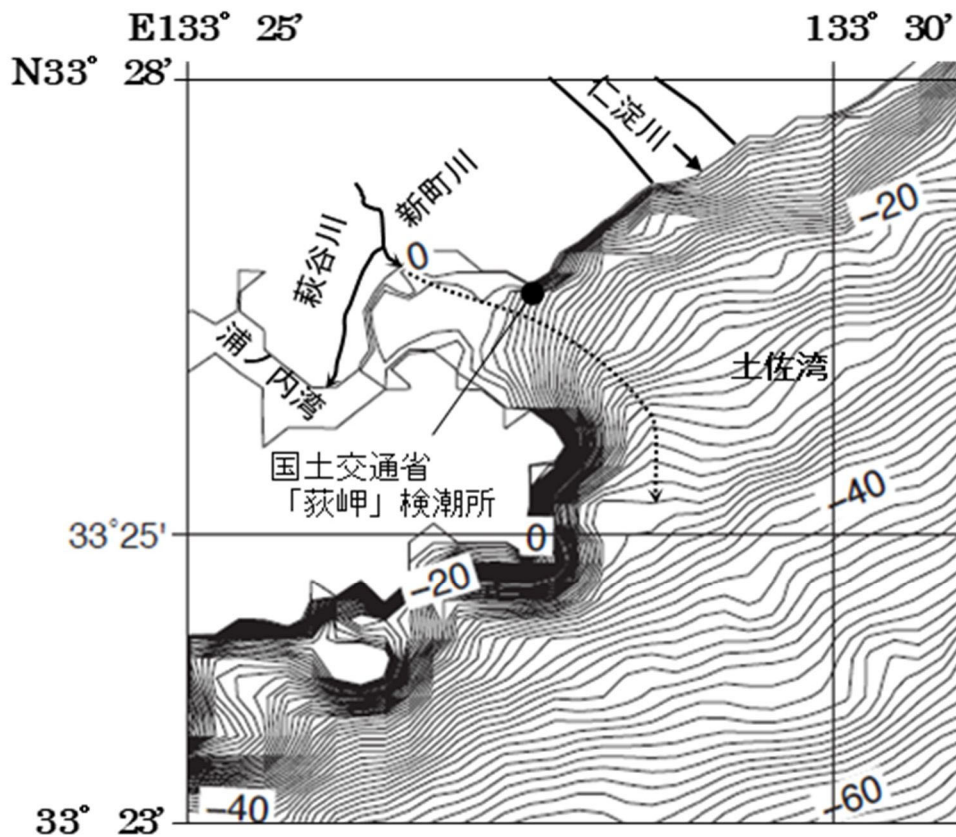


図-3.1 調査地の地形とボーリング調査地点等

また, 最終氷期の萩谷川の旧河道を推定するため, 現在の海底地形を調査した. 作図は地質調査総合センターの 250m メッシュの海底地形データ (地質調査総合センター, 2000) を, GIS ソフト GMT (TheGeneric Mapping Tools) を用いて, 標高 1 m 間隔の等高線図を作成した. 海底地形図には, 土佐湾側に微小な埋没谷が認められる (図-3.2).



等高線の数値は標高である.

図-3.2 土佐市宇佐町沖の土佐湾の海底地形

3.2.2 地質

調査地域の基盤岩は, 四万十帯北帯のうちの新庄川層群の須崎層から構成されている (高知県, 1979). 須崎層は, 須崎市南部を中心にほぼ東西に広く分布し, 暗灰色の泥岩がち砂岩泥岩互層からなり, 難透水性岩盤となっている. 基盤岩を覆って, 萩谷川から供給された堆積物が狭い氾濫平野を, また仁淀川沖から運ばれた砂礫質堆積物が海岸砂洲を形成している. 基盤岩上面の地形勾配は, 山地斜面付近で 10~20°前後, そこから海に向かって 2°前後で傾斜している.

3.3 ボーリング調査に基づく水理地質構造

3.3.1 ボーリング調査の概要

調査地域の水理地質構造を把握するために，BW-1～8 のオールコアボーリングを実施し，その後の採水や孔内検層，孔内水位観測が行えるように，オールストレーナーの硬質ポリ塩化ビニル管（規格：VP50）を立て込んだ．なお推定地質断面図を作成する際には，本調査のボーリングデータの他に高知県が別途実施した萩谷川の河川改修事業の Bor.1～9 を追加して，地質構造の推定精度の向上を図った（図-3.1）．併せて地層状況に応じて孔内での現場透水試験（JIS A 1218）を 9 回，粒度特性を把握するための土の粒度試験（JIS A 1204）を 19 試料行った．

3.3.2 堆積層の土質特性

ボーリング調査による堆積層は，下位より，基盤岩の砂岩泥岩互層（Alt）を覆って，沖積基底礫層（Ag-Base），沖積粘性土層（Ac），沖積第 3，2，1 砂層（As-3，2，1），沖積第 2，1 砂礫層（Ag-2，1），沖積砂質土層（Asc）および沿岸部の沖積砂礫層（Asg），沖積粘性土層（Acs）が分布する（図-3.3(1)～(3)，表-3.1）．Ag-1 層は，弱風化し褐色化した礫を多く含む礫～砂礫層である．なお，粗粒分主体で比較的透水性が高い堆積層としては，Ag-Base，Ag-2，Ag-1 および Asg 層の 4 層が挙げられる．また，堆積層の傾斜は，平野内の南側でほぼ水平，北側では 1 ～ 2 °程度海側へ傾斜している．

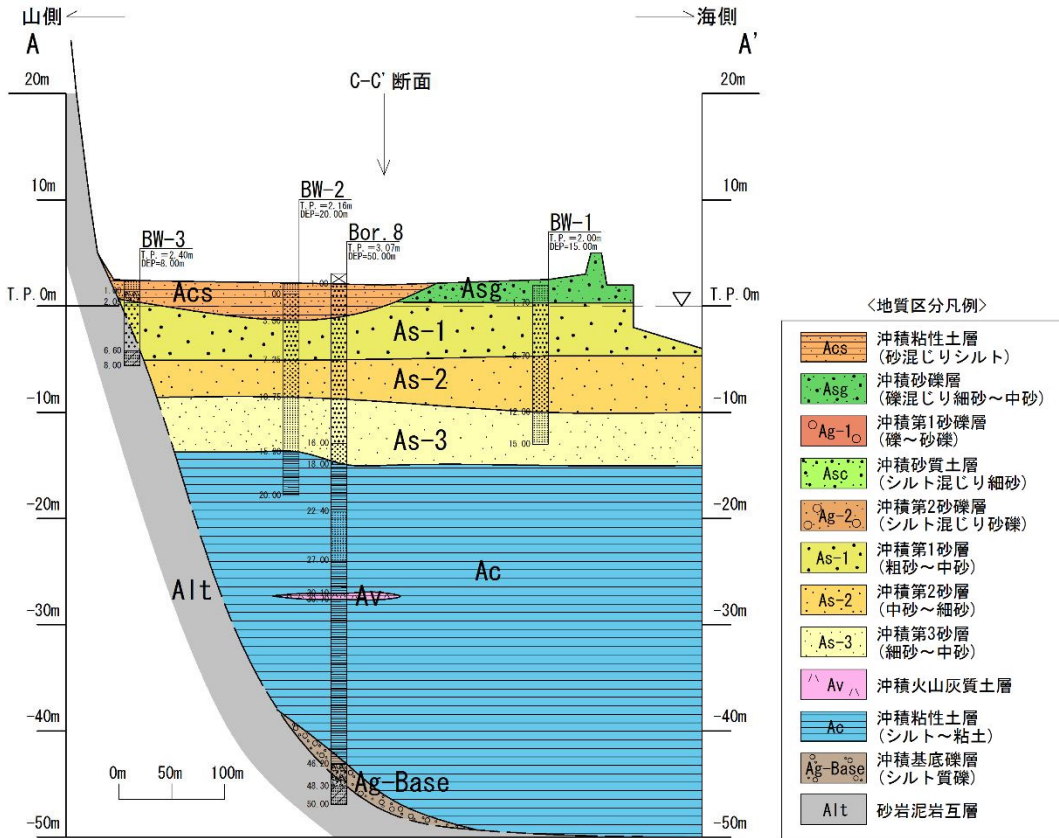


図-3.3(1) 調査地の推定地質断面 (A-A') 断面位置は, 図-3.1参照

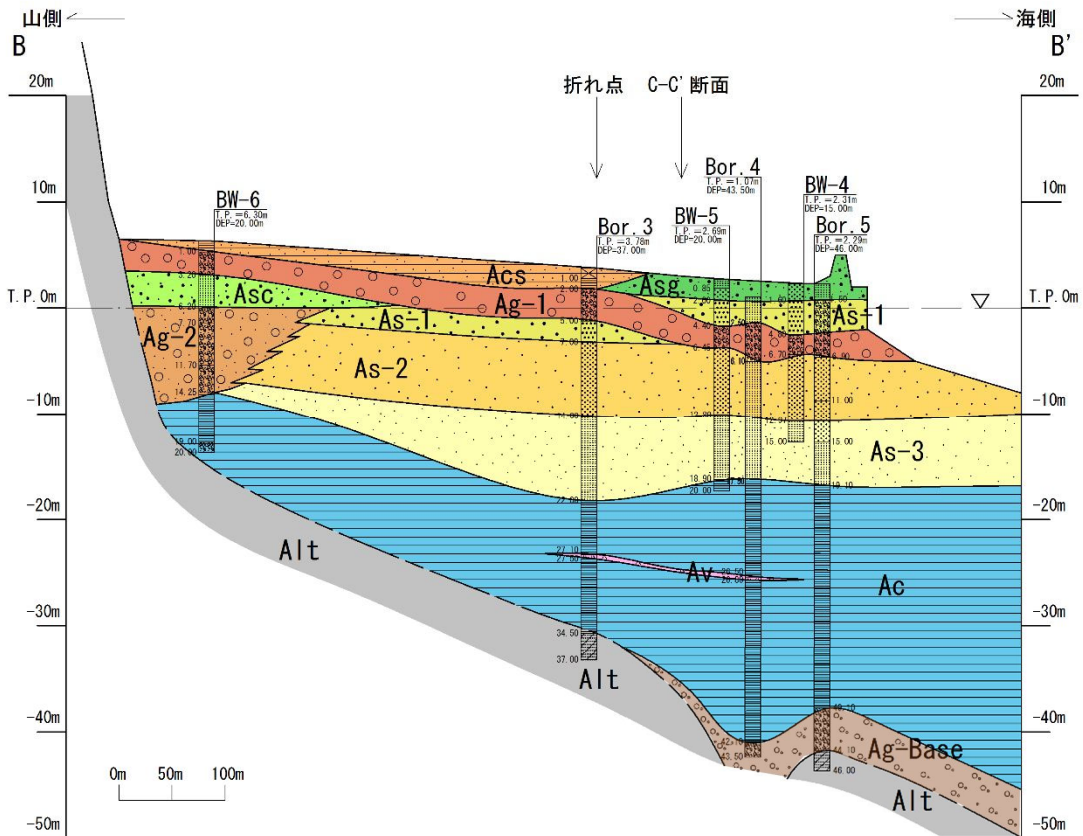


図-3.3(2) 調査地の推定地質断面 (B-B') 断面位置は, 図-3.1参照

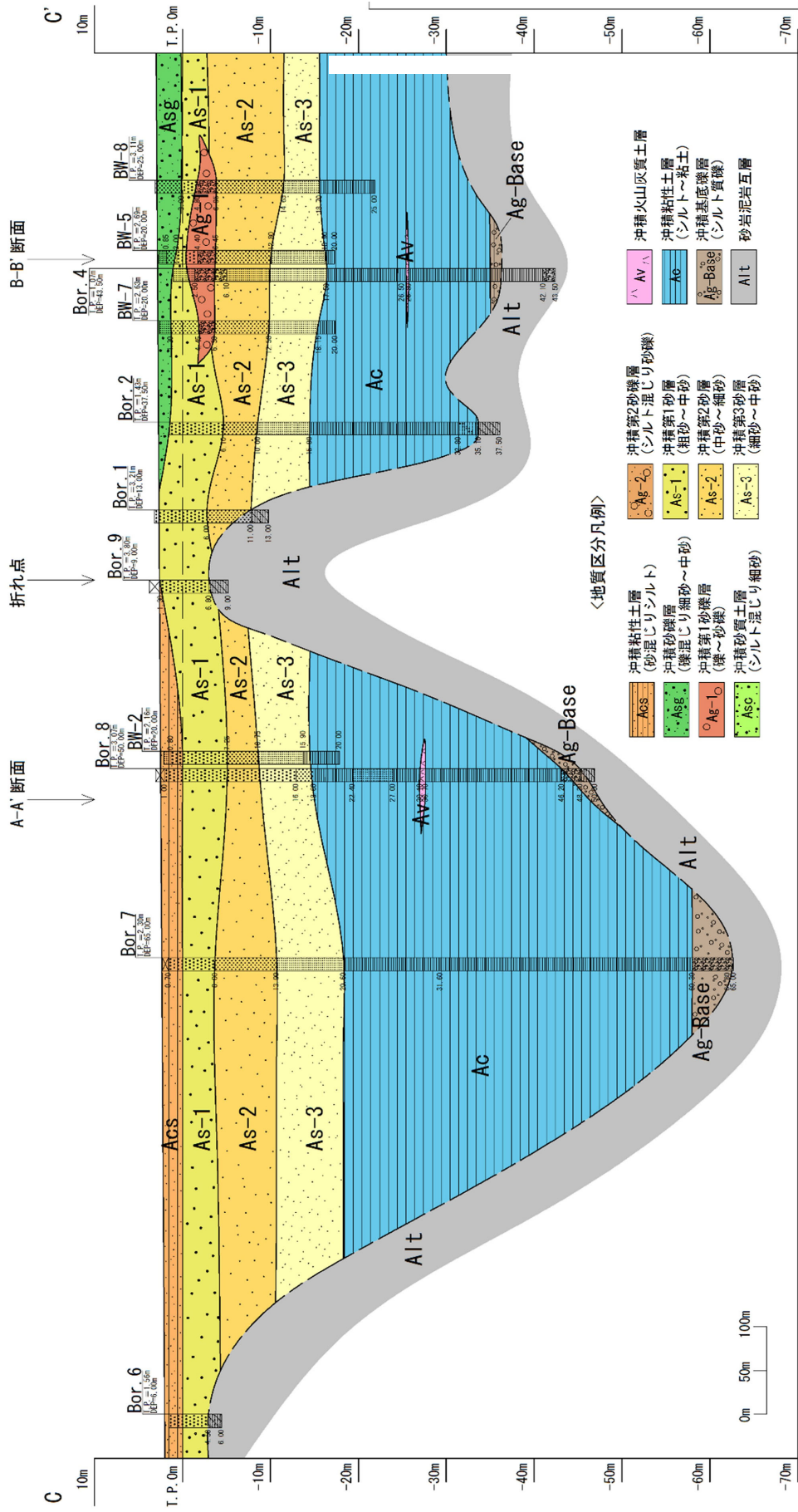


図-3.3(3) 調査地の推定地質断面 (C-C') 断面位置は、図-3.1参照

表-3.1 調査地の地質層序

推定年代	地質記号	地層名称	地層特性	
完新世	Acs	沖積粘性土層	褐灰色の砂混じりシルト～細砂. 所々に有機物含む.	
	Asg	沖積砂礫層	明褐灰色の礫混じり細砂～中砂. 直径2～10mmの円礫含む.	
	As-1		沖積第1砂層	黄色灰色の中砂～粗砂. 所々に円礫含む.
		Ag-1	沖積第1砂礫層	明褐色の礫を含む砂礫(やや淘汰が悪い). 直径2～15mm(最大40mm)の円礫～亜円礫で, 細砂～中砂が混じる.
		Asc	沖積砂質土層	明黄灰色のシルト混じり細砂. 所々に円礫含む.
		Ag-2	沖積第2砂礫層	褐灰色のシルト混じり砂礫(淘汰が悪い). 直径2～20mmの円礫主体. 細砂～中砂を主体とし全体的に細粒分混じる.
			沖積第1砂層	黄灰～明灰色を呈する粗砂～中砂. 所々に円礫含む. 層厚5～10m程度.
	As-2	沖積第2砂層	明灰～灰色を呈する中砂～細砂. 全体的にシルト混じる. 層厚5～10m程度.	
	As-3	沖積第3砂層	明灰～灰色を呈する細砂～中砂. 所々に貝殻片を含む. 層厚5～10m程度.	
	Ac		沖積粘性土層	灰色のシルト～粘土. 所々に貝殻片を含む.
Av		沖積火山灰質土層	明黄灰色のガラス質火山灰を多く含むシルト. 層厚0.3～0.6m程度. 層序と性状からK-Ahと判断(7300年前)	
		沖積粘性土層	灰色のシルト～粘土. 所々に貝殻片を含む. 層厚10～40m程度.	
更新世	Ag-Base	沖積基底礫層	暗灰色のシルト質礫. 直径5～20mmの亜角礫主体. 層厚2～4m程度.	
前期白亜紀	Alt	砂岩泥岩互層	暗灰色の泥岩がち砂岩泥岩. 新鮮で岩組織が明瞭.	

3.3.3 砂層と礫～砂礫層の透水特性

調査地の砂層の As-3, As-2, As-1 層, 礫～砂礫層の Ag-1 層の粒度特性を含めた透水特性を比較した. 粒度特性は土の粒度試験 (JIS A 1204) による各層の代表的な粒径加積曲線を, 透水特性はボーリング孔を利用した現場透水試験 (JIS A 1218, 主に回復法) と土の粒度試験によって得られる 20% 粒径 (D_{20}) を用いた (Creager et al., 1945) の表による透水係数の経験値を用いて比較した.

As-3, 2, 1 層の粒度特性は砂分がほぼ 90% を超える砂層で, 海退の堆積構造を示す上方粗粒化がみられ, 下位の As-3 から上位の As-2, 1 の順に粒径が大きくなっている (図-3.4, 表 3.2). それに対して Ag-1 層は, 粗粒分が少ない箇所であっても粗砂～礫を主体とし, 前述の砂層よりさらに粗粒分を多く含む. また, Creager の表による透水係数は, As-3, As-2, As-1 層が $2.60 \times 10^{-5} \sim 2.20 \times 10^{-4} \text{m/sec}$, Ag-1 層が $1.60 \times 10^{-3} \text{m/sec}$ となっている. 同様に現場透水試験結果を比較すると, As-3, As-2, As-1 層の透水係数は $1.75 \times 10^{-5} \sim 1.42 \times 10^{-4} \text{m/sec}$, Ag-1 層が $7.50 \times 10^{-4} \text{m/sec}$ となっており, Creager の表と比較するとやや低い値となった. 以上を総合すると, As-3, As-2, As-1 層の透水係数は $1.75 \times 10^{-5} \sim 2.20 \times 10^{-4} \text{m/sec}$, Ag-1 層が $7.50 \times 10^{-4} \sim 1.60 \times 10^{-3} \text{m/sec}$ となっており, Ag-1 層は As-3, As-2, As-1 層の 10～100 倍の透水性を有している (表-3.2).

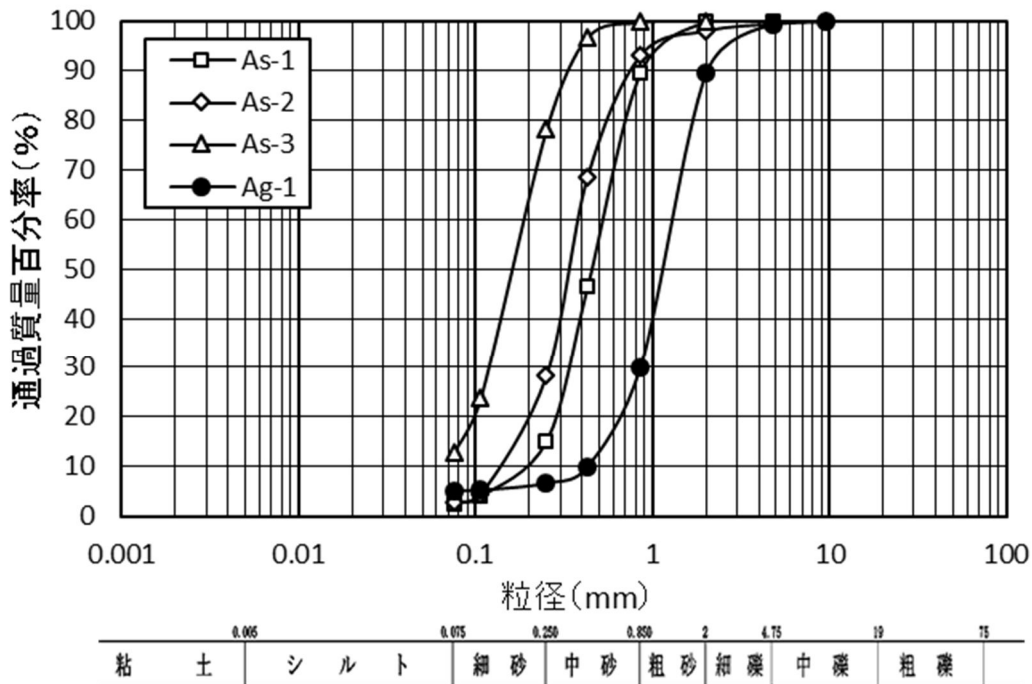


図-3.4 As層とAg-1層の粒径加積曲線 (ふるい分析)

表-3.2 帯水層と地下水流動層の粒度・透水特性

地層名	粒度特性			透水特性		
	各粒径 [※] の含有率φ(%)			透水係数k(m/sec)		
	細粒分	砂分	礫分	Creagerの表 (20%粒径)	現場 透水試験	地層の 透水係数
Ag-1	5.1	85.0	9.9	1.60×10^{-3} (0.68mm)	7.50×10^{-4}	7.50×10^{-4} ~ 1.60×10^{-3}
As-1	2.6	97.3	0.1	2.20×10^{-4} (0.27mm)	1.42×10^{-4}	1.42×10^{-4} ~ 2.20×10^{-4}
As-2	2.8	95.8	1.4	8.90×10^{-5} (0.20mm)	4.86×10^{-5}	4.86×10^{-5} ~ 8.90×10^{-5}
As-3	12.8	87.2	0.0	2.60×10^{-5} (0.12mm)	1.75×10^{-5}	1.75×10^{-5} ~ 2.60×10^{-5}

※細粒分: 粒径が75μm未満, 砂分: 粒径が75μm以上2mm未満, 礫分: 粒径が2mm以上

3.4 地下水観測に基づく地下水流動経路の推定

調査地の表層付近の地下水流動経路としては、萩谷川の上流側と新町川沿いにのみ分布する Ag-1 層が考えられる (図-3.3)。本層は干潟や浜堤を構成する沿岸流による海成堆積物の砂層 (As-1, 2) を削り込んだ礫～砂礫層であり、山地から海岸に向かって細長くほぼ直線状に分布している。ちなみに、2004 年に実施した井戸聞き取り調査によれば同層から揚水している井戸の推定揚水量の合計は 100 リットル/分を超えると試算され、本地域にあっては地下水が豊富な層序である。ここでは、Ag-1 層が存在する B-B'断面付近 (図-3.1 の Area B) と、存在しない A-A'断面付近 (Area A) の 2005 年の地下水観測データにより、地下水面勾配と電気伝導度分布を解析した。なお、ここでの地下水面勾配とは、観測孔間の水位差/距離を角度で表したものである。

3.4.1 地下水の変動

(1) 地下水位の観測方法

地下水位観測は、水圧センサーを用いた自記水位計を前述の BW-1～BW-8 に設置し、10 分のデータサンプリング間隔による連続観測とした。観測機器は (株) オサシテクノス社製の DS-1 型水圧センサーと PC-001 型データ収録装置を用いた。雨量観測は、転倒ます方式の自記式雨量計を新町川河口付近の宇佐漁業協同組合の屋上に設置し、地下水位観測と同じ 10 分のデータサンプリング間隔による連続観測とした。観測機器は (株) オサシテクノス社製の RS-1 型雨量発信器と NetLG-201 型データ収録装置を用いた。なお、潮位は、新町川河口付近の東南東約 1.2km の岬に位置する国土交通省所管の「萩岬」検潮所の 10 分間隔データを使用した (図-3.2)。

(2) 山側から海側 (北西-南東) への地下水面勾配

砂洲の海側にある BW-1 (A-A'断面) と BW-4 (B-B'断面) は、Ac 層より上位に設置した地下水位観測孔である。両孔の地下水位は概ね T.P.0.2～0.5m 程度で推移し、累積降水量が 150 mm を超えると T.P.0.5m を超えて上昇する (図-3.5 (1))。一方、砂洲の山側にある観測孔の地下水位は、BW-3 (A-A'断面) では概ね T.P.0～0.7m 程度で、BW-6 (B-B'断面) では T.P.3.7～4.5m 程度でそれぞれ推移し、両者とも累積降水量が 150 mm を超えると 1～1.5m 程度の水位上昇が認められる。

次に、A-A'と B-B'断面における山側から海側への観測孔間の地下水面勾配は、両

者とも同様な経時変化を示すが, A-A'断面で $-0.05 \sim 0.15^\circ$, B-B'断面で $0.35 \sim 0.5^\circ$ とその勾配が大きく異なる(図-3.5(2)). なお地下水面勾配「-」は, 地下水面が海から山へ傾斜していることを意味する. 山側から海側への地下水面勾配は, B-B'断面がA-A'断面に比べ2~10倍程度大きくなっている.

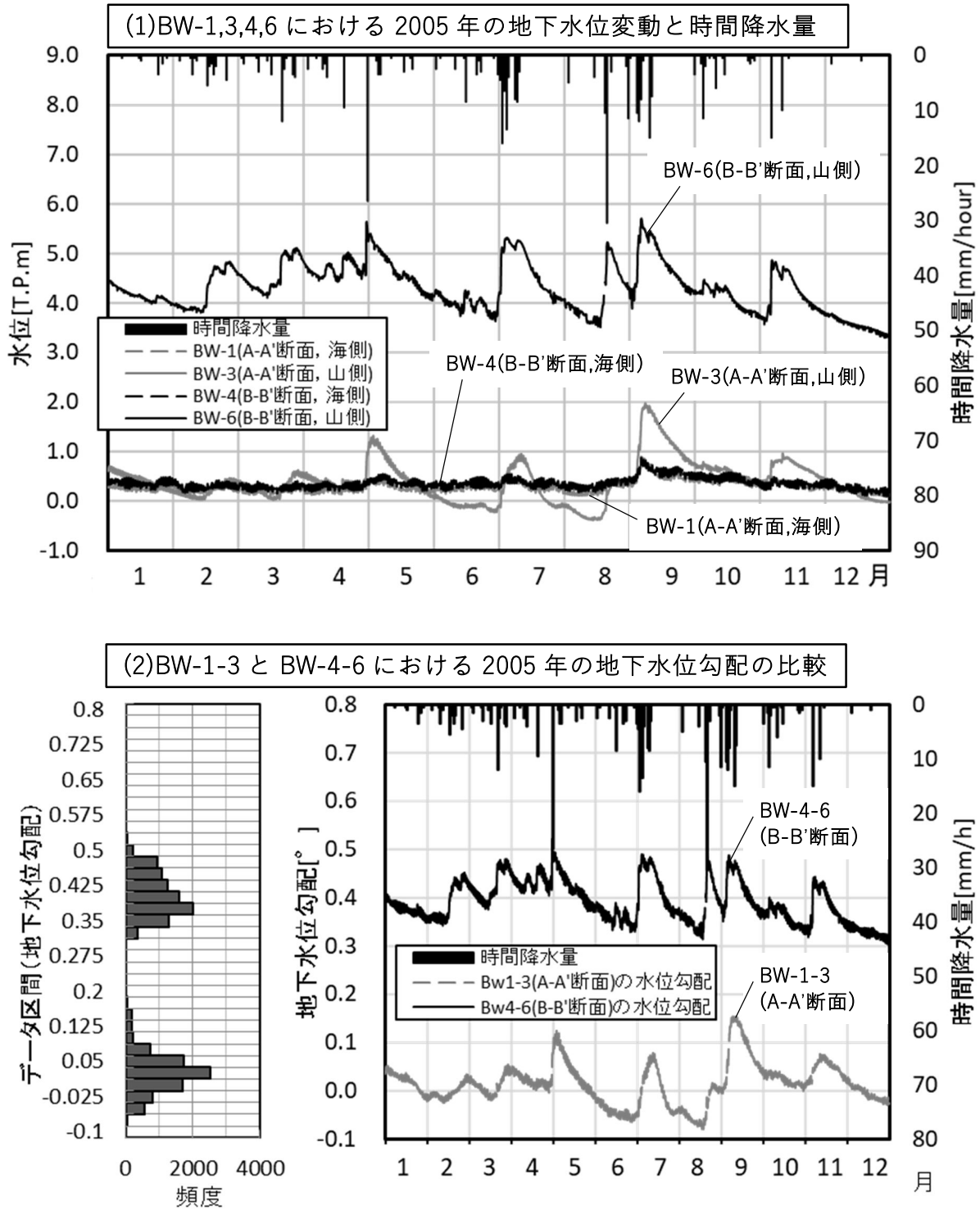


図-3.5 2005年の地下水位変動と時間降水量および地下水面勾配

3.4.2 電気伝導度の変化

(1) 電気伝導度の観測方法

2004 年末から 2005 年にかけて，塩水化と地下水流動の調査のため，各観測孔の電気伝導度の鉛直調査を行った．調査方法は，ケーブルの先端にセンサーが取り付けられた電気伝導度計（P102 型 水温・電気伝導度計，（株）CTI サイエンスシステム社製）を観測孔に挿入し，深度方向で 50cm 間隔の電気伝導度（*EC*）を計測した．計測時にはセンサーによる地下水攪拌による計測誤差を極力抑えるため，地表から地下へ向けてセンサーを慎重に移動させて計測した．解析では，潮位状態として，年間を通して降水量の多い時期（4～9 月）と少ない時期（10～翌年 3 月）に区分し，大潮と小潮，高潮位と低潮位の組み合わせ 8 ケースを抽出して，臨海部の地下水の塩水化状況を比較することで，地下水の流動特性を評価した（表-3.3）．

表-3.3 調査を実施した降水量と潮位状態の組み合わせ

観測年月日	観測条件		
	降水量※1	潮位変動	潮位高※2
2014/12/11	少ない	大潮	高い
2015/1/22	少ない	大潮	低い
2015/2/11	少ない	小潮	低い
2015/6/4	多い	大潮	低い
2015/6/18	多い	小潮	低い
2015/8/20	多い	大潮	高い
2015/8/27	多い	小潮	高い
2015/11/12	少ない	小潮	高い

※1 多い:4～9月, 少ない:10～翌年3月

※2 高い:高潮位, 低い:低潮位

(2) 海際の電気伝導度

海際の表層地下水の電気伝導度は、場所によって大きな相違がある(図-3.6)。BW-1 (A-A'断面) では T.P.-5m 付近まで EC が 40~200mS/m 程度で推移するが、T.P.-10m 付近までは徐々に EC 値が上昇して EC 値が 1,500~2,000mS/m に達し、その後 EC 値は更に上昇する。T.P.-12m 付近以深では海水とほぼ同じ $EC \geq 4,000\text{mS/m}$ を示している。一方、BW-4 (B-B'断面) は、全深度で EC 値が 25~30mS/m 程度で時期的なばらつきもほとんどなく安定し、 EC 値は年間を通して低い値(ほぼ淡水)を示している。

(3) 内陸部河川付近の電気伝導度

萩谷川付近の BW-2 (A-A'断面) と新町川付近の BW-5 (B-B'断面) の EC 値の鉛直分布を時期ごとに比較した(図-3.7)。海岸からの距離は BW-2 が 350m, BW-5 が 120m 程度で、Ac 層より上の自由地下水の観測孔である。BW-2 では、 EC が 30~280mS/m 程度と全体的に大きくばらつき、地下水涵養量が少なくなる冬場に EC 値が高くなる傾向にある。一方 BW-5 では、孔底付近に 100mS/m 程度のやや高い値を示す区間があるものの、T.P.-13m 以浅では概ね 30~40mS/m で EC 値は安定し、季節的变化もほとんどない。

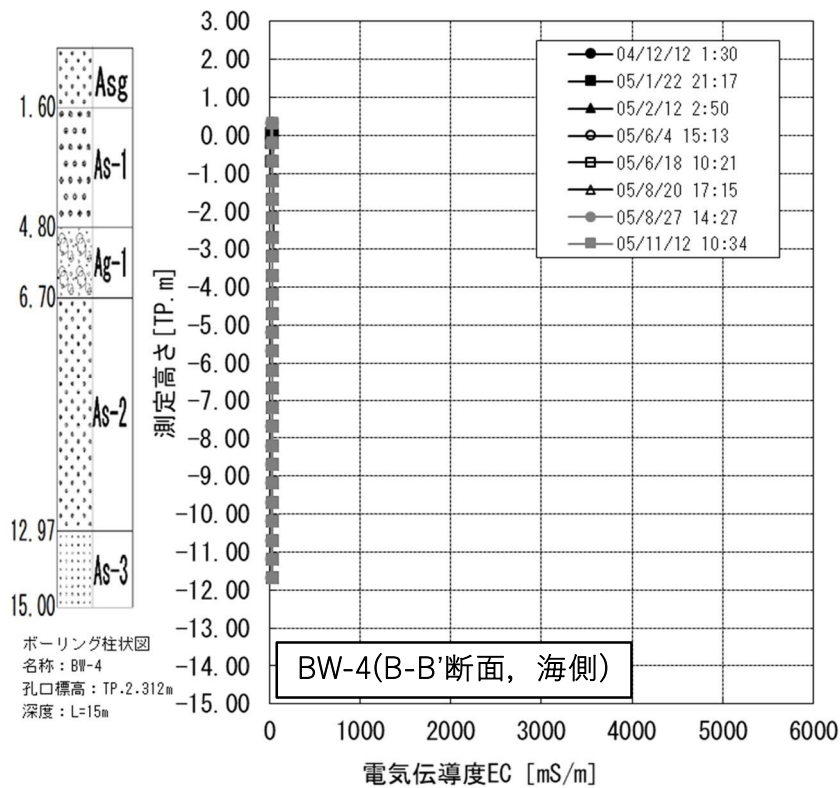
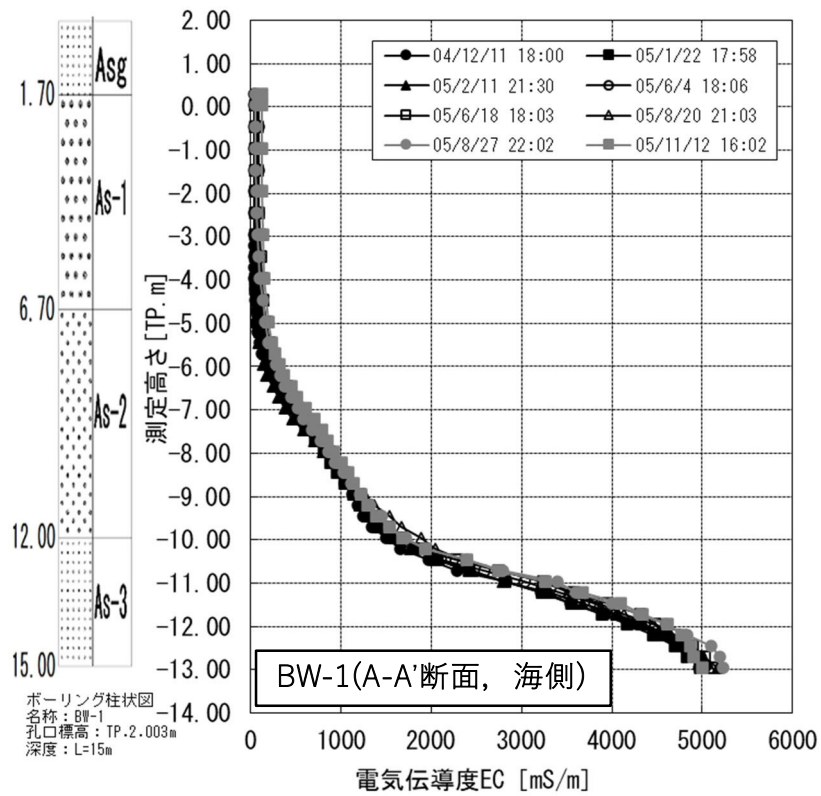


図-3.6 BW-1とBW-4における鉛直方向の電気伝導度分布の比較

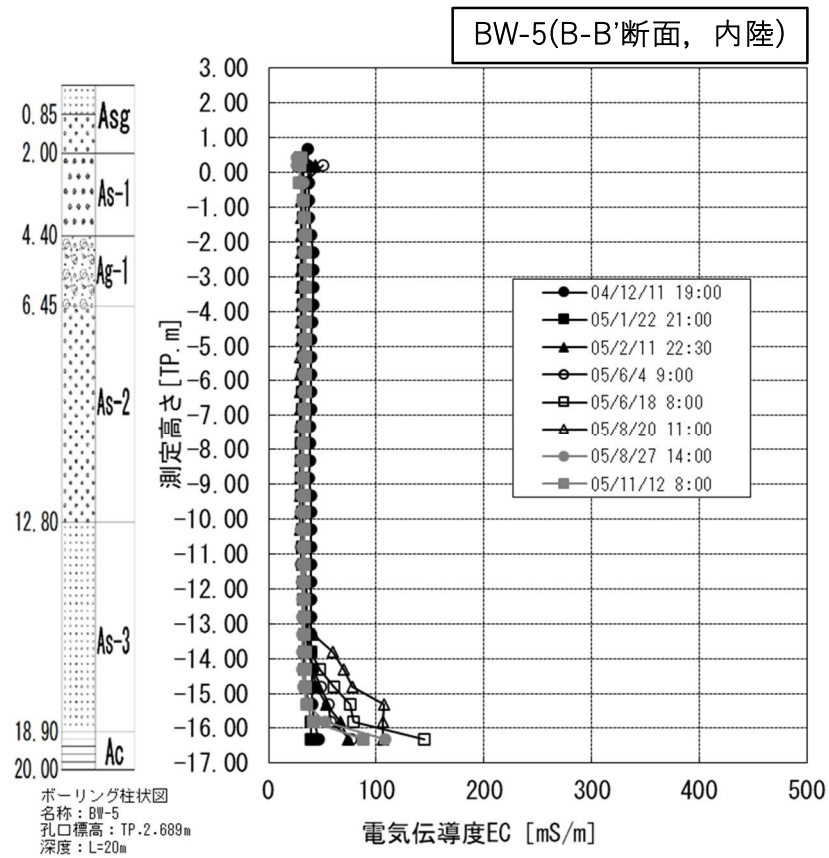
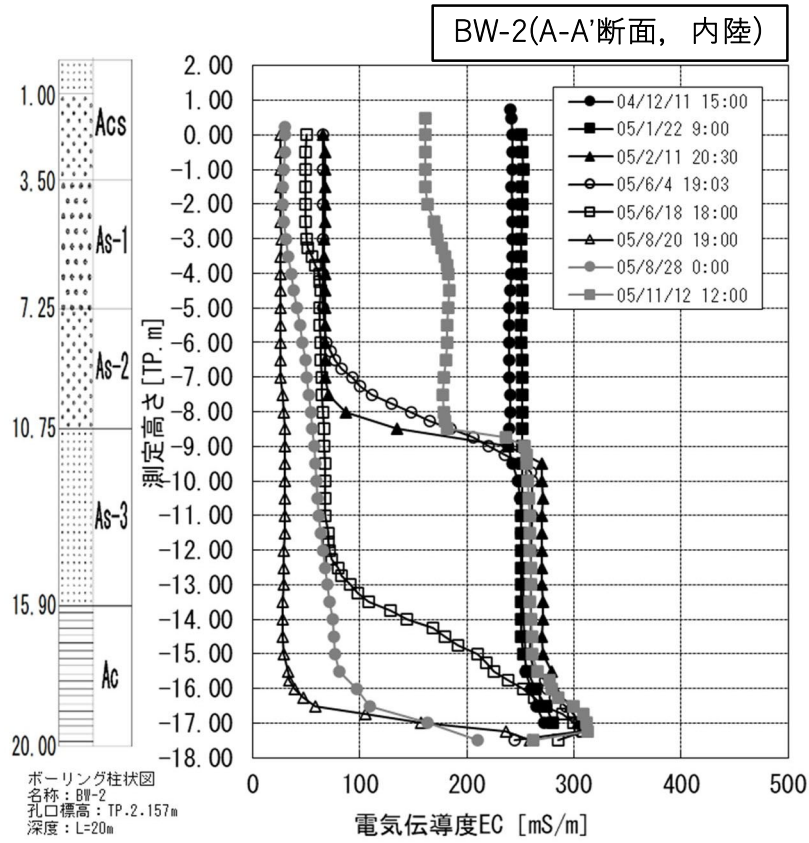


図-3.7 BW-2とBW-5における鉛直方向の電気伝導度分布の比較

3.4.3 地下水流動経路の特性

A-A'断面付近 (Area A) に比べ B-B'断面付近 (Area B) の方が, 山から海へ向かう地下水面勾配が大きく, 山から海へ向かう安定した大きな動水勾配が形成されている. また EC 値においても B-B'断面付近 (Area B) の方が海際での塩淡境界が存在せず, 内陸部でも安定した淡水地下水が存在している. このことは B-B'断面付近 (Area B) には, 山から海へ向かう安定的な地下水流動経路の存在を示唆している. 一方で, Ghyben-Herzberg の静水圧分布条件下での塩水くさびの侵入長と地下水流量の関係 (大西ほか, 1996) から試算した海岸線 100m 当りの地下水流量が, Area A (A-A'断面付近) の $10.1\text{m}^3/\text{h}$ と比較して, Area B (B-B'断面付近) の $20.8\text{m}^3/\text{h}$ 以上の方が多いたことが示されている (表-3.4) (Miyaji et al., 2015). この主要因は, Area B に地下水流動経路である Ag-1 層が存在することにより, 流域内の地下水を効率的に供給していることが考えられる.

表-3.4 塩淡境界から試算したArea別の地下水流量

Area	(1)塩水化状況と計算条件				(2)流量
	塩淡境界高 ^{※1} [T.P.m]	透水係数 [m/s]	侵入長 ^{※2} [m]	帯水層厚 [m]	地下水(淡水)流量 ^{※3} [m ³ /h/100m]
A	-12	5.0×10^{-5}	100	15	10.1
B	なし		70	18	< 20.8

※1.塩淡境界は, 海水相当としてEC=4000[mS/m]とした.

※2.Bの侵入長は, 観測孔直下に塩淡境界があると仮定して計算した.

※3.流量は海岸線100m当りである.

3.5 砂洲中における地下水流動経路 (Ag-1 層) の成因と形成過程

3.5.1 Ag-1 層の性状と形成要因

第4節の水理地質データを総括すると、調査地の地下水流動経路として Ag-1 層が考えられる。Ag-1 層は、層序から縄文海進以降に形成され、その分布形状から現在の谷出口付近と新町川の河口付近をほぼ直線的に細長く結んでいる可能性が高い。その規模は、長さおよそ 600m 以上、最大幅 200m 程度、最大厚さ 3m 程度で、分布勾配は地形勾配よりやや急な 1~2°程度と推察される。Ag-1 層の性状は、やや淘汰が悪い明褐色の礫 (写真-3.1) を主体とし、上下の沖積層とは異質な色調および弱風化礫からなることから、通常のゆっくり堆積が進んだ礫層ではなく、山地斜面などから短時間に供給された可能性が高いと思われる。

また、Ag-1 層は新町川沿いの沖積層内に連続的に細長く分布し、透水性の高い地層を形成し、沿岸部の砂洲を形成する As-1 層を突き破って連続性をもって堆積している。そのためには、水を多く含んだ突発的あるいは継続的な地質現象が必要となり、形成要因としては、萩谷川上流部からの大規模な土石流が考えられる。

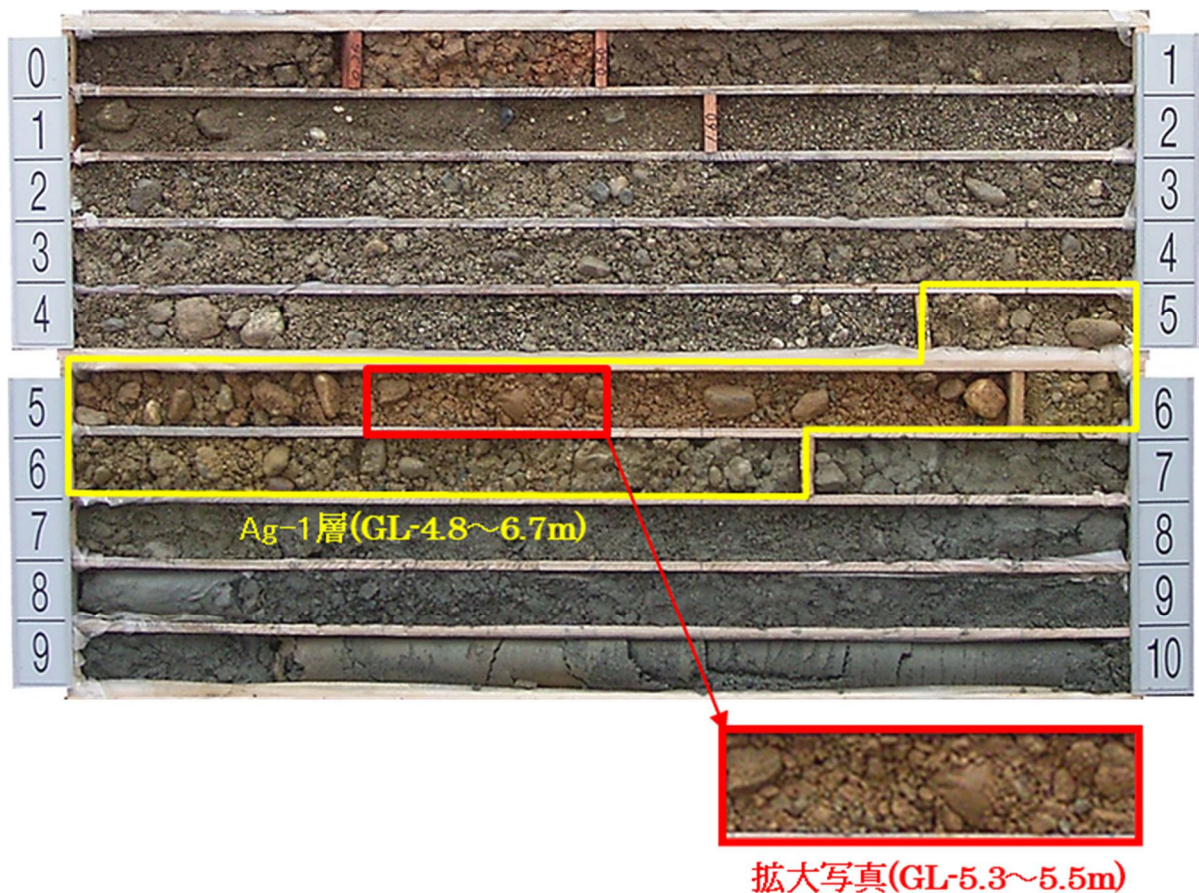


写真-3.1 新町川河口付近におけるBW-4のコア写真 (GL-0~10m)

3.5.2 土石流の発生原因について

芦田(1992)によれば, 土石流の発生原因として次の5通りが示されている. ここでは, 萩谷川上流部の地形・地質状況から, Ag-1層の供給源となった土石流の発生原因について検討した.

- (1) 溪床上の堆積土砂が流水の増加によって流動化する場合
- (2) 地すべり土塊が流動化する場合
- (3) 山腹崩壊土塊が流動化する場合
- (4) 天然ダムの決壊による場合
- (5) 火山活動による場合

萩谷川が山地から沖積低地へ移行する谷出口より上流には, 空中写真と赤色立体図より, 右岸側斜面下部が大きく押し出された地すべり地形が判読できる(図-3.8).



図-3.8 萩谷川上流域の赤色立体図

①は写真-3.1のボーリング地点, ②は写真-3.2の撮影位置を示す. なお, 本図は国土地理院5mDEMを基にアジア航測株式会社の赤色立体地図作成手法(特許3670274, 特許4272146)を使用し, 香川大学工学部長谷川研究室が作成したものである.

また, 1/5,000 の地形図 (土佐市, 1984) によれば, 尾根部付近の滑落崖跡や周囲より緩勾配の尾根の両側に, 連続的な谷筋が存在し, 河川の左岸側への押し出しがみられ, 当地では長さ約 200m, 高さ約 110m, 幅約 100m の岩盤地すべり跡地と評価される. 地表踏査の結果, 地すべりブロックおよび周辺の地質は泥岩を主体とし, 一部地すべりブロック上方の尾根部には砂岩が分布している (図-3.9). 加えて, 地すべりブロック内および末端部付近には, 右岸側上方斜面から供給されたと考えられる直径 1~3m 程度の砂岩の巨石や直径 0.3~1m 程度の一部風化礫を含む転石が散在している.

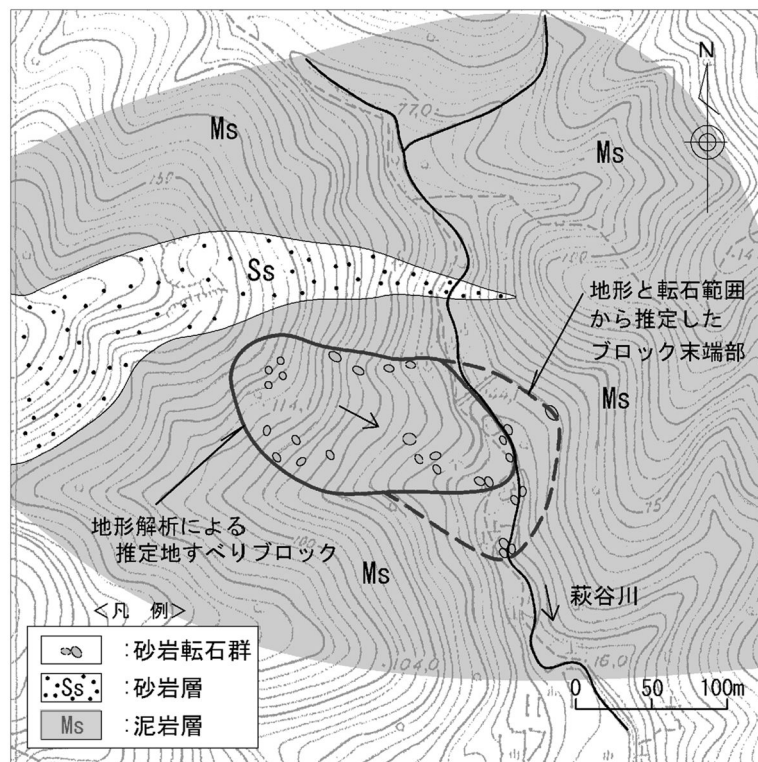


図-3.9 萩谷川上流域の推定地すべりブロック

図幅は図-3.8に示す.

一方, 溪流沿いには直径 4m を超える砂岩の巨石 (写真-3.2) が存在し, 溪流を超えて左岸側にも砂岩転石が低標高部のみに認められる. なお, 溪流沿いの砂岩転石は, 地すべり末端部付近に多く存在し, その上下流にはほとんど存在しない. また, 地形図のペーパーロケーションによる河川縦断では, 地すべり末端部付近に局所的な地形の高まりがみられる (図-3.10).



写真-3.2 萩谷川上流域の河床に分布する直径4mを超える巨石群

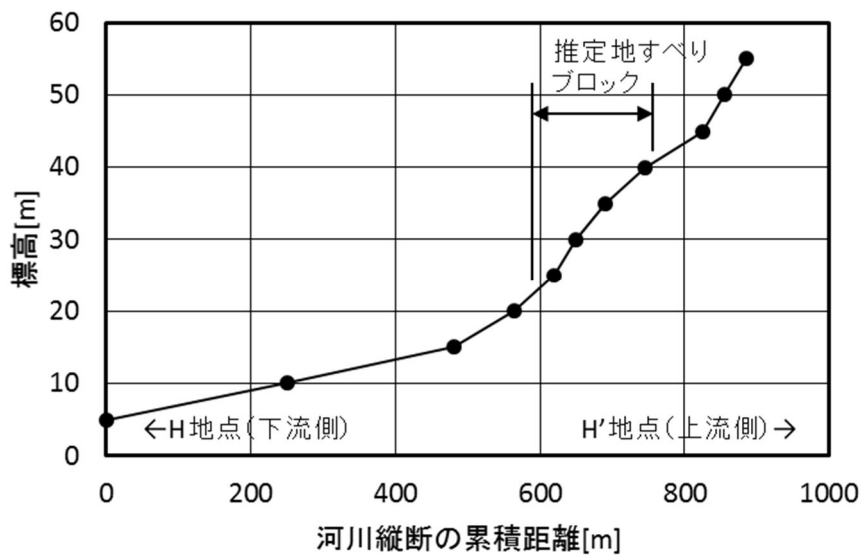


図-3.10 萩谷川上流域の河川縦断

河川縦断範囲は図-3.8に示す.

以上より, 推定地すべりブロックの末端部が溪流に到達し, 河道閉塞した可能性がある. したがって, 土石流の発生原因としては, 地すべり土塊の流動化あるいは地すべりダム決壊洪水が考えられ, 多量の水を含んだ突発的な地質イベントであったと推察される.

3.5.3 Ag-1 層の形成過程と萩谷川の変遷

縄文海進以降から現在までの萩谷川の変遷史について、Ag-1 層の形成過程を中心に考察した。なお、検討にあたっての過去の海水準変動は、日本列島周辺の海峡地形から総合的に研究した大嶋（1991）と日本における海面変化曲線の例を地域別に示した杉村（1977）を参考にした。

(1) 海退による砂層（As-3～1）の堆積

沖積層は下位より As-3, As-2, As-1 の順に砂層が堆積する。これら砂層は大局的に上方粗粒化していることから、海退の特性を示している。これらの砂は萩谷川からの供給分もあるが、主に沿岸流の運搬・堆積作用によって形成され、As-1 層の一部では浜堤化が進み、沖積低地での萩谷川の流れは、南東方向から南南西方向へと変化したものと推察される（図-3.11 (1)）。

(2) 土石流による Ag-1 層の形成

As-1 層が堆積中に山麓部で土石流が発生し、一部 As-2 層を含めた As-1 層を削り込みながら Ag-1 層が激しく直線的に細長く堆積した。なお、Ag-1 層は断面分布による連続性がよく、河川横断方向の分布も新町川付近にほぼ限定され、Ag-1 層により一時的に古新町川が形成された（図-3.11 (2)）。

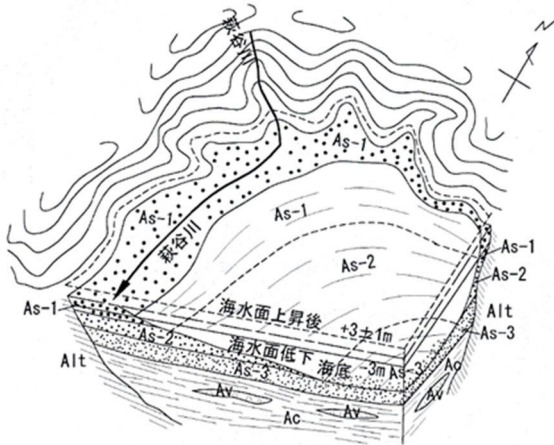
(3) As-1～Asg 層の堆積による古新町川の消滅

その後、As-1 層が Ag-1 層を覆い、さらに砂洲成堆積物である Asg 層が堆積することで古新町川の流路は沿岸流によって再び塞がれ、萩谷川の流路が現在の位置に確定した。このとき Ag-1 層は連続性を保ったまま地下に保存された（図-3.11 (3)）。

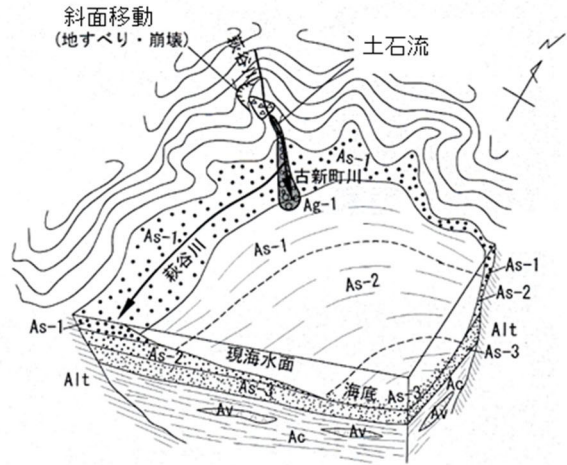
(4) 現在の萩谷川と Ag-1 層

その後、萩谷川の放水路として現在の新町川が人工的に開削され現在の地形となった。新町川の地下には Ag-1 層を伴う古新町川が形成され、Ag-1 層が現在の地下水流動経路となり、地域の貴重な地下水源となった（図-3.11 (4)）。

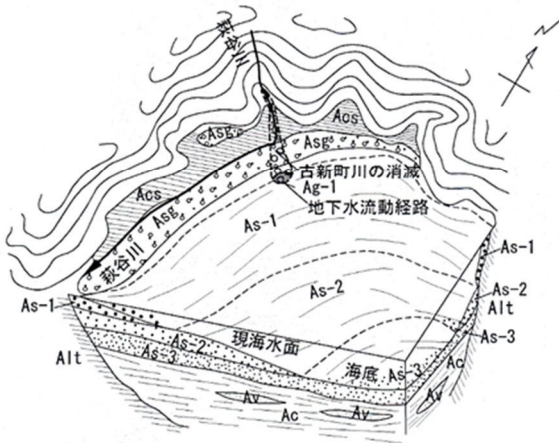
(1) 海退による砂層(As-3~1)の堆積



(2) 土石流によるAg-1層の形成



(3) As-1~Asg層の堆積による古新町川の消滅



(4) 現在の萩谷川とAg-1層

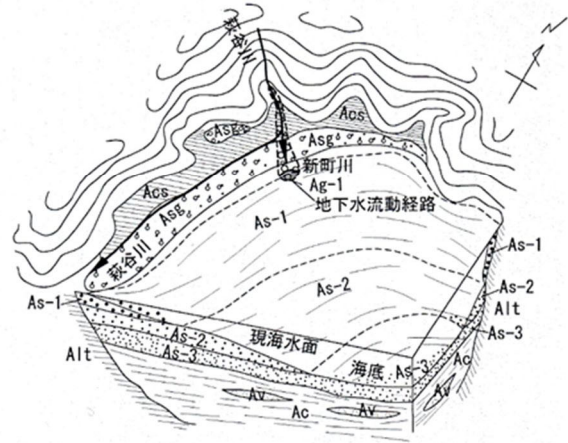


図-3.11 萩谷川とAg-1層の形成史

3.5.4 考察

臨海沖積低地の主な地下水研究では、山本（1959）は、日本の海岸砂洲の堆積層は主に砂によって構成され、その下位に海進時の粘性土層が分布していることから、淡水を主体とする良好な帯水層が薄いことを、観測孔地下水の比抵抗値から明らかにしている。鳥居（1979）は、新第三紀末期頃からの地形・地質発達史に着目し、特に海成段丘面を鍵として、十勝川下流地域の広域的な帯水層の分布範囲の推定を試みている。徳永ほか（2003）は、黒部川扇状地沖合において電気伝導度・水温・深度センサーを曳航する調査を行い、淡水性地下水の海底湧出プロセスを解明している。また、西山ほか（1999）は、更新世の扇状地堆積物の赤色化礫は地表面からの酸化に伴う風化作用によって形成され、軟質化も伴って透水性の低い堆積物となることを示唆している。これらの研究から、粗粒堆積物によって構成される扇状地を除き、臨海沖積低地の帯水層は砂を主体とし、特定の地下水流動経路が形成されにくいことが示されている。

本研究では、地下水流動が少ない狭小な臨海沖積低地において、地下水流動経路となる礫や砂礫を主体とする Ag-1 層の性状や分布を水理地質学的に解析することで、その透水特性と形成過程を推定することができた。これは、現在の地形にとらわれず、最終氷期以降の地形発達史と地下水観測データを併せて水理地質構造を考察することによって、効率的に地下水流動経路を見つけ出すことが可能になるものとする。また、土石流という地質的イベントによって、臨海沖積低地においても扇状地の様な良好な地下水流動経路が形成されることも示唆された。なお、臨海沖積低地の砂礫が数千年で赤色風化することは考えにくいことから、Ag-1 層が河川や沿岸流によって形成された可能性は低いと考える。したがって、透水性が低いと考えられがちな赤色化した砂礫でも、細粒分が少なく堆積後に風化したものでなければ地下水流動経路になることも判明した。

この様な地下水流動経路の分布や性状が把握できることで、狭小な臨海沖積低地での効率的な水資源開発、周辺地下水環境に配慮した適切な河川改修工事や地下構造物建設の実施および地下水汚染対策や生態系保全に貢献でき、人々の生活や社会産業活動に寄与するものと考えられる。

3.6 まとめ

狭小な臨海沖積低地において，ボーリングや粒度特性データを基に水理地質断面を検討し，これに地下水位の変動や電気伝導度の変化を分析して，地形発達史的観点を加えた考察を行った．その結果を以下にまとめる．

- ① 狭小な臨海沖積低地において地下水資源となる地下水流動経路を見つけ出す方法として，地形発達史に加えて河川上流の地形・地質に着目することが重要である．
- ② 地下水流動経路が形成される一要因として，土石流が考えられる．土石と多量の水を含む激しい流れは，粗粒分の堆積・運搬エネルギーが大きく，直線的かつ連続的な透水性の高い地下水流動経路を形成するものと推察される．
- ③ 一定規模の地下水流動経路が形成されれば，その後砂洲の形成によって埋没し，河川流路が元に戻ったとしても，地下水流動経路は地中に残り，地域の安定的な淡水地下水の供給源になる．
- ④ 土石流の発生原因については，地すべり土塊の流動化や地すべりダム決壊洪水の可能性が考えられるものの，その立証には至っていない．今後は，Ag-1層を形成するために必要な降水条件や土砂量などの土石流規模を推定し，流域内の地形・地質データも含めて土石流の発生原因をより詳細に解明したいと考えている．

【第Ⅲ章の引用文献】

- 芦田和男 (1992) : 土石流概論, 新砂防, Vol. 44, No. 6 (179), pp. 44-45.
- Creager, W. P., Justin, J. D. and Hinds, J. (1945) : Engineering for Dams, Vol. III, Earth, Rock-fill, steel and Timber dams, John W & Sons, Inc., N.Y., pp. 645-649.
- 地質調査総合センター (2000) : 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成 : Japan250m.grd, 地質調査総合センター研究資料集, No. 353.
- 平出重信・春山成子・中里裕巨・KongMENG・SothamSINEG・鈴木浩一 (2009) : 電気探査を用いたカンボジア王国プノンペン市周辺における第四紀層の地下水資源ポテンシャル評価に向けた基礎的研究, 応用地質, 第 50 巻, 第 2 号, pp. 89-97.
- 池田光良・三浦均也・操上広志 (1999) : 地下水温による北海道美々川周辺の地下水流動解析, 応用地質, 第 40 巻, 第 2 号, pp. 70-85.
- 池田光良・竹内篤雄・三浦均也・松枝大治・安田 匡 (1999) : 十勝平野の複合扇状地の地下水流動機構, 応用地質, 第 39 巻, 第 6 号, pp. 486-499.
- 井内国光・安富英樹 (2004) : 建設工事における過剰揚水に伴う地下水塩水化, 陸水学雑誌 65, pp. 83-92.
- 榎根 勇 (1989) : 河川と地下水, 地学雑誌, 98-2, pp. 42-51.
- 榎根 勇 (2013) : 地下水と地形の科学 水文学入門, 講談社学術文庫, 2158, pp. 43-45.
- 高知県 (1979) : 土地分類基本調査「須崎」 5 万分の 1 , 薄冊, pp. 11-18.
- 国土地理院 (2006) : 1 : 25,000 土地条件図「土佐高岡」, pp.1-9.
- Miyaji, S. Sunouchi, H. and Doi, N. (2015) : Evaluation and Prediction of Risks Associated with Groundwater Salinization and Dilution : examples from coastal plains around the city of Tosa, Shikoku Island, Japan, The 10th Anniversary Asian Regional Conference of IAEG, Tp3-P15, pp. 1-8.
- 宮岡邦任 (1995) : 今市扇状地における水文地質と地下水流動系, 地理学評論 68A-5, pp. 285-302.
- 西垣 誠 (1988) : 建設工事に伴う地下水災害とその考え方, 地下水学会誌, 第 30 巻, 第 2 号, pp. 59-70.
- 西山賢一・横田修一郎・岩松 暉 (1999) : 扇状地堆積物における赤色化礫の分布と

- 性状, 応用地質, 第 40 巻, 第 1 号, pp. 2-13.
- 大西有三 監訳 (1996): P. A. ドミンゴ, F. W. シュワルツ著地下水の科学Ⅲ—地下水と地質—, 土木工学社, pp. 26-27.
- 大嶋和雄 (1991): 第四紀後期における日本列島周辺の海水準変動, 地学雑誌, 100 (6), pp. 967-975.
- 酒井利彰・井岡聖一郎・五十嵐敏文 (2012): サロベツ原野南部における沖積層の水文地質構造と地下水流動, 応用地質, 第 53 巻, 第 4 号, pp. 172-182.
- 新藤静夫・石川 力 (1985): 霞ヶ浦北岸台地, 出島地域における地下水流動系の解析 (第二報), 日本地下水学会誌, 第 27 巻, 第 4 号, pp. 157-170.
- 塩崎 功 (2010): 水質を用いた土木構造物周辺の地下水流動評価, 日本水文科学会誌, 第 39 巻, 第 4 号, pp. 117-125.
- 杉村 新 (1977): 氷と陸と海科学, 47, pp. 749-755.
- 高橋賢司・大年邦雄 (2008): 萩谷川流域における塩水侵入現象の数値解析による検証, 平成 20 年度 土木学会四国支部第 14 回技術研究発表会講演概要集, pp. 91-92.
- 竹内篤雄・根本芳男・土屋彰義 (1985): 地温測定による旧河道調査の有効性について, 応用地質, 第 26 巻, 第 3 号, pp. 111-120.
- 徳永朋祥・中田智浩・茂木勝郎・渡辺正晴・嶋田 純・張 勁・蒲生俊敬・谷口真人・浅井和見・三枝博光 (2003): 沿岸海底から湧出する淡水性地下水の探査および陸域地下水との関連に関する検討—黒部川扇状地沖合での例—, 地下水学会誌, 第 45 巻, 第 2 号, pp. 133-144.
- 鳥居栄一郎 (1979): 十勝川下流地域の地形と水理地質, 日本地下水学会誌, 第 21 巻, 第 1 号, pp. 16-28.
- 土佐市 (1984): 土佐市認定路線網図, 国際航業 (株) 調製, IV-ID-38.
- 山田啓一・石川雅博 (1993): 武蔵野台地における表層地質条件と水環境計画への適用, 水工学論文集, 第 37 巻, pp.165-170.
- 山本荘毅 (1959): 海岸地下水とくに砂洲の地下水について, 地理学評論, 32.11, pp. 578-594.

第IV章 電圧差分法電気探査による地下水流動特性の評価について

4.1 はじめに

地下水流動層, いわゆる「水みち」には明確な定義はないが, 定性的に「帯水層の中でも集中して地下水が流れている箇所」とされている(榎根, 2013). また地下水は, 土粒子の間隙に存在する土中水と岩盤の割れ目に存在する裂隙(れっか)水に分けられ, 間隙や割れ目が繋がって比較的幅があって延長も長くなると, 周辺に比べて地下水が流れ易い「水みち」を形成する(西垣, 2007).

帯水層での過剰な地下水利用や不適切な建設工事を行うと, 地下水資源の枯渇や地盤沈下, 土壌・地下水汚染の拡散など, 様々な地下水障害が発生する. その原因としては, 帯水層や地下水流動経路の性状や分布を, 精度良く評価できていなかったことが挙げられる. したがって, 地下水流動層を適切に評価することは, 効果的な地下水資源の開発・利用や維持管理, 安全で経済的な建設工事の実施, 土壌・地下水汚染の把握や拡散予測等の環境保全などを適切に遂行する上で非常に重要である.

地下水流動層の分布や性状を空間的に把握する手法として, 電気探査が用いられている. 電気探査とは, 大地に直流電流を流し, それにより形成される電位から地下の比抵抗分布を解析する物理探査の一手法である. 地盤は未固結堆積物や岩石を構成する鉱物の種類, 鉱物粒子間の間隙を満たす水のイオン濃度や量などによって異なった比抵抗をもち, 比抵抗分布から地下構造を推定することができる(物理探査学会, 1998). また, 電気探査の歴史は古く, 19世紀の初めには既に欧米で試みられており, 日本へ導入されたのは1920年代である. その後, 地下水調査への導入が進み, 1970年代のコンピュータ技術とそれを利用したシミュレーション技術の進歩に伴い, 複雑な地下構造を精度よく表現することが可能になってきている(島ほか, 1995).

近年, 電気探査結果の精度向上を目的に, 色々な差分解析も行われるようになった. 竹内ほか(1990)は, 比抵抗モニター法の測定システムを構築し, トレーサの流動経路, 流速およびその広がり の推定に有効であることを示している. 和田ほか(1995)は, 複数回の探査を実施し, 降雨前探査の降雨差分から, シラス台地における降雨水の浸透形態や速度を明らかにしている. 田村ほか(2007)は, 岩盤斜面の比抵抗トモグラフィによる降雨を介した時系列的電気探査と地下水の連続測定の結果, 差分解析での雨水浸透時の比抵抗値の変化を可視化し, 比抵抗値を含めた解析で, 岩盤亀裂への地下水の浸透特性について評価している. 小林ほか(2007)は, 老朽ため池堤体

に対して比抵抗法を用い，貯水位を変化させた差分解析で，漏水位置や範囲を推定している．これらの研究は，トレーサ，降雨及び強制的な水位変化などの差分解析を実施し，有益な成果が得られているものの，通常差分解析は手間と時間および気象条件の制約などを要することから，汎用性の面での課題となっている．

今回用いた電圧差分法は，比抵抗 2 次元電気探査の電極配置において 2 回の探査を行い，比抵抗に加え比抵抗変化率も得る方法である．地盤に地下水流動が存在すれば，強制分極現象が強調され比抵抗変化率に有意な差が生じる．その結果，通常比抵抗分布も含めて総合的に解析することで，地下水流動層の分布や性状の推定精度を向上させることが可能となる．

本稿では，河川中流域の沖積平野の地下水流動層に対して，電圧差分法の一定の有効性が確認でき，地下水流動経路の適切な評価に資する可能性があることを報告する．

4.2 電圧差分法電気探査とは

電圧差分法電気探査は、電気探査の強制分極法（IP法：Induced Polarization Method）の一つで、同一測線で2度の探査を行うことにより、強制分極現象を促進させる方法である。その結果、地下水流動範囲をより際立たせることが可能となる。以下に、原理、探査・解析手法を示す。

4.2.1 原理

(1) 強制分極現象

岩石・鉱石に電流を流した際、その応答電位が遅れて観測される電気現象を強制分極現象と呼ばれる（物理探査学会，1998）。地下の岩石や堆積物の隙間を地下水が流れると、固体である鉱物と液体である地下水との境界で電気的な相互作用が起こる。通常の水には陽イオンと陰イオンが同数含まれており、電気的には中性である。しかし、陰イオンが鉱物表面に取り残されると、水流によって陽イオンの方が数多く運ばれ、間隙水の陽イオンと陰イオンの分布に偏りが生じ、電位差が生まれる（図-4.1）

（西谷ほか，2007）。強制分極現象が顕著にみられる地盤としては、鉱脈や鉱床、地下水流動層が挙げられる。

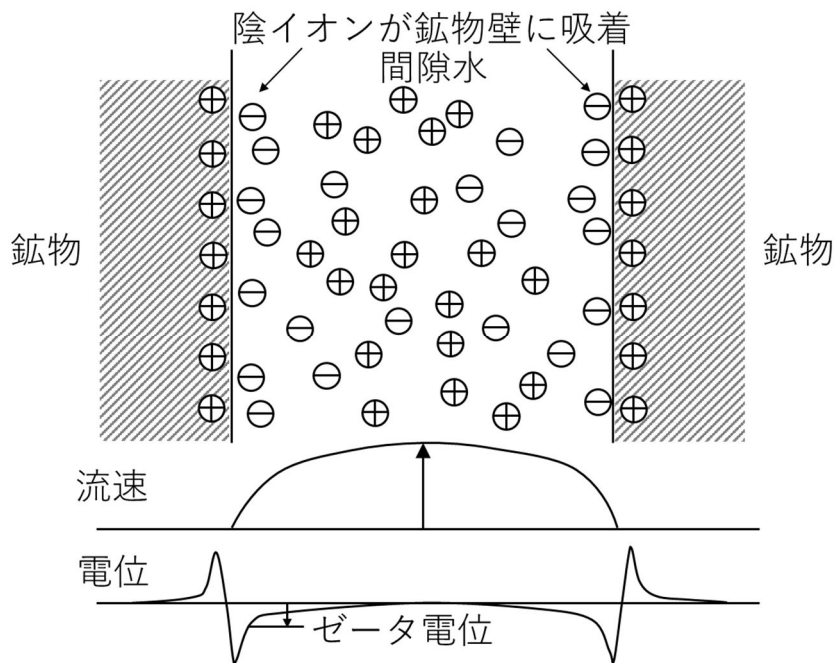


図-4.1 水中イオンが正に帯電した鉱物表面に吸着するモデル

(2) 電圧差分法

電圧差分法とは，同一測線で 2 度の探査を実施し，地下水流動層の強制分極を促進させる方法である．一般に電気探査による地盤の見掛け比抵抗値 (ρ_a) は，電極配置に限らず (式 4.1) の通りで，負荷電流 (I) と測定電位 (V) には線形関係が成立する ($V_1 / I_1 = V_2 / I_2$) .

$$\rho_a = \alpha \frac{V}{I} = \alpha k \quad \dots\dots\dots (式 4.1)$$

ここに， ρ_a : 見掛け比抵抗， V : 測定電位， I : 負荷電流， α : 比例定数，
 k : 定数

しかし，地盤は誘電体として作用するため，負荷電流 (I) による強制分極現象が生じることも知られている ($V_1 / I_1 > V_2 / I_2$) (Wait J.R., 1958) (図-4.2) . 地盤に地下水流動層が存在すれば，「水みち」の周りに (式 4.2) の電位が発生し，その影響で測定 V が低下する.

$$E(\Delta V) = \frac{\Delta P \cdot D \cdot \zeta \cdot \rho_w}{4\pi \cdot \eta} \alpha \Delta P \quad \dots\dots\dots (式 4.2)$$

ここに， E : 流動電位， ΔP : 水圧， D : 流体の誘電率， ζ : ゼータ電位
 (電気二重層による界面電位)， ρ_w : 地下水比抵抗， η : 地下水の粘性係数

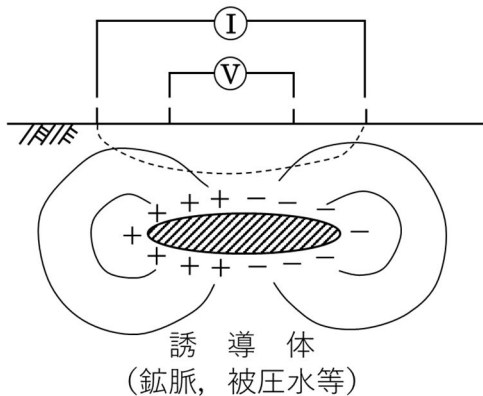


図-4.2 地盤の誘導体モデル

地盤内に地下水流（層流）が存在すれば，生じた分極が水流とともに開放されて新たなチャージが始まり，連続的に電流量を吸収すると考えられる（図-4.3）．一方，地盤が飽和していても水流が存在しなければ，分極は定常状態に置かれ，一旦チャージされるとその状態が保たれ，電圧降下は生じないこととなる．したがって，地下水流動が強い箇所ほど強制分極現象が強調され，岩石や地層中の隙間を水が移動する位置の推定精度が向上する．

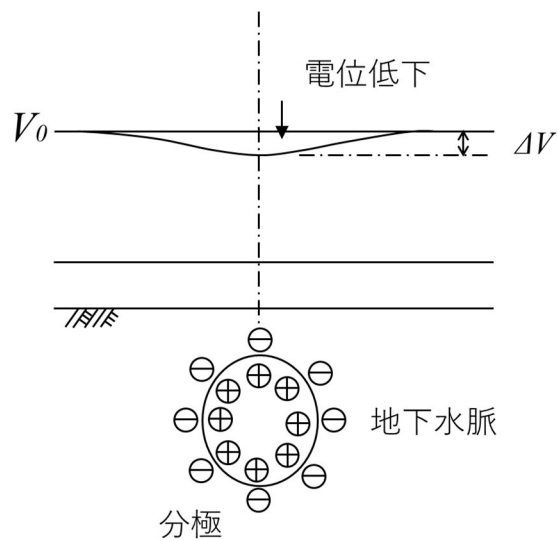


図-4.3 地下水流における潜在的な降下モデル

(3) 従来のIP法と電圧差分法の違い

従来のIP測定では，点A（ V_1 ）に昇圧後，負荷電圧を0に戻す．このとき地盤内の誘電体（地下水流動層）が存在すれば誘電体電位が生じ，負荷電圧 $V=0$ 時の電流 I_0 （点C）が測定され，それに伴う V_0 （測定電圧）が生じ， $\rho_a = \alpha (V_0 / I_0)$ を得る（図-4.4）．

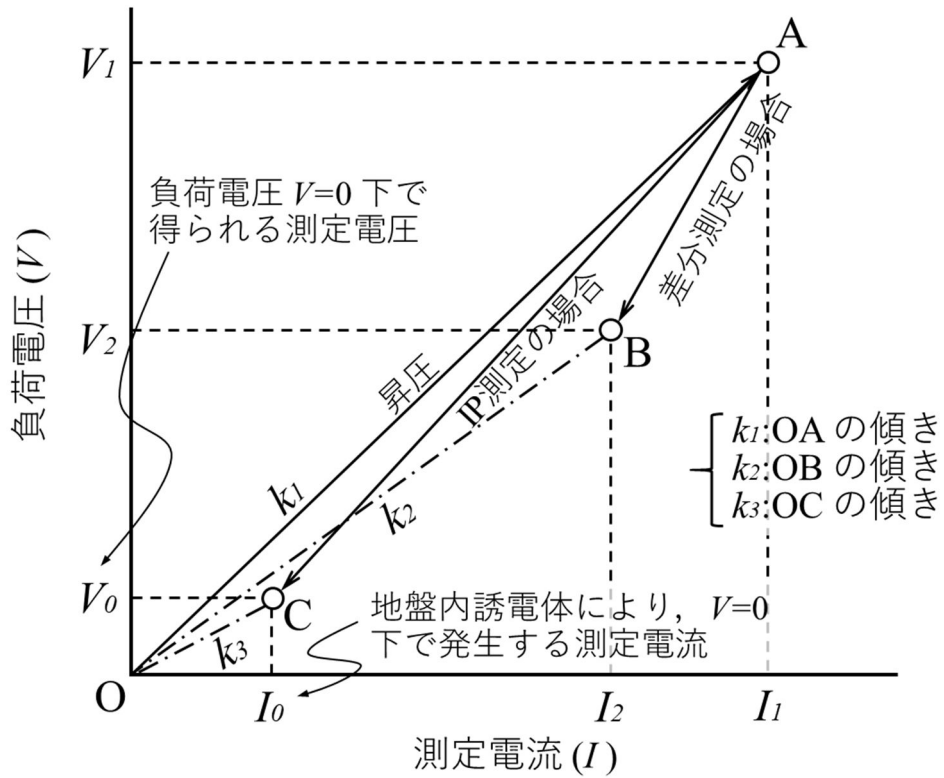


図-4.4 従来のIP法と電圧差分法の違い

電圧差分法は、従来のIP法測定の点A (V_1) の直後に、点B (V_2) に減圧して測定電流 (I_2) を計測する。このとき、減圧経路ABは、誘電体が存在する場合、昇圧経路OAと異なる経路をたどり、次のような $\Delta\rho_a$ が生じると考えられる(式 4.3, 式 4.4)。

$$\left(k_1 = \frac{V_1}{I_1}\right) \neq \left(k_2 = \frac{V_2}{I_2}\right) \dots\dots\dots \text{(式 4.3)}$$

$$\Delta\rho_a = \rho_2 - \rho_1 = \alpha(k_2 - k_1) < 0 \dots\dots\dots \text{(式 4.4)}$$

なお、地下水流動に伴う電圧降下の場合、 $V_1 = V_2$ とした測定であっても、 $I_1 < I_2$ ($V_1/I_1 > V_2/I_2$) となることが想定されることから、比抵抗差分値は取り出すことができる。したがって、 V_1 から V_2 へ減圧することは、比抵抗差分値を増幅する効果を有することになる。

4.2.2 探査手法

探査は以下の手順で行い，同一測線で 2 度の探査を実施する．測定における電極配列は，水平方向の感度がよいウエンナーと，鉛直方向の感度がよいエルトランの 2 手法を用いる．また，電極間隔と測線長は，探査深度と探査対象範囲を精度よく解析できる様に余裕をもって設定する．探査断面イメージと探査機器を以下に示す（図-4.5，表-4.1）．

- 1) 所定のルートに測線を設定
- 2) 電極の打設（所定の電極間隔）
- 3) ケーブル付設・結線と接地抵抗のチェック
- 4) 初期測定
- 5) 差分測定（探査条件は 4）と同じ）
- 6) データチェック後，資機材を撤去

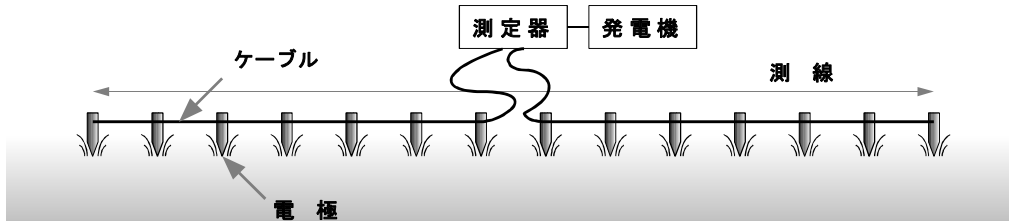


図-4.5 探査測線イメージと測定機器

表-4.1 測定機器諸元

測定器	
【名称】	JCR CH-97T-C CURRENT SOURCE
【製造】	(株) ジェイ・シー・アール
【最大出力】	600V (1.25A)
【コントロール】	PCによる自動制御

電源（発電機）	
【名称】	HONDA EG-550
【製造】	本田技研工業（株）
【定格出力】	単相 100V 550VA (60Hz)

測定用ケーブル	
【名称】	電極付き測定ケーブル
【製造】	(株) ジェイ・シー・アール
【寸法】	Φ10mm

測定用電極	
【名称】	S形アース棒 (SF-600 銅製)
【製造】	日動電工（株）
【寸法】	Φ10mm, L=600mm

4.2.3 解析手法

2度の探査を実施することから, 初期測定による通常の比抵抗断面と, 初期測定と差分測定との差分から比抵抗変化率断面を作成する.

(1) 比抵抗断面

解析はウエナー, エルトランの各測定値から見掛け比抵抗値を計算し, 両配列の見掛け比抵抗断面を作成する. 次に, 両配列の見掛け比抵抗値から断面解析を行う. 断面解析には, 有限要素法と非線形最小二乗法からなる二次元逆解析を用いる(佐々木, 1981).

(2) 比抵抗変化率断面

差分測定によって得られた比抵抗値の差分($\Delta\rho$)より, 比抵抗変化率($\Delta\Omega$)を分布として取り出す(式 4.5, 4.6). なお, その変化率が大きい範囲ほど地下水に加圧が生じている可能性が高く, 被圧地下水あるいは地下水流動層が存在すると判断する.

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_0 \quad \cdots \cdots \cdots \quad (\text{式 } 4.5)$$

$$\Delta\Omega = -(\Delta\rho / \rho_0) \times 100 \quad \cdots \cdots \cdots \quad (\text{式 } 4.6)$$

ここに, ρ_0 : 初期測定時の比抵抗, ρ_1 : 差分測定時の比抵抗, $\Delta\rho$: 比抵抗差,
 $\Delta\Omega$: 比抵抗変化率 (%)

4.3 事例研究

地形から地下水流動経路を推定することが難しい段丘と沖積平野において電圧差分法電気探査を適用し, 調査結果と地下水流特性との関係を検証した。

4.3.1 地形・地質概要

調査地は標高約 230m の河成段丘と沖積平野に位置する。地質は砂岩泥岩互層で, それを覆って, 厚さ 3~5m 程度の粘性土~砂礫の段丘堆積物層が分布する。調査地では, 既往のボーリング調査として, 地質構造を把握するため Bor.1~4 の 4 孔と, 地下水状況の把握を目的とした OP-1~3 の 3 孔が実施されている (図-4.6)。

また, 地下水は, GL-3~5m 程度に分布する自由地下水を主体とする。帯水層は, ボーリング時の掘進状況より, 段丘堆積層基底付近の砂礫層か浅所の亀裂が発達した D 級岩盤と推定される (図-4.7)。

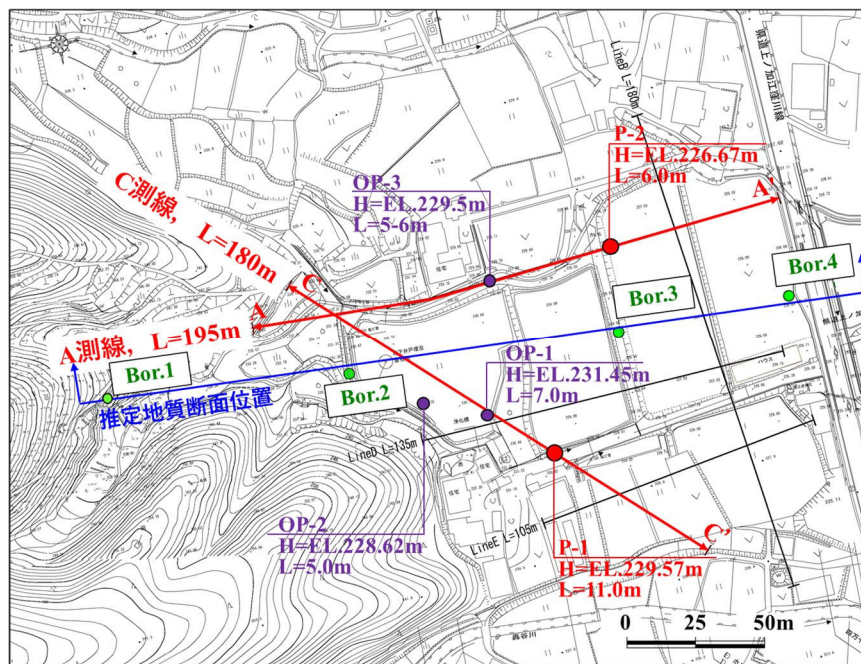


図-4.6 探査測線とボーリング調査位置

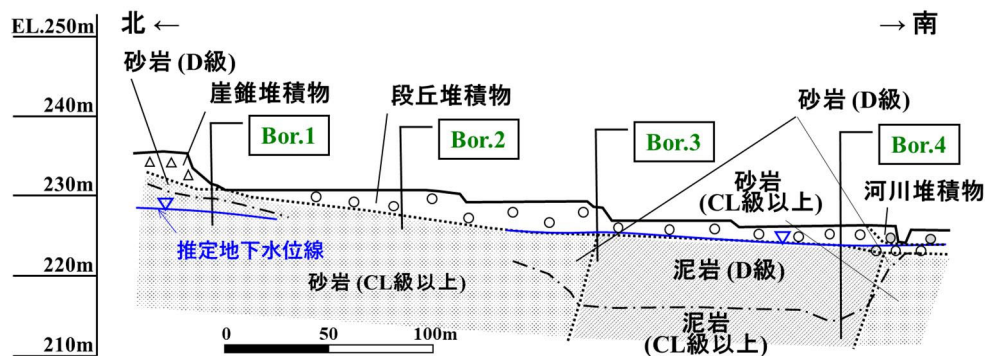


図-4.7 南北方向の推定地質断面

4.3.2 調査手法

(1) 探査概要

探査方法は前述の通りである。探査線は、水理地質的に考察した地下水流動経路と既往のボーリング地点を考慮して、地下水流動層の評価を行いやすいように 2 測線配置した（表-4.2, 図-4.6）。

表-4.2 電気探査諸元

測線名	測線長	電極間隔	電極数
A	195 m	3 m	66 点
C	180 m	3 m	61 点

(2) ボーリング調査

電気探査で地下水流動が予想される 2 箇所では $\phi 66\text{mm}$ のオールコアボーリングを実施した（表-4.3, 図-4.6）。含水や空隙、亀裂の開口状況などに着目したコア観察を実施し、コアによる地下水流動性の評価も行った。ボーリング調査後、コア取りした孔を $\phi 116\text{mm}$ に拡大し、後述の揚水試験の試験孔として使用した。

表-4.3 ボーリング調査諸元

孔番号	孔口高 (EL.m)	深度 (m)	孔径 (mm)
P-1	229.57	11	66
P-2	226.67	6	66

(3) 揚水試験

揚水試験は JGS 1315-2012 に準拠して実施し、揚水孔と水位観測孔は同一孔で実施した。試験では、直径 100mm の開口率 10% の有孔管を挿入し、限界揚水量まで段階的に揚水した。なお、限界揚水量は、安定した地下水位と揚水量の関係から推定した。

4.3.3 結果

(1) 探査結果と地質解釈断面

探査結果は, 初期測定時の比抵抗分布により採色し、比抵抗変化率 10%以上を等値線で表現して重ね合わせ、表層露頭や既往のボーリングデータを考慮して地質学的解釈を加えた。A と C の両方の探査測線で、3~4 m の表層の比抵抗は 50~700Ωm で、4 m 以深の比抵抗は 50~2000Ωm と高比抵抗となっている (図-4.8)。GL-10~15m より浅い岩盤は、低比抵抗帯で、比抵抗は 50~200Ωm となっている。比抵抗変化率は、A 測線の電極 No.10~45, C 測線の No.0~10, 30~40 に 10~20%程度 の比較的高い範囲で分布している。

(2) ボーリング地点の電気探査結果

今回調査した P-1, P-2 のボーリング地点に加え、調査地の探査測線付近には OP-1~3 の 3 箇所 のボーリング調査データが存在する。両点で比抵抗は 50~300Ωm と ほぼ同じであるが、比抵抗変化率は P-1 で 10~20%, P-2 で約 10%, その他は 10% 未満であった (表-4.4)。

(3) コア特性と揚水量および抵抗率変化率の関係

P-1 のコアは、表層 5.0m まで全体に含水率が低く、軟らかい礫混じりシルトであった。深さ 5.0~10.0m は岩片や角礫状の風化泥岩で、GL-10.0m 以深は弱風化した岩石になる (図-4.9)。一方、P-2 のコアは、表面 1.5m はシルト質砂である。深さ 1.5~6.0m は、風化した砂岩と、岩片から角礫状に風化した泥岩が分布する。岩相は、P-1 には開口した亀裂が多く、P-2 は亀裂がつぶれ、開口した亀裂が少ない傾向があった。調査時の削孔水位は、P-1 が GL-5m, P-2 が 1.5m 付近であり、いずれも岩盤内に存在した。また、P-1 の限界揚水量は 8.35L/min 多く、P-2 は 3.05 L/min と少なく、半分以下であった (図-4.10)。なお、P-1 の比抵抗変化率は岩盤内でほぼ 20% 以上であるが、P-2 では半分の 10%であることから、限界揚水量と比抵抗変化率には正比例の関係がみられる。

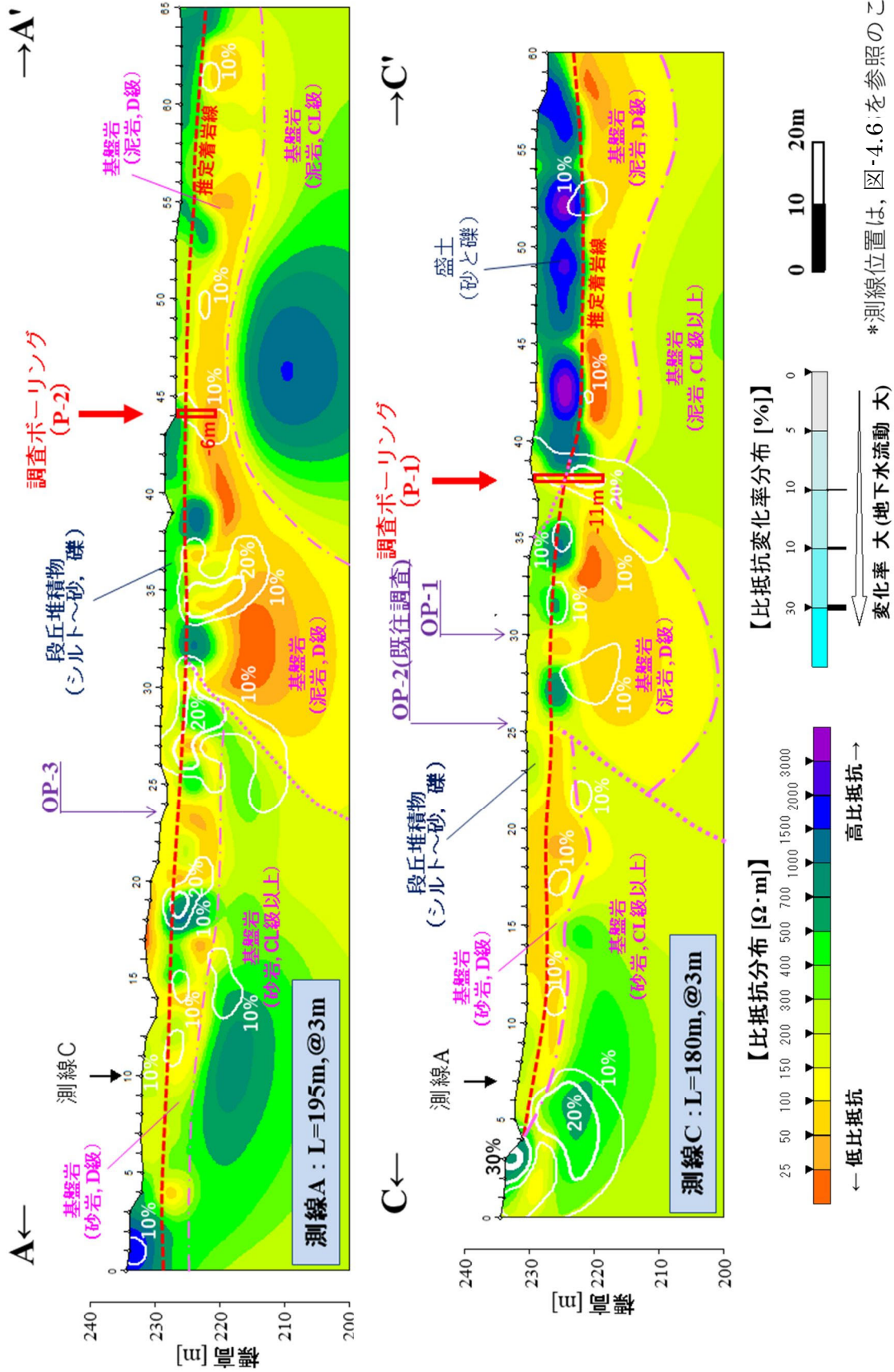


図-4.8 比抵抗と比抵抗変化率の分布と解釈

*測線位置は, 図-4.6を参照のこと.

表-4.4 ボーリング地点の電気探査結果

孔番号	孔口高 (EL.m)	深度 (m)	比抵抗 (Ω m)	比抵抗変化率 (%)
P-1	229.57	11	100-300	10~20
P-2	226.67	6	25-300	10
OP-1	231.45	7	100-200	10<
OP-2	228.62	5	100-200	10<
OP-3	229.50	5-6	50-150	10<

注意: OP-3の深度は, 聞き取りによる推定である.

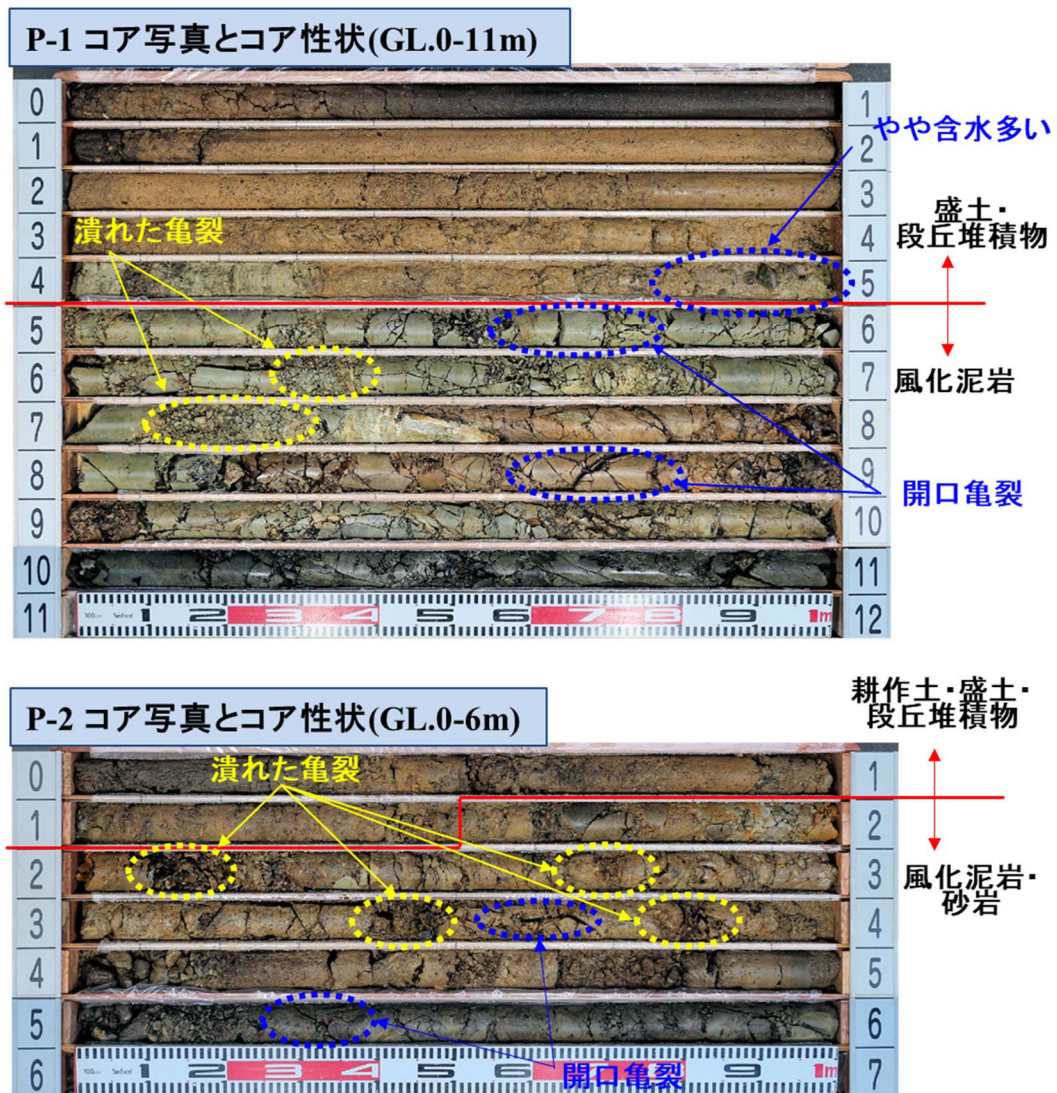


図-4.9 P-1とP-2のボーリングコア性状の比較

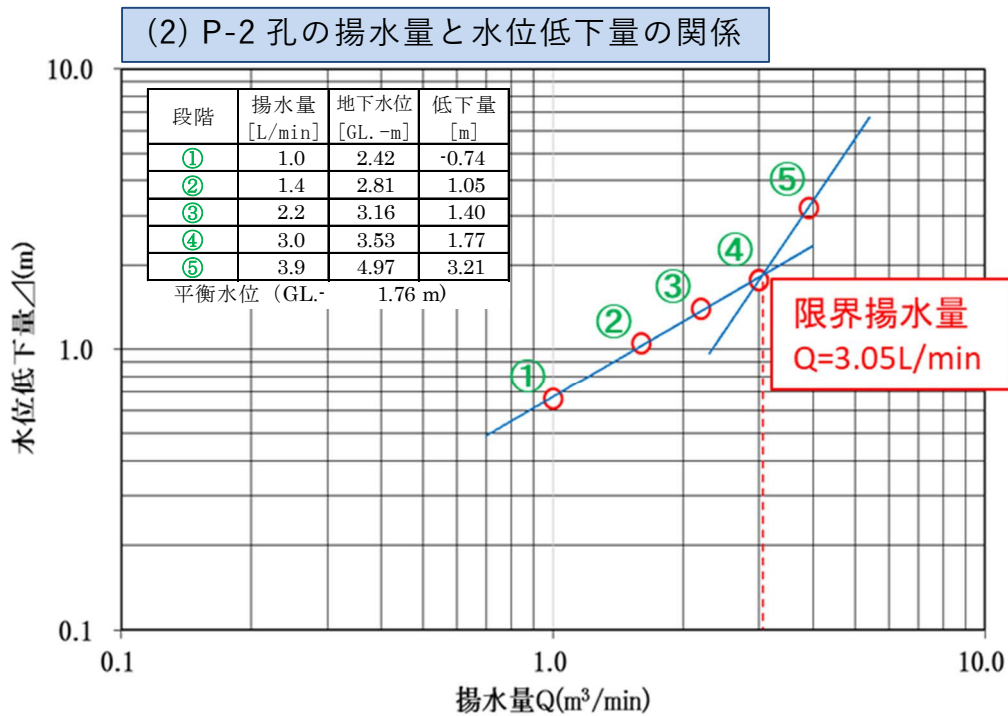
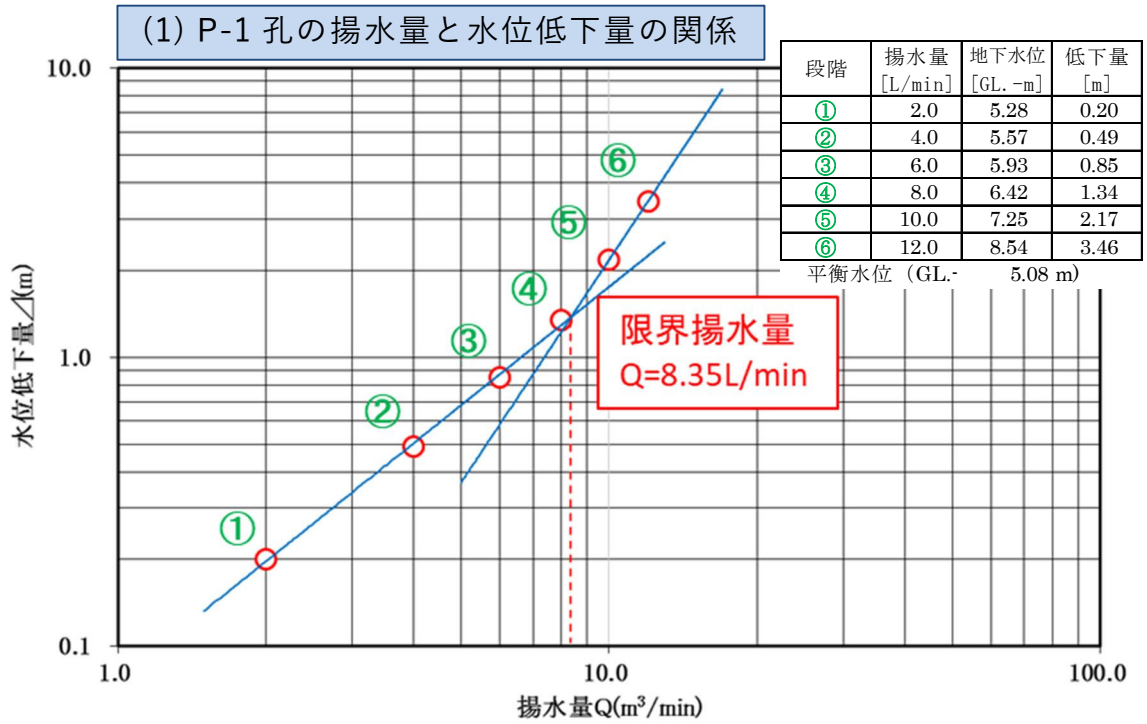


図-4.10 P-1とP-2の揚水試験結果

4.4 考察

比抵抗変化率の分布は，地下水流動範囲と大まかに掴むことがき，変化率の大きさと揚水量の間には相関関係があると推察される．

- 1) P-1, P-2 は比抵抗変化率が 10～20%の範囲であることから，地下水流動層が存在する可能性が高い．一方で，OP-1, OP-2, OP-3 は比抵抗変化率の明確な変化を示さない（10%未満）ことから，地下水の流動性は低いと考えられる．
- 2) 比抵抗変化率は，ほぼ同じ気象条件での揚水量の大きさと正の相関がある可能性がある．したがって，その地点での比抵抗変化率により，地盤の透水係数と限界揚水量を推定することが可能であると考えられる．

4.5 まとめ

通常電気探査と比較して、以下の有効性が確認され、電圧差分法電気探査は地下水流動特性の評価ツールとして有効であると考えられる。また、通常差分解析と比較して、探査の省力化が図られ、時間や気象条件等の制約を極力受けないことから、機動力のある電気探査であると言える。

- 1) 通常電気探査は地下水流動層の推定に限界があるが、電圧差分法の比抵抗変化率を比抵抗と併せて解析することにより、推定精度が向上すると考えられる。
- 2) 電圧差分法の比抵抗変化率は、揚水量と関連している可能性があることから、地下水の流動特性を定量的評価できる指標となる可能性がある。

なお、電圧差分法電気探査は、次章の瀬切れ地点での帯水層厚の変化を評価する物理探査の一つに採用し、探査精度の向上にも効果を発揮することとなる。

【第IV章の引用文献】

物理探査学会 (1989) : 図解物理探査, 物理探査学会, pp.53-54.

物理探査学会 (1998) : 物理探査ハンドブック, pp.247-250.

榎根 勇 (2013) : 地下水と地形の科学 水文学入門, 講談社学術文庫, 2158, pp.43-45.

小林範之・吉武美孝・松本伸介・宇佐美幸大 (2007) : 老朽ため池における漏水領域の特定と比抵抗電気探査による改修効果の評価, 農業農村工学会論文集 Trans. of JSIDRE, No252, pp. 135-144.

西垣 誠監修・共生型地下水技術活用研究会 (2007) : 都市における地下水利用の基本的考え方, 共生型地下水技術活用研究会, pp.9-10.

西谷忠師, 筒井智樹, 坂中伸也 (2007) : キミもトライだ 物理探査, 技報堂出版, 91p.

佐々木裕 (1981) : 比抵抗垂直探査における 2 次元構造の自動解析(I), 物理探査学会誌, 第 34 卷 5 号, pp.341-350.

佐々木裕 (1981) : 比抵抗垂直探査における 2 次元構造の自動解析(II), 物理探査学会誌, 第 34 卷 6 号, pp.422-434.

島 裕雅, 梶間和彦, 神谷英樹 (1995) : 建設・防災・環境のための新しい電気探査法 比抵抗影像法, 古今書院, pp.5-8.

竹内陸雄・長江亮二 (1990) : 電気探査による地下水流動モニター法の研究, 応用地質 31 卷 1 号, pp. 12-18.

田村栄治・金山清一・長谷川修一・鶴田聖子 (2007) : 岩盤斜面における表層地下水と深層地下水の挙動, J. of the Jpn Landslide Soc., Vol.44, No2, pp. 33-40.

和田安彦・三浦浩之 (1995) : 雨天時流出を考慮した水環境管理システムとその適用, 土木学会論文集, No521, II-32, pp. 39-48.

Wait J.R. (1958) : A theoretical study of induced electrical polarization, *Geophysics*23, (1), pp.144-153.

第V章 伏在活断層発見の手掛かりとしての扇状地河川の瀬切れ

5.1 はじめに

日本では2千以上もの「活断層」が報告されているが、地下に隠れていて地表に現れていない「伏在活断層」もたくさん存在する(活断層研究会, 1991; 国土地理院, 2019). 2000年10月の鳥取県西部地震 (M_J 7.3), 2007年3月の能登半島地震 (M_J 6.9), 2008年6月の岩手・宮城内陸地震 (M_J 7.2) など, この20年間でも既知の活断層がないとされた場所で, 直下型地震による甚大な被害が多発している(地質調査総合センター, 2019) (図-5.1).

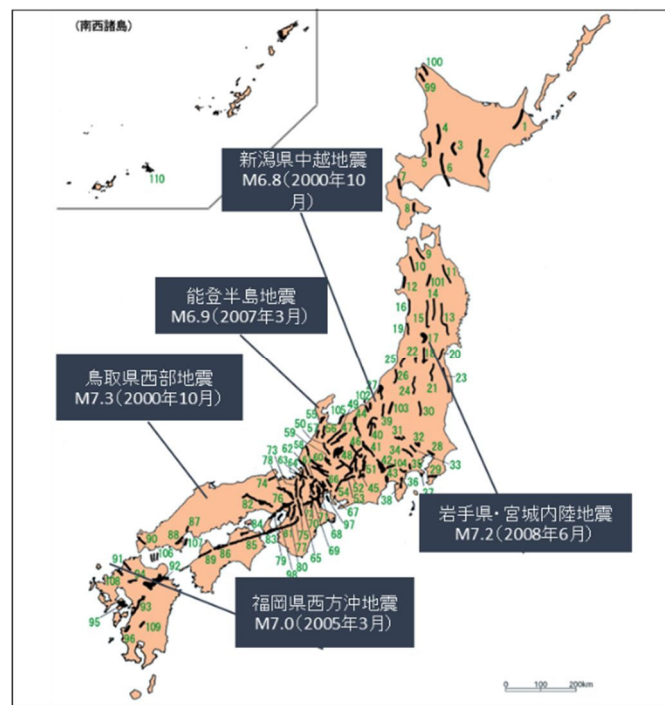


図-5.1 既知の活断層のない場所で発生した地震 地質調査総合センター (2019) に加筆

また武村 (1998) は, $M_J \geq 5.8$ の過去 111 年間の地震に対する地震断層の出現率を検討し, $M_J \leq 6.5$ では出現率が極めて低いが $M_J \geq 6.8$ では 100%に近いことを示している. 同様に, 片岡ほか (2005) による地震規模を示すマグニチュードと地表地震断層の出現率の研究では, 過去 120 年程度の内陸地震において, M_J 6.1 以下の出現率が 0%, M_J 7.2 以上で 100%となる結果を得ている. これらは M_J 7 程度以下の地震では地表地震断層が現れない可能性が高いことを示している. また, 活断層は隆起する山地と沈降する平野との境界に沿って分布することが多いため, 地表地震断層が扇状地に出現したとしても, 洪水や土石流等による侵食や堆積によって, 変位

量の小さな地震断層の痕跡は消滅してしまうことも想定される。

活断層の認定は、直下型地震を想定する上で非常に重要である。活断層を変動地形から抽出には、空中写真による実体視判読、衛星画像データによる立体視判読、航空レーザー計測による詳細地形図の作成等によって、活断層に伴う変位地形や活断層の可能性のある線（帯）状の構造地形を検出する方法が主流である（岡田，2013）。これらの認定方法は、地表の変動地形に着目し、地表地震断層の痕跡が明確である場合には有効であるが、単位変位量の小さな活断層では、地表に明瞭な断層崖や撓曲を形成しないため、変動地形学的アプローチの限界となっている。なお、地表に明瞭な変位がない場合は、地下深部まで調査できる反射法地震探査や音波探査などの高分解能な物理探査が有効となるが、予め断層位置が絞り込めていないと、効果的な調査が行えない課題は依然残る（高橋ほか，1997）。

活断層の中には、扇状地の地形に変状を与えているものや、扇状地に覆われ伏在している活断層が数多く存在している（岡田，1970；澤，1981；金，2001）。国土地理院の都市圏活断層図「池田」（1999）、「脇町第2版」（2009）の活断層トレースと国土地理院地形図の瀬切れ開始地点を対比すると、箸蔵断層の河内谷川、三野断層の鍋倉谷川および父尾断層の曾江谷川の各扇状地内伏在部付近とほぼ一致している。また、河川の瀬切れと活断層の関係性に関する研究として、池田ほか（2003）は、重信川扇状地の北縁に重信断層や北方断層が伏在していることを示し、反射法地震探査と残差重力異常に基づき、東西方向に伸びる両断層の南側に、北側より厚い鮮新統～更新統の層厚変化を明らかにしている。この位置では瀬切れが始まり、鮮新統～更新統の層厚が厚くなる区間は、完全に瀬切れしている。また栢木（2010）は、愛媛県松山市の重信川扇状地において、帯水層厚の変化をもたらす要因の一つが扇状地における活断層であることを指摘し、活断層による帯水盆の規制が瀬切れや特殊な湧水現象を起こしていることを報告している（図-5.2）。これらは透水性の高い帯水層が周辺と比べ厚い区間では、河川水の伏没が起こり瀬切れとなることを示唆している。

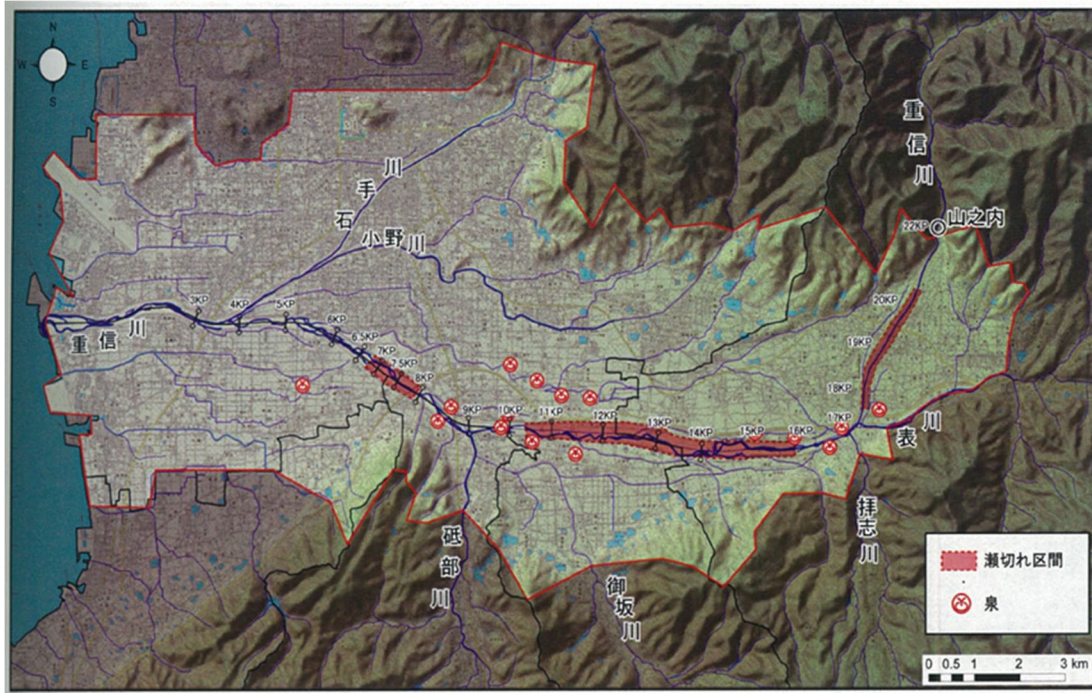


図-5.2 重信川の瀬切れと湧水 榎木ほか (2008)

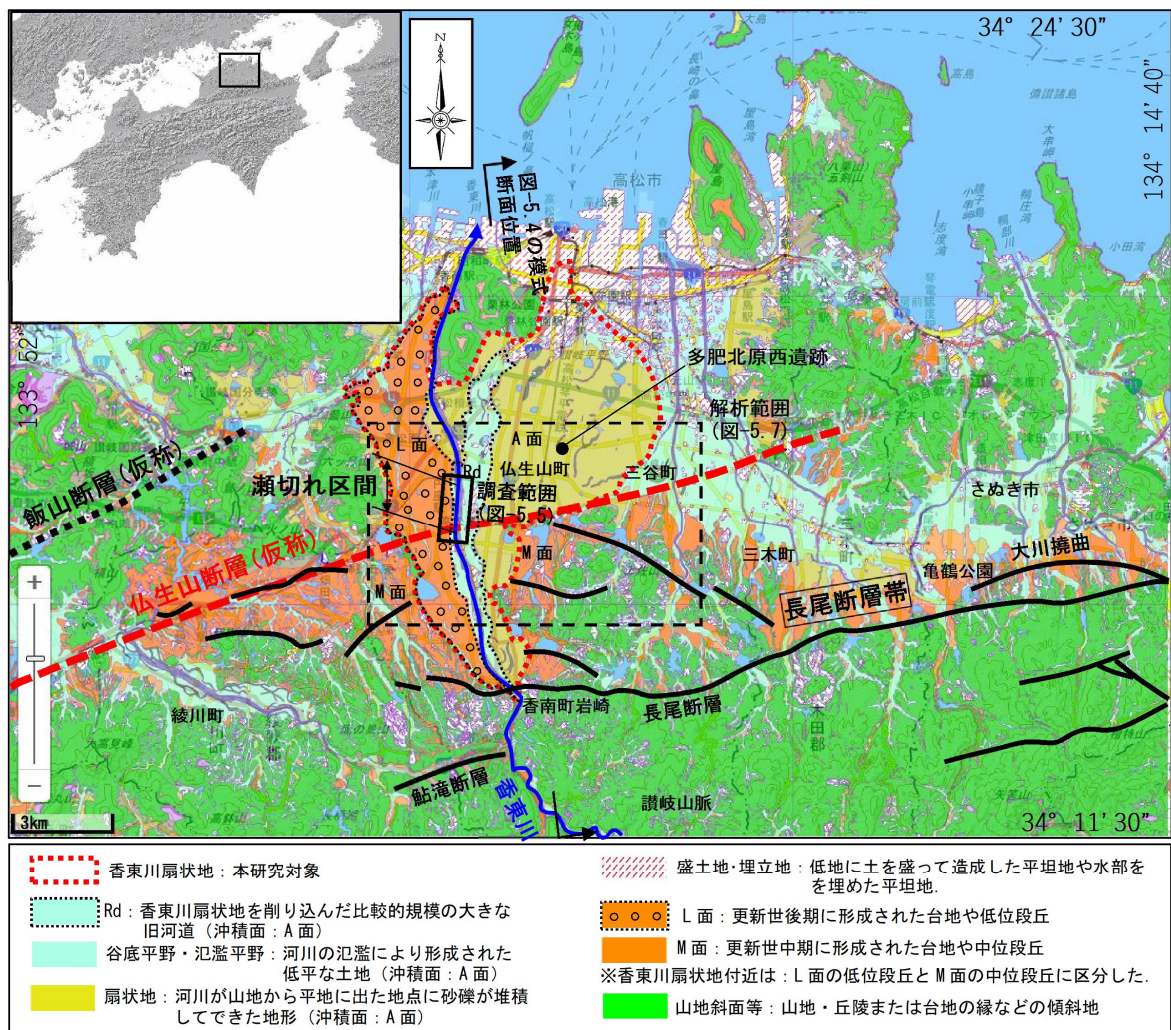
そこで、この変動地形的アプローチを補間する手法として、扇状地河川の瀬切れを手掛かりに伏在活断層を発見することを試みた。瀬切れ現象は、地表において目視で確認でき、場所や範囲を比較的容易に絞り込める利点があり、伏在活断層を炙り出す有効な手段の一つになり得ると考える。ただし、河川の流量の変化によって、瀬切れ区間が発生しない期間があること、また瀬切れ区間も一定でない等の不確定要素もある。

本研究では、高松平野を形成する香東川扇状地において想定された仏生山断層（仮称）を対象に、香東川における瀬切れを手掛かりとして、水理地質構造から未知の伏在活断層の発見につなげられるかを検討した。手法としては、香東川扇状地の瀬切れ現象と地形地質状況を調査して、常時微動探査、2次元微動アレイ探査および電圧差分法電気探査の物理探査を実施し、瀬切れを起こしている帯水層の分布や性状、地質構造を総合的に解析した。その結果、仏生山断層（仮称）が扇状地河川の瀬切れを起こす帯水層厚の変化を形成した可能性が高く、瀬切れが新たな伏在活断層発見の手掛かりになることを報告する。

5.2 調査地の概要

5.2.1 香東川流域の地形・地質

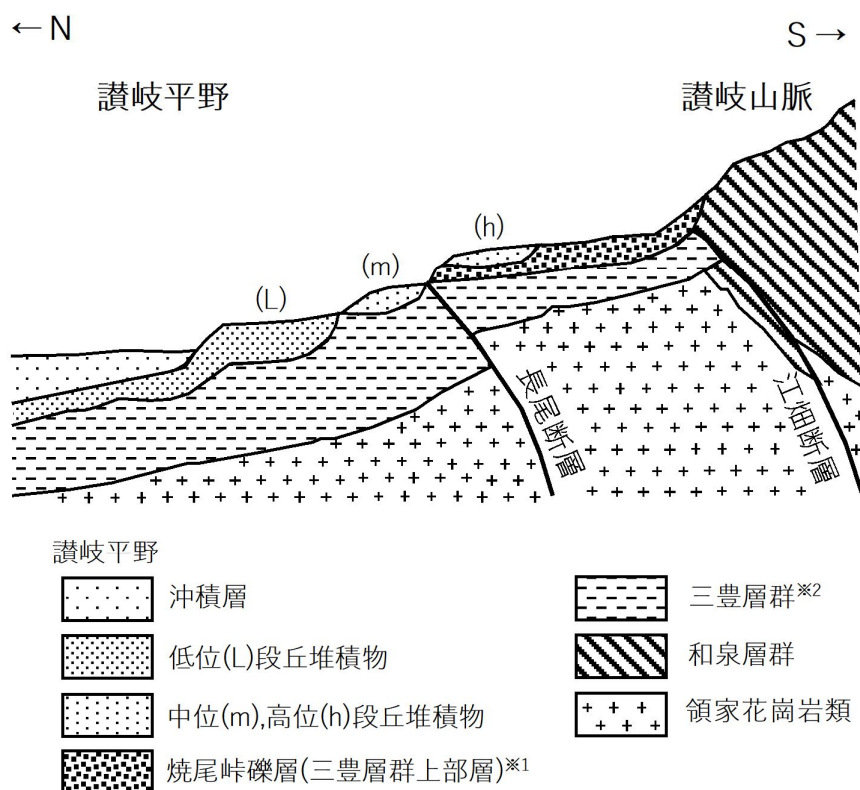
讃岐山地に源を発する香東川は、典型的な扇状地を形成する河川で、河口まで礫河原となるため表流水は極めて少ない(図-5.3)(斉藤ほか, 1962; 村下ほか, 1961). 香東川扇状地は、香南町岩崎付近の標高約 100m 付近を扇頂とし、北東方向に開いた扇状地である。香東川の東側では、完新世の旧河道と扇状地が広がるが、西側では更新世後期の低位段丘面が香東川まで迫り、両岸の外側に更新世中期の中位段丘が分布する。扇状地の地形勾配は、扇頂部で 10/1,000, 仏生山付近の扇央部で 14/1,000, 扇端部で 12/1,000 程度となっており、扇央部がやや急勾配である(国土地理院, 1986). また、丘陵地や段丘面が分布する北縁には、平池等の規模の大きなため池が多く存在する。



※香東川扇状地は赤色破線で囲い、扇状地と周辺の地形区分を、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017)を参考に、沖積面(A面)、低位段丘面(L面)、中位段丘面(M面)に細分し、長尾断層帯をトレースした。なお、仏生山断層(仮称)と飯山断層(仮称)は、Ting Wang(2017)による。

図-5.3 調査地の地形と活断層位置等(国土地理院(1986)に加筆)

香東川縦断方向の模式断面図を図-5.4に示す(長谷川ほか, 1989). 香東川流域は, 白亜紀後期の領家花崗岩類を基盤としている. 上流域では, 花崗岩類を不整合に覆う白亜紀後期の砂岩泥岩互層からなる和泉層群が讃岐山脈を形成している. 下流域では花崗岩類を不整合に覆った中期中新世の瀬戸内火山岩類に属する讃岐層群が丘陵を形成している. 第四紀の三豊層群は, 花崗岩類を不整合に覆って, 讃岐平野の地下から瀬戸内海まで広く分布している. また高松平野における三豊層群は, 下位より, 全体的にシルト質で花崗岩類の角礫を含む粗粒砂を主体とする岩崎層と, 和泉層群の砂岩礫・泥岩礫と少量の花崗岩類のくさり礫からなる淘汰の悪い焼尾層の2層に区分されている(植木, 2001). 一方段丘堆積物は, いずれも扇状地性の砂礫を主体としている(農業用地下水研究グループ, 1984). 三豊層群は段丘礫層, 現扇状地礫層および現河床礫層と比較して細粒分を多く含み固結度も良いため, 難透水層となっている.



※断面位置は図-5.3に示す. 本論文の焼尾層が※1, 岩崎層が※2に対応する.

図-5.4 讃岐平野の模式断面図(長谷川ほか(1989)に加筆)

5.2.2 長尾断層帯

長尾断層帯の主体をなす長尾断層は、長尾町亀鶴公園付近において、花崗岩が第四紀の新しい砂礫層に衝上する断層として昭和35年に齊藤実香川大学名誉教授によって発見、命名された (SAITO, 1962). その後、寒川 (1973, 1973a), SANGAWA (1973b) により、中位段丘面 (天福寺原面: 約13万年前) に9~12.5mの上下変位から、平均変位速度1m/千年の活断層であることが示された. 更に熊木ほか (1986) は、変位地形の¹⁴C年代分析から鉛直方向の平均変位速度0.1m/千年オーダーを示し、小林ほか (1991) は断層露頭の記載から、長尾断層は雁行する8条以上の断層で構成され、平均変位速度0.06m/千年の活動度C級の活断層とし、右横ずれ成分の存在を示唆している. また、遠田ほか (1993) は、香南町のトレンチ調査において、最新活動時期は未解明であるものの、約1万年前以降の活動がないことを推定するなど、長尾断層の第四紀の活動が明らかにされてきた.

1995年の兵庫県南部地震後、反射法地震探査、トレンチ調査等の詳細な調査によって、長尾断層の平均変位速度が約0.1m/千年、最新活動時期が6,000~12,000年前、一つ前の活動時期が29,000~32,000年前で、鉛直方向の単位変位量が1.5~2.0mの活動性評価が示された (香川県, 1997a; 香川県生活環境部消防防災課, 1997; 長谷川ほか, 1997). また、中田ほか (1999, 2002) は断層を横切る一部河川の右横ずれから断層の右横ずれ成分を指摘し、杉山ほか (2001) はトレンチ調査から、最新活動時期が少なくとも古墳時代以降 (平安時代以降の可能性あり)、一つ前の活動時期が約3万年BP~約3.5万年BP (較正暦年代で約3.2万年~3.7万年前) と推定した. 更に、田力ほか (2017) は変動地形解析により、連続性が悪く、分布が断続的・断片的な変動地形から、長尾断層帯の西方延長を報告した.

これらの調査研究成果を総括し、地震調査研究推進本部は、長尾断層帯が、長尾断層、大川撓曲、鮎滝断層及び長尾断層の西側延長部より構成され、香川県さぬき市から高松市南部を経て綾歌郡綾川町に至る断層帯 (図-5.1) で、長さ約30kmで概ね東西方向に延び、相対的に南側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う) と評価した (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003). また、活動性については、平均的なずれの速度が0.05~0.1m/千年程度 (上下成分)、1回のずれの量が1.2~1.7m程度 (上下成分)、最新活動時期が8世紀以降-16世紀以前、平均活動間隔が概ね3万年程度と評価した.

5.2.3 仏生山断層（仮称）と飯山断層（仮称）

Ting Wang ほか（2017）は、香川県において土器川扇状地と香東川扇状地の恒常的な瀬切れ地点で、国土地理院 5mDEM を用いた変動地形解析、瀬切れと河床堆積物調査、常時微動による地下構造解析等を総合的に評価し、ほぼ東北東-西南西方向の飯山断層（仮称）と仏生山断層（仮称）の未知の伏在活断層の存在を指摘している。また、宮地ほか（2018）は、飯山断層（仮称）を対象に、河川流量観測、井戸や出水の地下水位観測および水質分析からなる水文調査を実施し、瀬切れ付近の地下水の流れが複雑であること、瀬切れ要因が断層による帯水層厚の変化である可能性を報告している。

5.2.4 香東川扇状地の地下水と瀬切れ

香東川の河原は和泉層群の砂岩を主体とする礫で覆われ、瀬切れや出水（すい：泉のこと）が分布することが特徴である。扇状地の表層地下水は不圧地下水で、非灌漑期の不圧地下水面は、扇央で GL-4m 程度、扇端で GL-1~-2m 程度、灌漑期でそれぞれ GL-2~-3m 程度、GL-1m 程度で、全体的に 1~2m 程度上昇する（新見, 1989）。また不圧地下水の供給源は、水温や水質分析から降水による浸透水および香東川の伏流水が主体であると考えられている（河原ほか, 2002, 2006; 河原, 2006）。

一般的な扇状地では、扇頂部で河川水が伏流して瀬切れとなり、扇央から扇端部で再び河川水として現れる（鈴木, 1984; 新藤, 1987）。しかし、香東川扇状地の瀬切れは、扇央部の約 2km 区間で冬場の少雨期にのみ発生する。なお、扇頂部の長尾断層と香東川が交差する香南町岩崎付近では、瀬切れが発生していない。ここでは瀬切れが発生する扇央部まで河床に三豊層群が連続的に分布し、長尾断層より南（上流）側は岩崎層、北（下流）側は焼尾層が分布し、流水区間となっている。これは下刻された河床に透水性の低い三豊層群が分布するためと考えられる。

そこで、瀬切れ状況を把握するため、2017 年 1~6 月において、香東川扇状地の扇央部（長尾断層の約 5.7km 下流）北側の河床部での河川水の分布範囲を、約 1 ヶ月おきに現地調査した。調査方法は地表踏査により河川水区間を地形図に記載した。併せて、調査地の降水量との関係から、瀬切れを起こす降水条件を推定した。降水量は気象庁「高松」観測所の降水量データ（気象庁, 2019）を用い、10, 20, 30 日前の累積降水量を算出した。なお、瀬切れ区間の定義は表-5.1 の通りとした。

表-5.1 瀬切れ区間の定義

瀬切れの区間名	河川水の状態
流 水	河川水が連続して存在し，流下している（安定した河川流水）．
不安定	河川水流が断続的に存在するも瀬切れが主体であるが，降水があれば瀬切れが一部解消される（流水と瀬切れの中間）．
安 定	河川水がほぼ伏流している（恒常的な瀬切れ）．降水があっても水溜りが一部残る程度で，ほぼ瀬切れ状態を保つ．

図-5.5 に調査地の瀬切れ状況を示す．2017年は1月中旬～3月末頃に瀬切れが発生し，4～6月に瀬切れは解消されていた．その状況は，区間最上流のA地点付近から始まり，B地点までは瀬切れが断続的で，C・D地点まで瀬切れが恒常化する区間となり，D地点より下流では河川表面水が再び現れる．

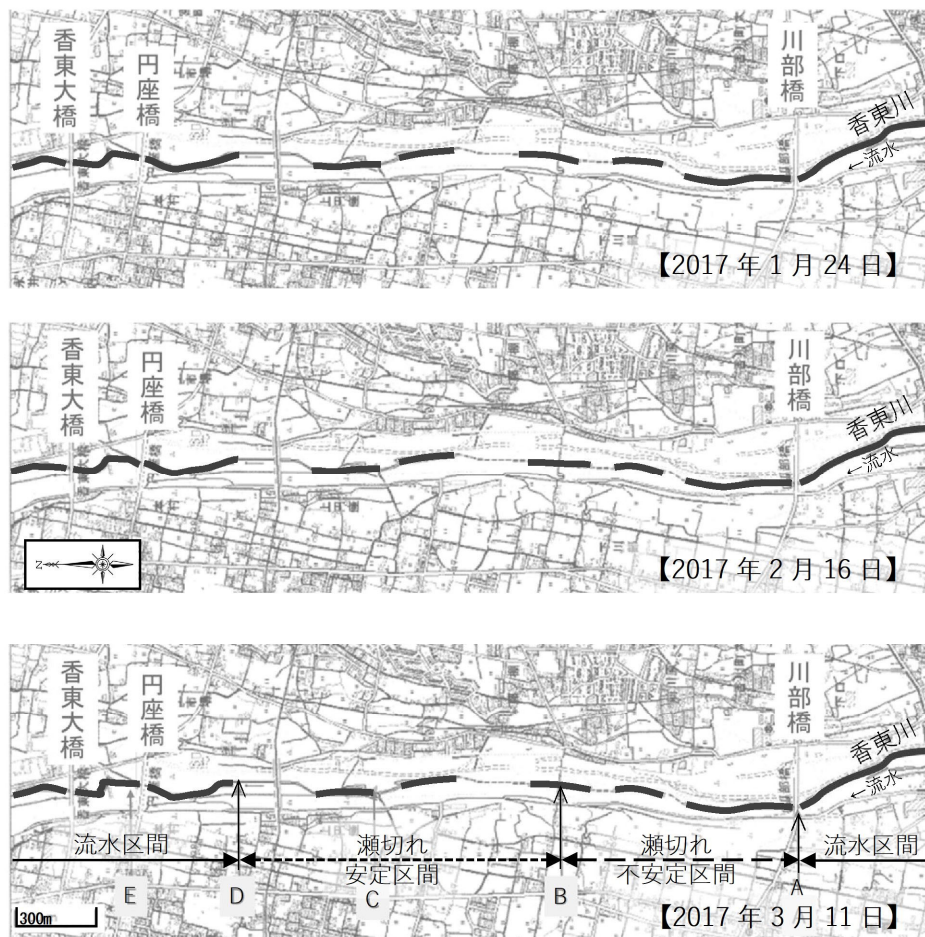


図-5.5 調査地の瀬切れ状況

図-5.6 は, 2016年12月から2017年5月までの日降水量(棒グラフ)と前10,20,30日間の累積降水量(折れ線グラフ)を示す. これと瀬切れを起こしている時期を対比すると, 瀬切れを起こす降水条件は, 前30日間累積降水量がおおよそ50mmを下回ることが挙げられる. なお月降水量の平年値が50mmを下回るのは12~2月であり, 香東川は冬場の少雨期において恒常的な瀬切れを起こしている.

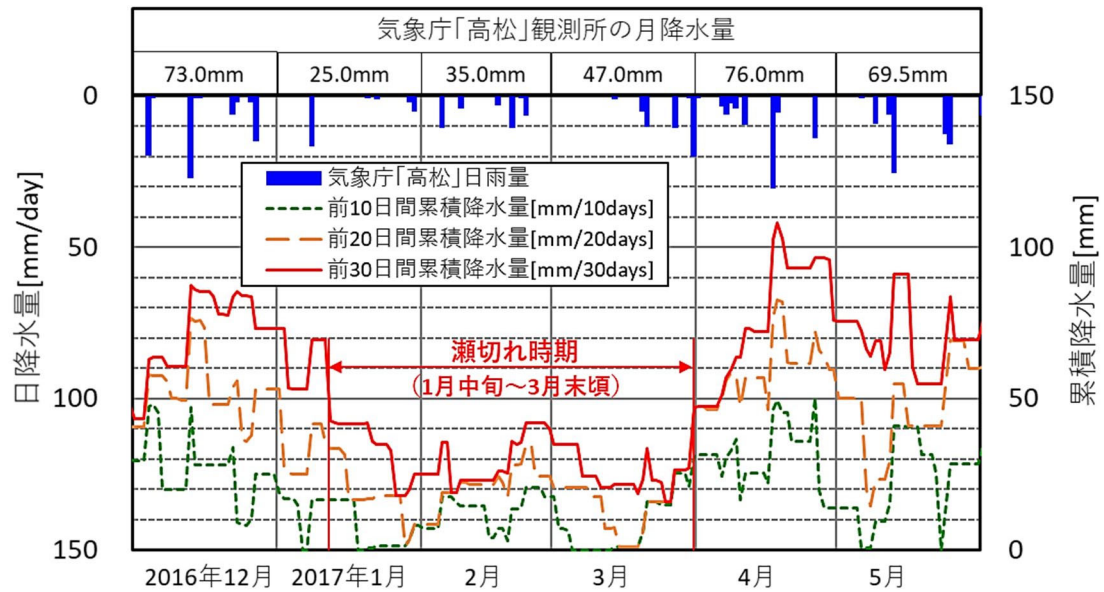


図-5.6 降水量と瀬切れ時期の関係

5.3 扇状地に伏在する活断層の調査方法

香東川扇状地の瀬切れは、冬場の少雨期になると、上流から、流水区間、瀬切れ不安定区間、そして瀬切れ安定区間へと移行し、再び流水区間が復活する。瀬切れ地点は高松平野の南端部に位置し、香東川扇状地の扇央部の長さ約 2km 区間で現れる。加えて瀬切れ地点の東側の仏生山から三谷にかけての区間は、東北東方向で南側上がりの明瞭な段丘崖が数 km 連続し、南側に分布する中位段丘面の開析谷に築造された大きなため池の池底には、三豊層群（焼尾層）と思われる固結度の良い礫層が露出している。したがって、同地点の流水区間から瀬切れ区間へ移行する地点の表層には、明瞭な帯水層厚の変化が存在する可能性が高く、その分布や性状を以下の手順で明らかにすることとした。

最初に、瀬切れ区間および周辺の地形解析、河床部の地質踏査およびボーリングデータによる層区分から、流水－瀬切れ区間の帯水層の性状や層厚変化および水平方向への広がりの可能性について検討した。

次に、(1)常時微動探査、(2)2次元微動アレイ探査および(3)電圧差分法電気探査の3種類の物理探査を実施した。瀬切れ区間の水理地質構造を検討した。まず(1)で流水－瀬切れ不安定－瀬切れ安定区間を網羅的に調査し、第1ピークの振動特性変化から、鉛直方向の地質構造変化がある区間を絞り込んだ。次に(2)で振動特性が大きく変化する瀬切れ不安定区間を中心に、S波速度の分布状況から、鉛直方向の層厚変化がみられる区間を更に絞り込んだ。最後に(3)で、S波速度分布が変化する瀬切れ不安定－安定区間に対して、比抵抗および比抵抗変化率分布から帯水層厚の変化に着目した水理地質構造を推定した。

最後に、これまでの調査・解析結果を総合的に判断し、帯水層の分布や性状、瀬切れの性状や要因および仏生山断層（仮称）の存在の可能性について考察した。

5.4 地形・地質調査と水理地質

5.4.1 地形解析

国土地理院の基盤地図情報ダウンロードサービスから数値標高モデル (DEM : Digital Elevation Model) を用いて 5mメッシュ DEM を入手し, GIS (地理情報システム) ソフト ILWIS3.3Academic を使用して, 標高データを持つラスターデータを作成した. 次に, 変動性の微地形を抽出するため, 地形の凹凸を表す指標である平均曲率 (小山内ほか, 2009) を計算 (式 5.1) し, 連続した凹凸の組み合わせを抽出した.

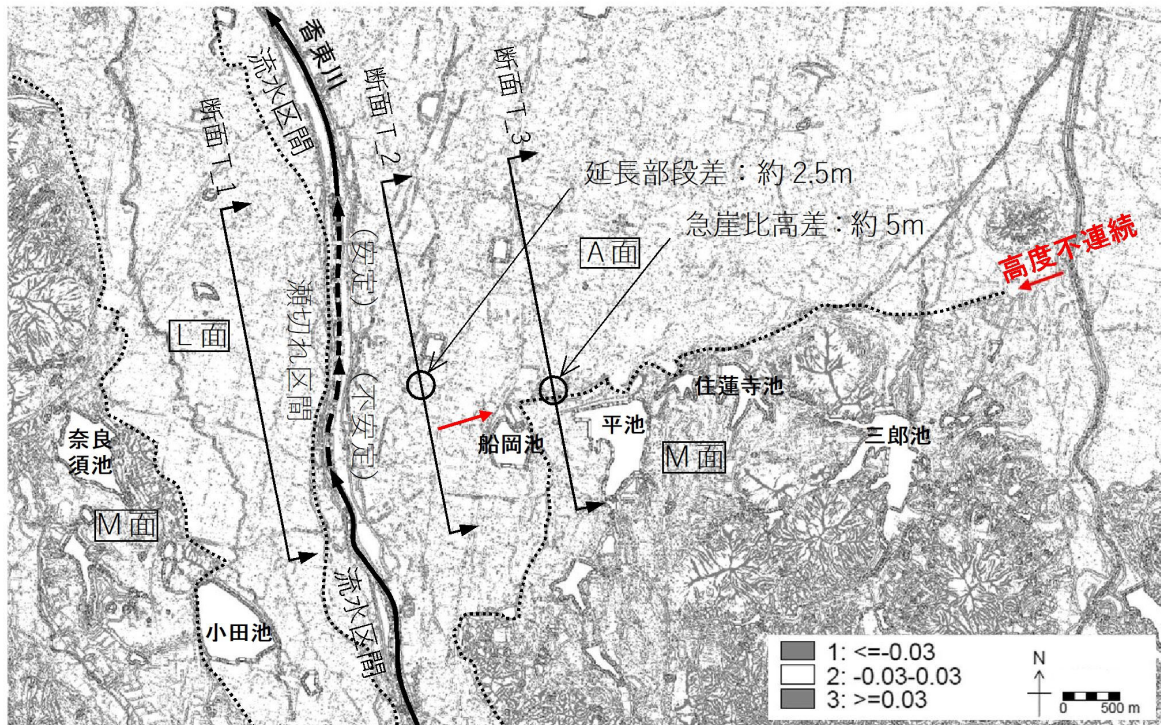
$$\text{平均曲率 } (H) = \frac{h_{xx}(1+h_y^2) + h_{yy}(1+h_x^2) - 2h_xh_yh_{xy}}{2(1+h_x^2+h_y^2)^{\frac{3}{2}}} \dots\dots\dots \text{(式 5.1)}$$

$$h_x = \frac{\partial h}{\partial x} \quad h_y = \frac{\partial h}{\partial y} \quad h_{xx} = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad h_{yy} = \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \quad h_{xy} = \frac{\partial^2 h}{\partial x \partial y}$$

ここに, H : 平均曲率, h : 標高 (m)

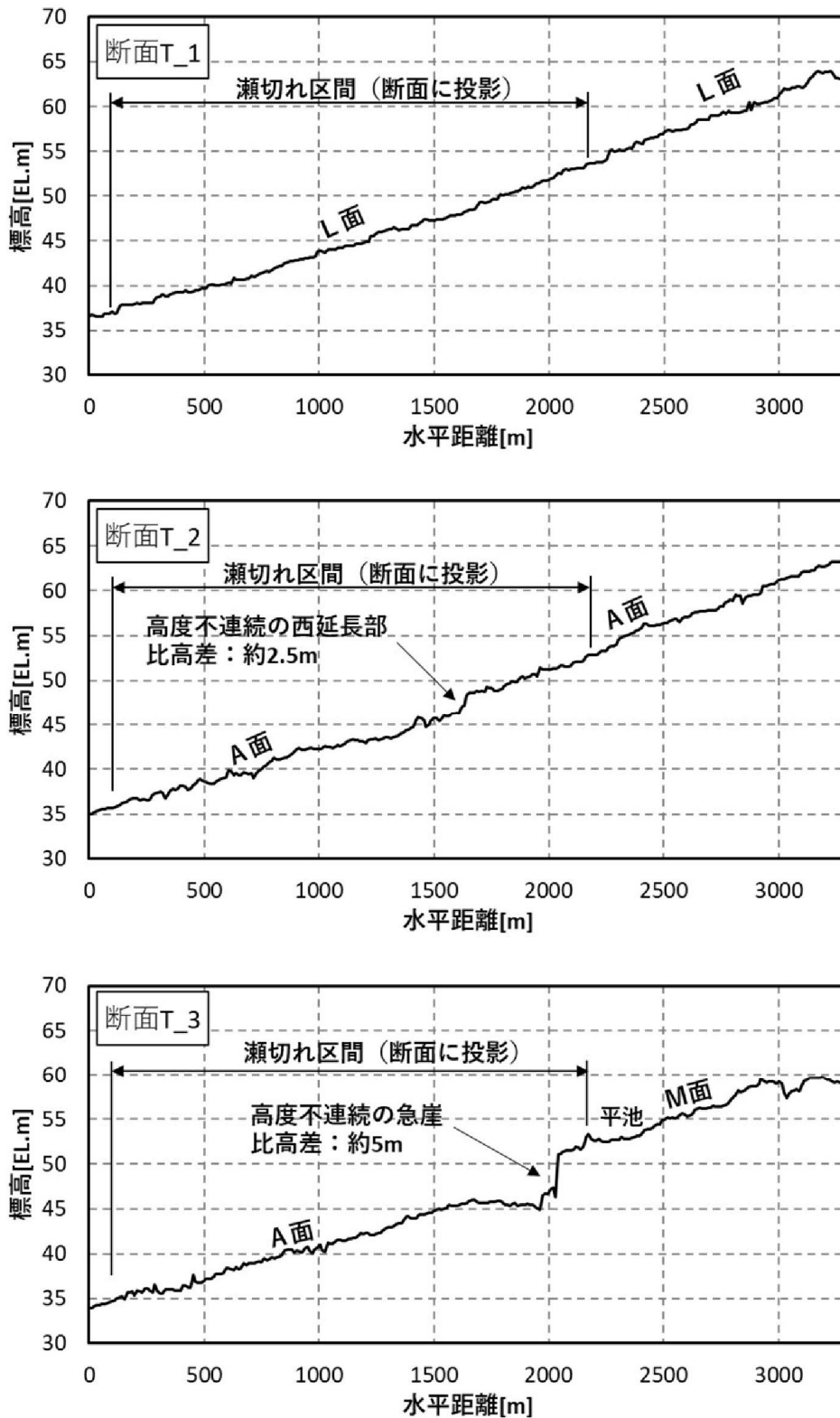
最後に, 地形横断面図の高度不連続の比高や位置も考慮して, 地形面に連続する高度不連続の抽出を試みた. 併せて, 香東川扇状地の地形断面も作成し, 高度不連続の比高差も検討した. なお, 地形面は, 寒川 (1973, 小林ほか (1991) を参考に, 完新世の氾濫平野と扇状地を A 面, 更新世後期の低位段丘面 (清水面・川内原面) を L 面, 中位段丘面 (天福寺原面) を M 面とした.

図-5.7 は、平均曲率の絶対値が 0.03 以上のメッシュを灰色で表現し、3 ピクセル以上連続するものを表示した。図-5.8 は A 面と M 面の高度不連続の西側延長部の地形断面である。解析の結果、香東川の瀬切れが始まる地点付近の東側には、船岡池の北側から東北東方向に平均曲率 0.03 以上と北側の 0.03 未満の境界が約 4km 延びている。断面 T_3 には、北側の A 面と南側の M 面の比高差は 5m 程度の高度不連続がみられる。その西延長部の断面 T_2 には、A 面に約 2.5m の南側隆起の段差地形もみられるが連続性に欠けるので、局所的または人工改変の影響と思われる。一方、香東川付近の A 面と西側の L 面には、明瞭な高度不連続はみられない。以上から、A 面に撓曲があるとは認めがたい。



※ A 面は完新世の氾濫平野と扇状地，L 面は更新世後期の低位段丘面，M 面は中位段丘面を示す。断面番号は図-5.8 と対応。

図-5.7 5mDEM による平均曲率分布

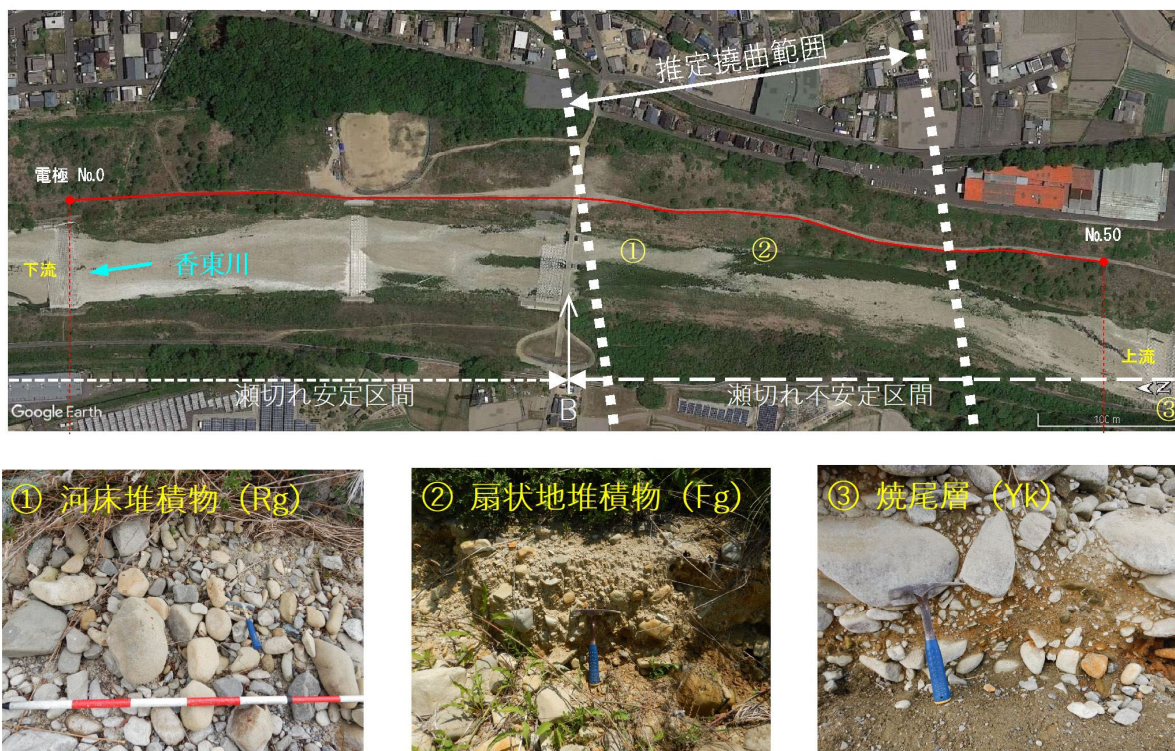


※国土地理院数値標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) をもとに作成.

図-5.8 5mDEMによる香東川扇状地の地形断面

5.4.2 河床部の地質

瀬切れ区間を含む上下流約 2.5km の河床露頭の踏査を行った (写真-5.1)。瀬切れが発生していない上流③地点には, 明黄褐色のシルト質礫が広く分布している。礫は, 直径 5~10cm (最大 20cm) 程度の風化亜角~亜円礫で, 砂岩を主体とする。基質は, シルト~細砂で締まりが良いため, 三豊層群上部の焼尾層に対比される。下流の瀬切れ不安定区間である②地点では, 明褐灰色を呈する比較的ルーズな玉石混じり砂礫が分布する。礫は前者とほぼ同じであるが, 基質は中~粗砂を主体とし, やや締まりが良いことから, 完新世~更新世の扇状地堆積物とした。更に下流の①地点は玉石混じり礫のルーズな堆積物となり, 礫は, 直径 5~10cm (最大 50cm 程度) の砂岩の亜角~亜円礫主体で, 基質は粗砂, 細~中礫が主体となるため, 完新世の河床堆積物とした。なお, 固結度や基質の土質性状から, 焼尾層は透水性が低く, 扇状地堆積物, 河床堆積物は透水性が高いと考えられる。焼尾層の分布は, 流水区間と瀬切れ不安定区間上流の一部に限られ, 下流の瀬切れ不安定や安定区間では, 扇状地堆積物や河床堆積物が河床を覆っている。



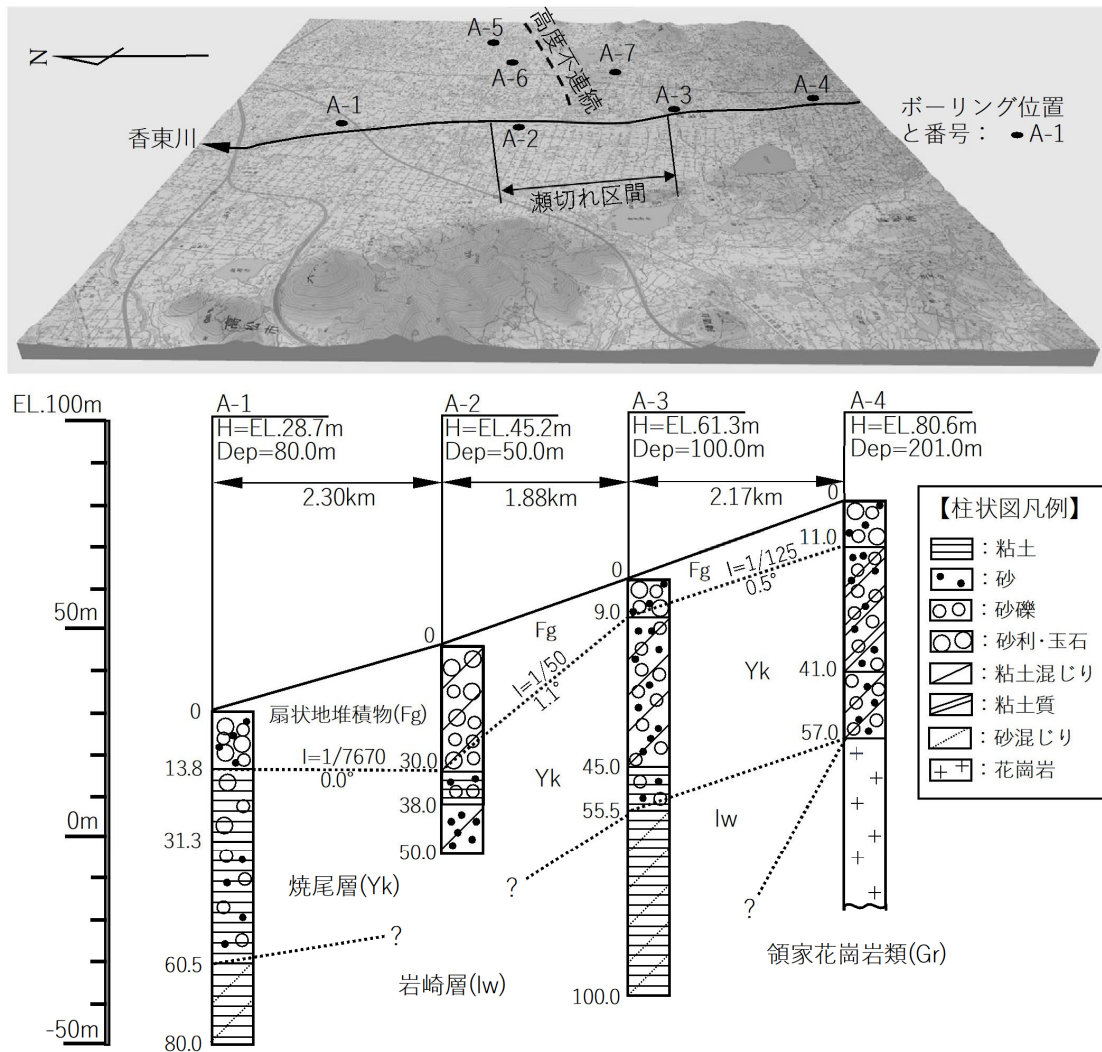
※位置図は, Google Earth に加筆した。

写真-5.1 瀬切れ地点の表層露頭

5.4.3 既往ボーリングデータの再検討

瀬切れ地点近傍の田村ボーリング(株)のさく井柱状図の地質データを整理し、前述の河床部の地質状況、掘削柱状図の土質区分や色調から焼尾層(Yk)と岩崎層(Iw)および扇状地堆積物(Fg)に区分し、**図-5.9**に河川縦断方向の地質構造を、**表-5.2**に各孔の地質概要を整理した。なお、掘削地点の孔口高さが得られていない場合は、その位置から国土地理院(2019)の5mDEMの標高データを読み取った。

図-5.9によれば、扇状地堆積物(Fg)は、一部粘土が混じるものの玉石混じり砂利・砂礫を主体とし、土質性状より透水性は比較的高いと推定される。一方、下位の三豊層群は、粘土質あるいは粘土混じり砂礫を主体とする上部の焼尾層(Yk)と砂混じり青色粘土を主体とする岩崎層(Iw)が分布し、いずれも透水性が低い地層と判断される。また、焼尾層(Yk)の上面は、香東川沿いで上流のA-4地点がEL.69.6m(GL-11.0m)で下流へ向かうほど標高を下げ、A-1地点ではEL.14.9m(GL-13.8m)となる。北側のA-1とA-2間の勾配がほぼ水平で、南側のA-3とA-4間が1/125(0.5°)であるのに対し、A-2とA-3間の勾配は1/50(1.1°)で、2倍以上の急勾配になっている。ちなみに地表面勾配は下流に向かって徐々に緩くなるが、この区間に大きな変化はみられない。なお、高度不連続の北側のA-2の焼尾層(Yk)の上面標高はEL.15.2mで、南側のA-3のEL.52.3mとは37.1mの比高差がある。また、**表-5.2**の香東川の約3km東の高度不連続の北側のA-5、A-6と南側のA-7の焼尾層(Yk)の上面標高は、前者がEL.10.7~14.6m、後者がEL.50.1mで、約40mの比高差があり、この南側隆起の地質構造は一定水平方向にも連続している可能性がある。



※位置図は、国土地理院の電子国土 web の 3D 表示機能により作成し、香東川とボーリング位置および推定断層位置を加筆した。

図-5.9 瀬切れ地点の既往ボーリング位置と推定河川縦断地質

表-5.2 瀬切れ地点周辺の既往ボーリングデータ

孔番号	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7
孔口高(EL.m)	28.7	45.2	61.3	80.6	34.4	38.7	56.6
掘進長(m)	80.0	50.0	100.0	201.0	50.0	100.0	45.0
Fg層厚(m)	13.8	30.0	9.0	11.0	19.8	28.0	6.5
焼尾層(Yk)の 上面深度(GL-.m)と 上面標高(EL.m)	13.8	30.0	9.0	11.0	19.8	28.0	6.5
	14.9	15.2	52.3	69.6	14.6	10.7	50.1
高度不連続に 対する位置	北側	北側	南側	南側	北側	北側	南側

5.5 物理探査

5.5.1 常時微動探査

(1) 探査・解析方法

常時微動探査とは、常に動いている地面のわずかな揺れを計測し、地盤の振動特性を解析することで、地質構造を推定する物理探査である。1地点の南北、東西、上下の3成分観測記録のうち、水平動のスペクトルを上下動のスペクトルで除した H/V スペクトル比をとることにより、振動源の影響を受けない安定した地盤増幅特性が得られ、地下構造を簡易に推定することができる(中村ほか, 1986; 木下ほか, 2000)。測定は、応用地質(株)製「McSEIS-MT NEO」(表-5.3)を、解析ソフトは付属の「SeisImager/MT NEO」を使用した。

表-5.3 常時微動探査機器(McSEIS-MT NEO)の仕様

名称	仕様(型名ほか)
チャンネル数	1チャンネル/3チャンネル
入力レンジ	外部入力+/-2.5Vmax
入力インピーダンス	1MΩ
周波数帯域	0.1~200Hz
ダイナミックレンジ	120dB(実測値)
A/Dコンバータ	32ビットΔΣ(S/N比127dB 500sps時)
サンプリング時間	2,4,10,20,50 msec
データ収録モード	マニュアルモード, オートモード, タイマーモード
データ記録時間	最大連続15時間(無線無しの場合)
記録媒体	SDメモリーカード(FAT16)2GB/SDHCメモリーカード2GB, 4GB, 8GB, 16GB
データフォーマット	バイナリー形式(SeisImager/MT NEOにてSEG2フォーマットに変換)
寸法	220mm(W)×245mm(D)×250mm(H)
重量	約7.5kg(本体5kg, 内臓バッテリー2.5kg)
消費電力	最大6W(無線無しの場合), 最大11W(無線ありの場合)
防塵防水	IP43相当
水平調整	3点式水平調整脚, 気泡式水準器
動作環境	温度範囲-20℃~+55℃, 湿度範囲10~90%(結露しないこと)

測定は40分/地点とし、N-S, E-W および U-D の3成分データを収集した。解析は、全測定データをバンド幅0.3HzのParzenウィンドウによるフーリエ解析にて平滑化を行った後、基盤岩を反映するH/Vスペクトル比の第1ピーク値(概ね0.5

～5Hz程度)を読み取り, 河川縦断方向に並べることで, 工学的基盤面の上面深度の変化を可視化した. また, 地震動が硬さの異なる地盤に伝播するとき, 地層境界で波が反射し明瞭なピークが現れる. 2層構造地盤に鉛直下方から振動が伝達されると, 表層厚が表層中の波の約1/4となるときに一種の共振現象がおき, 指標の振幅が著しく大きくなることを1/4波長則と呼ばれている(式5.2)(地盤工学会, 2005). 本検討では, 地表からルーズなRg・Fg層と締まったYk層以深の堆積層による2層構造地盤を想定して, 第1ピーク周波数と一般的な工学的基盤面 $V_s=300\sim700\text{m/s}$ (日本地震学会, 2020)の最小値300m/sを用いることとした.

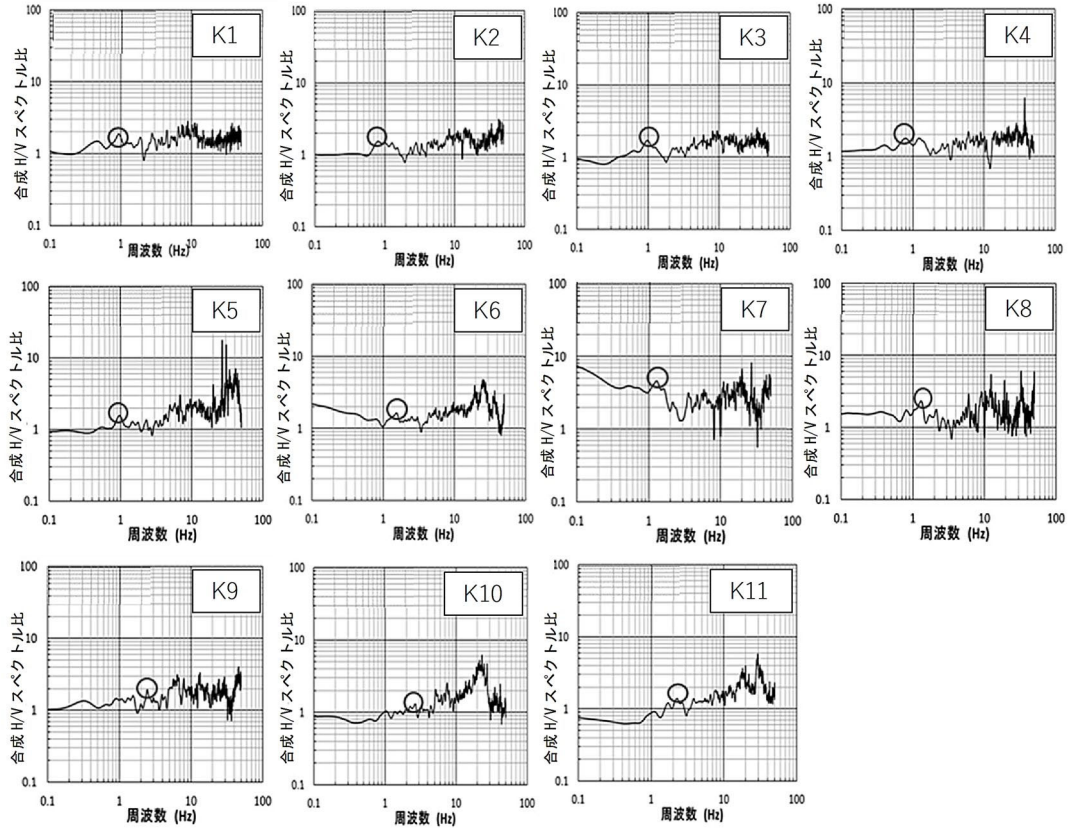
$$H = V_s / 4f \quad \dots\dots\dots \text{(式 5.2)}$$

ここに, H : 深度 (m), V_s : せん断波速度 (300m/s), f : 周波数 (Hz)

(2) 探査位置・結果

探査は, 香東川の流れのある区間から瀬切れが安定する区間において, 第1ピークの周波数特性が変化する区間を把握する目的で, 150～400m間隔で11箇所の探査を2017年7月1日に実施した(図-5.11).

第1ピーク周波数は, 流れのある測点k9～k11において約2.5Hzで, 不安定な瀬切れが始まる測点k8から1.5Hzに下がり始め, 安定な瀬切れであるk5より下流で約1.0Hzとなる(図-5.10, 5.11). 各区間の第1ピーク周波数はバラツキも少なく, 瀬切れ安定区間ほど低い値を示すことから, 上流から下流に向かって段階的に工学的基盤面が深くなっているものと推定される. また, 概ね流水区間のk9～k11地点の1/4波長則による工学的基盤面までの推定深度は30m, 同様に瀬切れ安定区間k1～k5地点の推定深度は75mとなり, 両地点には約45mの高度差が推定される.



※○が第1ピークを示す。測定点の位置は、図-5.11を参照。

図-5.10 香東川瀬切れ地点別の第1ピークの振動特性

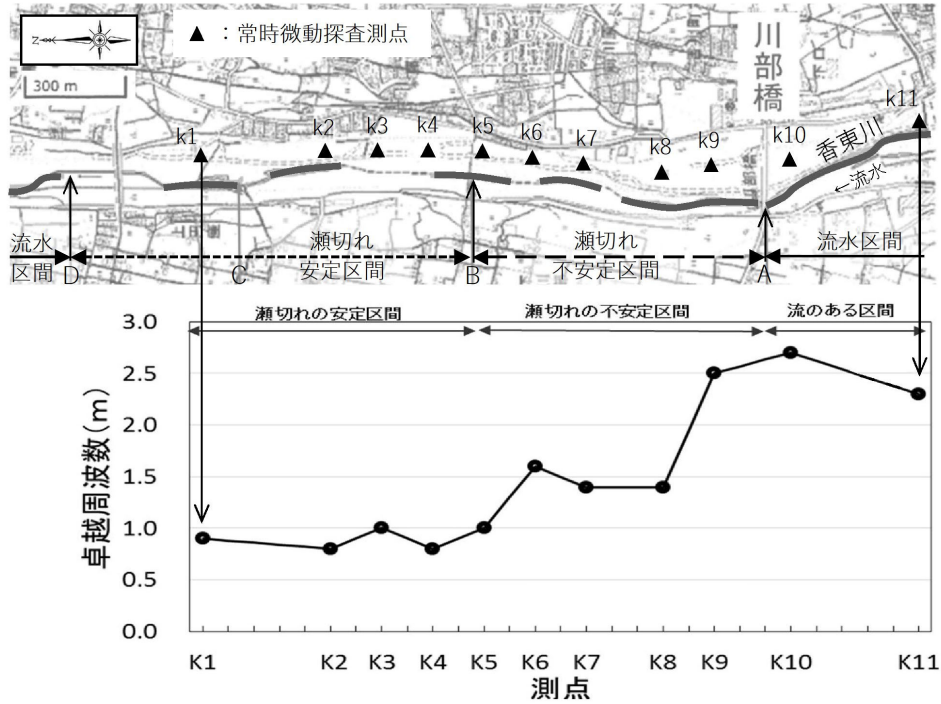


図-5.11 第1ピークの振動特性変化と瀬切れ位置の関係

5.5.2 2次元微動アレイ探査

(1) 探査・解析方法

微動アレイ探査は人工震源を必要とせず, 走行車両, 歩行者, 波浪等を震源として利用し, 地下構造を反映する表面波の位相速度を逆解析して, 2次元 S波速度断面を推定する探査手法である(林ほか, 2020). 使用機器は, 応用地質(株)製「McSEIS-AT」を使用した(表-5.4). 測定は, 探査機器を10m間隔で20台配置し, 1展開25分間程度の測定を行った後, 展開の半分を移動して次の展開に移ることを繰り返した.

表-5.4 2次元微動アレイ探査機器(McSEIS-AT)の仕様

名称	仕様(型名ほか)
チャンネル数	1チャンネル
アナログ・デジタル分解能	24 bit
プリアンプゲイン(PG)	0, 12, 24, or 36 db
サンプリング間隔	0.25, 0.5, 1, 2, 4, 10 ms
内部記録容量	4 GB (32 GB まで拡張可能)
データアップロード方法	WiFi によるデータアップロード可能
ジオフォン動作確認	ジオフォンに震動を与えると本体のLED ライトが点灯
コネクタ	ジオフォン接続用入力コネクタ (3ピン) 外部バッテリー・充電・USB 接続用外部コネクタ (8ピン)
電源	内蔵バッテリー (10 AH ニッケル水素バッテリー, 外部バッテリー (6 VDC))
充電	9~14 時間
環境性能	IP68 相当(防塵, 1 m 防水性能)
寸法	縦142 mm × 横140 mm × 高さ102 mm
重量	1.6 kg
動作温度	-20 °C ~ +55 °C
ソフトウェア	収録データをWiFi 経由で自動解析可能(専用ソフト「SeisImager」使用)

微動アレイ探査は微動から表面波の分散を検出し, 分散を引き起こす地下構造を推定できる(岡田, 2008). 解析は, 各展開のコヒーレンス波形から表面波分散曲線を20m毎に作成し, 2次元のS波速度断面へ展開した. なお, 3重の円形(最大辺長50mの正三角形)アレイによる測定も実施し, S波速度構造の精度向上を図った.

(2) 探査位置・結果

探査は、前述の測定で工学的基盤面に約 45m の南側隆起の段差が推定される瀬切れ不安定区間（**図-5.11** の k4~k10）に対して、S 波速度分布の特性を把握する目的で実施した。探査諸元は、測線長 1,090m、測点間隔 10m で、2018 年 7 月 5 日に実施した（**図-5.12**）。**図-5.12** に探査位置、全 CMP の分散曲線および S 波速度分布を示す。分散曲線からは S 波速度構造の水平方向に若干の差がみられる。また、S 波速度分布によれば、Rg や Fg 層には硬質な砂岩礫や玉石も多く、全体的に S 波速度が高めとなっている可能性がある。S 波速度分布を概観すると、 $V_s = 550\text{m/s}$ は距離 750m 付近より南では概ね水平構造であるが、北では北傾斜を示している。また、距離 600~800m 間の深度 50m 以浅には、速度構造の盛り上がりが見られる。

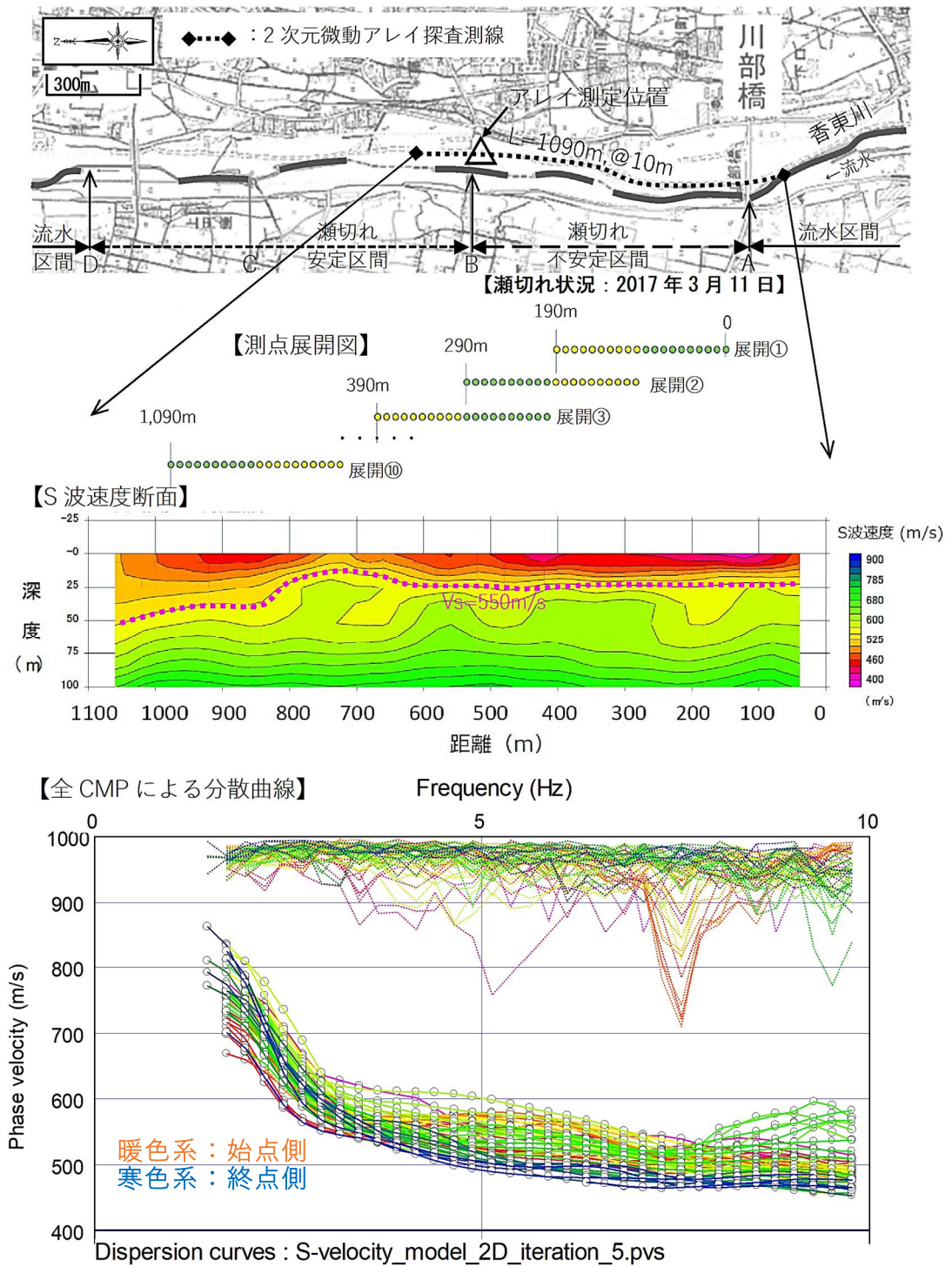


図-5.12 探索測線とS波速度断面および分散曲線

5.5.3 電圧差分法電気探査

(1) 探査・解析方法

電圧差分法電気探査は、電気探査の強制分極法（IP法：Induced Polarization Method）の一つで、同一測線で2度の探査を行うことにより、強制分極現象を促進させ、地下水流動範囲を精度よく推定できる2次元高密度電気探査である。使用機器は、(株)ジェイ・シー・アール製「JCR CH-97T・C CURRENT SOURCE」を使用した（表-5.5）。

表-5.5 電圧差分法電気探査機器の仕様

名称	仕様（型名ほか）	
電気探査 測定機器本体	JCR CH-97T・C CURRENT SOURCE	
	出力電圧	600V
	出力電流	1.25A
	動作電流	AC100V（800VA）
	サイクルタイム	0.5秒
	データメモリー	カードAD
	寸法	(W)450×(H)175×(D)280mm
	電源	発電機（EG-550） AC 100V 60Hz 単相 500W
スイッチ ボックス	JCR CH-97T SERECTOR	
	チャンネル数	91チャンネル
	寸法	(W)450×(H)175×(D)280mm
	重量	約8kg
パソコン※	SONY VAIO（PCG-881/BP）	
電極棒	約10×600mm（銅電極）	
コード	91チャンネル	

※スイッチボックスリレー切り替え用

解析には、有限要素法と非線形最小二乗法からなる二次元逆解析を用いた（佐々木, 1981）。初期測定と差分測定によって得られた比抵抗値の差分($\Delta\rho$)より、比抵抗変化率(ΔQ)を算出し、比抵抗変化率断面を作成した（式 5.3, 5.4）。なお、その変化率が大きい範囲ほど地下水に加圧が生じている可能性が高く、被圧地下水あるいは地下水流動が周辺より顕著であると判断する（伊藤ほか, 1998 ; MIYAJI et al., 2019）。

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_0 \quad \dots\dots\dots \text{（式 5.3）}$$

$$\Delta Q = -(\Delta\rho / \rho_0) \times 100 \quad \dots\dots\dots \text{（式 5.4）}$$

ここに、 ρ_0 ：初期測定時の比抵抗、 ρ_1 ：差分測定時の比抵抗、 $\Delta\rho$ ：比抵抗差、

ΔQ ：比抵抗変化率（%）

(2) 探査結果

探査は、前述までの探査で工学的基盤面の深度や S 波速度構造が変化する瀬切れ不安定-安定区間の比抵抗構造を把握する目的で実施した。探査は、香東川扇状地の瀬切れ不安定から安定区間が完全に瀬切れした、通年で地下水位が最も低いと考えられる 2019 年 1 月 15 日に実施した。これは、不飽和帯水層である河床堆積物 (Rg) と扇状地堆積物 (Fg) が焼尾層 (Yk) と比較して高比抵抗となり、その分布形状が明瞭に区別できると判断したためである。なお、探査諸元は、測線長 750m, 測点間隔 15m, 電極数 51 極とした。

図-5.13 の表層 5m 付近には、500Ω・m 以上の高比抵抗帯が分布する。測点 P33 より北側には、500Ω・m 以上の高比抵抗帯が標高 0~10m 付近まで、若干の凹凸があるもののほぼ水平に分布し、測点 P17 より北側から徐々に比抵抗が下がる。測点 P8 ~20 間には、500Ω・m 以上の高比抵抗帯が深部まで続いている。一方南側では、100~300Ω・m のやや低比抵抗帯が分布する。また、比抵抗変化率は、EL.0m 以浅を中心に 10~40% 程度の高い変化率となり、下流側の表層ほど変化率が高い範囲が広い。

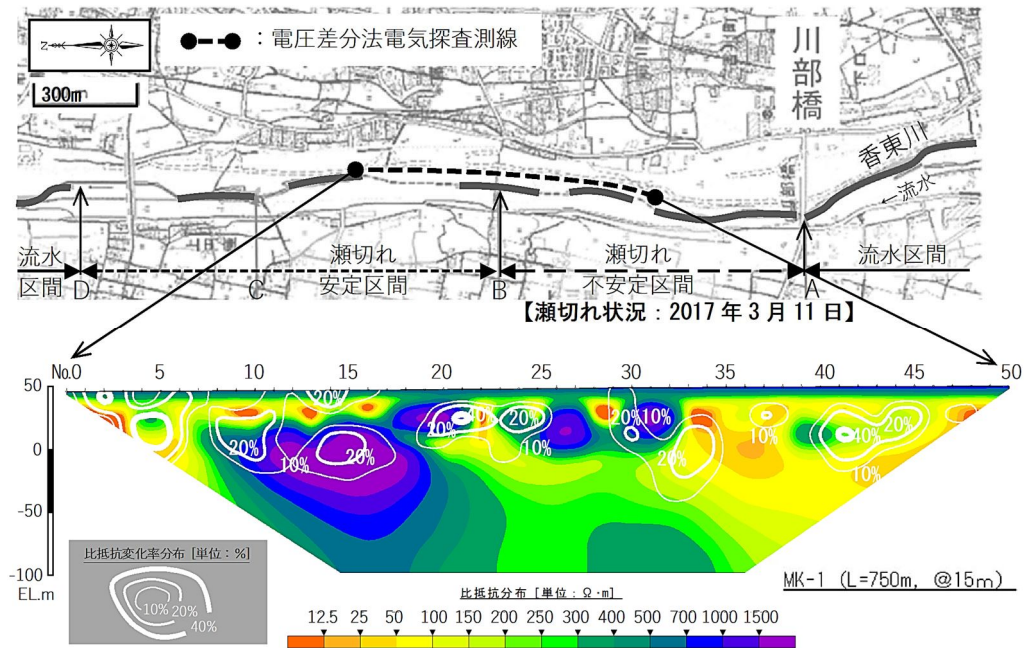


図-5.13 電圧差分法電気探査結果

5.6 議論

5.6.1 仏生山断層（仮称）の存在の可能性

(1) 瀬切れ地点の高度不連続の成因

香東川扇状地では、**図-5.7, 5.8**で示したように、瀬切れが始まる付近の東方約2kmに、A面とM面との間に東北東方向の比高差5m程度の高度不連続が少なくとも4km連続している。しかし、瀬切れ地点との間のA面や香東川西側のL面には高度不連続は認められず、この高度不連続が直ちに変動地形とは断定できない。既往ボーリングデータや物理探査の結果より、焼尾層(Yk)の上面に40m程度の南側隆起の高度差が推定される。また、高度不連続の南側には讃岐層群の黒雲母デイサイト類の小山が多く、これは南側が隆起した可能性を示している(長谷川, 2010)。加えて平池をはじめ多くの大規模なため池は、香東川の西側を含めこの高度不連続の南側に多く存在することも、難透水層である焼尾層(Yk)や基盤岩にも一定の比高差があることを示唆している。更に、斉藤(2009)が示す高松平野の工学的基盤深さ分布では、香東川扇状地の瀬切れ地点付近を東北東方向に横断する連続性のある10~20m程度の南側隆起の基盤面の深度差が指摘されており、Ting Wangほか(2017)の断層トレースおよび本研究結果と調和的である(**図-5.14**)。

よって、香東川東側のA面とM面の高度不連続は、旧香東川による側方侵食に起因するが、その地下には南側隆起の活断層が伏在している可能性がある。

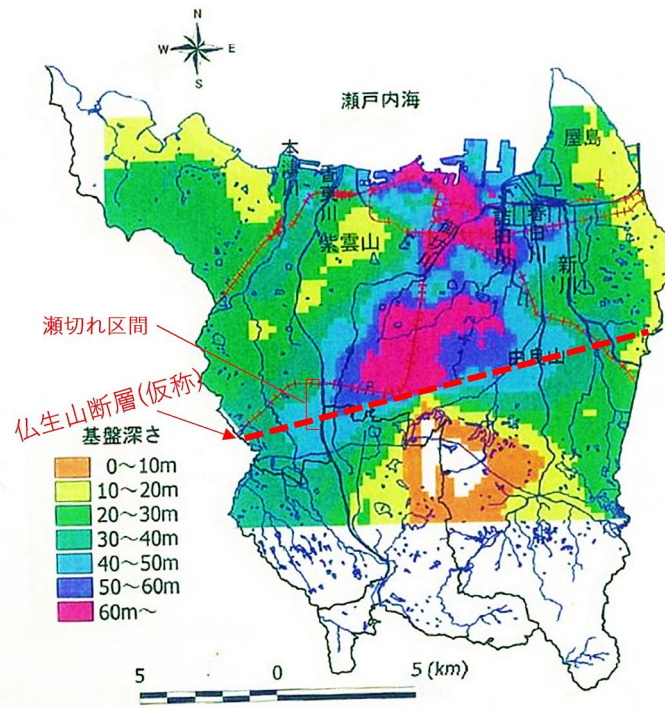
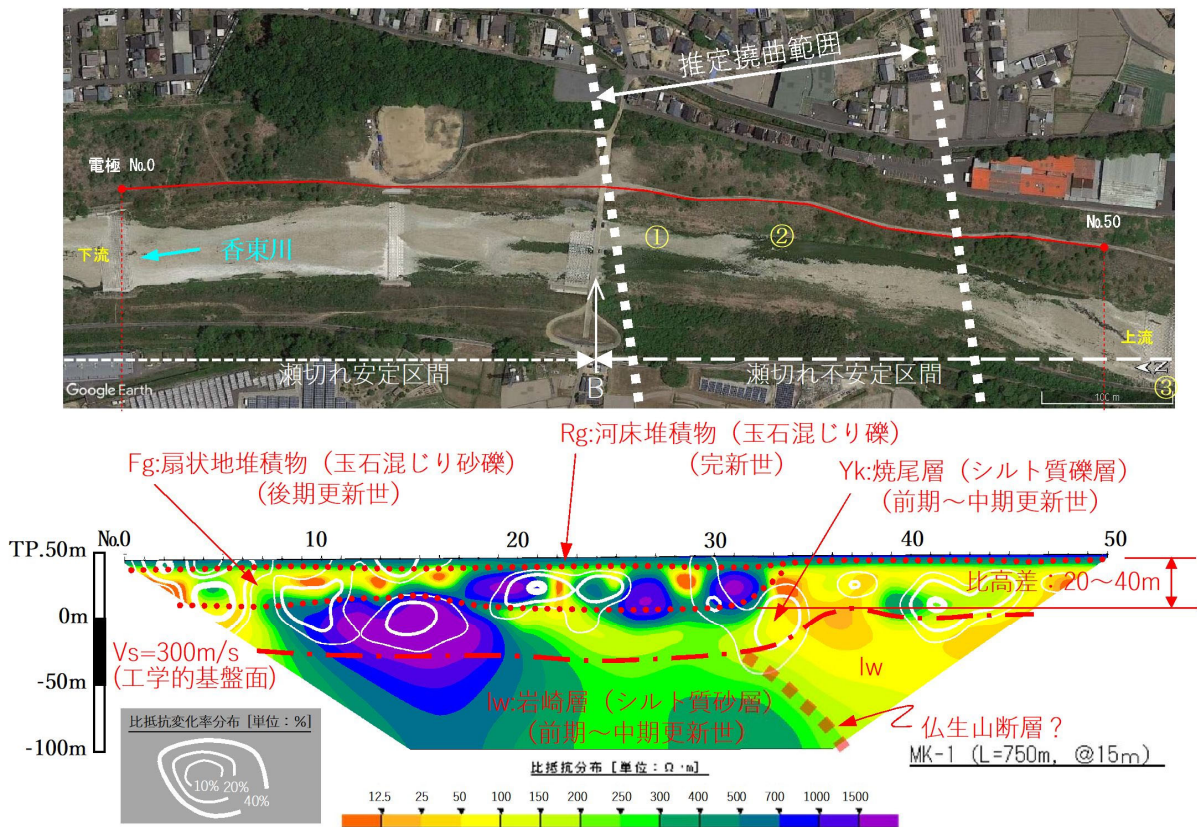


図-5.14 高松平野における工学的基盤深さの分布 斉藤(2009)に加筆

(2) 瀬切れ地点での帯水層厚の変化

河床部の地表踏査では, 香東川の流水区間には透水性の低いシルト質礫を主体とする焼尾層 (Yk) が分布している. 既往大深度ボーリングデータによれば, 流水区間では扇状地堆積物 (Fg) の層厚が 10m 前後, 瀬切れ区間では同 30m 程度で, 両者には約 20m の比高差がある. また電気探査によれば, 流水区間と瀬切れ区間の境界付近 (測点 P33 付近) の北側では 300~1000Ωm の高比抵抗を示し, これが帯水層である不飽和の扇状地堆積物 (Fg) に相当すると考えられる. また, 比抵抗変化率も南側ほど強くなる傾向にあることから, 伏流した河川水が下流に向かって帯水層を徐々に飽和させ, 再び河床に顔を出しているものと考えられる.

以上より, 流水と瀬切れ区間では, 帯水層である扇状地堆積物 (Fg) に少なくとも 20~40m 程度の層厚変化が生じていると推察される (図-5.15).



※位置図は, Google Earth に加筆した.

図-5.15 瀬切れ地点の推定地質断面解釈

(3) 瀬切れ地点での焼尾層 (Yk) の分布形態

前述の南側隆起の高度不連続は、瀬切れ地点のみならず香東川の東側にも連続する可能性が高いことから、焼尾層 (Yk) 上面の比高差も、空間的な広がりをもって存在していると考えられる。また、微動探査によれば、 $V_s=300\text{m/s}$ の工学的基盤面は瀬切れ地点の下流で約 45m の南側隆起が推定され、既往ボーリングデータより、焼尾層 (Yk) 下面付近がこれに相当する可能性がある。2次元微動アレイ探査では、 $V_s=550\text{m/s}$ のラインが同様に 20~30m の南側隆起と、表層付近に速度層の盛り上がりもみられ、逆断層が低地に生じた場合の撓曲崖頂部の盛り上がり (岡田, 1979) を示している可能性も考えられる。

よって、瀬切れ地点での焼尾層 (Yk) の上面の 20~40m の比高差は、南側隆起の活断層による高度差あるいは撓曲構造によって形成されたものと推察される。この 20~40m の比高差を焼尾層 (Yk) 堆積以降の伏在活断層による累積変位と考え、焼尾層 (Yk) の上面を約 50 万年前とすると、この伏在活断層の上下方向の平均変位速度は 0.04~0.08m/千年となり、長尾断層と同程度と推定される。

(4) 総合解析

瀬切れが始まる地点を境にして香東川扇状地とその東側には、東北東方向の高度不連続や、扇状地堆積物 (Fg) の 20~40m の帯水層厚変化と、焼尾層 (Yk) の上面に比高差 20~40m、 $V_s=300\text{m/s}$ の工学的基盤面に比高差約 45m の撓曲構造が推定される。したがって、香東川扇状地の瀬切れ地点に南側隆起の活断層が伏在している可能性が高い。瀬切れの成因は、伏在活断層が焼尾層 (Yk) や岩崎層 (Iw) を撓曲させることによって低くなった撓曲崖の北側を埋めた帯水層である扇状地堆積物 (Fg) に明瞭な層厚変化が生じ、水量が少なくなると河川水が伏流して生じたものと推察される (図-5.15)。

5.6.2 仏生山断層（仮称）と長尾断層帯の関係

(1) 仏生山断層の全体像

香川県は、中央構造線活断層帯の北側に位置し、断層活動に伴う讃岐山脈の隆起に対する地殻内のひずみを解消する活断層の分布が予想されるが、確実な活断層は長尾断層のみである（活断層研究会，1991；地震調査研究推進本部，2017）。

Ting Wang ほか（2017）の断層トレースと今回の瀬切れ位置や高度不連続の方向がほぼ一致することから、仏生山断層（仮称）は、長尾断層の約 6km 北側に位置し、長尾断層とほぼ平行な東北東方向に雁行して分布している可能性がある。この伏在活断層は、この東部で中期中新世に形成された高松クレター（コールドロン）を変位させている可能性が高い。

(2) 活動時期

瀬切れ地点の北東約 4km には、多肥北原西遺跡があり、液状化によるシルト層を突き破る噴礫が確認されている（図-5.3）。噴礫には最大径 181mm を含む多くの礫が存在し、10～11 世紀（平安時代の中～後期）に震度 6 強以上のかかなり激しい地震動が当地を襲ったものと推察されている（Phouthasinh et al, 2011）。多肥北原西遺跡の噴礫の形成時期は、8 世紀以降、16 世紀以前とされる長尾断層帯の最新活動時期の範囲（活断層研究会，1991；地震調査研究推進本部，2017）に入っている。ただし、長尾断層と多肥北原西遺跡の最短距離が約 7.2km で、仏生山断層（仮称）との同距離が約 1.7km である。碓井（2000）による阪神・淡路大震災の西宮市における地震被害の GIS によるバッファリング分析では、活断層から 2km 程度の狭い領域に強震動が発生し、建物や地下埋設管に甚大な被害を与えたとの報告がある。加えて、遺跡と断層位置からも長尾断層は東端付近で仏生山断層（仮称）はほぼ中央付近であることを考慮すると、同地点への地震動の影響は仏生山断層（仮称）が大きい可能性がある。したがって、多肥北原西遺跡の噴礫を起こしたのは仏生山断層（仮称）である可能性が高いと考えられる。すなわち、仏生山断層（仮称）は、10～11 世紀に活動した可能性がある。

5.6.3 瀬切れによる活断層発見の可能性について

扇状地や谷底平野などの河成低地において自然要因で河川の瀬切れが起こる場合は、帯水層厚の変化をもたらす活断層の鉛直変位が要因となっている可能性も考えられる。例えば、飛騨高山の水無神社は、宮川の支流が江名子断層通過地点付近で伏流している。国土地理院（2008）の都市圏活断層図「高山西部」に表示されている扇状地には、変動地形が示されていない。変動地形が地表に現れていなくても、伏在活断層による帯水層の層厚変化によって瀬切れが発生すると、これまでの地形解析では捉えることが出来なかった活断層の発見や位置の絞り込みの手掛かりになると考える。また今回の様に、地表に撓曲が認定できなくても、地層の撓曲がみられる程度の伏在活断層であれば、扇状地の地下では変位が蓄積され、一定規模の帯水層厚の変化が形成され、おおよその撓曲範囲を瀬切れ不安定区間として推定することも可能と思われる。

したがって、地表に変動地形を残さない活断層を発見する手掛かりとして、扇状地河川の瀬切れに着目することは有効であると考えられる。ただし、降水量や河川流量の変化、瀬切れの性状を注意深く調査し、調査地点の瀬切れ認定を精度よく行うことが重要で、周辺の地形地質調査および物理探査等によって、裏付けをとる必要がある。

5.7 まとめ

香東川扇状地の瀬切れ地点で, 地形・地質解析, 2種類の微動探査, 電圧差分法電気探査を実施し, 表層の帯水層, 下位の焼尾層 (Yk) の性状や分布および帯水層厚変化の要因について考察した. その結果を以下にまとめる (図-5.16).

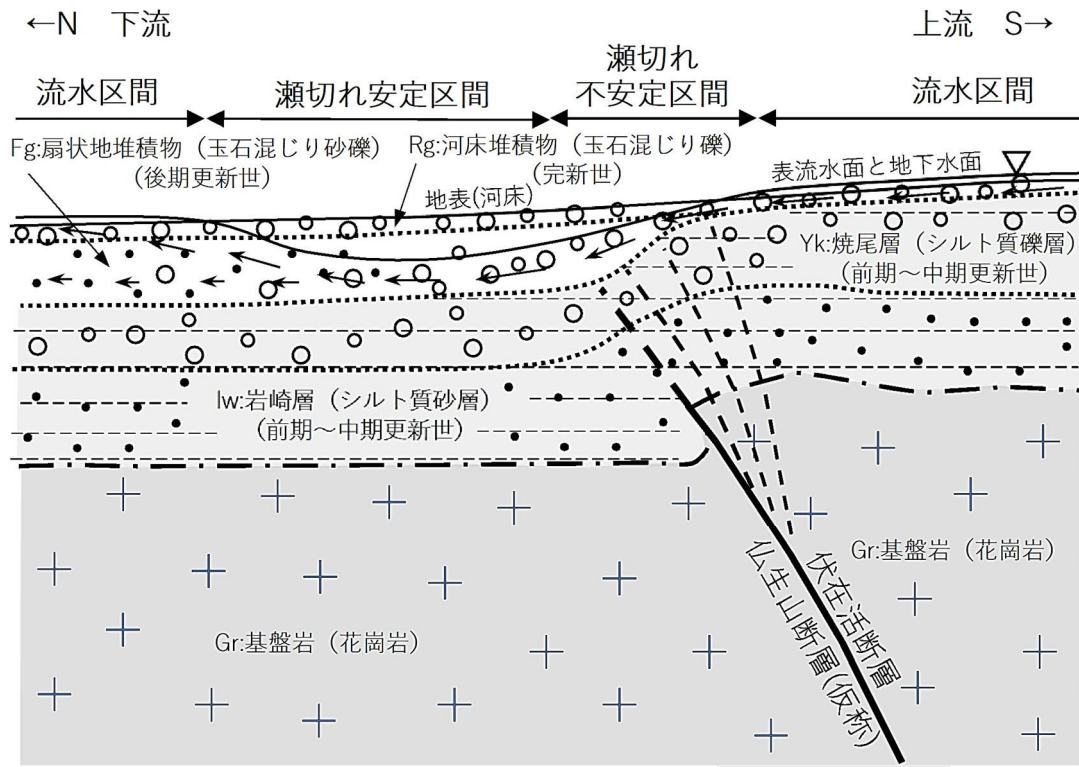


図-5.16 瀬切れ地点の推定地質構造と地下水流動のイメージ

- ① 香東川扇状地の瀬切れ地点では, 物理探査による地質構造や電気探査の比抵抗構造等から, 通常の堆積や侵食作用で形成されたとは考えにくい 20~40m 程度の帯水層 (Fg, Rg) 厚の変化が判明した.
- ② 地表面には撓曲崖等の変動地形はみられないものの, 地形解析やボーリングデータ等から, 焼尾層 (Yk) や工学的基盤面に 20~40m 程度の高度不連続が, 香東川とその東川へ東北東方向に少なくとも 4km 連続している可能性がある.
- ③ 鉛直変位を伴う撓曲構造の形成要因は, 未知の活断層である仏生山断層 (仮称) の可能性が高い. ただし, 地下深部での断層面の存在や基盤岩の明瞭な高度差など, 断層の存在や性状を明らかにするためには, 反射法地震探査や調査ボーリング等の詳細な地質調査が必要である.

- ④ 仏生山断層（仮称）は，長尾断層と雁行する東北東方向の活断層である可能性が高く，最新活動時期が10～11世紀（平安時代の中期から後期），上下方向の平均変位速度が0.04～0.08m/千年程度の可能性もあり，長尾断層より県都高松市にも近いことから，地震防災上重要と考える．
- ⑤ 扇状地河川の瀬切れは，地形に現れない伏在活断層の存在を発見する手掛かりになると考える．周辺の地形・地質情報を精査する必要があるものの，急激な帯水層厚の変化をもたらす要因として，伏在活断層の視点が不可欠であると考ええる．

【第V章の引用文献】

Akira SANGAWA (1978b) : Geomorphic Development of the Izumi and Sanuki Ranges and relating Crustal Movement, The science reports of the Tohoku University, 7th series, Geography, 28, pp.313-338.

長谷川修一(2010):高松クレーター論争の検証,応用地質,第50巻,第6号,pp.336-344.

長谷川修一・金山清一・田村栄治・宮地修一(1997):長尾断層による直下型地震について,平成9年度香川県地盤工学会研究会テキスト,pp.28-51.

長谷川修一・斉藤実(1989):讃岐平野の生いたち-第一瀬戸内累層群以降を中心に-, URBAN KUBOTA, 28, pp.52-59.

林 宏一・小西千里(2020):表面波を用いた二次元/三次元探査,地盤工学会誌,68-2,pp.27-28.

池田倫治・大野一郎・大野裕紀・岡田篤正(2003):四国北西部地域の中央構造線活断層系の地下構造とセグメンテーション,地震II,56,pp.141-155.

伊藤芳朗・楠見晴重・竹内篤雄編(1998):斜面調査のための物理探査-地すべり・地下水・岩盤評価-,吉井書店,pp.108-114.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017):長尾断層帯の長期評価(一部改訂),pp.1-21.

香川県(1997a):平成8年度地震調査研究交付金「長尾断層系に関する調査成果報告書」,234p.

香川県(1997a):平成8年度地震調査研究交付金「長尾断層系に関する調査成果報告書(概要版)」,43p.

香川県生活環境部消防防災課(1997):長尾断層の活動履歴について,平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集,科学技術庁,pp.167-172.

片岡正次郎,日下部毅明(2005):内陸地震の規模・タイプと地表地震断層の特性との関係,土木学会論文集,№801/I-73,pp.21-32.

活断層研究会編(1991):新編 日本の活断層-分布と資料-,東京大学出版会,pp.437.

河原能久(2006):扇状地における浅層地下水の流路の推定,地下水技術,第48巻,第11号,pp.9-17.

河原能久・渡邊健一・森長和雄(2002):高松地域における地下水環境の観測,水工

- 学論文集, 第 46 卷, pp.211-216.
- 河原能久・橋本美智子・吉川省子 (2006) : 香東川扇状地における不圧地下水の水質の動態観測, 水工学論文集, 第 50 卷, pp.277-282.
- 栢木智明 (2010) : 中国四国地方の応用地質学 第 7 章 地下水問題, (一社)日本応用地質学会 中国四国支部, pp.217-219.
- 金幸隆 (2001) : 六日町盆地北西縁の活断層, 第四紀研究 (The Quaternary Research), 40(2), pp.161-168.
- 木下繁夫・大竹政和 (2000) : 強振動の基礎, 7.1.3 常時微動の水平/上下スペクトル比, 防災科学技術研究所, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/index.html>, (2020 年 3 月 1 日閲覧).
- 気象庁 (2019) : 過去の気象データ検索, http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php?prec_no=72&block_no=47891&year=&month=&day=&view=, (2019 年 8 月 19 日閲覧).
- 小林浩治 (1991) : 長尾断層－讃岐平野南縁の活断層－, 香川県自然科学館研究報告, 13, pp.47-54.
- 国土地理院 (1986) : 1:25,000 土地条件図「高松南部」, pp.1-11.
- 国土地理院 (1999) : 1:25,000 都市圏活断層図「池田」, 技術資料番号 D1-No.368.
- 国土地理院 (2008) : 1:25,000 都市圏活断層図「高山西部」, 技術資料番号 D1-No.519.
- 国土地理院 (2009) : 1:25,000 都市圏活断層図「脇町第 2 版」, 技術資料番号 D1-No.524.
- 国土地理院 (2019) : 活断層とは何か?, <https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/explanation.html>, (2019 年 8 月 14 日閲覧).
- 国土地理院 (2019) : 基盤地図情報 ダウンロードサービス, <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>, (2020 年 4 月 16 日閲覧).
- 公益社団法人日本地震学会 (2020) : 強震動地震学基礎講座 第 8 回 基盤と地盤特性の考え方, https://www.zisin.jp/publications/document02_08.html, (2020 年 5 月 9 日閲覧).
- Kounlavong Phouthasinh, 山中 稔, 長谷川修一, 佐藤竜馬 (2011) : 高松平野南西部で検出された液状化噴礫の粒度特性, 平成 23 年度土木学会四国支部第 17 回技術研究発表会講演概要集, pp.129-130.
- 熊木洋太・酒井尚登・小野塚良三 (1986) : 讃岐平野南縁, 長尾断層の活動に関する年代資料, 活断層研究, 2, pp.51-53.

Minoru SAITO (1962) : The geology of Kagawa and northern Ehime Prefectures, MEMOIRS OF FACULTY OF AGRICULTURE KAGAWA UNIVERSITY, No10, pp.1-74.

宮地修一・栢木智明・寺本光伸・宮崎精介・渡辺 修・肘井敬明・露口耕治・菅原大介・長谷川修一 (2018) : 瀬切れと地下水環境から読み解く丸亀平野南部の活構造, 日本応用地質学会 平成 30 年度研究発表会 講演論文集, pp.33-34.

村下敏夫・野間泰二 (1961) : 香川県の工業用地下水源について, 地質調査所月報, 第 12 巻第 11 号, pp.875-884.

中村 豊・上野 真 (1986), 地表面振動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性推定の試み, 第 7 回日本地震工学シンポジウム講演集, pp.265-270.

中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) : 1 : 25,000 都市圏活断層図「高松南部」, 国土地理院技術資料 D・1 -No368.

中田 高・今泉敏文編 (2002) : 「活断層詳細デジタルマップ」, 東京大学出版会, DVD-ROM2 枚, 60p.

新見 治 (1989) : 泉と地下水, 地学雑誌, 98-2, pp.25-41.

農業用地下水研究グループ (1984) : 日本の地下水, 地球社, 653p.

岡田篤正 (1970) : 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, 43-1, pp.1-21.

岡田篤正 (1979) : 活断層, 愛知県防災会議地震部会編「愛知県の地質・地盤 (その 4)」, pp.122.

岡田篤正 (2013) : 活断層の調査・研究の現状紹介, 地質と調査, 第 2 号 (通巻 136 号), pp.1-7.

岡田 広 (2008) : 微動探査の現状と課題, 物理探査, 第 61 巻 第 6 号, pp.445-456.

小山内信智, 秋山一弥, 松下智祥 (2009) : 地震時の急傾斜地崩壊危険箇所危険度評価マニュアル (案) (個別箇所における危険度評価手法) に関する研究, 国土技術政策総合研究所資料, No511, 5p.

斉藤章彦 (2009), 地域地盤防災に向けた常時微動の活用に関する研究, 香川大学大学院工学研究科博士論文, pp.108-119.

斉藤 実・坂東祐司・馬場幸秋 (1962) : 香川県地質図説明書, 内場地下工業(株), pp.7-12.

寒川 旭 (1973) : 阿讃山地北麓の断層地形, 東北地理, 25, pp.157-164.

- 寒川 旭 (1978a) : 紀伊半島中・西部と四国北東部 (阿讃山脈北麓域) の断層活動と地形発達について. MTL (中央構造線), 3, pp.49-60.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター (2019) : 活断層データベース, <https://gbank.gsj.jp/activefault/search>, (2019年8月14日閲覧).
- 佐々木裕 (1981) : 比抵抗垂直探査における2次元構造の自動解析(I), 物理探査学会誌, 第34巻5号, pp.341-350.
- 佐々木裕 (1981) : 比抵抗垂直探査における2次元構造の自動解析(II), 物理探査学会誌, 第34巻6号, pp.422-434.
- 澤 祥 (1981) : 甲府盆地西縁・南縁の活断層, 地理学評論, 54-9, pp.473-492.
- 新藤静夫 (1987) : 地下水入門・新知識 (その2) -地下水の賦存形態-, 農業土木学会誌, 第55巻第4号, pp.355-365.
- Shuichi MIYAJI, Hisayuki NAKANE, Itsuo KAWASAKI, Yoshihiro NAGANO, Shuichi HASEGAWA and Minoru YAMANAKA (2019) : Evaluation of Groundwater Flow Characteristics by Voltage Difference Method Electrical Prospecting, Geomate 2019 9th Int. Conf, pp.288-293.
- 社団法人地盤工学会 (2005) : 地盤工学・基礎理論シリーズ2 地盤の動的解析-基礎理論から応用まで-, pp.20-23.
- 杉山雄一・寒川 旭・田村栄治・露口耕治・藤川 聡・長谷川修一・伊藤 孝・興津昌宏 (2001) : 長尾断層 (香川県高松市南方) の活動履歴-三木町氷上宮下におけるトレンチ調査結果-, 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No 1, pp.175-198.
- 鈴木隆介 (1984) : 建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地, 古今書院, pp.298-304.
- 田力正好・堤 浩之・後藤秀昭・松田時彦 (2017) : 讃岐山脈北縁周辺の活断層とそのテクトニックな意義, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SSS12-P16.
- 高橋 亨・三本健四郎・早川俊之 (1997) : 物理探査の活断層調査への適用の現状, 応用地質, 第38巻, 第3号, pp.118-129.
- 武村雅之 (1998) : 日本列島における地殻内地震のスケール則-地震断層の影響および地震被害との関連, 地震, 第51巻, pp.211-228.
- Ting Wang・長谷川修一・野々村敦子・山中 稔・宮地修一 (2017) : 高松平野と丸亀平野における未知の活断層, 日本応用地質学会 平成29年度研究発表会 講演論文

地質工学的評価による地下水流動層の形成要因の解明, 第V章

集, pp.265-266.

遠田晋次・宮腰勝義・井上大栄・楠健一郎(1993): 四国, 長尾断層のトレンチ調査,
日本地質学会 100 年学術大会, 686p.

植木岳雪(2001): 香川県中部, 阿讃山地北麓の三豊層群—その記載と鮮新世以降の
古地理の変遷—, 地学雑誌, 110(5), pp.708-724.

碓井照子(2000): 活断層からの距離別地震被害の GIS 分析—阪神・淡路大震災にお
ける西宮市の建築被害と地下埋設管被害—, 第四紀研究 (The Quaternary
Research), 39(3), pp.375-388.

第VI章 総括

6.1 研究結果のまとめ

地下水は身近な存在でありながら、地下に存在し地下を移動することから評価や予測することが難しい存在である。したがって、地下水流動の実態を明らかにするためには、広域的かつ地形・地質的視点が必要不可欠である。しかし、これまでの地下水流動層の研究においては、地下水の涵養や流出および帯水層の性状を定性的に調査・考察したものが多く、地下水流動層の形成メカニズムにまで踏み込んだ研究は少なく、その本質は未だ解明されていない。

近年、地下水の枯渇や水位低下および水質悪化、沿岸部での塩水化問題など様々な地下水障害が顕在化し、社会問題となっている。その要因は、地下水流動層の性状(透水性、規模、分布や連続性)を精度よく評価することが出来なかった可能性が考えられる。したがって、地下水流動層の適正な評価は、効果的な地下水資源の開発・運用、安全で経済的な建設工事の実施、土壌・地下水汚染の把握や拡散予測等の環境保全などを適切に遂行する上で非常に重要である。また、地下水流動層の形成要因を明らかにすることは、地下水流動層の分布や性状を評価する上で非常に重要である。

本研究では、地形・ボーリング・物理探査および水質等の水理地質学的データを活用して、地下水流動層の分布や性状を地質工学的に評価することで、土石流によって地下水流動層が形成されること、地下水流動層が変形すると扇状地河川に瀬切れが形成されることなど、地下水流動層の形成要因を解明した。併せて、地下水流動を効果的にとらえる電圧差分法電気探査の有効性についても検証した。更に、地下水流動層を含む帯水層の変形がもたらす扇状地河川の瀬切れを手掛かりに、未知の活断層である仏生山断層(仮称)の存在の可能性、地形に現れない伏在活断層を発見する一手法の可能性を示した。

本論文は6つの章から構成される。

第I章は序論である。研究の背景、研究の目的、本論文の構成について述べた。

第II章では、高知県土佐市の海岸平野では、飲用・農業用・水産加工業・養殖業等に利用するため、井戸を用いて沖積層中の地下水を利用している。この地下水の塩分濃度は、集中降水や人為的な河川や海岸堤防の改修工事によって、大きく変化する場

合があり，塩水化による飲用不可，農作物の減収，また淡水化による海水養殖魚の死滅など，地下水利用に大きな障害が発生することがある．ここでは同地区における地形・水理地質・気象等の条件に着目し，地下水が塩水化・淡水化するリスクを評価・予測し，以下の成果を得た．海岸平野の地下水は，地下水流動層を通じて海とつながり，その分布や性状を適正に評価することの重要性を明確にできた．

- 1) 陸から海への地下水位勾配が小さいと淡水地下水流量が少ないことから，塩水化リスクが高くなる．
- 2) 塩水化リスクの評価要因の一つとして，背後地の流域面積が挙げられ，流域面積が広いほど塩水化リスクは低い（有用性）．継続研究として，塩水化リスクを低下させる要因を第III章で明らかにした．
- 3) 沿岸部でのヒラメ養殖に影響を与える累積降水量を統計的に解析し，過去の降水量と塩化物イオン濃度の関係から，養殖に影響を与える累積降水量の閾値をヒラメの死滅個体数から推定することができた．その結果，2014年8月の記録的降水時の地下水の淡水化現象が，過去に類を見ないものであったことを明らかにした．

第III章では，第II章の塩水化リスクを低下させる要因を解明することを目的として，地形・ボーリング・地下水位および水質等の水理地質データを総合的に解析した．その結果，以下の成果を得た．塩水化リスクを低下させる要因として，淡水供給能力の高い地下水流動層の存在が明らかとなり，その形成要因が突発的地質イベントである土石流であることを発見した．

- 1) 地下水流動層の発見や形成要因を解明するためには，地形発達史に加え，河川上流の地形・地質に着目することが重要であると考えられる．
- 2) 海岸砂洲の地下にある透水性の高い明褐色の礫を含む砂礫層が土石流（地すべりダム決壊洪水の可能性あり）によって形成されたことを発見した（新規性）．
- 3) 一定規模の地下水流動層が形成されれば，経路が埋没し河川流路が変化しても地下水流動層は地中に残り，地域の安定的な淡水地下水供給源となることが明らかとなった（有用性）．

第IV章では，電圧差分法電気探査の有効性を検証した．地下水流動層を評価する手法として古くから電気探査が用いられているが，他の地質データも考慮した定性的なものが多く，解析精度，解析者の個人差による誤差など評価には限界がある．電圧

差分法とは, 比抵抗 2次元電気探査の電極配置において 2回の探査を行い, 比抵抗に加え比抵抗変化率も得る方法である. 地盤に地下水流動経路が存在すれば, 強制分極現象が強調され比抵抗変化率に有意な変化が生じる. その結果, 通常の比抵抗分布も含めて総合的に解析することで, 地下水流動経路の分布や性状の推定精度を向上させることが可能となる. ここでは, 探査結果から 2箇所の地下水流動地点を抽出して, ボーリング調査によるコア性状や地下水状況, 揚水試験から, 電圧差分法の有効性を評価し, 以下の成果を得た.

- 1) 通常の電気探査では地下水流動範囲や流路の推定には限界があるが, 電圧差法の比抵抗変化率を含めて解析することで推定精度が向上する (有用性).
- 2) 十分な地下水涵養があれば, 比抵抗変化率と揚水量には正の相関があり, 地下水流動性の定量的な評価指標となる可能性がある (有用性).

第V章では, 扇状地河川における瀬切れが伏在活断層を発見する手掛かりになり得るかを検証する目的で, 香川県中央部の香東川扇状地の瀬切れ地点において, 常時微動探査, 2次元微動アレイ探査および電圧差分法電気探査の物理探査を実施し, 水理地質構造を総合的に解析した. 変動地形から地表面変位を伴わない活断層を探し出すことには限界があり, 新しい手掛かりが必要とされる. 活断層による鉛直変位は, 例え撓曲であっても累積すれば, 帯水層に大きな層厚変化をもたらすこともあり, 扇状地における瀬切れの形成要因の一つと考えられる. 以下に成果を示す.

- 1) 香東川扇状地の瀬切れ地点では, 一定の広がりをもつ比高 20~40m の伏在活断層に起因する可能性の高い帯水層厚の変化が判明した (新規性).
- 2) 帯水層厚変化の要因は, 未知の活断層である仏生山断層(仮称)の鉛直変位に伴う撓曲構造である可能性が高い.
- 3) 仏生山断層(仮称)は, 長尾断層と雁行する東西性の活断層と考える. ①最新活動時期が 10~11 世紀(平安時代の中期から後期), ②上下方向の平均変位速度が 0.04~0.08m/千年程度の可能性がある.
- 4) 扇状地河川の瀬切れは, 地形に現れない活断層の存在を示唆する一要因になると考える (新規性・有用性).

第VI章では, 総括として, 上記の研究結果をまとめ, 本研究の意義および今後の研究展開についてとりまとめた.

6.2 研究の意義

本研究は，近年深刻度が増している地下水の枯渇，地下水位変動や地下水汚染等の地下水障害対策に有効であることは勿論のこと，活断層調査や地震の長期評価など地震防災にも寄与するものでもあり，安全・安心な人々の生活や効果的な社会産業活動の実現に貢献するものと考える．

地下水流動層の形成要因を解明することは，地域の地下水環境保全に寄与することのみならず，地下に潜む活断層や地すべり等の重要な地質現象を見つけ出す手掛かりともなり，有益な研究であると考える．また水循環基本法においても，地下水は限りある公共資源となり，持続的な自然環境の維持や人類活動においても必要不可欠な存在である．地下水を涵養し運ぶ機能を有している地下水流動層の存在や分布および性状を評価することは，持続可能な社会づくりにおいても重要な要素となると考える．

(1) 地下水流動層の形成要因の一つは土石流

土石流によって地下水流動層が形成され，透水性や連続性の水理条件が整えば，地域の有望な淡水地下水源となる．一方で，地下水流動層を通じて，濁りや塩水化などの地下水汚染や過剰揚水による水量減少等の地下水障害も引き起こされる．本研究の知見は，地下水流動層の分布や性状および連続性等の流動特性を適正に評価することにつながり，安全で効率的な地下水資源の開発・利用や維持管理，安全で経済的な建設工事の実施，土壌・地下水汚染の把握や拡散予測等の地下水環境保全に貢献するものと考える．

(2) 電圧差分法電気探査は地下水流動層評価に有効な探査手法

電圧差分法電気探査が地下水流動層評価に有効性であることが検証でき，地下水流動特性を精度よく評価できる探査手法となること，時間的・労力的な省力化を可能とする差分解析であることを示せた．電気探査による比抵抗分布の解釈は，探査精度の限界や研究者の個人差等の影響によって正確性や客観性を失うこともよくある問題である．比抵抗変化率は比抵抗分布と併せて評価することにより，地下水流動層の分布範囲や流動特性の評価精度が向上し，地下水環境保全に貢献する探査手法になり得ると考える．

(3) 扇状地河川の瀬切れから伏在活断層の発見, そして地震防災へ

瀬切れ状況と地下水流動層の変形メカニズムを地質工学的に評価することにより, 地形に現れない伏在活断層を発見する手掛かりとなる可能性が示せた. 近年, 既知の活断層がないとされた場所で, 直下型地震による甚大な被害が多発している. 変動地形解析を主体とするこれまでの活断層調査では活断層発見に限界があるが, 地形の影響を受けない扇状地河川の瀬切れ現象は, 活断層発見の新たなアプローチと考える. 季節的な自然の河川流量変化によって発生する扇状地河川の瀬切れは, 帯水層厚の変化が地下に存在し, その要因が逆断層や撓曲などの鉛直成分を伴う活構造を反映していることが考えられる. 瀬切れ位置や性状, 周辺の変動地形も含めて総合的に解析することで, 伏在活断層発見の手掛かりになると考える. これは新たな活断層調査手法に発展する可能性もあり, 全国の扇状地河川を見直すことによって, 未知の活断層が存在する可能性のある箇所を抽出や絞り込む一手法になると考える. その結果, これまでの活断層評価結果の精度向上や未知の活断層の発見など, 活断層研究の進展の一助になると考える. これは地震防災の発展に寄与するものであり, 人々の安全・安心な生活や社会活動に資するものとなる.

6.3 今後の研究展開

本研究における今後の研究展開は，以下の様にまとめられる．

(1) 更なる電圧差分法電気探査の精度向上に向けて

電圧差分法電気探査は，比抵抗値と比抵抗変化率を総合的に解析することにより，地下水流動層を精度よく推定することが可能性となる．しかし，比抵抗変化率は激しい地下水流動（乱流）を示す箇所では，差分測定による電流のチャージが効果的に持続されないことから，明瞭な比抵抗変化率の変化がみられないことがある．したがって，地下水流動が激しい帯水層の評価には注意が必要で，流動が激しい地下水流動層を評価する場合には，新たな探査条件や評価・解析手法の改良が必要と考える．

(2) 扇状地河川の瀬切れから発展する地震リスク評価

香東川扇状地の瀬切れ地点には，未知の活断層である仏生山断層(仮称)の鉛直変位に伴う撓曲構造が存在する可能性が高いことが判明した．また，仏生山断層（仮称）は，長尾断層に匹敵する活断層である可能性も高く，県都高松市にも近いことから地震防災上注意を要するものである．今後は，反射法地震探査や調査ボーリング等の詳細な地質調査の追加検討を実施し，地下深部での断層面の存在や基盤岩の明瞭な高度差など，断層の活動性や長期評価を明らかにすることが必要と考える．これによって香川県地震リスクを再評価することが可能となる．

日本のみならず地球上には，人類活動に影響を及ぼす活断層が多数存在するが，未だに発見されていない地下に潜む未知の活断層も多く存在すると考えられる．扇状地河川の瀬切れは，比較的簡便に地下に潜む活断層の存在や位置を推定することが可能であり，地理情報システム（GIS）や物理探査等を併用することにより，効果的な活断層調査の一手法に発展させる必要があると考える．

卷 末 資 料

著者公開論文等一覧

1. 学術論文・技術レポート（査読有）

- 1) 佐々木伸浩・宮地修一（2010）：農業用ため池防災カルテの作成と危険度評価，農業農村工学会誌，vol.78，No.8，pp.708-709.
- 2) 宮地修一・長谷川修一・野々村敦子（2019）：土石流が形成した臨海沖積低地の地下水流動経路，応用地質，vol.60，No.1，pp.2-11.
- 3) 中島 昇・吉岡 恵・中根久幸・宮地修一・原 忠（2019）：平成30年7月豪雨で土石流が生じた0次谷の地形・地質的特性，土木学会論文集 B1（水工学），vol.75，No.1，pp.184-190.

2. 国際会議発表論文（査読有）

- 1) Shuichi MIYAJI, Hisao SUNOUCHI and Noriaki DOI(2015): Evaluation and Prediction of Risks Associated with Groundwater Salinization and Dilution: examples from coastal plains around the city of Tosa, Shikoku Island, Japan, 10th Asian Regional Conference of IAEG, Kyoto, Japan, Tp3-P15 1071889, pp.1-8.
- 2) Shuichi MIYAJI, Hisayuki NAKANE, Itsuo KAWASAKI, Yoshihiro NAGANO, Shuichi HASEGAWA and Minoru YAMANAKA (2019) : EVALUATION OF GROUNDWATER FLOW CHARACTERISTICS BY VOLTAGE DIFFERENCE METHOD ELECTRICAL PROSPECTING, 9th Int. Conf. on Geotechnique, Construction Materials and Environment, Tokyo, Japan, ISBN: 978-4-909106025 C3051, pp.288-293.
- 3) Minoru YAMANAKA, Shuichi HASEGAWA and Shuichi MIYAJI (2019) : Detection of Concealed Active Faults by Microtremor at River Water Disappear Section, 9th Int. Conf. on Geotechnique, Construction Materials and Environment, Tokyo, Japan, ISBN: 978-4-909106025 C3051, pp.195-199.

3. 論文 (査読無, 含研究発表論文集)

- 1) 大村 誠・梶島宏枝・中谷知子・松尾禎子・金子光広・宮地修一(1993): ランドサット画像を用いた海面水温分布表示と地形解析, 高知女子大学紀要 自然科学編, vol.41, pp.47-64.
- 2) 大村 誠・松尾禎子・宮地修一 (1994): ランドサット TM 画像に基づく相対海面水温分布表示システムの開発, 高知女子大学紀要 自然科学編, vol.42, pp.15-29.
- 3) 宮地修一・佐伯正教 (1994): ランドサットデータによる温排水拡散範囲のモニタリングについて, 四国電力(株)・(株)四国総合研究所 第 31 回研究発表会予稿集 (火力・原子力部門), pp.11 - 16.
- 4) 宮地修一・河端悟司 (1995): 3 次元地質解析システム「GEORAMA」について, 四国電力(株)・(株)四国総合研究所 第 32 回研究発表会予稿集 (土木・建築部門), pp.115 - 116.
- 5) 宮地修一 (2009): 萩谷川流域の地下水調査, (社)日本技術士会 中・四国支部会報, No.50 記念号, pp.17-20.
- 6) 有藤芳生・宮地修一・土居範昭・中越裕輔 (2013): 土佐市谷地地区の水資源開発調査と地下水流動特性, (社)高知県技術公社 第 13 回高知県建設技術研究発表会論文集, pp.9-12.
- 7) 中島 昇・原 忠・吉岡 恵・中根久幸・宮地修一 (2019): 0 次谷における土石流の発生条件, 地盤工学研究発表会発表講演集 (Web), vol.54, ROMBUNNO.0903(Web ONLY).

4. 研究発表

- 1) 村上英記・宮地修一・大野一郎・志知龍一（1991）：四国中央部の重力構造，日本地震学会講演予稿集，78 p.
- 2) 村上英記・宮地修一・大野一郎・志知龍一（1992）：四国中央部の重力構造(2)，地球惑星科学関連学会・1992年合同大会共通セッション・シンポジウム予稿集，174 p.
- 3) 佐伯正教・吉本敏博・宮地修一（1995）：ランドサットデータの画像処理による海域水温分布表示，土木学会四国支部・技術研究発表会講演概要集，vol.1，pp.460 - 461.
- 4) 久保慶徳・宮地修一・河端悟司（1996）：3次元地質解析システムの適用について，土木学会四国支部・技術研究発表会講演概要集，vol.2，pp.458 - 459.
- 5) 長谷川修一・金山清一・田村栄治・宮地修一・石井秀明・筒井信博・柳田 誠（1997）：トレンチ調査による長尾断層の活動履歴調査について，日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会，平成9年度発表論文集，pp.37 - 42.
- 6) 長谷川修一・金山清一・田村栄治・宮地修一（1997）：長尾断層による直下型地震について，地盤工学会，平成9年度香川県地盤工学研究会テキスト，pp.28 - 51.
- 7) 宮地修一・須内寿男・森田達之・川崎逸男（2008）：高密度電気探査を活用した萩谷川上流域の地下水分布解析，日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会，平成20年度発表論文集，pp.83 - 86.
- 8) 宮地修一・須内寿男・中村早希・川崎逸男（2011）：海岸平野における地下水特性と工事の影響評価について，日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会，平成23年度発表論文集，pp.53 - 56.
- 9) 須内寿男・宮地修一・水野隆之（2011）：ダム貯水池に影響を与えた大規模崩壊に伴う土石流(速報)，日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会，平成23年度発表論文集，pp.77 - 80.
- 10) 須内寿男・宮地修一・土居範昭・中越裕輔（2012）：岩盤内部の亀裂系の特徴と地下水流動の関係-土佐市谷地地区を例にして-，日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会，平成24年度発表論文集，pp.57 - 60.
- 11) 宮地修一・中村早希・土居範昭・中越裕輔（2013）：氾濫河川近傍における地下水調査事例について，日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会，平成25

年度発表論文集, pp.49 - 52.

- 12) 宮地修一・土居範昭・須内寿男 (2014) : 沖積平野の沿岸部における地下水調査事例-土佐市新居地区を例にして-, 日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会, 平成 26 年度発表論文集, pp.21 - 24.
- 13) 宮地修一・中根久幸・中島 昇・川崎逸男・永野芳弘 (2016) : 水質と比抵抗値から推定した地すべり地の地下水流動特性-いの町葛地すべりを例にして-, 日本応用地質学会・中国四国支部研究発表会, 平成 28 年度発表論文集, pp.51 - 54.
- 14) 宮地修一・土居範昭・永野芳弘・長谷川修一 (2017) : 谷埋め盛土内の地下水挙動の特性と降水の関係, 日本応用地質学会研究発表会, 平成 29 年度講演論文集, pp.149 - 150.
- 15) WANG Ting・長谷川修一・野々村敦子・山中 稔・宮地修一 (2017) : 高松平野と丸亀平野における未知の活断層, 日本応用地質学会研究発表会, 平成 29 年度講演論文集, pp.265 - 266.
- 16) 宮地修一・栢木智明・寺本光伸, 宮崎精介・渡辺 修・肘井敬明・露口耕治・菅原大介・長谷川修一 (2018) : 瀬切れと地下水環境から読み解く丸亀平野南部の活構造, 平成 30 年度講演論文集, pp.33 - 34.