海域地質環境調查確証技術開発

成果報告書

平成 27 年 3 月

独立行政法人 產業技術総合研究所

平成 26 年度 海域地質環境調查確証技術開発 成果報告書

目 次

第1章	はじめに	
1-1	研究の背景	4
1-2	研究の目的 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	5
1-3	研究の全体計画 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	6
1-4	本年度の研究内容	8
1-5	駿河湾で海上掘削調査を実施する事由 ・・・・・・・・・・・	9
第2章	沿岸域地質構造評価技術の開発	
2-1	富士山・駿河湾地域の地形・地質と水文環境 ・・・・・	12
2-2	物理探查研究	28
第3章	海上掘削調査技術の開発	
3-1	広域地下水流動解析と水理地質 ・・・・・・・・・・・・・・・	78
3-2	長期地下水流動解析	152
3-3	ボーリング調査(掘削) ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	182
3-3	ボーリング調査(水質) ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	217
3-4	海底湧出地下水調査 ••••••	240
第4章	おわりに	
4-1	おわりに ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	314
4-2	課題と展望 ・・・・・	320
付録		
FGI	31 孔における水理試験	322
評	西委員会報告 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	344

第1章 はじめに

1-1 研究の背景

平成17年8月,経済産業省資源エネルギー庁は、地層処分基盤研究調整会議を招集し た。核燃料サイクル開発機構(現,日本原子力研究開発機構),原子力環境整備促進・資金 管理センター、電力中央研究所、産業創造研究所、放射線医学総合研究所に加えて産業技 術総合研究所が構成機関として名を連ね、第2次取りまとめ(「わが国における高レベル 放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性」)以降の処分研究の進捗状況について情報交換等 をおこない、基盤研究開発の計画的かつ効率的な推進を目指した。傘下に組織された地質 環境ワーキングでは、わが国特有の地質環境に関する議論が行われ、堆積岩地域と結晶質 岩地域の基礎研究に関しては精力的な研究開発が実施されているものの、沿岸域というカ テゴリーに関しては充分な知見が集積されていないという結論に達した。沿岸域の地質環 境については、内陸地域に比べて調査の実績が少なく、海水の影響や塩淡境界の分布を考 慮する必要があるため,研究開発の余地が大きいと考えられることが理由の一つである。 地下水流動に限れば、内陸域と同様の水理地質構造(断層などの不連続構造、低透水性構 造)や動水勾配などに加えて、塩淡境界や海底湧水を把握するための調査技術の整備、海 水と淡水との密度勾配による流動や移流場から拡散場への移行、海水準変動の影響などに 着目した解析技術の開発等が重要とされており、物理探査についても、作業効率や解析技 術などの改良・高度化が図られるべきとされている。これを受け、資源エネルギー庁は平 成18年3月の地層処分基盤研究開発報告会において、沿岸域に関する調査技術高度化の 必要性を強調している。

しかし,沿岸域(とくに浅海域)では,これまでは物理探査などの調査が困難であるこ とから断層等の地質構造調査が十分になされてこなかった。沿岸域に潜在する断層は,地 質学的な安定性を欠くばかりでなく,深層地下水の流路として核種の選択的な移行経路に なる可能性がある。沿岸域が処分場の候補地となる可能性がある以上,沿岸域に係る調査 法や既存データの再解析法の適用性や信頼性を向上させる必要があると考えた。そのよう な背景の中,本委託事業「海域地質環境調査確証技術開発」は、原子力発電環境整備機構 (NUMO)の強い要請を受け、平成19年度より開始している「沿岸域塩淡境界・断層評 価技術高度化開発」の発展的な研究課題として、「地質環境特性調査評価技術」における 要素技術の一つとして位置付けられた。現在のわが国においては、処分すべき廃棄体が増 え続けるなか、処分事業が、文献調査→概要調査→精密調査という流れに則って行われる ことを考えると早急に候補地を探し、なおかつ確実な調査を速やかに実施する必要があ る。そのため、深部地下水の安定的な環境を評価する手法を確実に構築し、海陸いずれの 地域においても活用できる体制を築いておかなくてはならない。

さらに、福島第一原子力発電所の事故を受け、国民の原子力発電事業やその廃棄物等に 対する関心が高まっている。また、わが国は世界有数の火山&地震大国であり、防災に対 する国民の意識も高く、安全性を担保しなくては事業が成り立たない。しかし、沿岸域

(とくに浅海域)では調査の困難さから断層等の地下水流動を左右する地質構造調査が十 分になされてこなかった。調査法や既存データの再解析法を確立し、この問題を早急に解 決しなければならない。安全な事業の成立性を監視する国民の目も厳しくなり、長期的な 展望を視野に入れた確実な処分方法が求められている。地層処分が最も有力な処分方法で あるなか、安定した地下水の不動領域を見出す技術を成立させる必要がある。

1-2 研究の目的

我が国において,これまでの原子力発電の利用に伴って既に放射性廃棄物が発生してお り,その処理処分対策を着実に進める必要がある。高レベル放射性廃棄物の地層処分に係 る研究開発について,国,研究開発機関等が,それぞれの役割分担を踏まえつつ,密接な 連携の下で,基盤研究開発を着実に進めていくことが重要である。高レベル放射性廃棄物 等の地層処分においては,天然の岩盤(天然バリア)と人工的なバリア(人工バリア)か ら構築される多重バリアシステムによって長期的な安全確保がなされる。この処分システ ムの成立性や安全性に係る信頼性を一層高めていくためには,天然バリアである深部地質 環境の状況把握と将来変化に係る調査評価技術の信頼性向上が重要である。

本委託事業ではこれらに加え,福島第一原子力発電所の事故を踏まえ,特に沿岸域にお ける地質環境調査の評価技術に着目して,国民が納得できるような海底下の特徴的な地 質・地下水環境の調査・評価手法の確証を行うことを目的とする。

1-3 研究の全体計画

高レベル放射性廃棄物等の地層処分において,処分システムの成立性や安全性を評価す るうえで,海底下深部の地質構造や地下水等の状況を,ボーリング調査によって把握する とともに,その長期的な変遷を評価する必要があることも考えられる。本委託事業では, 特にボーリング調査を用いた評価技術を対象として,地下水の長期的な流動解析を含めた 要素技術の確証技術開発を行い,沿岸域海底下の地質環境の総合評価手法を構築する。

具体的には、平成23年度から実施されている「海域地質環境調査技術高度化開発」事 業を継続しつつ、平成25年度から3年の期間において、これまでの国内外における関連 研究開発の成果、また、資源エネルギー庁の関連委託事業で開発してきた手法や要素技術 を活用し、

(1) 沿岸域地質構造評価技術の開発

(2) 海上掘削調査技術の開発

6

のそれぞれについて,既往の知見等に基づく課題整理と計画策定を踏まえ,以下に示す ような年次展開で要素技術の開発・改良,実際の沿岸域フィールドにおける体系的な適用 試験と総合評価を実施し,沿岸域での一連の地上からの調査技術と解析評価手法として体 系化を図る。さらに,将来的に処分事業を開始した場合に地下水が移動する範囲等を的確 に評価し,将来的な安全研究にも資する。

	平成 25 年度		平成 27 年度	
沿岸域地質構造評	・弾性波地震探査	 ・3次元弾性波探査 	・海底下水理地質モ	
価技術の開発	(地質構造のモデル	実験(海底下水理地	デルの再解析	
	化のための調査)	質モデルの構築)	 海域地質構造評価 	
	・弾性波探査シミュ	・断層探査	手法(3次元物理探	
	レーション		査)の体系化	
海上掘削調查技術	·海底湧出地下水調	・陸域の地下水流動	·海底下地下水賦存	
の開発	查	調査・解析	調査・解析	
	·海底下水理地質構	·海底下地下水賦存	・海域掘削調査	
	造モデリングを含む	調査・解析	·海域水理地質構造	
	広域・長期地下水流	・海域掘削調査	評価の体系化	
	動解析			
	·海域掘削調查準備			

表 1-1 研究の全体計画

1-4 本年度の研究内容

(1) 沿岸域地質構造評価技術の開発

弾性波地震探査等の物理探査手法を用いて沿岸浅海域における海底下水理地質モデルを 構築する。これによって、海底地形と地質構造、ひいては(潜在)断層との関係を明らか にする。今年度は、断層の3次元イメージングを目的とした小規模な3次元弾性波探査実 験を実施することにより、海底下水理地質モデルに係る既存技術を確証したうえでその体 系化を図る。

(2) 海上掘削調査技術の開発

他の沿岸域研究課題による成果も活用し、既往の研究成果や情報をふまえた上で、対象 となる沿岸域の地下水流動を明らかにする。このため本年度の事業では、海底湧出地下水 を含めた海退期の地下水流動に関する調査を実施し、これを体系化する。具体的には、海 底湧出地下水調査として、対象海域の水質調査やラドン調査、サイドスキャンソナー調査 を面的に実施し、採取した地下水・海水の同位体測定を実施する。さらに、地下水流動解 析においては、ボーリング調査対象となる沿岸域の海底下水理地質モデルを構築し、広域 的かつ長期的な地下水流動解析を実施する。これを反映して掘削計画を策定するととも に、沿岸域での掘削を実施する。

(3)研究成果のとりまとめ

本事業において今年度得る成果には、陸域から流動する地下水が海底下に存在すること を示すものがあると考えられる。先行して実施してきた「沿岸域塩淡境界・断層評価技術 高度化開発」の事業成果によれば、その下位には長期的に安定した地下水が賦存すると考 えられる。この水理地質構造をふまえた上で、海域の地質環境を評価する技術・手法を体 系化するとともに、先に公表された「全国堆積層DB」などを活用し、この現象が列島の どの範囲に及ぶものかも推定する。 1-5 産業技術総合研究所が駿河湾で海上掘削調査を実施する事由

地層処分研究が開始され、幌延と瑞浪において地質の違いに着目した研究が行われてき た。平成17年に国は基盤研究評価を行い、沿岸域という地域の特殊性に着目することを 決定した。これを受けて、平成19年度から幌延町において、「沿岸域塩淡境界・断層評 価技術高度化開発」が開始された。その結果、産業技術総合研究所は世界で始めて沿岸海 底下に淡水地下水領域があることを発見し、これが氷期の地下水流動によって形成された ことを解析的に示した。また、この現象は日本列島の各地において、堆積平野の沿岸域で 共通して見られる事象であることも推定された。しかし、幌延地域では調査ができる季節 が制限されており、国の処分事業を妨げない時間で成果を出すために通年研究ができる調 査地を探す必要があった。さらに、東日本大震災を受けて国民の目は地震や断層活動を注 視するようになり、断層がある地域において、地質構造を絡めた研究を行う必要が高まっ た。駿河湾地域は既存の研究によって、断層の存在がはっきりしていること、また、一年 を通して調査が可能な温暖な地域であること、さらには新富士堆積層と古富士堆積層の地 質的なコントラストがはっきりしているために地下水流動にも大きなメリハリがあること などから、駿河湾地域を研究地として選定した。

一般的に海上掘削調査が必要な事業としては,石油掘削や CCS 地中貯留などがあげら れる。これらのための調査には通常 2000m~3000m 以上の掘削が実施されているが,超 深部においては地下水が着色された"かん水"などであることが多く,海水よりも比重が 大きいため,海水の混入を考慮しなくともサンプリングが可能になる。しかし,当該事業 においては,処分地のジャストポイントにおいて(数百m~1000m 程度の深度で)高品質 なサンプルを得る必要があるため,海水の浸入を防がなければならない,また地層処分事 業に必要な考慮事項として,掘削に伴う地質・地下水試料の採取方法,掘削中の Cl, D,

9

SO4のモニタリング,海水侵入の制御,波浪対策,泥水等の管理などが挙げられる。その ため,概要調査が開始される前までにはこれらの要素技術を確立しておく必要がある。

産業技術総合研究所はこれまでに、「海域地質環境調査技術高度化開発:平成23-24年 度」、「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発:平成19,21-24年度」、「塩淡境界面形 状把握調査:平成14-18年度」、「沿岸域断層評価手法の開発に関する研究調査:平成15-17年度」を実施してきており、沿岸地域の研究に関する実績がある。さらに、地質や地下 水に関する全国版のデータベースを有しており、研究成果を適用できる範囲や応用方法な どを的確に示すことができる。物理探査研究と地下水研究において、基礎的かつ最先端研 究の実績もあり、当該研究には最も適しているといえる。

第2章 研究地域の概要と 沿岸域地質構造評価技術の開発

2-1 富士山・駿河湾地域の地形・地質と水文環境

2-1-1 富士山・駿河湾地域の地形概要

本研究対象地域である富士山麓-駿河湾地域は、本州弧の中央部に位置し、北北東-南 南西~南北にのびる東北日本弧と、東北東-西南西~東西にのびる西南日本弧の接合部に あたる。当該地域の地形は、山頂標高 3,776m を有する世界有数の大型成層火山である富 士山と全般的に水深が深く湾奥部の水深が-800m 前後に達する駿河湾に特徴づけられる地 形勾配が非常に大きい地域である。以下に、研究対象地周辺の地形概要を記載する。



図 2-1-1 研究対象地位置図及び研究対象地周辺の地形概念図(土, 2001)

(1) 富士火山

富士火山は,静岡県と山梨県にまたがる日本の陸上で最大の玄武岩質成層火山である。山体はほぼ円錐形を呈するが,全体としては山頂を中心とした北北西~南南東方向に長軸をもった楕円錐である。山頂標高は3,776m,底面の直径は約35~45km,底面積は873km²,体積は1,500km²と推定される。溶岩やスコリアを主体とする山麓斜面は,浸食が進み多数の谷筋が形成され,浸食作用が進んでいる(日本の地質「中部地方I」編集委員会編,1988)。

(2) 火山麓扇状地

富士火山の山体には浸食作用により多くの谷が発達し、その下流には谷筋に沿って流下 した土砂(土石流)が形成した扇状地が広く分布する。西麓部の上井出扇状地、大沢扇状地、 南西麓部の富士宮扇状地、大淵扇状地、北東麓部の梨ガ原扇状地、吉田扇状地は代表的な火 山麓扇状地に区分される(国土地理院, 2003)。



図 2-1-2 富士山麓周辺の地形区分図(国土地理院, 2003)

(3) 御坂山地

御坂山地は,富士裾野北側に位置する東西に長い山地であり,新第三紀中期中新世以降に 隆起して形成された褶曲山地である。御坂山地南麓には,堰き止め湖である河口湖,西湖, 精進湖,本栖湖があり,北麓は甲府盆地に下る。山地の東部には三ツ峠山があり,その西に 御坂山,節刀ヶ岳,三方山などの標高1,200~1,700m級の峰や尾根が本栖湖付近まで続く。 以西で富士川に向かって低くなるが,本栖湖の南西方では高度を増して南北方向の天守山 地に連なる(松田, 2011)。

(4) 天守山地

天守山地は,富士裾野と富士川谷との間に立つ南北に長い山地である。この山地は北端で 御坂山地に続くが,本栖湖以南を天守山地とする。山地の北部に最高峰の毛無山(標高 1,945m) があり,それ以南に天子ヶ岳や思親山のある稜線が富士川下流部の芝川付近まで続 く。山地東側の斜面はその下部を富士火山噴出物に埋められているが,山地の西側斜面は急 勾配で富士川へ下る。御坂山地と同様に,新第三紀中期中新世以降に隆起して形成された褶 曲山地である(松田, 2011)。

(5) 丹沢山地

丹沢山地は北側を桂川の谷に,南側を酒匂川(鮎沢川)の谷にはさまれた東西にやや長い 山地である。山地の西部は,その山地高度を保ったまま富士火山噴出物に覆われている。山 地には,大洞山(山頂標高1,383m)や三国山(山頂標高1,343m)などの900~1,400m前後 の稜線が東西方向にのびる(松田,2011)。

(6) 愛鷹火山

愛鷹火山は,富士火山の南南東および箱根火山の西側に接する直径 15km 以上の第四紀火 山である。山頂標高は 1,504m であり,富士火山をひとまわり小型にしたカルデラをもたな い成層火山である。愛鷹火山には,溶岩ドームや一部の溶岩流に原地形が残っているが,中 腹以上の斜面には全般的に放射谷が刻まれ,富士火山に比して開析作用が進んでいる(東京 大学出版会,2006)。

(7) 箱根火山

箱根火山は、伊豆半島のつけねにあり、カルデラをもった大型の成層火山で、山体の平面 積は約20×15km²である。最高峰は神山の1,438mであり、火山体の体積は約96km³と推定さ れる。新旧2つの外輪山と中央火口群からなる三重式の火山である。古期外輪山は、標高 900~1,200mの環状の山稜をなし、新期外輪山は古期カルデラの東半分を占め、標高800~ 940mの平頂な山体である(日本の地質「関東地方」編集委員会、1986)。

(8) 富士五湖

現在から約2。0~1。5万年前の古富士火山の噴火時代に,富士五湖の前身である富士四 湖が形成された。これらは火山性陥没湖であり,この陥没地に水が流れ込み湖となった。一 時的な休止期間を経て,約5,000年前頃より新富士火山の噴火活動が開始されると,富士四 湖は溶岩流等を主体とする火山噴出物でせばめられ,現在の富士五湖が形成された(濱野, 1992)。

(9) 主要河川

富士山麓を涵養源とする主な河川として,桂川,酒匂川(鮎沢川),黄瀬川,柿田川,芝 川,潤井川が挙げられる。桂川は北麓を主な涵養源とし北東方向に流下し,酒匂川は東麓を 涵養源として東方向に流れ,相模湾に注いでいる。黄瀬川は富士南東麓と箱根火山西麓の裾 合谷を南流し狩野川に合流した後,駿河湾に注ぐ。西麓および南西麓を涵養源とする潤井川 は南東方向に流れ駿河湾に流入し,芝川は安居山断層帯の西側をほぼ南流し富士川に合流 した後,駿河湾に注いでいる。これらの他に,箱根火山西麓斜面を涵養源とする大場川や愛 鷹火山を涵養源とし,浮島ヶ原と呼ばれる海岸低地を西方向に流れる沼川がある。

(10) 駿河湾

駿河湾は,富山湾・相模湾ともに,湾奥まで1,000mを越す水深をもつ構造性の湾といわれている。主な海底地形として,大陸棚,急傾斜の大陸斜面,海底谷,石花海堆,石花海海盆,駿河湾中央水道からなる。

駿河湾沿岸域の海底地形については、大陸棚は内浦湾をのぞき、富士川河口沖などにはほ とんど分布していない。湾奥部の大陸斜面の勾配は約150/1,000で海底谷も多い。駿河湾中 央水道は、駿河湾の中央を南北にはしる溝地形であり、湾奥部の水深は1,300m、湾口部で は2,500mに達する。この水道は、湾口部以南で方向を南西方向にかえ、西南日本海溝につ ながる(日本の地質「中部地方 I」編集委員会編、1988)。

2-1-2 地質概要

(1) 地質層序

富士山麓-駿河湾沿岸地域の基盤地質は,富士火山を取り巻く御坂山地,天守山地および 丹沢山地の山々を構成する新第三紀中新世-鮮新世に形成された海成堆積岩や海底噴出の 火山岩類ならびにそれらに迸入した石英閃緑岩であり,その上位に第四紀更新世から活動 を開始した箱根火山,愛鷹火山および富士火山の火山地質が分布していると考えられてい る(松田,2011)。一部の山麓表層部には,火山噴出物が二次堆積した泥流・火山泥流堆積 物が分布し火山麓扇状地を形成する(国土地理院,2003)。また,駿河湾沿岸域の海岸低地 ならびに富士川や狩野川沿いには谷埋め堆積物である沖積層が厚く分布し,海岸低地なら びに扇状地を形成している。研究対象地域の地質層序を表 2-4-1 に示す。地質層序表におけ る地層名は,既往地質資料(例えば,津屋,1940;松田,2011)に準拠して記載した。

15

地質時代		地層	名	地質記号	主な岩層		
		沖積層	泥質	а	泥·砂·礫		
			礫質堆積物	ag	礫·砂		
			砂質堆積物	as	砂		
	完	泥流堆積物		mf	砂礫		
	新	火山泥流堆積物		vmf	火山砂礫・砂		
	世	段丘堆積物		d	礫·砂		
		新富士火山噴出物	新期	YV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア		
			中 期	MV	スコリア・火山灰・玄武溶岩		
第			旧期	ov	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア		
四		古富士火山噴出物	泥流堆積物	OLFm	火山砂礫・スコリア・火山灰		
紀			溶 岩 類	OLF	玄武岩溶岩・スコリア・火山灰		
		湯船層		Yu	礫·砂·粘土		
	更	小御岳火山噴出物		ком	安山岩溶岩·火砕岩		
	新	愛鷹火山噴出物		ASH	玄武岩~安山岩溶岩・火砕岩・礫・砂		
	Ψ	箱根火山噴出物		НАК	玄武岩~安山岩溶岩·火砕岩		
		多賀·達磨火山噴出物		Tg∙Da	玄武岩~安山岩溶岩・火砕岩		
		足柄層群		ASG	礫岩·砂岩		
	蒲原礫岩			Kg	礫岩		
		岩淵火山岩類		IWAV	玄武岩~安山岩溶岩・火砕岩		
		富士川層群		FuKG	礫岩·砂岩泥岩互層		
新	鮮新世・中新世	西桂層群		HAG	·····································		
第		白浜層群		SHIG	凝灰岩·凝灰質砂岩		
Ξ		西八代層群		NYG	砂岩泥岩互層·礫岩		
紀		丹沢層群		TAG	石英閃緑岩・玄武岩~安山岩溶岩、火砕岩		
		湯ヶ島層群		YUG	玄武岩~安山岩火山岩類		

表 2-1-1 富士山麓-駿河湾沿岸地域の地質層序表

(2) 地質構造および地質形成年代

富士火山は,南部フォッサマグナ地域に活動した第四紀火山であり,新第三紀中新世〜鮮 新世に形成された火成岩および堆積岩を基盤地質とする。富士火山の地質構造は階層構造 をなしており,下位より順に小御岳火山,古富士火山,新富士火山の順に分布すると考えら れている(例えば,津屋,1971;日本の地質「中部地方 I」編集委員会編,1988;土,2001)。 富士山麓 – 駿河湾沿岸地域の地質構造概念図を図 2-4-3,地質層序ならびに地質形成年代を 表 2-4-2 に整理した。地質形成年代については既往地質資料(例えば,日本の地質「中部地 方 I」編集委員会編,1988;国土地理院,2003;松田,2011)より引用した。

地質時代		地層	名	地質記号	主な岩層	地質形成年代		
	完	沖積層	泥質	а	泥・砂・礫	 		
			礫質堆積物	ag	礫·砂			
			砂質堆積物	as	砂			
		泥流堆積物		mf	砂礫			
	新	火山泥流堆積物(御殿場泥流堆積物含む)		vmf	火山砂礫・砂			
	世	段丘堆積物		d	礫·砂			
笛		新富士火山噴出物	新期	YV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア	1,600年前以降		
 用			中 期	MV	スコリア・火山灰・玄武溶岩	約4,000~1,600年前		
			旧期	OV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア	約1.5万年~5,000年前		
		古富士火山噴出物	泥流堆積物	OLFm	火山砂礫・スコリア・火山灰	約3.0~1.7万年前		
* ⊐			溶岩類	OLF	玄武岩溶岩・スコリア・火山灰	約10~3.0万年前		
术口	更	小御岳火山噴出物(先小御岳火山噴出物)		КОМ	安山岩溶岩・火砕岩	約70~10万年前		
		愛鷹火山噴出物		ASH	玄武岩~安山岩溶岩・火砕岩・礫・砂	約40~10万年前		
	新	箱根火山噴出物		HAK	玄武岩~安山岩溶岩·火砕岩	約40万年~3,000年前		
		多賀·達磨火山噴出物		Tg∙Da	玄武岩~安山岩溶岩·火砕岩			
	世	足柄層群		ASG	礫岩·砂岩	約200~100万在前		
		蒲原礫岩		Kg	礫岩	#9200***10073 ** [6]		
		岩淵火山岩類		IWAV	玄武岩~安山岩溶岩·火砕岩			
新	备关	富士川層群		FuKG	礫岩·砂岩泥岩互層			
	新	西桂層群		HAG	礫岩	約1,200~200万年前		
第	世	白浜層群		SHIG	凝灰岩·凝灰質砂岩			
Ξ	中	西八代層群		NYG	砂岩泥岩互層・礫岩			
<u>۶</u> ٦	新	丹沢層群		TAG	石英閃緑岩・玄武岩~安山岩溶岩、火砕岩	約1,700~1,200万年前		
牟巳	ш	湯ヶ島層群		YUG	玄武岩~安山岩火山岩類]		

表 2-1-2 富士山麓-駿河湾沿岸地域の地質層序および地質形成年代対比表



図 2-1-3 富士火山の地質構造概念図 (津屋(1940)を一部加筆修正) C 富士山頂, H1 新富士火山噴出物, H2 古富士火山噴出物, k 小御岳山頂, K 小御岳火山, A 愛鷹火山, T 新第三紀層, f 富士川, u 潤井川

(3)各地質の特徴

1) 新第三紀中新世中期(西八代時代)

新第三紀中新世中期(17-11。8Ma)は、西八代層群が堆積した時代である。この時代に、 富士火山の基盤地域を含む南部フォッサマグナ全域は、広く深い外洋性の海域であったと 考えられている(尾田・他、1987)。この時代の堆積物には、サンゴや大型有孔虫を含む浅 海堆積物が稀に含まれるため、火山体の一部は一時海上に現れたことがあったと思われる が、概して地層は深海の堆積物である。水深は大部分の海域で2,000mかそれ以上、糸魚川 一静岡構造線に近い西部地域では約4,000mと推定されている(Akimoto, 1991)。本州に由 来する粗粒の砕屑物はこの時代にほとんど含まれていない。この時代の地層の厚さは数千m もあり、全域が厚い海成層の堆積をもたらすような沈降域であったと推察される(島津・他, 1976;天野・他, 1995)。

2) 新第三紀中新世後期(富士川時代前期)

富士川時代前期(11。8-5。5Ma)は、富士川層群下位層であるしもベ累層と身延累層が 堆積した時代である。この時期になると、天守山地および御坂山地周辺地域でも地層の中に 関東山地起源の砕屑物(陸性砕屑物)が認められる。しもベ累層や河口湖累層(とくに白滝 火山角礫岩層)には各種の火山岩の砂や礫が含まれており、関東山地だけではなく御坂地域 の一部も陸上化し浸食されるようになったと推定される(松田, 1958;松田, 1984a;Soh, 1986)。

また、この時期の地層は御坂山地-富士川谷北部でほぼ東西性の褶曲作用が進行しており、地層の厚さが向斜部で厚く、背斜部で薄いという特徴をもつ(松田、1958)。

この時期の海域は御坂地域の一部を除いてそれ以南の広い範囲に広がっており、その海 の天守地域と御坂地域東南縁との間(現在の河口湖-本栖湖南の富士裾野北西部)には、三 ツ峠-足和田山付近から天守地域にいたる海底チャネル(天守-三ツ峠チャネル)があって、 関東山地起源の礫が大量に天守-富士川地域へ運ばれたと考えられる。このチャネルの充 填堆積物が顕著に暑く、それが重力の負異常として現れていると推察される(松田、2011)。

3) 新第三紀鮮新世(富士川時代後期)

富士川時代後期(5。5-2。0Ma)は、富士川層群上位層である曙累層(松田,1958)ある いは浜石岳累層(杉山・下川,1990;柴,1991)の堆積時代である。曙累層は下位から安山 岩質の烏森火砕岩,貝化石を産する静川砂岩,粗粒の曙礫岩からなる。この曙累層は富士川 谷北部まで分布し,比較的浅海の貝化石のほか外洋性の浮遊性有孔虫などを含むので、当時, 富士川は最奥部まで駿河湾からの海流が入り込む外湾であったと考えられる。富士川谷の 東部に立つ南北に長い天守山地は富士川谷北部(現在の駿河湾沿岸から北方約 40km)を内 湾化するほどに陸地化していなかったと推定される(松田,2011)。

この時期の礫質堆積物は,富士川谷北部(曙礫岩)から南部(浜石岳礫岩-川合野礫岩など)まで分布し,いずれの礫岩にもかなりの量の花崗岩礫と火山岩礫が含まれている。

曙礫岩はその礫種や古流向から北-西方(赤石山地・巨摩山地)から運ばれたものと推定 されている(松田,1961;高木・岡田,1987)。一方,富士川谷南部の礫岩にも同様に多く の花崗岩礫と火山岩礫が含まれているが,これらの起源が西方(赤石山地南部)から由来し たとは考えにくいので,北東方(御坂山地や丹沢山地方面)から運ばれたものと考えられ, 当時,西桂方面から富士山の基盤地域を斜断して大量の礫を富士川谷に運び込んだチャネ ル(浜石岳-桂川チャネル)が存在していたと解釈される。浜石岳期の堆積物に相当する西 桂地域の桂川礫岩や落合礫岩は主に関東山地起源のものであるため,この当時,丹沢地域の 少なくとも一部は陸地になっていたと解釈される(松田,2011)。

4) 第四期前期(更新世前期)

第四紀には富士火山の基盤地域の周辺は陸地となり,海成層を含む更新世前期の地層は わずかに富士火山南西麓の蒲原礫岩(津屋,1940;Yamazaki,1992)と丹沢山地南側の足柄 層群とされる(別所礫岩も蒲原礫岩に含める)。蒲原礫岩と足柄層群最上部は河口性の堆積 相を示しているので,その北側に広がる富士火山の基盤地域は丹沢地域を含めてほぼ全域 陸地になっていたと推定される。蒲原礫岩と足柄層群はその南側の海の縁辺部の堆積物で あり,両者は図 2-4-13 に示すように愛鷹火山の地下で連続していると考えられる(松田, 2011)。

5) 箱根古期外輪山

箱根古期外輪山は,現在の山麓斜面を延長して,元の山体を復元すると,山頂標高約 2,700m,体積130km²前後の巨大な円錐形火山であると推察されている。古期外輪山は,1/3 が溶岩,2/3 が火砕岩から構成される成層火山であり,その地質は,基底部には200mの厚 さの玄武岩質溶岩や集塊岩であるが,大部分は塩基性~中性の安山岩であり,多数のデイサ イト質軽石層をはさんでいると考えられている。

古期外輪山ならびに新期外輪山を含む箱根火山噴出物の地質年代は,約50~5。0万年前 頃と推定されている(日本の地質「関東地方」編集委員会編,1986)。

6) 愛鷹火山

愛鷹火山は,富士南東麓に位置しており,火砕物と溶岩からなる山頂標高1,504mの成層 火山である。山体中央部に爆裂火口があり,開析作用が進んでいる。愛鷹火山の地質は,侵 食期をはさんで古期玄武岩層と新期安山岩層に区分できると考えられている。

古期玄武岩層は、愛鷹火山体に広く分布し、最下部凝灰角礫岩、中部凝灰角礫岩、上部玄 武岩層に区分される。これらはいずれもソレアイト質岩系のかんらん石玄武岩、普通輝石玄 武岩からなる。

新期安山岩層は、山頂付近に分布し、下部は複輝石かんらん石玄武岩、中・上部は複輝石 安山岩・角閃石複輝石安山岩質の黒岳溶岩などからなる。これらの岩石はいずれもカルクア ルカリ岩系である。愛鷹火山噴出物の地質年代は、約40~10万年前頃と推定されている(日 本の地質「中部地方 I」編集委員会編、1988)。

7) 小御岳火山·先小御岳火山

小御岳火山は,富士火山体北斜面の標高約2,300m付近に山頂部のみが現われている伏在 火山であり,頂上部が北東にひらいた直径約1。4kmの馬蹄形の火口をもつ成層火山である。 地質は,安山岩質溶岩,集塊岩,火山礫,シルト等の互層からなる。

小御岳火山の岩石は,斜長石斑晶の多いかんらん石を含む複輝石安山岩で,石基にはピジョン輝石と少量のシリカ鉱物が含まれる。小御岳火山の活動時期については,侵食が進んで

いることと、構成岩石が愛鷹火山の古期玄武岩層のものと類似していることから、約70~ 10万年前と推定されている(日本の地質「中部地方I」編集委員会編,1988)。

8) 古富士火山

古富士火山は、小御岳火山の活動がおさまり、侵食期をはさんで噴火活動が始まり、その 噴出物が小御岳火山を広く覆うことで形成された。古富士火山噴出物によって、標高約 3,000mに達する大型の火山体ができあがった。そののち、爆裂と侵食によって、約2,700m まで低くなるとともに火口が拡大した。現在では新富士火山噴出物の下に、そのほとんどが 伏在する。火山体は現在の山頂噴火口の下に噴火口をもった截頭円錐形の成層火山である。

古富士火山噴出物には,火山泥流堆積物,砂,火山角礫岩,火砕流堆積物などが多く,溶 岩流は中腹の一部にみられるに過ぎない。これらの火砕物や溶岩の岩質は,複輝石かんらん 石玄武岩である。

活動時期は,約10~1。7万年前と推定されている。古富士火山噴出物の地質年代は約10 ~3。0万年前頃,古富士泥流堆積物は約3。0~1。7万年前頃と考えられている(日本の地 質「中部地方I」編集委員会編,1988)。

9) 新富士火山

新富士火山は、古富士火山の活動が終わった後に、小御岳・古富士火山の両火山体を覆っ て中心火口から四方の山腹に玄武岩質溶岩を流出して成長した成層火山である。山頂には 周囲 3km, 深さ約 220m の噴火口がある。噴出物は山体上部で厚く、下部で薄い。溶岩類を 主体とし、火砕物は相対的に少ない。溶岩類は、噴出時期の違いにより旧期、中期、新期に 区分される。いずれも高アルミナ玄武岩ないしそれにちかいものである。

旧期溶岩類は、西麓から南西麓にかけてとくに広く分布する。大淵溶岩流、富士宮溶岩流、 三島溶岩流、猿橋溶岩流などが代表的なもので、とくに、三島・猿橋溶岩流は遠方まで流下 している。溶岩の多くは、5~10mm大の灰長石~曹灰長石の巨晶をふくむかんらん石玄武岩 であり、そのほかにも輝石かんらん石玄武岩や無斑晶質玄武岩がみられる。旧期溶岩類の地 質年代は、1。5万年~5,000年前頃と推定されている。

中期溶岩類は、標高 1,500m より高い部分を形成し、複輝石かんらん石玄武岩が多いが、 山頂火口周辺には複輝石玄武岩質の溶岩もみられる。中期溶岩類の地質年代は、4,000~ 1,600 年前頃と推定されている。

新期溶岩類は、山頂火口やその周辺の割れ目から噴出し、火山体の斜面に沿って幅広く、 あるいは侵食谷に沿って細長く分布している。岩質は中期溶岩類とほぼ同じであり、複輝石 かんらん石玄武岩が多く、複輝石玄武岩溶岩もみられる。新期溶岩類の地質年代は、約1,600 年前以降と考えられている(日本の地質「中部地方I」編集委員会編、1988)。 参考文献

- 天野ほか(1995):南部フォッサマグナ・島弧衝突帯における水底火山,地質学論集, 44, pp.93-100.
- 植村・山田(1988):日本の地質4中部地方I,日本の地質「中部地方I」編集委員会編,共立出版株式会社
- 尾田ほか(1987):南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古 環境,化石,43, pp.8-14.
- 大森・端山・堀口(1986):日本の地質3 関東地方,日本の地質「関東地方」編集委員 会編,共立出版株式会社
- 国土地理院(2003):火山土地条件図「富士山」解説書, pp.1-10.
- 柴ほか(1991):富士山の基盤,地団研専報, 38, pp.1-10.
- 島津ほか(1976):御坂山地,古関ー高萩地域の地質および変成作用,地質学論集,13, pp.313-327.
- 杉山・下川(1990):清水地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調 査所,pp.103.
- 高木・岡田(1987):南部フォッサマグナ, 曙礫層の堆積学的研究, 静岡大学地球科学研 究報告, 13, pp.11-24.
- 土 (2001):静岡県の地形と地質 -静岡県地質図 20 万分の1 (2001 年改訂版) 説明書 -, 内外地図株式会社, pp.1-63.
- 津屋(1940a): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究, 地学雑誌, 52, pp.347-361.
- 津屋(1940b): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(Ⅲ), 富士山の南西麓, 大宮町周 域の地質, 地震研彙報, 18, pp.419-445.
- 津屋(1971): 富士山の地形地質,「富士山」一富士山総合学術調査報告書, 富士急行, pp.1-127.
- 濱野(1992): 富士五湖は噴火のたびに形を変えた, 富士山-その自然のすべて-, 同文 書院, pp.170-186.
- 町田ほか(2006):日本の地形5 中部,東京大学出版会, pp.42-89.
- 松田(1958):富士川地域北部第三系の褶曲形成史,地質学雑誌, 64, pp.325-345.
- 松田(1961):富士川谷新第三系の地質,地質学雑誌,67, pp.79-96.
- 松田(1984):南部フォッサマグナ その湾曲構造形成史,藤田和夫編著「アジアの変動 帯」第7章,海文堂, pp.127-146.
- 松田(2011):富士山の基盤の地質と活動史,富士火山 荒牧他編,日本火山学会,pp.45-57.
- Akimoto,K. (1991) : Paleoenvironmental studies of the Nishiyatsushiro and Shizukawa Groups, South Fossa Magna region. Sci.Rept.,Tohoku Univ.2nd ser.(geol.), 61, pp.1-102.

- Soh,W. (1986) : Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio-Plioceneage and its geotectonic implication, Memoir Fac. Sci.,Kyoto Univ.,Series Geol. Miner., 52, pp.1-68.
- Yamazaki,H. (1992) : Tectonics of a Plate collision along the northern margin of Izu Peninsula,central Japan.Bull.Geol.Surv.Japan, 43, pp.603-657.

2-1-3 水文環境

(1) 陸域の地下水研究

駿河湾周辺地域における過去の地下水研究の事例は多岐にわたることから、本項では、 研究対象地域である富士地区岳南地域(富士川から狩野川まで)を対象に過去の研究に関 する取りまとめを行う。

本地域における沿岸域地下水研究の歴史は、地下水の塩水化研究の歴史である。本稿で いう地下水の塩水化に定義は、産業用に開発された淡水帯水層に塩水が侵入し、その結 果,地下水の水質が悪化して利用価値が低下することを示している(村下,1982)。岳南 地域における地下水利用の開始は明治20年(1887年)まで遡り、パルプ・製紙工場が主 な利用元である。岳南地域における塩水化は 1950 年代にすでに報告されており,旧地質 調査所(現(独)産業技術総合研究所)が静岡県とともに 1955 年に塩水化の要因把握に 関する調査をおこなっている(蔵田ほか,1956)。この調査時の詳細な地下水質データは 比留川ほか(1957)において報告されている。彼らは、水質データから本地域における地 下水を1) 富士川水系地下水と2) 富士山体から供給される地下水に大別した。本調査地 域において潤井川を境に水質の不連続性が確認されたことから、ここを両者の境界として いる。その後 1960 年の夏の調査において、1955 年に淡水だった地下水(Cl=6。0mg/l) が塩水(Cl=500mg/l)となっていることが確認され、年末にはこの井戸を含む田子の浦港 周辺の工業・水道の深井戸が塩水化し、これが富士市における被圧地下水塩水化の発端で あった(村下・岸, 1967)。その後, 1961年から地質調査所は当地における塩水化機構と その防止策に関する研究を継続し、淡水化できる目途のついた 1978 年に調査を終了し た。一連の地下水質調査研究の中身については尾崎(1978),村下(1982),池田

(1982)などで報告がなされている。また、安藤・池田(1973)は代表的な塩水化地下水 試料の酸素・水素同位体比から、本地域の塩水化は塩水侵入によるものであることを明ら

23

かにし、さらに Ikeda (1989) は、帯水層の岩相と水質との関係について詳細な検討をお こなった。池田(1995) は、過去における地下水塩水化研究を総括し、本地域において発 生した海岸平野の塩水化現象は、過剰揚水による地下水位の低下がもたらした淡水帯水層 への海水の侵入によるものであり、本地域に豊富な地下水資源をもたらす新富士溶岩層や 愛鷹火山砂礫帯水層の透水性の高さが、世界的に見ても急激で大規模な地下水塩水化を引 き起こす要因となったと指摘した。その後、本地域における塩水化の研究は行われておら ず、Tasaki *et al*。(2011) における放射性塩素同位体(³⁶Cl)を用いた地下水年代測定 研究によって、滞留時間はおよそ 30 年程度であることが示された。

(2) 海洋環境および海底湧出地下水に関する研究

本項では, 駿河湾に関する海洋環境および海底湧出地下水を対象とした既往研究を対象 に取りまとめを行う。

駿河湾は御前崎と伊豆半島南端で区分される面積 2,300km²を指し,最大水深は 2,500m の海域を指す(国土交通省,2014)。駿河湾内における海流については,木村(1950),中 村(1972),中村・村中(1979)で報告されている。木村(1950)は,漂流瓶を用いた調 査により湾内の循環流の状況を示した。中村(1972)は,海流板を用いて駿河湾内の表層 水の流動を調査した結果,湾奥部に位置する田子の浦港周辺では概ね西方向の流向が卓越 していることを示した。また,中村・村中(1979)では駿河湾内に存在する水塊は,沿岸 河川系水,表層水,外洋系水に区分され季節ごとにその分布域が異なることを明らかにし た。

駿河湾内における水温や水質の状況は中村(1977), Aruga(1977), 塩本・橋本 (1999)で報告されている。中村(1977)は、1964年から1974年の期間に, 駿河湾内 における13地点において観測された水温を解析した結果, 6月から9月の夏季に水温躍層 が水深 20-75m 付近で発達し、冬季には表層から水深 150m 付近までは均一な水温分布 を示すことを報告した。また、駿河湾内の安倍川・興津川間の沖合における塩分の長期観測 の結果、夏季は水深 10m 程度まで塩分 33。0%が観測され最低値となる一方、冬季では水 深 150m 付近までは均一になることを示した。Aruga (1977) は、駿河湾内のクロロフィ ル a について鉛直分布及び平面分布を明らかにし、有光層における平均のクロロフィル濃 度は 0。3-1。8mg/m³であることを報告した。塩本・橋本 (1999) は湾内における栄養 塩類とクロロフィル a の関係について調査し、栄養塩類供給について栄養分に富む外洋系 の流流水が存在すること、栄養塩類の内亜硝酸塩や硝酸塩が先行して消費されることを示 した。

海底湧出地下水に関する報告は、落合(1969)、石飛ほか(2005)、伊藤・丸井 (2008)、伊藤・丸井(2010)、加藤ほか(2012)が挙げられる。落合(1969)は富士山 の東麓に分布する三島溶岩流に存在する地下水を対象に水収支計算を行い、その結果 12 万 m³/dayの地下水が駿河湾の海底で湧出すると推定した。石飛ほか(2005)は駿河湾の 西部に位置する安倍川河口を対象に、連続ヒートフロー式のシーページメータを用いた地 下水湧出量の測定を行った結果、4。7-180×10⁻⁷m/secの湧出量が有ることを明らかにし た。また同時に、安倍川流域の水収支計算結果から、河川を含めた全流出量の 39%に値す る量が地下水として流出していると推定した。伊藤・丸井(2010)は、日本列島における 海底における地下水湧出量を数値解析によって求めており、駿河湾沿岸域における湧出量 は最大で 248 mm/yr と推定した。また、加藤ほか(2012)は塩分濃度の測定の結果、田子 の浦港東部の水深 95。5mにおいて低塩分の水が湧出している可能性を示唆した。

以上をまとめると, 駿河湾内においては沿岸河川系水や外洋からの流入水などの水塊が 存在し, 湾奥部の沿岸域においては海底から地下水が湧出するものと考えられる。

25

引用文献

安藤直行・池田喜代治(1973):地下水の塩水化に伴う水の酸素・水素同位体組成の変化 -富士地域-,日本地球化学討論会年会講演要旨集,88p

- 池田喜代治(1982):静岡県富士市における地下水の水質の研究, *日本地下水学会誌*, 24 (2), 77-93.
- 池田喜代治(1995):富士山南麓地域における地下水の水文化学的研究-地下水塩水化 前後における水文と水質の挙動-, ハイドロロジー, 25 (2), 57-70.
- 石飛智稔,谷口真人,佐伯憲一,小野恵子(2005):駿河湾沿岸における海底地下水湧出 量の定量的評価.*地球化学*,**39**,97-106.
- 伊藤成輝,丸井敦尚(2010):日本列島における海底地下水湧出量の分布.*地下水学会誌*, 40(1),1-18.
- 尾崎次男(1978):塩化物イオンの濃度変化からみた被圧地下水の塩水化について-静岡 県富士地区の例-, 地質調査所月報,29(10),645-666.
- 落合敏郎(1969):三島溶岩流中の岩罅地下水に関する研究-溶岩流断面における地下水の流速分布と間ゲキ率ならびに地下水流動量の算定-.日本地下水学会会誌,16-17, 7-16.
- 加藤憲二,瀬川琢也,永翁一代(2012):水循環と地下生命圏-富士山地下圏を例に.*RIVER*
- FRONT, 74, 12-16.
- 木村喜之助(1950): 漂流瓶による海流調査(第1報) 駿河灣の海流(特に灣内の循環流 に就いて). *日本海洋学会誌*, 5(2-4), 70-83.
- 蔵田延男・森 和雄・尾崎次男(1956):静岡県岳南地域工業用水源地域調査報告 東海地域調査 第8報, *地質調査所月報*, 17(6), 237-260.
- 塩本明弘,橋本慎治(1999):1996年5月の駿河湾におけるクロロフィルaと栄養塩との 関係について.水産海洋研究,63(1),1-7.
- 中村保昭(1972): 駿河湾の海況学的研究-Ⅱ-湾奥表層における流動. *沿岸海洋研究ノー ト*, **9**(2), 44-53.
- 中村保昭(1977): 駿河湾ならびに隣接海域の海況変動, 水産海洋研究会報, 30, 8-38.
- 中村保昭,村中文夫(1979): 駿河湾および遠州灘の海洋構造の変動特性, 水産海洋研究 会報, 34, 128-133.
- 比留川 貴・後藤隼次・池田喜代治(1957):静岡県岳南地域工業用水源地域調査報告 東海地域調査 第10報,*地質調査所月報*,18(4),187-198.
- 村下敏夫・岸 和男(1967):地下水の塩水化についての研究-第1報 熔岩帯水層の 水理地質学的性質-, 地質調査所月報, 18(6), 379-392.
- 村下敏夫(1982):本邦における地下水の塩水化,*地質調査所月報*,**33**(10),479-530. Aruga Y. (1977): Biomass of phytoplankton. *In Productivity of biocenoses in coastal*

regions of Japan, **14**, 54-62, JIBP Synthesis eds. Hogetsu K., Hatanaka M., Hanaoka T. and Kawamura T., University of Tokyo Press, Tokyo.

- Ikeda K. (1989) : Chemical evolution of groundwater quality in the southern foot of Mount Fuji, Bulletin of the Geological Survey Japan, 40, 331-404.
- Tosaki Y, Tase N, Sasa K, Takahashi T, and Nagashima Y. (2011) : Estimation of groundwater residence time using the 36Cl bomb pulse. *Groundwater*, 49 (6), 891-902.

参考ホームページ

国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所(2014):伊勢湾データベース,2014年2月20日閲覧

http://www.isewan-db.go.jp/index.asp

2-2 物理探查研究

2-2-1 緒言と三次元反射法実験現場作業

沿岸域から浅海域の特徴的な地質環境に対する調査評価手法を確立するための研究の一環として、静岡県富士川河口沿岸陸域から浅海域にかけての三次元反射法地震探査実験を実施した。調査対象地域は、昨年度に実施された二次元反射法地震探査により明らかになった概要的な結果を基に絞りこみを行い決定した。今回の三次元反射法実施領域は、今年度の研究で実施されるボーリング調査のボーリング位置の沖合に相当する。

三次元反射法実験の概要を図 2-2-1 に示す。浅海領域に OBC (Ocean Bottom Cable: 海底設置型受振器ケーブル) 受振器を面的に設置し、エアガン震源で面的に発震をおこな うことで、対象領域の海底下を三次元的に詳細に捉えることを想定した。

(1) 調査測線

調査測線位置概略図を図 2・2・2 に示す。また受振点・発震点を示した調査測線位置図(詳細図)を図 2・2・3 (a) (計画および実績) に、受振点・発震点及び CMP 重合図を示した調査 測線位置図を図 2・2・3 (b) に示す。受振展開領域は、静岡県富士川河口沿岸から約 350m 沖合の浅海域に 1000m×500m(インライン:東西方向、クロスライン:南北方向)であ る。その領域内に図 2・2・3 (a)で示すとおり、スネークラインレイアウトにて 6本の OBC 受振測線を敷設した。それぞれの OBC 受振測線を陸側から沖側へむかって LineR-1~6 と 測線番号を付けた。発震領域は 1800m×800m の受振展開領域を囲むように設定した。エ アガン発震測線はクロスライン(南北)方向に 24本に加えて、インライン(東西)方向に 11 本の測線を設定した。

受振展開には Sercel 社製の浅海域探査用 OBC システム SeaRay100 を使用した。受振器 間隔は 25m で、ハイドロフォンおよび 3 成分 MEMS 加速度センサーから構成されるフ ラットパック 300 ユニット(総延長 7.2km)をケーブルに連結し、総受振点数 300 点での 受振をおこなった。水深は沿岸側では約 10m だが、沖合に向かって深くなり、今回の最 深設置点が約 100m 程度に及び、これはケーブルシステムの保証最大深度である 100m 付 近にまで至ったこととなるが、本観測期間中に特に異常はなかった。

28



図 2-2-1 三次元反射法実験概念図



図 2-2-2 調査位置図



(a)



(b)

図 2-2-3 調査測線位置図 (a) [受振点、発震点: 計画測線] (b) [受振点、発震点及び CMP 重合測線]

(2) データ取得

発震作業時には、SeaRay海底着底型デジタルテレメトリーシステムを探鉱機として使用した。探 鉱機システムを完備した観測室では、発震記録を磁気テープに収録するとともに、取得された全発 震記録をモニタ画面に出力し、品質管理を実施した。

発震順序としては、発振区間の主に南西端から北東へ進行し発震を実施した。平成27年1月 16日には、調査領域の南北方向の測線24本及び東西方向の測線3本の発震作業を実施した。翌日、同年1月17日には東西測線8本の発震作業を実施した。発震船として、さんえい(図 2・2・4)を用いた。

発震作業に先立ち、発震前日に測線上の水深、漁具等の確認を行った結果、調査領域内には漁 具等は見当たらなかった。発震作業時には警戒船(あさかぜ、図 2-2-4)を発震船前方 500m に 配置し、漁具や船舶の警戒を遂行した。

エアガンには2つの150 cu.in からなる300cu.inのアレイガンと2つの90cu.inからなる 180cu.inのアレイガンを使用し、合計容量480cu.inとなる。エアガンアレイ構成図を図2-2-5 に 示す。南北測線に関しては、エアガンの発震間隔は25mであり、時速2.5knot以下で航行し約 18~20秒間隔で発震した。また、東西測線に関しては、エアガンの発震間隔は50mであり、時速 3.5knot以下で航行し約25~27秒間隔で発震した。入線時の回頭半径は150mである。 探鉱機と航法装置の同期を行うために、MACHA製発震制御装置を使用した。航法装置をマスタ ー、探鉱機側をスレーブに設定し、無線機とMACHAを接続した。航法装置側から発震信号を出 し、探鉱機側で信号を受信し、データ取得を行った。表2-2-1に調査仕様を一覧表で示す。





図 2-2-4 使用船舶

図 2-2-5 エアガンアレイ平面配置図

表 2-2-1 データ取得仕様

項目	型 式	仕様		台数	メーカー	
		サンプリング間隔	$0.25{\sim}4\mathrm{msec}$			
		記録長	最大 11,000 サンプル			
		A/D 分解能	24 ビット			
	SeaRay 海底着底	ダイナミックレンジ	120dB	1	C 1	
探鉱器	型デジタルテレメト	ひずみ	0.003%	1	Sercel	
	リーシステム	寸 法	93mm×224mm×108mm		(France)	
		重量	2.4kg			
		電源	2.8W			
		チャンネル数	最大 2000			
		内蔵受振器	3Hz ハイドロフォン SH001,			
			MEMS型3成分加速度計SeaRay-	Í	G 1	
OBC	SeaRay-3C およ		3C			
	びハイドロフォン	測定限界	5m/s/s	300) (France)	
	SSH-01	周波数範囲	0-400Hz		(France)	
		(MEMS)	0 400112			
		(ハイドロフォン)	3-1600Hz			
エアガン	2800LLX	ェアガン次長	150 cu.in×2 (右舷側),			
		エノルン谷里	90cu.in×2 (左舷側)	1	Bolt	
		エアガンアレイ	Four Guns-Array	T	(Norway)	
		構成ガン数量	4			
その他		観測室(発電機付き))、ケーブル、コンプレッサー、測量機器、	無線機	、発震制御装	
		置他				

(3) データ品質

図 2-2-6 およびに図 2-2-7 に発震初日の発震前および 2 日目の発震終了後に取得された/ イズ記録例をそれぞれ示す。ハイドロフォンおよび MEMS3 成分記録をそれぞれ示す。3 成分記録は InLine 成分が受振ラインに沿って番号が大きくなる方向、CrossLine 成分が InLine 成分と直交する方向、Vertical 成分が接地面から鉛直方向を示す。記録データでは 強い低周波ノイズ見られたため、図面においては 20-80Hz のバンドパスフィルターを適用 して表示している。またフィルターの影響により、時間 0 秒付近において波形の歪みが見 られる。発震初日は多少の波と風があったが海況は穏やかで、良好なデータが得られた。 受振器状況は初日についてはいくつかの受振器の受振成分でノイズが大きな点が見られた が、記録に対する影響は少なく、ほぼ全受振点で良好であった。発震 2 日目は観測開始よ り初日より強めの波と風があり、徐々に強まったが観測は実施可能であり、良好な記録が 取得できた。受振器状況は RP1086 におけるハイドロフォン記録をはじめとして S/N 比が 低下している点と、全体的にノイズレベルがやや上昇している様子が見られるが、取得さ れた記録に対してバックグラウンドノイズが大きな影響を与えるということはなかった。 ただし、RP1179 の Vertical 成分などで近傍の記録と比較して極端に低周波ノイズが強く 見られる点などに関しては、受振器が水中に浮いているか、取得に不具合があった成分の 存在する可能性があるため、解析段階でのトレースエディットなどで除去する必要があ る。

図 2・2・8~図 2・2・11 にエアガン発震による反射法発震記録例を示す。図 2・2・8 は一番沖合 の受振測線 LineR・6 の西側にオフセットを持った発震点 SP101 の発震記録である。図 2・ 2・9 は OBC 受振領域のほぼ中央に位置する発震点 SP10022 の発震記録である。図 2・2・10 は一番陸側の受振測線 LineR・1 の東側にオフセットを持った発震点 SP637 の発震記録で ある。図 2・2・11 は南東端の発震点 SP24001 の発震記録である。発震記録では、全点にお いて屈折初動が良好に確認された。見かけ速度はオフセット 1km 程度まで水中直達波 1.5km/s、以遠で屈折波 2.5km/s 程度となる。反射波については明瞭でないが、往復走時 0.4 秒および 1.2 秒程度に浅部反射と見られる波形が存在する記録が確認できた。深部反 射については明瞭ではないが、一部の発震点については往復走時約 1.7~1.9 秒に反射波と みられる波形が確認できる。記録上のノイズとしてはまず発震記録全体に船舶ノイズと見 られる低周波の繰り返しノイズがみられるため、表示した図面では 20Hz のローカットフ ィルタを適用している。また発震に共通して東西に伝播する線形ノイズが見られるが、海 底地形や海岸などの側方反射か、あるいはケーブルを伝播するノイズの可能性が考えられ る。また記録に共通して海底面多重反射などのノイズの卓越が見られるが、有効な反射波 を抽出するためにこれらのノイズを除去する必要がある。

図 2-2-12 に発震点 SP101 の発震記録の 4 成分記録を受振ラインごとに並べて表示した 記録例を示す。海岸線に沿って陸側から沖側へ LineR-1~6 として、ラインごとに同方向 ヘハイドロフォンおよび MEMS3 成分の各成分を並べて表示した。各成分で多重反射の S/N およびゴーストの振幅に差異が見られ、特にハイドロフォンおよび Vertical 成分を用 いたゴースト処理が有効となる可能性がある。また、海底面下における PS 変換波が抽出 できれば、今後 3 次元構造のより詳細な解明に資するデータとなることが期待されるが、 今回は顕著な PS 波は検出されていない。





-

-

1.5

Contra-

(Band Pass Filter 18/20/80/85, ASGM)

COREA AND

A VALUE VALUE OF

5 de- 100 M-

and the

10.00

100

100

1.5

2.0





(c)
















(b) 図 2-2-8 発震記録例 [SP101] (a) Hydrophone、(b) InLine



(d) 図 2-2-8 発震記録例 [SP101] (続き) (c) CrossLine、(d) Vertical



(b) 図 2-2-9 発震記録例 [SP10022] (a) Hydrophone、(b) InLine



(d) 図 2-2-9 発震記録例 [SP10022] (続き)



(b) 図 2-2-10 発震記録例 [SP637] (a) Hydrophone、(b) InLine



(d) 図 2-2-10 発震記録例 [SP637] (続き)



(b) 図 2-2-11 発震記録例 [SP24001] (a) Hydrophone、(b) InLine



(d) 図 2-2-11 発震記録例 [SP24001] (続き)



(c) CrossLine、(d) Vertical

図 2-2-12 二次元発震記録例 [SP101]



図 2-2-12 二次元発震記録例 [SP101] (続き) (c) LineR-3、(d) LineR-4



図 2-2-12 二次元発震記録例 [SP101] (続き) (e) LineR-5、(f) LineR-6

2-2-2 反射法データ処理・解析

取得されたデータに対して、三次元弾性波反射法処理を実施した(図 2-2-13)。適用した 反射法処理パラメータについては表 2-2-2 に示す。

以下、データ解析内容の詳細を記述する。





表 2-2-2 反射法解析パラメーター覧

反射法解析項目	パラメータ
フォーマット変換及びデータ編集	
解析対象の発震点範囲	SP.101-SP.24033
有効発震点数	1195 点
トレースヘッダーへの測線情報の入力	
CMP 間隔	12.5m (InLine), 12.5m(CrossLine)
CMP 範囲	1 - 9425
重合測線からの最大許容偏倚	制限無し

低周波ノイズ抑制	
アルゴリズム	経験的モード分解法(EMD)
適用領域	共通発震記録
次数	10
閾値	0.01
局所的強振幅ノイズ抑制処理2	
アルゴリズム	Data-Adaptive Time Variant Filter
ウィンドウ長	1200ms
抑制処理を行う周波数	2/3 - 20/24Hz
リファレンス値	各ウィンドウの平均振幅値の上位 5%
閾値	リファレンス値の7倍
浮動基準面に関する静補正	
補正内容	標高補正(海水補正)
浮動基準面の定義	海底面標高
振幅補償	
幾何減衰補償	-
AGC 適用ゲート長	300msec
デコンボリューション	
波形位相処理	最小位相変換
アルゴリズム	時間領域トレース単位予測デコンボリュー
	ション
前提とするウェーブレット位相	最小位相
予測距離	32msec
ゲート長	3200msec(Non-TV)
オペレータ長	600msec
プリホワイトニングファクター	0.5%
速度解析	
解析内容	重合速度
解析点間隔	300m
解析速度数	6(1400-6000m/sec)
CMP 重合	
NMO ストレッチファクター	2.5
重合前振幅調整	AGC 300msec

同位数・空间頃域上例フィルクー

アルゴリズム	三次元周波数一空間予測フィルター
空間オペレータ長	7CMPs(InLine),7CMPs(CrossLine)
空間ウィンドウ長	49CMPs(InLine),49CMPs(CrossLine)
時間ウィンドウ長	500msec
オーバーラップ長	375msec
帯域通過フィルター	
オペレータ長	800msec
周波数通過帯域	18/20 - 80/85Hz
時間マイグレーショ	
$\boldsymbol{\mathcal{Y}}$	
アルゴリズム	時間-空間三次元キルヒホッフマイグレー
	ション
最大アパチャー範囲	_
速度モデル	重合速度スケーリング:80%

(1) フォーマット変換(Format Conversion)

フィールドデータに記録された原記録(Sercel SeaRay SEGD Format)について、 SuperX(JGI Internal Format)フォーマットへ変換を行った。取得された4成分データの うち、ハイドロフォンデータを解析対象とし、発震・受振全点を含むデータセットを構成

した。また他成分のデータは後述のノイズ除去処理に利用する。

(2) トレースヘッダーへの測線情報の入力(Geometry Application)

SuperX トレースヘッダーに関して、発震点、受振点及び各 CMP のインデックス、座標、標高値、オフセット距離、基準面標高値等の測線情報を入力した。データ解析における基準標高面は T.P.0m に設定した。また、CMP 重合測線は発震・受振全点を含む範囲で下記の基準によって定義した。CMP 重合数の分布およびアジムス分布を図 2-2-14 および図 2-2-15 に示す。

 CMP 間隔(InLine)
 12.5m

 CMP 間隔(CrossLine)
 12.5m

 CMP 測線数(InLine)
 145

 CMP 測線数(CrossLine)
 65

 CMP 範囲
 1-9425



図 2-2-14 CMP 重合数分布図



図 2-2-15 アジムス分布図

(3) 最小位相変換(Minimum Phase Conversion)

エアガン波形を用いて、最小位相に変換するオペレータを設計し、記録の最小位相変換処 理を適用した。使用するエアガン波形については図 2・2・16 に示すように、使用したエアガ ンの容量・配列・深度を考慮して合成した波形と、今回の実測波形から抽出した波形を比 較した。実測波形からの震源波形の抽出は、各受振点の最近接発振点の波形を垂直重合す ることにより実施した。この時、海底面による擾乱を考慮して、受振点全体から抽出した 波形と、受振点 1180-1300 のみから抽出した波形を比較した。最小位相変換後の波形およ び周波数スペクトルより、変換による波形の歪みが抑えられる波形として、受振点 1180-1300 の実測波形から抽出した震源波形を採用した。



図 2-2-16 エアガン波形比較図

(4) 周波数解析(Frequency Analysis)

記録波形に対し周波数を変えたバンドパスフィルターを適用し、信号帯域の範囲およびノ イズの卓越する範囲を確認した。図 2-2-17 に周波数解析のパラメタテスト例を示す。発震 点 SP10022 に対し 0-5/5-10/10-15/15-20/20-25/25-30/30-40/40-50/50-60/60-70/70-80/80-100/100-125 Hz の 13 パターンの帯域通過フィルターを適用した波形を示した。信号波形 は 10-80 Hz に見られるが、ノイズ波形の卓越は 0-20 Hz 程度となるため、以下の処理に おいては 20-80 Hz の帯域フィルターを適用する。

SP10022(RP1146-1195)に対する帯域通過フィルタテスト



図 2-2-17 周波数解析結果

(5) ノイズ抑制(Noise Reduction)

表面波ノイズなどのコヒーレントノイズ、船舶の航行に起因するノイズ、また海底面ゴー ストや多重反射などのノイズを抑制し、信号波形を抽出する試みとして以下の特殊処理を 実施し、有効な処理を適用した。

a) 経験的モード分解法(EMD: Empirical Mode Decomposition)

得られた OBC の波形には、ごく低周波成分を含む波浪ノイズ(swell noise)等が混入し ており、浅部の反射波を含めたシグナル波形全体を乱している。これらは、非定常かつ低 周波であるため、限られた記録長から通常のバンドパスフィルターでカットすると、波形 全体に新たなノイズが生じてしまう。一方、非定常な波形に対する時間-周波数解析手法 として短時間フーリエ変換やウェーブレット解析等が知られているが、今回は、比較的新 しい手法として経験的モード分解法(EMD: Empirical Mode Decomposition)と呼ばれる手 法を試みた。

経験的モード分解法(EMD)は、Huang et al.(1998)により非線形で非定常な時系列デ ータの解析を目的として開発された。これはオリジナルのデータに対して、固有モード関 数(IMF: Intrinsic Mode Function)という固有の瞬間周波数を持つ関数を順次作成し て、複数個の時系列データに分解するというものである。この手法は、物理探査分野への 適用もされていて、国内においては海上および陸上の反射法地震探査記録に適用した事例 がある(白石・松岡、2004)。

今回、オリジナル波形から試行錯誤的に 10 次数までの IMF を算出して、それらを足し 合わせ、それ以降の次数の長周期成分を加算しないことで、長周期成分を遮断するフィル ターとして利用した。結果例を、図 2-2-18 (a)に示す。フィルター適用前後の残差波形を みると、長周期のノイズだけが正しく選択されて効果的に波浪ノイズが遮断されているこ とが確認され、通常用いる線形のバンドパスフィルターに比べて優位性が確かめられた。 従って、浅海域におけるデータ処理として効果がある1つの手法として採用することにし た。

b) 局所的強振幅抑制法(DATVF: Data-Adaptive Time Variant Filter)

データに含まれる表面波や船舶ノイズなど、震源以外の発信源を持った時間的・空間的 に偏在するノイズを抑制する手法として、局所的強振幅抑制法(DATVF)を適用した。 DATVF は時間ゲートごとに周波数領域での平均振幅を算出し、閾値を超えるゲートに対 して振幅のスケーリングを行うことによりノイズ抑制を実施する。ノイズの周波数領域が 震源の周波数領域と離れるほど効果が高くなる。また波形トレースおよび時間ゲート毎に 適用可能性を評価するため、突発的な局在するノイズに対して効果が高く、同時に正常な 信号および波形全体に対しての擾乱を最小限に抑えることが可能となる。DATVF 処理の 適用例を図 2-2-18 (b)に示す。適用例の記録では、DATVF 処理により信号に重なっていた ノイズが低減することにより信号波形が強調され、波形の連続性が向上しているため、ノ イズ抑制処理の一つとして採用した。





c) コヒーレントノイズ抑制処理(F-KxKy Filter on Cross Spread Gather)

振源に起因する表面波および線形ノイズを抑制する目的から、クロス・スプレッド・ギ ャザーを作成し三次元的な円錐形の速度フィルターを適用した。クロス・スプレッド・ギ ャザーとは、同じ発振測線および受振測線で取得されたデータの集まりであり、インライ ン方向に受振器間隔、クロスライン方向に発振点間隔でサンプリングされたボリュームが 発振測線と受振測線の交点の数だけ得られる。本調査において直交ジオメトリとなる部 分に対して作成が可能なギャザーであり、南北発振および東西発振のそれぞれに対して独 立して適用した。得られたクロス・スプレッド・ギャザーにて、三次元フーリエ領域にお いて円錐形の速度フィルターを適用した。抑制する速度帯域は反射イベントの傾斜を考慮 し、これらを損なわないように設計した。

d) PZ 成分を用いたデゴースト処理 (De-Ghost Process using Dual Sensor)

海面反射により一次反射波が再度記録されるゴースト反射波を抑制するため、ハイドロフォンおよび Vertical 成分を用いたデゴースト処理を適用した。須田ほか(2009)に適用事例があるが、ハイドロフォンと Vertical 成分でゴースト反射波の極性が反転する特性を用いて、振幅スケーリングを補正した上で両者の記録を加算処理することにより、ゴースト波の抑制が可能となる。海底面の反射係数が不明であるため、スケーリング係数の決定は試行錯誤的に実施し、効果の高い係数を採用した。

e) 3D 予測フィルター処理(3D F-X Prediction Filter on Shot and Receiver Gather)

船舶の航行に起因するノイズやその他のランダムノイズの抑制のため、3D 予測フィル ターを適用した。通常のショットギャザーに対する予測フィルターの適用によりランダム ノイズの抑制効果が得られるが、船舶の航行によるノイズはショットギャザー上では線形 ノイズとなるため、ショットギャザーから受振点ギャザーにデータを一時的に再編集した 上で予測フィルターを適用する。受振点ギャザー上においては船舶の航行によるノイズは ランダムノイズとなるため、予測フィルターで有効に抑制可能となる。

f) 走時を用いたジオメトリ補正 (Geometry Correction using Travel Time)

解析におおいて使用する発震点・受振点位置は海上測量結果を用いているが、より精度 の高い位置情報を推定する方法として、走時を用いた補正を実施した。海上測量結果は受 振点に関してはケーブル上で等間隔に設置したトランスポンダを用いて各受振点の位置を 保管する方式で求め、発震点位置は予定位置の GPS 座標位置にて発振を行うことで設定 しているが、海況や時間経過によってそれぞれ正確な位置からのずれが生じている可能性 がある。このため読み取った走時データを用いて、仮定した速度構造モデルから計算され る走時との差から実際の位置を推定することにより、位置情報の補正を行った。この場 合、速度構造モデルに補正量が依存するため、位置情報を補正したデータをフィードバッ クすることによりモデルの修正を行い、再度計算走時を求めるイタレーションを実施し、 補正量の精度を高めている。

(6) 共通反射点編集(Common Midpoint Sorting on 3D Binning)

上述(2)のパラメータによって、三次元の共通反射点編集を実施した。

(7) 浮動基準面に対する静補正(Static Corrections to FDP)

基準面として T.P.0m を設定し、各 CMP 毎に海底面深度および発震点深度に対する静補正 を実施した。標高補正速度として海水速度 1510m/s を用いた。

(8) 振幅補償(Gain Recovery)

弾性波の震源からの伝播に伴う幾何減衰、多層構造内を透過,多重反射することによる伝播 損失及び非弾性効果による減衰などに起因する振幅特性の変化を補償することを目的とし て、自動振幅調整による振幅補償を行った。

Instantaneous AGC ウィンドウ長 300msec

(9) \vec{r} = \vec{r} = \vec{r} (Deconvolution)

デコンボリューション処理では、次式で示される1次元コンボリューションモデルが前 提とされている。

F(t) = W(t) * R(t) + N(t)

ここに F(t)は地震波トレース, W(t)は基本波形, R(t)はランダム定常な反射係数列, N(t)はラ ンダムノイズである。このモデルにおいて基本波形を構成する要素としては、以下の項目 を挙げることができる。

・震源波形:震源波形効果、海面ゴースト効果

・地層効果:多重反射、非弾性による吸収

・記録系 :受振器特性、海底面ゴースト効果、探鉱機の応答特性

こうした要素の集積としての基本波形を地震トレースから推定・除去し、記録の分解能向 上を図るために以下に示すギャップつき予測デコンボリューションを適用した。

```
    予測距離 32.0 msec
    設計ゲート長 3200 msec
    オペレータ長 600 msec
    プリホワイトニングファクター 0.5 %
    ゲートタイプ Non-tv
    アルゴリズム Trace by Trace Deconvolution
```

(10) 重合速度解析(Stacking Velocity Analysis)

定速度重合法による速度解析を実施した。後述の屈折トモグラフィックインバージョン解 析の結果を参照し、まず代表点における速度解析を実施したのち、約 300m 間隔で 6 点の 速度解析を実施し、内挿により速度解析結果を領域全域に適用した。速度解析例および測 線上の速度分布を図 2-2-19 および図 2-2-20 に示す。

(11) NMO 補正(Normal Moveout Corrections)

速度解析によって求められた重合速度・時間の関数を時間・空間方向に内挿し、その速度テ ーブルに従って NMO 補正を適用した。同時に、下記のストレッチミュートを実施した。 ストレッチミュートファクター 2.5

CDP3118(InLine73, CrossLine22)における速度解析例

(12) 共通反射点重合処理(CMP Stacking)

NMO 補正後の共通反射点アンサンブルに関して、水平重合処理を実施した。



図 2-2-19 速度解析結果例



図 2-2-20 重合速度分布(a) CrossLine1、(b) CrossLine25

(13) 周波数-空間領域予測フィルター(3D F-X Prediction Filter)

周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計、適用してランダムノイズを抑制し 相対的に S/N を向上させる三次元 F-X 予測フィルター処理を実施した。ここでは以下のパ ラメータを用いた。

オペレータ長(InLine) 7 CMPs
 空間ウィンドウ長(InLine) 49 CMPs
 オペレータ長(CrossLine) 7 CMPs
 空間ウィンドウ長(CrossLine) 49 CMPs
 時間ウィンドウ長 500 msec
 ウィンドウオーバーラップ長 375 msec

(14) 帯域通過フィルター(Bandpass Filter)

上述(4)のパラメータを用いて帯域通過フィルターを適用した。得られた重合結果キューブから測線上で切り出した重合時間断面を図 2-2-21 に示す。

(15) 重合後時間マイグレーション(Post-Stack 3D Time Migration)

時間断面上の反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元することを目的 として、時間-空間座標領域における三次元キルヒホッフ時間マイグレーションを実施し た。得られたマイグレーション結果キューブから切り出したマイグレーション時間断面を 図 2-2-22 に示す。

(20) 深度変換(Depth Conversion)

Vertical Stretch 法による深度変換を実施した。深度変換に用いた速度は上記速度解析結 果および深部に関しては昨年度実施の当該領域の二次元トモグラフィー解析結果の速度を 用いた。得られた深度キューブから切り出した深度断面を図 2-2-23 に示す。また後述の屈 折トモグラフィー解析により得られた速度を深度断面に重ねた図(Line-R5)を図 2-2-24 に示す。三次元表示をした図を図 2-2-25 に示す。

反射法データ処理により、時間断面では往復走時 2000ms 程度、深度断面では深度 2000 ~3000m 程度までの構造情報が得られた。重合時間断面においては主に西落ちの斜行ノイ ズが見られるが、マイグレーション時間断面では解消されている。浅部(300m 程度まで)に おいては、海底地形に沿った構造および沿岸近くにおいては東落ちの反射面が見られる。 これは LineR-1 における CMP100 前後の入山瀬断層の延長部にあたり、断層運動を反映 している可能性がある。浅部~深部の中間においては、コヒーレンスの悪い水平に近い反 射面が見られる。明瞭性ではないが、CMP80 前後を境にして反射面群として左右にギャ ップが見られるため、上位断層面の深部延長に相当する可能性がある。深部(2~3km) には、低角で西落ちの連続性の良い強反射面が見られる。また沿岸近くから沖に反射面が やや上がる様子が見られるが、振幅が弱まるため明瞭ではない。解析範囲の東から延びて きている構造であり、昨年度の二次元反射法解析結果を踏まえるとフィリピン海プレート 直上に堆積した地層に相当すると考えられる。



図 2-2-21 重合時間断面図 (a) Line-R1~3、(b) Line-R4~6

63



図 2-2-22 マイグレーション時間断面図 (a) Line-R1~3、(b) Line-R4~6



図 2-2-23 マイグレーション深度断面図 (a) Line-R1~3、(b) Line-R4~6



図 2-2-24 反射法深度断面とトモグラフィー結果の重ね図(Line5)



<figure>

図 2-2-25 反射法解析結果三次元表示図(a)上方より見た図、(b)南東方向より見た図 2-2-3 屈折法データ解析

⁽b)

本調査で取得された全ての記録を用いて、図 2-2-26の屈折法データ解析フローに従って、 三次元屈折トモグラフィー解析を実施した。

(1) トモグラフィー解析の概要

トモグラフィックインバージョン解析では、データとして初動走時を用いる。与えられた 構造モデルからフォワードモデリングにより理論走時を計算し、初動走時との差を構造モ デルの修正量として適用するインバージョンを実施することで、構造モデルを修正し、最 終モデルを得る。

(2) トモグラフィー解析の条件

OBC を用いたデータ取得ジオメトリの概念図を図 2-2-27 左上図に示す。ジオメトリデー タより海面(Surface)および受振点・発振点の深度(PointDepth)を定義し、海底地形 (WaterBottom)を考慮して海水速度(1510m/s)を固定し、海底面下の速度に対するインバー ジョンを行う。計算グリッドの設定は図 2-2-27 右下図に示す。25m 間隔の等方向グリッ ドとして東西 80、南北 41、鉛直 26 グリッドを設定した。初動走時ピッキングは 500m ご とに実施した。図 2-2-28 に発震点 SP10022 の場合の初動読み取り例を示す。初動読み取 りを実施した点では直達波および屈折波は良好に確認でき、読み取り値の精度は高いと考 えられる。前述の反射法解析における初動値を用いたジオメトリ補正処理は同読み取り値 を用いて実施している。

(3) 初動依存性および解の収束性の検証

初期モデルとしては線形勾配モデルを設定し、解の初期モデル依存性を検証するため図 2-2-29の上部に示す3種類の初期モデルを与えてインバージョンを実施した。3種類の初期 モデルに与えた速度勾配はモデル上端で1800m/sの速度から、それぞれ 5m/s/m、

10m/s/m、15m/s/m の鉛直下向きの速度勾配である。図 2-2-29 の下部に示したインバージ ョン結果に見えるように、後述の波線到達範囲内の深度 200~300m においては、ほぼ同 ーの結果に収束している。波線範囲外についてはほぼ初期モデルが保存されているが、有 効な波線影響範囲内においては、初期モデル依存性は小さいと考えられる。本解析におい ては初期モデルとして 10m/s/m の速度勾配を用いた。また解の収束性の検証として、イタ レーション回数ごとの計算走時と観測走時の差を図 2-2-30 に示す。領域の右上部のノード に対する計算走時と観測走時のイタレーションごとの比較図を示す。図に示すようにイタ レーション3 回程度で観測走時と計算走時がよく一致し、以降ほぼ同一の値を示すことよ り解の収束性は良く、本解析のイタレーション回数 6 回で最終結果が得られたとみなし た。



図 2-2-27 OBC 取得ジオメトリ概要および 3D トモグラフィー設定グリッド



図 2-2-28 屈折波初動読み取り例 (SP10022)



図 2-2-30 トモグラフィー解析の収束性

⁽⁴⁾ 屈折法インバージョン解析結果

屈折トモグラフィインバージョン解析により得られた結果を図 2・2・31 に示す。図 2・2・31 (a)は各深度における速度分布および波線通過領域(hit count)と誤差(node average error)を 示した図、図 2・2・31 (b)は東西および南北の速度断面図と 2000m/s の等深度面を示す。 屈折トモグラフィーの結果より、速度構造の変化としては東西方向・南北方向共にほぼ水 平であるが、やや北東側に速度の速い領域が見える。上述の断層面を境界として構造のギ ャップが存在するように考えられる。屈折波の波線到達深度はほぼ 200~300m 程度まで が高密度に得られ、浅部の速度分布は精度良く得られている。300m 以深では波線はほと んど透過せず、速度モデルとしては初期モデルの値が保存されているが、有意な結果では ない。等深度面図からは領域の南東端、南西端で波線分布が非常に少ない領域であるため 信頼性が落ちるが、傾向としては海底面の構造に沿って地下構造が落ち込んでいるように 見える。また領域東部に等深度面のギャップが見られるが、反射法解析の結果と対照する と、断層運動に伴う構造変化に対応している可能性がある。


図 2-2-31 屈折トモグラフィー解析結果 (a) 深度スライス



(b) 東西·南北断面、等速度面

2-2-4 まとめ

沿岸域から浅海域の地質構造を詳細に把握するための調査技術開発の一環として、浅海域 を対象とした三次元弾性波探査の適用実験を実施した。具体的には、調査地として設定さ れた静岡県富士市清水区蒲原地区において、エアガン震源および海底設置型受振ケーブル (OBC)を用いた三次元反射法調査を実施した。

沿岸浅海域における調査では、複雑な海底地形のための OBC 設置・回収時の困難、OBC と海底面とのカップリングや側方反射ノイズの発生などが問題となる。また海底面が浅いため、速度不均質性が高く、比較的高い音響インピーダンスコントラストを持つことにより短波長の多重反射ノイズや表面波・S 波ノイズの発生が問題となる。

これらの問題に対しての技術的対策として、発振点の欠測や偏りのないデータの取得のため、事前交渉などにより調査区域・調査時期の調整を実施し、最適なレイアウトを策定した。調査時においては、スラスター付きの OBC 船を用いることなどによる正確な OBC 敷設、精度の高い音響測深の実施により、測定計画の高精度な実現に努めた。

データ解析時においては、初動走時による位置補正により海面変動などを考慮した更なる 位置情報の高精度化を図った。波浪によるノイズの抑制としては、EMD 解析および DATVF 処理を適用した。多重反射の抑制処理としてはギャップ付き予測デコンボリュー ションを適用した。また海底地形や海岸などからの側方反射の抑制としては 3DF-K フィ ルター処理を実施した。またデゴースト処理としては PZ 成分の加算処理を適用した。そ の他、今回のデータ処理に採用した以外の処理として SRME 処理による多重反射抑制 法、F-X 速度フィルター処理によるノイズ抑制処理が考えられる。これらの処理を組み合 わせて施すことで、原記録では低周波のノイズにマスクされていて識別が難しい浅層の反 射シグナルを抽出し、水理地質構造モデルの構築に資するための高分解能な地下のイメー ジングが可能となる。

本解析の反射法データ処理および屈折トモグラフィーの結果から得られた構造情報の特徴 は、下記のようにまとめられる。

1. 浅部(300m 程度まで)においては、海底地形に沿った構造および沿岸近くにおいて は東落ちの反射面が見られる。CMP100 前後の入山瀬断層の延長部にあたり、断層運動を 反映している可能性がある。

浅部~深部の中間においては、コヒーレンスの悪い水平に近い反射面が見られる。明瞭ではないが、CMP80前後を境にして反射面群として左右にギャップが見られるため、上位断層面の深部延長に相当する可能性がある。

3. 深部(2km 近傍)には、低角で西落ちの連続性の良い強反射面が見られる。また 沿岸近くから沖に反射面がやや上がる様子が見られる。解析範囲の東から延びてきている 構造であり、昨年度の二次元反射法解析結果を踏まえるとフィリピン海プレート上面直上 に堆積した地層に相当すると考えられる。

速度構造の変化としては東西方向・南北方向共にほぼ水平であるが、やや北東側
 に速度の速い領域が見える。上述の断層面を境界として構造のギャップが存在するように
 考えられる。

5. 屈折波の波線到達深度はほぼ 300m 程度までが高密度に得られ、浅部の速度分布 は精度良く得られている。

本解析で得られた三次元構造モデルは今後、既存の地質情報との整合性を確認しながら、 富士川河口断層帯を横切る地質構造モデルの改良および断層運動の解明のための資料とし て活用されることが期待される。本調査を通じて得られた沿岸浅海域における調査につい ての知見は、今後計画される沿岸浅海域の調査評価手法の一環として役立てられることが 期待される。

参考文献

- 白石和也・松岡俊文, 2004, 経験的モード分解法の反射法地震探査記録への適用, 物理探 査, Vol. 57, No. 5, pp. 553-562.
- Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. C., Shih, H. H., Zheng, Q., Yen, N. C., Tung,
 C. C., and Liu, H. H. (1998) : The empirical mode decomposition and the
 Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationaly time series analysis,
 Proc. R. Soc. Lond. A, 454, 903-995.
- 須田茂幸・赤間健一・川中卓・河合展夫・米倉英昭・吉村司・大川史郎, 2009, 二酸化炭素地中貯留のための地震探査手法試験におけるデュアルセンサによるゴースト除去の効果について,物理探査学会第120回学術講演会論文集.

第3章 海上掘削調査技術の開発

3-1. 広域地下水流動解析と水理地質(水質)

3-1-1 広域地下水流動解析

3-1-1-1 緒言

断層破砕帯は、地層処分場建設サイトの水理場に影響を及ぼすことで、放射性核種の 移行経路になり得ると懸念されている。しかしながら、断層破砕帯が浅部ならびに深部地 下水環境に及ぼす影響については不明な点がある。地層処分場建設サイトの長期的な安全 性を予測する上で、断層破砕帯の水理特性を明らかにする重要性が高いため、地下水環境 に及ぼす断層影響を効率的かつ有効に調査・検討する手法を確証することが求められてい る。

本研究では,駿河湾沿岸域を対象として,入山瀬断層が当該地域の浅部および深部地 下水環境(とくに,全水頭ポテンシャル分布および塩濃度分布)に及ぼす影響について,数 値解析手法を用いて予測評価を行った。

3-1-1-2 地形概要

研究対象地である駿河湾沿岸域は、西側には入山断層(入山断層系)と東側には入山瀬断 層(富士川断層系)の二条の断層がほぼ南北方向に延びる。このうち、入山瀬断層は 7~ 8m/1,000 年程度の垂直変位量を有する国内有数の第四紀活断層であり、現在もその活動 は継続し、断層西側では隆起、東側では沈降が生じているものと考えられている(静岡 県、1996)。当該地域は北東方向約 28km に国内最高峰(3,776m)の第四紀火山である富士 山を後背地に背負うとともに、沿岸域北東部には愛鷹火山(1,504m)、沿岸域北西部には 大丸山(576m)を最高点とした標高 100~200m 前後の蒲原丘陵が広がる。一級河川である 富士川は入山瀬断層を横断するように南流し、扇状地地形を形成する。また、海底地形に

78

ついては、駿河湾は駿河トラフに起因する構造性の湾であるため水深が深く、遠浅の大陸 棚はほとんど発達せず、急峻な海底地形を呈する(図 3-1-1-1)。



図 3-1-1-1 駿河湾沿岸域の地形鳥瞰図(駿河湾南西方向から望む)

3-1-1-3 地質概要および水理地質構造

駿河湾沿岸域の地質構造ならびに水理地質構造については、恒石・塩坂(1981)および YAMAZAKI(1992)らによって報じられている地質想定断面図(図 3・1・1・2 および図 3・1・1・ 3)を基に、地下水流動解析に供する水理地質構造モデルを構築した(図 3・1・1・4〜図 3・1・1・ 6)。当該地域は上位より、第四紀の沖積層、新富士火山噴出物層(以下、新富士層)、古富 士火山噴出物層(以下、古富士層)が分布し、新第三系の御坂層群相当層が分布するものと 考えられる。水理地質構造としては、沖積層、新富士層、古富士層が帯水層、御坂層群相 当層が水理基盤層と解釈される(図 3・1・1・7)。

当該地域では入山瀬断層の東西で全帯水層の層厚に大きな差異がみられ、断層東側では 300m 程度と厚いが、西側では最大でも 100m 程度と想定される。また、標高 25m 以下の海岸低地部では新富士層の層厚が 25m 未満と薄くなり、沖積層と古富士層が主体となることが特徴として挙げられる(図 3-1-1-7 および図 3-1-1-8)。入山瀬断層が西上がり東

落ちの逆断層であることに起因し、いずれの帯水層も概ね南西方向に緩く傾斜しているも



のと想定される(図 3-1-1-9)。

図 3-1-1-2 既往地質想定断面図作成測線位置図(恒石・塩坂, 1981 を一部加筆)



図 3-1-1-3 既往地質想定断面図(恒石・塩坂, 1981 を一部加筆)



図 3-1-1-4 駿河湾沿岸域における水理地質構造モデル鳥瞰図(南東方向上空から望む)



図 3-1-1-5 駿河湾沿岸域における水理地質構造モデル鳥瞰図(南東方向正面から望む)



図 3-1-1-6 地質想定断面図作成測線位置図



図 3-1-1-7 駿河湾沿岸域における地質想定断面図

(上段:南北代表断面_NS05 断面, 下段:東西代表断面_WE07 断面)(独)産業技術総合研究 所が実施するボーリング調査地点 SKB-1 および FGB-1 は投影により, 地質想定断面図上にプ ロットした。



図 3-1-1-8 駿河湾沿岸域における帯水層層厚分布図および帯水層層厚頻度分布図



図 3-1-1-9 駿河湾沿岸域における地形勾配および帯水層下面勾配分布図

3-1-1-4 駿河湾沿岸域における浅部帯水層の地下水流動系に係る考察

静岡県が地下水利用適正化を目的として実施した一斉測水調査結果(静岡県, 2014)を用 いて, 駿河湾沿岸域における浅部帯水層の地下水流動系(とくに, 地下水面形状)について 考察を行った。当該地域では,入山瀬断層を横断するように富士川が南流する。入山瀬断 層の直東部では富士川氾濫原が分布するため井戸が存在せず,地下水位状況を把握するこ とが困難である。しかしながら,FJ-1井戸およびFJ-33井戸は入山瀬断層直東部に位置 していると考えられる。これらの井戸では,いずれも富士川河川水位(近傍の国交省「松 岡」観測所で測定される河川基底水位 E.L.+10.6m)よりも低い地下水位が観測されている (図 3-1-1-10)。この原因として,局所的な地下水揚水による影響あるいは断層影響の2つ が考えられる。

局所的な地下水揚水影響と判断する場合,浅部帯水層(主に沖積層〜新富士層)内の地下 水の流動方向は,地形勾配および富士川の流下方向に概ね一致し,富士川河川水と周辺地 下水との交流関係はあまりみられないと解釈される。その一方で,断層影響と判断する場 合は入山瀬断層の東側に地下水面の低まりが生じており,富士川からの伏没涵養が生じて いると推察される(図 3-1-1-11)。これらの地下水位コンター図に基づき,地下水深度分布 図を作成したところ,愛鷹火山南西麓およびその西部ではG.L.-2.5~-1.0m以浅程度の地 下水深度が非常に浅い地域が広く分布するに対し,FJ-1 井戸およびFJ-33 井戸周辺地域 では,局所的な揚水影響あるいは断層影響と解釈するいずれの場合もG.L.-10.0m以深と 相対的に深い傾向がみられることが明らかになった(図 3-1-1-12)。

87



図 3-1-1-10 駿河湾沿岸域における一斉測水調査結果および地下水揚水量届出値分布図 静岡県(2014)平成 25 年度東部地域地下水脈調査業務委託報告書の掲載データに基づき作成



図 3-1-1-11 駿河湾沿岸域における浅部帯水層内の地下水面形状

静岡県(2014)平成 25 年度東部地域地下水脈調査業務委託報告書の掲載データに基づき作成



図 3-1-1-12 駿河湾沿岸域における浅部帯水層の地下水深度分布図

静岡県(2014)平成 25 年度東部地域地下水脈調査業務委託報告書の掲載データに基づき作成

3-1-1-5 広域地下水流動解析

広域地下水流動解析範囲の設定

本研究では、入山瀬断層が駿河湾沿岸域の浅部および深部地下水環境に及ぼす影響を 予測評価することを目的として広域地下水流動解析を行った。計算対象領域は 164.0km²(陸域 111.8km²,海域 52.2km²)である。広域地下水流動解析の境界条件の設定 状況とその設定根拠を以下に記載した(図 3-1-1-13)。

計算対象領域北東部は西側を星山・羽鮒丘陵,東側は愛鷹火山に挟まれた狭窄部であ り,一斉測水調査で確認された地下水位 E.L.+20m を固定水頭とする境界条件を与え た。過年度広域地下水流動解析により算定された地下水流動量が計算対象領域に流入する 条件とした。

計算対象領域北西部は水理基盤とみなされる富士川層群・御坂層群上を富士川が流下 する地形・地質状況であるため,富士川河川水位を固定水頭境界として設定した。

計算対象領域東部は地形勾配ならびに地下水流動方向がほぼ南北方向であり,東西方 向の地下水の交流関係は考慮しなくても良いほど十分に小さいものと判断し,非流動境界 を設定した。

計算対象領域南部は,当該地域では深度 E.L.-300m まで帯水層(天水起源の流動性の高い地下水流動系が生じている可能性が高いと判断される地層)が分布しているものと推察されることに加え,海底湧水調査範囲全体を網羅するよう深度 E.L.-550m 程度までを計算対象領域とし,非流動境界を設定した。

計算対象領域西部は蒲原丘陵を包括する稜線を非流動境界とした。入山断層の東西で 地質分布状況が異なり,西部では新第三紀地質,東部では第四紀地質が分布する。新第三 紀地質から第四紀地質への地下水流動の影響は小さいものと仮定した。



図 3-1-1-13 広域地下水流動解析対象範囲

(2) 地下水流動解析モデル構築状況

地下水流動解析には、入山瀬断層の幾何形状を詳細に表現するため、有限要素法で ある FEFLOW6.1(DHI-WASY 社製)を使用した。地下水流動解析モデル構築状況を以下 に示す。計算対象領域は、164.0km²(陸域 111.8km²、海域 52.2km²)である。入山瀬断層 の破砕帯構造として、断層中心部を 50m、周辺破砕部を東西いずれも 100m と設定した (図 3-1-1-14 および図 3-1-1-15)。入山瀬断層近傍域では水平解像度が 50m 程度、それ以 外では 100m 程度を目安に要素分割を行い、計算対象領域内の 1Layer あたりの要素数は 23,311、節点数は 11,884 とした。鉛直方向の解像度が 50m 程度以下になるように、沿 岸域の帯水層層厚を考慮し、上位より沖積層を 4 層、新富士層を 2 層、古富士層を 4 層、水理基盤層を 4 層の計 14 層に分割した。計算対象領域内の総要素数は 326,354、総 節点数は 178,260 となった(図 3-1-1-16 および図 3-1-1-17)。



図 3-1-1-14 地下水流動解析モデル構築状況(全体)



図 3-1-1-15 入山瀬断層破砕帯の地下水流動解析モデル構築状況(富士川河口部近傍)



図 3-1-1-16 地下水流動解析モデル構築状況

(東西代表断面_WE07 断面:入山瀬断層破砕部拡大)



図 3-1-1-17 地下水流動解析モデル構築状況

(東西代表断面_NS05 断面:駿河湾奥部沿岸域拡大)

(3) 浅部帯水層内地下水面形状の現況再現結果

本研究では、何らかの影響で入山瀬断層の東部に浅部帯水層内の地下水面の低まりが 形成されているものと解釈し、地下水流動解析の再現対象と設定した。まず、各地層の透 水係数についてケーススタディを行ったが、前述の境界条件下において、計算対象領域内 の地層の透水係数を一律変化させることでは、入山瀬断層東部にみられる浅部帯水層内の 地下水面の低まりを再現することができなかった。

そこで、富士川より供給される砂礫を主体とする粗粒堆積物(以下、富士川砂礫層)の分 布範囲は、その周辺の沖積層にくらべて透水係数が高い可能性があり、数値解析モデルに 反映する必要があると判断した。富士川砂礫層は過去の富士川の蛇行変遷を想定し、概ね 妥当と判断される領域を対象として数値解析モデルに反映した(図 3-1-1-18)。

この富士川砂礫層の透水係数についてケーススタディを行ったところ,周辺の沖積層 に対し透水係数を5倍高めた場合,概ね良い再現性が得られた。再現性の判断指標に は、一斉測水調査で測定された地下水位実測値と計算値の誤差(RMSE:平均二乗誤差)を 用いた。富士川砂礫層をモデル化しない場合のRMSEは2.708であるに対し、富士川砂 礫層をモデル化し、その透水係数を5倍高めた場合のRMSEは2.457であった(表 3-1-1-1および図 3-1-1-19)。

なお、本数値モデルでは富士川に境界条件を設定していないため、富士川河川水と周 辺地下水位との交流関係が十分に考慮されていない。これが原因となり、入山瀬断層東部 にみられる浅部帯水層内の地下水面の低まりが十分に再現されていないが、富士川河川水 位に対し地下水位が 5~10m 程度低く、富士川からの伏没涵養が生じ得る地下水位状況 を概ね再現することができた(図 3-1-1-20)。現在実施されている富士川区間流量調査結果 に基づき、河川水位と伏没・還元量を反映することで、再現性はより高まるものと考え る。

94



図 3-1-1-18 富士川砂礫層モデル化範囲

地質 記号	地質名称	透水係数(m/sec)					
		富士川砂礫層 モデル化なし	富士川砂礫層 透水係数×5倍				
AMF	沖積層	2.50E-04	2.50E-04				
AMFG	富士川砂礫層	ーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーーー					
FV	新富士層	2.50E-04	2.50E-04				
OLF	古富士層	2.50E-05	2.50E-05				
BS	水理基盤層	1.00E-08	1.00E-08				

表 3-1-1-1 現況再現計算における透水係数設定表



図 3-1-1-19 浅部帯水層内の地下水位再現状況件検討結果





図 3-1-1-20 浅部帯水層内の地下水位分布計算結果

(上段:富士川砂礫層モデル化なしケース,下段:富士川砂礫層をモデル化し透水係数を周囲

の沖積層よりも5倍高めたケース)

(4) 入山瀬断層破砕帯の透水係数に係る解析ケースの設定

断層破砕帯の一般的な構造は吉田ほか(2009)および宮川・馬原(2005)らによって提唱さ れている(図 3·1·1·21)。これらの断層破砕帯構造モデルでは,断層中心部と断層周辺破砕 帯に区分される。断層中心部では断層ガウジ(断層粘土)や断層岩(固結岩)が形成されるこ とで,母岩に対し低透水性を呈することが多く,周辺破砕部では亀裂・割れ目帯が発達す ることで母岩に対し高透水性を示すことが多いと考えられている。また,断層破砕帯の規 模(とくに発達幅)は断層規模によって異なり,わが国では概ね断層延長の概ね 1/100 程度 が目安とされている(金折,2001)。断層破砕帯を考慮した地下水流動解析を行うにあた り,現地調査等により断層破砕帯の透水性状が分からない場合は,一律高透水性構造,一 律低透水性構造ならびにサンドイッチ構造(ここで,サンドイッチ構造とは断層中心部が 低透水性を示し,周辺破砕部が高透水性となる構造をいう)の3パターンを設定し,感度 分析が行われることが多い。

本研究でもこれらの知見に基づき,解析ケースを設定した(表 3-1-1-2)。なお,入山瀬 断層は沖積層に埋没する潜在断層であるため,沖積層には破砕帯をモデル化せず,それよ り下位の新富士層,古富士層ならびに水理基盤層をモデル化対象とした(図 3-1-1-22)。

98



図 3-1-1-21 既往文献に基づく断層破砕帯構造の概念図

(吉田ほか(2009)および宮川・馬原(2005)より引用)



図 3-1-1-22 本研究における入山瀬断層破砕帯のモデル化状況概念図

透水係数 (m/sec)												
蓉 理			母 岩 性 状					断層周辺破砕部			断層中心部	
番号		ケーススタディ区 分	沖積層	高透水 砂碟層	新富士層	古富士層	水理基盤層	新富士層 破砕部	古富士層 破砕部	水理基盤層 破砕部	古富士層 断層中心部	水理基盤層 断層中心部
1	ベースモデル		2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08					
2	: ; ; ; ; ;	一律高透水性:母岩×5倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	1.25E-03	1.25E-04	5.00E-08	1.25E-04	5.00E-08
3		一律高透水性:母岩×10倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	2.50E-03	2.50E-04	1.00E-07	2.50E-04	1.00E-07
4		一律高透水性:母岩×50倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	1.25E-02	1.25E-03	5.00E-07	1.25E-03	5.00E-07
5		一律高透水性:母岩×100倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	2.50E-02	2.50E-03	1.00E-06	2.50E-03	1.00E-06
6		律高透水性:1.0×10 ⁻³ m/sec(極端ケース)	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	1.00E-03	1.00E-03	1.00E-03	1.00E-03	1.00E-03
7	7 8 9 10 11	一律低透水性:母岩×1/5倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	5.00E-05	5.00E-06	2.00E-09	5.00E-06	2.00E-09
8		一律低透水性:母岩×1/10倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	2.50E-05	2.50E-06	1.00E-09	2.50E-06	1.00E-09
9		一律低透水性:母岩×1/50倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	5.00E-06	5.00E-07	2.00E-10	5.00E-07	2.00E-10
10		一律低透水性:母岩×1/100倍	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	2.50E-06	2.50E-07	1.00E-10	2.50E-07	1.00E-10
11		-律低透水性:1.0×10 ⁻¹¹ m/sec(極端ケース)	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	1.00E-11	1.00E-11	1.00E-11	1.00E-11	1.00E-11
12	12 13 14 15 16	サンドイッチ構造(周辺部:母岩×5倍,中心部:母岩×1/5倍)	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	1.25E-03	1.25E-04	5.00E-08	5.00E-06	2.00E-09
13		サンドイッチ構造(周辺部:母岩×10倍,中心部:母岩×1/10倍)	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	2.50E-03	2.50E-04	1.00E-07	2.50E-06	1.00E-09
14		サンドイッチ構造(周辺部:母岩×50倍,中心部:母岩×1/50倍)	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	1.25E-02	1.25E-03	5.00E-07	5.00E-07	2.00E-10
15		サンドイッチ構造(周辺部:母岩×100倍,中心部:母岩×1/100倍)	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	2.50E-02	2.50E-03	1.00E-06	2.50E-07	1.00E-10
16		サンドイッチ構造(周辺部:1.0×10-3m/s,中心部:1.0×10-11m/s)極端ケース	2.50E-04	1.25E-03	2.50E-04	2.50E-05	1.00E-08	1.00E-03	1.00E-03	1.00E-03	1.00E-11	1.00E-11

表 3-1-1-2 断層破砕帯の透水係数に係る解析ケース一覧表

(5) 入山瀬断層破砕帯が浅部帯水層内の地下水面形状に及ぼす影響に係る予測評価結果

入山瀬断層破砕帯が浅部帯水層内の地下水面形状に及ぼす影響についてケーススタデ ィを行った。前述の現況再現結果で得られた富士川砂礫層をモデル化し、その透水係数を 周辺の沖積層に対し5倍高めた解析ケース(以下、ベースモデル)を基準とした差分量を地 下水位変化量(全水頭ポテンシャル変化量)とした。

一律高透水性構造ケースでは、母岩に対して透水係数を 10 倍に高めたケースと 1.0× 10⁻³m/sec の極端に高い透水係数を与えたケースの解析結果を以下に記載した。母岩に対 し透水係数を 10 倍に高めたケースでは、浅部帯水層(沖積層)内の地下水面形状にほとん ど影響しないことが示された。極端に高い透水係数を与えたケースでは、断層を中心とし てその両側に最大 1.5m 程度の水位上昇が生じる結果となった(図 3-1-1-23 および図 3-1-1-24)。この水位上昇は、計算対象領域北東部に設定した固定水頭境界条件より計算対象 領域内に流入する地下水流動量が増加することで、当該帯水層内の地下水位が低下しにく くなることに起因すると考えられる。



図 3-1-1-23 一律高透水性構造ケースにおける浅部帯水層(Slice1:沖積層)内の地下水位

コンター図



図 3-1-1-24 一律高透水性構造ケースにおける浅部帯水層(Slice1:沖積層)内の地下水位

変化量分布図

ー律低透水性構造ケースでは、母岩に対して透水係数を 1/10 倍に低めたケースと 1.0 ×10⁻¹¹m/sec の極端に低い透水係数を与えたケースの解析結果を以下に記載した。いずれ の解析ケースにおいても浅部帯水層内の地下水面形状にはほとんど変化が生じないことが 示された(図 3-1-1-25 および図 3-1-1-26)。これは、断層破砕帯の透水係数を低下させる場 合には水収支にほとんど変化が生じないため、その結果、浅部帯水層内の地下水面形状に も変化が現われないものと推察された。



図 3-1-1-25 一律低透水性構造ケースにおける浅部帯水層(Slice1:沖積層)内の地下水位

コンター図



図 3-1-1-26 一律低透水性構造ケースにおける浅部帯水層(Slice1:沖積層)内の地下水位

変化量分布図

サンドイッチ構造ケースでは、断層中心部の透水係数を母岩に対し 1/5 倍に低め、周辺 破砕部を母岩に対し 5 倍高めたケースと、同様に中心部を 1/10 倍に低め、周辺破砕部を 10 倍に高めたケースの解析結果を以下に記載した。いずれの解析ケースにおいても浅部 帯水層内の地下水面形状に顕著な変化は認められなかった。また、当該地域のように地下 水の流動方向と断層の走行方向が概ね一致する場合、サンドイッチ構造では一律高透水性 構造とよく類似した傾向を示すことが明らかになった(図 3-1-1-27 および図 3-1-1-28)。



図 3-1-1-27 サンドイッチ構造ケースにおける浅部帯水層(Slice1:沖積層)内の地下水位

コンター図



図 3-1-1-28 サンドイッチ構造ケースにおける浅部帯水層(Slice1:沖積層)内の地下水位

変化量分布図

(6) 入山瀬断層破砕帯が深部地層内の全水頭ポテンシャル分布に及ぼす影響に係る予測 評価結果

前述のように沖積層の下位に埋没する伏在断層の場合,断層破砕帯の透水係数が浅部 帯水層内の地下水面形状に及ぼす影響はごく小さいものと推察された。ここでは,断層破 砕帯が深部地層内の全水頭ポテンシャルに及ぼす影響に係る予測評価結果について整理し た。ベースモデルに対する差分量を全水頭ポテンシャルの変化量とした。

ー律高透水性構造ケースでは、母岩に対して透水係数を 10 倍に高めたケースと 1.0× 10⁻³m/sec の極端に高い透水係数を与えたケースの解析結果を以下に記載した。本境界条 件下では、いずれのケースにおいても断層破砕帯を中心として、その両側でポテンシャル の低下が生じた(図 3-1-1-29 および図 3-1-1-30)。断層破砕帯を高透水性とした場合も、浅 部にくらべて深部地層の全水頭ポテンシャルが高いため、断層破砕帯に沿う上昇流が生じ るものと推察される。ただし、水理基盤層の透水係数は 1.0×10⁻⁸m/sec と低いため、地 下水流動量としてはさほど大きくないことが考えられる。



図 3-1-1-29 一律高透水性構造ケースにおける深部地層(Slice15:水理基盤層)内の

全水頭ポテンシャルコンター図



図 3-1-1-30 一律高透水性構造ケースにおける深部地層(Slice15:水理基盤層)内の 全水頭ポテンシャル変化量分布図

ー律低透水性構造ケースでは,母岩に対し透水係数を1/10倍に低めたケースと1.0× 10⁻¹¹m/secの極端に低い透水係数を与えたケースの解析結果を以下に記載した。本境界条 件下では,いずれのケースも断層西側では全水頭ポテンシャルの上昇,東側では低下が生 じる結果が得られた(図 3-1-1-31 および図 3-1-1-32)。ベースモデルでは断層西側の蒲原丘 陵付近の全水頭ポテンシャルが高く,全体的に断層東側を押しているような分布を示して いたが,断層破砕帯を低透水性とすることで,この全水頭ポテンシャルの押し出しが断層 東部に伝播せず,断層西部の海側に押し出す傾向が強まっていることが読み取れる。これ が原因となり,断層西部では全水頭ポテンシャルの上昇,東部では低下が生じるものと解 釈された。


図 3-1-1-31 一律低透水性構造ケースにおける深部地層(Slice15:水理基盤層)内の

全水頭ポテンシャルコンター図





全水頭ポテンシャル変化量分布

サンドイッチ構造ケースでは、断層中心部の透水係数を母岩に対し 1/5 倍に低め、周辺 破砕部を母岩に対し5倍高めたケースと、同様に中心部を 1/10 倍に低め、周辺破砕部を 10 倍に高めたケースの解析結果を以下に記載した。いずれも一律高透水性構造ケースと 同様に、断層を中心としてその両側で全水頭ポテンシャルの低下が生じる結果となった (図 3-1-1-33 および図 3-1-1-34)。浅部にくらべて深部地層の全水頭ポテンシャルが高いた め、断層破砕帯に沿う上昇流が生じるものと推察される。サンドイッチ構造ケースでは、 一律高透水性構造ケースにくらべて全水頭ポテンシャルの低下量が相対的に小さい傾向が みられた。これは、断層破砕帯(250m 幅)の一部(断層中心部 50m)を低透水性とすること で透水量係数が減少するため、それに応じて影響程度が小さくなるものと解釈された。



図 3-1-1-33 サンドイッチ構造ケースにおける深部地層(Slice15:水理基盤層)内の

全水頭ポテンシャルコンター図



図 3-1-1-34 サンドイッチ構造ケースにおける深部地層(Slice15:水理基盤層)内の

全水頭ポテンシャル変化量分布

(7) 入山瀬断層破砕帯が深部地層内の塩濃度分布に及ぼす影響に係る予測評価結果

断層破砕帯の透水性状が駿河湾沿岸域の塩淡境界形状に及ぼす影響を予測評価するため、塩淡密度流解析によるケーススタディを行った。解析結果は図 3-1-1-35 に示すように沖積層上部(Slice1)、古富士層中部(Slice9)、水理基盤層中部(Slice13)、水理基盤層底部 (Slice15)の4層について塩濃度平面分布状況を整理し、図 3-1-1-36 に示すように入山瀬 断層西側の SKB-2 南北測線、断層東側の SKB-1 南北測線および FGB-1 南北測線の3測線について塩濃度断面分布状況を取り纏めた。



図 3-1-1-35 塩淡密度流解析における塩濃度平面分布の評価対象層模式図



図 3-1-1-36 塩淡密度流解析における塩濃度断面分布の評価対象測線位置図

断層破砕帯の透水性状によって,深部地層(水理基盤層)内の全水頭ポテンシャル分布が 変化するため,それに応じて塩水の侵入状況も異なることが示された。一律高透水性構造 の場合は,深部地層内の入山瀬断層の両側で全水頭ポテンシャルの低下が低下するため, 断層沿いに塩水が侵入しやすくなることが読み取れる(図 3-1-1-38 中段)。その一方で,一 律低透水性構造の場合には,本境界条件下では断層破砕帯の透水係数が低くなるほど,断 層西側では全水頭ポテンシャルが高くなり,東側では低くなる傾向がみられ,断層東西で 塩水侵入パターンに明瞭な差異が生じた。断層西部では陸側からの押し出しが強まるため 塩水がほとんど侵入せず,東側では塩水が内陸まで侵入する結果となった(図 3-1-1-38 右 段)。断層破砕帯の透水係数を母岩に対して1オーダー程度変化させた場合ではこれらの 傾向は小さいが,極端な透水係数を与えた場合(一律高透水性構造では 1.0×10⁻³m/sec, 一律低透水性構造では 1.0×10⁻¹¹m/sec)には塩水侵入状況に顕著な差異が認められた。



図 3-1-1-37 各解析ケースにおける地層毎の塩水侵入状況平面分布図 (その1)



図 3-1-1-38 各解析ケースにおける地層毎の塩水侵入状況平面分布図(その2)



図 3-1-1-39 SKB-2 南北測線における塩濃度断面分布図



図 3-1-1-40 SKB-1 南北測線における塩濃度断面分布図



図 3-1-1-41 FGB-1 南北測線における塩濃度断面分布

3-1-1-6 まとめ

本研究では, 駿河湾沿岸域を対象として,入山瀬断層が当該地域の浅部および深部地 下水環境(とくに,全水頭ポテンシャル分布および塩濃度分布)に及ぼす影響について,既 往現地調査結果に基づき当該地域の地下水流動系の概念モデルを検討したうえで,数値解 析手法を用いて予測評価を行った。本研究成果を以下に記載した。

- 既往一斉測水調査結果に基づくと、入山瀬断層東部において浅部帯水層(主に沖積層~ 新富士層)内に地下水面の低まりが形成されており、富士川河川水の伏没涵養が生じているものと推察された。
- 入山瀬断層東部にみられる地下水面の低まりは、入山瀬断層が形成する堆積盆構造(水 理基盤層の落差 200m)と富士川から供給される高透水性の帯水層(砂礫主体の堆積物)
 が分布し、当該地域に透水量係数の高い地域が形成されることが主な要因と推察された。
- 断層破砕帯の透水性状は浅部帯水層内の地下水面の形状にはさほど影響しないものと 考えられた。
- ・ 断層破砕帯の透水性状は深部地層(水理基盤層)内の全水頭ポテンシャル分布に大きく 影響するため、深部地層内では断層周辺および断層の東西において塩水の侵入状況に 有意な差異がみられる可能性があることが推察された。

引用文献

金折裕司:断層の影響はどこまで及んでいるか,応用地質, Vol. 41, No. 6, pp. 323-

332, 2001_°

静岡県:平成7年度静岡県地域活断層調査業務報告書,1996。

静岡県:平成25年度東部地域地下水脈調査業務委託報告書,2014。

恒石幸正・塩坂邦夫:富士川断層と東海地震,応用地質, Vol. 22, No. 1, pp. 52-66, 1981。

宮川公雄・馬原保典:地下水流動における断層破砕帯影響評価手法-地下水化学的調査の

適用と系統的評価手段の提案-,電力中央研究所報告,研究報告 N04039, 2005。

- YAMAZAKI Haruo : Tectonics of plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan, Bull. Geol. Surv, Japan, Vol. 43(10), pp. 603-657, 1992。
- 吉田英一・大嶋章治・吉村久美子・長友晃夫・西本昌司:断層周辺に発達する割れ目形 態とその特徴-阿寺断層におけるダメージゾーン解析の試み-,応質地質, Vol. 50, No. 1, pp16-28, 2009。

3-1-2 水理地質(水質)

3-1-2-1 緒言

沿岸域は地層処分事業における有力な候補地のひとつである。これまでの研究によ り沿岸域には,現海水と現淡水によって形成される塩淡境界のほかに,地層堆積時に 封入された古海水と最終氷期に涵養された古淡水によって形成された塩淡協会も存在 し,またこの古淡水の帯水層は,海底下まで張り出している可能性も示唆された。ま た淡水領域の基底は,必ずしも地層境界によって規制されているわけでないことも明 らかとなった。

本委託事業である「海域地質環境調査確証技術開発」では、平成19年から24年ま で北海道の幌延町浜里で行われた「沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発」にお いて確認された陸域から海域にいたる地下水流動概念をもとに、各種地下水調査を行 い陸域地下水流動と海域に存在する淡水性地下水との連続性、ならびにその評価手法 の開発・確証を目的としている。これまでの研究により、まず初めに流域全体を対象 とした"広域地下水調査"により流域における水循環システムを把握し、その後、ボ ーリング坑などを用いた"局所地下水調査"を行うことにより、点の情報であるボー リング坑データを面的視点で解釈することが可能であることが明確となっている。本 稿では様々な地球化学データにもとづく富士山流域における広域地下水流動系調査の 結果と沿岸部や断層付近において確認された各種シグナルについて検討を行う。

3-1-2-2 富士山流域における既存研究

(1) 富士山における広域地下水研究の流れ

これまでに数多くの富士山の地下水に関する研究が発表されているが、富士山全域 を対象とした地下水研究は限定されている。巨視的な観点から富士山の地下水を捉え た初めての学術的研究は井上禧之助が 1917 年に発表した「富士四近の水理」である (井上, 1917a。b)。本稿では大正5年9月に行った現地調査のデータをもとに、富士 山周辺の湧水や河川、湖沼に関する水理的特徴を紹介している。富士山周辺の地質と 水理についての初めての包括的な整理は神原(1929)によってなされている。本書では 湧水や河川流量から富士山体の水理構造について推察を行っているが、地下水の流動 に関する記載は乏しい。富士山全域の地下水に着目した研究は蔵田(1948)により行わ れており、本稿では井戸と湧水の位置関係などから山体内部の地下水脈の機構につい て言及しているが帯水層などの概念は入っていない。既往研究の大規模なとりまとめ は蔵田(1966)により行われた。本書では、ボーリングデータを用いた断面図などを用 いて主に富士山の東西麓の帯水層の概念を含めた地下水流動や水温と水質について考 察を行っている。山本(1970)では,これまで定性的にしか議論されてこなかった富士 山の湧水の湧出量と減衰率について数学的なモデルシミュレーションを始めて行っ た。得られた結果は、実測値と比較して妥当なものであり、このことから火山体を貯 水池として扱うことに問題がないことを実証した。神原(1929)以後,行われてこなか った学術的な書籍としてのとりまとめは、「日本の地下水」において志村・佐藤 (1986a, b, c)や宮本(1986)が行っている。本書において筆者たちは、ボーリング柱状 図、地下水面図、及び井戸の取水量などから富士山の東・西・南・北麓における水文 地質図を作成し、各地層における帯水層能(地下水貯留能)を評価した。それ以降で は、山梨県富士山科学研究所(旧山梨県環境研究所)が2007年で発刊した「富士火山」 において土(2007)や安原ほか(2007)が富士山の湧水・地下水についての研究成果を発 表している。本書において著者たちは、山本(1970)と同様に巨大な貯水体としての富 士山における湧水・地下水の湧出機構および涵養標高について言及している。

(2) 一般水質および各種安定同位体比を用いた広域地下水研究

水質や同位体などの化学トレーサーは水循環や地下水の流動系を把握するための重 要な手がかりとなる。富士山の地下水に関する水質研究は、塩水化が激しかった富士 南西麓(岳南地域)に多く見られるが(例えば、池田(1967)や IKEDA(1989))、全域あるい は広域を扱ったものは、井野(1987)、佐藤ほか(1997)、及び鹿園ほか(2014)などが上 げられる。井野(1987)では北麓地域は研究対象に含まれておらず、また水質情報も電 気伝導度(EC)、pH、水温などに限定されている。本研究は、水質情報を直接的に地下 水流動と結び付けた研究ではないが、富士山流域の湧水における過去のデータを知る 上で貴重な資料である。佐藤ほか(1997)は富士山周辺の地下水及び湧水における水質 の空間分布を明らかにし、また主成分分析結果から地下水の流動と水質特性には一定 の関係があることを示したが、一方で水質データのみによる地下水流動系把握の限界 を示している。鹿園ほか(2014)は、湧水の水質と窒素安定同位体を用いて水ー岩石反 応を用いた湧水高度による水質変化、ならびに硝酸性窒素汚染の汚染源の特定を試み た。その結果、標高の低下に伴う陽イオンと H₄SiO₂の増加は水ー岩石反応の進行によ るものと結論付けている。また硝酸性窒素の汚染源についても、茶畑に散布された無 機化学肥料であると結論付けた。

Craig(1961)やDansgaard(1964)などにより,水素・酸素安定同位体比が水循環を把 握する強力なツールとして証明されて以降,1960年後半から日本国内における水文研 究に同位体が徐々に用いられるようになり,早稲田・中井(1983)によって富士山の降 水と南西麓の地下水と湧水の酸素同位体比が初めて測定された。その結果,富士山の 地下水の同位体比は降水量や地下水位の変動にかかわらず,一年を通じてほぼ一定の 値を示すことが明らかとなり,山地に降った雨が降水の同位体比の季節変動を打ち消 す程度の滞留時間を経て地下水として流動していることが明らかとなった。1990年に 入り,同位体測定技術の向上も伴って富士山体や溶岩中の滞留時間を含めた地下水流 動系の把握に各種同位体が用いられるようになった(例えば吉岡ほか(1993);馬原ほか (1993);中井ほか(1995))。水素・酸素安定同位体を用いた富士山全域を対称とした最 新の研究は安原ほか(2007)である。彼らは富士山の全方角の異なる標高の降水を1年 間にわたって,採取し,各方角における降水の同位体比特性を明らかにするととも に,標高別の湧水や風穴水の同位体比から富士山流域における地下水涵養線を求め, 各地域の地下水の涵養標高を算出することで,標高1,100~2,700mの降水が新富士火 山噴出物における地下水の主要な涵養減であることを明らかにした。

(3) 放射性同位体や希ガスを用いた地下水年代研究

地下水の流動系を評価する上で地下水年代は重要な情報となる。地下水年代の測定 には,放射性同位体や希ガスが有効なツールであることが明らかとなっており,富士 山流域においても,これらのツールを用いた地下水年代測定研究が行われている。

Tosaki *et al.* (2011)は、放射性同位体である ³⁶C1 を用いて富士山東南西麓の地下 水の年代を推定した。その結果、富士山流域の地下水年代はおよそ 20~30 年程度と推 定された。この値は、過去に富士山東麓の三島溶岩流中の地下水を対象に、³H 法や ³H/⁴He 法によって行われた馬原ほか(1993)や落合(1994)の値(4~10 年程度)と比較する と、やや大きな値となっているが、吉岡ほか(1993)が ³H により推定した地下水年代(30 年程度)とは一致する。いずれにせよ、早稲田・中井(1983)によって提唱されているよ うに、富士山周辺の地下水が降水の水素・酸素同位体比の季節変動を打ち消す程度の 滞留時間を要していることは確実である。

3-1-2-3 富士山の水文地質

富士山の詳細な水理地質は、蔵田(1966)、志村・佐藤(1986a, b, c)及び宮本(1986)な どにより行われている。富士山(標高 3,776m)は玄武岩質の岩石から構成されており、 周囲を天子山地(西側),御坂山地(北側),丹沢山地(北東側)などの新第三紀の火山噴 出物や堆積岩,ならびに箱根山(南東側)や愛鷹山(南側)などの第四紀の火山噴出物に 囲まれている(図 3-1-2-1)。表 3-1-2-1 は富士山周辺の水理地質をまとめたものであ る。方角により多少の差異はあるが、おおまかには中新世の御坂層群を基盤としてお り、その上に富士山や愛鷹山などの火山が形成されている。富士山は更新世に噴火し た古富士火山と後期更新世から完新世にかけて噴火した新富士火山に分けられる。山 元ほか(2005)が行った放射性炭素年代測定によると古富士/新富士移行時の不整合の 形成は、BC18000年頃とされており、新富士火山では旧期(BC15,000~6,000年頃)、中 期(3,600~1,700 年頃),新期前半(BC1,500~300),及び新期後半(BC300 年以降)の合 計4回の噴火活動が確認されている。古富士火山の噴出物は玄武岩質の火山泥流であ ることから古富士泥流とも呼ばれている。白糸の滝に代表される富士山西麓の湧水の 多くが、古富士泥流と新富士溶岩層の境界から湧出していることから、古富士泥流は 水理的基盤として扱われてきたが(土, 2004),表 3-1-2-1 に示したように古富士泥流 も有効な帯水層であることが明らかになっており、実際の水理的基盤はさらに下位に あると推定される。一方で、古富士やそれより下位の地層(帯水層)を対象とした観測 井は存在しないため、地下水の循環がどの程度の深さまで及んでいるかについては現 在のところ明らかとなっていない。図 3-1-2-2 は, 蔵田(1966)に報告されている富士 山周辺地域における地下水面図である。本図より富士山周辺の地下水は、富士山西麓 では、南西~南方向、登録では南東~南方向へ流動し、駿河湾へ向かっているのがわ かる、また北麓では富士五湖や桂川を通じて北東へと向かう地下水の流れが見てとれ る。



図 3-1-2-1 研究対象地域

表 3-1-2-1 富士山周辺の水理地質

		東富士山麓		
		層 序		帯水層能
第四紀		沖積層		^
		(現河床堆積物や扇状地堆積物など)	unite start	
	完新世	新期火山砂礫層および新期泥流	噴 新 出 宣	0
		新期溶岩類	物士	0
		古期火山砂礫層	火	0
		古期浴岩類	山	0
	単 卒曲	占 品 工 化 流 然 相 十 期 处 龄 水 山 時 山 物		0
	史利巴	相低百朔外粣八山噴山初		0
	鮮新世	麦属山八山"頁山初		
新第三紀	中新世	御坂層		×
		西富士山麓		
		層序		帯水層能
		冲積層		O
		(現四床堆積物や扇状地堆積物など)	- 唐 - 年	6
	完新世	新期火山 砂礫 曽および 新期 泥 流	間富	0
第四紀		新期俗石類	物士	0
		百朔八川砂礫唐	火	0
		古富十泥流	Щ	0
	更新世	受鷹山火山噴出物		0
	~~~	別所礫層の砂礫,		$\wedge$
dar" (etc /	鮮新世	岩淵火山噴出物		 ×
<b>新</b> 第二紀	中新世	御坂層		×
		<u> </u>		世大团化
				帝水層能
第四紀	完新世	177月/6 (現河床堆積物や扇状地堆積物たど)		0
		新期水山砂磁層な上び新期泥法	喑 新	0
		新期次出版	出富	0
		古期火山砂礫層	物士	0
			火山	-
		ローム層		×
	更新世	箱根古期外輪火山噴出物		O
		愛鷹山火山噴出物		△(一部のみ)
新第三紀	鮮新世	岩淵火山噴出物		×
₩1 <b>214 —</b> 374 <b>0</b>	中新世	御坂層		×
		北富十山麓		
		層序		帯水層能
第四紀		沖積層		
	完新世	(現河床堆積物や扇状地堆積物など)		0
		新期火山砂礫上部層および新期溶岩流	噴新	$\odot$
		新期泥流	出富物十	$\times$
		新期火山砂礫下部層	火	0
		古期溶岩類および古期火山砂礫上部層	山	0
				-
		古富士泥流		0
	更新世	古富士泥流 古期火山砂礫下部層		$\triangle$
	更新世	古富士泥流 古期火山砂礫下部層 		0 
新第三紀	更新世 鮮新世 中新世	古富士泥流 古期火山砂礫下部層 		0  



図 3-1-2-2 富士山周辺地域における地下水面図(蔵田, 1967を修正)

3-1-2-4 調査方法

本研究では,富士山流域における広域地下水流動系を把握するため,(独)産業技術総合研究所が「平成25年度沿岸域の地質・活断層断層調査」および「水文環境図(富 士山)」(仮題)で得た地下水サンプルを二次利用し各種地球化学データを取得した。な お,現地測定データ,一般水質,酸素・水素安定同位体比,微量成分元素,ならびに ²²²Rn 濃度については,「平成25年度沿岸域の地質・活断層断層調査報告」における 「沿岸域の水理地質環境(井川ほか,2014)」からの引用である。

(1) 各種同位体および希ガス分析

水試料における各種同位体および希ガス分析は(株)地球科学研究所において行っ た。ストロンチウム安定同位体比(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)については、イオン交換樹脂を用いて分離 した Sr を表面電離型質量分析計(Finnigan MAT 262)を用いて分析した。放射性炭素同 位体(¹⁴C)については、acidify-gas strip方によりサンプル中の DIC を CO₂として回収 し、真空ラインを用いてグラファイトターゲットを作成、その後、加速器質量分析計 (AMS)を用いて測定した。また δ¹³C については安定同位体用質量分析計(IRMS)を用い て測定を行った。希ガス(He, Ar, Ne, Kr, Xe)については、水試料から取り出したガ スから CO₂や CH₄ などを分離した後、四重極質量分析計にて希ガス量を測定し、希ガス から精製した He と希ガス用質量分析計を用いて ³He/⁴He を測定した。

3-1-2-5 結果および考察

## (1) 広域地下水化学特性分布

・一般水質および酸素・水素安定同位体比

図 3-1-2-3~図 3-1-2-7 に調査対象地域における EC, pH, 水温, Cl⁻, 及び δ¹⁸0 の 分布を示す。湧水を含む地下水の EC は相対的には、富士山頂からの距離に比例して大 きくなる傾向を示した。これは流動距離に伴う滞留時間の増加により、湧水・地下水 中の溶存物質の濃度が上昇するためと考えられる。pH については大部分の湧水および 地下水で7.0以上の値を示し、本地域ではアルカリ性の地下水質が支配的であること がわかった。高い pH を持つ地下水や湧水は、富士山東麓の御殿場市の一部や東南麓の 三島市の一部,また愛鷹山南麓において見られた。一部の観測井では飲用基準の8.6 を超える 9.0 以上の非常に高い値をもつ地下水が確認されたが、観測井は通常、井戸 内の水が大きく入れ替わらないことから、その地点の地下水の性状を性格に反映して いないことも考えられるため、本稿では言及しない。水温については、明瞭な分布傾 向を示し、地下水・湧水問わず高標高の地域、すなわち山地ほど低く、低標高地域、 すなわち沿岸域ほど高い値を示した。地下水の水温は地域の年平均気温を反映し、今 回のような分布傾向が見られたと考えられる。Cl-濃度については Ikeda (1989) にお いて塩水化が報告された地域(田子の浦周辺地域)の観測井2本で高い値が見られた が、他の地域ではすべて10mg/L以下の低い値を示した。相対的に海に近い地域ほど高 い値を示した要因は風送塩による影響が大きいためと考えられる。δ¹⁸0 については相 対的に高度効果に伴う値の変化が見て取れた。すなわち高い標高に位置する富士山 北・東・西麓で相対的に軽い同位体比分布が見られ、標高の低い南麓では重い同位体 比分布が見られた。また西南麓から東南麓にかけては、愛鷹山周辺や箱根山山麓で特 に重い同位体比が見られ、結果として柿田川湧水などが位置する三島市付近において 周囲よりも軽い同位体比が分布するような傾向となった。これらの結果は、志村・佐 藤(1986a, b, c)及び宮本(1986)などにより報告されている地下水位から推定される流動 結果と非常に調和的であり、δ¹⁸0が、地下水が供給されている山地を特定するための

有効なツールとなることを示唆している。図 3-1-2-8 に本地域における δ ダイヤグラ ムを示す。本図において水道水源井における同位体比の分布幅(δD:-83~-44‰, δ¹⁸0:-11.9~-7.1‰)は最も小さく,観測井の地下水の分布幅(δD:-83~-32‰, δ¹⁸0:-11.6~-5.1‰)は最も大きかった。C1-濃度の高い観測井を除く水試料の同位体 比は、安原ほか(2007)において報告されている天水線上の付近にプロットされること から、本地域の湧水・地下水は全て現在の降水によって涵養されていることがわか る。水道水源井において、もっとも同位体比の変動幅は小さくなった要因としては、 水道水源井における地下水が複数の帯水層から取水されているためと考えられる。水 道水源井は、恒常的に一定量の取水量を確保するため、マルチスクリーン構造となっ ている。そのため、局所的な流動を持つ地下水と広域の流動系を持つ地下水が井戸の 中で混合するため、同位体比に対する高度効果等の影響が小さくなり、結果として湧 水よりも小さな変動幅となったと考えられる。観測井における大きな変動幅の要因 は、先述したように沿岸部の高いC1-濃度をもつ地下水、すなわち海水浸入の影響を受 けた地下水の存在のためと考えられる。



図 3-1-2-3 富士山流域における EC 分布図



図 3-1-2-4 富士山流域における pH 分布図



図 3-1-2-5 富士山流域における水温分布図



図 3-1-2-6 富士山流域における CI 分布図



図 3-1-2-7 富士山流域における ⁸0 分布図



図 3-1-2-8 富士山流域における ダイアグラム

・微量成分元素およびストロンチウム同位体比

図 3-1-2-9~図 3-1-2-11 に富士山流域におけるバナジウム(V), ホウ素(B) ならびに ストロンチウム安定同位体比(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)の空間分布を示す。図 3-1-2-9 において地下水 および湧水中の V 濃度は、δ¹⁸0 と類似した特徴的な分布を示し、相対的に重い同位体 比を示した愛鷹山周辺や箱根山麓で低い値を示した。富士山周辺の高い V 濃度に関連 する研究報告は Sakai et al. (1997) や輿水ほか(1998) などにより行われている。 Sakai et al. (1997)は関東・中部・東海地域の天然水や水道水のV濃度の変動に着目 し, 玄武岩質の岩石や地層を主体としる富士山麓地域では V 濃度が高く, 花崗岩室の 岩石等の卓越する愛知・岐阜では濃度が極めて小さいことを指摘した。また二酸化ケ イ素に乏しい玄武岩質の岩石や地層でV含有量は著しく多く,二酸化珪素が豊富な花 崗岩類の岩石で V 含有量が低いことも指摘し、地下水中の V 濃度は地域の地質によっ て決まることを明らかにした。また輿水ほか(1998)は、富士山麓地域から甲府盆地や 八ヶ岳地域に至る河川水のV濃度に極端な地域性があることを指摘し、その要因が地 域の岩石における化学成分の相違であることと説明している。これらの結果から、本 地域においてみられた V の特徴は、帯水層を構成する溶岩の違い、すなわち、富士火 砕噴出物と愛鷹山・箱根火山噴出物との違いを反映していると考えられる。またこれ により、地表面では確認できない地下での溶岩の広がりについての情報を得ることも 可能となった。

B濃度もまた V と同様に δ¹⁸0 と類似した特徴的な分布を示した(図 3-1-2-10)。B 濃度は富士山東麓~東南麓では御殿場および三島市で相対的に高い値を示し,富士山 西麓~西南麓にかけては富士川扇状地から田子の裏周辺まで高い値を示した。一般的 に B は V とは反対に二酸化珪素の含有量に比例し,二酸化珪素に乏しい玄武岩では低

いとされている。したがって, B と V は逆相関の関係を示すはずだが,本研究結果では 必ずしもそのようになっていないため,今後,より詳細な検討が必要である。

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr は主に,水一岩石反応により決定され,蒸発や拡散ならびに生物による代 謝などの影響を受けないため,帯水層の識別に有効なトレーサーと考えられる。本地 域のおける ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr の分布を図 3-1-2-11 に示す。富士山の主要帯水層である新富士溶 岩流や古富士泥流,あるいは愛鷹山火山噴出物における ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr の起源が同じため か,本図では,あまり特徴的な分布を示さないが,富士川扇状地で相対的に高い値を 示した。また ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr と V の関係を見ると,地域ごとに特徴的な傾向が見て取れる。 図 3-1-2-12 は今回対象とした 3 つの取水対象井戸が近接する地域のデータのみを抜き 出し,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr と V の関係を示したものである。その結果,水系ごとに特徴的な分布 を示すことがわかり,類似した岩石系の中の流動区分に利用できることが明らかとな った。



図 3-1-2-9 富士山流域における V 分布



図 3-1-2-10 富士山流域における B 分布



図 3-1-2-11 富士山流域における ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 分布



図 3-1-2-12 富士山流域の地下水試料における⁸⁷Sr/⁸⁶SrとVの関係

(2) 地化学パラメータを用いた断層評価研究

断層による地下水流動系への影響を把握することは、地層処分事業において非常に 重要である。本研究地域においても富士山西麓から南西麓にかけて入山瀬断層が存在 しているが、それらが地下水流動に及ぼす影響については現在のところわかっていな い。断層と地下水との関係については、古くから関心がもたれており(脇田、1978)、 とくに地下水の温度や水質などの情報は断層帯の分布と密接に関しているとされてい る。大木ほか(1994)は新潟平野における消雪井の水質と水温を用いて沖積層に覆われ 断層地形の判別が不可能な地域での伏在断層の識別を試みており一定の成果を上げて いる。また斎藤・高田(1994)は断層周辺では²²²Rn などの地殻物質から地下水中に供給 される成分濃度が高くなることを報告している。本地域における入山瀬断層について は、静岡県や国土交通省などにより、大まかな分布は報告されているものの、ボーリ ングや物理探査を用いた精密調査による確認は未だなされておらず, (独)産業技術総 合研究所による「平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査」においても正確な位置の決 定はなされていない。そこで大木ほか(1998)や斎藤・高田(1994)を例として各種地化 学パラメータを用いて伏在断層の傾向を確認したところ、図 3-1-2-13 に示すように、 富士川扇状地、とくに富士川河口部の地下水において周辺の地下水と比べて相対的に 高い水温分布が確認された。河口部では入山瀬断層は1km程度の幅をもつという報告 もあり(伊藤ほか,2014),本地域でみられる高い地下水温が入山瀬断層の分布に起因 する可能性が示唆される。また Anderson (2005)は地下水による熱移動の過程におい て、流出域では地下で温められた地下水が上向きのフラックスをもって上昇するた め、相対的に高い温度になることを報告している。したがって、富士川河口域では塩 淡境界や断層に起因する上向きの上昇流が存在する可能性も示唆される。一方で²²²Rn においては、断層周辺での顕著な濃度上昇は確認されなかった(図 3-1-2-14)。この要
因としては、²²²Rn はガスであるため観測井などでは大気中に発散してしまい水試料中 に保存されていない可能性が示唆される。今後は、定期的に揚水を行っている井戸に おいてサンプリングを行い、正確な²²²Rn 濃度の評価を行う必要がある。



図 3-1-2-13 富士川河口域の水温分布



図 3-1-2-14 富士川河口域の²²²Rn 分布

3-1-2-6 まとめ

本稿では,(独)産業技術総合研究所が「平成25年度沿岸域の地質・活断層断層調 査」および「水文環境図(富士山)」(仮題)で得たデータや地下水サンプルを二次利用 することで各種地球化学データを取得し,それらを用いて地球化学データにもとづく 富士山流域における広域地下水流動系調査の結果と沿岸部や断層付近において確認さ れた各種シグナルについて検討を行なった。その結果,富士山地域における水質や同 位体比のデータ分布は,地下水の流動と非常に調和的であり,また各種同位体比や微 量元素成分を使用することで,地下における地下水の影響範囲の広がりを把握できる ことが明らかとなった。また本調査研究においてボーリングが掘削されている富士川 の河口域において断層あるいは塩淡境界に起因する地下水の上昇流が存在している可 能性が示唆された。今後は、これらの広域地下水流動系の結果をボーリング調査や海 底湧出地下水調査の結果と比較することで、沿岸域における地下水の動きをより正確 に把握していく必要がある。

## 引用文献

井川怜欧・町田 功・小野昌彦・平野智章・丸井敦尚・内田洋平・吉岡真弓・シュレス
タ ガウラブ・クラウディア ハートヴィック・中村康秀・神谷貴文(2014)沿岸域の水理地質環境,牧野雅彦・田中雄一郎(編)「平成25年度沿岸域の地質・活断層調査研究報 告」,(独)産業技術総合研究所 地質調査総合センター,77-98
池田喜代冶(1967)地下水の塩水化についての研究-第2報 塩水化地下水の地球科学的研究,地質調査所月報,18(6)393-411.

伊藤 忍・山口和雄・入谷良平(2014) 富士川河口域における反射法地震探査, 牧野昌 彦・田中裕一郎(編)「平成25年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告」,(独)産業 技術総合研究所 地質調査総合センター, 59-64.

井野盛夫(1987)富士山東南西麓の湧水,日本水文科学会誌,17(2),63-74. 井上禧之助(1917a)富士四近水理(未完),地学雑誌,29,(345)581-594. 井上禧之助(1917b)富士四近水理(承前、完),地学雑誌,29,(346)645-652. 大木靖衛・除 輝竜・河内一男・鈴木幸治・渡部直喜・佐藤 修(1998)新潟県の歴史

被害地震と伏在活断層について,(財)産業地質科学研究所 研究年報,9,21-39. 落合敏郎(1994)東富士の地下水系と地下水流出(II),地下水技術,36(10),1-22. 神原信一郎(1929)富士山の地質と水理,博進館.

- 蔵田延男(1948)開拓地に於ける飲用水及諸用水の研究〔Ⅱ〕,開拓研究,1(2),49-63.
- 蔵田延男(1966)富士山域水理地質図説明書-富士山の地下水・既往の調査成果の水理 地質学的総括-,日本水理地質図,14,1-31.
- 奥水達司・酒井陽一・戸村健児・大下一政(1998)地球環境変化の健康への影響-地球 科学より-、地球環境、2(2)、215-220、1998
- 斎藤正明・高田 茂(1994)立川断層地帯の地下水中²²²Rnの起源, RADIOISOTOPE, 43, 507-514.
- 佐藤芳徳・安池慎治・河野 忠・北川光雄・鈴木裕一・高山茂美(1997) 富士山周辺の 湧水および地下水の水質について,日本水文科学会誌,27(1),17-25.
- 鹿園直建・荒川貴之・中野孝教(2014)富士山南麓の地下水水質,流動と窒素汚染,地 学雑誌,123 (3),323-342.
- 志村 馨・佐藤 昭(1986a)東富士山麓(富士東麓),日本の地下水,347-354.
- 志村 馨・佐藤 昭(1986b)愛鷹山麓,日本の地下水,354-358.

149

- 志村 馨・佐藤 昭(1986c)西富士山麓(富士西麓),日本の地下水,359-366.
- 土 隆一(2004) 富士山の地下水涵養量について、地下水技術、46(6)、1-10.
- 土 隆一(2007) 富士山の地下水・湧水, 富士火山, 375-387.
- 中井信之・菊田直子・土 隆一(1995) 富士山及び周辺の地下水・河川水の安定同位体 組成とその水文学への応用,日本水文科学会誌,25(2)71-81.
- 馬原保典・五十嵐敏文・田中靖治(1993)三島溶岩流内地下水の年代について,地下水 学会誌,35(3),201-215.
- 宮本 昇(1986)北富士山麓(富士北麓),日本の地下水,366-370.
- 安原正也・風早康平・丸井敦尚(2007) 富士山の地下水と涵養プロセスについて, 富士 火山, 389-405.
- 山本荘毅(1970)富士山の水文学的研究-火山体の水文学序説-,地理学評論,43 (5),267-284.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊(2005) 放射性炭素年代測定による富士火山 噴出物の再編年,火山, 50(2) 53-70.
- 吉岡龍馬・北岡豪一・小泉尚嗣(1993) 同位体組成から推定される地下水の流動系について-三島市及びその周辺地域を例にして-,地下水学会誌,35(4)271-285.
- 脇田 宏(1978)地下水の水位,化学組成変化,浅田敏編「地震予知の方法」,東京大学 出版会,146-166.
- 早稲田 周・中井信之(1983)中部日本・東北日本における天然水の同位体組成,地球 科学,17,83-91.
- Anderson, M., (2005) Heat as a ground water tracer. Groundwater 43 (6), 951-968.

Craig, H (1961) Isotopic variations in meteoric waters., Science, 133, 1702-1703.

Dansgaard, W. (1964) Stable isotopes in precipitation . : Tellus, 16, 436-468.

Ikeda Kiyoji (1989) Chemical evolution of groundwater quality in the southern foot of Mount Fuji, Bulletin of the Geological Survey of Japan,40(7),331-404.

- Sakai.Y, K.Ohshita, S.Koshimizu, and K.Tomura, (1997) Geochemical study of trace vanadium in water by preconcentrational neutron activation analydis. J.Radioanal. Nucl. Chem. 216, 203-212.
- Tosaki Yuki Norio Tase Kimikazu Sasa Tsutomu Takahashi Yasuo Nagashima (2011) Estimation of Groundwater Residence Time Using the ³⁶Cl Bomb Pulse, GROUND WATER, 49 (6) 891-902.

# 3-2 超長期地下水流動解析(駿河湾沿岸域における滞留性地下水 分布域に関する解析)

2-3-1 緒言

(1) 概要

我が国では、これまでの原子力発電の利用に伴って既に放射性廃棄物が発生しており、 その処理処分対策を着実に進める必要がある。高レベル放射性廃棄物の地層処分に係る研 究開発については、国、研究開発機関等が、それぞれの役割分担を踏まえつつ、密接な連 携の下で、基盤研究開発を着実に進めていくことが重要である。

高レベル放射性廃棄物等の地層処分においては,天然の岩盤(天然バリア)と人工的な バリア(人工バリア)から構築される多重バリアシステムによる長期的な安全確保が要求 される。この処分システムの成立性や安全性に係る信頼性を一層高めていくためには,天 然バリアである深部地質環境の状況把握と将来変化に係る調査評価技術の信頼性向上が重 要である。

これらを踏まえ、本研究では、特に沿岸域領域での調査評価技術に着目して、沿岸域海 底下の特徴的な地質環境の調査評価手法の高度化開発を行うことを目的とし、海底下深部 の地質構造や地下水等の状況やその長期的な変遷を評価するための流動解析を実施するこ とで、沿岸域周辺の地下水環境の推定や掘削適地の評価を行った。

静岡県富士市周辺を対象とし,水理地質構造モデルの構築とともに,同地域における海 水準変動を考慮した長期地下水流動解析を実施した。さらに,長期地下水流動解析より得 られる非定常流速場に則った粒子追跡解析を実施し,駿河湾沿岸域における地下水の流動 経路および流動時間から滞留性地下水の分布域を推定する。また,本解析結果の妥当性を 検討するために現地調査データとの比較検討を行う。

## (2) 研究の内容

### ・水理モデルの構築

駿河湾の沿岸域に分布する完新世の地質構造,古富士泥流層の分布域および物性につい て,特に富士川河口域の地質構造について着目し文献調査を行い,過年度の業務で構築さ れた静岡県の地質構造モデルにこれらの成果を反映することによって,水理地質構造モデ ルを構築した。

水理地質構造モデルの構築および解析の対象領域については本業務の検討対象である 駿河湾沿岸域の地下水流動を把握するため,富士川河口域,愛鷹山,富士山を包括する約 50 km四方を範囲とし,分水界が解析対象領域の境界位置となるように決定した。なお, 海域についても同様に決定した。なお,解析に用いた3次元格子モデルについては格子数 を100万~150万程度となる範囲で領域を分割した。

・実測地下水位のキャリブレーションによるパラメータ、解析条件の設定

解析モデルの信頼性の向上を目的に,新富士層を考慮した格子モデルを用いて塩水洗い 出し解析を行い,地下水位の現地データのキャリブレーションにより透水係数や境界条件 を更新する。

なお,塩水洗い出し解析では解析対象となる全領域が定常状態になるまで繰り返し解析 を実施するが,本モデルではより現実的な現状の淡塩漸移帯を再現するために,陸化後の 経過時間や富士山の形成過程を考慮して計算期間を設けた。

・海水準変動を考慮した長期地下水流動解析

海水準変動を考慮した長期地下水流動解析では,解析期間は古富士火山時代の現在から 10万年前を開始時期とし,次の最海進時までの11万年後を終了時期とし,計約21万年と した。 また,解析をより現実的な条件で行うため,本業務では解析結果へ及ぼす影響が大きい 地域の効果に着目して設定をおこなう。具体的には過去を対象とした解析では,解析開始 から9万年間は地質構造から新富士層を除外したモデルを用いて解析を行う。1万年前の 新富士層形成後は,新富士層を追加したモデルに更新し,それまでの解析結果を初期条件 としてその後の解析を実施する。また,古富士泥流層や古富士表層などの低透水層の分布 については,地層の堆積した時代や,成立ちを考慮して適切な時期に反映することとした。 なお,解析対象期間が現在から11万年後では地形は大きく変化しないものと仮定した。断 層については地質の不連続性をモデル化し,断層内の透水係数については考慮しないもの とした。

本解析における支配方程式は,水,空気の質量保存則,移流分散方程式とし,これらを 強連成で解くことで気液2相を考慮した密度流解析とした。

・粒子追跡解析による滞流性地下水分布域の推定と流動場の変化が与える影響

長期地下水流動解析で得られた解析結果より,非定常流速場における粒子追跡解析およ び,定常流速場における粒子追跡解析を実施する。粒子初期配置については,沿岸域周辺 の深度-300m,-500mの位置に,着目する対象領域に均一に分布するように粒子を配置した。 非定常流速場から得られた流跡線から,滞留性地下水の分布域を推定する。また,定常 流速場から得られた流跡線と比較することで,海水準変動や長期の地形地質構造の変換に よって流速場が変化することで地下水の流動経路や移行時間への影響について検討した。

2-3-2 水理地質構造もデルの構築

駿河湾周辺の地質構造モデルを構築するにあたり,表-1に示す文献を参考に10区分の 水理質構造に分類した。分類した地質区分を表-2 10区分した水理地質構造に示す。富士山 の内部構造については文献1を基本とした日本工営による地質解釈を参考に作成した。ま た,古富士火山噴出物(溶岩類)と古富士泥流堆積物の境界面,浅部に分布する表土・新 規火山灰や沖積砂礫等については文献や地形を参考に一部見直し,更新した。なお,地形 データについては DEM データや海底地形図を用いた。地質構造の更新内容等について次節 に示す。

文献	タイトル
1	津屋弘達(1968):富士火山地質図(5万分の1),地質調査所
2	静岡県地震対策課(1984):静岡県地質断面図,地震対策資料, No.27-1984
3	下川浩一ら(1996):富士川断層系の活動履歴及び活動性調査,平成7年度活断
	層研究調查概要報告書,工業技術院地質調查所,地質調查所研究資料集,
	No.259, 73 - 80
4	産業技術総合研究所(2007):富士川河口断層帯の活動性および活動履歴調査
	「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-4,
	33p
5	柴正博(1991):南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造・静岡県清水市およ
	び庵原郡地域の地質・地団研専報, 40, 1-98

## 表 -1 地質構造モデルの作成に用いた文献一覧

番号	名 称
1	表土・新規火山灰
2	沖積砂礫
3	泥流・火山泥流堆積物

表 -2 10区分した水理地質構造

4	新富士火山噴出物						
5	古富士泥流堆積物						
6	古富士火山噴出物						
7	古御岳火山噴出物						
8	愛鷹火山噴出物						
9	下部更新統 (砂礫・火山岩類)						
10	水理基盤岩(新第三紀堆積岩)						

(1) 表土、新規火山灰および沖積層(完新統堆積物)

本解析では,降雨量から涵養量を解析的に与えるために表土・新規火山灰層を領域全域に与えた。厚さ は一律1mとした。

海岸平野の沖積層基底面について,沼津市付近は,文献2を参考に作成した。富士市 の富士川断層入山瀬断層より東側については,文献3に示されたボーリングデータ雁堤 付近によって決定した。また,文献1に示されていない,富士川沿いの沖積層砂礫の分 布は,地形から判断して追加した。

海岸平野部以外の沖積層の厚さは 10 m とした。文献 3 および文献 4 に示された断面図 では 20 m~30 m の厚さがあるが,解析結果に大きな影響を与えないと考えられるた め,その情報は反映していない。

(2) 泥流、火山泥流堆積物および新富士火山堆積物

新富士火山体を覆う泥流堆積物の厚さは 20m とした。また,新富士噴出物溶岩が,富 士市の海岸付近に達していないことは,文献 3 に示されたボーリングデータにからも確 認できた。

富士宮市の富士川断層安居山断層東側の新富士噴出物とその下位の古富士泥流の境界 面は,文献3の青木地点,および文献4の青見南地点の断面図を参照に修正した。

(3) 古富士泥流堆積物

富士宮市の富士川断層安居山断層東側における,古富士泥流の基底面は,文献3に示さ れた青木地点のボーリングデータを参照に修正した。富士川断層大宮断層,安居山断層西 側,富士川および芝川に挟まれた丘陵地帯の古富士泥流の基底面標高については,文献3 の山本地点のトレンチのスケッチ,および文献4の青見南地点の断面図を参照に修正した。

(4) 下部更新統および水理基盤(新第三紀堆積岩類)

更新世堆積層・火山岩類の地表における分布(主に入山山層と富士川に挟まれた範 囲)と、厚さについては文献5を参照して決定した。ただし、厚さについては基底面標高 が確認できなかったため、図から読み取れる最小の厚さ1,000 mとした。また、富士火山 体、古富士火山体、古御岳火山体等に覆われた更新世堆積層・火山岩類の分布域について は、新第三紀堆積岩類との境界を鉛直方向とした。その厚さについては情報がないため、 文献5を参照して決定した。

(4) 各地層の基盤面等高線図と分布域

地質構造モデルを構築するにあたり,設定した各地層の基底面等高線図を~図-8 に示す。

157



図 -1 沖積砂礫基底面等高線図

*水色で着色した範囲が、沖積砂礫層分布域。

- *赤線が,設定した基底面標高の等高線。
- *基底面標高が設定されていない範囲,および海底が設定基底面標高+10 m より浅い範囲 は、沖積層の厚さを一律 10 m とした。



図 -2 泥流・火山泥流堆積物の分布範囲

*黄土色で着色した範囲が,泥流・火山泥流堆積物の分布域。

*泥流の厚さは一律 20 m とした。



図 −3 新富士火山噴出物基底面等高線図

*赤線が,設定した基底面標高。

*海岸平野では,沖積砂礫の基底面で制限されるため,新富士火山噴出物は分布していない。



図 -4 古富士泥流堆積物基底面等高線図

*赤線が、富士川断層西側丘陵部の古富士泥流堆積物の基底面標高。この等高線が地表より低い範囲に古富士泥流堆積物が分布する。

*青線が古富士火山の火山噴出物(下位)と泥流堆積物の境界等高線。この等高線が,新 富士火山等高線より下で,古富士火山噴出物基底面等高線より上にある範囲にのみ適用 する。



図 -5 古富士火山噴出物 (火山噴出物・泥流堆積物)の基底面等高線図

*赤線が、古富士火山噴出物・泥流堆積物の基底面標高。この等高線が地表面、海底、もしくは上位地層の基底面より低い範囲に、古富士火山噴出物が分布する。
*駿河湾の沖合は水深が深いため、分布はしていない。



図 -6 古御岳火山噴出物の基底面等高線図

*赤線が、古御岳火山噴出物の基底面標高。この等高線が地表面、もしくは上位地層(新 富士・古富士火山噴出物)の基底面より低い範囲に、古御岳火山噴出物が分布する。



図 -7 愛鷹火山噴出物の基底面等高線図

*赤線が、愛鷹火山噴出物の基底面標高。この等高線が地表面、海底、もしくは上位地層 (新富士・古富士火山噴出物)の基底面より低い範囲に、愛鷹火山噴出物が分布する。



図 -8 下部更新統(砂礫・火山岩類)の基底面等高線図

*赤線が、BS3(下部更新統)の基底面標高。この等高線が地表面,海底,もしくは上位 地層(古富士火山・愛鷹火山噴出物等)の基底面より低い範囲に,BS3(下部更新統) が分布する。駿河湾の沖合は水深が深く,分布はしていない。 *陸上部の分布範囲は,富士火山地質図の断面図などより作成。基底面標高に関する既存 データは入手できなかったため,富士川断層西側では陸上部の庵原層群に関する文献よ り想定,断層東側は最大厚さ1000m程度を目安に基底面を設定した。

2-3-3 実測地下水位のキャリブレーションによるパラメータ、解析条件の設定

(1) 解析プログラム

・対象流体系

沿岸域の陸域・海域の連続的な地下水流動を適切に捉えることが重要である。沿岸域で は、海水と淡水の密度差により、地下深部において、密度の小さい淡水の下方に密度の大 きい海水が潜り込む密度流が発生し、塩淡漸移帯を形成する。海水と淡水の密度差は主に 海水中の塩分によるものであり、淡水と海水が接触する塩淡漸移帯では、海水中の塩分が 淡水中に拡散し海水と淡水が混在する。また、地表面付近においては、地下水面の上方に 不飽和帯が発達し、地下水と土壌中の空気が相互に流れる状態となる。そこで本検討では、 対象とする流体システムを水・空気の2相流とし、それに加え地下水中の塩分を追跡する ことにより海水・淡水の密度流を考慮することとした。

### ・支配方程式

以下に水,空気,塩分濃度を対象とした支配方程式を示す。各式は,それぞれ標準状態での水,空気,塩分に関する質量収支式を表す。

(エラー! 指定

(水) 
$$\nabla \cdot \left( \rho_w \frac{Kkr_w}{\mu_w B_w} \nabla \Psi_w \right) - \rho_w q_w = \frac{\partial}{\partial t} \left( \rho_w \phi \frac{S_w}{B_w} \right)$$
 したスタイル  
は使われてい

ません。.1)

(空気)  $\nabla \cdot \left( \rho_s \frac{Kkr_s}{\mu_s B_s} \nabla \Psi_s \right) - \rho_s q_s = \frac{\partial}{\partial t} \left( \rho_s \phi \frac{S_s}{B_s} \right)$ (空気)  $\nabla \cdot \left( \frac{\kappa kr_s R_s}{\mu_s B_s} \nabla \Psi_s \right) + \nabla \cdot D_p \nabla R_s + f_s = \frac{\partial}{\partial t} \left( \phi \frac{S_s R_s}{B_s} \right)$ (塩分)  $\nabla \cdot \left( \frac{\kappa kr_s R_s}{\mu_s B_s} \nabla \Psi_s \right) + \nabla \cdot D_p \nabla R_s + f_s = \frac{\partial}{\partial t} \left( \phi \frac{S_s R_s}{B_s} \right)$ itebration itebra

ここに、添え字 p は水相および空気相を示し、水(w)、空気(g)に関する諸量であることを表わし、各変数を以下に示す。

- K : 絶対浸透率 [m²]
- k_m: P相の相対浸透率[-]
- $\mu_p$  : P相の粘性係数 [Pa·s]
- **B**_p : P相の容積係数 [-]
- $\Psi_p$ : P相の流体ポテンシャル [Pa]
- $\rho_p$  : P相の密度 [kg/m³]
- *q_p*: 単位体積当たりの*P*相の生産圧入速度 [m³/m³/s]
- S_p: P相の飽和度[-]
- Rs: : 溶存物質の単位体積当たりの地下水体積に対する溶存比 [m³/m³]

*D*_p : 拡散係数 [m²/s]

*f*s : 吸着・脱離による物質の相間移動量 [m³/m³/s]

また, 拡散係数 Dpは, 3 次元方向成分のそれぞれについて次式に従う。

ここで、 $D_m$ は分子拡散係数 (m²/s)、 $\alpha_L$ は縦分散長(m)、 $\alpha_T$ は横分散長(m)、 $\tau$ は屈曲度 (·)である。

単位体積当たりの地下水に対する塩分の体積比 *R*sと塩分濃度 *C*s(mg/0)との関係は以下のように書ける。

$$C_{s} = \frac{R_{s}\rho_{s}}{1+\alpha R_{s}} \times 10^{6}$$
(エラー! 指定したス  
タイルは使われてい

#### ません。.8)

(エラー! 指定したス

ここで $\rho_s$ 塩分密度 (g/cm3),  $\alpha$ は固体塩分が水に溶解した際の塩分の体積減率を示す。 $V_s$ を固体塩分の体積(m³),  $V_{sol}$ を溶液の体積(m³),  $V_w$ を水の体積(m³)とすると,  $\alpha$ は以下のように書ける。

 $\alpha = \frac{V_{sol} - V_w}{V_s}$ タイルは使われてい
ません。.9)

以上の基本方程式を数値的に解くことで,任意の時刻,地点における圧力,水飽和度,塩分濃度を得る ことができる。

・使用コード

汎用地圏流体シミュレータ GETFLOWS を用いた。本コードは、空間離散化に積分型有限差 分法(IFDM)を採用し、コーナーポイント型差分格子を用いることにより、柔軟な空間表現 が可能となっている。また、時間差分については完全陰的に取り扱う。陰解法のため、線 形マトリックスソルバーが搭載され、その前処理に Nested Factorization (NF)を採用し共 役残差法(Orthomin)を用いている。本解析コードは、接続する各格子間の流量と格子内の 物質収支を完全に満たす解を得ることが特徴である。また、大容量計算を高速処理するた め、非線形反復過程の中で収斂した格子をソルバーから自動的に除外する逐次陽化処理や 領域分割法によるスカラー並列計算手法を採用し、実用規模の3次元問題をより効率的に 解くことを可能とする。 (2)解析に用いるパラメータの収集

・各水理地質における透水係数および有効間隙率

図 3-1 に解析に用いた透水係数および有効間隙率を示す。これらの値は昨年度までの検 討事例を参考に決定した。今年度より追加した「表土・新期火山灰」については、土壌に 関する文献,過去の解析実績等から設定した。また、火山噴出物は溶岩と火山砕屑岩が成 層火山を形成しており、古富士泥流は、全体に難透水性であるが礫質部を挟在している。 下部更新統は泥質部を挟む成層した礫層、及び火屑岩と溶岩の互層となっている。これら 地質の不均質性を再現するために透水係数の異方性を「新富士火山噴出物」、「古富士泥流 堆積物」、「古富士火山噴出物」、「古御岳火山噴出物」、「愛鷹火山噴出物」、「箱根火山噴出 物」、「下部更新統」に設定した。

	水理定数 初期設定値				
水理地質構造	透水係数 kh	異方性 kv/kh	有効間隙率		
	(m/s)				
表土・新期火山灰	・新期火山灰 1E-4 1		0.4		
沖積砂礫	3.4E-5	1	0.2		
泥流・火山泥流堆積		1	0.2		
物	3.4E-9	1			
新富士火山噴出物	1E-4	1/10	0.2		
古富士泥流堆積物	流堆積物 1E-7 1/10		0.1		
古富士火山噴出物 1E-5		1/10	0.15		
古御岳火山噴出物	1E-6	1/10	0.15		
愛鷹火山噴出物	1E-6	1/10	0.15		
箱根火山噴出物 1E-6		1/10	0.15		
下部更新統	3E-7	1/10	0.15		
水理基盤	1E-8	1	0.05		

## 図 3-1 解析に用いた透水係数および有効間隙率の初期設定

·不飽和浸透特性

解析に用いた飽和・不飽和浸透特性を図 -9 に示す。飽和・不飽和浸透特性には, vanGenuchten(1980)モデル¹⁾を採用し, van Genuchtenパラメータとして,既往の文献²⁾よ り*n* =1.629, ・ =5.75 [m⁻¹]とした。



¹⁾ 登坂(2006) : 地圏水循環の数理, p185, 東京大学出版会

 ²⁾ 地盤工学会(2002):地盤工学・実務シリーズ15「土壌・地下水汚染の調査・予測・ 対策」,p.103,地盤工学会

(3) 海水の物性値

海水の塩分濃度は、日本近海の表面塩分³⁾を参考に平均的な値として 35 PSU とした。 PSU とは「実用塩分 1978」と呼ばれ単位はなく、海水 1 kg 中に含まれる固形物質を *g* で表した物に相当する。海水中に含まれる固形物質が全て塩分であると仮定した場合、一 般的な海水の密度 1.025 (g/cm³)から、海水の塩分濃度 *C*_sは 35,875(mg/0)となる。

海水 1kg をリットルになおすと、1000 (g)/1.025(g/cm³) = 975.6(cm³) = 0.9756 (0)

また,塩分濃度 35 PSU の海水において塩分が水に溶解した場合の固体体積からの体積 減率 α[-]と単位体積当たりの地下水に対する塩分の体積比 R_sは塩分の固体密度ρ_sを 2.17(g/cm³) ⁴としたとき式(エラー! 指定したスタイルは使われていません。.8)及び式(エ ラー! 指定したスタイルは使われていません。.9)よりα=0.658[-], R_s=1.67×10⁻ ²(m³/m³)となる(図 -10 参照)。

本解析では、単位体積当たりの地下水に対する塩分の体積比 R_sを目的変数とし、式(エ ラー! 指定したスタイルは使われていません。.8)より塩分濃度 C_sに変換し出力した。

海水の体積  $V_{sol} = M_{sw} \rho_{sw} = 1000(g)/1.025(g/cm^3) = 975.6 (cm^3)$ 水の体積は、 $V_w = (M_{sw} - M_s)/\rho_w = (1000(g) \cdot 35(g))/1(g/cm^3) = 965 (cm^3)$ 塩の体積は、 $V_s = M_s \rho_s = 35(g)/2.17(g/cm^3) = 16.13 (cm^3)$ より  $\alpha = \frac{V_{sol} - V_w}{V_c} = \frac{975.6 - 965}{16.13} = 0.657$ [-]

式(エラー! 指定したスタイルは使われていません。.8)を変形する。  $R_{s} = \frac{C_{s}}{\rho_{s} - C_{s}\alpha} = \frac{35,875(\text{mg}/\ell)}{2.17 \times 10^{6}(\text{mg}/\ell) - 35,875(\text{mg}/\ell) \times 0.657(-)} = 1.67 \times 10^{-2} (\text{m}^{3}/\text{m}^{3})$ 

³⁾ 理科年表平成 16 年版 p.610

⁴⁾ 理科年表平成 16 年版 p.370 「食塩」の密度



## 図 -10 塩分濃度 35PSU の海水の体積濃度 (Rs) 及び体積減率 (α) の定義

·解析手順

原位置データは、浅部で計測されたものが多いことから同定解析では、原位置データが 存在しうる範囲が定常状態になるまで、塩水洗い出し解析を実施し原位置データとの比較 を行った。比較する値については原位置データの計測位置に最も近い格子の値を用いた。

(4) 解析条件

·涵養量

陸域地表には、降雨量=涵養量とし、境界条件として設定した。本解析では表土層を 設定することで解析上、涵養量を計算することとした。



図 エラー! 指定したスタイルは使われていません。-11 静岡平野を包含する領域

の平年雨量データ

·海水位条件

洗い出し解析における海水位条件は,現在の海岸線より海域の海底面に対して,水深× 塩水密度から計算される水圧を固定条件として作用させた。また,海底面は濃度固定条件 とした。

·塩水濃度分布

初期条件として,解析対象領域全域に対し,間隙水中の塩分濃度を海水と同じ値(35,000 ppm)に設定した。また,地表面の降雨設定面は淡水の塩分濃度を 0.0 ppm として設定した。

· 側面,底面境界

解析領域側面と底面については、不透水境界とした。

(5) 実測地下水位のキャリブレーション結果

計測された地下水位および,富士山体の地下水位コンターを対象にして,同定解析を 行った。解析モデルの初期設定水理物性では,地下水位が高めに解析されたため,新富士 火山噴出物などの透水係数を大きくすることと,透水係数に異方性を持たせることで,地 下水位を下げた。同定前と同定後の透水係数を表に示す。

では、初期設定値では、富士山の高標高部で、既往の地下水位コンターに比べ、かな り高い地下水位が計算されたが、同定後は、標高 500 m以下はおおよそコンターに一致し た計算結果となった。(参照)

富士山の中標高部から山麓における,同定後の計算地下水位は,おおよそ古富士泥流 の上面(新富士火山噴出物の基底面)に沿っている。地下水位の計算結果が,標高 500 m 付近で頭打ちとなっている(参照)のは水理構造,即ち富士山中心部における古富士泥流 の欠如(古富士火山噴出物は分布する)によるものとみられる。

では、地下水位の標高が400mを超えるような観測データは、同定によって改善し、 満足できるものとなっている。地下水位の標高20m以下の平野部では、多少の改善が見 られるが、まだ計算結果は観測結果より最大で8m程度高くなっている。これは、平野部 の詳細な地形と河川の水位が正確にモデルに組み込まれていないことと、工業地帯の揚水 の影響を考慮していないことの結果と考えられる。

からも、同定によって全体に地下水位の再現性が高まっていることを見ることができる。

178

	記号	水理定数 定前	設定値(同 前)	水理定数	牧 設定値(『	司定後)
水理地質モデル	色調	透水係数	有効間隙率	透水係数	異方性	有効間隙率
		kh (m/s)		kh (m/s)	kv/kh	
表土・新期火山灰	TS	1.00E-04	0.4	1.00E-04	1	0.4
沖積砂礫	А	3.40E-05	0.2	1.00E-04	1	0.2
泥流・火山泥流堆積物	MF	3.40E-05	0.2	3.40E-05	1	0.2
新富士火山噴出物	FV	1.00E-04	0.2	1.00E-03	1月10日	0.2
古富士泥流堆積物	OLFM	1.00E-07	0.1	1.00E-06	1/100	0.1
古富士火山噴出物	OLFV	1.00E-05	0.15	1.00E-04	1月10日	0.15
古御岳火山噴出物	KOM	1.00E-06	0.15	1.00E-06	1月10日	0.15
愛鷹火山噴出物	ASH	1.00E-06	0.15	1.00E-06	1月10日	0.15
下部更新統(礫層・火山 岩類)	BS3	3.00E-07	0.15	1.00E-06	1月10日	0.15
水理基盤	BS	1.00E-08	0.05	1.00E-08	1	0.05
※赤字が設定値変更箇所						

表 3-1 同定前後の水理定数

同定前



図 エラー! 指定したスタイルは使われていません。-12 同定前後の既往地下水位 コンターと計算地下水位の比較(同定前)
同定後



図 エラー! 指定したスタイルは使われていません。-13 同定前後の既往地下水位 コンターと計算地下水位の比較(同定後)

### 3-3 ボーリング調査

3-3-1 緒言

高レベル放射性廃棄物の地層処分においては,多重バリアシステムによって長期的な安 全確保がなされる。この処分システムの成立性や安全性に関わる信頼性をより一層高める ためには,天然バリアである地下深部の地質環境の状況把握と将来変化に関わる調査・評 価技術の信頼性向上が重要である。沿岸域には,核種の移行経路となりうる塩淡境界や伏 在断層などの沿岸域に特徴的な地質環境が存在する。しかし,沿岸域において地下深部に 及ぶ地質環境の詳細を明らかとした調査・研究の事例は少なく,調査・評価手法の高度化 開発,地下水環境の把握に関わる研究が続けられている(例えば,産業技術総合研究所, 2012)。

本報では、富士川河口の両岸において実施した掘削調査の結果を報告する。富士川河口 域には、富士川断層帯と呼ばれる活断層帯が分布し複雑な地質状況が想定される。昨年度 の調査の結果から、海底地下水湧出の分布は富士川を境に差異があることが示唆され(産 業技術総合研究所,2014)、富士川河口の両岸において地下水の動態が異なることが考え られた。そのため、昨年度から海上掘削技術の開発を目的として計画してきた富士川右岸 の掘削地に加えて、富士川左岸においても調査掘削を行い、両地区を比較することで沿岸 域海底下における地下水環境の理解を深めることとした。各地区における掘削調査の主な 目的は下記のとおりとした。

- ・富士川右岸の掘削地(以下,富士川右岸地区)
- 沿岸域海底下の地下水環境の把握に関わる自然科学情報の取得,海上掘削技術の開発 (脱塩海水を用いた掘削等の適用性の把握)
- ・富士川左岸の掘削地(以下,富士川左岸地区)
   沿岸域海底下の地下水環境の把握に関わる自然科学情報の取得,地下水観測孔の設置
- 3-3-2 調査の方法
  - (1) 掘削
  - 1) 掘削地の概要

掘削地の位置を図 3-3-1 に示す。

富士川右岸地区は,静岡県静岡市清水区蒲原地内,汀線から約50m内陸に入った海岸 に位置する。富士川右岸地区は,風・波浪が作業工程に及ぼす影響が大きい箇所であり, 台風時には隣接する高潮堤防の頂部(標高15m程度)付近まで波が達する気象条件にあ る。富士川右岸地区および周辺の地下地質は,富士川扇状地を構成する砂礫を主体とした 堆積物(富士川砂礫層)が厚く分布し,その下位に蒲原丘陵に露出する安山岩質火山噴出物からなる第四系の岩淵累層の分布することが想定される(例えば,柴ほか,1990)。ただし,富士川右岸地区の西側の海岸で実施されたボーリング調査(深度110m程度)によると,砂礫・砂・粘土からなる堆積物が厚さ100m以上にわたり堆積しており(図3-3-2:恒石ほか,1982),岩淵累層の上限深度は確認されていない。

富士川左岸地区は,静岡県富士市五貫島地内,汀線から約350m内陸に位置する。富士 川左岸地区は,高潮堤防の提内にあり,波浪が作業工程に及ぶ影響はほとんどない箇所で ある。富士川左岸地区および周辺の地下地質は,砂礫を主体とした堆積物(富士川砂礫 層)が厚く分布し,その下位に富士山や愛鷹山を供給源とする火山噴出物(溶岩,泥流堆 積物など)が分布するとされる(図3-3-3:村下,1982)。



183



図 3-3-2 富士川右岸地区および周辺の地下地質の概要(恒石ほか, 1982) 地質断面図における記号は、Um:沖積層最上部層、U:沖積層上部層、L:沖積層下部 層、B:基盤を示す。





図 3-3-3 富士川左岸地区および周辺における地下地質の概要(村下, 1982) 地質断面図における記号は、①:富士川砂礫層(砂礫・粘土)、②:富士火山噴出物 (溶岩)、③:火山灰質泥層、④:古富士泥流堆積物(火山砂礫・火山灰)、⑤愛鷹火山噴 出物を示す。

2) コア掘削, ノンコア掘削, 拡孔掘削

①ケーシングプログラム

ケーシングプログラムを図 3-3-4~3-3-5 に、主要な資機材の一覧を表 3-3-1 に示す。

掘削地には未固結の砂礫を主体とした堆積物が厚く分布する。掘削においては,コア 採取率の向上,水理試験の実施と連続的な孔内物理検層データを取得するために裸孔状態 での孔壁の安定性の確保,掘削作業を遅延なく完了することが課題に挙げられた。本報で は、これらの課題に対して、下記に示すとおり掘削を目的の異なる2孔に分割して地質状 況や物理検層の実施に適した工法による掘削を計画した。

· 富士川右岸地区

- SKB-1 孔(深度 180m): HQ ワイヤーライン工法(以下, HQ-WL 工法)による比較 的固結した堆積物・岩淵累層のコアリング(深度 120~180m),連続した孔内物理 検層データの取得(深度 0~180m)
- SKB-1'孔(深度120m): 普通工法による未固結の砂礫を主体とした堆積物のコアリ ング(深度0~120m)

富士川左岸地区

FGB-1 孔(深度 160m): HQ-WL 工法による富士火山噴出物のコアリング(深度 120 ~160m),連続した孔内物理検層データの取得(深度 0~160m),観測孔仕上げ
 FGB-1'孔(深度 120m):普通工法による未固結の砂礫を主体とした堆積物のコアリ

ング(深度 0~120m)

普通工法は、ボーリングロッドと孔壁との間隔が広く、コアの流失を抑制するために 送水圧を小さくして掘削することが可能な工法である。WL工法は、岩盤を対象とした工 法であり、掘削中にボーリングロッドを揚管せずにウィンチを用いてコアの収納されたイ ンナーチューブを回収する工法であるため、普通工法と比較して掘進速度が大きい特徴を 有する。また、WL工法は、孔壁の保持に適した泥水を使用可能なトリコンビットを使用 した掘削と併用して行われることが多く、他の工法に比較して裸孔での孔壁の保孔性が高 い。

なお、富士川右岸地区では、未固結の砂礫を主体とした堆積物の下限深度が不明であったものの、砂や粘土が富士川左岸地区に比べて厚く分布することが想定された。粘土などは深度の増加とともに圧密によって固結度が増すため、越谷ほか(2012)で開発した掘削ツールスの適用が期待されたため、当初はSKB-1'(深度100m)、SKB-1(深度180m)の2孔の掘削を計画した。しかし、実際の地質状況と富士川左岸地区における掘削実績

(WL工法における砂礫の掘進速度)から,SKB-1'を120mまで延伸するとともに,SKB-1のケーシングプログラムを修正(コア掘削に要する作業時間を確保するため,ケーシン

#### グの孔径・段数を見直し)して掘削した。



図 3-3-4 富士川右岸地区におけるケーシングプログラム



図 3-3-5 富士川左岸地区におけるケーシングプログラム

# 表 3-3-1 掘削に使用した主要な資機材

	機材・材料	名 称	備考	数量
	足場材		単管パイプ クランプ	一式
		<b>車</b> 却地下工		14
	試錐機	果邦地下上機殺	51扱刀(佃庄) 5t	1台
		D2-G	エンジン12PS	
	封錐ポンプ	カノー	最大吐出量 70 [%] //min	1台
		V-6	エンジン4PS	10
. 1	水中ポンプ	ツルミホ。ンフ。	$100V, 80^{\frac{1}{2}\frac{1}{2}}$	1台
Ŀ≁-	絵水タンク	0.5m ³	プラスチック制	1台
Ä	相示シンク		ノノハノノノ衣	1日
Ģ	ルバタンク	3m ⁻	判我	2奉
-		タイヤモンドビット (通常)	φ86mm · φ66mm	一式
-Ë	ビット	特殊軟岩ビット	φ86mm • φ66mm	一式
-		メタルビット	φ86mm • φ66mm	一式
B		打ち込み式	φ66mm	一式
$\mathbf{S}$	コアチューブ	かどうしていますが、 の力	(086mm	一寸
	- / / ユ /	ガイルーマエーブ		4
		<i>y j k j j j j j j j</i>	φ80mm · φ00mm	— <u>I</u>
	ロッド	φ40.5mm	3m/本	41本
		142mm	1m/本,孔壁保護用	5本
	ケーシング	112mm	1m/本,孔壁保護用	27本
		86mm	1m/本。孔壁保護用	105本
	計雜梅	() () () () () () () () () () () () () (	L:4.2m*W:4.2m*H:0m	1世
	武亚1省	<b>本</b> 王利相制	L:4.2111本W:4.2111本日:5111,四脚調設	1茁
	試錐機	<u> </u>	小イスト能力・シンクル4t	1台
	H (2000)	TEL-3B	ウィンチ搭載型,モーター 37KVA	
	試錐ポンプ	鉱研工業製	最大吐出量 720以》/min (ライナー径140mm)	14
	(拡孔用)	MG-40	最大叶出圧 1.9MPa, モーター30KVA	1.0
	試錐ポンプ	鉱研工業製	最大吐出量 195 ^½ /min (7/+-径85mm)	
	(コアリンガ田)	MC 15		1台
	(ニノリンク用)		取入吐山庄 2.5MPa, モーターI5KVA	
	雷動ウィンチ	<u>トーヨーコーゲン製</u>	最大吊り何重1.5t	2台
		MA-20	モーター15KW	I
		$3.4m^{3}$	鋼製	1基
	泥水ダンク	$5.6m^3$	鋼製	1基
		5.0m	細制	1 其
	廃泥タンク	5.4III	如此	1 年
			j判股 主即主目	1 歩
	泥水ミキサ	鉱研工業製	容器容量:500L	1台
	ルバミヤリ	HM-500	モーター7.5KW	• 11
14	L L NO. 0	ツルミホ [°] ンフ [°] KTZ45.5	最大吐出量 400 ¹ /min, 揚呈15m, 200V	2基
ė	水中ホンフ	ツルミホ [°] ンフ [°] <b>ドT</b> 411	最大吐出量 200 ^{½%} /min 揭呈35m 200V	2基
Ģ		$IIO = (1) \pi II = (1 - \pi - \pi / \pi)$	OD: 1005mm ID: 585mm	*
<u> </u>	ワイヤーラインビット			
P-		HQ, インフリ (標準仕様)	OD: 97.5mm, ID: 63.5mm	<u> </u>
Ä	ワイヤーラインリーマー	HQ, サーフェス (オーバーサイズ)	φ101.0mm	一式
X	2111 212 2	HQ, サーフェス(標準仕様)	φ98.4mm	一式
01		三重管 (スプリット式)		一式
	コアバーレル	一重答		
		一里目		
	リイヤー ラインロッド	HQ	3冊/本	354
		9-5/8" (244.5mm)	ツースタイプ	1個
	トリコンビット	7-5/8" (193.7mm)	ツースタイプ	1個
		5-5/8" (142.9mm)	ツースタイプ	1個
	拡孔用ロッド	Т-90	3m/本	5本
	2001 2 00/14 · 2 1	2004 SGP	5.45m/木 両えジ加丁 7 時児護田	0*
		2001-501	フルナールナインゼロ	7件
		200A フロートガラー	フルホールセメンナング用	1個
	ケーシンノガ	150A-SGP	5.45m/本,両ネジ加工,孔壁保護用	22本
	· · · · ·	150Aフロートカラー	フルホールセメンチング用	1個
		VP50(有孔管)	両ネジ加工、横スリット、開口率10%	10m
		VP50 (無孔管)	両ネジ加丁	150m
	トレミー倍	20A SGP	4m/木 乳仕上げ田	41 <del>*</del>
				+1/4
	光电機	フレヨー衆 DCA125ESM	125KVA (畑則用)	1台
	現場詰所		2.7坪	1棟
	コア整理棟		4坪	1棟
	蛍光染料管理棟		4坪	1棟
	発雷機	デンヨー製 DCA25FSM	25KVA (付帯作業用)	1台
++-	泥材			
共立		(tit)		
圕	ベントナイト	㈱アルナイト クニケルV1		
	有機コロイド剤	㈱テルナイト テルセローズTE-MS	20kg/袋	
	分散剤	㈱テルナイト リボナイト	20kg/袋	
	泥水用一般薬品	重曹(炭酸水素ナトリウム)	25kg/袋,ゲル化防止剤(セメンチング)	
	ヤメント	普通ポルトランドセメント	25kg/袋 フルホールヤメンチング田	<del>,</del> ,
L		ロ ベッシュ ア・マート ロンマート	wong st, / / M. / C/ V / V / /II	14

②コア掘削

普通工法は、地質状況に応じたツールス(表 3-3-2)を使用するとともに、コア間隙水の抽出も考慮して無水掘削と送水掘削を併用した。送水掘削時には、ポリマー系増粘剤を 添加したベントナイト泥水を循環させて掘削を行った。

HQ-WL 工法は、コア掘削開始時にはオーバーサイズの3 重管式コアバレルを使用した (表 3-3-3)。しかし、大きな径の礫を含む未固結の砂礫に対する適用性が小さく、掘削断 面の増加に起因すると考えられる掘進速度の著しい低下と孔壁崩壊を頻発した。そのた め、掘削の途中から2 重管式コアバレルに変更して、ポリマー系増粘剤を添加したベント ナイト泥水を循環させて送水掘削を行った。

③ノンコア掘削, 拡孔掘削

ノンコア掘削および拡孔掘削は,孔内物理検層の実施,ケーシングパイプ・観測孔の設置を目的に,ツースタイプとインサートタイプのトリコンビットを使用して,ポリマー系 増粘剤を添加したベントナイト泥水を循環させて送水掘削によって実施した。

④掘削水の管理

掘削作業に用いた水(掘削泥水, 孔内洗浄水, 試験用水など)は, 富士川右岸地区に おいては海水を脱塩装置(笹倉サービスセンター製アクアペットマークⅡ, 製造水量 150t/day:海水水温25℃時)によって脱塩した脱塩水を用い,富士川左岸地区においては 掘削地内に設置された井戸(深度50m程度)から取水した地下水を用いた。また, 掘削 作業に用いた水にはトレーサーとして蛍光染料であるAminoGacid(以下, アミノG 酸)を濃度の管理目標値を30mg/L±10%として添加した。掘削泥水の採取は2時間間隔で 行い,採取時には掘削泥水の水温, 電気伝導度, pH, 泥水比重および粘速を測定した。 蛍光染料の濃度測定に供する検体は,以下の手順で前処理を行い,蛍光分光光度計(日立 製作所製 F-2000, F-2700)によって濃度を定量した。

1.掘削泥水を約 500mL 採取

- 2.脱イオン水を添加して掘削泥水を40倍程度に希釈(掘削泥水と脱イオン水の重量を 測定し,重量比から希釈倍率を算出して測定値を補正)
- 3.希釈した掘削泥水に凝集剤を添加・攪拌
- 4.凝集剤によって分離した上澄み液を定性ろ紙によってろ過
- 5. 蛍光染料の濃度の測定値への影響を把握するため、ろ過した検体の濁度を測定

なお,検体を準備するための前処理に要する作業時間は約15分であり,これまでの方法(例えば,産業技術総合研究所,2011)による作業時間(1時間15分)を1/5に短縮した。

	名称	ビット	掘削径 (mm)	コア径 (mm)	掘削方法
(1)	ダブルコアチューブ	(通常)ダイヤモンドビット	86	70	送水
(2)	軟岩用コアパック	メタル	86	65	送水
(3)	ダブルコアチューブ	特殊軟岩用ダイヤモンドビット	66	70	送水
(4)	打ち込み式サンプラー	シュー	86	70	無水
(5)	シングルコアチューブ	メタル	86.66	70•48	無水

表 3-3-2 普通工法で使用したツールス

表 3-3-3 HQ-WL 工法で使用したツールス

		HQ-V	VL
項 目		3重管式	2重管式 (標準仕様)
ビット種類		サーフェイス, インプリ	インプリ
ビットタ	内径(mm)	58.50	63.50
しッド住 	外径(mm)	100.50	97.50
リーミングシェル	(mm)	101.00	98.40
コア径	(mm)	58.50	63.50
アウターチューブ	内径(mm)	77.8	77.8
	外径(mm)	92.1	92.1
ハノナーチューブ	内径(mm)	63.5	66.7
12)-)	外径(mm)	66.0	73.0
771	内径(mm)	58.5	-
<i>へ</i> ノリット	外径(mm)	63.5	-
	名称	HQT	HQT
ロッド	内径(mm)	77.8	77.8
	外径(mm)	88.9	88.9

3) 孔内物理検層

孔内物理検層の実施概要を表 3-3-4 に、使用機器の一覧を表 3-3-5 に示す。

孔内物理検層は、ノンコアおよび拡孔掘削後に、裸孔の状態で温度・電気(比抵抗)・ 自然γ線・孔径・音波・密度の6項目を3回に分けて実施した。なお、深度方向の測定間 隔は0.1mとした。

(a)富士川右岸地区								
孔番	No.	孔径	孔井深度 (m)	検層項目	備考			
	LOG-1	9-5/8" (244.5mm)	50.0	温度検層       電気(比抵抗)検層       自然ガンマ線検層       キャリパー(孔径)検層       音波検層       密度絵層	同時測定			
SKB-1孔	LOG-2	7-5/8" (193.7mm)	120.0	温度検層       電気(比抵抗)検層       自然ガンマ線検層       キャリパー(孔径)検層       音波検層       密度検層	同時測定			
	LOG-3	5-5/8" (142.9mm) 180.0		温度検層       電気(比抵抗)検層       自然ガンマ線検層       キャリパー(孔径)検層       音波検層       密度検層	同時測定			
(b)富士J	川左岸地区							
孔番	No.	孔径	孔井深度 (m)	検層項目	備考			
	LOG-1	9-5/8" (244.5mm)	47.9	温度検層 電気(比抵抗)検層 自然ガンマ線検層 キャリパー(孔径)検層 音波検層 密度検属	同時測定			
FGB-1孔	LOG-2	7-5/8" (193.7mm)	120.0	温度検層       電気(比抵抗)検層       自然ガンマ線検層       キャリパー(孔径)検層       音波検層       密度検層	同時測定			
	LOG-3	5-5/8" (142.9mm)	161.0	温度検層       電気(比抵抗)検層       自然ガンマ線検層       キャリパー(孔径)検層       音波検層       密度検層	同時測定			

## 表 3-3-4 孔内物理検層の実施概要

# 表 3-3-5 孔内物理検層で使用した機器

種目	機器	型式	仕様	
	検層車	三菱ファイター	三菱自動車,軽油車	
	5 70	7芯硬鋼線	<b>刘 径</b> , 0.5 mm	
	クーノル	アーマート・ケーブル	外侄: 9.5 mm - 函熱: 260 C	
		Set the set of the set of the	分解能: 1,000カウント/m	
	エンヨータ	保度ハルスエンコーター	許容速度: 200m/min	
	-		多ペンレコーダ(RO-300)	
			9 (NO 500) Ch数:6Chs 入力形式・フローティング方式	
			測定範囲: 0 5mV $\sim$ 50V/FS	
			特定++0.25%FS以下(DC電圧の場合)	
	データ収録		備度:±0.1%FS以下	
	•		外部データ出力:各Ch1V/FS	
	データ処理			
		BINモシュール型	ICカード型データ収録装置(ID-06 GSC)	
人任日井泽	(SYSTEM VI	GSC検層データ	収録メデイア:SRAM(2MB*2スロット),内蔵RAM	
王悝日共通	MATRIX Logger	収録システム	記録データ分解能:12bits (0.025%F.S.)	
	EXCELL 2000-G		サンプリング周期:1Sample/1外部深度バルス	
	使用検層		データ形式:ASCII、16進データ	
	種目を除く)		フ°レイハ'ックスケーラ(PBS-mini)	
			外部深度パルス出力:深度1cm/10cm毎	
			(外部分周器により2cm/5cmサンプル可能)	
			検層深度方向切替機能:Up/Down Survey	
	データ収録		ツール制御インターフェイス	
	データ処理	SYSTEM VI	使用US:Windows 98 以降 電源:AC11534 50(C0 H=	
	ツール制御		電源: ACI15V 50/60 HZ # 绘示法: 250 m A # 绘示压: Mar 180W	
			供稿电,师: 250 mA, 供稿电/上: Max 180 V	
	データ収録		ツール制御インターフェイス	
	データ処理	MATRIX Logger	使用OS: Windows 2000/XP/Vista	
	ツール制御		電源: AC100-240V 50/60 Hz	
			Duai DSP	
	地上機哭	SYSTEM VI	電源: AC115V 50/60 Hz	
温度桳層	2611-1027BF	SISTEM VI	供給電流:250 mA,供給電圧:Max180V	
Temperature			外径: 51 mm 全長: 2.4 m	
Survey		8044	測定範囲: 0~70 ℃	
	扎内機器	8044	測定精度: ±5.0 %/F.S.	
			分解能: 0.07℃	
			電源: AC115V 50/60 Hz	
電気検層	地上機器	SYSTEM VI	供給電流:250 mA,供給電圧:Max180V	
Electrical		8044		
Survey	<b>孔内機</b> 器		外径: 51 mm 全長: 2.4 m	
	101 10000		電極: 16inch/ハマル/64inch/ハマル/SP	
			電源: AC115V 50/60 Hz	
自然ガンマ線	地上機器	SYSTEM VI	供給電流: 250 mA,供給電圧: Max180V	
検 層				
Gamma Ray		0011	外径: 51 mm 全長: 2.4 m	
Log	扎内機器	8044	順注: 20MPa	
	地上機器	LPM-202	电源:AC100V±10% 50/60 Hz DIN DC 200 V - 測定電源 0.0 ··· A	
孔径検層	- to be a local	кмм-2003 (×2)	DIN DC 500 V · 例足电保 90 mA	
Caliper Log	71 - 1 1/4 00	X X A XIC	外径: 89 mm 全長: 318 cm	
	北内機器	A-Y AXIS	測定範囲: 127 ~ 444 cm	
			(例止価度: Max 150 し)	
	地上機器	SYSTEM VI		
密度検層			外径: 56 mm 全長: 280 cm	
Density Log	<b>孔内機</b> 器	CDL-9139	線源: ¹³⁷ Cs(7.4 GBq)	
	2 mil 3 Die BBL		ア アリダー:Nalシンテレーション	
			測走誤差:0.05g/cm ⁻ 以内	
			出力: AT, WAVE FORM, VDL	
	地上機哭	SWL-486D	分解能: 12bit, 500 samples/trace	
	1X/1F	デジタル波形収録装置	収録深度間隔:10 cm	
音波検層			収鲸時間間隔: 嵌小2 μS	
Sonic Log			外径: 83 mm 全長: 519 cm	
	订内继盟	COMPENSATED	T-R1: 0.9 m (3 ft)	
	コレドゴ作業省計	SONIC TOOL	T-R2: 1.5 m (5 ft)	
			基本周波数:30kHz	
	地上機器	MATRIX Logger		
			外径:5.0cm 全長:320.0cm	
音波検層			对応坑径:4-14in	
Sonic Log	孔内機器	FWS50	耐止:20MPa 耐温:70°C	
			センサスペーシング: 80,100,120cm	
	1		基本周波数:20kHz	

(2) 水理試験

1) 試験方法

①富士川右岸地区

富士川右岸地区における水理試験の実施概要を表 3-3-6 に,水理試験で使用した主要な 資機材の一覧を表 3-3-7 に示す。

富士川右岸地区における水理試験は,SKB-1'およびSKB-1 孔において,掘削と並行し て以下の手順で行った。なお,水理試験の方法等は地盤工学会基準(単孔を利用した透水 試験方法:JGS 1314-2003)に準じた。

1.試験区間へのパッカー降下

2.注水(試験管および試験区間の容積分)による清水置換およびパッカー拡張

3.水圧センサー(試験区間内,試験区間外)および揚水ポンプの設置

4.洗浄揚水

5.段階揚水試験(5段階以上)

6. 定流量揚水試験

7.採水

8.回復試験,平衡水位の測定

試験区間はコア状況, 孔内物理検層の結果, 掘削管理パラメータなどから, 透水性が良 好と考えられる砂礫の分布深度を選定した。SKB-1'孔においては, コア掘削時に概ね 10 ~20m 間隔で難透水層と判断されるシルト~粘土が確認されたため, シルト~粘土の下 端から数 m 掘削した後にシングルパッカーを用いて 4 深度の試験区間を設定した。SKB-1 孔においてはコア掘削時に砂礫が連続することが確認されたため, 拡孔掘削後に実施し た孔内物理検層の結果を考慮して, ダブルパッカーを用いて地下水の水質が異なると推定 される 2 深度を試験区間として設定した。揚水する地下水は, 温度, pH, 電気伝導度, 酸化還元電位, 溶存酸素濃度を多項目水質計(堀場製作所製 W-22XD)によって連続モニ タリングするとともに, 1時間ごとに採取して蛍光染料の濃度を測定した。

孔番	掘削深度 (GL-m)	試験区間 (GL-m)			試験区間の 設定	試験実 日時	実施項目	
	43.00	40.96	$\sim$	43.00		14/11/17 11:00 $\sim$	14/11/18 13:00	
SVD 177	58.60	57.10	$\sim$	58.60	シングル パッカー	14/11/23 11:56 $\sim$	14/11/24 16:42	
SKD-1 1L	78.50	76.20	$\sim$	78.50		14/12/1 11:23 $\sim$	14/12/2 12:40	段階揚水試驗,
	96.65	94.60	$\sim$	96.65		14/12/10 14:12 $\sim$	14/12/11 15:32	回復試験, 採水
SKB 17	180.00	142.73	$\sim$	144.78	ダブル	15/2/18 18:29 $\sim$	15/2/19 14:02	
SKD-11L	180.00	172.48	$\sim$	174.53	パッカー	15/2/17 14:06 $\sim$	15/2/18 10:59	

表 3-3-6 富士川右岸地区における水理試験の実施概要

機材・材料	名 称	備考		
水位センサー	JTEKT製	測定範囲:0~30m,出力:4~20mA,		
(試験区間用)	TD-8300	精度:±0.1% F.S		
水位センサー	JTEKT製	測定範囲:0~100m,出力:4~20mA,		
(試験区間外)	TD-8200	精度:±0.3% F.S		
	キーエンス製	測定範囲:0.25~5L/min,出力:4~20mA,		
法事制	FD-M(Z)5AY	精度 1s:±3.5%F.S, 5s:±1.6%F.S		
加里司	キーエンス製	測定範囲:2.5~50L/min,出力:4~20mA,		
	FD-M(Z)50AY	精度 1s:±3.5%F.S, 5s:±1.6%F.S		
水励計	堀場製作所製	測定項目:EC, pH, 温度, DO, ORP, 濁		
小員司	W-22XD	度, 全溶存固形物量		
想水ポンプ	グルンドフォス製	最大揚水量: 30L/min		
栃水ホンク	MP-1	最大揚程:55m (300Hz)		
シングルパッカー	原工業製	収縮径:56mm		
(SKB-1'孔にて使用)	φ66スライド式	最大拡張径:116mm		
ダブルパッカー	GeoPro製	収縮径:85mm		
(SKB-1孔にて使用)	φ85	最大拡張径:150mm		
データ収録・実子如	大倉電気製	9ch, 測定周期:100ms		
ノーク収跡・衣小部	VM7000	記録周期:1s~60min		

表 3-3-7 富士川右岸地区の水理試験で使用した主要な資機材

②富士川左岸地区

富士川左岸地区における水理試験の実施概要を表 3-3-8 に,水理試験で使用した主要な 資機材の一覧を表 3-3-9 に示す。

富士川左岸地区における水理試験は、観測孔仕上げの完了した FGB-1 孔において、地 盤工学会基準(単孔を利用した透水係数試験方法: JGS 1314-2003)に準じて実施した。 実施した項目は、段階揚水試験、定流量揚水試験、注水試験、回復試験とした。なお、段 階揚水試験と定流量揚水試験は連続的に、注水試験と回復試験はそれぞれ3回ずつ実施した。

表 3-3-8 富士川左岸地区における水理試験の実施概要

孔番	試験区間 (GL-m)			実	実施 項目		
				2015/1/21 9:40	$\sim$	2015/1/21 15:08	段階, 定流量 揚水試験
FGB-1孔	150.83	$\sim$	157.33	2015/1/24 10:15	$\sim$	2015/1/24 11:40	注水試験
				2015/1/25 9:40	$\sim$	2015/1/25 10:57	回復試験

### 表 3-3-9 富士川左岸地区における水理試験で使用した主要な資機材

機材•材料	名称	備考
水口をいた。	Schlumberger製	測定範囲:0~50m,
水圧ビンリー	CTD-Diver DI272	精度:±0.025%F.S
/ 「「」、	Schlumberger製	測定範囲:0~1.5m,
メ注ビンリー	Baro-Diver DI500	精度:±0.005%F.S
担ませい	グルンドフォス製	最大揚水量: 30L/min
1万小小ノノ	MP-1	1     1       測定範囲:0~50m,       精度:±0.025%F.S       測定範囲:0~1.5m,       精度:±0.005%F.S       最大揚水量:30L/min       最大揚程:55m(300Hz)       EC:0.1mS/cm~10S/m(±0.5%F.S)       pH:0.00~14.00(±0.02pH)       温度:0~80.0℃(±0.2℃)
	市 西 D V V 制	EC: 0.1mS/cm~10S/m(±0.5%F.S)
水質計	来 田 D K K 表	pH: 0.00~14.00(±0.02pH)
	VV 1V1-22EF	温度:0~80.0°C(±0.2°C)

2) 解析方法

 ①潮汐変動に伴う孔内水位の補正

水理試験時の孔内水位には,降水量に伴う変動と潮汐変動に伴う変動が認められた。潮 汐変動が孔内水位に及ぼす影響は大きく,水理試験の解析に支障をきたすことが懸念され た。そのため,水理試験時の孔内水位を対象として潮汐変動の補正を行った。

孔内水位の潮汐変動の補正は、調査地に最も近接する清水港の1時間あたりの実測潮 位(気象庁,2015a)と測定した孔内水位を比較して変動の傾向が類似することを確認し た。そして、水理試験実施時のモデル潮位を清水港の1時間あたりの実測潮位に基づき、 次式(例えば、三和ほか、2008)から算出した。

$$T_n = a_0 + a_1 t_n + a_2 \sin(\frac{2\pi t_n}{M_2}) + a_3 \cos(\frac{2\pi t_n}{M_2}) + a_4 \sin(\frac{2\pi t_n}{S_2}) + a_5 \cos(\frac{2\pi t_n}{S_2}) + a_6 \sin(\frac{2\pi t_n}{K_1}) + a_7 \cos(\frac{2\pi t_n}{K_1}) + a_8 \sin(\frac{2\pi t_n}{O_1}) + a_9 \cos(\frac{2\pi t_n}{O_1}) + a_{10}P$$

ここで、 $T_n: t_n$ 時におけるモデル潮位(m)、 $t_n:$ 観測時間(h)、P:気圧(hPa)、 $M_2$ ・  $S_2 \cdot K_1 \cdot O_1:$ 主要4分潮の周期でそれぞれ12.42(h)・12(h)・23.93(h)・25.82(h)、 $a_0$  $\sim a_{10}:$ 係数である。なお、気圧は静岡気象台の10分あたりの海面気圧(気象庁、 2015b)とした。次に、モデル潮位と観測した水位を比較して、これらの位相差と振幅比 を求め、次式の潮位補正量(高田ほか、1999)を観測した水位から差引いた。

$$WL_T = (T_{n+\alpha} - B)\beta$$

ここで、 $WL_T$ : 潮位補正量(m)、 $T_{n+a}$ : 位相差 a を足し合わせた時刻におけるモデル潮位 (m)、B: 対象期間のモデル潮位の平均値(m)、 $\beta$ : 振幅比(モデル潮位の振幅と観測 した孔内水位に認められる周期的な水位変動の振幅の比)である。

②段階揚水試験

段階揚水試験の解析は,算術軸上に各揚水段階の定常時と推定される水位変動量と揚 水流量をプロットし,これらから得られる直線部の勾配を求めて,次式(例えば,地下水 調査解説執筆委員会,2004)から透水係数を算出した。

$$k = \frac{1}{2\pi L} \log_e \left(\frac{2L}{D}\right) a$$

ここで, *k*:透水係数(m/s), L:試験区間長(m), *D*:試験区間径(ストレーナ外径) (m), *a*:*Q*-*s*直線の勾配, *Q*:定常時の揚水流量(m³/s), *s*:水位降下量(m)である。

③定流量揚水試験

定流量揚水試験の解析は, Cooper-Jacob の解析式 (Cooper and Jacob, 1946) と Hvorlev の解析式 (Hvorslev, 1951) を適用した。

Cooper-Jacob の解析式に適用に際しては、片対数グラフの対数軸に経過時間 t (s) を、 算術軸に初期水位からの水位低下量 s (m) をとり Log t-s 曲線を作成し、Log t-s 曲線に近 似する直線を引いて Log t の 1 サイクル間における水位差 $\Delta s$  (m) を求め、透水量係数  $T(m^2/s)$ を算出した。貯留係数は Log t-s 曲線の直線勾配が s=0 と交わる交点  $t_0$ を求め算出 した。Logt-s の直線勾配は Derivative Plot (例えば、Horne、1995) の IARF 領域とした。 透水量係数の算出式は次式から算出した

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{\Delta s}$$
$$S = \frac{2.25 \cdot T}{r^2} \cdot t_0$$

ここで、T:透水量係数 (m²/s)、S: 貯留係数 (-)、 $\Delta s$ : Log t の 1 サイクル間における 水位低下量 (m)、r: 試錐孔半径 (m)、Q: 平均揚水流量 (m³/s)、 $t_0$ : s = 0 における経 過時間 t(s)である。

また, Hvorslevの解析式は,水位の変動から定常状態に達したと見なされる区間の水位 と揚水流量に適用し,次式から透水係数を算出した。

$$k = \frac{Q}{2\pi sL} \log_e \left(\frac{2L}{D}\right), \quad L' = \infty \notin \mathbb{R} \quad L' \ge 4D$$
$$k = \frac{Q}{2\pi sL} \log_e \left(\frac{4L}{D}\right), \quad L' \le 4D$$

ここで,*k*:透水係数 (m/s),*Q*: 揚水流量 (m³/s),*s*: 平衡水位からの水位低下量 (m), *L*: 試験区間長 (m), *L*': 試験区間と難透水層との*D*: 試験区間径 (ストレーナ 外径) (m) である。

④回復·注水試験

回復試験と注水試験の解析は、Agarwal の解析式(Agarwal, 1980)を適用した。 Agarwal の解析式の適用に際しては、片対数グラフの対数目盛りに Agarwal の等価時間 ( $p \cdot \Delta t / (tp + \Delta t))$ を、算術目盛りに水位回復量 Sr (m)をとり、Log ( $tp \cdot \Delta t / (tp$ + $\Delta t$ ))-Sr 曲線を作成し、Log ( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Sr 曲線に近似する直線を引き、Log ( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Sr の1サイクル間における水位差  $\Delta Sr$  (m)を求め、透水量係数 T (m²/s)を算出した。Log-( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Sr の直線勾配は Derivative Plot (Horne, 1995)の IARF 領域とした。貯留係数は Log ( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Sr 曲線の直線部分の延 長が、Sr = 0と交わる点 ( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )0を求めた。透水量係数と貯留係数は次式か ら算出した。

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{\Delta Sr}$$
$$S = \frac{2.25 \cdot T}{r^2} \cdot (tp \cdot \Delta druta)$$

ここで, *T*:透水量係数 (m²/s), *S*: 貯留係数 (-),  $\Delta Sr$ : Log (tp ·  $\Delta t / (tp + \Delta t)$ )1 サイ クル間での水位回復量 (m), *r*: 試錐孔半径 (m), *Q*: 平均揚水流量 (m³/s),  $\Delta druta$ :  $(tp · \Delta t / (tp + \Delta t))_0 : s = 0$ における  $(tp · \Delta t / (tp + \Delta t))$  (s)である。

(3) コアの室内土質・岩石試験

コアの室内土質・岩石試験の項目と準拠した規格・基準を表 3-3-10 に,室内土質・岩 石試験に供した試料の一覧を表 3-3-11 に示す。

コアの室内土質・岩石試験は、細粒な粒度の試料を対象に物理特性と透水性を把握す るため、JIS 規格または地盤工学会基準に準じて、土粒子の密度試験、土の含水比試験、 土の粒度試験、土の液性・塑性限界試験、土の湿潤密度試験、土の透水試験、岩石の密度 試験、岩石の透水試験を実施した。なお、透水試験は、三軸圧縮試験機を使用して、土被 り圧に相当する拘束圧を加圧した状態で実施した。

表 3-3-10 実施した室内土質試験の項目と準拠した規格・基準

項目	JIS規格	地盤工学会基準
土粒子の密度試験	JIS A 1202 : 2009	JGS 0111-2009
土の含水比試験	JIS A 1203 : 2009	JGS 0121-2009
土の粒度試験	JIS A 1204 : 2009	JGS 0131-2009
土の湿潤密度試験	JIS A 1225 : 2009	JGS 0191-2009
土の透水試験	JIS A 1218 : 2009	JGS 0311-2009
岩石の密度試験		JGS 2132-2009
岩石の透水試験	JIS A 1218 : 2009	JGS 0311-2009

### 表 3-3-11 室内土質・岩石試験に供した試料

### (a) 富士川右岸地区

試料名	深度(m)		n)	地質 (目視観察による)	土粒子 密度	含水比	粒度	湿潤 密度	透水 試験
SKB-1-1	12.60	$\sim$	12.78	細~中砂	•	•	•	•	
SKB-1-2	13.75	$\sim$	14.00	中砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-3	17.75	$\sim$	18.00	礫混り中砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
SKB-1-4	18.70	$\sim$	19.00	細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-5	23.00	$\sim$	23.35	中~粗砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-6	25.00	$\sim$	25.25	礫混り中砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
SKB-1-7	27.10	$\sim$	27.35	シルト混り細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-8	28.35	$\sim$	28.60	中~粗砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
SKB-1-9	29.50	$\sim$	29.80	礫混り粗砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
SKB-1-10	34.75	$\sim$	35.00	細砂・シルト互層	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-11	35.40	$\sim$	35.70	シルト混り細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
SKB-1-12	37.17	$\sim$	37.40	シルト質細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-13	39.00	$\sim$	39.25	シルト混り細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-14	47.75	$\sim$	48.00	礫混り中砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-15	50.20	$\sim$	50.50	礫混り中砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-16	52.00	$\sim$	52.25	礫混り粗砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-17	54.00	$\sim$	54.20	粗砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
SKB-1-18	55.80	$\sim$	56.00	シルト質粘土	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-19	65.70	$\sim$	66.00	中~粗砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-20	68.40	$\sim$	68.70	シルト質粘土	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-21	70.50	$\sim$	70.00	細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-22	72.70	$\sim$	73.00	砂質シルト	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-23	74.65	$\sim$	75.00	細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-24	89.40	$\sim$	89.70	シルト質粘土	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-25	92.60	$\sim$	92.80	シルト質粘土	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$
SKB-1-26	93.25	$\sim$	93.50	細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$

### (b) 富士川左岸地区

試料名	深度(m)		地質 (目視観察による)	土粒子 密度	含水比	粒度	湿潤 密度	透水 試験	岩石 密度	
FGB-1-1	28.00	$\sim$	28.25	礫混り中砂	•	•	•		•	
FGB-1-2	31.30	$\sim$	31.60	細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-3	32.60	$\sim$	32.80	シルト質粘土	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-4	51.45	$\sim$	51.80	シルト混り粘土	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-5	53.00	$\sim$	53.30	シルト混り粘土	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-6	55.35	$\sim$	55.65	中砂	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-7	64.70	$\sim$	65.00	シルト質粘土	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-8	75.40	$\sim$	75.70	シルト質粘土	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-9	76.55	$\sim$	76.85	中砂	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-10	78.70	$\sim$	79.00	シルト質粘土	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-11	86.10	$\sim$	86.40	砂質シルト	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-12	106.15	$\sim$	106.35	砂質シルト	$\bullet$	•	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-13	106.35	$\sim$	106.66	細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-14	107.60	$\sim$	107.85	細砂	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	$\bullet$	
FGB-1-15	148.00	$\sim$	148.25	安山岩~玄武岩					$\bullet$	

(4) 地下水・間隙水の分析

・原位置地下水の採水

本調査では、SKB-1孔およびFGB-1孔にて原位置地下水の採取を行なった。水理試験の 詳細は前節の通りである。地下水の採取はトレーサーである蛍光染料濃度が十分に低下し たことを確認した後におこなった。

・間隙水の抽出方法

本調査では産業技術総合研究所(2011)と同様、ボーリングコアからの間隙水の抽出 に圧縮抽水法を用いた。過去の研究から主要成分と判断される、Cl-濃度や水素・酸素安 定同位体比に大きな違いが生じないよう、圧縮圧力は全ての間隙水で31.6MPa以下とし た。

・一般水質および水素・酸素安定同位体比の測定

本調査では、産業技術総合研究所(2010)にしたがい、間隙水について、pH、電気伝 導度(以下EC)、一般水質(Cl⁻、Br⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、PO₄³⁻、Li⁺、Na⁺、NH₄⁺、K⁺、 Mg²⁺、Ca²⁺)、水素・酸素安定同位体比(以下δD、δ¹⁸O)、全有機炭素および溶存無機炭 素(以下TOC、TC、DIC)を定量した。また地下水サンプルについては、上記の項目に加 えて現場にて水温、溶存酸素濃度(以下、DO)、酸化還元電位(以下、ORP)、アルカ リ度を測定した。

無機溶存イオン濃度の測定はDIONEX ICS-5000を用いた。陰イオン測定用のガードカラ ムおよびカラムはAG-17CおよびAS-17C、溶離液としてKOHカートリッジを使用した。サ プレッサーはERS-500である。陽イオン測定用のガードカラムおよびカラムはCG16およ びCS16、溶離液はメタンスルホン酸である。いずれの分析においても、水試料をフィル ター (Milex-HP strile 0.45 $\mu$ m) で通すことにより、懸濁物質を除去したのちに分析に供し た。 $\delta^{18}$ O および\deltaD については、波長スキャンキャビティリングダウン分光法 (WS-CRDS 法)を用いた、PICARRO 社製L2120-i で測定した。測定精度は $\delta$ D で±1.5‰、  $\delta^{18}$ O で±0.3‰である。

現場での水温、DO、ORPの測定には、堀場多項目水質計W-22XDを用いた。揚水によって得られた地下水試料に関しては、採水日中に終点をpH4.3とする、0.02N硫酸滴定法によりアルカリ度を定量した。一方、間隙水については得られる量が限られていたため、硫酸滴定法をおこなうことができず、主成分のイオンバランスからアルカリ度を算出した。後述するダイヤグラム等で用いられているのは、この計算値である。

3-3-3 結果と考察

(1) 調査掘削の結果

1) 富士川右岸地区における地質および水理地質

富士川右岸地区における土質試験による湿潤密度と透水係数を表 3-3-12 に,水理試験 による水理定数を表 3-3-13 に,採水時の地下水の水質を表 3-3-14 に,間隙水の pH・電気 伝導度・蛍光染料濃度を表 3-3-15 に,コア観察による地質・孔内物理検層による物性 値・水理定数・地下水と間隙水の水質の深度分布を図 3-3-6 に示す。

掘削地に分布する地質は、コアの観察および孔内物理検層の結果から、深度 6.6m 以浅 は埋土、深度 6.6~180m までは富士川扇状地砂礫層に区分された。富士川扇状地砂礫層 は、全体に灰~暗灰色を呈し、深度 94.7m 以深は玉石混り砂礫、深度 94.7m 以浅は全体 に上方細粒化する玉石混り砂礫から礫混り粗粒砂を主体とし、厚い砂や粘土が深度 10~ 20m 間隔で挟在する。挟在する砂~粘土には、有機物(木片・葉・根・炭化物)や生痕 化石が認められ、汽水成層と判断される。これらの層相から、掘削地は、扇状地として砂 礫が供給される富士川の河口部において、相対的な海水準の上昇に伴い後背湿地またはエ スチュアリーの堆積環境が繰り替えされつつ、海進が進んできたものと考えられる。

孔内物理検層で得られた物性値は,孔径による乱れがあるものの,密度とP波速度が 地質状況・土質試験で得られた物性値と良い相関が認められる。電気比抵抗値は,同様の 地質においても差異があり,地質と地下水の合成された性状を反映していると判断され る。電気比抵抗の深度分布は深度 55m 付近と深度 110m 付近を境として傾向が異なる。 深度 55m 以浅は,相対的に比抵抗値が小さく,上方から下方へ徐々に小さくなる区間で ある。深度 55~110m 間は全体に比抵抗値が大きい区間である。深度 110m 以深は,深度 の増加に伴い比抵抗値が減少する区間である。

水理試験と土質試験で得られた透水係数は地質によって異なり,砂礫が10⁻⁴~10⁻⁵m/s, 砂が10⁻⁵~10⁻⁶m/s,シルトが10⁻⁵~10⁻⁸m/s,粘土が10⁻⁹m/sのオーダーを示し,弱い相関 であるものの,深度の増加に伴って小さくなる傾向が認められた。平衡水位は,深度 172mを除き,深度70m付近に挟在する粘土層を境に傾向が異なり,深度70m以浅が TP+1m程度,深度70m以深がTP+3~4m程度を示した。地下水・間隙水の電気伝導度 は,電気比抵抗値の深度区分と相関があり,深度55m以浅が最大10mS/cm程度で淡水~ 汽水が賦存する領域,深度55~110m間が1mS/cm程度以下で淡水が賦存する領域,深度 110m以深が最大50mS/cm程度で深度の増加とともに塩水となる領域であった。

これらから、全体的な帯水層構造は、挟在するシルト〜粘土が難透水層として砂〜砂 礫からなる帯水層をそれぞれ区分する多層構造をなしていると考えられる。ただし、地下 水の水質と平衡水位から示唆される地下水の境界は異なっている。深度 55m 以浅の淡水 〜汽水の領域と深度 55〜110m 間の淡水の領域との境界をなすシルト〜粘土の上下では平 衡水位に大きな違いがなく、深度 70m 付近に挟在する粘土を境として平衡水位が変化す る。これらは難透水層の空間的な広がりの違いを反映したものである可能性がある。深度 110m 付近には難透水層が挟在せず,また,平衡水位の大きな違いが認められないにも関わらず,地下水の水質が変化する。なお,深度 172m 付近の平衡水位がこれ以浅の深度より小さい要因は明らかでなく,今後に深度 180m 以深の調査を継続して平衡水位の深度分布を確認する必要がある。

計和 立口	採取深度		度	湿潤密度	透水係数
武州省万		(GL-m)		$\rho_t \ (g/cm^3)$	$k_{15}$ (m/s)
SKB-1-1	12.60	$\sim$	12.78	1.969	1.4E-05
SKB-1-2	13.75	$\sim$	14.00	1.94	1.3E-05
SKB-1-3	17.75	$\sim$	18.00	2.08	
SKB-1-4	18.70	$\sim$	19.00	2.133	2.0E-05
SKB-1-5	23.00	$\sim$	23.35	2.115	1.2E-05
SKB-1-6	25.00	$\sim$	25.25	2.052	
SKB-1-7	27.10	$\sim$	27.35	2.046	5.4E-06
SKB-1-8	28.35	$\sim$	28.60	2.144	
SKB-1-9	29.50	$\sim$	29.80	2.02	
SKB-1-10	34.75	$\sim$	35.00	2.066	7.4E-07
SKB-1-11	35.40	$\sim$	35.70	2.084	
SKB-1-12	37.17	$\sim$	37.40	2.061	3.0E-07
SKB-1-13	39.00	$\sim$	39.25	1.984	2.9E-06
SKB-1-14	47.75	$\sim$	48.00	2.011	1.5E-06
SKB-1-15	50.20	$\sim$	50.50	2.092	1.7E-05
SKB-1-16	52.00	$\sim$	52.25	2.024	1.9E-05
SKB-1-17	54.00	$\sim$	54.20	2.007	
SKB-1-18	55.80	$\sim$	56.00	1.865	3.3E-10
SKB-1-19	65.70	$\sim$	66.00	1.978	4.3E-06
SKB-1-20	68.40	$\sim$	68.70	1.921	1.1E-10
SKB-1-21	70.50	$\sim$	71.00	1.979	5.5E-07
SKB-1-22	72.70	$\sim$	73.00	1.895	1.7E-10
SKB-1-23	74.65	$\sim$	75.00	2.005	2.3E-07
SKB-1-24	89.40	$\sim$	89.70	1.956	2.6E-10
SKB-1-25	92.60	$\sim$	92.80	2.001	3.3E-09
SKB-1-26	93.25	$\sim$	93.50	1.903	5.8E-08

表 3-3-12 富士川右岸地区における土質試験による湿潤密度と透水係数

表 3-3-13 富士川右岸地区における水理試験による水理定数

	宝늅涇	実施深度		水位		透水( (m/	系数 ′s)		比貯留係数 (1/m)		
孔番	天旭保 (GL-n	n)	(GL-m)	(TP+m)	段階揚水	定流量掺	易水試験	回復試験	定流量 揚水試験	回復試験	
					时心动穴	Jacob	Hvorslev	Agarwal	Jacob	Agarwal	
	40.96 ~	43.00	4.14	0.74	5.72E-05		1.03E-04				
SVD 1'	57.10 ~	58.60	3.54	1.34	7.27E-05	4.93E-04	1.33E-04		5.83E-01		
SKB-1'	76.20 $\sim$	78.50	1.14	3.74	4.30E-05	5.80E-04	6.43E-05	6.35E-04	6.90E-01	3.00E-41	
	94.60 ~	96.65	1.33	3.55	2.73E-05	7.17E-04	5.00E-05	8.32E-04	8.66E-01	2.15E-177	
SVR 1	142.73 ~	144.78	2.32	2.92	9.22E-06	8.01E-05	1.20E-05	3.27E-04	3.42E-02	5.33E-83	
SKB-1	172.48 ~	174.53	4.11	0.50	1.69E-05	2.90E-04	2.51E-05		1.26E-01		

孔番	実施深 (CL =	度	pН	電気 伝導度	酸化 還元電位	溶存酸素 濃度	水温	蛍光染料 濃度
	(UL-II	(OL-III)		(mS/cm)	(mV)	(mg/L)	(°C)	(mg/L)
	40.96 $\sim$	43.00	7.29	10.0	-145	0	17.86	0.0
SVD 1	57.10 $\sim$	58.60	7.67	0.307	-199	0	16.90	0.0
SKD-1	76.20 $\sim$	78.50	7.54	0.282	-127	0	16.85	0.0
	94.60 $\sim$	96.65	7.88	0.317	-191	0	16.70	0.0
SVD 1	142.73 ~	144.78	7.20	43.4	-120	0	17.53	0.6
SKD-1	172.48 $\sim$	174.53	7.28	53.5	-141	0	17.74	0.0

表 3-3-14 富士川右岸地区における採水時の地下水の水質

*酸化還元電位は KCl-Ag/AgCl 電極による値

捋	和深	度	pН	電気 伝導度	蛍光染料 濃度	掘削水 混入率	捋	彩取深	度	pН	電気 伝導度	蛍光染料 濃度	掘削水 混入率
(	GL-n	n)		(mS/cm)	(mg/L)	(%)	(	GL-n	n)		(mS/cm)	(mg/L)	(%)
12.08	$\sim$	12.35	7.6	1.85	10.7	20.2	51.55	$\sim$	51.85	8.2	11.5	16.7	58.2
12.35	$\sim$	12.60	7.8	5.8	6.2	11.7	52.70	$\sim$	53.00	8.2	17.0	13.0	45.5
13.50	$\sim$	13.75	8.0	8.8	8.4	15.9	55.60	$\sim$	55.90	8.0	19.3	0.0	0.0
18.25	$\sim$	18.50	7.5	6.2	1.2	3.2	56.60	$\sim$	56.90	8.0	6.3	0.4	1.3
19.25	$\sim$	19.50	8.3	6.6	0.0	0.0	64.00	$\sim$	64.30	8.6	0.29	1.9	5.6
20.30	$\sim$	20.50	8.5	10.6	0.1	0.2	65.15	$\sim$	65.40	8.9	0.63	2.2	6.7
22.70	$\sim$	23.00	8.0	11.8	0.8	1.6	67.70	$\sim$	68.00	9.3	0.29	0.5	1.5
24.25	$\sim$	24.50	8.5	6.6	0.0	0.0	68.70	$\sim$	69.00	8.2	0.30	0.3	1.0
25.25	$\sim$	25.50	8.4	4.2	0.9	2.0	69.60	$\sim$	69.90	8.7	0.25	0.1	0.5
27.65	$\sim$	27.98	8.2	0.53	0.3	0.7	70.20	$\sim$	70.50	8.7	0.39	2.8	8.9
28.60	$\sim$	28.85	8.5	0.60	0.0	0.0	71.80	$\sim$	72.00	8.4	0.27	0.3	1.0
29.80	$\sim$	30.00	8.5	0.57	0.3	0.8	73.00	$\sim$	73.35	8.4	0.34	0.4	1.2
33.45	$\sim$	33.75	8.4	2.3	13.5	33.4	75.50	$\sim$	75.80	8.7	0.93	16.9	65.2
35.70	$\sim$	36.00	8.5	4.8	0.1	0.2	88.00	$\sim$	88.20	9.0	1.2	16.5	51.6
36.25	$\sim$	36.50	8.2	4.0	0.2	0.3	89.70	$\sim$	90.00	8.5	0.40	0.1	0.3
37.70	$\sim$	38.00	8.7	5.0	0.0	0.0	90.00	$\sim$	90.30	7.3	0.46	0.1	0.3
38.12	$\sim$	38.45	8.0	4.8	0.0	0.0	91.25	$\sim$	91.50	7.4	0.44	0.9	3.1
46.50	$\sim$	46.70	8.3	10.2	0.8	1.8	93.00	$\sim$	93.20	8.3	0.41	0.1	0.2
47.50	$\sim$	47.75	8.3	12.4	0.7	1.8	94.35	$\sim$	94.55	8.4	0.51	1.8	6.1
48.65	$\sim$	48.88	8.4	14.3	0.3	0.7	97.10	$\sim$	97.22	7.6	0.35	0.0	0.0
49.00	$\sim$	49.30	8.2	12.6	1.8	4.5	97.72	$\sim$	97.80	8.0	0.34	0.3	1.6
51.00	$\sim$	51.25	8.0	15.4	1.3	3.2	106.63	$\sim$	106.73	8.5	0.59	2.0	11.7

表 3-3-15 富士川右岸地区における間隙水の水質

*掘削水の混入率は間隙水の蛍光染料濃度と当該深度の掘削水の蛍光染料濃度の比率





2) 富士川左岸地区における地質および水理地質

富士川右岸地区における土質試験による湿潤密度と透水係数を表 3-3-16 に,水理試験 によるスクリーン区間の水理定数と地下水の pH・電気伝導度を表 3-3-17 に,間隙水の pH・電気伝導度・蛍光染料濃度を表 3-3-18 に, FGB-1 孔の観測孔仕上げの概要を図 3-3-7 に,コア観察による地質・孔内物理検層による物性値・水理定数・地下水と間隙水の水質 の深度分布を図 3-3-7 に示す。

掘削地に分布する地質は、コアの観察および孔内物理検層の結果から、深度 9.2m 以浅 は埋土、深度 9.2~160m までは富士川扇状地砂礫層に区分され、富士川扇状地砂礫層に は深度 145.0~150.7m に富士火山噴出物の安山岩~玄武岩溶岩が挟在することが確認され た。埋富士川扇状地砂礫層は、全体に灰~暗灰色を呈し、玉石を含む砂礫を主体としてお り、所々に厚い砂や粘土が挟在する。挟在する砂~粘土には、木片・葉・根・炭化物から なる有機物や生痕化石が認められ、汽水成層と判断される。これらの層相から、掘削地 は、扇状地として砂礫が供給される富士川の河口部において、相対的な海水準の上昇に伴 い、後背湿地またはエスチュアリーの堆積環境が繰り返されてきたものと考えられる。富 士火山噴出物の安山岩~玄武岩溶岩は、暗灰色を呈し亀裂がほとんど発達しない塊状溶岩 からなり、基底部はクリンカー状を呈す。この溶岩は、岩相や出現深度から、村下

(1982)による「B層」に相当し、掘削地および周辺の地下に広く分布するものと考えられる。

孔内物理検層で得られた物性値は、孔径による乱れがあるものの、密度とP波速度が 地質状況・土質試験で得られた物性値と良い相関が認められた。電気比抵抗値は、同様の 地質によっても差異を示しており、地質と地下水の合成された性状を反映しているものと 判断される。電気比抵抗値の深度分布の傾向が大きく異なるのは、深度 86m 付近であ る。深度 86m 以浅は、相対的に比抵抗値の大きな区間である。深度 86m 以深は、比抵抗 値が深度の増加に伴い減少する区間である。

水理試験と土質試験で得られた透水係数は地質によって異なり,砂礫が 10⁻⁴~10⁻⁵m/s, 砂が 10⁻⁵~10⁻⁷m/s,シルトが 10⁻⁶~10⁻⁹m/s,粘土が 10⁻¹⁰m/s,安山岩~玄武岩が 10⁻¹³m/s のオーダーを示した。地下水・間隙水の電気伝導度は,電気比抵抗値の深度区分と相関が あり,深度 86m 以浅が 1mS/cm 程度以下で淡水が賦存する領域,深度 86m 以深が最大 14mS/cm 程度で深度の増加とともに塩水となる領域であった。

これらから、全体的な帯水層構造は、挟在するシルト〜粘土と安山岩〜玄武岩が難透 水層として砂〜砂礫からなる帯水層を区分する多層構造をなしていると考えられる。特 に、富士火山噴出物の安山岩〜玄武岩溶岩は、掘削地および周辺に広く連続することが把 握されており、帯水層構造を大きく規定するものと示唆される。本報では、FGB-1 孔を 溶岩の下位に分布する砂礫を対象とした観測孔に仕上げた。地下水・間隙水の水質の分布 は、塩淡境界を捉えているものと推測される。ただし、平衡水位の深度分布が不明であ り,地下水流動の詳細が明らかでない。そのため、今後に観測孔を追加設置し,孔内水 位・水質の連続的なモニタリングを実施する必要がある。

試料番号	ŧ	采取深』 (GL-m)	度 )	湿潤密度 $\rho_t$ (g/cm ³ )	透水係数 k ₁₅ (m/s)
FGB-1-1	28.00	$\sim$	28.25	2.210	2.7E-09
FGB-1-2	31.30	$\sim$	31.60	1.993	1.5E-06
FGB-1-3	32.60	$\sim$	32.80	1.878	3.0E-10
FGB-1-4	51.45	$\sim$	51.50	1.947	1.9E-10
FGB-1-5	53.00	$\sim$	53.30	1.948	3.5E-10
FGB-1-6	55.35	$\sim$	55.65	2.017	9.4E-06
FGB-1-7	64.70	$\sim$	65.00	1.891	2.0E-10
FGB-1-8	75.40	$\sim$	75.70	2.169	7.2E-11
FGB-1-9	76.55	$\sim$	76.85	2.064	1.9E-07
FGB-1-10	78.70	$\sim$	79.00	1.856	9.3E-11
FGB-1-11	86.10	$\sim$	86.40	1.993	4.1E-10
FGB-1-12	106.15	$\sim$	106.35	1.988	2.0E-07
FGB-1-13	106.35	$\sim$	106.66	1.957	6.6E-08
FGB-1-14	107.55	$\sim$	107.85	1.990	3.5E-07
FGB-1-15	148.00	$\sim$	148.25	2.756	1.2E-13

表 3-3-16 富士川左岸地区における土質試験による湿潤密度と透水係数

表 3-3-17 富士川左岸地区における水理試験による水理定数と地下水の pH・電気伝導度

段階揚水試験         4.84E-05           定流量揚水試験         Cooper-Jacob         2.78E-04         6.83E-01           甘vorslev         5.21E-05         1           注水試験①         4.22E-04         7.72E-29           注水試験③         3.98E-04         2.26E-31         7.13           注水試験③         1.90E-04         1.98E-12	試験項目·角	释析方法	透水係数 (m/s)	比貯留係数 (1/m)	pН	電気伝導度 (mS/cm)
定流量揚水試験     Cooper-Jacob     2.78E-04     6.83E-01       甘vorslev     5.21E-05	段階揚水	試験	4.84E-05			
上加重物小試験     Hvorslev     5.21E-05       注水試験①     4.22E-04     7.72E-29       注水試験②     Agarwal     3.98E-04     2.26E-31     7.13     14       注水試験③     1.90E-04     1.98E-12     1.98E-12     14	今本具相大学殿	Cooper-Jacob	2.78E-04	6.83E-01		
注水試験①     4.22E-04     7.72E-29       注水試験②     Agarwal     3.98E-04     2.26E-31     7.13     14       注水試験③     1.90E-04     1.98E-12	<b>止</b> 抓重伤小 <b>讯</b> 斔	Hvorslev	5.21E-05			
注水試験②     Agarwal     3.98E-04     2.26E-31     7.13     14       注水試験③     1.90E-04     1.98E-12	注水試験①		4.22E-04	7.72E-29		
注水試験③ 1.90E-04 1.98E-12	注水試験②	Agarwal	3.98E-04	2.26E-31	7.13	14.04
	注水試験③		1.90E-04	1.98E-12		
回復試験① 2.78E-04 2.03E-26	回復試験①		2.78E-04	2.03E-26		
回復試験② Agarwal 4.20E-04 5.30E-33	回復試験②	Agarwal 4.20E-0		5.30E-33		
回復試験③ 5.52E-04 9.17E-41	回復試験③		5.52E-04	9.17E-41		

#### 表 3-3-18 富士川左岸地区における間隙水の pH・電気伝導度・蛍光染料濃度

	採	取深度		pН	電気 伝導度	蛍光染料 濃度	掘削水 混入率	採	取深!	ŧ	pН	電気 伝導度	蛍光染料 濃度	掘削水 混入率
_	(0	GL-m)			(mS/cm)	(mg/L)	(%)	(0	GL-m	l)		(mS/cm)	(mg/L)	(%)
_	2.30	$\sim$	2.48	7.7	0.65	0.0	0.0	54.60	$\sim$	54.90	7.8	0.47	0.7	3.0
	3.75	$\sim$	4.00	10.2	1.27	1.9	4.2	55.10	$\sim$	55.35	8.8	0.68	18.3	80.3
	11.50	$\sim$	11.80	7.8	0.28	0.0	0.0	64.50	$\sim$	64.70	8.6	1.06	0.0	0.0
	16.00	$\sim$	16.35	7.5	0.26	0.0	0.0	65.55	$\sim$	65.80	9.1	0.75	0.0	0.0
	30.40	$\sim$	30.60	9.3	0.38	0.0	0.0	73.60	$\sim$	73.80	8.7	0.58	0.0	0.0
	30.60	$\sim$	30.80	9.1	0.37	0.0	0.0	74.30	$\sim$	74.60	8.7	0.53	0.0	0.0
	31.60	$\sim$	31.75	8.9	0.33	0.0	0.0	75.20	$\sim$	75.40	8.5	0.47	0.7	2.3
	32.80	$\sim$	33.00	8.0	0.36	0.0	0.0	77.30	$\sim$	77.50	8.8	0.53	0.0	0.0
	33.00	$\sim$	33.25	7.7	0.35	0.0	0.0	78.40	$\sim$	78.70	8.5	0.46	1.0	3.2
	34.10	$\sim$	34.30	8.0	0.34	0.0	0.0	85.75	$\sim$	86.00	8.3	1.35	0.3	0.6
	40.00	$\sim$	40.15	8.7	0.156	0.0	0.0	104.00	$\sim$	104.30	8.3	1.02	0.0	0.0
	51.20	$\sim$	51.40	8.2	1.19	0.0	0.0	105.80	$\sim$	106.00	8.7	2.3	0.0	0.0
	52.00	$\sim$	52.30	7.7	1.09	0.0	0.0	106.66	$\sim$	106.80	8.4	2.2	7.7	19.3
	52.70	$\sim$	52.90	7.5	0.84	0.0	0.0	107.00	$\sim$	107.30	8.0	2.8	11.8	31.8
	53 75	$\sim$	54.00	78	0.52	0.5	0.6							

*掘削水の混入率は間隙水の蛍光染料濃度と当該深度の掘削水の蛍光染料濃度の比率







図 3-3-8 FGB-1 孔における観測孔仕上げの概要

3) 掘削状況

富士川右岸地区におけるコアリング時の掘削記録を図 3-3-9 に,富士川左岸地区におけるコアリング時の掘削記録を図 3-3-10 に,地質・工法ごとのコアリング時の掘削記録を 表 3-3-19 に,工法・深度ごとの掘進速度とコア採取率の一覧を表 3-3-20 に,日掘進量の 一覧を表 3-3-21 に示す。

地質ごとのコア採取率は、富士川右岸地区において、普通工法の平均値が砂礫で 96.2%、粗粒砂で 99.2%、中粒砂で 98.2%、細粒砂で 89.3%、シルトで 98.0%、粘土で 100% であり、細粒砂で最も小さな値、HQ-WL 工法の平均値が砂礫で 62.0% を示した。富 士川左岸地区においては、普通工法の平均値が砂礫で 95.2%、粗粒砂で 100%、中粒砂で 94.7%、細粒砂で 100%、シルトで 94.3%、粘土で 99.1% であり、いずれの地質においても 90%以上、HQ-WL 工法の平均値が砂礫で 51.1%、安山岩~玄武岩で 96.0% を示した。普 通工法と HQ-WL 工法ともに掘削した砂礫に着目すると、コア採取率は普通工法の方が高 い値を示す。普通工法ではセジメントチューブなどのツールスを付加することでカッティ ングスを排除できるため、送水量を抑えて掘削することが可能である。一方で、HQ-WL 工法では普通工法に比較してカッティングスを排除するために 6~8 倍の送水量で掘削を 行っており、普通工法で高いコア採取率となった要因として、送水量が抑えることで砂礫 の基質の流失を抑制し、コアの撹乱を防止できたためと考えられる。

地質ごとの掘進速度は、富士川右岸地区において、普通工法の平均値が砂礫で 114.8cm/h,粗粒砂で365.1cm/h,中粒砂で361.8cm/h,細粒砂で332.4cm/h,シルトで 289.3cm/h,粘土で196.5cm/h,HQ-WL工法の平均値が砂礫で41.4cm/hを示した。富士川 左岸地区においては、普通工法が砂礫で92.0cm/h,粗粒砂で133.2cm/h,中粒砂で 123.7cm/h,細粒砂で139.8cm/h,シルトで142.3cm/h,粘土で127.4cm/h,HQ-WL工法の 平均値が砂礫で36.9cm/h,安山岩~玄武岩が132.3cm/hを示した。砂礫に着目すると、掘 進速度は普通工法の方が3倍程度大きい傾向を示す。ただし、日掘進量(ロッドの昇降等 の雑作業を含む)によれば、両地区ともに、普通工法は深度の増加とともに1/3程度まで 低下する。一方でHQ-WL工法の日掘進量は深度の増加に関わらず変化しないまたは増加 する傾向が認められ、深部の掘削における掘進能率はHQ-WL工法が高いことが追認され た。

送排水比は,送水量に対する排水量の比率であり,送排水比が小さいほど,逸水を生 じたことを意味する。地質別の送排水比は,富士川右岸地区において,普通工法の平均値 が砂礫で73.6%,粗粒砂で94.3%,中粒砂で94.3%,細粒砂で94.5%,シルトで98.7%, 粘土で95.2%,HQ-WL工法の平均値が砂礫で71.0%を示した。富士川左岸地区において は,普通工法の平均値が砂礫で63.8%,中粒砂で100.0%,細粒砂で87.5%,シルトで 87.5%,粘土で95.8%,HQ-WL工法の平均値が砂礫で87.3%,安山岩~玄武岩で59.4%を 示した。地質別の送排水比は,砂礫と安山岩~玄武岩で小さな値を示した。また,富士川 右岸地区においては98mを境として送排水比の傾向が異なった。工法による送排水比の 差異は小さく、逸水は地質状況によって発生したことが伺える。なお、ノンコア掘削およ び拡孔掘削における送排水比はいずれも95%以上を示し、未固結な地盤においても逸水 を抑制して安定した孔壁を維持するのにノンコア掘削および拡孔掘削が有効であることが 示唆された。

掘削水の比重と粘速は、富士川右岸地区において、普通工法の平均値で、比重が 1.06 ~1.08、粘速が 36~52s を示した。HQ-WL 工法の平均値は、比重が 1.02,粘速が 37s を 示した。富士川左岸地区においては、普通工法の平均値は、比重が 1.05~1.10,粘速が 30~52s,HQ-WL 工法の平均値は、比重が 1.03~1.08,粘速が 47~54s を示した。掘削水 の pH と電気伝導度は、富士川右岸地区において、普通工法の平均値でいずれの地質にお いても、pH が 9.3~9.6,電気伝導度が 1,055~1,295 µ S/cm を示した。HQ-WL 工法の平均 値は pH が 8.3~13.1,電気伝導度が 2,885 µ S/cm を示した。富士川左岸地区においては、 普通工法の平均値で pH が 9.0~9.3,電気伝導度が 566~1,403 µ S/cm を示した。HQ-WL 工法の平均値は、pH が 10.8~12.1,電気伝導が 4,173~7,371 µ S/cm を示した。普通工法 と HQ-WL 工法の掘削水の記録を比較すると、両地区においても、HQ-WL 工法における pH と電気伝導度は値のばらつきが大きい傾向が認められる。これらは、HQ-WL 掘削時 に実施した崩壊防止のためのセメンチングと逸水の頻発に伴う補泥の影響、孔内への塩水 性地下水の流入が要因として挙げられる。

以上から,掘削状況は地質・地下水の状況によって異なり,各工法を適切に組み合わ せた掘削を行うことが有効と考えられる。また,両地区の掘削状況に大きな差異は認めら れず,富士川右岸地区で実施した脱塩水を用いた掘削は,掘削に影響を与えないものと判 断される。表 3-3-14 と図 3-3-6 に示す掘削水の混入率の大きい試料と小さい試料の pH と 電気伝導度を比較すると,両者に大きな違いは認められない。地下水とコア間隙水の pH と電気伝導率の深度分布は調和的であり,コア間隙水は地下水の性状を反映しているもの と判断される。そのため,脱塩水を用いた掘削は,例えば,海底下に賦存する淡水性地下 水の把握など,地下水性状の把握におよぶ掘削の影響を抑制することが可能であるものと 考える。

210









# 表 3-3-19 地質・工法ごとのコアリング時の掘削記録

### (a) 富士川右岸地区

14 FF	<b>一</b> >+-	コア	採取率	(%)	掘進這	速度(cm	/hour)	莋	苛重(MPa	ι)
地頁	上法	最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均
177 1	普通	80.0	100.0	96.0	75.0	780.0	249.9	0.0	0.2	0.0
埋土	HO-WL	-		-	-	-	-		-	-
	善诵	35.7	100.0	96.2	19.6	660.0	114.8	0.0	1.0	03
砂礫	HO-WL	0.0	100.0	62.0	85	111 1	41.4	1.8	2 5	2.1
	並活	00.0	100.0	00.2	82.0	1063.0	365.1	0.0	1.0	0.3
粗粒砂	 HO WI	90.0	100.0	37.2	03.7	1005.0	505.1	0.0	1.0	0.5
	<u>пQ-w</u> L	-	100.0	-	-	1200.0	2(1.0	-	-	- 0.1
中粒砂	普週	84.6	100.0	98.2	150.0	1200.0	301.8	0.0	1.0	0.1
-	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
細粒砂	普通	23.3	100.0	89.3	60.0	840.0	332.4	0.0	1.0	0.4
, <u>1</u> ,	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<ul> <li>シルト万層。</li> </ul>	普通	93.9	100.0	99.2	142.4	720.0	320.8	0.0	0.7	0.2
270十五個	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2 (1)	普通	93.9	100.0	98.0	167.8	400.0	289.3	0.0	0.2	0.1
ンルト	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
stat t	普诵	100.0	100.0	100.0	77.1	385.9	195.6	0.0	0.5	0.2
粘土	HO-WL	-				-			-	
			]転数(m	m)	送	水圧(MP	'a)	送	水量(I/m	nin)
地質	工法	星小			是小	///(mir 星十		(立) 	·,、重 (L/II 	
	朱 /玄	取小	取八	十岁	取小	取八	++ ×J	取小	取八	十代
埋土	普迪	100.0	180.0	156.0	0.3	0.6	0.4	0.0	2.3	1.4
	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
砂礫	普通	0.0	180.0	128.0	0.0	1.1	0.2	0.0	10.0	4.4
NY WK	HQ-WL	80.0	80.0	80.0	0.0	0.7	0.2	24.3	62.9	31.8
<u> </u>	普通	0.0	180.0	63.3	0.0	1.2	0.3	0.0	10.0	3.1
1ነቷ ተሥ ዝን	HQ-WL									
中報告でい	普通	0.0	150.0	34.1	0.0	0.8	0.2	0.0	10.0	2.5
甲桠咿	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Am data wit	普诵	0.0	160.0	66.7	0.1	1.6	0.8	0.0	10.0	4.8
細粒砂	HO-WI		-	-			-			 -
	—————————————————————————————————————	0.0	140.0	75.0	0.1	2.1	0.5	0.0	10.0	62
・シルト互層	HO.WI		1 10.0	-		<u> </u>	-			0.2
	11Q-WL	-	-	50.0	-	-	-	-	-	-
シルト	百进	0.0	130.0	50.0	0.2	0.4	0.2	0.0	10.0	
	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
粘土		0.0	160.0	114.0	0.0	0.3	0.3	0.0	10.0	7.6
10 - 22	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
抽啠	丁注	排	水量(L/n	nin)	送	排水比(%	6)			
心貝	上伝	最小	最大	平均	最小	最大	平均			
	普通	0.0	1.8	1.1	62.8	100.0	88.0			
埋土	HQ-WL	-	-	-	-		-			
		0.0	95	32	68	100.0	73.6			
砂礫		11.5	52.2	2.2	/0.2	08 /	71.0			
	<u> 並 予</u>	0.0	80	22.0	40.5 26.0	100.0	84.2	_		
粗粒砂	<u>百进</u>	0.0	0.2	2.1	20.0	100.0	04.3			
	HQ-WL	-	-	-	-	-	-			
中粒砂		0.0	9.6	2.0	66.7	100.0	94.3	~~~		
	HQ-WL	-	-	-	-	-	-			
細粒砂	普通	0.0	9.5	4.3	87.0	100.0	94.5			
Alter direction	HQ-WL	-	-	-	-	-	-			
シルトを屋	普通	0.0	9.5	5.6	79.7	100.0	93.5			
・シルトム間	HQ-WL	-	-	-	-	-	-			
	普诵	0.0	9.6	3.2	96.1	100.0	98.7			
シルト	HO-WI	-	-	-						
	並 活	0.0	0.6	7 2	00.0	100.0	05.2			
粘土	百进	0.0	9.0	1.2	90.0	100.0	93.2			
	HQ-WL	-	-	-	-	-	-			

※工法

普通工法:深度0~120m HQ-WL:深度120~180m ※送排水比

((排水量)/(送水量)) * 100 1掘進ごとに算出

## 表 3-3-19 (つづき)

### (b) 富士川左岸地区

		77	拉面索	(04)	掘進這	車 m ( cm	a/hour)	ź	h m	2)
地質	工法	最小	禄 収 平 最 大	(%) 平均	- 個進 	▲皮(ch 最大	THOUL) 平均	□ [™] 最小	」重(MF7 最大	a) 平均
	普诵	100.0	100.0	100.0	20.0	360.0	111.3	0.7	2.5	1.4
埋土	HO-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	<u>————————————————————————————————————</u>	0.0	100.0	95.2	20.0	252.0	92.0	0.7	2.7	15
砂礫	HO-WL	0.0	100.0	51.1	6.7	82.8	36.9	1.5	2.5	1.7
data da barrat	普诵	100.0	100.0	100.0	80.0	180.0	133.2	2.0	2.7	2.3
粗粒砂	HO-WL					-	-			
	普通	41.7	100.0	94.7	65.0	170.0	123.7	0.8	2.7	1.9
中粒砂	HO-WL	-	-	-		-	-	-	-	
(m. [1] m]	普诵	100.0	100.0	100.0	53.3	204.0	139.8	0.8	2.2	1.5
細粒砂	HO-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	普通	42.9	100.0	94.3	52.5	200.0	142.3	0.8	2.7	1.9
シルト	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
stel t	普通	85.7	100.0	99.1	40.0	330.0	127.4	0.8	2.7	2.0
粘土	HQ-WL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	普诵	-	-	-	-	-	-	-	-	-
安山岩	HO-WL	88.0	100.0	96.0	81.8	160.0	132.3	1.7	1.7	1.7
		P	]転数(rp	m)	送	水圧(MI	Pa)	送	水量(L/n	nin)
地質	工法	最小	最大		最小	最大	平均	最小	最大	, 平均
	善通	0.0	120.0	113 3	01	01	0.1	50	50	5.0
埋土	HO-WL		-	-	-	-	-	-	-	-
		0.0	180.0	102.3	0.1	0.3	0.2	2.0	8.0	6.5
砂礫	·····································	120.0	180.0	102.5	0.0	1.5	0.5	13.7	61.4	41.7
	並通	0.0	120.0	72.0	0.0	1.5	0.5	15.7	01.4	41.7
粗粒砂	HO-WI			- 12.0						
		0.0	120.0	87.3	0.1	0.2	0.1	80	10.0	0.3
中粒砂		0.0	120.0	07.5	0.1	0.2	0.1	0.0	10.0	7.5
	11Q-WL	-	-	- 70 0	- 0.2	- 0.4	- 0.4		-	-
細粒砂		0.0	130.0	/0.0	0.5	0.4	0.4	0.0	8.0	0.0
	<u>пQ-w</u> L	-	-	- 111.0	- 0.3	0.3	0.3	8.0	8.0	8.0
シルト	<u>百</u> 週	0.0	130.0	111.0	0.5	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0
	<u>пQ-w</u> г	-	- 120.0	105.0	- 0.1	-	-	-	10.0	- 0.7
粘土	百.理	0.0	120.0	105.0	0.1	0.2	0.2	0.0	10.0	0.1
	<u>пQ-w</u> г	-	-	-	-	-	-	-	-	-
安山岩	 	-	- 100	-	-	-		-		
	пQ-wl	180	180	180	0.2	0.8	0.4	37.0	<i>33.2</i>	41.2
		+11-	水島(T /	-i)	<i>،</i> کد		)/ )			
地質	工法	19F.	小里(L/II 已上	шп) जर +/-	匹:	即小儿(	/0) \			
	朱之	取小	取入	平均	取小	取入	平均	—		
埋土	普通	5.0	5.0	5.0	100.0	100.0	100.0			
	HQ-WL	-	-	-	0.0	100.0	(2.0			
砂礫		0.0	8.0	4.2	0.0	100.0	63.8			
	HQ-WL	11.8	61.3	37.8	41.9	102.1	87.3			
粗粒砂	普通	-	-	-	-	-				
	HQ-WL	-	-	-	-	-	-			
中粒砂	普通	8.0	10.0	9.3	100.0	100.0	100.0	~~~		
=->	HQ-WL	-	-	-	a =					
細粒砂	普通	7.0	7.0	7.0	87.5	87.5	87.5			
	HQ-WL	-	-	-						
シルト	普通	7.0	7.0	7.0	87.5	87.5	87.5			
	HQ-WL	-	-	-						
粘土		7.0	10.0	8.3	87.5	100.0	95.8			
1년 노노	HQ-WL	-	-	-	-	-	-			
安山塁	普通	-	-	-	-	-	-			
<u> </u>	HQ-WL	18.4	39.4	28.7	48.9	71.4	59.4			

※工法

普通工法:深度0~108m HQ-WL:深度120~160m ※送排水比 ((**排水量)/(送水量**)) * 100

1掘進ごとに算出

### 表 3-3-20 深度・工法ごとの掘進速度とコア採取率

### (a) 富士川右岸地区

工业	涩 庄 (C L m)	丁 沙+	掘進	i速度(cm/	hour)	3	ア採取率(	(%)
扎畓	保度 (G.L-m)	上伝	最小	最大	平均	最小	最大	平均
	$0 \sim 20 \mathrm{m}$		68.6	1200.0	235.0	80.0	100.0	08.0
	0 2011		(68.6)	(280.9)	(123.4)	80.0	100.0	90.9
	20~40m		62.4	840.0	417.1	23.3	100.0	94.5
	20 4011		(62.4)	(300.0)	(201.3)	25.5	100.0	94.5
	40∼60m		73.5	1063.0	338.3	100.0	100.0	100.0
SKB 1	40 0011	並 活	(73.5)	(276.9)	(160.8)	100.0	100.0	100.0
SKD-1	60~80m	日四	37.1	390.0	169.3	35.7	100.0	92.9
	00 0011		(35.7)	(100.0)	(92.9)	55.7	100.0	)2.)
	80~100m		35.3	335.2	100.9	69.2	100.0	98.2
	00 10011		(35.3)	(240.0)	(80.9)	0).2	100.0	90.2
	100~120m		19.6	72 7	49 7	81.3	100.0	974
	100 12011		19.0	12.1	42.7	01.5	100.0	<i>)</i> /
	120~140m		8.5	104.3	33.9	0.0	100.0	56.6
SKB-1	140~160m	HQ-WL	26.1	111.1	45.6	0.0	100.0	61.3
		-						
	160~180m		15.4	89.6	49.5	0.0	100.0	72.2

※86mまで打ち込み式サンプラーによる無水掘削と送水掘削を併用

※掘進速度:送水掘削のみの掘進速度を下段(カッコ)に表示

#### (b) 富士川左岸地区

71	深度 (CLm)	十斗	掘進	速度(cm/	hour)	"	ア採取率(	%)
九畓	保度 (G.L-m)	上伝	最小	最大	平均	最小	最大	平均
	$0\sim 20$ m		20.0	360.0	100.4	100.0	100.0	100.0
	0 - 2011		(20.0)	(96.0)	(57.4)	100.0	100.0	100.0
	$20\sim 40$ m		21.4	330.0	133.1	83.3	100.0	00.4
	20 4011		(21.4)	(77.6)	(61.6)	05.5	100.0	<i>уу</i> . <del>4</del>
	40∼60m		48.0	252.0	142.5	41.7	100.0	07 7
FCR 1	40 0011	並 活	(84.0)	(93.3)	(88.7)	41.7	100.0	)1.1
POD-1	60~80m	日地	34.3	204.0	123.0	88.2	100.0	99.7
	00 0011		(34.3)	(133.3)	(83.9)	00.2	100.0	<i>))</i> .1
	80~100m		30.0	150.0	67.4	50.0	100.0	07.1
	30 ⁻ 100III		(35.0)	(102.9)	(58.0)	50.0	100.0	97.1
	$100 \sim 108 m$		20.0	180.0	61.2	0.0	100.0	75 /
	100 - 10811		(20.0)	(80.0)	(43.4)	0.0	100.0	75.4
	$120 \sim 140 \text{m}$		67	82.8	28.1	0.0	100.0	33.4
FGB-1	120 14011	HO-WI	0.7	02.0	20.1	0.0	100.0	55.7
1001	$140 \sim 160 m$		15.8	160.0	58.8	17.0	100.0	79 3
	140 10011		15.0	100.0	50.0	17.0	100.0	17.5

※108mまで無水掘削と送水掘削を併用

※掘進速度:送水掘削のみの掘進速度を下段(カッコ)に表示

## 表 3-3-21 深度・工法ごとの日掘進量

### (a) 富士川右岸地区

71 - 15	深度	十半	掘進数	日掘進量
九省	(G.L-m)	上伝	(回)	(m)
	$0\sim 20 \mathrm{m}$		19	6.6
	20~40m		24	5.1
SVD 1	$40\sim 60 \mathrm{m}$	並為	26	3.0
SKD-1	$60\sim 80 \mathrm{m}$	首通	25	3.1
	$80\sim 100 \mathrm{m}$		20	2.4
	$100 \sim 120 m$		20	2.4
	120~140m		53	1.7
SKB-1	140~160m	HQ-WL	35	1.5
	$160 \sim 180 {\rm m}$		31	2.2

※HQ-WLは二方作業で行ったため、1方あたりの掘進長を日掘進量とした。

### (b) 富士川左岸地区

孔番	深度	丁注	掘進数 (回)		日掘進量	
	(G.L-m)	上伝			(m)	
FGB-1'	$0\sim 20m$			37		1.7
	$20\sim 40 \mathrm{m}$	並话	<b>.</b>	26	<i>.</i>	2.6
	40~60m			31	-	2.8
	$60\sim 80 \mathrm{m}$	日地		34	-	2.2
	$80\sim 100 \mathrm{m}$			34		1.3
	$100\sim 108 \mathrm{m}$			18		1.1
FGB-1	$120 \sim 140 m$	HOWI		37	(	0.4
	$140 \sim 160 {\rm m}$	IIQ-WL		28		1.3
- (2) 地下水・間隙水の水質解析
- 1) 解析に用いた間隙水試料について

本年度のボーリング調査では、SKB-1孔とFGB-1孔から得られる地下水や間隙水の化学 的特性から、浅層から深層の地下水の動態を探ることが目的の1つとなっている。特に放 射性核種の移動経路となりうる塩淡境界の位置の特定と、浅層から深層にかけての地下水 流動の把握が重要である。

掘削では泥水作成時に脱塩海水を用いた。脱塩海水のpHは6.9~8.9、ECは210~ 270μS/cm(表3-3-22)である。δ¹⁸O、δDはほぼ0‰であるため、例えば海上掘削時に(塩 水の)間隙水に泥水が混入しても、極端にその同位体情報が損なわれることはない。ただ し、本年度の掘削ではδ値の小さい間隙水が多く得られた。そこでトレーサー濃度から算 出される泥水混入率が5%を超える試料に関しては水質および同位体両方の考察から除外 した。

表3-3-22 海水および脱塩海水の水温、電気伝導度、pH (サンコーコンサルタント株式会社 吉岡正光氏 測定)

日付	中間	電気伝導	尊度計	р	H計	供去
	h4][1]	(mS/m)	(°C)	рН	水温(℃)	浦方
2日12日	8:50	3900	12.4	8.2	12.5	
2月13日	8:55	3900	12.5	8.3	12.5	

脱塩用海水(貯留タンクにて測定)

#### 脱塩後

口付	中間	電気伝	導度計	р	借去	
<u>ц</u> рј	山山山	(mS/m)	水温(℃)	pН	水温(℃)	加巧
	8:57	26.9	12.6	8.9	12.8	
	9:00	22.9	12.9	7.7	13.0	
2日12日	9:05	22.0	13.1	7.2	13.2	
27130	9:10	21.6	13.2	6.9	13.4	
	9:15	21.7	13.4	6.9	13.5	採水開始
	9:18					採水完了

2) SKB-1孔から得られる地化学情報より推定される水文地質

SKB-1孔の柱状図と間隙水水質および原位置地下水のシュティッフダイヤグラムを並べたものが図3-3-11、パイパートリリニアダイヤグラムにプロットしたものが図3-3-12である。18~98m深までの水質は下記の4つのゾーンに区分される。

- ・ゾーン I (18~26m深): NaCl型。塩水混合タイプ
- ・ゾーンⅡ(27~39m深): CaCl2型。塩水侵入時の先端に認められる水質タイプ
- ・ゾーンⅢ(46~57m深): NaCl型。塩水混合タイプ
- ・ゾーンIV(66~98m深): Ca(HCO₃)2型。浅層地下水タイプ

ゾーンI (18~26m深) とゾーンIII (46~57m深) は、間隙水の平均Cl-濃度が、それぞ れ約2,776mg/L、約4,937mg/LのNaCl型である。海水のCl-濃度を19,000mg/L程度とし

(Nordstrom et al, 1979、半谷・小倉、1995)、地下水のCl-濃度を0mg/Lとすると、それ ぞれ塩水が約15%、約26%混合していることになる。

ゾーンII (27~39m深)の地下水はCaCl₂型とNaCl型である。淡水地下水によって希釈 された塩水がさらに内陸側に侵入すると、その先端部では地下水中のNa⁺が地層中のCa²⁺ とイオン交換することにより、Ca²⁺とCl⁻の卓越した水質が形成される(Appelo and Postma, 2007)。ゾーンIIのうち、37.7m~38.45mの2つのダイヤグラムはNaCl型である が、ややCa²⁺濃度が高い。これらはゾーンIIIのNaCl型に漸移する過程と思われる。

ゾーンⅣ(66~98m深)の地下水は主にCa(HCO₃)2型である。ゾーンI~Ⅲまでとスケ ールが異なっていることに注意されたい。この領域の間隙水の平均Cl-濃度は約37mg/Lで あり、通常の浅層地下水よりやや高いものの(井川ほか,2014)、塩水混合はほとんど生 じていないと判断される。66.0~66.2mの水質についてははっきりしたことはわからな い。

パイパートリリニアダイヤグラムのひし形ダイヤグラムでは、ゾーンIVの間隙水は、い わゆる一般的な浅層地下水や河川水の領域にプロットされている(山本、1983)。ここに 希釈された塩水が混合するとイオン交換により、プロットはひし形ダイヤグラムの上側に 移る(ゾーンII)。さらに塩水混合率が高くなるとNaCl比が高くなり、海水に近い水質 組成となる(ゾーンIとゾーンIII)。原位置地下水(データは表3-3-23)のうち、40.96~ 43.00m以外のものはひし形ダイヤグラムにおいて浅層地下水や河川水の領域のそばにプ ロットされるが、陰イオン三角ダイヤグラム上では間隙水と比較してややSO4²比が高く なっている。間隙水のSO4²比が低くなる理由として、今回は泥水の浸潤がほとんど認め られない試料のみを考察対象としていることが考えられる。すなわち、このような間隙水 は原位置地下水と比較して透水性の低い領域に胚胎されており、それらの領域ではSO4² が還元により失われていると推定される。なお、99m以深(~180m深)は間隙水を採取 することができなかったが、142.83~144.67m深と172.48~174.53m深からの揚水地下水の 電気伝導度は、それぞれ43,900µS/cm、53,700µS/cmであり、海水に近いNaCl型となった。

デルタダイヤグラム(図3-3-13)ではゾーンⅣのプロットの多くはd値(=δD-8δ¹⁸O) が約10である。また、ほぼ全てのプロットが海水(原点)とゾーンⅣの混合線上にプロッ トされている。ゾーン I ~Ⅲでもd値が約10のものが数点存在するが、ゾーンⅣと比較す ると同位体比はやや重い。 SKB-1では57m以浅のNaCl型は塩水混合率が26%以下であった。各領域の水質が著しく 異なっていることから判断すると、地層の異方性に制御された水平横方向に近い流れが存 在し、それぞれの深度にて塩淡境界が存在するモデルを考えるべきであろう。142m以深 にて電気伝導度が高い地下水が得られたのは、この深度領域では塩淡境界が内陸まで入り 込んでいるためと推定される。



海水

図3-3-11 柱状図と間隙水、揚水地下水、海水のシュティッフダイヤグラム 柱状図右側の矢印の色は、ダイヤグラムの色に対応。海水のデータはNordstrom et al (1979)による。



図3-3-12 パイパートリリニアダイヤグラム (SKB-1)

凡例の数値は採取深度(m)。Pumpingは原位置(揚水)地下水である。海水のデータ はNordstrom et al (1979)による。



図3-3-13 デルタダイヤグラム (SKB-1)

凡例の数値は採取深度(m)。点線は海水とゾーンⅣの間隙水が形成する混合線。

表3-3-23 SKB-1孔およびFGB-1孔における原位置(揚水)地下水の水質分析結果

SKB	Alkalinity	F	Cl	NO ₂	Br⁻	NO3 ⁻	SO42-	PO43-	Li ⁺	Na⁺	${\sf NH_4}^+$	K⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Σanion	Σcation	Balance
実施深度(GL-m)	meq/L							mg/L							Zanion	Zeation	Dalarice
40.96 ~ 43.00m	1.589		2773.3				407.1			1249.0	4.8	20.7	177.9	328.4	88.2	86.3	-1.1
57.10 ~ 58.60m	1.338	0.1	20.1				27.6			12.2	0.1	2.0	6.1	29.7	2.5	2.6	0.1
76.20 ~ 78.50m	1.284	0.1	10.0			3.7	29.1	0.1	0.0	7.8		1.5	5.5	29.3	2.2	2.3	0.1
94.60 ~ 96.65m	1.518	0.1	21.1			2.0	34.9			10.7	0.2	1.9	6.8	36.8	2.9	2.9	0.1
142.83 ~ 144.67m	5.864		15578		46		2024			5540	1	61	1451	2515	487.4	489.2	0.2
172.48 ~ 174.53m	4.188		20444		61		2760			10372	4	111	1328	1539	638.3	641.7	0.3
FGB	Alkalinity	F	Cľ	NO ₂	Br	NO ₃ ⁻	SO42-	PO4 3-	Li ⁺	Na⁺	${\sf NH_4}^+$	K⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sanion	Section	Balanco
実施深度(GL-m)	meq/L							mg/L							Zanion	ZCation	Dalarice
150.5 ~ 157.0m	2.306	0.0	4986.0	0.0	16.4	0.0	891.5	0.0	0.0	1558.9	0.0	27.2	633.5	861.8	161.5	164.4	0.9

3) FGB-1孔から得られる地化学情報より推定される水文地質

FGB-1孔の柱状図と間隙水水質および原位置(揚水)地下水のシュティッフダイヤグラムを並べたものを図3-3-14、パイパートリリニアダイヤグラムにプロットしたものを図3-3-15に示す。シュティッフダイヤグラムはスケールに注意されたい。水質は明瞭に2つの ゾーンに区分される。

・ゾーンI(2~41m深): Ca(HCO₃)2型、NaHCO₃型、NaMg(HCO₃)型。浅層地下水タイプ

・ゾーンII (51~79m深): CaCl₂型、Ca(HCO₃)₂型。浅層地下水およびイオン交換タイプ

ゾーンI(2~41m)の水質は我が国の一般的な浅層地下水の水質である、Ca(HCO₃)2型 が多いが、塩水侵入の影響を受けたNaHCO₃型、NaMg(HCO₃)型も認められる。ゾーンI (51~79m深)ではゾーンIよりもやや溶存成分量が多く、74m深まではCaCl2型が多い。 これは前節で述べたように、塩水混合域の先端部に生じる水質タイプである。75m以深で はCa(HCO₃)2型となる。これ以深は間隙水試料を採取できなかった。ただし、150.5~ 157.0m深からは、電気伝導度が15110µS/cmの(原位置)地下水が得られた。水質はNaCl 型であり、塩淡境界付近の混合域であることが示唆される。

パイパートリリニアダイヤグラム(図3-3-15)のひし形ダイヤグラムでは、ゾーンIの 間隙水は、いわゆる一般的な浅層地下水や河川水の領域にプロットされている(山本、 1983)。ゾーンIの地下水に希釈された塩水が混合するとイオン交換により、プロットが ひし形ダイヤグラムの上側(ゾーンII)に移っていくことはSKB-1孔と同じである。な お、150.5~157.0mで得られた揚水地下水の陰イオン組成は海水に支配されているが、陽 イオン組成は明らかに海水とは異なる位置にプロットされており、イオン交換の影響が認 められる。

図3-3-16は水素・酸素安定同位体比を示したデルタダイヤグラムである。ゾーン I と II のプロットは明らかに区分され、ゾーン II は同位体的に軽い。この傾向はSKB-1孔でみら れたものと同じである。150.5~157.0mで得られた揚水地下水の同位体比は  $\delta$  D=-57‰、 $\delta$ ¹⁸O=-8.5‰であるが、CI-濃度から算出される塩水( $\delta$  D= $\delta$ ¹⁸O=0‰)の寄与分を除くと、  $\delta$  D=-77‰、 $\delta$ ¹⁸O=-11.5‰となる。この地下水の¹⁴C調整年代が10000年前後であることを 考えると(後述)、この軽い同位体比には温度効果が影響している可能性(最終氷期に涵 養された水である可能性)がある。

FGB-1はSKB-1とは異なり、80m以浅にNaCl型は認められない。これはSKB-1の掘削地 点が波打ち際であることに対し、FGB-1孔が海岸線から350mほど離れていることが原因 であると思われる。しかしながら、86m深に見られる粘土層以深で比抵抗が徐々に増加し ていることと(図3-3-7の比抵抗検層結果を参照)、150.5~157.0m深の原位置地下水に塩 水混入が認められることを考えると、FGB-1孔では160m以深に塩淡境界が存在する可能 性がある。



図3-3-14 柱状図と間隙水および原位置地下水のシュティッフダイヤグラム(FGB-1) 柱状図右側の矢印の色は、ダイヤグラムの色に対応。橙色のものは150.7~157.0mからの 揚水地下水である。



図3-3-15 パイパートリリニアダイヤグラム (FGB-1) 凡例の数値は採取深度 (m)。Pumpingは揚水地下水であることを示す。海水のデータ はNordstrom et al (1979)より得た。



図3-3-16 デルタダイヤグラム (FGB)

150.5~157.0mから得られた揚水地下水の同位体比は図中の赤丸の位置にプロットされるが、Cl⁻濃度から得られた塩水( $\delta D = \delta^{18} 0 = 0$ ‰)の寄与を除くと、青丸の位置になる。

4) 塩淡境界付近の混合域における地下水の炭素14年代

塩淡境界近傍の地下水の挙動は核種移行を考える上で重要である。そこで、本節では FGB-1孔(地盤高+4.33m)の150.83~157.33m深より得られた地下水(以下、FGB150mと する)の¹⁴C年代算出を試みた。涵養水(initial water: Plummer et al.,1994)としたのは、 ³Hが検出されたSKB-1孔の57.10~58.60m深(以下、SKB57m)と、94.60~96.65m深(以 下、SKB95m)から得られた地下水である。本年度は2つの掘削地点に加えて、比較のた めに陸域にて地下水調査を行ったが、 $\delta^{13}$ C、¹⁴Cの分析結果を⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、⁴He、³He/⁴He、 ³⁶Cl/Clの結果とあわせて表3-3-24に示す。

### 地化学反応仮説

本地域では、多くの陸域地下水は溶存酸素を含んでおり、電気伝導度も低い(井川, 2014:3-1節参照)。地下水はCa²⁺とHCO₃を主体としているが、WATEQ(Turesdell and Jones, 1973)を用いた熱力学計算によれば、温泉水を除く地下水のカルサイトに対 する飽和指数(Saturation Index:以下SI_{calcite})が0.0以上となっている地点は少ない (図3-3-17)。また、傾向として $\delta^{13}$ C とSI_{calcite}との関係には弱い比例関係が認められる とともに、 $\delta^{13}$ Cの増加と共に¹⁴Cが低くなる(図3-3-18)。

以上の結果は、比較的重いδ¹³Cを持つデッドカーボンが、流動中の地下水に付加され たと考えることによって説明が可能である。このような炭素の源としてしばしば考えられ るのは、地層中の微量の炭酸塩鉱物である。しかし、SKB57mとSKB95m(番号17、 22)とFGB150m(番号25)の⁸⁷Sr/⁸⁶Srは、いずれも0.706程度の値を示している。富士 山流域の地下水試料における⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(3-1-2参照)から判断すると、この値は富士川扇 状地の地下水と同程度の値であるため、扇状地砂礫層の影響を受けた地下水であることが 示唆される。地下水流速の速い扇状地砂礫層中に炭酸塩鉱物が存在していることは考えに くいため、炭素の起源として富士火山体からわずかに上昇してくる、火山ガスの影響も考 慮すべきである。

このことは⁴He/³He等の分析結果からも判断できる。FGB150m(番号25)についてみ ると、⁴He濃度は掘削地周辺の地下水試料と比べて1オーダー高い値を示すとともに ³He/⁴Heは周囲に比べて高い値を示す。富士山周辺の温泉遊離ガスの³He/⁴Heは大気比

(=1.40×10⁻⁶)で6.5前後であり(野津ほか,2007)、深部からのマントルヘリウムも大気に対して6倍程度の同位体比を持つとされる。 FGB150mに含まれる³He/⁴Heはこの値に極めて近いため、炭素の源として、火山ガス(深部起源のガス)が混入している可能性を支持する。一方でSKB57mおよび95mの³He/⁴Heは掘削地周辺の地下水とほぼ同程度の値を示している。

# 表3-3-24 Sr同位体比、¹³Cおよび¹⁴C、希ガスおよびCI同位体比分析結果一覧 (分析は(株)地球科学研究所による)

	⁸⁷ Sr	/ ⁸⁶ Sr	δ ¹	⁴c		⁴He		³ He/ ⁴	He	³⁶ CI/CI		
番号	Value	error (2σ)	value	error	δ ¹³ C (‰)	cm ³ STP/g	+-	cm ³ STP/g	+-	VALUE	ERROR	
1	0 704862	9 0F-06	-119.3	33	-15.6	4 7F-08	94F-10	1 4F-06	3 6F-08	(XIU '') 19.2	(XIU ···) 13	
2	0.705294	8.0E-06	-138.8	3.2	-19.6	5.1E-08	1.0E-09	1.4E-06	3.7E-08	28.0	1.7	
3	0.706326	8.0E-06	-168.3	3.1	-19.1	5.4E-08	1.1E-09	1.4E-06	3.6E-08	22.3	1.5	
4	0.704529	9.0E-06	-215.5	2.9	-20.3	5.4E-08	1.1E-09	1.5E-06	3.9E-08	16.1	1.2	
5	0.705462	8.0E-06	-159.9	3.1	-21.0	5.1E-08	1.0E-09	1.4E-06	3.7E-08	35.8	2.0	
6	0.705765	9.0E-06	-232.0	2.9	-19.2	5.1E-08	1.0E-09	1.4E-06	4.9E-08	35.3	2.0	
- / 8	0.705997	9.0E-06	-135.5	3.4	-19.4	5.5E-08	1.0E-09	1.4E-06	3.7E-08	39.9	2.3	
9	0.703940	9.0E-06	-619.9	1.4	-11.3	7.7E-08	1.5E-09	4.4E-06	9.3E-08	0.6	0.4	
10	0.703834	9.0E-06	-85.7	3.4	-16.7	5.3E-08	1.1E-09	1.4E-06	3.0E-08	42.2	2.2	
11	0.704294	9.0E-06	-439.5	2.1	-14.7	6.1E-08	1.2E-09	3.1E-06	4.7E-08	1.7	0.5	
12	0.703516	8.0E-06	-85.7	3.4	-19.1	5.6E-08	1.1E-09	1.9E-06	4.0E-08	227.2	9.0	
13	0.703542	9.0E-06	-320.2	2.5	-17.2	5.2E-08	1.2E-09	2.3E-06	5.0E-08	107.1	<u>1.4</u> 5.6	
15	0.705807	9.0E-06	-101.5	3.4	-19.2	5.2E-08	1.0E-09	1.3E-06	2.8E-08	0.6	0.4	
16	0.705846	8.0E-06	-35.5	3.6	-18.9	4.9E-08	9.9E-10	1.5E-06	2.3E-08	4.0	0.8	
17	0.706678	9.0E-06	-360.4	2.4	-20.7	5.5E-08	1.1E-09	2.1E-06	3.2E-08	30.0	1.8	
18	0.703624	8.0E-06	-407.9	2.2	-14.7	5.9E-08	1.2E-09	2.6E-06	3.9E-08	11.5	2.4	
19	0.703714	9.0E-06	43.0	3.9	-19.9	4.6E-08	9.3E-10	1.4E-06	2.2E-08	41.0	2.2	
21	0,703597	9.0E-06	-41.4	3.6	-16.5	7,4E-08	1.5E-09	1.5E-06	2.2E-08	153.3	7.2	
22	0.706108	9.0E-06	-505.7	1.9	-14.2	6.9E-08	1.4E-09	3.5E-06	5.4E-08	24.0	1.6	
23	0.703508	8.0E-06	-653.3	1.3	-10.6	6.4E-08	1.3E-09	4.1E-06	6.3E-08	35.1	1.9	
24	0.703661	8.0E-06	5.0	3.8	-21.7	7.1E-08	1.4E-09	1.4E-06	3.3E-08	102.2	5.1	
25	0.706164	8.0E-06	-853.5	0.9	-14.6	9.8E-07	2.0E-08	9.3E-06	2.0E-07	0.7	0.4	
20	0.700204	7.7E-06	-961.3	0.5	-8.1	4.00-08 5.9F-07	9.2E-10	5.4E-06	3.3E=08 1 1E=07	10	2.9	
28	0.703665	9.0E-06	001.0	0.0	0.1	0.02 01	1.22 00	0.12 00	1.12 07	1.0	<u>.</u> т	
29	0.705470	8.0E-06	]									
30	0.703597	9.0E-06										
31	0.703632	8.0E-06										
32	0.703659	9.0E-06 8.0E-06	-									
34	0.705648	9.0E-06										
35	0.703698	9.0E-06										
36	0.704904	8.0E-06										
37	0.704542	9.0E-06										
38	0.707063	9.0E-06 8.0E-06										
40	0.706926	9.0E-06										
41	0.703680	9.0E-06										
42	0.705522	9.0E-06										
43	0.703717	8.0E-06										
44	0.704978	7.0E-06										
40	0.703644	8.0E-06										
47	0.703735	9.0E-06										
48	0.703913	8.0E-06										
49	0.703536	9.0E-06										
50	0.703854	9.0E-06	-									
52	0.706920	9.0E-06	1									
53	0.707321	<u>8.0E</u> -06	1									
54	0.703619	8.0E-06	]									
55	0.707087	9.0E-06	-									
56	0.706412	9.0E-06	-									
58	0.703572	9.0E-06	1									
59	0.703702	8.0E-06	1									
60	0.703560	9.0E-06	]									
61	0.706840	9.0E-06	-									
62	0.703565	8.0E-06	-									
64	0.704701	9.0E-06	1									
65	0.707012	9.0E-06	1									
66	0.706849	9.0E-06	]									
67	0.705724	9.0E-06	4									
68	0.705250	9.0E-06	-									
<u>69</u> 70	0.706807	8.0E-06 9.0E-06	1									
71	0.703806	9.0E-06	1									
72	0.703993	9.0E-06	]									
73	0.703845	9.0E-06	4									
74	0.703834	8.0E-06	-									
/5 76	0.705428	9.0E-06 8.0E-06	1									
77	0.709183	9.0E-06	1									
78	0.709175	9.0E-06	]									
79	0.709161	9.0E-06										
80	0.703719	9.0E-06	]									



図3-3-17 δ¹³Cに対するカルサイトの飽和指数の変化





FGB150mと海水の溶存イオン濃度や濃度比を比較したものが表3-3-25である。Cl-濃度からFGB150mは、海水(塩水)と地下水が1:3程度で混合したものが基になっていると考えられる。

しかし、FGB150mのpHは海水 (pH=8.2; Nordstrom et al, 1979) よりも低く、7.1 である。周辺の地下水のpHは8.0内外であること多く (井川, 2014) 、やや低い値とな っているようである。また、陽イオンについては海水と比較してCa²⁺/Cl⁻とMg²⁺/Cl⁻が明 らかに高く、Na⁺/Cl⁻とK⁺/Cl⁻が低い。この傾向は、Anderson et al.(2003)がデンマーク沿 岸域のSkansehageにて観測した、塩水侵入過程で生じるイオン交換反応によって説明が 可能である。例えば、Na⁺とCa²⁺の交換の場合は以下のようになる。

 $Na^{+} + \frac{1}{2}Ca - X_{2} \leftrightarrow \frac{1}{2}Ca^{2+} + Na - X$ 

ここで、-Xは交換サイトである。塩水が陸側に侵入する際、豊富に含まれるNa⁺(および K⁺)が地層中のCa²⁺(およびMg²⁺)とイオン交換され、Ca²⁺(およびMg²⁺)が地下水中 に放出される。

一方、FGB150mではカルサイトに対する飽和指数(Saturation Index:以下SI_{calcite})が0.17であり、カルサイトに対して過飽和となっている。FGB150mのpHが低いことを 考えると、同じくAnderson et al.(2003)が述べた、次の反応も生じていると推定される。

 $CO_2 + CaCO_3 + H_2O \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{-}$ 

イオン交換により、地下水中のCa²⁺が増加するため、カルサイトに対して過飽和となって沈殿が生じる。この反応によりCO₂が放出されるため、地下水のpHが低下する。

表3-3-25 FGB-1孔(150.83~157.33m深)の地下水水質および海水の水質。海水のデー タはNordstrom et al.(1979)を用いた。

٦Ц		20	HCO3 ⁻	F -	Cl	Br⁻	SO42-	Na⁺	Mg ²⁺	K*	Ca ²⁺
	рн	pe					(mg/L)				
Sea water	8.2	8.5	142	0	19353	65	2712	10768	1292	399	412
FGB150m	7.1	-1.0	140.7	0.2	4986	16.4	892	1559	634	27.2	862
SKB57m	7.7	0.2	81.6	0.1	20.1	0.0	27.6	12.2	6.1	2.0	29.7
SKB95m	7.9	0.4	92.6	0.1	21.1	0.0	34.9	10.7	6.8	1.9	36.8
			HCO3/CI	F/CI		Br/Cl	SO4/CI	Na/Cl	Mg/Cl	K/CI	Ca/Cl
FGB-1			0.028	0.0401		0.003	0.179	0.313	0.127	0.005	0.173
海水			0.007	0.0000		0.003	0.140	0.556	0.067	0.021	0.021
				×10 ³							

・シミュレーションを用いた検証

¹⁴C調整年代の計算順序として、①陸側から海に向かう地下水と海から陸側に向かう塩 水が混合し、②その後にδ¹³CとDICの質量保存を満たすような化学反応を決定し、(3) 最終的に¹⁴C年代を求めた。

①本報告では、SKB57mとSKB95mの2つが海水と混合した水が放射壊変し、FGB150m になったと仮定する。SKB57mより得られた地下水は、 $\delta^{13}$ C= - 20.7‰、¹⁴Cが64pMC であるのに対し、SKB95mの $\delta^{13}$ Cは - 14.2‰、¹⁴Cは49.4pMCである。両地点ともに³H が検出されているため、地下水年代は60年未満である。このように本地域の沿岸域では ¹⁴C年代が0年であっても¹⁴Cは49.4pMCまで低下しうる。海水の $\delta^{13}$ Cは実測していない ため、ここでは土屋・和田(2002)を参考に - 0.6‰(駿河湾中央部)とし、¹⁴Cは坪井 ほか(2012)を参考に、100pMC(駿河湾250m深で得られた値のおおよその平均値)と 仮定した。

②前節の地化学反応仮説を検証するために、PHREEQC-2(Parkhurst and Appelo, 1990)を用いたシミュレーションをおこなった。手順は以下の通りである。

(1) Cl濃度を基に、SKB95m(あるいはSKB57m。以下では簡単のためSKB95mを例と して述べる)と海水の混合比を算出したところ、26.2%であった。この割合で両者を混合 したものを混合水と呼ぶことにする。

(2) 混合水に対し、イオン交換とカルサイトの沈殿を模擬したシミュレーションをおこ なった。カチオン(Na+とK+)のイオン換量はFGB150mと混合水の濃度の差

(62mmol) とした。この当量分が $Mg^{2+}$ と $Ca^{2+}$ と交換することになるが、両者の割合は モル比で0.35:0.65とした。このとき、 $SI_{calcite}$ と $SI_{dolomite}$ が、FBG-1がもつ、0.17と0.52になるような制限を加えた。この反応シミュレーション後の塩水を、反応水と呼ぶこと にする。反応温度は21Cとした。

以上の計算によると、反応水のpHは7.3となる。この値はFGB-1での実測値7.1に近 い。また、シュティッフダイヤグラム(図3-3-19)およびパイパートリリニアダイヤグラ ム(図3-3-20)でもシミュレーション結果と実測値がほぼ合致する。以上より、上記の地 化学反応仮説はFGB150mの水質形成に対して矛盾しないことが確認された。なお、計算 上のカルサイトの沈殿量は0.12mmolと微量であり、ドロマイトについては沈殿が生じな かったが、SIdolomite=0.48とFGB150mの値と近くなった。

一方、Anderson et al.(2003)の調査したSkansehageでは、塩淡水混合ゾーンよりも陸 側にてSO4²・濃度が低い。これは地層中に豊富な有機物が存在していたために地下水中の SO4²・がH₂Sに還元されたためであるが、FGB150mも還元環境であるにも関わらず、 SO4/Clは海水よりもやや高い。これは本地域の地層は火山噴出物であるため有機物が少 なく、さらに地層中にSO4²を含む鉱物が存在するためと推定される。



図3-3-19 FGB-1孔の150.83~157.33m深より得られた地下水(FGB150m)の水質形成シミ ュレーション結果をシュティッフダイヤグラムで表したもの SKB-1孔の57.10~58.60m深(以下、SKB95m)と海水の混合水が、イオン交換と炭酸塩鉱 物の沈殿によって、FGB150mに近い組成となることが示された。計算にはPHREEQC-2を用 いた。反応温度条件は21.0℃である。



図3-3-20 FGB-1孔の150.83~157.33m深より得られた地下水(FGB150m)の水質形成シミ ュレーションの結果(パイパートリリニアダイヤグラム)

### ・FGB150mの14C年代

以上の結果を念頭に、DICと $\delta^{13}$ Cフィッティング計算をおこなった。ここでは簡単の ため、反応相としてカルサイトと有機物の2種を与えた。表3-3-26および表3-3-27に計算 の条件を示す。このフィッティング計算では、上流側にSKB95mと海水との単純混合さ せた水(表3-3-26の単純混合)が存在すると仮定し、ここからFGB150mまで流動する間 に、カルサイトと有機物が溶解(もしくは沈殿)することを想定する。このとき、DICと  $\delta^{13}$ Cのマスバランスが満たされるようなカルサイトと有機物の溶解量の組み合わせを見 出す。この組み合わせは無数にあるが、前節までの議論から、カルサイトは正味沈殿す るものとし、表3-3-27の通り、反応量は-0.12~0.00mMの範囲とした(マイナスの反応量 は沈殿を意味する)。このようにして、単純混合水からFGB150mに至るまでのデッドカ ーボンの付加量を求めることにより、14C調整年代を求める。計算結果を図3-3-21に示 す。FGB150mの14C調整年代は9,400年前後となった。

表 3-3-26¹⁴C 調整年代の計算

上流側にSKB95mと海水の単純混合を与えた。DICはWATEQより算出した。

	Temp	DIC	δ ¹³ C	¹⁴ C
	°C	mМ	‰	pMC
SKB95m	16.9	1.553	-14.2	49.4
海水		2.184	-0.6	100.0
単純混合	20.1	2 022	-10 7	62.4
FGB150m	20.1	2.555	-14.6	14.7

#### 表3-3-27 フィッティング計算の条件

		δ ¹³ C(%	0)		付加量(n	nM)
	最小値	最大値	計算ステップ	最小值	最大値	計算ステップ
カルサイト	0	2	1	-0.12	0	0.01
有機物	-25	-15	5	0	2	0.01

一方、前節で述べたようにFGB150mの $\delta D$ や $\delta^{18}$ Oは極めて低いため、最終氷期に涵 養された水の可能性を考慮すべきである。同様の手順でSKB57mと海水との混合水を用 いて計算したものが図3-3-22であるが、このケースでは火山ガスの混入を考慮した。カル サイトの沈殿量は微量だったため考慮しなかった。計算された¹⁴C年代は11,000年程度で ある(この結果では、 $\delta^{13}$ Cが0~2‰の火山ガスが0.07~0.35mM混入したことが示され ている)。⁴He/³Heや $\delta D$ 、 $\delta^{18}$ Oの結果を考慮すると、図3-3-22の方が現実的だと思われ るが、いずれにせよ、FGB150mの年代は10,000年前後になると思われる。しかし、 FGB-1孔やSKB-1孔で見られた塩水と淡水の混合域が、現海水と地下水によって形成さ れたものであるのか、あるいは化石海水が関与しているのかははっきりしない。今後、 より詳細な調査を行う必要がある。



図 3-3-21 FGB-1 孔の 150.83~157.33m 深より得られた地下水(FGB150m)の¹⁴C 調整年 代。涵養水(Initial water)として SKB95m と海水の単純混合したものを与えた。



図 3-3-22 FGB-1 孔の 150.83~157.33m 深より得られた地下水(FGB150m)の¹⁴C 調整年 代。涵養水(Initial water)として SKB57m と海水の単純混合したものを与えた。

3-3-4 結論

富士川河口の両岸において調査掘削を行い、以下の結論を得た。

富士川右岸地区においては,富士川砂礫層が深度180mまで分布することが確認され, 認められた土質ごとの透水性・水質を把握した。富士川左岸地区においては,富士川砂礫 層中に挟在する富士火山噴出物(安山岩~玄武岩溶岩)が確認され,富士火山噴出物の下 位にスクリーンを設けた地下水の観測孔を設置した。両地区で実施した水理試験において は観測した孔内水位に潮汐による変動が認められ,沿岸域における水理試験では潮汐の影 響を考慮した試験・解析を行う必要が追認された。

富士川右岸地区では、海上掘削において課題になると考えられる掘削水に着目し、脱塩 装置によって海水を脱塩した水を用いた掘削を行った。両地区の掘削状況の比較から脱塩 水を用いることによる掘削への影響は認められないとともに、掘削水の混入率の異なるコ ア間隙水のpH・電気伝導度に大きな差異はなかった。そのため、脱塩水を用いた掘削は 地下水性状の把握におよぶ影響を抑制することが可能であることが考えられた。また、掘 削水に添加する蛍光染料トレーサーの濃度管理において、検体の前処理に凝集剤を用いる ことで、既存の方法と比較して作業時間を1/5 程度に短縮することが可能となった。

地下水・間隙水の解析では、特に地下水の化学的性状の把握とそれが意味する地下水 流動の解明を主とした解析をおこなった。その結果、第四紀火山噴出物が分布する沿岸域 においても、塩水楔の形状に深度ごとに違いがあることが推定された。しかし、FGB-1 孔の深度約150mから得られた地下水の¹⁴C年代は10,000年前後と言えそうであり、この 地点で見られた塩淡水が現海水のものであるかどうかは、慎重な議論を必要とする。塩水 と淡水が混合する領域では海水面の位置と陸側の地下水位との関係により、深層の地下水 が地表に運ばれうる。このことを考慮すると、今後は塩淡境界の存在とその挙動をより確 かな方法で確認する必要がある。 引用文献

井川怜欧・町田功・小野昌彦・平野智章・丸井敦尚・内田洋平・吉岡真弓・シュレスタ ガウラブ・クラウディア ハートヴィッグ・村中康秀・神谷貴文(2014):沿岸域の水 理地質環境. 平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告,産総研,77-110. 気象庁(2015a):潮汐・海面水位に関する診断表,データ.

http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index_tide.html [Cited : 15/02/10].

- 気象庁(2015b):過去の気象データ検索. http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php 【Cited:15/02/10】.
- 越谷 賢・吉岡正光・北村昭博・丸井敦尚(2012):ワイヤーライン工法による軟岩コア 採取技術の高度化-掘削ツールスの開発と北海道幌延地域の沿岸域における掘削-. 応用 地質, 53(4), p.357-377.
- 産業技術総合研究所(2012):沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成23年度成果 報告書,275p.
- 産業技術総合研究所(2011):沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成22年度成果 報告書,433p.
- 産業技術総合研究所(2010):沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成21年度成果 報告書,318p.
- 產業技術総合研究所(2014):海域地質環境調查確証技術開発平成25年度成果報告書, 402p.,產業技術総合研究所.
- 三和功喜・川元智司・石本正芳(2008): 験潮自動化集中管理システムの高度化に関する 研究. 国土地理院平成 20 年度調査研究年報. http://www.gsi.go.jp/common/000057254.pdf 【Cited:15/01/15】.
- 柴 正博・大久保正寿・笠原 茂・山本玄珠・小林 滋・駿河湾団体研究グループ (1990):静岡県富士川下流域の更新統,庵原層群の層序と構造.地球科学,44(4), 205-223.
- 高田渉太郎・佐藤靖彦・平岡博明・明石 健・原田弘幸・松野忠彦(1999):現場透水試 験における観測地下水位の潮位補正.土木学会年次学術講演会講演概要集第3部 (A),54,690-691.
- 地下水調査解説執筆委員会編(2004):地盤調査の方法と解説,第7編 地下水調査.地 盤工学会,339-492.
- 土屋理恵・和田秀樹(2002):加速器質量分析計による 14C 測定のための海底溶存無機炭 素真空抽出法,静岡大学地球科学研究報告, 29, 113-118.
- 坪井辰哉・和田秀樹・宗林留美・松崎浩之(2012): 駿河湾における溶存無機炭素の14C 濃度と栄養塩度,日本地球化学会年会要旨集,59,115.

- 恒石幸正・塩坂邦雄・高木照正(1982):富士川断層に関する追加データ②-善福寺断層と 蒲原海岸の地下地質構造.地震予知連絡会会報,25,230-236.
- 野津憲治・森俊哉・角野浩史・大野正夫(2007): 富士火山の噴気活動とマグマ揮発性物 質の放出. 富士火山,山梨県環境科学研究所, 173-182.
- 半谷高久·小倉紀雄(1995):第3版 水質調査法. 丸善株式会社, 335p.
- 村下敏夫(1982):本邦における地下水の塩水化.地質調査所月報, 39(10), 479-590.

山本荘毅(1983):新版 地下水調查法. 古今書院, 490p.

- Agarwal, R. G (1980) : A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. SPE paper9289, 55th Annual Fall Meeting, Dallas, Tex., 1-13.
- Anderson, M. S. Nyvang, V., Jakobsen, R. and Postma, D.(2003): The geochemistry of a seawater intrusion experiment in a shallow sandy aquifer, Skansehage Denmark. Second international conference on saltwater intrusion and coastal aquifers- Monitoring, modeling and management, Merida Mexico, 1-6.
- Appelo, C.A.J. and Postma, D.(2007): Geochemistry, groundwater and pollution 2nd edition.A.A.Balkema Publishers, 649p.
- Argento, D. C., Stone, J.O., Fifield, L. K. and Tims, S. G. (2010):Chlorine-36 in seawater.Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 268, 1226-1228.
- Cooper,H.H., Jr. and Jacob, C.E., (1946) : A generalized graphic method for evaluating formation constants and summarizing well-field history., American geophysical Union Transactions, Vol.27, No.4, 526-534.
- Horne.R.N. (1995) : Modern Well Test Analisis. A Computer-Aided Approach. Second Edition, Petroway, Inc., 257p.
- Hvorslev, M.T. (1951): Time lag and soil permeability in ground water observations. U.S. Army, Corps of Engineering, Water ways Experiment Station, Bull No.36, 50p.
- Nordstrom, D.K., Plummer, L.N., Wigley, T.M.L., Wolery, T.J., Ball, J.W., Jenne, E.A., Bassett, R.L., Crerar, D.A., Florence, T.M., Fritz, B., Hoffman, M., Holdren, G.R., Jr., Lafon, G.M., Mattigod, S.V., McDuff, R.E., Morel, F., Reddy, M.M., Sposito, G., and Thrailkill, J., 1979, A comparison of computerized chemical models for equilibrium calculations in aqueous systems, in Jenne, E.A., ed., Chemical modeling in aqueous systems--Speciation, sorption, solubility, and kinetics: Series 93, American Chemical Society, 857-892.
- Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J. (1999): User's guide to PHREEQC (version 2) A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations, Water-Resources Investigations Report99-4259, USGS, 312p.

- Plummer L.N., Prestemon, E.C. and Parkhurst, D.L.(1994): An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path version 2.0. Water-Resources investigations report 94-4169, USGS, 118p.
- Truesdell AH, Jones BF (1973) WATEQ, a computer program for calculating chemical equiribria of natural waters. NITS PB-220464, USGS, 77p.

### 3-4 海底湧出地下水調查

### 3-4-1 緒言

沿岸域に特徴的な地質・地下水環境の評価手法の確証技術開発として, 駿河湾沿岸域に おける海上掘削調査技術が実施されている。駿河湾沿岸域は富士山から駿河湾にいたる地 形を有する特徴的な地域や富士川河口断層帯といった複雑な地質構造を有しており, それ に伴う特徴的な地下水環境が存在すると考えられる。そのため,海上掘削調査技術の開発 に資するための広域地下水流動調査が行われている。一方で,沿岸域の環境下では陸域の 地下水が海底湧出地下水として海底面から湧出し,海域に対する物質輸送経路となってい る可能性が指摘されていることから,沿岸域の地下水環境評価技術の開発において,海底 湧出地下水の実態を把握することが重要といえる。そこで本項は,掘削が行われている駿 河湾沿岸域を対象に,地下水の出口側の要素である海底湧出地下水に着目して実態把握と 評価を行った。

駿河湾は御前崎と伊豆半島南端で区分される面積 2,300km²を指し,最大水深は 2,500mの海域を指す(国土交通省,2014)。本調査の対象海域は駿河湾奥部に位置し, 駿河トラフ北端に位置する。大陸棚の幅は非常に狭く,水深 20m 以浅では,地形的には 比較的平坦であるが,水深 20m を境に平均斜度 10度~30度程度の急勾配をもつ斜面域 となり,大陸斜面へとつながっている。特に,水深 100m~200m までは富士溶岩流によ り形成されたと推測される尾根・谷地形が認められ,北北西~南南東方向に幅 500m~ 1km,比高 150m 程度の激しい起伏域が連続的に認められる海域である。陸域には前述 の通り富士川河口断層帯の存在が知られ,対象海域内には入山瀬断層が南北方向に延長す ると推定されている(静岡県,1996)。駿河湾における海流や水質の概要については,産 総研(2014)においてとりまとめが行われている。

海底湧出地下水に関する報告は,落合(1969),石飛ほか(2005),伊藤・丸井 (2008),伊藤・丸井(2010),加藤ほか(2012)が挙げられる。落合(1969)は富士山 の東麓に分布する三島溶岩流に存在する地下水を対象に水収支計算を行い,その結果 12 万m³/dayの地下水が駿河湾の海底で湧出すると推定した。また,伊藤・丸井(2010)に より,日本列島における海底における地下水湧出量が数値解析によって求められ,駿河湾 沿岸域における湧出量は最大で248 mm/yrと評価されている。また,加藤ほか(2012)は 塩分濃度の測定の結果,田子の浦港東部の水深95.5mにおいて低塩分の水が湧出してい る可能性を示唆した。

平成25年度「海域地質環境調査確証技術開発」の中で,駿河湾沿岸域の水質調査やサ イドスキャンソナー調査(富士川西部から田子の浦港西部)が行われており,海底湧出地 下水の存在が示唆された。平成26年度は,掘削地の位置,海域に推定されている断層, この地域の広域地下水流動を踏まえて,富士川西部から田子の浦港東部の範囲(最大水深 452m)において各種の物理探査や地化学調査を実施し、海底湧出地下水の評価を試み た。なお、本章は静岡県環境衛生科学研究所委託研究「駿河湾における富士山地下水海底 湧出機構の解明」と産業技術総合研究所が実施した調査を統合して構成している。

3-4-2 マルチビーム深浅測量による海底地形調査

1) 調査測線の設定

調査対象範囲を図 3-4-1 に示す。測線間隔は,水深 50m 以深(図 3-4-2 に示す黄色の エリア)では 100m間隔とし,測線方向は南北方向に設定した。また,水深 50m以浅の 浅海部(図 3-4-2 に示すピンク色のエリア)では岸方向に平行な東西方向の測線を設け て,測深データの未測域が生じないように測定を実施した。浅海部については水深 5m ま でのデータ取得を目安とし,調査船が安全に作業を行える範囲で可能な限り浅部の地形デ ータの取得に努めた。



図 3-4-1 調査海域図



図 3-4-2 測線配置図

## 2)調査機材および探査方法

表 3-4-1 に本調査で使用した調査機材の仕様を示す。

機器名・型式	性能・諸元	摘要
ナローマルチビーム測深機	周波数:200/400kHz 10kHz ステ	ナローマルチビーム測深
Sonic2024 型	ップ可変	
	ビーム数:256 本	
	スワッス幅 : 10~160°	
	フットプリント:左右 0.5°×前後	
	1.0°	
	測深分解能:12.5 mm	
船位測定システム	RTK-GPS 方式・(慣性計測)	
POS MV	測位:0.02~0.1m	GPS 船位測定
(Position & Orientation	ロール・ピッチ:0.005°	動揺(ロール・ピッチ・ヒ
System for Marine Vessel)	ヒーブ:3.5cm(3.5%)	ーブ)
	真方位:0.025°	船首方向(真方位)
	船速:0.005m/s(RTK)	船速
投げ込み式水中音速時計	計測深度:1850m	水中音速度測定
XCTD-4	使用最大船速:6ノット	
	計測時間:502秒	
	漁船:5t	作業全般
解析ソフト	Hypack2013	データ解析
作図ソフト	Surfer	水深図面等作成
	AutoCAD	
	ArcGIS	

表 3-4-1 海底地形調査の使用機材

調査区域において高精度かつ高密度な水深データを取得するため、ナローマルチビーム 測深機 Sonic2024 を用いて面的な測深を行った。Sonic2024 は海底面に向けて扇形の音波 を発振し、幅広い範囲を面的に高密度で測深データを取得可能なシステムであり、測深デ ータと同時に船位測定システム POSMV により、調査船の動揺(Roll,Pitch,Heave)と方位 (Heading)の変化をリアルタイムで捉えることで、測深データと位置データ (XYZ デー タ)を正確に取得するものである。

図 3-4-3 に調査の模式図を示す。調査は、調査船の舷側に Sonic2024 の送受波器(ソナ ーヘッド)を艤装し、調査船を測線上に誘導して 3~4 ノット程度の等速度で測深を行っ た。



図 3-4-3 調査の模式図

ナローマルチビーム測深機 Sonic2024 は、海底に照射した音波をスワス角度内におい て,256 個の受波ビームで照射することで測深データを取得する。このため、水深が深い ほど1個あたりの受波ビーム照射範囲が広くなるため、分解能が低下して測深密度は低く なる。また、水深が同じであればスワス角度が狭いほど分解能が高く、測深密度が高くな る (図 3-4-4)。

本調査海域は水深 5m~300m 程度の急斜面域であるため、測深密度及び測深点を高め るためには、水深によりスワス角度を狭めながら調査を実施する必要がある。本調査では 可能な限り高密度なデータを得るために測線間隔を100m間隔に設定し,一度のスワスで 得られる測定幅を140m以内に保つようにスワス角度を調整し測定を実施した(図3-4- $5)_{\circ}$ 



図 3-4-4 Sonic2024 の測深データ密度



図 3-4-5 測定間隔設定の概念図

また、ナローマルチビーム測深機 Sonic2024 は音波の発振周波数を 200kHz~400kHz の間で 10kHz ごとに可変できるといった特徴を有する。一般に周波数が高い程、分解能 が高いが可探深度は浅く、周波数が低い程分解能が低いが可探深度は深い。本調査では、 高分解能の測深データを得る目的から、可能な限り 400kHz の音波を用いて調査し、水深 が深くなりノイズが増えてきたら 10kHz ごとに周波数を下げながら調査を実施した。本 調査で用いた水深帯毎の使用周波数の概略を表 3-4-2 に示す。

水深	使用周波数(kHz)
200m以浅	400
200m~300m	400~300
300m~400m	$300 \sim 200$

表 3-4-2 水深による使用周波数の設定

なお,作業開始前に調査区域内の6地点において,水中音速度計XCTDシステムにより 水中音速データを測定した。これは海水中の水温,塩分,圧力が変化することにより音波 の伝搬速度(水中音速度)が異なり,測深精度に影響を及ぼすためである。 3) 解析方法

図 3-4-6 に現地調査から解析にいたるフローを示す。マルチビーム音響測深機は、トラ ンスデューサーから音波を発振し、海底から戻ってきた音波(後方散乱波)の到達時間を 数値化したものである。しかし、実際には調査船の動揺(Roll, Pitch, Heave)やトランス デューサーの向き(Heading)、水中音速度の変化、潮位等の影響により、隣り合った測線 で得られる水深値が微妙に異なる。そこで、海底地形調査で取得した測深データについ て、各補正と水中ノイズの除去等を行い、正確な水深値を算出した。その後、解析によっ て得られた水深値から沿岸域の水深図、等深線図を作成した。



図 3-4-6 調査・解析フロー

(1) パッチテストによる機材取り付け角度の補正

調査船にマルチビーム測深機のソナーヘッド(送受波器)を艤装する際に,垂直且つ舷 側に直角に取り付けることは難しく,僅かな角度のずれが生じる。この角度のずれは,測 深データに影響を及ぼすため,この値を算出し測深データを補正する必要がある。そのた め,事前にソナーヘッドの取り付け角度を計測するパッチテスト(Patch Test)を行っ た。図 3-4-7 に 船体の姿勢に関する 3 つの要素(Roll, Pitch, Yaw)の模式図を示す。 Roll はソナーヘッドの横方向の傾き,Pitch は縦方向の傾き,Yaw は船首方向に対するね じれの傾きのことを指す。

測定方法は、地形変化の少ない(平坦な箇所、等深線に平行)箇所で Roll の補正値を算 出するためのテストを行う。その後、特徴的な地形(人工物等)がある地点で、 Latency, Pitch, Yaw の補正を図 3-4-8 に示す概要図のように航走して行った。



図 3-4-7 Roll, Pitch, Yawの模式図



図 3-4-8 パッチテストの方法

図 3-4-9, 図 3-4-10 に解析ソフト(HYPACK)におけるパッチテスト補正前と補正後の 画像を示す。この解析により,動揺,船首方向,水中音速度,ソナーヘッド取り付け角及 び潮位データ等の各補正を行い,XYZデータを取得した。



### 図 3-4-9 パッチテスト補正前



図 3-4-10 パッチテスト補正後

(2) 取得した水深データのノイズ除去

取得した水深データを解析する際に、水中の漂流物、気泡や魚群といった物理的ノイズ や、測深エコーの多重反射等によるノイズを除去した。図 3-4-11、図 3-4-12 にノイズ除去 例を示す。



図 3-4-11 水深データ (ノイズ除去前)



図 3-4-12 水深データ (ノイズ除去後)

(3) 潮位データの収集と補正方法

本調査における水深データへの潮汐補正データは清水港験潮所のリアルタイム験潮デー タを平滑化処理した値を用いた(海上保安庁,2014a)。なお、この験潮データの基準面は最 低水面(D.L)海図における 0m を基準としている。本調査では基準面を東京湾平均水面 (T.P)とする。このため、潮位データを T.P 上の値に換算するには D.L と T.P の高さの 関係を知る必要がある。海上保安庁 (2014b)によると、清水港験潮所における D.L と T.P の関係式は次のとおりである。

### T.P=D.L+0.91

よって、本調査で実際に使用した験潮データは、清水港験潮所のリアルタイム験潮データ を平滑化処理した値から 0.91m 差引いた値を用いた(図 3-4-13)。



図 3-4-13 潮位関係図メッシュデータの作成

結果・考察

本調査で得られた富士川西部~田子の浦港東部における水深図を図 3-4-14 に示す。


## (1) 蒲原沖~富士川河口部東側

蒲原沖~富士川河口部西側の海底地形図を図 3-4-15 に示す。水深 20m 以浅では,海底 地形は一様な傾斜を呈しており,傾斜角度は 3 度程度の緩斜面域である。浅海域では沿岸 流により,海岸線に平行に砂礫が移動,堆積しており,海岸線から距離 200m~400m 沖 合までは,東西方向に比高差 1m 未満の砂蓮が多数みられる。水深 20m 以深から沖合部で は急傾斜となり,水深 100m までの傾斜角は 20 度前後であった。また,この水深帯には 幾筋もの谷地形が認められ,比高は数 m である。水深 100m以深ではやや傾斜が緩くな り,傾斜は 10 度程度で水深 300m まで達することが分かった。北北西~南南東方向に尾 根地形が複数認められ,尾根の頂部は水深 70m~100m,尾根の幅は 500m~700m程度で あり,尾根の頂部より,樹葉状に谷地形が複雑に下谷している。尾根地形全体の比高差は 100m~200m 程度であった。この尾根地形は溶岩流により形成されたものと推測される。

次に入山瀬断層の海域への延長が推定される位置(静岡県,1996)と,海底地形図との 比較を行った(図 3-4-15)。断層の存在が推定されている位置線上に沿う形で尾根筋が認 められ,特に東側の推定位置線上では幅100m程度の平坦面が認められた。尾根の頂部の 水深は40m~100mであった。



図 3-4-15 蒲原沖~富士川河口部東側の海底地形図と推定されている入山瀬断層の位置図 (海域における入山瀬断層の推定分布は静岡県(1996)より引用)

(2) 富士川河口部東側~田子の浦港沖

富士川河口部東側~田子の浦港沖の海底地形図を図 3-4-16 に示す。水深 20m 以浅の緩 斜面域の幅は海岸線から 100m~150m 程度であった。水深 20m 以深では傾斜を増し、水 深 300m までの傾斜角は 10 度前後であった。田子の浦港沖西側海域には、水深 140m 付 近で海岸線に平行方向に比高 30m 程度の急崖が幅 3km にわたり連続して認められ、断崖 の傾斜角は 70 度以上であることが分かった。このような崖は最終氷期の海岸線を示して いる可能性がある。断崖の岸側と沖側の尾根地形における微地形を比較すると、沖側には 樹葉状の微地形が等間隔に顕著に認められるが、岸側ではこのような微地形が顕著ではな い。



図 3-4-16 富士川河口部東側~田子の浦港沖の海底地形図

(3) 田子の浦港沖~東田子の浦沖

田子の浦港沖~東田子の浦沖の海底地形図を図 3・4・17 に示す。水深 20m 以浅の緩斜面 域の幅は海岸線から 100m~300m 程度であった。水深 20m 以深では傾斜を増し,水深 300m までの傾斜角は 10 度~15 度前後であることが分かった。田子の浦港沖東側では, 他海域のような幅広い尾根地形が認められず,海底に数 m 程度の起伏を有する谷地形が多 く認められた。また,東田子の浦沖では田子の浦港沖西側海域と同様に,水深 140m 付近 で比高 30m 程度の急崖が幅 2.5km にわたり連続して認められ,断崖の傾斜角は 70 度以上 である (図 3・4・17)。このような崖は(2)のように最終氷期の海岸線を示している可能性が 挙げられる。



図 3-4-17 田子の浦港沖~東田子の浦沖の海底地形図

## 5) 海底地形調査のまとめ

本調査で得られた海底地形データは,既往の海底地形図に比べて,高密度のデータに基 づくことから,より詳細な谷や尾根などの微地形を把握できた。沿岸域の海底湧出地下水 は,地形に応じて湧出する可能性が指摘されていることから,本調査で得たような詳細な 海底地形データは有益な情報であると考えられる。また,この海底地形は,以降に示す海 底面音響調査,海底地層調査,採水調査といった海域調査を実施する上で,調査船に取り 付けた曳航体のような機材管理や広域・局所といった両方のスケールでの調査において重 要な情報となる。そのため,沿岸域の地下地質・地下水環境を評価するためには初期に取 得すべき情報と考えられる。

3-4-3 サイドスキャンソナーおよびサブボトムプロファイラーを用いた海底面状況探査お よび地層探査

海底の底質(泥質,砂質,礫質,岩盤,人工構造物)や,海底湧出地下水に関連する地 形的,地質的特徴(段差,溝,急崖)を把握するため,サイドスキャンソナーおよびサブ ボトムプロファイラーを用いた海底面状況探査および地層探査を実施した。

1) 調査測線の設定

探査を行った範囲を図 3-4-18 に、測線の配置図を図 3-4-19 に、測定間隔設定の模式図 を図 3-4-20 に示す。測線方向は調査記録の品質を考慮し、原則として南〜北方向(斜面上 り方向)とした。また、後述する湧出現象と考えられる記録が取得された箇所において は、取得したデータを検証するため、東西方向に 6 つの検測線を設定した(図 3-4-19)。 サイドスキャンソナーは原理上、曳航体直下のデータが取得困難なため、隣接する測線に おける調査でカバーできるように測線を設定した。探査レンジは 150m、調査間隔は 100m である(図 3-4-20)。



図 3-4-18 調査の範囲



図 3-4-20 測線間隔設定の模式図

## 2) 探查方法

サイドスキャンソナー音響画像と地層探査記録が同時取得可能な 2000-DSS システムと DGNSS を調査船に艤装して,海底面状況探査および地層探査を実施した。図 3-4-21 に調 査の模式図,表 3-4-3 に使用した調査機材の仕様を示す。探査は 2000-DSS システム曳航 体を船尾から 5m~500m の長さで曳航して実施した。調査船の誘導は専用の誘導ソフト を用い,曳航体が予定測線上を通過するように 1~2 ノットで航走した。曳航体の曳航高 度は,データが精度よく取得できるように使用レンジの 30%程度とした。



図 3-4-21 調査の模式図

表 3-4-3 探査に依	を用した機材	(DGNSS,	海底面状況探査および地層探	査機)
--------------	--------	---------	---------------	-----

機器	型 式	性能	製造元
DGNSS	水平精度:<0.6m VS100 方位精度:<0.15°rms@1.0m アンテナ間隔		Hemisphere 社
海底面探査機 サイドスキャン ソナー	2000- DSS	適応水深:耐圧 2000m 周波数:100/400kHz 最大レンジ:500m(100kHz) 150m(400kHz)	Edge-Tech 社
地層探査機 サブボトムプロ ファイラー	2000- DSS	送受信周波数:2kHz~16kHz 最大探查深度:砂6m,粘土80m	Edge-Tech 社

(1) 海底面状況探查

サイドスキャンソナーは、曳航体の左右舷にある送受波器より調査船進行方向と直交す る方向へ指向性を持った超音波を扇状に発振し、海底で跳ね返った音波(後方散乱波)を 受振し画像化するシステムである。取得される音響画像は海底を上から見下ろすイメージ として出力される。図 3-4-22 にサイドスキャンソナーを用いた調査の状況と取得される音 響画像の関係を模式的に示す。



図 3-4-22 サイドスキャンソナー調査の模式図(上図)と取得データ例(下図)

(2) 地層探查

本稿で述べる地層探査とは,音波を用いて海底下の地質層序を明らかにするための手法 である。地層探査の測定原理を示した概念図を図 3-4-23 に示す。探査では,測線に沿って 船を航走させながら,送波器及び受波器で音波を送受振し,海底及び海底下の音波反射記 録を取得する。送波器より発振された音波は,一部が海底で反射し,一部は海底を透過し た後に下位の音響的不連続面(物性の変化点)で反射する。これらの反射波を受波器で連続 して受振し,記録機で反射強度に応じて濃淡記録として記録する。



図 3-4-23 地層探査 測定原理概念図(水路測量, 2012)

(3) 水中測位

本調査は、海底面状況の僅かな変化を検出することが目的であるため、海底面における 段差や溝、急崖といった局所的な位置を精度よく測定することが重要である。そのため、 海底面状況探査および地層探査機の曳航体位置を把握するため、高精度の水中測位が必要 となる。本調査では水中測位機 HiPAP350P(KONGSBERG・SIMRAD 社製;表 3·4·4) を使用した。本機器は送受波機が多素子(46素子)で構成されており、図 3·4·24 に示す ように、全方位に向けて 15°のナロービームを発信している。1 個の受波素子を持つ通常 の水中測位機とは異なり、46 個の受波素子を用いて音波の到来距離および角度を検知する ため、高精度に水中位置の検出が可能である。また、送受波器に加速度計方式の精密な動 揺センサーを内蔵しているため、船の動揺による位置誤差を大幅に軽減している。さら に、送受波機内部には動揺センサー(MRU-H)を内蔵し、送受波器の取り付け傾斜を補 正するとともに、測定時の船の動揺補正を行った。水中部の曳航体には、トランスポンダ ー(音響信号送受信機)を取り付け、曳航体の位置を記録した。 水中測位の方法は、受信器への音波の到来時間や角度から位置を測定する SSBL 測位方 式を採用した。SSBL 測位方式とは、トランスポンダー(水中部)からの音波の到来方向 を送受波器内の近接した複数の受波素子を用いて受信器間の位相差から測定し、伝搬時間 から求められる距離と組み合わせることにより位置を計測する手法である。サイドスキャ ンの曳航体位置は、計測された送受波器とトランスポンダーの相対関係に対し、船上に設 置した GPS のデータを組み合わせることにより算出した。なお、水中測位では音波伝搬 速度が精度に影響するため、作業開始前に調査海域において水中音速度を測定し補正を行 った。

表 3-4-4 水中測位の使用機器

機器	型式	性能	製造元
水中測位機	HiPAP350P	周波数:21~30.5kHz	Kongsberg 社



図 3-4-24 調査時の海中での音波指向性の模式図 (Kongsberg Maritine 社 HiPAP350P カタログより引用)

3) 解析方法

(1) 海底面状況探查

表 3-4-5 に受振波振幅とサイドスキャンソナー音響画像の濃淡条件を示す。海底面状況 探査で取得される後方散乱波の振幅は,海底の底質や地形,音波が当たる角度等に依存 し,一般に硬い物質で大振幅,軟らかい物質で小振幅となる。この振幅の大小が画像の濃 淡として記録される。海底面上に魚礁などの突起物が存在する場合は,突起物からの後方 散乱波は強く,その背面には音波が届かない"影"の部分が生じる。

図 3-4-25, 3-4-26 に海底状況と音響画像の関係を表す模式図を示す。現地で取得される サイドスキャンソナーの音響画像は, 曳航体直下に記録のない部分が生じる。この記録が ない部分は, 海底面から曳航体までの高さに相当していることから斜距離補正を施して除 去し, 音響画像図として表した。

振幅の大小	/]\			大
記録演曲	薄い			濃い
山邺辰皮				
底質	泥	砂	礫	岩
海底の堅さ	軟			硬
凹凸・質感	平坦 (ツルツル)			凹凸(ザラザラ)
地形傾斜方向	曳航体と反対			曳航体向き

表 3-4-5 サイドスキャンソナーの音波散乱強度



図 3-4-25 海底状況と音響画像の関係模式図(1)(海洋調査技術学会編集委員会, 1993)





今回使用したシステムの周波数帯別性能諸元を表 3・4・6 に示す。調査で使用したサイド スキャンソナーシステムは,高周波数帯(400kHz)と低周波数帯(100kHz)の2 周波を用い た同時収録が可能である。媒質中を伝わる音波は伝搬距離が増すに従い減衰するが、その 減衰度合いは周波数に依存する。一般に低周波数帯は減衰を起こしにくく遠くまで伝わり やすい。一方,音波の広がる範囲(指向性)は高周波数帯の方が狭くなり、より小さな対象 物の検出が可能となる。ほぼ同一地点での低周波数帯・高周波数帯それぞれの記録例を図 3・4・27 に示す。

以上のような音波の物理特性を利用し,調査では低周波数帯の音波を用い大局的な底質 分布図の作成を行った。

「「「「「「「」」、「「」「「」」(「」」)	100kHz:500m/片舷	
抹宜レンジ幅(取入)	400kHz : 150m/片舷	
ビール福みバハ細能(体行士山)	100kHz:1.08°または1.9m@100m	
こ 二 ム 幅及い 万 胜 (11 万 円)	400kHz:0.56°または0.96m@100m	
八仞也(古云十百)	100kHz : 6.3 cm	
⑦ 胜 厄 义 刀 回 )	400kHz : 1.8 cm	

表 3-4-6 サイドスキャンソナー周波数帯別性能諸元



図 3-4-27 サイドスキャンソナーの周波数帯別の記録例 (左図:100kHz 右図:400kHz)

海底面状況探査における底質分布状況の解析フローを図 3-4-28 に,底質や海底地形の分 布状況の推定に用いた判読基準を表 3-4-7,表 3-4-8 に示す。解析においては,海底面から の音波の強さの状況を表すモザイク図(音響画像図,解析ソフト: SonerwizMap5)を元 に,底質,段差,溝,急崖の分布状況を推定した(図 3-4-29,図 3-4-30)。



図 3-4-28 底質分布調査データ解析, 図面作成フロー

底	質	音響映像パターン		
щ	巴船 (お仕なり)	突起部の黒色部分とその影になる白色部分が交互に断続的に現れ		
石	石盛(起仏のり)	る。岩質によっては層理・節理が見られる。		
盗	岩盤 (平滑)	均質な暗灰色。層理・節理が見られる。		
礫,礫質砂 砂質礫,貝殻		均質な濃い黒色。灰色の斑状模様を伴う場合もある。		
細砂,砂泥		暗灰~灰白色の基調で、灰色の斑状模様を伴う場合もある。粘土		
シルト,泥砂,粘土		は均質な白から灰白色。		

表 3-4-7 底質判読基準及び記録例(海洋調査協会, 2004)



岩盤(起伏あり)



細砂~シルト

図 3-4-29 音響画像における底質状況の例

地 形	音響映像パターン		
電出告诉	岩質・表面形状によりことなる。互層がケスタ状に侵食された場		
路石地形	合は、黒白の縞模様が連続してみられる。		
砂・泥質堆積地形	映像パターンの区分は、底質判読基準に準じる。		
机关	断層地形などの壁の部分が黒〜暗灰色の細長い帯状の模様で描か		
权定	れる。		
サンドウェーブなど	黒白の縞模様が連続して見られる。白と黒の色調は凸部と凹部だ		
(リップル)	けでなく、底質の差も反映している。		

表 3-4-8 地形判読基準と記録例(海洋調査協会, 2004)



段差

サンドウェーブ

図 3-4-30 音響画像における海底地形の例

(2) 地層探查

探査で得られた地層探査記録は海底下の地質断面のイメージに近く,堆積層の厚さや音響基盤の深度,伏在断層,褶曲構造などを読み取ることができる。地層探査の解析フロー を図 3-4-31 に,取得された地層探査記録の判読基準を表 3-4-9 に示す。



図 3-4-31 地層探査データ解析のフロー

パターン	解釈	
連続性の良い反射面	連続した境界面	不整合面、地層面
連続性の良い線の集合	成層状態	粘性土主体の成層互層
断続的な反射波	境界層の側方変化	側方層相変化、指交堆積構造
断続的な反射波で乱れた線	内部構造の乱れた堆積状態	クロスラミナ、砂州状堆積
模様の集合		物、乱堆積、タービダイト
線模様は形成せず点の集合	面的構造が無く、均質物性	ある程度厚い均質粘土層、均
		質砂層
双曲線模様	硬い反射体	断層、貫入岩、埋没谷
双曲線の集合	非常に硬い境界	礫層の上面、古期岩類との境
		界、不整合面
線の分岐	境界面の分岐	不整合面、地層の薄化、層相
		変化、指交堆積構造
白っぽく無反射	均質物性	ある程度厚い均質粘土層、均
		質砂層、音響基盤
垂直変位を伴う線の切断	層の垂直的ずれ	断層による垂直的ずれ
垂直変位を伴う線の切断	断層による	断層による境界

表 3-4-9 地層探査記録の判読基準(海洋調査協会, 2004)

地層探査記録の解析の際,データ上に疑似記録と呼ばれるノイズが発生する場合があ る。疑似記録発生原理概念図を図 3-4-32 に,疑似記録例を図 3-4-33 に示す。このノイズ は海中での通常の音波伝搬経路である「①音波発振器 - 海底(または地層境界) - 音波受振 器」の他に,「②音波発振器 - 海底(または地層境界) - 海面 - 海底(または地層境界) - 音波 受振器」という経路や,「③音波発振器 - 海面 - 音波受振器」という経路をたどる音波が 存在するためである。前者の場合を特に多重反射,後者の場合を特に水面反射と呼ぶ。ま た,②及び③の合成ノイズや,地層境界間で複数回反射した音波がノイズとして現れる場 合もある。これらのノイズを記録から完全に除去することは現状では困難であり,解析の 際に曳航体の深度,海底からの高度を勘案し削除することが必要となる。





図 3-4-32 疑似記録発生原理概念図



図 3-4-33 疑似記録例

結果・考察

(1) 底質の分布状況

調査で得られた海底面音響画像図を図 3-4-34, 図 3-4-35 に示す。また,海底面音響画 像から推定された海底面表層部における底質分布域を図 3-4-36 に示す。図 3-4-46 には, 海底地形図(図 3-4-14)を基に算出した,海底傾斜角度 50 度以上の急崖域を併せて記し た。

研究地域にある富士川からは大量の砂・礫が供給される。このため、海岸線沿いの浅海 部には、細~中砂等の細粒土が厚く堆積していると考えられる。細粒土の厚さは数 m から 厚い箇所では 20m 以上となる。水深 20m 以浅の緩斜面域の幅は海岸線から 100m~150m 程度であり、水深 20m 以深では傾斜を増し、水深 300m までの傾斜は 10 度前後である。

田子の浦港沖西側海域には,水深140m付近で海岸線に平行方向に比高30m程度の急 崖が幅3kmにわたり連続して認められる。断崖の傾斜角は70度以上である。断崖の岸側 と沖側の尾根地形における微地形を比較すると,沖側には樹葉状の微地形が等間隔に顕著 に認められるが,岸側ではこのような微地形が顕著ではない。崖は最終氷期の海岸線の可 能性が考えられる。

海底面状況および地層探査記録のうち,基底礫層や露岩域と考えられる記録を図 3-4-37 ~3-4-40 に示す。水深 50m 以深には幾筋もの海底谷がみられ,谷筋には基底礫層と考え られる反射強度の強い部分が存在し,地層が露出していると推測される。基底礫層が露出 する箇所は海底面表層部に沖積層の堆積物がないことから,海底における水みちになる可 能性が考えられる。







図 3-4-36 海底面状況図 富本川河口部東側~東田子の浦沖



図 3-4-37 基底礫層と細粒土の分布域におけるサイドスキャン画像



図 3-4-38 基底礫層と細粒土の分布域における地層探査画像



図 3-4-39 露岩域におけるサイドスキャン画像



図 3-4-40 沖合部における細粒土の堆積域

(2) サイドスキャンソナー・サブボトムプロファイラーによる湧出現象位置の推定

サイドスキャンソナー・サブボトムプロファイラーによって得られる音波散乱強度で は、海底面からの音波散乱記録に加えて、魚群、水塊、気泡等といった水中に存在する物 質からの音波散乱を捉えることができる。水中における音波散乱係数の関係式を図 3・4・41 に、物質ごとの音波散乱係数を図 3・4・42 に示す。海水の散乱係数は淡水に比べてわずかに 高いものの、淡水の散乱強度のみに基づいて地下水の湧出位置を特定することは容易では ない。しかしながら、湧出に伴う微小な気泡の発生や海底の土砂が巻き上げなどの湧出に 伴って発生が予想される諸現象を目安として散乱強度を追跡することで、海底湧出地下水 の位置を推測できる可能性がある。そこで、本調査ではサイドスキャンソナー音響画像お よびサブボトムプロファイラー地層探査画像上の水中部分に、湧出現象の可能性がある音 響散乱記録の有無を検討して抽出した。



図 3-4-41 音波散乱係数計算式 (Mazel, 1985)

MATERIAL	ACOUSTIC IMPEDANCE ×10 ⁶ kg (m ² )(sec)	REFLECTION COEFFICIENT R, 8
AIR	0.000428	99.9
CASTOR OIL	1.45	0.09
WATER (FRESH)	1.48	0.04
WATER (SEA)	1.54	
PINE	1.57	0.009
DAK	2.90	9.4
CONCRETE	8.0	46
STEEL	47.0	88
(Values of acoustic in Kinsler & Frey, Jol	npedance from F <b>undament</b> o hn Wiley & Sons, Inc., 1962	als of Acoustics, 2)

図 3-4-42 物質毎の散乱係数(海水を0とする)

(Mazel, 1985)

検討の際には以下の6つの点を考慮した上で選定した。

- 1. データの再現性
- 2. 測線毎に検出される地点の間での関連性の有無
- 3. 水中におけるノイズ
- 4. 魚群等によるノイズ
- 5. 海底面からの湧出がイメージされる散乱記録の連続性
- 6. 平面方向の記録(サイドスキャンソナー)と鉛直方向の記録(サブボトムプロファイラー) の両者での再現性

以上の点を踏まえて,海底からの地下水湧出に伴う諸現象の発生が推測される音響画像 例を図 3-4-43, 3-4-44 に示す。これらの図に示されたような散乱記録を,調査範囲全体に おいて検出し,湧出現象の領域として推定した。散乱記録による地下水湧出の推定域を図 3-4-45 に示す。推定された領域は,水深 100m~300mに広く分布し,基底礫層の露出域 (図 3-4-36) や沖積層の堆積が薄い海底谷筋の斜面部に沿って多く分布する傾向が認めら れた。



図 3-4-43 湧出現象と推定されるサイドスキャンソナーの音響画像と散乱記録



図 3-4-44 湧出現象と推定される地層探査画像





5) まとめ

海底面状況探査および地層探査の結果、以下のことが明らかとなった。

水深 20m 以深の急斜面域では、海底谷筋に沿って沖積層の堆積が薄く、基底礫層の露 出が認められる。これは地震による海底地すべりや洪水時等に発生した混濁流が、海底谷 にそって流れ込んだために海底表面の堆積物が侵食され地層が露出したものと考えられ る。

水深 100m~200m の新富士溶岩による起伏域の沖側急斜面部では,一部で露岩が認め られた。また田子の浦港沖西側海域の,水深 140m 付近において急崖部が発達しており, 最終氷期の海岸線の可能性が考えられる。

散乱記録から湧出に伴う諸現象が起きうる領域を海底湧出地下水の推定域として抽出した結果,水深100~300mで広く分布することが分かった。その分布は底質状況との比較から基底礫層の露出または沖積層の堆積が薄い海底谷筋の斜面域であると推測された。

3-4-4 地化学調查

駿河湾沿岸域において,掘削地周辺の海水の水質や海底湧出地下水に関わる地化学トレ ーサーの分布を把握するため,富士川西部から田子の浦港東部を対象とした地化学調査を 行った。地化学調査は曳航調査,採水調査,定点調査を行った。以下に調査ごとの手法と その結果について述べる。

1) 曳航調査

(1) 調査手法

曳航調査の模式図を図 3-4-46 に示す。本節での曳航調査とは,船を進めながら連続的に 水質を測定する調査を指す。平成 25 年度「海域地質環境調査確証技術開発」では,駿河 湾の湾奥部(興津川~戸田大川の区間)を対象とした広域曳航調査が実施され,駿河湾奥部 における地域的な海底湧出地下水の存在が示唆された(産総研,2014)。平成 26 年度はこ れらの成果を踏まえ,富士川の西部から田子の浦東部を対象として調査を行った。調査期 間は 2015 年 1 月 17 日~20 日である。

曳航調査における測線の配置図を図 3-4-47 に示す。調査は水深 30m, 150m, 300m の 海底地形の等高線に概ね沿う形で測線を設定した。また,干潮から満潮に至る時間帯と満 潮から干潮に至る時間帯にそれぞれ調査を実施しており,いずれの測線も西側(富士川西 部)から東側(田子の浦港東部)に向かって航行する形とした。航行速度は 2~3 ノット 程度に設定し,水温,電気伝導率,塩分,DO(溶存酸素量),Chl-a(クロロフィル a)お よび ²²²Rn(ラドン)濃度の測定を行った。各項目の測定に当っては,調査船側面の水深 1mに固定した揚水ポンプ(Bilge Pump 1100 GPH, rule 社)から,揚水した海水をコン テナボックス内に導入して連続測定を行った。コンテナボックスから排水された海水は, 船舶の後方へ排出されるよう留意した。船舶の位置は Differential GPS (A100, Hemisphere 社製)を用いて記録した。水温,電気伝導率,塩分,DO,Chl-aは,多項目 水質プロファイラー(ASTD102,JFEアドバンテック社製)を用いて1分間隔で測定し た。測定の状況を図 3-4-48 に示す。

²²²Rn はウラン崩壊系列に属する半減期 3.8 日の放射性元素で,²²⁶Ra を親核種とし, *α* 崩壊して ²¹⁸Po となる。親核種である ²²⁶Ra は岩石の鉱物中に含まれており,半減期 1599 年に応じて *α* 崩壊し,²²²Rn を大気や水などの接触している媒体中へ放出する.水への溶 解性は高く,一方で水中に溶解している ²²²Rn は大気と接触すると大気中へ散逸する性質 を持つ(Porcelli, 2008)。そのため,常に ²²²Rn が供給される地下水は ²²²Rn 濃度が高 く,海水や河川水の ²²²Rn 濃度は低くなる。このような特性から ²²²Rn は沿岸域における 海底における地下水の湧出を検出するためのトレーサーとして扱われてきた(Burnett et al., 2001; Burnett et al., 2010; Stieglitz et al., 2010)。本調査では海水,河川水,海底 湧出地下水の混合状況を把握するため駿河湾沿岸域において ²²²Rn 濃度の測定を行った。

²²²Rn 濃度の測定は Multi-detector system (Dulaiova et al., 2005)に基づき,半導体 検出器を有する ²²²Rn 濃度測定器(RAD7, Durridge 社製)3 台,平衡器(RAD AQUA, Durridge 社製)および周辺機器を用いて連続測定システムを構築して行った。連続測定シ ステムの模式図を図 3-4-49 に,外観を図 3-4-50 に示す。本システムは RAD AQUA へ海 水を導入して噴射することで,海水から ²²²Rn が気体として解放され,RAD7 内蔵のポン プによって気体が RAD7 内へ導入され,濃度を測定する。本調査では十分な測定精度を得 るために測定間隔を 10 分に設定し,1 測定サイクル分を前に戻す Time Shifting 補正

(Stieglitz et al., 2010)を行った上で濃度を算出した。この設定で得られる²²²Rn 濃度 は、測定間隔 10 分間に船が移動した区間(水平距離で約 900m)の海水に含まれる平均的 な²²²Rn 濃度を意味する。そのため、得られた測定値は 10 分間に移動した区間の中央に 図示する形とした。







図 3-4-47 曳航調査測線の配置図



図 3-4-48 水温, 電気伝導率, 塩分, D0, Chl-aの測定状況 (青色コンテナボックス内に多項目水質プロファイラーを設置)



図 3-4-49 ²²²Rn 濃度の連続測定システムの模式図 (Dulaiova et al., 2005 に加筆)



図 3-4-50 222Rn 濃度連続測定システムの外観(産総研, 2014)

(2) 駿河湾沿岸域の水質分布

曳航調査で得られた地化学データの内,特徴的な傾向が認められた表層の塩分濃度およびラドン濃度について,図 3-4-51 および図 3-4-52 に示す。なお,各測線の調査日が異なるため,絶対値の比較を行う際には注意が必要である。

塩分濃度は、満潮から干潮に至る時間帯で富士川河口沖の西部に低塩分領域が確認され た。また干潮から満潮に掛けては、富士川河口の南に確認できる。同様に田子の浦港東部 にも低塩分領域が広がっていた。これらのことから、潮汐の時間帯に応じて沿岸海域に対 する陸水の影響範囲が変化していることが示唆された。

²²²Rn (ラドン) 濃度は 0~24 (Bq/m³) を示しており,図 3-4-51 における塩分濃度の 低い領域と概ね一致している。産総研 (2014) により報告されている同地域の ²²²Rn 濃度 分布と比較すると,同じ濃度範囲を示すものの,より短い距離で ²²²Rn 濃度が変化してい ることが明らかとなった。²²²Rn の半減期は 3.8 日と短く,放射性崩壊や大気への散逸に 伴う水中 ²²²Rn 濃度の低減を考慮すると,近傍で河川水や海底湧出地下水などに伴い ²²²Rn が海域に供給されていると考えられる。事前に駿河湾に流入する富士川,潤井川, 沼川を対象に ²²²Rn の親核種である ²²⁶Ra (ラジウム)濃度を測定した結果,いずれも 3

(Bq/m³) 未満であったことから,河川水中での²²⁶Raの放射性崩壊に伴う²²²Rn 供給の 影響は小さく,水中に元々溶存している²²²Rn が供給源と推測される。



図 3-4-51 富士川西部から田子の浦東部における塩分濃度分布 (上図:満潮から干潮,下図:干潮から満潮)



図 3-4-52 富士川西部から田子の浦東部における²²²Rn (ラドン) 濃度分布 (上図:満潮から干潮,下図:干潮から満潮)
2) 採水調査

(1) 調査方法

海底からの地下水の湧出とそれに伴う水質変化を想定し,底層水に焦点を当てた採水調 査を実施した。また同時比較を行うために,表層水の採水も実施した。調査の概要を図 3-4-53 に示す。採水地点は,海底地形や海域推定断層(静岡県,1996),および本報告の海 底地形データ(図 3-4-14 参照)考慮し決定した。採水は気象,海象,漁業および現地測定 データを考慮しつつ 40 地点で実施し、内1 地点(A-16)は沖合の水質特性を確認するた めに田子の浦港の南南西約 13kmの海上で行った。調査は 2014 年 11 月 12 日から 28 日,2014 年 12 月 19 日から 24 日の期間で実施し,高波や荒天を避けて実施した。

表層水は、小型の揚水ポンプ(Bilge Pump 800 GPH, rule 社)を用いて、表層 1m から揚水して採水した。底層水の採水はナイロンロープに採水器、多項目水質プロファイラー(RINKO プロファイラー)および錘(20kg)を接続し、海底面に沈めて行った(図 4-2・1)。採水は 200のニスキン型採水器を用いた。また、採水器を沈めると同時に多項目水質プロファイラーを用いて水温、電気伝導率、塩分、DO および Chl-a の鉛直プロファイルを取得した。水試料は ²²²Rn 濃度(2500ml)、栄養塩類・クロロフィル a(5000ml)分析用など分析項目ごとにボトルに分け密封した。

²²²Rn 濃度の測定は, RAD7 および Big Bottle RAD H₂O (Durridge 社)を用いた。Big Bottle RAD H₂O を用いた測定では, 2500mLの水試料 1 本につき 15 分×7回の測定を行 う。7回のうち,最初の3回分は RAD7 内部において平衡状態が達成されるまでの待機時 間とみなして除外し,残りの4回を平衡状態の²²²Rn 濃度として平均値と標準偏差を求め た。本調査では,採水直後1時間以内に測定を開始したため放射性崩壊による²²²Rn の減 少は無視できる。

表 3-4-10 に栄養塩類 6 項目 (硝酸態窒素 (NO₃-N), 亜硝酸態窒素 (NO₂-N), アンモ ニウム態窒素 (NH₄-N), 有機態窒素 (DON), 無機態リン (DIP), 有機態リン

(DOP))と,クロロフィル a の分析機器および手法を示す。これらの栄養塩類およびクロロフィル a に関しては,分析まで試料を冷凍保管した上で使用した。これらの分析結果を表 3-4-11 および表 3-4-12 に示す。



図 3-4-53 採水調査の模式図

項目	定量下限	測定機器等	分析方法
硝酸態窒素	( 0.01 m g /L)	測定器:オートアナライザー 社名 :ビーエル・テック 機器名:AutoAnalyzer3型	【方法】:浩洋環境調査法(改訂版) (日本浩洋学会編集)7.化学 調査7.3富栄養化関連物質7.5.1窒素,リン_4)+小疗疗得'-による 海水中のランと窒素の測定法(3)硝酸塩の測定法(カドミウム-銅カ ラム法) 算出:(上記結果)-(162結果)=硝酸態窒素
亜硝酸態窒素	( 0.001 mg/L)	測定器:分光光度計 社名 : 株島津製作所 機器名:島津禁外可視分光光度計 Ⅳ-1800	【方法】 海洋環境調査法 (改訂版) (日本海洋学会編集) 7.化学 調査_7.5富栄養化関連物質_7.5.1窒素,リン_2)溶存窒素(2)亜硝 酸態窒素_BR法(Somセル使用)
アンモニウム態窒素	( 0.01 m g /L)	測定器:分光光度計 社名:株島津製作所 機器名:島津紫外可視分光光度計 UV-1800	【方法】 浩洋環境調査法 (改訂版) (日本海洋学会編集) 7.化学 調査 7.5富栄養化関連物質 7.5.1窒素,リン_2)溶存窒素 (1)アン モニア態窒素_インドフェノール法(Somセル使用) L
有機態窒素	( 0.01 m g /L)	測定器:オートアナライザー 社名 :ビーエル・テック 機器名:AutoAnalyzer3型	【方法】 海洋環境調査法(改訂版)(日本海洋学会編集)7.化学 調査7.5富先養化関連物質_7.5.1窒素,リン_(4)溶存有機態窒素_ 加圧分解法+4)たけ疗/f [*] -による海水中のワンと窒素の測定法(3) 硝酸塩の測定法(カドミウム-領カラム法)算出:(上記結果) -(Na1~3結果)=右機態窒素
無機態リン	( 0.001 m g /L)	測定器:分光光度計 社名 :株島津製作所 様器名:島津禁外可視分光光度計 UV-1800	【方法】 海洋環境調査法 (改訂版) (日本海洋学会編集) 7.化学 調査 7.5 富栄兼化関連物質 7.5.1 窒素,リン_3)溶存リン(1)リン 酸塩 _アスコルビン酸法(5cm又は10cmセル使用)
有機態リン	( 0.001 m g /L)	測定器:分光光度計 社名 :株島津製作所 様器名:島津禁外可視分光光度計 UV-1800	【方法】 海洋環境調査法 (改訂版) (日本海洋学会編集) 7. 化学 調査 7. 5富夫兼化関連物質 7. 5. 1窒素, リン 3)溶存リン(2) 有機 態リン_過硫酸カリウム法(5cm又は10cmセル使用) 算出:(上 配結果)-(1%5結果)=有機態リン
クロロフィルa	( 0.0001 m g /L)	測定器:分光光度計 社名 :株島津製作所 機器名:島津禁外可視分光光度計 UV-1800	【方法】 海洋環境調査法 (改訂版) (日本海洋学会編集) 9. 生物 調査 9. 2ブランクトン_9. 2. 4値物色素の定量法_1) 吸光光度法 (1cm又は5cmセル使用)

## 表 3-4-10 栄養塩類およびクロロフィル a の分析方法および定量下限値

分析項目	表層水							
	硝酸態窒素	亜硝酸態窒素	アンモニウム態窒素	有機態窒素	無機態リン	有機態リン	クロロフィルa	
点名	【mg/L】	【 mg/L 】	【mg/L】	【mg/L】	【mg/L】	【mg/L】	【mg/L】	
A-1	0.18	0.007	0.01	0.10	0.012	0.036	0.0013	
A-2	0.04	0.004	0.01	0.12	0.008	0.024	0.0012	
A-3	0.08	0.005	0.01	0.10	0.009	0.029	0.0014	
A-4	0.06	0.006	0.03	0.07	0.010	0.020	0.0013	
A-5	0.11	0.006	<0.01	0.05	0.010	0.039	0.0007	
A-6	0.08	0.008	0.01	0.05	0.010	0.025	0.0005	
A-7	0.11	0.007	0.02	0.02	0.017	0.020	<0.0001	
A-8	0.11	0.006	0.02	0.02	0.018	0.017	<0.0001	
A-9	0.13	0.007	0.02	0.07	0.018	0.019	<0.0001	
A-10	0.10	0.007	0.01	0.01	0.015	0.016	<0.0001	
A-11	0.10	0.010	0.01	0.02	0.016	0.015	<0.0001	
A-12	0.13	0.007	0.01	<0.01	0.018	0.029	<0.0001	
A-13	0.11	0.007	0.01	0.06	0.017	0.017	<0.0001	
A-14	0.16	0.007	0.01	0.06	0.019	0.037	<0.0001	
A-15	0.17	0.006	0.01	0.07	0.020	0.044	<0.0001	
A-16	0.13	0.006	0.01	0.08	0.018	0.016	<0.0001	
B-1	0.27	0.013	0.02	0.08	0.016	0.060	0.0008	
B-2	0.10	0.009	0.01	0.10	0.010	0.030	0.0014	
B-3	0.11	0.009	0.01	0.10	0.009	0.029	0.0011	
B-4	0.10	0.008	0.01	0.10	0.009	0.028	0.0009	
B-5	0.16	0.011	0.01	0.10	0.014	0.037	0.0008	
B-6	0.21	0.008	0.01	0.09	0.014	0.056	0.0010	
B-7	0.05	0.009	0.01	0.10	0.007	0.019	0.0005	
B-8	0.06	0.010	0.01	0.08	0.009	0.017	0.0004	
B-9	0.06	0.009	0.01	0.10	0.008	0.020	0.0005	
B-10	0.06	0.009	0.01	0.10	0.007	0.017	0.0005	
B-11	0.07	0.009	0.01	0.09	0.009	0.021	0.0004	
B-12	0.06	0.008	0.01	0.08	0.007	0.018	0.0004	
B-13	0.05	0.008	0.01	0.09	0.007	0.018	0.0005	
B-14	0.05	0.008	0.01	0.13	0.007	0.019	0.0005	
B-15	0.05	0.004	0.01	0.09	0.009	0.022	0.0009	
B-16	0.13	0.010	0.03	0.09	0.012	0.033	0.0008	
B-17	0.09	0.010	<0.01	0.09	0.011	0.022	0.0003	
B-18	0.04	0.004	0.01	0.11	0.006	0.023	0.0008	
B-19	0.06	0.008	0.01	0.11	0.009	0.023	0.0008	
B-20	0.07	0.008	0.01	0.09	0.010	0.022	0.0004	
B-21	0.17	0.010	0.03	0.10	0.012	0.052	0.0004	
B-22	0.03	0.005	0.01	0.09	0.005	0.023	0.0009	
B-23	0.04	0.007	<0.01	0.08	0.007	0.023	0.0003	
B-24	0.07	0.007	<0.01	0.09	0.009	0.028	0.0003	

表 3-4-11 表層水の栄養塩類およびクロロフィル a の分析結果

# 表 3-4-12 底層水の栄養塩類およびクロロフィル a の分析結果

分析項目	底層水							
	硝酸態窒素	亜硝酸態窒素	アンモニウム態窒素	有機態窒素	無機態リン	有機態リン	クロロフィルa	
点名	【mg/L】	【mg/L】	【 mg/L 】	【mg/L】	【mg/L】	【mg/L】	【mg/L】	
A-1	0.26	0.001	0.02	0.02	0.039	0.018	<0.0001	
A-2	0.05	0.009	0.01	0.08	0.011	0.013	0.0002	
A-3	0.17	0.001	0.01	<0.01	0.026	0.021	<0.0001	
A-4	0.07	0.007	0.01	0.02	0.013	0.021	0.0002	
A-5	0.15	0.002	0.01	0.01	0.022	0.018	<0.0001	
A-6	0.18	0.001	0.01	0.03	0.027	0.023	<0.0001	
A-7	0.24	0.001	0.01	0.02	0.035	0.025	<0.0001	
A-8	0.12	0.005	<0.01	0.05	0.020	0.016	<0.0001	
A-9	0.12	0.006	0.01	0.06	0.018	0.016	<0.0001	
A-10	0.24	0.001	0.01	0.03	0.034	0.024	<0.0001	
A-11	0.24	0.002	<0.01	0.01	0.035	0.024	<0.0001	
A-12	0.21	0.003	0.01	0.05	0.029	0.019	<0.0001	
A-13	0.24	0.001	<0.01	0.05	0.035	0.027	<0.0001	
A-14	0.25	0.001	<0.01	0.05	0.035	0.024	<0.0001	
A-15	0.25	0.001	<0.01	0.06	0.036	0.024	<0.0001	
A-16	0.24	<0.001	<0.01	0.06	0.034	0.024	<0.0001	
B-1	0.07	0.009	0.01	0.04	0.011	0.015	0.0002	
B-2	0.34	0.001	0.01	0.05	0.049	0.035	<0.0001	
B-3	0.44	<0.001	0.01	0.05	0.065	0.056	<0.0001	
B-4	0.44	<0.001	<0.01	0.06	0.065	0.055	<0.0001	
B-5	0.24	0.001	<0.01	0.04	0.034	0.024	<0.0001	
B-6	0.21	<0.001	<0.01	0.05	0.031	0.023	<0.0001	
B-7	0.42	0.001	<0.01	0.04	0.062	0.045	<0.0001	
B-8	0.32	<0.001	<0.01	0.03	0.047	0.033	<0.0001	
B-9	0.35	0.001	0.01	0.06	0.052	0.038	<0.0001	
B-10	0.44	0.001	<0.01	0.05	0.065	0.059	<0.0001	
B-11	0.21	0.001	<0.01	0.06	0.030	0.022	<0.0001	
B-12	0.41	0.001	<0.01	0.05	0.061	0.050	<0.0001	
B-13	0.35	<0.001	0.01	0.05	0.050	0.038	<0.0001	
B-14	0.40	<0.001	0.01	0.06	0.059	0.047	<0.0001	
B-15	0.26	0.001	0.01	0.04	0.037	0.028	<0.0001	
B-16	0.42	<0.001	<0.01	0.05	0.062	0.049	<0.0001	
B-17	0.22	0.001	<0.01	0.06	0.032	0.002	<0.0001	
B-18	0.41	<0.001	<0.01	0.04	0.059	0.050	<0.0001	
B-19	0.46	0.001	<0.01	0.07	0.067	0.060	< 0.0001	
B-20	0.21	0.001	<0.01	0.04	0.029	0.030	<0.0001	
B-21	0.45	0.001	0.01	0.06	0.066	0.053	<0.0001	
B-22	0.06	0.011	0.01	0.06	0.011	0.013	0.0001	
B-23	0.44	0.001	<0.01	0.06	0.066	0.059	<0.0001	
B-24	0.48	<0.001	<0.01	0.06	0.071	0.067	<0.0001	

(2) 表層水と底層水の²²²Rn 濃度分布

採水調査で得られた表層水と底層水の²²²Rn 濃度の分布図を図 3-4-54 に示す。表層水の 222Rn 濃度は不均質な分布を示しており、表層水は富士川河口沖西部に高い値が分布し、 底層水は田子の浦港にかけて高い傾向が認められた。表層水では富士川河口沖の B-6 地点 で 247(Bq/m³)と最も高く、底層水では B-20 地点で 54(Bq/m³)と最も高い値を示し た。一方で、深海部(水深 300~400m)の底層水は一様に低い傾向にあった。底層水に関 しては海底からの地下水の湧出が主な ²²²Rn の供給源であるため、これらの地点周辺での 海底湧出地下水が存在している可能性が考えられる。



図 3-4-54 採水調査で得られた海水中の²²²Rn 濃度 (上図:表層水,下図:底層水)

(3) 硝酸態窒素および溶存無機態リンの分布

硝酸態窒素(NO₃-N)と溶存無機態リン(DIP)の分布を図 3-4-55,図 3-4-56 に示す。 NO₃-N,DIP 共に表層水に比べて底層水で高い傾向が認められた。底層水のみに注目する と,浅海部に比べて深海部で高い傾向が認められた。この傾向は栄養分に富む外洋系の海 水が駿河湾へ流入することや,浅部から深部に向けて沈降して分解された栄養塩類の状況 を反映していると考えられる。



図 3-4-55 硝酸態窒素 (NO₃-N)の分布図 (上図:表層水,下図:底層水)



図 3-4-56 溶存無機態リン (DIP) の分布図 (上図:表層水,下図:底層水) (4) 水質の鉛直プロファイル

多項目水質プロファイラーによって得られた水深 1m 毎の水温・水質の鉛直プロファイ ルについて,富士川河口周辺(B-6,水深 146m)および田子の浦港周辺(B-20,水深 113m)における結果を図 3-4-57,図 3-4-58 に示す。B-6 地点は浅部から深部にかけて 徐々に水温が低下し水深 40,70,100m で躍層が確認された。また,EC25 や塩分につい ては水深と共に増加傾向にあり,溶存酸素量(DO)は低下傾向にあることが分かる。一 方で,B-20 地点は水深の増加と共に,水温が低下しているが顕著な水温変化は認められな かった。また,EC25 や塩分濃度は水深と共に増加傾向にあるものの,水深 111m 付近で 低下が確認された。また Chl-a は水深 113m で高い値を示した。B-20 地点は底層水の ²²²Rn 濃度が周囲に比べて高いことから,この塩分低下が海底湧出地下水を示していると 推測される。





図 3-4-57 B-6 地点(水深 146m)における水温・水質の鉛直プロファイル

図 3-4-58 B-20 地点(水深 113m)における水温・水質の鉛直プロファイル

3) 定点調查

(1) 調査方法

定点調査の模式図を図 3-4-59, 底層における機材の設置状況の模式図を図 3-4-60 に示 す。定点調査では,沿岸域の 2 定点(図 3-4-61)において,揚水ポンプによる底層水の連 続揚水を行い,水温,電気伝導率,塩分,DO(溶存酸素量),Chl-a(クロロフィル a)お よび ²²²Rn(ラドン)濃度の連続測定を行った。また,底層に流向・流速計を設置し連続 観測を実施した。調査期間は1月7日~14日で,1定点に付き12時間程度の観測を行っ た。

揚水ポンプは海水用ポンプ(カワホープ NFZ(2)形,川本ポンプ社製)を用いて,コン テナボックスに受けて水質の測定を行った。コンテナボックスから排水された海水は,調 査船の後方に排出されるよう留意した。水質の測定は多項目水質プロファイラー

(ASTD102, JFE アドバンテック社製)を用いて1分間隔で測定した。²²²Rn 濃度の測定 は半導体検出器を有する²²²Rn 濃度測定器(RAD7, Durridge 社製)1台と平衡器(RAD AQUA, Durridge 社製)を用いて20分間隔で測定を行った。

流向・流速は電磁流向流速計(INFINITY-EM, JFE アドバンテック社製)を用いて, 1秒間隔で行い,10分平均したデータを用いた。船舶の位置はDifferential GPS(A100, Hemisphere 社製)を用いて記録し,ホースの吸い込み位置のずれは予定地点から5m程 度に収まるように船舶の位置を調整した。



図 3-4-59 定点調査の模式図



図 3-4-60 揚水ポンプの吸込み口と流速計の位置関係



図 3-4-61 定点調査の位置図(①:水深 163m, ②:水深 115m) (2) 底層における流向・流速および水質の状況

流向・流速観測の結果を図 3-4-62,図 3-4-63 に示す。底層域の日毎の平均流速は 0.3~ 1.6 (cm/s)を示し、富士川沖周辺の底層域では海水の流れが比較的小さい傾向にあった。 また、底層域の流向は南南東~西方向がやや卓越する傾向にあった。富士川河口沖の東部 と西部で実施した 2 定点の間では、流速の規模に大きな差は認められなかった。以上のこ とを踏まえると、本調査海域において海底から地下水が湧出すると仮定すると、比較的底 層に留まりやすい環境にあると考えられるが、淡水と海水の密度差によって密度流が生じ ることもあるために数値解析を用いた検討が必要であると考えられる。また、短時間での 流れの変化が確認されていることから、このような時間変動やあるいは潮汐条件(大潮・ 小潮)も含めた長期間の定点観測が必要になると考えられる。

定点①における底層の水質データを図 3-4-64 に示す。水温や水質データを見ると、時間 ごとに変化する様子が確認された。前半の1月13日は、塩分濃度の増減が相対的に大き く、²²²Rn 濃度も時間を追って変化している様子が確認された。1月14日は特に Chl-a に 大きな変化が認められる。²²²Rn のピークは半日に2回現れており、定点①の底層周辺に おいて²²²Rn の供給状況が変化していることを示唆している。



(2015年1月14日9時00分~16時00分)



(2015年1月10日10時00分~15時20分)



図 3-4-64 定点①における水質データの時間変化(2015 年 1 月 13 日~14 日) 4)地化学調査のまとめ

駿河湾沿岸域における地化学調査の結果を以下にまとめる。曳航調査から得られた塩分 濃度の空間分布から,富士川河口周辺や田子の浦の東部において低い傾向が認められた。 ²²²Rn 濃度は平成 25 年度の結果と同程度の濃度であるものの,より短距離で変化している ことが明らかとなり,陸からの ²²²Rn 供給が場所によって大きく異なることが明らかとなった。

採水調査の結果,掘削地周辺においては表層水と底層水の²²²Rn 濃度に差が認められ, その分布は均質ではないことが確認された。また,底層において²²²Rn 濃度が高い地点が 検出された。この地点では,水質の鉛直プロファイルおいて底層付近で塩分低下が確認さ れたことから,地下水の湧出が影響していると考えられる。一方で,栄養塩類の分布から 深海部(水深 300~400m)において外洋系の海水流入や表層から底層への栄養塩供給の可 能性が示された。

定点調査の結果,底層付近の平均流速は 0.3~1.6(cm/s)であったことから,湧出した地 下水は底層域から輸送されにくい可能性が示唆された。一方で,淡水の地下水が海水中に 湧出する場合には密度流の発生が考えられることから,今後数値解析を用いた検討が必要 と考えられる。また,流向・流速に加えて水質(塩分や²²²Rn 濃度)に時間変化が現れて いたことから,潮汐の状況(大潮・小潮)を考慮した上で,より長期の観測が必要と考え られる。 3-4-5 遠隔無人探査機 (ROV) による海底状況調査

これまでに述べた調査で得られたデータおよび知見を踏まえて,遠隔無人探査機:ROV (Remotely Operated Vehicle)を用いた調査を実施した。ROV は光学カメラを備え,船 上から遠隔操作により海中の様子を観察できる機器である。本調査では,ROV に水質計を 取り付け,機器の3次元位置を追跡しつつリアルタイムの観測を行った。その後,採水器 による採水を行った。

### 1) 調查方法

使用した ROV は LBV300-5(SeaBotix 社製)である。本機器には前方監視ソナー (M900-130, 米国 Teledyne BlueView 社製),ナビゲーションシステムおよび水中測位 (Track Link 1500HA・TN1505B,米国 LinkQuest 社製),多項目水質計(EXO1,米国 YSI Nanotech 社製; 600XLM,米国 YSI Nanotech 社製)を取りつけた。調査は ROV を 船上から海中に投入して海水の電気伝導率,水温及び水深等をリアルタイムで測定しなが ら実施した。

ROV 調査の場所を図 3-4-65 に示す。対象とした 4 地点は富士川~田子の浦港間において 湧出現象に伴う散乱記録と推定された箇所の内,その規模が大きい領域を狙って選出した

(図 3-4-45 参照)。そのうち 2 地点は,基底礫層が露出する海底谷筋の斜面部(調査地点 1,4),他 2 地点は崖下部である。

次に, ROV 調査後にニスキン採水器(12L)を用いた採水を行った(図 3-4-53 参照)。 採水調査地点を図 3-4-66 に示す。採水器の位置の誘導には水中測位機(HiPAP350P)を 使用し,選定した採水地点に対し位置精度が 5m 以内で採水するように試みた。採水した 水試料については,船上で現地水質測定を行った後,室内分析(主要無機イオン,微量元 素)を行った(表 3-4-13)。室内分析に当っては 0.2µm のメンブレンフィルターでろ過 後,必要に応じて 10 倍から 2000 倍に希釈し,それぞれイオンクロマトグラフィー, ICP-MS にて測定を実施した。

測定項目
現地水質測定項目:pH, 電気伝導率, 酸化還
元電位,溶存酸素量,水温
室内分析:主要無機イオン
F, Cl, NO ₃ , SO ₄ , PO ₄ , Na, K, Mg, Ca
室内分析:微量元素(47元素)
Li, B, Al, Si, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni,
Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Ag,
Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu,
Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Lu, W, Pb, U

表 3-4-13 現地測定項目および室内分析項目



図 3-4-65 ROV 調査の実施地点 (図中番号は地点番号を示す)



図 3-4-66 採水器投入地点の位置図

結果・考察

(1) ROV による海底湧出地下水の位置推定

ROV 調査で得られた各地点の水質データを表 3・4・14 に示す。電気伝導率および塩分濃度については、リアルタイム観測の中で最小値となった値を記載している。ROV 調査の結果、湧出現象に伴う散乱記録と推定された地点においては、ROV を投入した全4 地点で電気伝導率及び塩分濃度の低下が認められた。地点2 については、海底に岩石が多く詳細な調査が困難であったが、電気伝導率は49.7 (mS/cm) に低下する様子が確認された。

地点1における水深と電気伝導率の変化を図3-4-67に示す。地点1における電気伝導率と水深の変化を見ると、海底において急激に電気伝導率が低下する様子が確認され、低塩分水塊が形成されている様子が確認された。地点2~4においても同様な傾向を示しており、海底湧出地下水の存在が推定された。これらの地点の光学画像を図3-4-68~図3-4-72に示す。

地点	水深	水温	電気伝導率	塩分濃度	
No.	(m)	(°C)	最小値	の最小値	
			(mS/cm)	(ppt)	
1	150	12.5	44.9	29.0	
	$160 \sim 150$	13.4	41.6	26.7	
	$160 \sim 150$	13.2	39.6	25.2	
	$160 \sim 150$	12.6	44.7	28.8	
2	$190 \sim 200$	11.9	49.7	32.4	
3	$150 \sim 140$	12.4	42.5	27.3	
	$150 \sim 140$	12.8	45.7	29.6	
4	190	12.2	44.7	28.9	
海水	30	15.0	52.5	34.6	

表 3-4-14 ROV 調査で測定された水質結果



(横軸の時間はROVの潜水時間に対応する)



図 3-4-68 地点1(富士川河口南の海底谷)において確認された亀裂のある崖



図 3-4-69 地点 2 (富士川河口東の崖の下部) において確認された角礫と エビと思われる生物



図 3-4-70 地点3(富士川河口東の崖)において確認された崖と亀裂



図 3-4-71 地点4(田子の浦港東の海底谷)において確認された生物群



図 3-4-72 地点 4 (田子の浦港東の海底谷) において確認された 海底面の穴と流れ出るような水の揺らぎ

(2) 推定された海底湧出地下水位置の近傍における海水の水質

ニスキン採水器による採水を行った4地点(図3-4-66参照)における現地水質測定の結 果を表3-4-15に示す。これらの採水地点はいずれもROV調査において海底湧水の存在が 示唆された地点であったが、ニスキン採水器による採水によって得られた水試料は、いず れも海水の特徴を示した。また主要無機イオン濃度、微量元素濃度の測定結果も同様に海 水の特徴を示した。しかし、ROVに搭載した水質計で確認されたように塩分濃度の低下

(図 3-4-67 参照)が認められたことから、海底において地下水の湧出があるものの、その水の分布は局所的でかつ断続的に湧出している可能性がある。なお、微量元素のうち、バナジウムに関しては海水中濃度が 2µg/L 前後であり、田子の浦港付近の 150m 以深の陸域地下水(50~100µg/L)と比べて微量であることから、海底湧出地下水を採水できれば地下水の起源を探る有効なトレーサーとなる可能性がある。

地点名	水深	温度	DO	SPC	С	塩分濃度	pН	ORP
		°C	mg/L	μS/cm	µS/cm	‰		mv
2①	200	13.2	6.98	52244	40555	34.39	8.1	208.5
22		13.2	6.3	52389	40556	34.46	8.12	194.8
3-1(1)	157	14	6.72	52339	41229	34.45	8.15	187.3
3-12		13.8	6.91	52399	41212	34.48	8.16	177.1
3-2①	145	13.5	5.75	52177	40825	34.31	7.98	97
3-22		13.2	5.47	52242	40535	34.35	7.99	115.6
41)	181	14.1	6.94	52372	41488	34.47	8.15	174.4
42		14.2	6.64	52342	41555	34.45	8.14	176.8

# 表 3-4-15 現地水質測定項目結果 (地点名の①は1回目の採水,②は2回目の採水を示す)

#### 3-4-6 海底湧出地下水調査の結論

海上掘削調査技術の開発に関わる沿岸域の地下水環境評価に当って,掘削地周辺の沿岸 域を対象とした海底湧出地下水調査を実施した。以下に主な成果をまとめる。

・詳細な海底地形の把握

富士川西部から田子の浦港東部に掛けて行った海底地形調査から,これまでの海底地形 図で認識されていなかった細かな谷・尾根地形が明らかとなった。また,海域への延伸が 推定されている入山線断層の付近における特徴的な地形や,氷期の侵食の可能性がある急 崖部を検出するなど,沿岸域の地質構造を評価する上で活用できる知見を得た。このよう な詳細な海底地形データは,後続のサイドスキャンソナー調査や地化学調査において必要 不可欠なデータであり,沿岸域の地形・地質や,海底湧出地下水を評価するに当って最初 期に取得すべきデータと考えられる。

・散乱記録を用いた海底湧出地下水の分布域推定

サイドスキャンソナー等で得られる音波散乱記録について,海底からの地下水の湧出に 伴う諸現象(砂のまきあげや気泡の混入など)を仮定してその分布域の抽出し, ROV によ る光学画像と水質計による確認を行った。その結果,抽出された分布域において塩分濃度 の有意な低下が確認され,海底湧出地下水の存在が推定された。そのため,散乱記録が海 底湧出地下水検出のための指標のひとつになる可能性が示唆された。

現状では推定された分布域の内で4地点における調査結果に留まることから、この散乱 記録による海底湧出地下水の分布域推定の手法を確証するために、さらなる ROV 調査を 行い、確度を向上させる必要があると考えられる。

・地化学成分による海底湧出地下水の追跡と起源推定の可能性

²²²Rn に代表される地化学成分の空間分布は一様ではなく,平面的に変化する傾向が認められる。このような地化学成分の主な供給源は,海底からの地下水の湧出と考えられる ことから,その影響範囲を追跡する上で有効と考えられる。

底層水の水質は時間によって変化することが分かり,海底湧出地下水に関わる地化学ト レーサーの供給が断続的に変化する可能性が示唆された。そのため,より長期の定点観測 や数値解析を行って普遍性を検証する必要があると考えられる。また底層における平均的 な流速は比較的小さく,海底から湧出した地下水が底層付近に留まる可能性が示唆され た。そのため,湧出口の直近で採水を行うことができれば,地化学成分を指標にすること で,海底湧出地下水の起源を解明し沿岸域の地下水環境に資するものと考えられる。 引用文献

石飛智稔,谷口真人,佐伯憲一,小野恵子(2005):駿河湾沿岸における海底地下水湧出 量の定量的評価. 地球化学, 39, 97-106.

伊藤成輝,丸井敦尚(2010):日本列島における海底地下水湧出量の分布. 地下水学会 誌,

**40** (1), 1-18.

落合敏郎(1969):三島溶岩流中の岩罅地下水に関する研究-溶岩流断面における地下水の流速分布と間ゲキ率ならびに地下水流動量の算定-. 日本地下水学会会誌, 16-17, 7-16.

海洋調査技術学会編集委員会(1993):海洋調査フロンティア:海を計測する. 海洋調査 技術学会, 304p.

海洋調査協会(2004):海洋調査技術マニュアル海洋地質調査編. 一般社団法人海洋調査 協会, 217p.

加藤憲二,瀬川琢也,永翁一代(2012):水循環と地下生命圏-富士山地下圏を例に. *RIVER* 

FRONT, 74, 12-16.

產業技術総合研究所(2014):平成25年度「海域地質環境調査確証技術開発」成果報告書,

402p.

静岡県総務部地震対策課(1996):平成7年度静岡県地域活断層調査業務報告書.49p. 水路測量(2012):財団法人日本水路協会,第3巻,187p.

Burnett W.C., Kim G. and Lane-Smith D. (2001) : A continuous monitor for assessment of ²²²Rn in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 249(1), 167-172.

Burnett W. C., Peterson R. N., Santos I. R. and Hicks R. W. (2010) : Use of automated

radon measurements for rapid assessment of groundwater flow into Florida streams. *Journal of Hydrology*, 380, 298-304.

Dulaiova H., Peterson R., Burnett W. C. and Lane-Smith D. (2005) : A multi-detector continuous monitor for assessment of ²²²Rn in the coastal ocean. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 263 (2) : 361-365.

Mazel Charles(1985) : Side Scan Sonar Record Interpretation. Klein Associates, 144p
Porcelli D. (2008) : Investigating groundwater processes using U- and Th-series
nuclides. In U-Th Series Nuclides in Aquatic Systems, Radioactivity in the
Environment, 13, 105-153, eds. Krishnaswami S. and Cochran J.K..

- Stieglitz T. C., Cook P. G. and Burnett W. C. (2010) :Inferring coastal processes from regional-scale mapping of ²²²Radon and salinity: examples from the Great Barrier Reef, Australia. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101, 544–552. 参考ホームページ
- 国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所(2014):伊勢湾データベー ス,2014年2月20日閲覧 <u>http://www.isewan-db.go.jp/index.asp</u>
- 海上保安庁海洋情報部(2014a): リアルタイム験潮データ. 2014 年 10 月 15 日閲覧 http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/TIDE/real_time_tide/sel/index.htm
- 海上保安庁海洋情報部(2014b):平均水面,最高水面及び最低水面一覧表. 2014年10月 15日閲覧

http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/TIDE/enkan/Suijun_hyo/Pub.No741/index.pdf

# 第4章 おわりに

## 4-1 おわりに

(1) 研究開発の背景と必要性

わが国の原発は全て海岸部に立地していることから、廃棄物の輸送を考慮して、処分場 も沿岸域に建設される可能性がある。海底下の地下水流動は緩慢であることが知られてい ることから、海底下に処分施設を建設すると高い安全性が見込まれる。沿岸域において は、断層や塩淡境界(海水と淡水地下水の境界)が深部の地下水を地表に輸送する経路と なることが問題であり、これらの存在位置や形状を把握することが重要である(地質構造 や水理構造把握の重要性)。陸域や深さが十分にある海域では、物理探査技術も確立して いるため、地質構造調査や断層調査が行われてきたが、浅海域では探査船が入れないた め、陸域から海域への連続した調査は行われてこなかった(浅海域調査の必要性)。これ までの研究においては、塩淡境界についても海底に湧出する地下水との関係があるとされ ながらも、既往研究では、ボーリングによって実際に確認しなければならず、高価な調査 となっていた(物理探査技術や解析技術の高度化)。

しかしながら、地層処分研究においては、解析的な成果も重要であるが、国民の理解を 得るためには、ジャストポイントでのサンプルによる分析が必要であり、このために海水 の影響を排除したサンプリング技術の確立が必要であった。

(2) 海域地質環境調査の目的

高レベル放射性廃棄物等の地層処分においては、天然の岩盤(天然バリア)と人工的な バリア(人工バリア)から構築される多重バリアシステムによって長期的な安全確保がな される。本委託事業では、特に沿岸域における地質環境調査の評価技術に着目して、国民 が納得できるような海底下の特徴的な地質・地下水環境の調査・評価手法の確証を行うこ とを目的とする。 幌延において行った研究では、陸から海への地下水の状態を断面的に捉えた。海底下の 塩水地下水(古海水)に、天水起源の淡水楔が入り込んで、陸から海への地下水が分布し ているが、この黄緑の地下水の大部分は氷河期に形成されたものであることが解析的に判 明し、その下の古海水は数十万年レベルで安定していることが判明した。

わが国の沿岸域地質には堆積岩と結晶質岩があり、このような海底下の淡水地下水の存 在とその下の長期安定的塩水地下水の存在は、堆積岩地域で一般的に起こる現象であるこ とも報告されている。本研究においては、このような地下水の分布が断層や塩淡境界の影 響を受けないかどうか、海域の地質環境を調査するための技術を蓄える。

(3) 各要素研究の成果

・地質構造評価のための物理探査研究

沿岸浅海域における調査では、複雑な海底地形のための OBC 設置・回収時の困難、 OBC と海底面とのカップリングや側方反射ノイズの発生などが問題となる。また海底面が 浅いため、速度不均質性が高く、比較的高い音響インピーダンスコントラストを持つこと により短波長の多重反射ノイズや表面波・S 波ノイズの発生が問題となる。

これらの問題に対しての技術的対策として、発振点の欠測や偏りのないデータの取得のため、事前交渉などにより調査区域・調査時期の調整を実施し、最適なレイアウトを策定した。調査時においては、スラスター付きの OBC 船を用いることなどによる正確な OBC 敷設、精度の高い音響測深の実施により、測定計画の高精度な実現に努めた。

データ解析時においては、初動走時による位置補正により海面変動などを考慮した更なる 位置情報の高精度化を図った。波浪によるノイズの抑制としては、EMD 解析および DATVF 処理を適用した。多重反射の抑制処理としてはギャップ付き予測デコンボリュー ションを適用した。また海底地形や海岸などからの側方反射の抑制としては 3DF-K フィ ルター処理を実施した。またデゴースト処理としては PZ 成分の加算処理を適用した。そ の他、今回のデータ処理に採用した以外の処理として SRME 処理による多重反射抑制

法、F-X 速度フィルター処理によるノイズ抑制処理が考えられる。これらの処理を組み合わせて施すことで、原記録では低周波のノイズにマスクされていて識別が難しい浅層の反射シグナルを抽出し、水理地質構造モデルの構築に資するための高分解能な地下のイメージングが可能となることが判明した。

#### ·地下水流動解析研究

「平成25年度沿岸域の地質・活断層断層調査」および「水文環境図(富士山地域)」(編 集中)で得たデータや地下水サンプルを二次利用することにより、各種地球化学データを 取得し,それらを用いて地球化学データにもとづく富士山流域における広域地下水流動系 調査の結果と沿岸部や断層付近において確認された各種シグナルについて検討を行なっ た。その結果,富士山地域における水質や同位体比のデータ分布は,地下水の流動と非常 に調和的であり,また各種同位体比や微量元素成分を使用することで,地下における地下 水の影響範囲の広がりを把握できることが明らかとなった。また本調査研究においてボー リングが掘削されている富士川の河口域において断層あるいは塩淡境界に起因する地下水 の上昇流が存在している可能性が示唆された。

#### ・海上掘削調査技術開発のためのボーリング調査

本研究におけるコア採取率は、富士川右岸地区ならびに富士川左岸地区において、いず れの地質においても90%以上と高い値を示した。掘削状況は地質・地下水の状況によって 異なり、各工法を適切に組み合わせた掘削を行うことが有効と考えられる。また、両地区 の掘削状況に大きな差異は認められず、富士川右岸地区で実施した脱塩水を用いた掘削 は、掘削に影響を与えないものと判断される。掘削水の混入率の大きい試料と小さい試料 のpH と電気伝導度を比較すると、両者に大きな違いは認められない。地下水とコア間隙 水のpH と電気伝導率の深度分布は調和的であり、コア間隙水は地下水の性状を反映して いるものと判断される。そのため、脱塩水を用いた掘削は、例えば、海底下に賦存する淡 水性地下水の把握など、地下水性状の把握におよぶ掘削の影響を抑制することが可能であ るものと考え、沿岸域研究には大変重要であることが確認できた。

富士川右岸地区においては、富士川砂礫層が深度 180m まで分布することが確認され、 認められた土質ごとの透水性・水質を把握した。富士川左岸地区においては、富士川砂礫 層中に挟在する富士火山噴出物(安山岩~玄武岩溶岩)が確認された。両地区で実施した 水理試験においては、観測した孔内水位に潮汐による変動が認められた。脱塩水を用いた 掘削により、地下水性状の把握におよぶ影響を抑制することが可能であることが認められ た。また、掘削水に添加する蛍光染料トレーサーの濃度管理において、検体の前処理に凝 集剤を用いることで、既存の方法と比較して作業時間を 1/5 程度に短縮することが可能と なった。

地下水・間隙水の解析では、特に地下水の化学的性状の把握とそれが意味する地下水流 動の解明を主とした解析をおこなった。その結果、第四紀火山噴出物が分布する沿岸域に おいても、塩水楔の形状に深度ごとに違いがあることが推定された。しかし、FGB-1 孔の 深度約 150m から得られた地下水の¹⁴C 年代は 10,000 年前後と考えられ、この地点で見ら れた塩淡水が現海水のものであるかどうかは、慎重な議論を必要とする。塩水と淡水が混 合する領域では海水面の位置と陸側の地下水位との関係により、深層の地下水が地表に運 ばれうる。このことを考慮すると、今後は塩淡境界の存在とその挙動をより確かな方法で 確認する必要がある。

·海底湧出地下水調查

富士川西部から田子の浦港東部に掛けて行った海底地形調査から、これまでの海底地形 図で認識されていなかった細かな谷・尾根地形が明らかとなった。また、海域への延伸が 推定されている入山線断層の付近における特徴的な地形や、氷期の侵食の可能性がある急 崖部を検出するなど、沿岸域の地質構造を評価する上で活用できる知見を得た。このよう な詳細な海底地形データは、後続のサイドスキャンソナー調査や地化学調査において必要 不可欠であり,沿岸域の地形・地質や、海底湧出地下水を評価するに当って最初期に取得 すべきデータと考えられる。

サイドスキャンソナー等で得られる音波散乱記録について、海底からの地下水の湧出に 伴う諸現象(砂のまきあげや気泡の混入など)を仮定してその分布域の抽出し、ROVによ る光学画像と水質計による確認を行った。その結果,抽出された分布域において塩分濃度 の有意な低下が確認され、海底湧出地下水の存在が推定された。そのため,散乱記録が海 底湧出地下水検出のための指標のひとつになる可能性が示唆された。

²²²Rn に代表される地化学成分の空間分布は一様ではなく、平面的に変化する傾向が認 められる。このような地化学成分の主な供給源は、海底からの地下水の湧出と考えられる ことから、その影響範囲を追跡する上で有効と考えられる。

底層水の水質は時間によって変化することが分かり、海底湧出地下水に関わる地化学ト レーサーの供給が断続的に変化する可能性が示唆された。そのため、より長期の定点観測 や数値解析を行って普遍性を検証する必要があると考えられる。また底層における平均的 な流速は比較的小さく、海底から湧出した地下水が底層付近に留まる可能性が示唆され た。そのため、湧出口の直近で採水を行うことができれば、地化学成分を指標にすること で、海底湧出地下水の起源を解明し沿岸域の地下水環境に資するものと考えられる。

(4) とりまとめ

<u>物理探査技術を使った沿岸域地質構造評価</u>:これまでの物理探査では調査船が入れない ことから、沿岸浅海域での調査ができず、陸域から海域まで連続した調査ができなかっ た。幌延における研究では、薄型のセンサーを独自に開発して、海陸連続したデータ取得 に成功したばかりでなく、海底下に淡水地下水領域があることを発見した。後の地下水流 動解析からこの淡水塊は氷期に形成された長期安定地下水域であることが判明した。ま た、わが国の多くの地域では海岸部に鉄道や高速道路などがあることで、電磁探査ができ ない。このため、駿河湾における本研究では、弾性波探査を用いた地質構造評価手法を開 発してきた。これによって、列島のいたるところでの調査を可能にしたい。

海底湧出地下水調査による長期地下水流動解析技術の高度化:従来から行われてきた陸 域の地下水調査や長期的な地下水流動解析をより高精度にするため、海域(海底)に湧出 する地下水試料を採取し、その水質や年代を測定することで、解析技術の高度化を計ると ともに、塩淡境界の形状や地下水流動の範囲を確認することができた。さらに地下水の上 昇流などを示唆することもできている。当該技術は、地下水流動の及ばない領域を推定す ることにもつながることから、処分技術への貢献が大きいと考えられる。

<u>脱塩海水を利用した高品質地質・地下水試料の採取</u>:高精度な分析のため、試料の採取 においては海水の影響を避けなければならない。このため、本研究では、脱塩海水を用い て掘削を実施し、これを成功させた。さらに、脱塩海水は同位体的に SMOW とよばれる 酸素・水素組成を持つため、明らかに地下スト区別することができ、良好なトレーサーで あることもわかった。このような新技術開発による波及効果(CCS への技術転用)も大き く期待できる。

<u>海底湧出地下水にかかる調査・研究</u>:サイドスキャンソナー等を用いた海底地形の分析 や採水による地化学調査から、海域に湧出する地下水の経路や履歴を推定することができ た。海底に湧出する地下水は、深部を経由して流動していることから、解析技術などとの 統合により、地域の地下水を深部の流動に及ぶまで把握することもでき、ボーリングによ って得られた試料とのマッチングにより、より広域を理解することもできるようになって きた。さらに、本研究で開発した技術は列島の堆積平野沿岸域に共通して利用することが 可能であると考える。

<u>地域住民、地方自治体とのコミュニケーション</u>:これまで理解されることが難しかった 原子力研究を遂行するために、幌延や駿河湾の研究を通じて、漁協や農協との話し合い、 小学校などでの出前授業、市役所が主催する講演会やイベントへの参加などをとおして、 原子力研究の重要性と成果の活用を話し合うことができ、研究を受け入れていただける体 制を築くことができてきた。直接の研究成果ではないが、特にバージンエリアでのフィー ルドワークにおいては、コミュニケーションの重要性を認識することができた。

## 4-2 課題と展望

本邦の堆積平野は、海水準変動と隆起によって形成されている。多くの場 合沿岸域には断層かあるいは潜在的なそれが存在し、処分サイト選定に影響 を与えることが考えられる。また、堆積層中の断層は教科書では透水性を上 げるものと下げる働きをするものが紹介されているが、実際にはどちらの働 きをするかなど原位置調査に頼るところが大きい。しかし、事前の文献調査 や地下水流動解析において評価ができれば、大きな進歩である。列島を構成 する地質が概観できる状況にある現在、これ(文献に基づく事前地下水流動 解析により、長期的に安定した地下水環境の存在を示すこと)を示すことも 重要な課題といえる。本研究で開発した技術は列島の堆積平野沿岸域に共通して利用 することが可能であると考える。今後は、海水準変動や隆起現象を組み込んだ長期 的な地下水流動解析手法の整備も重要である。

本研究においては,処分場選定のプロセスに基づいた研究展開を行うこと は勿論,段階(ステージ)が上がっていくのにあわせた評価を意識しつつ, 調査手法や評価手法の確立を目指してゆきたい。

# 付 録

Appendix 1

## FGB-1 孔における水理試験

1. はじめに

FGB-1 孔のスクリーン区間の水理特性を把握するために水理試験を実施し、結果をとりまとめた。

### 2. 方法

2.1 試験方法

実施した水理試験の概要を表1に, FGB-1 孔の構造と水理試験で使用したセンサー・ポンプの仕様を図1に示す。

水理試験は、観測孔仕上げの完了した FGB-1 孔において、地盤工学会基準(単孔を利 用した透水係数試験方法: JGS 1314-2003)に準じて実施した。実施した項目は、段階揚 水試験、定流量揚水試験、注水試験、回復試験とした。なお、段階揚水試験と定流量揚水 試験は連続的に実施し、使用したセンサーのメモリ容量から、データサンプリングの間隔 は 30 秒とした。注水試験と回復試験におけるデータサンプリングの間隔は1秒とした。

2.2 解析方法

(1) 潮汐変動に伴う水位の補正

孔内水位・潮位・降水量の経時変化を図2に,水理試験実施期間の孔内水位,潮位,降 水量と潮位補正後の孔内水位を図3に示す。

FGB-1 孔の孔内水位は、降水量に伴う変動と潮汐変動に伴う変動が認められた(図2)。潮汐変動が孔内水位に及ぼす影響は大きく、水理試験の解析に支障をきたすことが懸念された。そのため、水理試験時の孔内水位を対象として潮汐変動の補正を行った(図3)。

孔内水位の潮汐変動の補正は,調査地に最も近接する清水港の1時間あたりの実測潮位 (気象庁,2015a)と測定した孔内水位を比較して変動の傾向が類似することを確認し た。そして,水理試験実施時のモデル潮位を清水港の1時間あたりの実測潮位に基づき, 次式(例えば,三和ほか,2008)から算出した。

$$T_n = a_0 + a_1 t_n + a_2 \sin(\frac{2\pi t_n}{M_2}) + a_3 \cos(\frac{2\pi t_n}{M_2}) + a_4 \sin(\frac{2\pi t_n}{S_2}) + a_5 \cos(\frac{2\pi t_n}{S_2}) + a_6 \sin(\frac{2\pi t_n}{K_1})$$

$$+a_7\cos(\frac{2\pi t_n}{K_1})+a_8\sin(\frac{2\pi t_n}{O_1})+a_9\cos(\frac{2\pi t_n}{O_1})+a_{10}P$$

ここで、 $T_n: t_n$ 時におけるモデル潮位(m)、 $t_n:$ 観測時間(h)、P:気圧(hPa)、 $M_2$ ・ $S_2 \cdot K_1 \cdot O_1:$ 主要4分潮の周期でそれぞれ12.42(h)・12(h)・23.93(h)・25.82(h)、 $a_0 \sim a_{10}:$ 係数である。なお、気圧は静岡気象台の10分あたりの海面気圧(気象庁、2015b)とした。

次に、モデル潮位と観測した水位を比較して、これらの位相差と振幅比を求め、次式の 潮位補正量(高田ほか、1999)を観測した水位から差引いた。

$$WL_T = (T_{n+\alpha} - B)\beta$$

ここで、 $WL_T$ : 潮位補正量(m)、 $T_{n+a}$ : 位相差aを足し合わせた時刻におけるモデル潮位(m)、B: 対象期間のモデル潮位の平均値(m)、 $\beta$ : 振幅比(モデル潮位の振幅と観測した水位に認められる周期的な水位変動の振幅の比)である。

(2) 段階揚水試験

段階揚水試験の解析は,算術軸上に各揚水段階の定常時と推定される水位変動量と揚水 流量をプロットし,これらから得られる直線部の勾配を求めて,次式(例えば,地下水調 査解説執筆委員会,2004)から透水係数を算出した。

$$k = \frac{1}{2\pi L} \log_e \left(\frac{2L}{D}\right) a$$

ここで, k: 透水係数 (m/s), L: 試験区間長 (m), D: 試験区間径 (ストレーナ外径) (m), a: Qs 直線の勾配, Q: 定常時の揚水流量 (m³/s), s: 水位降下量 (m) である。

(3) 定流量揚水試験

定流量揚水試験の解析は、Cooper-Jacobの解析式(Cooper and Jacob, 1946)と Hvorlevの解析式(Hvorslev, 1951)を適用した。

Cooper-Jacob の解析式に適用に際しては、片対数グラフの対数軸に経過時間 t (s) を、算術軸に初期水位からの水位低下量 s (m)をとり Log ts 曲線を作成し、Log t-s 曲 線に近似する直線を引いて Log t の 1 サイクル間における水位差 $\Delta s$  (m)を求め、透水量 係数  $T(m^2/s)$ を算出した。貯留係数は Log ts 曲線の直線勾配が s=0 と交わる交点 toを求 め算出した。Log ts の直線勾配は Derivative Plot (例えば、Horne、1995)の IARF 領 域とした。透水量係数と貯留係数の算出式は次式から算出した

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{\Delta s}$$
$$S = \frac{2.25 \cdot T}{r^2} \cdot t_0$$

ここで、T:透水量係数 (m²/s)、S: 貯留係数 (-)、 $\Delta s$ : Log t の 1 サイクル間における水位低下量 (m)、r: 試錐孔半径 (m)、Q: 平均揚水流量 (m³/s)、 $t_0$ : s = 0 における経過時間 t(s)である。

また, Hvorslev の解析式は,水位の変動から定常状態に達したと見なされる区間の水位 と揚水流量に適用し,次式から透水係数を算出した。

$$k = \frac{Q}{2\pi sL} \log_e \left(\frac{2L}{D}\right), \quad L \doteq \infty \text{ it } L \geq 4D$$
$$k = \frac{Q}{2\pi sL} \log_e \left(\frac{4L}{D}\right), \quad L < 4D$$

ここで, *k*: 透水係数 (m/s), *Q*: 揚水流量 (m³/s), *s*: 平衡水位からの水位低下量 (m), *L*: 試験区間長 (m), *L*': 試験区間と難透水層との *D*: 試験区間径 (ストレーナ 外径) (m) である。

(4) 注水・回復試験

注水試験と回復試験の解析は、Agarwalの解析式(Agarwal、1980)を適用した。 Agarwalの解析式の適用に際しては、片対数グラフの対数目盛りに Agarwal の等価時間 ( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )を、算術目盛りに水位回復量 Sr(m)をとり、Log( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Sr曲線を作成し、Log( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Sr曲線に近似する直線を引 き、Log( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Srの1サイクル間における水位差  $\Delta Sr$ (m)を求め、透 水量係数 T(m²/s)を算出した。Log-( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Srの直線勾配は Derivative Plot (Horne, 1995)の IARF 領域とした。貯留係数は Log( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )-Sr曲線の直線部分の延長が、Sr=0と交わる点( $tp \cdot \Delta t / (tp + \Delta t)$ )のを求めた。透水量係数 と貯留係数は次式から算出した。

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{\Delta Sr}$$
$$S = \frac{2.25 \cdot T}{r^2} \cdot \left(tp \cdot \Delta druta\right)$$

ここで, *T*:透水量係数 (m²/s), *S*: 貯留係数 (-),  $\Delta Sr$ : Log (tp ·  $\Delta t$  /(tp +  $\Delta t$ ))1 サ イクル間での水位回復量 (m), *r*: 試錐孔半径 (m), *Q*: 平均揚水流量 (m³/s),  $\Delta$ *druta*: (*tp* ·  $\Delta t$  / (*tp* +  $\Delta t$ ))₀: *s* = 0 における (*tp* ·  $\Delta t$  / (*tp* +  $\Delta t$ )) (s)である。

3. 結果

FGB-1 孔の水理試験で得られた水理定数を表2に示す。

(1) 段階揚水試験, 定流量揚水試験

段階揚水試験と定流量揚水試験における孔内水位の変動を図4に,段階揚水試験の解析 結果を図5に,定流量揚水試験のCooper-Jacob法による解析結果を図6に,底流量揚水 試験のHvorslev法による解析結果を図7に示す。

段階揚水試験と定流量揚水試験における孔内水位は潮汐に伴い変動した。補正後の孔内 水位は、潮汐と相関した変動が減少しており、潮汐補正によって観測した孔内水位におよ ぶ潮汐の影響を緩和できたものと判断される。段階揚水試験における孔内水位は、各揚水 段階ともに、数十程度で概ね一定に収束した。定流量揚水試験時の孔内水位は、揚水を開 始後に数分程度で概ね一定の値を示した。12:30前後等に認められる孔内水位の急激な変 化は、ポンプの誤作動などによるものと推測されるが、要因を明らかとすることはできな かった。

段階揚水試験における各段階の揚水流量と水位降下量の関係から算出された透水係数は、4.84×10⁻⁵ (m/s)を示した。

定流量揚水試験における孔内水位は,潮汐補正を行ったものの,潮汐の影響によると考 えられる周期的な変動が認められ,IARF領域が不明瞭であった。ただし,揚水開始後の 1,000 秒経過した付近に直線勾配が認められ,Cooper-Jacob 法の解析を実施し,算出され た透水係数は 2.78×10⁻⁴ (m/s),比貯留係数は 6.83×10⁻¹ (1/m)を示した。Hvorslev 法 による透水係数は,定常時孔内水位を中央値,L/D<4の条件で算出したとことろ,5.21 ×10⁻⁵ (m/s)を示した。

(2) 注水試験

注水試験における孔内水位の変動を図8に,注水試験のAgarwal法による解析結果を図 9~11に示す。

注水試験は、3回連続して実施した。注水試験における孔内水位は潮汐に伴い変動した。補正後の孔内水位は、潮汐と相関した変動が減少しており、潮汐補正によって観測した孔内水位におよぶ潮汐の影響を緩和できたものと判断される。孔内水位は、注水の停止後に十数秒程度で概ね一定に収束した。ただし、注水前と後、試験回数が増えるほど、孔

内水位が大きくなる傾向を示し、注水によってスクリーンの目詰まりなどが生じたことが 示唆される。

注水試験における孔内水位は,若干の脈動が認められるものの,IARF 領域の直線勾配 を特定できた。IARF 領域を対象とした Agarwal 法による解析を実施し,算出された透水 係数は 1.90×10⁻⁴~4.22×10⁻⁴ (m/s),比貯留係数は 7.72×10⁻²⁹~1.98×10⁻¹² (1/m) を 示した。なお,算出された透水係数は,試験回数を重ねるほどに小さくなっており,孔内 水位の変動と調和的な結果となった。

(3) 回復試験

回復試験における孔内水位の変動を図 12 に,回復試験の Agarwal 法による解析結果を 図 13~15 に示す。

回復試験は、3回連続して実施した。回復試験における孔内水位は潮汐に伴い変動した。補正後の孔内水位は潮汐と相関した変動が減少しており、潮汐補正によって、観測した孔内水位におよぶ潮汐の影響を緩和できたものと判断される。孔内水位は揚水の停止後に十数秒程度で概ね一定に収束した。

回復試験における孔内水位は,若干の脈動が認められるものの,IARF 領域の直線勾配 を特定できた。IARF 領域を対象とした Agarwal 法による解析を実施し,算出された透水 係数は 2.78×10⁻⁴~5.52×10⁻⁴ (m/s),比貯留係数は 9.17×10⁻⁴¹~5.30×10⁻³³ (1/m)を 示した。

文献

Agarwal, R. G (1980) : A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. SPE paper9289, 55th Annual Fall Meeting, Dallas, Tex., pp.1-13.

地下水調査解説執筆委員会編(2004):地盤調査の方法と解説,第7編 地下水調査.地 盤工学会, pp.339-492.

Cooper,H.H., Jr. and Jacob, C.E., (1946) : A generalized graphic method for evaluating formation constants and summarizing well-field history., American geophysical Union Transactions, Vol.27, No.4, pp526-534.

Horne.R.N. (1995) : Modern Well Test Analisis.A Computer-Aided Approach. Second Edition, Petroway, Inc., 257p.

Hvorslev, M. T. (1951): Time lag and soil permeability in ground water observations. U.S. Army, Corps of Engineering, Water ways Experiment Station, Bull No.36, 50p. 気象庁 (2015a): 潮汐・海面水位に関する診断表, データ.

http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index_tide.html【Cited:15/02/10】. 気象庁(2015b):過去の気象データ検索.

http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php [Cited : 15/02/10].

三和功喜・川元智司・石本正芳(2008): 験潮自動化集中管理システムの高度化に関する 研究. 国土地理院平成 20 年度調査研究年報.

http://www.gsi.go.jp/common/000057254.pdf [Cited : 15/01/15].

孔番	美	ミ施日日	実施 項目	
FGB-1孔	2015/1/21 9:40	2015/1/21 9:40 ~		段階, 定流量 揚水試験
	2015/1/24 10:15	$\sim$	2015/1/24 11:40	注水試験
	2015/1/25 9:40	$\sim$	2015/1/25 10:57	回復試験

表1 FGB-1 孔における水理試験の実施概要

表2 FGB-1 孔における水理試験で得られた水理定数

試験項目·	解析方法	透水係数 (m/s)	比貯留係数 (1/m)
段階揚	水試験	4.84E-05	
宁冻县坦水封殿	Cooper-Jacob	per-Jacob 2.78E-04	
上 抓 里 扬 小 武 歌	Hvorslev	5.21E-05	
注水試験①		4.22E-04	7.72E-29
注水試験②	Agarwal	3.98E-04	2.26E-31
注水試験③		1.90E-04	1.98E-12
回復試験①		2.78E-04	2.03E-26
回復試験②	Agarwal	4.20E-04	5.30E-33
回復試験③		5.52E-04	9.17E-41



#### 観測孔の仕様 孔番 FGB-1 地盤標高(m) 4.33 深度(m) 160.00 観測孔ケーシング管 VP50 ケーシング管内径(mm) 51 60 ケーシング管外径(mm) スクリーン区間(GL-m) 150.83 ~ 157.33 スクリーン区間長(m) 6.50 スクリーン開口率(%) 10

水理試験で使用したセンサー、ポンプの仕様

* [] + ]	CTD-DIVER, DI272		
水圧センリー	FS:50m, FS $\pm$ 0.02%		
	Baro-Diver, DI500		
メルエセンリー	FS:5m, FS±0.02%		
<b>ナチポ</b> ンプ	グルンドフォス MP1		
水中ハノノ	外径45mm		

図1 FGB-1 孔の構造と水理試験で使用したセンサー・ポンプの仕様















		水位降下量	(m)	0.27	0.41	0.57	0.74	1.04		
m)	TP+m)	孔内水位	(TP+m)	3.27	3.14	2.97	2.80	2.51		m/s)
0.060 (	3.54 ()	揚水流量	(m³/s)	1.2E-04	1.9E-04	2.5E-04	3.0E-04	4.2E-04	3.68E-04	4.84E-05 (I
試験区間径 D	平衡水位			揚水段階1	揚水段階2	揚水段階3	揚水段階4	揚水段階5	<i>Q^{_s}</i> 直線の勾配	透水係数 k

6.50 (m)

試験区間長 / 試験区間径 D 図5 段階揚水試験の解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびCooper-Jacob法による解析結果

図 6 定流量揚水試験の Cooper-Jacpb 法による解析結果











(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

#### 図9 注水試験①の Agarwal 法による解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

図10 注水試験②の Agarwal 法による解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

図 11 注水試験③の Agarwal 法による解析結果







(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

#### 図13 回復試験①の Agarwal 法による解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

図14 回復試験②の Agarwal 法による解析結果



(a)水位および時間微分の変化



(b)水位の変化およびAgarwal法による解析結果

#### 図 15 回復試験③の Agarwal 法による解析結果

#### Appendix 2

### 平成26年度 海域地質環境調查確証技術開発

#### 研究評価委員会報告

#### 委員名簿

- 評価委員 登坂 博行 東京大学 教授(委員長)大学院工学系研究科システム創成学専攻
- 評価委員 杉田 文 千葉商科大学 教授 商経学部
- 評価委員 松島 潤 東京大学 准教授
   工学系研究科
   エネルギー・資源フロンティアセンター
- 評価委員 今村 聡 大成建設株式会社 エグゼクティブフェロー 技術センター 副センター長
- 評価委員 平山 利晶 国際航業株式会社 技術部長 東日本事業本部 河川・水域情報グループ
- 技術アドバイザー 吉村 公孝 原子力発電環境整備機構 技術部 調査技術グループマネージャー 技術アドバイザー 國丸 貴紀 原子力発電環境整備機構 サイト調査計画グループ課長代理

以上

1. 研究評価の目的

独立行政法人産業技術総合研究所は経済産業省資源エネルギー庁から委 託を受けて「平成26年度地層処分技術調査等事業(海域地質環境調査確証 技術開発)」の研究開発を行っている。当該委託事業は①高レベル放射性廃 棄物等の地層処分における天然バリアとしての深部地質環境の状況把握と 将来変化に係る調査評価技術の信頼性向上、②沿岸域海底下の特徴的な地 質・地下水環境の調査・評価手法の確証を行うことを目的とし、特にボーリ ング調査を用いた評価技術を対象として地下水の長期的な流動解析を含め た要素技術の確証技術開発を行い、沿岸域海底下の地質環境の総合評価手 法を構築することを目指している。

本研究評価は、産業技術総合研究所が実施する上記研究開発に対して、世 界的な研究動向・研究開発の地域特性を把握したうえで、研究の計画・進捗・ 成果について、学術的・社会的な観点から評価するものである。

2. 評価の方法

当該分野について高度な専門知識を保有する委員からなる評価委員会 (委員長:登坂博行 東京大学大学院教授)を公益社団法人日本地下水学 会内に設置し、計3回の委員会を開催して評価作業を行った。委員会には アドバイザーとして原子力発電環境整備機構の専門家2名の出席を要請 し、評価にあたっての議論をより深めるものとした。

その後、各評価委員の評価結果を評価票としてまとめた。

#### 3. 評価結果

#### 3.1 総評(東京大学 登坂博行)

<全体について>

本研究では、地層処分事業におけるサイト評価技術(陸・海域地下水調 査、ボーリング調査、海底湧出地下水調査、地下水流動解析、三次元地震探 査)の高度化が図られている。

サイト評価技術の信頼性は、サイト選定から概要調査段階できわめて重要 であり、産総研に蓄積されたデータやノウハウ、ここで開発している技術が 大きな役割を果たすものと考えられる。

<研究内容>

- ① 陸域地下水の調査では調査地である富士山周辺の多数の湧水・井戸サンプ ルを取得し、各種安定同位体・希ガス・放射性同位体などをトレーサーと して、断層の検知、地下水年代、地下水不動領域の推定法などが検討され ている。多種のトレーサーによる地下水水質の研究は、サイトの科学的解 釈や数値モデルによる予測の信頼性を担保する上でもきわめて重要なデー タとなるものと期待される。
- ② ボーリング調査については、前年度に判明している富士川の両側の海底湧 出地下水分布の差異を検討するために2本の掘削が行われ、コアの採取、 検層が行われている。富士山から駿河湾にかけての地層の連続性や海底湧 水の関係を見極めるうえで有用なものと考えられる。
- ③ 沿岸・海域調査として、マルチビーム音波探査による海底地形調査、ROV・ CTD による湧出点調査と湧出確認、ラドン濃度の分布などの検討が行われ ている。サイト選定や概要調査の際に重要な技術となるものと期待される。
- ④ 数値解析技術に関しては、駿河湾付近を中心に陸域と海底をモデル化し、 現況再現、断層形態・断層パラメータに関するセンシティビティスタディ が行われている。沿岸域でのモデル化方法に関し新たな知見が得られるこ

とを期待したい。

⑤物理探査に関しては、沿岸海底下の地質構造を明らかにするための三次元 地震探査が実施されている。この技術は地下構造(地層の積層状態、断層 など)のマッピングにきわめて有用なもので、今後の処分事業における役 割は非常に大きいものと考えられる。

<まとめ>

地層処分の安全評価においては、特にサイト選定段階の文献調査・既存地 質・地下水データ・それらを利用した概括的地下水解析による長期予測が重 であり、概要調査段階まで進むと、最先端の調査技術(環境調査、掘削調 査、物理探査、数値解析技術)を結合した長期の安全評価が求められる。

産総研は評価の基盤となる地球科学的データの蓄積・技術の蓄積がある組織であることを意識しつつ今後も技術開発を進めていただきたい。

3.	2	総括表

3.	. 2 総括表 評価委員から提出された評価コメントを	と以下に示す。
【問題点・改善すべき点】	各板5           く参板5            く体田2            く体田2                 イドになし。	くき坂> 、特にない。 くき田と、 、お田にない。 くま田こう 、も常田と、料学的に重要な研究課題、地域固有の課題など多義にわたる目的を設定している。研究資 、も常田を設定するの実ま考えると、望ましいことではあるが、限られた研究期間の中では、本事業全体の目標で ある地層へかり地選定のための確認した時期免に、課題の目標を絞ることを考えてもよいのではないか。 、んとの 、しまでは「ため飲意見・編法」、定性的な目標をしては)3 単一ではないかと述べたが、実際の高レ へい放射性廃棄物等のい酸層のかににおいて要求されている仕様を調査ですよいのではないか。 へい放射性廃棄物等のごにおいて意味されている仕様を明確にし、その仕様を満たすための環境 (実用しき意識してほしい。何をどこまで明確にすれば良いのかを具体にしていくいく事業化テスキー したの酸し合わせをしてほしい)。また、それぞれのテーマ間の有機的な連体が少し弱いように思うが、体 素化・総合解釈においてもより具体的な目標を指しててほしい。 、会会 、会会 、会会 、のたまの目集体のな目標を指していていているのは認めるが、確証事業としての位置付け が少し不明確になっている。できる原因で努力しているのは認めるが、確証事業としての位置付け が少し不明確になっている。できる原因で努力しているのは認めるが、確証事業としての位置付け が少し不明確になっている。「まるの原因で努力しているのは認めるが、確証事業としての位置付け が少し不明確になっている。「あるの」ののよい、していないな」、確認事業としての位置付け が少し不明確になっている。「できる原因で努力しているのは認めるが、確認事業といての位置付け が少し不明確になっている。「できる原因で努力しているのは認めるが、確認事業といての位置付け が少し不明確になっている。「できる原因で努力」でいいのにおいてのかでのな確認でのです。 ないないないなど、成果の工程管理も重要な目標の一つと思われるので、 検討いただければ幸いである。
[肯定的意見]	く 会伝、 (会伝、 (名伝)、 (国本業として適当であり、主導的間与が必要とされる事業と考えられる。 (本日の、 (本日の、 (本日の、 (本日の、 ) 「二、)」が教性保護業物の処分地選ばに必ずるが、 (本日の、 (本日の、 ) 「二、)」が教性保護業物の処分地選ばに必要な(常確した)」が、 (本日の、 (本日の、 (本日の、 (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本日の)) (本)) (本日の)) (本)) (本)) (本)) (本)) (本)) (本)) (本)) (	(金板5) (金板5) (3)市地地も下水の調査手法として、湧水・井戸調査、会種安定同位体・希力ス・放射性同位体分析、ボーリング調査、マルチビーム香液探査によ くお田かりの調査・活んいていたとら済出点調査、発電安定同位体・希力ス・放射性同位体分析、ボーリング調査、マルチビーム香液探査によ くお田かりの認定をいた。 (3)になりためす性成素を知らりための地面・地下水調査確認技術開発という本事業全体の目標に適切かつ妥当てある。 高いていためたいた。 高いていたがすた成素がおよび不動領域の分布を把握する」という目的の内、特に不動領域の分布調査は事業全体の目前に直接的に結(つき、 すいていたいたいたいで、 この1. 環境の日本が調査をおよび不可能であった。 1. 感染の日本が可能であった。 3. 電気調査 第年次の「広ば認識があたいで予約領域の分布を把握する」という目的の内、特に不動領域の分布調査は事業全体の目前に直接的に結(つき、 3. 電気調査 1. 電気加支型に起た完全するとしう目的は明確であり、かつ事業をおになって比較する(ほか)、その技術を確認しくいにするという目的は明確である。 3. 電気調査 1. 電気加支型におどれないたが一切の両単においてボーリング調査をおになって比較する(ほか)、その技術を確認しいたするという目的は明確である。 3. 電気調査 第年点のから、 3. 電気調査 第年点のが、 1. 電気加支型におどれないる。 1. 電気調査 1. 電気加支型におどれている。 3. 電気調査 1. 電気加支型におどれている。 1. 電気調査 1. 電気加支型におどれている。 1. 電気調査 1. 電気加支型におどれている。 1. 電気加支型におどれている。 1. 電気加支型におどれている。 1. 電気加支型におどれている。 1. 電気加支型におどれている。 1. 電気の目前に当該などのため、ビビターシングに自己を認定がないためには大いたいる。 1. 電気加支型などのため、ビビターシングに自己を認定がないたいである。 1. 電気加支型などのに気気が増加支配であり、活動が低気が行いため。 1. 電気加支型ないている。 1. 電気加支型ないたい。 1. 電気の形式目示能がな研究目標を近くいたは面差を指示している。 1. 電気加支型などの目標はおびたがしている。 1. 電気加支型などのにしてはなが増加支配になり、日前に見ていためが電子の体かうないための計画にないたい 1. 広境や下いび、原気の音楽が電子の自己を記述がないため、通道定式のために目示説のかい安当にないため、通道などの目前にないたい、通道などの部分でのかため、 1. 11年間にないたいため、通道な目前を認定する、1. 目前はのかいないため、 1. 市気が低気の加支型が、 1. 11年間に適切かの空気が低気が低気のために一葉体がないため、 1. 11年間にないために一式のかないため、 1. 11年間にないために一式のかないため、 1. 11年間になりのいため、 1. 11年間にないために、 1. 11年間にないために、 1. 11年間にないために一式のないために一式のないために一式のないため 1. 11年点のないために一式のかないためでいる。 1. 11年点のないために一式のかないためでいる。 1. 11年点のないために一式のないために、 1. 11年点のないために一式のないために、 1. 11年点のないために一式のないために一式のないために一式のないために一式のないため、 1. 11年前にないために一式のないためにも同様などにいる。 1. 11年点の話が一式のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないために一式のないために、 1. 11年点のないために一式のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないためにするないために、 1. 11年点のないために一式のないために 1. 11年点のないために一式のないために 1. 11年点のないために一式のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないために 1. 11年点のないためでのないためのないために 1. 114年点のないために 1. 114年点のないためためためためでのないためためためためためためためためためためためためためためためためためためため
大項目	1. 事業の目的,政策的位置 近けの吸当 は の 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、	2 C 行標 注 う ( ) ( ) ( ) ( ) ( ) ( ) ( ) ( ) ( ) (

【問題点・改善すくき点】	</th <th>く登坂&gt; く登坂&gt; は際のサイ・道定段階、概要調査段階の必要な調査・解析の種類・レベルをより明確にしつつ進める必要 がある。 それ日、 は事業化と構造しのためには、サイト固有の課題解決技術と、多地域へも適応可能な技術の区分をより意 は事業化と確認しいためには、レいと考える。 それし、 「主意の取り組みによる問題点の明確化あるいは手法としての限界点も把握されることが明待できるため、 「重直の取り組みによる問題点の明確化あるいは手法としての限界点も把握されることが明待できるため、 くれし、 くれ」、 くれ」、 くれ」、 くれ」、 くれ」、</th>	く登坂> く登坂> は際のサイ・道定段階、概要調査段階の必要な調査・解析の種類・レベルをより明確にしつつ進める必要 がある。 それ日、 は事業化と構造しのためには、サイト固有の課題解決技術と、多地域へも適応可能な技術の区分をより意 は事業化と確認しいためには、レいと考える。 それし、 「主意の取り組みによる問題点の明確化あるいは手法としての限界点も把握されることが明待できるため、 「重直の取り組みによる問題点の明確化あるいは手法としての限界点も把握されることが明待できるため、 くれし、 くれ」、 くれ」、 くれ」、 くれ」、 くれ」、
【肯定的意思】	くきなう ・ 当初設定された目標につれて、おおむわ園時された成素が得られている。 ・ 一、 ・ 一、 ・ ーンシンでしてしてした、広和能力を開催したいた。 ・ ポーシンでは、ことしていた。 ・ ポーシンでは、ことしていた。 ・ ポーシンでは、ことしていた。 ・ ポーシンでは、一、「「「「「」」」 ・ ポーシンでは、ことしたいでも、 ・ ポーシンでも、 ・ 「、「」」 ・ ポーシンでは、ことしたいでは、 ・ ポーシンでも、 ・ 、 ・ 、 ・ 、 ・ 、 ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・	く参坂> 、地暦処分の事業化の上では、市民に対する客観的・科学的説明が不可次であり、このような調査・解析技術開発がき ・地暦処分の事業化の上では、市民に対する客観的・科学的説明が不可次であり、このような調査・解析技術開発がき 、本事業における物理探査手法の高度化、海上ボーリング手法の高度化、海底地形・淡水調査、沿岸域の数値解析 、まて、今後の適地選定事業へ大きく貫献すると予測され、今後完成度が上がれば、構選し事業として期待される。 に、、まて、今後の適地選定事業へ大きく貫献すると予測され、今後完成度が上がれば、構選し事業として期待それる。 、本事業における動理探査手法の高度化、海上ボーリング手法の高度化、海底地形・淡水調査、沿手構築化すまま、 など島、 、本事業における動産業業本でした。 、本事業における動産業業がでれば、たちらに期待がかかる。 、本がコン、は増産なご同の目かと確実なーレッシンでの、現場内かかる。 、本がコン、は増産などのするもの、最終年度に向けて、見通しは立っていると思う。名前のごを引 、本が可に、お加層処分の適地選定調査のたいただきたい。 、本事業化の見通しは立っているか 、技術の構造しが大きな目的の一つと理解する。系統的に研究テーマ ・本素化の見通しは立っているか 、技術の構造しが大きな目的の一つと理解する。系統的に研究テーマ ・本素化の見通しは立っているか ものと判断する。 ものと判断する。
大項目	3. 成果、目標の達成度の安 世	4. 事実七への貢献, 成果発売ついての妥当性

【問題点・改善すべき点】	く参坂> ・特になし。 ・特によいが、研究に関する人材の育成・確保については報告がなく、研究の知的基盤の整備については とた田> とた田> ・た田>し他れられたのみで、その状況については報告がなく、研究の知的基盤の整備については 口頭でかし他れられたのみで、その状況についてはよられからなかった。 く然島> ・社業成功に有法にがどろうが、是非改善いただきたい。 ・「補報の公開、活用はないどうろうが、是非改善いたださたい。 ・「補税の公開、活用はないとうろうが、是非改善いたださたい。 ・「補税の公開、活用はないとうろうが、是非改善いたださたい。 ・「補税の公開」ではいい(公開来を研究)のご様が前が手をいた。 「補税の公開」ではにい(公開来をの)の情報交換も十分に行って(ほしい。 一番(本))」の情報交換も十分に行って(ほしい。 金村> ・途舎村> ・(他の例題))」の情報交換も十分に行って(ほしい。 参りにすんが、 ・さくに指摘すべき問題点等(よない。)	く参坂> ・地層処分事業のサイト選定、概要調査などの段階における必要なデータペース、探査解析技術の種類や いめの処分事業のサイト選定、概要調査などの段階における必要なデータペース、探査解析技術の種類や とも用いていた。 を休留のレイルなどをより具体的に考えた研究開発が営まれる。 それて、 を構成のレイルなどをより具体的に考えた研究開発が営まれる。 をしたがって、処分検知しに超れて広めるのが、地帯がたらび物質準額の正確 あ、 前層など地層の不均質性に無点をおてし研究してした。 な、期間など地層の不均質性に無点をおっても研究しては有用で価値あらんのであるが、地層処 かい通常でいたがに、加考することが不知され、時味するの。求れまで行われてい かり地道定のからに、高いを振順化で実施することが不出に必須たる、地下水あらび物質準額の正確 ない、細ののたい気質化に集合することが不知されている仕様との類り合わせをどのように考 えていくのか。事業化を意識した情報の整理と体系化には得にしたい。 ・ をわう いい細のでしいわが回時有のな地条件でながな評価体系を作り上げて、世界の地層の分に 意能するような技術開発として活しい。 いい細のご評価の鍵にした時報のな地条件下で立式な評価体系を作り上げて、世界の地層の分に 意能するような技術開発として活しい。処分後のモニタリングも視野に入れることもその一助かもしわない。 それ」、 ・ く社」、
【肯定的意見】	く会伝、 (1) 研究開始に通知のかっ突出か 事業の目標を達成するとかに本計画は適切で、長沢スケジュール、進別通知、保沢された実施者も特に問題があったとは考えられない、 事業の目標を達成するとかに本計画は適切で、長沢スケジュール、進別通知、保沢された実施者も特に問題があったとは考えられない、 通知な研究開発テレム構成での実施であり、最活するフロンエクトリーダーも十分リーゲーンップを発揮していたと考えられる。 (1) 中沢防発発業にない (1) 中沢防発業にない (1) 中沢防発業にない (1) 中沢防発業にない (1) 中沢防発業にない (1) 中沢防発業にない (1) 中沢防発業にない (1) 中沢防発量((1) と、 (1) 「(1) に来りに本計であり、 (1) 「(1) と、 (1) 「(1) に来りにないた 時間の中、とらに、東日本大酒(2) (1) 「(1) ン・ (1) 「(1) と、 (1) 「(1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1)	く登広> (含飯) (含飯) (含飯) :地層処分事業の進展のためには、産業技術総合研究所が保有する地球科学的蓄積データ、探査技術、保術技術が、 ボコスであるどきたい、今後の運動が期待される。 (オロメの加速費) (オロメの加速費) (オロメの加速費) (オロメの加速費) (オロメの加速費) (市) (市
大項目	6. 6. 6. 6. 6. 6. 6. 6. 6. 6.	

## 3.3 評価票(各委員)

評価委員から提出された評価票は以下のとおりであった。

	A委員	B委員	C委員	D委員	E委員
1. 事業の目的・政策的位置づけの妥当性					
2. 研究開発等の目標設定の妥当性					
(1)研究開発等の目標は適切かつ妥当か。	В	А	С	В	А
①地下水の研究	b	b	N/A	b	а
②物理探査の研究	b	а	с	а	а
3. 成果、目標の達成度の妥当性					
(1)成果は妥当か。	В	В	С	В	В
①地下水の研究	b	b	N/A	b	b
②物理探査の研究	b	b	С	b	b
(2)目標の達成度は妥当か。	В	В	D	В	В
①地下水の研究	b	b	N/A	b	b
②物理探査の研究	b	b	d	b	с
4. 事業化、橋渡しについての妥当性					
(1)事業化や橋渡しへの貢献については妥当か。	В	В	С	Α	В
①地下水の研究	b	b	N/A	а	b
②物理探査の研究	b	b	С	а	b
5. 研究開発マネジメント・体制等の妥当性					
(1)研究開発計画は適切かつ妥当か。	В	А	В	А	В
(2)研究開発者の事業体制は適切かつ妥当か。	b	b	d	а	b
(3)変化への対応は妥当か。	b	b	с	b	b
(4)研究の基盤整備は妥当か。	b	N/A	_	b	b
6. 総合評価	В	А	В	А	А

# 海域地質環境調查確証技術開発 平成 26 年度 成果報告書

平成 27 年 3 月 31 日 発行

- 編著者 丸井敦尚・光畑裕司・町田功・横田俊之・井川怜欧・
   上田匠・小野昌彦・平野智章・越谷賢・楠瀬勤一郎・
   樽沢春菜・小原直樹・吉澤拓也
   (独立行政法人 産業技術総合研究所)
- 発行者 独立行政法人 産業技術総合研究所 地圈資源環境研究部門 http://unit.aist.go.jp/georesenv/
- 発行所 独立行政法人 産業技術総合研究所 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第7 電話 029-861-2605
   http://www.aist.go.jp/
- 著作権者 独立行政法人 産業技術総合研究所 copyright AIST, 2004 本誌掲載記事の無断転載を禁じます

印刷製本 独立行政法人 産業技術総合研究所