

海域地質環境調査確証技術開発

成果報告書

平成 28 年 3 月

国立研究開発法人

産業技術総合研究所

平成 27 年度 海域地質環境調査確証技術開発 成果報告書

目 次

第 1 章 はじめに

1-1 研究の背景	5
1-2 研究の目的	7
1-3 研究の全体計画	7
1-4 本年度の研究内容	10
1-5 産業技術総合研究所が海上掘削調査を実施する事由	11

第 2 章 沿岸域地質構造評価技術の開発

2-1 研究地域の地形・地質と水文環境	14
2-2 物理探査研究	35

第 3 章 海上掘削調査技術の開発

3-1 陸域調査	109
3-2 海域調査	125
3-3 ボーリング調査	247
3-4 長期非定常地下水流動解析	323
3-5 沿岸域調査の総合解析	367

第 4 章 おわりに

4-1 おわりに	381
----------	-----

付 録

A-1	SKB における水理試験	384
A-2	海外動向調査	417
A-3	研究評価委員会報告	425

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十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。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。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

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。

表 1-3-1 研究の全体計画

	平成 25 年度	平成 26 年度	平成 27 年度
沿岸域地質構造評価技術の開発	<ul style="list-style-type: none"> ・弾性波地震探査 (地質構造のモデル化のための調査) ・弾性波探査シミュレーション 	<ul style="list-style-type: none"> ・3次元弾性波探査実験(海底下水理地質モデルの構築) ・断層探査 	<ul style="list-style-type: none"> ・海底下水理地質モデルの再解析 ・海域地質構造評価手法(3次元物理探査)の体系化
海上掘削調査技術の開発	<ul style="list-style-type: none"> ・海底湧出地下水調査 ・海底下水理地質構造モデリングを含む広域・長期地下水流動解析 ・海域掘削調査準備 	<ul style="list-style-type: none"> ・陸域の地下水流動調査・解析 ・海底下地下水賦存調査・解析 ・海域掘削調査 	<ul style="list-style-type: none"> ・海底下地下水賦存調査・解析 ・海域掘削調査 ・海域水理地質構造評価の体系化

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、これまでに実施した断層の3次元イメージングを目的とした3次元弾性波探査実験を踏まえつつ、海域地質構造の解析を行い、海底下水理地質モデルに係る既存技術を確認した上で、海域地質構造評価手法の体系化を図る。

(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、海底湧出地下水調査として、対象海域の水質調査や採取した地下水・海水の同位体分析を実施する。また、海岸部での掘削を継続して350m深までの調査を完成させ、海域深部の地下水・地質環境を確認する。これらの結果に基づき、沿岸域の海底下水理地質に係る概念モデルを再構築し、広域的かつ長期的な地下水流動ならびに海域地質環境を評価するための技術を確認するとともに、調査技術の体系化を図る。

(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。さらに、本事業の最終年度に当たる本年度においては、海域地質環境調査手法に関する3箇年のとりまとめをおこなう。

1-5 産業技術総合研究所が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、「沿岸域塩淡水境界・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と推定されることなどから、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、超深部の地下水は着色された“かん水”などであることが多く、海水よりも比重が大きい

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、掘削泥水中のトレーサー濃度管理、海水侵入の制御、波浪対策などが挙げられる。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、「海域地質環境調査確証技術開発：平成 25 年度～」 「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 沿岸域地質構造評価技術の開発

2-1 研究地域の地形・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 3776m 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。

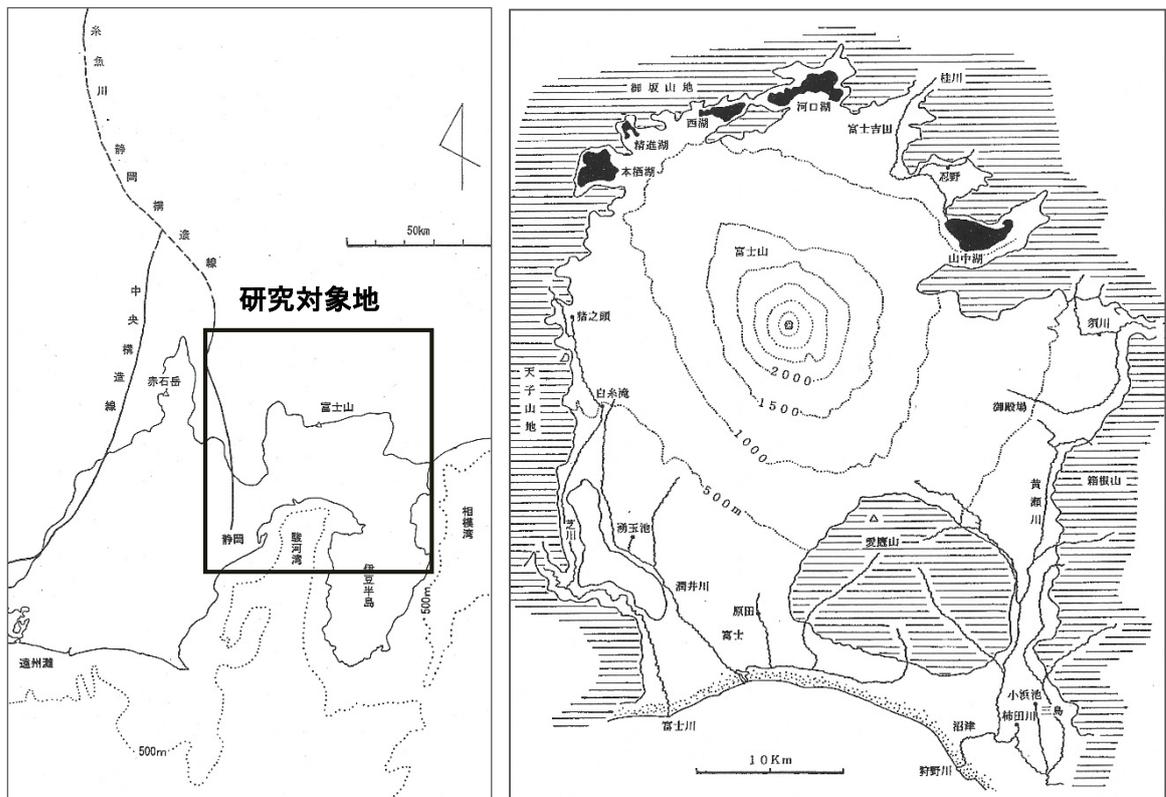


図 2-1-1-1 研究対象地位置図及び研究対象地周辺の地形概念図（土，2001）

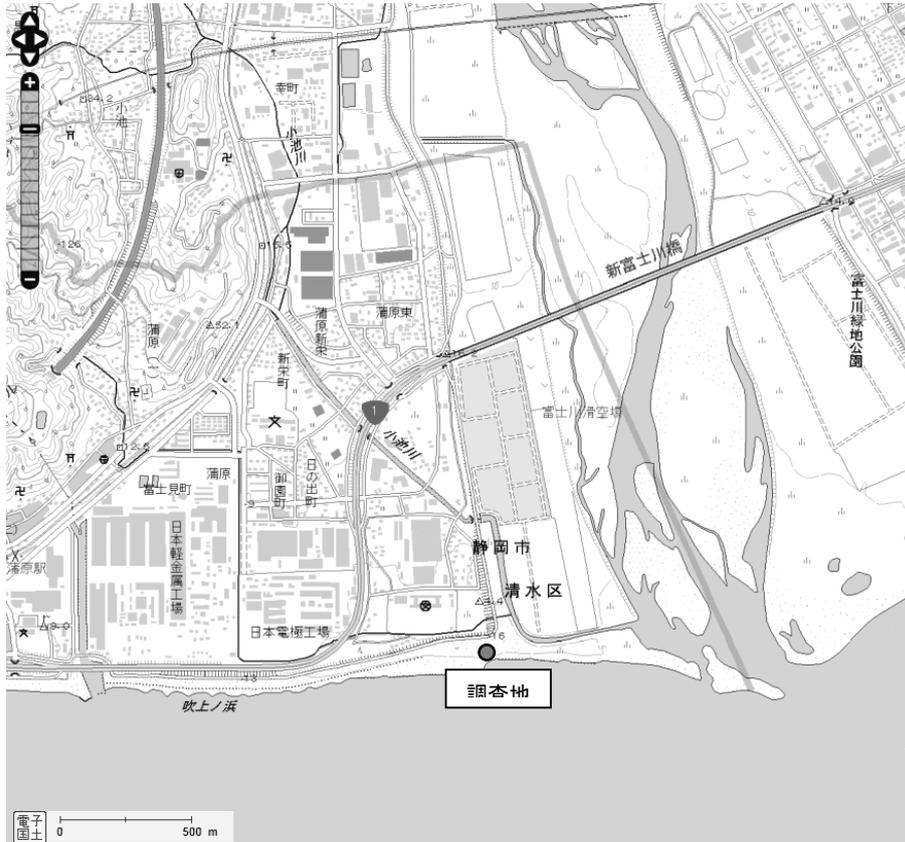


図 2-1-1-2 調査地の位置

(電子国土ポータル <http://portal.cyberjapan.jp/index.html> に加筆)

(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 3776m、底面の直径は約 35～45km、底面積は 873km²、体積は 1500km³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）。

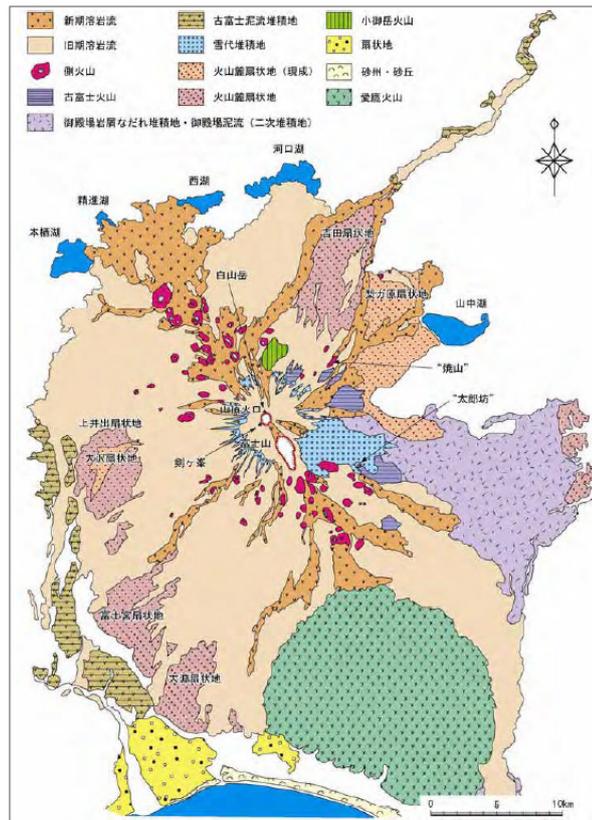


図 2-1-1-3 富士山麓周辺の地形区分図（国土地理院，2003）

(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 1200~1700m 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，2007）。

(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 1945m）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，2007）。

(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 1383m）や三国山（山頂標高 1343m）などの 900~1400m 前後の稜線が東西方向にのびる（松田，2007）。

(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 1504m 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、伊豆半島の付け根にあり、カルデラをもった大型の成層火山で、山体の平面積は約 $20 \times 15 \text{km}^2$ である。最高峰は神山の 1438m であり、火山体の体積は約 96km^3 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 900~1200m 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 1.5~2.0 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 5000 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 1000m 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、石花海盆、駿河湾中央水道からなる。

駿河湾沿岸域の海底地形に関して、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 150/1000 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 1300m、湾口部では 2500m 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進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，2007）。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 2-1-2-1 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，2007）に準拠して記載した。

表 2-1-2-1 富士山麓－駿河湾沿岸地域の地質層序表

地質時代	地 層 名		地質記号	主 な 岩 層	
第 四 紀	完 新 世	沖積層	泥 質	a	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
		火山泥流堆積物		vmf	火山砂礫・砂
		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	
	旧 期		OV	玄武岩溶岩・火山灰・スコリア	
		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
	溶 岩 類		OLF	玄武岩溶岩・スコリア・火山灰	
		湯船層		Yu	礫・砂・粘土
		小御岳火山噴出物		KOM	安山岩溶岩・火砕岩
		愛鷹火山噴出物		ASH	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩・礫・砂
		箱根火山噴出物		HAK	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
新 第 三 紀	鮮 新 世 ・ 中 新 世	富士川層群		FuKG	礫岩・砂岩泥岩互層
		西柱層群		HAG	礫岩
		白浜層群		SHIG	凝灰岩・凝灰質砂岩
		西八代層群		NYG	砂岩泥岩互層・礫岩
		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

(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 2-1-2-1、地質層序ならびに地質形成年代を表 2-1-2-2 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，2007）より引用した。

表 2-1-2-2 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

地質時代	地 層 名		地質記号	主 な 岩 層	地質形成年代	
第四紀	完	沖積層	泥 質	a	泥・砂・礫	---
			礫質堆積物	ag	礫・砂	---
			砂質堆積物	as	砂	---
	新	泥流堆積物		mf	砂礫	---
		火山泥流堆積物（御殿場泥流堆積物含む）		vmf	火山砂礫・砂	---
		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	1,600年前以降
			中 期	MV	スコリア・火山灰・玄武岩	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
		更	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
	溶 岩 類			OLF	玄武岩溶岩・スコリア・火山灰	約10～3.0万年前
	新	小御岳火山噴出物（先小御岳火山噴出物）		KOM	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
		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	約200～100万年前
		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	
		新第三紀・中新世	富士川層群		FuKG	礫岩・砂岩泥岩互層
西桂層群			HAG	礫岩		
白浜層群			SHIG	凝灰岩・凝灰質砂岩	約1,700～1,200万年前	
西八代層群			NYG	砂岩泥岩互層・礫岩		
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		

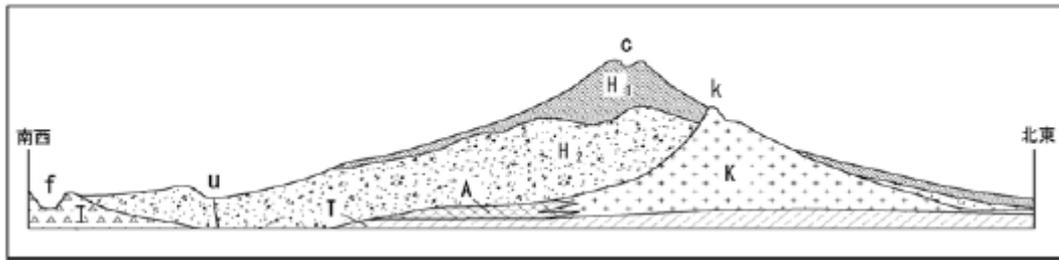


図 2-1-2-1 富士火山の地質構造概念図（津屋(1940)を一部加筆修正）C 富士山頂、H1 新富士火山噴出物、H2 古富士火山噴出物、k 小御岳山頂、K 小御岳火山、A 愛鷹火山、T 新第三紀層、f 富士川、u 潤井川

(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（岡田ほか，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 2000m かそれ以上、糸魚川－静岡構造線に近い西部地域では約 4000m と推定されている（Akimoto, 1991）。本州に由来する粗粒の碎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（島津ほか，1976；天野ほか，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べ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開

東山地起源の砕屑物（陸性砕屑物）が認められる。しもべ累層や河口湖累層（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－富士川谷北部では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、その海の手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－足和田山付近から手守地域にいたる海底チャネル（手守－三ツ峠チャネル）があつて、関東山地起源の礫が大量に手守－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厚く、それが負の重力異常として現れていると考えられている（松田，2007）。

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手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，2007）。

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ンネル(浜石岳-桂川チャンネル)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, 2007)。

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ため、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、両者は愛鷹火山の地下で連続していると考えられる(松田, 2007)。

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2700m、体積130km³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 1504m 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 2300m 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 3000m 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 2700m 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～5000年前頃と推定されている。中期溶岩類は、標高1500m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、4000～1600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1600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）。

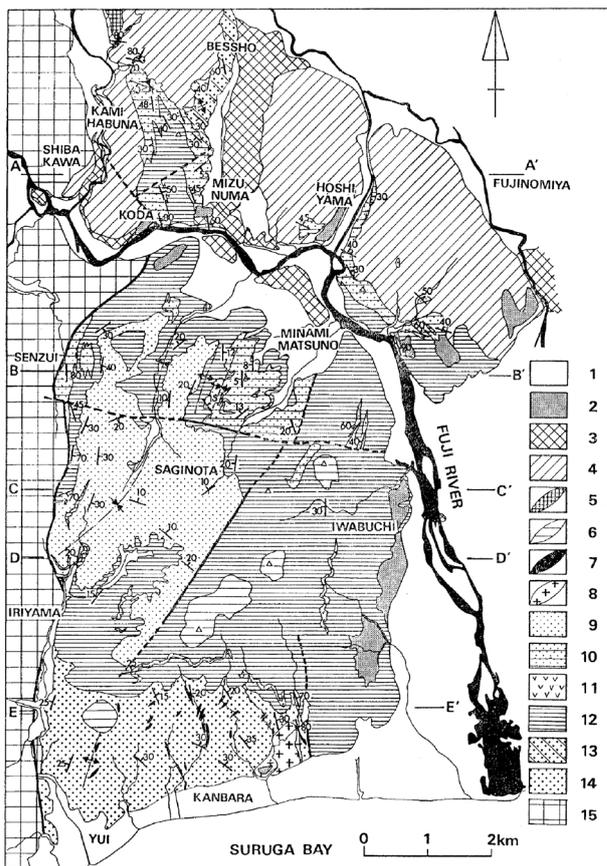


図 2-1-2-2 調査地および周辺地域の地質図（柴ほか，1990）

1：沖積層，2：段丘堆積物，3：新富士火山噴出物，4：古富士火山噴出物，5-8：岩脈，9-12：庵原累層（9：鷺野田礫層，10：鷺野田礫層を除く砂礫層，11：安山岩質溶岩，12：安山岩溶岩・凝灰角礫岩），13-14：蒲原累層（13：別所礫層，14：蒲原礫層），15：浜石岳層群

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の定義は、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意味している（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った。岳南地域における地下水質は 1950 年代から注目を集めており、1955 年には旧地質調査所（現（国研）産業技術総合研究所）が静岡県とともに地下水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おり、水質の分布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。また、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 年に淡水だった井戸水（ $\text{Cl}^- = 6.0\text{mg/l}$ ）が塩水（ $\text{Cl}^- = 500\text{mg/l}$ ）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た。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、終息の目途のついた 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地化学的見地から詳細な検討をおこなった。池田（1995）は、既存の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。近年では Tosaki et al.（2011）における放射性塩素同位体（ ^{36}Cl ）を用いた年代測定によって、岳南地域の地下水の年代がおよそ 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 2300km^2 の海域指し、最大水深は 2500m 程度である（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‰を示して最低値となる一方、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存在していると報告した。

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。

参考文献

- 天野一男・依田直樹・会津隆士 (1995) : 南部フォッサマグナ・島弧衝突帯における水底火山 (御坂地塊の例), 地質学論集, 44, 93-100.
- 植村武・山田哲雄 (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
- 岡田尚武 (1987) : 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナノ化石の生層序と古環境, 化石, 43, 5-8.
- 大森昌衛・端山好和・堀口万吉 (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, 1-10.
- 柴 正博・佐瀬和義・角田史雄・志知龍一・田中鉄司 (1991) : 富士山の基盤, 地団研専報, 38, 1-10.
- 島津光夫・上村康夫・関根一昭・山田 守 (1976) : 御坂山地, 古関一高萩地域の地質および変成作用, 地質学論集, 13, 313-327.
- 杉山雄一・下川浩一 (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, 103.
- 高木 登・岡田博有 (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, 11-24.
- 土 隆一 (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) 説明書一, 内外地図株式会社, 1-63.

- 津屋弘達 (1940a) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究, 地学雑誌, 52, 347-361.
- 津屋弘達 (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, 419-445.
- 津屋弘達 (1971) : 富士山の地形地質, 「富士山」—富士山総合学術調査報告書, 富士急行, 1-127.
- 濱野一彦 (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, 170-186.
- 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄 (2006) : 日本の地形 5 中部, 東京大学出版会, 42-89.
- 松田時彦 (1958) : 富士川地域北部第三系の褶曲形成史, 地質学雑誌, 64, 325-345.
- 松田時彦 (1961) : 富士川谷新第三系の地質, 地質学雑誌, 67, 79-96.
- 松田時彦 (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, 127-146.
- 松田時彦 (2007) : 富士山の基盤の地質と地史, 富士火山, 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編, 山梨県環境科学研究所, 45-57.
- 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.
- 石飛智穂・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) 駿河湾の海流 (特に湾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.

- Akimoto,K. (1991) : Paleoenvironmental studies of the Nishiyatsushiro and Shizukawa Groups, South Fossa Magna region. Sci.Rept.,Tohoku Univ.2nd ser.(geol.), 61, 1-102.
- 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 ^{36}Cl bomb pulse. *Groundwater*, 49 (6) , 891-902.
- Soh,W. (1986) : Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio-Plioceneage and its geotectonic implication, Memoir Fac. Sci.,Kyoto Univ.,Series Geol. Miner., 52, 1-68.
- Yamazaki,H. (1992) : Tectonics of a Plate collision along the northern margin of Izu Peninsula,central Japan. Bull.Geol.Surv.Japan, 43, 603-657.

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 物理探査研究

2-2-1 緒 言

本研究プロジェクトの一環として、沿岸陸域地下から浅海域海底下に特徴的な地質環境の調査評価手法開発を目的として、沿岸陸域から浅海域における物理探査技術に関する研究を実施してきた。弾性波探査法は物理探査手法の中でも、地下の地質構造把握に適した手法である。本研究プロジェクトでは、当該研究で主たる対象領域である沿岸陸域地下から浅海域海底下の地質構造を把握し、その長期的な変遷を評価するために必要な反射法弾性波探査データ解析技術を確立するための研究を実施した。

平成 24 年度は二次元弾性波シミュレーションを実施し、沿岸陸域地下から浅海域海底下地質構造を把握するために適切な二次元反射法データ取得方法についての検討を行った。平成 25 年度は沿岸陸域から浅海域を対象とした二次元反射法弾性波探査の適用実験を実施した。また、三次元弾性波シミュレーションにより、三次元反射法弾性波探査を効果的に実施するために必要な探査仕様の検討を行った。その結果、深部(1.5~4km)に連続性の良い強反射面群が認められ、沈み込むフィリピン海プレートの上に堆積した堆積層と推定された。浅部(500m 以浅)では、富士川の東西で地下構造および弾性波速度が異なり、富士川西部では褶曲構造が発達しており、富士川東部では比較的平坦な堆積構造が見られることがわかった。平成 26 年度には、前年の二次元反射法実験結果により領域を絞り込んだ上で、三次元シミュレーションに基づく探査仕様の検討結果を考慮し、海底敷設型ケーブル(OBC)を用いた小規模三次元反射法弾性波探査の適用実験を実施した。その結果、地下構造や断層の走向を三次元に捉えることできた。その一方で、浅部構造をさら

に詳細に知る必要性、複雑な地下構造を知る必要性、速度構造をより正確に詳細に知る必要性などの検討課題が見つかった。

以上の経緯を踏まえ本年度は、データ解析手法の開発についての研究を行うとともに、取得された二次元反射法データの再解析を実施した。再処理に用いたデータは、当該地域で取得された浅部および深部の二種類の二次元反射法データセットである。深部反射法データは当該プロジェクトで平成 25 年度に取得されたものであり、浅部反射法データは産業技術総合研究所により別途取得されたものである（伊藤ほか，2014）。両データセットより得られた統合化反射法データセットを用いて、MDRS 法解析、波形インバージョン解析、および重合前深度マイグレーション解析を実施し、反射断面および速度構造の改善を図った。また沿岸陸域地下から浅海域海底下調査における適切な調査手法についてまとめるとともに、有効なデータ処理方法とその組み合わせなどに関して検討を行った。

2-2-2 二次元反射法データ仕様

再解析に用いた二次元反射法データの仕様は以下の通りである。平成 25 年度に取得した二次元反射法（深部反射法）データに、産業技術総合研究所で独自に取得した浅層高分解能反射法（浅部反射法）データ（伊藤ほか，2014）を加えて CMP ギャザーを再編集し、その統合データを用いたデータ処理を実施した。調査仕様、対象深度および精度が異なる 2 つの反射法探査を統合することで、断層および褶曲構造を浅層から深部まで一貫して捉えることが期待できる。ここで得られる統合化反射法データセットは、次項以下の MDRS 法解析、波形インバージョン解析、重合前深度マイグレーション解析の入力データセットとして使用した。

深部反射法データはオフセットの確保によって深部までの反射波を得ることを目的としている一方で、浅部反射法データでは着目する一部の領域に対して高密度の受振・発震を行うことでより高分解能なデータを得ることを目的としている。それぞれの目的の違いに応じて受振器特性および受振点分布、また震源および発震点分布が異なる。そこで、それらデータを統合するために、位相補正および重合測線の共通化を行い、統合化された共通反射点データを構成した。

(1) 浅部反射法

- | | |
|------------------|---------------|
| 1) 測線長 : | 約 3.5km |
| 2) 震源 : | 大型バイブレータ 1 台 |
| 3) 発震点間隔 : | 5m |
| 4) バイブレータスイープ長 : | 12sec |
| 5) スイープ周波数 : | 10-100Hz |
| 6) 受振器展開長 : | 1km |
| 7) 受振器展開パターン : | エンドオン・シューティング |
| 8) 受振点間隔 : | 5m |
| 9) 記録長 : | 4sec |

(2) 深部反射法

- | | |
|----------|--------------------------|
| 1) 測線長 : | 陸域 : 12km
海域 : 16.5km |
| 2) 震源 : | 陸域 : 大型バイブレータ 2 台 |

海域：エアガン(3,020cu.inch/2000PSI)

- | | |
|--------------------|------------------------------|
| 3) 発震点間隔： | 25m |
| 4) バイブレータ発震回数/発震点： | 10回 |
| 5) バイブレータスイープ長： | 20sec |
| 6) スイープ周波数： | 6-60Hz |
| 7) エアガン深度： | 8m |
| 8) 総発震点数： | バイブレータ発震：434点
エアガン発震 633点 |
| 9) 受振器展開長： | 12km |
| 10) 受振器展開パターン： | 固定展開 |
| 11) 受振点間隔： | 25m |
| 12) 総受振点数： | 標準 449点 |
| 13) 記録長： | 8sec |

2-2-3 反射法データ処理手法

2-2-3-1 CMP 重合法

図 2-2-3-1 に示す CMP 重合法解析フローに従って、統合化データセットに CMP 重合法処理を施した。以下に CMP 重合法解析の各フローを詳述する。

(1) 最小位相変換 (Minimum Phase Conversion)

バイブレータ発震記録については、零位相であるバイブレータ震源のスweep波形（探鉱機及び相互相関処理実施後のスweep波形）を用いて、エアガン発震記録についてはエアガン震源波形観測記録を用いて、それぞれ最小位相変換処理を適用した。ただし浅部反射法データに関するスweep波形はスweepパラメタより震源波形を合成し、深部反射法データの位相にあわせて変換した。

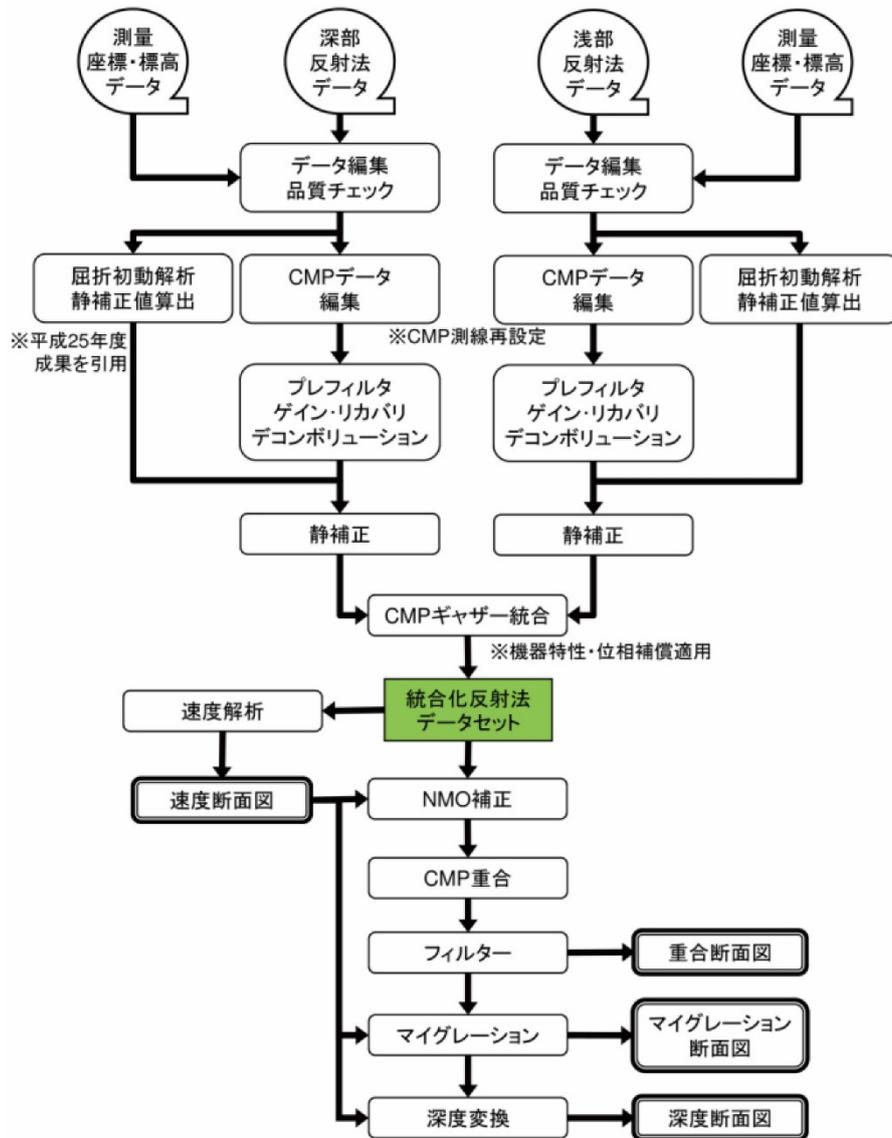


図 2-2-3-1 CMP 重合法データ解析フロー

(2) 屈折波初動解析 (Refraction Analysis)

改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。この手法では解析対象とする屈折面が二次元ブロックに分割され、各ブロックに対して表層基底層速度が定義される。このモデルは以下の関係式で記述される。

$$T_{ij} - \sum_k s_{k,0} \Delta_{ijk} = a_i + b_j + \sum_k \delta s_k \Delta_{ijk}$$

ここに、 T_{ij} は屈折初動走時、 a_i, b_j は発震点及び受振点タイムターム、 $s_{k,0}$ 、 δs_k 、 Δ_{ijk} は各ブロックにおけるスローネス初期値、スローネス初期値からの偏倚量及び屈折波線長である。この受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度はインバージョン (Generalized Linear Inverse Method) によって算出される。この改良型タイムターム法解析には、以下のパラメータを採用した。浅部反射法および深部反射法データに関して、共通のパラメータでそれぞれ別に初動解析を実施した。

初動読み取り位相	正のピーク位置
表層基底速度を求める際のブロック区分	50m
屈折波インバージョンに用いるオフセット距離	200-400m

改良型タイムターム法解析の結果を用いて、表層基底深度は各発震点及び各受振点について以下の様に計算される。

$$D_w = \frac{T_m}{\sqrt{1 - \left(\frac{V_w}{V_{sw}}\right)^2}} \cdot V_w$$

ここに、 T_m はタイムターム値、 V_w は表層速度、 V_{sw} は表層基底層速度である。表層速度として受振点側及び発震点側共に 800m/sec を採用した。

(3) 浮動基準面に対する静補正 (Static Corrections to Floating Datum Plane)

浮動基準面に対する静補正を実施した。静補正は、下式で定義される標高補正量及び表層補正量の和として各発震点、受振点について与えられる。

[A] 標高補正 T_e : 観測面を一定基準面へ補正する。

$$T_e = - (H_e - H_b) / V_{ec}$$

[B] 表層補正 T_w : 低速度の表層構造変化による影響を除去する。

$$T_w = S_d * (-1/V_w + 1/V_{sw})$$

ここに、 H_e : 発震点あるいは受振点標高 (m)

H_b : 基準面 [海拔 : m]

S_d : 表層厚 (m)

V_w : 表層速度 (m/s)

V_{sw} : 表層基底層速度 (m/s)

V_{ec} : 標高補正速度 (m/s)

である。本処理では、標高補正速度 (V_{ec}) として下記の基準面補正速度 (V_c) と同じ値を用いた。

表層補正值は、前述(2)の屈折波初動解析による結果を用いて計算された。本測線の基準面 (Datum) は海拔 100m に設定されたが、絶対値の大きい標高補正值の適用を回避するため、CMP に近接する受振点標高を基に長波長成分を抽出して CMP アンサンブル上に

において平均標高を定義し、これを浮動基準面（FDP: Floating Datum Plane）とした。この FDP から基準面までの基準面補正量 Td は、下記のように定義される。

$$Td = -2.0 * (Hf - Hb) / Vc$$

ここに、 Hf : 浮動基準面(FDP)

Vc : 基準面補正速度 (2500m/sec)

である。

(4) F-X 速度フィルター (F-X Velocity Filter)

表面波に代表されるコヒーレントノイズを抑制するために周波数-空間領域で速度フィルターを適用した。浅部反射法および深部反射法データのバイブレータ記録にのみ適用し、速度帯域は-500～500m/sec を採用した。

(5) 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および非弾性効果による減衰、さらには受振点、発震点毎のカップリングの相異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

(6) デコンボリューション (Deconvolution)

デコンボリューション処理では、次式で示される一次元コンボリューションモデルが前提とした。

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

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ができる。

- ・震源波形： バイブレータスイープ波形、震源カップリング効果、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： 受振器特性及び設置効果、表層に関わるゴースト効果、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デコンボリューションを適用した。

予測距離	2.0msec
設計ゲート開始時間（ゼロオフセット）	200msec
設計ゲート長	3000msec
オペレータ長	300msec
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

(7) 共通反射点編集 (Common Midpoint Sorting)

CMP 重合測線は下記の基準によって決定した。ただし既往深部反射法解析における重合測線を、浅部反射法測線に沿うように変更して再定義し、統合データにおける重合測線とした。図 2-2-3-2 に測線の概要および発震点、受振点、CMP 重合測線を示した。

CMP 間隔	12.5m
CMP 範囲	1- 928
重合測線からの最大偏倚制限	制限無し
重合測線の決定基準	浅部反射法測線に沿って決定

以上の情報に基づき共通反射点の編集を実施した。浅部反射法および深部反射法データを統合し、統合化反射法データセットを作成した。

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

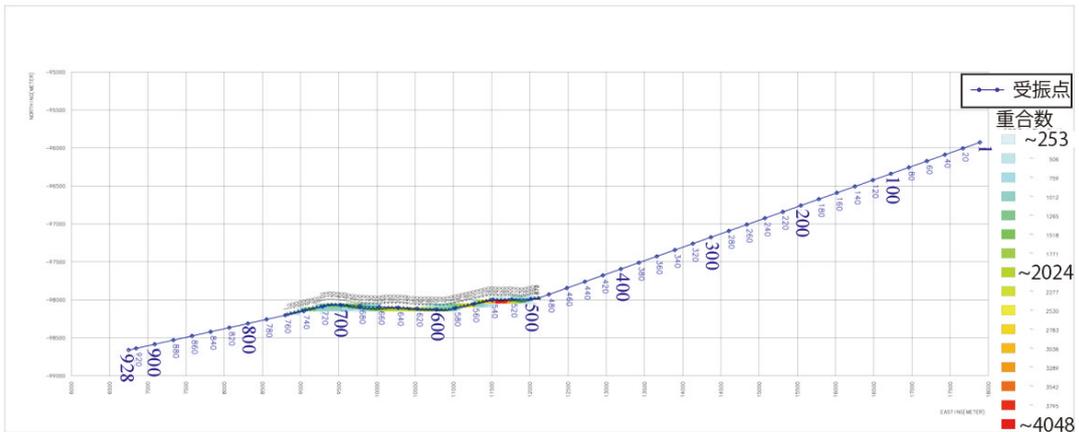
以下に示す定速度重合法による速度解析を実施した。解析点間隔及び解析速度数は下記の通りである。既往の深部反射法解析における速度解析結果に対し、浅部反射法区間に関して再解析を行った。

解析点間隔(深部反射法区間)	1250 m
解析点間隔(浅部反射法区間)	250 m
解析速度数	19

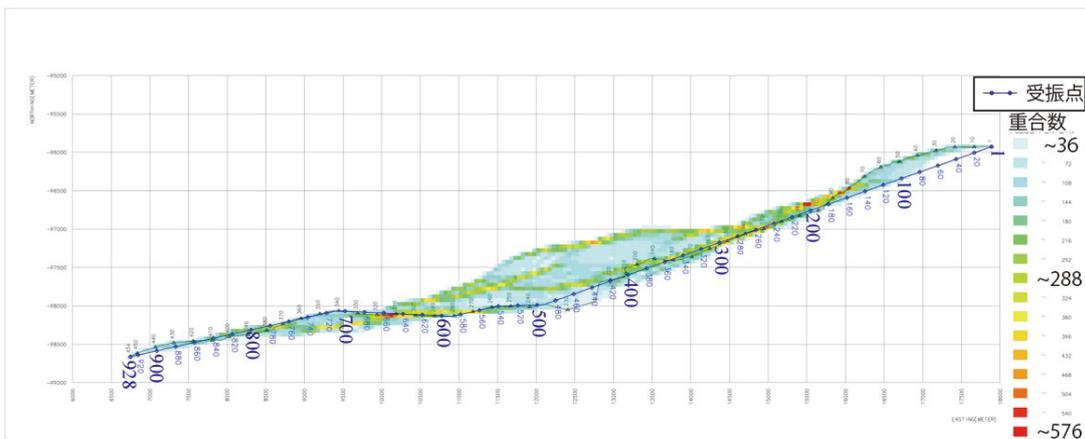
(9) NMO 補正 (Normal Moveout Corrections)

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。

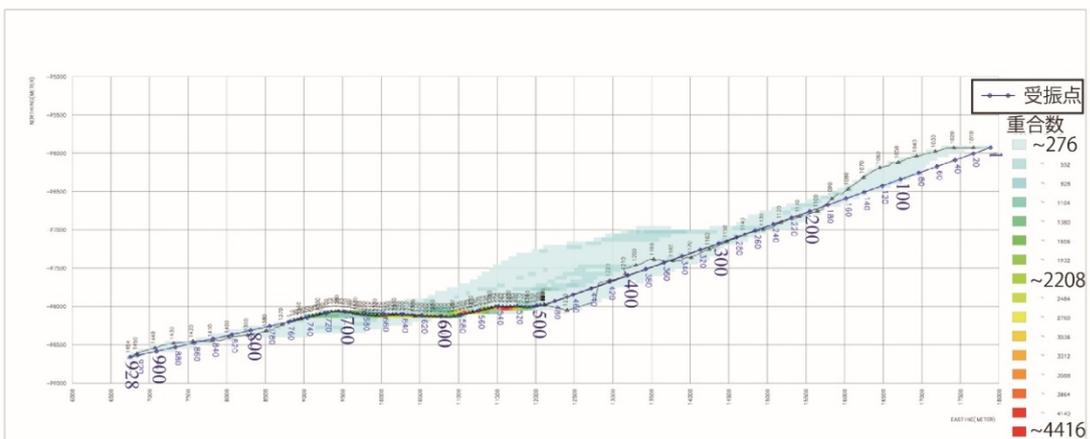
ストレッチミュートファクター	2.1
----------------	-----



(a)



(b)



(c)

図 2-2-3-2 CMP 重合数分布図。(a) 浅部反射法、(b) 深部反射法、(c) 全データ

(10) ミュート (Outside/Inside Mute after NMO)

NMO 補正に伴う波形の伸長及びファーオフセット側に残留する屈折波初動部分の抑制 (アウトサイドミュート) を目的として、全 CMP アンサンブルについて空間方向に変化するミュートパターンを設計し適用した。ミュート処理は浅部反射法および深部反射法データのバイブレータ記録にのみ適用した。

(11) 残差静補正 (Residual Static Corrections)

NMO 補正及びミュート後の CMP アンサンブルを入力として、基準トレースとの相互相関関数から得られる最大ラグ値を用いて 'Surface-consistent' な発震点、受振点残差静補正量を LTI (Linear Travel-time Inversion) によって統計的に計算した。

P 波処理時間シフトの最大許容値 :	12msec
時間ウィンドウ :	100-500msec (Vibrator Source)
	1100-2000msec (Airgun Source)
繰り返し適用回数 :	5 回

(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。本処理では、バイブレータ発震重合断面図とエアガン発震重合断面図を足し合わせることにより、最終的な重合断面図を作成した。二つの断面図を足し合わせるに当たり、各震源記録の重合記録を作成し明瞭な反射波が確認できる箇所に着目し、位相の回転及び時間差の補正を行った。その結果、本処理ではエアガン記録に対して-100度の位相の回転及び-40msecの時間差の補正を行った。

(13) 重合後振幅調整 (Amplitude Conditioning before Stacking)

トレース間の振幅バランスを調整するため、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 3000msec

(14) 帯域通過フィルター (Bandpass Filter)

反射波の有効周波数帯域を周波数成分解析で決定し、以下の時間可変型の零位相帯域通過フィルターを採用した。

オペレータ長		300 msec
通過帯域	0ms:	6~70Hz
	2000ms:	6~70Hz
	4000ms:	6~60Hz
	8000ms:	6~50Hz

(15) 周波数-空間領域予測フィルター (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 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	7 CMPs
空間ウィンドウ長	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

(16) 基準面補正 (Datum Corrections)

浮動基準面から基準面への時間補正を適用した。

(17) 重合後時間マイグレーション (Post-Stack 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差分法時間マイグレーションを実施した。マイグレーション処理では以下のパラメータを用いた。

最大傾斜角度 15 度

マイグレーション速度には時間及び空間方向に平滑化した重合速度を用いた。

(18) 深度変換 (Depth Conversion)

時間及び空間方向に平滑化した平均速度分布を用いて、Vertical Stretch 法による深度変換を実施した。

2-2-3-2 MDRS 法

MDRS 法は CRS 法を発展させた手法であり、まず基礎となる CRS 法について従来法である CMP 重合法と比較してその概要を示す。CMP 重合法と CRS 法の概念図を図 2-2-3-3(a)および(b)にそれぞれ示す。CMP 重合法は反射面が水平であることを仮定し、同一の CMP ギャザーに属するトレースを重合に利用する。一方 CRS 法は、反射面の傾斜や曲率を考慮しながら近傍の CMP に属するトレースも集めたスーパーギャザーを作成し、スーパーギャザーに属するトレースを重合に利用する。これにより空間分解能の劣化を抑えつつ、より多くのトレースを重合することにより高い S/N 比を獲得できる。

CRS 法の重合曲面を図 2-2-3-3 (c)に示す。図の黄緑の面が CRS オペレータ(重合範囲)となる。CRS オペレータを決定するパラメタ(CRS パラメタ)として、反射面の傾斜 α 、反射面全体から発する波面(N 波)の曲率、ゼロオフセット反射面から発する波面(NIP 波)の曲率を用いる。CRS パラメータは CRS 法走時近似式を用いて自動センブリランス解析により求められる。CRS 法の走時式は CRS パラメータを用いて

$$T^2(x_m, h) = \left(T_0 + \frac{2 \sin \alpha}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2T_0 \cos^2 \alpha}{v_0} (K_N (x_m - x_0)^2 + K_{NIP} h^2)$$

により近似される(Jäger et al, 2001)。式中の T_0 はゼロオフセット反射面での走時、 $x_m - x_0$ は重合中心の CMP からの距離、 h はハーフオフセット、 v_0 は地表近傍の速度となる。自動センブリランス解析では走時式を用いたムーブアウト補正により得られるセンブリランスが最大となる CRS パラメータを走査する。得られた CRS パラメータの分布(CRS アトリビュート)を用いたムーブアウト補正により CRS 重合時間断面を得る。

また CRS アトリビュートから速度分布を以下のように推定できる。上述より、ゼロオフセットの CRS 走時式は次のようになる。

$$T^2(h) = T_0^2 + \frac{2T_0 \cos^2 \alpha}{v_0} K_{NIP} h^2$$

一方 NMO 補正の走時式は NMO 速度を V_{NMO} として

$$T^2(h) = T_0^2 + \frac{4}{V_{NMO}^2} h^2$$

であり、両者を比較して次式を得る。

$$V_{NMO} = \sqrt{\frac{2v_0}{T_0 K_{NIP} \cos^2 \alpha}}$$

RMS 速度は $V_{NMO} \equiv V_{RMS} / \cos \alpha$ の関係より次のように得られる。

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{2v_0}{T_0 K_{NIP}}}$$

区間速度は RMS 速度を用いて Dix の式より得られる。

MDRS 法は CRS 法を複数の波の重なり(コンフリクティング・ディップ)を取り扱うことができるよう発展させた手法である。MDRS 法では CRS パラメータ α の領域を傾斜として複数のレンジに分けて CRS 法を適用し、得られた断面(MDRS サブセクション)を重ね合わせることでコンフリクティング・ディップを再現することが可能となる。

MDRS サブセクションはセンプランスによりサンプルごとにソートされ、センプランス上位の記録を重ねることにより MDRS 重合時間断面を得る。

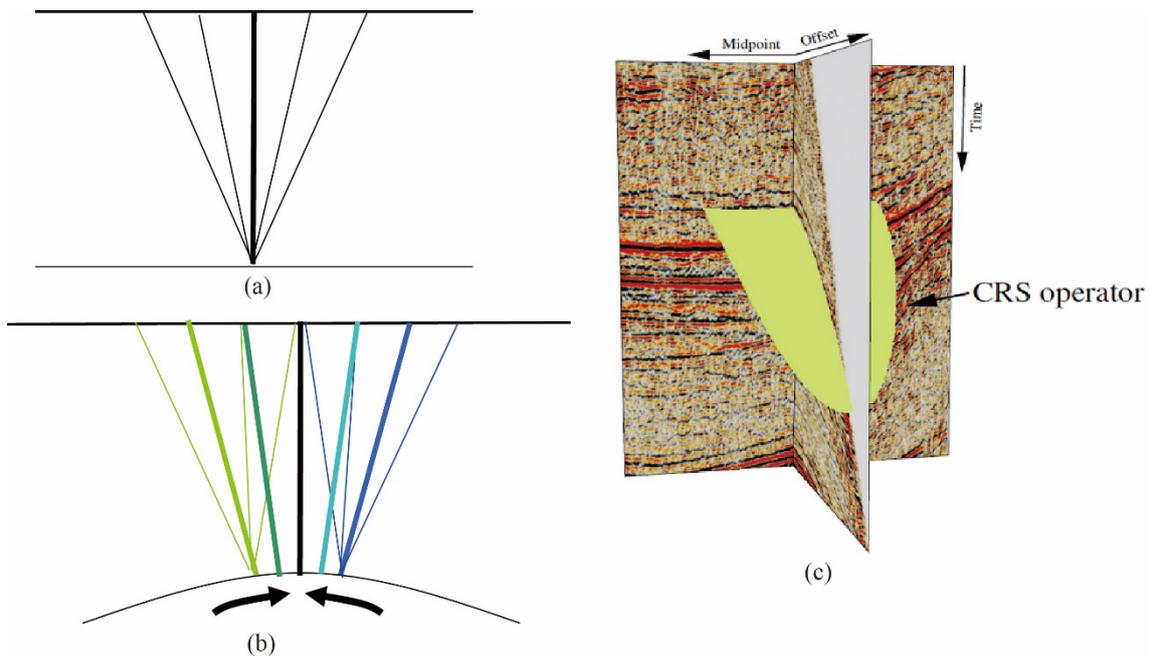


図 2-2-3-3 MDRS 法処理概念図。(a) CMP 重合法概念図、(b) CRS 法概念図、(c) CRS 法重合範囲 (CRS オペレータ) (After Mann et al., 2007)

図 2-2-3-4 に示す MDRS 処理流れ図に従って、解析を実施した。主要な処理内容について以下に述べる。なお、CMP Stack を作成する直前までの処理及びスタック後のマイグレーション断面・深度断面の作成における処理フローは、前項の CMP 重合法における処理を踏襲している。反射法高度化解析においては CMP Stack の作成を置換した MDRS Stack の作成により高精度化を行う。以下では MDRS Stack を作成する処理フロー・パラメータについて述べる。

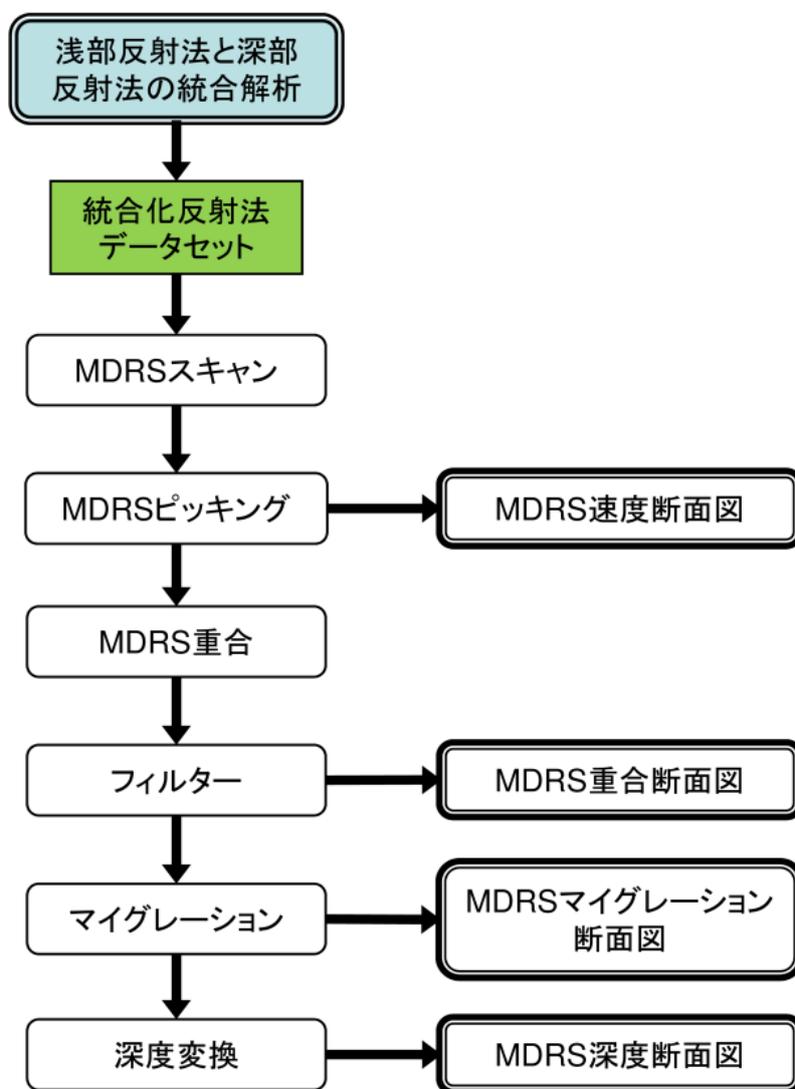


図 2-2-3-4 MDRS 法データ解析フロー

(1) MDRS スキャン (MDRS Scan)

CRS 法は CMP に属するトレースだけでなく、その近傍の CMP 多数を併せたスーパーギャザーを重合処理することで、従来の CMP 重合法に比べて飛躍的に高い S/N 比を得る手法である。しかし CRS 法では各時間サンプルで 1 つの傾斜角 (1 組の CRS パラメータセット) しか選択できないため、異なる反射面からの反射波が交差する状況 (コンフリクティング・ディップ) には対応できない。本処理の対象地域のように、複雑な地質構造を有する地域ではゼロオフセット断面上でコンフリクティング・ディップの存在が予想されるため、ここではマルチディップ CRS スキャン (MDRS スキャン) を実施した。

以下に手順を述べる。

- ① 前処理として、8~120Hz のバンドパスフィルター、600ms の AGC およびトレース均等化を適用した。
- ② 各 CMP に対し近傍の CMP を集めたスーパーギャザーを作成した。スーパーギャザーの範囲は地表で 3CMP、往復走時 1000ms で 81CMP とした。
- ③ 傾斜の範囲を 61 分割し、それぞれにおいて CRS スキャンを実施した。傾斜の範囲は-720msec/km から+720msec/km を 24msec/km 刻みで設定した。与えた初期速度は既往トモグラフィ速度を用い、走査範囲は初期速度の 95%から 105%とした。
- ④ 求めた CRS アトリビュートを用いてスーパーギャザーへの走時補正を行った。ストレッチミュートファクターは 1.4 とした。
- ⑤ それぞれの傾斜範囲において重合処理を行った。センブランス値の計算ウィンドウは 32ms とした。

以上の手順により、傾斜の範囲毎に 1 枚ずつ、合計 61 枚のセクションを作成した。

(2) MDRS ピッキング (MDRS Picking)

重合結果および関連する各アトリビュートに対してサンプル毎にセンブランス値のピークをピックし、センブランス値の高い順に並べ替えを行った。これに際して、並べ替えに用いる傾斜範囲に制限を設けることで不要な傾斜ノイズを除去した。得られた CRS アトリビュートより各サンプル点における RMS 速度が推定される。

(3) MDRS 重合 (MDRS Stack)

センブランス値の高い方から 2 番目までのセクション (重合センブランス位数) を用いて MDRS 重合を実行し、コンフリクティング・ディップに対応した CRS 重合断面を作成した。このようにセンブランス値の高い方から複数枚のセクションを加算することで、ゼロオフセット断面上で複数(ここでは最大 2 つまで)の反射波が交差する状況に対応した。振幅調整として、重合時の正規化 (重合数を標準) において重合数 20 および 20000 以下の部分に対して重合数の平方根で正規化し、それぞれ浅部および深部を強調した断面を再重合した。得られた断面は高分解能化された重合断面となり、以下 CMP 重合処理と同様にマイグレーション断面・深度断面を作成した。

2-2-3-3 波形インバージョン (FWI) 解析

波形インバージョン(FWI)解析もしくはフルウェーブトモグラフィ解析とは、後続波を含んだ波形情報自体を用いてインバージョンを実施し、地下の物性値分布を高分解能に求める手法である。走時情報のみを入力とする走時トモグラフィと比較した場合、得られる物性値分布が高分解能になるという利点があるが、一方で非線形性が強いいため解が局所解

に陥りやすいという特徴がある。従って、一般に非線形性を緩和するために精度の高い初期モデルや記録の低周波成分が必要とされる。

波形インバージョン解析においては、初期モデルに対してフォワードモデリングを行って得られた合成波形記録 (\mathbf{d}_{cal}) と、観測波形記録 (\mathbf{d}_{obs}) との残差を最小とするモデルパラメタの勾配を求め、最適化により得られたモデル更新量を適用することを繰り返すインバージョンを行う。具体的には、残差 $\Delta\mathbf{d} = \mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{cal}(\mathbf{m})$ に対して目的関数

$$C(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \Delta\mathbf{d}^T \Delta\mathbf{d}$$

が最小となるとき、モデルパラメタ m_i による微分 $\frac{\partial C(\mathbf{m})}{\partial m_i} = 0$ からモデル更新量

$$\Delta\mathbf{m} = \mathbf{m} - \mathbf{m}_0 = - \left[\frac{\partial^2 C(\mathbf{m}_0)}{\partial \mathbf{m}^2} \right]^{-1} \frac{\partial C(\mathbf{m}_0)}{\partial \mathbf{m}}$$

が得られる。モデル更新量右辺 2 項のグラディエントはヤコビアン $\mathbf{J} = \partial\mathbf{d}/\partial\mathbf{m}$ を用いて

$$\frac{\partial C(\mathbf{m})}{\partial m_i} = - \text{Re}[\mathbf{J}^T \Delta\mathbf{d}]$$

と表わされるが、受振点における残差を仮想震源 f として随伴変数とみなすと、

$$\mathbf{J} = \mathbf{S}^{-1} f \text{ より}$$

$$\frac{\partial C(\mathbf{m})}{\partial m_i} = - \text{Re} \left[\mathbf{u}^T \left(- \frac{\partial \mathbf{S}}{\partial m} \right)^T \mathbf{v} \right]$$

が得られる。ここで \mathbf{u} は観測波動場、 \mathbf{S} はインピーダンス、 \mathbf{v} は受振点における残差による逆伝播波動場である。波形インバージョン解析の概念図を図 2-2-3-5 に示す。波形インバージョンのモデル更新の概念図を図 2-2-3-5(b) に示す。上式よりグラディエントは観測された順伝播波動場と、残差による逆伝播波動場のコンボリューションにより得られる

(図 2-2-3-5(a))。一方、モデル更新量右辺 1 項のヘシアンは、モデルが真の解の近傍で感度関数が線形に近い場合には近似ヘシアン H_a を用いて

$$\frac{\partial^2 C(\mathbf{m}_0)}{\partial \mathbf{m}^2} = \text{Re}[\mathbf{J}_0^T \mathbf{J}_0] = \text{Re} H_a$$

と表わされるが、モデル更新量の計算の最適化において、最急降下法におけるグラディエントのスケーリングとみなして近似ヘシアンの対角成分を利用すると、モデル更新量は

$$\Delta \mathbf{m} = -\alpha (\text{diag} H_a)^{-1} \text{Re} \left[\mathbf{u}^T \left(-\frac{\partial S}{\partial \mathbf{m}} \right)^T \mathbf{v} \right]$$

で得られる。ただし α はステップ長を示す。最急降下法の概念図を図 2-2-3-5(c)に示す。スケーリングされたグラディエントに沿うように適切なステップ長を以って探索することで、短時間でのモデルの収束を図る。

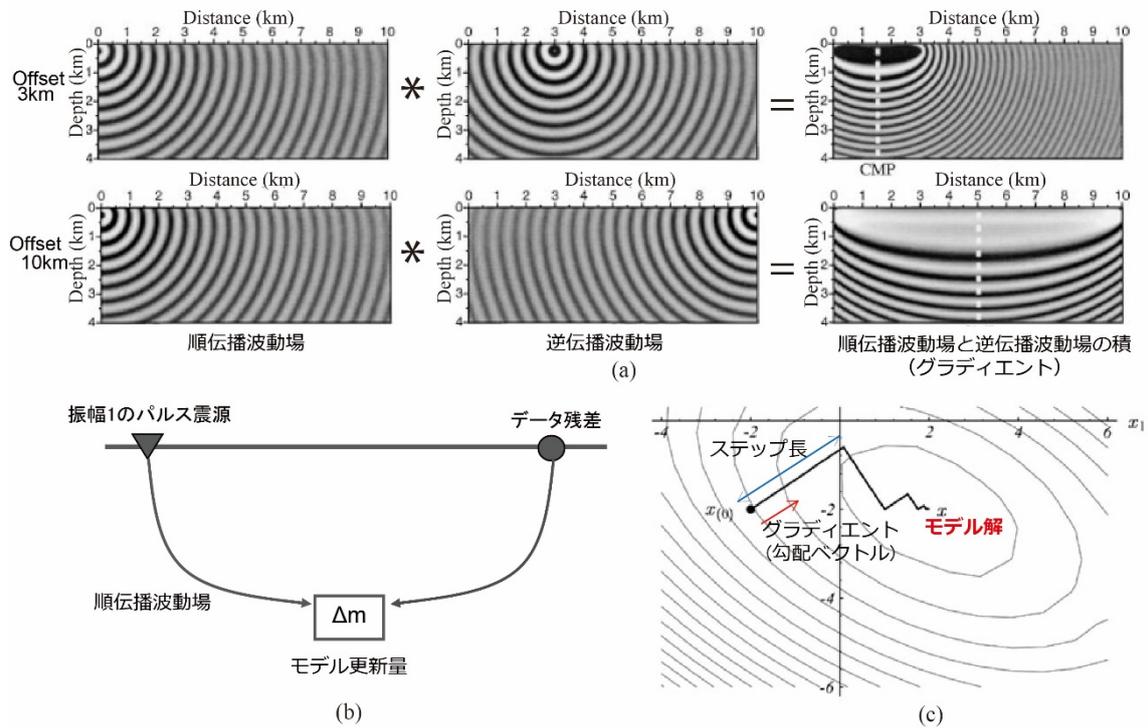


図 2-2-3-5 波形インバージョン解析概念図。(a) 順伝播波動場と残差逆伝播波動場のコンボリューション、(b) モデル更新の概念、(c) 最急降下法の概念

波形インバージョンは原理的には波動伝播に関連する様々な物性値分布を求めることが可能であるが、現在では音響場による速度伝搬を仮定し、地下の P 波速度分布を求める方法が主流である。本解析においては速度解析として走時トモグラフィよりも短周期的な速度分布の抽出および重合前深度マイグレーション解析の入力初期モデルの構築を目的として解析を実施した。

図 2-2-3-6 に示す解析フローに従って波形インバージョン解析を実施した。本処理で実施する周波数領域の波形インバージョン解析では、観測波形記録をフーリエ変換により周波数-オフセット領域に変換したものを入力とし、周波数毎に周波数領域のフォワードモデリングによって合成された波形記録と比較を行う。そして、インバージョンは全ての周波

数で行うのではなく、一つまたは複数の離散的に選択された周波数成分のみで行われる。
 このとき選択する周波数の帯域を低い方から高い方へ「上げていく」か「広げていく」こ
 とにより、インバージョンの空間分解能を段階的に上げていくマルチスケール法 (Bunks
 et al., 1995) が採られる。

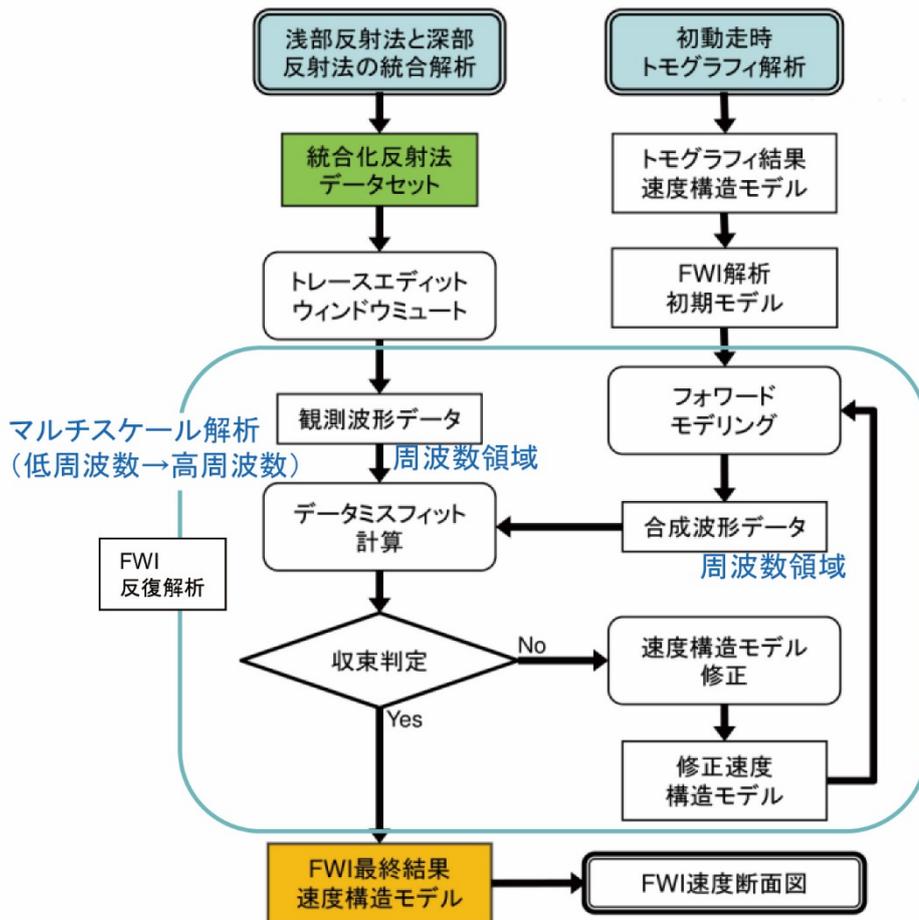


図 2-2-3-6 波形インバージョン解析フロー

(1) 初期モデルの構築 (Initial Model)

本解析では、図 2-2-3-7 に示す平成 25 年度の屈折走時トモグラフィ結果 (産業技術総合
 研究所, 2014) を初期速度モデルとし、その速度モデルを反復更新した。平成 25 年度の

屈折走時トモグラフィ解析時には、モンテカルロ法による初期モデルランダム化解析を実施し、局所解を取らない工夫をするとともに、統計処理により最適な速度構造を求めた。

図 2-2-3-7 (a)は最終結果の速度モデル、(b)は上記初期ランダム化解析で求められた速度モデルの標準偏差、(c)は波線密度を示す。

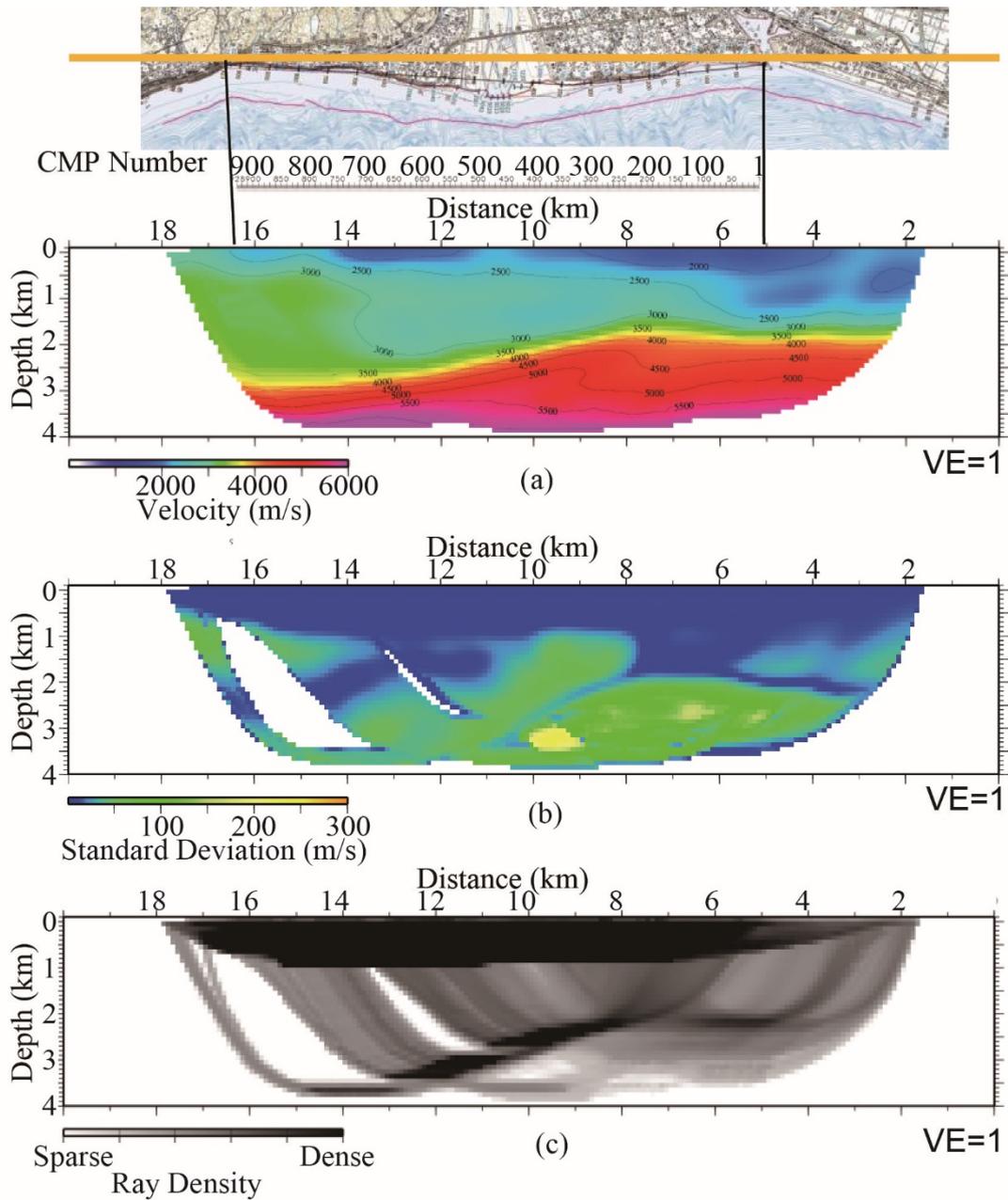


図 2-2-3-7 走時トモグラフィ解析結果（平成 25 年度成果）。(a) 走時トモグラフィ解析結果の速度分布、(b) 初期ランダム化解析で求められた速度モデルの標準偏差、(c) 波線密度

一般に波形インバージョン解析においては、波形記録の低周波成分が安定した解析に必要とされる。Warner (2010)によれば、2~3Hz からデータが取得されていることが望ましい。本記録はエアガン震源によって取得され、有効最低周波数は 6Hz である。波形インバージョン解析においてインバージョンの安定性を確保するには低周波成分が不足しているため、屈折走時トモグラフィ解析結果を初期モデルとして採用することで非線形性の緩和を図った。

図 2-2-3-8~13 に波形インバージョン解析の初期モデル依存性を検証した図を示す。初期モデルとして走時トモグラフィ結果の速度分布に ± 1 、2、3、5、10、20%の速度の増減を加えた速度モデルを与え、波形インバージョンに用いる波形およびパラメータは同一とした上で波形インバージョン解析を実施した結果である。各図(b)に示した黒枠内の速度分布と、各インバージョン結果の速度分布の差を RMS 値という指標で表してある。もし、波形インバージョン解析の初期モデル依存性が十分に小さければ、どのような初期モデルを与えても同様の速度モデルが再構成されるはずである。実際の波形インバージョン結果では、それぞれの初期モデルを用いたインバージョン結果にはばらつきが見られる。従って、波形インバージョン解析は初期モデルに依存することがわかる。本解析例においては波形インバージョン結果の収束のためにはおよそ 2%程度以内の速度誤差で初期モデルを与える必要があると結論される。

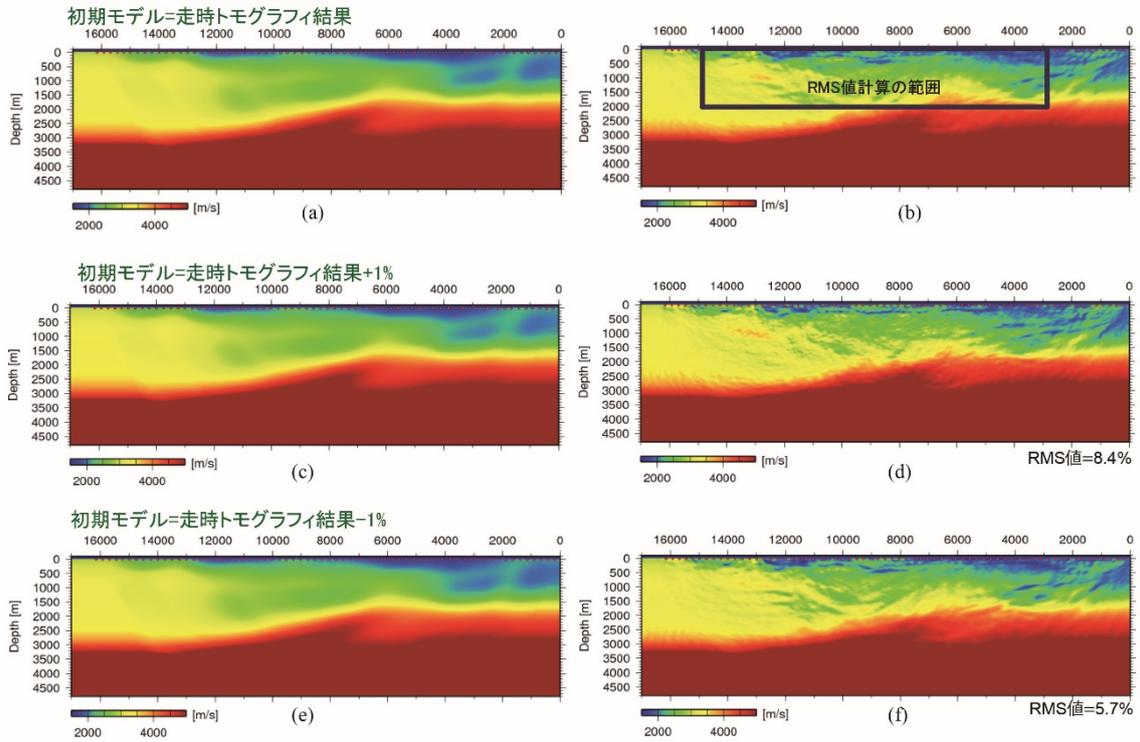


図 2-2-3-8 波形インバージョン解析の初期モデル依存性（速度増減 1%の場合）。(a)

走時トモグラフィ解析結果、(b) (a)を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(c) 走時トモグラフィ解析結果+1%の速度分布、(d) (c)を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(e) 走時トモグラフィ解析結果+1%の速度分布、(f) (e)を初期モデルとした波形インバージョン解析結果

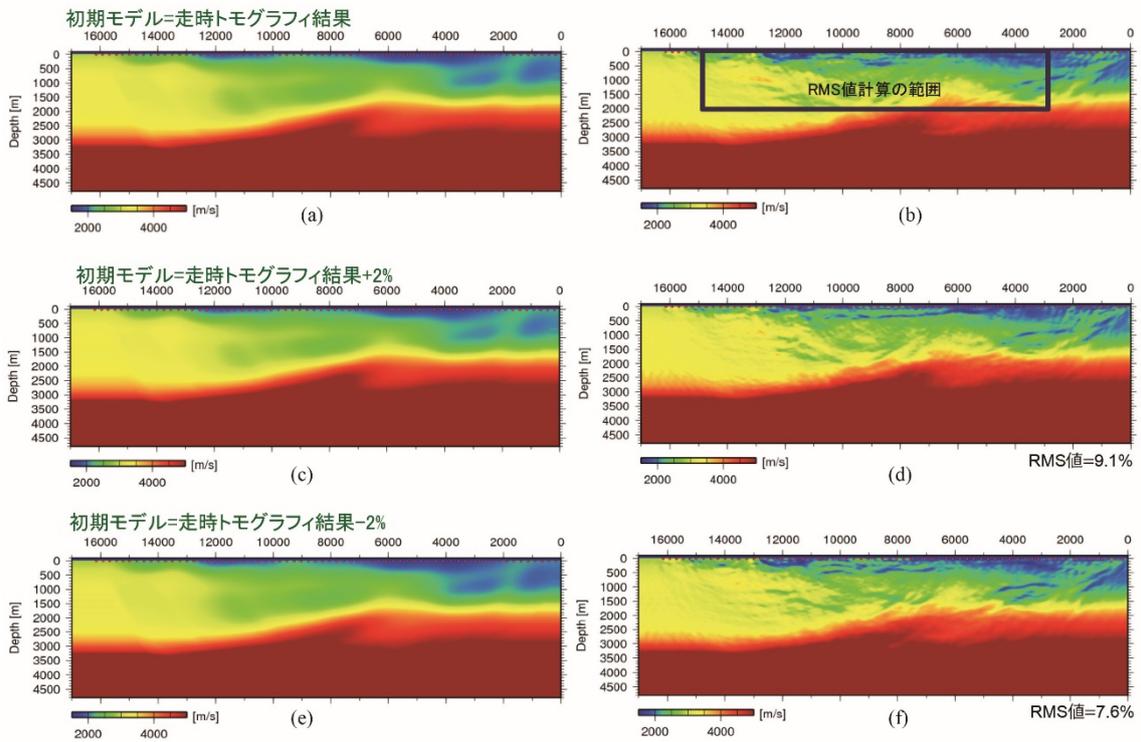


図 2-2-3-9 波形インバージョン解析の初期モデル依存性（速度増減 2% の場合）。(a) 走時トモグラフィ解析結果、(b) (a) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(c) 走時トモグラフィ解析結果+2% の速度分布、(d) (c) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(e) 走時トモグラフィ解析結果+2% の速度分布、(f) (e) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果

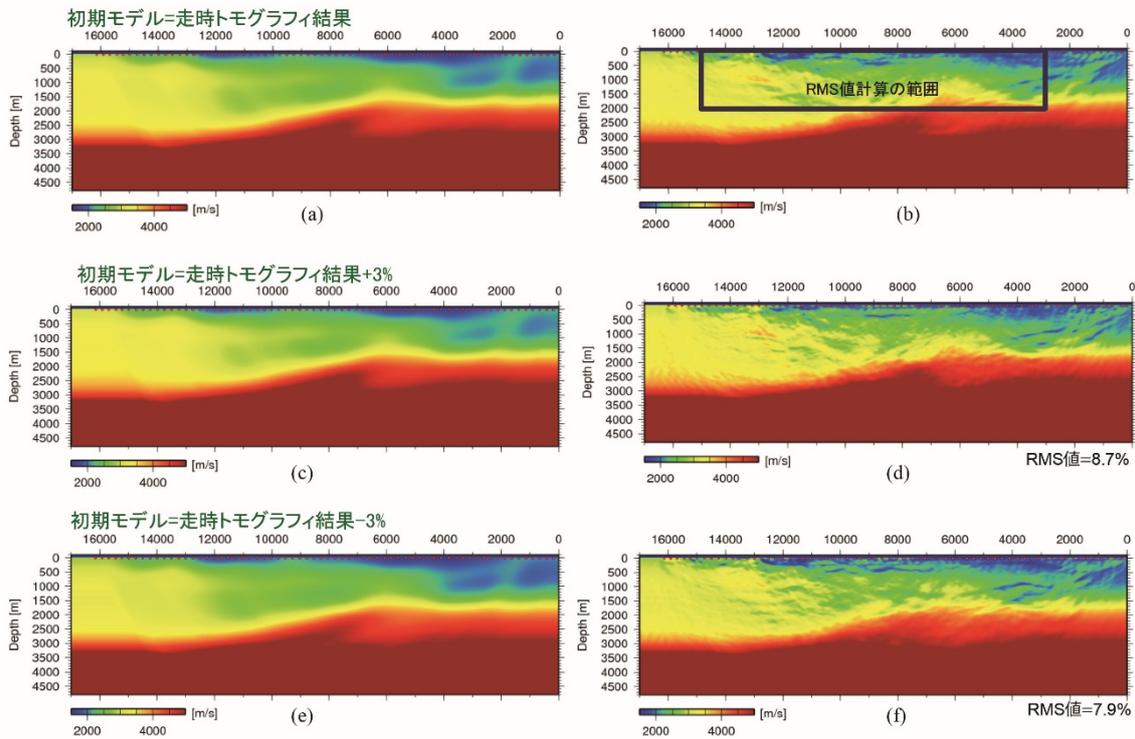


図 2-2-3-10 波形インバージョン解析の初期モデル依存性（速度増減 3% の場合）。

(a) 走時トモグラフィ解析結果、(b) (a) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(c) 走時トモグラフィ解析結果+3% の速度分布、(d) (c) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(e) 走時トモグラフィ解析結果+3% の速度分布、(f) (e) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果

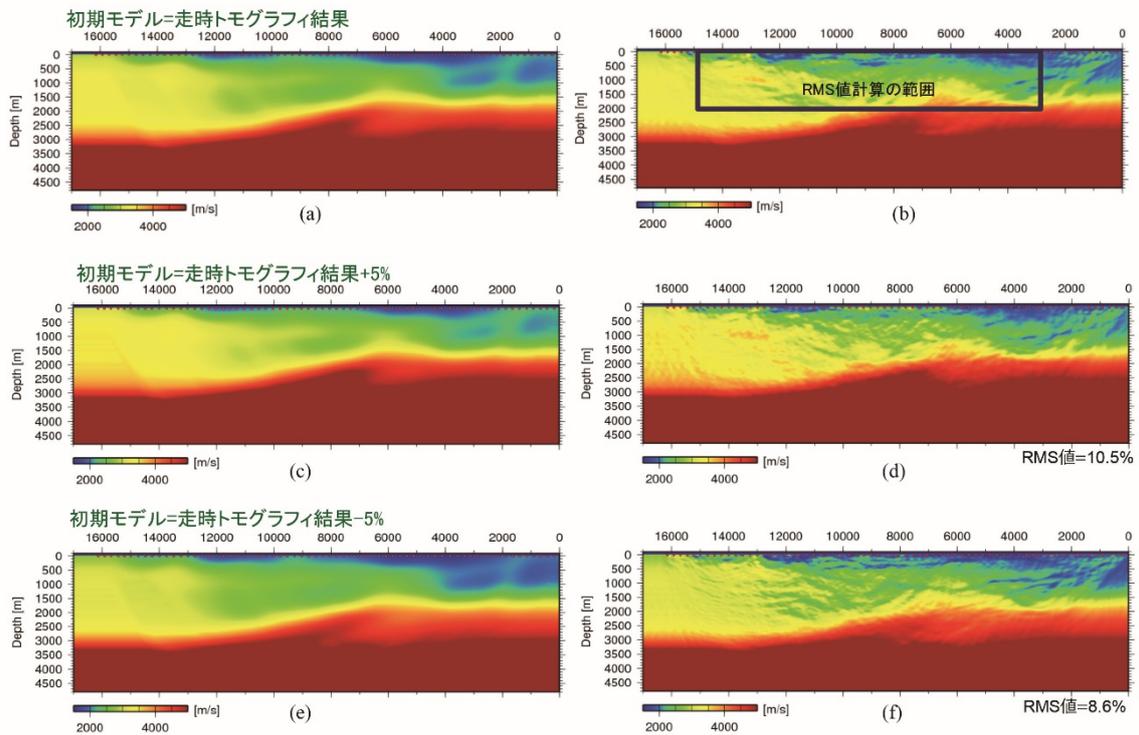


図 2-2-3-11 波形インバージョン解析の初期モデル依存性（速度増減 5% の場合）。

(a) 走時トモグラフィ解析結果、(b) (a) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(c) 走時トモグラフィ解析結果+5% の速度分布、(d) (c) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(e) 走時トモグラフィ解析結果+5% の速度分布、(f) (e) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果

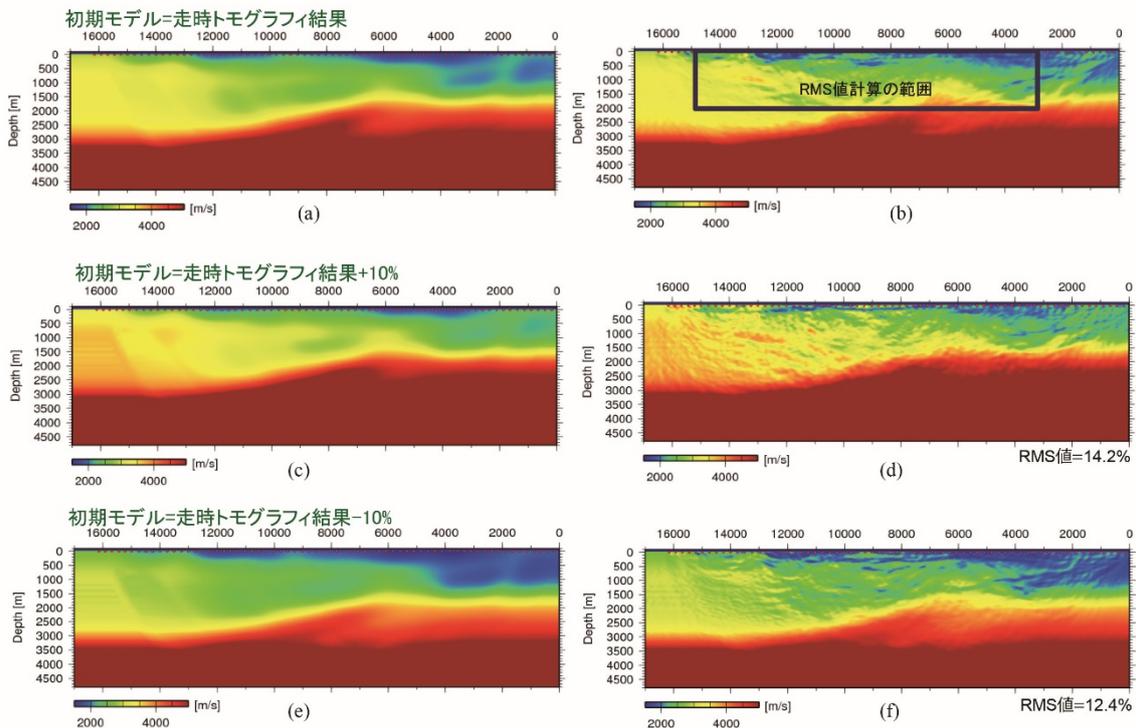


図 2-2-3-12 波形インバージョン解析の初期モデル依存性（速度増減 10%の場合）。

(a) 走時トモグラフィ解析結果、(b) (a) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(c) 走時トモグラフィ解析結果+10%の速度分布、(d) (c) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(e) 走時トモグラフィ解析結果+10%の速度分布、(f) (e) を初期モデルとした波形インバージョン解析結果

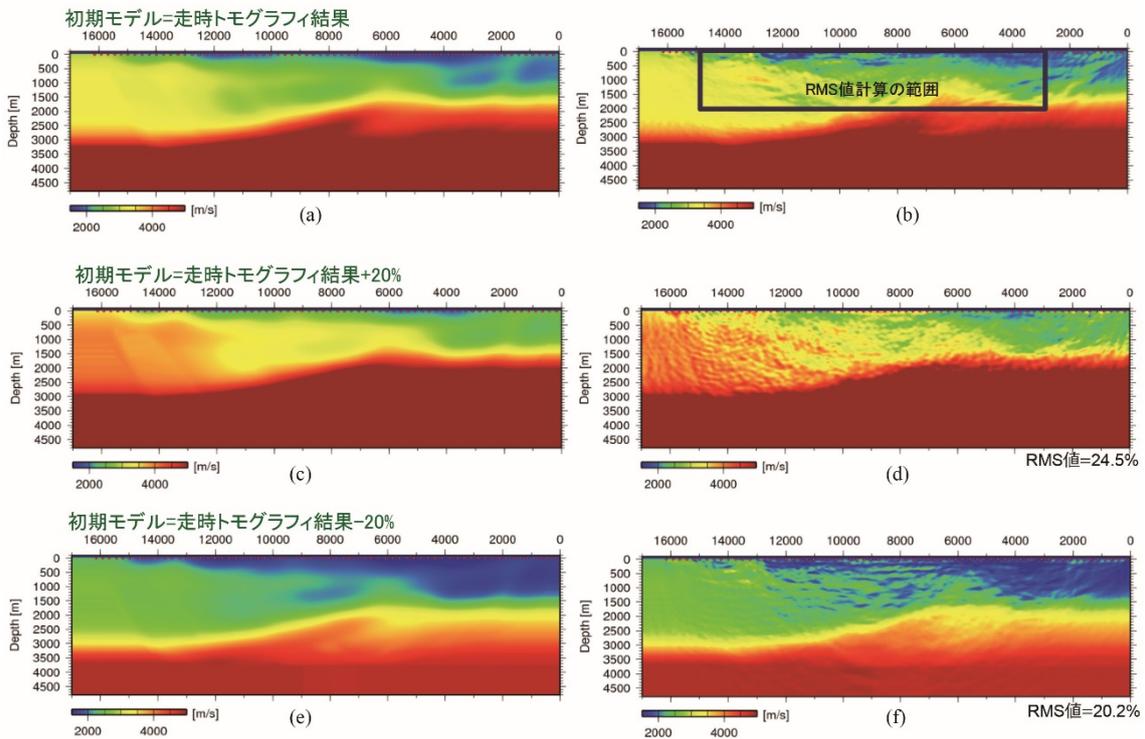


図 2-2-3-13 波形インバージョン解析の初期モデル依存性（速度増減 20%の場合）。

(a) 走時トモグラフィ解析結果、(b) (a)を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(c) 走時トモグラフィ解析結果+3%の速度分布、(d) (c)を初期モデルとした波形インバージョン解析結果、(e) 走時トモグラフィ解析結果+20%の速度分布、(f) (e)を初期モデルとした波形インバージョン解析結果

(2) 入力波形のプレコンディショニング (Preconditioning)

本処理では音響波動場を仮定したフルウェーブインバージョンを実施するため、屈折波あるいは広角反射波の領域の後続波形のみを利用した。表面波や S 波の混入したニアパーティカルの領域を除去するためにミュートを適用した。ミュートパターンには初動の前後 200~2000ms の時間ウィンドウの初動ミュートと速度 800m/s のインナーミュートを採用した。

(3) マルチスケール解析 (Multi Scale Inversion)

プレコンディショニングを施した観測波形記録をフーリエ変換により周波数-オフセット領域に変換したものを入力とした。インバージョンは離散的に選択された周波数成分のみで行い、6Hz から 14Hz までおよそ 1Hz 毎に周波数の帯域を低い方から高い方へ段階的に上げていくマルチスケール法 (Bunks et al., 1995) を実施した。各周波数において観測波形と計算波形のミスフィット関数から速度モデル修正量を計算し、10 回の反復解析で得られた結果を次の周波数での初期モデルとして与えた。9 段階の周波数帯域のインバージョン解析から得られた最終速度モデルを波形インバージョン解析結果として速度分布図を作成した。

2-2-3-4 重合前深度マイグレーション解析 (Pre-stack Depth migration)

重合前深度マイグレーション (PSDM) 処理においては、重合前キルヒホッフマイグレーションを適用した(浅川・大西, 2008)。PSDM 処理の概念図を図 2-2-3-14 に示す。

CMP 重合法におけるマイグレーション処理は、水平成層構造を仮定したゼロオフセット記録による NMO 処理および CMP 重合処理を施した時間断面において、傾斜構造などに

より真の位置からずれた位置および時間に現れる反射面を、真の位置に戻す重合後時間マイグレーションを実施する。(a)に示す重合後時間マイグレーションでは先に CMP 重合を実施し重合結果をマイグレーションするため、CMP 重合時に真の反射点が異なる CMP トレースが重合されることにより、情報の欠落が生じる可能性がある。そこで(b)のように重合前マイグレーションによって、重合により失われる受発震点の情報を保持したマイグレーションを実施できる。さらに深度マイグレーションでは、水平成層構造を仮定する必要がなく、側方不均質を含む速度構造を反映した波線経路によるマイグレーションを実施できる。一方で、重合前の全トレースに対しマイグレーション処理を実施するため、重合後マイグレーションに対し計算量が大きくなる。また用いる速度構造に敏感であり、高精度な断面を得るためには高精度な速度構造を与える必要がある。

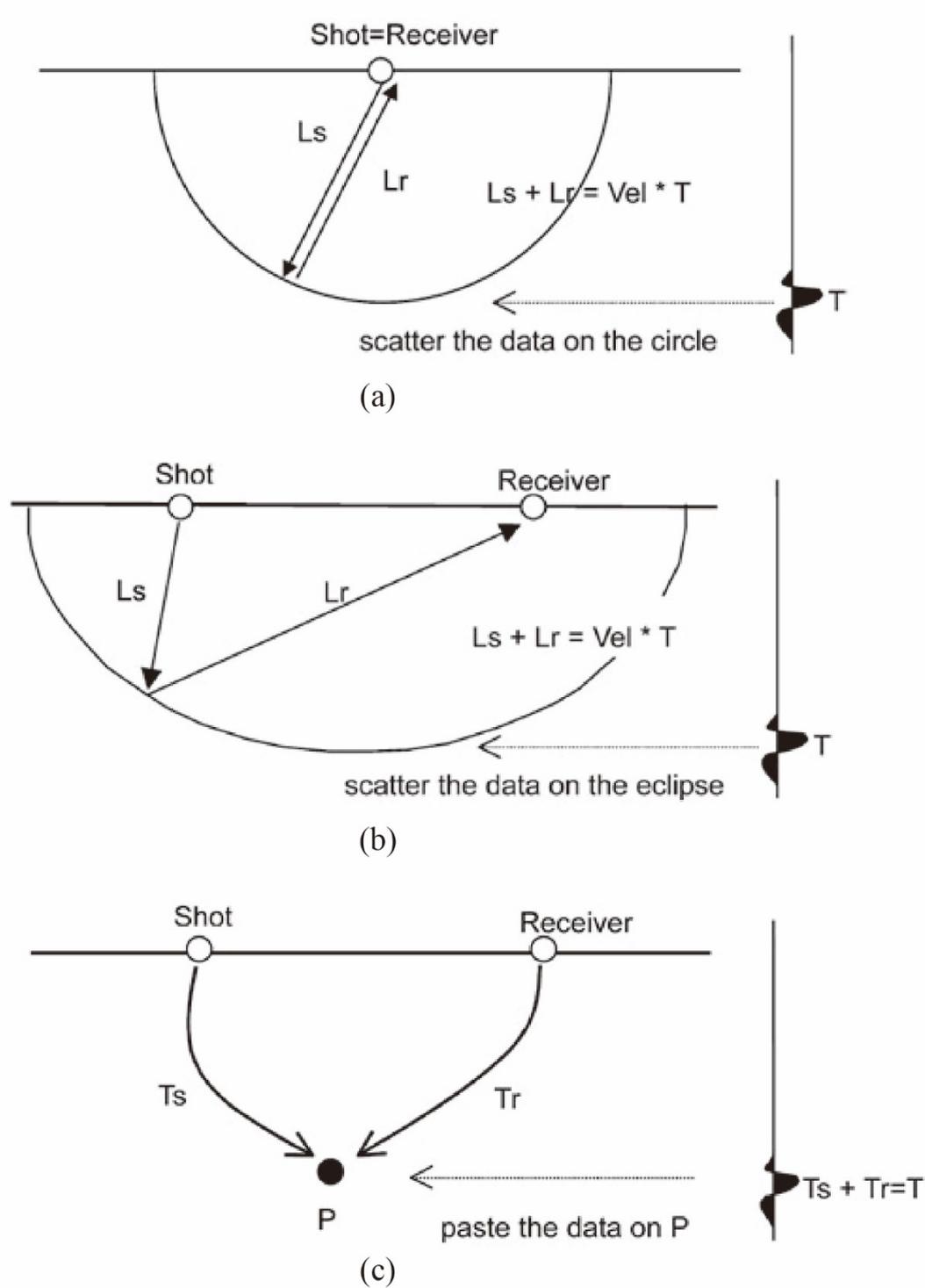


図 2-2-3-14 各種マイグレーション概念の比較（浅川・大西，2008 より引用）。(a) 重合後マイグレーション、(b) 重合前時間マイグレーション、(c) 重合前深度マイグレーション

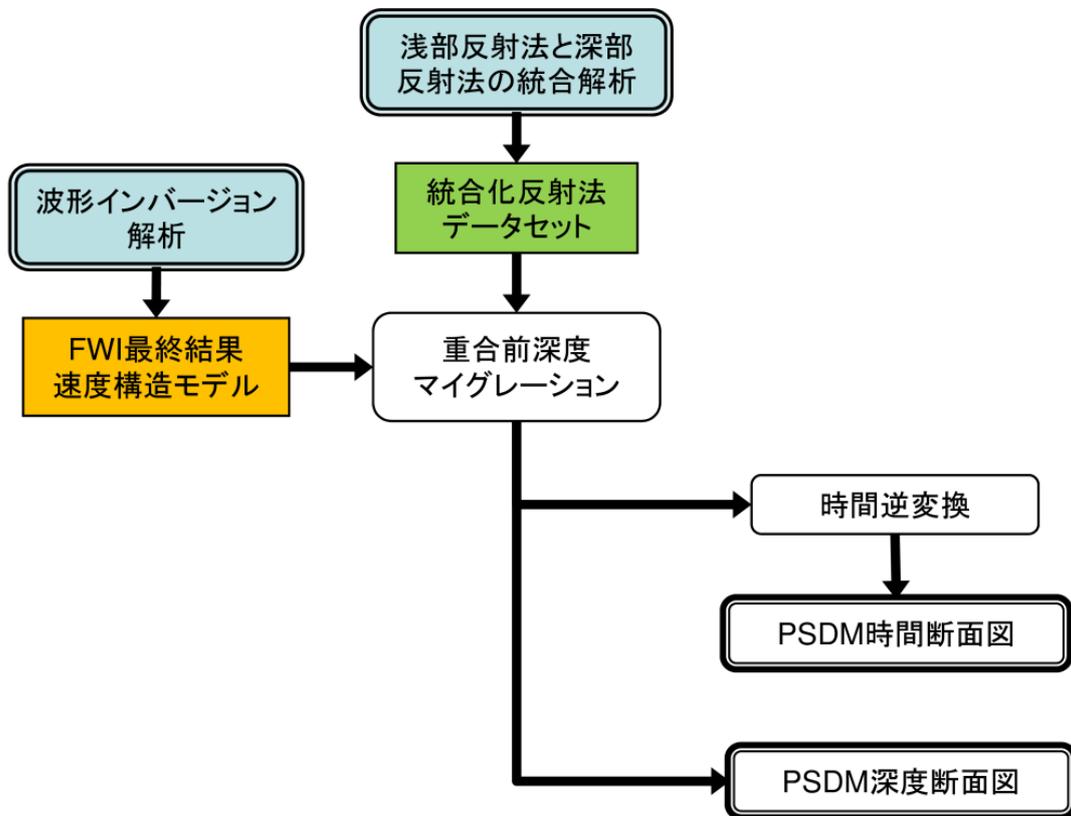


図 2-2-3-15 重合前深度マイグレーションデータ処理フロー

図 2-2-3-15 に示した処理フローに従って PSDM 解析処理を実施した。

マイグレーション処理については、次の 3 つのステップにより実施した。(1) まず、与えられた速度構造モデルを用いて、発震点・受振点の組に応じた各反射点における走時を波線追跡によって計算する。(2) 次に、得られた等走時面に相当する反射点分布に対し、波形記録を走時に応じて振り分ける。反射面を真の位置に移動するための、反射点として可能性のある全点を対象とした。(3) 最後に、全点での波形記録を振り分けた共通イメー

ジングポイント (CIP: Common Imaging Point) ギャザーを作成し、重合処理を実施した。

入力速度は前節の FWI 速度分布を初期モデルとし、繰り返し計算により特に浅部の速度チューニングを実施した。チューニングは与えた入力速度に対して得られた CIP ギャザーのフラットニングおよび重合結果を基準に実施した。

マイグレーション後の CIP ギャザーに対し、ミュート関数を定義してアウトサイドミュートを実施した。オフセットの大きなトレースおよび深度の浅いトレースに対しては波形伸長により分解能の低下が起きている部分が見られるため、重合効果を高めるためのミュートを行った。

2-2-4 データ処理結果

2-2-4-1 浅部反射法と深部反射法の統合解析 (CMP 重合解析) 結果

上述した解析によって得られた解析結果を示す。CMP 重合時間断面図を図 2-2-4-1 に示す。CMP 重合マイグレーション時間断面図を図 2-2-4-2 に示す。CMP 重合深度断面図を図 2-2-4-3 に示す。平成 25 年度成果の深部反射法データ (産業技術総合研究所, 2014) のみを用いた深度断面との比較図を図 2-2-4-4 に示す。本解析結果は浅部反射法データが存在する区間において平成 25 年度成果の深部反射法深度断面よりも分解能が向上し、浅部反射面の連続性の向上が見られる。特に富士川河口部(CMP450 付近)から西側区間では、深度約 500m までの褶曲構造が明瞭化し、浅部(200m 以浅)では褶曲構造の向斜部に水平に堆積した構造が顕著となった。富士川河口部付近の浅部(500m)で反射面の連続性の乏しい領域が見られるが、これは発震点および受振点の疎な領域にあたり、地下構造に起

因するのかは明らかではない。一方で、深部の西傾斜の反射面（1300m～3600m 程度）において西側に見られるギャップ(CMP600～750 付近)はデータの粗密が見られず、物性の異なる領域の存在が示唆される。今回の深度断面より、入山瀬断層に相当する領域(CMP550 付近)の反射面のギャップが深度 400m 程度まで追跡できる可能性がある。また CMP650 付近などにおいても複背斜構造に伴う複数の傾斜構造が見られる。

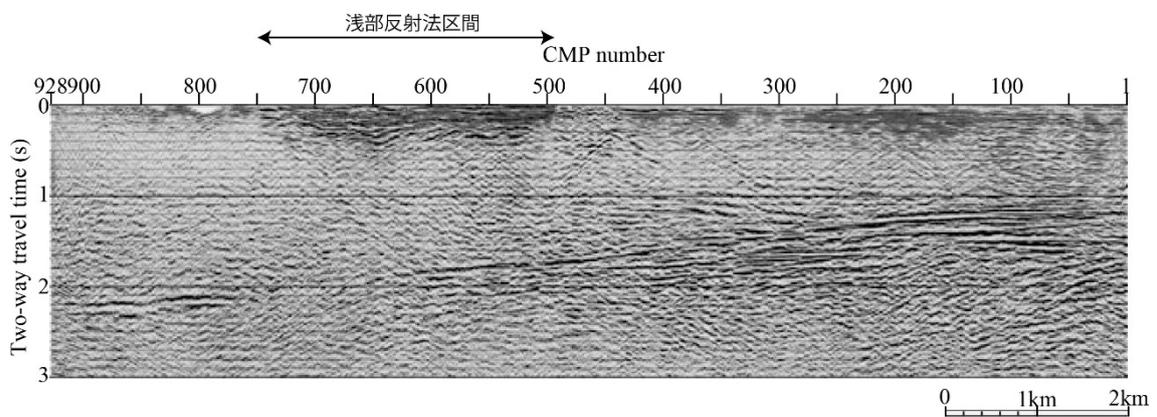


図 2-2-4-1 CMP 重合解析、重合時間断面

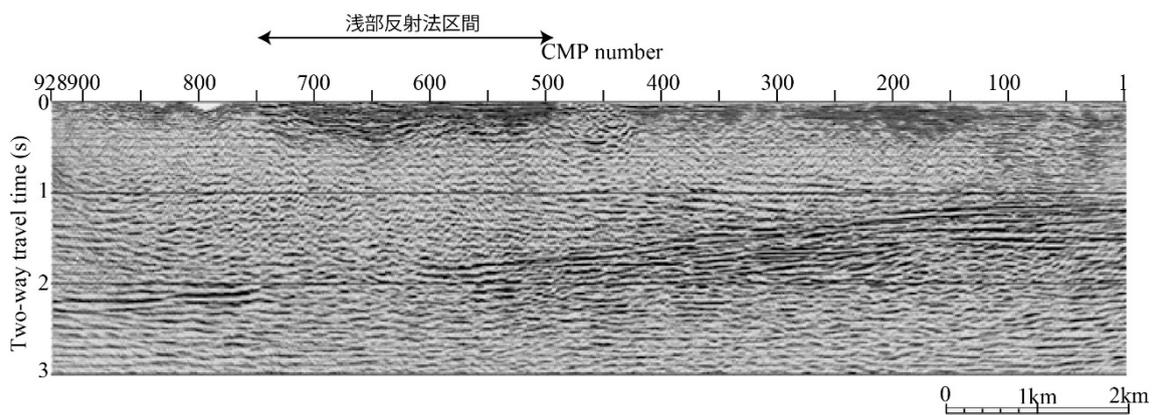


図 2-2-4-2 CMP 重合解析、マイグレーション時間断面

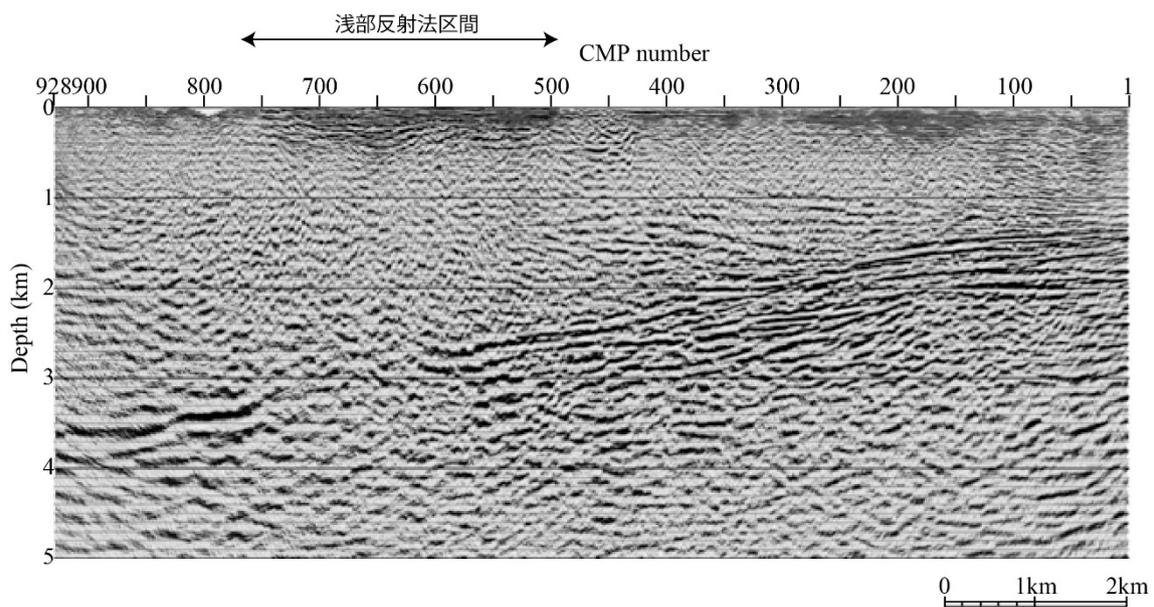


図 2-2-4-3 CMP 重合解析、深度断面

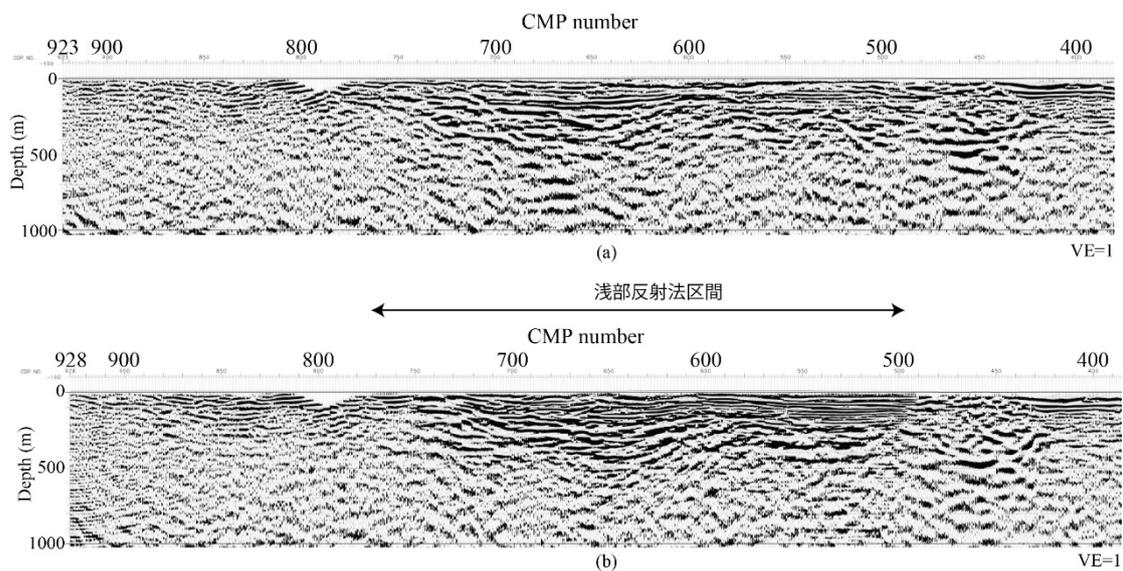


図 2-2-4-4 H25 年度深部反射法結果と統合解析結果の比較。

(a) H25 年度深部反射法深度断面、(b) 統合解析 CMP 重合解析結果、深度断面

2-2-4-2 MDRS 解析結果

図 2-2-4-5～図 2-2-4-7 に MDRS 法解析結果の重合断面、マイグレーション断面、深度断面を示す。図 2-2-4-8 に MDRS 法解析結果と CMP 重合解析結果の比較図を示す。CMP 重合結果に対し、特に浅部で反射面の連続性の向上および強調が見られる。特に富士川河口より東側(CMP300 付近)および西端(CMP800 付近)の、CMP 重合結果では浅部の S/N が悪く不明瞭であった部分において、周囲と整合する複数の反射面が見られるようになった。富士川河口部の発震点・受振点が疎な領域(CMP400～500)においては重合数の改善により大きく改善し、東西で連続的に接続する構造が見られるようになった。測線全体の傾向として、富士川を挟んで東部と西部で連続性のある反射パターンを示すが、おおむね富士川を境にして構造変化の波長が異なり、西部では短周期の変動、東部では長周期の変動が見られる。

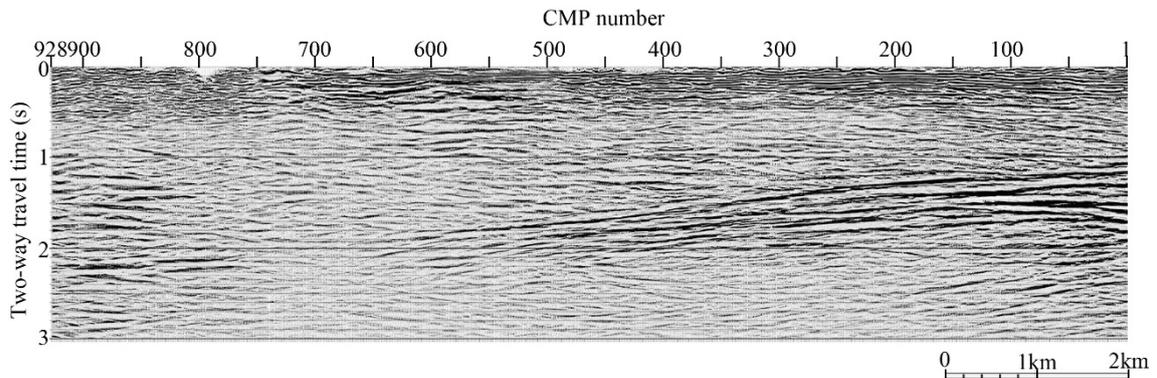


図 2-2-4-5 MDRS 解析、重合時間断面

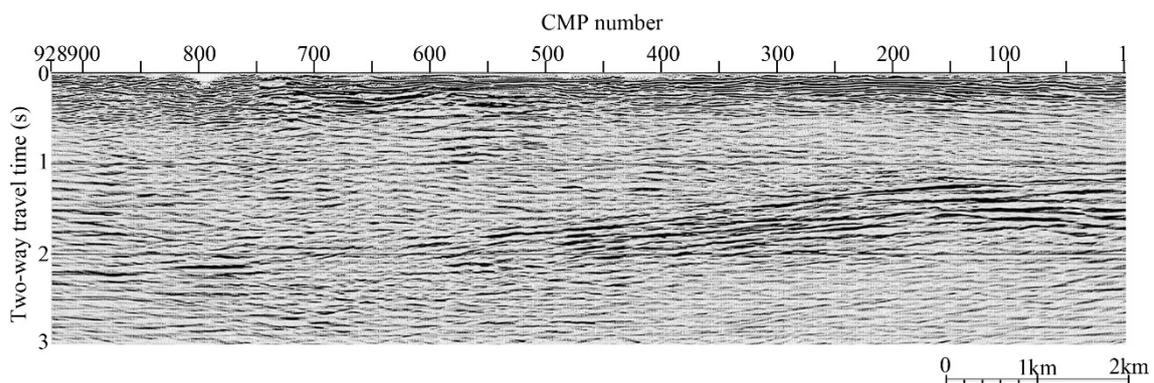


図 2-2-4-6 MDRS 解析、マイグレーション時間断面

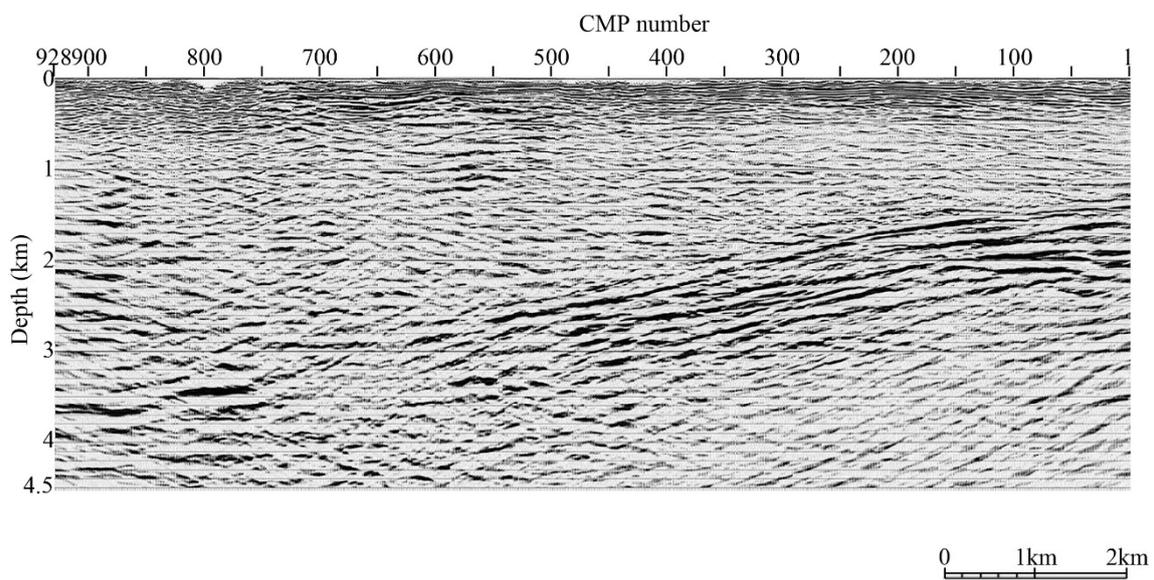


図 2-2-4-7 MDRS 解析、深度断面

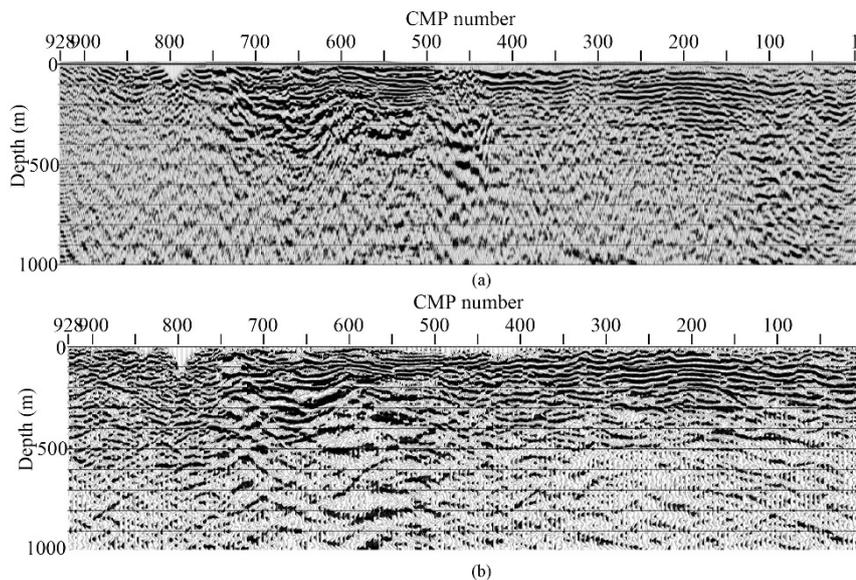


図 2-2-4-8 MDRS 解析結果と CMP 重合解析結果の比較図。(a) CMP 重合解析結果、深度断面、(b) MDRS 解析結果、深度断面

2-2-4-3 波形インバージョン解析結果

図 2-2-4-9 に波形インバージョン解析結果を示す。深度 4500m までの結果と、深度 1500m までの結果をともに示す。(a)が深度 4500m までの初期モデル、(b)が深度 1500m までの初期モデル、(c)が深度 4500m までの最終結果、(d)が深度 1500m までの最終結果、(e)が深度 4500m までの初期モデルと解析結果の差分、(f)が深度 1500m までの初期モデルと解析結果の差分を示す。図 2-2-4-10 に波形インバージョン解析結果の速度分布による速度プロファイルを示す。(a)、(b)、(c)はそれぞれ領域右端から 13000m (CMP700 付近)、10000m (CMP500 付近)、5000m (CMP100 付近) の位置での速度プロファイルを示す。初期モデルのトモグラフィモデルと比較して、長波長的な(大局的な)速度分布の傾向に変化はないが、短周期的な(局所的な)速度変化が見られる。特に富士川河口付近(東端から 8000m、CMP400 付近)には層状に速度が低下する領域が見られる。一方、測線

西端(東端から 13000m、CMP700 付近)には高速度の領域の中の、さらに一部に速度の速
い領域が見られる。

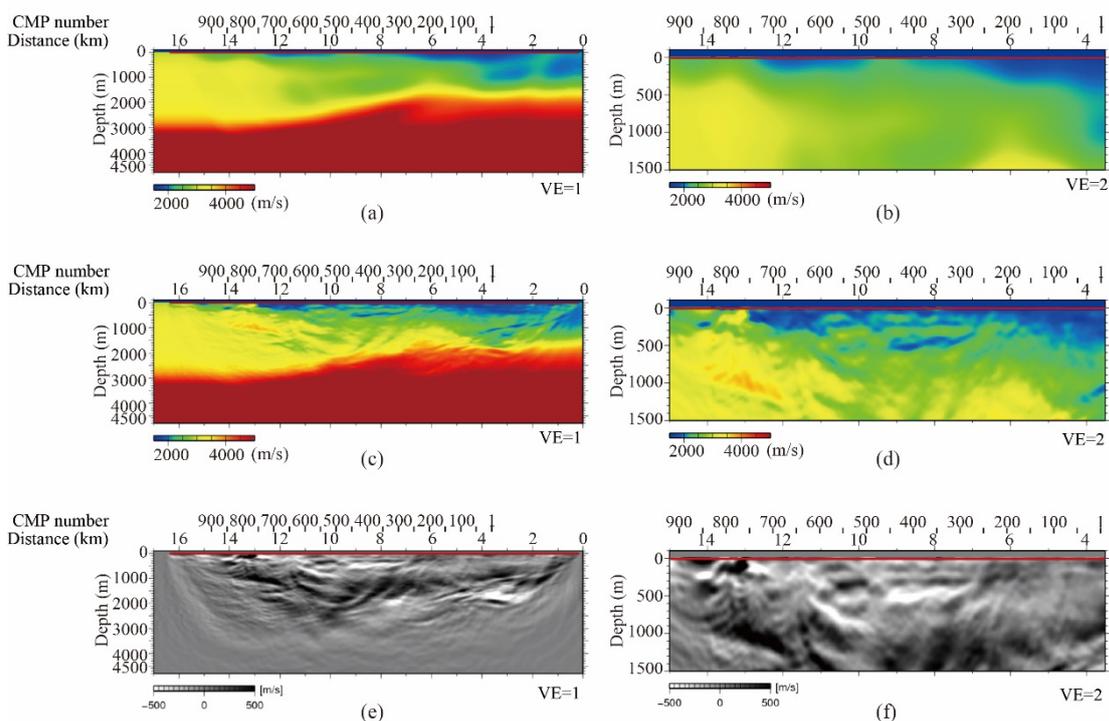


図 2-2-4-9 波形インバージョン解析結果

(a) 初期モデル (深度 4500m)、(b) 初期モデル (深度 1500m)、(c) インバージョン結
果 (深度 4500m)、(d) インバージョン結果 (深度 1500m)、(e) 初期モデルと解析結果
の差分 (深度 4500m)、(f) 初期モデルと解析結果の差分 (深度 1500m)

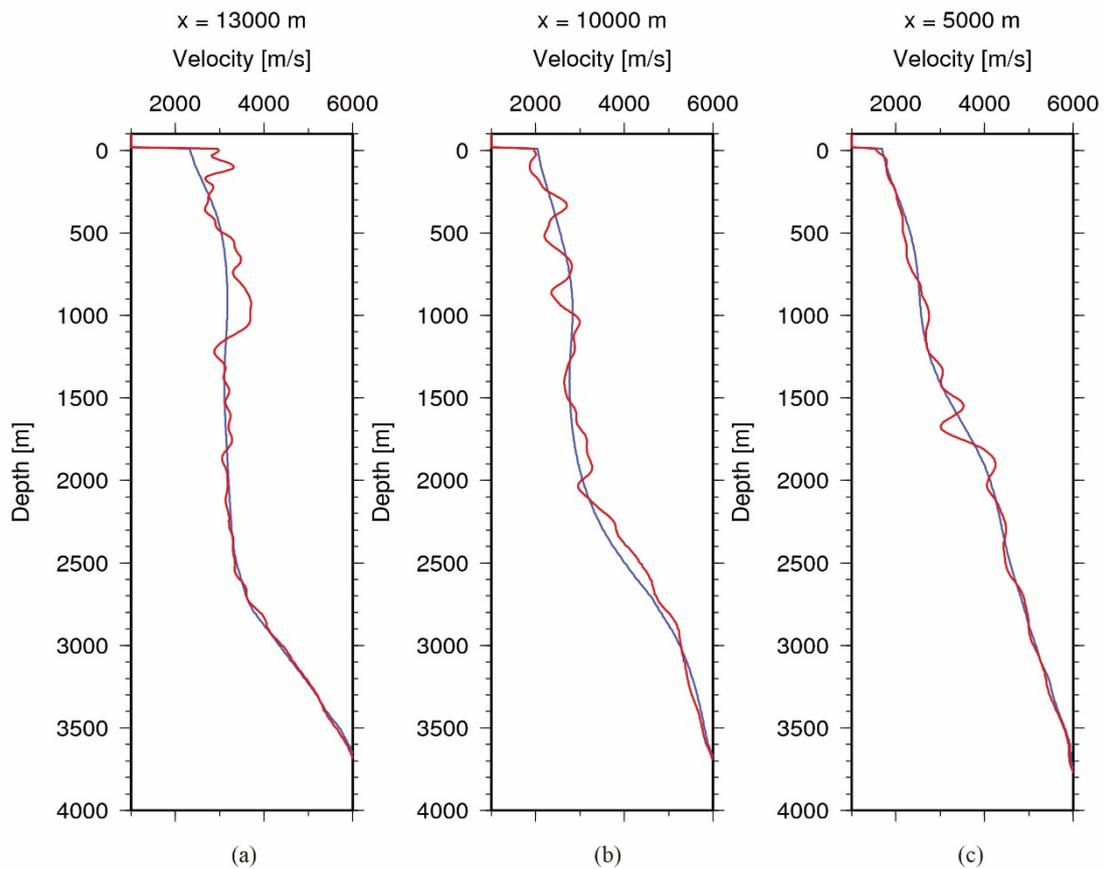


図 2-2-4-10 波形インバージョン結果の速度プロファイル

青線は初期モデルの走時トモグラフィの速度分布、赤線は波形インバージョン解析の速度プロファイルを示す。(a) 13000m (CMP700 付近)、(b) 10000m (CMP500 付近)、(c) 5000m (CMP100 付近)

波形インバージョンにより求めた速度を用いた計算波形を図 2-2-4-11 に示す。領域東端から約 13000m (CMP600 付近) の SP7443 についての波形例を示す。(a)が観測波形、(b)が初期モデルに用いた走時トモグラフィ結果を用いた計算波形、(c)が波形インバージョン結果の速度を用いた計算波形であり、観測波形の再現性に関して検討した。トモグラフィ結果を用いた計算波形(b)は初動走時が再現しているものの、後続の反射波の再現性が十

分ではない。その一方波形インバージョン結果を用いた計算波形(c)は初動からある程度までの後続反射波の再現性が向上している。

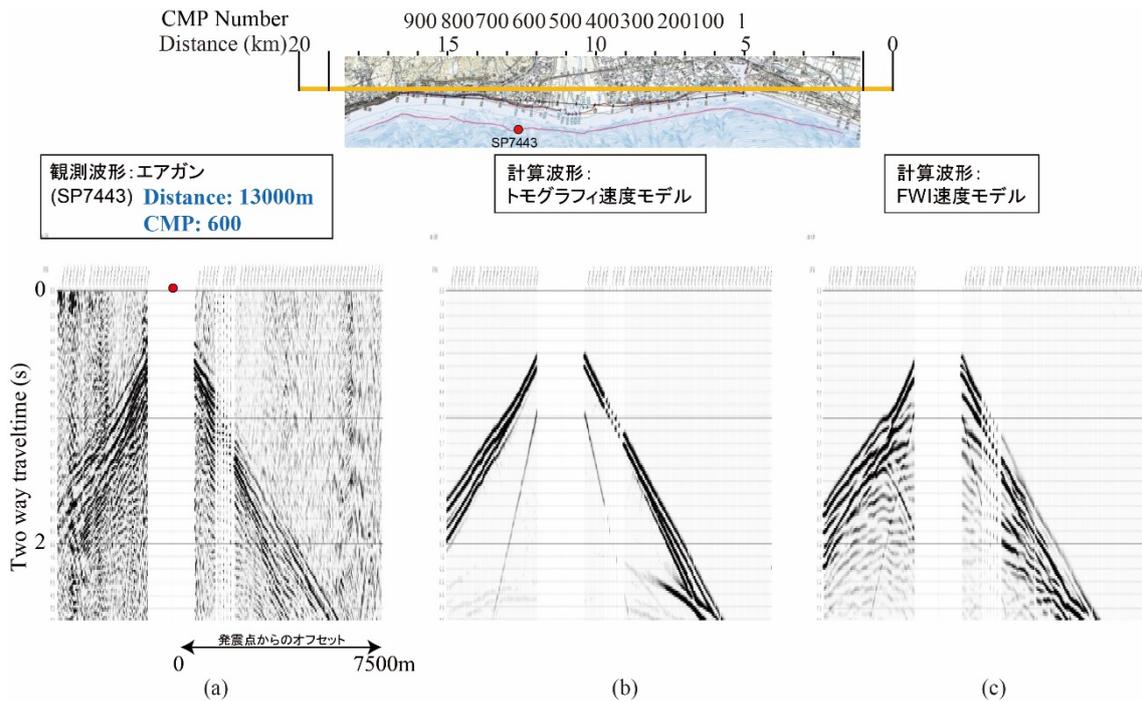


図 2-2-4-11 波形インバージョンにより求めた速度を用いた計算波形。(a) 観測波形、(b) 走時トモグラフィ結果の速度を用いた計算波形、(c) 波形インバージョン結果の速度を用いた計算波形

屈折初動屈折走時トモグラフィ（産業技術総合研究所，2014）および波形インバージョン法に対するチェッカーボードテスト結果を図 2-2-4-12 および図 2-2-4-13 にそれぞれ示す。このテストでは、初動走時トモグラフィ解析結果に対して微小な（±5%）速度のゆら

ぎを与え、速度揺らぎを与えたモデルの速度異常が復元されるかどうかを調べることにより、インバージョンにどの程度の分解能があるかを示す指標となる。それぞれの図は、左側に速度モデルに与えた微小速度揺らぎのモデルを右側にそのインバージョン結果を示している。図 2-2-4-12 からわかるとおりに、初動走時トモグラフィでは 800m 程度の速度異常が存在した場合でもその検出は困難である。周波数 10Hz の場合の波長が約 200～300m であることを考慮すれば、走時トモグラフィの分解能は波長の数倍程度の構造を検知可能な程度であることがわかる。その一方で図 2-2-4-13 より、波形インバージョン解析では 100～200m 程度の速度異常が検出可能となり、波長の等倍から半分程度の分解能を示すことがわかる。ただし表示範囲の左部分で速度異常の検出が不明瞭となっている領域については、受振点・発震点の分布が疎な範囲となる。既往の走時トモグラフィ解析結果の速度分布と比較して、今回の波形インバージョン解析結果は速度分布の高分解能化が実現された。

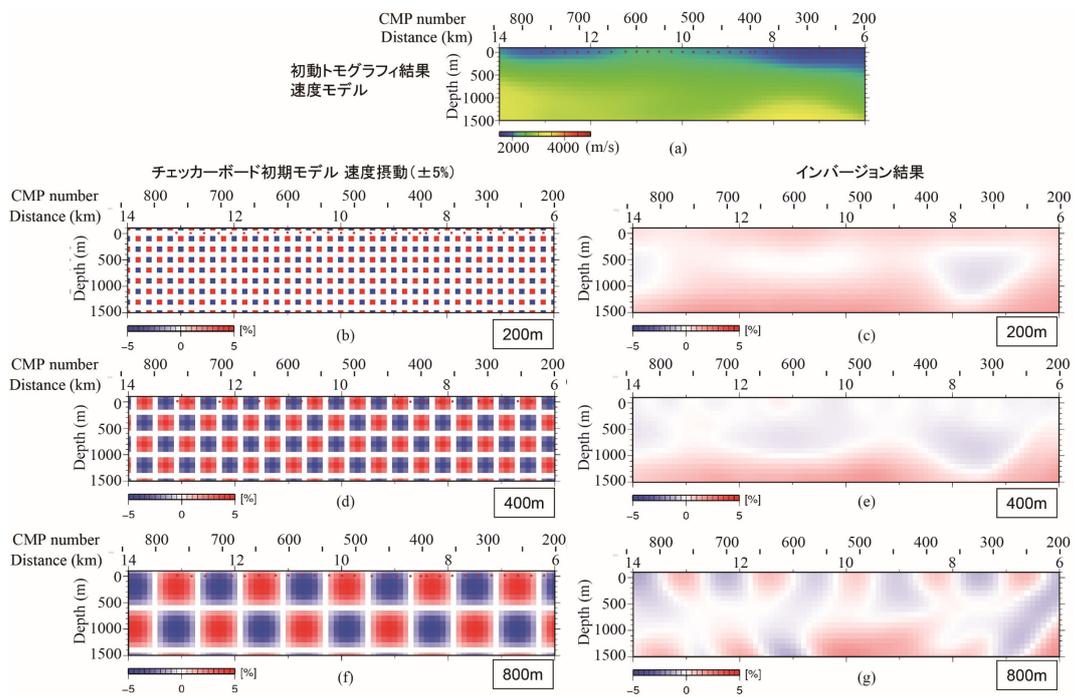


図 2-2-4-12 初動走時トモグラフィのチェッカーボードレゾリューション

(a) 初動走時トモグラフィ解析結果、(b) 200m の格子パターン、(c) 200m の格子パターンに対するインバージョン結果、(d) 400m の格子パターン、(e) 400m の格子パターンに対するインバージョン結果、(f) 800m の格子パターン、(g) 800m の格子パターンに対するインバージョン結果

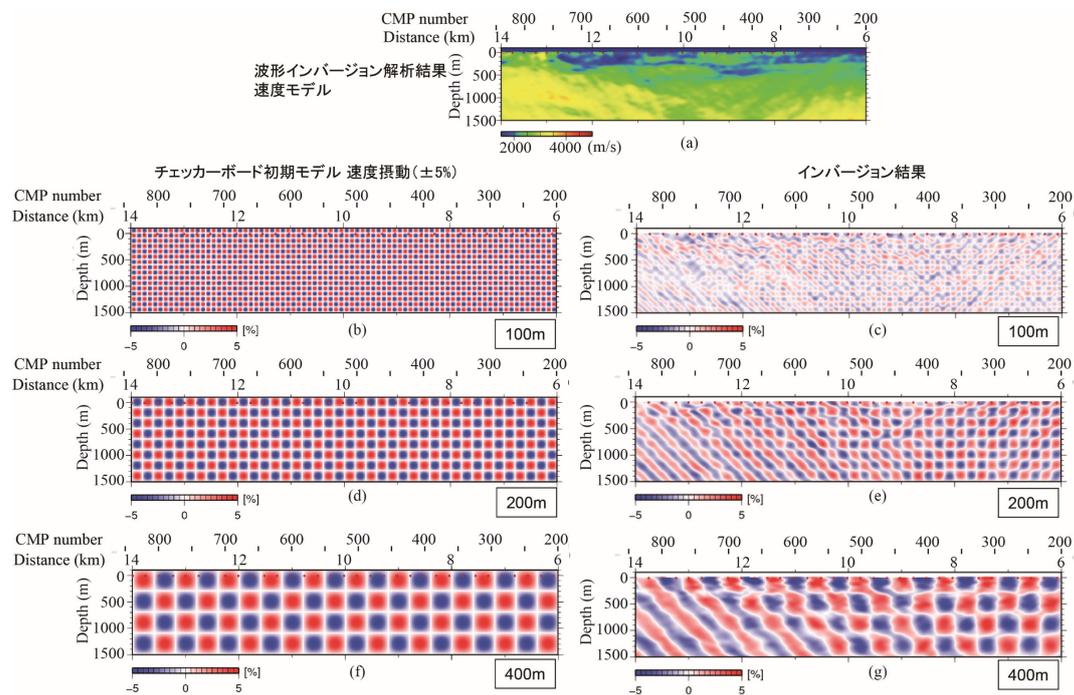


図 2-2-4-13 波形インバージョンのチェッカーボードレゾリューション

(a) 波形インバージョン解析結果、(b) 100m の格子パターン、(c) 100m の格子パターンに対するインバージョン結果、(d) 200m の格子パターン、(e) 200m の格子パターンに対するインバージョン結果、(f) 400m の格子パターン、(g) 400m の格子パターンに対するインバージョン結果

図 2-2-4-14 に CMP 重合法深度断面と波形インバージョン解析結果速度分布を重ねた図面を示す。波形インバージョン解析結果により短周期（高周波数）成分が加わった速度分布は、深度断面における反射面の構造とよく対応しているように見える。

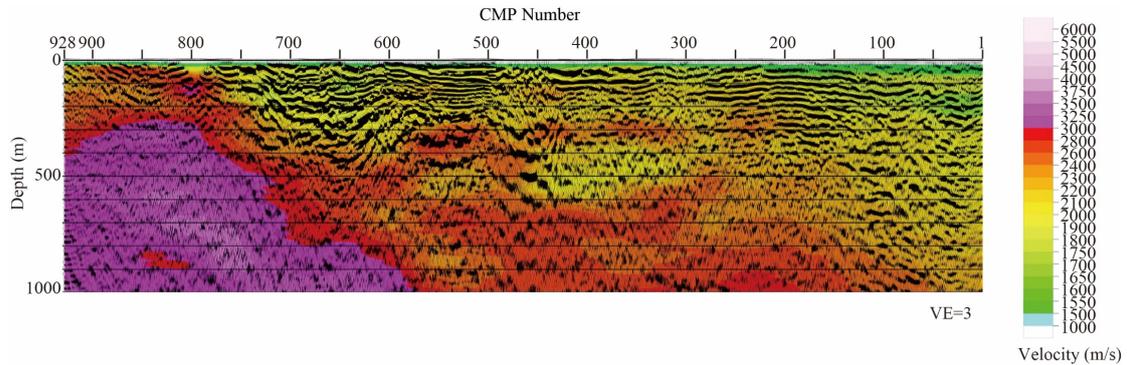


図 2-2-4-14 CMP 重合法深度断面と波形インバージョン解析結果速度分布の重ね図

2-2-4-4 重合前深度マイグレーション (PSDM) 解析結果

図 2-2-4-15 に重合前深度マイグレーション (PSDM) 解析結果の深度断面を、図 2-2-4-16 に重合前深度マイグレーション (PSDM) および CMP 重合法結果の深度断面の浅部 (1000m 以深) に関する比較を示す。一般に、CMP 重合断面と比較して、PSDM 処理では水平方向に不均質な速度構造を精度良く反映した反射断面が得られる。本解析の結果では、深部 (深度約 1500~4000m) の西落ちの反射面については傾斜が明瞭になり、CMP600~700 の深度約 3000m に見られるギャップを挟んでその傾斜に変化がある可能性が示唆される。浅部の反射面および褶曲構造の連続性は向上し、特に測線東部(CMP50 前後、300 前後)では、CMP 重合法ではその付近の反射波は周囲の反射面との連続性が不明瞭であり構造解釈が困難であったが、PSDM 結果では周囲の反射面との連続性がある傾斜構造として明瞭に確認できるようになった。深度 500m~1000m の領域では CMP 重合法と比較して反射構造は不明瞭であるが、MDRS 解析結果でも同様の傾向が見られることより、この領域は実際に反射波が発生しにくい地下構造である可能性がある。測線西側の領域(CMP800 前後)は高速度の岩体で形成されており、連続性の乏しい不均質構造が存在

するため取得されたデータに強振幅の散乱波が卓越し、その結果 PSDM 結果ではマイグレーションに伴う円弧状の偽像が多く発生している、前処理におけるノイズ抑制に関して改善の余地があると考えられる。

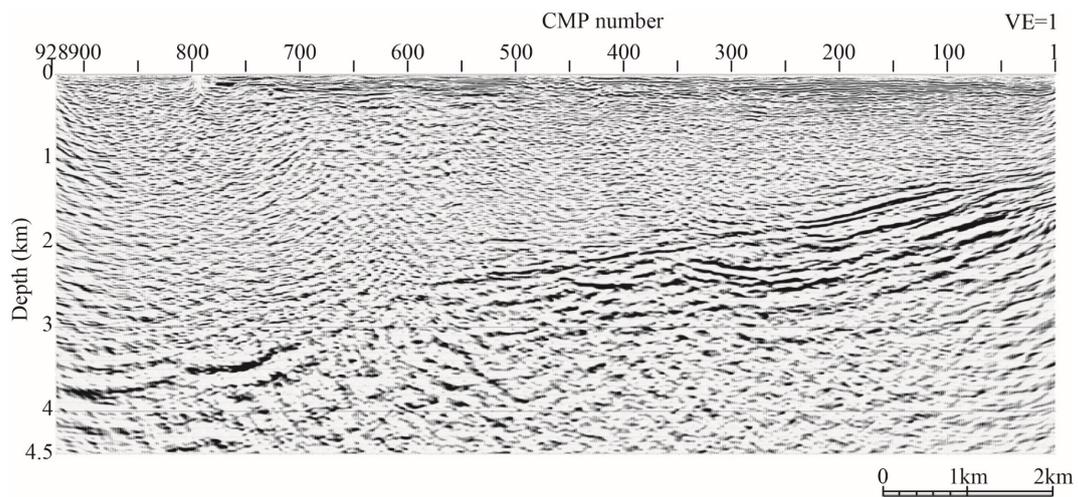


図 2-2-4-15 重合前深度マイグレーション (PSDM) 解析結果の深度断面

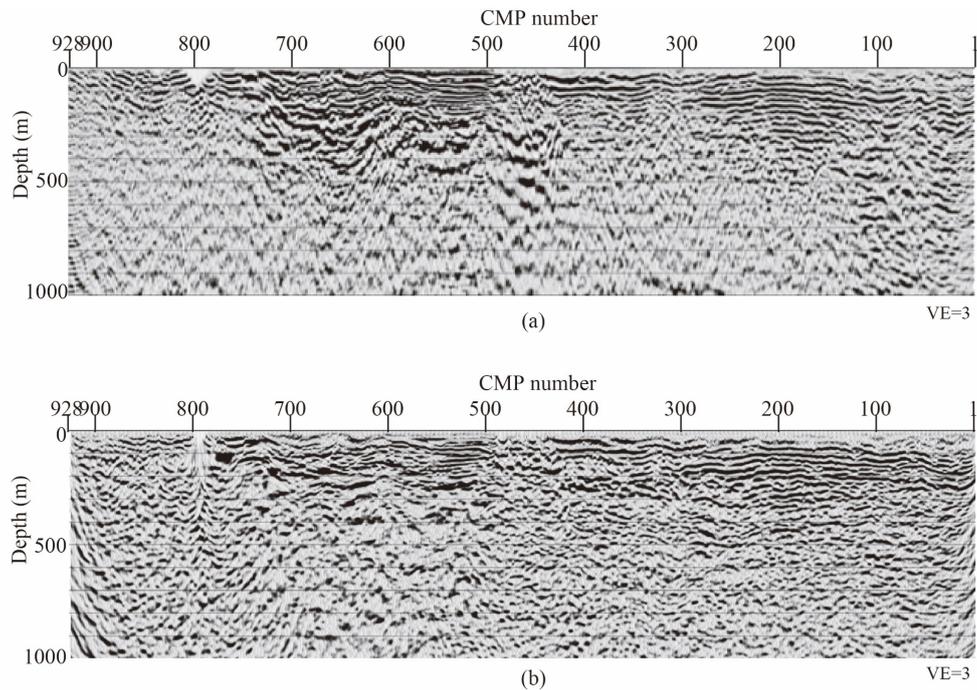


図 2-2-4-16 重合前深度マイグレーション (PSDM) および CMP 重合法結果の深度断面の比較。(a) 重合前深度マイグレーション (PSDM) 深度断面、(a) CMP 重合法深度断面

2-2-5 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査法に関する検討

このプロジェクトでは沿岸陸域から浅海域における物理探査を用いた地下および海底面下の調査法についての研究を実施してきた。ここではそのうち弾性波を用いた物理探査手法による調査法について推奨される調査方式という形でのとりまとめを行う。

2-2-5-1 データ取得に関する検討

弾性波を用いた物理探査手法による、沿岸陸域地下から浅海域海底下の調査を実施する際の、データ取得に関する検討を行った。地下および海底面下の構造を知り、それを地下水流動など水理情報に生かそうと考えた際には、三次元探査の実施が必要不可欠である。しかしながら、全領域での三次元探査となると費用が膨大となり現実的ではない。その一方で、ごく限られた領域のみで限定的な調査を実施しても、大局的な地質構造を把握することが困難であるため解析結果の解釈が困難となる。そこで、最初に大局的な地質構造を調査するための広域調査を実施し、その結果より領域を絞り込んだ三次元調査を実施するというマルチスケールのアプローチを推奨することとする。最終的な三次元調査は2000m×2000mの領域で実施することを想定する。これは、対象深度を500mとすることにより、その深度を調査するための最小震源受振点オフセットが1000m、500m深度でのイメージング領域の範囲を1000m×1000mと設定することより導かれたものである。図2-2-5-1にマルチスケールのアプローチの概念図を、図2-2-5-2にマルチスケールのアプローチによる沿岸陸域地下から浅海域海底下調査時のデータ取得の流れを、表2-2-5-1にそれぞれの調査に関する概要をまとめた。マルチスケールのアプローチでは、スケールを三段階に分けることとした。(1)最初に上部地殻スケールの広域調査を実施する。この際には、測線長を約50kmとした陸域・海域長大測線2次元反射法・屈折法を直交測線2-3本で実施する。(2)次に堆積構造スケールを対象とした、中域調査を実施する。この際には、測線長を約20kmとした陸域・海域2次元反射法・屈折法を直交測線4-6本で実施するとともに、活断層や活構造をターゲットとした浅層高分解能二次元反射法をスポット実施する。(3)さらには、断層、帯水層など水理地質構造スケールを対象とした詳細探査を実施する。この際には、海陸境界域OBC3次元反射法、浅海域高分解能3次元反射法、海

陸境界域 3 次元 VSP などを実施する。三次元反射法のスケールは、前述のように 2000m×2000m 以上に設定することが望ましい。

沿岸陸域地下から浅海域海底下調査に用いられる、三次元反射法および三次元 VSP の概要について、図 2-2-5-3 および図 2-2-5-4 にそれぞれまとめた。浅海域から沿岸域での三次元反射法はストリーマーケーブルを曳航する調査法と海底設置型ケーブル（OBC）を用いる調査法があげられる。周囲に障害物や他の船舶が少ない条件であれば、ストリーマーケーブルを用いた方式の方が低コストで調査可能である。ただし、ストリーマーケーブルを用いる方式の場合には、ある程度の水深が必要であるとともに、調査船の回頭のためにある程度陸から離れた位置で調査を実施する必要があるという制限がある。VSP 調査は、反射法より高分解能な反射イメージを得ることができるという利点を持つとともに、反射法で得られた反射断面が実際にどの深度で得られたものなのかを知ることが可能となるため、反射法結果の解釈には非常に有用な手法である。対象領域内に坑井が存在すれば、マルチレベル坑内受振器を設置しておくことで、三次元反射法探査を実施する際に同時にデータ取得が可能である。三次元反射法探査と独立に VSP 調査を実施する際には、坑井を中心に発震船が螺旋を描くようにデータを取得する、スパイラルシューティング方式を用いれば比較的容易に三次元データを取得することが可能である。

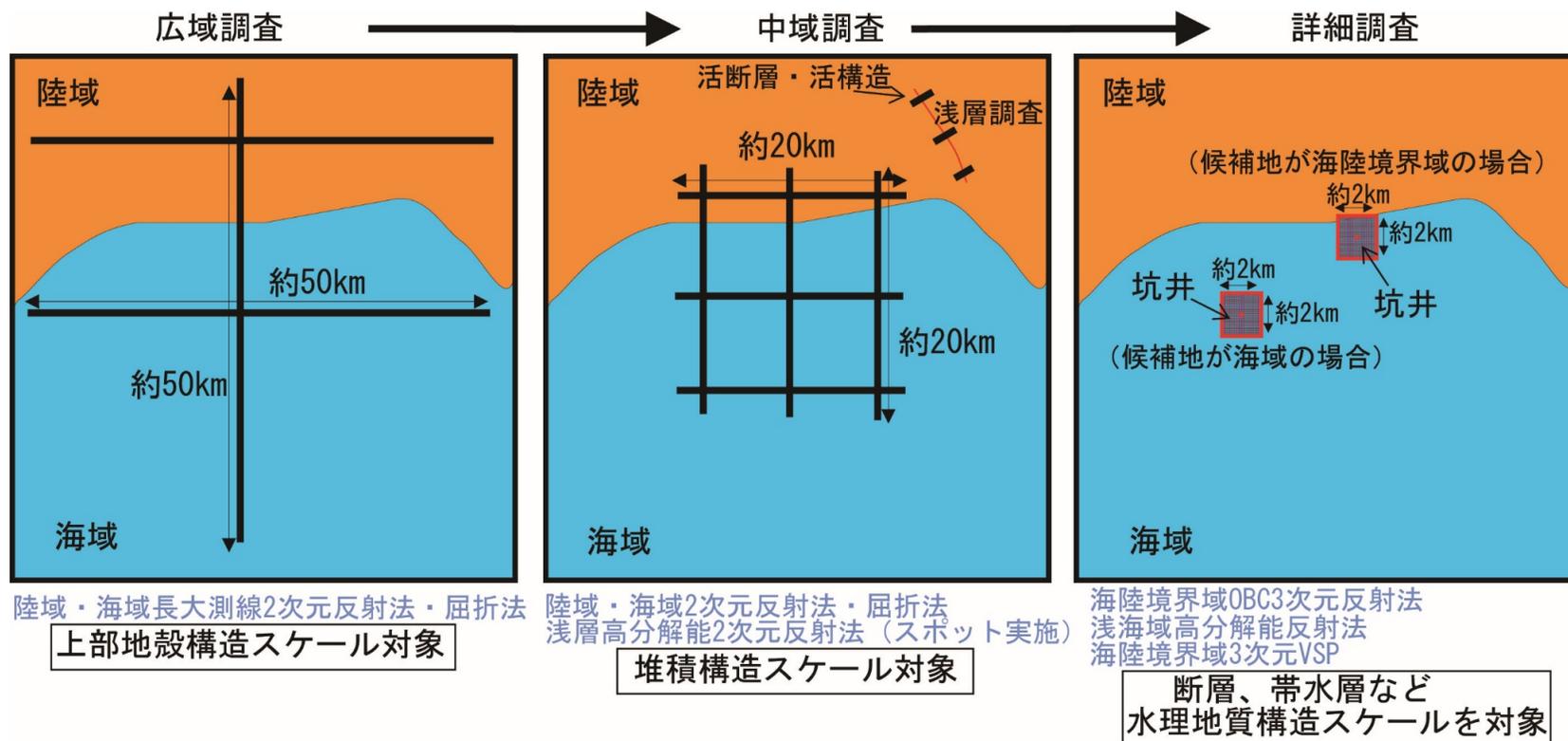


図 2-2-5-1 マルチスケールのアプローチによる沿岸域調査時のデータ取得の概念図

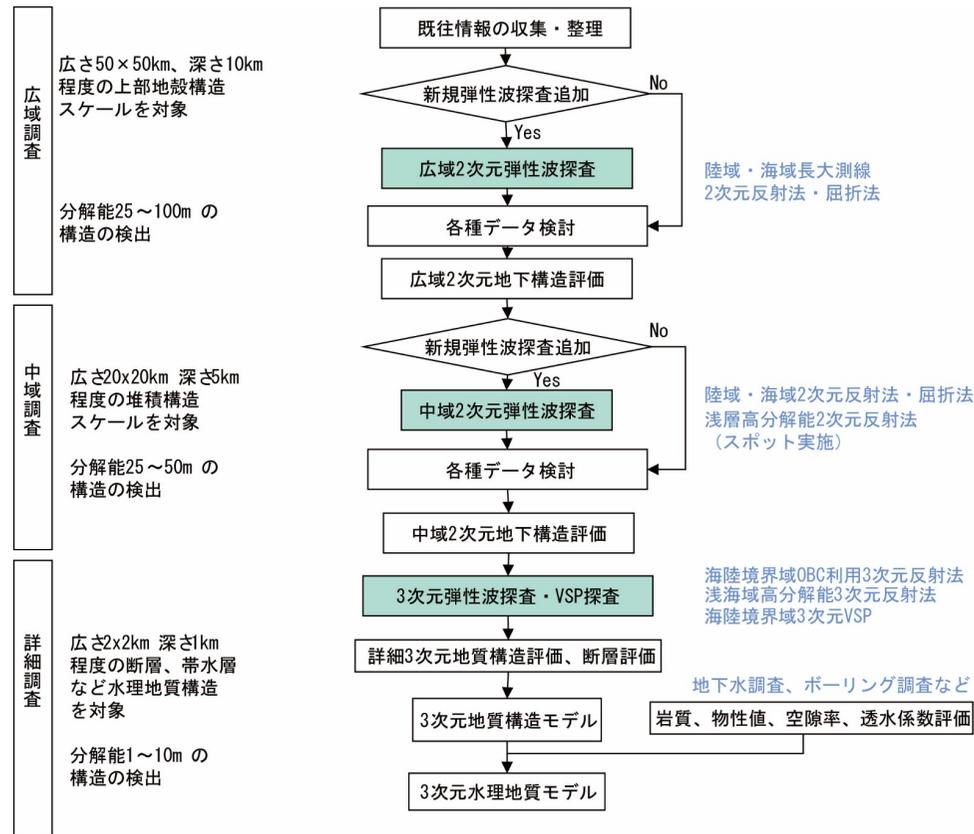


図 2-2-5-2 マルチスケールのアプローチによる沿岸域調査時のデータ取得の流れ

表 2-2-5-1 沿岸部調査における弾性波探査手法

調査段階	対象	調査項目	標準的な調査仕様	調査概要
広域調査	広さ50x50km深さ10km程度の上部地殻構造スケールを対象とする。分解能25~100mの構造の検出を行う。	陸域・海域長大測線2次元反射法・屈折法	発震間隔： 50~100m 受振間隔： 25m 震源： 大型バイブレータ 大型エアガン	長大測線における深部を対象とした陸域および海域の大規模2次元反射法・屈折法調査を実施する。
中域調査	広さ20x20km深さ5km程度の堆積構造スケールを対象とする。分解能25~50mの構造の検出を行う。	陸域・海域2次元反射法・屈折法	発震間隔： 25~50m 受振間隔： 25m 測線間隔： 5km 震源： 大型バイブレータ 大型エアガン	領域・深度を絞り込んで広域調査より詳細な評価の実施を目的として、深部から浅部を対象とした陸域および海域の2次元反射法・屈折法調査を実施する。対象領域を囲むように井桁状の測線展開により準3次元的な評価を行う。
		浅層高分解能2次元反射法（オプション）	発震間隔： 1~5m 受振間隔： 1~5m 震源： 中型バイブレータ インパクトターなど	活断層や活構造の存在が推定された場合に、スポット的に浅部を対象とした稠密な受発震による高分解能反射法調査を実施する。
詳細調査	広さ2x2km深さ1km程度の断層構造、帯水層など水理地質構造を対象とする。分解能1~10mの構造の検出を行う。	海陸境界域0BC 3次元反射法	発震間隔： 25m 受振間隔： 25m 測線間隔： 100~200m 震源： 小型エアガン	海岸を含む海陸境界の狭い領域におけるミニ3次元反射法調査を実施する。3次元での稠密な受発震により分解能の向上を図り、概査より精密な評価を行う。
		浅海域高分解能3次元反射法	発震間隔： 10m 受振間隔： ~12.5m 測線間隔： ~12.5m 震源： ブーマー スパーカーなど	マルチストリーマーを用いた高分解能なストリーマー方式3次元反射法調査を実施する。
		海陸境界域3次元VSP	発震間隔： 12.5m 受振間隔： 15m 震源： 中型バイブレータ 小型エアガン	坑井直下の精密な速度構造の把握および坑井近傍の高分解能な反射構造の把握を目的とした3次元VSP調査を実施する。陸域ではウォークアウェイVSP、海域ではスパイラルシューティングVSPが用いられる。

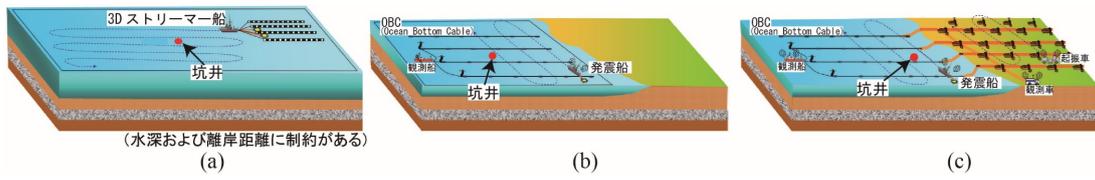


図 2-2-5-3 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査に使用される三次元反射法探査概念図。(a) 浅海域複数ストリーマーケーブル同時曳航方式調査、(b) OBC 利用浅海域調査、(c) 海陸境界域海陸接合型調査 (OBC+陸域調査)

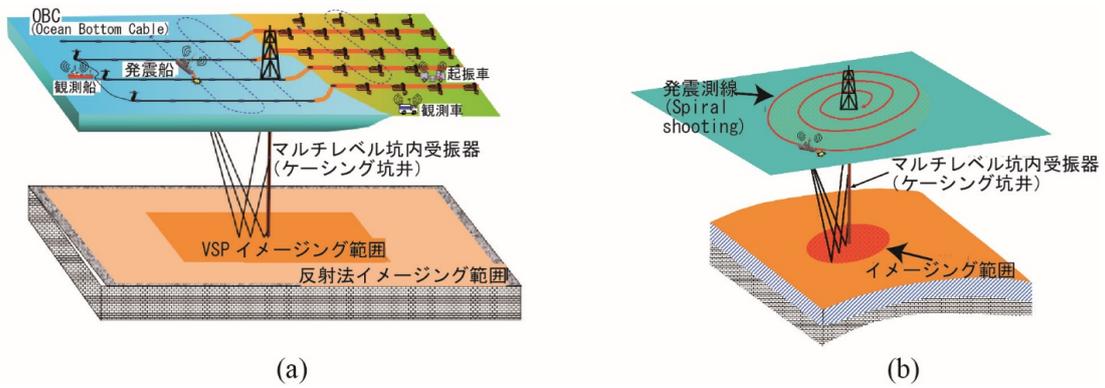


図 2-2-5-4 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査に使用される三次元 VSP 概念図 (a) 海陸境界域反射法+VSP 調査、(b) 浅海域におけるスパイラルシューティングによる VSP 調査

2-2-5-2 各種データ解析手法の比較

本プロジェクトでは、沿岸陸域地下から浅海域海底下調査データに対する解析手法として、CMP 重合法、MDRS 法、重合前深度マイグレーション法、初動走時トモグラフィおよび波形インバージョンの各種解析を実施した。ここでは、それぞれの手法の比較検討を行い、沿岸陸域地下から浅海域海底下調査データを解析するためにふさわしい解析フローを示す。

まず、解析手法による長所および短所の検討を行う。従来法である CMP 重合法は、高密度な受発震データを用いることで、特に浅部構造の高分解能化が実現できるという長所がある。また与える速度構造の誤差に対してロバストに解析結果断面が得られる点も利点である。一方、速度解析の精度に応じて抽出可能な反射面が制限される点や、高傾斜などの複雑な構造の精度が不十分である点が短所と言える。また CMP 重合法における速度解析は解析者の手動により実施され、速度解析の精度は解析者に依存する。また手法として水平成層構造を仮定するため、複雑な構造に対しての速度解析の精度は低下する。解析にかかるコストとしては、速度解析の密度と精度に依存するが、測線長 20km を単位として約 1 ヶ月の解析期間が必要である。高度なデータ解析を実施する場合にも CMP 重合解析は必ず実施する必要があるため、この解析期間は常に必要となる。

MDRS 法においては、スーパーギャザーを作成しギャザー内にある多数のトレースを用いた重合による重合数の向上により、低重合のデータを用いる場合に特に大きな改善が見込まれる。また重合効果による S/N 比の向上により連続性の向上および深部構造の抽出が実現できる点が長所と言える。一方で、連続性の向上に伴って浅部の断層構造の損傷が発生する点がある点に注意する必要がある。また MDRS 解析により解析者によらない客観的な速度構造が得られるが、局所的な構造変化に対する感度が強すぎて誤った解析結果

につながる可能性がある点に注意が必要である。そのような際には、スムージングを実施し、速度の急激な局所的变化を低減させる必要がある。解析にかかるコストは、パラメータの決定のための試行錯誤および、MDRS スキャンの計算にかかる計算機資源および計算時間のコストが大きいため、解析期間は MDRS 法解析単独で約 1 ヶ月必要である。

重合前深度マイグレーション(PSDM)法においては、高分解能な速度構造を反映した高分解能なマイグレーションイメージが得られる点が長所である。一方で、高精度な結果を得るためには高精度な入力速度を与える必要があり、入力速度に対する感度の強さに注意する必要がある。PSDM 解析に用いる入力速度は側方不均質を考慮した高精度なものが求められるが、その上でさらに PSDM 重合結果を用いた試行錯誤的な速度解析 (PSDM 速度解析) が必要となる場合がある。このため入力速度の変化と PSDM 重合結果の比較による試行錯誤と、PSDM 解析計算自体の計算コストが大きく、解析期間は約 2~3 ヶ月必要である。

速度分布を求める手法として従来法である屈折初動走時トモグラフィ法は、解析結果の速度構造として長波長的な速度イメージが得られ、比較的初期モデル依存性が小さく解析者によらない速度モデルの構築が可能な点が長所である。ただし結果の一意性が低いため、解析時の小さなパラメータ変化などにより様々な速度モデルが得られる可能性がある。初期モデルをランダム化した上で、得られる速度モデルを統計的に評価することにより客観性を高めたり、処理結果にスムージングをかけ解析による偽像の影響を極力低減したりするなど、解析結果を評価する際には注意を払う必要がある。地下構造イメージングに対する寄与としては、CMP 重合法の速度解析による重合速度および深度変換速度に置き換えて使用することでイメージングの向上が図れると考えられる。走時トモグラフィ解析にかかるコストとしては、グリッドサイズおよび発震・受振点の組によるデータ量に応

じた計算資源および計算時間と、用いる初動データの読み取りおよび補正にかかるコストなどがあげられる。2次元データおよび3次元データで大きく解析期間が異なるが、2次元解析では約1ヵ月の期間が必要となる。

波形インバージョン解析 (FWI) においては、初動のみならず後続反射波の走時や、振幅の情報を用いることにより高分解能な速度構造が得られる点が長所である。また高分解能な速度構造による物性イメージや、PSDM 解析の初期モデルに用いることで反射面のイメージングの向上に寄与が可能である。一方で、初期モデル依存性が強いいため、高精度な初期速度構造を与える必要があるとともに、データの前処理を慎重に実施する必要がある。精度の低い初期速度構造及びデータを使用することにより、容易にサイクルスキップが引き起こされ、局所解 (ローカルミニマム) に落ち込む可能性がある。解析に要するコストとしては、走時トモグラフィ解析を前提とすることに加えて、データの前処理および周波数マルチスケール解析に要する計算資源および計算時間にかかるコストが大きく、単独で約2~3ヵ月が必要となる。

各種解析の特徴として、地下構造のイメージング、速度解析、解析に要するコストの観点から、表 2-2-5-2 のようにまとめた。各種解析法はそれぞれ長所・短所を持ち、調査のターゲットの大きさや速度の不均質性によって最適な調査法を選択することが必要である。

表 2-2-5-2 沿岸部調査における各種解析方法の比較

	地下構造のイメージング	得られる速度構造	解析に必要なコスト
CMP重合法	<ul style="list-style-type: none"> 高密度な受発震データを用いることで特に浅部構造の高分解能化が可能 水平成層構造に近い場合には、速度誤差に対してロバスト 水平成層構造の仮定により、高傾斜など複雑な構造の精度が不十分 		<ul style="list-style-type: none"> 解析期間は約1ヵ月 (他の手法でもデータ初期編集および前処理のためにこのデータ処理は必須)
MDRS法	<ul style="list-style-type: none"> 深部構造の抽出が可能 互いに交差する反射面を抽出可能 連続性の向上に伴う浅部の断層構造の損傷に注意が必要 		<ul style="list-style-type: none"> 解析期間は約1ヵ月 数十CPUの分散メモリ型並列計算機の使用が望ましい
重合前深度マイグレーション法(PSDM)	<ul style="list-style-type: none"> 高精度なマイグレーションイメージが得られる 複雑な速度構造に対応可能 高精度な初期速度モデルが必要 		<ul style="list-style-type: none"> 解析期間は約2~3ヵ月 複数のCPUの高性能な計算機による分散処理が望ましい。
走時トモグラフィ解析		<ul style="list-style-type: none"> 長波長の速度構造の把握が可能 初期モデル依存性が比較的小 解の一意性が低いため初期モデルランダム化によるモンテカルロ不確実性解析やスムージングなどによる正則化の必要がある。 	<ul style="list-style-type: none"> 解析期間は約1ヵ月 数十CPUの計算機を使用しての同時処理が望ましい
波形インバージョン解析(FWI)		<ul style="list-style-type: none"> 高分解能な速度モデルが構築可能 高精度な初期速度モデルが必要 データの前処理に留意が必要 	<ul style="list-style-type: none"> 解析期間は約2~3ヵ月 数十CPUのPCクラスタによる並列計算が望ましい

2-2-5-2 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査の解析フロー

前述の比較結果から、各種解析法を組み合わせた総合的な解析フローを図 2-2-5-5 に示す。複雑な構造が想定される沿岸陸域地下から浅海域海底下調査においては、深部反射法と浅部反射法の統合化反射法データセットの作成を端緒として、速度分布を求める手法として走時トモグラフィ解析および波形インバージョン解析の実施、地下イメージング手法として CMP 重合法、MDRS 法、PSDM 法解析をそれぞれ実施することにより、それぞれの解析法の特徴を生かした総合的な解析を行うことが可能になる。

対象領域の状況に応じて解析の項目を増減することで、よりの確な調査項目の設定が可能となる。想定されるケースに関しての有効と見込まれる解析フローを図 2-2-5-6～9 に示した。例えば、水平成層に近い場合などの比較的単純な構造が想定される場合は速度分布を求める手法として走時トモグラフィ解析および地下イメージングとして CMP 重合法という通常法のみを実施することで十分な精度の結果が得られる場合があると考えられるため、解析フローとしては図 2-2-5-6 に示す単純なもので良いと考えられる。

交通量の多い道路に面した沿岸陸域の調査などのノイズが大きいことが予測される場合には重合効果の高い MDRS 法解析の実施が有効と見込まれる。その一方、ノイズの影響を強く受ける波形インバージョン解析や PSDM 法解析は実施が困難であると予想されるため、図 2-2-5-7 に示すフローが適切であると考えられる。複雑な構造発達史が既知で水平方向に特に不均一な速度変化が想定される調査では速度構造の短周期的な変化を捉えられる FWI 解析および高分解能な速度を反映できる PSDM 解析が有効であると考えられる。このような場合には、図 2-2-5-5 に示すフローを基本としつつ、状況に応じては図 2-2-5-8 や図 2-2-5-9 のように実施項目を絞り込むことも考え得る。

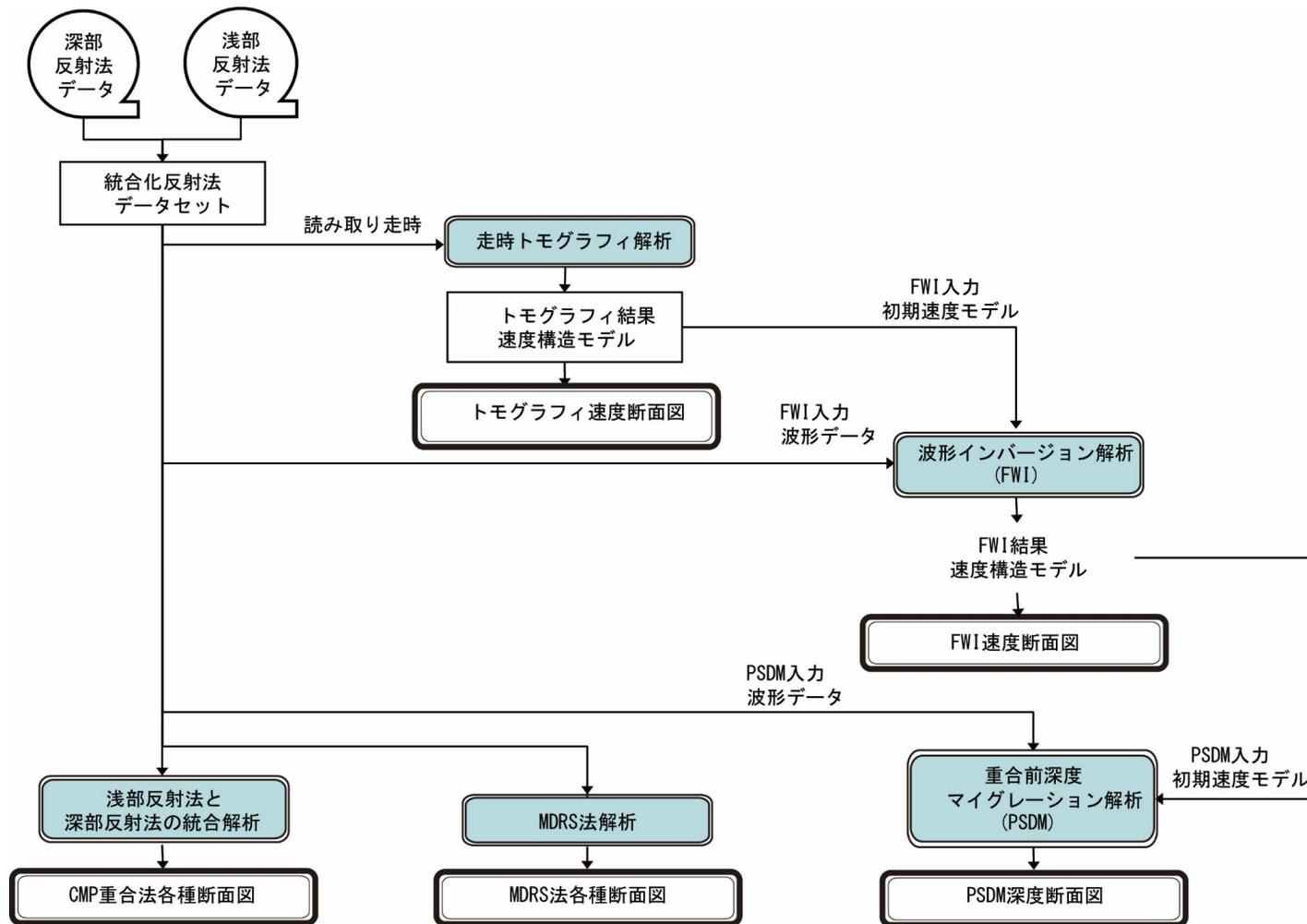


図 2-2-5-5 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査における総合解析フロー（基本形）

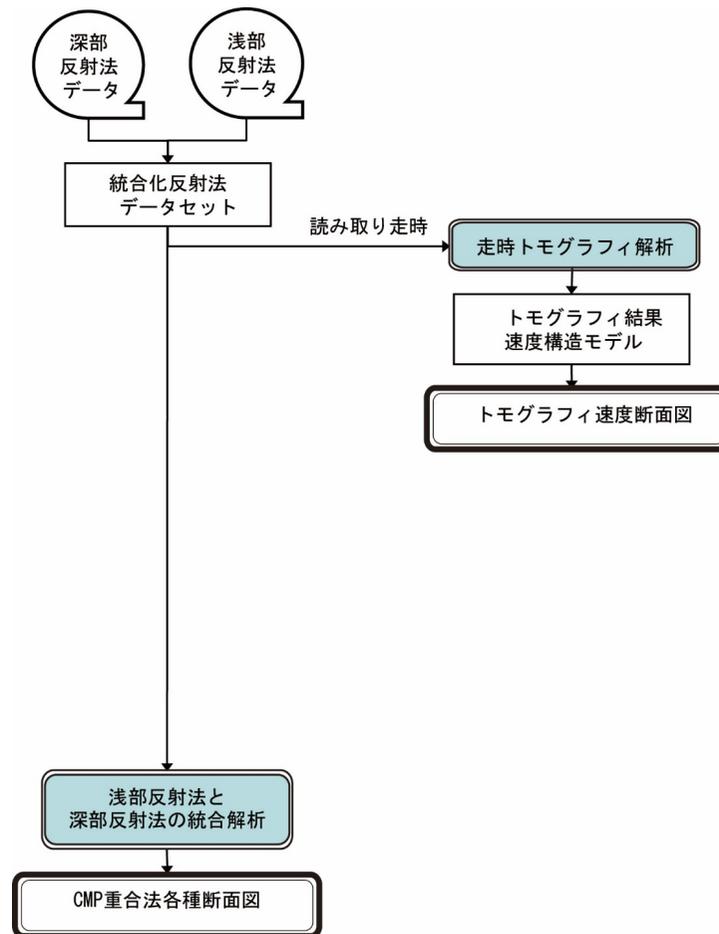


図 2-2-5-6 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査における簡略型総合解析フロー（水平成層構造が仮定できる場合）

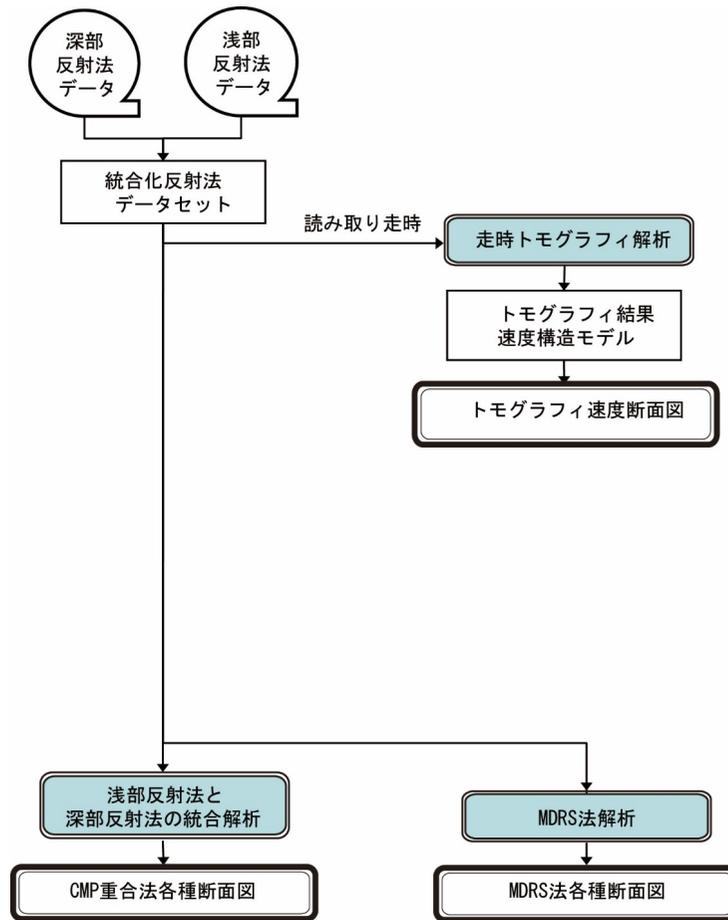


図 2-2-5-7 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査における簡略型総合解析フロー（ノイズが多い環境の場合）

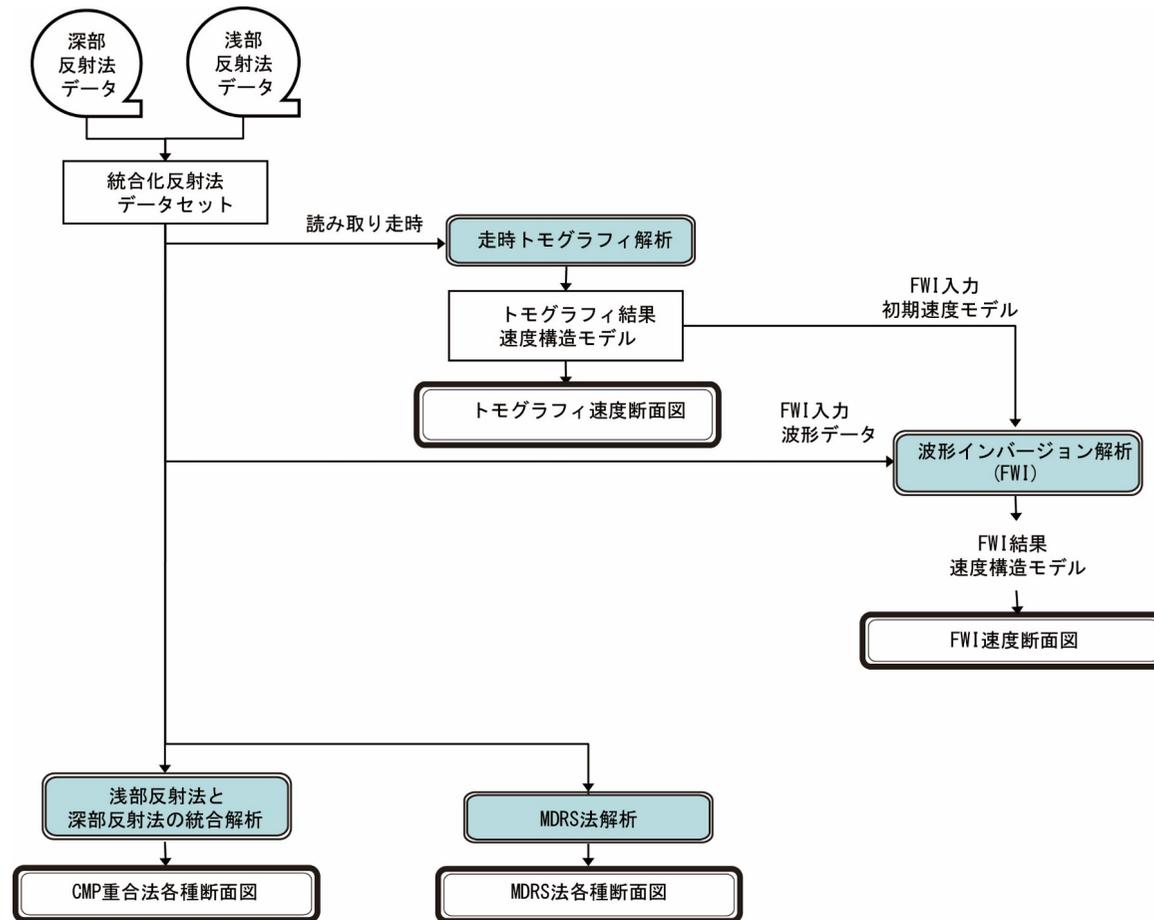


図 2-2-5-8 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査における簡略型総合解析フロー
(水平方向の速度変化が大きい場合 : FWI と MDRS 実施)

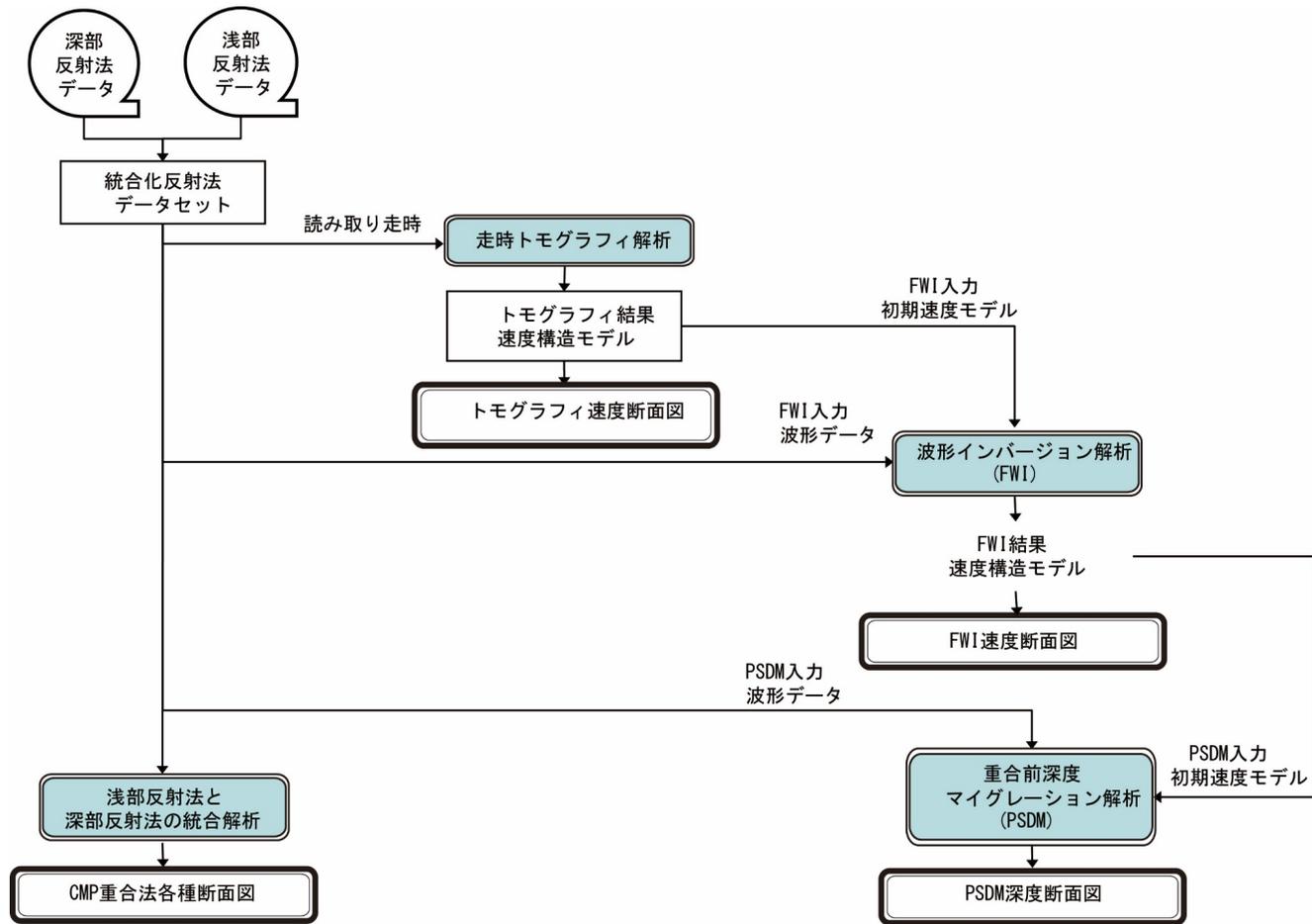


図 2-2-5-9 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査における簡略型総合解析フロー
(水平方向の速度変化が大きい場合 : FWI と PSDM 実施)

2-2-5 結言

沿岸陸域地下から浅海域海底下における地質構造を詳細に把握するための適切な解析法を検討するため、富士川河口浅海域にける浅部および深部の二種類のデータの統合解析を実施した。反射法処理として、CMP 重合法、MDRS 法および重合前深度マイグレーション (PSDM)、速度解析として波形インバージョン (FWI) を実施した。本業務で実施した各種解析の結果および既往の走時トモグラフィ解析の結果から、データ取得方法および各種解析手法の特徴をまとめ、沿岸陸域地下から浅海域海底下に適したデータ取得法および総合的な解析フローを提案した。

本年度実施した項目の結果および考察は、下記のようにまとめられる。

(1) 浅部反射法と深部反射法の統合解析

- ・浅部反射法データと深部反射法データを同一測線上で再編集し、統合化反射法データセットを作成した。
- ・統合化反射法データセットに対して CMP 重合法処理を施し、重合断面、マイグレーション断面、深度断面を得た。
- ・平成 25 年度深部反射法解析結果と比較して、浅層反射法区間の高分解能化、連続性の向上が見られた。
- ・入山瀬断層に相当する領域(CMP550 付近)の反射面のギャップが深度 400m まで追跡できるようになるなど、地下構造や断層に関する解釈に使用できる結果が得られた。

(2) MDRS 法解析

- ・統合化反射法データセットに対して MDRS 法解析を施し、MDRS 法重合・マイグレーション・深度断面を得た。
- ・反射法統合解析結果に対し、特に浅部で反射面の連続性の向上および強調が見られた。
- ・特に富士川河口より東側(CMP300 付近)および西端(CMP800 付近)浅部の SN が悪い部分において前後と整合する複数の反射面が解釈可能となった。
- ・富士川を挟んで東部と西部で褶曲構造のパターンの変化が解釈可能となった。

(3) 波形インバージョン解析 (FWI)

- ・統合化反射法データセットに対して FWI 解析を実施して、FWI 結果速度構造を得た。
- ・平成 25 年度解析の初動走時トモグラフィ結果速度構造を初期モデルに、周波数領域での波形インバージョンを実施した。
- ・初動走時トモグラフィ結果速度構造に比較して、より高分解能の速度分布が得られた。
チェッカーボードテストからは初動走時トモグラフィ解析の分解能は約 800m 程度であったのに対し、FWI 解析では 100~200m 程度の分解能が示された。

(4) 重合前深度マイグレーション解析 (PSDM)

- ・統合化反射法データセットに対して、FWI 結果速度構造を用いた PSDM 解析を施し、PSDM 深度断面を得た。
- ・浅部の反射面および褶曲構造の連続性は向上し、特に測線東部(CMP50 前後、300 前後)では、周囲の反射面との連続性がある傾斜構造として明瞭に確認可能となった。

- ・ PSDM 入力速度のチューニングにさらなる改善の余地があると考えられる。
- ・ 連続性の乏しい不均質構造が存在する箇所では、強振幅の散乱波の存在によりマイグレーションに伴う円弧状の偽像が多く発生した。前処理におけるノイズ抑制に関して改善の余地がある。

(5) 沿岸陸域地下から浅海域海底下調査法に関する検討

- ・ マルチスケールのアプローチにより、コストを低減しながら調査領域の情報をできる限り抽出する手法が望ましい。
- ・ 速度構造は、初動走時トモグラフィ結果を初期モデルとした FWI 解析結果により高分解能な速度分布を求めることが望ましい。
- ・ 深度断面については、CMP 重合法による統合解析では特に浅部の高分解能化が見込まれ、MDRS 法解析では深部の SN 向上及び連続性の向上が見込まれる。
- ・ FWI 速度構造を用いた PSDM 法解析では、高精度の速度構造を用いることにより深部の高精度化が見込まれるが、浅部において他の解析より連続性が低下する可能性がある。
- ・ 浅部反射法と深部反射法データによる統合化反射法データセットの作成から、MDRS 法解析、FWI 解析、PSDM 解析による高分解能統合解析法のフローを構築した。

参考文献

- 浅川栄一・大西正純（2008）：重合前深度マイグレーション処理，石油技術協会誌，**73**，
254-259.
- 伊藤 忍・山口和雄・入谷良平（2014）：富士川河口地域における反射法地震探査，産業
技術総合研究所平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，**65**，59-64.
- 産業技術総合研究所（2014）：海域地質環境調査確証技術開発平成 25 年度成果報告書，
402p.
- 白石和也・阿部 進・岩崎貴哉・斉藤秀雄・佐藤比呂志・越谷 信・加藤直子・新井隆
太・川中卓（2010）：屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化に
よる解の信頼性評価，物理探査，**63**，345-356.
- Bunks, C., Saleck, F. M., Zaleski, S. and Chavent, G. (1995) : Multiscale seismic
waveform inversion, *Geophysics*, **60**, 1457-1473.
- Jäger, R., Mann, J., Höcht, G. and Hubral, P. (2001) : Common-reflection-surface
stack: image and attributes, *Geophysics*, **66**, 97-109.
- Mann, J., Schleicher, J. and Hertweck T. (2007) : CRS Stacking – A Simplified
Explanation, *EAGE 69th Conference Extended abstract*
- Operto, S., Ravaut, C., Improta, L., Virieux, J., Herrero, A. and Dell'Aversana, P.
(2004) : Quantitative imaging of complex structures from dense wide-aperture
seismic data by multiscale traveltime and waveform inversions: a case study,
Geophysical Prospecting, **52**, 625-651.
- Operto, S., Virieux, J. and Sourbier, F. (2007) : Documentation of FWT2D program
(version 4.8): Frequency domain full-waveform modeling/inversion of wide-aperture
seismic data for imaging 2D acoustic media, *Technical report No. 007 - SEISCOPE
project*, SEISCOPE consortium.

Sirgue, L., and Pratt, R. G. (2004) : Efficient waveform inversion and imaging: A strategy for selecting temporal frequencies, *Geophysics*, **69**, 231–248.

Virieux, J. and Operto, S. (2009) : An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics, *Geophysics*, **74**, WCC1-WCC26.

Warner, M., Umpleby, A., Stekl, I. and Morgan, J. (2010) : 3D full-wavefield tomography: imaging beneath heterogeneous overburden, *EAGE 72nd Conference Extended abstract*, WS6.

第3章 海上掘削調査技術の開発

3-1 陸域調査

3-1-1 緒言

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。そのためには後背地に存在する地下水の情報が必要となる。この点に関して、掘削地を含めた駿河湾沿岸域や富士山周辺地域においては数多くの地下水に関わる調査・研究がなされており、すでに産業技術総合研究所（2015）や小野ほか（2016）においても水質情報や同位体比を中心として、とりまとめが行われている。本項では、小野ほか（2016）による水文環境図 No.9「富士山」で報告された地下水流動系や同位体比の情報を基にして、掘削地周辺の地下水流動系や同位体の性状を報告する。

3-1-2 富士山周辺地域の地下水流動

図 3-1-2-1 に富士山周辺地域における地下水面図（小野ほか，2016）を示す。この図面は静岡県（2014）が実施した地下水賦存量調査の結果のうち夏季および冬季の地下水面図を並べたものである。これによれば、掘削地周辺（富士山の南西麓）における地下水は、季節によらず概ね南から南西方向へ流動していると判断される。

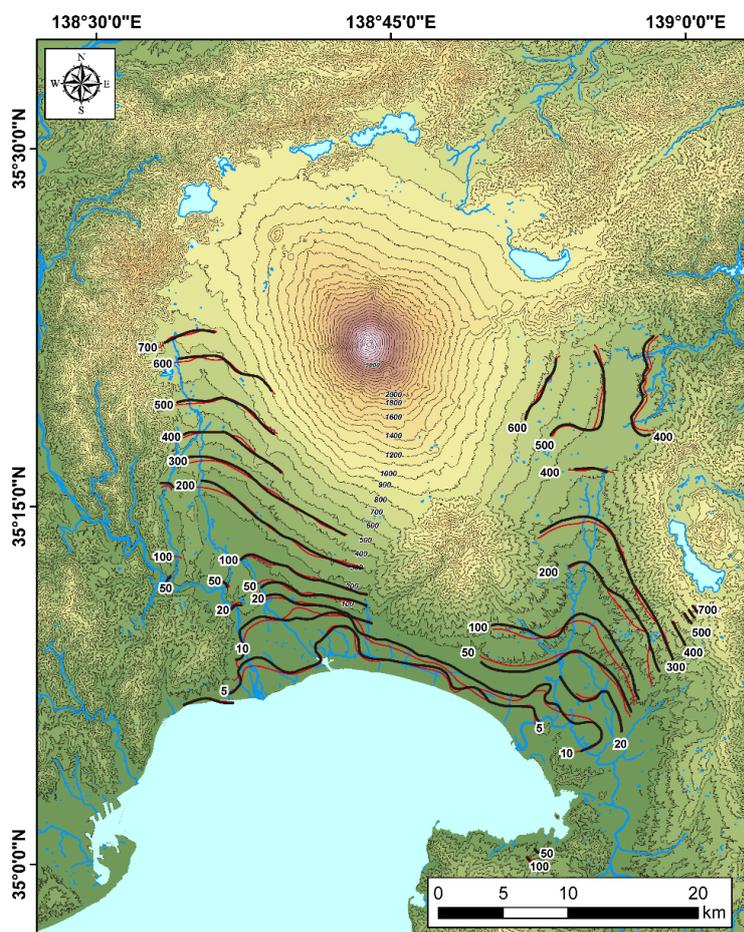


図 3-1-2-1 富士山周辺地域の地形と地下水面図

（小野ほか，2016 より。地下水面図は 2013 年夏季（赤線）と冬季（黒線）のデータを表す。地下水面図の元データは静岡県（2014）による調査結果。）

3-1-3 富士山周辺地域の同位体比の特性

図 3-1-3-1 は富士山周辺地域に分布する湧水、地下水（井戸水）、河川水の δ ダイアグラム（小野ほか，2016）である。小野ほか（2016）によれば、2014 年に得られた水試料の酸素・水素安定同位体比は、Global Meteoric Water Line（Craig, 1961）に沿って分布することが分かっており、掘削地周辺を含めた富士山周辺地域に存在する地下水は天水を起源としていると考えられる。

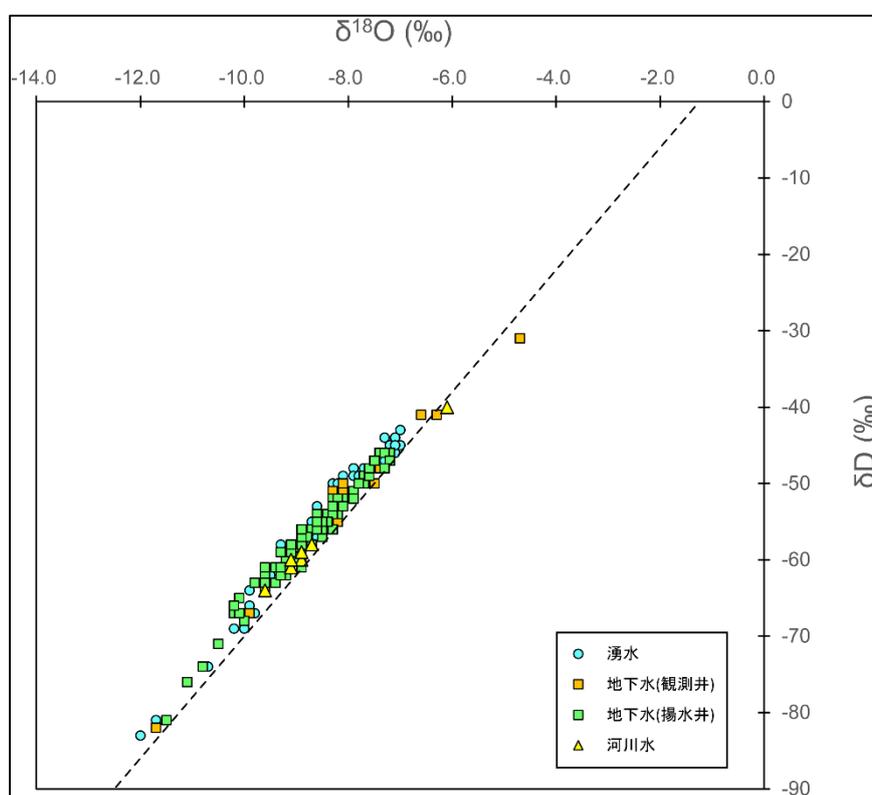


図 3-1-3-1 富士山周辺地下水の δD - $\delta^{18}\text{O}$ の関係

(小野ほか，2016；破線は Global Meteoric Water Line(Craig, 1961) を示す。)

図 3-1-3-2 に掘削地周辺の地下水や湧水の δD 平面分布を示す。本地域における特徴として、W32（深度 180m）で示した地点のように、沿岸域に分布する地下水は周囲に比べて軽い値（ δD ：-65‰）が確認される（小野ほか，2016）。富士山周辺地域における地下水の涵養線（Yasuhara et al., 1997）と比較すると、この地下水の平均涵養標高は 2000m 程度となる。

次に本地域の中で特に山麓部から沿岸域の低地（標高 120m 未満）に分布する揚水井を対象に解析した。沿岸域の低地における地下水温、 δD 、トリチウムの鉛直分布を図 3-1-3-3 に示す。これらの図において、スクリーン深度が判明している井戸はスクリーンの平均標高とし、スクリーンが不明な場合は井戸下端の標高をプロットした。掘削地周辺の地下水は、概ね深層ほど水温が低く、 δD が軽い傾向を示している。前述の地域の涵養線を踏まえると、高標高域で涵養された地下水が、比較的水温が低いまま流動している可能性を示唆している。また、比較的浅部におけるトリチウム濃度は定量下限値（0.3T.U.）以上の値を示しており、概ね 50 年以上の地下水年代を持っていると考えられる。一方で、W32 などの深層の地下水では、0.3T.U.を下回ることから、少なくとも 50 年以上の年代を持つ地下水が存在していると考えられる。そのため、掘削地周辺の低地における地下水は深層において、高標高域で涵養された地下水が 50 年以上の年代を持って流動していると推測される。

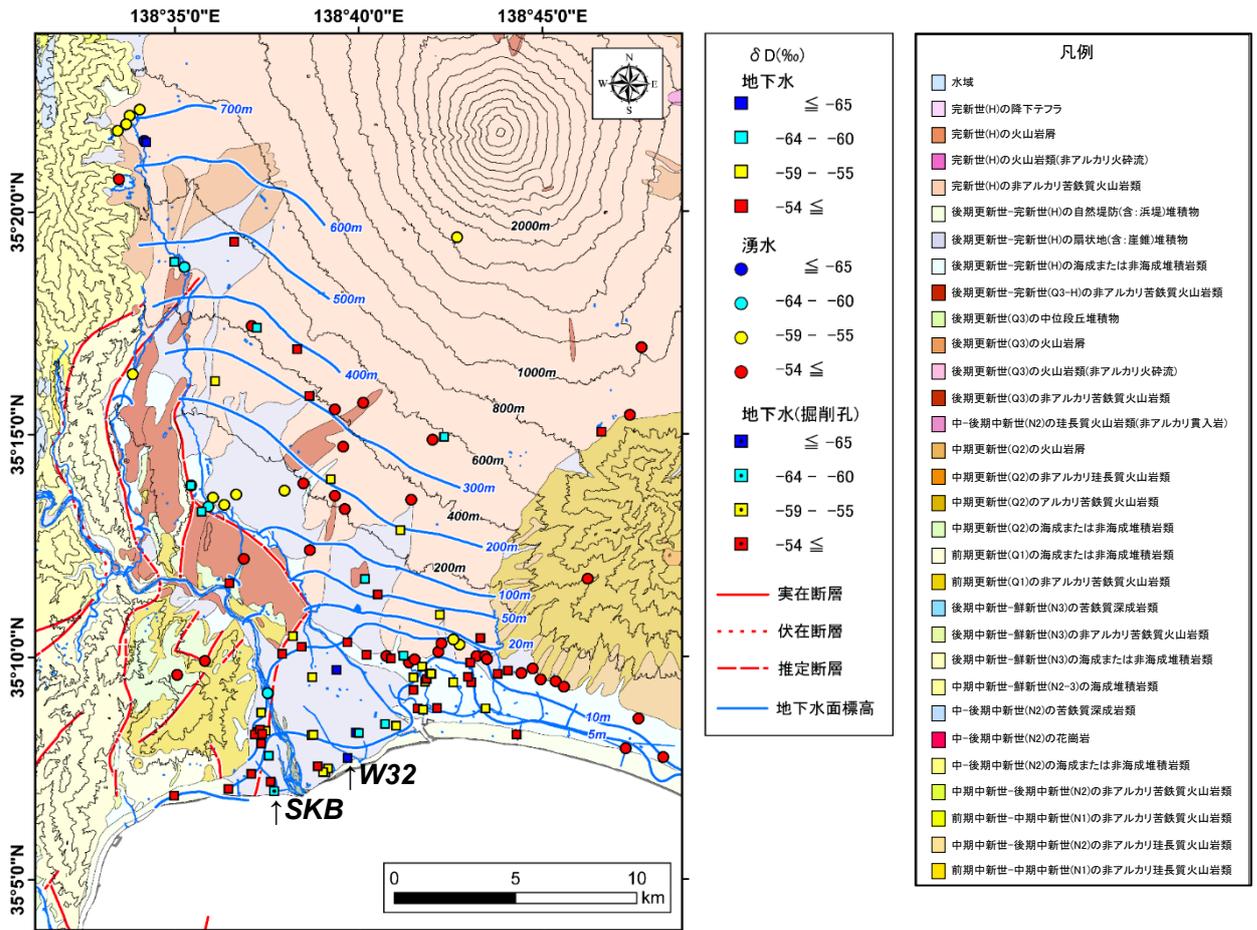


図 3-1-3-2 掘削地周辺の地下水の水素安定同位体比 (δD) の平面分布

(表層地質と断層の分布はシームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合セン

ター, 2015)、地下水面図は静岡県 (2014) を用いた。)

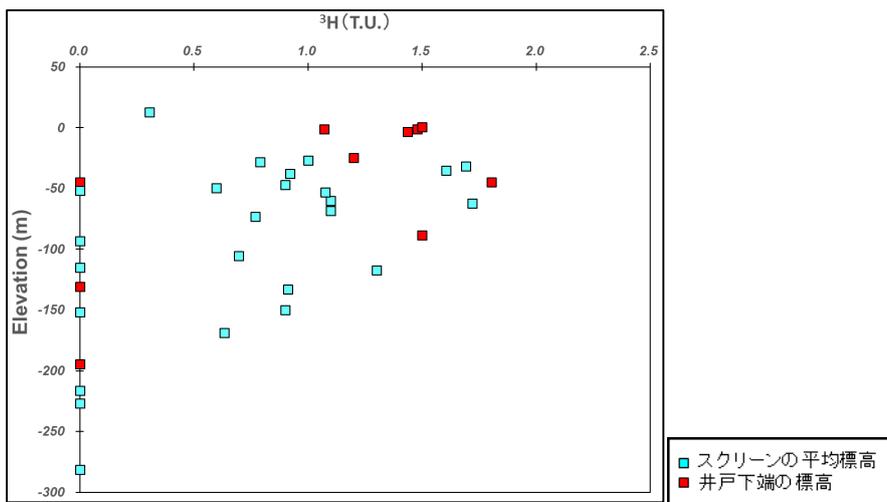
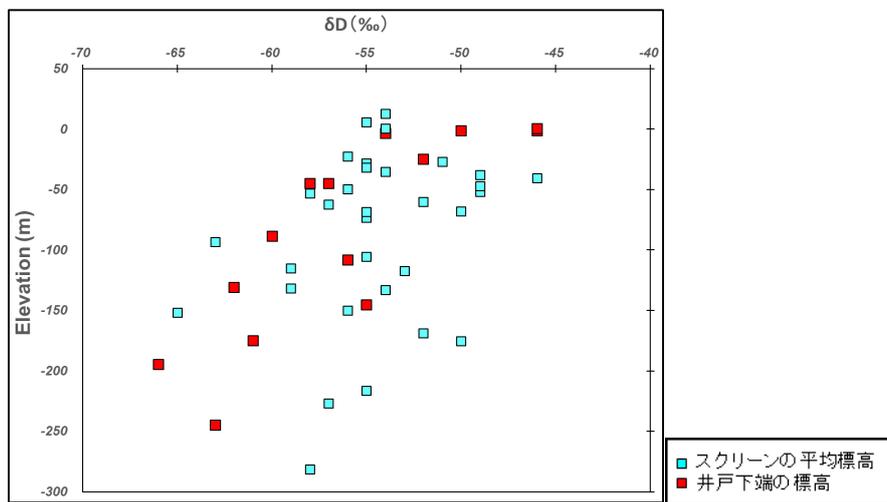
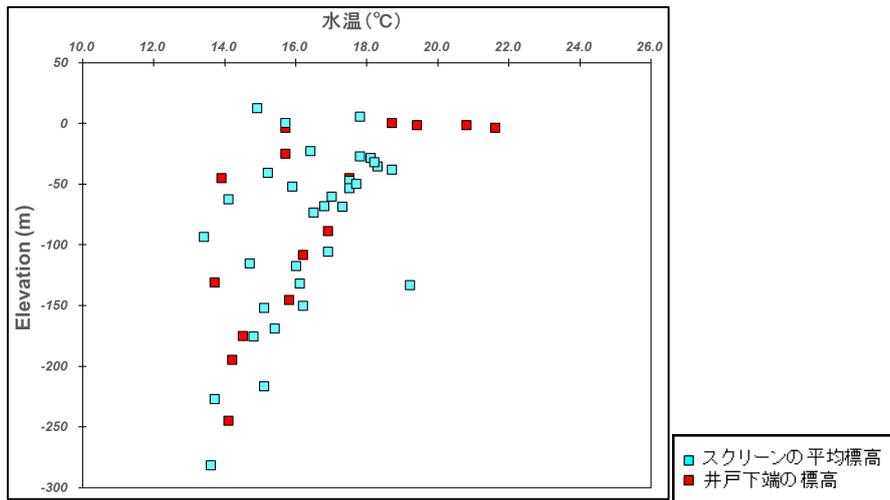


図 3-1-3-3 掘削地周辺地下水の水温、 δD 、トリチウムの鉛直分布

3-1-4 地下水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 特性

産業技術総合研究所(2015)によれば、富士山周辺地域の地下水は Sr 同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) で分類可能とされており、特に富士溶岩系において低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を示す。掘削地周辺における地下水や河川水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ および Sr 濃度を図 3-1-4-1 に示す。

掘削地の地下水（ボーリング）の Sr 同位体比は概ね 0.7060 から 0.7075 に分布しており、地域内では相対的に高い値を示している。一方で、富士山の湧水（標高 1600m 付近）や富士山体に賦存する地下水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は、永井ほか（2004）で示された富士山系の溶岩の値に近いことが分かる。そのため、掘削地における淡水地下水（SKB57m や 95m）は、富士山溶岩系の帯水層とは異なった地質の影響を示しており、3-3 項で述べる掘削地の柱状図を踏まえると砂礫層の影響を表していると考えられる。一方、SKB の深層の塩水地下水については、海水と溶岩系の地下水の混合、あるいは海水と砂礫層の地下水の混合の影響が想定される。

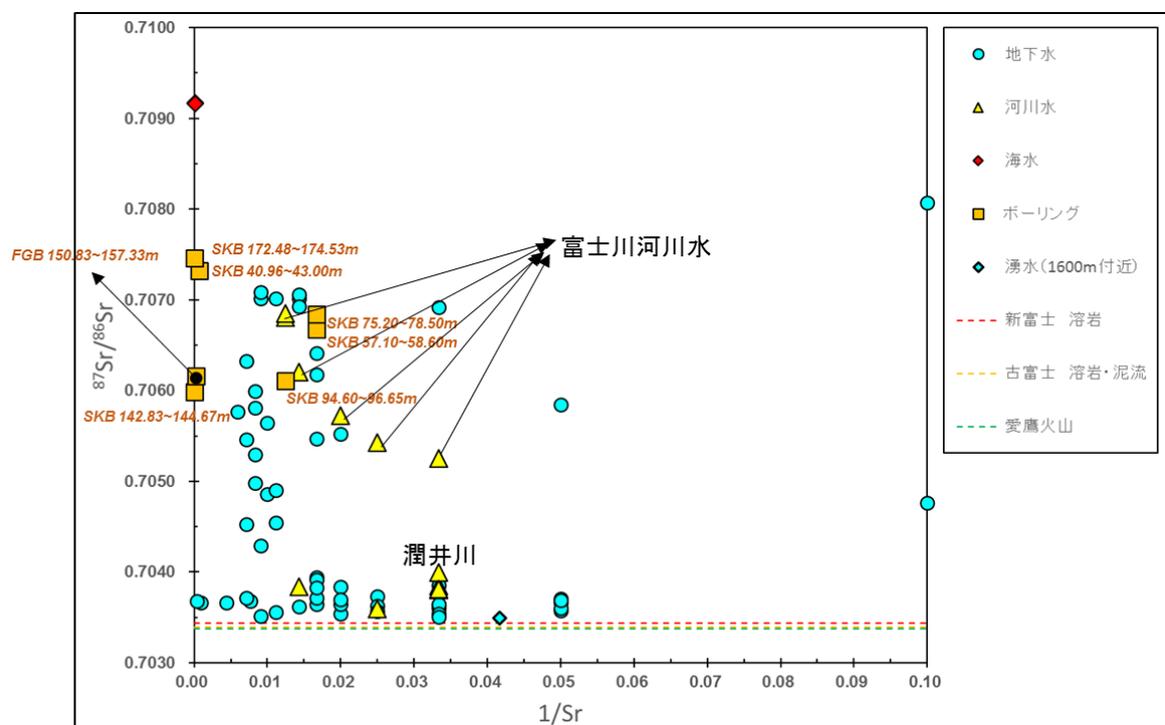


図 3-1-4-1 掘削地周辺の地下水、河川水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ および Sr 濃度

(新富士、古富士、愛鷹火山の値は永井ほか (2004) より)

3-1-5 地下水の ^{222}Rn 濃度特性

掘削地周辺では、産業技術総合研究所（2015）により断層周辺における高い ^{222}Rn 濃度分布が確認されており、断層に伴う ^{222}Rn 供給量の増加などが示唆された。しかしながら、小野ほか（投稿中）によれば、断層周辺に分布する ^{222}Rn 濃度の高い地下水は、多くの地点で $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が砂礫層の影響を示す値を示しており、同時に内陸側の断層周辺においては ^{222}Rn 濃度の高まりは観測されていない。そのため、産業技術総合研究所（2015）で確認された断層周辺における ^{222}Rn 濃度の高まりは、富士川扇状地内において U や ^{226}Ra などの親核種を多く含む岩石が河川によって運搬・堆積したことに起因すると考えられる（小野ほか，投稿中）。

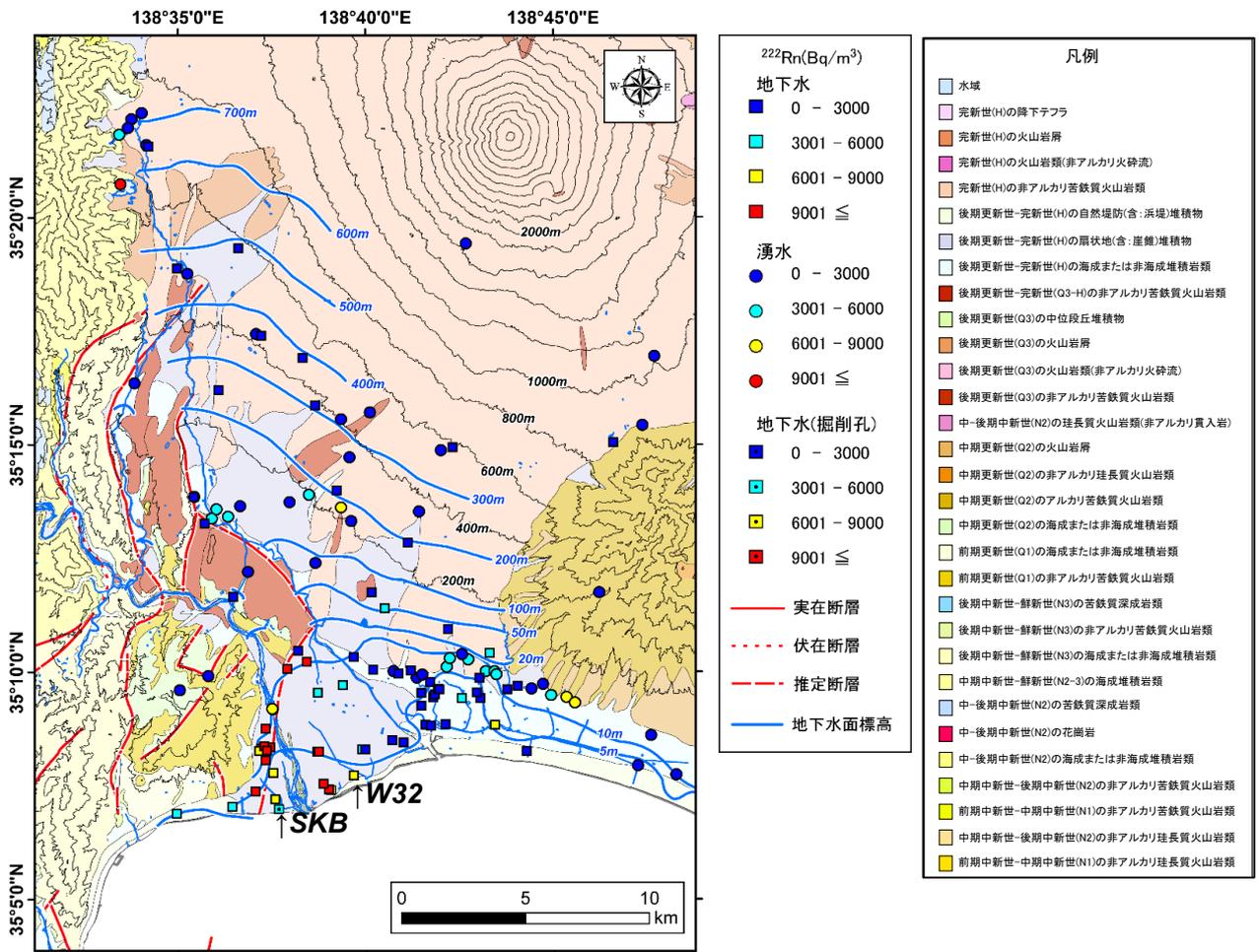


図 3-1-5-1 地下水の ^{222}Rn 濃度分布

(表層地質と断層の分布はシームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合セン

ター, 2015)、地下水面図は静岡県 (2014) を用いた。)

3-1-6 地下水の He 特性

掘削地周辺で得られた地下水の He 同位体比および He 濃度を図 3-1-6-1 に示す。本地域の地下水は、馬原ほか（1993）が富士山東麓地域で報告した値とは異なり、同位体比が高い方へシフトしており、マンテルヘリウムの付加が認められる。特に掘削地（SKB および FGB）や、沿岸域に分布する地下水（W32）で顕著であった。一方で、3-1-4 項で述べた断層周辺に分布する ^{222}Rn 濃度の高い地下水は、馬原ほか（1993）と同程度の He 濃度と同位体比を示しており、マンテルヘリウムの付加は認められなかった。このことは、地下水に対するマンテルヘリウムの付加が、断層位置とは無関係であることを示唆している。

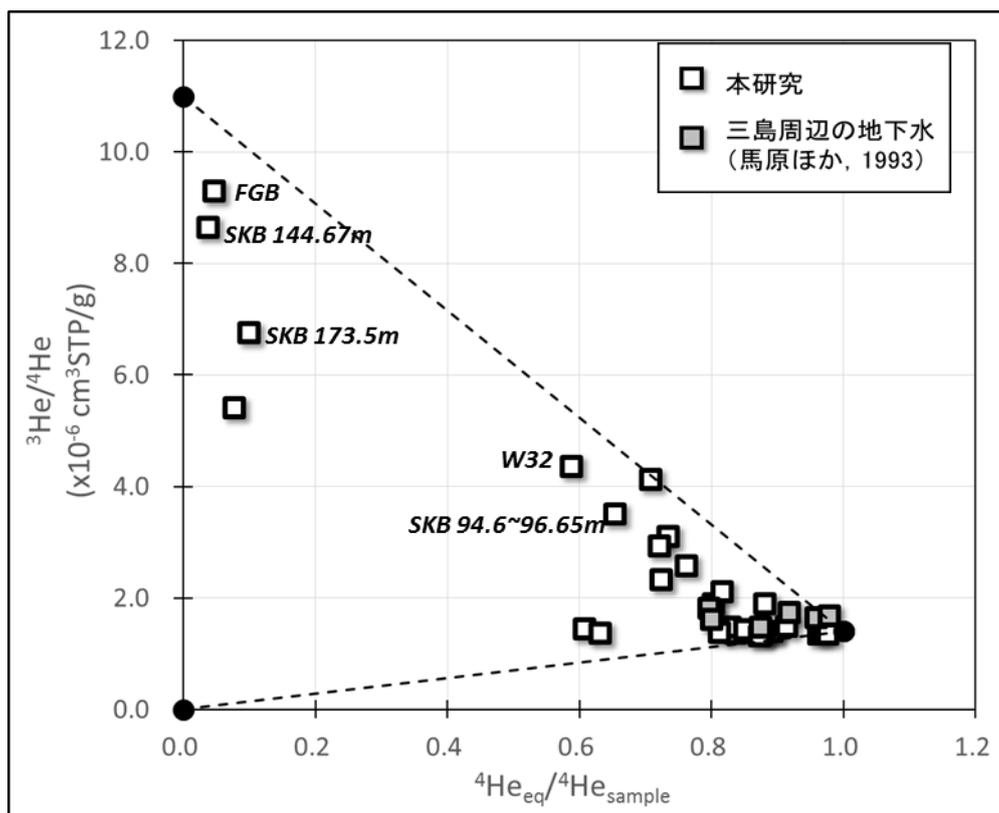


図 3-1-6-1 富士山南西麓の地下水のヘリウム濃度および同位体比の関係

（灰色は富士山東麓三島溶岩流に由来する地下水（馬原ほか，1993））

これらのデータを基に、掘削地周辺の地下水の He 年代を推定した。He 年代の推定に当って、最初に富士山地域における地下水涵養温度を推定した。涵養温度は、各種の希ガス (He、Ne、Ar、Kr、Xe) の溶解平衡濃度 (Weiss, 1970 ; Weiss, 1971 ; Clever, 1979 など) との対比によって算出した。この際、水素安定同位体比から推定した涵養標高を基に、Mazor(2004)における標高に応じた溶解度に対する気圧補正を行った。Excess Air については Ne と He の比を基に補正を行い、非大気起源の He 濃度を算出した。He 年代の推定は Morikawa et al. (2005) で提唱された深部フラックスを考慮したボックスモデルを用いた。計算式および各記号は以下のとおりである。

$$Tr = C(^4He)_o * \left(1 - \frac{R_o}{R_{ext}}\right) \frac{p\rho_w}{(P(^4He) + \frac{F(^4He)}{h})} \quad \text{式 (3-1-6-1)}$$

Tr : 地下水年代

$C(^4He)_o$: 非大気起源の He 濃度

R_o :非大気起源の He 同位体比

R_{ext} :余剰成分の He 同位体比 (1.1×10⁻⁵、Morikawa et al., 2005)

p:間隙率 (0.1 と仮定)

ρ_w :水の密度(g/cm³)=1 g/cm³

$P(^4He)$: 単位重量の岩石から生成される He(cm³ STP/g/yr)

$$=(1-p)\rho_R(1.2 \times 10^{-13}[U] + 2.9 \times 10^{-14}[Th])$$

ρ_R : 岩石の密度(g/cm³)=3 g/cm³

U : 1.58μg/g (SKB の岩石試料の平均値)

Th : 6.83 μ g/g (SKB の岩石試料の平均値)

F(⁴He):外部由来のフラックス (1.0 \times 10⁻¹² (cm³STP/cm³/yr)、Marty et al., 1993)

h:帯水層厚 cm (井戸深度を用いた)

He から得られた地下水年代と海岸からの直線距離、および Cl 濃度を表 3-1-6-1 に示す。推定された He 年代は、沿岸域の淡水地下水では 200~300 年程度となった。一方で掘削地における地下水のうち、塩水地下水は 1~2 オーダー程度古い年代を示した。また、SKB145m と SKB173m では深度と年代の関係がいわば逆転する結果となった。

⁴He 年代は He の蓄積に基づいて年代を算出するため、前提条件としている He の蓄積量や深部フラックスの He 同位体比、間隙率や帯水層の厚さが異なれば、地下水年代が大きく異なる。例えば間隙率を 0.2 とした場合、沿岸域の淡水地下水は 550 年程度、掘削地の塩水地下水は 33000 年程度となる。また、深部由来のフラックスとして 1 \times 10⁻⁶ cm³ STPcm⁻²yr⁻¹ (Sano et al., 1986)とした場合、沿岸域の淡水地下水 (深度 200m および深度 180m の井戸) の地下水年代は 50 年未満となったが、これはトリチウム濃度 (いずれも 0.3T.U.未満) から判断される地下水年代と矛盾する。そのため、本地域における正確な地下水年代を求めるためには、本地域における深部由来の He フラックスの定量化といったさらなる研究が必要である。一方で、後述する ¹⁴C 年代を踏まえれば、淡水地下水と塩水地下水の間に 2 オーダー前後の違いが存在することは確からしいといえる。

表 3-1-6-1 He から推定した地下水年代の一覧表

採水地点	He年代 (yr)	海岸からの 直線距離(m)	Cl ⁻ 濃度 (mg/L)
富士川 川床湧水	現代	4540	8
沿岸域(深度200m)	213	1430	6
沿岸域(深度180m)	275	510	31
FGB 154m	9920	340	4986
SKB 57m	101	50	20
SKB 95m	282	50	21
SKB 145m	21407	50	15578
SKB 173m	13279	50	20444

3-1-7 陸域調査のまとめ

富士山南西麓に位置する掘削地の地下水の評価に先立ち、地下水流動および同位体情報をとりまとめた。掘削地周辺の地下水は天水を起源としており、沿岸域深層において同位体的に軽い地下水が確認された。これは高標高域で涵養された地下水が沿岸域に到達していることを示唆している。また、Sr 同位体比は溶岩層の影響と考えられる値を示す地点が大半であったが、掘削地の淡水地下水は砂礫層の影響と考えられる高い同位体比を示した。さらに掘削地を含めた沿岸域の地下水では、マントルヘリウムの付加が顕著であった。これらの地下水について一定の仮定をおいて地下水年代を推定したところ、淡水地下水と塩水地下水は2 オーダー前後の年代の違いがあると推定される。

参考文献

- 小野昌彦・井川怜欧・町田功・丸井敦尚・村中康秀・神谷貴文・大山康一・伊藤彰 (2016) :
水文環境図 No.9「富士山」説明書. 59p.
- 小野昌彦・井川怜欧・町田功・丸井敦尚 (投稿中) : 富士山南西麓における地下水の ^{222}Rn
濃度分布, RADIOISOTOPES , (2016年3月24日時点).
- 産業技術総合研究所 (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.
- 産業技術総合研究所 (2015) : 平成 26 年度海域地質環境調査確証技術開発成果報告書.
336p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2015) : 20 万分の 1 日本シームレス
地質図 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
<https://gbank.gsj.jp/seamless/>
- 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.
- 永井匡・高橋正樹・平原由香・周藤賢治 (2004) : 富士・小御岳・愛鷹火山岩類の Sr・Nd
同位体組成、日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 39, 205-215.
- 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. 日本地
下水学会誌. 35 (3), 201-215.
- Clever, H. L. (Ed.)(1979): Solubility Data Series Volume2, Krypton, Xenon and Radon-
Gas Solubilities. Pergamon Press, 393p.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.
- Marty, B., Torgersen, T., Meynier, V., O'Nions, R. K. and de Marsily, Gh. (1993): Helium
isotope flexes and groundwater ages in the Dogger aquifer, Paris basin. Water
Resource Research, 29, 1025-1035.

Mazor, E. (1991): Chemical and isotopic groundwater hydrology (second edition 1997).
413p.

Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H. and
Ohwada, M. (2005): Estimation of groundwater residence time in a geologically
active region, by coupling ^4He -concentration with helium isotopic ratios.
Geophys. Res. Lett., 32, L02406, doi:10.1029/2004GL021501

Sano, Y. (1986): Helium flux from the solid Earth. *Geochem. J.*, 20, 227–232.

Yasuhara, M., Marui, A. and Kazahaya, K. (1997): Stable isotopic composition of
groundwater from Mt. Yatsugatake and Mt. Fuji, Japan. *Hydrochemistry, IAHS
Publ.*, No.244, 335-344.

Weiss, R. F.(1970): The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater.
Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr., 17, 721–735.

Weiss, R. F.(1971): Solubility of helium and neon in water and seawater.
J. Chem. Eng. Data, 16, 235–241.

3-2 海域調査

3-2-1 緒言

本事業では、沿岸域に特徴的な地質・地下水環境の評価手法の技術開発の一環として掘削調査を実施している。掘削地における地下水環境を評価するために、沿岸域の地下水に関わる海底湧出地下水の実態を把握することが重要といえる。本地域では平成 25 年度（産業技術総合研究所，2014）、平成 26 年度（産業技術総合研究所，2015）の研究により駿河湾の地形、水深等の概要情報のとりまとめや、海底湧出地下水に関わる調査・研究が報告されている。平成 27 年度は、ROV 調査、流況調査、数値解析を通じて海底湧出地下水の分布やその挙動について解析した。

3-2-2 遠隔無人探査機（ROV）による調査

3-2-2-1 調査手法および調査地点

サイドスキャンソナーやサブボトムプロファイラーで得られた散乱記録から推定した海底湧出地下水の分布（産業技術総合研究所，2014；産業技術総合研究所，2015）を検証するため、ROV を用いて採水調査を実施した。採水調査で用いた ROV は LBV300-5 (SeaBotix 社製) であり（図 3-2-2-1）、本体の前面に光学カメラを備えている。また、水中測位を行うナビゲーションシステム HiPAP350P (KONGSBERG・Maritime 社製) 及び多項目水質計 EXO1 (YSI Nanotech 社製) が取り付けられている。船上から ROV を投入した後、水温、

水質、および水深の各項目をリアルタイムで測定した。ROV 調査を実施した箇所を図 3-2-2-2 に示す。



図 3-2-2-1 ROV の概観 (前面に光学カメラを備える)

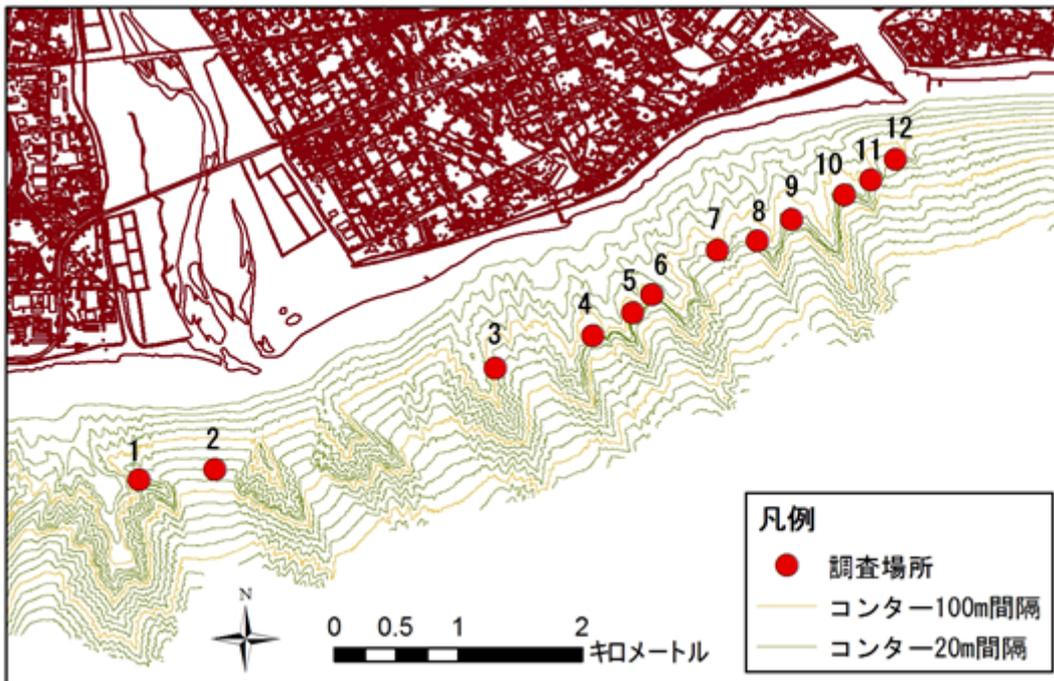


図 3-2-2-2 ROV 調査の実施地点

3-2-2-2 ROV 調査の結果

調査は散乱記録から推定された領域や海底地形（崖）を目安に実施した。12 地点の内、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 2、3）、他 10 地点は崖部に相当する。地点 7 における電気伝導率の時間変化を図 3-2-2-3 に、ROV 調査の結果一覧を表 3-2-2-1 に示す。図 3-2-2-3 に示したように、電気伝導率は特定の時間においてパルス上に低下することが分かった。また光学映像との対比から、電気伝導率の低下は揺らぎ（光学映像によって視認される、屈折率の違いに起因すると考えられる領域）が発生している湧出点の近傍においてのみ、発生していることがわかり、最大 17mS/cm 程度の低下が認められた。

同様の調査を 11 地点で実施した結果、ROV を投入した全 12 地点のうち 6 地点で顕著な電気伝導率と塩分濃度の低下が認められた（表 3-2-2-1）。また 12 地点中 7 地点で湧出現象

と判断される光学映像として捉えることができ、この 7 地点は全て崖部に位置していることが分かった。各地点で確認された海底面の状況を図 3-2-2-4～図 3-2-2-43 に示す。

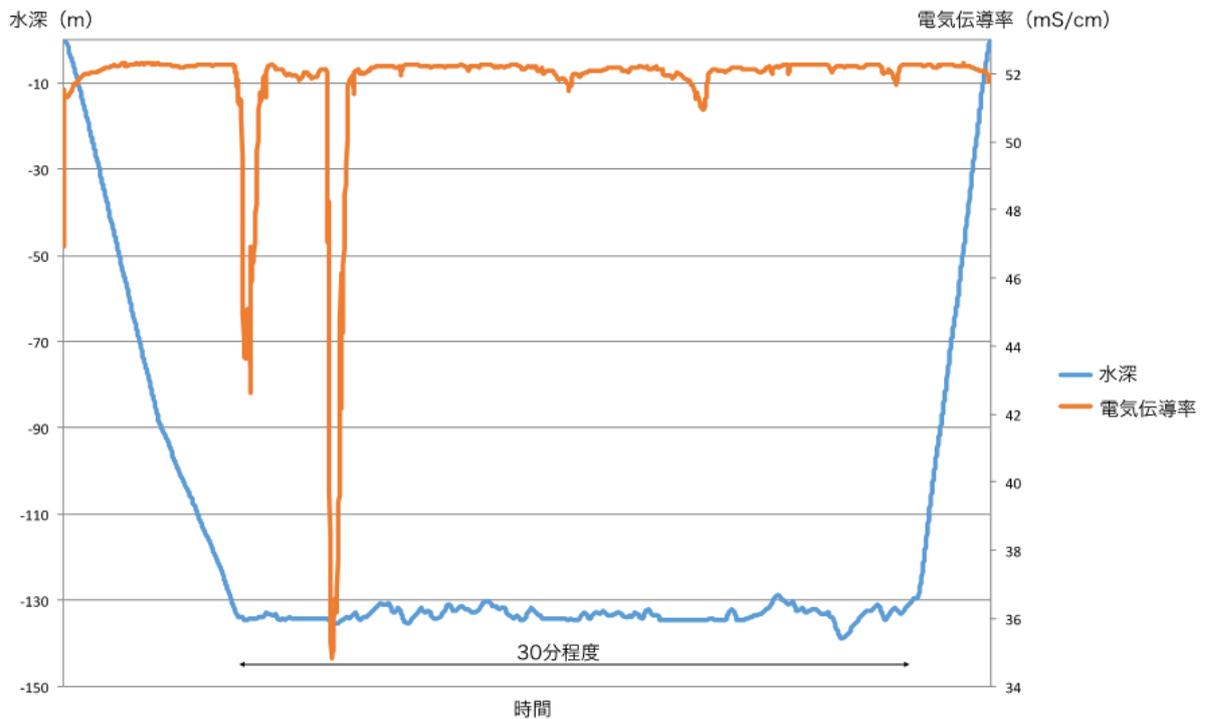


図 3-2-2-3 地点 7 における ROV 調査の結果

(水深と電気伝導率の時間変化。横軸の時間が潜行時間を示す)

表 3-2-2-1 ROV 調査の結果一覧表

地点 No.	水深 (m)	電気伝導率最小値 (mS/cm)	塩分濃度最小値 (ppt)	湧出現象の 映像確認の有無
1	126~100	53.2	35.0	×
2	160~150	52.2	34.3	×
	160~150	51.9	34.0	×
3	160~150	52.2	34.2	×
	160~150	52.2	34.3	×
4	130~140	52.5	34.5	×
5	120	52.2	34.3	×
6	120	52.6	34.6	○
7	150~130	49.3	32.1	○
	130	34.8	21.9	○
	130	49.8	32.5	○
	130	50.7	33.2	○
	130	48.9	31.9	○
	130	48.0	31.3	○
	130	50.9	33.4	○
8	130~140	48.5	31.6	○
9	130	49.6	32.4	○
	130	38.9	24.7	○
10	130	33.1	23.5	○
	130	48.8	31.9	○
11	130	47.8	31.1	○
12	130	44.7	28.8	○
	130	39.9	25.5	○
対照				
海水	30	52.2	34.3	-

(1) 地点 1 富士川河口西の断崖

富士川河口西に位置する断崖では、丸い礫や泥が層状に堆積していた。



図 3-2-2-4 富士川河口西の断崖の様子 -丸い礫や泥が層状に堆積-



図 3-2-2-5 富士川河口西の断崖の様子 -テラス状に突き出した崖-

(2) 地点 2 富士川河口南の海底谷

カニ等の生物が確認され、海底には沈殿物が堆積していた。



図 3-2-2-6 富士川河口南の海底谷の海底の様子 -一面の堆積物-



図 3-2-2-7 富士川河口南の海底谷の海底の様子 -カニ等の生物-

(3) 地点 3 富士川河口東の海底谷

海底には一面に沈殿物が堆積し、厚さ 10m 程度の堆積物で形成された崖が確認された。



図 3-2-2-8 富士川河口東の海底谷の海底の様子 -一面の堆積物-



図 3-2-2-9 富士川河口東の海底谷の海底の様子 -崖下部の様子-



図 3-2-2-10 富士川河口東の海底谷の海底の様子-堆積物の断面のような崖の様子-



図 3-2-2-11 富士川河口東の海底谷の海底の様子 -崖上部の様子-

(4) 地点 4 田子の浦港西の崖

崖は大きな岩からなり、地点 1、2、3 とは大きく異なる状況であった。



図 3-2-2-12 田子の浦港西の海底の崖の様子 -大きな岩が散在-



図 3-2-2-13 田子の浦港西の海底の崖の様子 -大きな岩が散在-

(5) 地点 5 田子の浦港西の崖

崖は巨塊の岩石から構成されていた。



図 3-2-2-14 田子の浦港西の海底の崖の様子 -大きな岩が散在-



図 3-2-2-15 田子の浦港西の海底の崖の様子 -大きな岩が散在-

(6) 地点 6 田子の浦港西の崖

崖は巨塊の岩石から構成されており、崖上部の端から湧出している状況が確認された。



図 3-2-2-16 田子の浦港西の海底の崖の様子 -大きな岩が散在-



図 3-2-2-17 田子の浦港西の海底の崖の様子

-海底湧出地下水が確認された崖の端-



図 3-2-2-18 田子の浦港西の海底の崖の様子 -大きな岩が散在-

(7) 地点 7 田子の浦港西の崖

崖は壁のように切り立っている様子が確認され、縦横方向に走る亀裂が認められた。また、崖上部の端から湧出している状況が確認された。



図 3-2-2-19 田子の浦港西の海底の崖の様子 -切り立った岩の壁と亀裂-



図 3-2-2-20 田子の浦港西の海底の崖の様子 -岩の壁の亀裂-

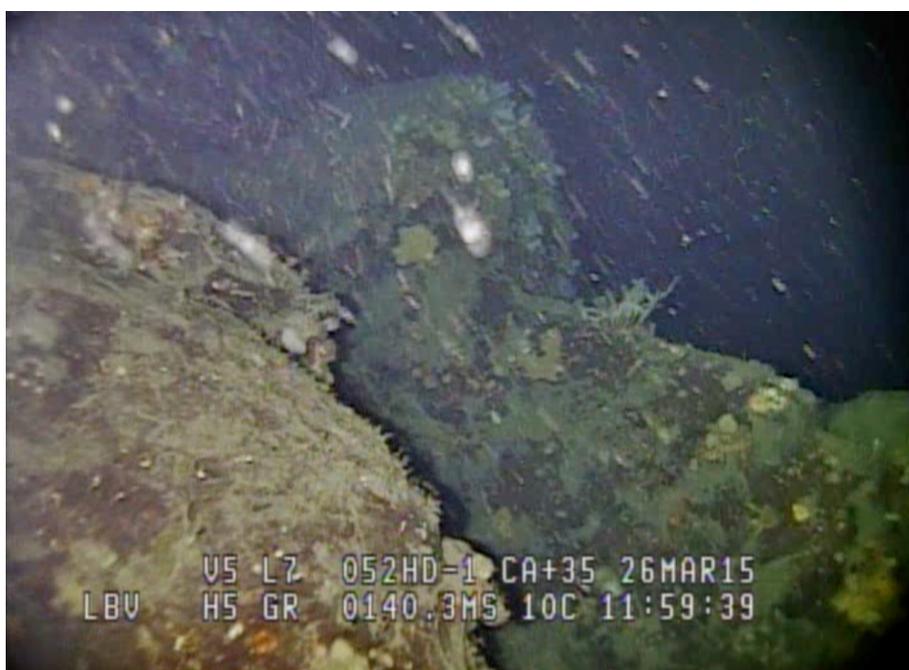


図 3-2-2-21 田子の浦港西の海底の崖の様子 -散在する大きな岩-



図 3-2-2-22 田子の浦港西の海底の崖の様子

-糸状に流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-23 田子の浦港西の海底の崖の様子

-噴流状に流出する海底湧出地下水-

(8) 地点 8 田子の浦港西の崖

崖は岩の壁のように切り立っており縦横に亀裂が入っていた。また、地点7と同様に、崖上部の端から湧出している状況が確認された。



図 3-2-2-24 田子の浦港西の海底の崖の様子 -切り立った崖-



図 3-2-2-25 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部の窪地から流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-26 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部で北方向へ流れ上がる海底湧出地下水-



図 3-2-2-27 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖側面から流出する海底湧出地下水-

(9) 地点 9 田子の浦港西の崖

地点 7、地点 8 と同様に、崖が壁のように切り立っており、縦横方向に走る亀裂が確認された。崖上部の端から湧出している状況が確認された。



図 3-2-2-28 田子の浦港西の海底の崖の様子 -切り立った崖-



図 3-2-2-29 田子の浦港西の海底の崖の様子
-崖上部の亀裂からシート状に流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-30 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部の窪地からシート状に流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-31 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖側面から流出する海底湧出地下水-

(10) 地点 10 田子の浦港西の崖

崖の端はゴツゴツとした表面を呈し、崖上部の端から湧出している状況が確認された。



図 3-2-2-32 田子の浦港西の海底の崖の様子 -ゴツゴツした崖の端-



図 3-2-2-33 田子の浦港西の海底の崖の様子 -ゴツゴツした崖の端-



図 3-2-2-34 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部の窪地から流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-35 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部の穴から流出する海底湧出地下水-

(11) 地点 11 田子の浦港西の崖

崖は壁のように切り立っており、崖上部の端から湧出している状況が確認された。



図 3-2-2-36 田子の浦港西の海底の崖の様子 -切り立った崖-



図 3-2-2-37 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部の窪地から流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-38 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部の窪地の穴から噴流状に流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-39 田子の浦港西の海底の崖の様子-崖の端から流出する海底湧出地下水-

(12) 地点 12 田子の浦港西の崖

崖は壁のように切り立っており、崖上部の端から湧出している状況が確認された。



図 3-2-2-40 田子の浦港西の海底の崖の様子

-切り立った崖から流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-41 田子の浦港西の海底の崖の様子
-崖上部の窪地から流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-42 田子の浦港西の海底の崖の様子
-崖上部の縁から流出する海底湧出地下水-



図 3-2-2-43 田子の浦港西の海底の崖の様子

-崖上部の亀裂から流出する海底湧出地下水-

3-2-2-3 ROV 調査のまとめ

ROV 調査で得られた調査結果を下記にまとめる。

- ・ 海底の状況・性状及び地質構造調査結果から推定された湧出位置周辺において、多項目水質計を取り付けた遠隔無人探査機を用いて探査した結果、田子の浦西に分布する水深 130m 程度にある崖の上部において海水と比べ電気伝導率が 33%程度、塩分濃度が 36%程度低下した。これは海底湧出地下水の存在を意味する。
- ・ 海底湧出地下水は ROV からの光学カメラによる画像で確認でき、田子の浦から西 2km の間の崖上部に分布していることが分かった。
- ・ 海底湧出地下水は崖や崖上部の縁、崖上部の窪みから、噴流状、シート状、糸状に湧出し、様々な状況および湧出形態が存在することが確認された。

3-2-3 海底湧出地下水に関する水質分析と起源の推定

散乱記録からの推定された領域、および ROV で確認された海底湧出地下水の地点において、採水調査を実施した（図 3-2-3-1）。調査では、ニスキン X 型採水器による船上からの採水と、ROV に取り付けられた小型ニスキン採水器による採水を実施した。また得られた水試料と陸域の地下水試料を対比することで、海底湧出地下水の起源推定を試みた。

3-2-3-1 調査方法および調査地点

採水調査にはニスキン X 型採水器 (12L) または ROV に装着したニスキン採水器 (500mL) を使用した。各採水地点における採水方法を表 3-2-3-1 に示す。ニスキン X 型採水器を用いた採水（図 3-2-3-2）では、採水器に水中測位機（HIPAP350P）を取り付けて誘導し、選定した地点の座標に対して、位置精度 5m 以内で採水した。また、ROV に取り付けられたニスキン採水器による採水（図 3-2-2-1）では海底状況を光学画像で確認しつつ、湧水箇所に着地した際に採水した。なお、本調査では採水器のふたを閉じる際、通常のメッセージャーは使用できないため、ROV のマニピュレータでふたに繋がるパーツを挟み込み、採水時にマニピュレータを開いてパーツを離すことで採水器を閉じる方法をとった。

いずれの採水方法においても、採水後の海水は船上に引き上げた後、ボトルに移し替えて保管した。採水した試料は主要無機イオンと微量元素、酸素・水素安定同位体比について測定した。主要無機イオン、微量元素については 0.2 μ m 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 ICS-2100・1100（Dionex 社製）、ICP-MS Agilent 7900（Agilent Technologies 社製）にて測定を実施

した。酸素・水素安定同位体比は同位体比アナライザーL2130-i (Picarro 社製) を用いて測定した。

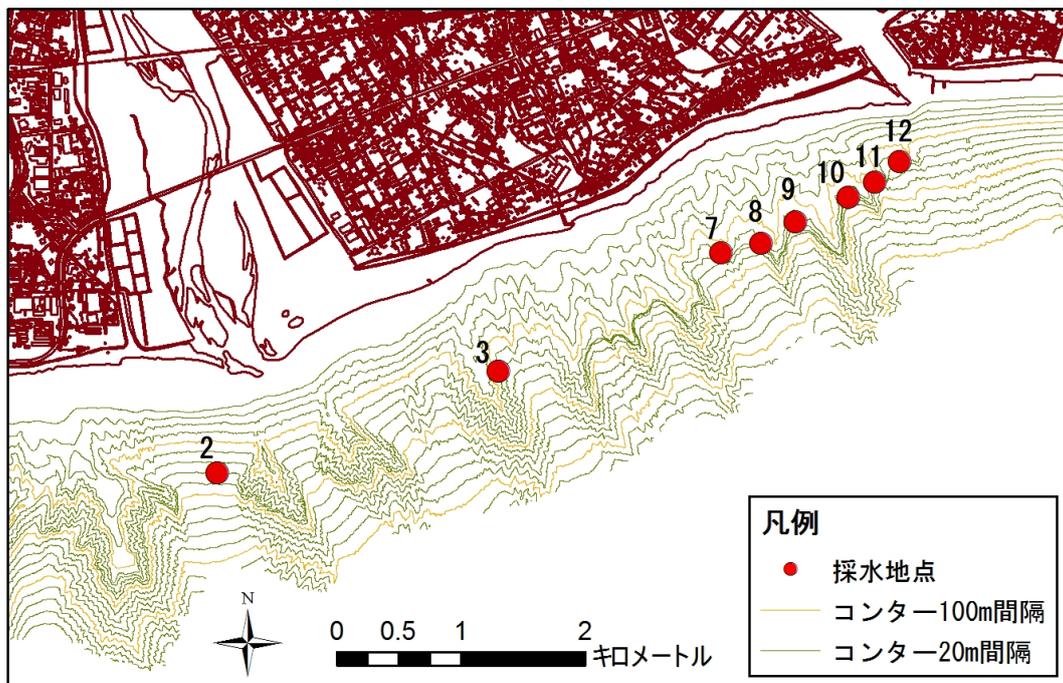


図 3-2-3-1 採水地点の分布図

表 3-2-3-1 採水調査地点および採水方法

測定項目	調査対象		採水方法*
酸素・水素安定同位体比 ($\delta^{18}O$, δD)	地点 2	水深 162m	ROV
	地点 3	120m	ROV
	地点 7-1	134m	ROV
主要無機イオン F, Cl, Br, NO ₃ , SO ₄ , PO ₄ , Na, K, Mg, Ca	地点 7-2	133.5m	ROV
	地点 7-3	133m	X 型
	地点 7-4	142m	X 型
	地点 7-5	142m	X 型
	地点 7-6	133m	X 型
	地点 7-7	133m	X 型
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	地点 7-8	133m	X 型
	地点 7-9	134m	X 型
	地点 7-10	134m	ROV
	地点 7-11	134m	ROV
	地点 8-1	134m	X 型
	地点 8-2	132m	X 型
	地点 9-1	131m	ROV
	地点 9-2	132m	ROV
	地点 9-3	132m	X 型
	地点 9-4	132m	X 型

表 3-2-3-1 (続き)

	地点 9-5	133m	X 型
	地点 9-6	132m	X 型
	地点 10-1	130m	X 型
	地点 10-2	130m	X 型
	地点 10-3	132m	X 型
	地点 10-4	134m	X 型
	地点 11-1	131m	X 型
	地点 11-2	131m	X 型
	地点 12-1	129m	ROV
	地点 12-2	129m	X 型
	地点 12-3	129m	X 型
	地点 12-4	131m	ROV

* X 型 : ニスキ X 型採水器 (12L) を用いた採水手法

ROV : ROV に装着したニスキ採水器 (500mL) を用いた採水手法

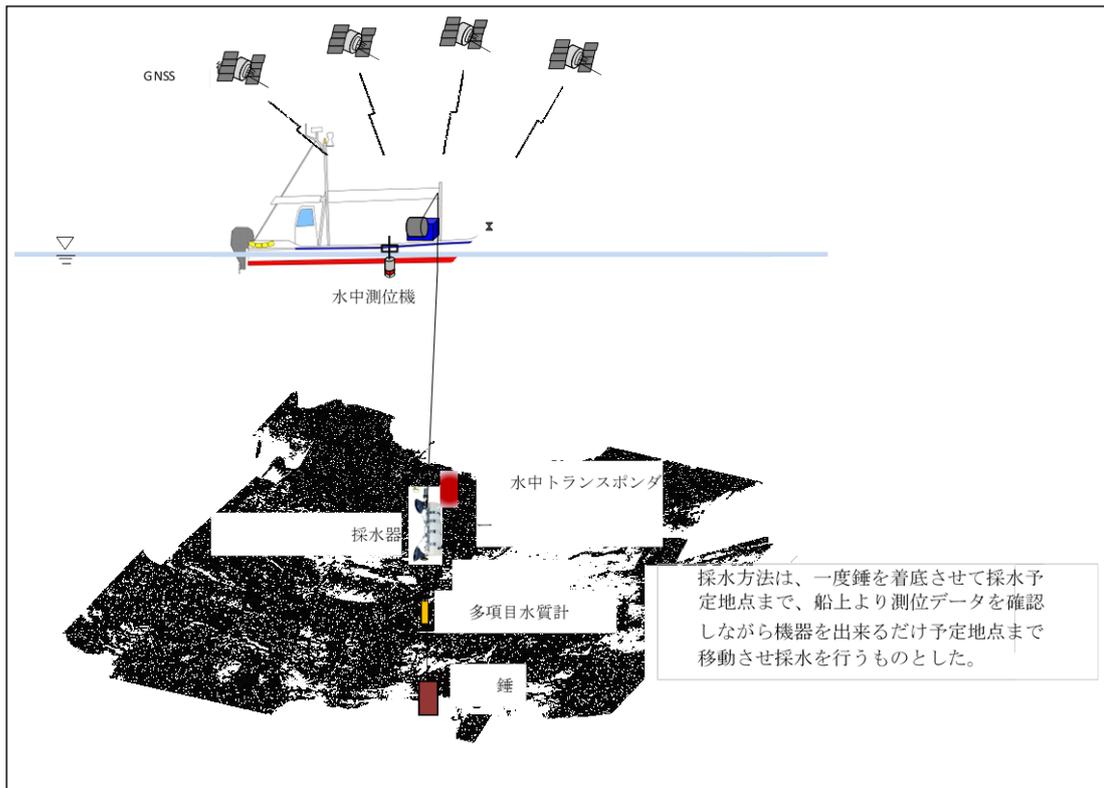


図 3-2-3-2 ニスキン採水器 X 型を用いた採水調査の模式図

3-2-3-2 分析結果

(1) 酸素・水素安定同位体比

採水地点における酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$)、水素安定同位体比 (δD) の結果を図 3-2-3-3、図 3-2-3-4 に示す。採水地点はいずれも ROV 調査において海底湧出地下水の存在が示唆された地点であったが、多くの地点が海水の値である 0‰前後を示した。一方で ROV による採水を行った地点 7-2 では、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が-0.7‰、 δD が-5‰と軽い値を示していた。そのため、7-2 で採取した試料には陸域から湧出した地下水が含まれていると考えられる。

(2) 主要無機イオン

主要無機イオンのうち、特徴が認められた Cl^- 、 Br^- 、 Na^+ について図 3-2-3-5～図 3-2-3-7 に示す。いずれの成分も地点 7-2 で最も低い濃度を示しており、また地点 7-11、9-1、9-2、12-1 といった ROV による採水を行った地点においても相対的に濃度が低かった。各成分は海水が高濃度を示すことから、各地点における濃度の低下は、陸域由来の地下水と海水との混合によると考えられる。

(3) 微量元素

採取した海水の微量元素は、多くの成分が陸域地下水と比べて高い濃度であるが、ケイ素 (Si) とバナジウム (V) に関しては海水に比べて陸域地下水の濃度が高い傾向にある。 V 濃度は富士山起源の溶岩中の地下水で高くなるとされている(産業技術総合研究所, 2015) ことから、海底湧出地下水の起源解明に有効なトレーサーである。本調査でえられた水試料の Si 、 V 濃度をそれぞれ図 3-2-3-8、図 3-2-3-9 に示す。いずれの成分も地点 7-2 で最も高い濃度を示し、地点 7-11、9-1、9-2、12-1 では試料の中で相対的に高い濃度を示す傾向

が認められた。これは前述の Cl⁻、Br⁻、Na⁺で示されたような陸域地下水の湧出に伴う濃度変化から考えて、総合的な結果である。

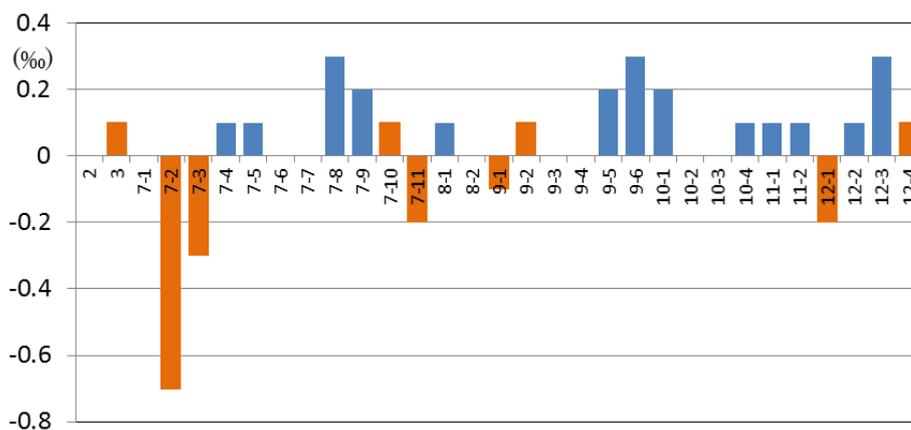


図 3-2-3-3 水試料の δ¹⁸O

(青色は X 型ニスキンによる採水、橙色は ROV による採水を示す。)

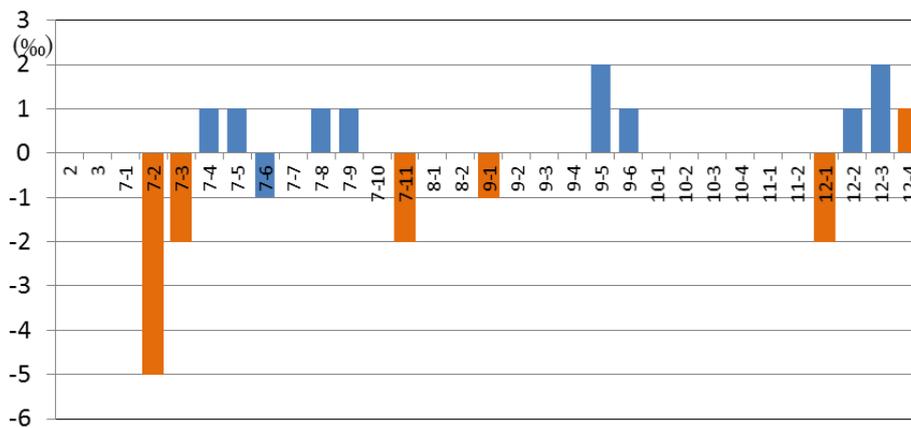


図 3-2-3-4 水試料の δD

(青色は X 型ニスキンによる採水、橙色は ROV による採水を示す。)

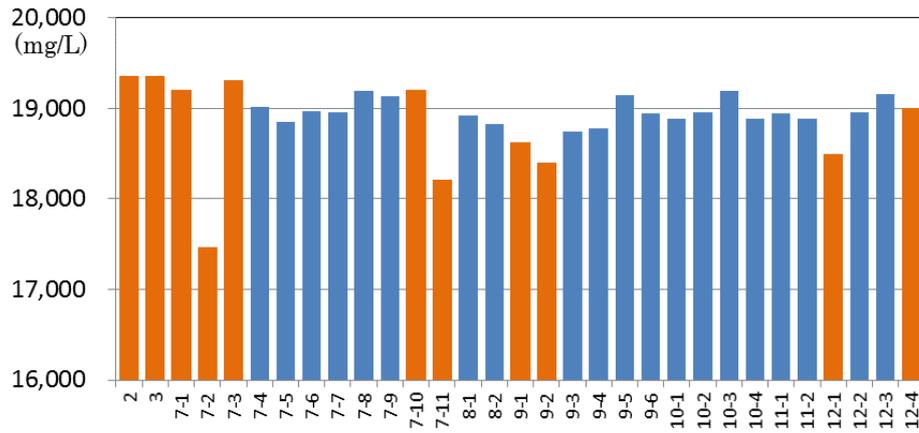


図 3-2-3-5 水試料の Cl⁻濃度

(青色はX型ニスキンによる採水、橙色はROVによる採水を示す。)

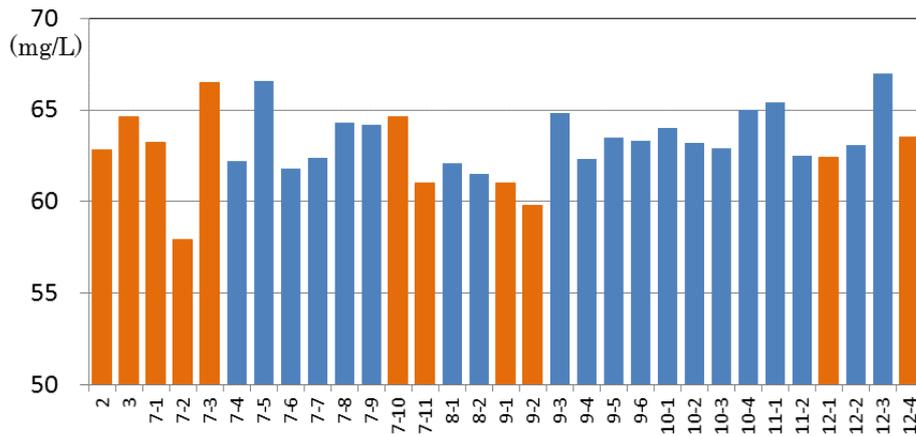


図 3-2-3-6 水試料の Br⁻濃度

(青色はX型ニスキンによる採水、橙色はROVによる採水を示す。)

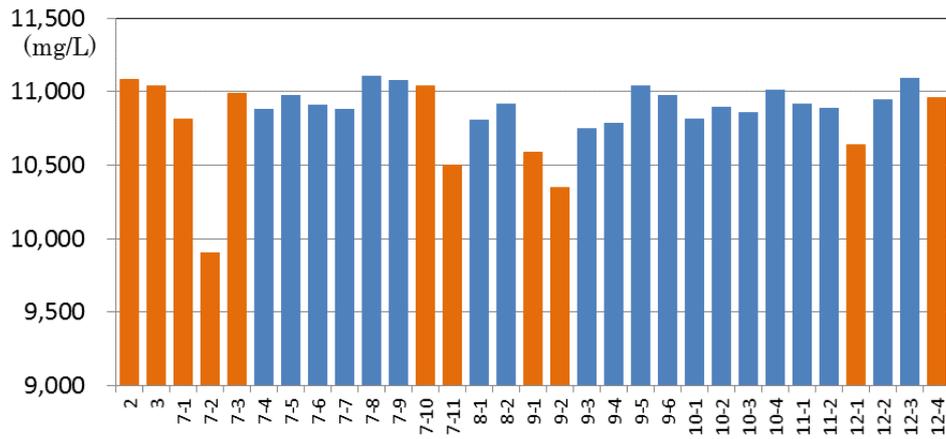


図 3-2-3-7 水試料の Na⁺濃度

(青色は X 型ニスキンによる採水、橙色は ROV による採水を示す。)

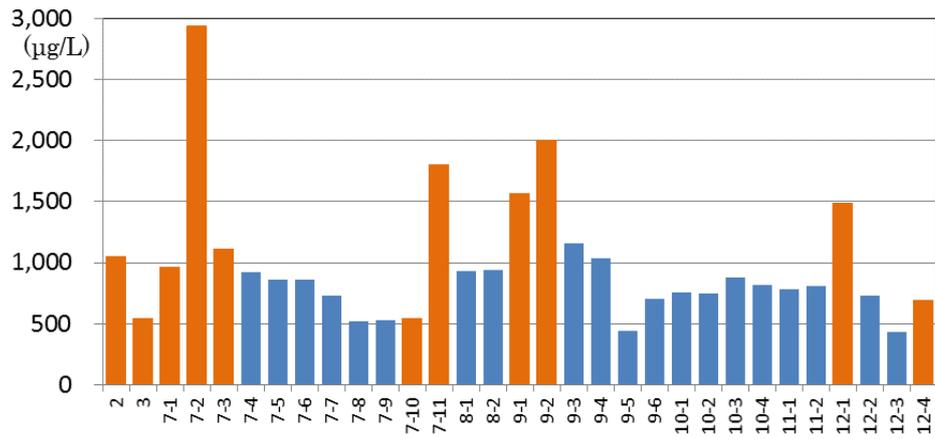


図 3-2-3-8 水試料の Si 濃度

(青色は X 型ニスキンによる採水、橙色は ROV による採水を示す。)

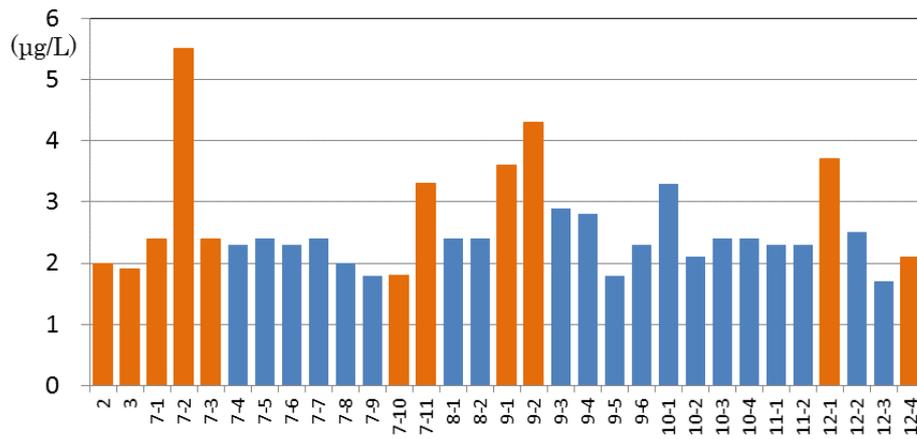


図 3-2-3-9 水試料の V 濃度

(青色は X 型ニスキンによる採水、橙色は ROV による採水を示す。)

3-2-3-3 海底湧出地下水の陸域地下水混合率推定

海底湧出地下水が採取できたと考えられる地点 7-2 について、陸域地下水の混合割合を溶存成分および同位体比のマスバランスを用いて算出した。陸域地下水の情報として、沿岸域に位置する深さ 110~200m の揚水井 5 箇所 (C14、C17、C19、C47、C65、図 3-2-3-10) の同位体比および溶存成分の濃度を用いた。海水については $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD は 0% と仮定し、その他の溶存成分は地点 7-2、7-11、9-1、9-2、12-1 を除いた地点の平均濃度とした。

推定した結果を表 3-2-3-2 に示す。 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD を用いた推定では、地点 7-2 における陸域地下水の混合率は 8% 程度と推定された、これらは Cl、Br、 Na^+ 濃度から算出した値とほぼ同程度であった。一方、これらの割合と比較して、V 濃度を用いた計算では 3~7% とやや過小評価に、Si 濃度を用いた計算では 13~16% と過大評価となった。

なお、V は富士山系地下水で濃度が高く、富士川や富士川扇状地における V 濃度は $10\mu\text{g/L}$ 程度である (産業技術総合研究所, 2015)。ここで、陸域地下水の起源を富士川から涵養される地下水と仮定し、V 濃度を $10\mu\text{g/L}$ として同様の算定を行った場合、陸域地下水の混合率は 40% 程度となり、Cl 濃度等により算定した混合率との整合が取れない。そのため、地点 7-2 で採水された海底湧出地下水は富士山起源の地下水に由来すると考えられる。

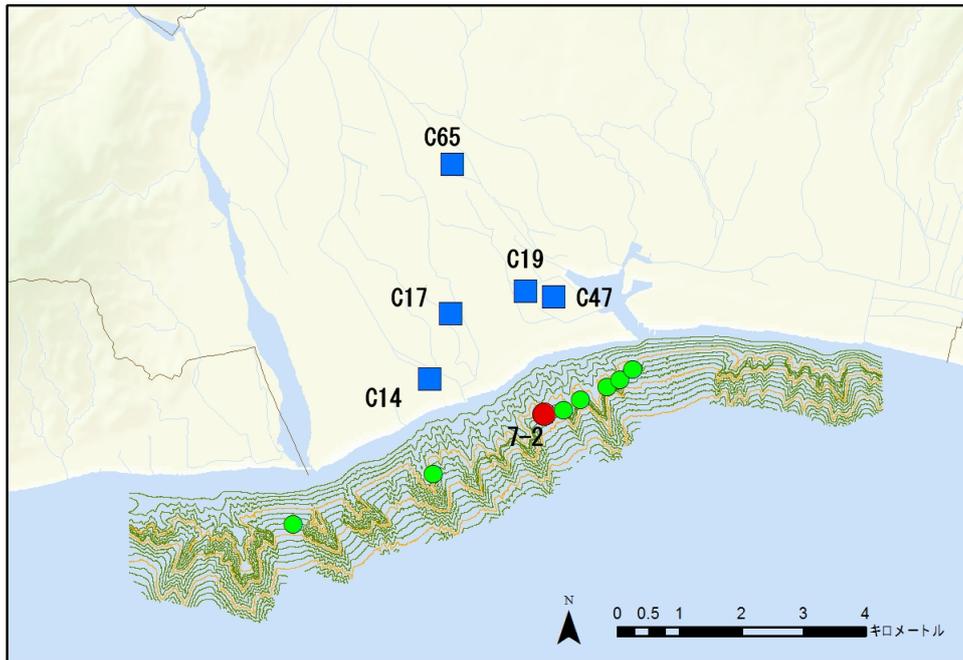


図 3-2-3-10 混合率推定に用いた揚水井 (■) と海水の採水地点

表 3-2-3-2 海底湧出地下水の陸域地下水混合率推定結果

成分	地点7-2	海水	陸域地下水 (平均値, 最小値~最大値)	陸域地下水混合率(%) (平均値, 最小値~最大値)
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-0.7	0	-9.5 (-10.0~-8.5)	7 (7~8)
δD (‰)	-5	0	-62 (-66~-55)	8 (8~9)
Cl (mg/L)	17,460	19,030	24.5 (2.4~66.5)	8 (8~8)
Na (mg/L)	9,900	10,940	20.8 (13.5~27.0)	10 (10~10)
Br (mg/L)	57.9	63.7	0.07 (0.01~0.20)	9 (9~9)
V ($\mu\text{g/L}$)	5.5	2.3	74.5 (46.9~114.9)	4 (3~7)
Si ($\mu\text{g/L}$)	2,940	790	15,240 (14,200~16,800)	15 (13~16)

3-2-3-4 海底湧出地下水に関する水質分析のまとめ

確認された海底湧出地下水の分布域において ROV およびニスキン採水器を用いて採水を行い、各種成分を分析した結果、以下のことが明らかとなった。

- ・ ROV を用いた海底湧出地下水の採取・水質分析により、陸域地下水が海底から湧出していることが確認できた。V (バナジウム) 濃度の比較等により、富士山の溶岩に影響された地下水が海底湧出地下水に含まれていると考えられる。
- ・ 酸素、水素安定同位体比や Cl⁻濃度を用いて 2 成分混合による計算から、海底湧出地下水における陸域地下水の混合割合は 8%程度と推定された。
- ・ 海底湧出地下水の採水に関しては、年代トレーサー等の分析も見据え、陸側、海側の両面から大容量かつ海水が混合しないような採水方法を検討する必要がある。

3-2-4 海域流況調査

産業技術総合研究所（2014）、産業技術総合研究所（2015）および本事業での現地調査の結果、駿河湾奥部における海底湧出地下水の存在が示され、それが広域に分布する可能性が示唆された。また、陸域地下水の水質と比較した結果、富士山の溶岩層中を流動したと考えられる地下水が、海底湧出地下水の一部を形成していることが明らかとなった。これらを踏まえて、地下水の湧出後の挙動や湧出量について検討を行うため、本事業では海域を対象とした3次元数値解析を実施した（後述の3-2-5参照）。この数値解析に先立って、駿河湾奥部における流動モデル構築の基本情報を取得するため、駿河湾奥部における流況（流向・流速）調査を実施した。

3-2-4-1 流況調査手法

流況調査では予備調査として、流況データのボトムカットに用いる水深データを取得するため、水深300m以深の海底地形データをマルチビーム測深機により取得した。調査手法は産業技術総合研究所（2015）に基づいて行った。本事業で得られた海底地形の3次元鳥瞰図を図3-2-4-1に示す。本事業ではこれらの海底地形図を基に、海底面下に相当する位置のデータをカットした。

本来、湾内における詳細な流況を把握するためには、定点における連続観測が必要である。一方で、現地における地形や漁業等の実施時期を検討した結果、本事業の実施期間において、定点観測の測器を長期間設置することは難しいと判断された。そのため本事業では、流況の概要を把握することに重点を置き、以下の調査Aおよび調査Bの条件で実施した。

・調査 A 満潮から干潮に至る時間帯の調査

・調査 B 干潮から満潮に至る時間帯の調査

流況調査は水深 400m までの範囲を対象に、図 3-2-4-2 に示す東西測線 2 本と南北測線 4 本において、流向・流速を測定した。流向・流速の測定は、上記の調査 A と調査 B を測線ごとに一回実施した。また、同一測線における調査 A と調査 B は同日に実施した（表 3-2-4-1）。

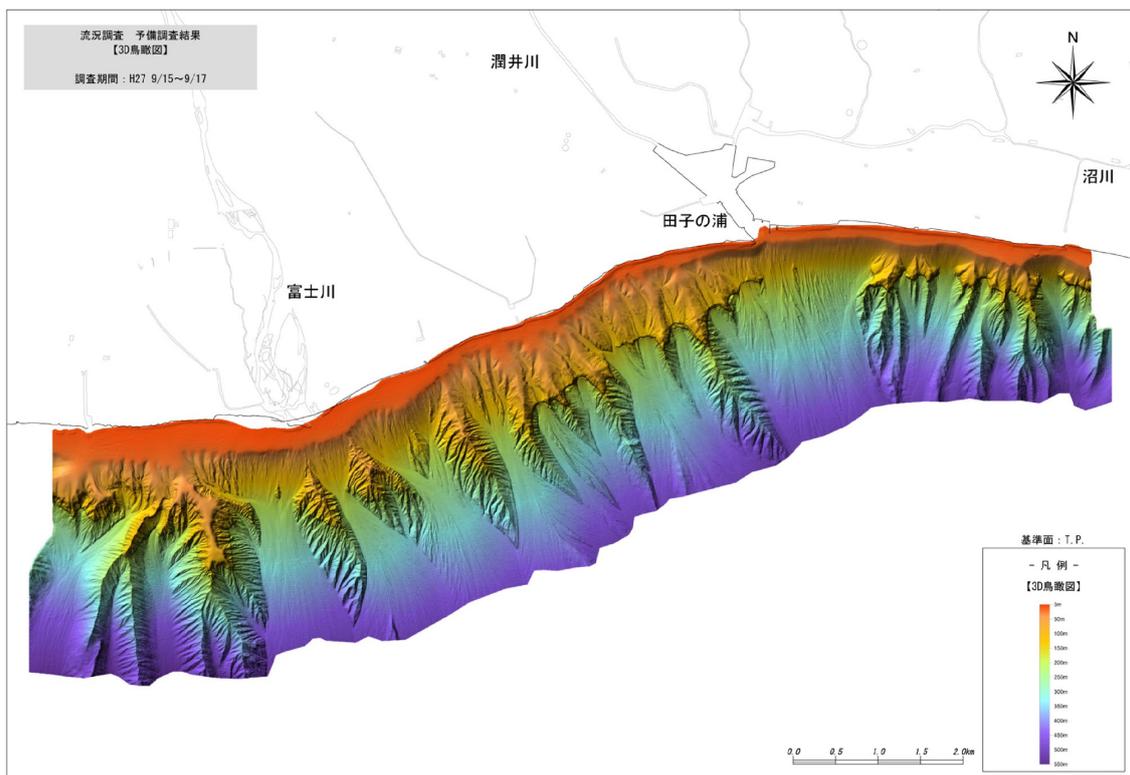


図 3-2-4-1 海底地形の 3 次元鳥瞰図

（水深 300m までの範囲は産業技術総合研究所（2015）のデータを用いた）

表 3-2-4-1 流況調査の実施条件

測線	測線名	潮汐の状況	実施日	実施時間	測線方向
東西測線	150m測線	満潮→干潮（下げ潮時）	H27年 10/13	7：15～9：50	東→西
		干潮→満潮（上げ潮時）	H27年 10/13	13：00～15：40	東→西
	400m測線	満潮→干潮（下げ潮時）	H27年 10/13	7：15～9：50	東→西
		干潮→満潮（上げ潮時）	H27年 10/13	13：00～15：40	東→西
南北測線	最東測線	満潮→干潮（下げ潮時）	H27年 10/14	7：40～8：00	南→北
		干潮→満潮（上げ潮時）	H27年 10/14	15：50～16：10	南→北
	田子の浦測線	満潮→干潮（下げ潮時）	H27年 10/15	8：15～8：45	南→北
		干潮→満潮（上げ潮時）	H27年 10/15	15：40～16：10	南→北
	富士川測線	満潮→干潮（下げ潮時）	H27年 10/15	9：10～9：40	南→北
		干潮→満潮（上げ潮時）	H27年 10/15	14：00～14：30	南→北
	最西測線	満潮→干潮（下げ潮時）	H27年 10/14	10：00～10：30	南→北
		干潮→満潮（上げ潮時）	H27年 10/14	13：20～13：50	南→北

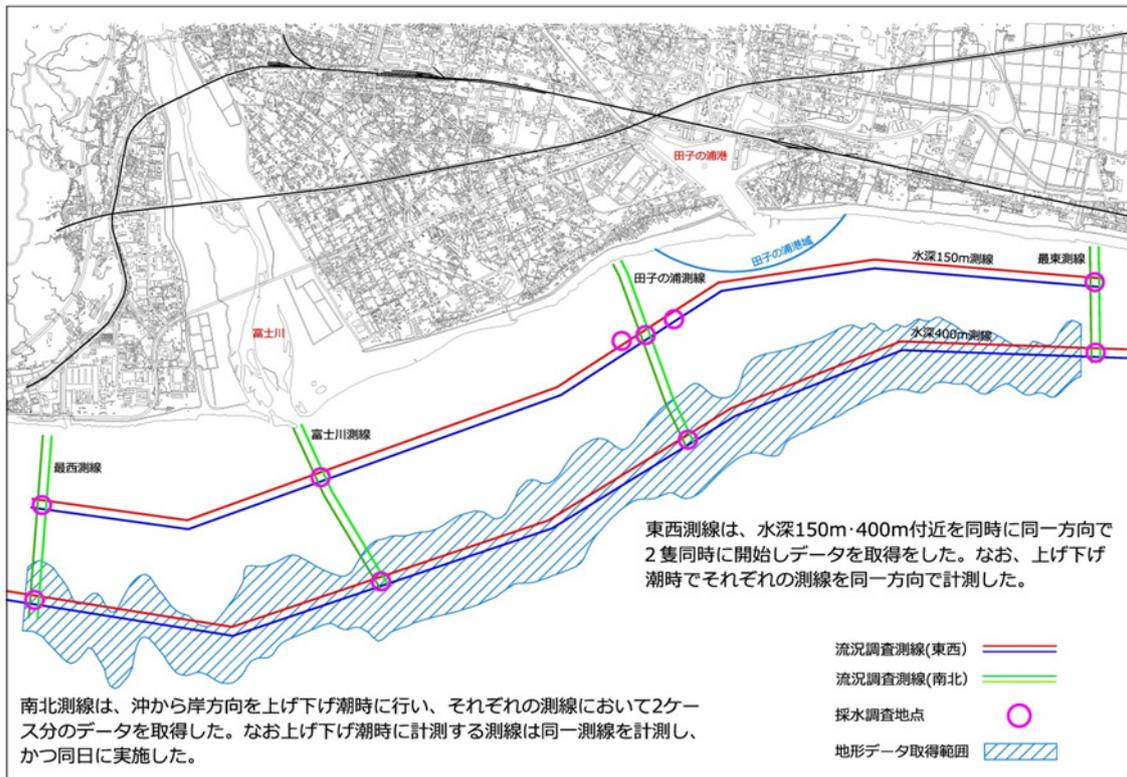


図 3-2-4-2 流況調査の測線配置図

流況調査の模式図を図 3-2-4-3 に示す。また、本調査で使用した機器の仕様を表 3-2-4-2 に示す。流況調査における流向・流速の測定は、ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler: 超音波ドップラー多層流向流速計) を用いて実施し、多層の流況データを取得した。東西測線は、水深 150m 程度と水深 400m 程度を目安に海岸線と平行方向になるよう設定した。但し、海底地形が急峻なことを考慮して、水深は目安として扱い、水深変化に伴って生じる測線の蛇行より、海岸線に平行な測線の維持を優先して測線を設定した。東西測線の調査は、水深 150m 測線と水深 400m 測線のデータを同時に取得するため、2 隻の船舶を用いて同日かつ同時並行で調査を実施した。また、南北測線の調査は、東西測線の調査と連続した調査日で実施した。

東西測線の 400m 測線および南北測線では LongRanger を使用し、東西測線の 150m 測線では Quatermaster を使用した。また、流況調査の際は、より細かい流況が把握できるよう、それぞれの機種でハイレゾリューションモードに設定してデータを取得した。また、流況調査の観測中では、測線上の表層（水面下 1m を目安）の水温・塩分を同時測定し、平面分布のデータ取得を行った。測定間隔は、調査船の速度や現場状況を踏まえて 1 秒毎とした。流況調査での各層の測定層厚は 8m とし、調査範囲内の流速が小さいことを想定し、ADCP の単ピングあたりの標準偏差を 15cm/s 以下の機種を用いて実施した。

また流況測定と並行して、表層の水温・塩分を測定した。その後、水温や塩分の鉛直構造を把握するために、測線の交点と、海底湧出地下水が推定された地点 (3-2-1 参照) における水温・水質の鉛直プロファイルを取得した。鉛直プロファイルは RINKO プロファイラーASTD102 (JFE アドバンテック社製) を用いて測定した。

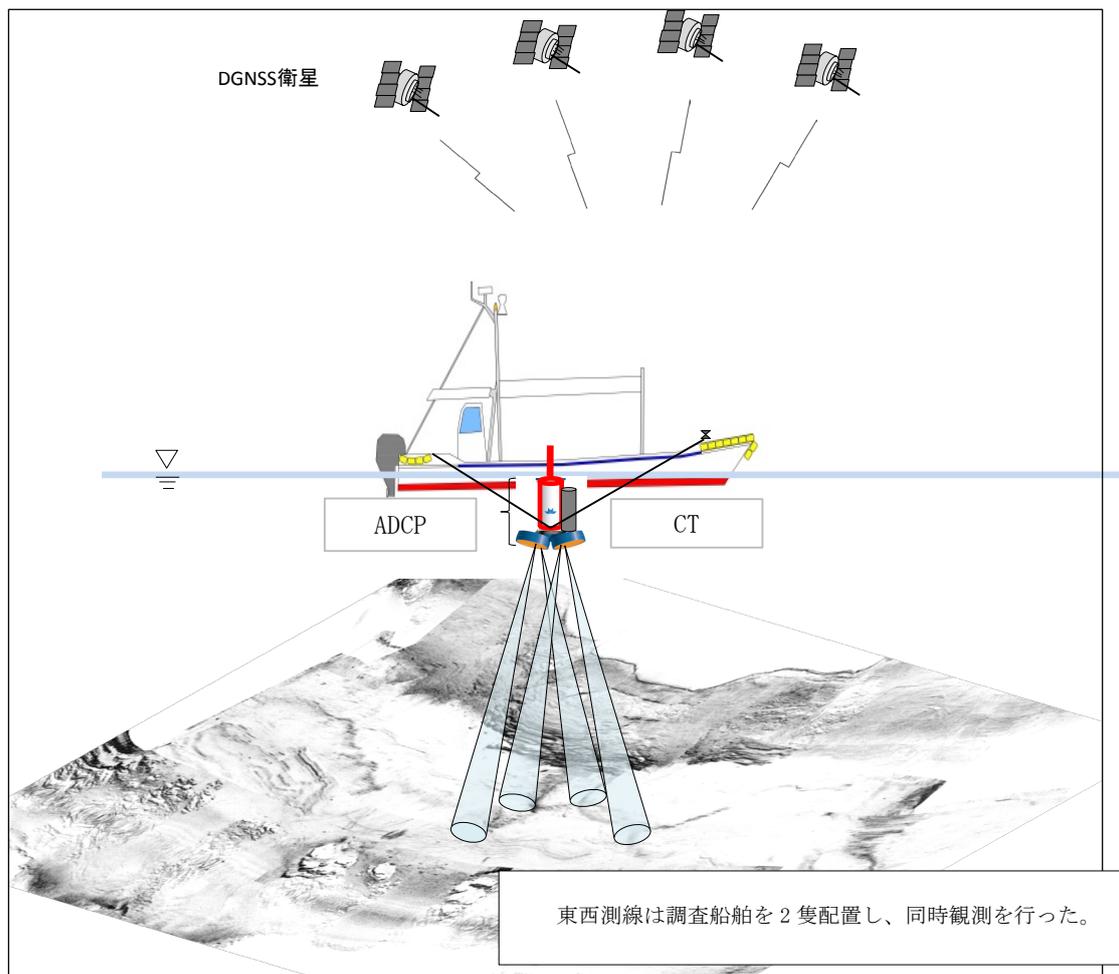


図 3-2-4-3 流況調査の模式図

表 3-2-4-2 ADCP 機材の仕様

名 称	型 式	モード	最大測得レンジ	単ピングあたりの標準偏差	製 造 元
ADCP	LongRanger 75kHz	ハイレゾリューション (層厚8mの場合)	465m	7.6 cm/s	TELEDYNE RD INSTRUMENTS
		ロングレンジ (層厚8mの場合)	560m	14.6 cm/s	
ADCP	Quatermaster 150kHz	ハイレゾリューション (層厚8mの場合)	235m	3.5 cm/s	TELEDYNE RD INSTRUMENTS
		ロングレンジ (層厚8mの場合)	300m	7.0 cm/s	

3-2-4-2 流況調査結果

流況調査結果として、流速および流向の鉛直コンターを図 3-2-4-4～図 3-2-4-9、流況の平面分布図を図 3-2-4-10～図 3-2-4-17 に示す。流速値の目安として $50\text{cm/s} \cong 1.0\text{knot}$ である。本調査では、エラーデータ除去とフィルタリング処理を実施した単ピング毎のデータを基に、前後 500m (1km 区間) で移動平均による平滑化処理を行った後、鉛直コンター図を作成した。なお LongRanger で取得したデータ (東西測線 400m および南北測線) は 241 ピング分のデータ、Quatermaster で取得したデータ (東西測線 150m) は 151 ピング分のデータで処理している。

(1) 鉛直の流況

下げ潮時の流況は全体として北西流から北東流が卓越しており、沖側の一部で東流の出現が認められた。各測線で見ると、東西測線の水深 150m 測線では概ね北西流であるが、測線東側および西側の 50m 層以深では北東流が多くみられた (図 3-2-4-5 上図)。一方で水深 400m 測線においては、表層～50m 層および 200m 層以深で南東流から南西流を示し、50m～200m 層で北東流から南東流を示した (図 3-2-4-4 上図)。南北測線は、最東測線の 40m 層～100m 層 (図 3-2-4-6 上図)、富士川測線の 150m 層～底層および最西測線の表層～150m 層 (図 3-2-4-8 上図) で部分的に北東流が出現しているが、概ね北西流が卓越していた。流速は全体として概ね $10\sim 30\text{cm/s}$ の範囲にあったが、富士川測線の 150m 層～300m 層では、 $20\sim 30\text{cm/s}$ 程度の比較的流速が速い領域が認められた (図 3-2-4-8 上図)。

調査海域の上げ潮時の流況は、北西流から北東流が卓越しており、その流速は $10\sim 30\text{cm/s}$ であった。東西測線の水深 150m 測線 (図 3-2-4-5 下図) では表層から底層まで概

ね北流から北東流であるのに対し、水深 400m 測線（図 3-2-4-4 下図）では水面から約 60m 層を境界に、上層が東流で下層が西流であった。また、400m 測線の中央部および東側では 90m～110m 層付近に南東流が卓越しているが、流速は 10～15cm/s 程度で比較的小さい傾向にあった。また南北測線は最東測線（図 3-2-4-6 下図）、田子の浦測線（図 3-2-4-7 下図）および最西測線（図 3-2-4-9 下図）の水面から 150m 以浅は、概ね北西流が卓越し、部分的に北東流が認められた。流速は全体として 10～30cm/s を示し、水面から 150m～250m 付近で 30cm/s 程度の比較的大きな流速が確認された。

以上の結果をまとめると調査海域の流向は、上げ潮時に水深 150m 以浅では北東流から北西流が最も多く出現していることが分かり、この結果は下げ潮時の流向とほぼ同じ傾向にあった。一方で、下げ潮時において 50m 層～200m 層に北東流から南東流が確認されたが、上げ潮時には西流（北西流から南西流）に変化していた。

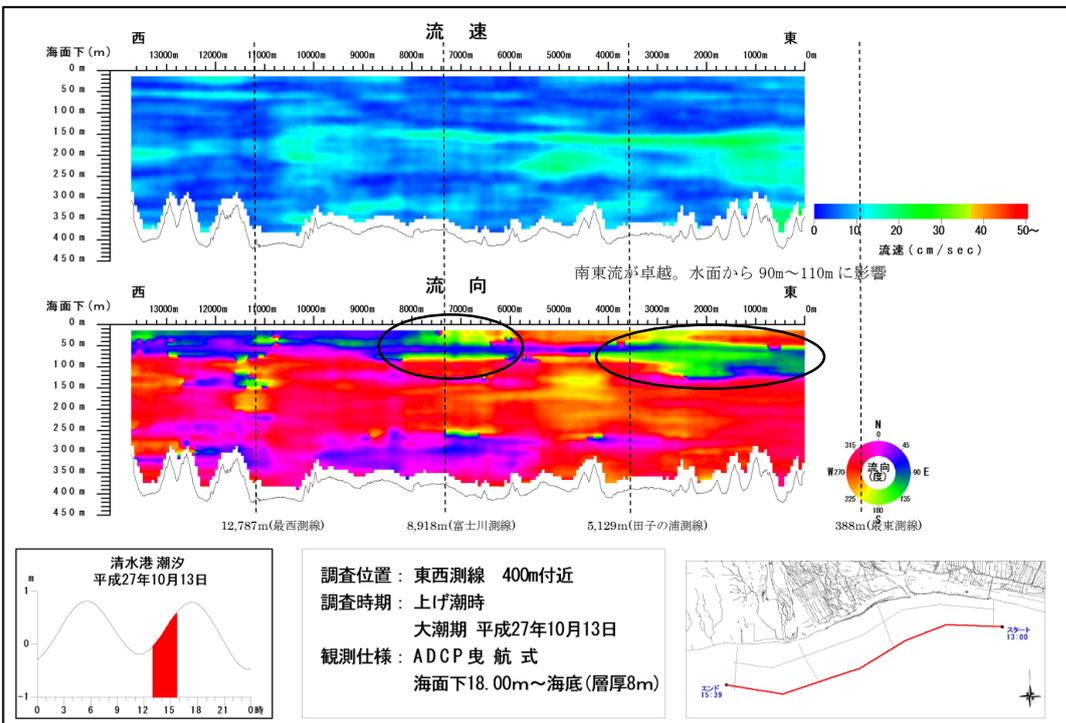
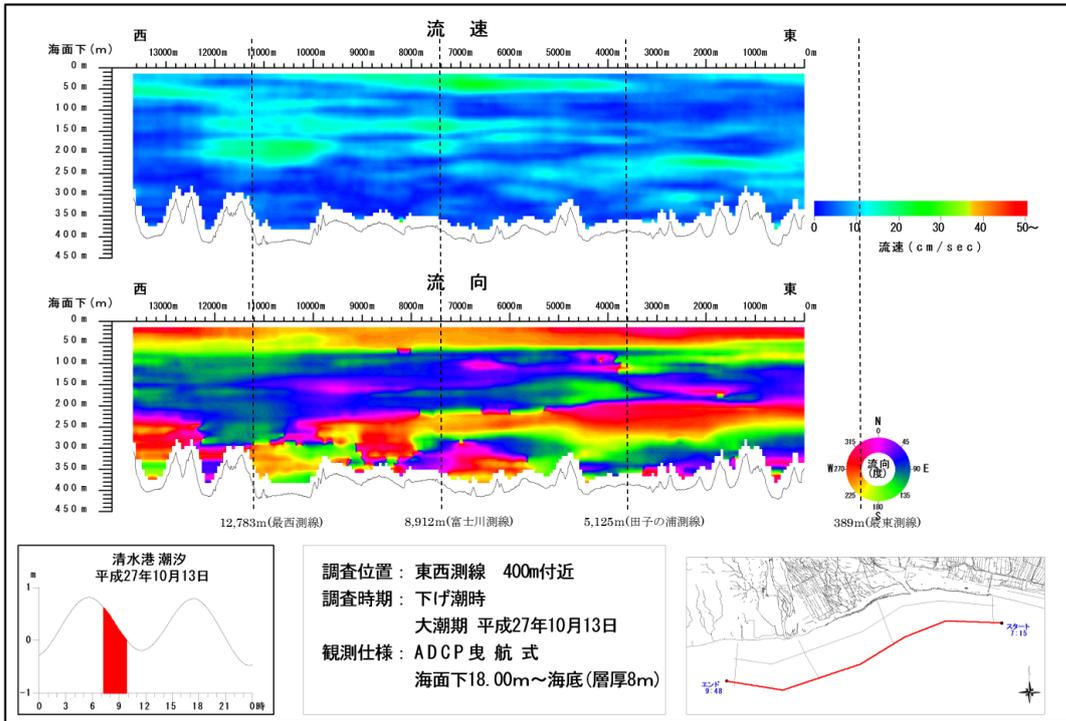


図 3-2-4-4 水深 400m 測線における流速、流向の鉛直コンター図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

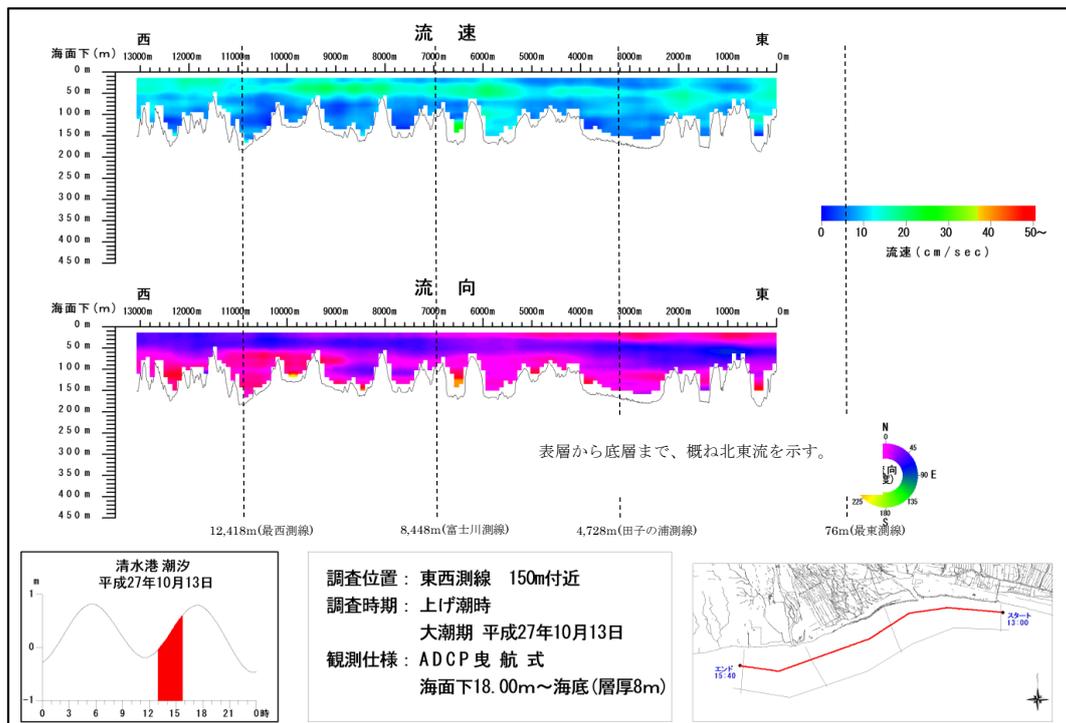
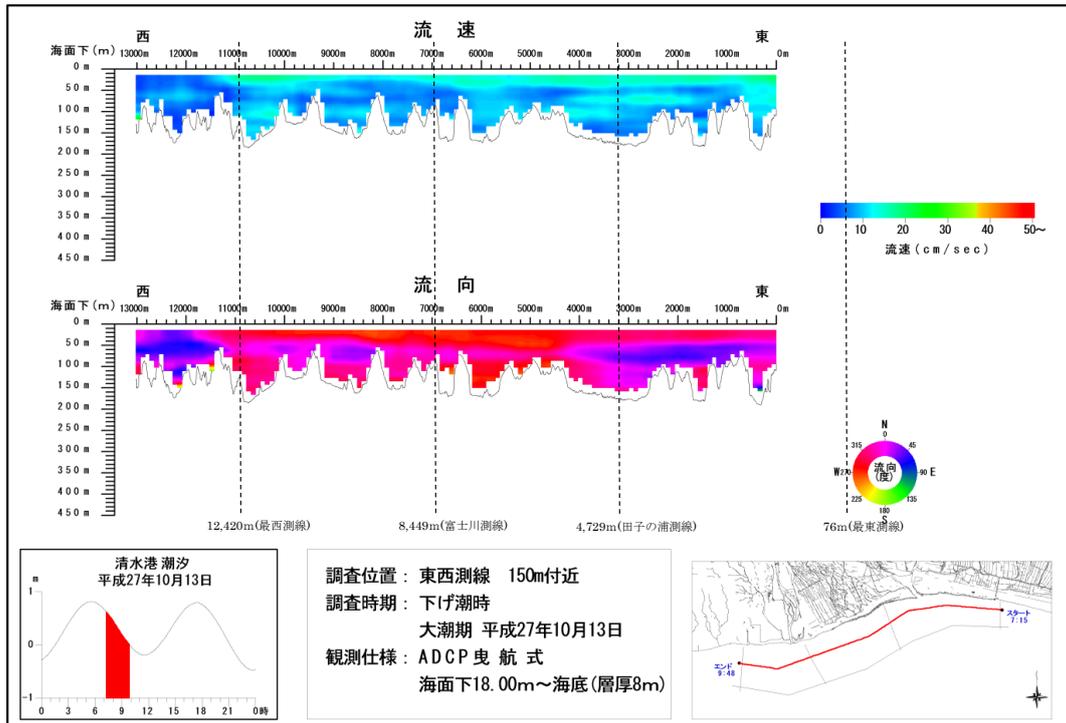


図 3-2-4-5 水深 150m 測線における流速、流向の鉛直コンター図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

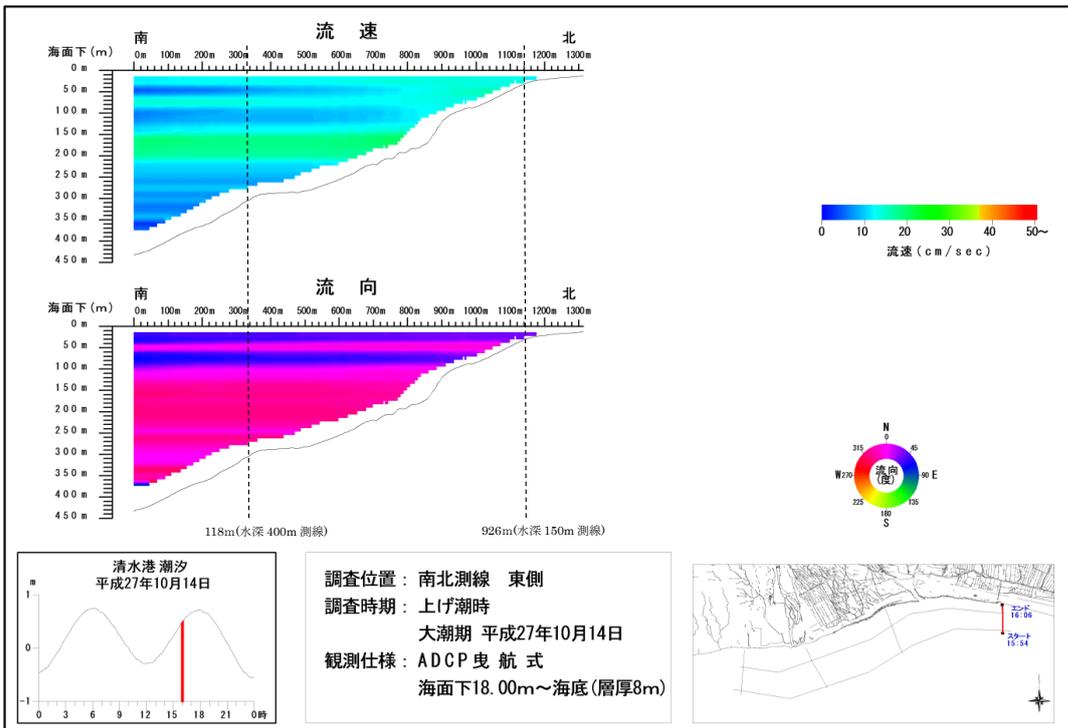
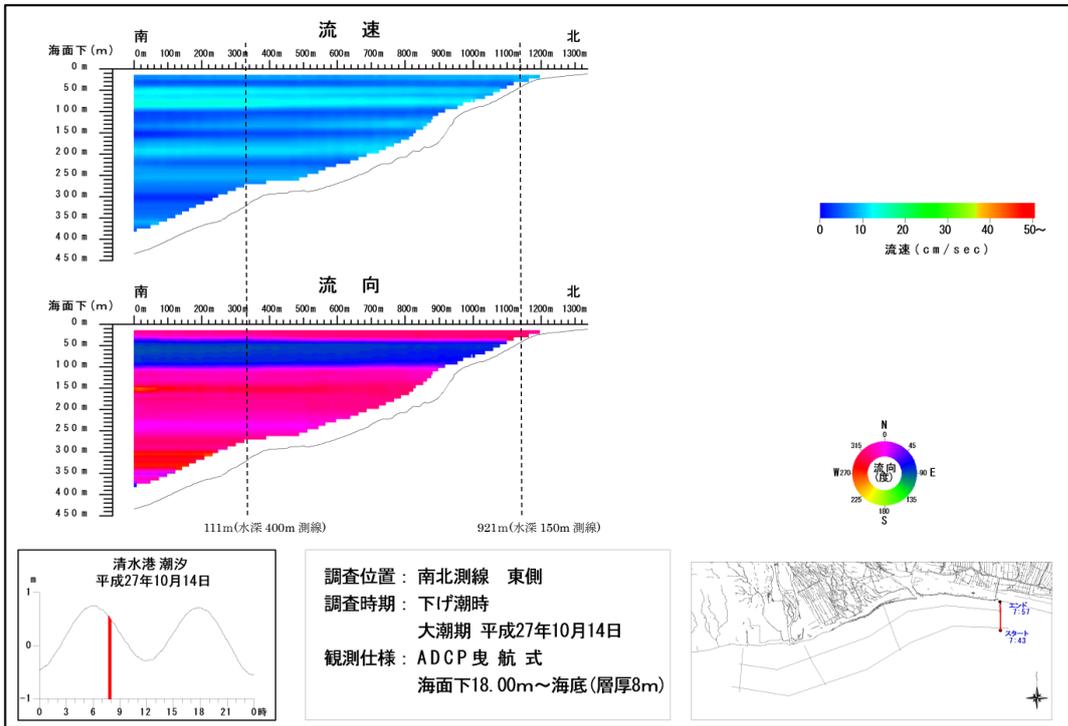


図 3-2-4-6 南北測線 (東端部) の流速、流向の鉛直コンター図

(上図: 下げ潮時、下図: 上げ潮時)

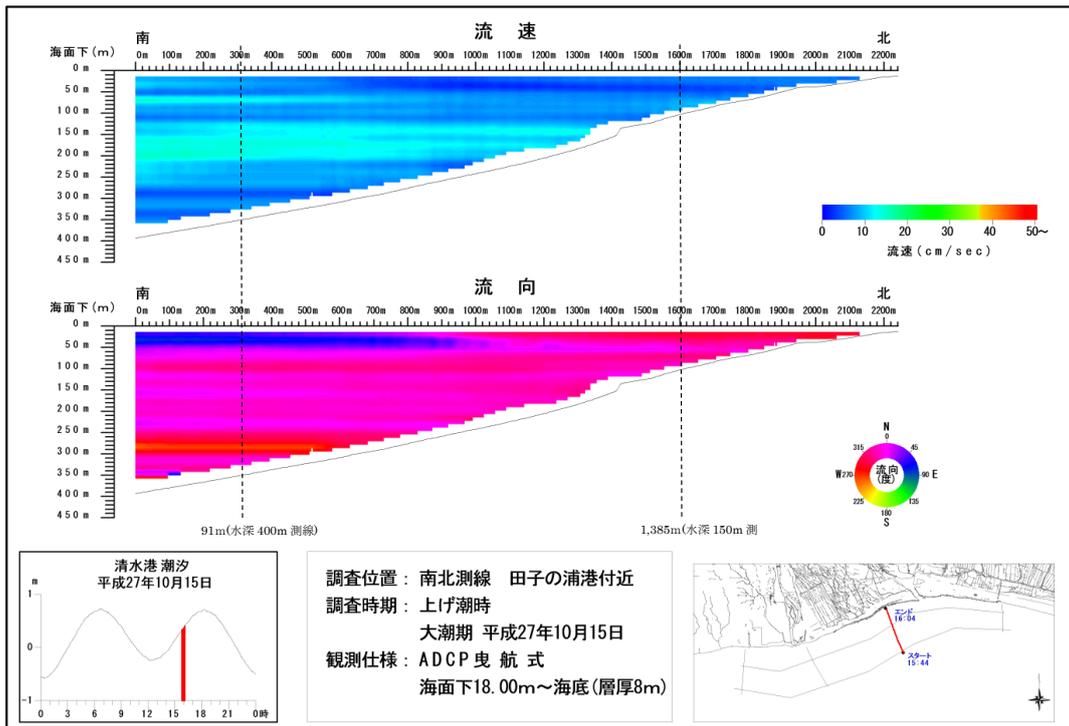
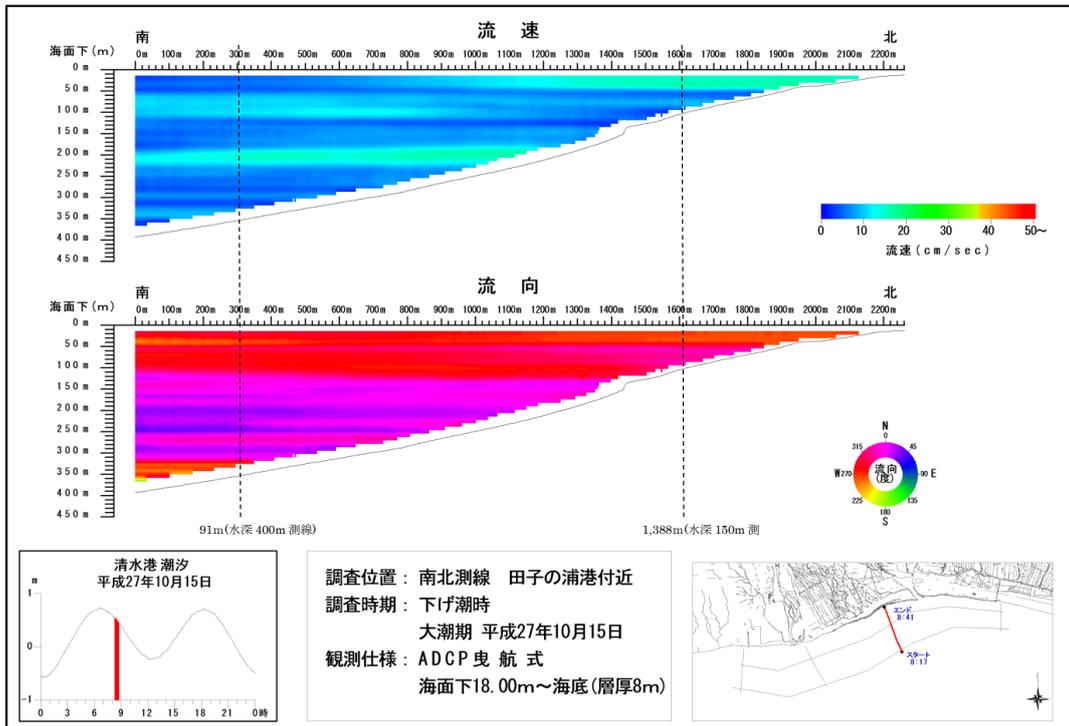


図 3-2-4-7 南北測線（田子の浦周辺）の流速、流向の鉛直カウンター図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

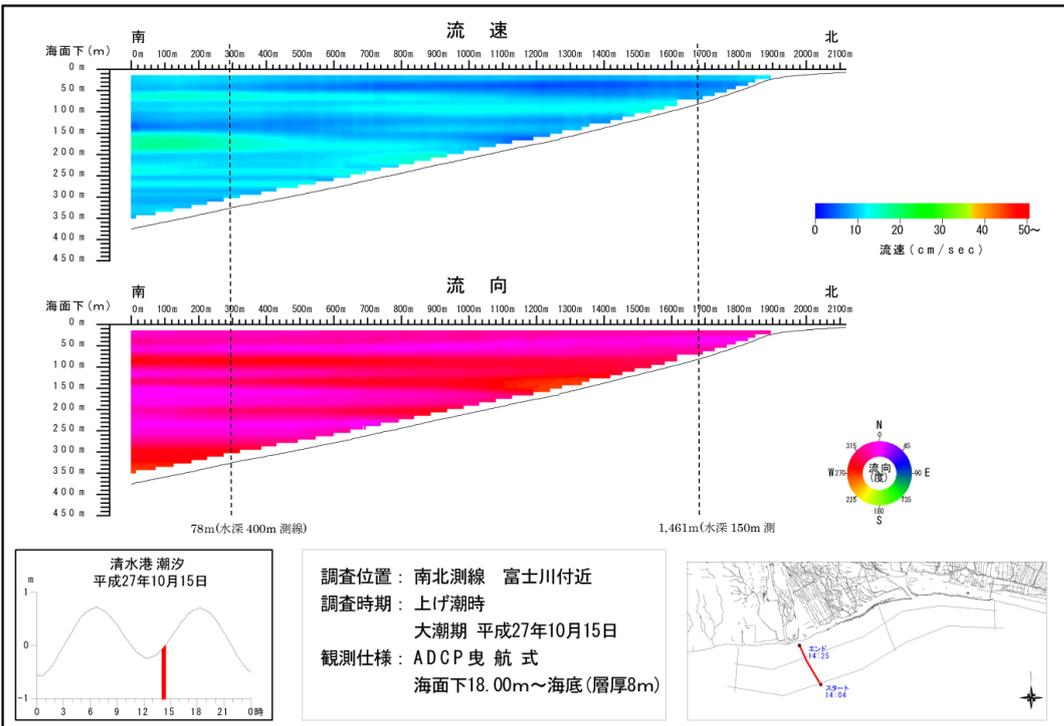
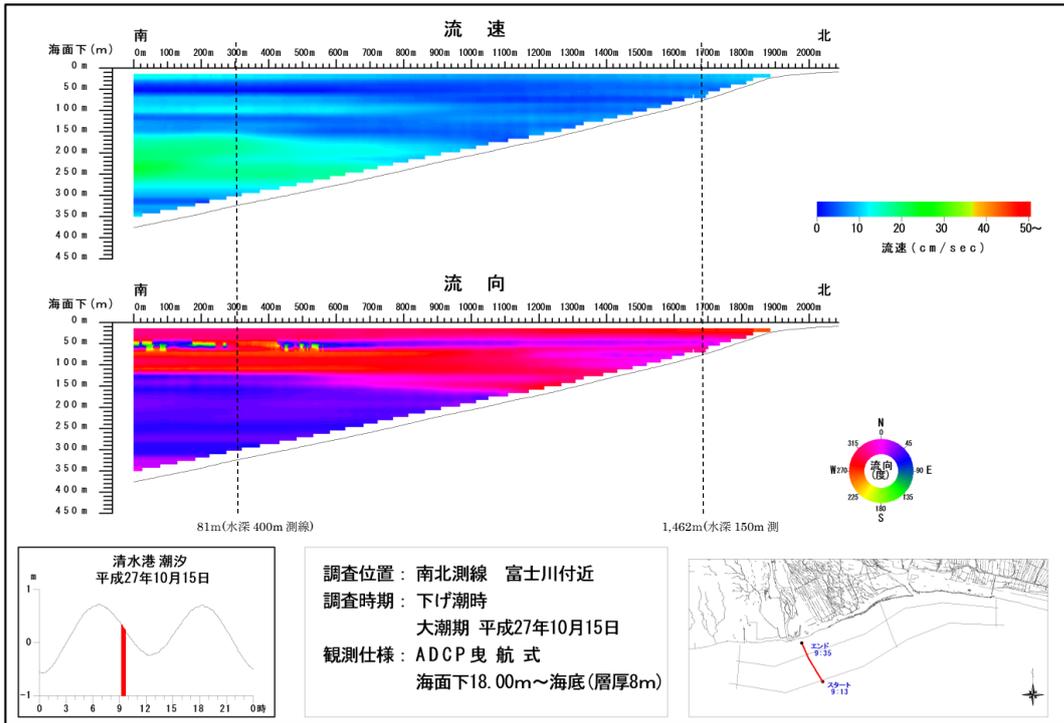


図3-2-4-8 南北測線（富士川周辺）の流速、流向の鉛直コンター図

（上図：下げ潮時、下図：上げ潮時）

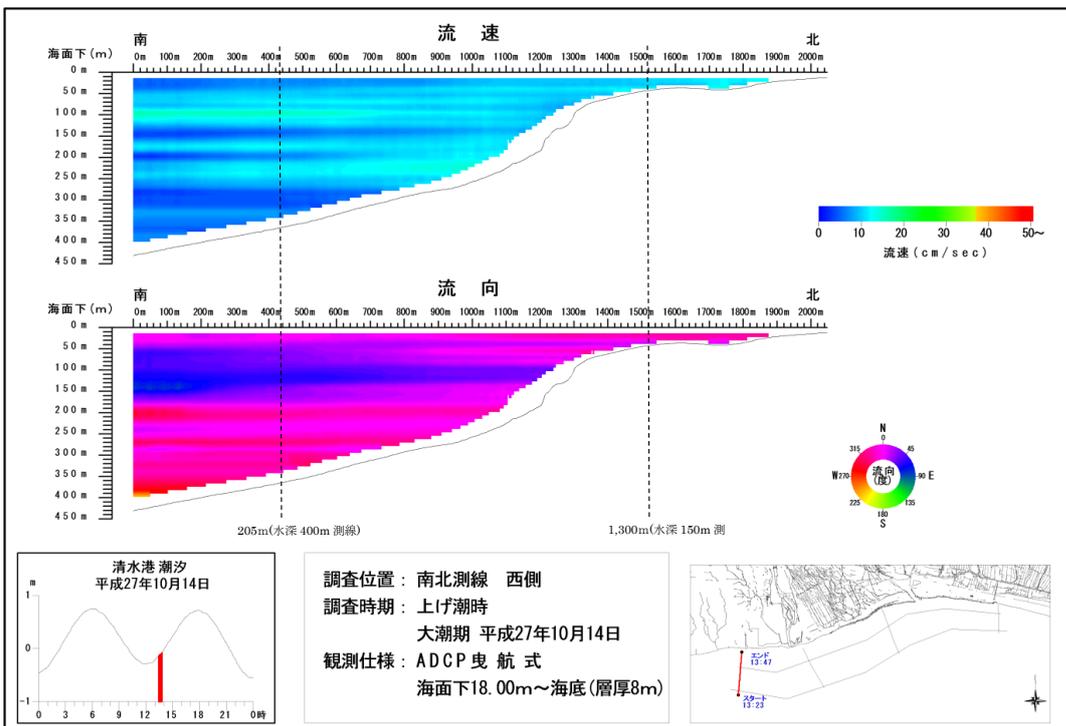
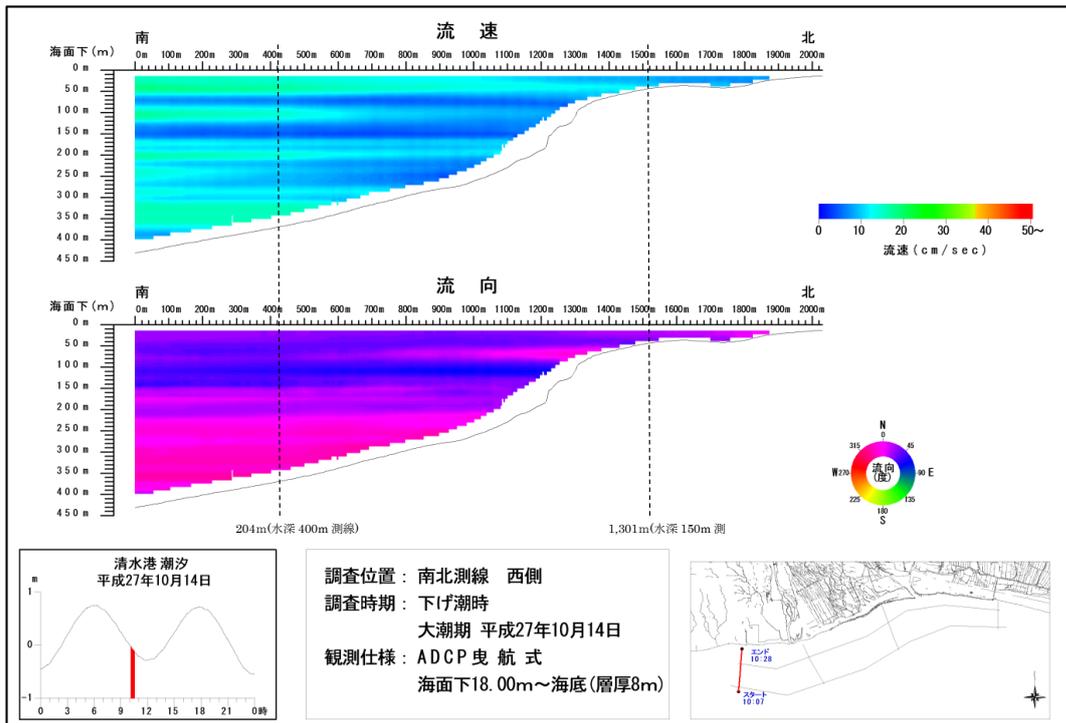


図 3-2-4-9 南北測線（西端部）の流速、流向の鉛直コンター図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

(2) 平面の流況

平面の流況（図 3-2-4-10～図 3-2-4-17）を見ると、表層付近（海面下 18m）の流向は、下げ潮時、上げ潮時ともに岸方向の流れ（北東流から北西流）が多くみられたが、水深 400m 測線では一部沖方向の流れ（南流から南西流）がみられた（図 3-2-4-10）。流速は 10～25cm/s を示したが、下げ潮時の流速は上げ潮時と比較してわずかに流速が大きい傾向がみられた。

海面下 150m 付近（海面下 146m）の流向は、下げ潮時、上げ潮時ともに、概ね北東流から北西流が多くみられた。流速は 10～30cm/s を示しており、その中でも水深 400m 測線の富士川河口前面付近において、他の海域と比較して流速が大きい傾向がみられた（図 3-2-4-13）。

底層付近の流向は、下げ潮時、上げ潮時ともに、概ね北東流から北西流が多くみられたが、全体として不均質な流向であった（図 3-2-4-17）。これは調査海域の海底地形（図 3-2-4-1）が複雑なため、局所的に異なる流向が発生しているものと考えられる。流速についても 10～30cm/s であったが、流向分布と同様に一様ではないことが分かった。

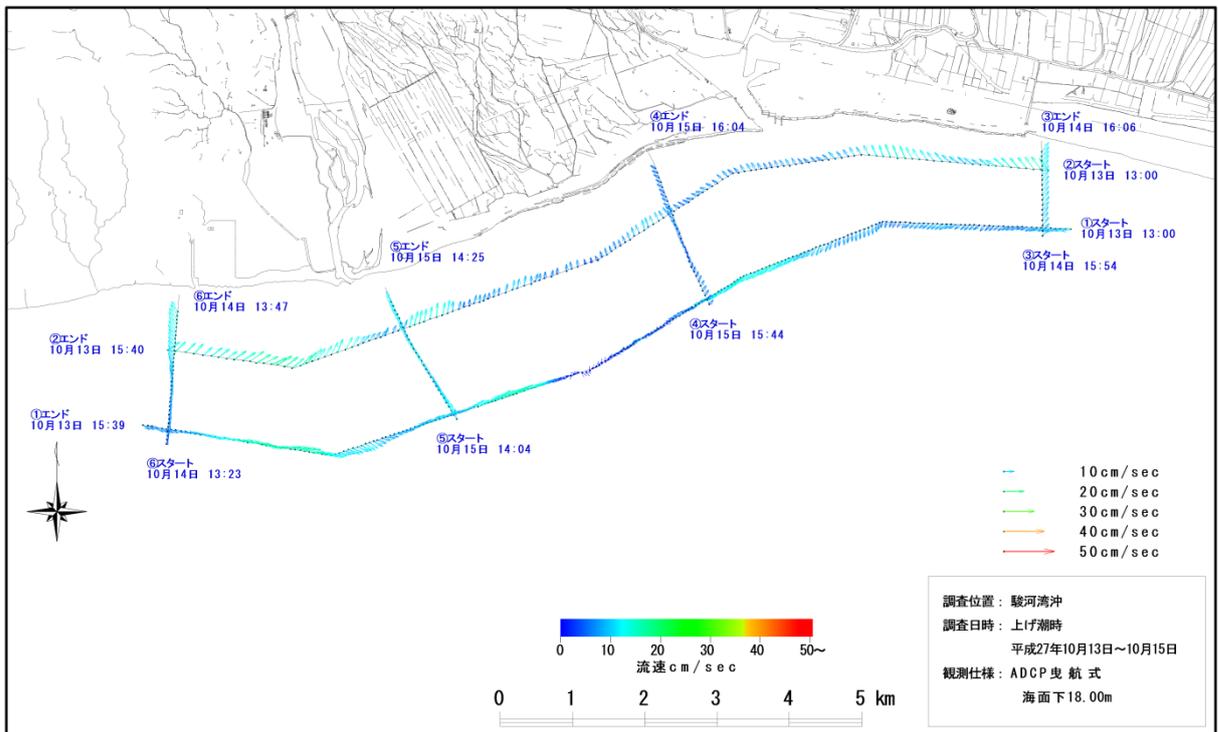
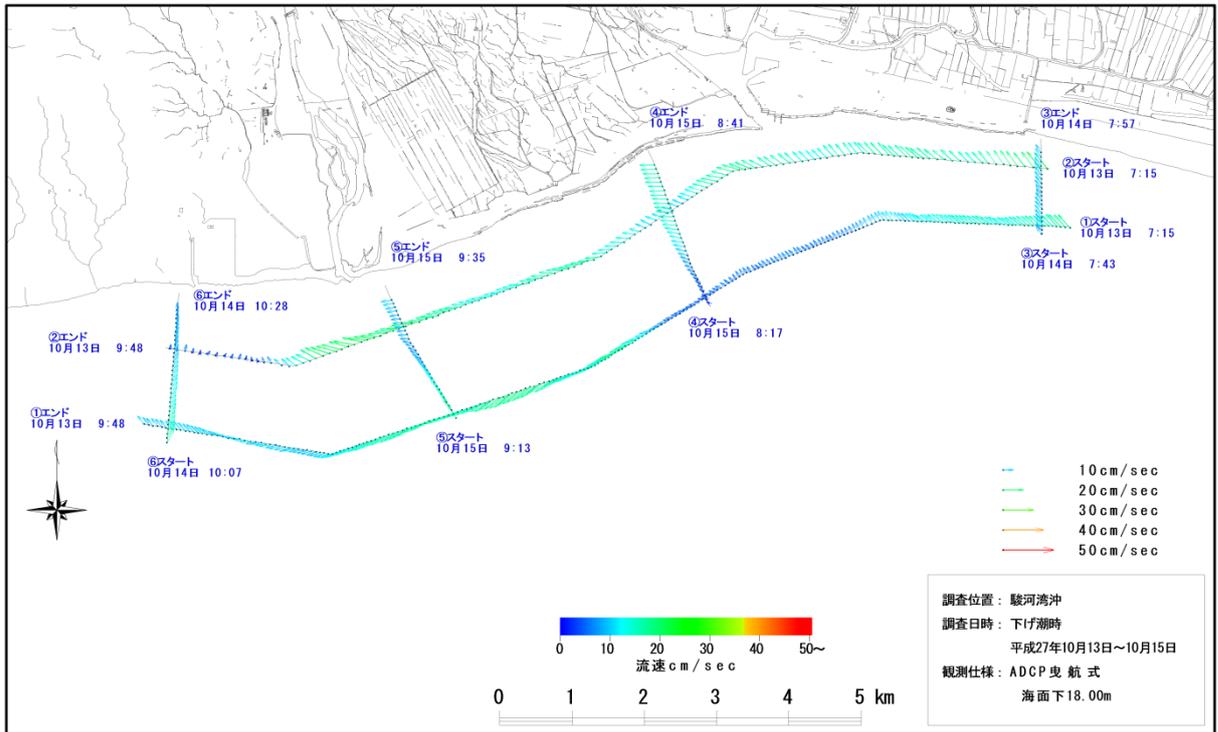


図 3-2-4-10 海面下 18m における流況平面分布図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

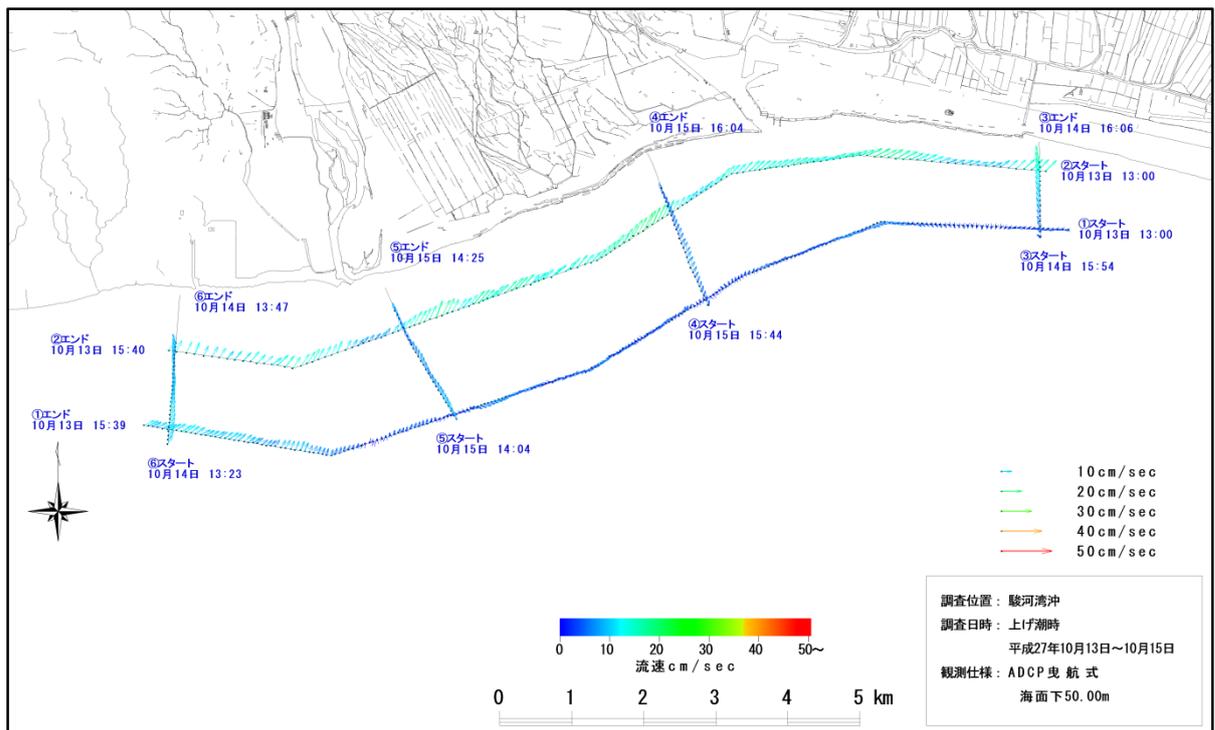
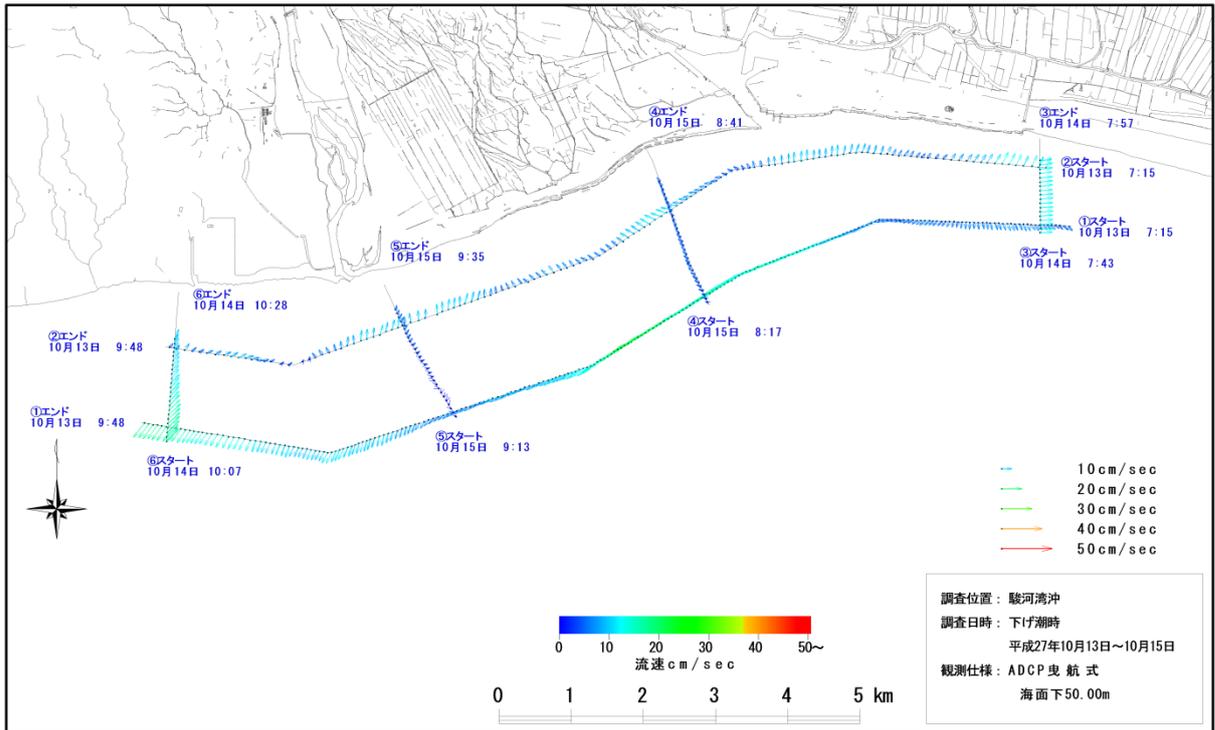


図 3-2-4-11 海面下 50m における流況平面分布図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

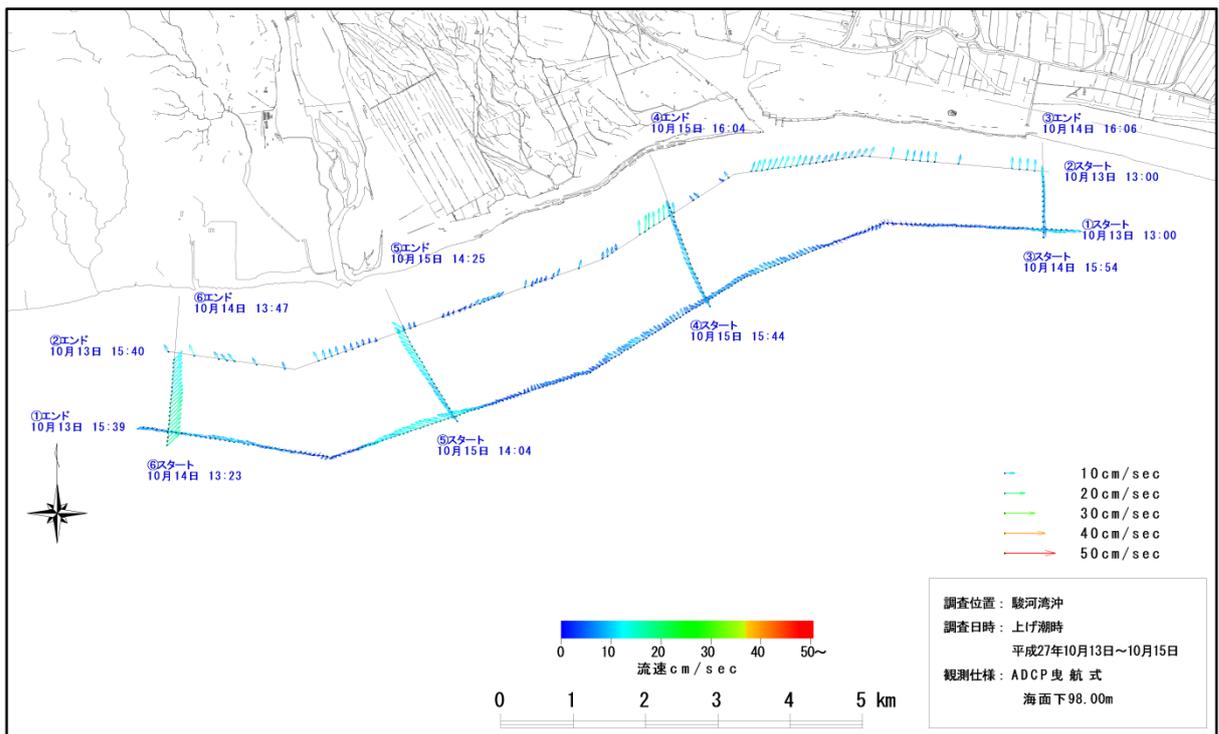
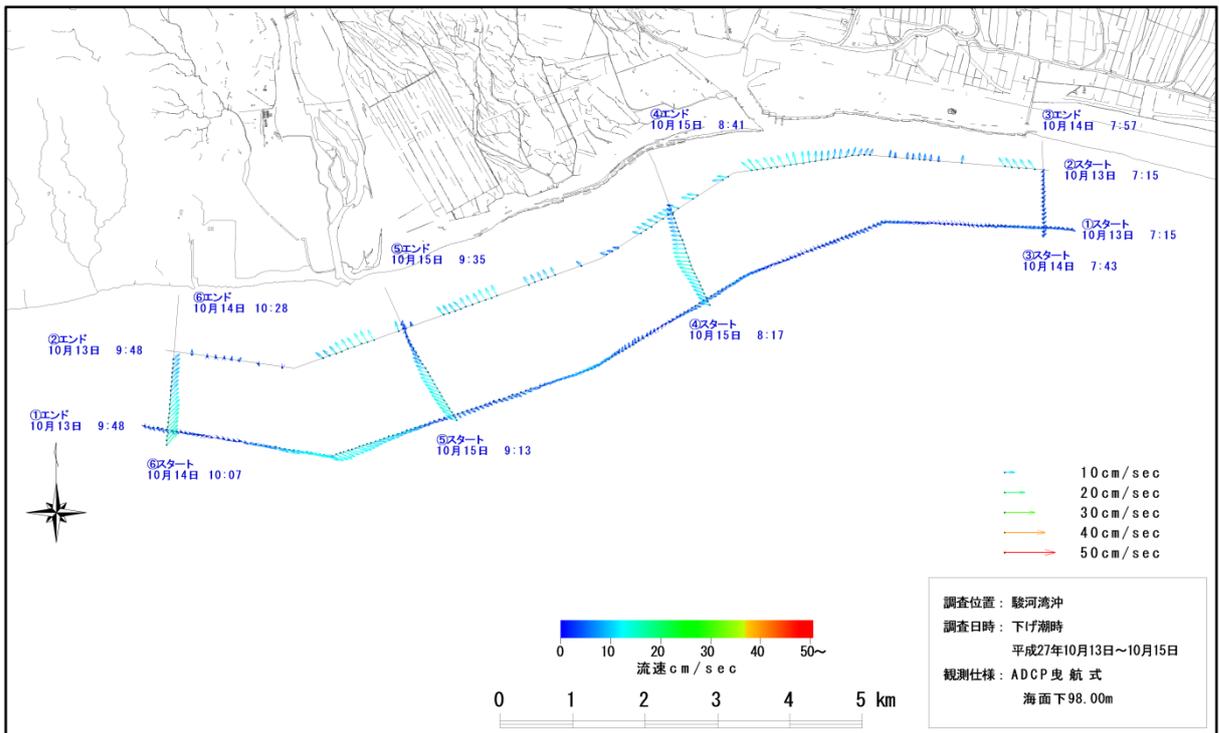


図 3-2-4-12 海面下 98m における流況平面分布図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

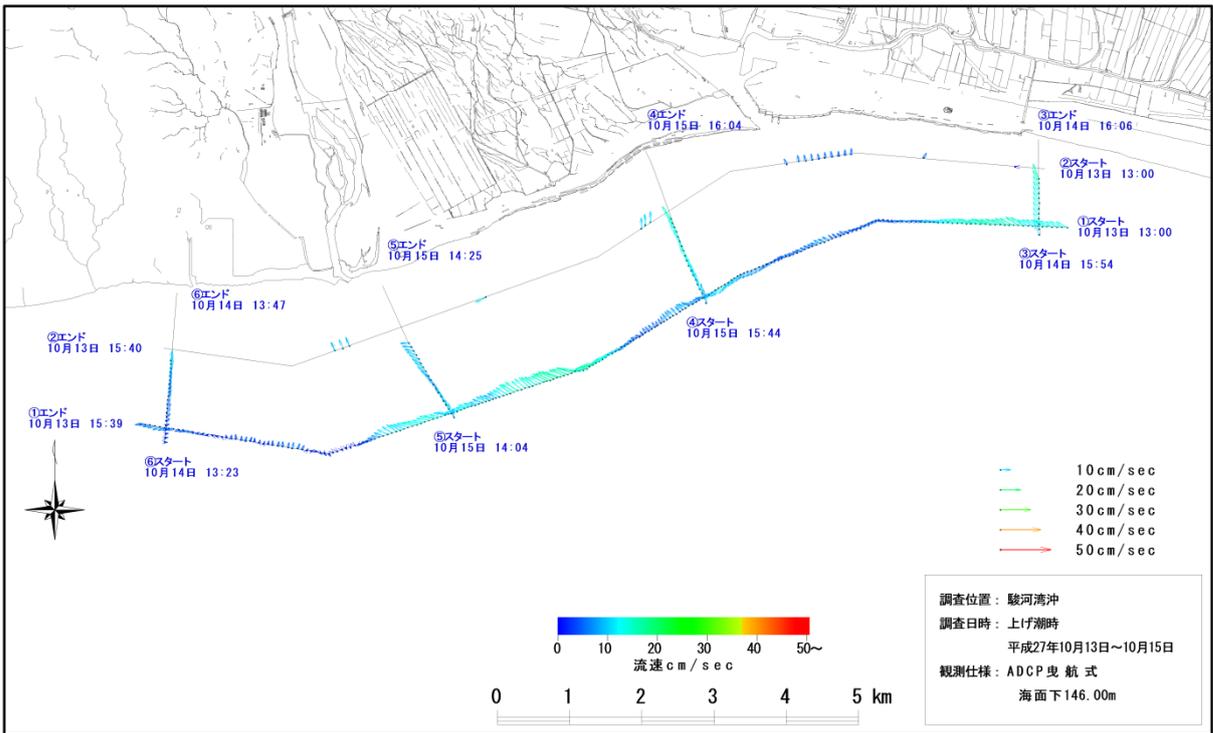
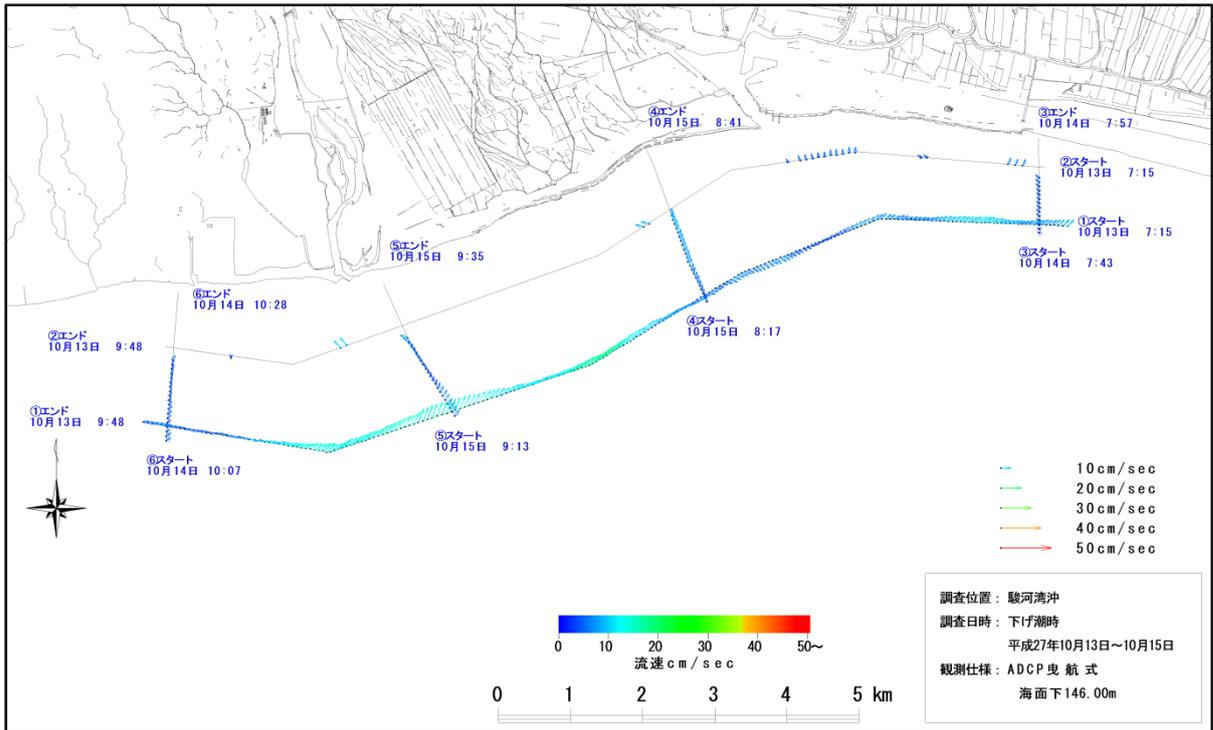


図 3-2-4-13 海面下 146m における流況平面分布図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

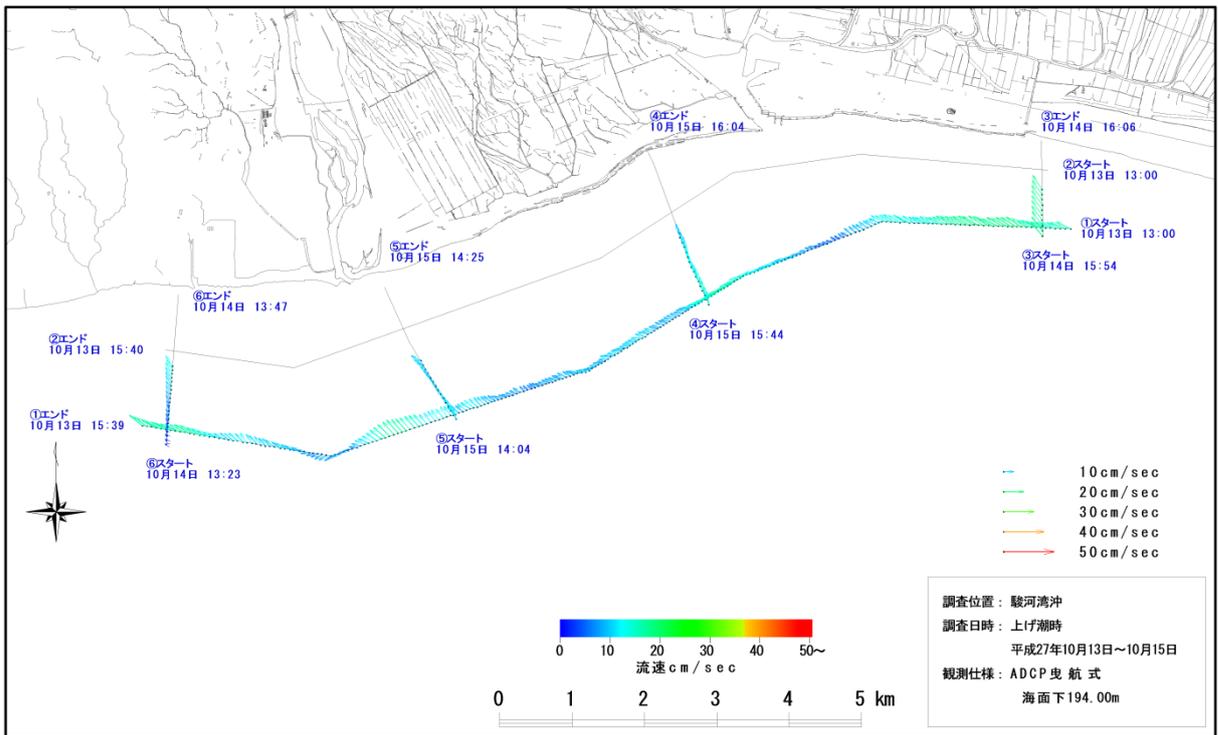
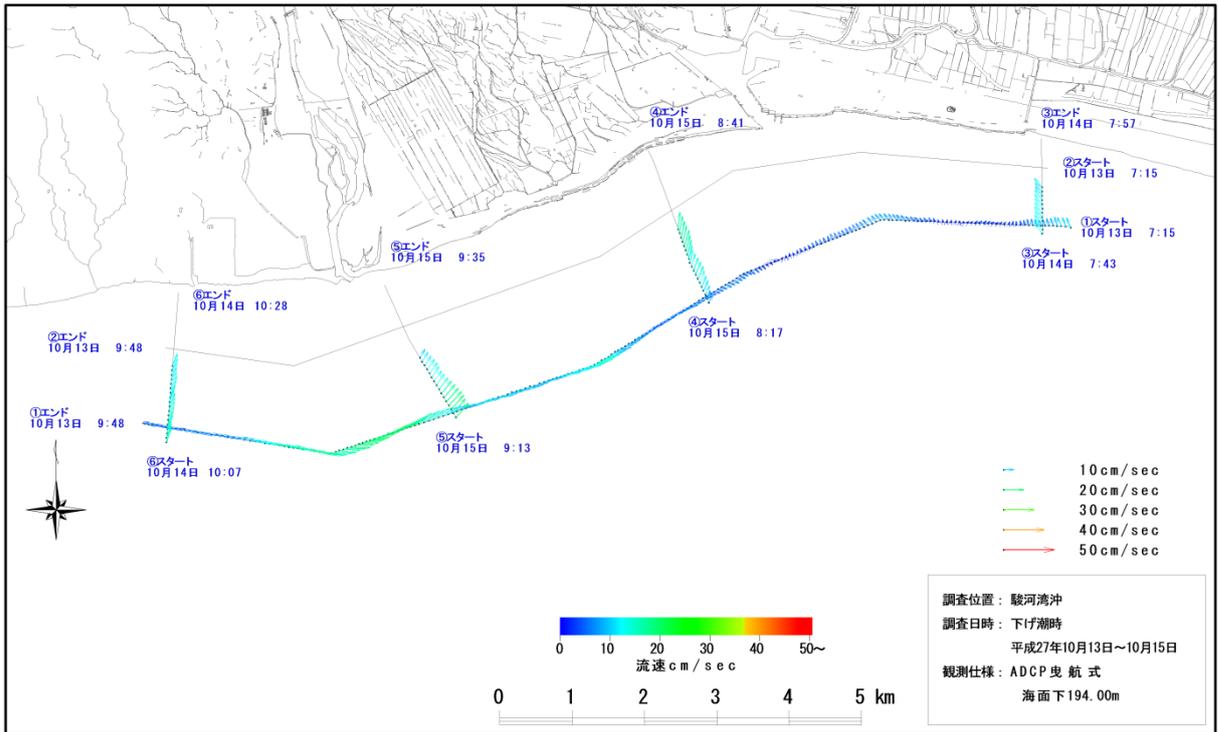


図 3-2-4-14 海面下 194m における流況平面分布図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

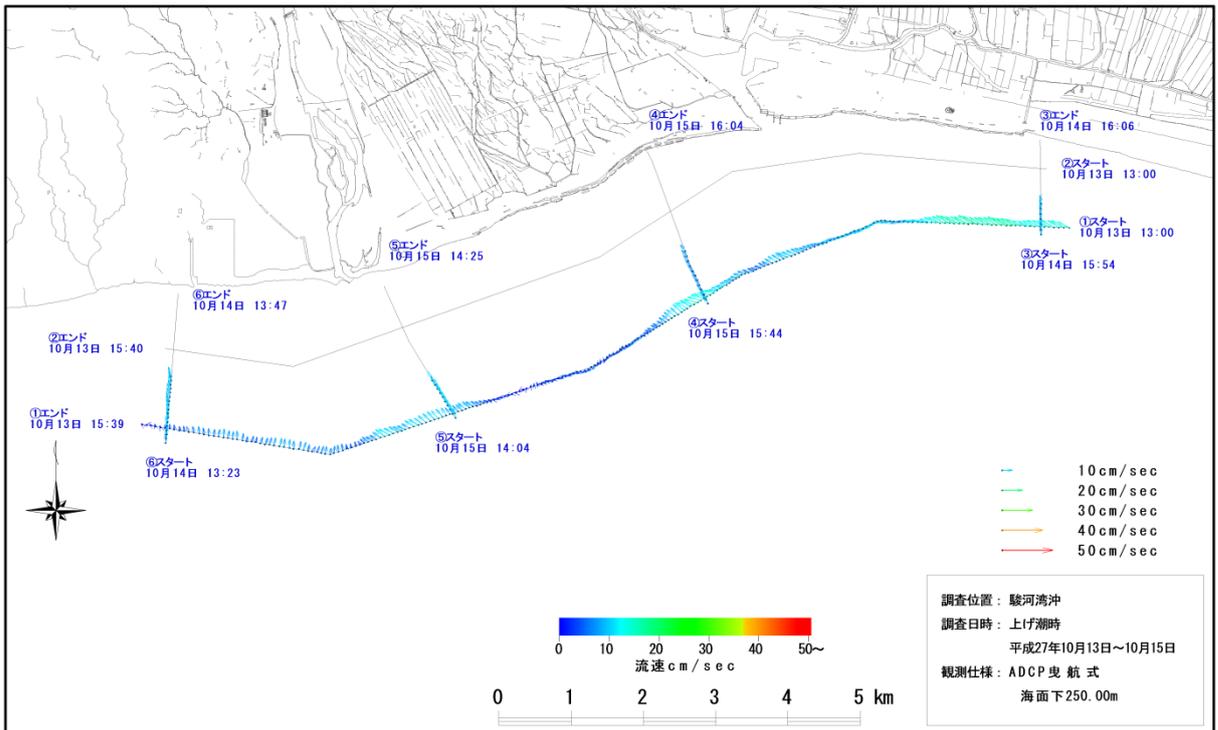
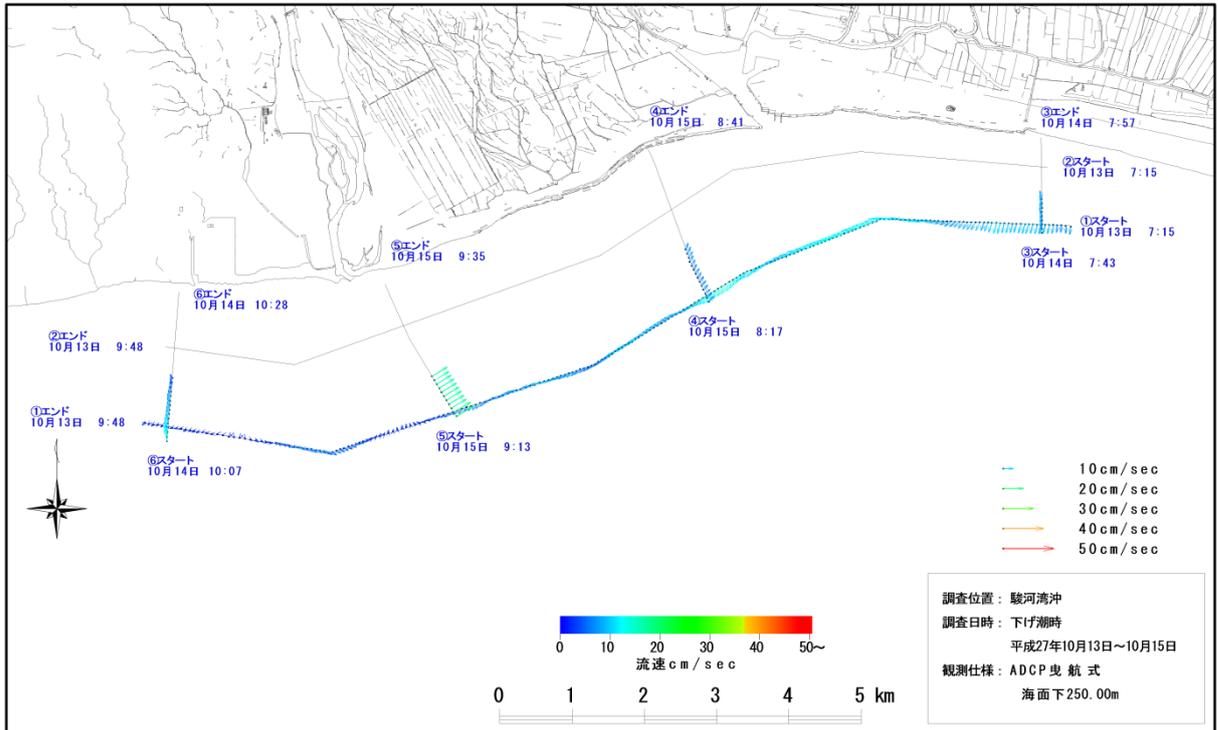


図 3-2-4-15 海面下 250m における流況平面分布図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

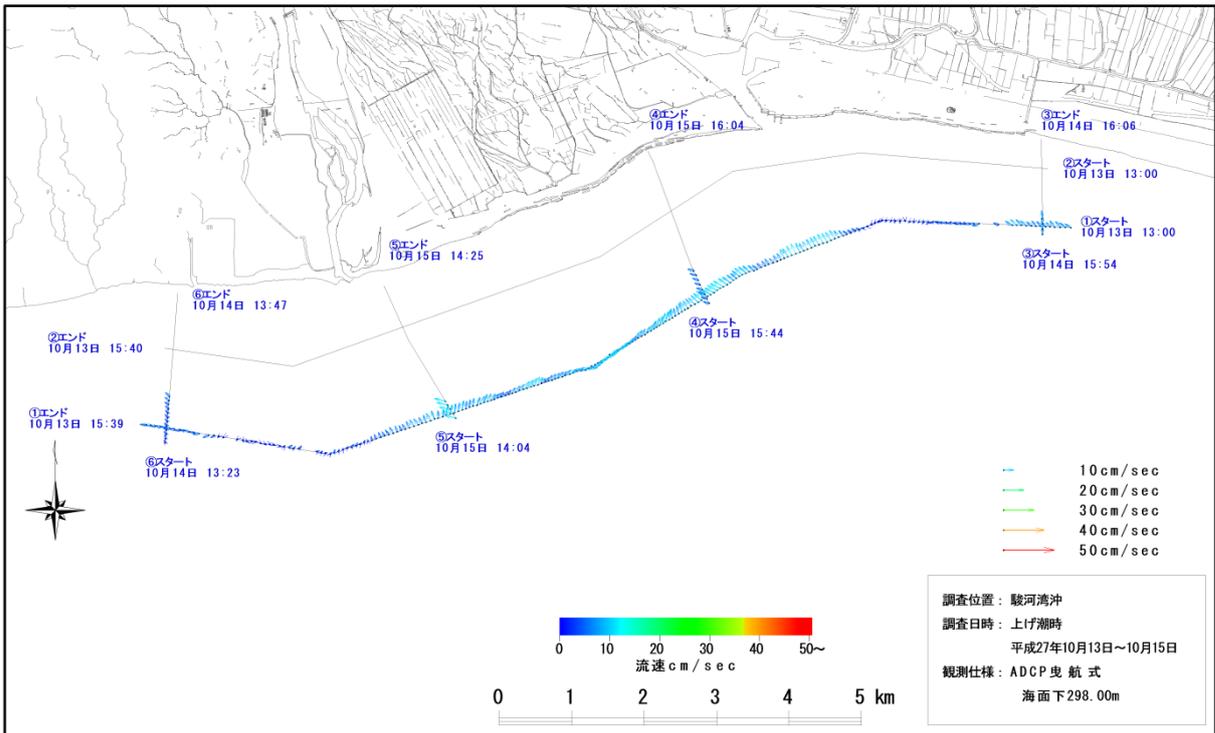
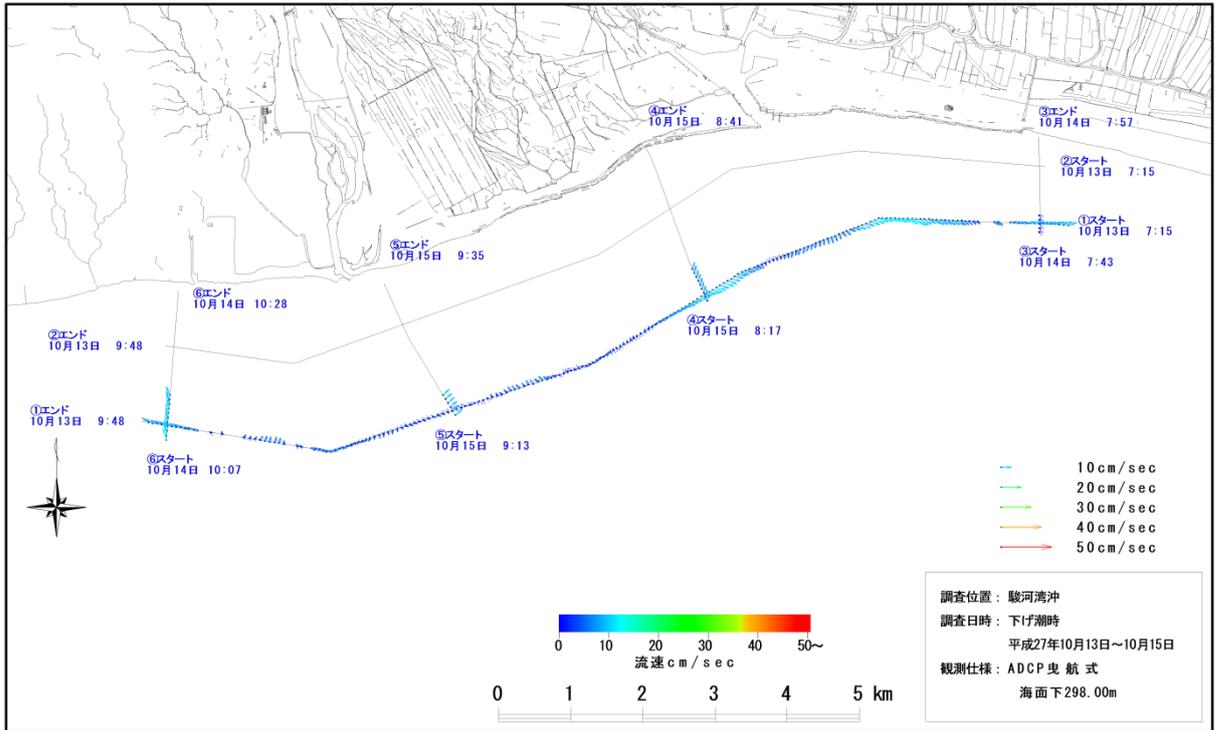


図 3-2-4-16 海面下 298m における流況平面分布図

(上図：下げ潮時、下図：上げ潮時)

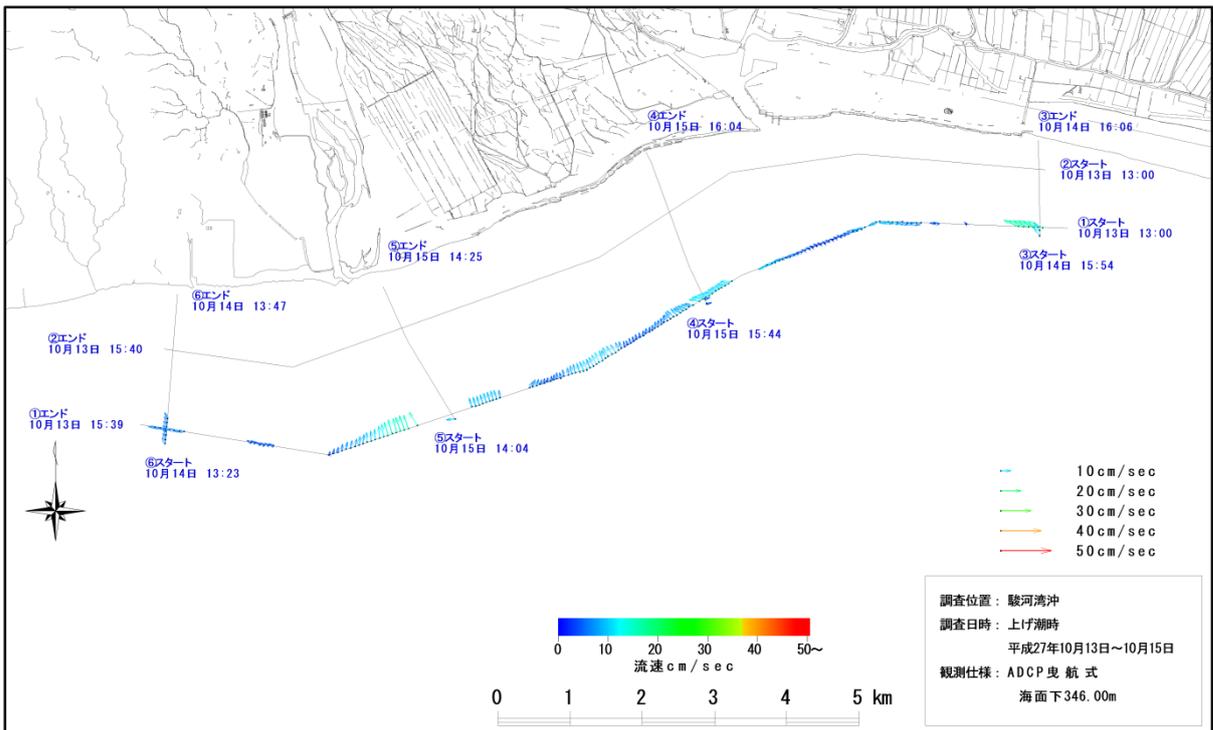
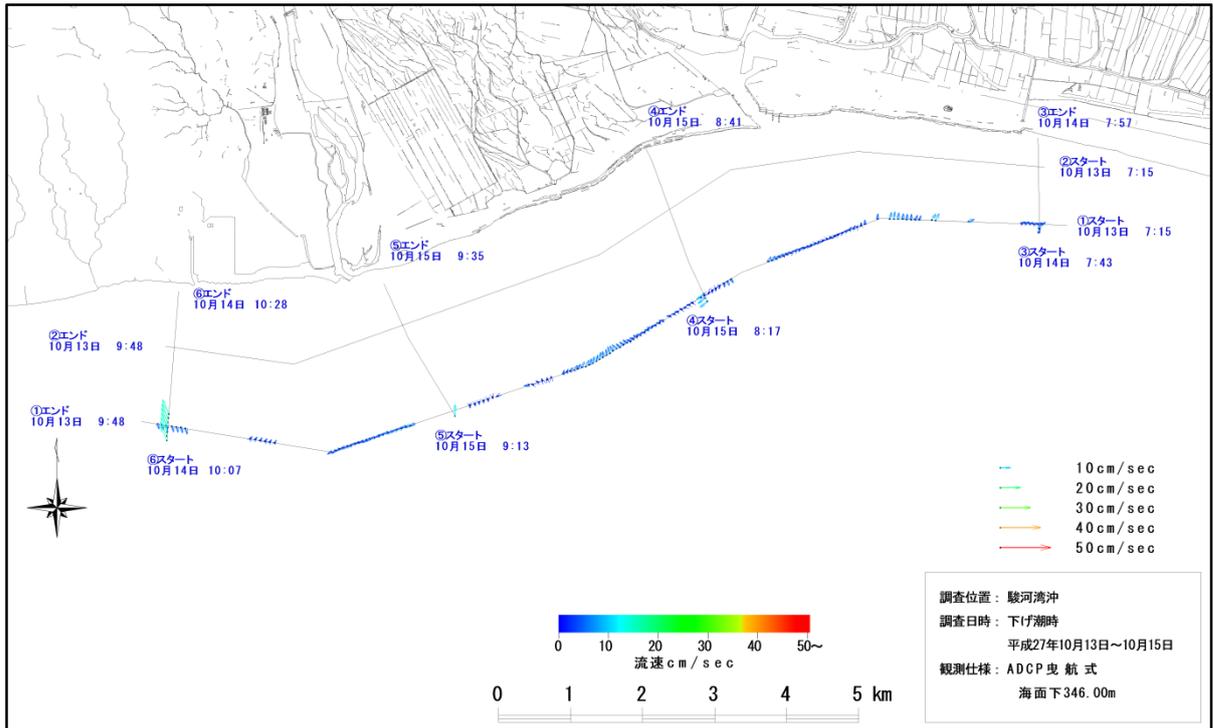


図 3-2-4-17 海面下 346m における流況平面分布図

(上図: 下げ潮時、下図: 上げ潮時)

(3) 水温、塩分の平面および鉛直分布

流況調査時の表層の水温分布を図 3-2-4-18、塩分濃度の分布を図 3-2-4-19 に示す。上げ潮時は、下げ潮時と比較して水温が高い傾向がみられた。これは、下げ潮時は 7:00 頃～10:30 頃に観測を行い、上げ潮時は 13:00 頃～16:00 頃に観測を行ったため、気温の上昇（表 3-2-4-3）や日射に影響を受けて、海面水温が上昇した結果であると考えられる。

塩分濃度を見ると、上げ潮時、下げ潮時ともに調査区域西側において低い海域が確認された（図 3-2-4-19）。これは、富士川の河川水および富士川より西側の放水路から排出される淡水が、調査海域表層の北流から北西流の影響を受け、西側へ流されているものと推測される。また、水深 100m 以浅の沿岸にも同様に塩分濃度が低い傾向がみられた。この傾向は、田子の浦港に流入している潤井川などの河川水が、北西流により岸際を沿うように西側へ流されているものと推測される。

次に調査海域での LANDSAT-8 衛星の画像と水温、塩分濃度分布の比較を行った（図 3-2-4-20～図 3-2-4-23）。ここでは 2015 年に撮影された衛星画像から、調査区域全体が鮮明に撮影されていた 1 月 1 日、4 月 23 日、9 月 14 日および 12 月 19 日の衛星画像を用いた。衛星画像から判読すると、富士川から流出した河川水は西側へ流れている傾向が確認された。この傾向は、本調査で取得した表層の塩分濃度分布が河川水に影響されたものと考えれば整合的である。一方で、季節によっては田子の浦港から富士川河口域に至る岸際に河川水が留まっている傾向や、流出水が全く確認されない傾向も認められており、河川水の流出量の季節変化に応じて、海域への表層水質に与える影響が多様に変化すると考えられる。

鉛直プロファイルを取得した地点の分布を図 3-2-4-24、地点の情報を表 3-2-4-4 に示す。また取得された水温、塩分、密度の鉛直プロファイルを図 3-2-4-25～図 3-2-4-27 に示す。

調査の結果から、水深 50m に温度の躍層が確認され、下層に向けて低下する傾向が認められた。また塩分は 34.5 前後を示しているが、SP-1 および SP-2 地点 (ROV 調査における地点番号 7 および 9 付近) では鉛直方向 20~30m に渡って塩分濃度の低下が確認された。これらは海底湧出地下水の影響を表していると考えられる。

表 3-2-4-3 流況調査時の富士市の気温 (気象庁, 2016)

観測日	下げ潮時		上げ潮時	
	観測時間	気温	観測時間	気温
2015 年 10 月 13 日	7:15~9:50	13.3°C→	13:00~	23.3°C→
		20.0°C	15:40	23.2°C
2015 年 10 月 14 日	7:40~10:30	15.8°C→	13:20~	22.7°C→
		21.3°C	16:10	20.6°C
2015 年 10 月 15 日	8:15~9:40	17.9°C→	14:00~	22.6°C→
		21.3°C	16:10	21.9°C

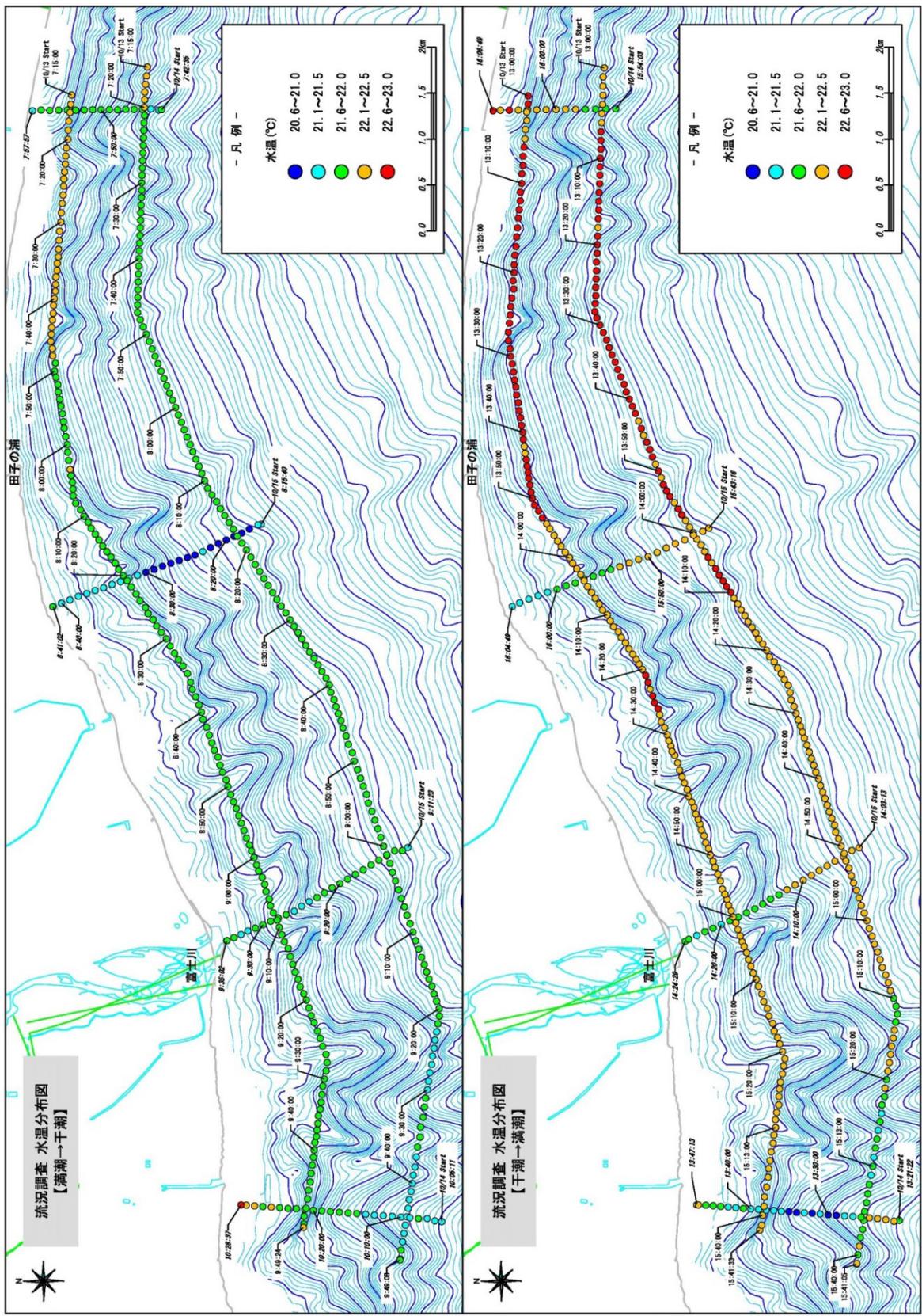


図 3-2-4-18 表層の水温の平面分布図
(左図：下げ潮時、右図：上げ潮時)

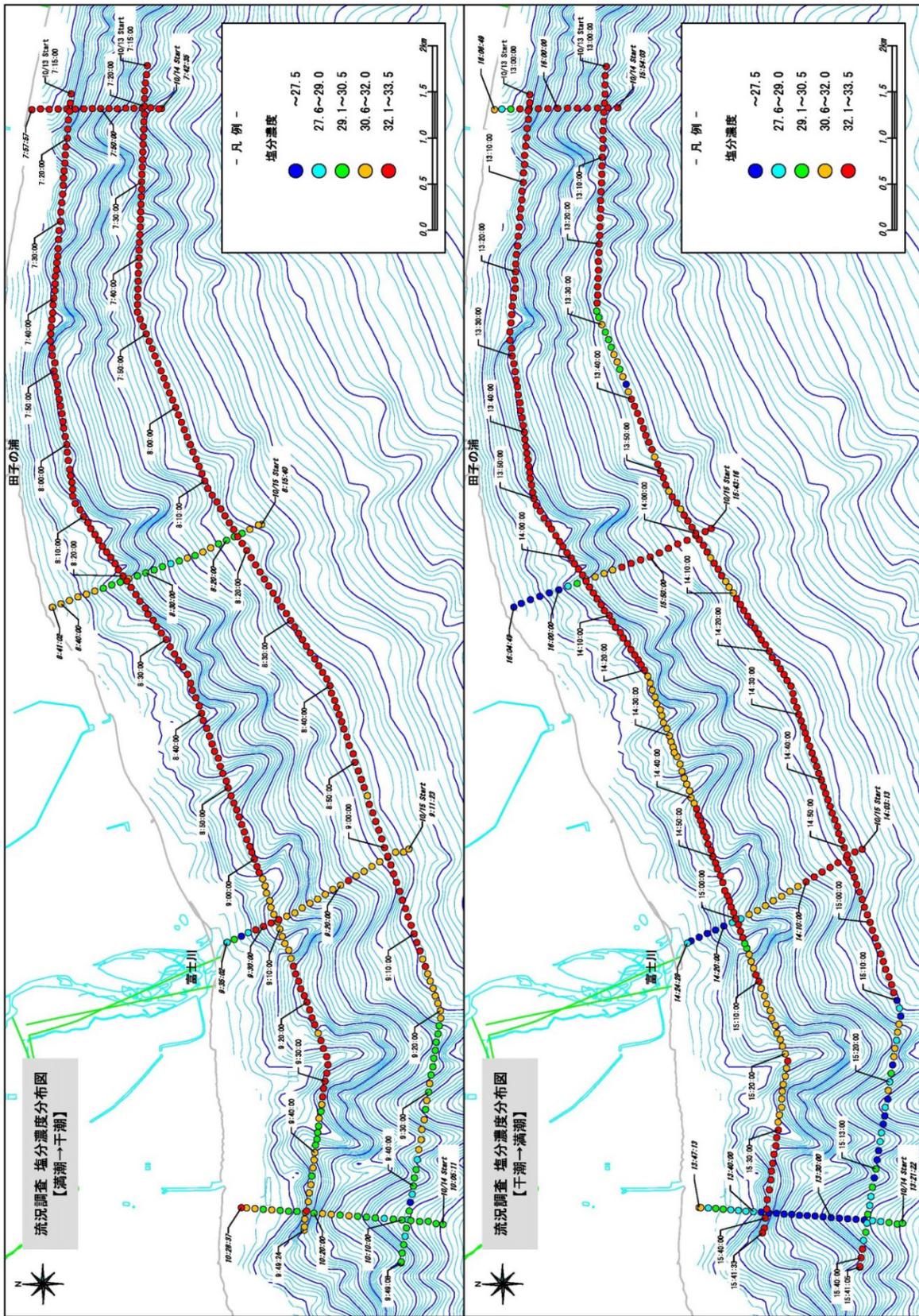


図 3-2-4-19 表層の塩分濃度の平面分布図
(左図：下げ潮時、右図：上げ潮時)



図 3-2-4-20 2015 年 1 月 1 日の衛星画像

(産業技術総合研究所 (2016) より。田子の浦港から富士川河口にかけて、
流出した河川水が海岸付近に留まる)

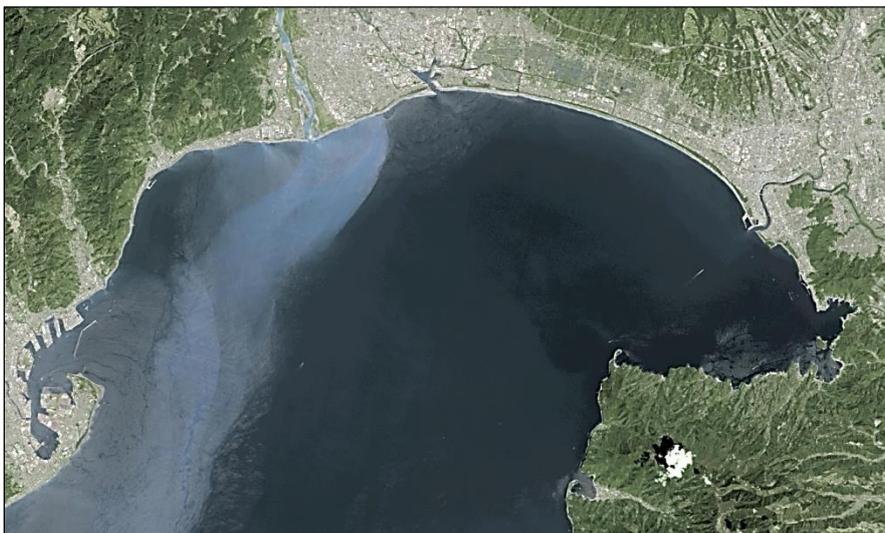


図 3-2-4-21 2015 年年 4 月 23 日の衛星画像

(産業技術総合研究所 (2016) より。富士川および富士川河口より西側の放水路から
流出した河川水が、駿河湾口西部に向けて流れている。

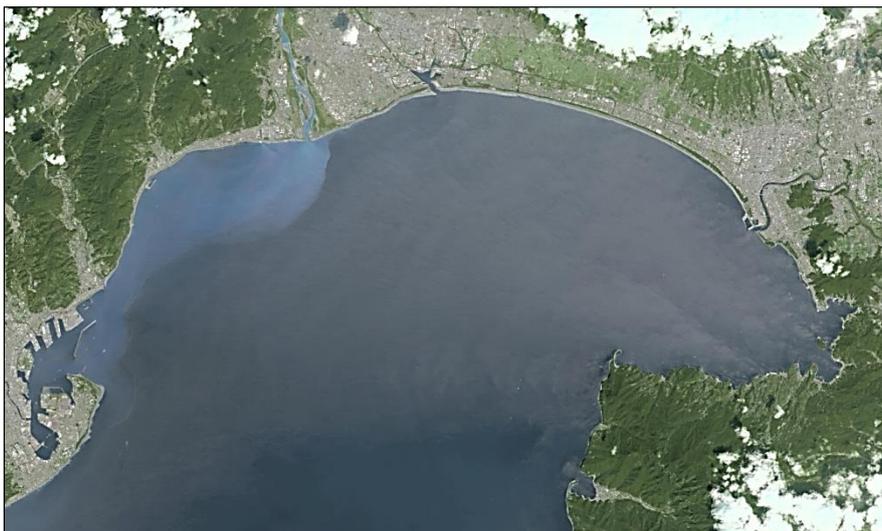


図 3-2-4-22 2015 年 9 月 14 日の衛星画像

(産業技術総合研究所 (2016) より。富士川より流出した河川水が、北西流により西側へ流されている。)

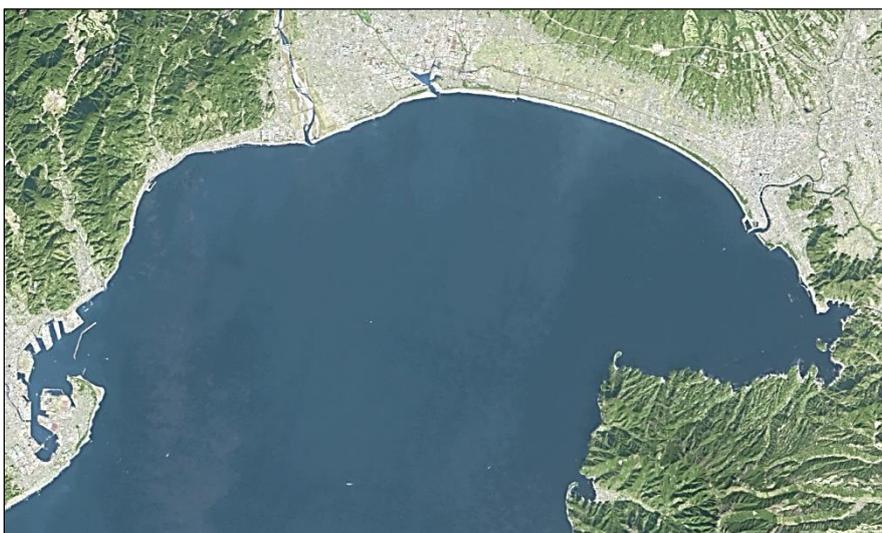


図 3-2-4-23 2015 年 12 月 19 日の衛星画像

(産業技術総合研究所 (2016) より。河川水および放水路からの流出水が、衛星画像では確認されない)

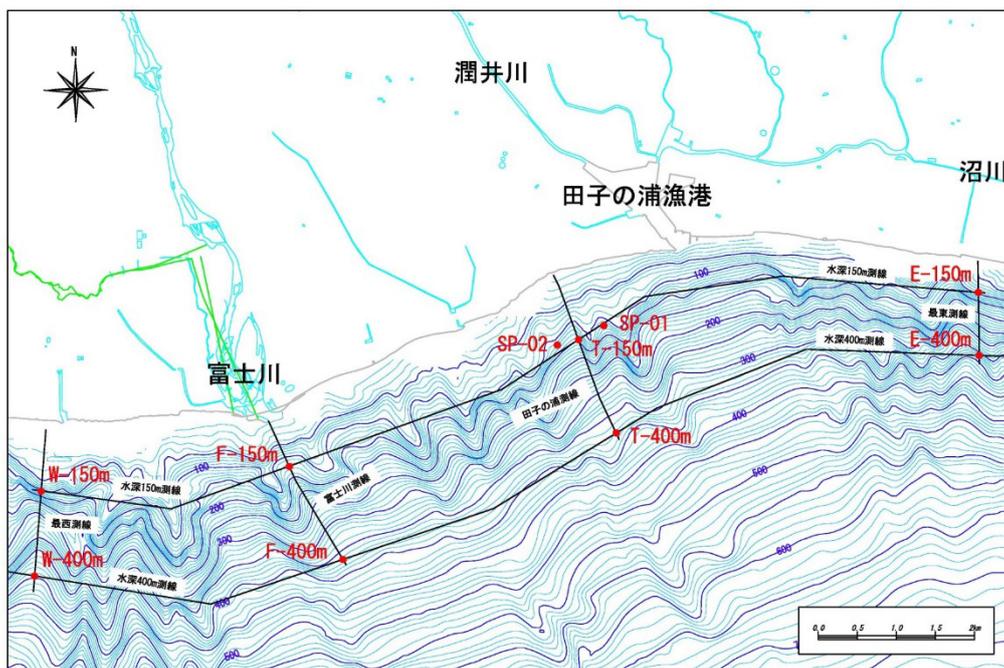


図 3-2-4-24 鉛直プロファイルを取得した地点

表 3-2-4-4 調査地点座標一覧表

点名	実施日 (平成27年)	予定位置				実施位置				予定位置からの 水平距離	水深
		緯度(度表記)	経度(度表記)	X	Y	緯度(度表記)	経度(度表記)	X	Y		
E-150m	10月17日	35.12959° N	138.74038° E	-96,536.90	21,907.10	35.12956° N	138.74036° E	-96,539.71	21,905.24	3.4m	113.0m
E-400m	10月17日	35.12229° N	138.74048° E	-97,346.70	21,918.40	35.12234° N	138.74048° E	-97,341.48	21,917.75	5.3m	394.0m
T-150m	10月17日	35.12420° N	138.68426° E	-97,145.20	16,794.10	35.12417° N	138.68428° E	-97,149.27	16,795.81	4.4m	158.0m
T-400m	10月17日	35.11339° N	138.68953° E	-98,343.30	17,276.20	35.11338° N	138.68939° E	-98,345.03	17,263.56	12.8m	380.0m
F-150m	10月17日	35.10957° N	138.64364° E	-98,774.20	13,094.10	35.10955° N	138.64368° E	-98,776.66	13,097.20	4.0m	128.0m
F-400m	10月17日	35.09878° N	138.65116° E	-99,970.00	13,780.80	35.09878° N	138.65117° E	-99,970.74	13,782.42	1.8m	363.0m
W-150m	10月17日	35.10673° N	138.60882° E	-99,093.30	9,919.90	35.10669° N	138.60880° E	-99,097.59	9,918.25	4.6m	118.0m
W-400m	10月17日	35.09692° N	138.60787° E	-100,182.50	9,835.00	35.09694° N	138.60784° E	-100,179.45	9,832.21	4.1m	400.0m
SP-01	10月17日	35.12584° N	138.68781° E	-96,963.40	17,116.60	35.12586° N	138.68776° E	-96,960.40	17,112.13	5.4m	132.0m
SP-02	10月17日	35.12360° N	138.68128° E	-97,212.10	16,522.10	35.12362° N	138.68124° E	-97,210.53	16,518.75	3.7m	133.0m

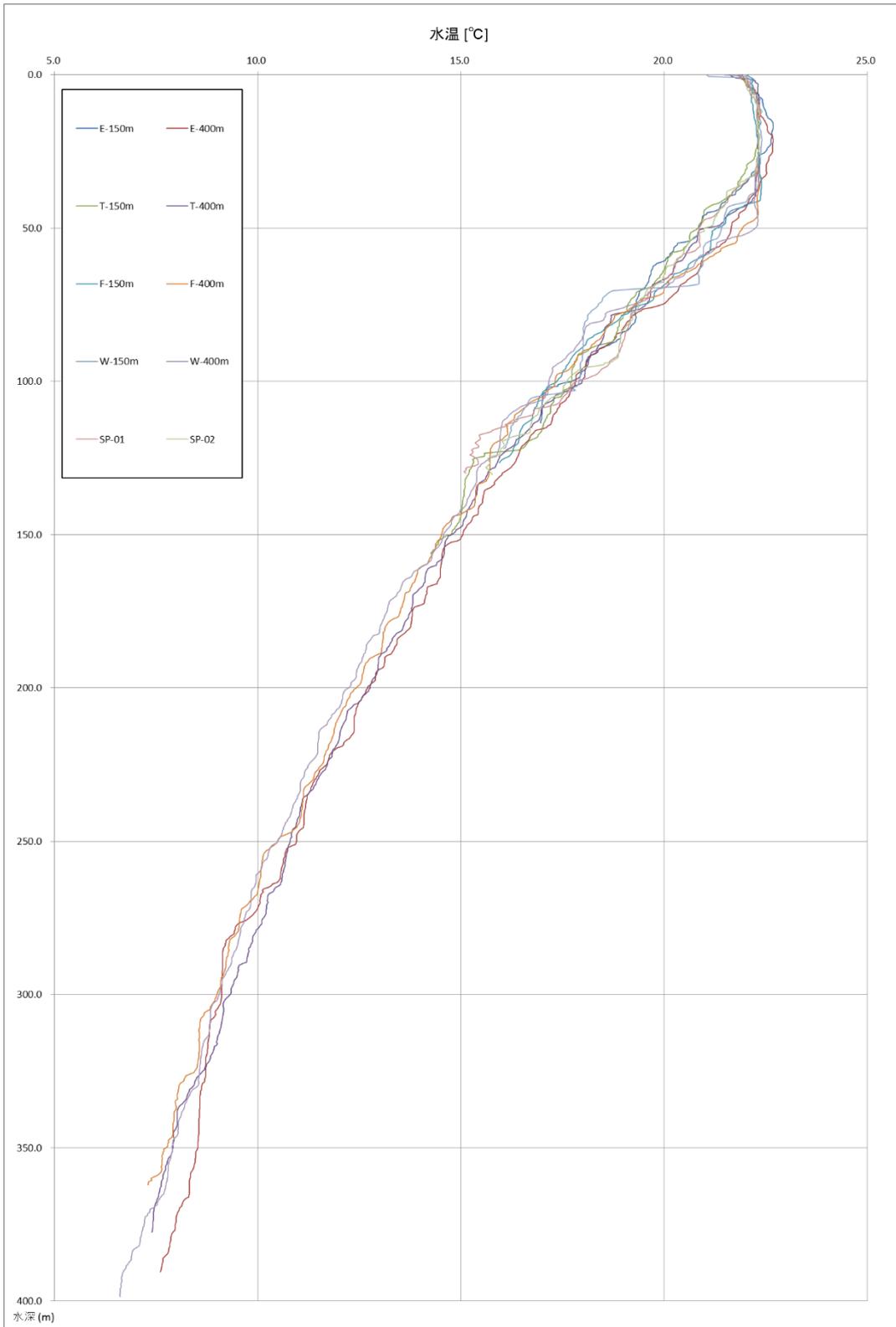


図 3-2-4-25 水温の鉛直プロファイル

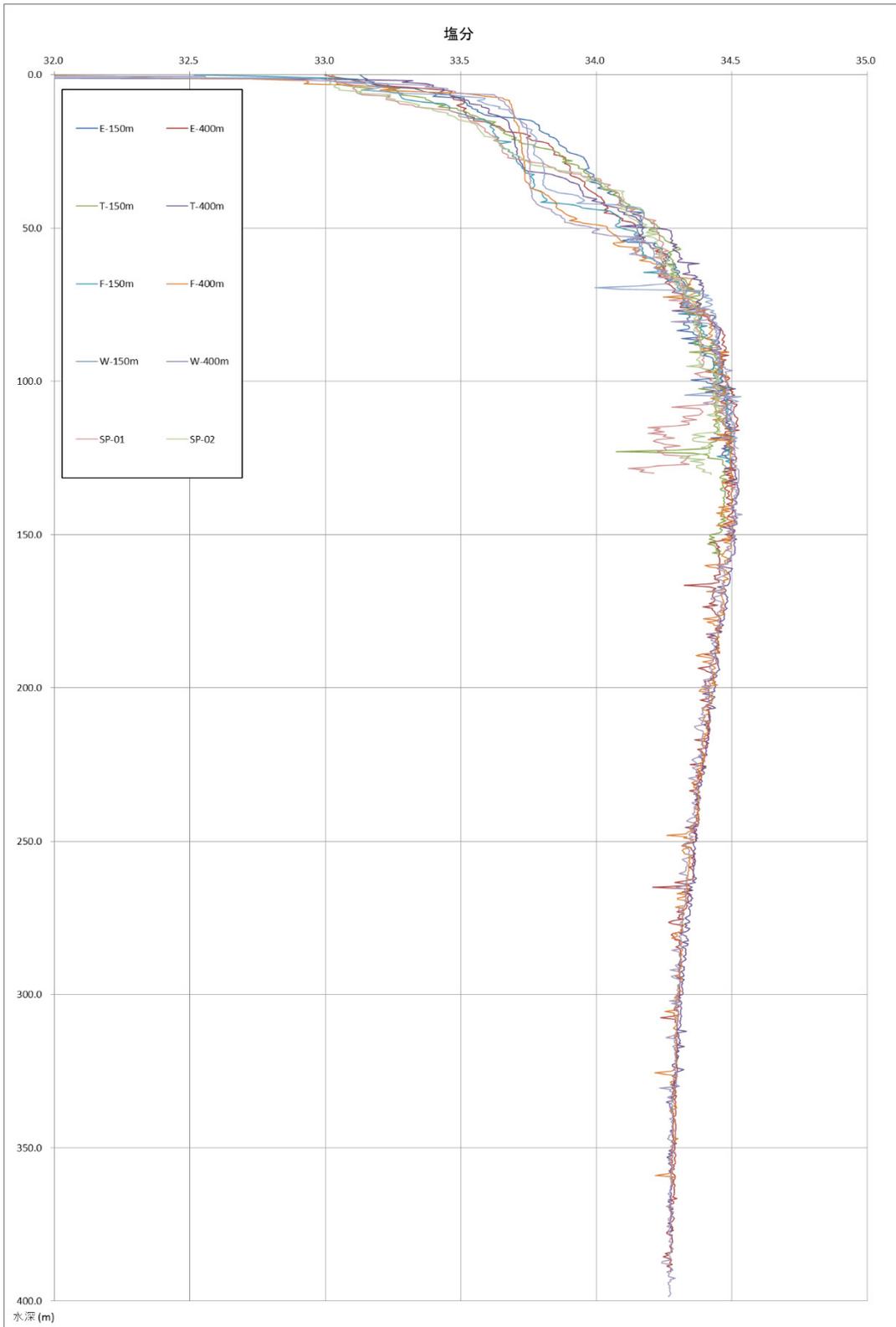


図 3-2-4-26 塩分の鉛直プロファイル

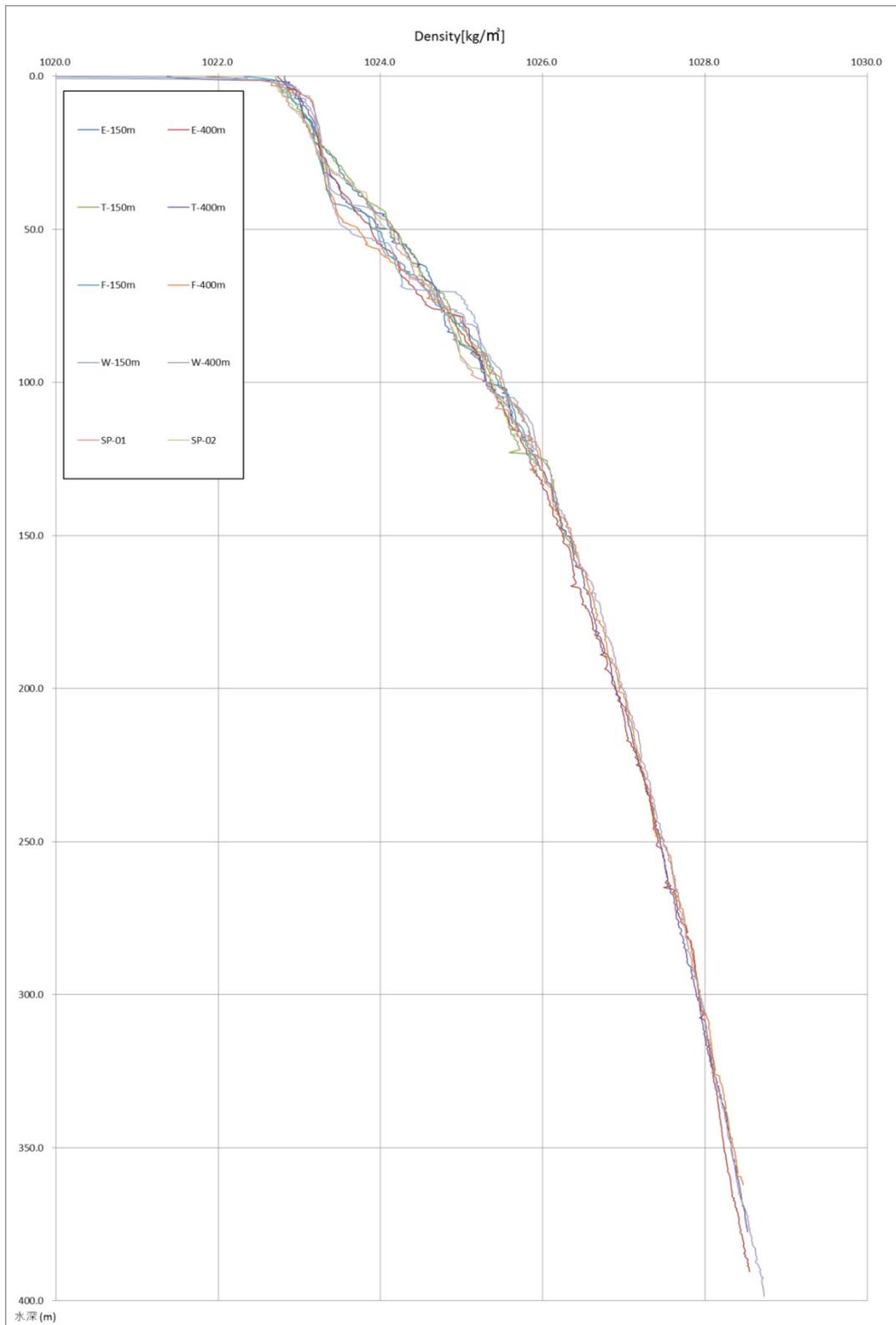


図 3-2-4-27 密度の鉛直プロファイル

3-2-4-3 湾内の流況に対する外洋水の影響の検討

駿河湾は湾口幅約 56km、奥行約 65km を有する開放性の湾で、南海トラフから続く駿河トラフが湾口東部海域から湾奥まで達している。また水深は非常に深く湾口部の最大水深は 2400m あり、湾奥部でも 1000m 程度である。この駿河湾の沖合には黒潮が存在する事から、同湾表層の海況は黒潮系外洋水の影響を受けると言われている（稲葉，2002）。

黒潮と駿河湾の還流の関係を図 3-2-4-28 に示す。駿河湾の環流系は、黒潮の流軸位置よりに示すように 2 つに分けられるとされ、湾奥では、黒潮の南北流動に関係なく、反時計回りの環流が卓越するとされている（東海大学海洋学部，1996）。黒潮が銭洲以北まで同湾に接近すると、湾口東部から黒潮分派流が同湾に流入し、湾口海域を反時計回りに巡り、西部から入出する。一方で黒潮が銭洲の南まで南下すると、湾口西部から遠州灘系の外洋水が流入し、湾口海域を時計回りに巡り、東部から流出する。

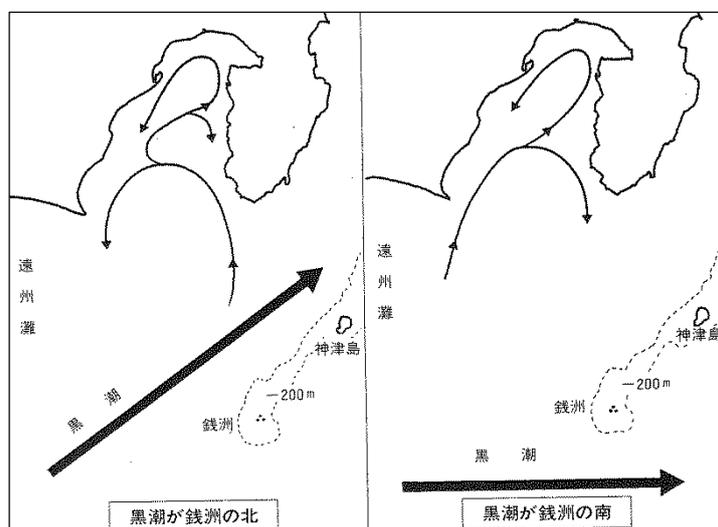
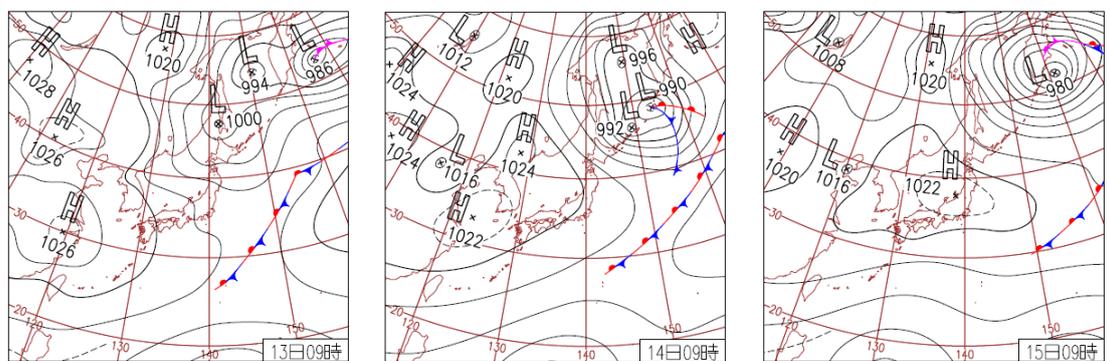


図 3-2-4-28 黒潮と駿河湾の還流の模式図（東海大学海洋学部，1996）

次に調査期間中の天気図を図 3-2-4-29 に示す。調査期間中、海域周辺の低気圧の通過は見られず、比較的安定した気象状況であった。また、アメダス・風資料（図 3-2-4-30）によれば調査期間中の 3 日間の風は日中で東方向および南方向からみられたが、夜間はほぼ北方向からの風に終始し、期間中の風速は 5m/s 以下に留まっていた。国土交通省港湾局のナウファス波浪資料（清水）から作成した波浪状況図を図 3-2-4-31 に示す。調査期間中は、ほぼ沖方向（南方向）からの波が多く出現したが、0.5m の有義波高にとどまった。以上のデータからは、調査期間中における風および波浪状況は穏やかであり、安定した条件の下でデータが取得できたと考えられる。また調査期間中の海流概況図（図 3-2-4-32；第三管区海上保安本部，2016）および沿岸域海流図（図 3-2-4-33；第三管区海上保安本部，2016）によれば、流況調査の期間中は黒潮系の海流が湾外に確認されていることから、黒潮系暖水が駿河湾内へ流入したことに起因する顕著な流れは生じていないと考えられる。



13日(火)北海道で初雪
北陸～北日本の日本海側は大陸からの寒気により雨。北海道の旭川で初雪、手稲山で初冠雪。その他の地方は高気圧に覆われ日照多い。台風第24号がフィリピンの東で発生。

10月13日

14日(水)朝冷え込む
全国的に晴れて朝は10月下旬～11月中旬並の冷え込み、北海道を中心に42地点で冬日。石川県白山、青森県岩木山・八甲田山などで初冠雪。台風第25号がマーシャル諸島で発生。

10月14日

15日(木)釧路で初氷
日本付近は動きの遅い高気圧に広く覆われ全国的に晴れ。西～東日本で風弱い。本州内陸や北日本で冷え込み釧路で全国初の初氷。函館、釧路、旭川で初霜。北海道斜里岳で初冠雪。

10月15日

図 3-2-4-29 調査期間中の天気図（気象庁，2016）

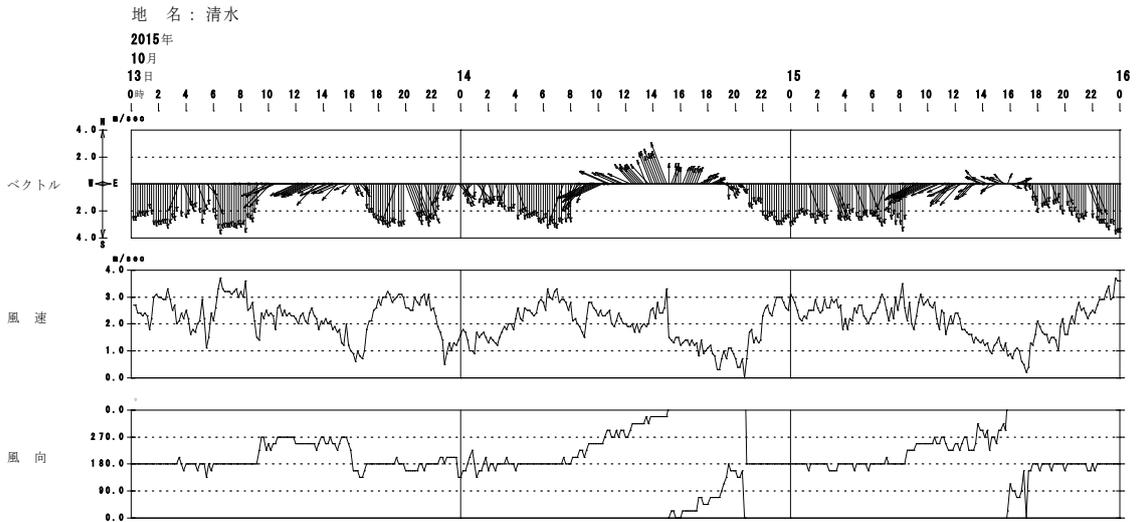


図 3-2-4-30 清水における風況図（気象庁，2016）

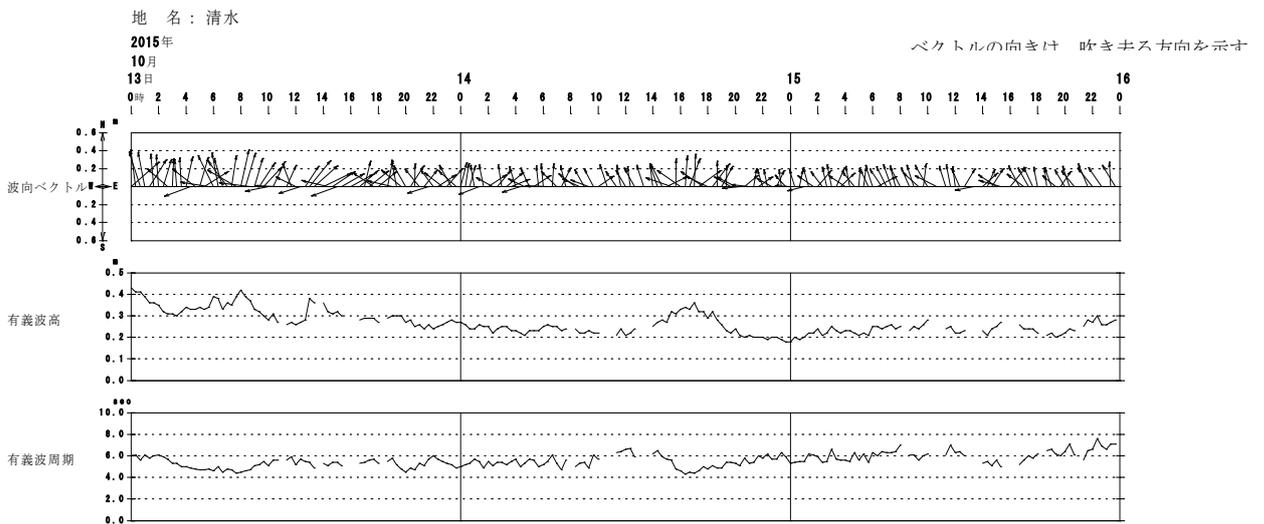


図 3-2-4-31 清水における波浪状況図

（国土交通省港湾局，2016）

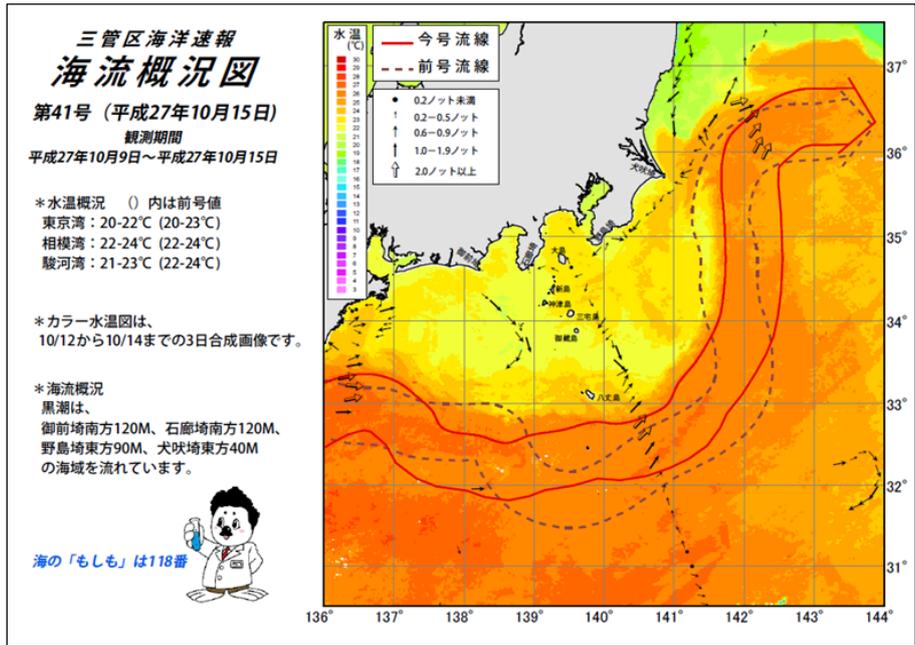


図 3-2-4-32 海流概況図

(第三管区海上保安本部, 2016 より)

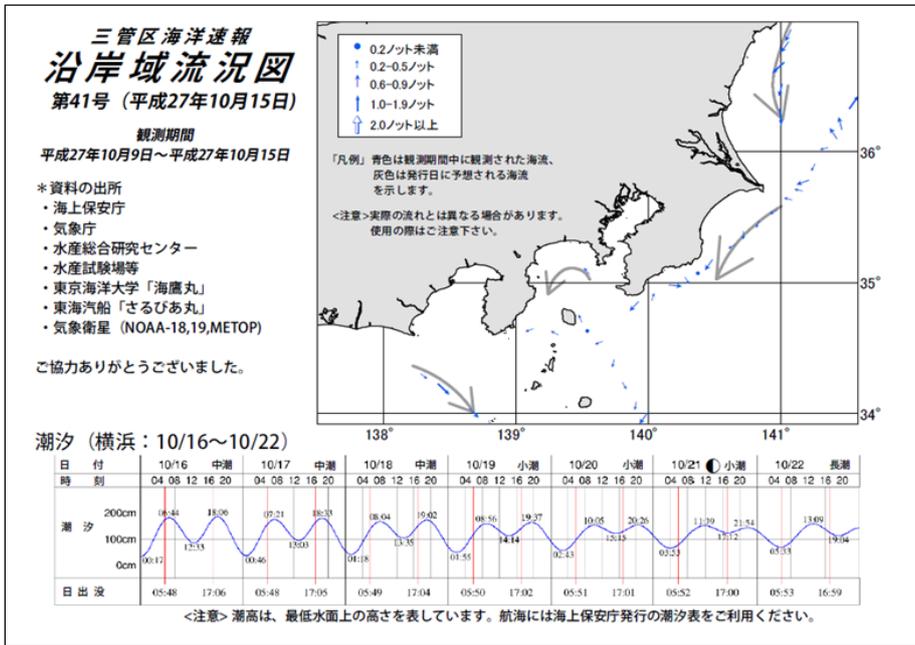


図 3-2-4-33 沿岸域流況図

(第三管区海上保安本部, 2016 より)

3-2-4-4 流況調査のまとめ

駿河湾沿岸域の流況を把握するため、水深 400m までを対象とした 3 次元の流況調査と採水調査を行った。以下にその結果をまとめる。

- ・流況調査の結果から流速および流向の層構造が確認された。また、上げ潮・下げ潮ともに層構造を呈していることが分かった。
- ・水温では水深 50m 付近に躍層が確認された。また海底湧出地下水の付近においては、鉛直方向 20～30m に渡って塩分濃度の低下が確認された。
- ・本事業で得られた流況データは、気象や海象が比較的穏やかな条件で取得できていた。また、外洋の黒潮系海流の影響は顕著でないと考えられる。