

第3章 鳥取砂丘の地下構造と地下水大循環に関する研究—砂丘内湧水(オアシス)の起源を探る—(縮約版)

塩崎一郎, 河合隆行, 野口竜也, 齊藤 忠臣, 香川敬生, 神近牧男

1. はじめに

鳥取砂丘の起伏の象徴である馬の背、その南側の凹地に季節によりその姿を変化させるオアシスがある(図1-1)。このオアシスはいつも見られるわけではなく、夏季には消滅する。また、オアシス凹地へは絶え間なく地表を流れて注がれる流入水が存在しているが(図1-2)、オアシスが存在していないときには、流入する水が砂に浸透したり、蒸発したりすることによって、流入水は尻無川となっている(図1-3)。はたして、このオアシスが如何なるメカニズムで発生・消滅しているのだろうか。すなわち、この流入水はどこからきて、どこへ流出するのだろうか。

このオアシス湧水に関する問いかけは、古くからの学術的関心であり、例えば、砂丘に降った雨水が地下水となり、一部が泉となって地表に再び表れる(馬の背の下の岩盤と砂丘との境に集まった地下水がここで湧出する)という考え方(赤木, 1991)、保水性の良くない砂丘砂に浸透した雨水が、水を通さない基盤岩の不透水層や透水性の悪い火山灰層の付近に地下水として貯留し、これが湧水となるという考え方(財団法人自然美化管理財団, 1995)、近年では、オアシスの形成と砂丘南側に位置する多鯰ヶ池の水位変化の関連性を調べた研究(星見, 2009)などの知見が既に提出されている。

一方で、学術的に高い価値を有している鳥取砂丘の自然環境は、その自然状態を保全・維持しつつ後世に継承されることが強く望まれており、砂丘内の自然環境に人為的な影響が生じないよう厳しく管理され、井戸などの人工物の設置や大型測器による地下水位探査が事実上不可能である。このような理由から、現在に至るまで十分な調査が行われていない。つまり、オアシスの発生・消滅メカニズムを定量的に解明する目的で行われた研究はなく、この現象の究明が求められた。

本研究ではこの問いに答えるために、すなわち、砂丘内湧水(オアシス)の起源を探る

ために、鳥取砂丘の地下構造と地下水大循環に関する調査を実施した。すなわち、様々な非破壊的な物理探査法を用いて砂丘の地下構造を推定し、地下水の存在形態や流動様式、



図1-1 オアシス



図1-2 流入水



図1-3 オアシス消滅時の風景

砂丘の基盤構造や浅部構造などに関する基礎データを得ると共に、水文学的手法を用いてオアシス湧水の起源ならびに定量的な消長メカニズムの解明を試みた。ここで用いた具体的な方法論は後節に譲るが、概略として、前者の地下構造研究のために、電気比抵抗映像法、1m 深地温探査法、自然電位法、微動探査法、重力探査法を適用し、後者の水文学研究のために、オアシス水に関する水位連続観測ならびに蒸発量解析、オアシス域およびその周辺域の地下水位調査、降水ならびにオアシス湧水と多鯰ヶ池の採水データの安定同位体比解析を導入した。さらに前者の調査のために観測地点の位置や砂丘域全体の地形を把握するためにデファレンシャル法を用いた GPS 測量を行い、後者の調査ではオアシス水域およびその周辺の微地形把握のためのトータルステーションを用いた測量を実施した。

その研究成果の概要は次の通りである。

「雨水が砂丘砂に浸透し、地下水となる。その一部は火山灰層を主体とする帯水層に導かれ、宙水として、オアシス湧水へ注がれる。オアシス湧水は馬の背の地下を越えて海へ注がれる。オアシス湧水と多鯰ヶ池の水には同時刻的・直接的関連はみられない。また、鳥取砂丘（観光砂丘）全域の大局的な地下水分布は地下構造研究から推定された基盤形状の起伏と関連がみられる。」

研究は現在も継続して行われているが、本稿では、主に、平成 21 年度～平成 23 年度に交付を受けた鳥取県環境学術研究振興事業「鳥取砂丘の地下構造と地下水大循環に関する研究—砂丘内湧水（オアシス）の起源を探る—」の一環として取り組まれた研究成果（塩崎他、2013）の縮約版として、鳥取砂丘の大局的な地下構造調査ならびに水文学調査結果を取り纏めたものを記録・報告する。

2. 物理探査法を用いた地下構造調査

本研究で着目するオアシス湧水の担い手の候補について、地下構造研究からアプローチする場合、どのような手法を用いて、何を狙うのか、その設計は極めて重要であり、そのためには予め砂丘下に存在する構造を精度良

く予想することが鍵になるといえる。何故ならば、地下構造を推定する各々の手法にはそれぞれ特徴があり、それぞれ推定する物理量が異なるため、地下探査では、適宜、明らかにしたい対象に関して感度の良い手法を選択することが求められる。鳥取砂丘では、既に、総合的な地質学的研究成果を取り入れた赤木（1991）による模式柱状図（図 2-1-1）が示されており、ここではこれを先験的な情報として利用した。このモデル図では、鳥取砂丘の地下構造として、基盤岩類の上、砂丘砂の中に鍵層として、主に大山火山を起源とする大山倉吉軽石（DKP）他の火山灰層が存在し、この存在を境として上部を新砂丘、下部を古砂丘と識別されている。火山灰層中には粘質火山灰土、粘質ローム、粘土などの難

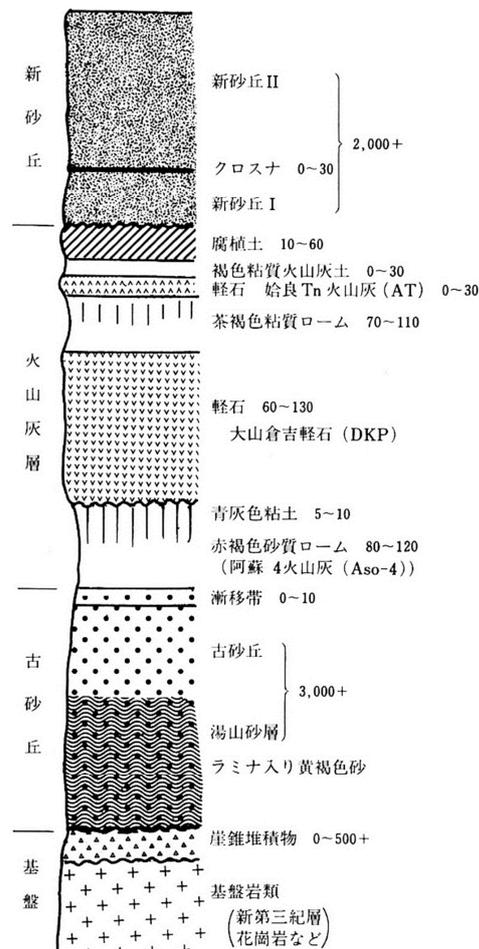


図 2-1-1 鳥取砂丘の模式柱状図（赤木，1991）火山灰層を中心に、砂丘は実際よりうすく示されている。数は層の厚さ（cm）を示す。

透水性の層と軽石などのように比較的透水性の良い層が存在する可能性があるため、砂丘域では火山灰層が不透水層や帯水層の役割を担うと仮定し、基盤岩類の存在のもと、新旧の砂丘砂中の火山灰層に着目して、各種物理探査の手法を用いてその存在形態の解明を行った。

2-1 比抵抗探査

2-1-1 はじめに

地下を構成する物質の電気的な性質を示す物理量のひとつとして比抵抗がある。比抵抗は、地下の水や流体の存在や間隙率、伝導性鉱物の存在、温度などによって影響を受けることが知られている。

比抵抗構造を推定する方法のひとつとして電気探査法がある。ここでは高精度な二次元電気探査法である比抵抗映像法(島他, 1995)を適用して、鳥取砂丘オアシス湧水周辺域ならびに火山灰層露出地域において地下比抵抗構造を推定した。

調査は、最初に、オアシス湧水の担い手候補としての火山灰層の電気的性質を明らかにするために火山灰露出地における比抵抗探査を行い、火山灰層と新砂丘砂の比抵抗値を明らかにすることとした。次に、オアシス湧水周辺域における比抵抗調査を行い、先に実施した火山灰露出地の知見を参照しつつ、地下比抵抗構造の観点から、オアシス周辺部の地下水分布を推定することとした。

2-1-2 測定及び解析方法

比抵抗探査測定は、2009年12月初旬から2010年1月中旬にかけて、観光砂丘南部の火山灰露出地域およびオアシス湧水周辺域において行われた(大田, 2010)。比抵抗探査測線の位置を図2-1-2に示す。これらの比抵抗探査測線図上の矢印の起点は次節以降で示される比抵抗構造モデル図の0mの位置を示す。また測線の設定と名称には原則として、本節以降にも記載される鳥取砂丘景観保全協議会の設置した観測杭の名称を参照した。また、観測杭のほぼ中間地点の測線を示す場合

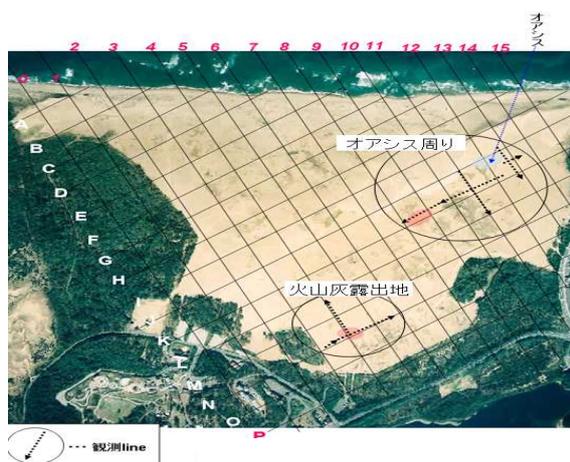


図 2-1-2 比抵抗探査測線図

図の赤色の影は比抵抗探査の測線付近で火山灰が露出している箇所を示す。

は、両者の観測杭の名称を併用した。

砂丘の地下比抵抗構造を求めるためにダイポール・ダイポール電極配置($a=3\text{m}$, 電極本数 24 本)を適用した。測定には、小型・軽量ながら、最大 400Vp-p の出力が得られ、自然電位の自動補正やスタッキング機能を有するアイリス社製のシスカルキッド・スイッチ 24 を用いた(図 2-1-3)。得られたデータの処理・解析には ElecImager/2D(応用地質(株)製)を用いた。ここでは測定データに対して、計測された各測点の標高データを用いて地形補正や電位減衰曲線を作成、測定系の異状の有無を確認した上で、二次元逆解析により地下 20m 程度までの比抵抗構造を推定した。

2-1-3 鳥取砂丘南部の火山灰露出地周辺の比抵抗構造と火山灰および砂丘砂の関係

最初に、観光砂丘南部の火山灰露出地周辺域で推定された比抵抗構造モデル(図 2-1-4)を参照して、火山灰層と新砂丘砂の境界部での比抵抗構造モデルの変化から各々の層を代表する比抵抗値を推定する。Line_N4-L4 では測線の起点付近で、Line_N4-N7 では起点より測線方向に約 30m から 90m のあたりに火山灰の露出がみられる。このあたりの表層部には $200\ \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗領域がある程度の水平方向の繋がりをもって存在し、その

火山灰露出地から離れると表層部におおよそ $2k\Omega m$ を超える高比抵抗領域が存在することがわかった。火山灰が砂丘砂中に露出しているため、この高比抵抗領域は砂丘砂に、さらに、低比抵抗領域は火山灰層と直接関連づけることができると考えた。

また、比抵抗構造モデル図の層序関係を、露頭観察状況、模式柱状図などを参照して総合的に解釈した結果、上述の表層部にみられる約 $2k\Omega m$ を超える高比抵抗領域は砂丘砂の中でも新砂丘砂を表すものと考えた。

以上より、砂丘表層部に露出する火山灰層と新砂丘砂の比抵抗値が推定され、この低比抵抗領域は、水（宙水）を保持した火山灰層であると考えた。

このような観点に立てば、Line_N4-L4 では起点から約 110 を超えたあたりで比抵抗構造の連続性が途切れることから、鳥取砂丘下では火山灰層は遍く存在しないか、あるいは、水平方向に連続的に表層部の起伏と調和的には存在しないことが示唆される。



電極(24個) 電線(24本)

図 2-1-3 火山灰露出地での比抵抗探査のレイアウト例と測定機器一式（下段）

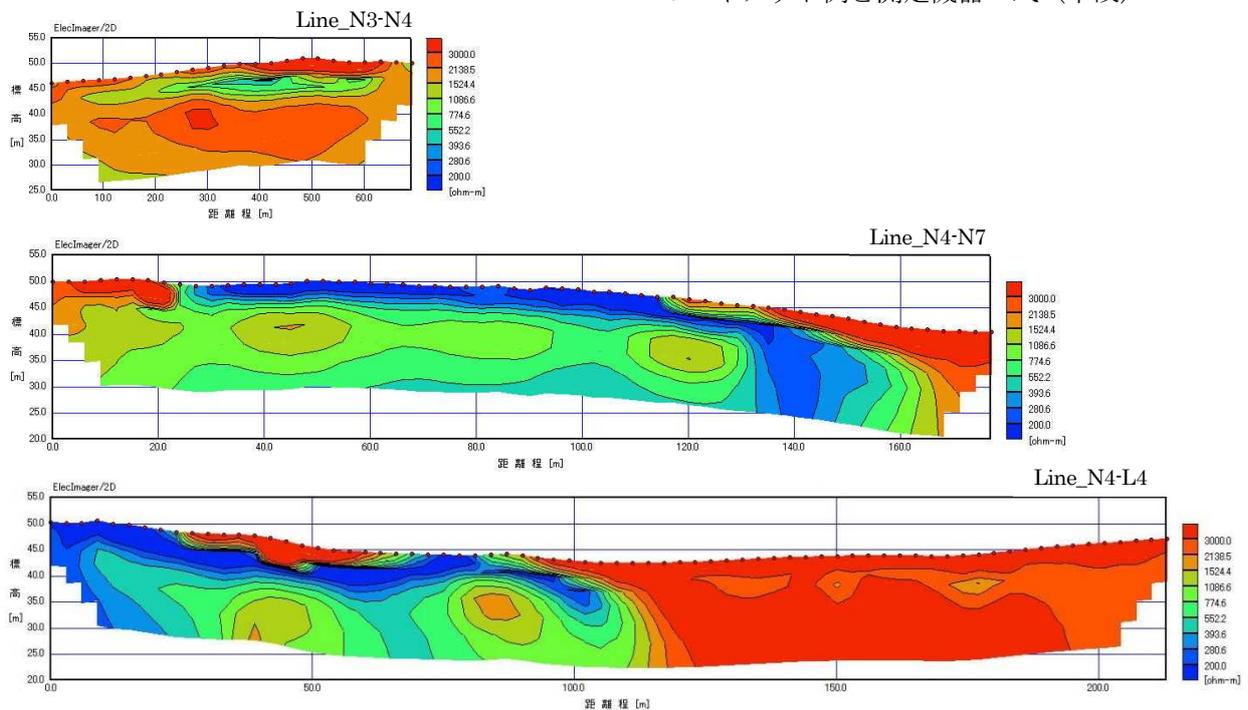


図 2-1-4 火山灰露出地域およびその周辺域の地下比抵抗構造モデル
上から Line_N3-N4、Line_N4-N7、Line_N4-L4 について推定された 2 次元比抵抗構造モデルを示す。暖色系は高比抵抗を、寒色系は低比抵抗を表わす。

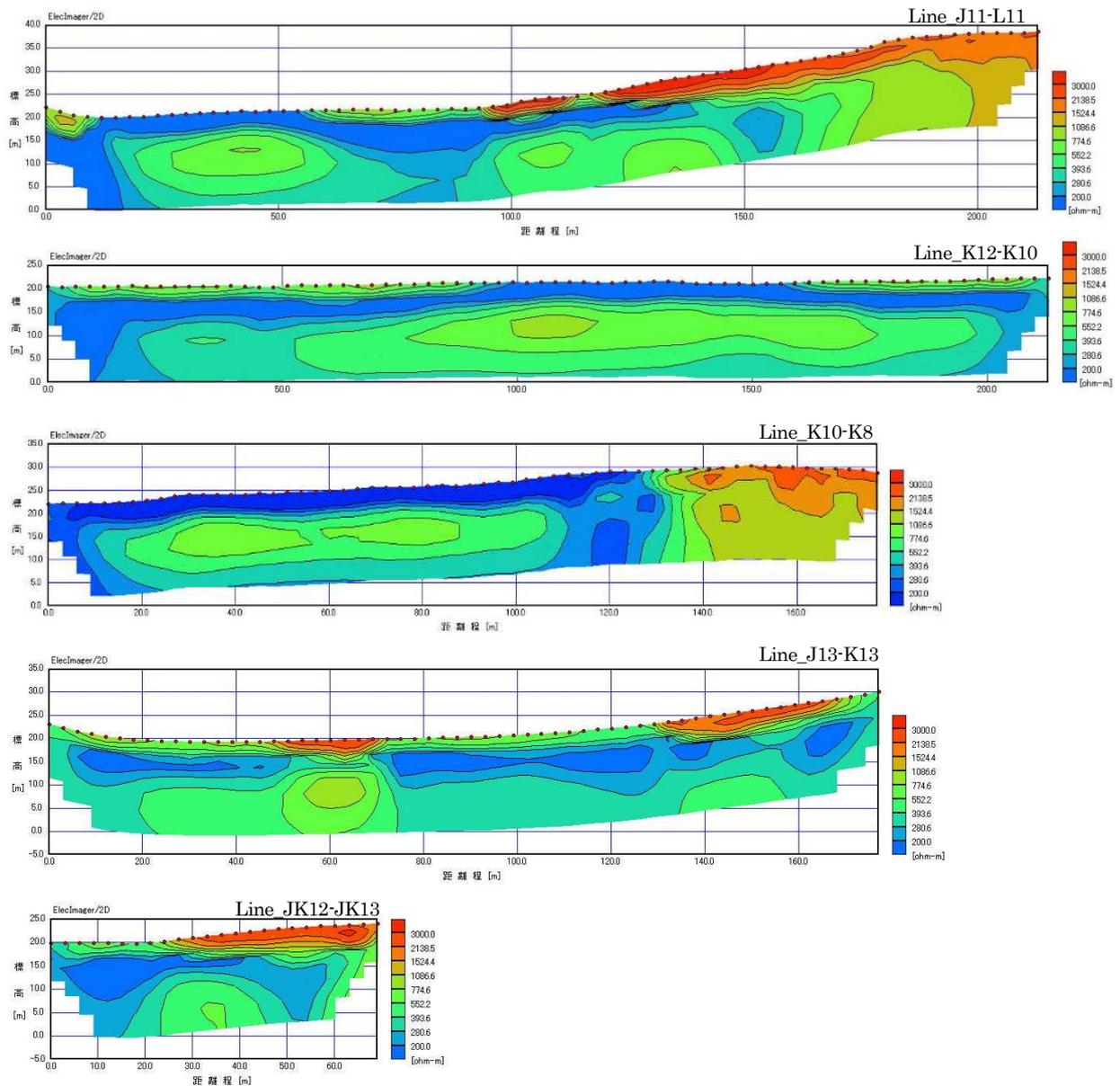


図 2-1-5 オアシス地域およびその周辺域の地下比抵抗構造モデル
 上から Line_J11-L11、Line_K12-K10、Line_K10-K8、Line_J13-K13、Line_JK12-JK13
 について推定された 2 次元比抵抗構造モデルを示す。

さらに、Line_N4-N7 ならびに Line_N4-L4 では、この低比抵抗を示す火山灰層の下にはこれらの中間的な比抵抗値（数 $100\ \Omega\text{m}$ ～約 $1\text{k}\ \Omega\text{m}$ ）を示す領域が推定されたが、これは古砂丘砂の比抵抗値を表す可能性が高いと考えた。

2-1-4 オアシス湧水域周辺の比抵抗構造と湧水の起源

この地域でも観光砂丘南部の火山灰露出地周辺域で推定された比抵抗構造モデルと共通する比抵抗値や層序関係の特徴をもつ比抵抗構造モデルが推定された（図 2-1-5）。

先述の議論をふまえ、この低比抵抗領域を、水（宙水）を保持した火山灰層であるとした前節の考え方を適用すると、オアシス湧水周辺域では地表には露出しないまでも広く火山灰の潜在的な存在が示唆され、これが関与することで宙水としてオアシス湧水が供給されている可能性が示された。

さらに、Line_JK12-JK13 近傍には、今回の電気探査測定地域近傍で、地下に火山灰層が唯一確認された 1999 年に実施された B4 ボーリングが存在する。この資料によると深度 6.0m から 7.8m のシルト層に挟まれた薄い大山倉吉軽石層（DKP）が認められている（岡田，2001）。これは、Line_JK12-JK13 の比抵抗モデルでは 200Ωm 以下の低比抵抗領域の存在する上面深度は数 m となっており、この火山灰層の上面と対比することができるので、比抵抗調査の妥当性を示すひとつの証拠と考えられる。

全測線で推定された比抵抗構造モデルをみると、前節で見た観光砂丘南部の火山灰露出地周辺域での比抵抗構造モデル（Line_N4 - N7）と同様の特徴をもつ構造が、オアシス湧水域周辺域でも遍く見られることがわかった。すなわち、ほぼ全ての測線では低比抵抗領域の下に、中間的な比抵抗値（数百Ωm～約 1kΩm）を示す領域が推定され、前節同様、これを古砂丘砂の比抵抗値と対比させるならば、オアシス湧水周辺域では新砂丘砂は殆どないか、あっても薄く存在するのみと解釈された。さらに、この測線（エリア）でも、火山灰層は遍く存在しないか、あるいは、水平方向に連続的に表層部の起伏と調和的には存在しないことが示唆された。

2-1-5 比抵抗探査のまとめ

鳥取砂丘（観光砂丘）南部の火山灰露出地帯およびオアシス湧水周辺域において、オアシス湧水の起源を探るために、ダイポール・ダイポール電極配置を用いた比抵抗探査を実施し、二次元逆解析により地下 20m 程度までの比抵抗構造を推定した。

推定された二次元比抵抗構造モデルならびに既存資料を参照し、考察することにより、約 2kΩm を超える高比抵抗領域は砂丘を構

成する新砂丘砂と解釈され、表層部付近にみられる 200Ωm 以下の低比抵抗領域は火山灰層と解釈された。この低比抵抗領域の下に推定された、これらの中間的な比抵抗値（数百Ωm～約 1kΩm）を示す領域は古砂丘砂の比抵抗値を表す可能性が高いと解釈された。

この低比抵抗領域は水（宙水）を保持した火山灰層であるとの考え方をオアシス湧水周辺域での調査結果に適用した結果、ここでは地表には露出しないまでも広く火山灰の潜在的な存在が推定され、これが関与することで宙水としてオアシス湧水が供給されている可能性が示された。

ただし、この研究成果からは、オアシス湧水の流入部についての物理的なイメージは描いたものの、その流出部に関するモデルを描写するには至らなかった。また、測線図からも読み取ることができるよう、砂丘域全体からみれば限られた地域で得られた知見に他ならない。このような手法による構造探査はまだ緒についたばかりといえよう。

2-2 1m 深地温探査

2-2-1 1m 深地温探査法の原理

1m 深地温探査は、地表付近の地温分布から地下の熱源分布を推定しようとする調査であり、簡便かつ直接的な方法であるため、概査段階で利用される（物理探査学会，1989）。

ここではまず、地下水調査法としての 1m 深地温測定の原理について、竹内（1996）に従えば、次のように説明できる。「山地で湧水点の流動地下水層の水温を過去の長期間測定した結果によると、浸透速度の速い地下水の温度はその年変化の幅が±2℃程度で比較的安定していることが示されている。一方、地表面付近の地温のそれは 1m 深で±10~13℃とかなり大きい。したがって、地表面付近の地温と流動地下水の温度との間には、季節によってかなり大きな温度差が生ずる。そこでもし、上述の地下水が水脈状に流れている（「水ミチ」およびこれと同じ温度を有する「水ミチ」周辺土塊を含めて地下水流脈、略して水脈と名づける）とするならば、水脈周辺では水脈と周辺土塊との間の熱的な関係に

より、水脈が存在していない場所に比べて温度変化を生ずる可能性がある。この点に注目すれば、地表面付近の地温を測定し、その温度分布状況を検討することにより、水脈の存在位置を立体的に推定できる可能性がある。」

従って、鳥取砂丘において 1m 深地温探査を行うと、地下に地下水脈が存在するところでは、それが存在しないところと比べて夏には低温、冬には高温の地温が測定されるはずである。この方法論を用いると鳥取砂丘の温度分布状況からオアシス湧水の流入と流出経路に関する基礎資料が得られる可能性が高い。

2-2-2 1m 深地温測定について

鳥取砂丘において地下水の地温に与える影響を明らかにするために夏季（平成 23 年 8 月 23~26 日および 9 月 12~15 日）と冬季（同年 12 月 14~15 日）に分けて 1m 深地温測定を実施した（宇野，2012）。ここでは、1m 深地温を測定した地点の位置情報（緯度・経度、標高）について、鳥取砂丘再生会議が設置した観測杭の存在する点に関しては鳥取砂丘再生会議が測定したデータを活用し、杭の存在しない地点（杭と杭の間地点、この地点の名称は 2-1 の記載方法と同じ）に関しては GPS 測量を実施した。

1m 深地温探査ならびに GPS 測量に用いた測定機器は、1m 深開孔用半鋼製鉄棒、1m 深地温測定用測温体、測温体（CHINO 製ハンディロガー MR2041-MU）、メジャー、GPS（MAGELLAN Navigation 社製 mobile map per）、そして、アンテナである（図 2-2-1）。

夏季の 1m 深地温観測では、杭のない地点も含め、北西-南東方向に 9 測線を 50m 間隔で観測を行った（測点数は 243 点）。

冬季の 1m 深地温観測は、夏季の観測の結果から特に地下水の流動が示唆される地域（砂丘北東部の H~M 測線及び海岸線 Z 測線、J-1112 付近に 2 点、J 測線と K 測線の間に 1 点、K 測線と L 測線の間に 3 点、L 測線と M 測線の間の 3 点）を中心として、夏季と同様に、北西-南東方向に 50m 間隔で測定し、北西部の海岸線 Z 測線は北西-南東方向に 25m 間隔で観測を行った（測点数は 75 点）。



図 2-2-1 1m 深地温探査ならびに GPS 測量のために使用した機器

2-2-3 1m 深地温測定値の補正について

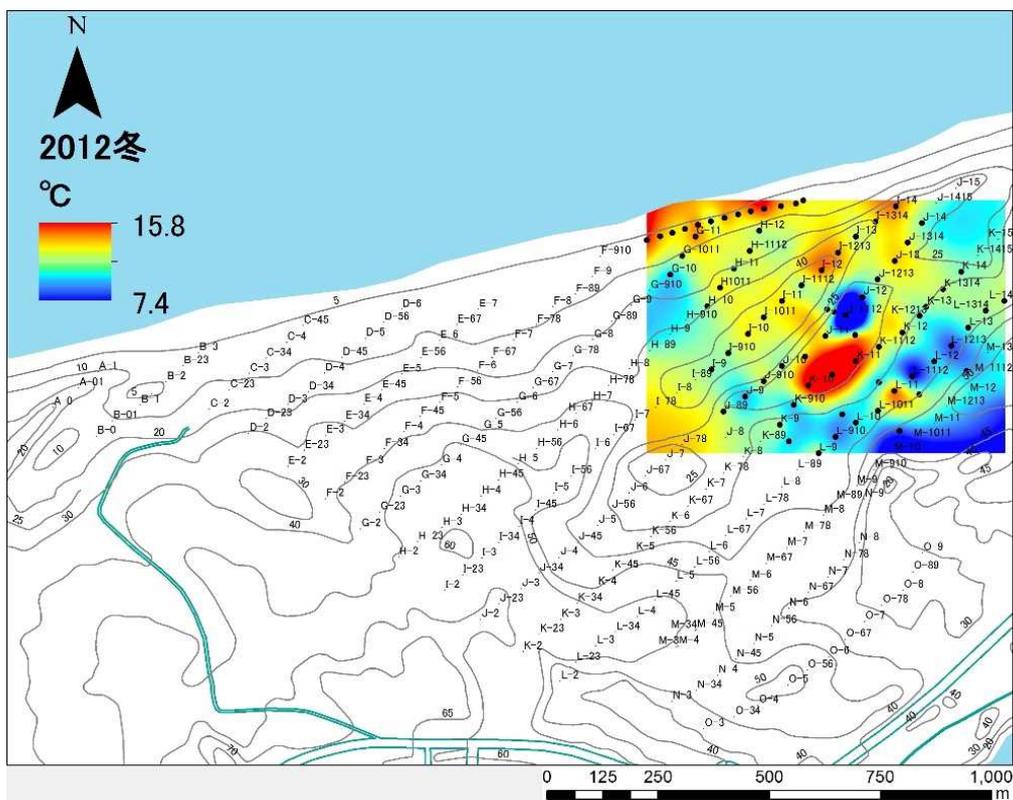
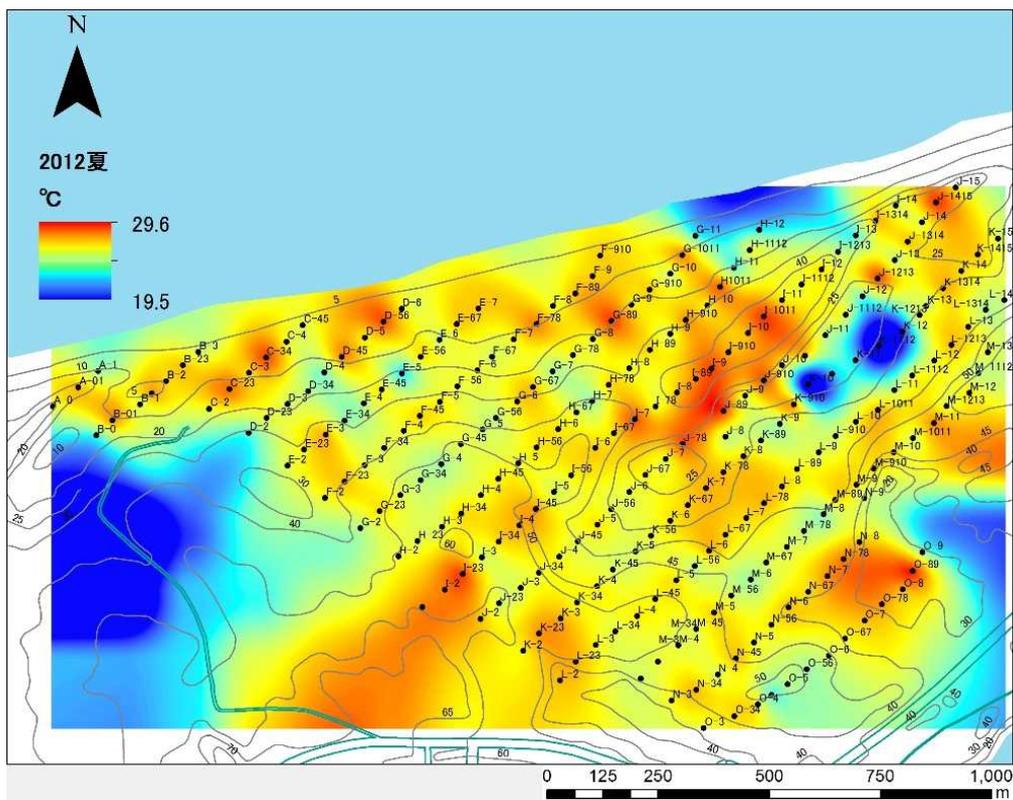
測定された 1m 深地温測定値には様々な要因が含まれている。従って、1m 深地温を測定して地下水に関する情報を得るために、これらの各因子の測定値に対する影響の度合いを検討し、その影響が無視できないほど大きな場合はそれを取り除く必要がある。

ここでは、竹内（1996）を参考にして 1m 深地温測定において一般的に行われる測温体補正、経日変化補正を行った。

また、今回は、斜面傾斜方向・標高差による補正、地質補正、地況補正などは行っていないが、数は少ないものの火山灰露出地や植生がみられる地点でも測定が行われているため、今後より稠密な測定を行う際にはこれらも合わせて補正が求められる。

2-2-4 鳥取砂丘の 1m 深地温分布

本節ではまず、夏季および冬季の鳥取砂丘の 1m 深地温測定結果の概要について述べる。夏季の 1m 深地温測定結果の最高地温は、29.2°C（O89）、最低地温は 20.7°C（K1112）、平均地温は 27.4°C であった。冬季の測定結果の最高地温は、15.8°C（K1011）、最低地温は 7.5°C（J1112）、平均地温は 13.3°C であった。夏季および冬季の測定結果をもとに描いた 1m 深地温分布を図 2-2-2-1 および図 2-2-2-2 に示す。



(上) 図 2-2-2-1 夏季の鳥取砂丘の 1m 深地温分布
(暖色系は高温域、寒色系が低温域を表わす。)

(下) 図 2-2-2-2 冬季の鳥取砂丘の 1m 深地温分布

鳥取砂丘全域の大局的な夏季 1m 深地温分布の特徴は平均値±1°C前後の範囲で殆ど全ての場所がカバーされる中、ところどころに濃い青色で表現される周りと比べて顕著に低い地温を示す場所が北東部や北西部に存在することがわかった(図 2-2-2-1)。その中でもある程度の規模で分布の連続性が示唆される北東部では、オアシス湧水域である J12 を取り囲むような範囲にみられた。すなわち、オアシス周辺 (K 測線)、馬の背北～北東部 (I 測線)、馬の背を越えた海岸線付近 (G, H, I 測線) の地域がそれに該当する。1m 深地温探査の原理に従えば、これらの地域の下には地下水脈の存在の可能性が示される。

この可能性を確認するために、この夏季の測定結果の特徴を踏まえ、砂丘北東部の G～L 測線および海岸域測線(仮に Z 測線とする)という限られた範囲ではあるが、観測点を設け 1m 深地温を測定した。その結果、冬季のデータは予想通りこの地域ではオアシス域を取り囲むように 15°C 前後の比較的高い地温を示す場所が存在することが分かった(図 2-2-2-2)。特に、オアシスに流れ込む湧水が、K11 と K1112 の間に存在する。この湧水の地下 50cm の地温は 16.1°C を示した。その直近の K1011 や K11 では、いずれの地点でも 15°C を超えており、その暖かい地下での流動地下水脈の繋がりが示唆される。

2-2-5 まとめ

鳥取砂丘において地下水の地温に与える影響を明らかにするために夏季と冬季に分けて 1m 深地温測定を実施した。夏季・冬季 1m 深地温分布の特徴から鳥取砂丘全域の複数の地域において 1m 深地温に影響を与えるような深さや規模をもつ流動地下水の存在が浮かび上がった。オアシス湧水域周辺はその典型的な地域と考えられるが、1m 深地温の測定結果はオアシス湧水から流出した水が馬の背を越え海岸域へ供給される様子を示唆する。

どのような深さにどのような繋がりがあるのかを解明するために、今後、オアシス湧水域周辺から馬の背エリアでの、未着手である他の物理探査を含めた稠密な地下構造調査によりその実体構造の解明につなげたいと考え

ている。

2-3 鳥取砂丘の自然電位分布及びその電位分布を用いた地下水位深度推定の試み

2-3-1 はじめに

自然電位 (SP, Self-Potential) は、地中の主として電気化学的なプロセスによって発生する。正と負の電荷を分離するメカニズムとしては、酸化還元反応、界面動電現象 (流動電位)、拡散電位、熱電気現象等があげられる (石戸, 1998a)。この界面動電現象による電位は多孔質媒質を通過する流体の移動によるもので、それは多孔質中を移動する流体と多孔質媒質表面の電気二重層の相互作用により発生する電位ポテンシャルに起因する。山岳地など地形に変化のある場所で自然電位を測定した場合、一般に、標高が高い地域の SP は低電位になり、低い方が高電位になることが知られている。これは地形の起伏に伴う地下水の流れによって、界面動電現象をメカニズムとして発生する。比抵抗構造が一樣であれば、電位の低下は地下水位の高度に比例するが、実際のデータから標高相関の電位を除去する有効な方法はないと考えられている (石戸, 1998b)。ただし、鳥取砂丘のような地質の一樣性が示唆されるところでは、完全ではないまでも先の前者の仮定に近い条件が成立すると想定し、砂丘地の地下構造 (地下水調査) に自然電位調査法を試みとして適用し、その有効性を検証することは重要であると考えた。

均質砂丘砂中に不飽和帯と帯水層が存在する単純なモデルの存在が仮定できるとき、砂丘上の 2 地点間で測定された SP とその 2 地点での砂丘表面から帯水層上面までの層厚の間に線形関係が成り立つことが理論的に示されている。そこで、本研究では、鳥取砂丘において自然電位測定から地下水の分布形状を推定することを目的として、全域並びにオアシス周辺域での自然電位測定を実施し、自然電位と標高の相関関係の有無、そして、両者の線形関係を示す指標としてその傾き (地形効果) を砂丘全域の調査データから最小二乗法的に推定した。次に、その地形効果を利用

して地下水面が存在する標高の推定を試み、その推定値と数は少ないながら砂丘での既存のボーリングにより明らかにされた地下水面の標高との比較を行うことにより、鳥取砂丘の地下水調査への自然電位法の有効性について検討した。

2-3-2 自然電位測定の概要

自然電位の測定では、電位の計測に使用する機材はデジタル・ボルトメータと電線、電極2本のみである(図2-3-1)。測定自体は容易に行え、しかも、非破壊的な調査である。本研究の測定では、分極による影響を少なくするために、電極として鉛-塩化鉛平衡電極を用いた。

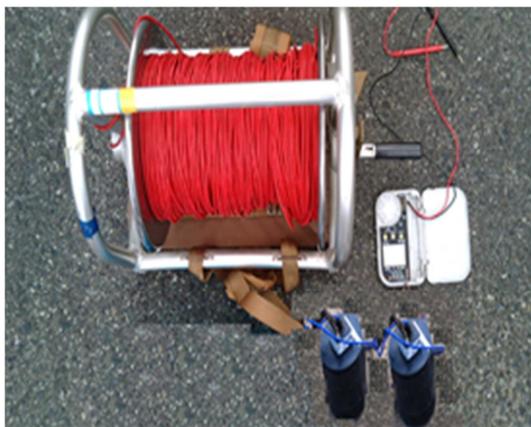


図 2-3-1 自然電位測定機材
(鉛-塩化鉛平衡電極1対、デジタル・ボルトメータ、電線)

平成21年度から平成24年度において実施した自然電位測定の概要を次の(1)～(3)の3つの項目に分け、簡潔に記述する。

(1) 鳥取砂丘で自然電位に地形の影響はみられるか、また、火山灰露出地域と砂丘砂露出域での測定結果に系統的な差はみられるか(平成21年度実施、熊田(2010)):

この項目のために二つの地域で測定を行った。ひとつの地域は観光砂丘東部、すなわちオアシス周辺域の、観光砂丘入口からオアシス、馬の背へ向かう地域である。もう一つの地域は観光砂丘南部の火山灰の露出地を跨ぐ地域である。

(2) オアシス湧水周辺域における稠密自然電位測定(平成22年度実施、森永(2011)):

複数の物理探査原理を用いて行われた地下構造調査の一環として稠密な(測定間隔5mメッシュ)SP測定を実施した(これ以外にも電気探査や1m深地温測定などが実施された)。具体的な測定地域は、J及びK線及び11及び12線で囲まれる100m×100mの正方形要素で規定されるエリアのうち、南東側の2/3の地域とおおよそ一致する。残りの1/3はオアシス湧水拡大のため測定できなかった。

(3) 鳥取砂丘全域の大局的な自然電位の測定(平成23年度実施、安田(2012))ならびに自然電位分布の定常性の確認(平成24年度実施、西尾(2013)):

鳥取砂丘の大局的な自然電位分布を明らかにするために全域を測定対象域としてアルファベット測線に関しては50m間隔で、数字測線に関しては100m間隔で電位測定を行った。得られた全測定データと標高データを示したものが図2-3-2である。既に得られた知見と同様に、地形が低くなるとともに自然電位が増加するという特徴が大局的にも確認された。

以上より、鳥取砂丘の地形起伏に富むエリアの自然電位観測データは地形の影響を強く受けていること、また、その自然電位分布の大局的特徴には再現性があることが分かった。

2-3-3 地形効果について

砂丘上の2地点間で測定されたSPとその2地点での砂丘表面から帯水層上面までの層厚の間に線形関係があると仮定し、自然電位と層厚の両者の線形関係を示す指標として地形効果の係数を推定した。

平成21年度の観測データに関して得られた地形効果の係数について述べる。それぞれの測線で得られた二つの典型的な地形効果係数を図2-3-3-1(L10～H10測線)及び図2-3-3-2(N3～N6測線)に示す。係数としては、前者では -3.1mV/m 、後者では -6.3mV/m という値を得た。前者の測線では火山灰の露出は測線上みられないが、後者では測線の一部は観光砂丘南部の火山灰の露出地を跨ぐ地域にあたる。

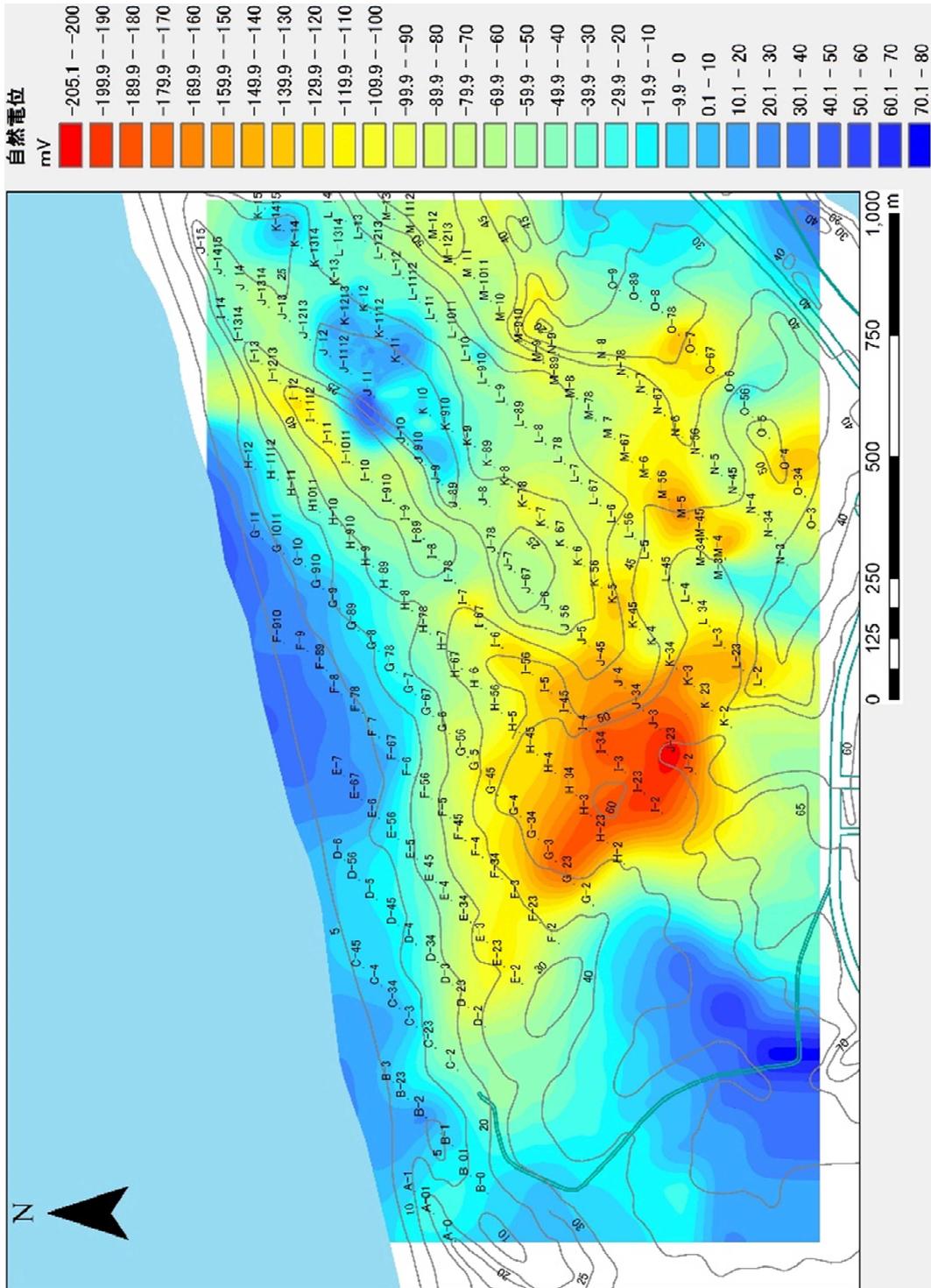


図 2-3-2 鳥取砂丘全域の大局的な自然電位分布
暖色系は低電位域、寒色系は高電位域を表わす。コンターラインは砂丘標高を示す。

平成 22 年度の観測ではオアシス周りの稠密な測定を行っているが、ここでは地形の起伏に富む観測エリア東側の K12 から J12 にかけての測定結果を一例として図 2-3-3-3 に示す。地形効果係数は-9.4mV/m という値が得られた。

平成 23 年度の観測では砂丘域の大局的な自然電位分布を明らかにするために広範囲の測定を行ったところ、全データから係数として-3.1/m という値を得た (図 2-3-3-4)。

以上より、鳥取砂丘では、火山灰露出地やその近傍を除いて、自然電位と観測点の標高は負の相関関係にあり、その大局的な地形効果の係数は-3mV/m 程度であると結論付けた。

2-3-4 自然電位から推定される地下水位深度と学術的ボーリングから得られた地

下水位の深度の関係

自然電位測定結果を用い、予察的な試みとして、地形効果の係数を-3.1mV/m と仮定のもと、Zlotnicki and Nishida (2003) による簡便な手法を適用し、砂丘域で地下水位深度の推定を試みた。さらに、これまで数は少ないものの砂丘域で学術ボーリングがなされている。全く同じ場所から得られた結果ではないが、近傍のボーリングデータを利用し、本研究の推定結果とそれらとを比較することで鳥取砂丘の地下水調査への自然電位法の有効性を検討した。対比結果 (表 2-3-1) によるとこれまで学術ボーリングと調和的であり、地下水位の深浅の傾向を精度良く捉えていることが明らかになった。砂丘域での自然電位測定が大局的な地下水位分布形状の推定に有

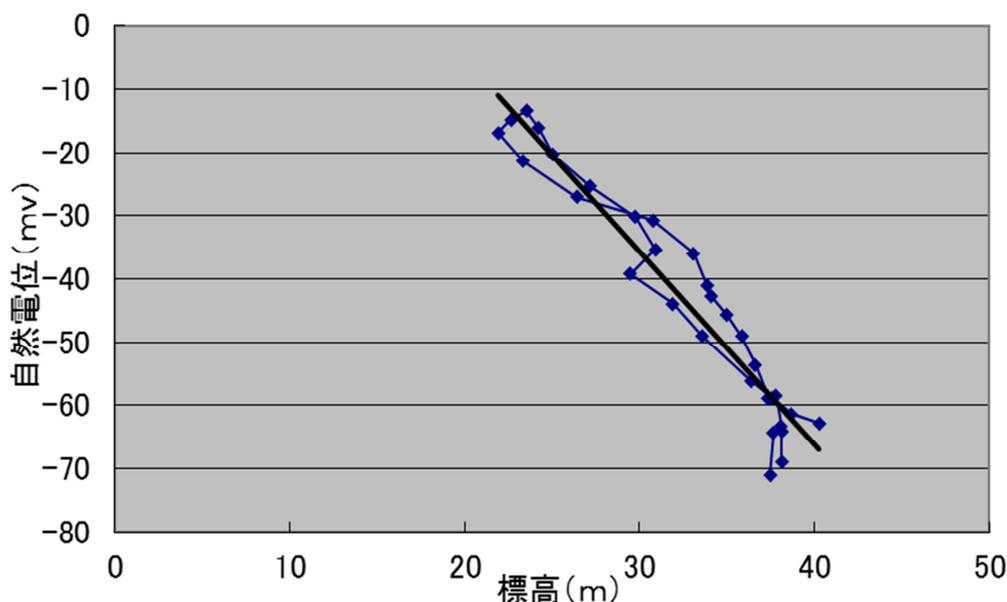
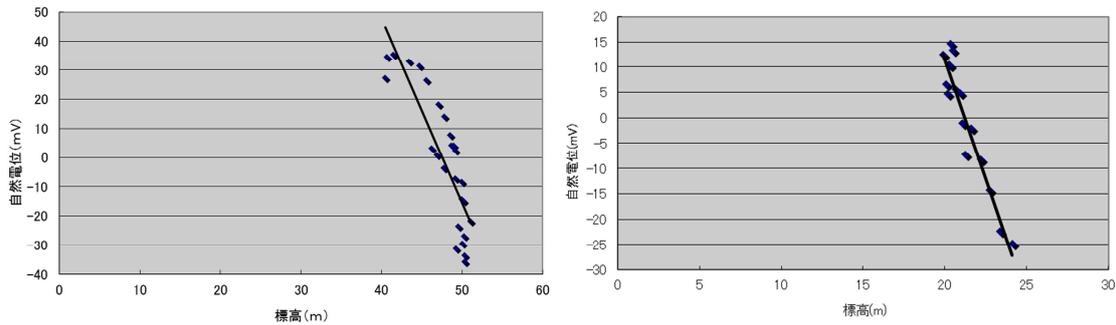


図 2-3-3-1 L10-H10 測線に関する自然電位と標高の関係
測線上には火山灰の露出は見られない。地形効果の係数として-3.1mV/m を得た。



(左) 図 2-3-3-2 N3-N6 測線に関する自然電位と標高の関係

この測線では火山灰露出地を横断する。地形効果の係数として -6.3mV/m を得た。

(右) 図 2-3-3-3 K12-J12 測線に関する自然電位と標高の関係

この測線の北側部分にはオアシスがある。地形効果の係数として -9.4mV/m を得た。

効である可能性が示された。

2-3-5 おわりに

以上より、自然電位研究の成果を次のように取りまとめた。

(1) 鳥取砂丘では、次の2つのエリアにそれぞれ対応するように、特徴的な地形効果の係数が存在することが分かった。2つのエリアとは、火山灰の露出が測線に見られない地域（その地下浅所にも火山灰が存在しないと想定される地域）および測線の一部分が火山灰の露出地を含むか、もしくは、地下数 m 以浅にはあまねく火山灰層が存在することが予想される地域である。

(2) これらの特徴がある地域に対して地形効果の係数を推定した。その結果、(a) 地域で得られた係数は -3mV/m 程度、(b) 地域の係数は $-6\sim-9\text{mV/m}$ という値を得た。

(3) 自然電位測定結果を用い地下水位深度の推定を試みた。その推定結果と砂丘域での学術ボーリングで得られた結果とを比較した。対比結果をみると、概ね地下水位の深浅の傾向は精度良く推定されていることが示された。

(4) 異なる年度に実施された K 測線に関する

測定結果から、大局的な自然電位分布の特徴は概ね保存されていることが確認された。

本研究を通して、鳥取砂丘ではその場所の表層状況の性質を見極めた上で自然電位を測定することができれば、既存の地形効果係数を用いることにより、地表から地下水位までの深度の推定手法へ適用できる可能性がみえてきた。今後は、砂丘全域にわたる稠密な自然電位測定を通した自然電位分布の推定精度の向上と自然電位分布に影響する地下の比抵抗構造や電位など他のパラメータの値の検討が重要な鍵になる。詳細な砂丘全域の自然電位探査は砂丘地下の流体の場を理解する上で重要な役割を果たすことが期待される。

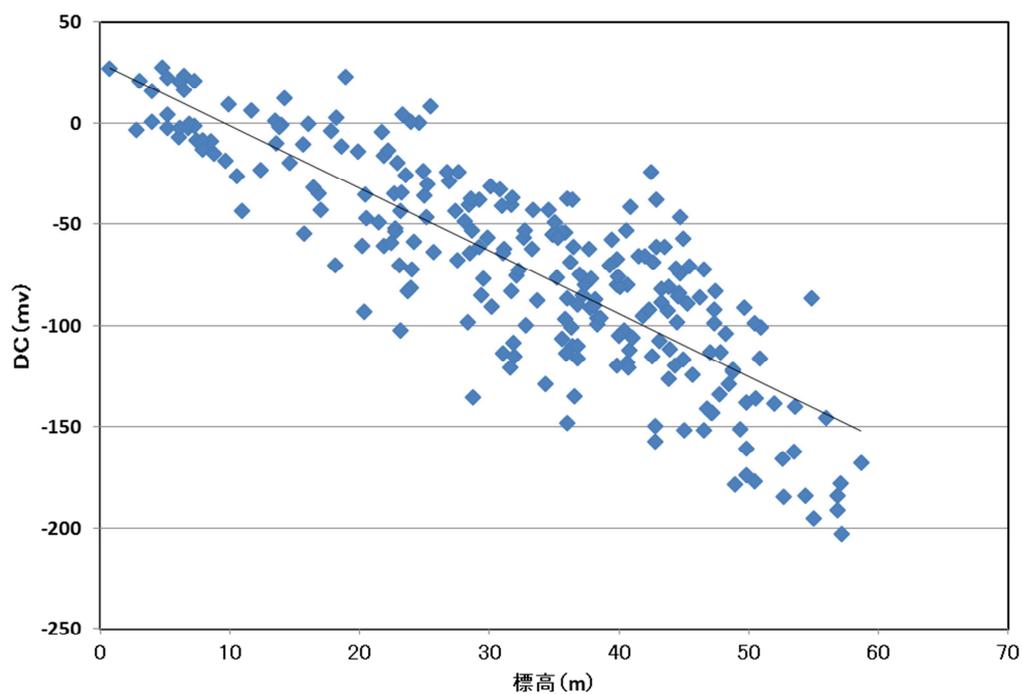


図 2-3-3-4 鳥取砂丘の大局的な自然電位と標高の関係
地形効果の係数として -3.1mV/m を得た。

表 2-3-1 自然電位法より推定された地下水位深度と学術ボーリングデータとの対比

	H4	F2	J12	J15
自然電位法により推定された 地下水位深度 (m)	48	32	27	11
学術ボーリングから明らかに された地下水位深度 (m)	44	35	26	12

2-4 微動探査による地下構造推定

2-4-2 観測および解析方法

2-4-1 微動探査について

微動探査では、高感度の地震計を用いて微動を測定する。微動とは、振幅が数マイクロンの微小な常に存在する地面の振動で、その発生源は交通振動や工場施設などの人工的な振動源、海の波浪、気圧変動、風などの自然現象と考えられており、時間・場所を問わず測定することができる。測定された微動記録には、地盤震動特性や地下構造に関する情報が含まれており、これらの情報を抽出するかが重要になってくる。

微動観測の方法には、上下動成分の微動を複数台の地震計で同時刻に収録する方法（アレイ観測）、一箇所ですべて3成分の微動を収録する方法（単点3成分観測）がある。アレイ観測記録からは、地下構造として数十m～数百mの速度構造モデルが得られる。また、3成分単点観測からは、地下構造と密接な関係がある地盤震動特性が得られる。具体的には、アレイ観測記録でより地下の速度構造、単点3成分観測記録より微動の卓越周期を求めることになる。

そこで、微動探査の方針として、既存の資料に基づきアレイ観測を適切な場所を実施、その観測点の間を補うように単点3成分観測を実施し、地下数十mまでの地下構造（速度構造）を推定することを目的とする。

この地域では鳥取砂丘の周辺を含む鳥取平野全域で微動探査が実施されている（野口他(2003)、石田他(2010)）。これら既存データの観測点配置を踏まえて、今回は微動アレイ観測を2010年度に5地点（大永, 2011）（SK01、SK02、SK03、SK04、SK05）で実施、また単点3成分観測を2009年度に149点（寺岡, 2010）、2010年度に56点（大永, 2011）で実施した。

微動観測では微動アレイ観測では4台のジオフォンとアンプ、レコーダのセット、単点3成分観測では3成分加速度センサー・アンプ・レコーダー一体型の地震計を用いた。なお、アレイ観測では中心点に1台とその円周上に等間隔に3台の地震計を配置し、そのときの円の半径を1～50mとした。

2-4-3 地下速度構造の推定

(1) 地下構造モデルの推定手順

各観測点の微動アレイ観測の記録から解析を行い、位相速度分散曲線を求め、地下構造モデルを推定した。地下構造モデリングの手順としては、観測値とモデルから得られる理論値が最も良く一致するように試行錯誤でモデルを決定した。その結果を表2-4-1に示す。なお、SK02、SK05は十分な解析結果が得られず、地下構造モデルを推定することができなかった。

表 2-4-1 地下構造モデル

SK01				SK03			
層厚(m)	密度 ρ (g/m ³)	Vs(m/sec)	Vp(m/sec)	層厚(m)	密度 ρ (g/m ³)	Vs(m/sec)	Vp(m/sec)
5	1.6	170	1478	10	1.7	200	1512
5	1.7	200	1512	45	1.9	300	1623
50	1.9	300	1623	∞	2.1	700	2067
∞	2.1	700	2067				

SK04			
層厚(m)	密度 ρ (g/m ³)	Vs(m/sec)	Vp(m/sec)
4	1.5	200	1512
10	1.8	300	1623
40	1.9	400	1734
∞	2.1	700	2067

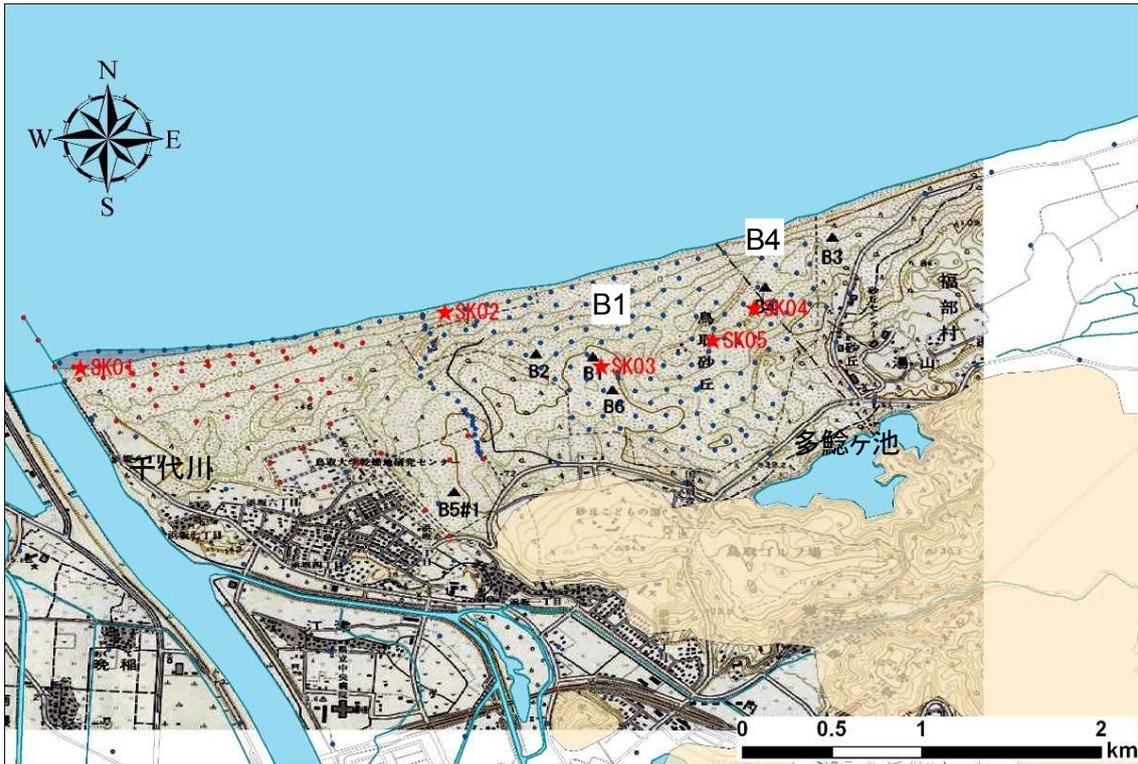


図 2-4-1 ボーリングデータの地点とアレイ観測点の位置

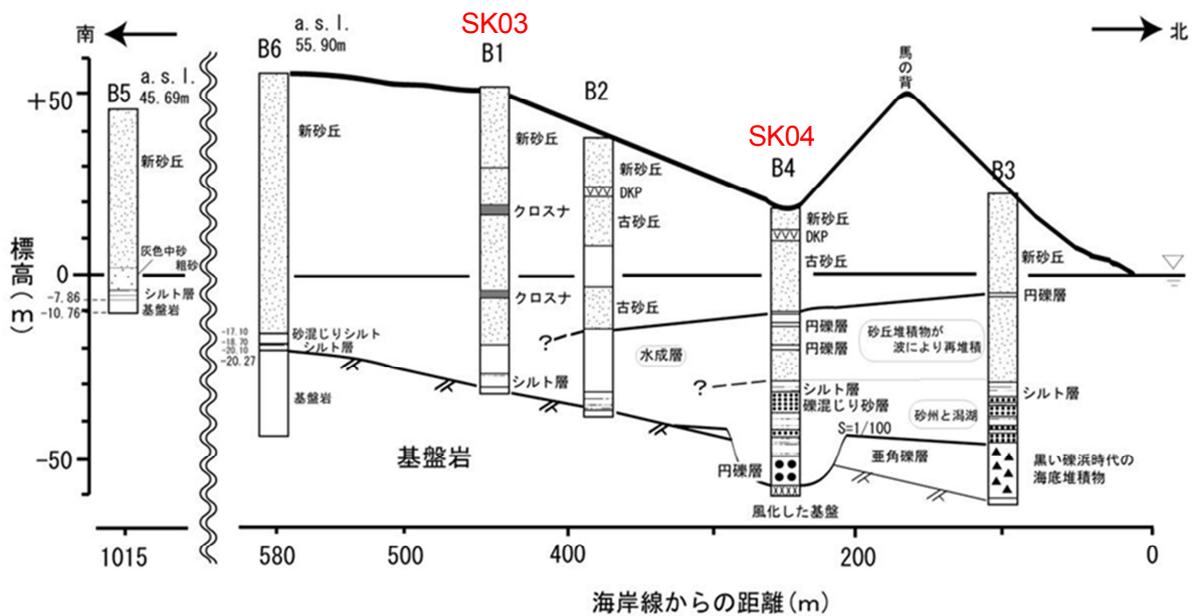


図 2-4-2 ボーリングデータの柱状図

(2) 地下構造モデルについて

推定された地下構造モデルは、S 波速度が最も精度良く決定されるため、以後 S 波速度に着目して解説する。既存のボーリングデー

タ(岡田, 2001)を参照しながら、各地点の地下構造モデルについて詳しくみていく。図 2-4-1 にボーリングの地点とアレイ観測点の位置、図 2-4-2 にボーリングデータの柱状図を示す。

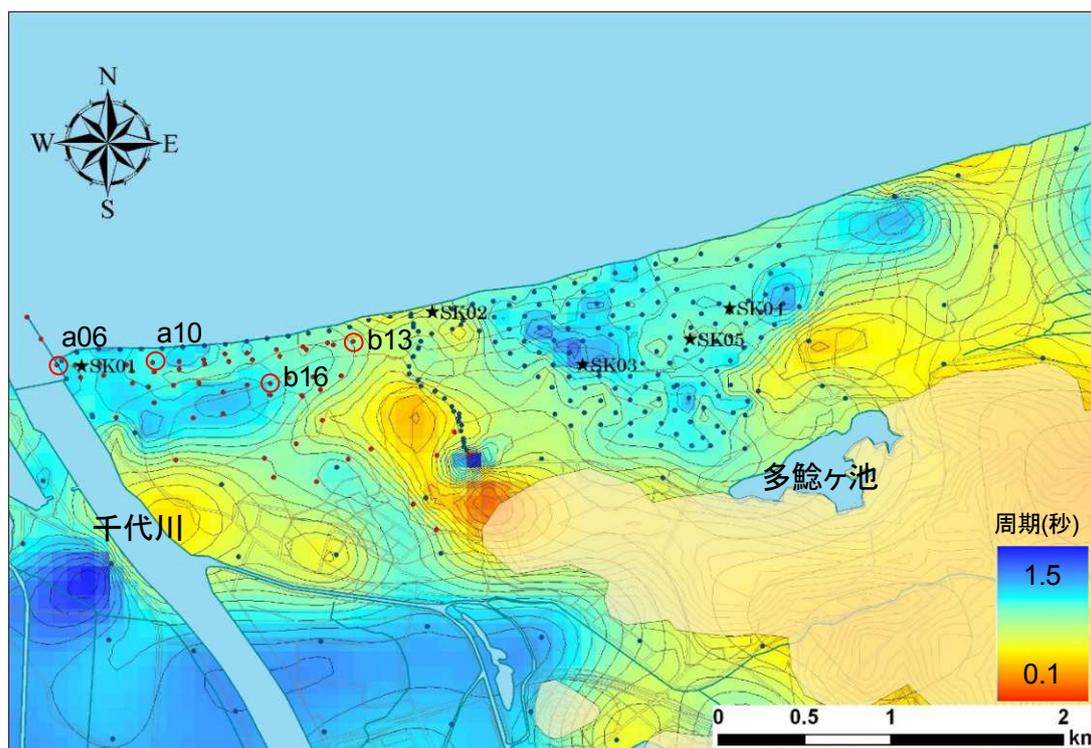


図 2-4-3 H/V の卓越周期分布図

SK03 については、 $V_s=200\text{m/sec}$ の層が 10m 程堆積しており、この地点の近傍のボーリングデータ (B1) より、新砂丘の層に対応していることがわかる。 $V_s=300\text{m/sec}$ の層は 40m で、ボーリングデータよりその下位の砂層に対応している。SK04 については、S 波速度が 200m/sec の層が 4m 程度堆積しており、この地点近傍のボーリングデータ (B4) によれば、S 波速度 200m/sec の層は最上層部の新砂丘、S 波速度 300 および 400m/sec の層は、それぞれ古砂丘、礫混じりの層と対応している。

(3) 微動卓越周期分布の作成

3 成分単点観測記録から周波数解析により、水平動 2 成分と上下動成分のスペクトルを算出し、それらの比 (H/V) を求め、ピークになる周期を読み取った。なお、明瞭なピークが判別できない場合は、卓越周期の読み取り値なしとした。この卓越周期を今回測定した全域について、スプライン補間により内挿して卓越周期の分布図を作成した。図 2-4-3 に H/V の卓越周期の分布図を示す。

堆積層の層厚と卓越周期とは正の相関があ

り、表層の速度がその地域で一定ならば、卓越周期が長いと層厚も厚くなる、すなわち基盤までの深さが深くなる。よって、固有周期の短い領域 (暖色系) では浅く、逆に固有周期の長い領域 (寒色系) では深いことになり、この分布図は基盤面の起伏を面的に表していると考えられる。アレイ観測による地下構造モデルより、 $1/4$ 波長則 ($H=1/4TV$; H: 表層厚、T: 地盤固有周期 (卓越周期)、V: 表層の S 波速度) という関係に従えば、この地域の堆積層の S 波速度を平均 250m/sec とし、卓越周期が 1 秒の地点で、層厚は 62.5m と計算できる。

2-4-4 まとめ

鳥取砂丘内で微動探査を実施し、既存データも含めて解析を行い、地下構造を推定した。アレイ観測記録より、S 波速度 170m/sec ~ 700m/sec の地下構造モデルが得られ、ボーリングデータによる地層区分に対応する速度構造となっており、堆積層の S 波速度は平均 250m/sec 程度で、観測地点の基盤 (S 波速度 700m/sec) までの深さは約 60m であること

がわかった。また、単点3成分記録からは基盤までの深さに対応した卓越周期分布が得られ、基盤面の形状分布を得ることができた。

2-5 重力探査による地下構造推定

2-5-1 重力探査について

重力加速度は地球上で一定値を示すわけではなく、緯度、高度、地形および地下の密度分布によって微妙に異なる。そのうち測定した重力加速度から地下の密度分布に起因する成分を抽出した重力異常の分布から地下構造を推定する手法が重力探査である。本研究では、重力探査により数十～百 m の地下構造（密度構造）の基盤構造を推定することを目的とする。

2-5-2 観測および解析方法

(1) 重力観測およびデータ

2009 年度に 33 点(野口他, 2010), 2010 年度に 38 点(麻野, 2011)の重力観測を行った。測定機器としては、ラコストロンバーク重力計、ディファレンシャル処理の可能な GPS 測量機を用いて、1m 以内の精度で位置が決定されている。

本解析における重力探査データとしては、今回測定したデータと鳥取大学で測定した既存データ(野口他(2010), 小平(2005), 杉浦(2009))および公開されている重力異常のデータベース(駒澤(2002), The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001))を用いて解析を行った。

(2) 重力異常について

高精度な重力計を用いて重力の大きさを測定し、各種補正を施した後、適切な仮定密度による重力異常を算出する。重力異常の地域的な変化は、堆積層と基盤層境界の基盤形状を示すと考えられる。また、重力異常分布の変動は、地下構造のすべての情報を含んでいるため、対象とする深さの地下構造の変動を抽出するためにフィルター処理を施す必要がある。

(3) 密度構造モデル

表層と基盤の密度差によって生じる境界面の起伏を、2次元あるいは3次元による密度構造の定量解析(Komazawa, 1995)によって求める。これは、重力異常の観測値と計算値の差の大小に応じて直下の高密度層の深度を上下させることにより、地下構造モデルによる重力異常値と実際の重力異常値を一致するまで計算を繰り返して、構造境界の形状を算出するものである。

2-5-3 地下密度構造の推定

(1) 表層地質

鳥取砂丘とその周辺の表層地質(地質調査所, 1974)より、地質年代は砂丘を含む沖積層が分布する地域であり、その周辺の山地は安山岩などの新第三紀、一部で花崗岩など古第三紀の地層がみられる。密度構造を考えたとき、第四紀の砂は密度が小さく、新第三紀、古第三紀の岩盤の地域は大きくなることが予想される。

(2) 重力異常分布の作成

重力異常を算出する際、砂丘の周辺で露頭している山地の岩盤が砂丘の堆積層の下に潜り込んで基盤岩となっていると考えられる。重力異常を用いた推定法を用いた結果、基盤の密度が 2.4g/cm^3 と推定でき、この密度値を仮定密度として重力異常を求めた。重力異常分布図を図 2-5-1 に示す。なお、この重力異常分布は、フィルター処理を施している。

(3) 2次元解析

この解析ではシンプルな2層モデルを考え、図 2-5-1 に示した4断面(A-A'、B-B'、C-C'、D-D'断面)について、基盤形状を推定する。地質的背景としては、表層が砂丘の堆積層、基盤層が岩盤層のイメージである。表層と基盤層の密度がそれぞれ 2.0g/cm^3 、 2.4g/cm^3 となるような均質2層モデルの密度構造を推定した。各断面の密度構造モデルについて、横軸を始点(左端)からの距離、縦軸を標高として図 2-5-2 に示す。なお、この図に矢印で示した地点において、基盤露頭点

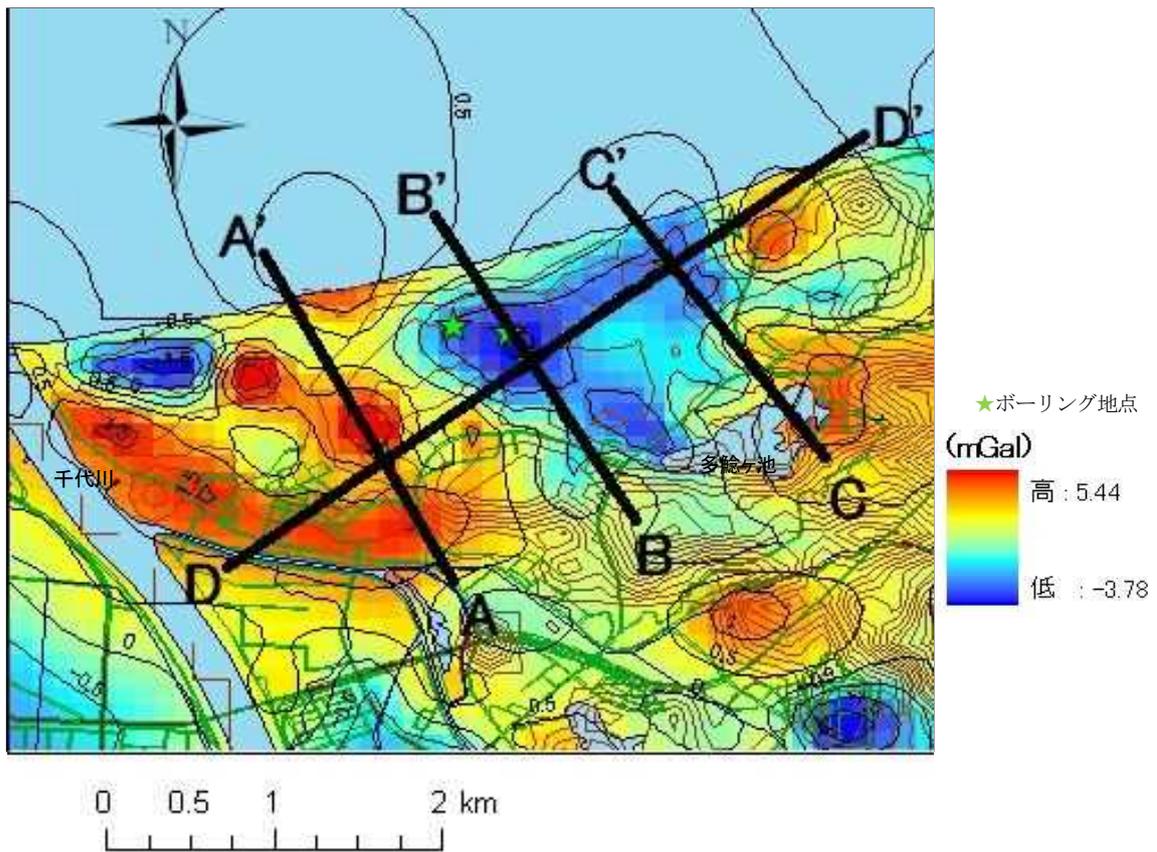


図 2-5-1 重力異常分布と 2 次元解析の断面位置

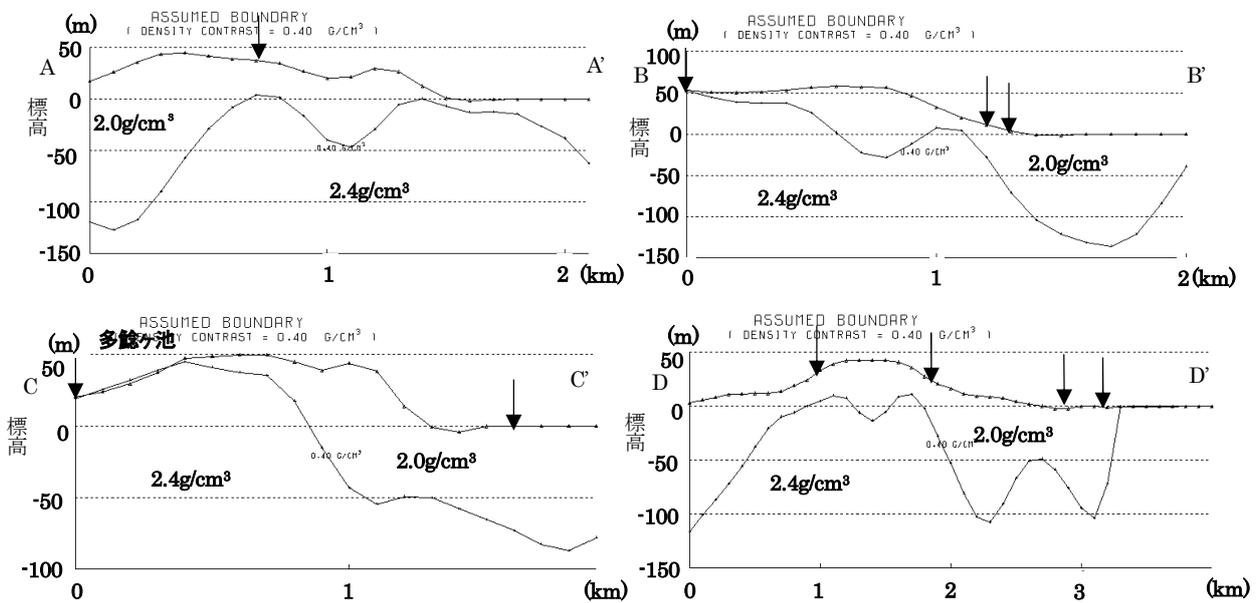


図 2-5-2 2 次元解析による断面図

とボーリングデータ(岡田, 2001)による基盤岩までの深度を拘束条件として与えている。これらの断面から、砂丘地形とは関係なく基

盤面に起伏があり、最深部で約 150m の深さになることが分かる。

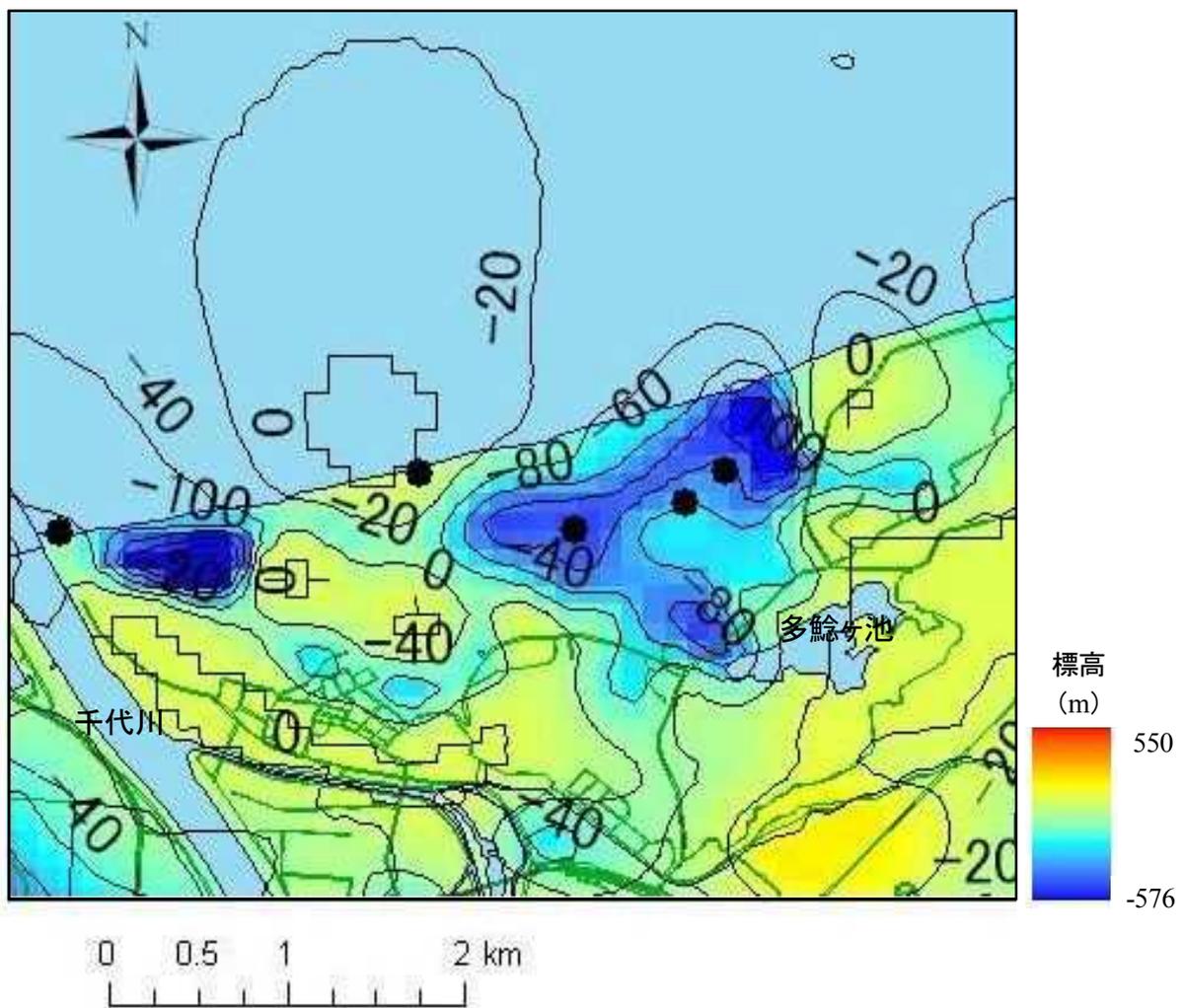


図 2-5-3 3次元解析による基盤深度分布図

(4) 3次元解析

フィルター処理で深部構造による広域トレンド成分を除去し、2次元解析と同様、表層と基盤層の密度がそれぞれ 2.0g/cm^3 、 2.4g/cm^3 となる2層均質モデルを考えた。拘束条件としては、コントロールポイントは基盤が露出している点とボーリング地点の基盤の深さ(岡田, 2001)の15点を設定した。その結果を図 2-5-3 に示す。この結果より、面的な基盤形状を把握することができる。

基盤の深い領域は、多鯨ヶ池の北西部から砂丘中央部と千代川河口部付近の砂丘西側の領域にみられる。また、基盤の浅い領域は、多鯨ヶ池の南側の山地に近傍、砂丘中央から西側の地域が南側から海岸部にかけて、砂丘の東側の領域にみられる。大局的な基盤形状

の分布は、図 2-4-3 の微動探査の結果と調和的である。

2-5-4 まとめ

鳥取砂丘内で重力探査を実施し、既存データも含めて解析を行い、地下構造を推定した。表層 2.0g/cm^3 、基盤層 2.4g/cm^3 の均質2層密度構造モデルによる2次元および3次元解析を行い、基盤面の形状を把握することができた。また、この基盤面形状は微動探査による結果と同様な傾向を示すことがわかった。

3. 水文調査

はじめに述べたように、鳥取砂丘内の観光砂丘には、地下起源の湧水地と考えられているオアシスがあるが、このオアシスが如何なるメカニズムで発生・消滅しているのかは、古くからの学術的関心である。2010年10月に鳥取砂丘を含む山陰海岸が世界ジオパークネットワークへの加盟が認定されたことも相まって、その発生・消滅のメカニズムの解明は強く望まれている。

本章では砂丘内の自然状態を擾乱することなく計測できる水文観測手法を用いて、降雨がどれくらいの時間をかけ、どのような経路をたどってオアシスに到達し、どこへ消えていくのか、また多鯰ヶ池からオアシスへの流入があるのかということを経験的に考察する。

3-1 オアシス水収支

オアシスの水位はオアシスの発生消滅・拡大縮小を知る上で、非常に重要な要素である。オアシスからの流出河川は存在せず、オアシスの減少は蒸発と浸透によるものである。オアシス減少量に対する蒸発量の占める割合を推定した。

まず、測量結果をもとに作成したオアシス内部と周辺の等高線図を用い、水位に対応するオアシス体積・平面投影面積・表面積を推定した。また、オアシス水位とオアシス体積・平面投影面積・表面積の関係からそれぞれの近似式を求めた。

次にオアシスの1日の水位変動からオアシスの1日の減少量 $V_d (=V_1 - V_2)$ を求めた。また、1日のオアシス水位の平均 (h_a) をその日のオアシス水位として、オアシスの平面投影面積 (S) を求めた。これに1日のパン蒸発量 (hE) を乗じて、オアシスの1日の蒸発量 $V_3 (=S \text{ シスの})$ を求めた。パン蒸発量は乾燥地研究センターの測定値を用いた。 V_3 を V_d で除して、オアシスの1日の減少量に対する蒸発量の占める割合を算出した。

日パン蒸発量とオアシス減少に対する蒸発の占める割合の算出結果をふまえると、オアシス減少に対する蒸発の占める割合は、パン

蒸発量と変動が似ており、その日の気象条件に影響されることがわかる。蒸発の占める割合は平均的には10%前後で、オアシスの水は相対的に浸透によって失われる割合が大きいといえる。

3-2 地下水分布

地下水面分布を推定するため、オアシスが消滅していた2011年9月15日に掘取りによる地下水位分布調査を行った。調査範囲はオアシスの存在していた地点の周辺、約100m×約300mで実施し、約20m間隔でメッシュ状に穴を掘り地下水位を測定した。図3-2-1に地下水面を標高で表示した地下水面等高線図を示す。

図より地下水位は北西方向へと傾斜していることがわかる。また、地下水面にはB-2地点(図中のポイント名)付近から馬の背側へと伸びる尾根があることがわかる。この尾根を境に、流向は2つのパターンに分けられる。A-1地点やB-1地点を含む東側の地下水の流向はオアシス方向へと向かっており、尾根以西の地下水はオアシス方向へと向かわず北西方向へと流れている。これより、オアシス形成には尾根以東の地下水が影響していることが分かる。また、地下水面の傾斜より、尾根以東の地下水は流れが遅く、尾根以西の地下水は流れが速いことも明らかになった。

3-3 水の安定同位体比

同位体比とは存在量の大きい同位体に対する存在比とされ、すなわち水の安定同位体比とは水分子に含まれる $1H$ に対する $2H$ (D)の比、160に対する170もしくは180の比を指す。水分子に含まれる水の安定同位体(存在量の少ない安定同位体を含む水分子)は、その分子間結合の強さにより相変化に必要な熱量が通常の水分子($H_2^{16}O$)と異なることから、常温近辺において相変化の際に気相よりも液相や固相により濃縮される。このような現象を相変化に伴う分別、または同位体分別という。一般的に、同位体分別は平衡分別と動的分別に区分される。水の安定同位体比は、水の循環中の相変化の履歴や分子拡散の

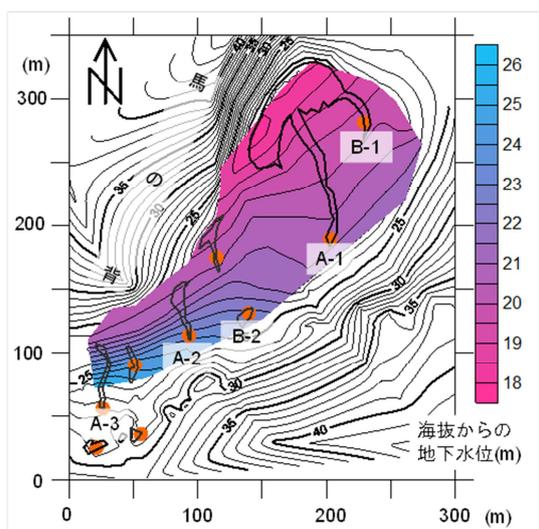


図 3-2-1 堀取り時の地下水面

程度により異なる値を示すため、水の安定同位体比分析を行うことで、水源の推定することが可能である。

このことを利用し、多鯰ヶ池からの流入水の有無の判定や降水が湧水に到達する時間の推定を目的として水の安定同位体比分析を行った。鳥取大学・乾燥地研究センターの降水、砂丘内の湧水、多鯰ヶ池の水を定期的に採取し、分析に用いた。

図 3-3-1 に 2010 年 12 月から 2011 年 11 月における月降水量及び降水・湧水・多鯰ヶ池の酸素同位体比（月平均）を示す。多鯰ヶ池と湧水の同位体比は年間で交わることなく推移している。このことから、多鯰ヶ池の水がそのまま湧水の起源となっていないことはないといえる。また、多鯰ヶ池の δ が高い値で推移しているのは、蒸発の影響により重い水分子が多鯰ヶ池に残留したためであると考えられる。

図 3-3-2 には 2011 年 8 月 15 日から 9 月 30 日における降水量と湧水・オアシス・降水の酸素同位体比及びオアシス水位の変動を示す。9 月 3 日に δ の値が高い非常に多量の降水があり、その後、数日間かけて湧水の δ 値が上昇していることがわかる。このことから、非常に多量の降水があった場合には、湧水の δ は降水の δ に影響されると考えられる。また、オアシス水位変動の図からオアシスが発生したのは 9 月 2 日から 9 月 3 日であることがわかる。9 月 3 日のオアシス内の水の δ はその日の降水の δ とほとんど同じ値をとっている。このことから、オアシスが発生した時のオアシスの水は湧水ではなく降水であると考えられる。

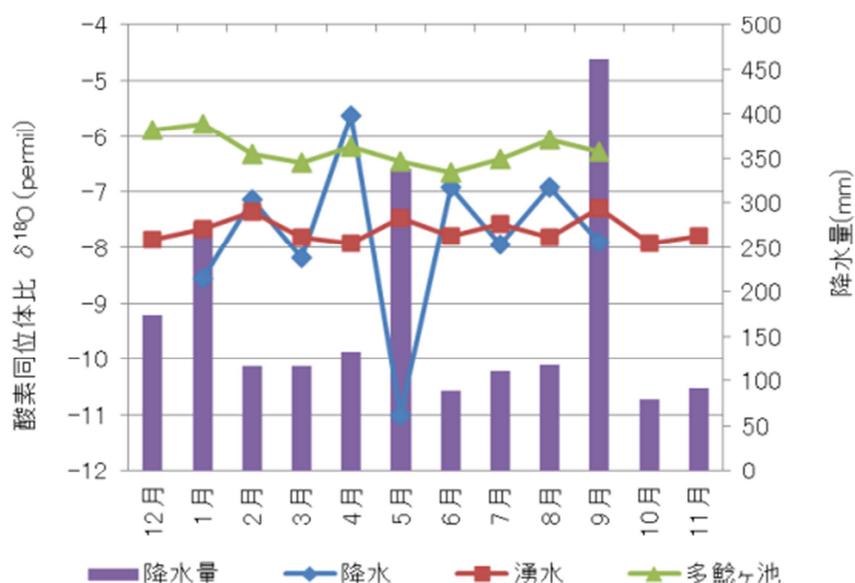


図 3-3-1 2010 年 12 月から 2011 年 11 月における月降水量及び降水・湧水・多鯰ヶ池の酸素同位体比（月平均）

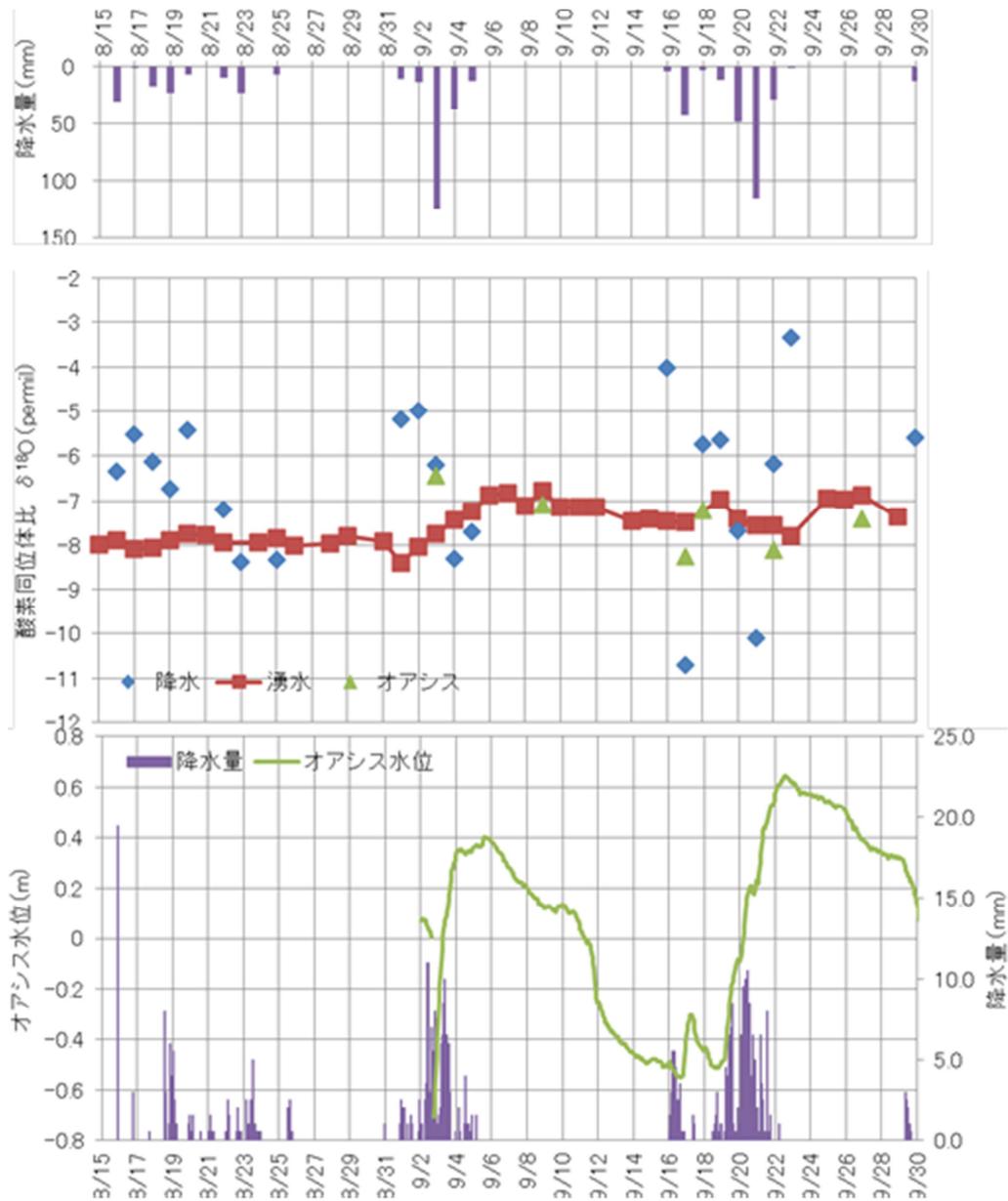


図3-3-2 2011年8月15日から9月30日における降水量と降水・オアシス・湧水の酸素同位体比及びオアシス水位変動

3-4 水文調査のまとめ

本水文調査の結果より、以下のことが明らかになった。まず、オアシスの発生消滅について、オアシスの発生は湧水の流量の増加によるものではなく、降ってまもなくの降水が大きく影響している。一方、オアシスの減少には、蒸発が10%ほどを占めており、相対的に蒸発よりも浸透による水の損失が大きいと

いえる。

また、オアシス周辺の地下水は大まかに南東から北西方面に流れていることが地下水面図とより示された。特にオアシスに流れ込む地下水は、南東側からの地下水が殆どであることが地下水面の傾きより示唆された。

また、湧水の水源について、湧水と多鯰ヶ池との関係性は低く、湧水の源は降水であると考えられる。湧水は長期間地下に溜められた降水が平均化されたものであると推測でき

るが、非常に多量の降水があった後には、数日間でその降水が湧出してくると考えられる。

3-5 謝辞

本水文調査を進めるにあたり、鳥取大学農学部・環境共生科学コースの八木弥生氏、糟谷智史氏、金久研也氏の卒業論文の一環として取得したデータを利用した。また研究を遂行するに当たっては、科学研究費補助金(22700854, 代表者・河合隆行)、日本砂丘学会平成21年年度若手研究者研究推進事業費(代表者・河合隆行)、鳥取大学平成22年度教育研究活性化経費(代表者・齊藤忠臣)の助成を受けた。

4. まとめと今後の課題

鳥取砂丘の地下構造と地下水大循環に関する研究—砂丘内湧水(オアシス)の起源を探る—を行うために、様々な非破壊的な物理探査法を用いて砂丘の地下構造を推定し、地下水の存在形態や流動様式、砂丘の基盤構造などに関する基礎データを得ると共に、水文学的手法を用いてオアシス湧水の起源ならびに定量的な消長メカニズムの解明を試みた。前者の地下構造研究では、電気比抵抗映像法、1m深地温探査法、自然電位法、微動探査法、重力探査法を適用し、後者の水文学研究では、オアシス水に関する水位連続観測ならびに蒸発量解析、オアシス域およびその周辺域の地下水位調査、降水ならびにオアシス湧水と多鯰ヶ池の採水データの安定同位体比解析を導入した。

本研究を通して、オアシスの発生メカニズムについては定量的な理解が進んだ。すなわち、オアシス湧水の発生(水位変化)は、その周辺の火山灰層が存在する環境下における砂丘域での降水が大きく関与していることが分かった。また、オアシスに集水した水が北側の馬の背を越えて海へ流出することが示唆された。さらに、1年という時間軸でみた場合、既存研究から示唆されていた多鯰ヶ池の水とオアシス湧水との関連性はみられないこと、ならびに、湧水は長期間地下に溜められた降水が平均化されたものであると推測でき

るが、非常に多量の降水があった後には、数日間でその降水が湧出してくると考えられることを明らかにした。

さらに、鳥取砂丘を含む広域の基盤形状が明らかになった。ボーリングデータによる地層区分に対応するS波速度地下構造モデルが得られた。さらに、基盤までの深さに対応した卓越周期分布が得られ、基盤面の形状分布が明らかになった。

上述の結果と比して未成熟な研究データではあるが、砂丘全域での地下水の存在深度や潜在的な存在が示唆される火山灰層について自然電位測定に基づく推定方法の道筋が見えたことも成果として記しておきたい。

しかしながら、鳥取砂丘の地下水大循環システムの解明に関しては、次の3つの未解決課題が残った。すなわち、(1)オアシス湧水をガイドする火山灰層は砂丘全域下でどのように潜在し、砂丘下の広域的地下水系とどのように関連するのか?(2)もし、より長い時間軸で考えた場合、やはり、オアシス湧水や多鯰ヶ池の水は互いに関連することなく、浸透し、地下水流動として海へ流出すると考えてよいのか?(3)その場合のオアシスに代表される砂丘内湧水の起源とオアシス発生へ果たす役割は?

これらの長期的・広域的な3つの謎が今後の課題として本研究を通して明らかになったことを記して筆を置く。

文献

- 赤木三郎 (1991) : 砂丘のひみつ, pp.170, 青木書店
- 麻野和頼 (2011) : 重力異常を用いた鳥取砂丘の地盤構造推定, 鳥取大学卒業論文
- 物理探査学会 (1989) : 図解物理探査
- 通商産業省工業技術院 地質調査所 (1974) : 20 万分の 1 地質図, 鳥取
- The Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives: Ryuichi Shichi and Akihiko Yamamoto) (2001) : Gravity Measurements and Database in Southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull.Nagoya University Museum, Special Rept., No.9
- 星見清晴 (2009) : 多鯨ヶ池の水位変化について, 鳥取地学会誌, 第 13 号, pp.37-58
- 石田勇介, 伊藤圭, 野口竜也, 香川敬生 (2010) : 常時微動観測による鳥取平野湖山池周辺の地盤構造推定, 日本地震学会秋季大会
- 石戸経士 (1998a) : 「2.2.2 自然電位」, p.247, 第 5 章電気探査, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会
- 石戸経士 (1998b) : 「5.2 自然電位法」, pp.285-286, 第 5 章電気探査, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会
- 小玉芳敬 (2007) : 鳥取砂丘の地下地質構造の解明と地形発達史の模索, pp.67-81, 山陰海岸国立公園鳥取砂丘保全調査報告書, 鳥取砂丘保全協議会
- 小平裕和 (2005) : 鳥取砂丘及びその周辺における重力探査, 鳥取大学工学部卒業論文
- 駒澤正夫 (2002) : 日本重力異常グリッドデータベース, 日本重力CD-ROM 第2版, 数値地質図 P-2, 地質調査総合センター
- Masao Komazawa (1995) : Gravimetric Analysis of Volcano and its Interpretation, J.Geod. Soc. Japan, Vol.41-1, pp.17-45
- 熊田隆行 (2010) : 自然電位法の鳥取砂丘地下水への適用化に関する基礎的研究, 鳥取大学工学部卒業論文
- 森永陵平 (2011) : 自然電位法を用いた鳥取砂丘オアシス周りの水ミチに関する基礎的研究, 鳥取大学工学部卒業論文
- 西尾祐哉 (2013) : 鳥取砂丘における自然電位と地下水位分布推定に関する研究, 鳥取大学工学部卒業論文
- 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規 (2003) : 人工地震, 微動, 重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定, 第 27 回土木学会地震工学論文集, CD-ROM, No. 197
- 野口竜也, 寺岡功司, 香川敬生, 岩堀謙介, 中谷英史 (2010) : 微動および重力観測に基づく鳥取砂丘とその周辺の地盤構造推定, 地球惑星科学関連学会 2010 年大会, SSS016-P15
- 大永夕陽 (2011) : 微動を用いた鳥取砂丘・湖山池周辺における地盤震動特性の把握及び地下構造の推定, 鳥取大学工学部卒業論文
- 岡田昭明 (2001) : 鳥取砂丘の地質, pp.5-20, 山陰海岸国立公園鳥取砂丘保全調査報告書, 鳥取砂丘保全協議会
- 大田将平 (2010) : 比抵抗映像法を用いた鳥取砂丘火山灰露出地およびオアシス周りの地下構造に関する基礎的研究, 鳥取大学工学部卒業論文
- 島裕雅・梶間和彦・神谷英樹編 (1995) : 比抵抗映像法, pp.206, 古今書院
- 塩崎一郎, 河合隆行, 野口竜也, 齊藤 忠臣, 香川敬生, 神近牧男 (2013) : 鳥取砂丘の地下構造と地下水大循環に関する研究—砂丘内湧水(オアシス)の起源を探る—, 鳥取砂丘景観保全調査報告書 (平成 25 年 3 月 31 日) Web 版 <http://www.tottorisakyusaisei.jp/index.php?view>), 鳥取砂丘再生会議
- 杉浦慎一 (2009) : 重力探査を用いた鳥取平野の基盤構造推定, 鳥取大学工学部卒業論文
- 竹内篤雄 (1996) : 温度測定による流動地下水調査法, 古今書院
- 寺岡功司 (2010) : 微動観測による鳥取砂丘とその周辺の地下構造推定, 鳥取大学卒業論文

- 宇野雅司 (2012) : 1m 深地温探査法を用いた
鳥取砂丘の地温分布と地下水の推定に
関する研究, 鳥取大学工学部卒業論文
- 安田陽二郎 (2012) : 自然電位法を用いた鳥
取砂丘の電位分布と地下水の推定に関
する研究, 鳥取大学工学部卒業論文
- 財団法人自然公園美化管理財団 (1995) : 鳥
取砂丘, 新・美しい自然公園 13, 財団法人
自然公園美化管理財団
- Zlotnicki and Nishida (2003) : Review on
morphological insights of self-poten
tial anomalies on volcanoes, *Surveys
in Geophysics*, 24, pp.291-338