

## 沖縄県多良間島における淡水レンズ形状

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所 公開日: 2025-10-01 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 石田, 聡, 土原, 健雄, 吉本, 周平, 皆川, 裕樹, 増本, 隆夫, 今泉, 眞之 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.24514/0002001387">https://doi.org/10.24514/0002001387</a>

# 沖縄県多良間島における淡水レンズ形状

石田 聡\*・土原健雄\*・吉本周平\*・皆川裕樹\*・増本隆夫\*・今泉眞之\*\*

## 目 次

I 緒 言	1	1 電気伝導度鉛直分布	4
II 調査地区の概要	2	2 地盤の見かけ導電率	5
1 地形・地質	2	V 考 察	5
2 地下水利用状況	2	1 電磁探査結果と塩淡境界深度の関係	5
III 調査方法	3	2 島内の塩淡境界深度分布	6
1 観測孔及び既存井戸における地下水の 電気伝導度深度別測定	3	VI 結 言	7
2 電磁探査法による地盤の導電率測定	3	参考文献	7
IV 調査結果	4	Summary	9

## I 緒 言

淡水レンズは、島や半島において海水を含む帯水層の上部に、密度差によってレンズ状に浮いている淡水域を指し、カリブ海、太平洋、インド洋などの低平な島嶼や、我が国における沖縄県大東島や多良間島などの南西諸島などでは重要な水資源となっている。淡水レンズは降雨浸透水と海水の微妙な圧力バランスによって形成されていることから、降水量の変化、揚水量の変化、海水準の変化に対して、その賦存量が大きく影響を受け、水資源として脆弱である (IPCC AR4 WG2, 2007)。一方で、我が国では沖縄県を対象として淡水レンズを水源として保全・開発する予定であること (内閣府, 2004)、アジア・太平洋諸国の経済成長によって島嶼地域においても水需要量の増加が予想されることなどから、淡水レンズ水資源への関心は国内外で高まりつつある。淡水レンズは井戸からの取水によって利用されるが、揚水に伴って井戸周辺の圧力が低下するため、揚水量が大きいと帯水層下部から塩水がくさび状に浸入し (アップコーニング)、やがて井戸水が塩水化する。帯水層が一度塩水化してしまうと、粒子間の微小間隙に塩水が残留すること、塩水浸入の水みちが形成されることなどから地下水環境は復元せず、当該帯水層からの淡水利用が不可能になる。このような帯水層の塩水化は近年の生活様式の近代化・人口増などで揚水量が増加した島嶼で起こっており、地下水

環境の保全と水資源の持続的利用を両立させることが重要な課題となっている。

淡水レンズを対象とした研究は、1970年代から賦存状況調査が (Plummer et al., 1976; Anthony et al., 1989 など多数)、近年では地盤を均質とみなしたモデル化による現況再現が多く見られる (Bakker, 2000 など)。帯水層の持続的利用方法を検討するためには淡水レンズの分布状況の把握が不可欠であるが、石灰岩帯水層の透水性は大きく偏在しているのが一般的であり (Schneider and Kruse, 2003)、淡水レンズも不規則な形状を呈する。このような淡水レンズ形状を正確に把握するためには観測孔を数多く設置して地下水中の塩淡境界深度を測定する必要があるが、経済的理由で観測孔の数量は限定的になることが多く、物理探査等で限られた観測孔のデータを補間するのが一般的である。地下水中の塩淡境界深度推定には、電気探査法 (Birgit and Luis, 1996 など)、電磁探査法 (Mark, 1988; Ruppel et al., 2000; Schneider and Kruse, 2003 など) が用いられるが、淡水レンズを対象とした研究では後者の適用例が多い。電磁探査法は測定精度としては電気探査法に及ばないものの、塩水と淡水の比抵抗値に大きな違いがあり境界を検出しやすいこと、1箇所あたりの探査時間が短く潮汐の影響を受けにくいことなどがその理由と考えられる。一方我が国においては現地調査結果の数値解析 (柿沼・井内, 1990)、降水量の違いによる淡水レンズ形状の変化を評価した実験的研究 (井内ら, 2000)、電気探査による潮位変動測定 (中里ら, 2007) などが先導的に行われているものの、我が国の島嶼域、特に南西諸島の主要帯水層である琉球石灰岩分布域において電磁探査法を用いて淡水レンズの分布状況を明らかにした研究は見られない。このため筆

\* 農村総合研究部地球温暖化対策研究チーム

\*\* 農村環境部

平成21年12月15日受理

キーワード：地下水、淡水レンズ、塩淡境界深度、電磁探査

者らは沖縄県多良間島を対象として淡水レンズの賦存状況調査するとともに、電磁探査法の琉球石灰岩帯水層への適用性について評価を行った。

本研究の一部は、農林水産省委託プロジェクト研究「地球温暖化が農林水産業に及ぼす影響の評価と高度対策技術の開発」(34020)、及び科研費(21580303)の支援を受けて実施した。また現地調査にあたっては内閣府沖縄総合事務局農林水産部土地改良課白旗企画指導官、沖縄総合事務局土地改良総合事務所、多良間村役場むらづくり課にご協力頂いた。関係各位に感謝の意を表す。

## II 調査地区の概要

### 1 地形・地質

調査地である多良間島は沖縄県多良間村に属し、沖縄本島那覇市の南西360km、宮古島と石垣島のほぼ中間に位置しており(Fig.1)、総面積は約20km<sup>2</sup>、人口1,300人強、標高十数mの低位段丘が広がる平坦で楕円形の島である。北部には標高30m前後の古砂丘が分布しており、岩石化が進んでいる(沖縄県, 1984)。

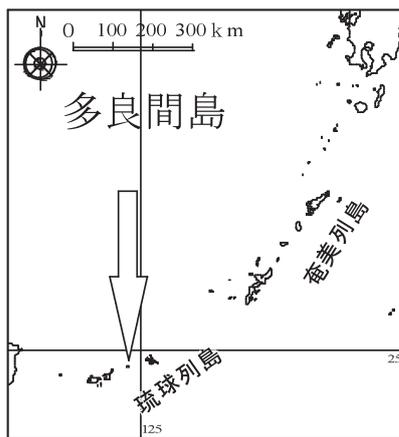


Fig.1 調査地位置図  
Location map of study area

Table 1 多良間島地質層序 (大我ら, 1974 に加筆)  
Stratigraphic sequence in Tarama Island  
(retouched with Ooga et. al. 1974)

年代	地層		層厚
第四紀	完新世	サンゴ礁堆積物	10m
		海岸堆積物 および 低位堆積物	
		浜砂 ビーチロック 離水サンゴ礁堆積物 新期砂丘砂	
更新世	仲筋砂層 (旧期砂丘砂)		50~60m
	琉球層群	琉球石灰岩 (多良間島石灰岩)	
第三紀	鮮新世	島尻層群	多良間砂層

地質は上位から石灰質砂から成る砂丘砂層(層厚10~20m)、石灰藻球・サンゴなどを起源とする琉球石灰岩層(層厚50~60m)、石英質砂岩から成る多良間砂層(下部島尻層群に対比)が分布している(Fig.2)。

多良間砂層の露頭は地表には見られず、琉球石灰岩は多良間砂層を不整合に覆う(Table 1)。琉球石灰岩は碎屑性砂質-礫質石灰岩、石灰藻球石灰岩、サンゴ石灰岩などの岩相に区別され、地表面に近い層厚数mの区間は再結晶作用のため固結化しているが、それ以下は砂礫状を呈し、未固結~半固結のものが多い。(沖縄県, 1984)。

### 2 地下水利用状況

1979~2000年の多良間における平均降水量は2,036mm/年である。多良間島では難透水性基盤(透水係数10<sup>-7</sup>m/sec)が海水準以下にあり、石灰岩帯水層中に淡水レンズが形成されていることが知られている。標高10m前後の平坦面上には、石灰岩洞穴が複数認められ、島の水源として利用されてきた(沖縄県, 1984)。揚水試験より求めた琉球石灰岩の透水係数は島の各部で異なり、石灰藻球石灰岩、生碎屑性砂質石灰岩の互層から成る西部では8.8×10<sup>-2</sup>m/sec、サンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、生碎屑性砂質石灰岩の互層から成る北部では2.5×10<sup>-4</sup>m/sec、有孔虫砂質石灰岩から成る東部では8.0×10<sup>-3</sup>m/secの値が報告されている(長田ら, 1988)。

島の生活用水は淡水レンズを水源とした簡易水道に依存している。2007年度の多良間村における簡易水道の実績給水量は189,592m<sup>3</sup>/y(給水人口1,237人)であった(沖縄県, 2009)。

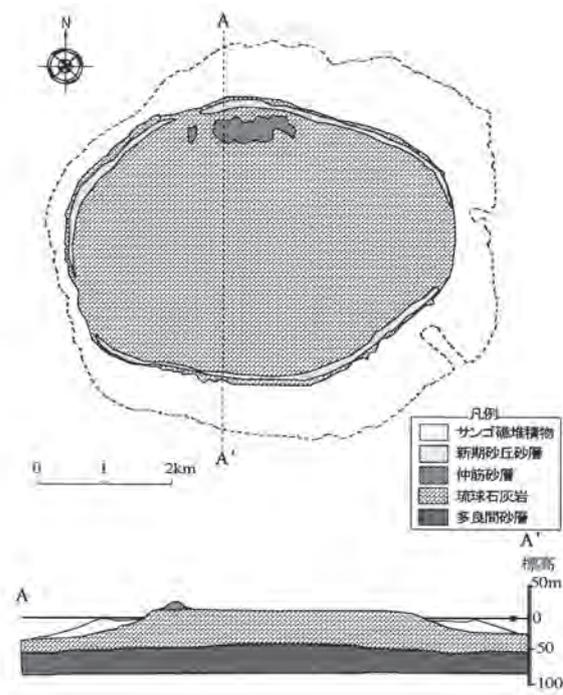


Fig.2 調査地地質平面図・断面図 (沖縄県, 1984 に加筆)  
Geological map and geological section of study area

2005年における耕地面積は総面積の48%にあたる953haであり、農業粗生産額では肉用牛が57%、サトウキビが34%を占める。島の土壌は島尻マーグと呼ばれる石灰岩の風化土壌で、保水力が極端に弱く、干ばつの被害を受けやすい。農業用水は降雨とため池を利用しており水源としては不安定であることから、内閣府沖縄総合事務局では淡水レンズを農業用水源とする場合、特に、技術的な課題となる開発可能量の把握方法を検討し、淡水レンズの開発手法を確立するため、大規模淡水レンズ開発技術確立調査を2007年度より多良間村で実施している（白旗・長田，2009）。

### III 調査方法

#### 1 観測孔及び既存井戸における地下水の電気伝導度深度別測定

多良間島において沖縄総合事務局が設置した観測孔のうち7箇所にて、地下水の温度と電気伝導度（25℃換算電気伝導度）を地下水面から孔底まで深度1m毎に測定した。測定に使用した電気伝導度計はIn-Situ Inc.製Aqua TROLL 200であり、測定に際しては孔内の地下水をなるべく攪拌しないよう、電気伝導度計のセンサーを下ろすスピードを毎分1m以下とし、所定の深度にセンサーが到達したら電気伝導度計の数値が安定するまで待った後、数値の読み取りを行った。また上記観測孔の他に、島内の既存井戸12箇所についても同様の方法で地下水の電気伝導度を深度1m毎に測定した。併せてこれらの観測孔・既存井戸において地下水位を測定した。調査にあたっては潮汐の影響を最小限とするため、2班体制で海岸部に近い観測孔から順に測定を行った。

Fig.3に調査地点位置図を、Table 2に観測孔および既存井戸諸元を示す。

#### 2 電磁探査法による地盤の導電率測定

淡水レンズ分布形状の調査については、アメリカフロリダ州の事例（Schneider and Kruse, 2003）より、送信コイルと受信コイルをそれぞれ設置するループ・ループ法電磁探査によって石英砂分布域で塩淡境界深度が測定できることが示されているが、琉球石灰岩への適用事例は未だ無い。また千葉ら（1997）は東北タイにおいてループ・ループ法電磁探査によって帯水層中の高濃度塩水の存在を明らかにしている。本研究ではこれらの研究で用いられているループ・ループ法電磁探査装置（カナダGeonics Ltd.製EM34-3）を用い、地下水の電気伝導度を測定した19の地点において地盤の導電率を測定した。EM34-3は送信コイルと受信コイルの間隔を10m、20m、40mの3通り変えることができ、間隔が大きくなるほど探査可能深度が深くなる。また測定方法には送信コイルと受信コイルを地表面と水平に置く垂直ダイポールモードと、両方のコイルを垂直に置く水平ダイポールモード

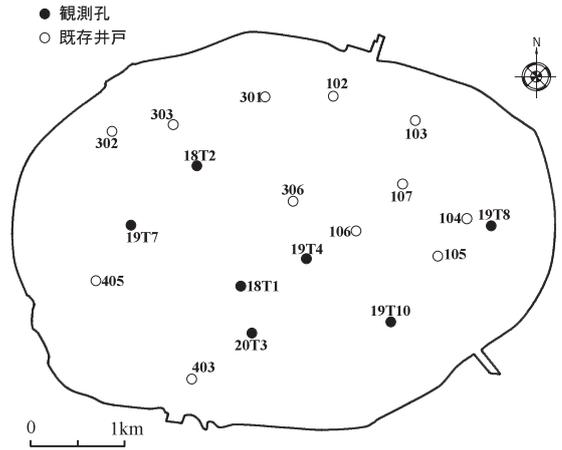


Fig.3 調査地点位置図

Location of observation holes and wells

Table 2 観測孔および既存井戸諸元  
Specifics of the observation holes and wells.

	地点名	地盤標高	深度	口径	備考
観測孔	18T1	11.71m	57.0m	5cm	オールストレーナ、塩ビ仕上げ
	18T2	13.75m	29.7m	5cm	
	19T4	12.79m	30.0m	5cm	
	19T7	11.91m	63.0m	5cm	
	19T8	11.05m	50.0m	5cm	
	19T10	9.68m	30.0m	5cm	
	20T3	10.97m	30.0m	5cm	
既存井戸	102	12.05m	13.0m	1.2m	コンクリート井戸
	103	10.25m	10.8m	80cm	
	104	10.16m	11.1m	1.1m	
	105	10.42m	13.7m	25cm	鋼管井戸
	106	12.30m	17.9m	25.5cm	
	107	12.25m	13.5m	1.0m	コンクリート井戸
	301	15.17m	15.6m	1.0m	
	302	9.30m	10.0m	1.5m	
	303	12.06m	12.3m	1.0m	
	306	13.70m	21.1m	15cm	塩ビ井戸
	403	8.45m	15.6m	15cm	コンクリート井戸
	405	9.90m	9.9m	1.0m	

Table 3 EM34-3におけるコイル間隔と探査深度（McNeill, 1980）  
Exploration depths for EM34-3 at various intercoil spacings

コイル間隔	送受信周波数 (Hz)	探査深度 (m)	
		水平ダイポールモード	垂直ダイポールモード
10m	6,400	7.5	15
20m	1,600	15	30
40m	400	30	60

があり、垂直ダイポールモードは比較的深い部分にも感度を持ち、水平ダイポールモードは比較的浅い部分に強い感度を持つ。Table 3にEM34-3における測定モード・コイル間隔に対する送受信周波数と、McNeill（1980）による探査深度を示す。

Schneider and Kruse（2003）には測定モードについては記載がなかったので、本研究では千葉ら（1997）の方

法を参考に水平ダイポールモードにてコイル間隔 10m, 20m, 40m の3通りの測定を行い, 測定した導電率と地下水の電気伝導度深度別測定結果を比較した。

測定にあたってはなるべく地下水の電気伝導度を測定



Fig.4 電磁探査測定状況  
Scenery of electromagnetic survey

した観測孔または既存井戸の近傍で行うことを原則としたが, 付近に電線や金属製のフェンス等が存在する場合は測定に支障が生ずる。障害物の影響は測定データの振れという形で測定中に把握できるので, 現地測定データが安定する地点で測定を行った(電線の場合概ね 50m 以上の距離を取れば測定はほぼ安定した)。Fig.4 に電磁探査測定状況を示す。手前が受信コイル, 遠方が送信コイルである。電磁探査測定地点の標高はネットワーク型 RTK-GPS 測量によって求めた。

## IV 調査結果

### 1 電気伝導度鉛直分布

地下水位は 2008 年 11 月 26 日に測定し, 標高 0.16 ~ 0.36m の範囲であった。地下水の電気伝導度測定は 2008 年 11 月 26 ~ 27 日に実施し, 60 ~ 4,500mS/m の範囲であった。Fig.5 に代表的な 6 地点における地下水の電気伝導度鉛直分布を示す。

島の中心部よりやや西に位置する 18T1 では地下水面

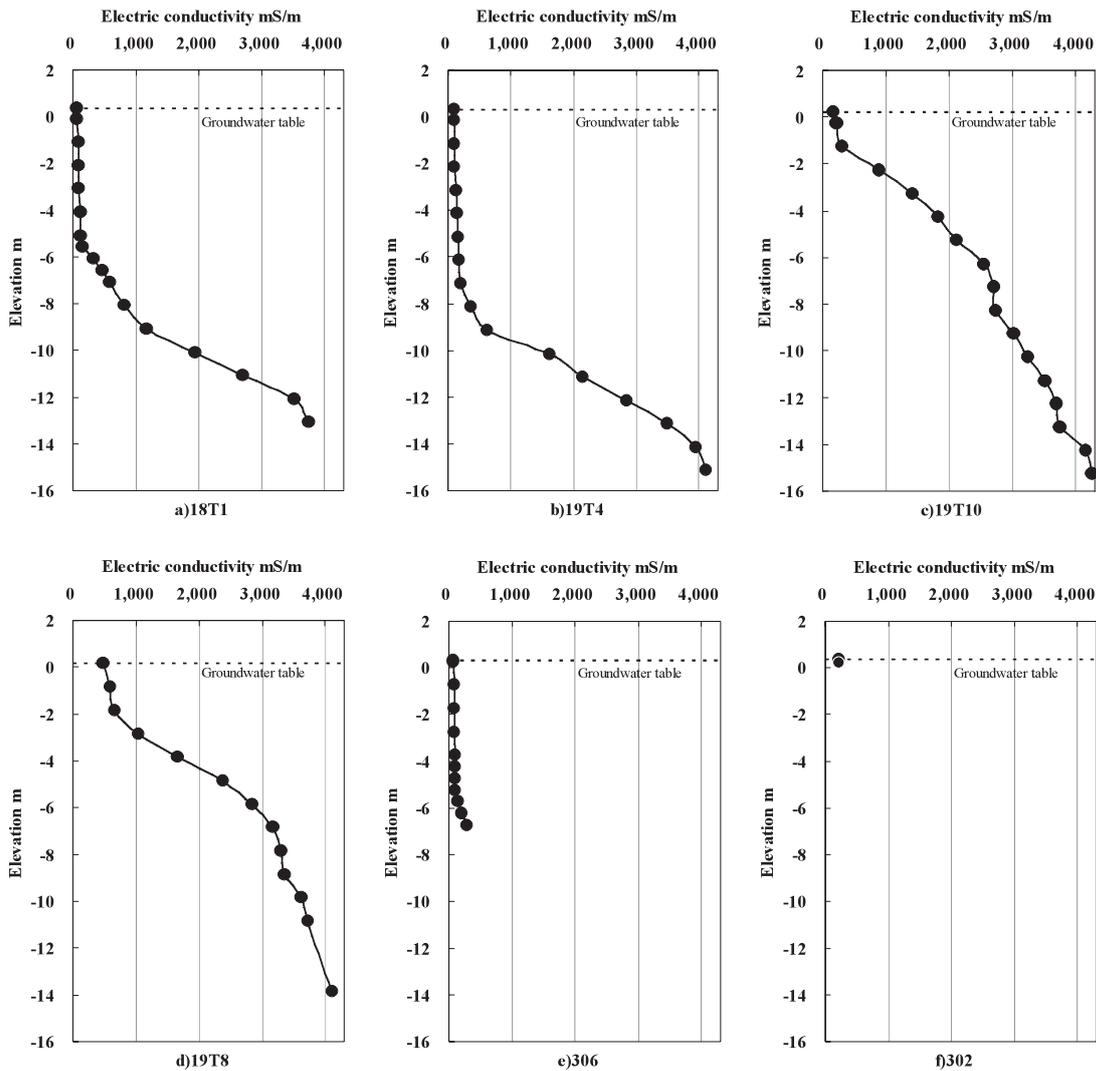


Fig.5 地下水の電気伝導度鉛直分布  
Distribution of electric conductivity of groundwater

から標高 -6m までの電気伝導度は 200mS/m 以下を推移し、それ以深では深度が増すにつれて徐々に値が上昇し、標高 -13m では 3,750mS/m に達した。ほぼ島の中心部に位置する 19T4 では 200mS/m 以下の範囲が地下水面から標高 -7m までと、18T1 よりやや厚くなった。それ以深では 18T1 同様、深度が増すにつれて徐々に値が上昇し、標高 -16m では 4,220mS/m に達した。これら 2 点の観測結果から、島の中心付近では淡水レンズは一定の厚さを持って存在していると言える。

島の中心から 2km ほど離れた 19T10 では 200mS/m 以下の値を示したのは地下水面付近の 1 点だけであり、標高 -1.3m 以深で電気伝導度の値が深度と共に上昇した。島の中心から 2.5km ほど離れた 19T8 では電気伝導度が 200mS/m 以下の領域が無くなり、標高 -1.9m 以深で電気伝導度の値が深度と共に上昇した。これらの観測結果から、島の中心から 2km 程離れると淡水レンズは非常に薄くなると言える。

島の中心に近い既存井戸 306 では電気伝導度は地下水面から孔底まで低い値を保っていた。島の中心から 2.5km ほど離れている既存井戸 302 では水深が 15cm 程しかなかったが、電気伝導度は 220mS/m 程度であった。このように水源として使われている井戸は掘削深度を浅くして、井戸内に塩水を浸入させない構造となっている。

## 2 地盤の見かけ導電率

電磁探査法による地盤の導電率測定は 2008 年 11 月 26～28 日にかけて行われた。EM34-3 は 1 回の測定で 10 データを取得しその平均値を出力するが、今回の調査では 1 地点あたり 10 回の測定を行った。Fig.6 に 19T4 における測定結果を示す。コイル間隔 10m, 20m, 40m の平均値 8.3, 14.4, 46.6 に対する標準偏差はそれぞれ 0.22, 0.06, 0.21 であり測定結果は安定していた。1 地点あたりの測定時間はコイルの移動、ケーブルの交換、ゼロ点調整等を含め 20～30 分程度であった。

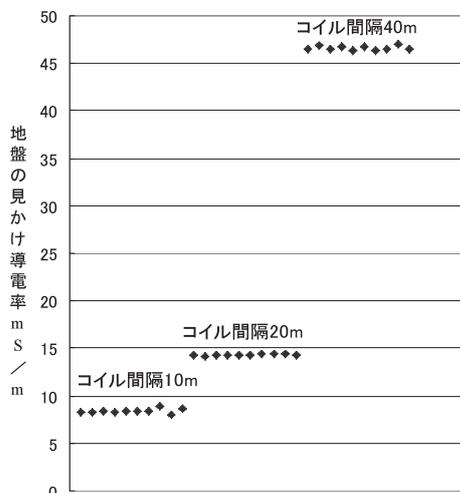


Fig.6 電磁探査測定結果 (19T4)

Result of electromagnetic terrain conductivity measurement (19T4)

Table 4 に各測定地点におけるコイル間隔別の電磁探査結果（見かけ導電率の平均値）とネットワーク型 RTK-GPS 測量によって求めた調査地点の標高を示す。

地盤の見かけ導電率は全ての測定地点においてコイル間隔 40m で最も大きく、コイル間隔 20m, 10m の順に小さくなった。

## V 考察

### 1 電磁探査結果と塩淡境界深度の関係

今回の測定では地下水の電気伝導度深度別測定によって塩水と淡水が測定できた地点は観測孔 7 地点であった。電気伝導度の値は 60～4,500mS/m の範囲にあり、塩淡境界付近では海水と淡水の混合域が 5～10m 存在する。電磁探査法は塩水と淡水の導電率のコントラストから塩淡境界を推定するので、ここでは海水と淡水の中間値 2,000mS/m を一つの指標とし、各測定地点において地表から 2,000mS/m までの深度（以下 2,000mS/m 深度と記す）と電磁探査結果を比較した。

電磁探査結果の解析は、Interpex Limited 社製 IX1D (v3.42) を用い、初期モデルは 1 層目：10mS/m, 10m, 2 層目：1,000mS/m, 10m, 3 層目：4,000mS/m の 3 層構造として逆解析を行った。

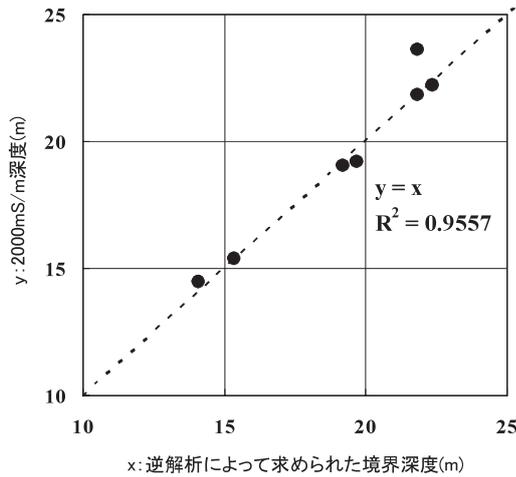
Fig.7 に逆解析によって求められた第 1 層と第 2 層の境界深度と、地下水観測孔で測定された 2,000mS/m 深度を示す。

両者の間には高い正の相関 ( $R^2=0.956$ ) が見られる。

Table 4 電磁探査結果（見かけ導電率）と調査地点標高  
Terrain conductivities and elevation of measurement points

観測地点 番号	コイル間隔			探査標高 (m)
	10m	20m	40m	
18T1	13.18	17.33	49.61	11.69
18T2	4.45	13.90	50.38	13.56
19T10	15.74	31.14	74.44	9.59
19T4	8.38	14.31	46.60	12.73
19T7	7.76	18.65	58.69	11.55
19T8	10.76	31.30	80.37	11.06
20T3	8.90	17.33	54.65	11.03
102	29.89	26.60	52.17	11.86
103	20.66	29.87	65.98	10.04
104	18.15	29.28	71.82	9.70
105	13.53	23.88	64.29	10.56
106	9.77	16.69	42.22	12.20
107	11.66	17.13	51.88	12.13
301	11.49	17.08	45.57	14.28
302	12.82	35.94	92.42	9.14
303	13.53	22.28	61.11	11.80
306	5.14	10.13	41.69	13.44
403	11.08	40.50	86.51	8.40
405	9.10	25.55	76.10	9.74

単位：mS/m



**Fig.7** 電磁探査結果の逆解析によって求めた境界深度と2,000mS/m深度の対比

Comparison of 2,000mS/m depths and conductivity boundary depth

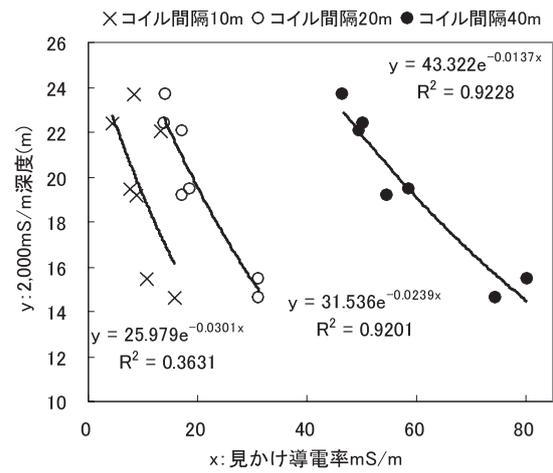
このことは本手法による探査が塩淡水境界に対して感度を有することを示している。中里ら(2009)は、同じ多良間島を対象にTDEM(時間領域電磁探査法)によって琉球石灰岩の不飽和帯と飽和帯の比抵抗境界を明らかにしているが、本手法では第1層を2層に分け、4層モデルでの逆解析を試みたが、地下水面に相当する導電率構造は得られなかった。

ここで、電磁探査によって得られる地盤の見かけ導電率に影響を及ぼす要素は、地質構造が同一のフィールド内では地下水位と塩淡水境界深度である。今回、地下水位は場所によって大きく変化しないので、それぞれのコイル間隔によって得られた地盤の見かけ導電率と、地下水観測孔で測定された2,000mS/m深度を比較した。両者の関係をFig.8に示す。

いずれのコイル間隔においても両者は負の相関を示す。相関係数はコイル間隔が長くなるほど大きくなり、コイル間隔が20m, 40mの場合 $R^2 = 0.92$ と非常に高かった。これに対してコイル間隔が10mの場合は $R^2 = 0.36$ となり有意な相関は認められない。この理由はコイル間隔10mの水平モードでは探査深度が浅すぎて、深度14.5~23.6m以深の塩水域を検知することが出来ないためであると考えられる。

Fig.8において最も高い相関を示したのはコイル間隔40mの測定値である。得られた近似曲線より、塩淡水境界深度が未知の既存井戸12箇所について、コイル間隔40mの測定値を2,000mS/m深度に換算した値をTable 5に示す。

Table 5にはそれぞれの井戸の深度も示している。換算した2,000mS/m深度とそれぞれの井戸深度を比較すると、いずれの井戸においても換算した2,000mS/m深度の方が大きくなり、実測によって確認された事実と整合的であった。



**Fig.8** 電磁探査による地盤の見かけ導電率と2,000mS/m深度の対比

Comparison of 2,000mS/m depths and terrain conductivities

**Table 5** 既存井戸12箇所における推定塩淡水境界深度  
Estimated freshwater-saltwater interface depths at 12 wells

観測地点番号	2000mS/m深度(m)	井戸底(m)
18T1	22.08	
18T2	22.41	
19T10	14.63	
19T4	23.71	
19T7	19.47	
19T8	15.49	
20T3	19.20	
102	<b>21.20</b>	12.9
103	<b>17.55</b>	10.8
104	<b>16.20</b>	11.0
105	<b>17.96</b>	13.5
106	<b>24.30</b>	17.8
107	<b>21.28</b>	13.7
301	<b>23.20</b>	15.6
302	<b>12.21</b>	10.0
303	<b>18.76</b>	12.3
306	<b>24.47</b>	21.0
403	<b>13.24</b>	9.0
405	<b>15.27</b>	9.9

太字は導電率からの換算値

## 2 島内の塩淡水境界深度分布

Table 5に示す塩淡水境界深度の実測値および推定値より描いた、島内の電気伝導度2,000mS/m等標高線図をFig.9に示す。

電気伝導度2,000mS/mの標高は島の中央付近で-10mより深くなり、縁辺部ほど浅くなるが、その中心はやや北に偏っている。Ruppel et.al.(2000)はアメリカのセントジョージ島において淡水レンズの分布を調査し、砂丘の尾根地形が淡水レンズ厚さに影響していることを示唆している。本島においても、島の北側に標高30m程

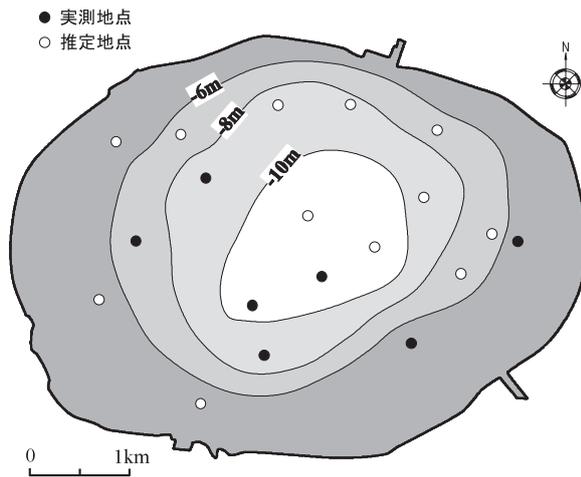


Fig.9 電気伝導度 2,000mS/m 等標高線図  
Distribution of freshwater thickness (EC<2,000mS/m)

度の小丘が発達していることから、島の北側において涵養水のポテンシャルが若干高くなり、その結果電気伝導度 2,000mS/m の標高が深くなっていると考えられる。

## VI 結 言

本研究では沖縄県多良間島を調査地として、観測孔及び既存井戸における地下水の電気伝導度深度別測定及びループ・ループ法電磁探査による地盤の導電率測定を行い、塩淡水境界深度と地盤の見かけ導電率との関係を求めた。

地下水中の電気伝導度が 60 ~ 4,500mS/m の範囲にあることから、電気伝導度 2,000mS/m を指標とし、電気伝導度深度別測定によって求めた 7 箇所の観測孔における電気伝導度 2,000mS/m 深度と、同じ箇所でも測定したコイル間隔 10m, 20m, 40m における見かけ導電率との相関を求めると、相関係数はそれぞれ 0.36, 0.92, 0.92 であり、コイル間隔 20m, 40m については非常に高い値を示した。また、得られた近似曲線より推定した既存井戸 12 地点における電気伝導度 2,000mS/m 深度は、いずれも井戸深度より大きく、井戸内に塩水が見られない観測結果と整合的であった。

見かけ導電率より換算された島内の電気伝導度 2,000mS/m 深度分布より、淡水レンズは島内の北側でやや厚くなっている。このことは島の北側に旧期砂丘砂が分布し標高が比較的高くなっていることによると考えられる。

以上より、本島においてはループ・ループ法電磁探査は淡水レンズ塩淡水境界深度の測定に有効であった。本手法については、本島以外の淡水レンズ分布域に適用可能かどうかは検証されていないが、地質構造が本島同様帯水層が電氣的に均質（地表から塩水域まで単一の琉球石灰岩など）という構造で、淡水、海水の飽和部の導電率コントラストが明瞭であれば適用できる可能性は高いと

考えられる。

今後はより測定値点数を増やして島内の淡水レンズ分布状況を子細に明らかにするとともに、より濃度の低い領域の測定法、塩淡水境界がより浅い場合や深い場合についての電磁探査法の適用性、ループ・ループ法電磁探査以外の物理探査手法との比較について、引き続き検討すべきである。

## 参考文献

- 1) Anthony S. Stephen, Peterson L. Frank, Mackenzie T. Fred and Hamlin N. Scott (1989): Geohydrology of the Laura fresh-water lens, Majuro atoll: A hydrogeochemical approach, *GSA Bulletin*, **101** (8), p.1066-1075
- 2) Bakker M. (2000): The Size of the Freshwater Zone Below an Elongated Island With Infiltration, *Water Resour. Res.*, **36**(1), p.109-117
- 3) Birgit Steinich and Luis E. Marin (1996): Hydrogeological Investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, Using Resistivity Surveys, *Groundwater*, **34**(4), p.577-759
- 4) 千葉昭彦・今泉眞之・竹内睦雄 (1997): 物理探査を用いた地下水・塩類集積土壌の探査技術, 物理探査, **50**(6), p.615-631
- 5) 井内国光・坂本 光・柿沼忠男 (2000): 砂モデル実験による海岸及び島しょ地下水の定常挙動, 陸水学雑誌, **61**, p.1-10
- 6) Intergovernmental Panel of Climate Change Working Group 2 (2007): Impacts, Adaptation and Vulnerability, *IPCC Fourth Assessment Report (AR4) Climate Change 2007*, p.689
- 7) 柿沼忠男・井内国光 (1990): クリスマス島における淡水レンズ (I), 愛媛大学工学部紀要, **12**(1), p.303-315
- 8) McNeill J.D. (1980): Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers, *Geonics Limited Technical Note*, TN-6, p.6
- 9) Mark Stewart (1988): Electromagnetic Mapping of Fresh-Water Lenses on Small Oceanic Islands, *Groundwater*, **26** (2), p.187-191
- 10) 長田実也・古川博恭・富田友幸・座波吉実 (1988): 沖縄・多良間島の淡水レンズ-琉球石灰岩の透水性について, 日本地質学会学術大会講演要旨, p.420
- 11) 内閣府沖縄総合事務局土地改良課 (2004): 淡水レンズによる農業用地下水の開発, アグリおきなわ, **2004**(11), p.1-4
- 12) 中里裕臣・石田 聡・土原健雄・吉本周平・皆川裕樹 (2009): TDEM による多良間島における淡水レンズ調査, 物理探査学会第 121 回学術講演会講演論文集, p.114-115
- 13) 中里裕臣・黒田清一郎・井上敬資・竹内睦雄・汪振

- 洋 (2007) : 比抵抗モニタリングによる地下水の潮位変動の可視化 : 物理探査, 60(6), p.501-506
- 14) 大我晴敏・古川博恭・小倉乙郎・西田民雄 (1974) : 沖縄県多良間島の地下水, 日本地質学会学術大会講演要旨, p.368
- 15) 沖縄県 (1984) : 土地分類基本調査, 宮古地域, p.13-22
- 16) 沖縄県福祉保健部薬務衛生課 (2009) : 沖縄県の水道概要, 平成 19 年度版, p.53-56
- 17) Plummer L.N., Vacher H.L., Mackenzie F.T., Bricker O.P. and Land L.S. (1976): Hydrogeochemistry of Bermuda: A case history of ground-water diagenesis of biocalcarenes, *GSA Bulletin*, **87**(9), p.1301-1316
- 18) Ruppel C., Schultz G. and Kruse S. (2000): Anomalous Fresh Water Lens Morphology on a Strip Barrier Island, *Groundwater*, **38**(6), p.872-881
- 19) Schneider C. James and Kruse E. Sarah, (2003): A comparison of controls on freshwater lens morphology of small carbonate and siliciclastic islands: examples from barrier islands in Florida, USA, *J.hydrol*, **284**, p.235-296
- 20) 白旗克志・長田実也 (2009) : 淡水レンズからの水源開発を目指して - 多良間島における調査 -, 地盤工学会誌, 57(9), p.620

# Distribution of the Freshwater-Saltwater Interface Depths in Tarama Island, Japan

ISHIDA Satoshi, TSUCHIHARA Takeo, YOSHIMOTO Shuhei,  
MINAKAWA Hiroki, MASUMOTO Takao and IMAIZUMI Masayuki

## Summary

Electric conductivity of groundwater was measured every 1 m depth in wells on Tarama Island, Japan to clarify the thickness of the fresh water lens. In addition, electric underground conductivity was measured by electromagnetic surveys, and the results were compared with the freshwater-saltwater interface depths. As a result, it was clarified that the maximum thickness of the fresh water lens (electric conductivity less than 2,000 mS/m) on Tarama Island was 10 m or more. There was a high negative correlation between the electric conductivity and the freshwater-saltwater interface depth. This result shows that the electromagnetic survey is an effective tool to measure the thickness of a freshwater lens. Subsequently, electromagnetic surveys were carried out at 19 points on the island, and the shape of the freshwater lens of this island was clarified.

**Keywords** : Groundwater, Freshwater lens, Freshwater-saltwater interface, Electromagnetic survey