

## 物理探査手法を用いた地下水中の塩淡境界測定

石田 聡\*・吉本周平\*・小林 勤\*\*・幸田和久\*\*  
土原健雄\*・中里裕臣\*\*\*・増本隆夫\*・今泉眞之\*\*\*\*

## 目 次

I 緒 言	9	1 電気伝導度鉛直分布	13
II 調査地区の概要	10	2 地盤の見かけ導電率	13
1 地形・地質	10	3 地盤の比抵抗分布	13
2 地下水利用状況	10	V 考 察	16
III 調査方法	11	1 比抵抗分布と塩淡境界深度の関係	16
1 観測孔における地下水の電気伝導度測定	11	2 地盤の見かけ導電率の塩淡境界深度への換算	17
2 電磁探査法による地盤の導電率測定	12	VI 結 言	18
3 電気探査法による地盤の比抵抗測定	13	参考文献	18
IV 調査結果	13	Summary	20

## I 緒 言

太平洋などの海洋上の小島嶼においては水源を地下水に求めている場合が多い。近年生活水準の向上、経済発展、発展途上国の人口増加などに伴い、世界的に水需要が増加する傾向にあるが、特に小島嶼の地下水資源は、地球温暖化に伴う海面上昇によって塩水化が進むと予想される (IPCC AR4 WG2, 2007) とともに、揚水量の増加や干ばつ等による涵養量の減少の影響を受けやすい。将来的に地下水の保全および持続的な利用を図るには、島嶼における地下水の賦存形態・賦存量をまず明らかにする必要があるが、帯水層中に淡水域と塩水域が混在している場合、淡水賦存量を推定することは容易ではない。

1つの帯水層中に淡水と塩水が混在している場合、密度差によって淡水は塩水の上部に位置し、帯水層中に塩水域と淡水域の境界（ここでは塩淡境界と呼ぶ）が形成される。ある地点における淡水域の厚さは、塩水と淡水の密度差による Ghyben-Herzberg の式

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad (1)$$

$z$  : 海水準以下の淡水の厚さ

$h_f$  : 海水準以上の淡水の厚さ = 地下水位標高

$\rho_f$  : 淡水の密度

$\rho_s$  : 海水の密度

より、地下水位標高に比例するとされる (Hubbert, 1940; Vacher, 1984 など)。しかし (1) 式によって塩淡境界深度を地下水位測定だけで決定するためには、長期的な測定値が必要な上、降雨や潮汐による一時的な変動を取り除く必要があるため見積りが難しく、誤った結果を導やすい (Schneider and Kruse, 2003)。このため深度毎に地下水中の塩分濃度や電気伝導度を測定できる地下水観測孔を設置して、塩淡境界を直接的に測定する方法が一般的に用いられている (Rotzoll et al., 2010 など)。また太平洋上の島嶼に多く見られる石灰岩帯水層は、水の循環と石灰岩の溶解・再結晶などによって不均質な透水性を有しており (Legrand and Stringfield, 1971)、塩淡境界深度も透水性が高い領域では浅く、低い領域で深くなるなど不規則な形状を呈していることが多い (Vacher, 1978, Ayers, 1998 など)。このため淡水厚分布形状を正確に把握するためには観測孔を数多く設置し、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、水資源賦存量の算定を難しくしている。このようなことから近年の研究では塩淡境界深度を明らかにするため、物理探査によって限られた観測孔のデータを補間する例が多く見られる。地下水中の塩淡境界深度推定には、一般に電気探査法、電磁探査法が用いられる。

地下水中の塩淡境界測定という観点から電気探査法と

\* 農村総合研究部地球温暖化対策研究チーム

\*\* (独)国際農林水産業研究センター農村開発調査領域

\*\*\* 施設資源部基礎地盤研究室

\*\*\*\* 農村環境部

\* 平成23年1月20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, 電気探査

電磁探査法の特徴をまとめると次のとおりである。どちらも送信コイルと受信コイルの距離（コイル間隔）、送信電極と受信電極の距離（電極間隔）を大きくするほど地下深部の導電率が測定結果に反映されるので、同じ箇所でコイル間隔、電極間隔を変化させ、浅層から深層までのデータを取得し、地盤の層構造を推定するが、電気探査法では電極間隔を任意に取れるので、多層構造の解析が可能である。これに対して電磁探査法はコイル間隔に制限がある場合が多い。例えばEM34では1箇所の層構造の解析で3つの異なるコイル間隔の測定データを用いるので、導電率と層厚を決定できる層構造は3層までである（Stewart, 1988）。また、電磁探査法は近傍に電線があると測定が難しいが、電気探査法は影響を受けない。測定の簡便さという点では、電気探査法は地盤に接地電極を打ち込む必要があるため、石灰岩地域や乾燥地では電極と地盤の接地抵抗が大きくなり測定が難しいが、電磁探査法は地盤に非接触で測定が可能なので対象地質を選ばない。また電気探査法は1箇所での測定中接地電極を何度も移動させる必要があるため、1箇所あたりの測定時間は電磁探査法に比べて長くなる。さらに電気探査法は電極が打ち込める直線状の測線を取る必要があり、障害物等があると測定が難しい。島嶼の地下水を対象とした既往の研究では電磁探査法の適用例が多い。これは、塩水と淡水の導電率に大きな違いがあるため、電磁探査法でも境界を検出することが可能であること、1箇所あたりの探査時間が短いこと、広範な現場条件に対応できること等がその理由と考えられる。

電磁探査法による地下水中の塩淡境界測定では、測定間隔が異なる3点の測定データを逆解析して塩淡境界深度を求める手法が一般的に用いられてきたが、石田ら（2010）は7箇所の地下水観測孔において実測した塩淡境界深度と、電磁探査によって得られたみかけ導電率を比較し、構成地質や地下水位がほぼ等しければ1点の測定データのみで塩淡境界深度が推定できることを示した。しかしこの方法はみかけ導電率を塩淡境界深度に変換するため、複数の地下水観測孔を必要とし、塩淡境界深度を実測できる観測孔に乏しい小島嶼に適用することは難しい。このため本研究では、電気探査法と電磁探査法を併用し、電気探査法によって求めた地盤の比抵抗分布によって、電磁探査データを塩淡境界深度に換算することで、小島嶼においても効率的に地下水賦存形態の把握が可能となる手法について検討した。

本研究の一部は、農林水産省委託プロジェクト研究「地球温暖化が農業分野に与える影響評価と適応技術の開発」（45150）、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（独）国際農林水産業研究センター万福裕造主任調査員、マーシャル諸島共和国資源開発省および環境保護局の各位にご協力頂いた。ここに感謝の意を表す。

## II 調査地区の概要

### 1 地形・地質

調査地が存するマーシャル諸島共和国は中部太平洋に位置する29の環礁と5つの島を有する島嶼国で、総面積は約181km<sup>2</sup>、人口は約5.5万人である。首都の存するマジュロ環礁は北緯7°東経171°に位置し、人口は約2万人（Republic of the Marshall Islands Embassy to the US, 2010）である（Fig.1）。1971～2000年における年平均降水量は3,300mm、平均気温は27.5℃であり、住民の水源は貯留した降水及び地下水である（緑資源機構、2008）。調査地であるローラ島は面積1.8km<sup>2</sup>、平均標高数mの低平な島である。

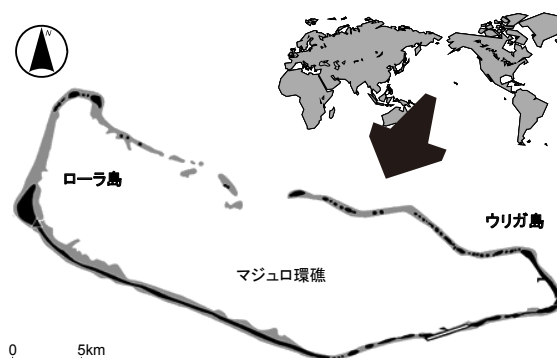


Fig.1 調査地位置図  
Location map of study area

ローラ島は全域に亘って石灰砂に覆われている（Anthony et al., 1989）。Table 1 にボーリングによって確認されたローラ島の地質層序を示す。地質は上位から層厚1.7m程の石灰砂、層厚9.7m程の礫混じり石灰砂、層厚3.6m以上の石灰砂礫が分布している（国際農林水産業研究センター、2010）。

Table 1 ローラ島の地質層序  
Stratigraphic sequence in Laura Island

層厚	地質	記事
1.70m	石灰砂	粒子均一な細砂
9.65m	礫混じり石灰砂	礫径2～5mm
3.63m	石灰砂礫	礫径50～60mm

### 2 地下水利用状況

環礁西部に位置しているローラ島では、地下水が淡水レンズとして賦存しており、井戸及び地下水面上部に埋設された横孔（シャフト）によって取水され、パイプラインで首都マジュロが存するウリガ島に送水されてい

る。Fig.2 にローラ島における取水施設位置図を、Fig.3 に取水施設構造図をそれぞれ示す。この他に住民が補助水源として使用している小規模な農家井戸が存在するが、取水量は僅かで見込まれるのでここでは掲載していない。Presley (2005) は農家井戸における地下水中の塩分濃度測定から、淡水地下水の平面分布を明らかにしており、Fig.2 に分布域を併せて示す。ここでは淡水の定義を塩化物イオン濃度 500mg/l としているが、これは電気伝導度 200mS/m 程度に相当する。地下水は、地下水面下 0.6~0.9 m に水平に埋め込まれたシャフト(有孔管)によって取水されている。このような取水方法は淡水レンズからの取水方法として一般的である。

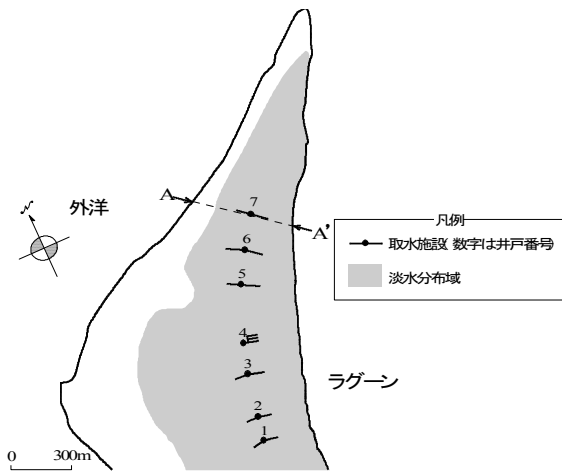


Fig.2 ローラ島における取水施設位置図(Presley(2005)に加筆)  
Water-supply well sites, and cross-section locations for the Laura area  
(retouched with Presley (2005))

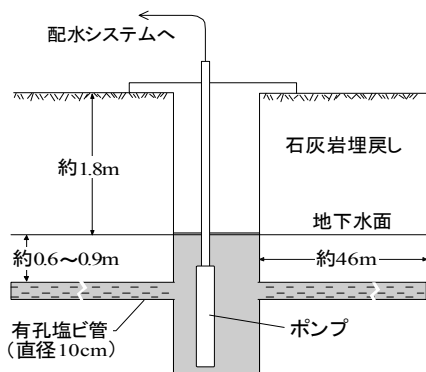


Fig.3 取水施設構造図 (Presley (2005) に加筆)  
Water-supply well construction (retouched with Presley (2005))

マジュロ環礁(以下マジュロ)において1954~2000年の間に乾季である1~4月の降水量が平年値の約30%未満であった年は1970, 1977, 1983, 1992, 1998

年の5回であり、特に1998年は、乾季の降水量が平年値の8.2%と極端な干魃であった。この年の乾季の降水量は上記期間中最低であったことに加え、その前年の6~12月の降水量が平年値の81%、直前2ヶ月では63%と少なく水不足はより深刻であった。干魃期間中の住民達の水源は、当時日本から寄贈された海水淡水化装置から得られる水と、ローラ島から取水される地下水であった。地下水取水量は施設全部で、干魃前の1995, 1996年は最大で640m<sup>3</sup>/d程度であったが、1998年1月~3月には720~840m<sup>3</sup>/dとなり、4月は1,080 m<sup>3</sup>/d、5月は970 m<sup>3</sup>/dに達し、この年の平均は810 m<sup>3</sup>/d、年間総取水量は30万 m<sup>3</sup>であった(Presley, 2005)。しかし1998年以降、データが入手できた2007年までの間、月間降水量が50mmを下回った月は2回しか出現しておらず、マジュロはここ暫くの間大きな干魃に見舞われていない。また、1999年から2006年の年間地下水取水量は平均で8.2万 m<sup>3</sup>であった(国際農林水産業研究センター, 2009)。

### III 調査方法

#### 1 観測孔における地下水の電気伝導度測定

Fig.4 に調査地点位置図を示す。測定地点の標高は概ね2m程度である。地下水観測孔は1998年の干魃時にUSGS(アメリカ地質調査所)が深度別にストレーナを持つ観測孔を設置しており、そのうち現存しているものを使用した。測定に使用した観測孔の構造をFig.5に、諸元をTable 2にそれぞれ示す。地下水の電気伝導度測定は投げ込み式電気伝導度計(ドイツWTW社製Cond315i)を用い、それぞれの観測孔のストレーナ深度にセンサーを下ろし、数値を読み取った。

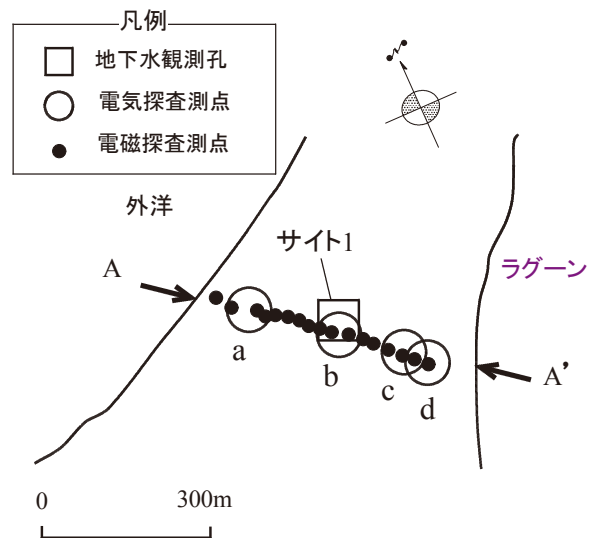


Fig.4 調査地点位置図  
Observation points

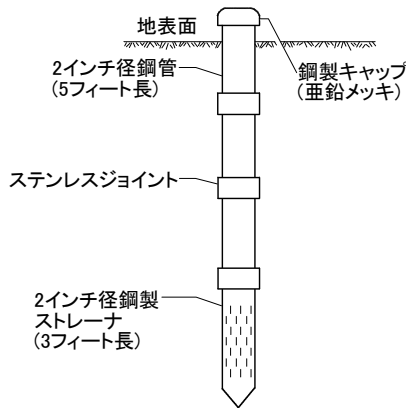


Fig.5 ローラ島における地下水観測孔構造図  
(Presley (2005) に加筆)  
Monitoring-well construction in Laura Island  
(retouched with Presley (2005))

Table 2 観測孔諸元  
Specifics of the observation holes.

箇所名	地点名	地盤標高	深度 (m)
サイト	1-33	1.95m	10.06
1	1-43	1.95m	13.11

電気伝導度の測定は2009年10月27日、及び2010年10月16日に行った。

## 2 電磁探査法による地盤の導電率測定

電磁探査法は電磁誘導現象を利用して地中の比抵抗構造を推定する物理探査法である。主な手法としては、地球磁気圏、雷放電、人工送信源などから発生する電磁場を利用するMT法 (Magneto Telluric Method)、人工送信源の電磁場を急激に変化させ、時間に対する二次磁場の変化を測定するTDEM法 (Time Domain Electromagnetic Method) などが挙げられ、比較的深い部分の地質構造の推定に用いられることが多い (物理探査学会, 1998)。これに対して深度数~数十mの比較的浅い部分の探査には、直径数十cm~1m程のコイルを送受信にそれぞれ1つつ用いるループ・ループ法、世界各地にある発信局からの長波帯の電波を信号源として用いるVLF法など、より小規模な装置が用いられる。島嶼域の地下水を対象とした既往研究では、送受信にそれぞれ直径1m程のコイルを用いるループ・ループ法の電磁探査装置であるカナダ Geonics 社製 EM-34 を用いる例が多い (Anthony, 1992, Schneider and Kruse, 2003, Ruppel et al., 2000 など)。

本研究では地下水中の塩淡境界深度分布を求めるため、ループ・ループ法による電磁探査を行った。測定地

点は、ローラ島を東西に横断する測線沿いとし (Fig.4)、使用機材は既往の研究で地下水中の塩淡境界測定に実績のあるカナダ Geonics 社製 EM34-3XL を用いた。

一般に地下水中の塩淡境界はシャープな形状を示さず、淡水と海水の間で塩分濃度が連続的に変化する汽水域が発達していることが多い。しかし電磁探査結果の解析では、地盤の導電率を複数層の水平構造とみなし、それぞれの層の導電率と厚さを未知のパラメータとして、観測結果に適合するそれぞれのパラメータを求める方法をとるので、このような連続的に濃度が遷移する汽水域を表現できない。そこで既往研究では汽水域はまとめて1層、あるいはその下の塩水域も合わせて1層と扱っている。EM34を用いた既往研究においては、いずれも地盤を地下水面より上部である不飽和帯+毛管帯、地下水面下の淡水を含む汽水域、塩水域の3層構造と仮定した解析が行われている。EM34-3は送信コイルから発する一次磁場によって地盤中に発生した二次磁場の強度を受信コイルで測定する装置であり、基礎方程式は次の式で与えられる (McNeill, 1980)。

$$H_s/H_p \approx i \omega \mu_0 \sigma s^2/4 \quad (2)$$

ここで、

$H_s$  : 受信コイルにおける二次磁場の強度

$H_p$  : 受信コイルにおける一次磁場の強度

$\omega$  :  $2\pi f$

$f$  : 周波数 (Hz)

$\mu_0$  : 空間の透磁率

$\sigma$  : 地盤の導電率 (mho/m)

$s$  : コイル間隔 (m)

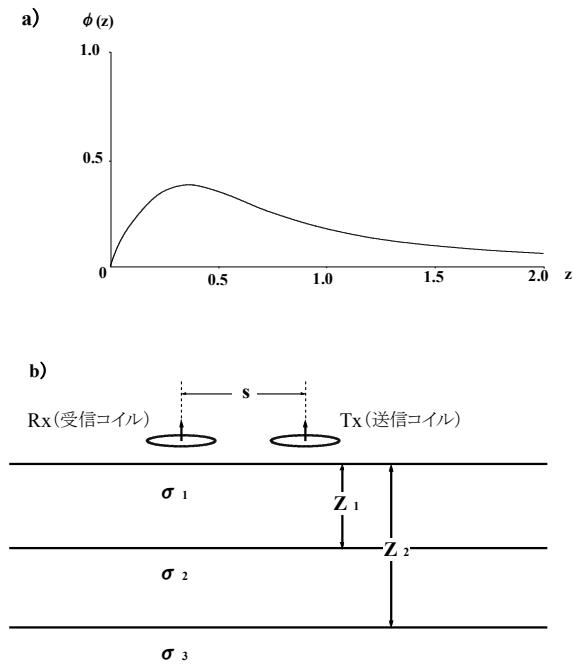
$i$  :  $\sqrt{-1}$

である。EM34-3では設定したコイル間隔によって測定した  $H_s/H_p$  より地盤の見かけ導電率、

$$\sigma_a = 4/(\omega \mu_0 s^2) (H_s/H_p) \quad (3)$$

を測定値として出力する。

ここで、深度  $z$  に存在する薄層  $dz$  が  $H_s$  に及ぼす相対的な影響度を  $\phi(z)$  とし、EM34-3における  $\phi(z)$  と  $z$  の関係を模式的に示すと (Fig.6a) のとおりとなる (McNeill, 1980)。一定深度以下では  $\phi(z)$  が深度に対して単調減少することは、浅層の導電率が深層に比べてより強く見かけ導電率に影響することを示している。



**Fig.6** a) EM34-3 の深度に対する応答特性, b) 3層構造模式図 (McNeill (1980) に加筆)  
 a) Cumulative response versus depth, b) Three layer earth model.  
 (Retouched with McNeill (1980))

**Fig.6b)** に3層構造の模式図を示す。図において、

$\sigma_1$  : 第1層の導電率

$\sigma_2$  : 第2層の導電率

$\sigma_3$  : 第3層の導電率

$z_1$  : 第1層の層厚

$z_2$  : 第1層と第2層の層厚の和

である。ここで見かけ導電率に対する  $z$  以深の地盤の影響度を  $R(z)$  とすると、

$$R(z) = \int_z^{\infty} \phi(z) dz \quad (4)$$

となり、見かけ導電率との関係は、

$$\sigma_a = \sigma_1 [1 - R(z_1)] + \sigma_2 [R(z_1) - R(z_2)] + \sigma_3 R(z_2) \quad (5)$$

で与えられる (McNeill, 1980)。得られる観測データはコイル間隔 10m, 20m, 40m によるそれぞれの見かけ導電率となるが、ループ・ループ法による電磁探査では、塩淡境界が地表面に近い調査地では、コイル間隔が大きくなるとデータが取得できなかつたり (Stewart, 1988)、測定した見かけ導電率が真の導電率に対応しなくなる (McNeill, 1980)。今回の調査地においてもコイル間隔 20m および 40m では測定値が安定せず、見かけ導電率が負の値を示すなどしてデータが正常に取得できなかつ

た。ここで地下水面までの深さや地質条件が殆ど同一な調査地内にあつては、(5)式における  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, z_1$  を定数と置くことができるので、単独のコイル間隔における測定値で  $z_2$  が一意的に定まると考えられる。そこで測定値を  $z_2$  に換算する式が得られれば、1通りのコイル間隔による測定によって塩淡境界深度を求めることができる。

本研究では送信コイルと受信コイルの間隔 10m の垂直ダイポールモードで電磁探査を行い、地盤の見かけ導電率を求めた。また電磁探査測定地点の標高は水準測量によって求めた。これらの電磁探査は 2009 年 10 月 22 日に実施し 5 回の測定の実験値を取った。1 地点あたりの測定時間はコイルの移動時間を含めて 5 分程度であった。

### 3 電気探査法による地盤の比抵抗測定

電気探査法は地中に電流を流し、その応答電位を測定して地盤の比抵抗構造を推定する物理探査法であり、地下水を対象とした研究では調査地点の比抵抗の層状構造を推定する垂直探査法が主に用いられている。例えば Jacobson et al. (1997) はナウル共和国ナウル島において電気探査法による垂直探査を行い、測定結果から推定した比抵抗鉛直分布より、不飽和帯の地質構造、石灰岩帯水層中の淡水域、汽水域、塩水域の厚さを推定している。また Birgit and Luis (1996) はメキシコ国ユカタン半島北西部において電気探査法による垂直探査を行い、測定結果より推定した比抵抗鉛直分布より、塩淡境界深度、帯水層の空洞を充填している粘土、セノーテ (石灰岩地帯の陥没穴) の分布を推定している。

本研究では測定機器としてアメリカ Advanced Geosciences Limited 社製 Sting R1 を使い、ウェンナー法により原則として電極間隔を 0.2, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 24, 28, 32m, 電流値 10mA にて垂直探査を行った。測線の方向は Fig.4 に示す A-A' 方向とした。これらの電気探査は 2010 年 10 月 21 日に実施し、1 地点あたりの測定時間は移動時間等を含めて 1.5 時間程度であった。

電磁探査結果の校正のために電気探査を実施した箇所は、既往研究から淡水が存在しないとされる地点 (地点 a)、測線近傍の観測孔であるサイト 1 (地点 b)、淡水が存在すると予想される地点 c、地点 d の計 4 箇所である。

電気探査結果解析には、非線形最小二乗法による一次元逆解析ソフト、アメリカ Interpex Limited 社製 IX1D (v3.42) を用いた。解析条件は 24 層構造、最大解析深度 32m の多層モデルとし、汽水域を表現するため、層ごとの比抵抗の変化が滑らかであると仮定するオッカムの逆解析 (解析例: DeGroot-Hedlin and Constable, 1993 など) によって比抵抗の層状構造を求めた。

IV 調査結果

1 電気伝導度鉛直分布

Table 3 に地下水観測孔における電気伝導度測定結果を示す。本報では白旗・長田 (2009) を参考に、電気伝導度 200mS/m 以下の地下水を淡水と呼ぶ。なお、2009 年 10 月 27 日の測定において 1-43 地点の蓋が開かず、測定することが出来なかった。2009 年の測定では電気伝導度が 1-33 で 207mS/m であった。2010 年の測定では、電気伝導度が 1-33 で 101mS/m, 1-43 で 833mS/m であり、深度による差が見られた。また 1-33 においては 2010 年の方が 2009 年より低い値を示した。

Table 3 地下水中の電気伝導度測定結果  
Electric conductivities of groundwater.

地点名	深度 (m)	電気伝導度 (mS/m)	
		2009/10/27	2010/10/16
1-33	10.06	207	101
1-43	13.11	-	833

2 地盤の見かけ導電率

Fig.7 に電磁探査によって測定した地盤の見かけ導電率測定結果を示す。図の始点は測線上の最も外洋に近い西端の測点としている。

地盤の見かけ導電率は 5.7~6.6mS/m の範囲内にあり、外洋側で高くラグーン側に向けて徐々に低くなるが、始点から 240m 地点を過ぎると逆にラグーン側の方が高くなる傾向にある。

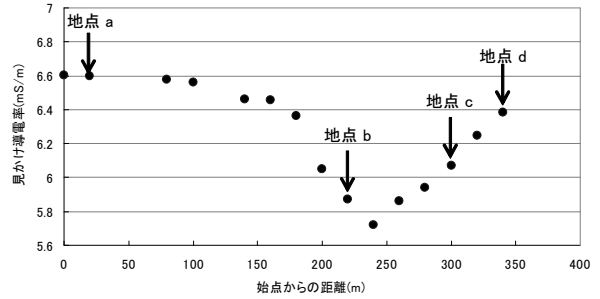


Fig.7 見かけ導電率測定結果  
Terrain conductivities of measurement points

3 地盤の比抵抗分布

Fig.8 ~ 11 に電気探査によって測定した地盤の見かけ比抵抗と逆解析によって求めた比抵抗の層状分布を示す。

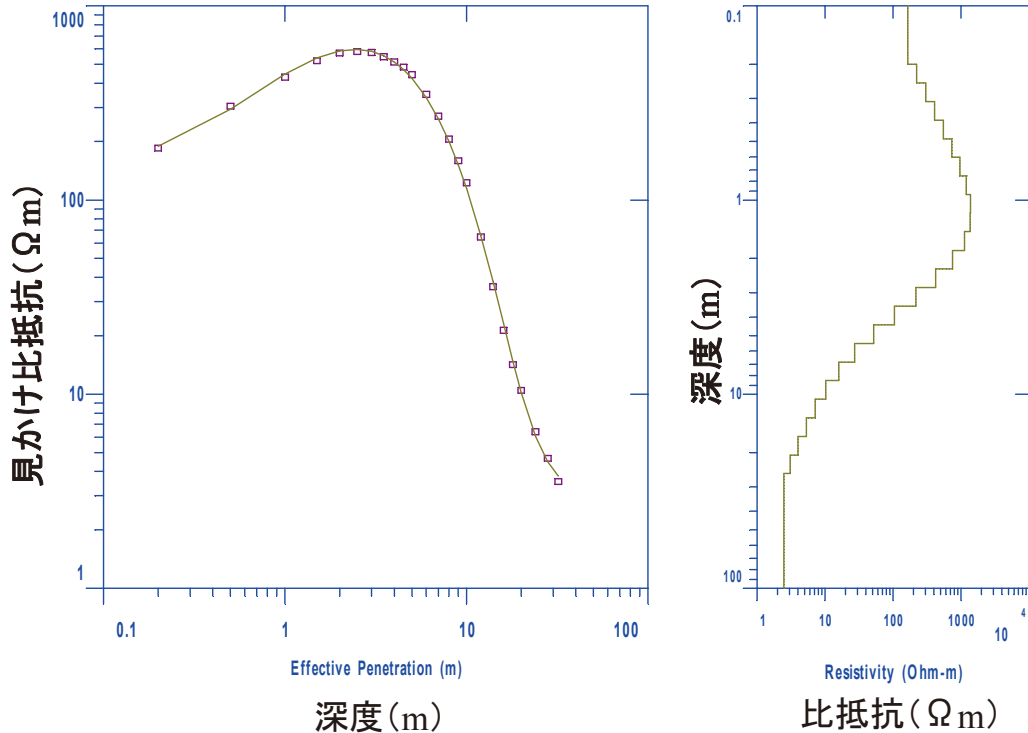


Fig.8 電気探査測定結果 (地点 a)  
Result of DC measurement at poin a

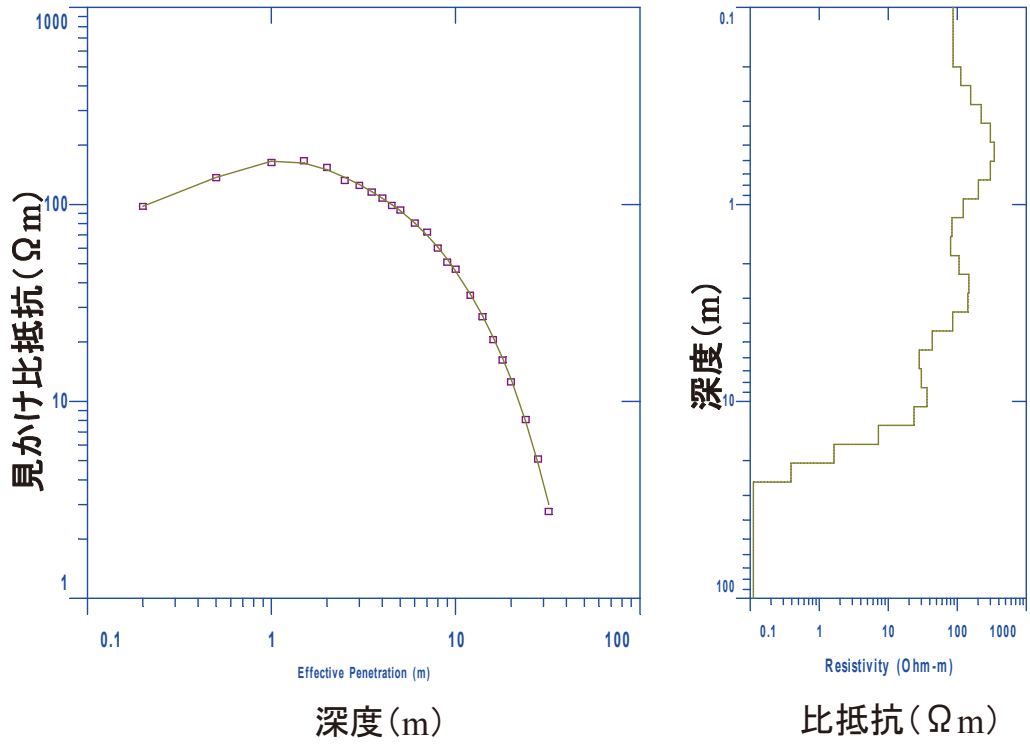


Fig.9 電気探査測定結果 (地点 b)  
Result of DC measurement at poin b

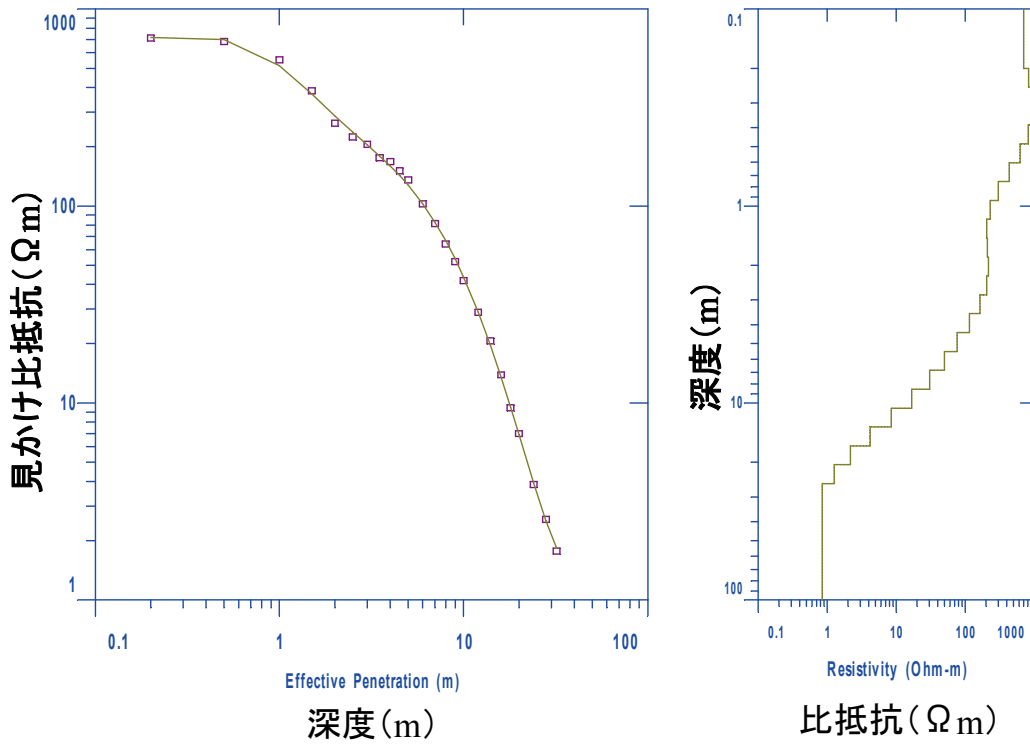


Fig.10 電気探査測定結果 (地点 c)  
Result of DC measurement at poin c

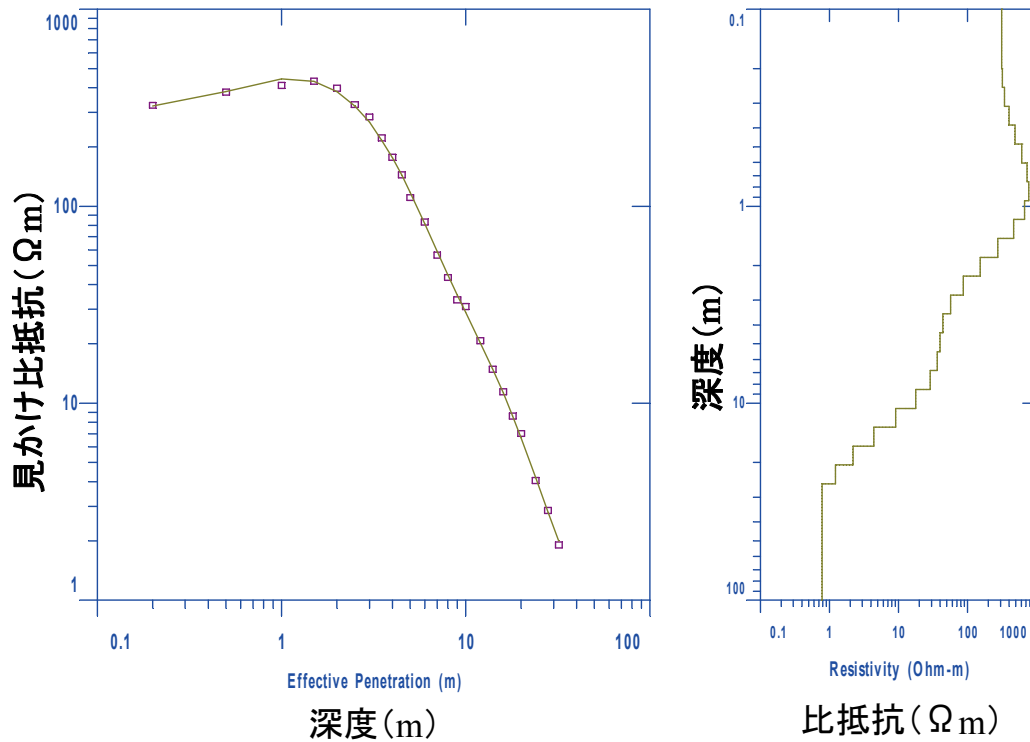


Fig.11 電気探査測定結果 (地点 d)  
Result of DC measurement at poin d

4 地点に共通する特徴は、深度 1m 前後に極大値が存在することで、これは表土とその下の石灰岩との比抵抗の差によると考えられる。最も外洋寄りの地点 a では深度 1m 付近で最大の比抵抗を示した後、深度 20m まで単調減少した。これに対し、島の中央よりの地点 b は深度 10m 付近に極大値を持っている点で地点 a とは異なっていた。また地点 b よりラグーン側の地点 c, d でも、深度 1m 以下に、深度-比抵抗曲線の形状が凸状となる領域が存在する点で、地点 a とは異なった。地点 b, c, d に見られる標高 0m 以深の極大値または凸状の比抵抗深度分布は、淡水地下水の存在に起因していると考えられる。

## V 考察

### 1 比抵抗分布と塩淡境界深度の関係

Table 4 に地点 b (サイト 1) で行われた電気探査解析結果を示す。

Table 3 よりサイト 1 の 2010 年地下水観測時における塩淡境界深度は、10.06m と 13.11m の間である。ここでサイト 1 の深度 10.06m と 13.11m の間で電気伝導度が深度に対して直線的に変化すると仮定すると、塩淡境界深度 (本報では地下水の電気伝導度 200mS/m の深度と定義する) は 10.5m、標高 -8.52m となる。

Table 4 地点 b における電気探査解析結果。  
Result of DC measurement analysis at point b

レイヤー No.	比抵抗 (Ωm)	層厚 (m)	深度 (m)	標高 (m)
1	86.8	0.20	0.20	1.75
2	111.6	0.05	0.25	1.70
3	155.1	0.06	0.31	1.64
4	222.3	0.08	0.39	1.56
5	301.4	0.09	0.49	1.46
6	343.5	0.13	0.61	1.34
7	299.5	0.14	0.75	1.20
8	201.5	0.19	0.95	1.00
9	121.9	0.2	1.2	0.8
10	83.5	0.3	1.5	0.5
11	79.9	0.4	1.8	0.1
12	106	0.4	2.3	-0.3
13	146.1	0.6	2.8	-0.9
14	142.1	0.7	3.5	-1.6
15	86.1	0.9	4.4	-2.4
16	43.1	1.1	5.5	-3.5
17	28	1.4	6.8	-4.9
18	30.1	1.7	8.5	-6.6
19	36.5	2.1	10.6	-8.7
20	23.6	2.6	13.2	-11.3
21	7.2	3.3	16.5	-14.6
22	1.6	4.1	20.6	-18.6
23	0.4	5.1	25.7	-23.7
24	0.1			

\* 各レイヤー No.の行の深度及び標高はその下位のレイヤーとの境界面の位置を表す



ここで帯水層（水で飽和した堆積岩）の導電性に及ぼす間隙水の影響についてはアーチーの経験式,

$$\sigma_{eff} = C \sigma_{fluid} \cdot \phi^m \quad (6)$$

$\sigma_{eff}$  : 帯水層の電気伝導度  
 $\sigma_{fluid}$  : 地下水の電気伝導度  
 $C, m$  : 岩相による定数  
 $\phi$  : 間隙率

より、帯水層が均質であれば地下水の電気伝導度により決定される(物理探査学会, 1989)。よって電気探査によって求められた地下水表面以下の比抵抗値は地下水中の電気伝導度に換算できると考えられる。Table 4 より、この標高に対応するレイヤー No. は 19 である。Fig.9 に示すとおり、解析上の比抵抗構造は階段状であるが、実際には深度に対して電気伝導度が連続的に変化していると考えられるので、Fig.12 に示すように、レイヤー 19 とレイヤー 20 を直線近似して、地下水の塩淡境界深度に対応する比抵抗値を求めると 31.3 Ω m であった。

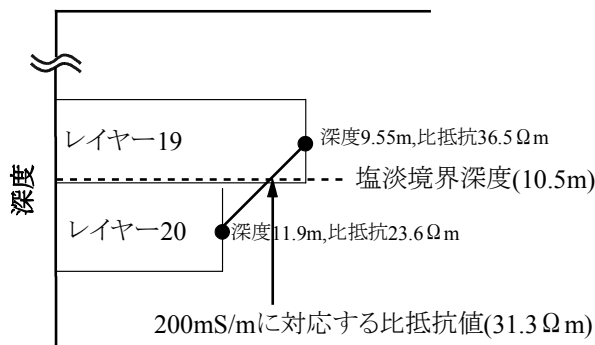


Fig.12 200mS/m に対応する比抵抗値の推定  
 Estimate of electric resistivity corresponding to 200mS/m

Fig.10, Fig.11 に示す解析結果より、比抵抗値が 31.3 Ω m となる深度を地点 c, 地点 d について求めるとそれぞれ 8.1m, 7.2m, 標高は -5.2m, -4.0m であり、この値が各地点の塩淡境界深度・標高であると考えられる。

## 2 地盤の見かけ導電率の塩淡境界深度への換算

Fig.7 に示す地点 a, b, c, d に対応する、電磁探査によって測定された地盤の見かけ導電率はそれぞれ、6.60, 5.87, 6.07, 6.39mS/m であった。これより、1 で求めた塩淡境界深度と見かけ導電率の関係は Fig.13 に示すとおりである。淡水が存在しない地点 a は塩淡境界深度として測定地点の標高値を与えている。

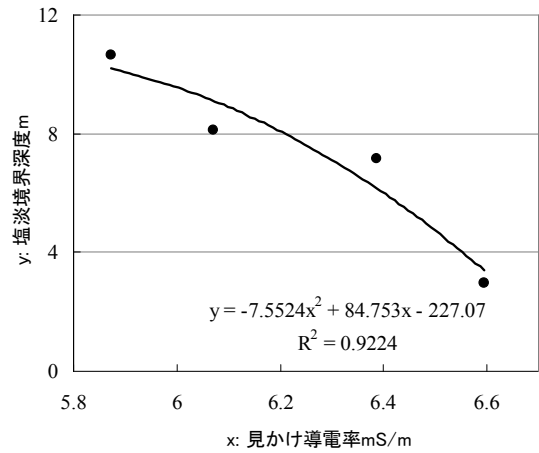


Fig.13 見かけ導電率と塩淡境界深度の関係  
 Estimate of electric resistivity corresponding to 200mS/m

Fig.13 において近似曲線を求めると、

$$y = -7.5524 x^2 + 84.753x - 227.07 \quad (7)$$

x : 見かけ導電率 (mS/m), y : 塩淡境界深度 (m)

となる。

(7) 式を用いて Fig.7 に示す見かけ導電率を塩淡境界深度に換算すると、それぞれの測定地点の塩淡境界標高は -0.3 ~ -8.4m の範囲となった。求めた塩淡境界標高より推定塩淡境界線を引いた断面図を Fig.14 に示す。

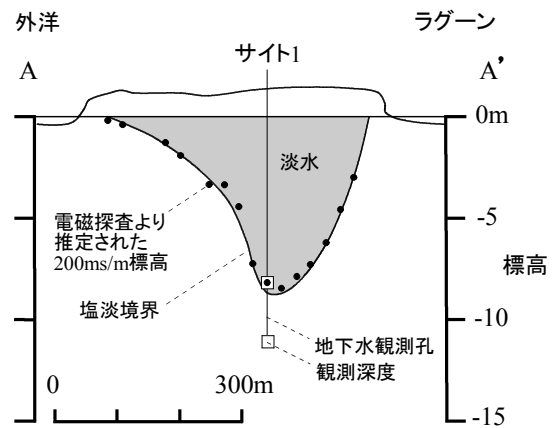


Fig.14 塩淡境界分布断面図  
 Section of boundary between firefreshwater and saltwater.

Fig.14 に示す塩淡境界は、2010 年の地下水観測・電気探査結果を基に、2009 年の電磁探査結果を塩淡境界標高に換算しているため、Table 3 に示す 1-33 孔の電気伝導度の違いから、実際より塩淡境界をやや深く推定している可能性がある。しかし、仮に 2009 年における 1-43 孔の測定値が 2010 年と同じ 833mS/m であったとす

ると、2009年と2010年の塩淡境界深度の違いは40cm～50cm程度なので、全体的な傾向は示されていると考えられる。Fig.14より淡水域は島の中央部で厚くなっており、その中心はややラグーン側に寄っている。また、ラグーン側に近い観測点においては、塩淡境界深度がラグーンに近づくにつれて急激に上昇している。

Anthony et al. (1989)によると1985年の淡水レンズ賦存量は約200万 $m^3$ と見積もられている。一方、ローラ島では蒸発散データは蓄積されていないが、グアム、ジョンストン、ヤップ島など、周辺の島での観測結果から概ね50%であるとされている(Hamlin and Anthony, 1987)。これよりローラ島の地下水かん養率を50%とすると、この10年間のかん養量は淡水地下水賦存量の約14倍である。これに対して取水量はかん養量の3%程度であることから、局所的な塩水浸入を起こさないような揚水方法をとれば、より多くの地下水を利用できる可能性がある。そのためには、複数の淡水レンズ断面からローラ島全体の淡水地下水賦存形態を明らかにする必要がある。

以上より、電磁探査によって得られた見かけ導電率を、地下水観測および電気探査によって塩淡境界深度に換算する手法により、地下水の淡水域の断面形状の推定が可能となることが示された。本研究で用いた手法は、地下水観測孔が乏しく塩淡境界を直接的に測定することが難しい現場においても、測定が容易な電磁探査を主とするため、地下水賦存量の推定のための迅速で有効な調査法であると考えられる。ただし、今回は不飽和帯の厚さが2m程度と比較的小さい条件での測定結果であることに留意する必要がある。不飽和帯の厚さが10mを超える隆起石灰岩地域においては、見かけ導電率が地下水測定によって求めた塩淡境界深度と高い相関を持つことは石田ら(2010)によって示されているが、電気探査によって塩淡境界深度が推定可能かどうかについては未知数である。また沿岸部については潮汐の影響も評価する必要があり、今後の研究課題としたい。

## VI 結 言

本研究ではマーシャル諸島共和国マジュロ環礁ローラ島を調査地として、観測孔における地下水の電気伝導度測定、垂直電気探査による地盤の比抵抗測定、ループ・ループ法電磁探査による地盤の導電率測定を行った。

観測孔における地下水の電気伝導度測定は1箇所×2深度で行い、2010年の測定では電気伝導度200mS/mの深度が10.5m、標高-8.52mと推定された。4箇所で行った電気探査結果より、電気伝導度200mS/m以下の淡水域が発達している箇所では、標高-数mに比抵抗の極大値が存在した。地下水の電気伝導度測定結果と、同地点で行われた電気探査の比抵抗分布を対比すると、比抵抗値31.3 $\Omega m$ が地下水の電気伝導度200mS/mの位

置に相当した。この結果をもとに、他の2地点において、電気探査によって求められた比抵抗分布より電気伝導度200mS/m深度を推定した。以上によって得られた3箇所の電気伝導度200mS/m深度と、同地点で行われた電磁探査による見かけ導電率を比較し、両者に正の相関があることを確認し、近似式を求めた。求めた近似式より、他の地点で行われた電磁探査によって得られた見かけ導電率を、電気伝導度200mS/m深度に換算し、淡水地下水分布断面図を作成した。地下水の塩淡境界は外洋側で浅く、ラグーン側で深くなっており、既往の研究と整合的であった。

以上より、地下水の電気伝導度測定および電気探査によって、電磁探査結果を塩淡境界深度に換算する手法によって、淡水地下水の分布状況が推定可能であることが示された。

## 参考文献

- 1) Anthony S.S., 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), 1066-1075
- 2) Anthony, S.S. (1992): Electromagnetic methods for mapping freshwater lenses on Micronesian atoll islands, *Journal of Hydrology*, **137**(1-4), 99-111.
- 3) Ayers, J.F. (1998): Groundwater flow dynamics beneath atoll islands, IAHS-AISH Publication, **253**, 397-404
- 4) Birgit Steinich and Luis E. Marin (1996): Hydrogeological Investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, Using Resistivity Surveys, *Groundwater*, **34**(4), 577-759
- 5) 物理探査学会(1989): 図解物理探査, 物理探査学会, 231
- 6) 物理探査学会(1998): 物理探査ハンドブック手法編, 物理探査学会, 297-298
- 7) DeGroot-Hedlin, C. and Constable S. (1993): Occam's Inversion and the North American Central Plains Electrical Anomaly, *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 985-999
- 8) Hamlin S.N. and Anthony S.S. (1987): Ground-water resources of the Laura area, Majuro Atoll, Marshall Islands, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 87-4047, 69
- 9) Hubbert, M.K. (1940): The theory of groundwater motion, *Journal of Geology*, **48**, 785-944
- 10) Intergovernmental Panel of Climate Change Working Group 2 (2007): Impacts, Adaptation and Vulnerability, IPCC Fourth Assessment Report (AR4) Climate Change 2007, **689**
- 11) 石田聡・土原健雄・吉本周平・皆川裕樹・増本隆夫・今泉眞之(2010): 沖縄県多良間島における淡水レンズ形状, 農村工学研究所技報, 210, 1-9

- 12) Jacobson, G., Hill, P.J., Ghassemi, F. (1997): Geology and hydrogeology of Nauru Island., In : Vacher, H.L., Quinn, T. (Eds.), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, Elsevier, 707-743
- 13) 国際農林水産業研究センター (2009) : 平成 20 年度環礁島水資源利用プロジェクト報告書—マーシャル諸島共和国—, 65, 99-101
- 14) 国際農林水産業研究センター (2010) : 平成 21 年度環礁島水資源利用プロジェクト報告書—マーシャル諸島共和国—, 付 12
- 15) LeGrand, H.E. and Stringfield, V.T. (1971): Tertiary limestone aquifer system in the southeastern states, *Economic Geology*, **66**(5), 701-709
- 16) McNeill J.D. (1980): Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers, Geonics Limited Technical Note, TN-6, 6
- 17) 緑資源機構 (2008) : 平成 19 年度循環型水資源有効利用検討調査事業報告書—マーシャル諸島共和国—, xii
- 18) Presley K.T. (2005): Effects of the 1998 Drought on the Freshwater Lens in the Laura Area, Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5098, 1-40
- 19) Republic of the Marshall Islands Embassy to the US (2010): Geography, <http://www.rmiembassyus.org/index.htm>
- 20) Ruppel C., Schultz G. and Kruse S. (2000): Anomalous Fresh Water Lens Morphology on a Strip Barrier Island, *Groundwater*, **38**(6), 872-881
- 21) Rotzoll, K., Oki, S.D., El-Kadi, I.A. (2010): Changes of freshwater-lens thickness in basaltic island aquifers overlain by thick coastal sediments, *Hydrogeology Journal*, Online, DOI 10.1007/s10040-010-0602-4
- 22) 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**, 235-296
- 23) 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), 620
- 24) Stewart, M. (1988): Electromagnetic Mapping of Fresh-Water Lenses on Small Oceanic Islands, *Groundwater*, **26**(2), 187-191
- 25) Vacher, H.L. (1978): Hydrogeology of Bermuda—Significance of an across-the-island variation in permeability, *Journal of Hydrology*, **39**(3-4), 207-226
- 26) Vacher, H.L. (1984): Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses, *Geological Society of America Bulletin*, **100**(4), 580-591

# Measurement of Freshwater-Saltwater Interface Depths Using Geophysical Prospectings

ISHIDA Satoshi, YOSHIMOTO Shuhei, KOBAYASHI Tsutomu, KODA Kazuhisa, TSUCHIHARA Takeo, NAKAZATO Hiroomi, MASUMOTO Takao and IMAIZUMI Masayuki

## Summary

Electric conductivity of groundwater was measured in two wells on Laura Island, Majuro atoll, Republic of the Marshall Island to clarify the distribution of the fresh groundwater. In addition, electric underground conductivity was measured by electromagnetic surveys at 18 points, and underground resistivity was measured by DC resistivity soundings at 4 points. Underground conductivities measured by electromagnetic surveys were converted into the freshwater-saltwater interface depths by results of groundwater electric conductivity measurements and DC resistivity soundings. As a result, it was clarified that the maximum thickness of the fresh water lens (electric conductivity less than 200 mS/m) was 8 m or more at the survey line. The shape of the freshwater lens resemble those shown in the foregone studies. This result shows that the measurement method which combines electromagnetic survey with DC resistivity sounding are useful to measure the thickness of a freshwater lens.

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