

マーシャル諸島共和国・ローラ島における
地下水資源の動態

2021 年 1 月

幸 田 和 久

マーシャル諸島共和国・ローラ島における
地下水資源の動態

筑波大学大学院

生命環境科学研究科

博士（環境学）学位論文

幸 田 和 久

略語一覧

略語	正式名称	日本語訳
ADB	Asian Development Bank	アジア開発銀行
DUD	Darrit-Uliga-Dalap	ダリット-ウリガ-デラップ 地区（マジュロ環礁の中心 市街地域）
EC	Electric Conductivity	電気伝導度
JICA	Japan International Cooperation Agency	国際協力機構
MWSC	Majuro Water and Sewer Company	マジュロ上下水道公社
SOPAC	Pacific Islands Applied Geoscience Commission	太平洋諸国応用地球科学委 員会
USGS	United States Geological Survey	アメリカ地質調査所
WHO	World Health Organization	世界保健機関

備考) SOPAC の名称は，2010 年に太平洋共同体事務局（Secretariat of the Pacific Community, SPC）と変更になった。

要 約

従来研究事例の少ない環礁島嶼は低平で面積もおおよそ数 km^2 以下と小さく、幅もせいぜい 1km 程度と狭い。また、地盤の透水性が高いため、河川や湖沼は発達しない。したがって、水資源は基本的に雨水に依存するため、乾季や渇水期には淡水地下水が重要な水資源となる。環礁島嶼は降水のほとんどを蒸発散、地下浸透、及び海洋流出で失うが、比較的大きな環礁島嶼では地下水資源として淡水レンズが発達する。淡水レンズは水資源の安定的供給に重要な役割を果たす。太平洋の低緯度地域ではエルニーニョ現象の影響を受けて干ばつが発生することがある。また、環礁島嶼は、人口増加や経済発展に伴って水消費量が増加する傾向にあり、地球温暖化による海面上昇の影響により淡水レンズの縮小が懸念されている。とりわけ、環礁島嶼は、これらの影響が強く現れるため、脆弱な水資源から取水量を確保することが課題である。

干ばつ時の水不足に起因する過剰取水により、淡水レンズにアップコーニング（淡水域への塩水塊の上昇・浸入）が発生することがある。アップコーニングが発生すると取水した地下水の塩分濃度が上昇し、地下水の用途に制約が生じる。これまで、沿岸域の地下水動態に関しては、潮汐による塩水浸入や過剰取水による地下水流動が、また、アップコーニングの大きさや上昇の速さは、帯水層の形状や透水性、取水井からの取水量とその期間、及び取水前の淡水地下水の深さによって異なることがわかっている。しかし、取水井からの過剰取水は回復しないアップコーニングをもたらす可能性があるため、取水が淡水レンズの下部境界面（塩淡境界面）付近の地下水流動に及ぼす影響を明らかにする研究が実施されていない。

このような背景から、人口増加に伴って、特に干ばつ時の淡水レンズの負荷が大きくなり、淡水レンズのアップコーニングの記録や地下水観測井が残っているマーシャル諸島共和国を調査研究対象地として選定した。とりわけ、首都マジュロにはこの国の約半数の人が居住しており、水資源の確保が極めて重要な課題となっている。マジュロ環礁では唯一の農業地区であり、最大規模のローラ島に淡水レンズ（ローラレンズと呼称）が存在する。ローラレンズは、地質構成が非対称で、ターバー不連続面が存在する帯水層中に存在する貴重な地下水資源である。1998 年に大干ばつが発生し、ローラレンズからの過剰取水により、アップコーニングが生じた。そこで、具体的に取水時におけるローラレンズの動態に着目し、地下水観測により、その動態を明らかにした。そのうえで、島嶼における持続可能な地下水利用・保全に資する知見を提供する一環として、ローラ島における適正な取水期間と取水量を提示した。

地下水観測井や住民の浅井戸において、地下水の電気伝導度や水位の長期的観測を行い、ローラレンズの塩淡境界面の形状、その深度コンター、貯留量、及び地下水流動の変化を明らかにした。これまで淡水レンズの中心部の横断形状については調査が行なわれているが、1998 年に生じたアップコーニングはまだ解消されていないこと、涵

養により塩淡水境界深度が大きくなること、及びアップコーニング発生前より貯留量が約 20%減少したことがわかった。

ローラ島の海岸で揚水試験を行い、ローラレンズ帯水層の水文地質学的なパラメータを算定した。アップコーニングが発生した取水井の持続可能性を評価するため、地下水流動の 3 次元数値シミュレーションを行った。ローラ島で取水井を含む最も幅の広い横断面を対象として、幅 200m、深さ 100m、島の横断方向に長さ 1,900m の範囲を計算領域として取り出した。平均的な降雨を与え、1985 年の形状と同じローラレンズを再現し、ケーススタディを行った。月降水量と日取水量をパラメトリックに変化させ、月降水量に対するアップコーニングが生じない持続可能な取水量を数値実験で明らかにし、ローラレンズからの取水による地下水の動態を解明した。干ばつ時にローラレンズの取水期間を算定した結果、分散取水にすると取水期間が長くなり、日揚水量が減少し、総取水量が増加できることがわかった。そこで、アップコーニングを軽減させる方法として、取水井の数を増やし、取水井あたりの取水量を減少させる地下水取水システムを提言した。

以上より、長期的な地下水観測により、ローラレンズでアップコーニングが発生した後に地下水流動が変化し、アップコーニングがすぐには回復しないことを突き止めた。また、アップコーニング発生の有無による塩淡水境界付近の動態、及びレンズ形状の変化に伴う貯留量の変化を見出した。さらに、ローラ島における持続可能な利用と保全に資する知見を提供した。ローラ島の地下水貯留量（ローラレンズ貯留量）は顕著に減少しておらず、ローラレンズの塩淡水境界面も大きくは上昇していないことから、現状の地下水揚水量は涵養量と均衡していると考えられる。今後、海面上昇等の影響によりローラレンズ貯留量が減少する可能性もあるため、継続的な地下水観測が必要である。

キーワード：環礁島嶼，ローラ島，淡水レンズ，アップコーニング，地下水流動

目 次

第 1 章	序論	1
1. 1	はじめに	1
1. 2	研究の目的	21
第 2 章	対象地域	22
2. 1	地形・地質	22
2. 2	気温・湿度	22
2. 2. 1	気温	23
2. 2. 2	湿度	23
2. 3	降水量	23
2. 3. 1	マジュロ環礁	23
2. 3. 2	ローラ島	32
第 3 章	研究方法	36
3. 1	地下水の動態観測	36
3. 2	数値シミュレーション	52
3. 2. 1	揚水試験	52
3. 2. 2	数学的手法	52
3. 2. 3	モデル設計	54
3. 3	論文の構成	55
第 4 章	地下水の動態に関する観測	60
4. 1	電気伝導度と水理水頭	60
4. 2	ローラレンズの塩淡境界深度	86
4. 3	ローラレンズの塩淡境界コンター	94
4. 4	ローラレンズの貯留量	102
4. 5	塩水浸入深度	104
4. 6	地下水流動	110
4. 6. 1	アップコーニング発生後の挙動	110
4. 6. 2	アップコーニング発生前の挙動	113
第 5 章	数値シミュレーション	119
5. 1	揚水試験	119
5. 2	アップコーニングの予測	124
5. 2. 1	シミュレーションケース	124
5. 2. 2	水理水頭の計算値の観測値によるバリデーション	125
5. 2. 3	1998 年のローラレンズの再現	130

5. 2. 4	ローラレンズの回復の予測	130
5. 2. 5	2009 年のローラレンズの再現	130
第 6 章	淡水レンズの持続的な利用と動態管理	134
6. 1	従来のアップコーニングの軽減法	134
6. 2	アップコーニングを生じさせない取水方法	137
6. 2. 1	シミュレーションケース	137
6. 2. 2	持続可能な取水量	138
6. 2. 3	取水可能な期間	140
6. 2. 4	地下水取水システムの提言	145
6. 3	考察	147
第 7 章	結論	151
	謝辞	152
	参考文献	154

図表一覧

表目次

1.1	マジュロ環礁における代表的な水分野の国際的プロジェクト	16
1.2	これまでの淡水レンズの研究レビュー	19
2.1	マジュロ環礁における平均気温	24
2.2	マジュロ環礁における平均湿度	24
2.3	マジュロ環礁における月平均降水量	26
2.4	マジュロ環礁における連続干天日数	30
3.1	地下水観測井一覧表	41
3.2	手動、及び自動観測による地下水観測期間	43
4.1	地下水観測井における不圧地下水面	118
6.1	取水法による最適取水期間と取水量の変化	141

図目次

1.1	淡水レンズの世界的な分布	3
1.2	環礁島嶼の地域別割合	3
1.3	マーシャル諸島共和国の人口の推移	3
1.4	マジュロ環礁の概要	6
1.5	平年のローラレンズの水収支	8
1.6	ローラ島中央部におけるローラレンズの横断面図	8
1.7	1998 年のローラレンズの水収支	8
1.8	淡水レンズ塩淡境界の深さ方向の塩分濃度分布	11
1.9	塩化物イオン濃度と電気伝導度の相関図	11
1.10	塩化物イオン濃度と電気伝導度の相関図（低濃度）	11
1.11	マジュロ環礁の風向・風速の分布	14
1.12	マーシャル諸島共和国における海面上昇量	16
1.13	淡水レンズの形成過程のモデル	18
2.1	ローラ島の地質断面図	24
2.2	マジュロ環礁における月降水量	25
2.3	正規確率紙による確率年降水量の推定法	26
2.4	正規確率紙による確率月降水量の推定法	29
2.5	マジュロ環礁における干ばつ年の月降水量	31
2.6	マジュロ環礁とローラ島の月降水量	33
2.7	マジュロ環礁に対するローラ島の月降水量の相互相関係数	33
2.8	マジュロ環礁とローラ島の月降水量の相関	34
3.1	多層式の地下水観測井の構造図	37
3.2	地下水観測井サイト、住民の浅井戸、取水井、及び基準点の位置図	40
3.3	ローラレンズ塩淡境界観測井の位置図	40
3.4	地下水観測井の構造図	42
3.5	地下水観測井サイト No. 6, 及び No. 10 の配置図	50
3.6	地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 の手動観測法	51
3.7	地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 の自動観測法	51
3.8	揚水試験の位置図	57
3.9	ローラ島中心部付近の空間的離散化	57
3.10	ローラレンズの最深部の厚さの変化	59
3.11	1985 年のローラレンズの横断面図	59

4.1	地下水観測井サイト No. 4 の EC, 及び水理水頭の時系列変化	62
4.2	地下水観測井サイト No. 5 の EC, 及び水理水頭の時系列変化	66
4.3	地下水観測井サイト No. 6 の EC, 及び水理水頭の時系列変化	70
4.4	地下水観測井サイト No. 10 の EC, 及び水理水頭の時系列変化	76
4.5	地下水観測井サイト No. 4 のスクリーン深度と EC の変化	81
4.6	地下水観測井サイト No. 5 のスクリーン深度と EC の変化	83
4.7	地下水観測井サイト No. 6 のスクリーン深度と EC の変化	83
4.8	地下水観測井サイト No. 10 のスクリーン深度と EC の変化	85
4.9	ローラレンズ中心部の塩淡境界深度の時系列変化	87
4.10	ローラレンズ中心部の塩淡境界深度の変化	89
4.11	ローラレンズ北部の塩淡境界深度の変化	91
4.12	ローラレンズ南部の塩淡境界深度の変化	93
4.13	ローラレンズの塩淡境界の位置図	95
4.14	ローラレンズの塩淡境界深度コンター (2008 年 1 月)	97
4.15	ローラレンズの断面図 (2008 年 1 月)	97
4.16	ローラレンズの塩淡境界深度コンターの時系列的変化	98
4.17	ローラレンズの雨季と乾季の断面図	101
4.18	ローラレンズの貯留量の変化	103
4.19	地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 における EC 分布の変化	105
4.20	地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 6-33 における EC の変化	107
4.21	地下水観測井 No. 10-54, 及び No. 10-43 における EC の変化	107
4.22	地下水観測井サイト No. 6 における EC の変化 (ダブルパッカー)	109
4.23	水理水頭, 及び EC コンター図 (2012 年 8 月 28 日)	111
4.24	水理水頭, 及び EC コンター図 (2012 年 10 月 23 日)	112
4.25	水理水頭, 及び EC コンター図 (1984 年 9 月 24 日)	114
4.26	水理水頭, 及び EC コンター図 (1985 年 4 月 13 日)	115
5.1	ボーリング柱状図	120
5.2	揚水試験結果 (2011 年 10 月 22 日)	120
5.3	揚水試験中の地下水の EC の変化 (2011 年 10 月 22 日)	121
5.4	揚水試験結果 (2011 年 10 月 22 日, 潮位補正後)	121
5.5	揚水試験の揚水量と水位	123
5.6	地下水揚水井からの距離と水位	123
5.7	地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の時系列変化	127
5.8	地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値と計算値の比較	127

5.9	地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の 観測値に対する計算値の相互相関係数	128
5.10	地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭 の観測値と計算値のフーリエ変換	128
5.11	沿岸部における水理水頭の観測場所	129
5.12	沿岸部における水理水頭の計算値、及び潮位の実測値の時系列変化	129
5.13	地下水観測井 No. 5-18 における水理水頭の時系列変化	131
5.14	地下水観測井 No. 5-18 における水理水頭の観測値と計算値の比較	131
5.15	ローラ島中心部付近の空間的離散化	132
5.16	ローラレンズの断面図（1998 年 6 月）	133
5.17	ローラレンズの断面図（2009 年 10 月）	133
6.1	水平不透水層の概念図	136
6.2	鉛直 2 重取水の概念図	136
6.3	浮き型地下ダムの概念図	136
6.4	ローラレンズの月降水量と日保全取水量の関係	139
6.5	取水による地下水の動態変化	139
6.6	ローラレンズの持続的利用が可能な期間	141
6.7	取水法による総取水量の変化	141
6.8	取水時の塩淡水境界の変化（日取水量 165m ³ ）	142
6.9	取水時の地下水流動の変化（日取水量 165m ³ ）	143
6.10	2 箇所の取水井から取水した場合のローラレンズの塩淡水境界	146
6.11	地下水取水システムの改善策	146

第 1 章 序論

1. 1 はじめに

島は、高潮時においても水面上にあり、自然に形成され、水に囲まれた陸地であると国連海洋法条約により定義される（外務省，2014；UN Oceans & Law of the Sea, 2011）。北緯 30° から南緯 30° までの太平洋上には、大陸から離れたところに約 3 万もの島が存在する。

太平洋上の島の多くは太平洋プレートの上であり、もともとはホットスポットからのマグマの噴出により誕生した火山島である。代表的なホットスポットの 1 つがハワイ諸島にあり、太平洋プレートの動きに関係なく、移動することはない（緑資源機構，2008）。しかし、島はやがて太平洋プレートに乗ってホットスポットを離れ、長い時間を経て移動しその形を変える。ホットスポットを離れた島は、新たな岩石の供給を失い、長い年月の間に侵食や沈降により低く小さくなり、やがて海面下に没していく（緑資源機構，2008）。これらのうち、低緯度にある島は、海面下に沈んでゆく島の上部や周囲に珊瑚礁を積み重ね、環礁を形成する。これらの島は、環礁島嶼と呼ばれる。ホットスポットから次々に発生した島はプレートの移動方向に線状に分布し、これらの島がつながって群島を形成する傾向がある。

このような群島は、社会や国家の地理上の成立基盤となり、国や地域を形成することが多い。アメリカ合衆国ハワイ州、フィジー共和国、及びトンガ王国等は、ホットスポットの近くに位置する。これらの島は生成年代が新しい火山島である。一方、マーシャル諸島共和国、キリバス共和国、及びツバル共和国等は、ホットスポットから離れた場所に位置にする。これらの島は生成年代が古い環礁島嶼である。また、太平洋上の島は、民族的地理的分類により、ミクロネシア、ポリネシア、及びメラネシアに分類される。

一般に、火山島のように透水性の低い基盤岩を持つ島では、湧水や河川水を水源として利用できるが、環礁島嶼のように透水性が高い島では、水源が天水と地下水だけに限られてしまう（Falkland, 1993）。数百 m 以上の幅を持つ島では、海水との密度差により、淡水の地下水は海水の上にレンズ状に浮かんで存在する。このレンズ状に存在する淡水の地下水が淡水レンズと呼ばれる。淡水レンズの世界的な分布を図 1.1 に示す。淡水レンズは、インド洋、大洋州、カリブ地域等のサンゴ礁起源石灰岩等で構成される島嶼や沿岸域に分布し、水資源の安定的供給の面で重要な役割を果たしている。しかし、面積が 2,000km² 未満、もしくは島の最大幅が 10km 程度の小島嶼においては、水資源として地下水に依存する割合が高く、結果的に地下水の過剰取水をもたらし、淡水レンズの縮小や消失を生じさせている（Falkland, 1993）。とりわけ、環礁島嶼は面積がせいぜい 1km² と小さく、幅も 1km 未満であることが多い（White and Falkland, 2010）。また、環礁島嶼は標高が数 m と低平で、島嶼地域の中でも水

資源が脆弱であるため、淡水レンズの持続的な利用と管理の重要性は高く、涵養量、蒸発散量、取水量、及び流出量の収支で決まる淡水レンズの貯留量を把握する必要がある。

太平洋の島嶼地域の気候は、貿易風の影響を受ける熱帯海洋性気候に区分されることが多く、その年平均降水量は、おおむね 1,000 から 4,000mm である (Stoddart, 1992)。また、低緯度にある島では、エルニーニョ現象の影響を受けて干ばつが発生することがある (Van der Brug, 1986; Bailey and Jenson, 2011)。加えて、地球温暖化に伴う気候・気象変化により、干ばつが生じる範囲が拡大、変化することが懸念されている (IPCC Working Group 1, 2007)。さらに、海水面が地球温暖化に伴って上昇すると淡水レンズ中で塩水化が進むことが懸念される (IPCC Working Group 2, 2007)。太平洋の島嶼では海岸地下水の塩水化が多発している。地球温暖化の人間活動への影響は、水源が天水と地下水に限られ、低緯度にある低平な環礁島嶼において強く現れると考えられている。

太平洋上の環礁島嶼の数は 294 である。図 1.2 に示すように、その割合は全海洋上の環礁島嶼の約 72% を占める (Bryan, 1953)。キリバス共和国の首都が存するタラワ環礁ベシオ島では、1978 年から 2010 年までの 32 年間に、人口密度が 4,952 人/km² から 12,000 人/km² に増加した (Wikipedia, 2014)。また、マーシャル諸島共和国の首都が存するマジュロ環礁では、図 1.3 に示すように、1958 年から 2011 年までの 53 年間に人口が約 8 倍増加した。これらの人口増加は都市域において著しい。加えて、都市域では 1 人当たりの水消費量も増大している。中田ら (2010) によると、環礁島嶼の都市域以外における 1 人 1 日当たりの水供給量は 0.04m³ 程度であるのに対し、都市域では 0.125m³ と大きい。都市域におけるこのような水の使用量は、日本における 1 人 1 日あたりの生活用水使用量である 0.297 m³ (国土交通省水管理国土保全局水資源部, 2013) の半分弱に相当し、今後も増加することが見込まれる。

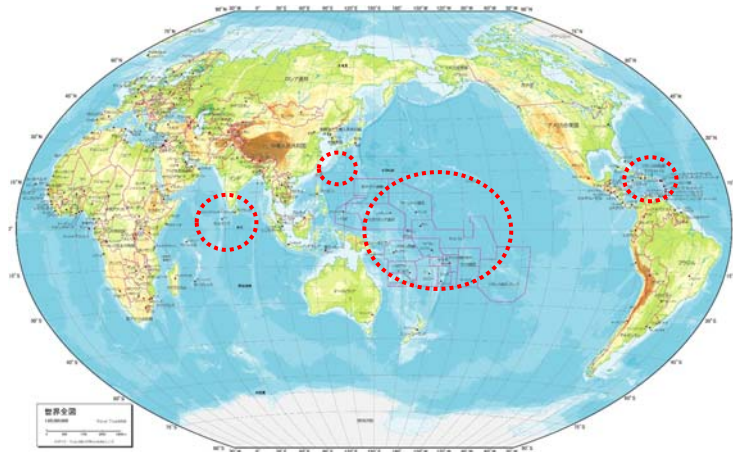


図 1.1 淡水レンズの世界的な分布

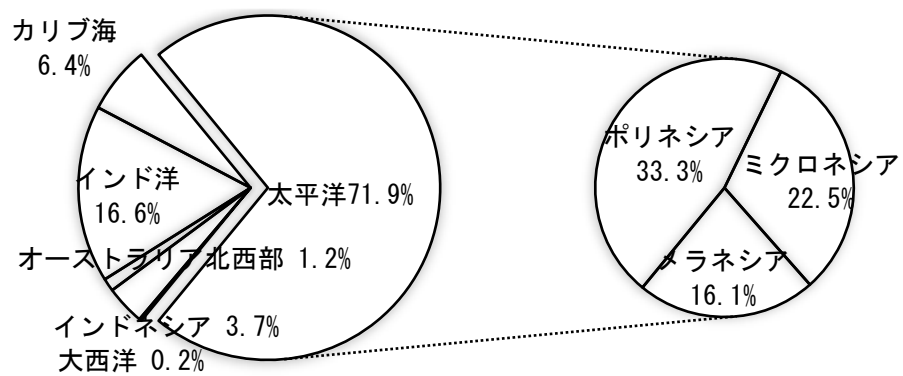


図 1.2 環礁島嶼の地域別割合

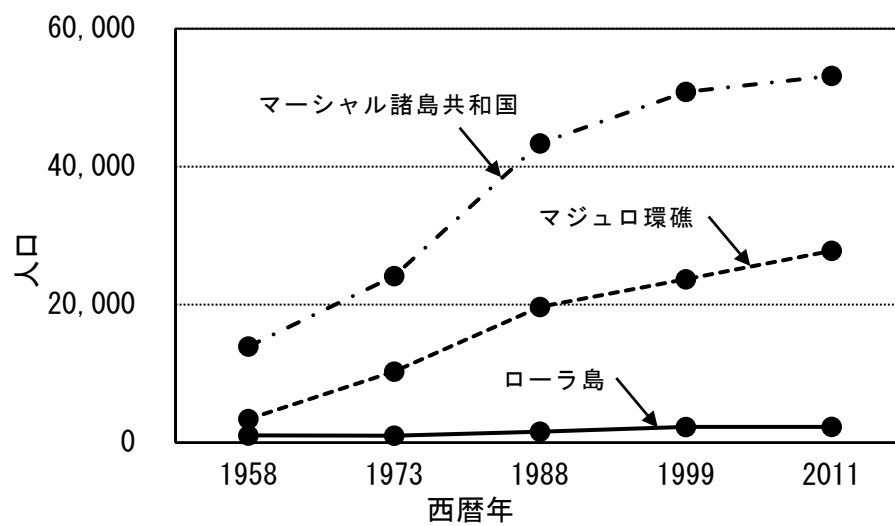


図 1.3 マーシャル諸島共和国の人口の推移

(出典 Economic Policy, Planning, and Statistics Office (2012))

マーシャル諸島共和国は、29 の環礁と 5 つの島を有する島嶼国である。これらの環礁と島のうち、11 の環礁と 1 つの島は無人である (Secretariat of the Pacific Community, 2014) 。図 1.4 に示すように、マジュロ環礁の大きさは、東西方向に 40km、南北方向に 9.7km である。中央の礁湖（ラグーン）の面積は 324km²、平均水深は 46m、最深部の水深は 67m である (Xue, 2001) 。マジュロ環礁は、環礁島嶼を基本的な単位として、ローラ、アラック、ウォッチャ、アジェルタケ、ライロック、DUD（デラップ、ウリガ、及びデラップ地区）、及びエジットという南側の主要な地区、ならびに北側の多くの地区から構成される (Secretariat of the Pacific Community, 2014) 。北部の小さな島々は海により寸断される。

マーシャル諸島共和国における人口に関する統計情報は、2011 年に実施されたセンサス (Economic Policy, Planning, and Statistics Office, 2012) に記載されている。マーシャル諸島共和国の総人口は 53,158 人で、その約半分の 27,797 人が首都マジュロに居住している。マジュロ環礁の人口密度は 2,862 人/km² である。市街地である DUD 地区は 11,873 人が居住し、マジュロ環礁の人口の 42.7% が集中しており、マジュロ環礁の中では都市化が進んでいる。ローラ島の人口は 2,281 人、人口密度は 1,267 人/km² である。

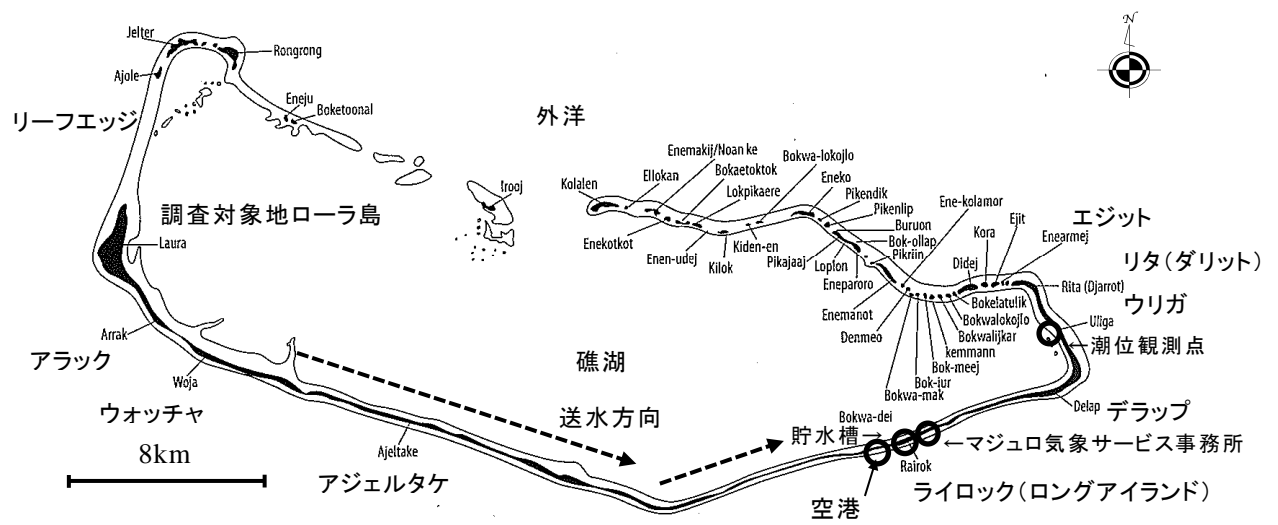
ローラ島の淡水レンズ（ローラレンズ）は、ウォッチャ、アジェルタケ、及び DUD 地区の水源である。ローラレンズの水は、ローラ島から市街地まで延長約 50km のパイプラインで送水される。マジュロ環礁の人口増加に伴って、水需要量の増加も見込まれている。水需要が増えると水資源としてローラレンズに依存する割合が大きくなり、降水の有効利用が求められる。干ばつ時にはローラレンズからの取水速度が涵養速度より大きくなるため、この貴重なローラレンズは水質的に維持保全されることが重要となる。そのため、ローラ島では降水の有効利用が模索されているが、それと同時に地下水資源に対しても十分な研究、そしてそれに基づく管理が必要である。本研究はその一環として、アップコーニング（淡水レンズや沿岸部の井戸からの取水に伴い、帯水層の下部から塩水が円錐状に浸入し、やがて井戸水が塩水化する現象）を生じた後のローラレンズの動態を明らかにする。そのため、世界で初めてアップコーニングが観測されその発生前後の比較が可能なこと、ローラレンズは世界有数の大きさであること、及びローラレンズの持続可能な利用方法を日本にフィードバックできること等から、社会的情勢も考慮しローラレンズを研究対象として選定した。

マジュロ環礁のライロック地区にはアマタカブア国際空港がある。滑走路に降った雨は、地下の集水管を通して貯水槽に貯留される。この貯水槽の容量は 0.14km³ と規模が大きい。MWSC（マジュロ上下水道公社）は、この貯留水を主に DUD 地区の住民に配水している。この貯水槽にはローラレンズの地下水取水施設から送水されてきた水も貯留される。しかし、後述するように、この送水量は雨水から得られる水量に比較すると小さい。従って、DUD 地区の水源は基本的に天水に頼っていることになる。在

マーシャル諸島共和国日本大使館からの聞き取りによると、DUD 地区にもかつては淡水レンズが存在した。しかし、過剰取水により、最も幅のある地域を除いて、淡水レンズはほとんど破壊されたとのことである。マジュロ環礁の DUD 地区の人口はおよそ 1 万 2 千人であり、マジュロ環礁の貯水槽は、およそ 2 から 3 か月間の水供給が可能な容量となっている。ローラ島とライロック地区を結ぶ長いパイプラインは老朽化が進んでいる。パイプラインからの漏水量は送水量のおよそ 70%と推定されている

(White and Falkland, 2010)。限られた水資源を有効に利用するため、パイプラインの維持管理や補修が必要とされているが、その漏水箇所の特定は困難である。

1985 年に Anthony et al. (1989) によって、ローラレンズの調査がなされ、ローラレンズの賦存量が約 2.0km^3 と見積もられた。1999 年から 2007 年までの地下水の涵養量は、降水量から蒸発散量を引いた値で見積もると年間約 2.8km^3 となる。よって、ローラレンズの交換率は 1 年で 1.4 回 ($=2.8\text{km}^3 \div 2.0\text{km}^3$) と算定される。国際農林水産業研究センター (2009) の現地調査によると、1999 年から 2006 年までのローラレンズからの地下水取水量は、平均で日量 225m^3 (年平均 0.082km^3) であり、約 50km 東に離れた DUD 地区への送水量は取水量の 9 割の日量およそ 200m^3 、ローラ島への配水量は取水量の 1 割であった。ローラレンズからの取水量のほとんどがローラ島外で利用されている。



凡例： — 陸地，○ 代表的な施設，— リーフエッジ

図 1.4 マジェロ環礁の概要

(出典 Economic Policy, Planning, and Statistics Office (2012) に加筆)

ローラレンズの平年の水収支は、マジュロ環礁の蒸発散率がおおよそ 50% (Vacher and Ayers, 1980) であり、年平均降水量がおおよそ 3,344mm であることから、ローラ島のそれらの値もほぼ同じとして算定された。ローラレンズの平年の水収支の算定結果が図 1.5 に示されている。ローラ島では干ばつ時の水源としてローラレンズが利用されている。取水施設からの取水量はわずか 2.0%に過ぎない。降水量は多いが、そのほとんどが地下浸透後に海へ流出してしまうか、蒸発散により消失している。

マジュロ環礁では 1998 年にエルニーニョ現象の影響を受けて大干ばつが発生した。この干ばつによる水不足は極めて深刻であったため、大勢の人々が浄水機や淡水化装置による給水の支援を受けることとなった (Federal Emergency Management Agency, 2013)。Presley (2005) によると、この年の乾季の降水量は、平年値の 8.2%と極端に少なく、1954 年から 2000 年までの間で最低であった。

この干ばつ時の取水により、ローラ島の取水施設周辺において、地下水の塩分濃度が上昇し、地下深部よりアップコーニングが発生した。1985 年には見られなかったローラレンズ中のアップコーニングが 1998 年には観測された。図 1.6 にローラ島中央部におけるローラレンズの横断図を示す。この図を見ると、アップコーニングによりローラレンズの形状がどのように変化したのかわかる。

1998 年のローラレンズの水収支を図 1.7 に示す。蒸発散率を一定とし、降水量と取水量の実測値を用いて、水収支を算定している。この年の取水量は 0.3km^3 であり (Presley, 2005)、図 1.5 と比べると、取水量の占める割合が増加した。

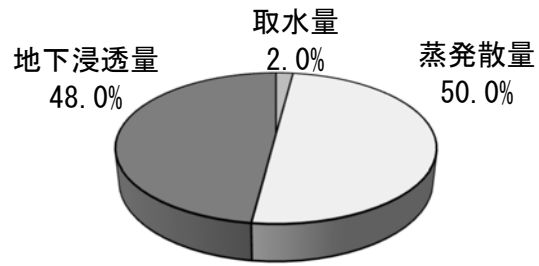
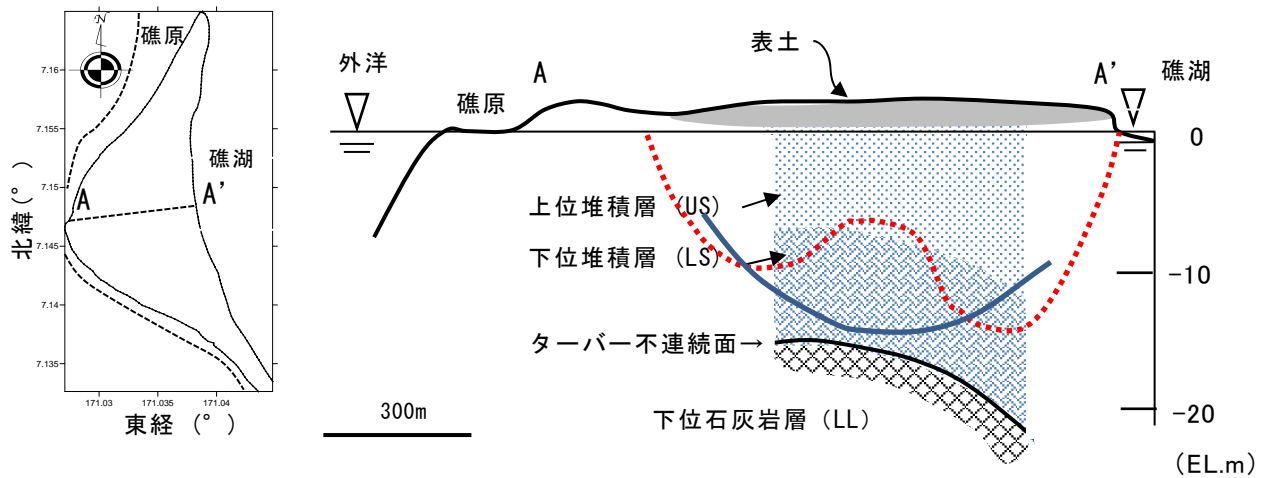


図 1.5 平年のローラレンズの水収支



凡例 青線：1985 年のローラレンズの形状 赤点線：1998 年のローラレンズの形状

図 1.6 ローラ島中央部におけるローラレンズの横断面図

(出典 Anthony et al. (1989), 及び Presley(2005)に加筆)

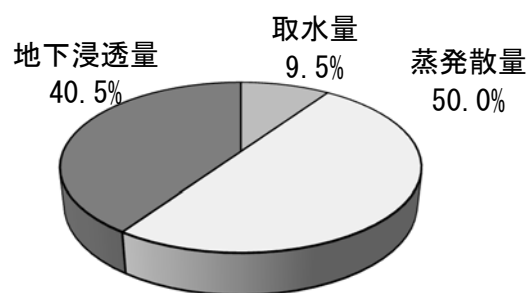


図 1.7 1998 年のローラレンズの水収支

初期の研究では、淡水レンズの塩淡境界は、地下水観測井で観測される塩分濃度の値を用いて推定された。図 1.8 に示すとおり、淡水から塩水への遷移域における塩分濃度のプロファイルは、縦軸を深さ、横軸を相対塩分濃度にしたグラフでは誤差関数の形状で分布し、相対塩分濃度の正規確率 (%) を横軸に用いたグラフでは直線の分布形状を示した (Vacher, 1978)。つまり、淡水から海水の遷移域において相対塩分濃度は正規分布すると考えられていた。その方法の支配則 (経験則) は、地下水観測と拡散理論に関する既存の研究に基づいていた。

地下水の塩分濃度は、塩化物イオン濃度や電気伝導度を用いて、以下の方法により推定される。

- ① 塩分濃度を直接測定する方法：地下水サンプルの水分を蒸発させて塩の結晶を析出し、塩分濃度が算定される。
- ② 塩化物イオン濃度から塩分濃度が推定される方法：塩分は水中でナトリウムイオンと塩化物イオンの形で存在する。指示薬 (硝酸銀等) を用い、色の変化から地下水の塩化物イオン濃度が測定される。
- ③ 電気伝導度と海水の塩分濃度から推定される方法：上記①の方法は精度が低く測定に時間を要するため、海水の電気伝導度と地下水の電気伝導度を比較して、地下水の塩分濃度が推定される。
- ④ 比抵抗と塩分濃度から推定される方法：地層の比抵抗は地層の孔隙率と孔隙に含まれる地下水の比抵抗から算定される。その地下水の比抵抗は塩分濃度によって決まる。この関係を利用して、深度ごとの塩分濃度が推定される。

このように、地下水の塩化物イオン濃度、電気伝導度、及び比抵抗のいずれかを観測すれば、地下水の塩分濃度が推定できるため、淡水レンズの塩淡境界を算定することも可能であった (White and Falkland, 2010)。

小島嶼の淡水レンズの塩淡境界深度は、一般に、10~20m であることが多い (White and Falkland, 2010)。また、淡水レンズの塩淡境界付近には淡水から塩水へと変化する汽水域が存在する。この汽水域では、塩淡境界は明確ではないことが多い。そこで、淡水レンズの塩淡境界深度は、塩化物イオン濃度では 500mg/l (Presley, 2005)、電気伝導度では 200mS/m に等しい深度と定められている (白旗・長田, 2009; 石田ら, 2010)。

電気伝導度の観測は、それまでの塩化物イオン濃度の観測より簡易かつ迅速であった。住民の井戸 62 箇所と打ち込み式地下水観測井 6 箇所において、Hamlin and Anthony (1987) による地下水観測が 1984 から 1985 年に実施された。その後、打ち込み式地下水観測井サイト 10 箇所において、Antoniou(2008)による地下水観測が行われた。これらの地下水観測が行なわれた地下水観測井の場所や深度は異なる。これらの地下水観測により、ローラ島の地下水観測井で観測された電気伝導度と塩化物イオン濃度の対応関係が整理された。Hamlin and Anthony (1987) によって観測された電気伝導度と塩化物イオン濃度の対応関係を図 1.9 に示す。関係式は電気伝導度の大きさによって

異なることが示された。つまり、電気伝導度が 1,200mS/m 未満の時には、塩化物イオン濃度と電気伝導度の関係式は $Cl\text{ (mg/l)} = 3.2 * EC\text{ (mS/m)} - 150.2$ であり、電気伝導度が 1,200mS/m 以上の時には $Cl\text{ (mg/l)} = 3.9 * EC\text{ (mS/m)} - 1,062$ であった。Antoniou(2008)によって観測された電気伝導度と塩化物イオン濃度の対応関係を図 1.10 に示す。塩化物イオン濃度の値が 25 から 800mg/l の範囲において、塩化物イオン濃度と電気伝導度の関係式は $Cl\text{ (mg/l)} = 3.386 * EC\text{ (mS/m)} - 163.43$ であった。地下水の深度が浅く、塩化物イオン濃度が 100mg/l 以下の時には、これらの相関関係は精度が落ちる傾向にある。電気伝導度も塩化物イオン濃度もサンプリングした地下水の水質分析は現場で行なわれた。Antoniou(2008)の地下水観測データの範囲に、Hamlin and Anthony (1987)による地下水観測データをあわせるため、電気伝導度を 1,200mS/m 以下、塩化物イオン濃度を 100mg/l 以上とし、地下水観測井の対象を打ち込み式地下水観測井に絞った場合、塩化物イオン濃度と電気伝導度の関係式は $Cl\text{ (mg/l)} = 3.318 * EC\text{ (mS/m)} - 193.52$ となった。図 1.10 では、この Hamlin and Anthony (1987)の対応関係と Antoniou(2008)の対応関係が低濃度の範囲で併記されている。おおむねこれらの結果は整合している。

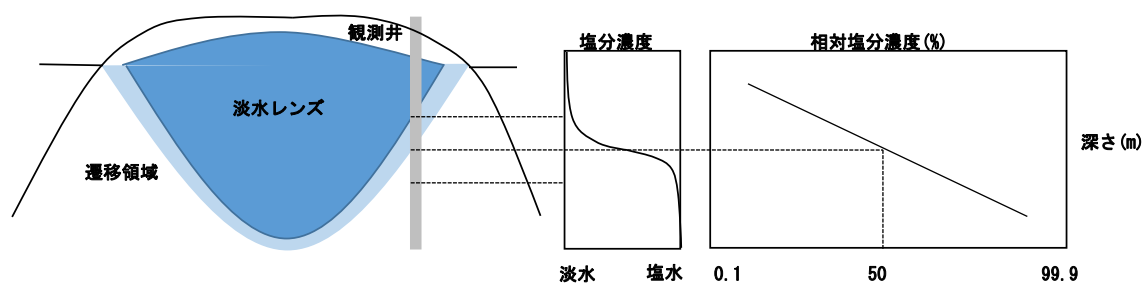


図 1.8 淡水レンズ塩淡境界の深さ方向の塩分濃度分布

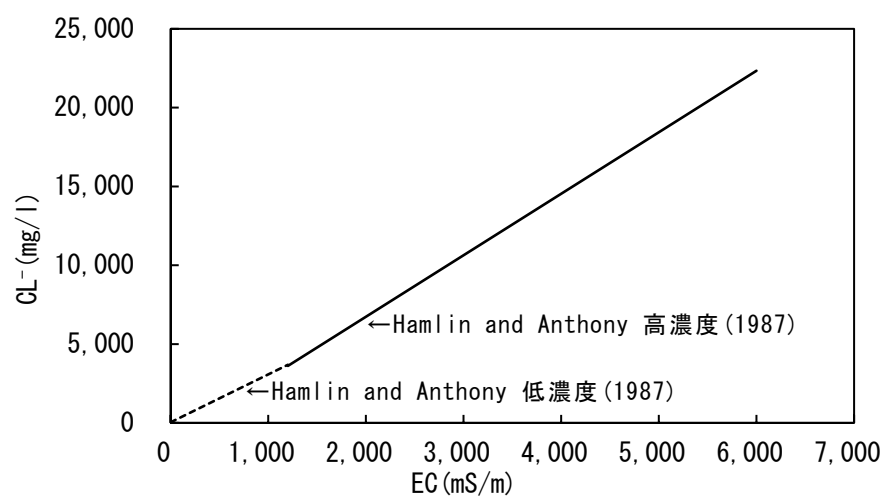


図 1.9 塩化物イオン濃度と電気伝導度の相関図

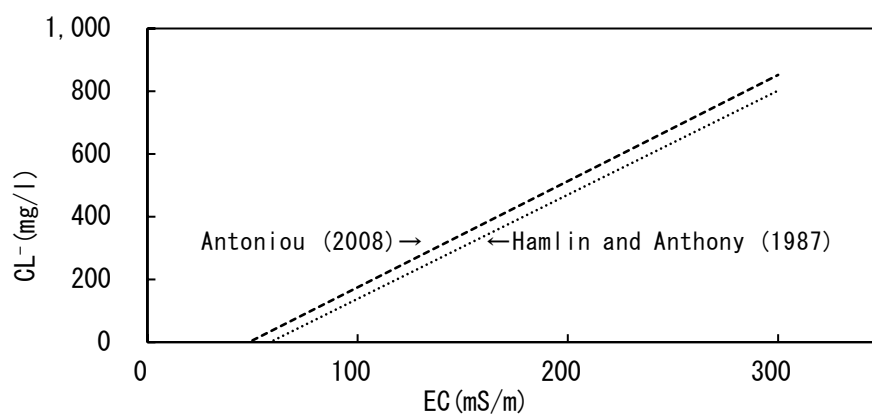


図 1.10 塩化物イオン濃度と電気伝導度の相関図（低濃度）

ローラレンズの塩淡境界を観測するため、Hamlin and Anthony (1987)や Anthony et al. (1989) によって地下水観測が実施された。1985 年にローラ島で実施された地下水観測では、地下水観測井サイト D, E, 及び F に存在するそれぞれ各 3 井の深度別打ち込み式地下水観測井において、電気伝導度と塩化物イオン濃度が観測された。塩水の塩化物イオン濃度を 19,000mg/l, 淡水の塩化物イオン濃度を 10mg/l として、下記の式 (1.1.1) から相対塩分濃度が算定された。淡水レンズの塩淡境界深度は、縦軸を深度、横軸を相対塩分濃度とするグラフにおいて、相対塩分濃度 2.6% に相当する深度であった。WHO (世界保健機構) の基準によると、淡水レンズの塩淡境界深度は、塩化物イオン濃度が 500mg/l の深度に相当した。各地下水観測井における淡水レンズの塩淡境界深度は滑らかな曲線でつながれて、ローラ水レンズの断面図が描かれた。地下水観測井サイト D, E, 及び F は現存しない。それらの位置は、1998 年に施工された地下水観測井サイト No. 4, No. 5, 及び No. 6 から、それぞれ、20m 東、50m 東、及び 40m 西に位置した (Presley, 2005)。1985 年に使用された地下水観測井の開口部 (スクリーン) の長さは約 0.75m であるが (Hamlin and Anthony, 1987), 1998 年に施工された地下水観測井のスクリーンの長さは約 0.6m であった (Presley, 2005)。これらの地下水観測井は、施工年度が異なると、設置位置、サイト数、スクリーン深度、及び構造がやや異なる。

$$\text{相対塩分濃度} = 100 \times \frac{(C - C_f)}{(C_s - C_f)} \quad \dots \dots \dots (1.1.1)$$

ここで、

C : 地下水サンプルの相対塩分濃度 (mg/l)

C_f : 最も塩化物イオン濃度が低い地下水の塩化物イオン濃度 (mg/l)

C_s : 塩水の塩化物イオン濃度 (mg/l)

である。

Presley (2005) はローラレンズの塩淡境界をつないで、断面図を手書きによって作成した。その方法は、以下のとおりである。

- ① 地下水観測井をできるだけ横断するように外洋サイドから礁湖サイドまでの横断面が設定される。
- ② 各地下水観測井においてローラレンズの塩淡境界深度が算定される。
- ③ その塩淡境界深度が横断面図上にプロットされる。
- ④ 外洋、及び礁湖サイドの浅井戸で観測された電気伝導度の観測値を用いて、地下水観測井以外の場所において淡水レンズの塩淡境界が算定される。
- ⑤ すべての塩淡境界深度にもっともよく一致するローラレンズの横断面形状が描かれる。

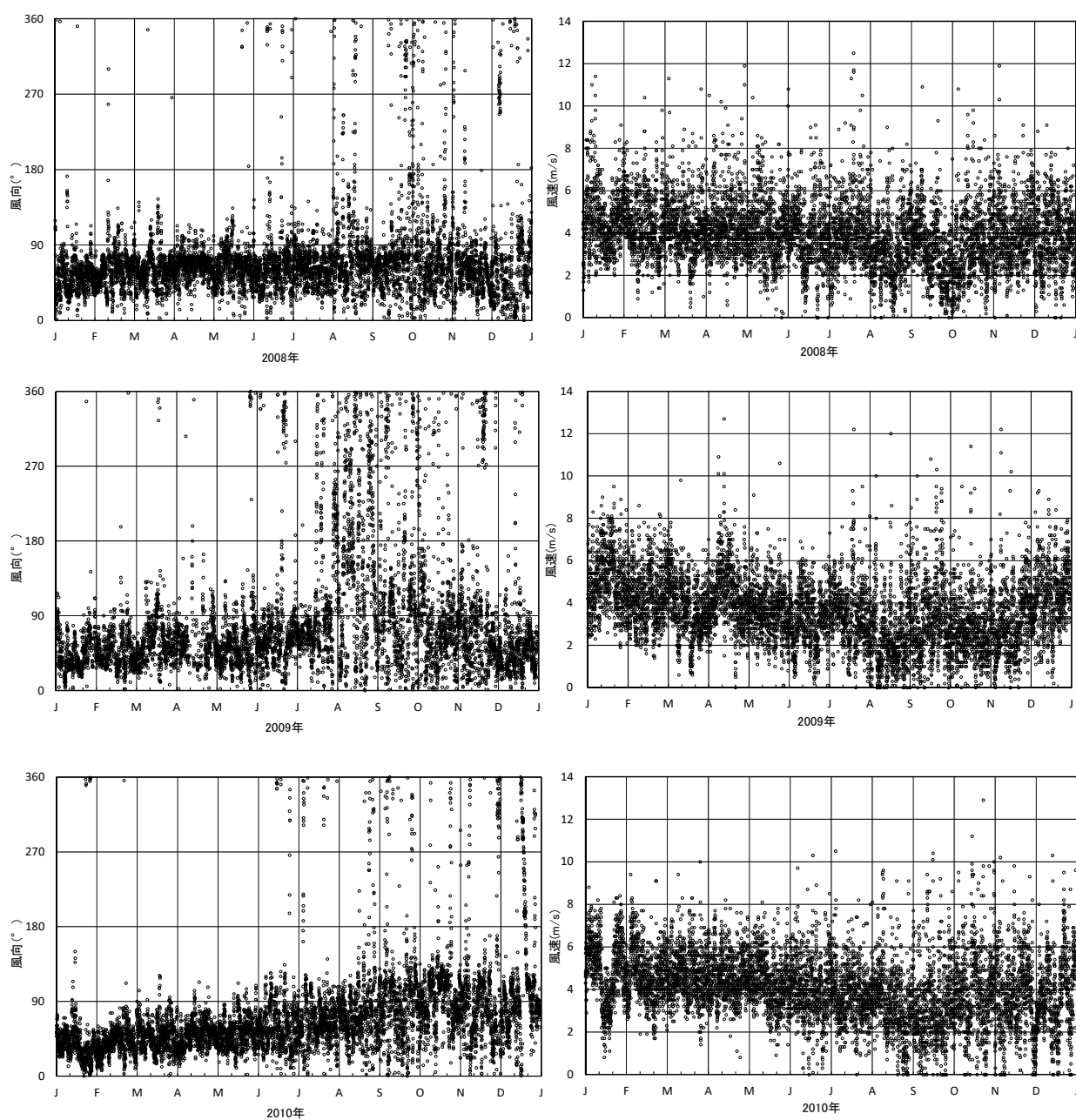
アップコーニングが観測されたローラ島中央部の測線において実施された塩淡境界の観測に基づいて、ローラレンズの形状が推定された。この淡水レンズの形状推定は、

これまで 1985 年、1998 年、及び 2009 から 2010 年の 3 回行われてきた。それらの観測の中では、1985 年と 2009 から 2010 年に、ローラレンズの貯留量も算定された。

淡水レンズの分布形状を正確に把握するためには、地下水観測井を数多く設置し、地下水中の塩淡境界深度を数多く観測する必要がある。しかし、地下水観測井の施工費が高額になるという経済的な理由のため、その数量は限定的になり、塩淡境界深度のデータ数が少なくなることが多い。そして、そのことが淡水レンズ形状の正確な把握を難しくすることがある。このため、近年では、限られた地下水観測井の塩淡境界深度を物理探査によって補間をする例が見られる。塩淡境界深度を観測するための物理探査法には電気探査法や電磁探査法がある。

ウェンナー法は、電極の中心を固定し電極の間隔を順次大きくしながら比抵抗を測定する電気探査法である。石田ら（2011）により、このウェンナー法による電気探査がローラ島で実施された。電極間隔が小さい時は浅い地層の比抵抗値が、また、電極間隔が大きい時は深い地層の比抵抗値が測定された。電磁探査法は、人工送信源を用い、送信コイルと受信コイルの距離や送信周波数を変化させ、磁場のみを測定する EM（Electro-magnetic）法が広く用いられてきた（石田ら、2013）。ループ・ループ法は、直径数十 cm から 1m 程度の送受信コイルをそれぞれ 1 つずつ用いる方法である。このループ・ループ法は、深度数から数十 m の比較的浅い部分の探査に利用される。島の地下水を対象とした研究では、カナダ Geonics 社製 EM-34 が用いられてきた（Anthony, 1992; Schneider and Kruse, 2003; Ruppel et al., 2000 等）。本研究では、石田ら（2010）がローラ島中央部においてローラレンズの横断面形状を算定した結果を参考としている。

図 1.11 は、マジュロ環礁において 2008 から 2010 年に 1 時間ごとに観測された風向、風速の分布を示している。風向データの方位は北を基準とした角度で表示される。その角度は、北を 0° として時計回りに、東を 90° 、南を 180° 、西を 270° としている。図 1.11 から、風向・風速の特徴はおおむね 2 つあげられる。1 から 7 月頃までは、北東貿易風の影響により、3 年間の平均方位は東北東（平均方位角 59.9° 、その平均標準偏差 38.0° ）で平均風速 4.3m/s （平均標準偏差 1.4m/s ）の風が吹く。8 月から 12 月頃まではこの貿易風の影響が小さくなり、風向のばらつきが大きくなるとともに風速が弱まる。この期間の風向は 3 年間の平均方位が東北東から東南東（平均方位角 94.2° 、その平均標準偏差 71.3° ）に変化し、平均風速は 3.4m/s （平均標準偏差 1.6m/s ）と減少する。



(a) 風向

(b) 風速

図 1.11 マジュロ環礁の風向・風速の分布

(出典 オーストラリア連邦気象局 (2013))

オーストラリア連邦気象局 (Australian Bureau of Meteorology (2016)) は、ウリガドックにおいて 1993 年 5 月から 6 分間隔で潮位データを記録している。オーストラリア連邦気象局は、そのデータを基に線形解析を行い、海面上昇量を推定し、その値を毎月更新している。海面上昇量の観測精度を向上するため、数年に 1 回、潮位観測地点を中心に水準測量が実施されている。図 1.12 は、2008 年 1 月から 2015 年 12 月までの年海面上昇量と累積月海面上昇量を示している。ウリガドックの潮位観測地点におけるこの期間の年海面上昇量は、平均 4.9mm、最大値 6.2mm、最小値 3.6mm、また、累積月海面上昇量は、39.2mm であった。

太平洋の島嶼では、狭い島に多くの人々が住むようになり、1人当たりの水需要量も増大している。また、生活排水や廃棄物が増加しているため、地下水の水質が問題となっている。特に、環礁島嶼は、地球温暖化に伴う干ばつの発生や海面上昇の影響が顕著であるため、安定的に水資源を確保することが困難になりつつある。環礁島嶼は幅が狭い地区が多く、それらの地区では降水が地下浸透後すぐに海洋へ流出するため、淡水の地下水は幅のある地区に偏在している。そこで、限られた水資源の有効・持続的利用、保全、及び開発という課題に対処するべく多くの国際的プロジェクトが実施されてきた。マジュロ環礁で行われた水分野の代表的な国際的プロジェクトは、国際協力機構 (JICA) が1986年に実施した水供給システム改善プロジェクト、アジア開発銀行 (ADB) が1995年から2004年まで実施したマジュロ水供給衛生プロジェクト、さらに、太平洋諸国応用地球科学委員会 (SOPAC) が2008年から2010年まで実施した統合的水資源管理プロジェクトである。詳細な資料は残されていないが、1980年に実施されたアメリカの国際プロジェクトでローラ島の取水施設の建設が行われた。また、それ以降に実施されたプロジェクトによって取水施設の増築や改修が行われた。過去にマジュロ環礁で実施された代表的な水分野の国際的プロジェクトが表1.1に示されている。これらの国際的プロジェクトはマジュロ環礁における水問題の重要性を示唆している。

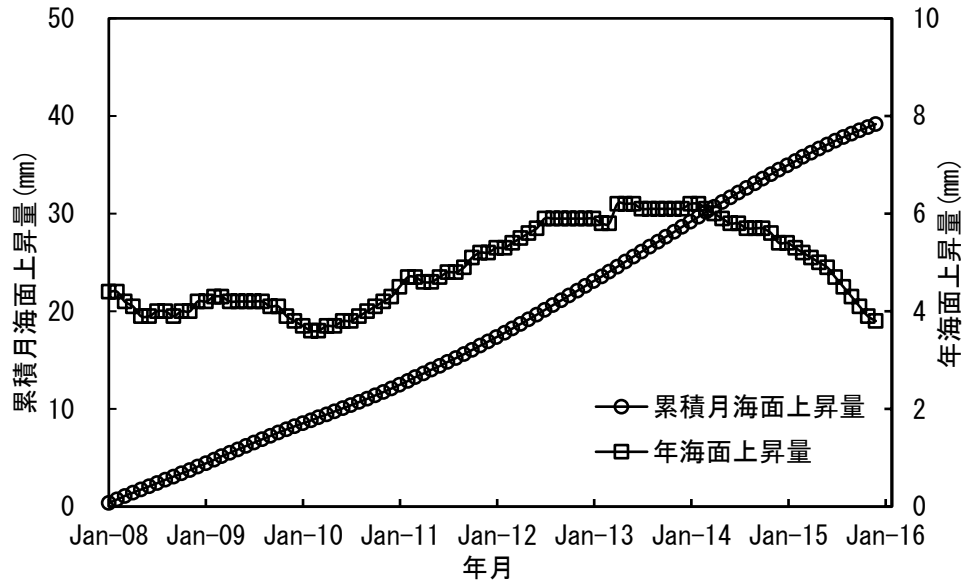


図 1.12 マーシャル諸島共和国における海面上昇量

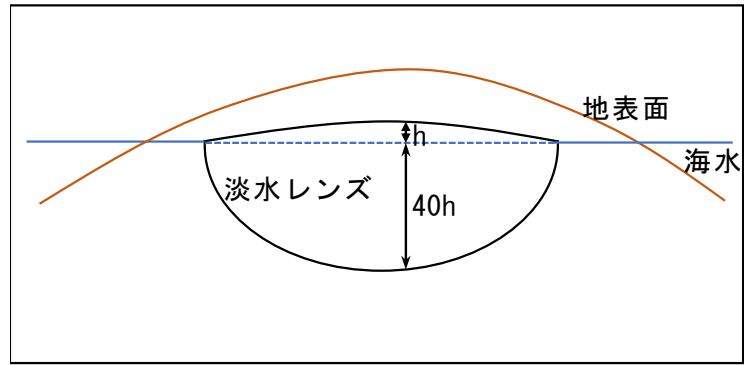
表1.1 マジュロ環礁における代表的な水分野の国際的プロジェクト

プロジェクト名	年代	対象	目的	方法	成果
水供給システム改善プロジェクト (JICA(2014))	1986年	マジュロ環礁南部	特に乾季の水供給	貯水槽建設 送水ポンプ設置	主要な淡水供給システムの更新
水供給衛生プロジェクト (Asian Development Bank(2014))	1995年～ 2004年	マジュロ環礁の水管理組織	安全で信頼できる水供給の確立 都市域の排水改善	水管理体制構築 取水施設 (ポンプ・パイプライン・井戸) 補修 空港貯水池容量増加 水洗トイレの海水利用 水利費徴収	マジュロ上下水道公社の管理体制強化 水供給拡大 ローラ島の取水施設の増築
統合的水資源管理プロジェクト (SOPAC(2014))	2008年～ 2010年	マーシャル諸島共和国等の14か国	持続的水管理に係る地域行動計画実施	淡水資源を巡る利用の調整 水質改善	住民参加の水質管理対策

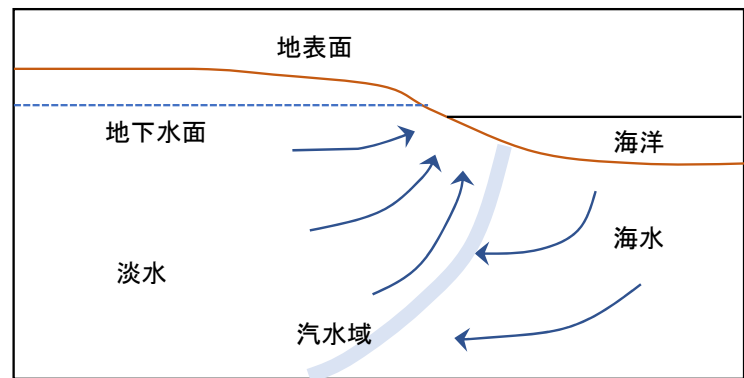
これまで、淡水レンズの形成過程に関しては、4通りのモデルが提案されてきた（図 1.13）。1900 年前後に構築されたガイベンヘルツベルグモデル（White and Falkland, 2010）は、淡水レンズの塩淡境界の位置が地下水面の高さによって決まることを示すものであった。また、Cooper et al.（1964）が提案した汽水域モデルは、島嶼の沿岸部において淡水が密度差により海水の上に位置し、それらの接触面付近には汽水域が形成されるものであった。加えて、Vacher（1978）が提案した Bermuda モデルは、水平方向に透水性が異なる帯水層中では、淡水レンズが左右非対称のレンズ形状を示すものであった。さらに、Bailey et al.（2010）が提言した環礁島 2 層モデルは、鉛直方向に透水性が異なる帯水層では、ターバー不連続面の影響を受けて淡水レンズが必ずしもレンズ形状とならないことが示された。これらの帯水層では完新世帯水層の下に透水性が高い更新世帯水層が形成され、それらの境界面にターバー不連続面が位置した。

このように、淡水レンズの塩淡境界深度と地下水面の高さの関係、帯水層の水平方向の不均質性、及び鉛直方向の不連続性が淡水レンズ形状に及ぼす影響がこれまでに明らかにされてきた。また、地球温暖化に伴う環境変化（海面上昇）による淡水レンズの縮小が懸念されてきた。加えて、気候変動に伴って干ばつが発生すると、唯一の水源である淡水レンズから過剰取水が行われた結果、淡水レンズは塩水化することが指摘されてきた。しかし、淡水レンズの長期的動態や管理基準がこれまで明らかにされていない。そこで、地下水観測によるレンズ形状調査を行い、取水井単位でアップコーニングに伴う持続可能性を評価し、淡水レンズの長期的動態や管理基準を明らかにする必要がある。

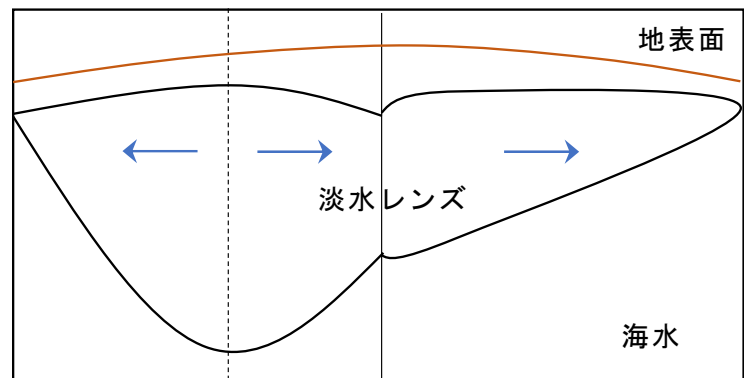
これまで世界で行われてきた解析・数値シミュレーション、ローラ島の研究に関する研究、地下水調査・屋内試験、及び淡水レンズの動態管理に関するレビューを表 1.2 に記載した。



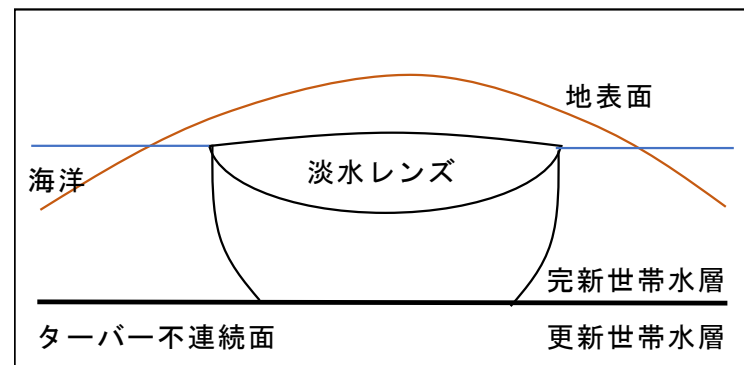
(a) ガイベンヘルツベルグモデル



(b) 汽水域モデル



(c) Bermuda モデル



(d) 環礁島嶼 2 層モデル

図 1.13 淡水レンズ形成過程のモデル

表 1.2 これまでの淡水レンズの研究レビュー

内容 年代	解析・数値シミュレーション	ローラ島の研究
1980 以前	Ghyben-Herzberg+Dupuit 近似: Fetter (1972), Mather (1975), Collins (1976), Anderson (1976), Vacher (1978)	
1980~	アップコーニング: Gupta (1983), Ghyben- Herzberg と厳密解の差: Kashef (1983), 有限要素 法: Voss (1984), Taigbenu et al. (1984), Herman et al. (1986), 塩水浸入 Reilly and Goodman (1985), 軸対象取水井モデル Wirojanagud and Charbeneau (1985), アップコーニング Reilly and Goodman (1987)	電磁探査・地質水文地下水調査: Hamlin and Anthony (1987), Kauahikaua (1987)
1990~	潮汐の影響: Underwood et al. (1992), 水路建設工 事の影響: Langevin et al. (1998), 雨季と乾季の レンズ形状 Ayers (1998)	地質水文地下水調査: Anthony et al. (1989), Anthony (1992), SUTRA: Griggs and Peterson (1993)
2000~	バハマのレンズ厚さ: Ritzi et al. (2001), アップ コーニング Saeed et al. (2002), ドレイン Batelaan and De Smedt (2004), 空気噴射による遮 水効果評価: Dror et al. (2004), 水収支と潮位の 影響: Masterson (2004), 塩水浸入: Dausman and Langevin (2005), 潮位 SUTRA: Werner and Lockington (2006), アップコーニング: Hamza (2006), 海面上昇による沿岸域の地下水流れ: Masterson and Garabedian (2007), 気候変動: IPCC (2007), 地下水モデル: 安田ら (2009)	海岸調査: Xue (2001), 横木ら (2004), 地質水 文地下水調査: Presley (2005), 水文: Antoniou (2008), 測量: 大西ら (2008), 気候 変動適応策: USAID (2009)
2010~	塩水化評価: 中田ら (2010), マレーシアの島嶼: Praveena (2011), 潮位境界条件: Mulligan et al. (2011), 海面上昇による塩水浸入: Langevin and Zygnerski (2012), SEAWAT: USGS (2014), 気候変 動: IPCC (2014), チュニジア: Chkirbane et al. (2014a), Lachaal et al. (2016)	物理探査: 石田ら (2010, 2011, 2013)

表 1.2 これまでの淡水レンズの研究レビュー（続き）

内容 年代	地下水調査・試験
1980 以前	Ghyben-Herzberg : Hubbert (1940), 淡水レンズの定義や汽水域の存在 : Cooper et al. (1964), 島嶼の透水性 : LeGrand and Stringfield (1971), 透水性と塩淡水境界 : Vacher (1978)
1980~	バミューダ : Vacher and Ayers (1980), クワジェリン : Hunt and Peterson (1980), プエルトリコ : Zack and Angel (1984), ミクロネシア : Ayers and Vacher (1986), 干ばつ Van der Brug (1986), フロリダ : Phelps and Rohrer (1987), 太平洋 : Nullet (1987), フロリダ(電磁探査) : Stewart (1988), Ghyben-Herzberg : Vacher (1988)
1990~	キーウエスト : McKenzie (1990), ヤップ : Shade et al. (1992), 水資源 : Falkland (1993), ピンゲラップ環礁 : Anthony (1996), ロングアイランド(電磁探査) : McNew and Aray (1995), キリバス : White (1996), チューク州 : Hamlin and Takasaki (1996), パハマ南アンドロス島 : Whitaker (1997), クワジェリン環礁やビキニ環礁 : Peterson (1997), 透水性と塩淡水境界 : Ayers (1998)
2000~	フロリダ : Ruppel et al. (2000), 淡水レンズの塩水化 : Mimura and Harasawa (2000), フロリダ(電磁探査+SEAWAT) : Schneider and Kruse (2001, 2003), トンガタプ島(レンズ管理) : Van der Velde et al. (2007), カロライン諸島 : Bailey et al. (2008), クイーンズランド州沿岸部 : Carey et al. (2009)
2010~	水資源調査 : 中田 (2010), インド洋・太平洋 : Bailey et al. (2010), 太平洋 : White and Falkland (2010), 地下水観測井 : Rotzoll et al. (2010), 浮き型地下ダム : 増岡ら (2010), ミクロネシア : Bailey and Jenson (2011), タイ被圧地下水 : Yamanaka et al. (2011), 塩水浸入 : Werner et al. (2013), チュニジア : Chekirbane et al. (2013, 2014b), 愛媛沿岸 : Kumar et al. (2013), 鉛直2重取水 : Woltheke et al. (2013), 水平不透水層 : 増岡・堀越 (2014), 淡水レンズ管理 : Werner et al. (2017)

1. 2 研究の目的

地下水が塩水化しても、定常的であり、井戸に達しなければ問題はない。持続可能な取水量を確保することは、島嶼共通の課題である。これまで、取水井からの取水によりアップコーニングが発生し、帯水層の透水性や形状、取水量とその期間、取水前の淡水地下水の深さ等が、アップコーニングの大きさや進展の速さに影響を及ぼすことがわかっている（Werner et al., 2017）。しかし、島嶼における過剰取水は回復しないアップコーニングをもたらす可能性がある。このため、取水井からの取水による塩水化や塩水浸入時の地下水流動等、取水が地下水動態に及ぼす影響を明らかにするための研究がこれまで実施されていない。よって、島嶼における地下水動態の一プロセスとして、淡水レンズを位置づけ、本研究の目的を以下のとおりとする。

- ① 涵養，流動，及び流出の長期的変化を含めた地下水流動系の解明を行う。
- ② 取水が地下水に及ぼす影響を解明する。
- ③ 現象の再現実験・予測（思考実験）を行う。

第 2 章 対象地域

マーシャル諸島共和国マジュロ環礁ローラ島の地形・地質、気温・湿度、及び降水量について、以下に記載する。マジュロ環礁気象サービス事務所は、温度、露点、気圧、風速、風向、湿度、及び降水量を 1 時間間隔で観測している。気圧は海面圧力と標準圧力、風向は最大風速の風向、湿度は最大湿度と最小湿度を記録している。降水量の観測を行うため、ローラ島に気象観測装置を設置した。ローラ島とマジュロ環礁の月降水量の相関関係を明らかにするため、その降水量データの統計解析を行った。なお、ローラ島で行ったボーリング調査結果については、第 5 章に記載する。

2.1 地形・地質

ローラ島 (Laura Island) は、面積 1.8km^2 、平均標高数 m の低平な島であり、河川や湖沼はない。貿易風の影響により東北東の風向が卓越するが、雨季にはこの貿易風が弱まる傾向にある (横木ら, 2004)。ローラ島はマジュロ環礁の西端の風下に位置することから、その地盤は風上の島より細かな堆積層で構成される傾向にある (Bailey et al., 2010)。図 2.1 に示すとおり、ローラ島中央部の地質構造は、上位から厚さ約 0.6m の表土層、石灰砂で構成される上位・下位堆積層、基盤となる下位石灰岩層の 3 層構造である (Presley, 2005)。上位・下位堆積層の層厚は、16.8~24.4m であり、礁湖サイドで厚くなる (Anthony et al., 1989)。下位堆積層は、透水性の低い粘着性のあるシルト分を含んでおり、これによりローラレンズがあまり拡散せず保持されている。上位・下位堆積層と下位石灰岩層の境界面は、島嶼の水文地質学者名に因んでターバー不連続面 (Thurber Discontinuity) と呼ばれており、ミクロネシアでは地下水面から深度 15~25m に存在する (Bailey et al., 2008)。このターバー不連続面の下層では透水性が高く、塩水の淡水中への拡散が促進されるため、淡水レンズの塩淡境界がターバー不連続面より深い位置に存在することは希である (Bailey et al., 2010)。

ローラ島の外洋サイドと礁湖サイドの地形・地質は異なる。外洋サイドの礁原は、その幅が数十から 200m 程度であり、礁湖サイドの礁原と比べて大きい。外洋サイドの礁原は、海岸に近いところでは浅く、干潮時には海面上に露出する。この礁腹は、海岸から離れた端部付近で急激に深くなり、ドロップオフと呼ばれる。一方、礁湖サイドの礁原は、海岸から徐々に深くなり、数百 m の幅を持つが明確な境界がない。礁湖サイドの波打ち際には幅の大きい砂浜があるが、外洋サイドの砂浜は少なく、あったとしても幅が狭い。

2.2 気温・湿度

マジュロ環礁の気候は、海の影響を受ける熱帯気候である。海風が強く吹くマジュロ環礁は、高温多湿な環境である。以下、気温と湿度について記載する。

2.2.1 気温

マジュロ気象サービス事務所において、1975年から2007年までの期間に1時間ごとに観測された平均気温を表2.1に示す。マジュロ環礁の年平均気温は27.5℃である。この気温は、1981年～2010年の期間に東京において観測された平年8月の平均気温27.4℃にほぼ等しい（国土交通省気象庁，2014）。上記の33年間に観測された月平均気温は、最低が1月の27.2℃，最高が9月及び10月の27.7℃であり，その差は0.5℃しかない。マジュロ環礁の気温は1年中高温であり，年較差が小さい。

2.2.2 湿度

マジュロ気象サービス事務所において、1993年から2009年までの期間に観測された平均湿度を表2.2に示す。この表には、日最高湿度と日最低湿度の平均値が示されている。マジュロ環礁は、1年中多湿であり，湿度の変化が小さい。概して，月最高湿度は，月平均気温の変化に伴って変動するが，月平均最低湿度はほぼ一定である。なお，この湿度は相対湿度である。

2.3 降水量

2.3.1 マジュロ環礁

マジュロ気象サービス事務所において、1955年から2011年までの期間に観測された月降水量を図2.2に記載する。この57年間の年(1月～12月)平均降水量は3,344mm，年最小降水量は2,192mm（1983年），年最大降水量は4,517mm(1991年)であった。この期間の月平均降水量を表2.3に示す。月平均降水量の平均値は279mm，最小値は2月の181mm，最大値は10月の359mmであった。マジュロ環礁の乾季は1月～4月中旬，雨季は4月下旬～12月である。マジュロ環礁は，乾季でも月平均降水量がほぼ200mmである。よって，降水量が平年並みであれば年間をとおして湿潤といえる。

乾季の数か月間にほとんど降雨がない干ばつが，マジュロ環礁では発生している。正規確率紙による確率年降水量の推定法を図2.3に記載する。この図は，年降水量とHazen法によるプロットイングポジションを用いている。1年を雨季の始まりの5月から乾季の終わりの4月として年降水量を計算すると，超過確率が90%，つまり非超過確率10%の年降水量は，年平均降水量3,345mmの約0.8倍の2,676mmであることが，図2.3(a)よりわかる。図2.3(b)は2年間の年降水量の移動平均を示している。干ばつ年であった1998年の年降水量をグラフ中に赤色の□で併記している。1年を1月から12月までとして，年降水量を計算しても，確率年降水量に大きな変化はなかった。

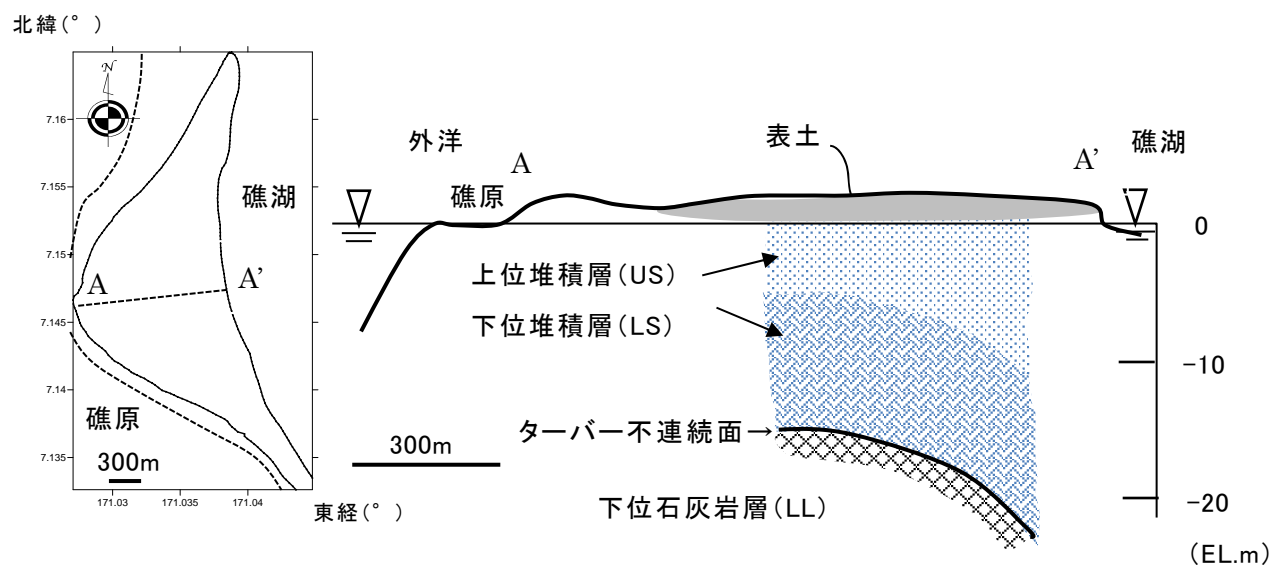


図 2.1 ローラ島の地質断面図
(出典 Anthony et al. (1989) に加筆)

表 2.1 マジュロ環礁における平均気温

単位：℃

月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年平均
平均気温	27.2	27.4	27.5	27.4	27.6	27.5	27.4	27.6	27.7	27.7	27.6	27.3	27.5

表 2.2 マジュロ環礁における平均湿度

単位：%

月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年平均
平均最高湿度	86.0	86.1	86.3	86.2	86.4	86.5	86.6	86.7	87.1	87.2	86.8	86.2	86.5
平均最低湿度	77.7	77.8	78.1	77.7	78.0	77.7	77.8	77.8	77.8	77.7	77.7	77.7	77.8

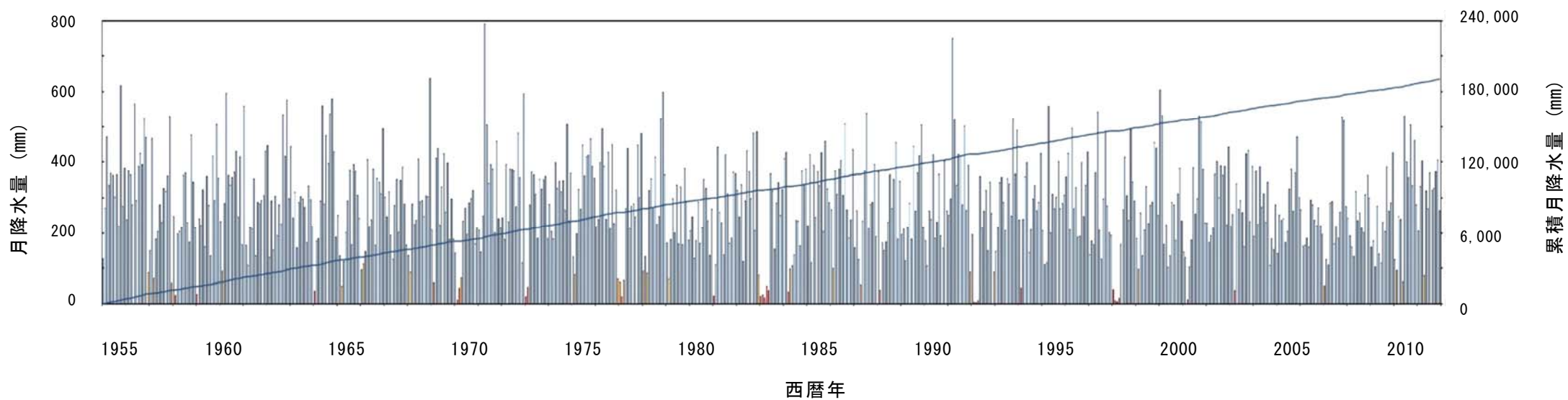
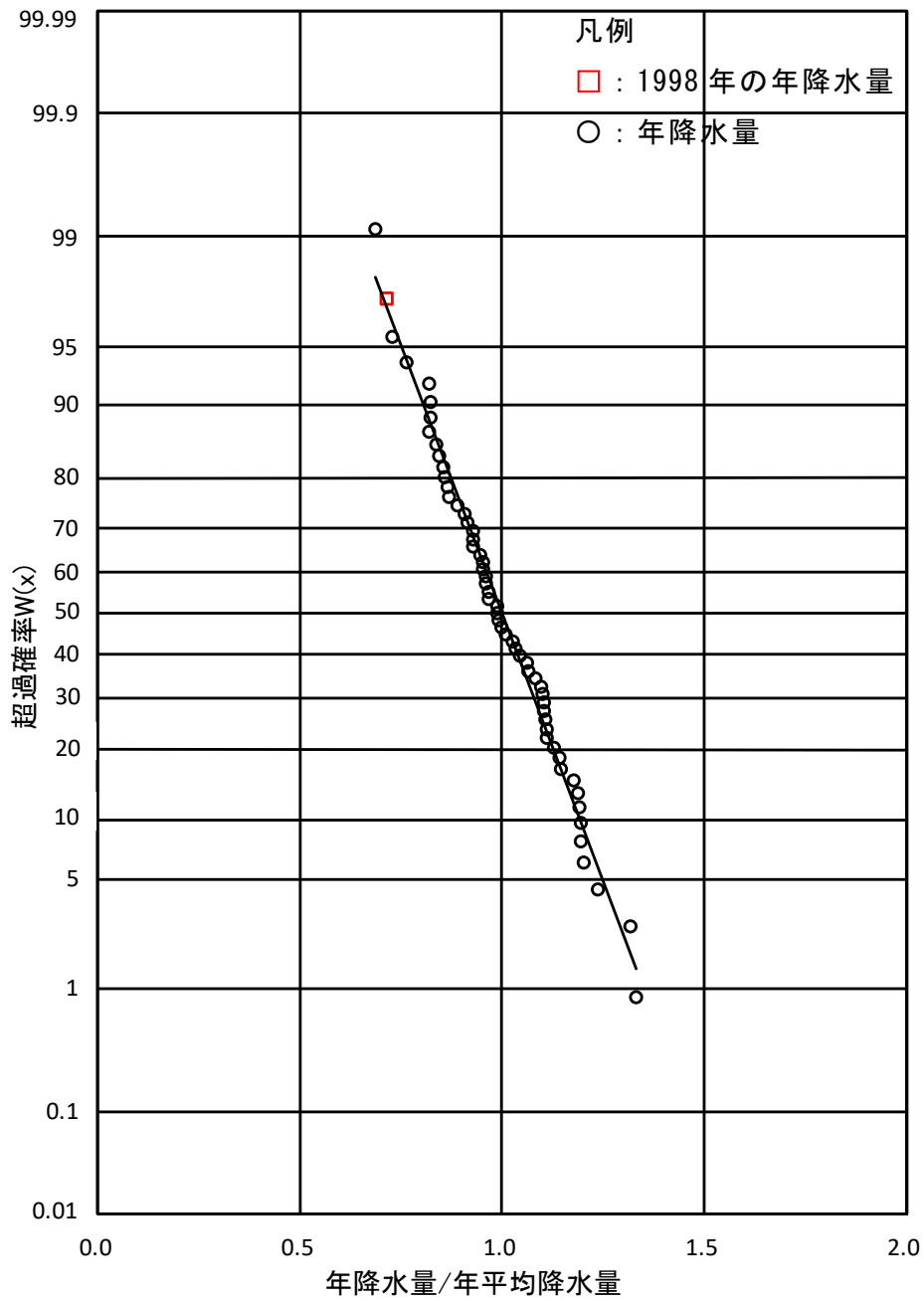


図 2.2 マジュロ環礁における月降水量

表 2.3 マジュロ環礁における月平均降水量

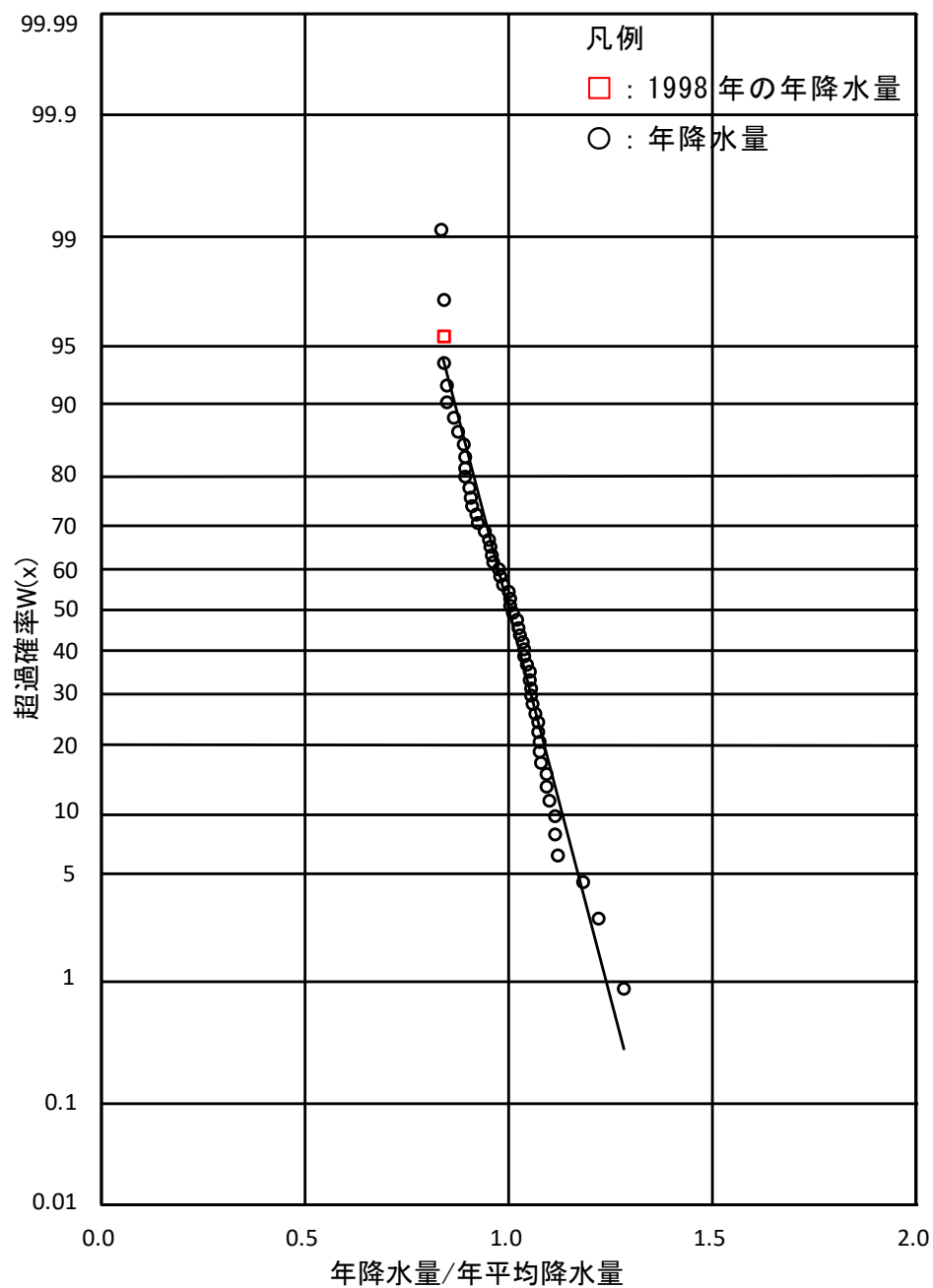
単位：mm

月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年平均
月平均 降水量	207	181	212	268	278	291	311	291	319	359	338	289	3,345



(a) 単年度の場合

図 2.3 正規確率紙による確率年降水量の推定法



(b) 2 年間の移動平均の場合

図 2.3 正規確率紙による確率年降水量の推定法 (続き)

図 2.4 に正規確率紙による確率月降水量の推定法を示す。このグラフより、超過確率が 90%, つまり非超過確率 10%の月降水量は月平均降水量 279mm の約 0.4 倍の 112mm であることがわかる。また、干ばつが発生した 1998 年を取り上げ、乾季の月降水量を赤色の□で示している。12 月の月降水量が多いため、乾季の月降水量の分布は広い。マジュロ環礁の将来発生する干ばつの有無が、エルニーニョ現象の発生状況から予測される。連続干天等による日降水量の減少が干ばつの始まりを示す。Presley (2005) によると、干ばつ月は月降水量が 50mm 未満の月と定義される。この値はおおむね 20~25 年の確率で発生する月降水量に相当する。

降雨分布と干天の連続状況を比較するため、年降水量が平均に近く干ばつ年に分類されない 2003 年と厳しい干ばつに見舞われた 1998 年を取り上げた。それぞれの連続干天日数を表 2.4 に示す。日降水量が 5mm 未満の日を干天と定義した。2003 年 1 月に発生した最大連続干天日数は 22 日であった。この他に、11~15 日間の連続干天日数は年間に 3 回発生しており、このうち 2 回は乾季に発生した。6~10 日間の連続干天は、雨季・乾季にかかわらず年間 6 回発生した。一方、1998 年の最大連続干天日数は 95 日であり、乾季の 1~4 月にかけて発生した。この期間の直前にも 19 日間、直後にも 8 日間の連続干天が発生した。加えて、5 月以降の湿潤期には、6~10 日間の短い連続干天が 4 回発生した。

エルニーニョは、東太平洋の赤道付近で海水の温度が上昇する現象である。マジュロ環礁で発生した過去 4 回 (1977 年, 1983 年, 1992 年, 及び 1998 年) の干ばつのうち、3 回の干ばつはいずれもエルニーニョの発生時期と一致している。干ばつの発生はエルニーニョの発生と関連がある。

熱帯低気圧は、おおむね北緯 5 度から 25 度の範囲のマーシャル諸島共和国より西の海上で発生することが多い。熱帯低気圧は強風と大雨をもたらす、上空で吹いている東風の影響を受けながら北上する。この過程で熱帯低気圧が発達すると台風になる。1905 年 6 月 30 日に強力な台風がマーシャル諸島共和国を通過した。しかし、台風がマジュロ環礁付近を通過し、集中豪雨をもたらすことは希である。

大干ばつが発生した 1998 年の月降水量 (Presley, 2005) を図 2.5 に示す。この図にその前後の年の月降水量と月平均降水量を併記した。この月降水量はローラ島から約 40km の距離にあるライロック地区にあるマジュロ気象サービス事務所で観測された。この図には、干ばつが発生した 1983 年、及び 1992 年の月降水量も記載した。これらの図から、干ばつが発生すると乾季に降水量が減少する傾向が伺える。

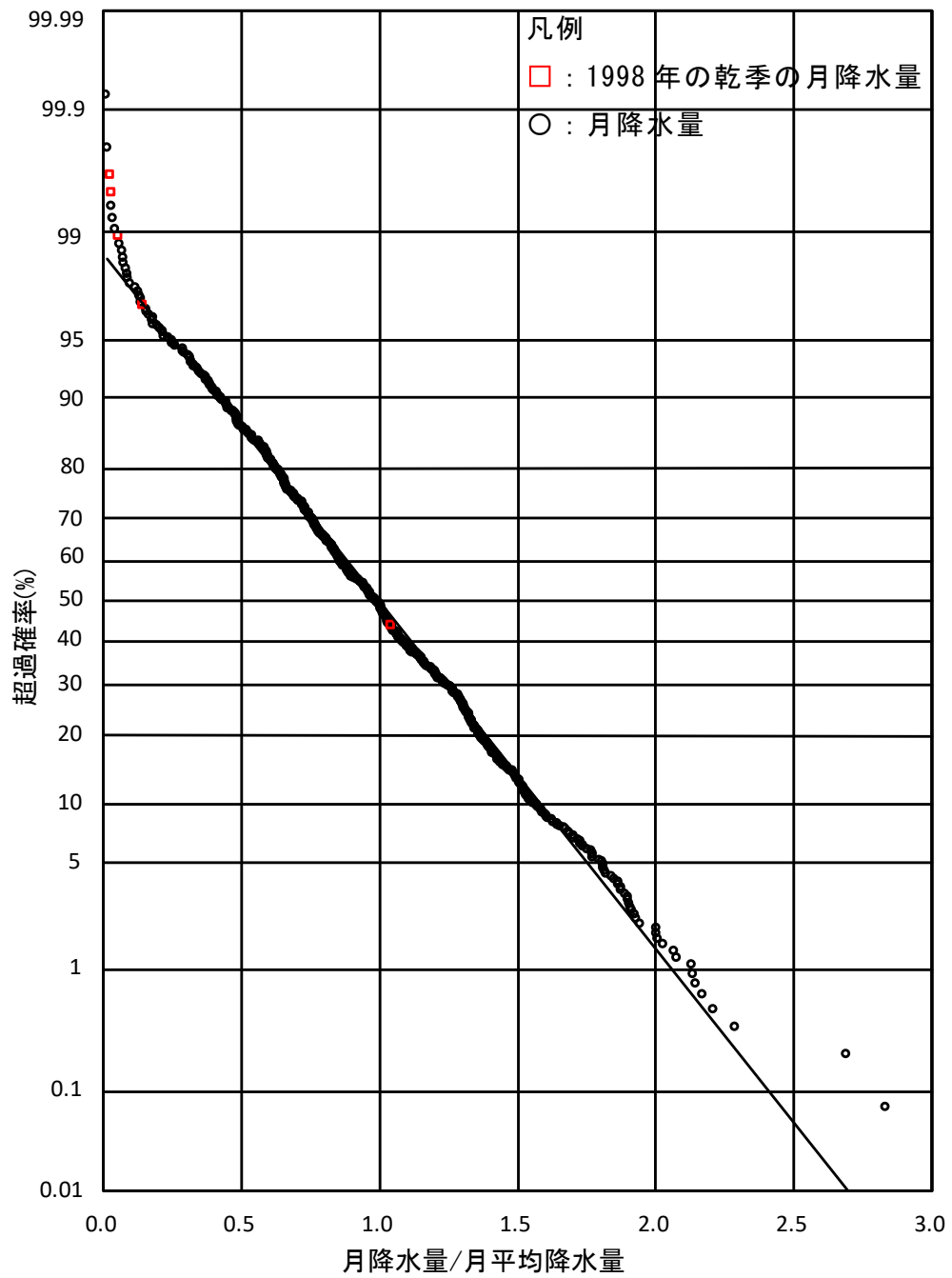


図 2.4 正規確率紙による確率月降水量の推定法

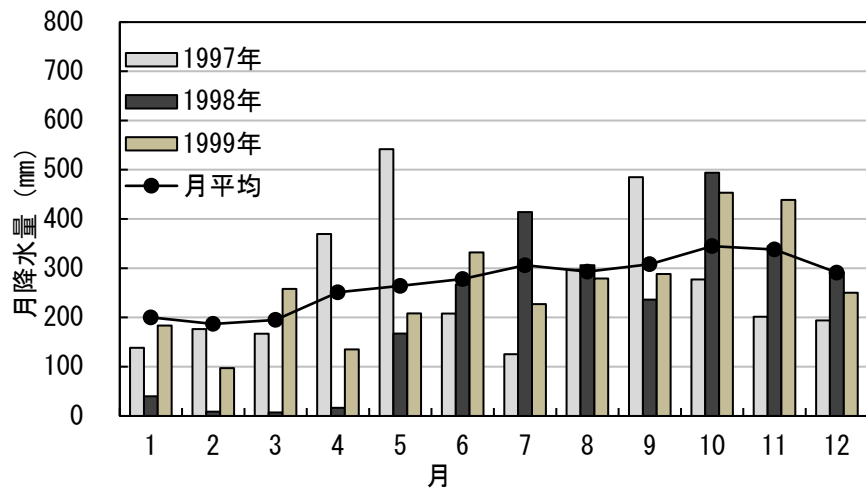
表 2.4 マジュロ環礁における連続干天日数

(a) 1998 年

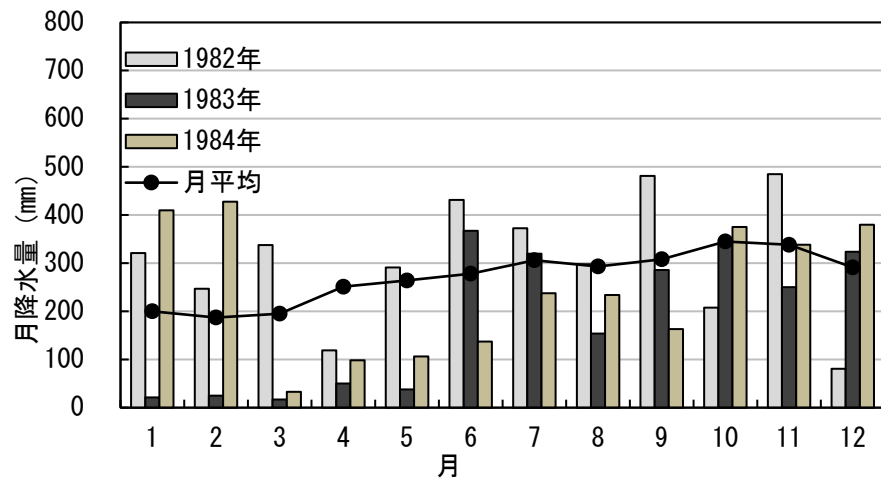
月	6～10日	11～15日	16～20日	21～25日	26日～	最大連続日数
1月		1	1			95
2月					1	
3月					1	
4月	1					
5月	1					7
6月	1					8
7月						3
8月	1					7
9月						4
10月						2
11月						4
12月	1					7
季別集計						
1月～4月(乾季)	1	1	1	0	2	95
5月～12月(雨季)	4	0	0	0	0	8
1月～12月合計	5	1	1	0	2	95

(b) 2003 年

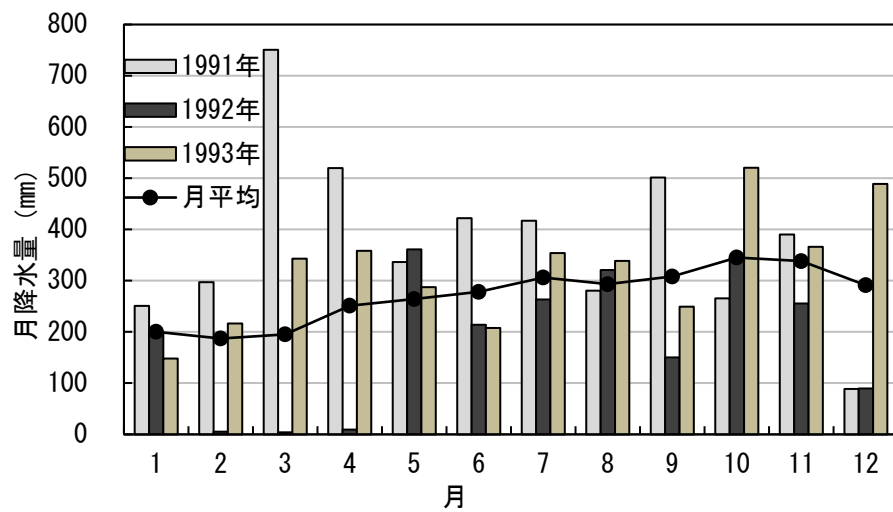
月	6～10日	11～15日	16～20日	21～25日	26日～	最大連続日数
1月	1			1		22
2月		1				14
3月	1	1				13
4月						5
5月	1					7
6月	1					6
7月						4
8月	1					6
9月						3
10月						3
11月	1	1				12
12月						2
季別集計						
1月～4月(乾季)	2	2	0	1	0	22
5月～12月(雨季)	4	1	0	0	0	12
1月～12月合計	6	3	0	1	0	22



(a) 1998 年



(b) 1983 年



(c) 1992 年

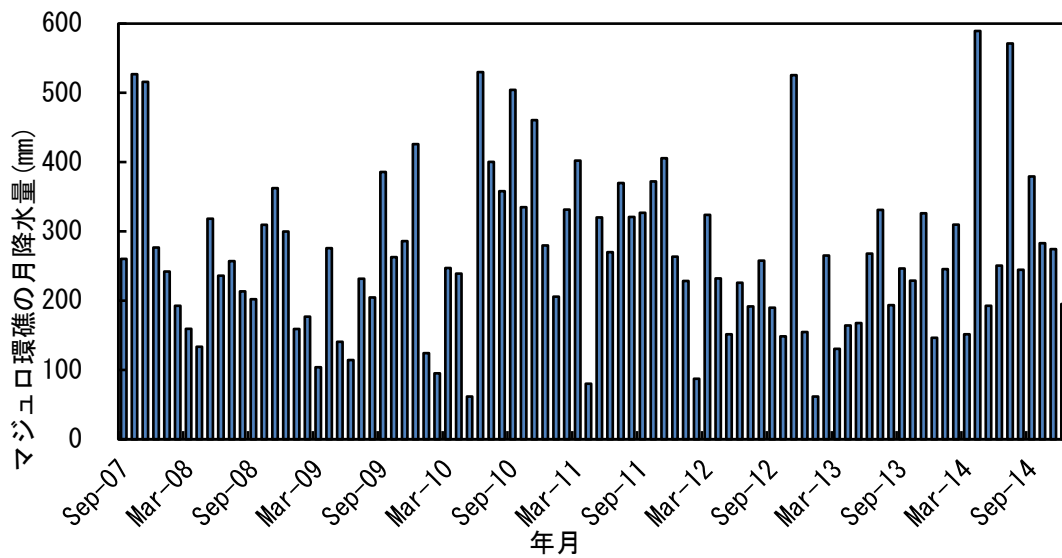
図 2.5 マジュロ環礁における干ばつ年の月降水量

2.3.2 ローラ島

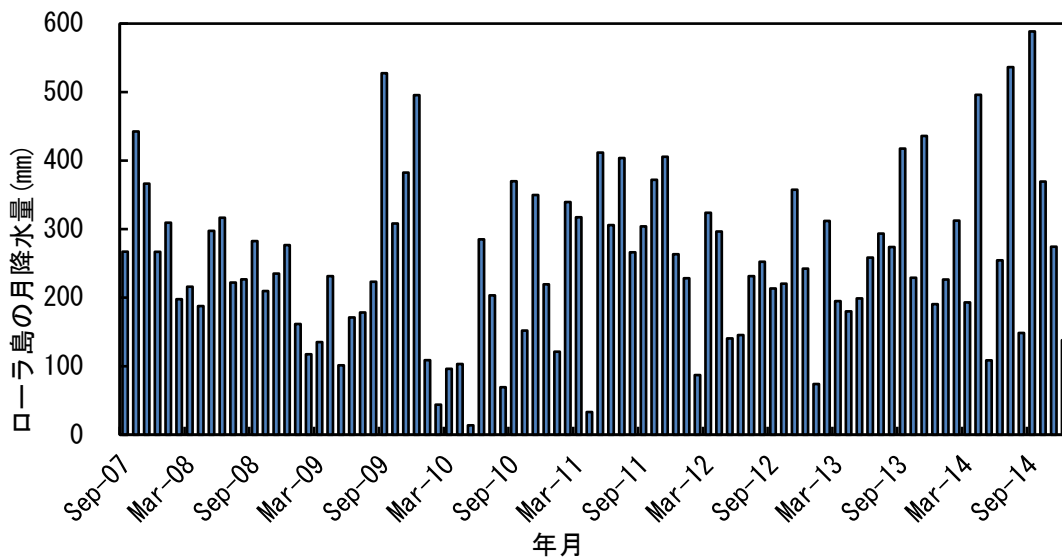
マジュロ環礁とローラ島において観測された 2007 年から 2014 年までの月降水量を図 2.6 に示す。マジュロ環礁に対するローラ島の月降水量の相互相関係数を図 2.7 に記載する。このグラフの横軸はラグ（月数のずれ）を示し、プラスはローラ島の月降水量が前にずれていることを意味する。点線白丸は分子と分母で算定する月数の数をあわせた場合の相互相関係数，実線黒丸は分母が対象とする月数全体の場合の相互相関係数である。月数のラグが 0 の時の相互相関係数は 0.74 であった。ラグの月数がプラスマイナス 20 の範囲で相互相関係数はほぼ一致した。よって，欠測したローラ島の月降水量データはマジュロ環礁の月降水量データで補間をすることが可能である。

マジュロ環礁に対するローラ島における月降水量の相関係数は 0.74 であった。これらの月降水量は強い相関を示した。最小二乗法により，これらの月降水量分布を，切片を 0 とした 1 次関数で近似した。この 1 次関数の相関係数は 0.71 であった。後述するズレが 0 の時の相互相関係数 0.74 とこの値は，ほぼ等しかった。この 1 次関数は，図 2.8(a) に示すとおり，マジュロ環礁のデータの近くに位置する。この期間の総降水量はマジュロ環礁のほうが大きく，ローラ島との差は 4.88% である。よって，ローラ島の月降水量が欠測している時には，マジュロ環礁の月降水量を用いることが可能である。

図 2.8(b) にマジュロ環礁とローラ島における月降水量の両対数（底 10）グラフを示す。このグラフ中の月降水量分布は，実線で示すとおり， \log_{10} ローラ島の月降水量 $= \log_{10}$ マジュロ環礁の月降水量の式で近似しても，この直線の傾きを 0.916 で近似しても差はわずかである。ローラ島の月降水量が欠測している時には，マジュロ環礁の月降水量を用いても問題ないことを確認できた。



(a) マジュロ環礁



(b) ローラ島

図 2.6 マジュロ環礁とローラ島における月降水量

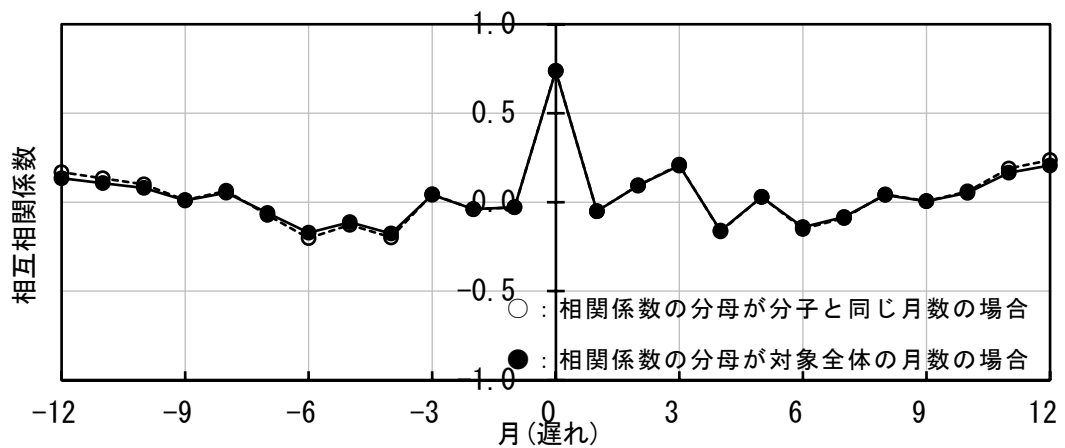
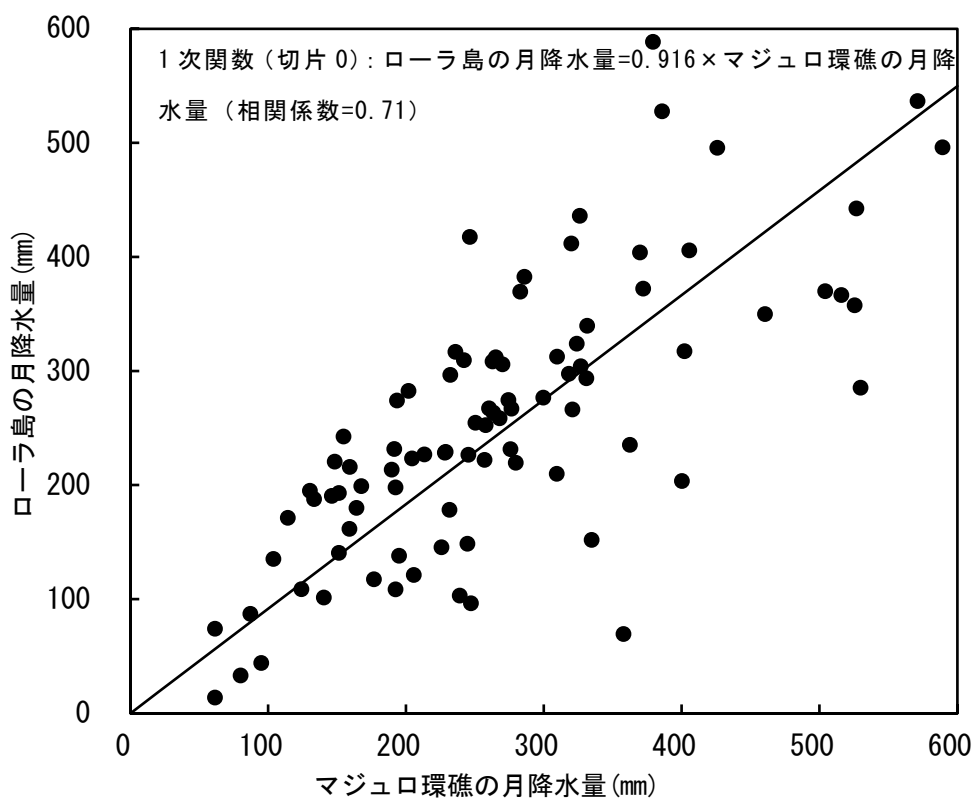
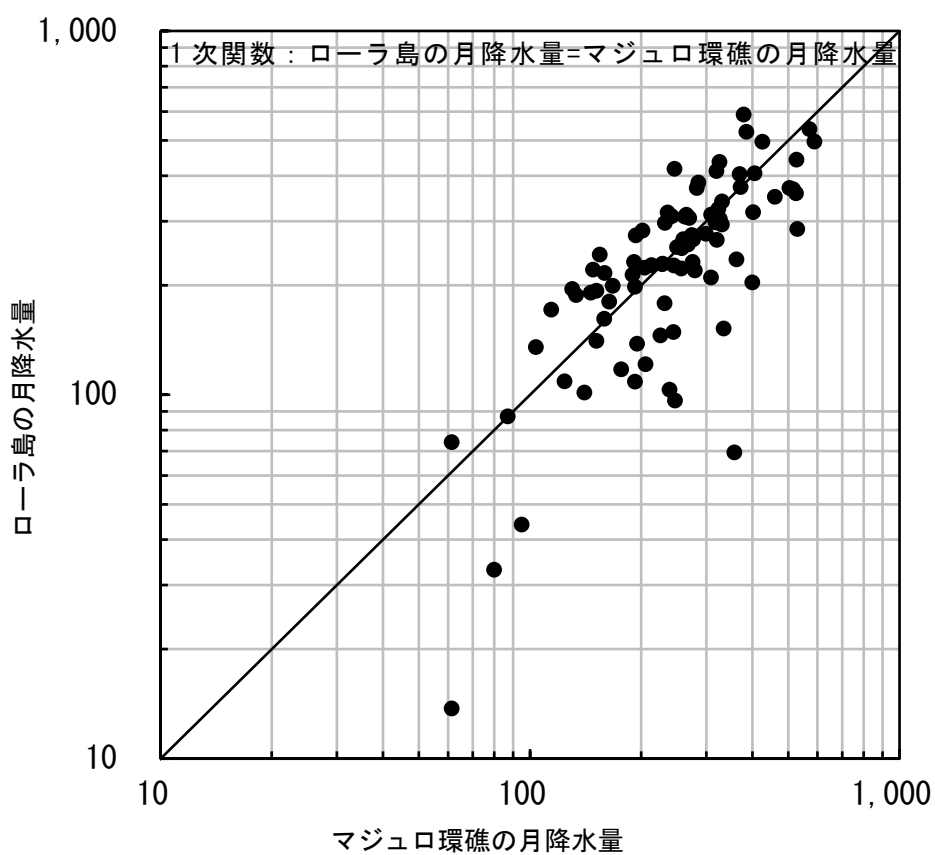


図 2.7 マジュロ環礁に対するローラ島の月降水量の相互相関係数



(a) マジュロ環礁とローラ島における月降水量の相関



(b) マジュロ環礁とローラ島における月降水量の対数の相関

図 2.8 マジュロ環礁とローラ島における月降水量の相関

そこで、次式のとおり、田瀬（1982）の方法により月降水量間の相互相関係数を試算した。2008 年から 2010 年までのマジュロ環礁とローラ島における月降水量の時系列データを用いた。その結果、相互相関係数は 0.74 であった。1～7 月の月ごとの相互相関係数の平均値は 0.77，8～12 月の月ごとの相互相関係数の平均値は 0.56 であった。このように前者が後者よりも高い値を示した理由は、北東貿易風の影響が大きい 1～7 月の風向・風速の影響を受けたためである。

$$R = \frac{\sum_{j=1}^{12} \{\rho_j u_j v_j + (m_j - m)(n_j - n)\}}{\sqrt{U^2 + \frac{1}{12} \sum_{j=1}^{11} \sum_{k=j+1}^{12} (m_j - m_k)^2} \sqrt{V^2 + \frac{1}{12} \sum_{j=1}^{11} \sum_{k=j+1}^{12} (n_j - n_k)^2}} \quad \dots \dots \dots (2.1)$$

R ：月降水量（ X_{ij} と Y_{ij} ）間の相関係数

j ：月

m_j, n_j ：各月の平均降水量

u_j, v_j ：各月の降水量の標準偏差

ρ_j ：各月ごとの降水量間の相互相関係数

m, n ：各月の平均降水量の年平均

$$U = \sqrt{\frac{1}{12} \sum_{j=1}^{12} u_j^2}$$

$$V = \sqrt{\frac{1}{12} \sum_{j=1}^{12} v_j^2}$$

第3章 研究方法

3.1 地下水の動態観測

ガイベン・ヘルツベルグ (Ghyben-Herzberg) の法則によると、淡水レンズの塩淡水境界深度は地下水位標高に比例する (Hubbert, 1940; Vacher, 1988 等)。その淡水レンズの塩淡水境界深度は、降雨の浸透や海洋の潮汐等による一時的な変化だけではなく、地下水観測に基づく長期的な変化も考慮して推定される必要がある (Schneider and Kruse, 2001)。石灰岩の溶解や再結晶等による不均質な構造のため、島嶼の石灰岩帯水層の透水性は一様ではない (LeGrand and Stringfield, 1971)。また、淡水レンズの塩淡水境界深度は、透水性が高い帯水層では浅く、透水性が低い帯水層では深いことが多い (Vacher, 1978; Ayers, 1998 等)。この淡水レンズの塩淡水境界深度は、地下水観測井を設置し、地下水の電気伝導度を深度別のスクリーンで測定することにより、観測されてきた (Rotzoll et al., 2010 等)。深度別地下水観測井の例を図 3.1 に示す (White and Falkland, 2010)。この観測井では深度別の水理水頭も観測でき、地下水流動が推定できる。

マーシャル諸島共和国で大干ばつが 1998 年に発生した。ローラレンズの中心部においてアップコーニングがこの年に観測された。ローラレンズの形状、その平面的塩淡水境界 (地下水面上の塩淡水境界の位置)、及び貯留量を把握するため、地下水の電気伝導度、水圧、及び水位を観測する必要がある。本章では、地下水観測井、及び浅井戸で測定された電気伝導度の観測結果を用いて、淡水レンズの塩淡水境界の観測計画、及びその観測手法の詳細を記載する。また、電気伝導度を簡易かつ迅速に観測するため、自動観測機材として EC センサー (シュランベルジャー社 CTD ダイバー水位計)、手動観測機材として EC 測定用セル (WTW 社 TetraCon4 極 20m ケーブル)、及び EC メータ (WTW 社 ProfiLineCond) を用い、1mS/m の位まで電気伝導度を読み取った。地下水観測井サイトにおいてローラレンズの塩淡水境界深度の時系列変化を、また、浅井戸においてローラレンズの平面的塩淡水境界を観測し、ローラレンズの形状、貯留量、及びその時系列変化を算定した。

本研究では、ローラレンズの塩淡水境界を 1998 年に観測するため、USGS により施工された 10 箇所の地下水観測井サイトの地下水観測井を使用した。これらの地下水観測井は、先端に設置されたスクリーンの深度が異なり、各地下水観測井サイトに 2~4 本設置されていた。これらの地下水観測井の既往の観測結果 (Presley, 2005) を利用するとともに、引き続き、手動観測による地下水観測データ収集を行なった。また、地下水観測井の開口深度に EC センサーを設置して、連続的な自動観測も行なった。さらに、ローラレンズの平面的塩淡水境界を観測するために住民の浅井戸を選定した。

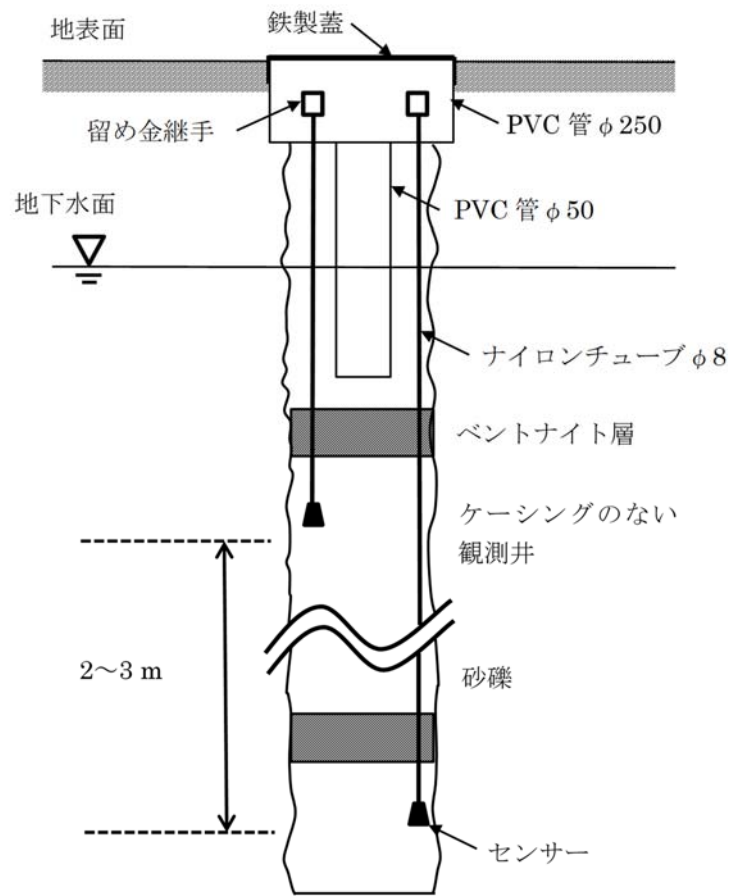


図 3.1 多層式の地下水観測井の構造図
(出典 White and Falkland (2010)に加筆)

地下水観測井サイト、住民の浅井戸、取水井、及び基準点の位置図を図 3.2 に示す。主要な地下水観測項目は、1998 年の Presley (2005) の研究では塩化物濃度であったが、本研究では電気伝導度である。地下水観測井では手動観測により水位を、また自動観測により水圧を観測した。また、住民の浅井戸では手動観測により水位を観測した。地下水観測井でも住民の浅井戸でも、水位は管頭から地下水面までの距離である。オールストレーナタイプの地下水観測井 No. 6-50、及び No. 10-54 は、2009 年に追加設置した新たな地下水観測井である。これらの新たな地下水観測井では EC センサーにより水圧と電気伝導度の自動観測を行った。また、EC 測定用セルを新たな地下水観測井内で降下させ EC メータにより管頭から 1m 間隔で電気伝導度の手動観測を行った。加えて、ダブルパッカーと EC センサーを併用して、電気伝導度の時系列変化の自動観測を行った。その結果、地下水観測井内の電気伝導度の鉛直分布が明らかとなった。なお、観測された水圧にデータ設置標高を加え、大気圧を差し引いて水位を算定したが、塩分濃度による密度の変化は考慮しておらず、最大で 3%程度の誤差を含む可能性がある。さらに、水位の手動観測を行うため、ミリオン水位計（ヤマヨ測定機社テープ長さ 10m）を用いた。ミリオン水位計は、プローブパイプの先端が地下水面に達するとその中のセンサーが水を検知してブザーが鳴る。プローブパイプの先端部より 10mm 手前にセンサーが設置されている。この水位計で地下水観測井の水位を 1cm の位まで読み取った。

外洋サイドにおけるローラレンズの塩淡境界を明らかにするため、ローラレンズの塩淡境界をはさんで淡水（ローラレンズ）側と塩水（外洋）側に位置する住民の浅井戸をそれぞれ選定した。図 3.3 にローラ島の外洋サイドにおいてローラレンズの塩淡境界の座標を算定するために使用した 19 箇所の住民の浅井戸の位置を記載した。一方、礁湖サイドのローラビーチにおいて深さ 1~1.5m 程度の試掘を行い、地下水の電気伝導度を観測した。

アップコーニングが発生したローラレンズ中心部の地下水流動を把握するため、1985 年における地下水観測井の既往の観測結果 (Hamlin and Anthony, 1987) を利用するとともに、引き続き、手動観測による地下水観測データを収集した。主要な地下水観測井サイトは、Hamlin and Anthony (1987) の研究では No. D, E, 及び F であったが、本研究では 1998 年に施工された No. 4, 5, 6, 及び 10 である。地下水観測井サイト No. D, E, 及び F は現存せず、それらの位置は地下水観測井サイト No. 4, 5, 及び 6 から、それぞれ、20m 東、50m 東、及び 40m 西に位置した (Presley, 2005)。1985 年に使用された地下水観測井のスクリーンの長さは 0.76m であるが (Hamlin and Anthony, 1987), 1998 年に施工された地下水観測井のスクリーンの長さは 0.6m である (Presley, 2005)。アップコーニング発生後の観測時期は、2012 年 8 月、及び 10 月である。観測項目はほぼ同じであるが、地下水観測井の設置位置、サイト数、スクリーン深度、及び構造が異なる。

地下水観測井の諸元や管頭標高等を記載した地下水観測井一覧表を表 3.1 に示す。本研究では基準点を起点とする水準測量を行い、これらの管頭標高を調査した。地下水観測井サイトの地表面標高は、各地下水観測井サイト中央部の地盤標高である。ローラ島の基準点は、国立研究開発法人国立環境研究所により 2006 年に設置された（大西ら，2008）。アマタカブア国際空港とアジェルタケ地区における海水面の平均的な観測値が標高 0m と設定され、空港からローラ島まで水準測量が実施された結果、基準点の高さが標高で表された。また、測点の緯度・経度を測定するためにステティック法の D-GPS 測量が実施された。USGS が施工した地下水観測井サイト No. 1～10 における地下水観測井の構造を図 3.4 に示す。手動、及び自動観測による地下水観測期間を表 3.2 に記載する。

地下水観測井の開口深度に EC センサーを設置し、毎時 0 分に 1 時間間隔で電気伝導度と水圧の自動観測を行った。おおむね月に 1 回、水位計のセンサーを地下水面まで降ろして地下水観測井の水位の手動観測を行った。EC セルを地下水観測井の開口深度、及び地下水面直下に降ろして EC メータによる電気伝導度の手動観測を行った。

ローラレンズの形状変化を調査するため、地下水観測井 No. 6-50、及び No. 10-54 を設置し、それらの全層で塩淡境界深度の観測を行った。地下水観測井サイト No. 6、及び地下水観測井 No. 10 ではローラレンズがある程度の厚さを持っていた。そのため、これらの地下水観測井を設置する場所として、地下水観測井サイト No. 6、及び No. 10 を選定した。地下水観測井 No. 6-50 の掘進長は 15.28m で、この深度は同じ地下水観測井サイトの中で最も深い地下水観測井 No. 6-48 の深度とほぼ同じであった。地下水観測井 No. 10-54 の掘進長は 16.45m で、この深度は同じ地下水観測井サイトの中で最も深い地下水観測井 No. 10-53 の深度とほぼ同じであった。このように深度を決定した理由は、同じサイトに設置された既存の観測井の中で最深の地下水観測井の深度まで掘削しても、電気伝導度の高い被圧地下水が上昇することはないからであった。

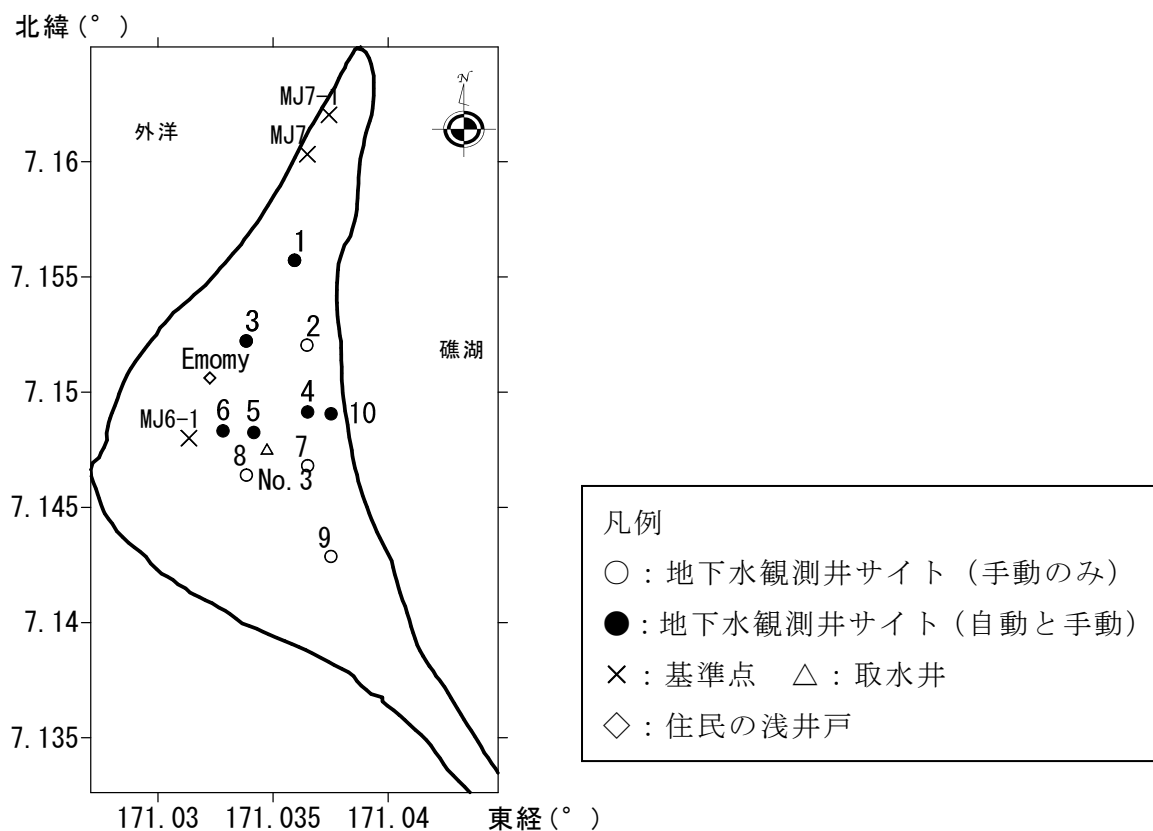


図 3.2 地下水観測井サイト，住民の浅井戸，取水井，及び基準点の位置図

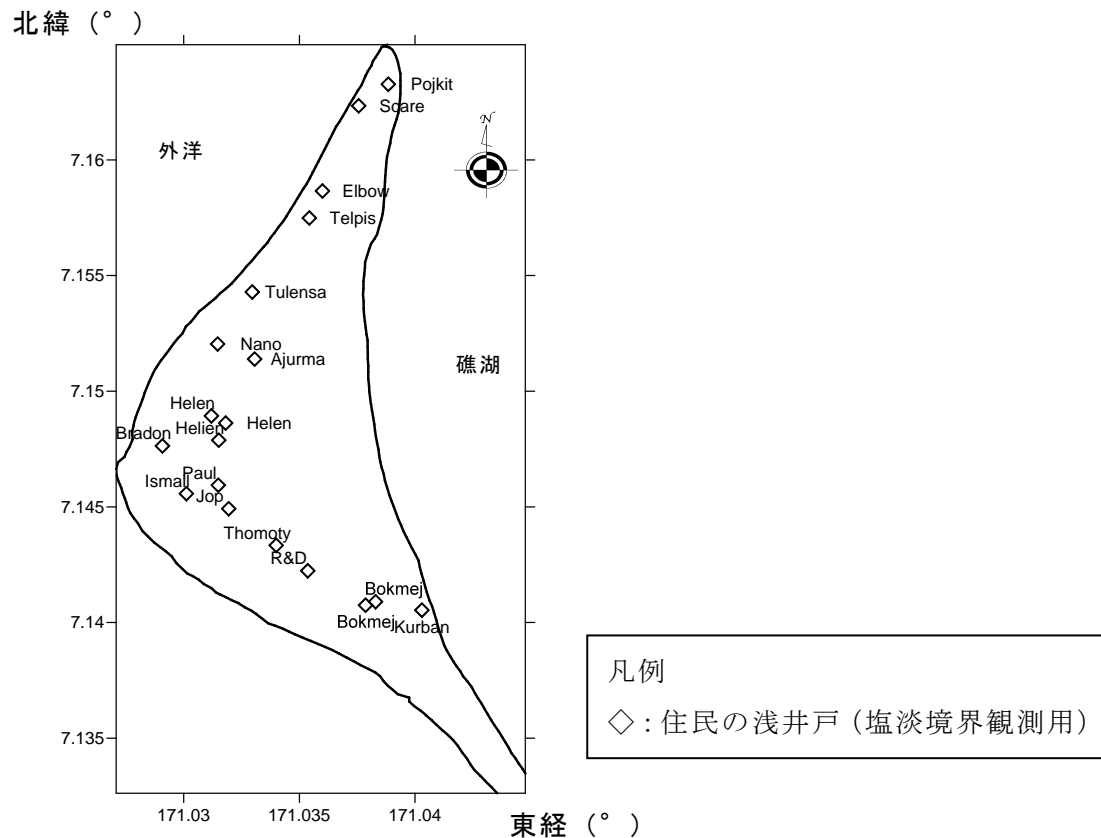


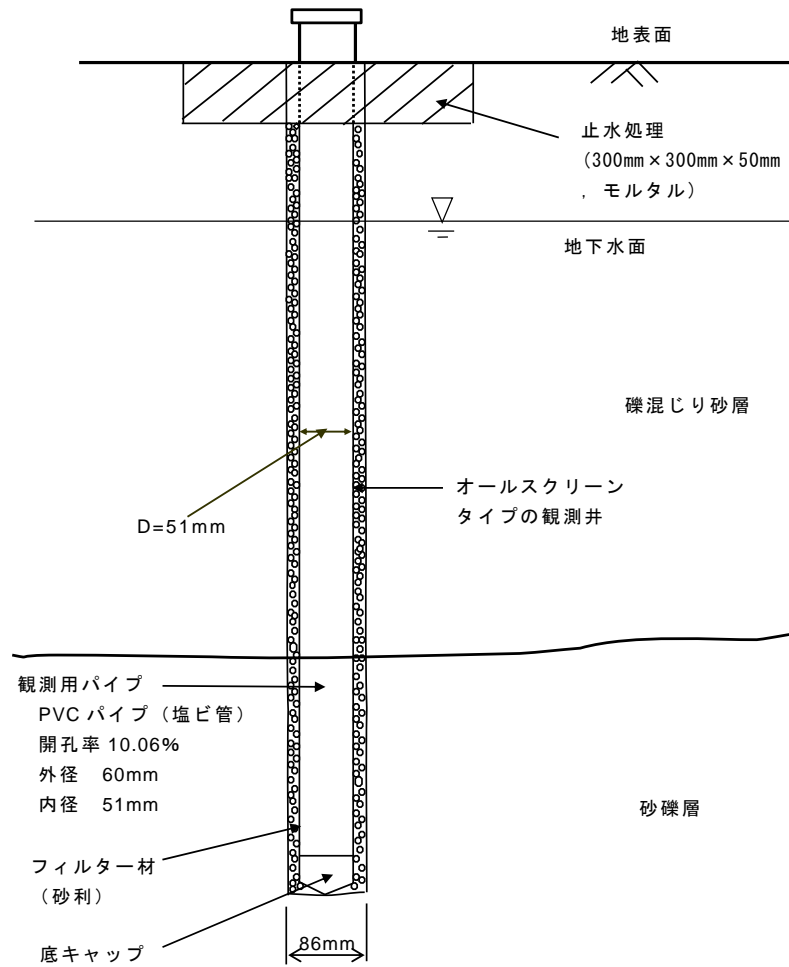
図 3.3 ローラレンズ塩淡水境界観測井の位置図

表 3.1 地下水観測井一覧表

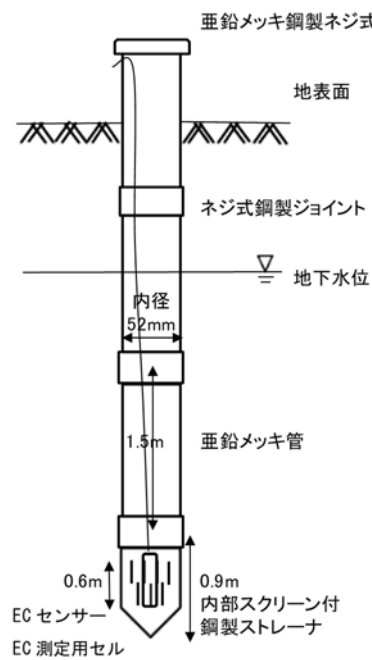
(a) 地下水観測井

項目 孔番号	観測井番 号	観測年	地表面標 高 (m)	管頭標 高 (m)	スクリーン深 度標高 (m)	観測項目
No. 1	No. 1-33	2007～	1.70	1.81	-8.25	EC, 水位, 水圧
	No. 1-43	2007～		1.75	-11.36	EC, 水位, 水圧
No. 2	No. 2-23	2007～	2.02	2.15	-4.86	EC, 水位
	No. 2-28	2007～		2.76	-5.77	EC, 水位
	No. 2-33	2007～		2.10	-7.96	EC, 水位
	No. 2-43	2007～		2.16	-10.95	EC, 水位
No. 3	No. 3-18	2007～	2.50	2.91	-2.58	EC, 水位
	No. 3-28	2007～		2.57	-5.96	EC, 水位, 水圧
	No. 3-38	2007～		3.31	-8.27	EC, 水位, 水圧
	No. 3-48	2007～		2.50	-12.13	EC, 水位
No. 4	No. 4-18	2007～	2.32	2.54	-2.94	EC, 水位, 水圧
	No. 4-48	2007～		2.41	-12.22	EC, 水位, 水圧
	No. 4-58	2007～		2.38	-15.30	EC, 水位, 水圧
	No. 4-68	2007～		3.03	-17.70	EC, 水位, 水圧
No. 5	No. 5-18	2007～	1.33	1.40	-4.09	EC, 水位, 水圧
	No. 5-28	2007～		1.41	-7.12	EC, 水位, 水圧
	No. 5-33	2007～		1.46	-8.60	EC, 水位, 水圧
	No. 5-48	2007～		1.44	-13.19	EC, 水位, 水圧
No. 6	No. 6-33	2007～	1.96	2.01	-8.05	EC, 水位, 水圧
	No. 6-43	2007～		2.05	-11.06	EC, 水位
	No. 6-48	2007～		1.99	-12.64	EC, 水位, 水圧
	No. 6-50	2009～		2.34	-13.03 までの 全層	EC, 水位, 水圧
No. 7	No. 7-28	2007～	2.02	2.17	-3.32	EC, 水位
	No. 7-33	2007～		2.27	-13.88	EC, 水位
	No. 7-48	2007～		2.21	-16.99	EC, 水位
No. 8	No. 8-28	2007～	1.45	1.52	-7.01	EC, 水位
	No. 8-38	2007～		1.56	-10.02	EC, 水位
	No. 8-58	2007～		1.53	-16.15	EC, 水位
No. 9	No. 9-28	2007～	2.06	2.80	-5.73	EC, 水位
	No. 9-33	2007～		3.19	-6.87	EC, 水位
	No. 9-43	2007～		2.03	-11.08	EC, 水位
No. 10	No. 10-13	2007～	2.30	2.34	-1.62	EC, 水位, 水圧
	No. 10-43	2007～		2.39	-10.72	EC, 水位, 水圧
	No. 10-54	2009～		2.58	-13.55 までの 全層	EC, 水位, 水圧

備考) 地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 はオールスクリーンタイプに分類される。これらは閉塞されたため、影響を無視できる。地下水観測井サイト No. 9, 及び No. 10 におけるローラレンズの塩淡境界深度の下限は最もスクリーン深度が深い地下水観測井 No. 9-43, 及び No. 10-54 が使用できなくなったため、現在と 1998 年では異なる。



(a) 地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54



(b) 上記以外の地下水観測井

図 3.4 地下水観測井の構造図

表 3.2 手動，及び自動観測による地下水観測期間

(a) 手動観測

年月 孔番号	Jan-08	Jul-08	Dec-08	Jan-09	Feb-09	May-09	Jun-09	Jul-09	Aug-09	Sep-09	Oct-09	Nov-09	Dec-09	Jan-10	Feb-10
1-33	22		14			18									
1-43	22	30				18	9	29	27	9	27	24	24		
2-23	22	30	14			18					27				
2-28	22														
2-33	22		14	不明	不明	18	9	29	27	9	27	24	24		
2-43	22		14			18					27				
3-18	22		14	不明	不明	18	9	29	27	9	27	24	24		
3-28	22					18									
3-38	22		14			18					27				
3-48	22	30	14			18									
4-18	21		14								27				
4-48	21										27				
4-58	21		14								27				
4-68	21		14								27				
5-18	21		14								27				
5-28	21		17								27				
5-33	21	31	17								27				
5-48	21	31									27				
6-33	21	31	16				22-30	1-12,19,26,31 5,10,13,14-31	1,2,13,9,27	11,12,14,15,19,26,31	2,3,16,28	9,17,26	2,10,18	8,16,23,27,28	
6-43	21		16				22-30	1-12,19,26,31 5,10,13,14-31	1,2,13,9,27	11,12,14,15,19,26,31	2,3,16,28	9,17,26	2,10,18	8,16,23,27,28	
6-48	21	31	16				22-30	1-12,19,26,31 5,10,13,14-31	1,2,13,9,27	11,12,14,15,19,26,31	2,3,16,28	9,17,26	2,10,18	8,16,23,27,28	
6-50							30	1-12,19,31 5,10,13,14-31	1,2,13,9,27	11,12,14,15,19,26,31	2,3,16,28	9,17,26	2,10,18	8,16,23,27,28	
7-18		31	16	不明	不明	18	9	29	27	9		24	24		
7-53	22		16			18									
7-63	22					18									
8-28	22	31	16	不明	不明	18	9	29	27	9	27	24	24		
8-38	22		16			18									
8-58	22	31	16			18									
9-28	22	31	16	不明	不明	18	9	29	27	9	27	24	24		
9-33	22					18	9	29	27	9	27	24	24		
9-43	22					18	9	29	27	9	27	24	24		
10-13	22	31	16				22-30	1-12,19,26,31 5,10,13,14-31	1,2,13,9,27	11,12,14,15,19,26,31	2,3,16,28	9,17,26	2,10,18	8,16,23,27,28	
10-43	22	31	16				22-30	1-12,19,26,31 5,10,13,14-31	1,2,13,9,27	11,12,14,15,19,26,31	2,3,16,28	9,17,26	2,10,18	8,16,23,27,28	
10-54								3-12,19,31 5,10,13,14-31	1,2,13,9,27	11,12,14,15,19,26,31	2,3,16,28	9,17,26	2,10,18	8,16,23,27,28	
観測月	○	○	○			○	○	△			○	△			△

表 3.2 手動，及び自動観測による地下水観測期間（続き）

年月 孔番号	Mar-10	Apr-10	May-10	Jun-10	Jul-10	Aug-10	Sep-10	Oct-10	Nov-10	Dec-10	Jan-11	Feb-11	Mar-11	Apr-11	May-11
1-33	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
1-43	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
2-23	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
2-28	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25			25
2-33	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	39	27	25
2-43	7	22		30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
3-18	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
3-28	7	22		30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
3-38	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
3-48	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
4-18	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
4-48	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
4-58	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
4-68	7	22	6		26		23	18	23		27	25	29	27	25
5-18	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
5-28	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
5-33	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
5-48	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
6-33	1,3,5,7, 11	16,17,28			29		23	1,7,9,16 ,18,26	7,21		9,23	25	1	27	3,5,6,16 ,25
6-43	1,3,5,7, 11	16,17,28			29		23	1,7,9,16 ,18,26	7,21		9,23	25	1	27	3,5,6,16 ,25
6-48	1,3,5,7, 11	16,17,28			29		23	1,7,9,16 ,18,26	7,21		9,23	25	1	27	3,5,6,16 ,25
6-50	1,3,5,7, 11	16,17,28			29		23	1,7,9,16 ,18,26	7,21		9,23		1	28	3,5,6,16
7-18	7	22	6	30	26		23	18			27	25	29	27	25
7-53	7	22	6	30	26		23	18			27	25	29	27	25
7-63	7	22	6	30	26		23	18			27	25	29	27	25
8-28	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
8-38	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
8-58	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	
9-28	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
9-33	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
9-43	7	22	6	30	26		23	18	23		27	25	29	27	25
10-13	2,4,6,7	16,17,28			29		23	1,7,9,16 ,18,26	7,21		9,23	25	1	27	15,25
10-43	2,4,6,7	16,17,28			29		23	1,7,9,16 ,18,26	7,21		9,23	25	1	27	15,25
10-54	2,4,6,7	16,17,28			29		23	1,7,9,16 ,18,26	7,21		9,23	25	1	27	15
観測月	○	○						○				○	△	○	△

表 3.2 手動，及び自動観測による地下水観測期間（続き）

年月 孔番号	Jun-11	Jul-11	Aug-11	Sep-11	Oct-11	Nov-11	Dec-11	Jan-12	Feb-12	Mar-12	Apr-12	May-12	Jun-12	Jul-12	Aug-12
1-33	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		24
1-43	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		24
2-23	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
2-28	23	25	22	21	20	28	19	16	15		18	15			
2-33		25	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
2-43		25	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
3-18	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
3-28	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
3-38	23	25	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
3-48	23	25	22	21	20	28	19	16			18	15	12		28
4-18	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
4-48	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
4-58		25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
4-68	23	25	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
5-18	23	25	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
5-28		25	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
5-33	23	25	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
5-48	23	25	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
6-33	23	26	22	21	20	28	19	16	15	7	18	15	12		28
6-43	23	26	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
6-48	23	26	22	21	20	28	19	16	15		18	15	12		28
6-50					11			12,15		6,7	18				28
7-18	23	26	22	21	20	28	19	16	15	7	19	15	12		28
7-53	23	26	22	21	20	28	19	16	15		19	15	12		28
7-63	23	26	22	21	20	28	19	16	15		19	15	12		28
8-28	23	26	22	21	20	28	19	16	15	7	19	15	12		28
8-38	23	26	22	21	20	28	19	16	15		19	15	12		28
8-58		26	22	21	20	28	19	16	15		19		12		28
9-28	23	26	22	21	20	28	19	16	15	7	19	15	12		28
9-33	23	26	22	21	20	28	19	16	15		19	15	12		28
9-43	23	26	22	21	20	28	19	16	15		19	15	12		28
10-13	23	26	22	21	20	28	19	16	15	7	19,25	15			28
10-43	23	26	22	21	20	28	19	16	15		19,25	15			28
10-54			22					15		6,7	25				28
観測月			○		○			○		○	○				○

表 3.2 手動，及び自動観測による地下水観測期間（続き）

年月 孔番号	Sep-12	Oct-12	Nov-12	Dec-12	Jan-13	Feb-13	Mar-13	Apr-13	May-13	Jun-13	Jul-13	Aug-13	Sep-13	Oct-13	Nov-13
1-33		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
1-43		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
2-23		23				18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
2-28					21										
2-33		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
2-43		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
3-18		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
3-28		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
3-38		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
3-48		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
4-18		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
4-48		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
4-58		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
4-68		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
5-18		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
5-28		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
5-33		23			21	18	5	25	17	18	16	14		25	
5-48		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	
6-33		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
6-43		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
6-48		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
6-50		20					1	25					16		
7-18		23			21										
7-53		23			21	18									
7-63		23			21										
8-28		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
8-38		23			21		5	25	17		16	14	13	25	26
8-58		23				18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
9-28		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
9-33		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13	25	26
9-43		23			21	18	5	25	17	18	16	14	13		
10-13		20,23			21	18	1,5	25	17	18	16	14	13,17	25	26
10-43		20,23			21	18	1,5	25	17	18	16	14	13,17	25	26
10-54		20					1	25					17		
観測月		○					○							○	

表 3.2 手動，及び自動観測による地下水観測期間（続き）

年月 孔番号	Dec-13	Jan-14	Feb-14	Mar-14
1-33	10	8	7	7
1-43	10	8	7	7
2-23	10	8	7	7
2-28				
2-33	10	8	7	7
2-43	10	8	7	7
3-18	10	8	7	7
3-28	10	8	7	7
3-38	10	8	7	7
3-48				
4-18	10	8	7	7
4-48	10	8	7	7
4-58	10	8	7	7
4-68	10	8	7	7
5-18	10	8	7	7
5-28	10	8	7	7
5-33				
5-48				
6-33	10	8	7	7
6-43	10	8	7	7
6-48	10	8	7	7
6-50				
7-18				
7-53				
7-63				
8-28	10	8	7	7
8-38	10	8	7	7
8-58	10	8	7	7
9-28	10	8	7	7
9-33	10	8	7	7
9-43				
10-13	10	8	7	7
10-43	10	8	7	7
10-54				
観測月				

凡例

○：地下水観測を合同で行った観測月

△：地下水観測の一部を合同で行った観測月

表の中の数字は日付を示す。

表 3.2 手動，及び自動観測による地下水観測期間（続き）

(b) 自動観測

観測井サ イト No.	観測井番 号	2007 年度	2008 年度	2009 年度	2010 年度	2011 年度	2012 年度	2013 年度
No. 1	No. 1-33					←→		←→
	No. 1-43					←→	→→	←→
No. 3	No. 3-28					←→	←→	
	No. 3-38					←→	→→	←→
No. 4	No. 4-18							★
	No. 4-48					←→	←→	→→
	No. 4-58				✕	←→		→→
	No. 4-68				✕			★
No. 5	No. 5-18					←→	→→	→→
	No. 5-28					←→	←→	←→
	No. 5-33					←→	←→	
	No. 5-48					←→		
No. 6	No. 6-33			←→	✕	←→	←→	←→
	No. 6-43							
	No. 6-48					←→	←→	→→
	No. 6-50			←→		←→	←→	←→
	大気圧計					←→	→→	→→
No. 10	No. 10-13			←→		←→	→→	→→
	No. 10-43						←→	→→
	No. 10-54			←→		←→	←→	→→
	大気圧計			←→	←→	✕	←→	→→

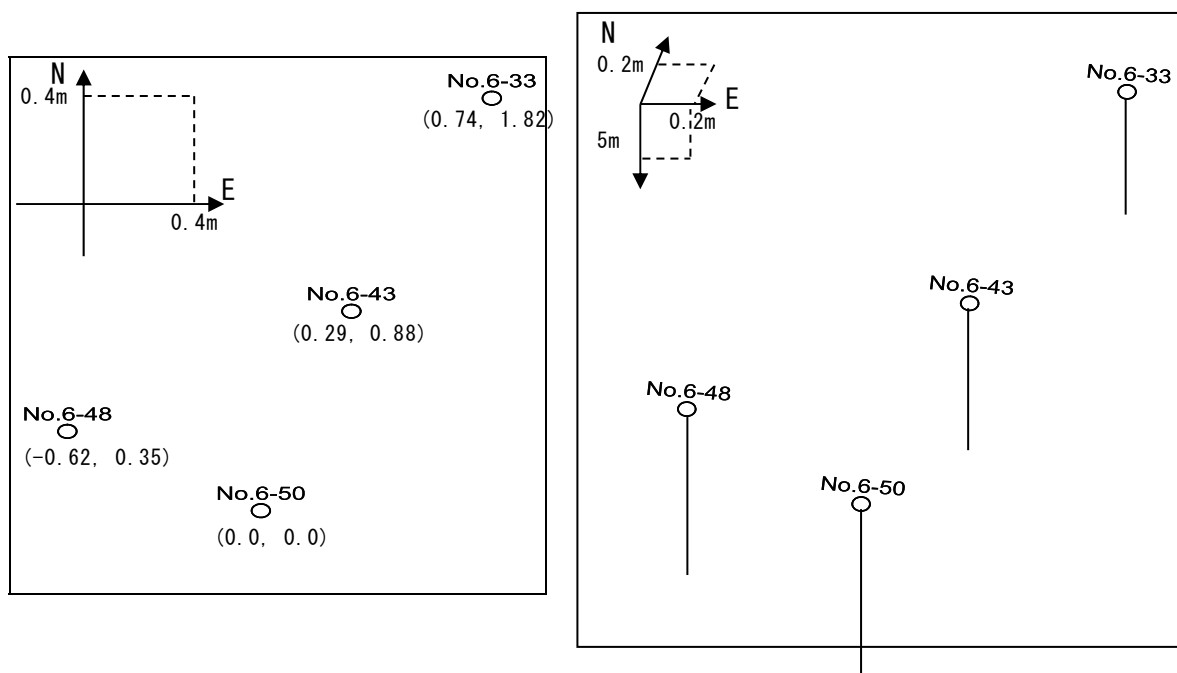
これらの地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 では, 任意の深度で電気伝導度を観測するため, 孔壁保護管として, PVC 製のオールスクリーン管 (内径 51mm, 開口率約 10%) を使用した。地下水観測井サイト No. 6, 及び No. 10 における地下水観測井の配置を図 3.5 に示す。地下水観測井サイト No. 6 では地下水観測井 No. 6-50 を, 地下水観測井サイト No. 10 では地下水観測井 No. 10-54 をそれぞれ原点とする局所座標を m 単位で併記した。地下水観測井の手動観測法を図 3.6 に, 自動観測法を図 3.7 に示す。地下水観測井の管頭を基準として, EC センサーを約 10 秒間に 1m の速さで所定の深度まで降ろし, 電気伝導度を手動で観測した。EC メータにより 1m 間隔で EC センサーの値を読み取り, 地下水観測井内の電気伝導度の連続的な鉛直分布を観測した。

地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 において, ダブルパッカーを設置した。その上下と接続部に EC センサーを配置し, 原則として, 毎時 0 分に 1 時間間隔で電気伝導度の自動観測を行った。また, 水位計のセンサーを地下水面まで降ろして地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 の管頭から地下水面までの水位の手動観測を行った。加えて, EC セルを地下水中に降ろして地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 の管頭から 1m ごとに EC メータによる電気伝導度の手動観測を行った。

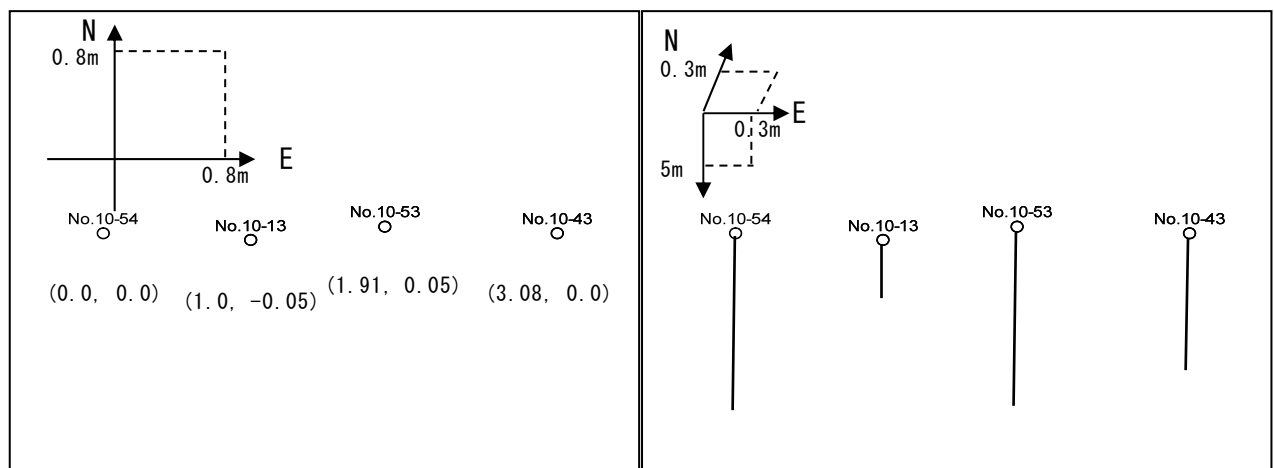
ローラ島は海洋に囲まれた小さな島である。ローラ島の地下水が海洋の潮汐の影響を受けると, 地下水流れが生じて電気伝導度計の値も変化することがある。沖縄県多良間島の地下水観測手法を参考として, EC メータの値が変動する場合には, 10 秒間同じ値を示せばその電気伝導度の値, 5 秒間以上同じ値を示せば 4 回目の電気伝導度の値, まったく同じ値を示さなければ, 2 分経過時点の電気伝導度の値を記録した。EC メータの値を 1mS/m の桁まで読み取った。

地下水観測井の上端には, 鉄製のねじ切り蓋が設置されていた。管頭近くには, 自動観測用の EC センサーをワイヤーで吊すため, 直径 5mm 程度の穴を 2 箇所開けた。このため, 地下水観測井の地下水面が上下に変動しても, 地下水観測井内の圧力は大気圧とほぼ同じ大きさであった。

本研究では, 地下水観測井サイトにおいて塩淡境界の上下に位置する 2 箇所の開口深度の電気伝導度を観測し, 電気伝導度が 200mS/m となる深度を内挿により算定した。その深度がローラレンズの塩淡境界深度である。観測方法や観測項目は 1998 年と現在では異なっており, 3 次元的な位置 (座標) のみが等しい。1998 年の既往の地下水観測結果と現在の地下水観測結果の比較や評価を行う時には, 観測方法の違いによる誤差を考慮するべきである。



(a) 地下水観測井サイト No. 6 の平面図 (左), 及び俯瞰図 (右) (左の図の数値は No. 6-50 を原点とした場合の座標 (m) を示す。右の図の縦線は各観測井の深さを示す。)



(b) 地下水観測井サイト No. 10 の平面図 (左), 及び俯瞰図 (右) (左の図の数値は No. 10-54 を原点とした場合の座標 (m) を示す。右の図の縦線は各観測井の深さを示す。)

図 3.5 地下水観測井サイト No. 6, 及び No. 10 の配置図

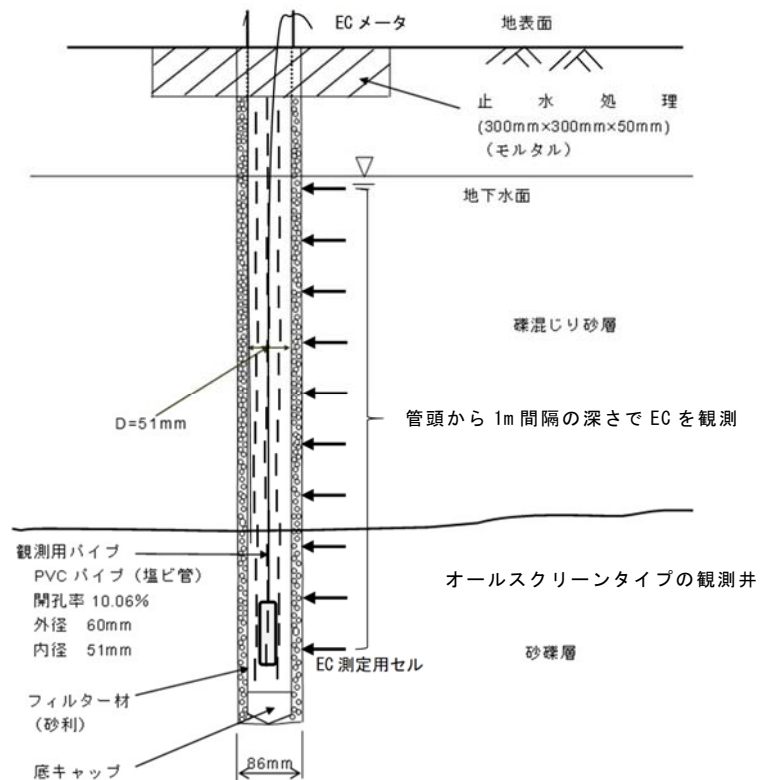


図 3.6 地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 の手動観測法

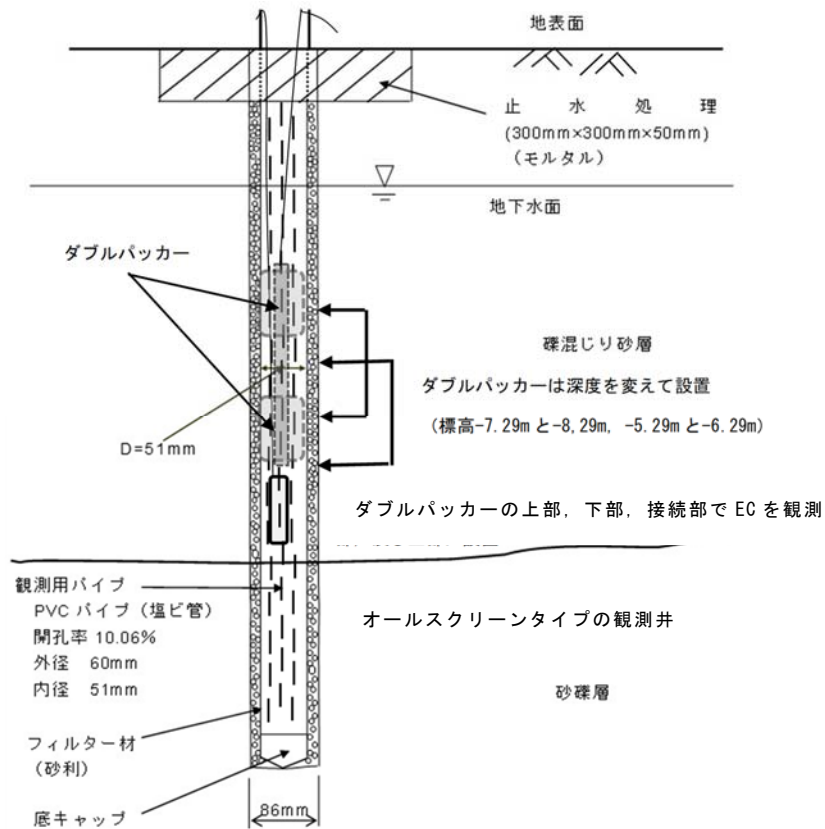


図 3.7 地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 の自動観測法

3.2 数値シミュレーション

3.2.1 揚水試験

地下水揚水井のポンプ揚水量を変化させ、流量と水位の時間変化を測定し、水理パラメータを算定するため、2011年10月、ローラビーチにおいて揚水試験を実施した。図3.8に揚水試験位置図を示す。海岸で揚水試験を実施するため、海水面の潮位変動が地下水揚水井や水位観測井の水位変動に及ぼす影響を考慮した。既存の井戸がないため、地下水揚水井を中心として南0.53mに水位観測井No.1、北1.09mに水位観測井No.2、そして北12.5mに潮位観測用として水位観測井No.3を新規に設置した。各観測井は海岸の波打ち際に位置するため、潮位の影響を同様に受けるよう、ほぼ同じ高さ（標高1.5m）に配置した。地下水面が低い干潮時にエンジンオーガ（日工田中エンジニアリング（株）製ドリルφ100）で地下水面下0.2m程度まで砂地盤を掘削した後、オールスクリーンタイプの塩ビ管φ50を挿入した。地下水が潮位の変動をうけて変動するため、事前に地下水位と潮位の関係を把握して、観測水位の補正を行った。

揚水試験結果の解析を行うため、ソフトウェア“AquaTestPro”（シュランベルジャー社）の中でBoultonの手法（Schlumberger Water Services, 2011）を選択した。この手法の特徴は、揚水井、及び水位観測井が無限大に広がる不圧帯水層中に設置されたと仮定する点にある。また、対数のグラフにプロットした水位低下量－時間の理論解と観測値の誤差を小さくするため、非線形最適化手法の滑降シンプレックス法を用いた。

また、地下水観測井サイトNo.10におけるボーリング調査も併せて行った。

3.2.2 数学的手法

(1) 基礎（支配）方程式

数値シミュレーションは支配方程式の数値積分である。数値シミュレーションに用いたSEAWATモデルの支配方程式は、質量保存則とダルシー則（運動方程式）から導かれる（Guo and Langevin, 2002; Langevin and Guo, 2006）。

質量保全則は、代表的要素体積に蓄積される質量の累計速度が、要素体積を通過する3方向の流量質量、及び湧き出しや汲み上げによる質量交換の和に等しいことを意味し、次式で表される。

$$-\nabla \cdot (\rho \vec{q}) + \bar{\rho} q_s = \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} \quad \dots \dots \dots (3.1)$$

ここで、

∇ : 演算子 $\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$

ρ : 流体密度 (ML^{-3})

\vec{q} : 比流束ベクトル (LT^{-1})

$\bar{\rho}$: 湧き出しやくみ上げの流体密度 (ML^{-3})

q_s : 湧き出しやくみ上げによる帯水層の単位体積あたりの流れ速度 (T^{-1})

θ : 間隙率 (不圧帯水層では比産出率)

t : 時間 (T)

である。

ダルシー則は、比流束が透水係数と動水勾配の積であることを意味し、次式で表される。

$$\left. \begin{aligned} q_x &= -k_{fx} \frac{\partial h_f}{\partial x} \\ q_y &= -k_{fy} \frac{\partial h_f}{\partial y} \\ q_z &= -k_{fz} \left[\frac{\partial h_f}{\partial z} + \left(\frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \right] \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (3.2)$$

ここで、

k_f : 等価淡水透水係数 (LT^{-1})

h_f : 等価淡水水頭 (L)

ρ_f : 淡水密度 (ML^{-3})

q_x, q_y, q_z : 各座標系の比流束 (LT^{-1})

k_x, k_y, k_z : 各座標系に固有の透水係数 (LT^{-1})

である。

支配方程式は、上式から誘導され、次式で表される。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\rho k_{fx} \left(\frac{\partial h_f}{\partial x} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial z}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\rho k_{fy} \left(\frac{\partial h_f}{\partial y} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial z}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho k_{fz} \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \right] = \rho S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \dots \dots \dots (3.3)$$

ここで、

C : 溶質 (塩) の濃度 (ML^{-3})

S_f : 等価淡水貯留係数 (L^{-1})

である。なお、塩水の密度と濃度の間には次の経験式が成り立つ。

$$\rho = \rho_f + EC \quad \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (3.4)$$

ここで、 E は定数（およそ 0.7143）である。

(2) 有限差分法

地下水流れの方程式は、有限差分近似によりマトリックス表示される。水理水頭 h_f は、下記の方程式を解くことによって算定される。

$$[A] \{h_f\} = \{B\} \quad \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (3.5)$$

ここで、

$[A]$: N 行 N 列係数マトリックス

$\{h_f\}$: N 行未知ベクトル

$\{B\}$: N 行既知ベクトル

である。

3.2.3 モデル設計

周囲を大洋と礁湖という海洋に囲まれたローラレンズは、その帯水層の両端部で海洋に接している。ローラレンズは、地下水面下約 1m で東西方向に設置される取水井のシャフトから取水された。シャフトを取り扱うためにサブルーチンのドレインを利用した。

南北の境界、東西の境界、及びモデル底部には、Non-flow boundary が自動的に設定された。また、表層には降水量から算定した涵養量を与えられた。さらに、取水井に取水量と時間の関係を、また、海洋には潮位と時間の関係を設定した。

ローラレンズのアップコーニングが観測されたローラ島中心部の取水井を含む深さ 100m、幅 1,900m、奥行き 220m の範囲を計算領域として取り出した。図 3.9 のとおり、3 次元 SEAWAT モデルの空間的離散化を行った。この計算領域において、鉛直方向に 47 層、東西方向に 177 層、南北方向に 19 層の分割を行った。ローラレンズが存在する範囲には細かなグリッドセルを配置した。取水井に接続された集水用の多孔質パイプの設置深度を標高-1m とした。ローラ島の地質構造は、第 2 章に記載したとおり、3 層構造の異方性を持つ堆積層で構成される。ローラ島の地形に各地下水観測井サイトの水準測量結果を反映した。

Griggs and Peterson (1993) が用いた値を参考として、ローラ島の堆積層の透水係数を設定した。ローラレンズの帯水層を対象として実施した揚水試験結果から、その比産出率を 0.22 とした。分散長は、 X 、 Y 、 Z 方向ともに水の値として標準的な 0.01m と設定した。海洋の流動性を確保するため、その水理パラメータとして、透水係数を

$9.3 \times 10^{-1} \text{m/s}$, 比産出率を 1.0 になるべく近い 0.99, そして, 海洋の塩分濃度を 35,000mg/l の定濃度と設定した (幸田ら, 2014)。

帯水層の初期塩分濃度を 35,000mg/l, 潮位を 0m で一定とし, 1975 年から 1984 年までの平均的な降水量で涵養し, 約 20 年かけてローラレンズを生成した。図 3.10 に示すとおり, 計算開始後約 7,300 日経過した時点で, ローラレンズは, その厚さがほぼ一定となった。また, 図 3.11 に示すとおり, ローラレンズは, 数値シミュレーションにより生成された形状が 1985 年のローラレンズの実測値から推定された形状とかなり一致した。なお, 1985 年のローラレンズの形状は, 図 3.11 中に記載された地下水観測井 D, E, 及び F の地下水観測結果から推定された。1985 年に使用されていたこれらの地下水観測井は, 現存していない。アップコーニングが発生する前のローラレンズ形状の記録が残っているのは 1985 年のみであり, 1985 年のローラレンズの形状をシミュレーションケースの初期状態とした。なお, 数値シミュレーションを早く終了させるため, 定常地下水流れ計算を行い, この計算結果を初期水位として利用した。

3.3 論文の構成

本論文は, 7 つの章から構成される。

第 1 章は, 研究の背景, レビュー, 新規性, 及び目的が記載されている。

第 2 章は, 研究の対象地域であるマーシャル諸島共和国マジュロ環礁における地形・地質, 及び気象・気候の特徴が記載されている。特に, ローラ島とマジュロ環礁における降水量の相関関係を統計的に分析し, ローラ島の降水量が欠測の時には, マジュロ環礁の降水量が代用できることが示されている。

第 3 章は, 本論文の研究方法, 及び構成が記載されている。研究方法は, 地下水の動態観測と数値シミュレーションで構成される。

第 4 章は, 地下水の動態の観測結果が記載されている。地下水観測井における電気伝導度, 及び地下水位の観測方法・結果, ならびにローラレンズの塩淡境界の推定方法・結果が整理されている。アップコーニング発生前後のローラレンズの貯留量の変化から, アップコーニング発生に伴う損失量が推定されている。また, アップコーニング発生前後の水理水頭分布と電気伝導度分布の比較が行われ, アップコーニングの回復に時間を要した要因を記載している。

第 5 章は, 揚水試験, ローラ島の地下水観測井において水理水頭のバリデーション, 塩淡境界を再現し予測するための 4 つのケーススタディによる数値シミュレーションの結果が, それぞれ, 示されている。

第 6 章は, 4 つのケーススタディによる数値シミュレーション結果からローラレンズの持続的利用法, 及び動態管理手法を記載している。取水量や降水量を変えた数値シミュレーションにより, 淡水レンズの持続可能な取水量の算定法やアップコーニング発生メカニズムを明らかにしている。また, 干ばつ時のローラレンズの持続可能

な取水量，ならびに取水に伴う塩淡水境界，地下水流動，及びアップコーニングの変化を示している。地下水の動態観測と数値シミュレーションに基づく考察を行い，アップコーニングの軽減策として，分散取水に基づく新地下水取水システムを提言している。

第7章は，第1章から第6章までに記載した内容を総括し，まとめを記載している。

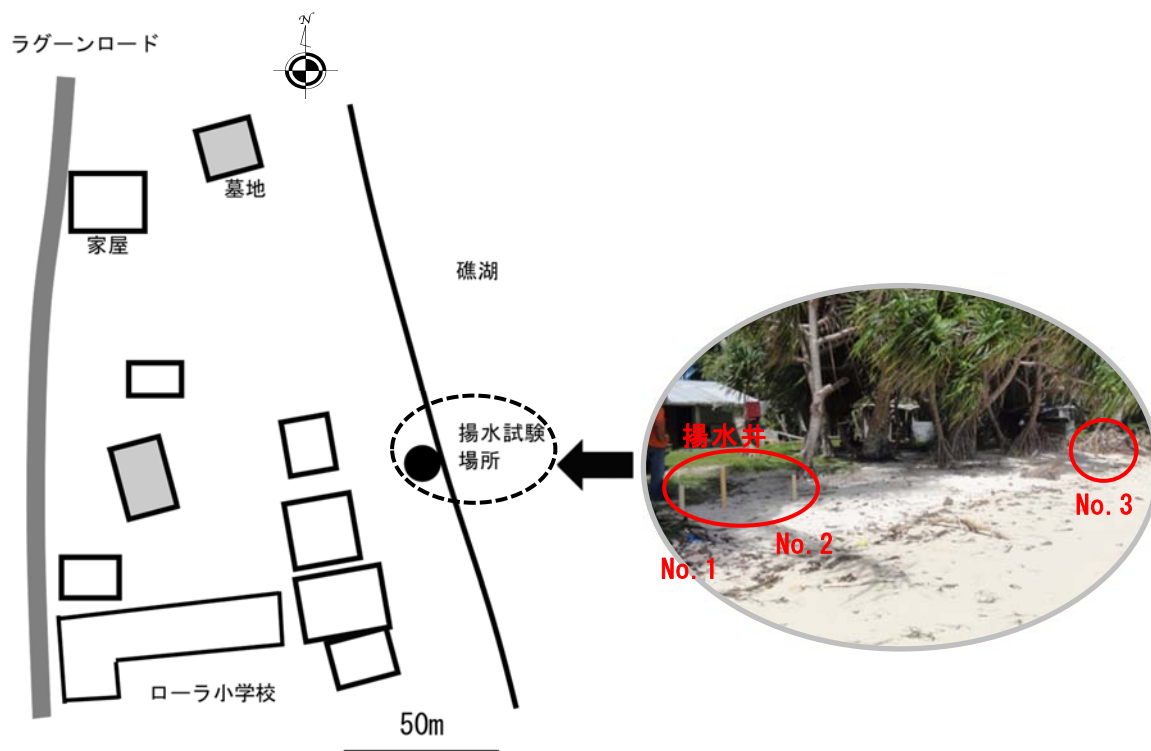
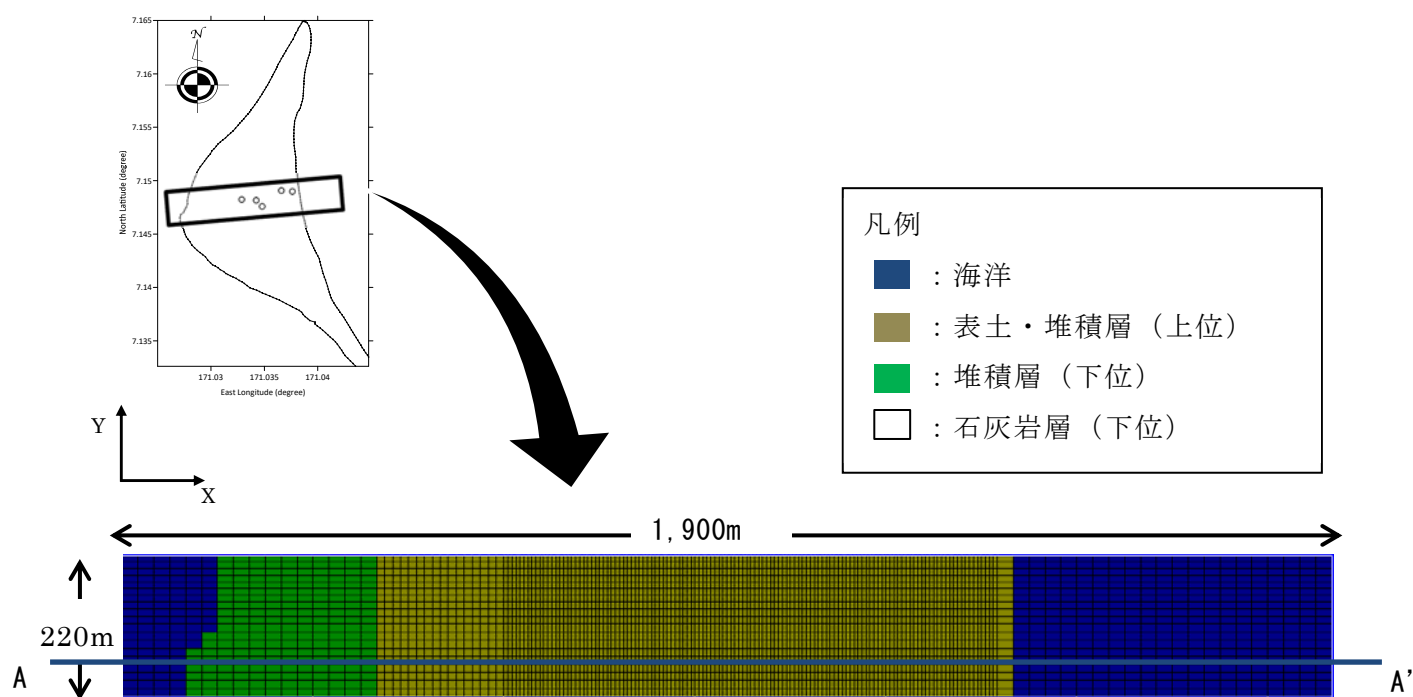
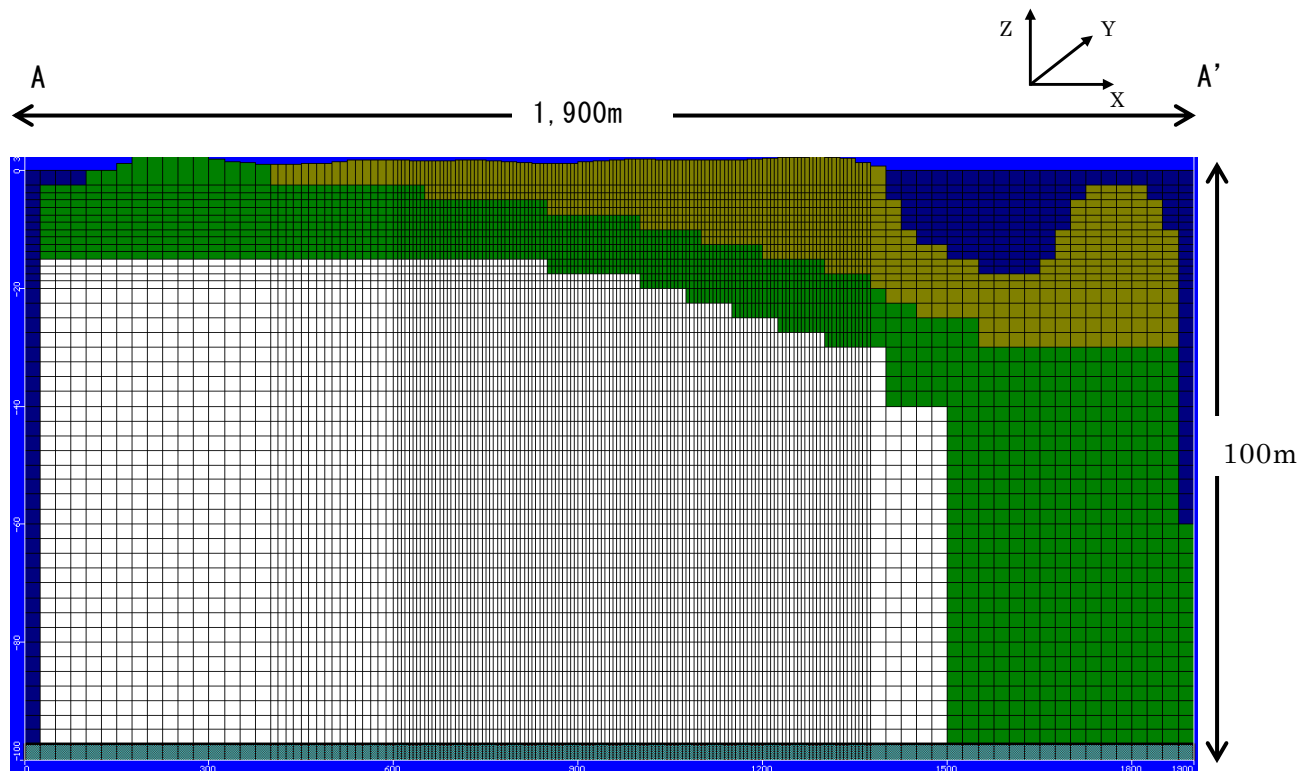


図 3.8 揚水試験の位置図



(a) 平面図

図 3.9 ローラ島中心部付近の空間的離散化



凡例	
	: 海洋
	: 表土・堆積層（上位）
	: 堆積層（下位）
	: 石灰岩層（下位）

地層	透水係数（初期値）
上位堆積層	$K_{xy}=6.9 \times 10^{-4} \text{m/s}$, $K_z=1.2 \times 10^{-5} \text{m/s}$
下位堆積層	$K_{xy}=6.9 \times 10^{-3} \text{m/s}$, $K_z=6.9 \times 10^{-5} \text{m/s}$
下位石灰岩層	$K_{xy}=6.9 \times 10^{-2} \text{m/s}$, $K_z=6.9 \times 10^{-4} \text{m/s}$

(b) 断面図（南北方向 0m 断面）

図 3.9 ローラ島中心部付近の空間的離散化（続き）

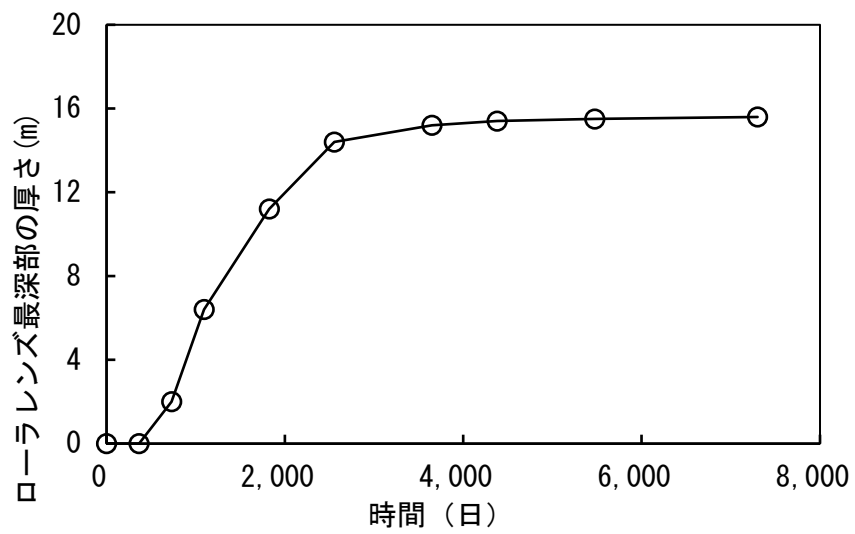
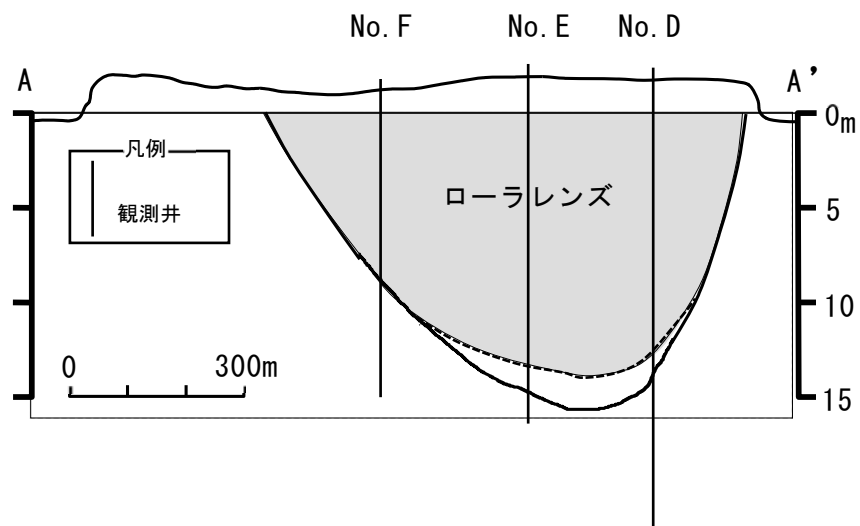


図 3.10 ローラレンズ最深部の厚さの変化



備考) 黒色の破線は1985年のローラレンズの塩淡水境界の観測値 (Presley, 2005), 実線はシミュレーション結果, 縦棒の実線は地下水観測井の位置と深さを示す。測線 A-A' の位置を図 3.9 に記載している。

図 3.11 1985 年のローラレンズの横断面図

第 4 章 地下水の動態に関する観測

4.1 電気伝導度と水理水頭

地下水観測井の電気伝導度と水位は、降雨や潮汐の影響を受けて変化した。ローラ島の帯水層の透水性は深度によって異なる。深度が深い帯水層の透水性は深度が浅い帯水層の透水性に比べて高い。そのため、地下水観測井のスクリーン深度により、電気伝導度と水位の変化が異なった。スクリーン深度が深い地下水観測井は、スクリーン深度が浅い地下水観測井に比べて、潮位の影響により電気伝導度と水位の変化が大きかった。なぜなら、透水性が高い地下深部の地層を通じて潮位が伝搬するためである。また、ローラレンズの交換率は 1.4 回/年であるため、雨季の降水によりローラレンズはおおむね入れ替わる。

本節では、ローラ島の中央断面上に位置する地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 における電気伝導度、及び水位の観測結果を示した。原則として、地下水観測日は月 1 回潮位差が小さいほうの小潮日または長潮日であり、地下水観測井の観測時間は午後であった。地下水観測井の電気伝導度は、地下水観測日によっては、前月の月降水量の影響も受けることもあった。

水位は地下水のポテンシャルを示しており、水理水頭に等しく、不圧地下水面とは異なる。ローラレンズは被圧地下水ではなく、不圧地下水である。地下水の塩分濃度が異なると地下水の密度が異なるため、深さ方向に水理水頭が異なる。このため、地下水観測井のスクリーン深度の電気伝導度は潮汐の影響により上昇したとは限らない。

地下水観測井の構造から、そのスクリーン部の水質は周囲の帯水層の影響を受けた。先端スクリーンタイプの地下水観測井のスクリーン部は、その最深部に 1 箇所しか設置されていない。そのため、地下水観測井のスクリーン部以外では周囲の帯水層の影響は小さかった。一方、周囲の帯水層の電気伝導度に応じて、地下水観測井内の電気伝導度も変化した。地下水観測井中の地下水の容積はスクリーン深度が深いほど大きい。この地下水観測井のスクリーン部の地下水はバッファ（帯水層中の水質の変化を和らげる緩衝部）となり、周囲の帯水層と同じ電気伝導度を示さないことがあった。このため、電気伝導度の高い地下水観測井内の重さと水位差がつりあわなかった。

地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 は、ローラ島のほぼ中心部に位置する。ローラ島の中心部ではローラレンズが厚く、取水井から取水され続けており、塩水化した地下水が利用されていない。また、ローラ島には河川や湖沼はない。海洋から飛来する潮風の影響により、地表面から塩分が地下水に浸透する。その結果、地下水の電気伝導度が上昇した可能性がある。この塩分が大雨によって洗い流された場合には、降水の影響により電気伝導度は小さくなるが、石灰砂に含まれるカルシウムイオンによって地下水の電気伝導度がわずかに増加する。ローラ島の内陸部ではヤシの木やパンの木が繁茂するため、海風の影響が小さいことから、地表の塩分濃度は減

少した。そのため、スクリーン深度が浅い地下水観測井の電気伝導度は小さい値で安定する傾向にあった。

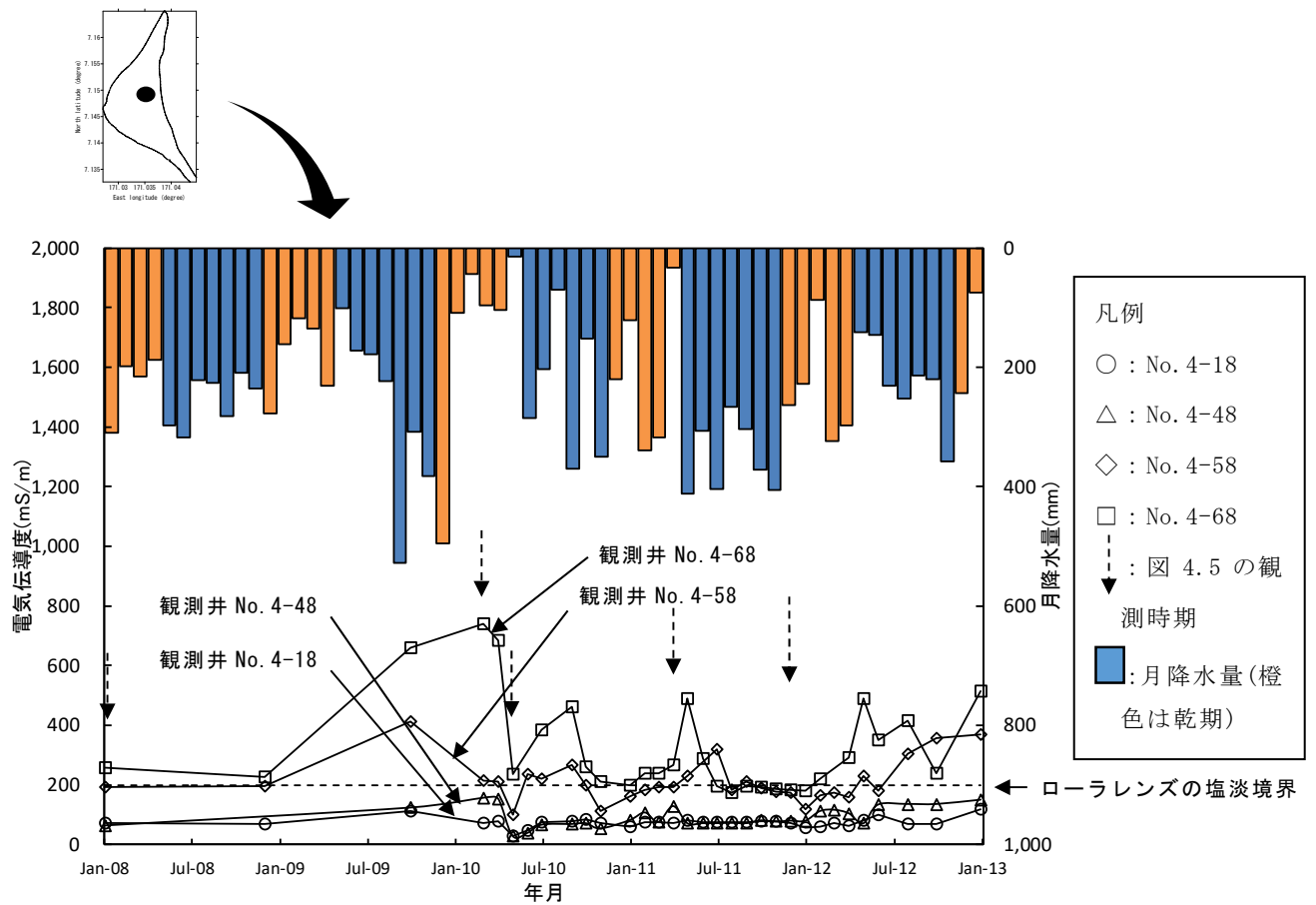
図 4.1 に地下水観測井サイト No. 4 における各地下水観測井の電気伝導度、及び水理水頭の時系列変化を示す。地下水観測井サイト No. 4 は、取水井 No. 3 の影響圏外に、また、ローラ島の中心部を東西に横断する道路の北側に位置する。地下水観測井サイト No. 4 では、ローラレンズの厚さがこの断面上で最も大きい。

図 4.1(a) に地下水観測井サイト No. 4 における 2008 年 1 月から 2013 年 1 月までの電気伝導度の変化を示す。スクリーン深度標高-15.30m の地下水観測井 No. 4-58 とスクリーン深度標高-17.70m の地下水観測井 No. 4-68 の電気伝導度を比較すると、スクリーン深度の標高差が 2.40m あるにもかかわらず、2011 年 7 月、及び 2012 年 10 月の電気伝導度の大きさが逆転した。しかし、それらの観測年月以外では、地下水観測井サイト No. 4 の地下水観測井の電気伝導度は、スクリーン深度が深いほど大きかった。

図 4.1(b) に地下水観測井サイト No. 4 における 2008 年 1 月から 2013 年 1 月までの水理水頭の変化を示す。地下水観測井サイト No. 4 では、スクリーン深度標高-2.94m の地下水観測井 No. 4-18 の水理水頭の変動が小さく安定していた。No. 4-18 以外の地下水観測井において観測された水理水頭の変化はおおむね同じ傾向を示した。

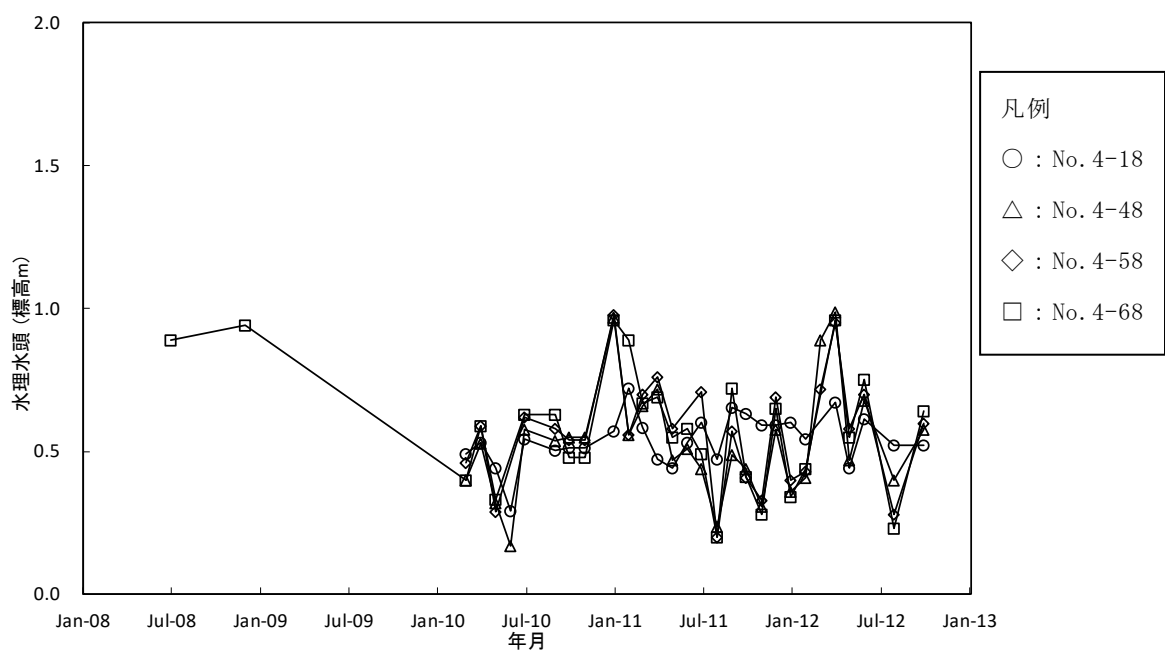
地下水観測井 No. 4-18, No. 4-48, 及び No. 4-58 において観測された 2014 年 9 月 8 日から 1 か月間の時間降水量、及び水理水頭の変化を図 4.1(c) に記載する。自動観測の水理水頭は、データロガー設置標高に水圧を加え、大気圧を差し引いた値である。2014 年 9 月 17 日に実施した地下水観測井 No. 4-18, No. 4-48, 及び No. 4-58 における水理水頭の手動観測値は、それぞれ標高で、0.74m, 0.51m, 及び 0.43m であった。図中に、□, ○, 及び△の記号でこれらの水理水頭の観測値を示す。水理水頭の手動観測値に対応する水理水頭の自動観測値は、それぞれ標高で、0.79m, 0.59m, 及び 0.48m であった。データロガーによる自動観測の結果は、水位計による手動観測結果とよく一致した。なお、地下水の塩分濃度の増加に伴う地下水の密度の増加を考慮していない。最もスクリーン深度が浅い地下水観測井 No. 4-18 の水理水頭は、時間降水量 30mm 以上の降水の影響を受けた時、増加することがあった。

潮位と各地下水観測井における水理水頭の相互相関係数(2つの時系列データの類似度)を、±1 週間、図 4.1(d) に記載している。それぞれのグラフにおける相互相関係数の極値の周期はほぼ同じであった。地下水観測井 No. 4-18 の水理水頭に比べると、潮位が 2 時間前にずれていることを示す。地下水観測井 No. 4-48 と No. 4-58 では、潮位とのずれは見られず、高い相関性を示した。これは帯水層内の深度が大きい領域の透水性がより高くなっていることを示す。さらに、地下水観測井 No. 4-18 のスクリーン深度が地表面に近いことから、30mm 以上の時間降水量の影響を受けた地下水面の変化の影響が相対的に大きく、他の地下水観測井に比べて潮位と水理水頭の相互相関係数が小さくなったと考える。

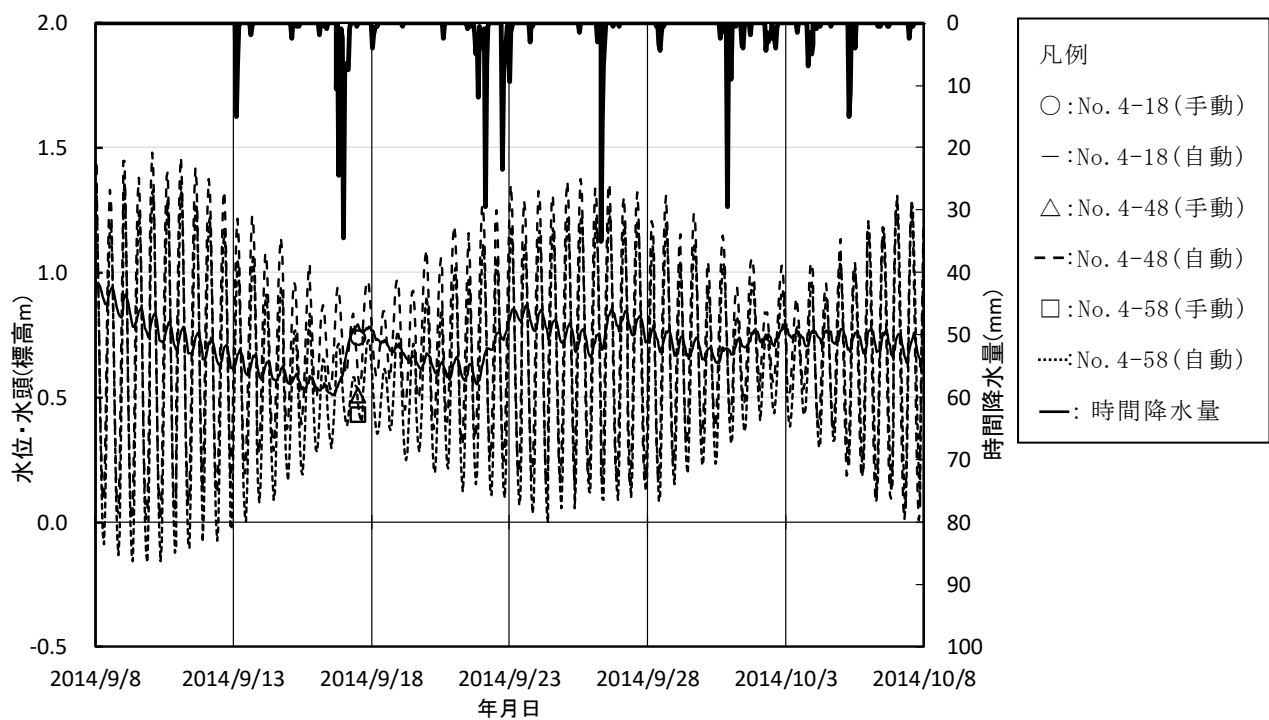


(a) 地下水観測井サイト No. 4 の EC の変化 (2008 年 1 月～2013 年 1 月)

図 4.1 地下水観測井サイト No. 4 の EC, 及び水理水頭の時系列変化

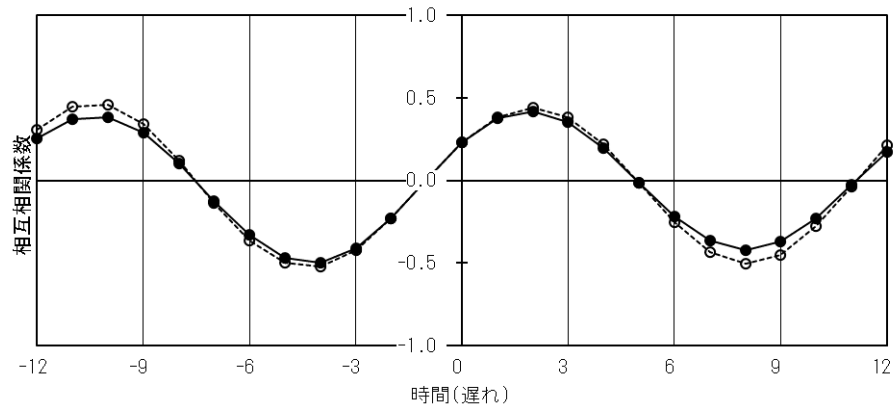


(b) 地下水観測井サイト No. 4 の水理水頭の変化 (2008 年 1 月～2013 年 1 月)

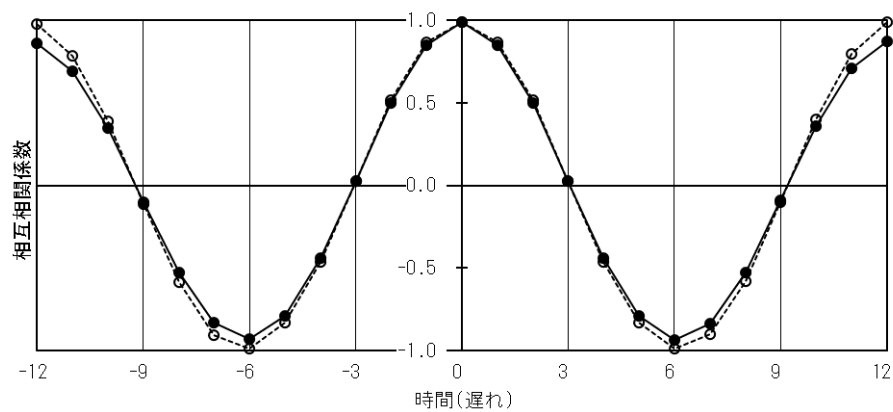


(c) 地下水観測井サイト No. 4 の水理水頭の変化 (2014 年 9 月 8 日～10 月 7 日)

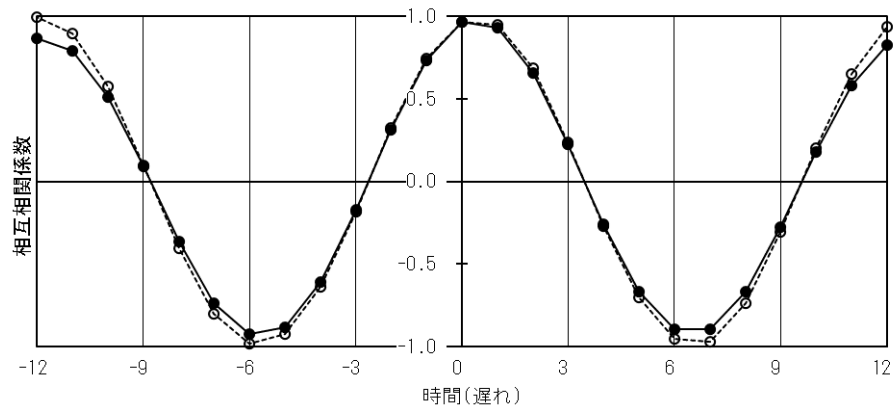
図 4.1 地下水観測井サイト No. 4 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)



① 潮位に対する地下水観測井 No. 4-18 の水理水頭の相互相関係数



② 潮位に対する地下水観測井 No. 4-48 の水理水頭の相互相関係数



③ 潮位に対する地下水観測井 No. 4-58 の水理水頭の相互相関係数

<p>凡例</p> <p>○ : 相関係数の分母が分子と同じ月数の場合 ● : 相関係数の分母が対象全体の月数の場合</p>

(d) 潮位に対する地下水観測井サイト No. 4 の水理水頭の相互相関係数

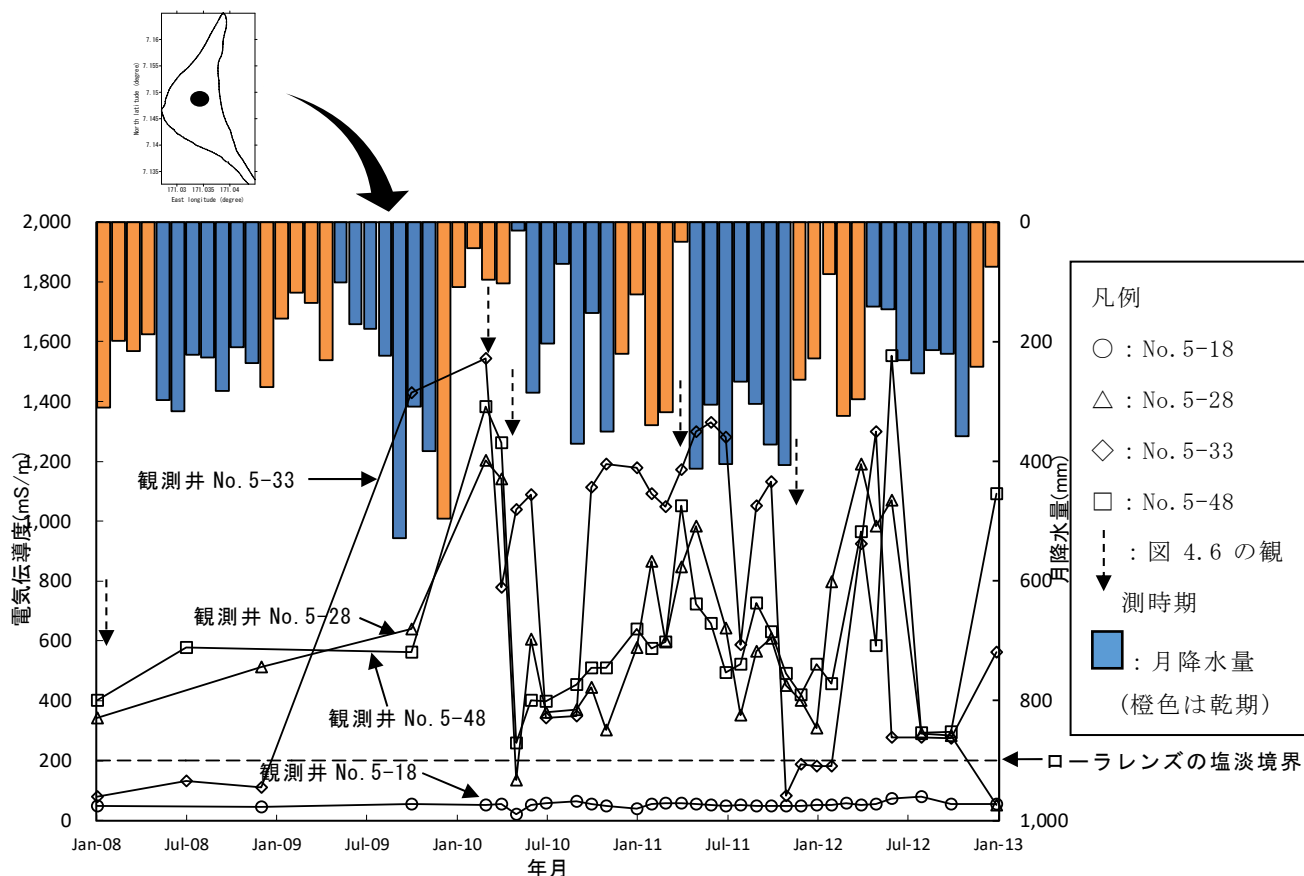
備考) 海水 (礁湖) の電気伝導度は 4,500mS/m である。

図 4.1 地下水観測井サイト No. 4 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)

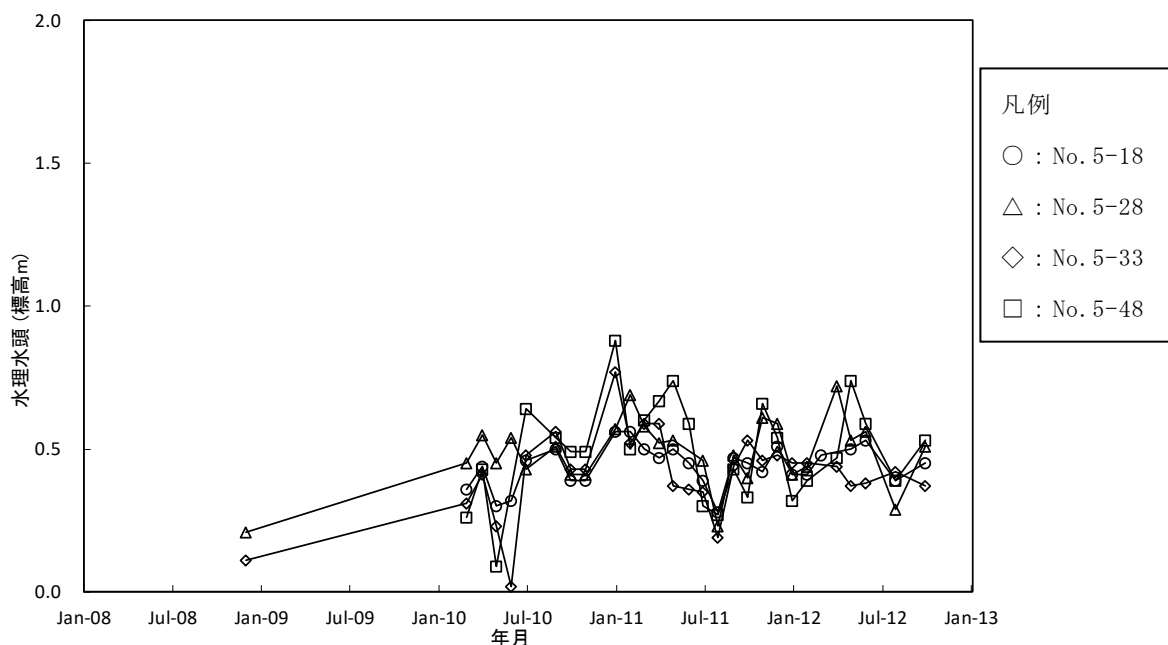
地下水観測井サイト No. 5 における電気伝導度と水理水頭の時系列変化を図 4.2 に示す。地下水観測井サイト No. 5 は、ローラ島中心部に位置する地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 の中では、最も取水井 No. 3 の近くに設置された。このサイトは、取水井 No. 3 の影響圏内に、また、ローラ島の中心部を東西に横断する道路の南側に位置する。地下水観測井 No. 5 はアップコーニングの中心近くに位置するため、ローラレンズが薄く存在する。

2008 年 1 月から 2013 年 1 月までの地下水観測井サイト No. 5 における電気伝導度の変化を図 4.2(a) に示す。スクリーン深度標高-8.60m の地下水観測井 No. 5-33 は地下水観測井サイト No. 5 の地下水観測井の中で特異な電気伝導度の変化を示した。地下水観測井サイト No. 5 では電気伝導度が突然大きく変化した。取水井 No. 3 からの取水が地下水観測井サイト No. 5 の電気伝導度に影響を与えた可能性が高い。ローラ島の地層は成層しており、水平方向に比べて深さ方向の透水係数が小さい。そのため、取水井 No. 3 からの取水が地下水観測井サイト No. 5 の電気伝導度に及ぼす影響を除くと、地下水中に塩分等の分散、及び拡散が発生し、これらに起因する地下水流れにより地下水観測井の電気伝導度が増加する可能性があった。

2008 年 1 月から 2013 年 1 月までの地下水観測井サイト No. 5 における水理水頭の変化を図 4.2(b) に示す。スクリーン深度標高-4.09m の地下水観測井 No. 5-18 における水理水頭の変動は小さく、他の 3 箇所地下水観測井と比べると水理水頭の値は平均的であった。各地下水観測井における水理水頭の変動は同じ傾向を示した。スクリーン深度標高-7.12m の地下水観測井 No. 5-28, あるいはスクリーン深度標高-13.19m の地下水観測井 No. 5-48 において、最も高い水理水頭を観測することが多かった。



(a) 地下水観測井サイト No. 5 の EC の変化 (2008 年 1 月～2013 年 1 月)



(b) 地下水観測井サイト No. 5 における水理水頭の変化 (2008 年 1 月～2013 年 1 月)

備考) 海水 (礁湖) の電気伝導度は 4,500mS/m である。

図 4.2 地下水観測井サイト No. 5 の EC, 及び水理水頭の時系列変化

地下水観測井サイト No. 6 における電気伝導度と水理水頭の時系列変化を図 4.3 に示す。地下水観測井サイト No. 6 は、取水井 No. 3 の影響圏外に位置する。このサイトは、ローラ島中心部に位置する地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 の中で西端に位置する。地下水観測井サイト No. 6 では、2009 年 6 月 25 日から 29 日までの期間に、新たな地下水観測井 No. 6-50 を設置した。

2008 年 1 月から 2013 年 1 月までの地下水観測井サイト No. 6 における電気伝導度の変化を図 4.3(a) に示す。地下水観測井 No. 6-50 を施工した直後から、スクリーン深度標高-12.64m の地下水観測井 No. 6-48 において電気伝導度が大幅に上昇した。続いて、その次の大潮の前にスクリーン深度標高-8.05m の地下水観測井 No. 6-33 において電気伝導度が上昇した。地下水観測井 No. 6-50 内の最浅部と最深部における電気伝導度の変化は整合していた。2011 年 2 月にこの地下水観測井 No. 6-50 の部分閉鎖を行ったため、それ以降、最深部の電気伝導度は観測されていなかった。地下水観測井 No. 6-33, 地下水観測井 No. 6-43, 及び地下水観測井 No. 6-48 における電気伝導度の時系列変化を図 4.3(a)①に示す。地下水観測井 No. 6-50 の最浅部と最深部における電気伝導度を併記する。

地下水観測井 No. 6-33, No. 6-43, 及び No. 6-48 におけるスクリーン深度の電気伝導度を図 4.3(a)②に示す。地下水観測井の最浅部の電気伝導度を併記する。地下水観測井の最浅部の電気伝導度はスクリーン部の電気伝導度より小さかった。

図 4.3(b) は図 4.3(a) と同じ期間に観測した水理水頭を示す。地下水観測井 No. 6-50 の最深部の電気伝導度は最浅部の電気伝導度に影響を与えた。地下水観測井サイト No. 6 の電気伝導度は、ローラ島中心部に位置する他の地下水観測井サイトと比べると、2009 年 6 月以降比較的大きい値を示した。地下水観測井 No. 6-50 内の圧力は静水圧分布であった。この地下水観測井の水理水頭は他の地下水観測井の水理水頭の変動をおおむね包絡しているため、地下の深部から電気伝導度の高い地下水が上昇した。また、地下水観測井サイト No. 6 は、他の地下水観測井より西に位置するため、外洋の波浪の影響を受ける。さらに、外洋サイドの地表面に透水性の高い上方石灰岩 (Anthony et al. 1989) が存在するため、外洋の海水の影響により電気伝導度が増加した。

2009 年 6 月 22 日から 7 月 13 日までの地下水観測井サイト No. 6 の電気伝導度、及び水理水頭の変化を、それぞれ、図 4.3(c), 及び図 4.3(d) に示す。これらの図 4.3(c), 及び図 4.3(d) では、図 4.3(a), 及び図 4.3(b) において、観測密度が高かった期間の電気伝導度、及び水理水頭の変化を示す。2009 年 6 月 29 日、及び 30 日ともに、電気伝導度に対する潮位の影響は明確に観測されなかった。しかし、水理水頭に対する潮位の影響は観測された。潮位の伝搬に要する時間は 1~2 時間であった。

図 4.3(d) は、2009 年 7 月 7 日から 11 日までの期間には、地下水観測井 No. 6-43 の水理水頭が高かった。地下水観測井 No. 6-50 を設置するためボーリングマシンによる掘削を行った時、ボーリングビットの先端から淡水を噴出させた。掘削に用いた水

はマジュロ上下水道公社ローラ事務所のポンプ場から給水した地下水であった。掘削時に孔壁を保護するため、この地下水にレスターと呼ばれる増粘剤を混入した。レスターによる粘性効果は約 5～10 日間継続する。地下水観測井 No. 6-43 は、地下水観測井 No. 6-50 の最も近くに位置する。地下水観測井 No. 6-50 からこの地下水観測井 No. 6-43 までの距離は約 1m である。地下水観測井 No. 6-50 の掘削は 2009 年 6 月 29 日に終了した。地下水観測井 No. 6-43 の水理水頭が高かった期間は 2009 年 7 月 7 日から 11 日であり、この期間は No. 6-50 掘削終了後 8 日目～12 日目であった。地下水観測井 No. 6-50 から地下水観測井 No. 6-43 のスクリーン部を通じて地下水観測井 No. 6-43 内に浸入した地下水がこの地下水観測井 No. 6-43 内に残留したため、水理水頭が減少せず電気伝導度が増加しなかった。本来であれば、地下水観測井 No. 6-50 の水理水頭が最も大きいと考える。

地下水観測井 No. 6-33, 地下水観測井 No. 6-43, 及び地下水観測井 No. 6-48 における水理水頭差の変化を図 4.3(e)に示す。これらのグラフは、地下水観測井 No. 6-33 と No. 6-43 の差, 地下水観測井 No. 6-43 と No. 6-48 の差, 及び地下水観測井 No. 6-33 と No. 6-48 の差についての時系列変化を表している。これらのグラフを比較すると、地下水観測井 No. 6-43 の水理水頭が大きい傾向にある。

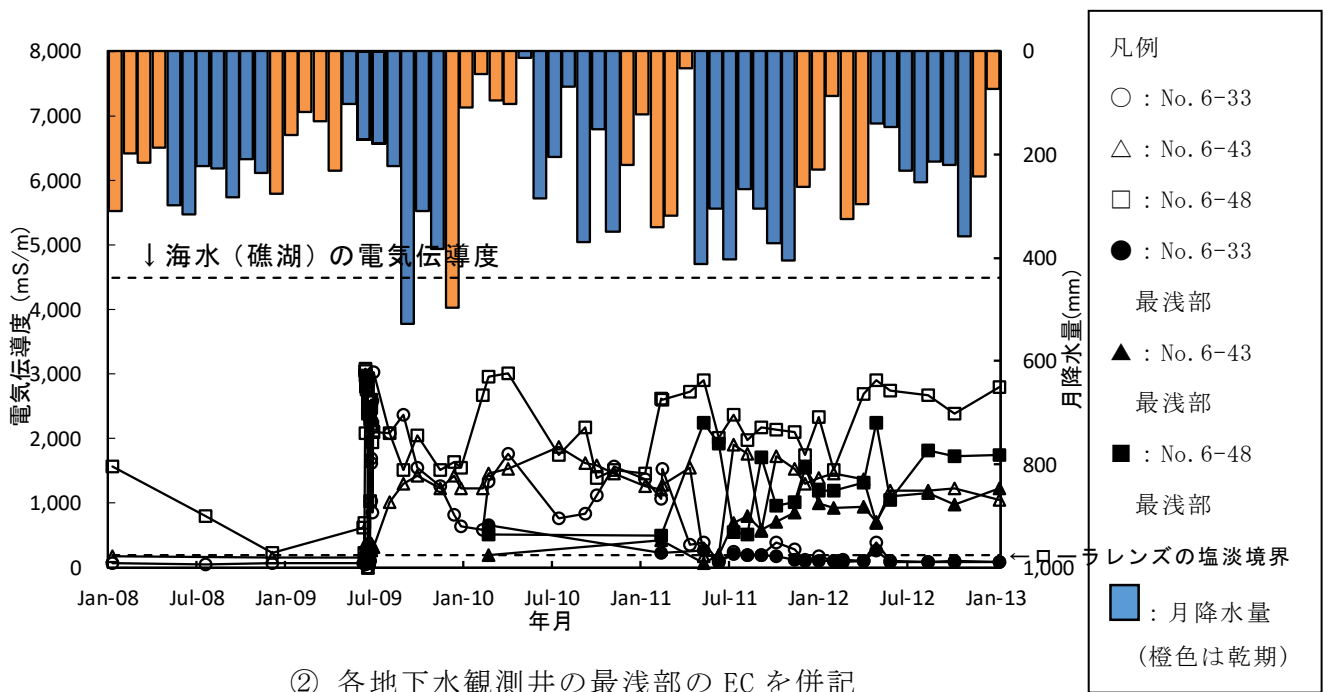
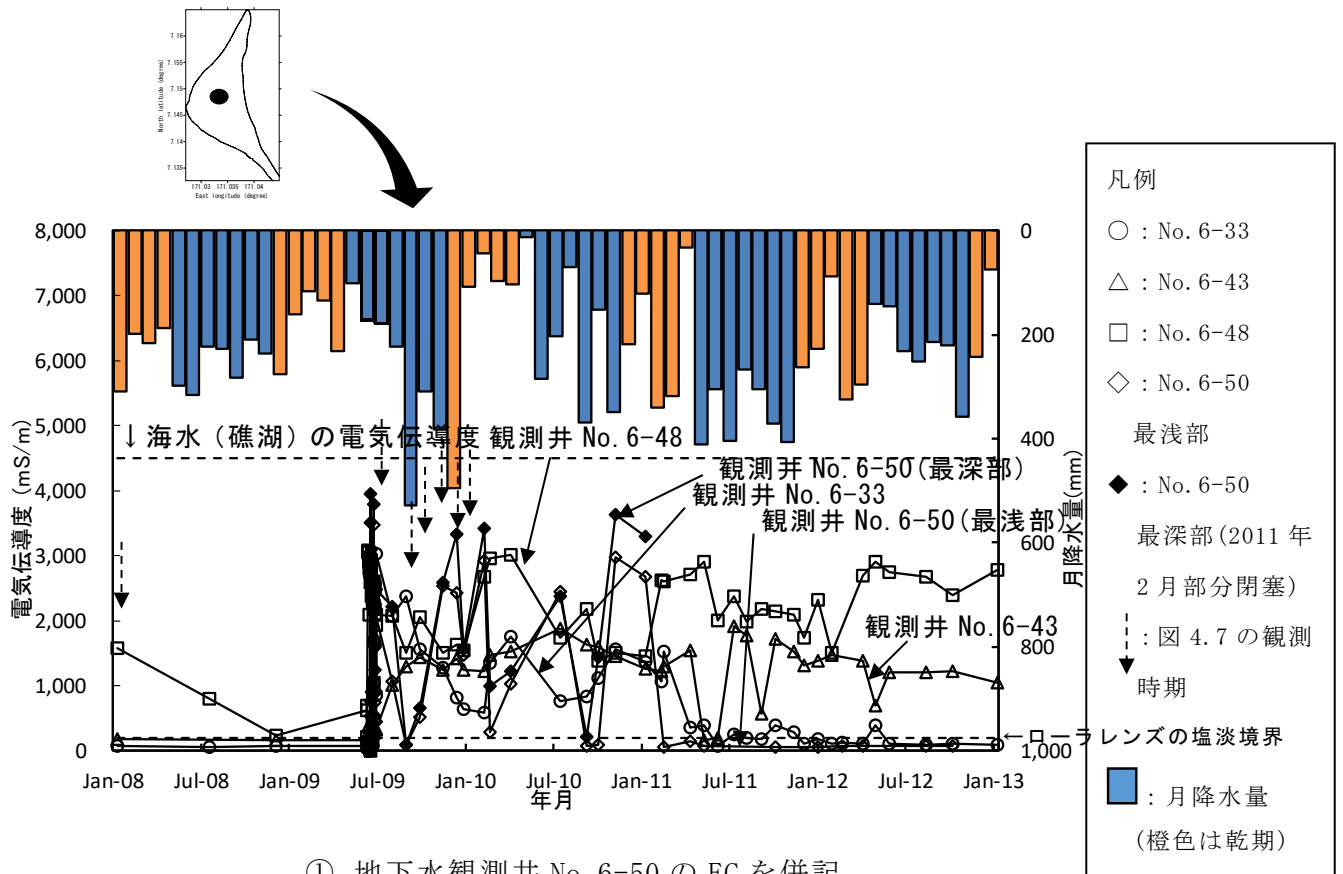
2009 年 6 月 29 日から 30 日までの地下水観測井サイト No. 6 における電気伝導度, 及び水理水頭の変化を, それぞれ, 図 4.3(f), 及び図 4.3(g)に示す。両日ともに, 地下水観測井 No. 6-33, 及び地下水観測井 No. 6-43 の電気伝導度, 及び水理水頭の変化は小さかった。地下水観測井 No. 6-50 の最深部では, 潮位の影響により電気伝導度が大きく変動した。また, これらの地下水観測井では水理水頭も潮位の影響を受けて変化した。

図 4.3(h)に 2009 年 6 月 29 日から 30 日までの期間の潮位を近似した sin 波を示す。この sin 波の数式は $0.322 \times \sin \{ \theta - (n/6.25) \times \pi \}$ であった。この sin 波と潮位の誤差の標準偏差は 6.2cm であった。

2009 年 9 月から 2010 年 1 月までの期間の地下水観測井 No. 6-50 における鉛直方向の電気伝導度分布の変化を図 4.3(i)に示す。2009 年 9 月 13 日, 地下水観測井 No. 6-50 の電気伝導度は, 地下水面付近で 60mS/m であった。この地下水観測井の深度が深いほど電気伝導度が増加した。そして, 電気伝導度は比較的緩やかに増加し, 標高-7.66m において 200mS/m を超えたが, 標高-12.66m では 170mS/m であった。2010 年 1 月 10 日, 地下水観測井中の地下水の電気伝導度は, すべての深度で淡水レンズの塩淡境界の指標である 200mS/m を超え, スクリーン深度標高-12.66m では 1,615mS/m に達した。地下水観測井 No. 6-50 における電気伝導度分布の特徴は, 他の地下水観測井と比較すると, 深度による電気伝導度の差が小さく, 観測日時により電気伝導度が大きく変動した点にある。このため, 地下水観測井 No. 6-50 は, オールスクリーンタイプではあったが, ローラレンズの塩淡境界深度が明確に観測できないことが多かった。この地下水観測

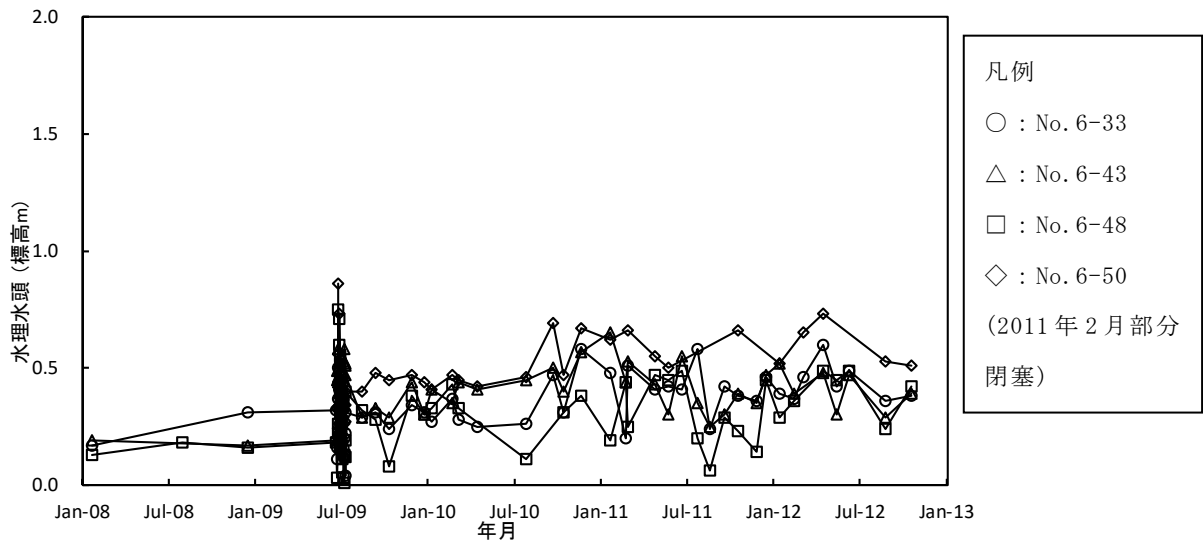
井内の電気伝導度は、満潮、干潮、大潮、及び小潮等の潮汐の影響を受けて大きく変化した。地下水観測井 No. 6-50 を施工した後、マジュロ環礁では月降水量 100mm 以下の月が 2010 年と 2011 年に 3 か月あった。地下水観測井 No. 6-50 から発生する地下水流れの影響を受けて、周囲の地下水観測井の電気伝導度が上昇した。

地下水観測井サイト No. 10 における電気伝導度、及び水理水頭の時系列変化を図 4.4 に示す。地下水観測井 No. 10 は、取水井 No. 3 の影響圏外に、また、ローラ島中心部に位置する地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 の中で東端に位置する。このサイトの南にはローラ小学校が、東には物置小屋（高さ約 3m、大きさ約 5m 四方）が存在した。このサイトは、他の地下水観測井サイトと比べると海洋（礁湖）に近い。2009 年 6 月 30 日から 7 月 2 日までの期間に地下水観測井サイト No. 10 において地下水観測井 No. 10-54 を設置した。

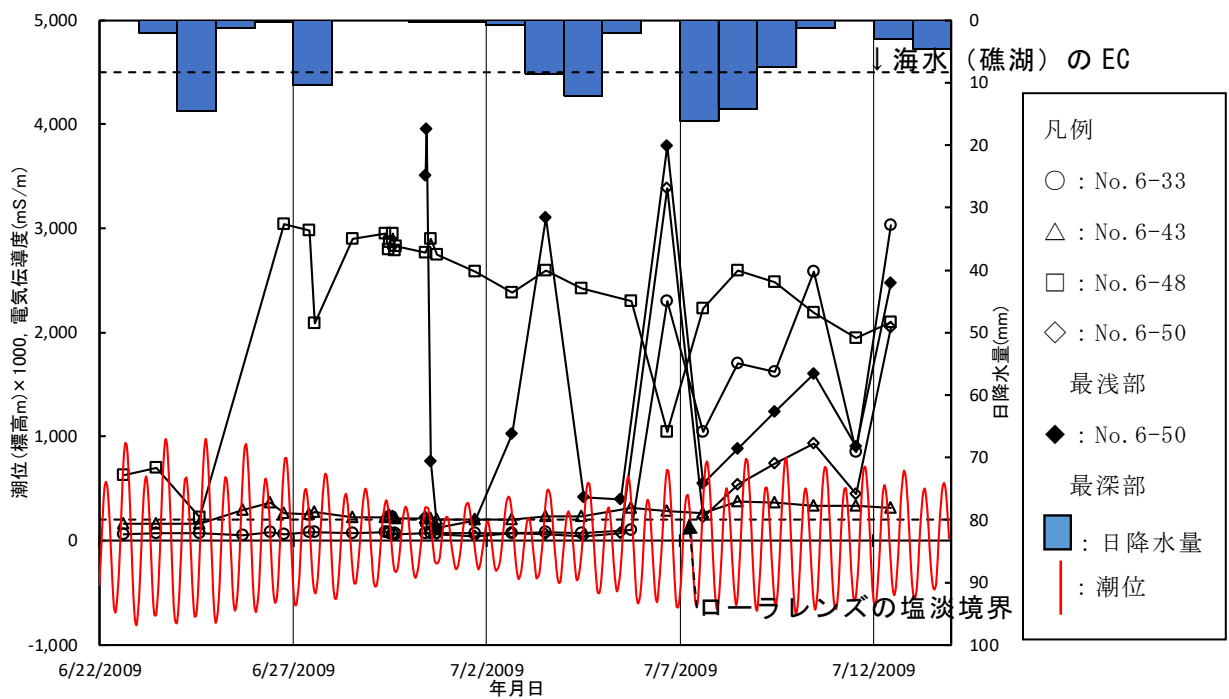


(a) 地下水観測井サイト No. 6 の EC の変化 (2008 年 1 月～2013 年 1 月)

図 4.3 地下水観測井サイト No. 6 の EC, 及び水理水頭の時系列変化

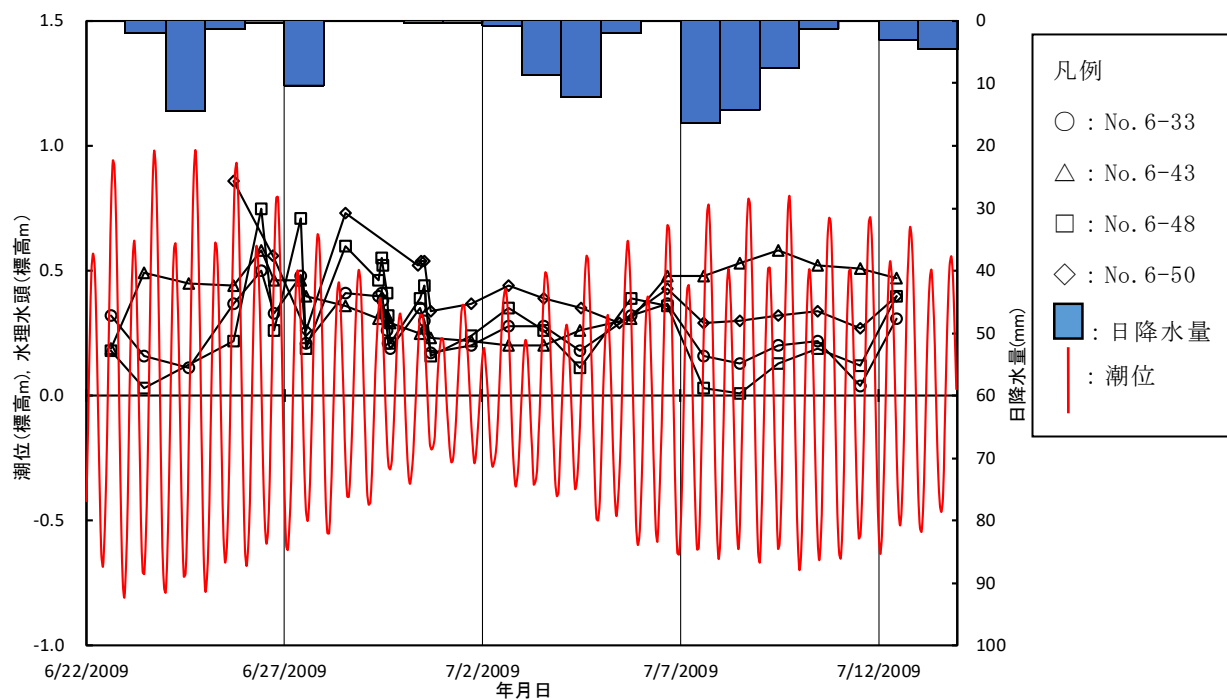


(b) 地下水観測井サイト No. 6 の水理水頭の変化 (2008 年 1 月～2013 年 1 月)

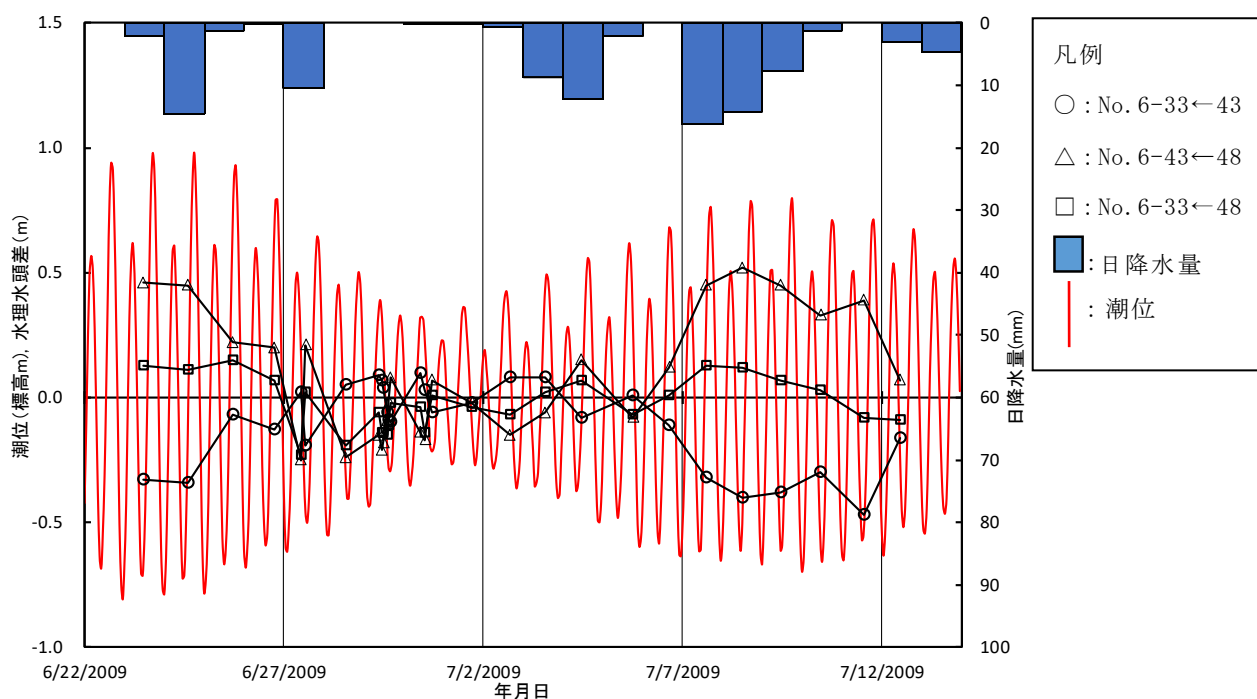


(c) 地下水観測井サイト No. 6 の EC の変化 (2009 年 6 月 22 日～7 月 12 日)

図 4.3 地下水観測井サイト No. 6 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)

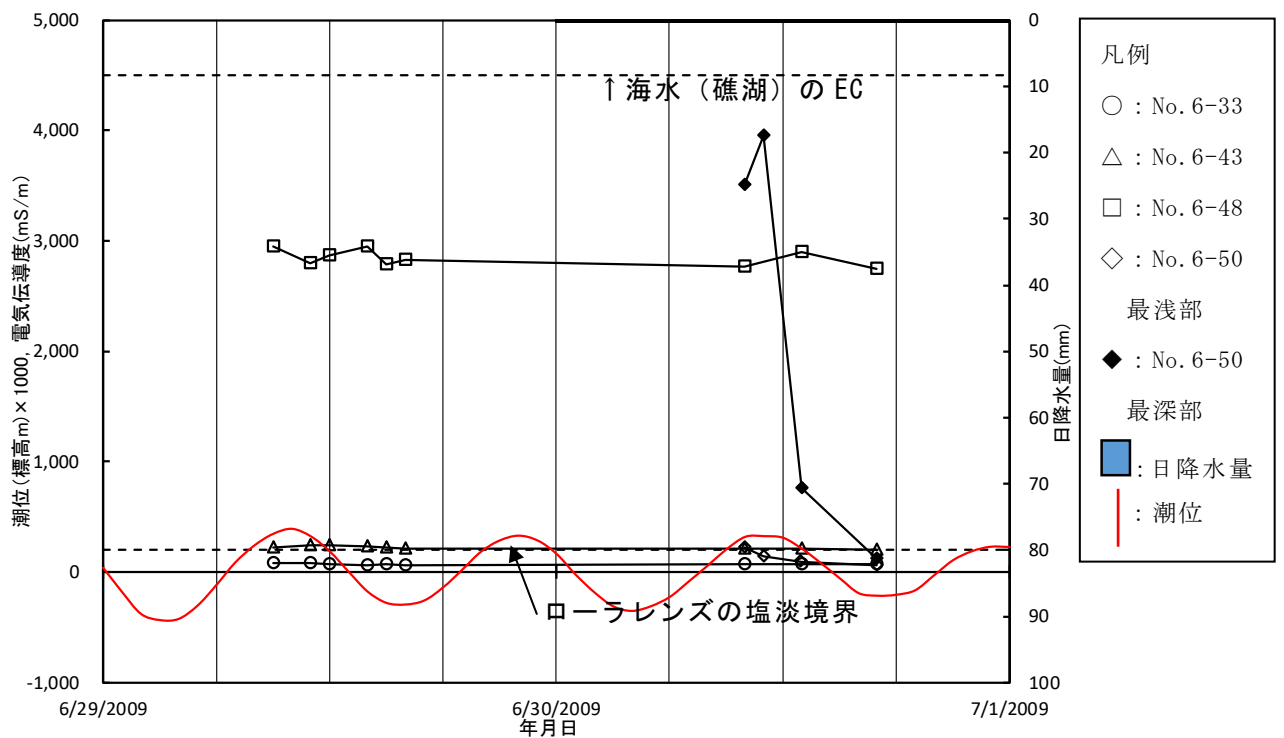


(d) 地下水観測井サイト No. 6 の水理水頭の変化 (2009 年 6 月 22 日～7 月 12 日)

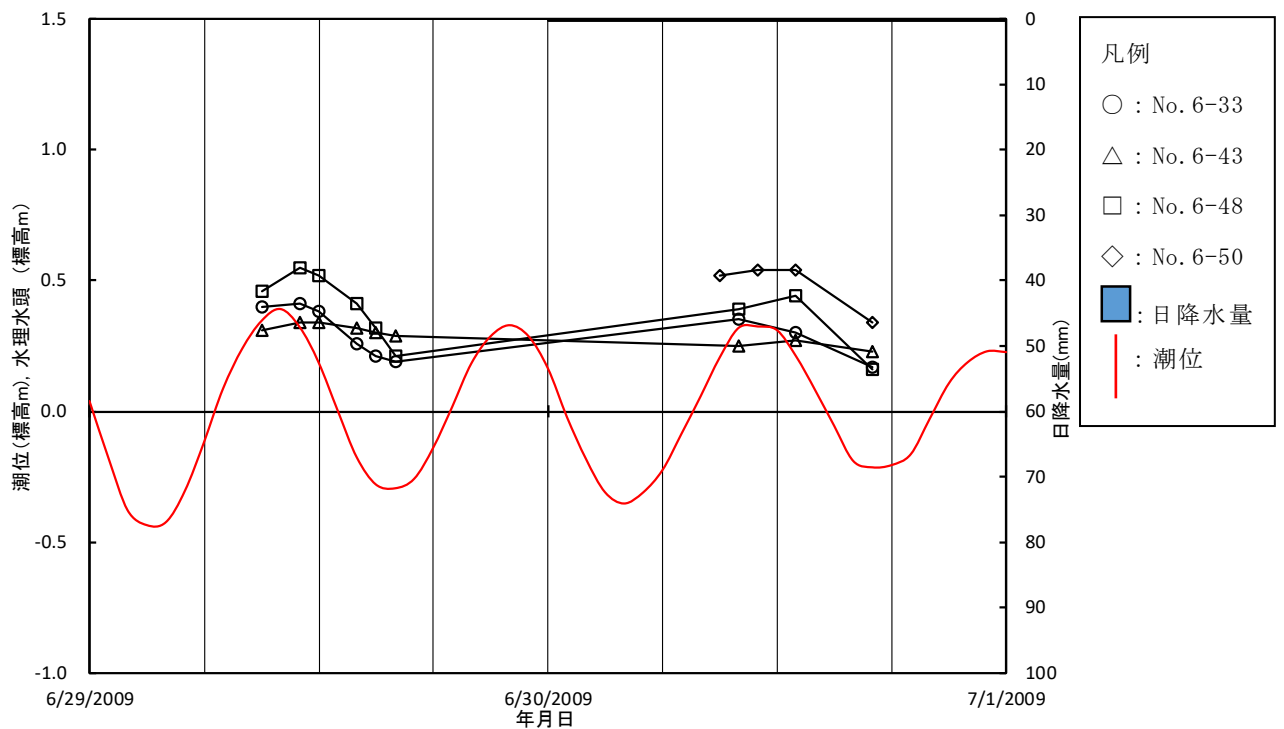


(e) 地下水観測井サイト No. 6 の水理水頭差の変化 (2009 年 6 月 22 日～7 月 12 日)

図 4.3 地下水観測井サイト No. 6 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)

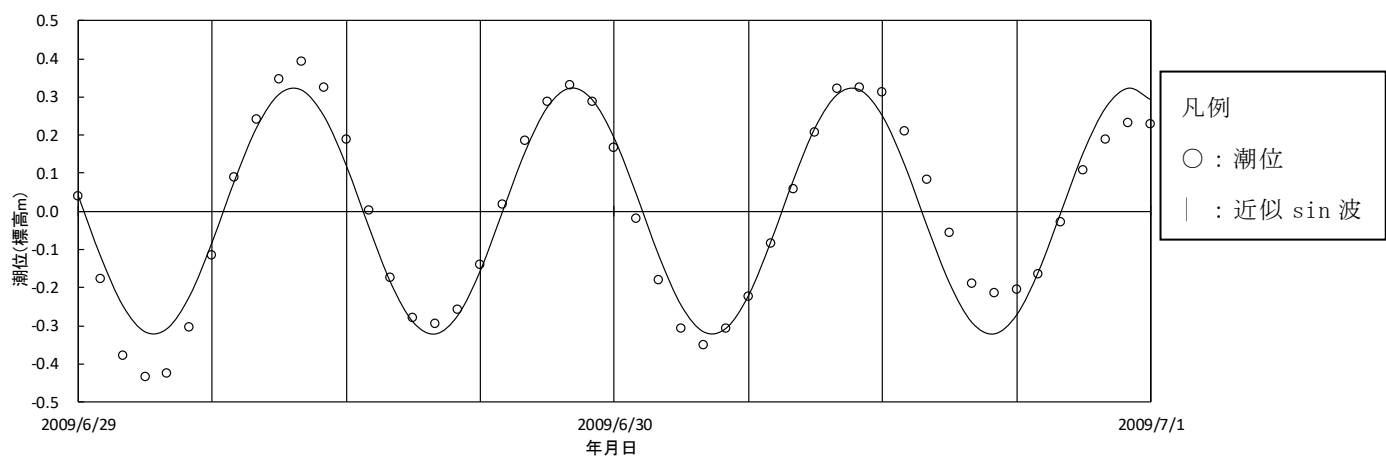


(f) 地下水観測井サイト No. 6 の EC の変化 (2009 年 6 月 29 日～30 日)

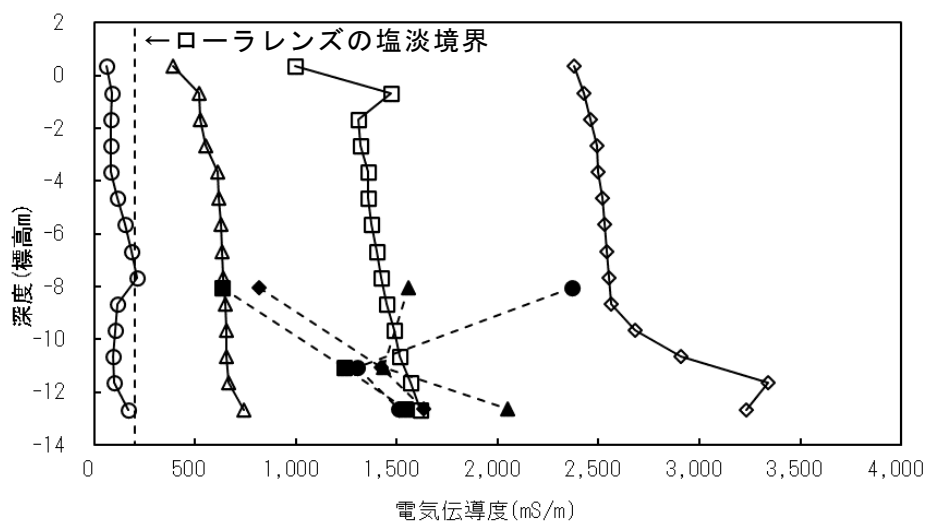


(g) 地下水観測井サイト No. 6 の水理水頭の変化 (2009 年 6 月 29 日～30 日)

図 4.3 地下水観測井サイト No. 6 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)



(h) 潮位を近似した sin 波



凡例

- : No. 6-50 2009 年 9 月 13 日 △ : No. 6-50 2009 年 10 月 12 日
- : No. 6-50 2009 年 12 月 26 日 ◇ : No. 6-50 2009 年 1 月 10 日
- : No. 6-33/43/48 2009 年 9 月 13 日
- ▲ : No. 6-33/43/48 2009 年 10 月 12 日
- : No. 6-33/43/48 2009 年 12 月 26 日
- ◆ : No. 6-33/43/48 2009 年 1 月 10 日

(i) 地下水観測井サイト No. 6 の EC の変化 (2009 年 9 月 13 日～2010 年 1 月 10 日)

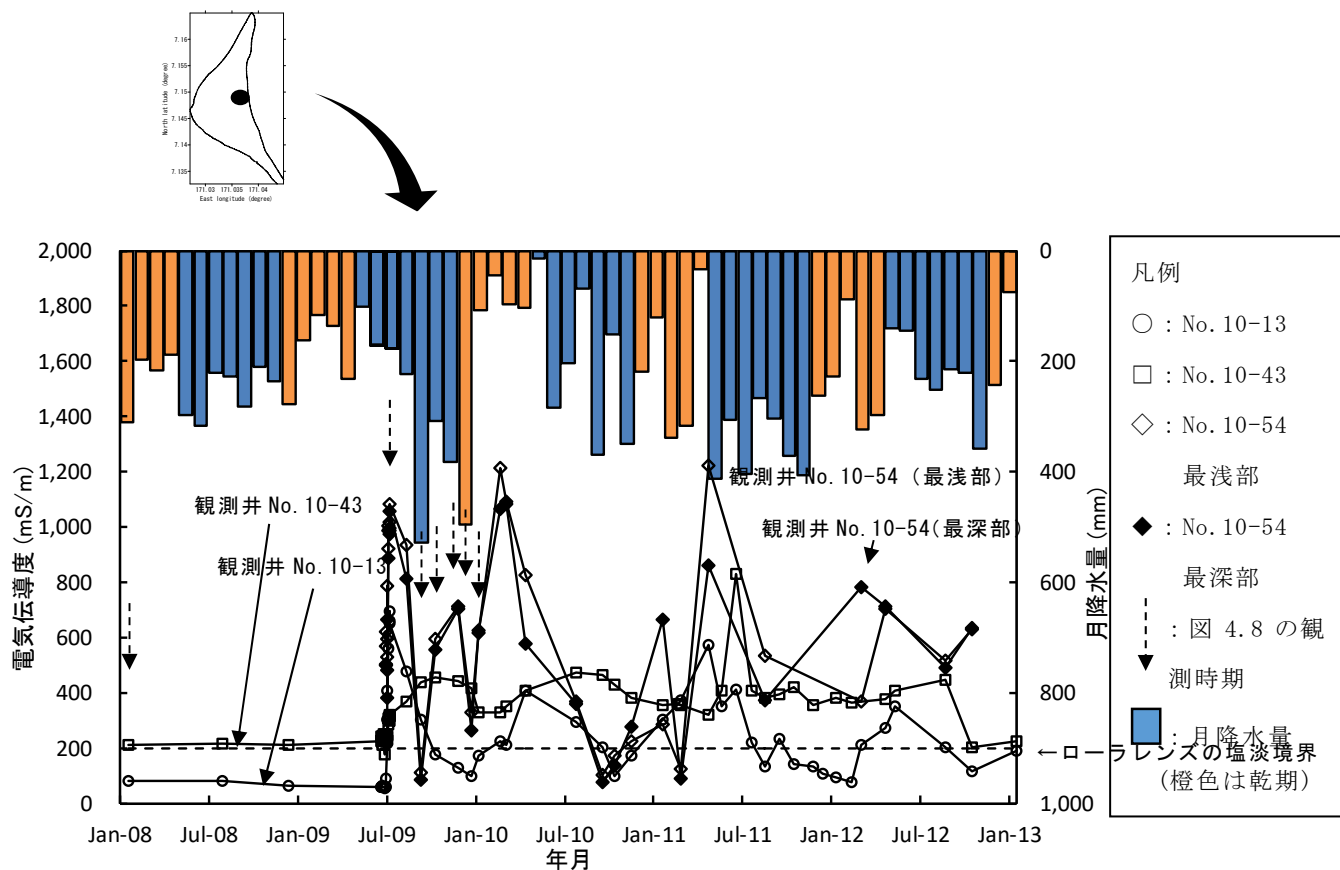
図 4.3 地下水観測井サイト No. 6 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)

2008 年 1 月から 2013 年 1 月までの地下水観測井サイト No. 10 における電気伝導度、及び水理水頭の変化を、それぞれ、図 4.4(a)，及び図 4.4(b)に示す。地下水観測井 No. 10-54 を施工した後、はじめての大潮時に地下水観測井 No. 10-13 の電気伝導度が上昇した。しかし、水理水頭の変動は小さかった。一方、地下水観測井 No. 10-43 では電気伝導度の変動は小さかったが、水理水頭は大きく変動した。はじめての大潮の後もこの傾向が続いた。地下水観測井サイト No. 10 では、地下水観測井 No. 10-13 が地下水観測井 No. 10-43 よりも先に電気伝導度のピークを迎えた。また、スクリーン深度標高 -1.62m と浅い地下水観測井 No. 10-13 における電気伝導度は、スクリーン深度標高 -10.72m と深い地下水観測井 No. 10-43 より高いことがあった。この現象は、地下水観測井 No. 10-54 内を電気伝導度の高い地下水が上昇して周囲の地下水観測井に影響を及ぼした可能性があることを示唆している。地下水観測井 No. 10-54 の水理水頭は、他の地下水観測井の水理水頭と比べて大きいことが多く、また、それらを包絡した。よって、地下の深部から電気伝導度の高い地下水が上昇した。また、海洋から飛来する塩風や地下水観測井サイト No. 10 に隣接するゴミ捨て場から多量の降雨により流出した電解質が、地下水観測井 No. 10-13 の電気伝導度に影響を及ぼし、電気伝導度が増加した可能性がある。

2009 年 6 月 23 日から 7 月 12 日までの地下水観測井サイト No. 10 における電気伝導度、及び水理水頭の変化を、それぞれ、図 4.4(c)，及び図 4.4(d)に示す。地下水観測井 No. 10-54 の最深部の電気伝導度は、最浅部の電気伝導度よりわずかに大きかった。また、地下水観測井 No. 10-54 の電気伝導度の変動は、地下水観測井 No. 10-13 の変動と整合する傾向にあった。2009 年 7 月 7 日の日降水量が大きかったため、地下水観測井 No. 10-54 の電気伝導度が大きく減少した。地下水観測井 No. 10-54 の水理水頭の変動は、地下水観測井 No. 10-13 の水理水頭の変動と整合する傾向を示した。この水理水頭は、地下水観測井 No. 10-13 と地下水観測井 No. 10-43 の水理水頭よりやや大きいことが多かった。地下水観測井 No. 10-13，及び地下水観測井 No. 10-43 の水理水頭差を図 4.4(e)に示す。地下水観測井 No. 10-13 と地下水観測井 No. 10-43 の水理水頭を比較すると、No. 10-13 の水理水頭のほうが大きいという傾向があった。

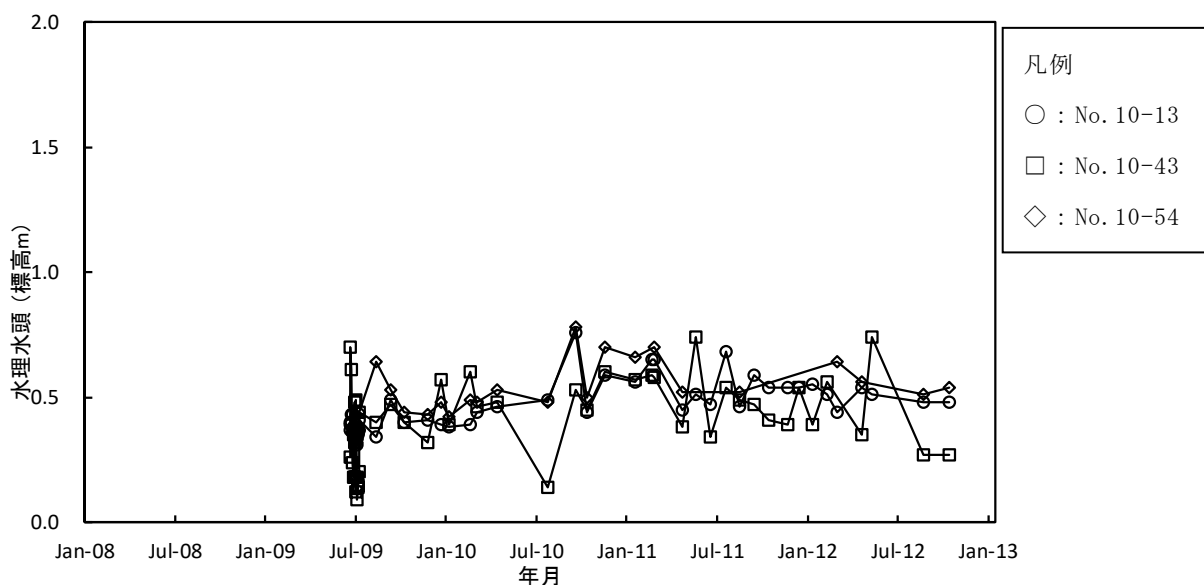
2009 年 7 月 1 日から 2 日までの地下水観測井サイト No. 10 の電気伝導度、及び水理水頭を、それぞれ、図 4.4(f)，及び図 4.4(g)に示す。両日ともに 2 箇所地下水観測井の電気伝導度はほぼ一定であった。地下水観測井 No. 10-13 の水理水頭は大きな変動を示さなかった。一方、地下水観測井 No. 10-43 の水理水頭は潮位と整合して変動した。この 2 日間、地下水観測井 No. 10-54 の施工が行われていたため、地下水観測井 No. 10-54 の地下水観測データはない。

図 4.4(h)は 2009 年 7 月 1～2 日の潮位を近似した sin 波である。この sin 波の数式は $0.365 \times \sin \{ \theta - (n/6.62) \times \pi \}$ である。sin 波と潮位との誤差の標準偏差は 11.0cm であった。



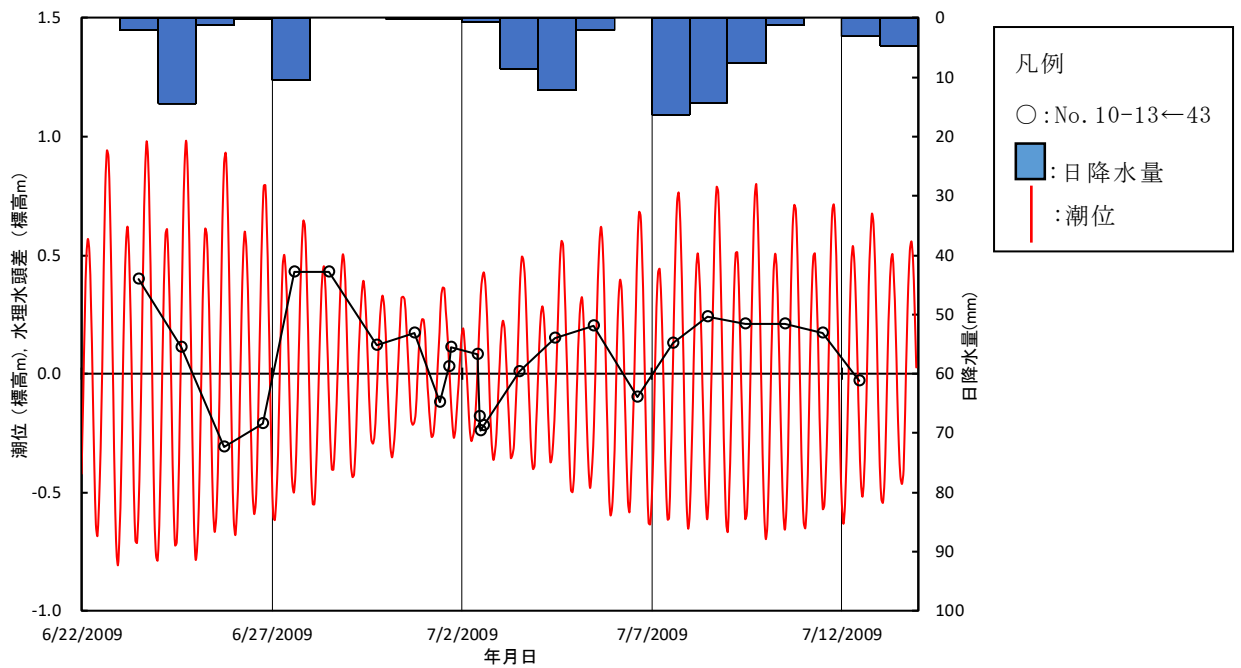
備考) 海水（礁湖）の EC は 4,500mS/m であった。

(a) 地下水観測井サイト No. 10 の EC の変化（2008 年 1 月～2013 年 1 月）

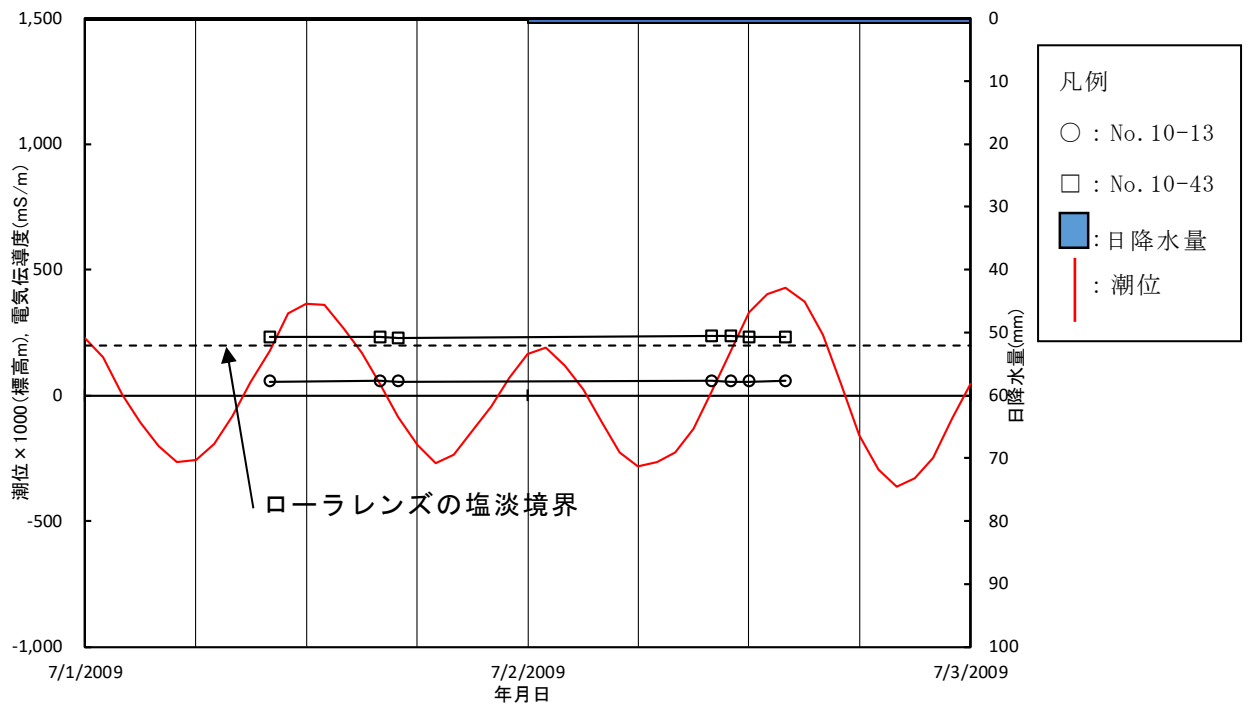


(b) 地下水観測井サイト No. 10 の水理水頭の変化（2008 年 1 月～2013 年 1 月）

図 4.4 地下水観測井サイト No. 10 の EC, 及び水理水頭の時系列変化

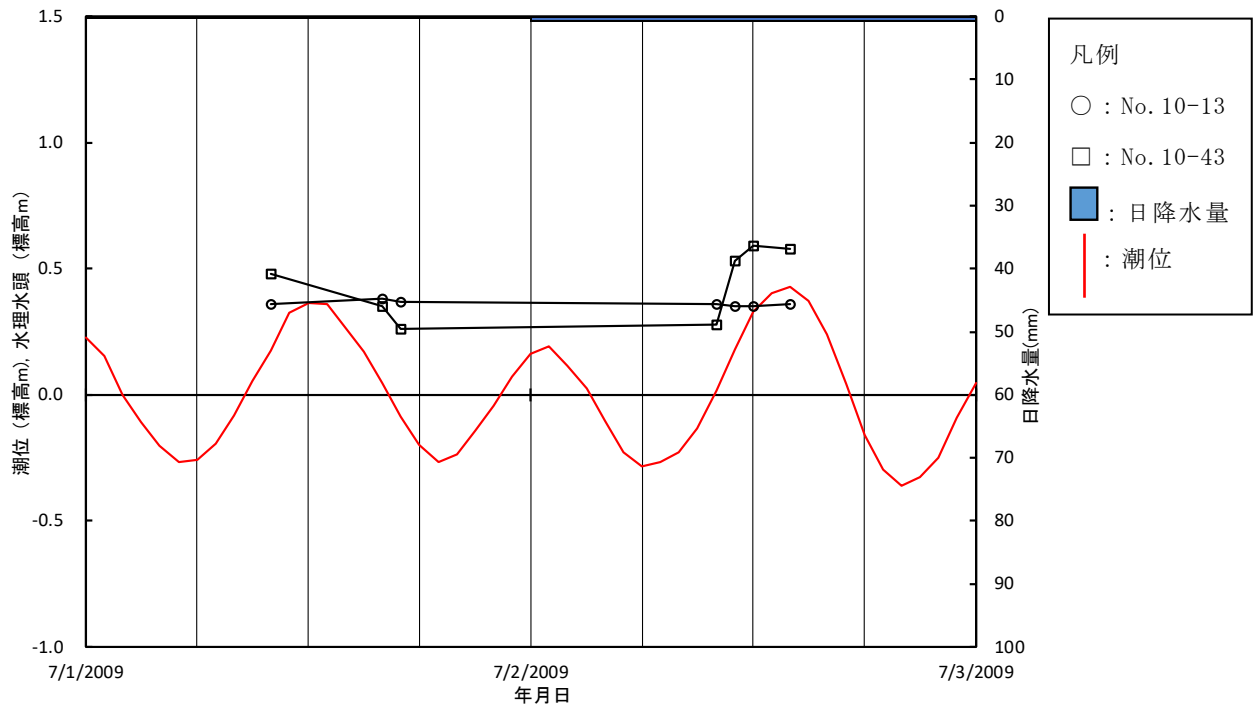


(e) 地下水観測井サイト No. 10 の水理水頭差の変化 (2009 年 6 月 22 日～7 月 12 日)

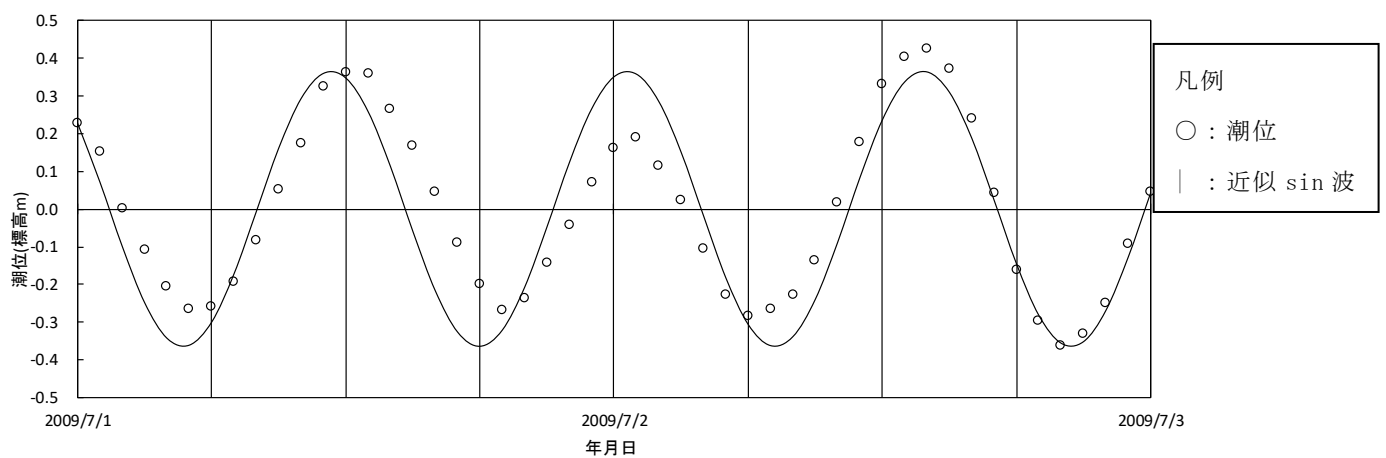


(f) 地下水観測井サイト No. 10 の EC の変化 (2009 年 7 月 1 日～2 日)

図 4.4 地下水観測井サイト No. 10 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)



(g) 地下水観測井サイト No. 10 の水理水頭の変化 (2009 年 7 月 1 日～2 日)



(h) 潮位を近似した sin 波

備考) 海水の EC は 4,500mS/m であった。

図 4.4 地下水観測井サイト No. 10 の EC, 及び水理水頭の時系列変化 (続き)

ローラ島の上層の地盤では透水係数が小さく、下層の地盤では上層に比べると透水係数が大きい。Hamlin and Anthony (1987) が実施したボーリング調査の結果により、下層の地盤中には局所的にシルト分を含み、透水係数の差がわずかであることがわかった。石灰岩で構成されるローラ島の帯水層の深さに比べると、ローラ島の幅が非常に大きいため、ローラ島の潮位は主に鉛直方向に伝搬する。また、潮位が飽和地盤中を伝搬することによる影響は、上層ほど小さく下層ほど大きい。加えて、潮位が伝搬する時間は上層ほど長く、下層ほど短い。

海洋（礁湖）に近い地下水観測井サイト No. 10 において、地下水観測井 No. 10-13 と地下水観測井 No. 10-43 において観測された電気伝導度の値が、地下水観測井 No. 10-54 の施工前後で逆転した。オールスクリーンタイプの地下水観測井は、透水係数の大きい水みちと同じ役割を果たすこととなり、地下水観測井サイト内で深層からの地下水流れを大きくしてしまった。同じ地下水観測井サイト内でスクリーン深度が浅い先端スクリーンタイプの地下水観測井は、オールスクリーンタイプの地下水観測井の影響を受け、電気伝導度が上昇した。水理水頭は鉛直方向に伝搬する潮位の影響を受けて変化するため、同じ地下水観測井サイト内であっても、異なるスクリーン深度の地下水観測井間の水理水頭差が大きくなることがあった。

ワイヤーの先に取り付けた EC センサーは、自重により地下水観測井内を落下する。しかし、EC センサーが地下水観測井内の突出物に止まって落下しなかったことが明らかの場合には、水理水頭の補正を行った。水理水頭の補正值は落下前後の平均値の差である。自動観測の水理水頭については、地下水観測後でもこのような補正が容易である。しかし、手動観測の水理水頭は潮位の影響を受けて変化する。地下水観測終了後、数時間経過してから再び地下水観測を行った場合には、水理水頭が変化している可能性が高く、その修正が困難であった。

2008 年 1 月から 2011 年 12 月までの期間に地下水観測井サイト No. 4 において観測された鉛直方向の電気伝導度分布を図 4.5 に示す。図 4.2 に記載された地下水観測井 No. 5-48 における電気伝導度の時系列変化において、電気伝導度の極大値と極小値の差が大きかった年月を選定し、図 4.1 に矢印で記載した。地下水観測井サイト No. 4 における地下水の電気伝導度は $29.0 \sim 903.1 \text{ mS/m}$ の範囲にあり、スクリーン深度が深いほど電気伝導度が大きくなった。2010 年 3 月に地下水観測井サイト No. 4 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度は、標高 -14.56 m であった。地下水観測井サイトの近傍に位置する住民の浅井戸における地下水観測結果から、地下水観測井サイト No. 4 における 2010 年 3 月の水理水頭は、標高 0.18 m であった。

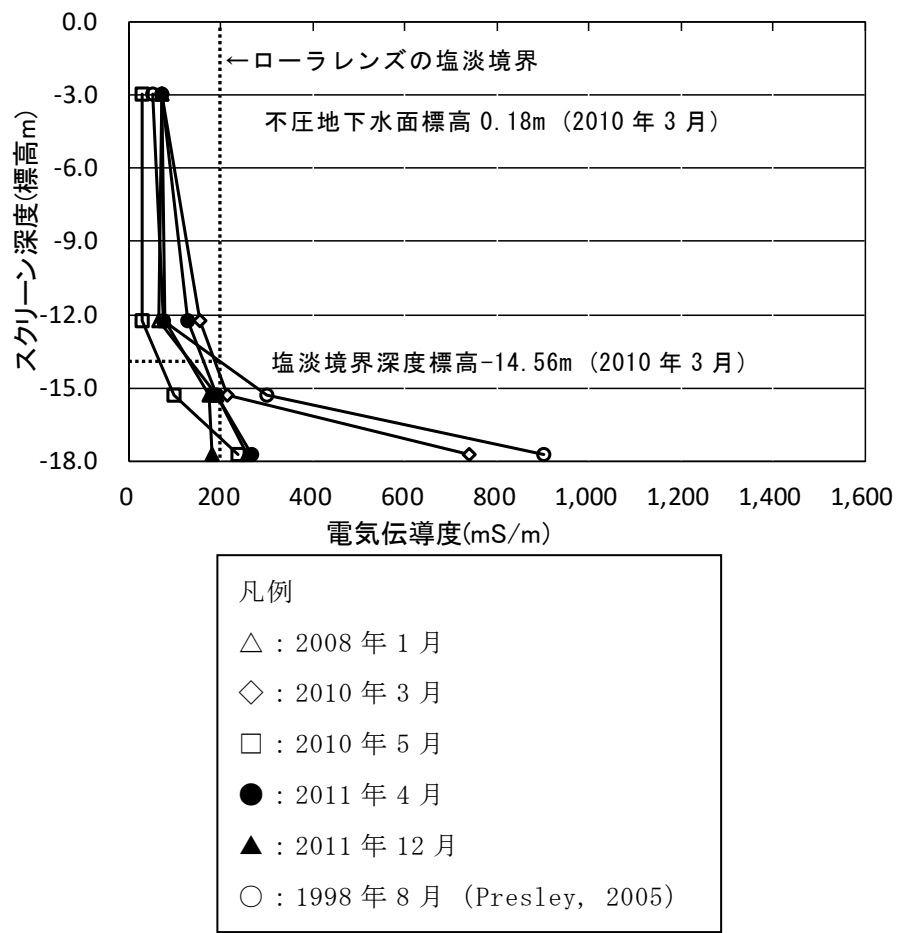


図 4.5 地下水観測井サイト No. 4 のスクリーン深度と EC の変化

2008年1月から2011年12月までの期間に地下水観測井サイト No. 5 において観測された鉛直方向の電気伝導度分布を図 4. 6 に示す。図 4. 2 に記載された地下水観測井 No. 5-48 における電気伝導度の時系列変化において、電気伝導度の極大値と極小値の差が大きかった年月を選定し、矢印で示した。地下水観測井サイト No. 5 において観測された地下水の電気伝導度は $21.8 \sim 1,543 \text{ mS/m}$ の範囲にあり、スクリーン深度と電気伝導度の関係は観測年月によって異なった。ローラレンズの塩淡境界深度は、地下水観測井 No. 5-18 のスクリーン深度と地下水観測井 No. 5-28 のスクリーン深度の間に存在した。地下水観測井サイト No. 5 において 2010 年 3 月に観測されたローラレンズの塩淡境界深度は、標高-4.48m であった。地下水観測井サイトの近傍に位置する住民の浅井戸において観測された地下水観測結果から、地下水観測井サイト No. 5 における 2010 年 3 月の水理水頭は、標高 0.45m であった。地下水観測井サイト No. 5 では、地下水観測井 No. 5-28、及び地下水観測井 No. 5-33 付近で、電気伝導度の高い地下水が地下深部から浸入した可能性がある。なお、1998 年には地下水観測井 No. 5-38 が使用されていたため、図 4. 6 において 1998 年のスクリーン深度が異なる。

2008 年 1 月から 2010 年 1 月までの期間に地下水観測井サイト No. 6 において観測された鉛直方向の電気伝導度分布を図 4. 7 に示す。地下水観測井サイト No. 6 における各地下水観測井の電気伝導度は $66.6 \sim 3,030 \text{ mS/m}$ の範囲にあり、スクリーン深度と電気伝導度の大きさの関係は観測年月によって異なった。地下水観測井 No. 6-50 を施工した 2009 年 6 月までの地下水観測井 No. 6-33 の電気伝導度は、地下水が淡水であることを示唆した。2009 年 7 月には、地下水観測井 No. 6-33 の電気伝導度は、それよりスクリーン深度が深い地下水観測井 No. 6-48 の電気伝導度より大きくなった。2009 年 10 月には、スクリーン深度が深い地下水観測井 No. 6-48 において非常に大きな電気伝導度を観測した。2010 年 1 月には、地下水観測井 No. 6-33 の電気伝導度は減少したが、すべてのスクリーン深度の電気伝導度は、ローラレンズの塩淡境界の指標である 200 mS/m より大きかった。地下水観測井 No. 6-50 を 2009 年 6 月 25 日から 29 日までの期間に施工した後、ローラレンズの塩淡境界深度を明確に観測することが困難となった。

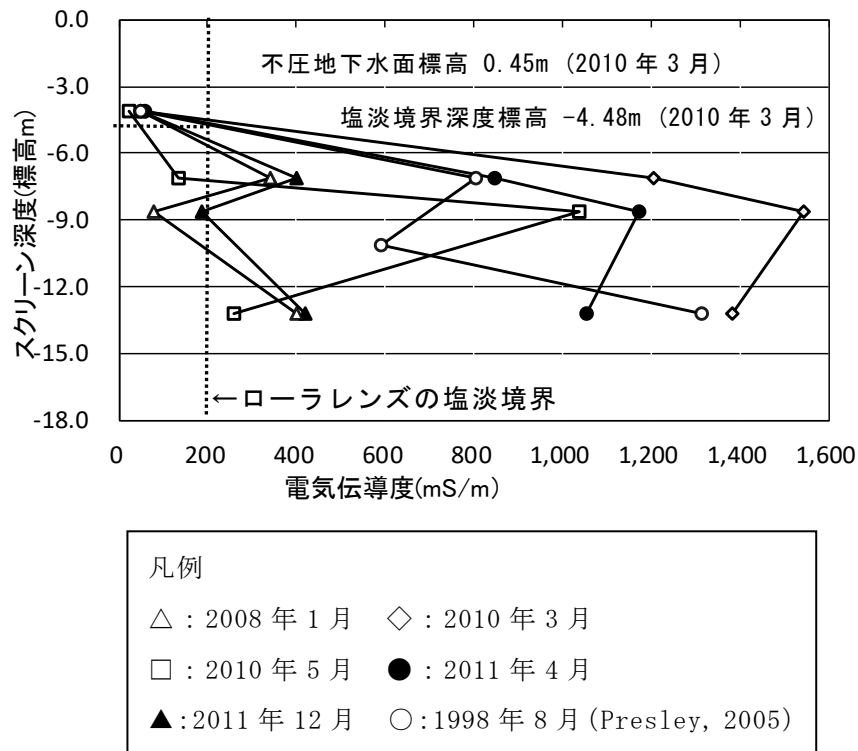


図 4.6 地下水観測井サイト No. 5 のスクリーン深度と EC の変化

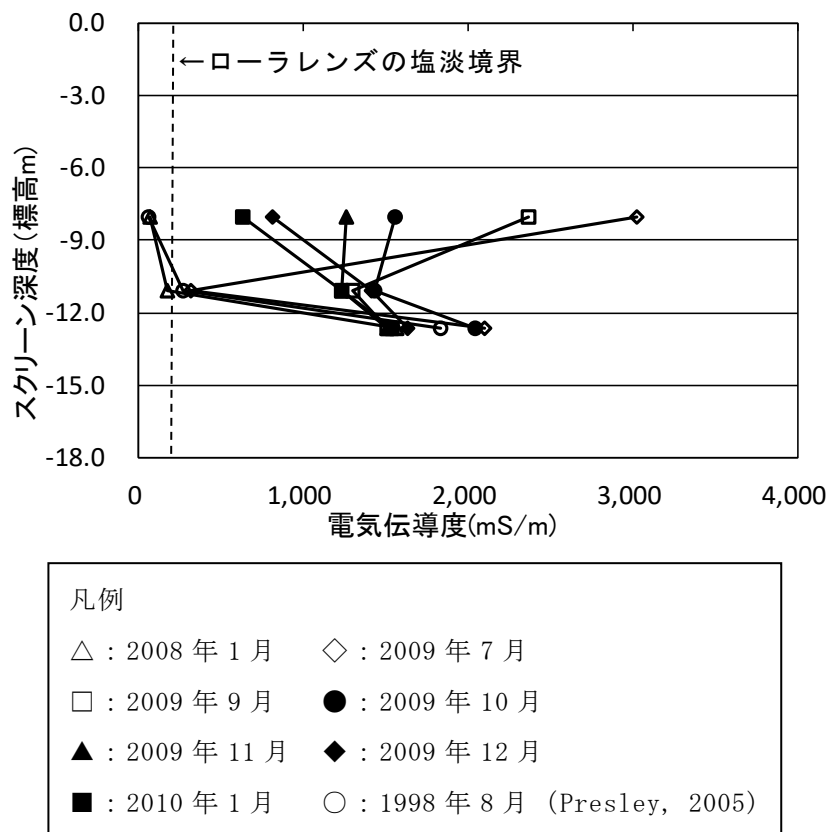


図 4.7 地下水観測井サイト No. 6 のスクリーン深度と EC の変化

2008年1月から2010年1月までの地下水観測井サイト No. 10 における鉛直方向の電気伝導度分布を図 4.8 に示す。地下水観測井サイト No. 10 における各地下水観測井の電気伝導度は 66.6~652mS/m の範囲にあり、スクリーン深度と電気伝導度の大きさの関係は観測年月によって異なった。地下水観測井サイト No. 10 では、地下水観測井 No. 10-54 を 2009 年 6 月 30 日から 7 月 2 日までの期間に施工した。その後、2009 年 7 月 5 日に地下水観測井サイト No. 10 の電気伝導度が大きく増加した。この日にはスクリーン深度が浅い地下水観測井 No. 10-13 の地下水の電気伝導度は、スクリーン深度が深い地下水観測井 No. 10-43 の電気伝導度よりも大きくなった。地下水観測井サイト No. 6 における電気伝導度の変化と比較すると、地下水観測井サイト No. 10 における電気伝導度の変化は小さかった。また、地下水観測井サイト No. 10 において、ローラレンズの塩淡境界深度の観測が可能な日があった。

先端スクリーンタイプの地下水観測井では、スクリーン部の上にも地下水が存在するため、スクリーン深度の電気伝導度が周囲の地下水の電気伝導度を必ずしも代表していない。一方、オールスクリーンタイプの構造では、ある深度の電気伝導度は、周囲の地下水の電気伝導度を代表する値となるはずである。しかし、地下水観測井内で地下水が攪拌されてしまい、電気伝導度は変化した。

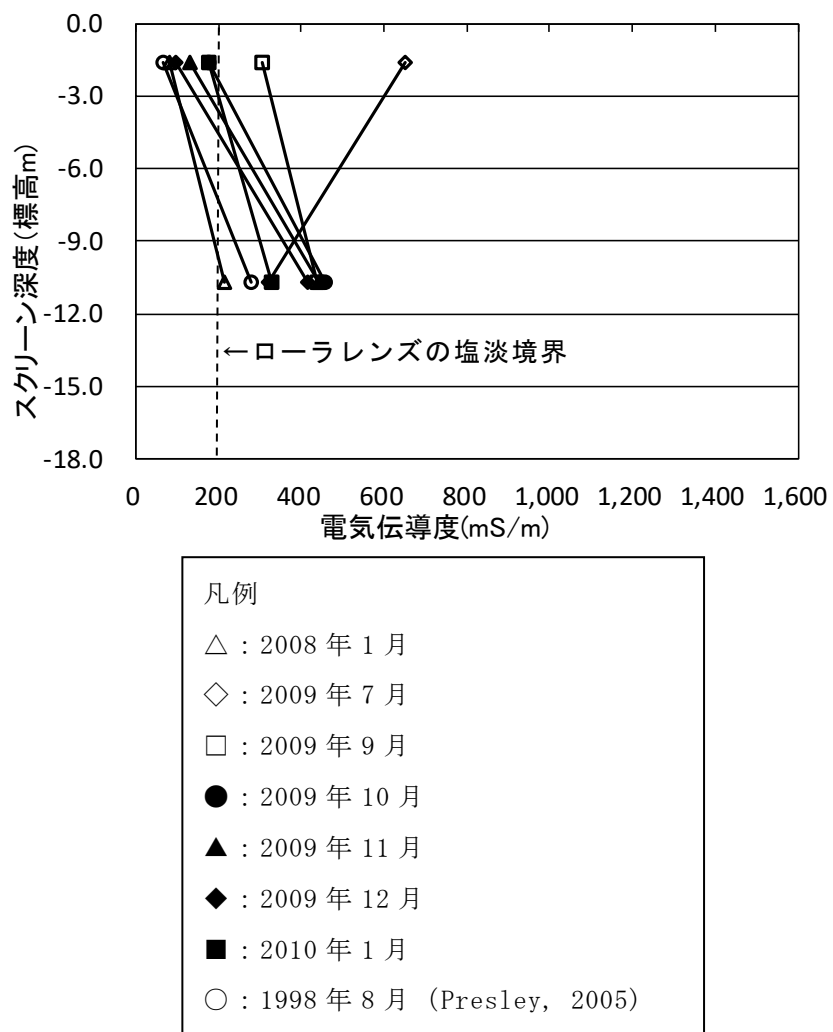


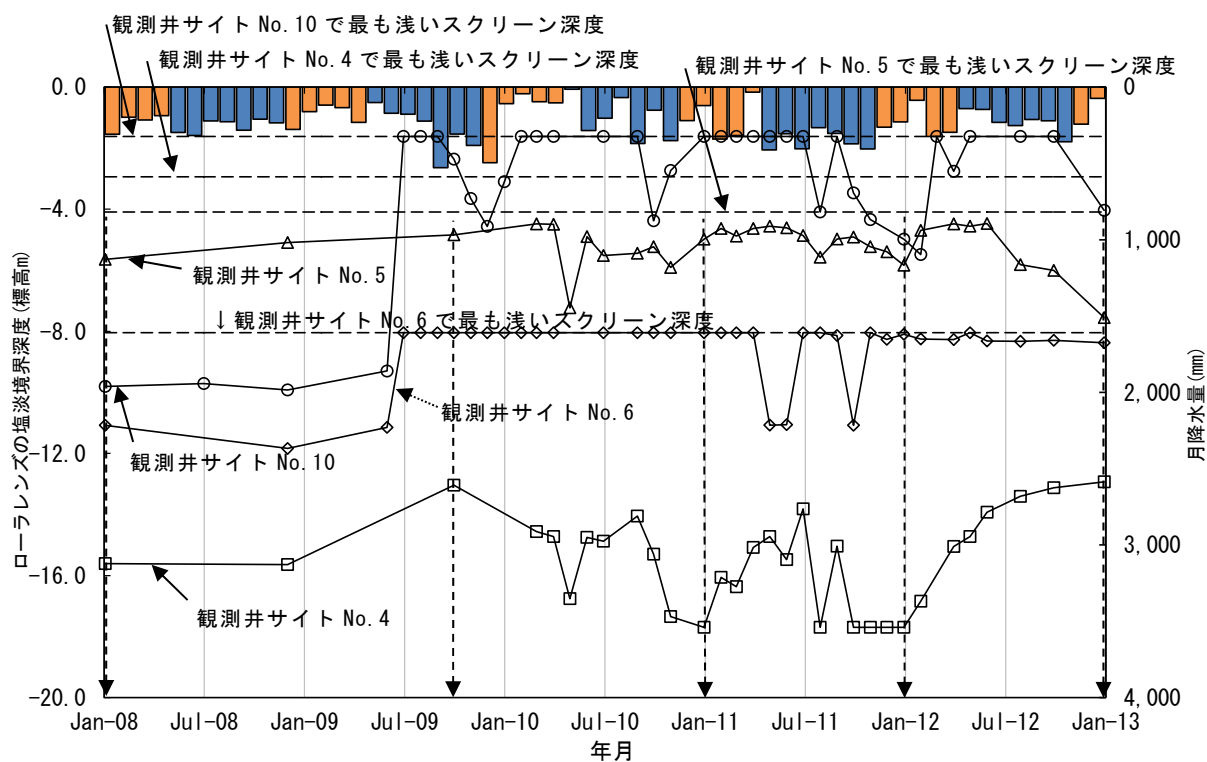
図 4.8 地下水観測井サイト No. 10 のスクリーン深度と EC の変化

4.2 ローラレンズの塩淡境界深度

(1) ローラレンズ中心部

ローラ島中心部に位置する地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 におけるローラレンズの塩淡境界深度の時系列変化を図 4.9 に示す。地下水観測井サイト No. 6 におけるローラレンズの塩淡境界深度は、地下水観測井 No. 6-50 を施工した後に浅くなった。同様に、地下水観測井サイト No. 10 においても地下水観測井 No. 10-54 を施工した後、ローラレンズの塩淡境界深度は浅くなった。2011 年 2 月に実施した地下水観測井 No. 6-50 の部分的閉塞により地下水の電気伝導度は減少し、そのサイトの塩淡境界深度は、徐々に深くなり回復する傾向を示した。

図 4.9 に記載された観測期間中には、地下水観測井 No. 10-54 の閉塞を行なっていなかった。地下水観測井サイト No. 10 におけるローラレンズの塩淡境界深度は、地下水観測井サイト No. 6 と比べると回復が遅い。地下水観測井サイト No. 4, 及び地下水観測井サイト No. 5 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度は、潮位や降水量の影響を受けて変動した。地下水観測井サイト No. 6, 及び No. 10 の塩淡境界深度は、最も浅いスクリーン深度より浅い場合には、それぞれ最も浅い観測井のスクリーン深度とした。各地下水観測井サイトにおいて最も浅いスクリーン深度の標高を図 4.9 中に破線で記載している。2008 年 1 月, 2009 年 10 月, 2011 年 1 月, 2012 年 1 月, 及び 2013 年 1 月に地下水観測井サイト No. 4 においてローラレンズの塩淡境界深度の極値が観測された。その年月を図 4.9 中に矢印の破線で示す。



凡例

- : 地下水観測井サイト No. 10 △ : 地下水観測井サイト No. 5
- ◇ : 地下水観測井サイト No. 6 □ : 地下水観測井サイト No. 4
- ↓ : 図 4. 10～12 の観測時期 ■ : 月降水量 (橙色は乾期)

図 4. 9 ローラレンズ中心部の塩淡水境界深度の時系列変化

2008 年 1 月，2009 年 10 月，2011 年 1 月，2012 年 1 月，及び 2013 年 1 月の各年月に，地下水観測井サイト No. 4，地下水観測井サイト No. 5，地下水観測井サイト No. 6，及び地下水観測井サイト No. 10 において観測したローラレンズの塩淡境界深度の変化を図 4.10 に示す。縦軸はローラレンズの塩淡境界深度，横軸はローラレンズの西端部が位置するオーシャンロード（外洋側を南北に走る幅員 7m のアスファルト舗装道路）から各地下水観測井サイトまでの距離である。地下水観測井 No. 6-50，及び No. 10-54 が閉塞され，塩淡境界深度への影響が無視できるまで，ローラレンズの塩淡境界深度が最も浅いスクリーン深度より上に位置する場合には，最も浅いスクリーン深度をその塩淡境界深度とした。各地下水観測井サイトにおける最も浅いスクリーン深度標高，及び最も深いスクリーン深度標高を破線で示す。地下水観測井サイト No. 10 では，最もスクリーン深度が深い地下水観測井が使用できなくなったため，地下水観測井サイト No. 10 におけるローラレンズの塩淡境界深度の下限は 1998 年と現在では異なる。このため，地下水観測井サイト No. 10 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度は 1998 年が最も深かった。

地下水観測井サイト No. 4 におけるローラレンズの塩淡境界深度標高は-9.6~-17.7m，地下水観測井サイト No. 5 におけるローラレンズの塩淡境界深度標高は-4.84-12.8m，地下水観測井サイト No. 6 におけるローラレンズの塩淡境界深度標高は-8.05~-11.08m，及び地下水観測井サイト No. 10 におけるローラレンズの塩淡境界深度標高は-1.62~-11.58m の範囲で変動した。1985 年に Presley (2005) によって実施された地下水観測の結果と比較すると，地下水観測井サイト No. 4，及び地下水観測井サイト No. 5 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度の差が大きかった。これは，1985 年には発生していなかったローラレンズ中のアップコーニングが，1998 年以降には発生したためである。また，地下水観測井サイト No. 4，及び地下水観測井サイト No. 5 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度は，潮位の影響により変化した (Hamlin and Anthony, 1987; Anthony et al., 1989; Werner et al., 2017)。さらに，アップコーニングの発生後に地下水流動が変化したため，地下水観測井 No. 4 の塩淡境界深度が深くなった。

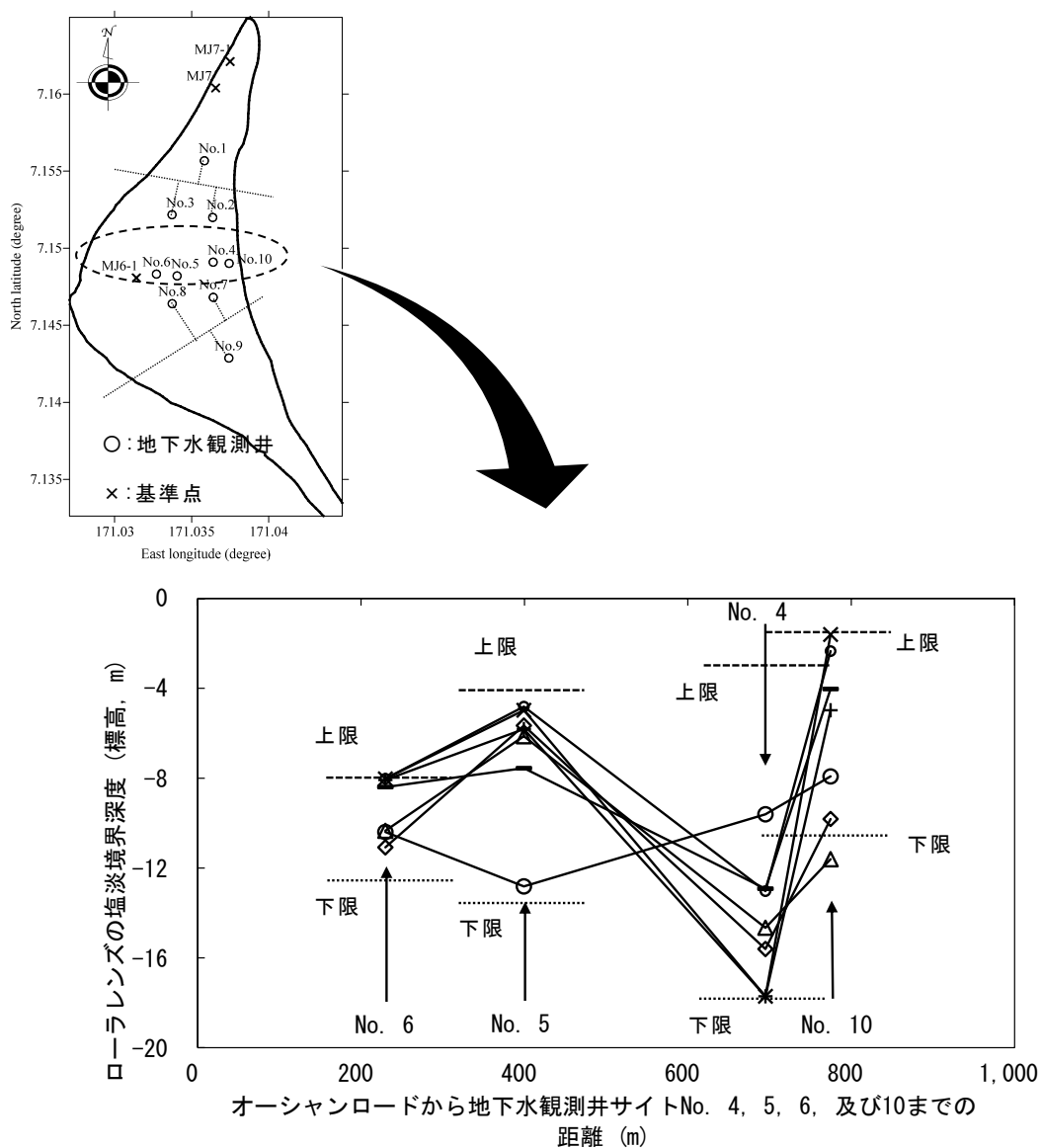
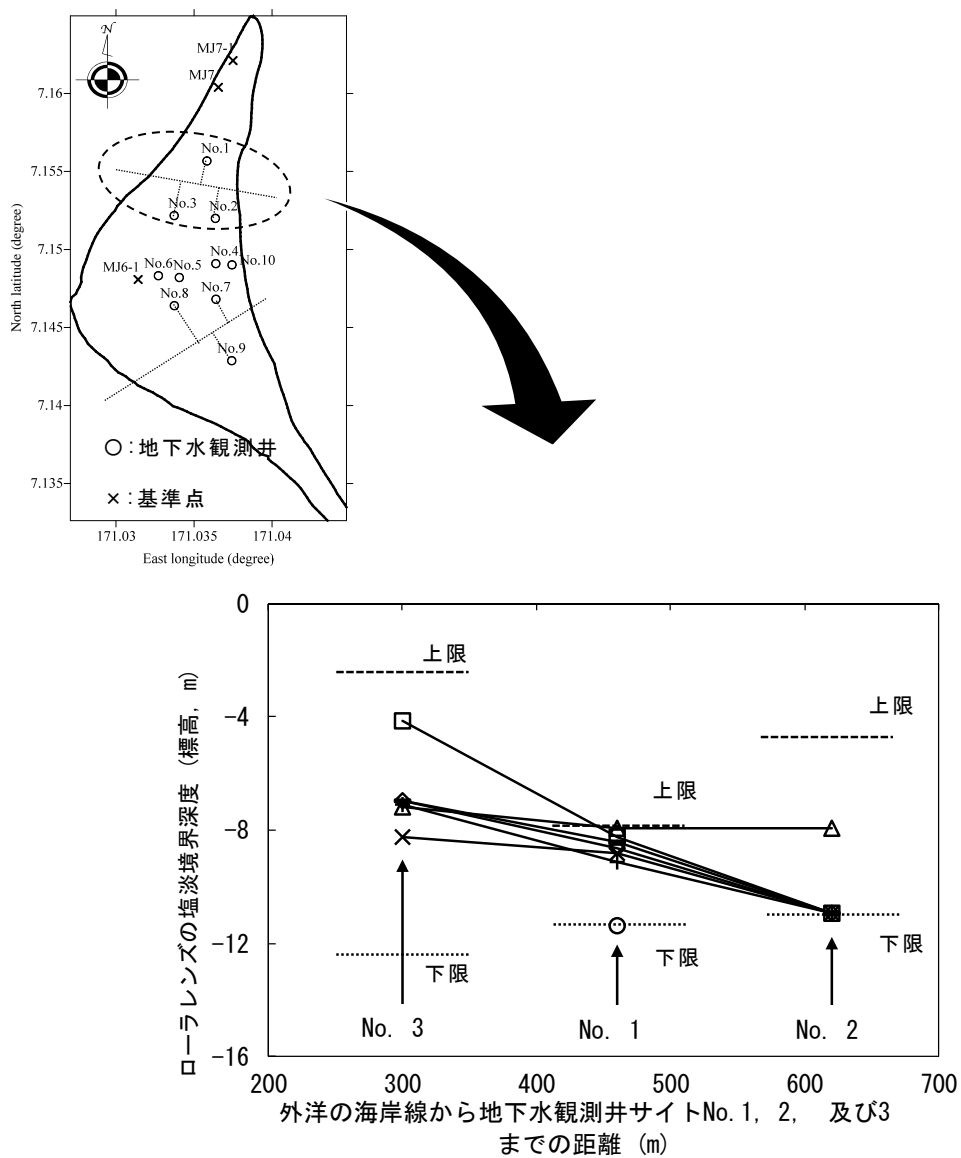


図 4.10 ローラレンズ中心部の塩淡水境界深度の変化

(2) ローラレンズ北部

地下水観測井サイト No. 1, 地下水観測井サイト No. 2, 及び地下水観測井サイト No. 3 におけるローラレンズの塩淡境界深度の変化を図 4. 11 に記載する。地下水観測井サイト No. 4 においてローラレンズの塩淡境界深度の極値が観測された 2008 年 1 月, 2009 年 10 月, 2011 年 1 月, 2012 年 1 月, 及び 2013 年 1 月を観測年月として選定した。縦軸はローラレンズの塩淡境界深度, 横軸は外洋の海岸線から地下水観測井サイト No. 1, 地下水観測井サイト No. 2, 及び地下水観測井サイト No. 3 までの距離を示す。これらの地下水観測井サイトはローラ島北部に位置する。他の 2 断面と比べるとローラレンズの厚さは薄かった。1985 年の地下水観測井サイト No. 1, 及び 2008 年以降の地下水観測井サイト No. 2 は, 最も深い地下水観測井のスクリーン深度より深い深度にローラレンズの塩淡境界が位置したため, ローラレンズの塩淡境界深度を最も深い地下水観測井のスクリーン深度とした。また, 2009 年 10 月の地下水観測井サイト No. 1 において, 最も浅い地下水観測井のスクリーン深度より浅い深度にローラレンズの塩淡境界が位置したため, ローラレンズの塩淡境界深度を最も浅い地下水観測井のスクリーン深度とした。

地下水観測井サイト No. 1 におけるローラレンズの塩淡境界深度標高は-7. 92 ~ -11. 36m, 地下水観測井サイト No. 2 におけるローラレンズの塩淡境界深度標高は-7. 92 ~ -10. 95m, 及び地下水観測井サイト No. 3 におけるローラレンズの塩淡境界深度標高は-4. 14 ~ -8. 23m の範囲で変動した。地下水観測井サイト No. 1 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度は, 1985 年を上限とし 1998 年を下限とする範囲で変動した。地下水観測井サイト No. 2 におけるローラレンズの塩淡境界深度は, 1998 年の塩淡境界深度と比較すると深くなっており, 地下水観測井のスクリーン深度の下限に達した。地下水観測井サイト No. 3 におけるローラレンズの塩淡境界深度は, 2009 年 10 月を除き, 1998 年のローラレンズの塩淡境界深度とほぼ同じであった。2009 年 10 月の地下水観測井サイト No. 3 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度は浅くなった。これは, 地下水観測井 No. 3-28 と地下水観測井 No. 3-38 ではなく, 地下水観測井 No. 3-18 と地下水観測井 No. 3-38 の内挿計算により, ローラレンズの塩淡境界深度が算定されたためである。地下水観測井サイト No. 3 では, 地下水観測井のスクリーン深度の間隔が大きいため, スクリーン深度が浅い地下水観測井の電気伝導度の影響により, このサイト No. 3 のローラレンズの塩淡境界深度が浅くなった。また, 地下水観測井サイト No. 3 において観測されたローラレンズの塩淡境界深度は浅く, 透水係数が比較的小さい帯水層に位置するため, 潮位の影響も他の地下水観測井サイトに比べて小さかった。



凡例

◇: 2008 年 1 月

□: 2009 年 10 月

×: 2011 年 1 月

+: 2012 年 1 月

—: 2013 年 1 月

○: 1985 年 4 月 (Hamlin and Anthony, 1987)

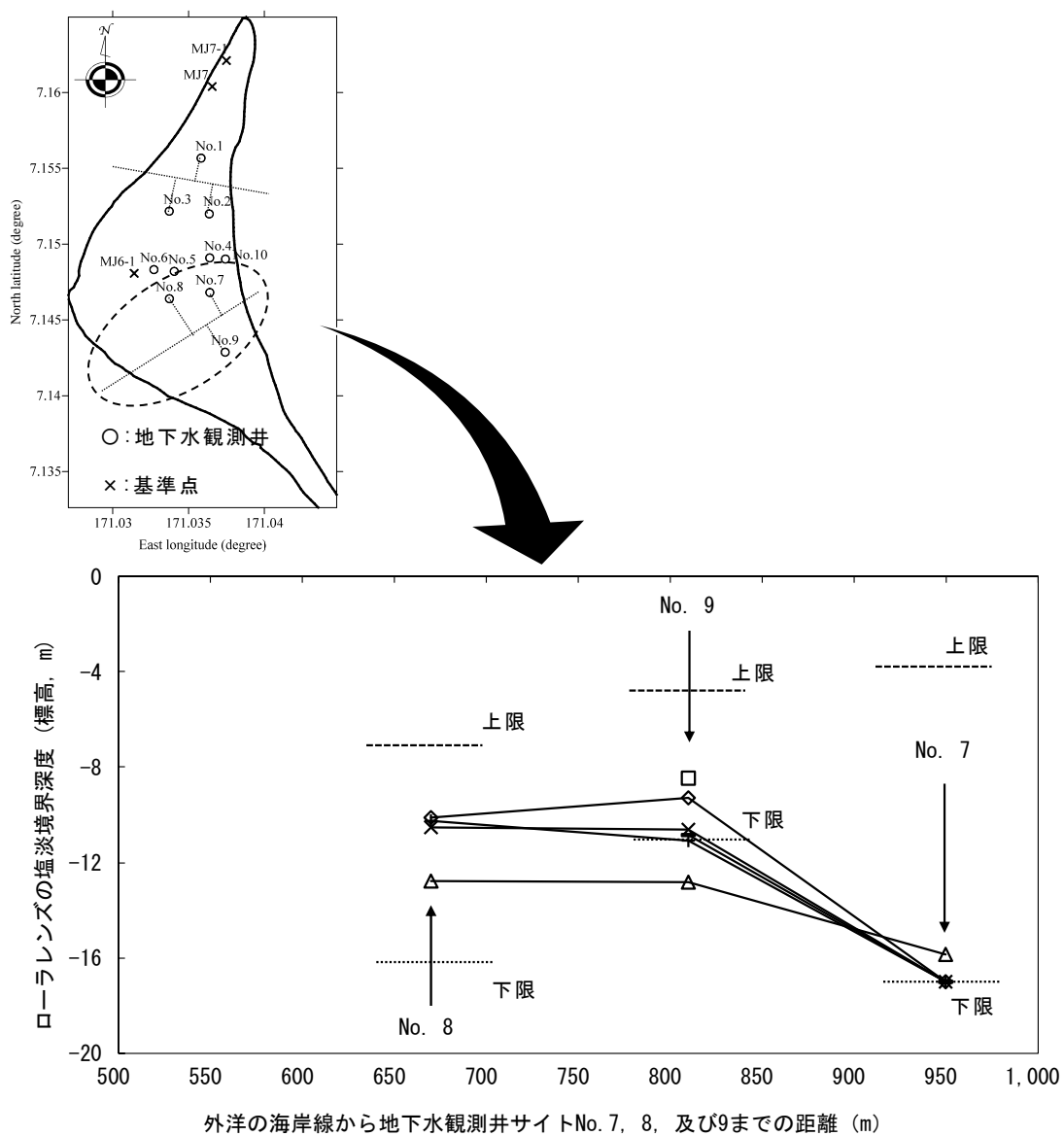
△: 1998 年 8 月 (Presley, 2005)

図 4.11 ローラレンズ北部の塩淡水境界深度の変化

(3) ローラレンズ南部

地下水観測井サイト No. 7, 地下水観測井サイト No. 8, 及び地下水観測井サイト No. 9 において観測されたローラレンズの塩淡水境界深度の変化を図 4. 12 に記載する。地下水観測井サイト No. 4 におけるローラレンズの塩淡水境界深度の極値が観測された 2008 年 1 月, 2009 年 10 月, 2011 年 1 月, 2012 年 1 月, 及び 2013 年 1 月を観測年月に選定した。この図の縦軸はローラレンズの塩淡水境界深度, 横軸は外洋の海岸線から地下水観測井サイト No. 7, 地下水観測井サイト No. 8, 及び地下水観測井サイト No. 9 までの距離を示す。これらの地下水観測井サイトはローラ島南部に位置する。地下水観測井サイト No. 7, 及び地下水観測井サイト No. 9 では, 地下水観測井の最も深いスクリーン深度より深い深度にローラレンズの塩淡水境界がある場合には, ローラレンズの塩淡水境界深度を最も深い地下水観測井のスクリーン深度とした。

地下水観測井サイト No. 7 におけるローラレンズの塩淡水境界深度標高は-15. 85~-16. 99m, 地下水観測井サイト No. 8 におけるローラレンズの塩淡水境界深度標高は-10. 12~-12. 8m, 及び地下水観測井サイト No. 9 におけるローラレンズの塩淡水境界深度標高は-9. 31~-12. 83m の範囲で変動した。地下水観測井サイト No. 7 におけるローラレンズの塩淡水境界深度は, 1998 年と比較すると深くなっており, 地下水観測井のスクリーン深度の下限に達した。この地下水観測井サイト No. 7 におけるローラレンズの塩淡水境界深度は深いため, その変動も大きいはずであった。このサイトでは, よりスクリーン深度の深い地下水観測井が不足し, ローラレンズの塩淡水境界深度が過小評価されているため, 塩淡水境界深度の変動が小さい可能性がある。地下水観測井サイト No. 8 におけるローラレンズの塩淡水境界深度は, 1998 年以降浅くなっており, その変動も小さかった。これは, ローラレンズの塩淡水境界深度の上下に位置する地下水観測井 No. 8-38 と地下水観測井 No. 8-58 におけるそれぞれの電気伝導度の差が大きく, 内挿によって算定されたローラレンズの塩淡水境界深度の変動が小さくなったためである。よって, ローラレンズの塩淡水境界深度の変動を適切にモニタリングするためには, これらの地下水観測井の間に新たな地下水観測井を設置する必要がある。地下水観測井サイト No. 9 では, 最もスクリーン深度が深い地下水観測井が埋設されたため, 地下水観測井サイト No. 9 におけるローラレンズの塩淡水境界深度の下限は 1998 年と現在では異なる。このため, 地下水観測井サイト No. 9 において観測されたローラレンズの塩淡水境界深度は 1998 年が最も深かった。また, 地下水観測井サイト No. 9 のそばでは大規模なかんがい農業が行われている。浅井戸からの取水の影響により, 塩淡水境界深度が減少傾向を示したと考える。



凡例

◇ : 2008 年 1 月

□ : 2009 年 10 月

× : 2011 年 1 月

+ : 2012 年 1 月

- : 2013 年 1 月

△ : 1998 年 8 月 (Presley, 2005)

図 4.12 ローラレンズ南部の塩淡水境界深度の変化

4.3 ローラレンズの塩淡境界コンター

(1) ローラレンズの外縁部の塩淡境界

外洋サイドにおけるローラレンズの塩淡境界を明らかにするため、オーシャンロード付近に位置する住民の浅井戸において、手動の地下水観測を行った。ローラレンズの塩淡境界をはさんで淡水（ローラレンズ）側と塩水（外洋）側に位置する住民の浅井戸をそれぞれ選定した。それらの浅井戸の電気伝導度と位置座標（井戸・経度）の組合せにより、電気伝導度が 200mS/m となる座標の内挿計算を行った。

図 4.13 にローラ島の外洋サイドにおけるローラレンズの塩淡境界の位置を示す。これらの塩淡境界の座標を算定するために使用した 19 箇所の住民の浅井戸の位置も併記した。2009 年 7 月に実施した地下水観測の結果に基づいて、ローラレンズの塩淡境界を算定した。図中の表は、住民の浅井戸の電気伝導度から算定された塩淡境界の座標である。ローラレンズの塩淡境界の算定に用いた住民の浅井戸の組み合わせを実線で示した。

一方、礁湖サイドのローラビーチにおいて深さ 1~1.5m 程度の試掘を行い、地下水の電気伝導度を観測した。その結果、波打ち際から 23m 内陸側の海岸上にローラレンズの塩淡境界が存在することがわかった。Werner et al. (2017) によると、海の下に塩淡境界が存在する。しかし、ローラレンズの塩淡境界は、波打ち際より内陸側に存在し、海側には存在しなかった。

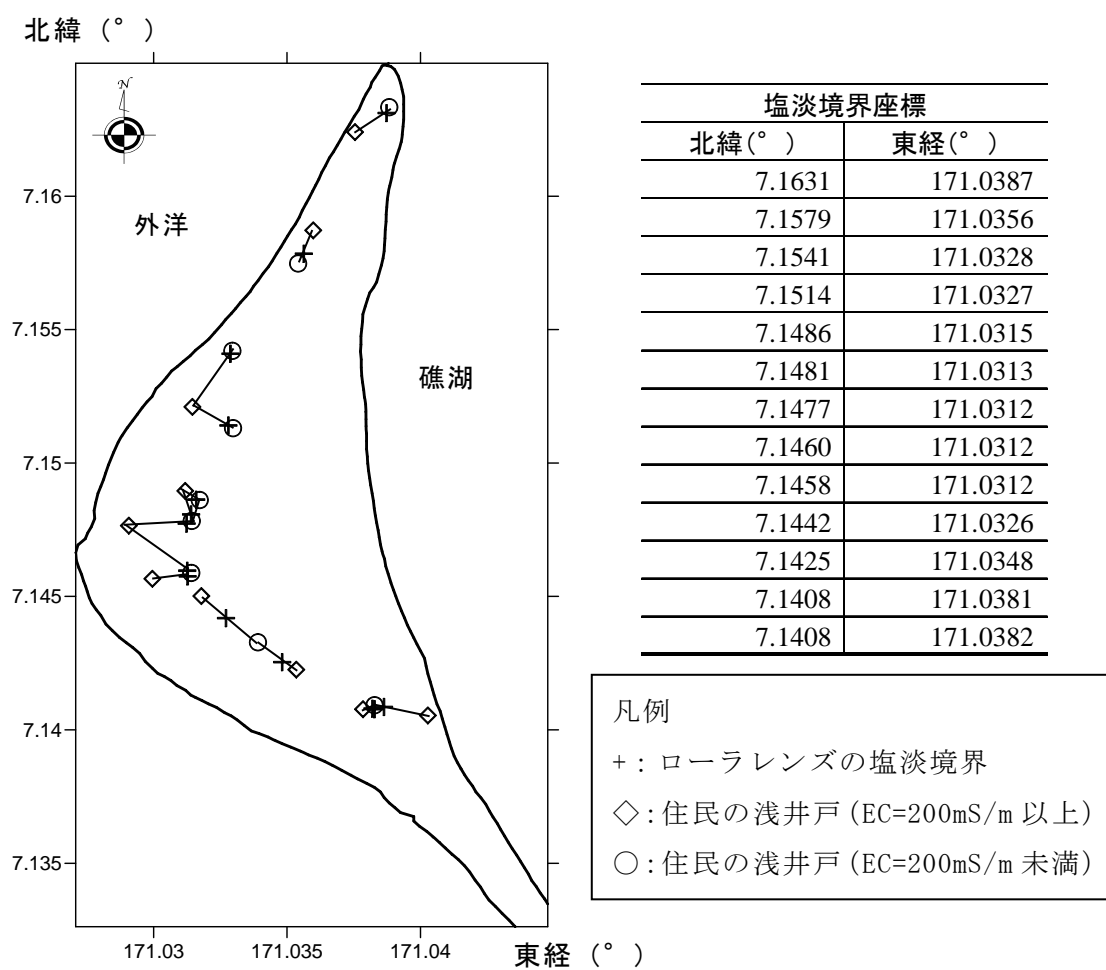


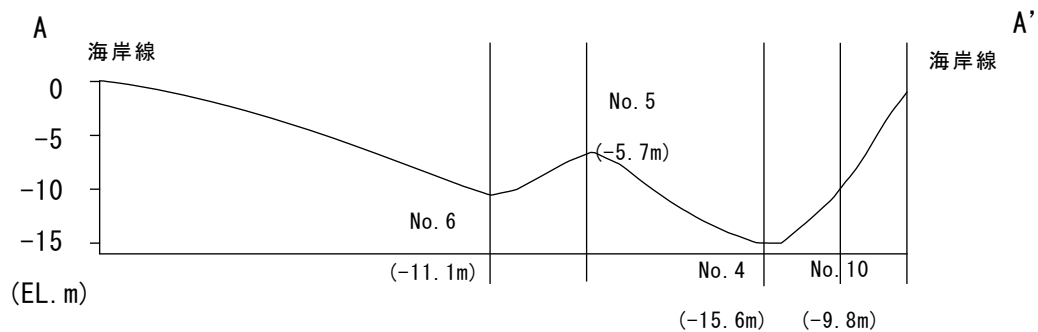
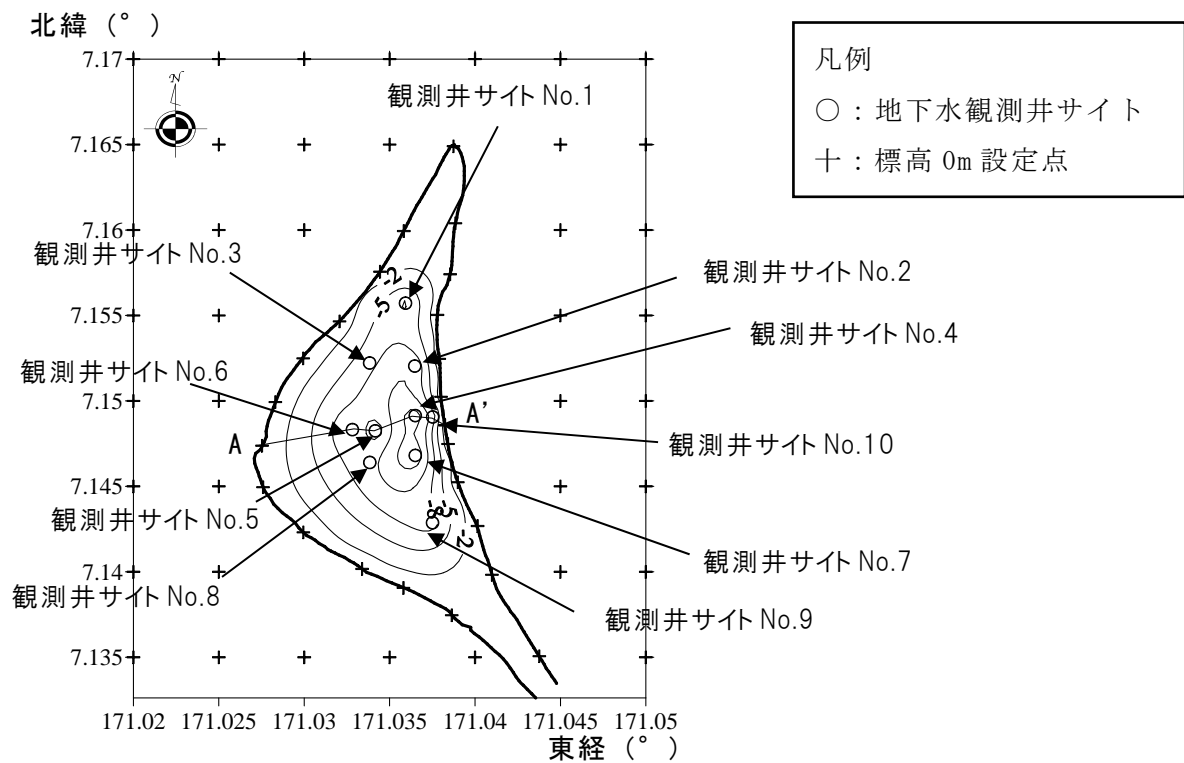
図 4.13 ローラレンズの塩淡水境界の位置図

(2) ローラレンズの塩淡境界深度コンター，及び断面図

原則として月に 1 回，地下水観測井の電気伝導度を手動で観測した。異なる深度の電気伝導度分布から，電気伝導度が 200mS/m に等しい深度を算定した。この深度をローラレンズの塩淡境界深度とした。このようにして得られた各地下水観測井サイトのローラレンズの塩淡境界深度と座標を用いて，ローラレンズの塩淡境界深度コンターを作成した。グラフィックソフトウェアとして，コンター，格子，及び 3 次元表面マッピングソフトウェア Surfer16 (Golden Software 社製) を用いた。

2008 年 1 月に実施した地下水観測結果から作成したローラレンズの塩淡境界深度コンターを図 4.14 に示す。図 4.15 はローラレンズの塩淡境界の断面図である。これらの図では，海洋に等間隔で標高 0m を設定している。ローラレンズの塩淡境界深度コンターの時系列変化を図 4.16 に示す。

図 4.17 にローラレンズの雨季と乾季の断面図を示す。乾季として月別降水量 80mm の 2011 年 4 月を，また，雨季として月別降水量 512mm の 2010 年 11 月を取り上げ，図 4.14 に示した A-A' 断面においてローラレンズの断面図の比較を行った。1998 年ローラレンズ中に発生したアップコーニングの形状は，雨季・乾季ともにほぼ同じであった。乾期のローラレンズのアップコーニングの塩淡境界深度は浅くなっていた。これは，Ayers(1998)によって示された淡水レンズ形状と同様であり，アップコーニングから回復するためには，涵養量が重要であることを示唆している。



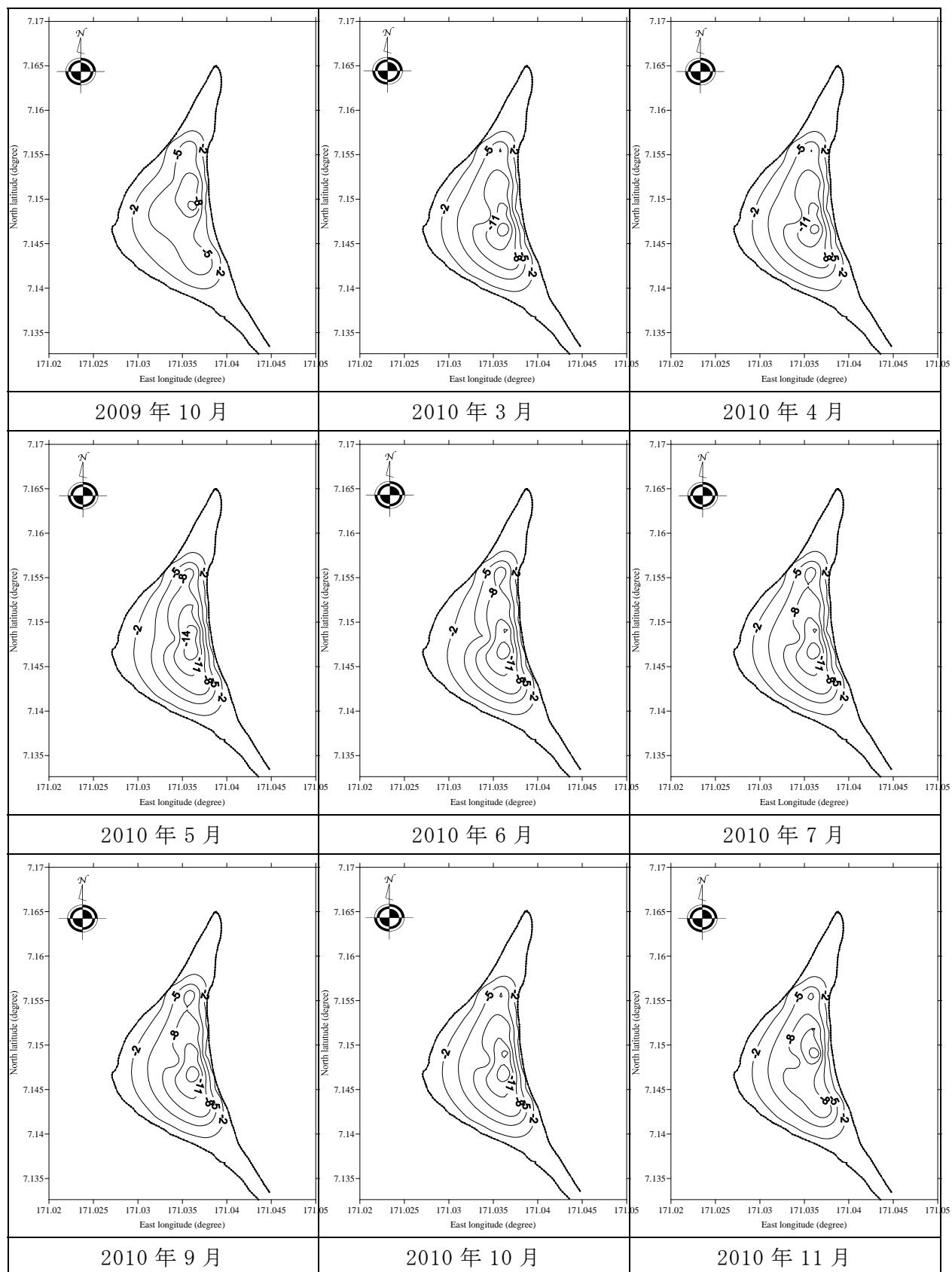


図 4.16 ローラレンズの塩淡水境界深度コンターの時系列変化

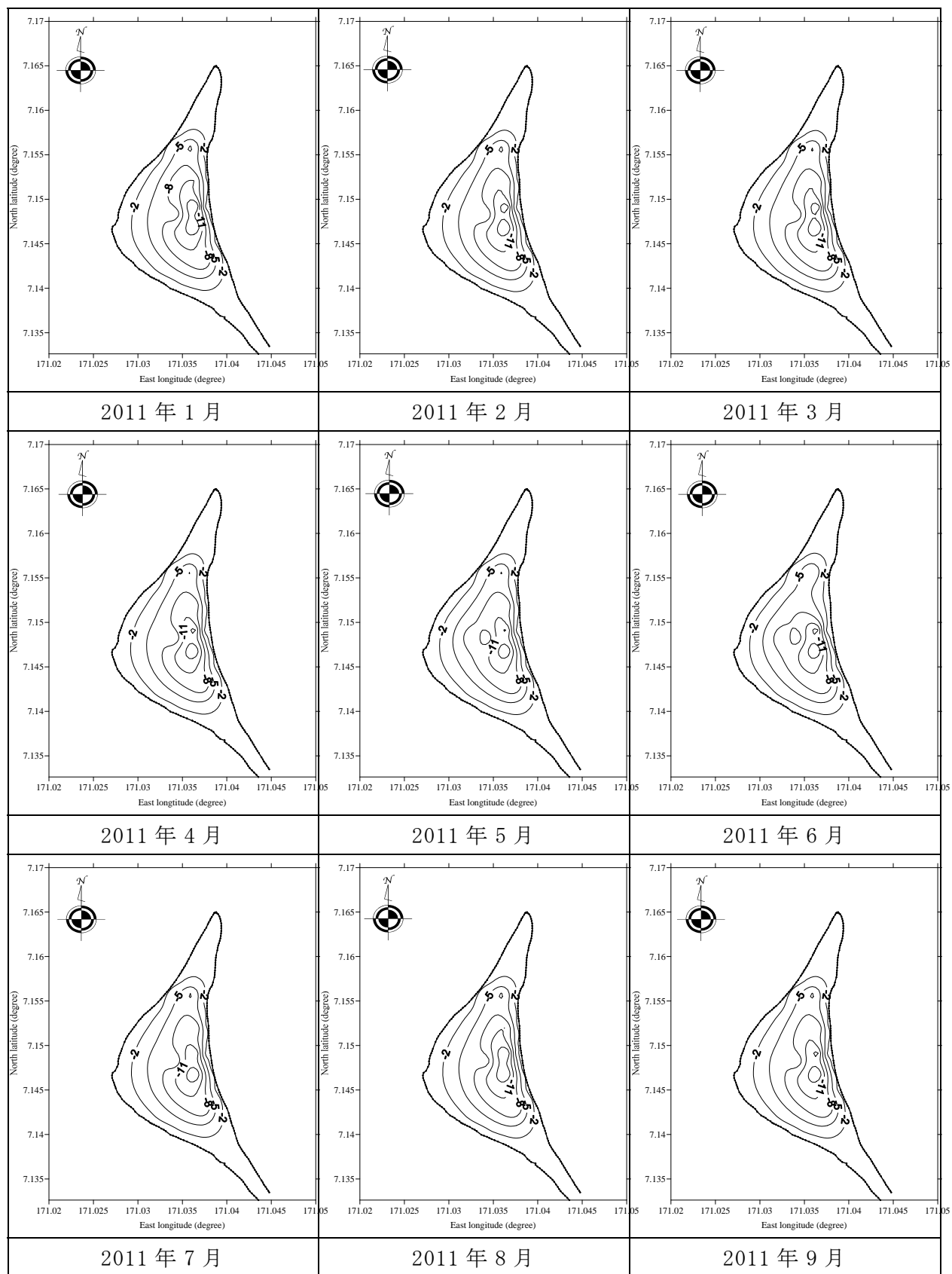


図 4.16 ローラレンズの塩淡水境界深度コンターの時系列変化（続き）

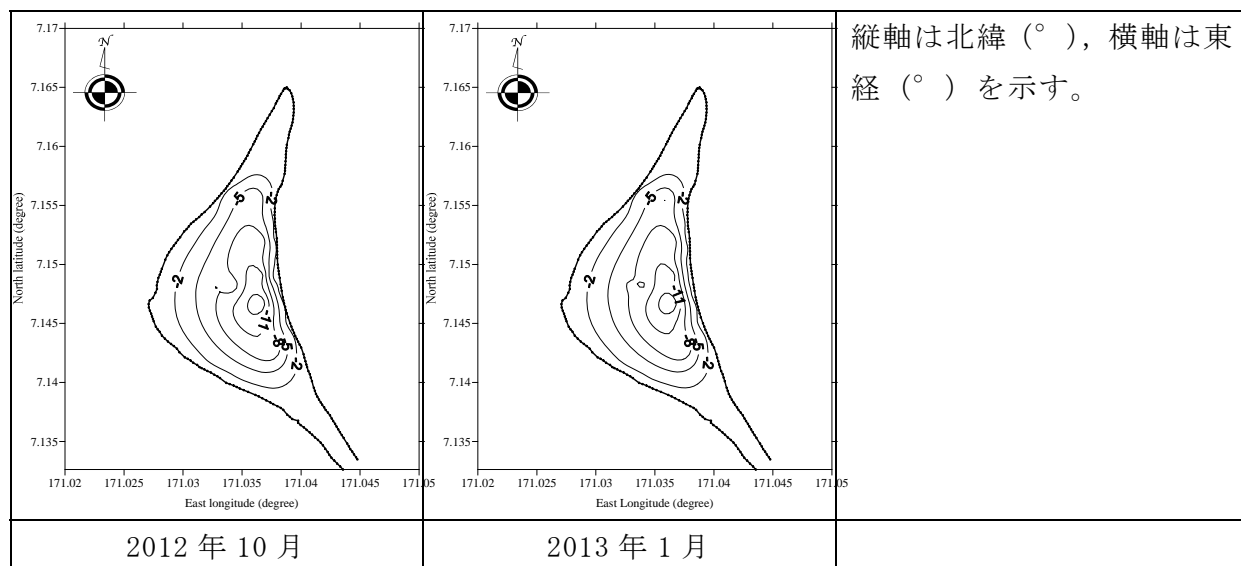
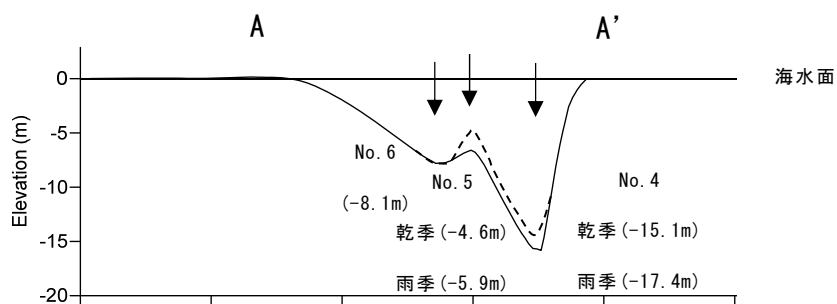


図 4.16 ローラレンズの塩淡水境界深度コンターの時系列変化 (続き)



凡例

-----: 乾季の塩淡水境界 (2011 年 4 月)

——: 雨季の塩淡水境界 (2010 年 11 月)

備考) A-A' の位置を図 4.14 に示している。

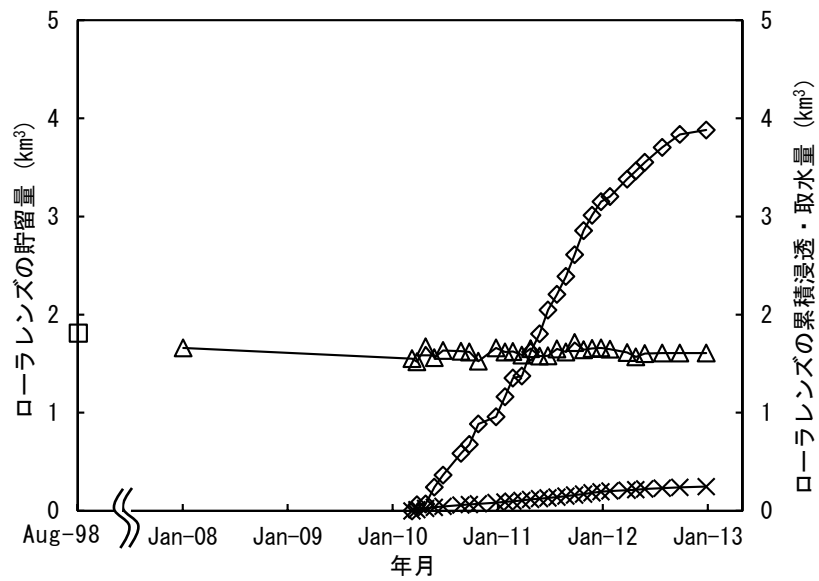
図 4.17 ローラレンズの雨季と乾季の断面図

4.4 ローラレンズの貯留量

ローラレンズの塩淡境界データ（深度，座標）を Surfer の入力データとして用い，ローラレンズの体積を算定した。ローラレンズの塩淡境界深度を補間する数学的手法は Kriging 法であった。このローラレンズの体積に比産出率を乗じ，ローラレンズの貯留量を算定した。第 5 章に記載しているとおり，ローラ島で揚水試験を行った結果から，この比産出率の値を 0.22 とした。ローラレンズの貯留量，累積浸透量，及び累積取水量の変化を図 4.18 に示す。

ローラレンズの塩淡境界を考慮しない外挿計算による 2010 年 10 月の貯留量は 2.45km^3 であった。この貯留量は，同様の方法により算定した 1998 年 8 月の貯留量 2.56km^3 と整合していた。2008 年 1 月の貯留量は，ローラレンズの塩淡境界を考慮した内挿計算の場合には 1.71km^3 ，考慮しない外挿計算の場合には 2.50km^3 であった。この貯留量の比率 ($1.71\text{km}^3/2.50\text{km}^3=0.684$) を用いてローラレンズの塩淡境界を考慮した内挿計算を行った結果，2010 年 10 月のローラレンズ貯留量は 1.68km^3 であった。一方，1985 年のローラレンズ貯留量は約 2.09km^3 と見積もられた (Hamlin and Anthony, 1987)。よって，ローラレンズの貯留量は，アップコーニングの発生により 0.41km^3 減少したことがわかった。この値は，ローラレンズ貯留量のおよそ 20%に相当する (Koda, 2019)。また，アップコーニング発生後の貯留量は，水柱高単位で 1,398mm であり，ローラ島の年平均降水量 3,500mm の約 40%と見積もられた。

累積浸透量に比べると，累積取水量は小さかった。ローラレンズからの累積流出量は，累積浸透量から累積取水量を減じ，貯留量の変化分を加えた値に等しい。累積浸透量は増え続けたが，ローラレンズの貯留量は大きく変化しなかったことがわかった。



凡例

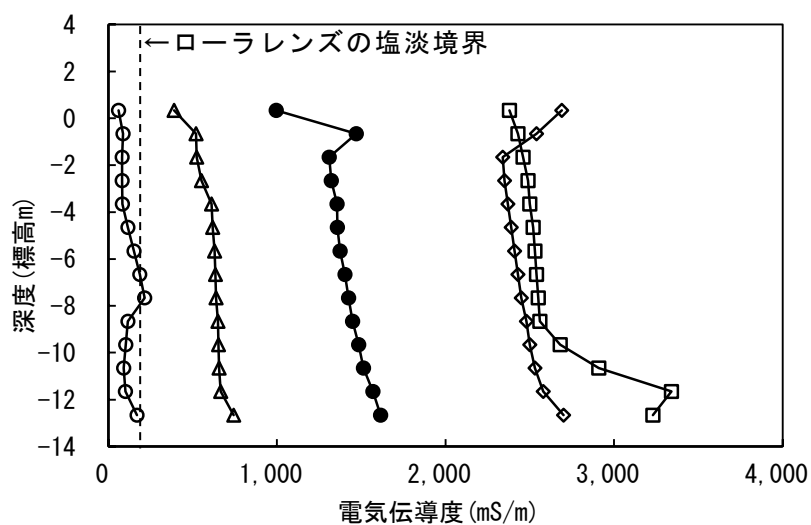
△：貯留量，◇：累積浸透量，×：累積取水量，□：貯留量（Presley, 2005）

図 4.18 ローラレンズの貯留量の変化

4.5 塩水浸入深度

地下水観測井 No. 6-50, 及び地下水観測井 No. 10-54 において 2009 年 9 月から 2010 年 1 月までの期間に観測した鉛直方向の電気伝導度分布の変化を図 4.19 に示す。2009 年 9 月 13 日, 地下水観測井 No. 6-50 の電気伝導度は地下水面付近で 60mS/m であり, 深度が深くなると緩やかに増加し, 標高-7.79m で 200mS/m を超え, 標高-12.79m で 170mS/m であった。2010 年 1 月 10 日, 電気伝導度はすべての深度で淡水レンズの塩淡境界の指標である 200mS/m を大きく超え, 標高-12.79m で 1,615mS/m に達した。深度の違いによる電気伝導度の差は小さかった。ローラレンズの塩淡境界深度を明確に観測できなかった。地下水観測井 No. 6-50 内の電気伝導度は, 満潮, 干潮, 大潮, 及び小潮等の潮汐の影響を受けて変化した。地下水観測井 No. 6-50 を施工した後, マジュロ環礁では月降水量 100mm 以下の月が 2010 年と 2011 年に 3 か月あった。地下水観測井 No. 6-50 から発生する地下水流れの影響を受けて, 周囲の地下水観測井の電気伝導度が上昇した。

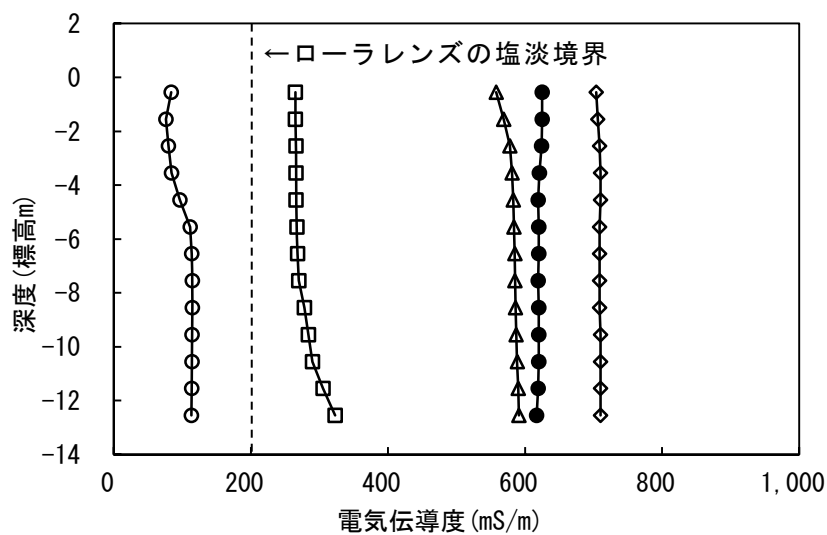
一方, 地下水観測井 No. 10-54 では, 地下水観測井 No. 6-50 に比べると鉛直方向の電気伝導度もその変化も小さかった。2009 年 9 月 13 日, 電気伝導度は地下水面付近で 100mS/m 未満であり, 深度が深くなると緩やかに増加し, 標高-5.55m 以深でおおよそ 110mS/m であった。これらの電気伝導度は, すべての深度で淡水であることを示した。2010 年 1 月 10 日, 標高-0.55m 以深のすべての深度において, 電気伝導度は 200mS/m を大きく超えた。これらの電気伝導度は, 淡水レンズの塩淡境界よりも大きな値であった。地下水観測井 No. 10-54 内の電気伝導度が周囲の帯水層の電気伝導度と同じ値を示す保証はなかった。なお, 地下水観測井 No. 10-54, 及び地下水観測井 No. 6-50 において, 同じ日に地下水観測を実施した。



凡例

- : 2009 年 9 月
- △ : 2009 年 10 月
- ◇ : 2009 年 11 月
- : 2009 年 12 月
- : 2010 年 1 月

(a) 地下水観測井 No. 6-50



凡例

- : 2009 年 9 月
- △ : 2009 年 10 月
- ◇ : 2009 年 11 月
- : 2009 年 12 月
- : 2010 年 1 月

(b) 地下水観測井 No. 10-54

図 4.19 地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 10-54 における EC 分布の変化

2009 年 6 月から 2011 年 1 月までの期間に、地下水観測井 No. 6-50、及び地下水観測井 No. 6-33 において観測した電気伝導度の変化を図 4. 20 に示す。地下水観測井 No. 6-50 に設置された EC セルの深度標高-7. 79m とほぼ同じ深さに、地下水観測井 No. 6-33 の開口部が存在した。地下水観測井 No. 6-33 の電気伝導度は、地下水観測井 No. 6-50 を施工した直後から大きく増加した。地下水観測井 No. 6-50 の電気伝導度は 116mS/m～3, 030mS/m の範囲で変動し、地下水観測井 No. 6-33 の電気伝導度は 584mS/m～3, 030mS/m の範囲で変動した。地下水観測井 No. 6-50 と地下水観測井 No. 10-54 を比較すると、地下水観測井 No. 6-50 の変化はより大きかった。

2009 年 7 月から 2011 年 1 月までの期間に、地下水観測井 No. 10-54、及び地下水観測井 No. 10-43 において観測した電気伝導度の変化を図 4. 21 に示す。地下水観測井 No. 10-54 に設置した EC セルの深度標高-10. 55m とほぼ同じ深さに、地下水観測井 No. 10-43 の開口部が存在した。地下水観測井 No. 10-43 の電気伝導度は、地下水観測井 No. 10-54 を施工する直前の 200mS/m から約 2 倍に増加した。地下水観測井 No. 10-54 の電気伝導度は 110mS/m～1, 117mS/m の範囲で変動し、地下水観測井 No. 10-43 の電気伝導度は 319mS/m～475mS/m の範囲で変動した。地下水観測井 No. 10-54 を地下水観測井 No. 10-43 と比較すると、地下水観測井 No. 10-54 の変化はより大きかった。

このようにオールスクリーンタイプの地下水観測井において、地下水の電気伝導度が想定外に増加した。パッカーは、長時間、空気圧に耐え空気の漏れがないゴム製の資材で、地下水観測井の中で空気チューブを膨らませて地下水流れを止めることができる。空気チューブを地下水観測井内で 1 箇所膨らませるシングルパッカーと上下に 2 箇所膨らませるダブルパッカーを開発した。

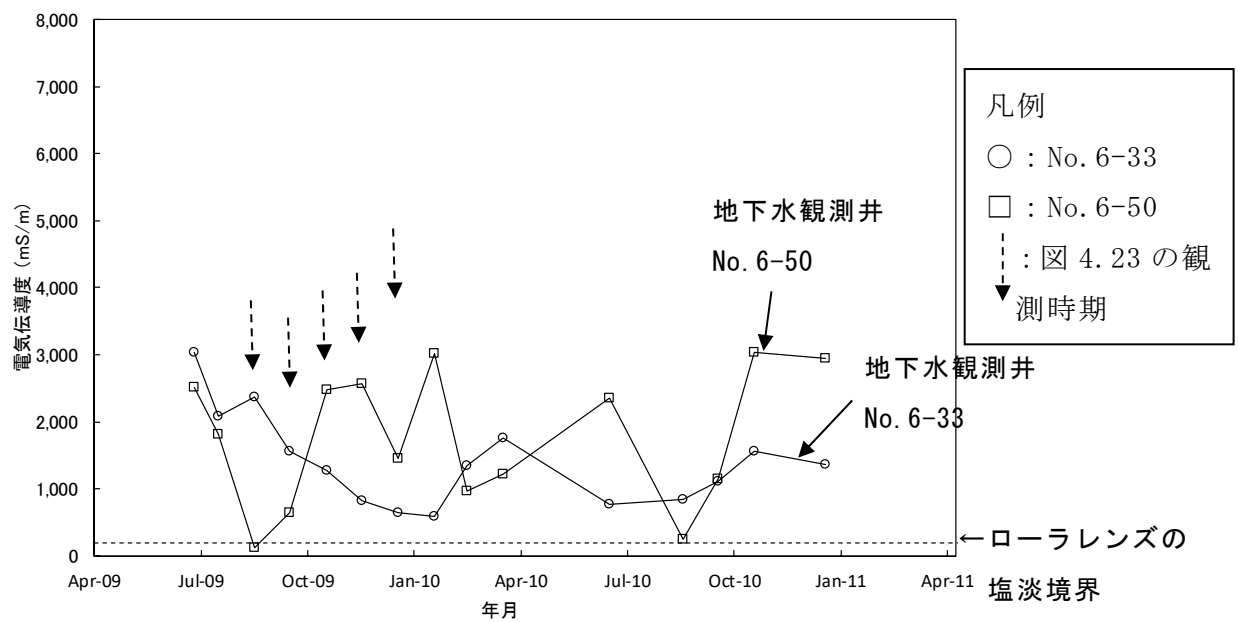


図 4.20 地下水観測井 No. 6-50, 及び No. 6-33 における EC の変化

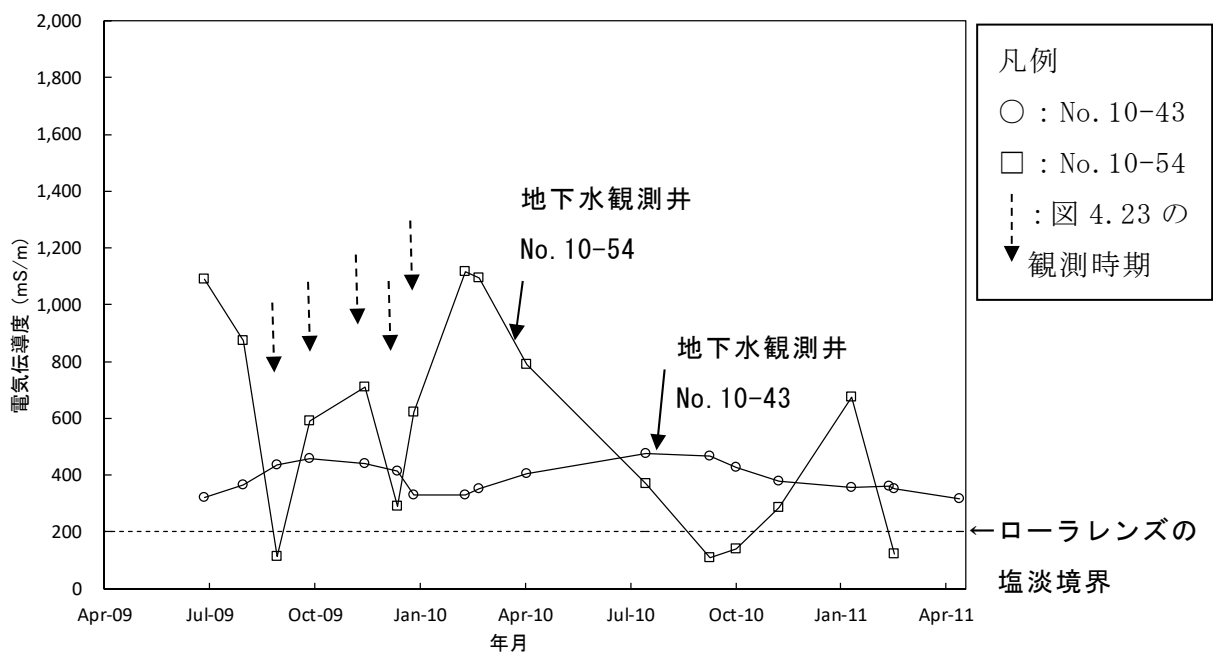


図 4.21 地下水観測井 No. 10-54, 及び No. 10-43 における EC の変化

帯水層中の水みちを通じて電気伝導度の高い地下水が浸入する深度を特定するため、地下水観測井内にダブルパッカーを設置した。2つのパッカーの間、及びその上下にECセンサーを配置し、電気伝導度の変化を比較した。もし、ダブルパッカーの接合部が地下水の水みちの深さの上下に位置するならば、ECセンサーにより観測された電気伝導度分布は重複する。ダブルパッカーの接合部が地下水の水みちと同じ深さの場合のみ、ECセンサーにより観測された電気伝導度分布は重複しない。図 4.22 は、地下水観測井 No. 6-50 において、ダブルパッカーを標高-5.29m と-6.29m に設置した場合の電気伝導度の変化を示す。地下水観測井 No. 6-48 における標高-12.64m の電気伝導度は、地下水観測井 No. 6-50 における標高-10.79m の電気伝導度とほぼ同じであった。地下水観測井 No. 6-33 における標高-8.05m の電気伝導度は、地下水観測井 No. 6-50 における標高-2.79m の電気伝導度より大きかった。接合部に設置した EC センサーの標高が-5.79m の時には、パッカー上下、及び接合部の EC センサーの電気伝導度はそれぞれ異なった値を示した。これは、高い電気伝導度の地下水と低い電気伝導度の地下水が接合部に浸入したためである。2011 年 2 月 6 日まで、標高-2.79m の EC センサーの電気伝導度は 3,000mS/m より大きかった。ダブルパッカーを地下水観測井内に設置した後、この電気伝導度は 1,000mS/m 未満に変化した。標高-5.79m の電気伝導度は、干潮時には標高-2.79m の電気伝導度に近づき、満潮時には標高-10.79m の電気伝導度に近づいた。ダブルパッカーを用いて地下水観測井 No. 6-50 を閉塞した後には、浅い深度の電気伝導度が深い深度の電気伝導度より小さくなり、深度標高-2.79m と深度標高-10.79m の電気伝導度の差は平均で 3,127mS/m であった。なお、図 4.22 には記載していないが、ダブルパッカーの接合部に設置した EC センサーの深度標高が-7.79m の時、下部パッカーと接合部の EC センサーの電気伝導度が重複し、高い電気伝導度の地下水が下部パッカーの下方から浸入したことを示した。観測期間中の降水量の影響はわずかであった。ダブルパッカーの設置深度は、地下水観測井 No. 6-50 設置前の地下水観測井サイト No. 6 の塩淡水境界深度より若干浅かった。なお、地下水観測井 No. 10-54 では、複数の深度から塩水侵入が発生したため、地下水観測井内の電気伝導度分布から塩水浸入深度を推定することが困難であった。

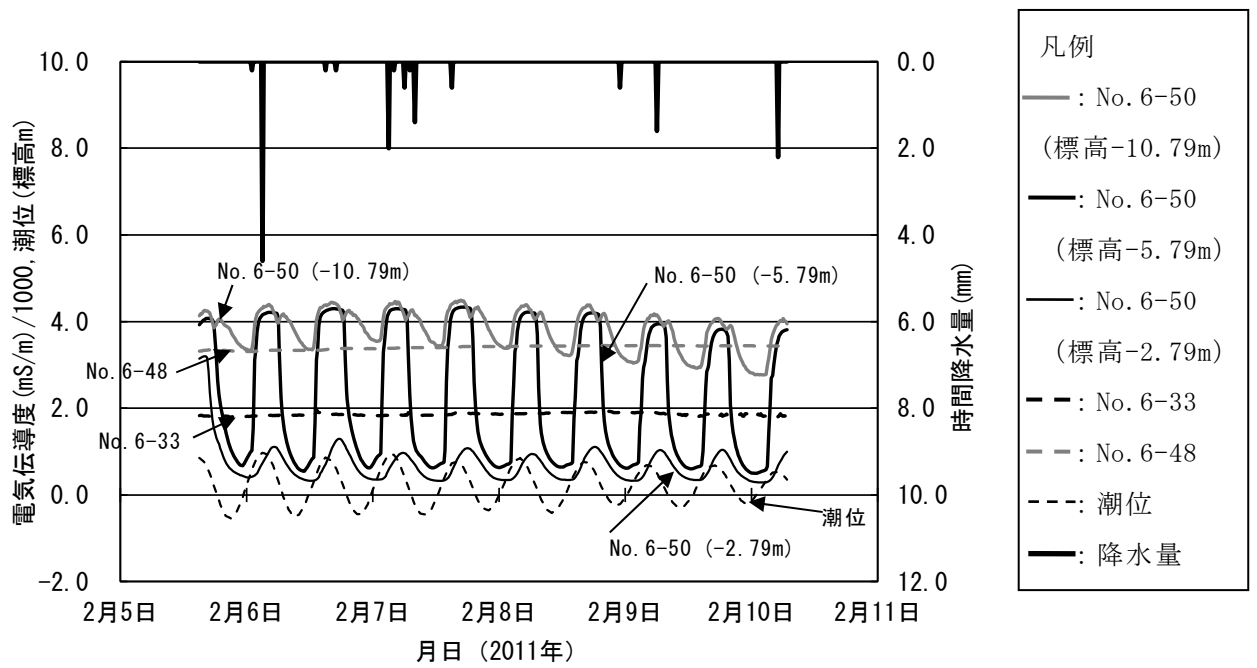


図 4.22 地下水観測井 No. 6 における EC の変化 (ダブルパッカー)
(Koda et al. (2013)に加筆)

4.6 地下水流動

4.6.1 アップコーニング発生後の挙動

(1) 中潮時

ローラ島中心部の地下水観測を2012年8月28日午前10時55分から正午まで行った。この月は雨期で、月降水量は253mm、地下水観測時間中に降雨はなかった。潮汐は中潮の満ち潮で、観測期間中の潮位（標高）幅は-5.8~25.1cmであり、観測を行った時間帯の潮位（標高）は9.7cmであった。

地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 において観測した水理水頭コンター図を図 4.23(a)に示す。地下水観測井サイト No. 5 は、ローラレンズのアップコーニングのほぼ中心に位置する。ローラ島中央部の標高-3~-8m 程度において水理水頭の低下がみられ、これに向かう地下水流動が生じた。また、標高-12~-14m 以深では深度とともに水理水頭が低下し、相対的に深部に向かう地下水流動がみられた。

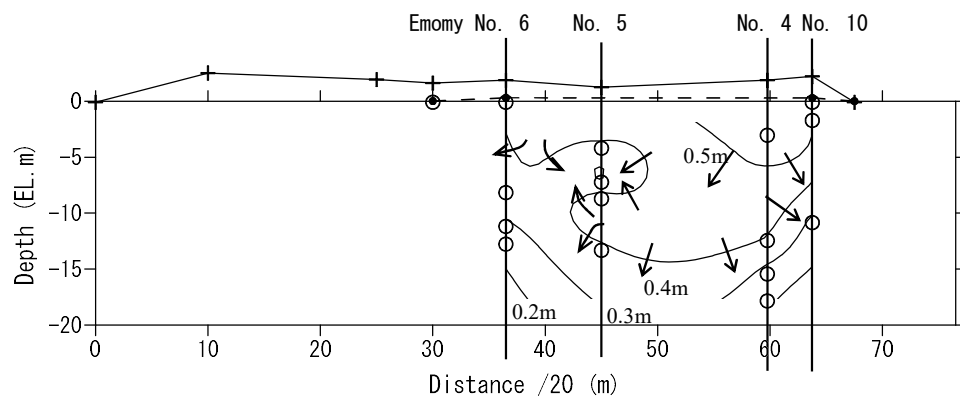
電気伝導度コンター図を図 4.23(b)に示す。ローラレンズの塩淡境界面は、ローラ島中央部において局地的に標高約-6m まで上昇したことが認められた。地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 におけるローラレンズの塩淡境界深度は、それぞれ、約-13.4m, -5.8m, -8.3m, 及び-1.6m と推定された。地下水観測井サイト No. 10 の塩淡境界深度が、最も浅い地下水観測井 No. 10-13 のスクリーン深度よりわずかに浅かった。外挿計算となるため、このサイトの塩淡境界深度を地下水観測井 No. 10-13 のスクリーン深度とした。

(2) 小潮時

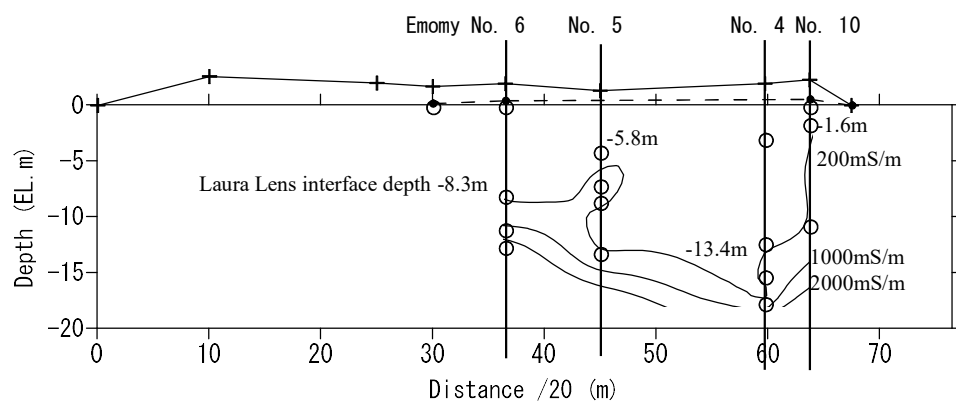
ローラ島中心部の地下水観測を2012年10月23日午前11時50分から午後14時30分まで行った。この月は雨期で、月降水量は221mm、地下水観測時間中に降雨はなかった。潮汐は小潮の満潮から引き潮付近で、観測期間中の潮位（標高）幅は46.6~23.1cmであり、観測を行った時間帯の潮位（標高）は34.5cmであった。

地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 において観測した水理水頭コンター図を図 4.24(a)に示す。2012年10月23日の地下水観測結果から、標高-8~-10m に水理水頭の低下がみられ、これに向かう地下水流動が生じた。

電気伝導度コンター図を図 4.24(b)に示す。ローラレンズの塩淡境界面は、ローラ島中央部において局地的に標高約-6m まで上昇したことが認められた。地下水観測井サイト No. 4, No. 5, No. 6, 及び No. 10 におけるローラレンズの塩淡境界深度は、それぞれ、約-13.1m, -6.0m, -8.3m, 及び-1.6m と推定された。地下水観測井サイト No. 10 の塩淡境界深度が、最も浅い地下水観測井 No. 10-13 のスクリーン深度より浅かった。外挿計算となるため、このサイトの塩淡境界深度を地下水観測井 No. 10-13 のスクリーン深度とした。



(a) 水理水頭コンター図



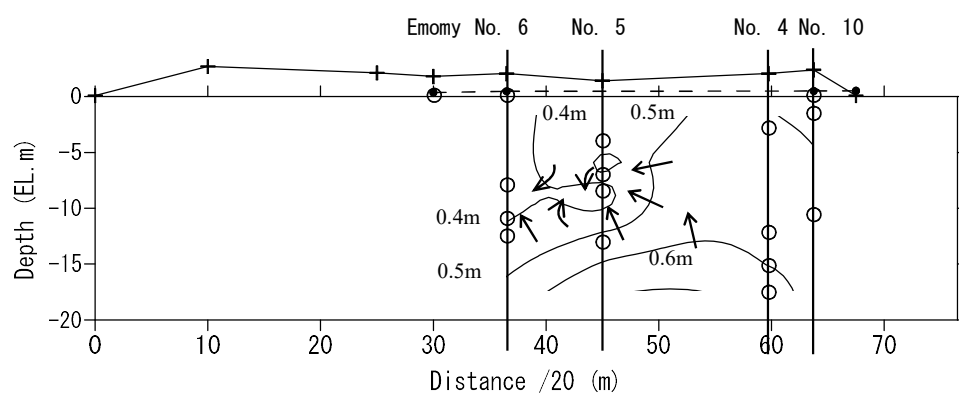
(b) EC コンター図

凡例

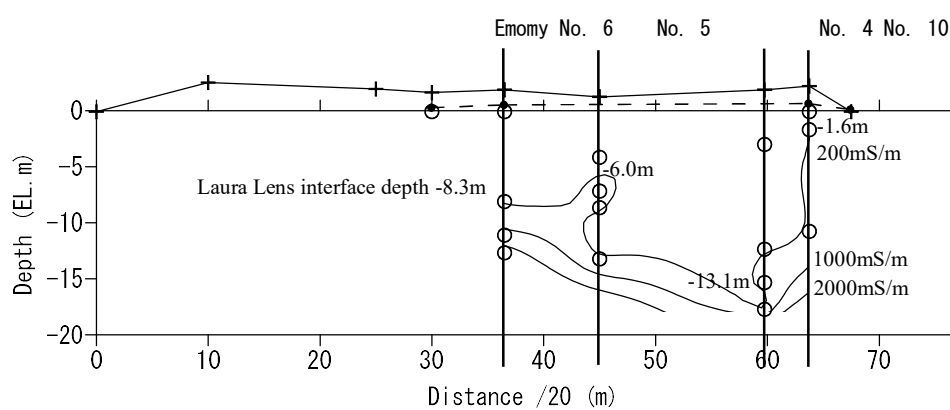
○：観測井スクリーン深度 +：地表面 ●：不圧地下水面 ↓：地下水流動の方向

図 4.23 水理水頭, 及び EC コンター図 (2012 年 8 月 28 日)

(幸田 (2020) に加筆)



(a) 水理水頭コンター図



(b) EC コンター図

凡例

○：観測井スクリーン深度 +：地表面 ●：不圧地下水面 ↓：地下水流動の方向

図 4.24 水理水頭，及び EC コンター図（2012 年 10 月 23 日）

（幸田（2020）に加筆）

4.6.2 アップコーニング発生前の挙動

(1) 中潮時

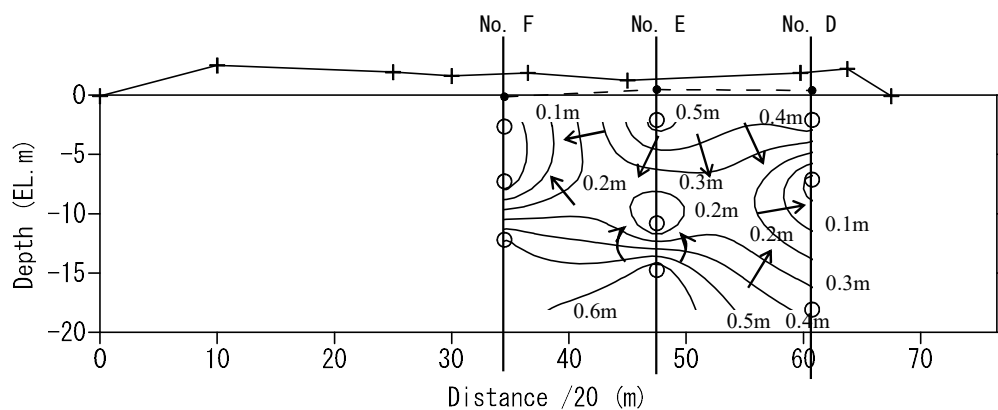
1984年9月24日に Hamlin and Anthony (1987) が実施した地下水観測結果をもとに作成した水理水頭コンター図を図 4.25(a) に示す。この月は雨季で、月降水量が 163mm であった。ローラレンズの中心に位置する地下水観測井 No. E-42, No. D-31, No. F-14, 及び No. F-30 付近の標高-8~-12m において相対的に水理水頭の低い場所が存在した。ローラレンズの浅層部、及び深層部から当該深度に向かう地下水流動がみられた。ローラレンズ中心部で鉛直下向きの地下水流動が、それ以外の部分では側方の地下水流動が発生した。また、ローラレンズ中央の塩淡水境界付近で最深部からの上向きの地下水流動が生じ、ローラレンズ内部からの下向きの地下水流動が滞留した。潮汐は小潮から4日目の中潮であった。なお、横軸の距離は 1/20 倍している。

1984年9月24日に Hamlin and Anthony (1987) が実施した地下水観測結果をもとに作成した電気伝導度コンター図を図 4.25(b) に示す。この電気伝導度の観測結果から、ローラレンズの塩淡水境界面は、中潮・小潮時とも概ね標高-7~-13m に存在し、地下水観測井サイト No. D, No. E, 及び No. F におけるローラレンズの塩淡水境界深度は、それぞれ、約-7.0m, -10.8m, 及び-7.1m と推定された。

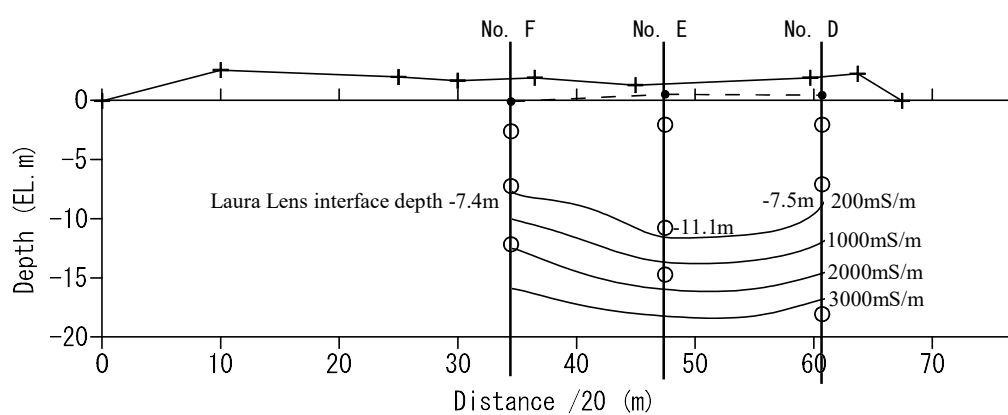
(2) 小潮時

1985年4月13日に Hamlin and Anthony (1987) が実施した地下水観測結果をもとに作成した水理水頭コンター図を図 4.26(a) に示す。この月は乾季から雨季への移行期で、月降水量は 391mm であった。中潮時と比べるとローラ島中央部の水理水頭低下が解消し、島中央から沿岸に向かう水平方向の地下水流動が卓越する傾向がみられた。Hamlin and Anthony (1987) によると、淡水レンズ中では下向き、及び側方に地下水流動が生じる。淡水レンズ中で斜め上方向にも地下水流動が生じたことは、きわめて特異な現象である。

1985年4月13日に Hamlin and Anthony (1987) が実施した地下水観測結果をもとに作成した電気伝導度コンター図を図 4.26(b) に示す。この電気伝導度の観測結果から、淡水レンズの塩淡水境界面は概ね標高-7~-13m に存在し、地下水観測井サイト No. D, No. E, 及び No. F におけるローラレンズの塩淡水境界は、それぞれ、約-7.6m, -12.4m, 及び-8.2m と推定された。



(a) 水理水頭コンター図



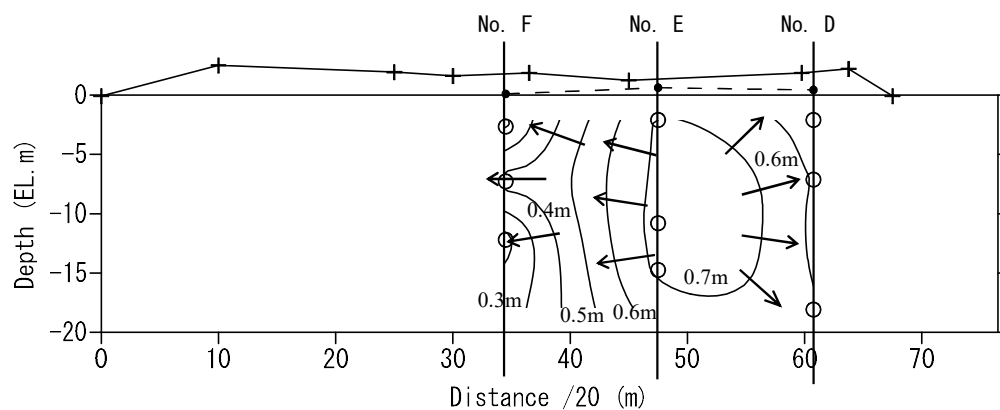
(b) EC コンター図

凡例

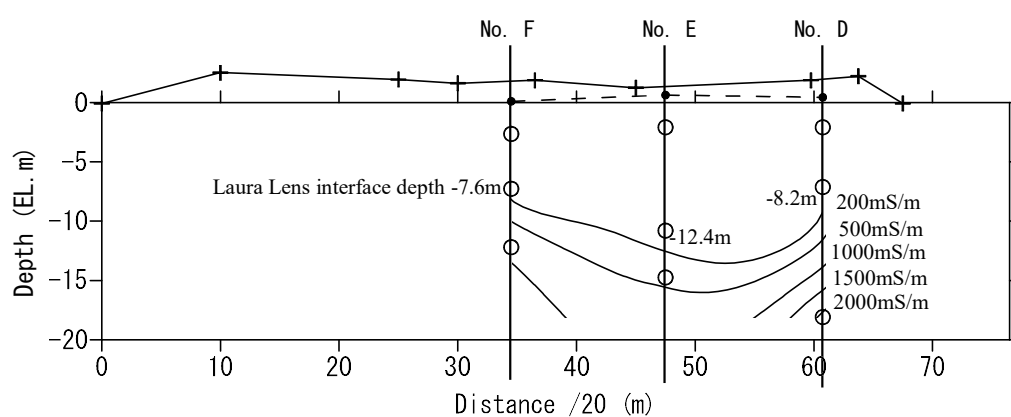
○：観測井スクリーン深度 +：地表面 ●：不圧地下水面 ↓：地下水流動の方向

図 4.25 水理水頭，及び EC コンター図（1984 年 9 月 24 日）

（幸田（2020）に加筆）



(a) 水理水頭コンター図



(b) EC コンター図

凡例

○：観測井スクリーン深度 +：地表面 ●：不圧地下水面 ↓：地下水流動の方向

図 4.26 水理水頭, 及び EC コンター図 (1985 年 4 月 13 日)

(幸田 (2020) に加筆)

(3) 地下水流動に関する知見

本研究では、ローラレンズにおけるアップコーニング発生後の地下水観測を行い、Hamlin and Anthony (1987)によるアップコーニング発生前の結果との比較を行った。水位の観測値から、潮位を受けて変化するローラレンズ内の水理水頭分布と地下水流動を明らかにした。中潮時には、ローラレンズ中心部に地下水流動が集中する箇所が観測された。このように、ローラレンズ中心部の地下深部に水理水頭が低く、地下水流動が集中する場所が存在することは、Werner et al. (2017)にも示されている。アップコーニング発生前後の水理水頭分布を比較した結果、地下水流動によって、電気伝導度も変化していることがわかった。

取水施設のポンプが稼働してローラレンズから地下水を取水している時には、まず取水施設直下の地下水が取水される。取水施設の周囲の地下水が取水施設に移動し、地下水面が低下する。取水施設の下部から地下水が上昇し、塩水と淡水のバランスにより、ローラレンズの塩淡境界が上昇する。地下水流動の境界と塩淡境界は正確には一致しない (Koda, 2018)。この過剰取水により、地下深部から塩分濃度の高い地下水が移動した。この地下水流動は、相対的に地下水が流れやすい水理水頭の小さい箇所や自然条件下での流動経路に集中した。その結果、より孔隙の大きな流動経路が発生した可能性がある。

淡水レンズは淡水域と塩水域、そしてそれらの遷移域（汽水域）で構成される。Presley (2005)によると、低平で透水性が高いローラ島では、ほぼ平坦な地面上に降雨が均質に落下し、その雨水はローラレンズ内をほぼ鉛直下方に浸透する。そして、塩淡境界付近では側方に流れる。このことは、表層から浸潤した雨水がローラレンズ内部に貯留されていた地下水を押し出し、水平方向に比べると鉛直方向の地下水の入れ替わりには時間がかかることを意味している。このことも、いったんアップコーニングが発生すると、すぐには回復しない原因と考えられる。

潮汐が小潮時と中潮時の地下水観測を取り上げ、ローラレンズの水理水頭コンターを Hamlin and Anthony (1987)と比較した。しかし、筆者と Hamlin and Anthony (1987)の潮位や観測時間が完全に一致するわけではない。2012年10月23日には、地下水観測が満潮を過ぎて、引き潮時にまたがった。図 4.24(a)と図 4.25(a)を比較すると、図 4.24(a)の水理水頭コンターがより満潮時に近い地下水観測結果を反映していると考えられる。

表 4.1 に 2012 年 8 月 28 日と 2012 年 10 月 23 日における地下水観測井における不圧地下水面を示す。密度差により塩水の上に存在するローラレンズの塩淡境界深度は、ガイベン・ヘルツベルグ (Ghyben-Herzberg) の法則によると地下水位標高に比例する (Vacher, 1988)。このガイベン・ヘルツベルグの法則の式は、その誘導課程において塩水と淡水は静的平衡状態にあると仮定された (藤縄, 2010)。ローラレンズがガイベン・ヘルツベルグのレンズであれば、不圧地下水面の高さは塩淡境界深度標高の絶対

値の 40 分の 1 となる。しかし、これらの不圧地下水面は、オールスクリーンタイプの地下水観測井の水理水頭とも先端スクリーンタイプの地下水観測井の最浅深度の水理水頭とも異なった。これは、これらの地下水観測井が設置された場所で地下水流動が発生しているためである。

1984 年、及び 1985 年のローラレンズは滑らかなレンズの形状であった。1998 年に発生した干ばつ時の過剰取水により、ローラレンズの中心部にアップコーニングが発生した (Presley, 2005)。このアップコーニングは長期的な地下水観測により継続的に発生していることが確認された。

マジュロ環礁の西端に位置するローラ島はダウNTOWNに通じる南側の狭小な陸地以外では海洋に囲まれている。ローラ島の面積は約 1.8km^2 であり、幅が最も大きい部分でも 1.5km 程度しかない。ローラレンズの動態は、年平均降水量約 $3,300\text{mm}$ の涵養や干ばつ時の水源である淡水地下水からの取水だけではなく、海洋の潮汐の影響も強く受ける。マジュロ環礁の大潮時の干満差は約 2m に達する。海面下ではサンゴ礁が広く存在するため、ローラ島付近で波浪のエネルギーは小さくなり、これまで大地震による津波の被害が小さい。地下には石灰砂堆積層が存在し、潮汐がローラ島内部に伝達するまでに時間を要する。しかし、海岸付近ではローラ島内部に比べて潮汐の影響が早く伝わる。潮汐が満潮を過ぎて引き潮の時には、水理水頭コンターは、ローラレンズの内部では高い値を保持したまま、その外部の水理水頭が減少し、閉じた形となることがある。これまでは、フロリダ半島ビスケー湾の海岸付近において、満潮の満ち潮時に低い水理水頭コンターが淡水地下水内部に発達し、外側から内側の地下水流動が発生したことが示唆されている (Cooper et al., 1964)。しかし、ローラレンズでは、これとは逆に内側から外側の地下水流動が引き潮時に観測された。

表 4.1 地下水観測井における不圧地下水面

(a) 2012 年 8 月 28 日

	No. 6	No. 5	No. 4	No. 10
オールスクリーンタイプの地下水 観測井の水理水頭 (EL. m)	0.40	—	—	0.38
地下水観測井の中で最も浅いスク リーン深度の水理水頭 (EL. m)	0.36	0.39	0.52	0.48
不圧地下水面 (ガイベン-ヘルツ ベルグ) (EL. m)	0.21	0.15	0.34	0.04*

(b) 2012 年 10 月 23 日

	No. 6	No. 5	No. 4	No. 10
オールスクリーンタイプの地下水 観測井の水理水頭 (EL. m)	0.38	—	—	0.41
地下水観測井の中で最も浅いスク リーン深度の水理水頭 (EL. m)	0.38	0.45	0.52	0.44
不圧地下水面 (ガイベン-ヘルツ ベルグ) (EL. m)	0.21*	0.15	0.33	0.04*

備考) *はローラレンズの塩淡境界が地下水観測井の中で最も浅いスクリーン深度に設定されていることを意味する。

第5章 数値シミュレーション

5.1 揚水試験

図 3.6 に示すとおり，揚水試験サイトから約 100m 離れた地点でボーリング調査を実施した。掘削深度約 17m までのボーリング柱状図を図 5.1 に示す。日本の土質分類では，礁湖堆積層の上位層（有孔虫砂）がシルト質砂と礫混じり砂，下位層（細粒石灰岩）が砂礫に相当する。この地質構成から，ローラレンズが存在する帯水層の地下水を不圧地下水と想定した。シルト砂のシルト分により，拡散係数が小さくなる。このシルト分がなければ，拡散係数が大きくなり，海水と淡水が攪拌されて，ローラレンズが存在しない。

揚水試験を2011年10月15日午後4時55分～6時45分，2011年10月17日午後8時15分～9時，及び2011年10月22日午後4時50分～6時15分を実施した。各揚水試験中の揚水時間は25分間から50分間であった。水中ポンプを稼働しても揚水井内に水位を確保できるよう，満潮時の前後に揚水を行った。なお，マジュロ環礁の大潮時の干潮と満潮の潮位差は約2mである。

揚水試験中に地下水揚水井から取水した地下水が容量 19 リットルのバケツを満水にする時間をストップウォッチで測定し，時間当たりの揚水量を算定した。脚立を用いてポンプの吐き出し口の高さを変え，小型水中ポンプの揚水量を制御した。水位用のデータロガー（シュランベルジャー社製，及び応用地質社製）を用い，水位観測井における地下水位の変化を 1 秒間隔で記録した。併せて，手動の水位計（ヤマヨ社製ミリオン水位計）による水位観測を行い，手動観測結果と自動水位観測結果の整合性を確認した。

2011 年 10 月 22 日に実施した揚水試験中の水位の時系列変化を図 5.2 に示す。また，揚水に伴う地下水の電気伝導度の時系列変化を図 5.3 に記載する。図 5.3 の電気伝導度の時系列変化から，揚水試験中の揚水の影響を受けて，ローラレンズ中にアップコーニングが生じていないことを確認した。図 5.4 は，潮位観測用の水位観測井の水位低下量を水位観測井の水位低下量から減じることにより，潮位の影響を除いた水位低下量の時系列変化のグラフである。揚水時間以外の水位低下量はおおよそ 0m となったことから，この方法により，揚水試験結果を適切に補正できたと考えた。

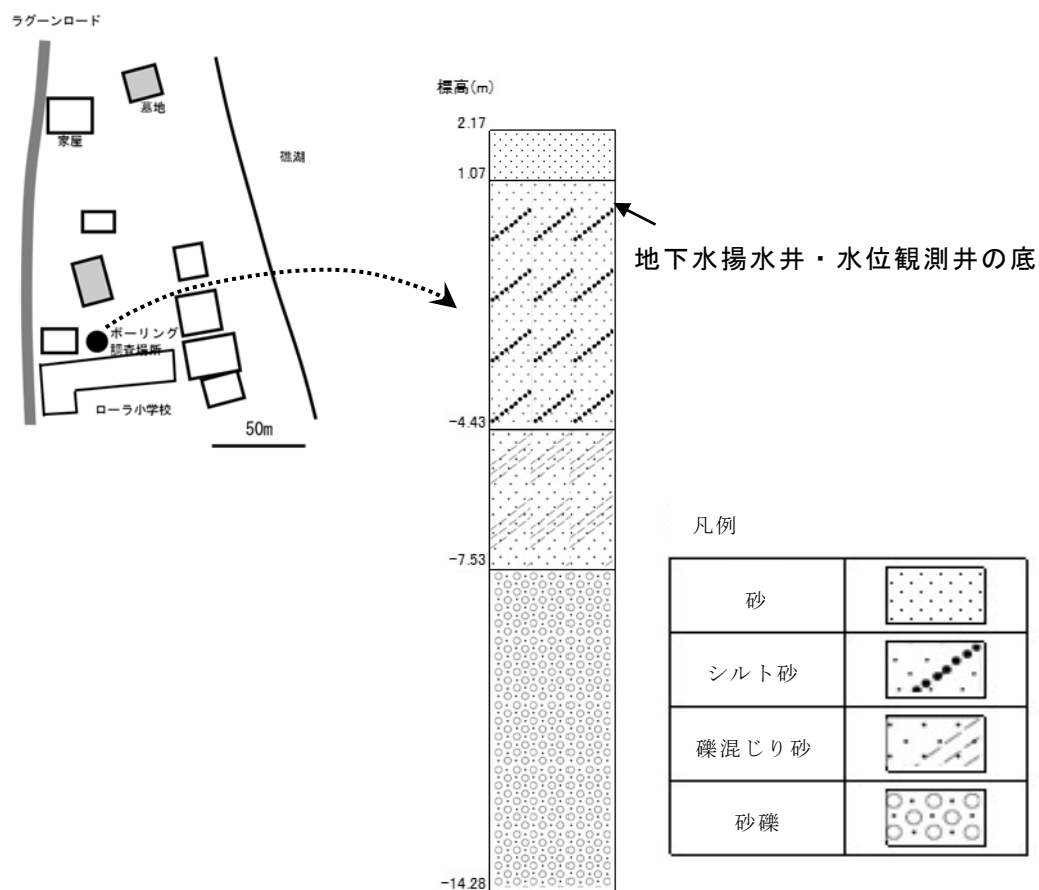
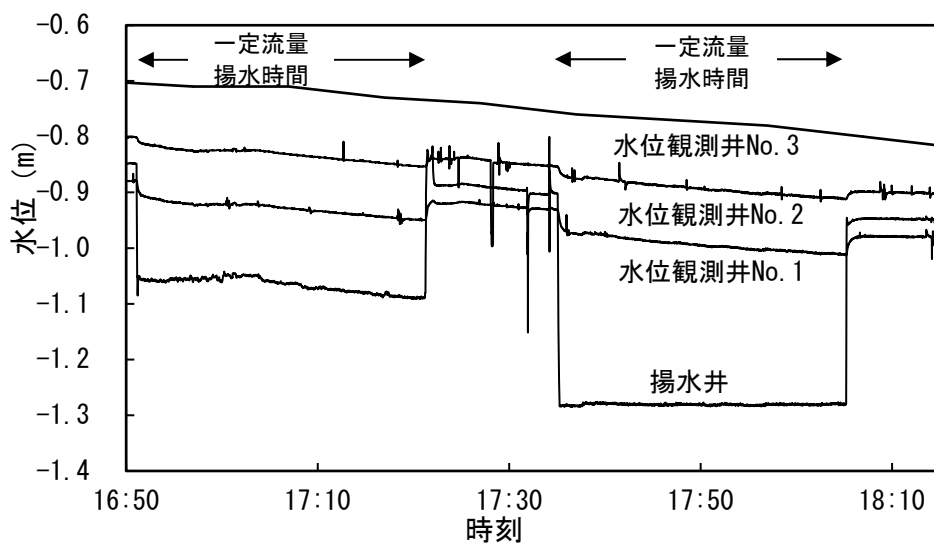


図 5.1 ボーリング柱状図



備考) 水位は地下水観測井の管頭を基準としている。

図 5.2 揚水試験結果 (2011 年 10 月 22 日)

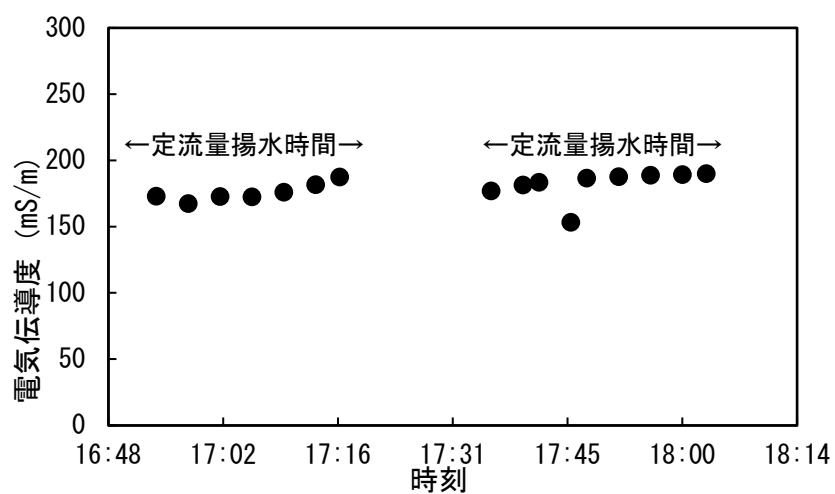


図 5.3 揚水試験中の地下水の EC の変化 (2011 年 10 月 22 日)

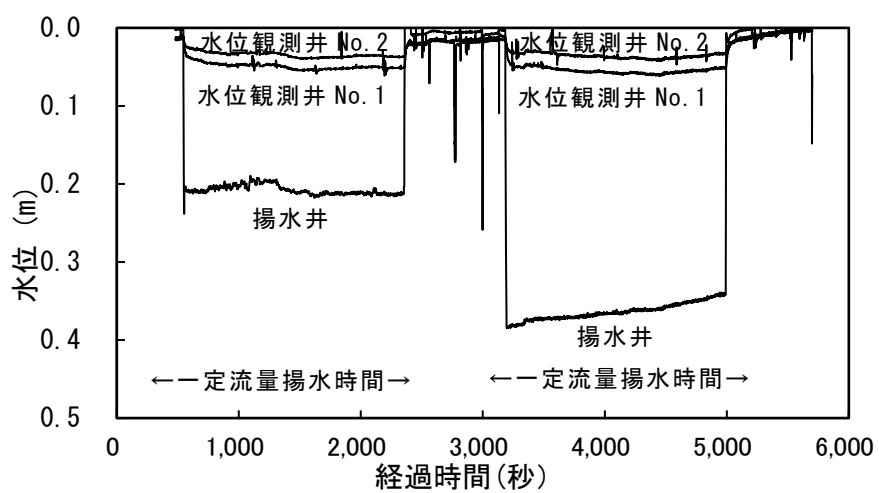


図 5.4 揚水試験結果 (2011 年 10 月 22 日, 潮位補正後)

揚水量と水位の関係を図 5.5 に示す。揚水試験中に発生した揚水量の変動は約 5%であった。1999 年から 2006 年までのローラ島における取水施設 1 井当たりの平均揚水量は約 $0.039\text{m}^3/\text{min}$ であった（国際農林水産業研究センター，2009）。揚水試験の揚水量は約 $0.0052\sim 0.0097\text{m}^3/\text{min}$ の範囲にあり，取水井の平均揚水量に比べて低かった。なお，水位は時間の経過に伴って変化したので，低下水位の最大値とした。

地下水揚水井から水位観測井までの距離と水位観測井における平衡水位の関係を図 5.6 に示す。水位は時間の経過に伴って変動したため，平衡水位を最大値とした。水位観測井 No. 1 で観測された水位低下量はわずかであった。よって，揚水に伴う水位低下の影響圏は，水位観測井 No. 2 までの範囲に位置することがわかった。

2011 年 10 月 15，17，及び 22 日に実施した揚水試験から算定された比産出率は，それぞれ 0.26，0.22，0.19，及び 0.21 であった。これらの比産出率の平均値は 0.22 であった。粒径の分類が中くらいの砂の比産出率は $0.16\sim 0.46$ であり（安田ら，2009），試験結果の比産出率はその範囲内の値であった。揚水試験により算定された透水係数は $3.0\sim 4.3\times 10^{-4}\text{m/s}$ の範囲にあり，それらの平均値は $3.5\times 10^{-4}\text{m/s}$ であった。JIS A1218:2009 土の透水試験方法によると，粒径の分類が中くらいの砂の透水係数は $1\times 10^{-3}\sim 1\times 10^{-5}\text{m/s}$ であり，試験結果の透水係数はその範囲内の値であった。

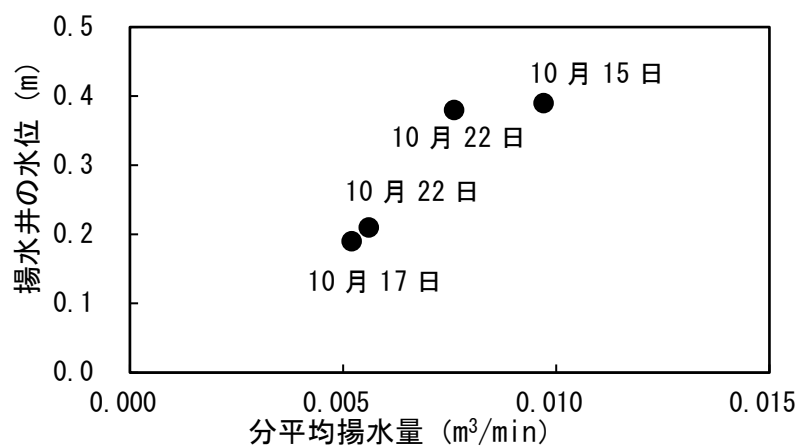


図 5.5 揚水試験の揚水量と水位

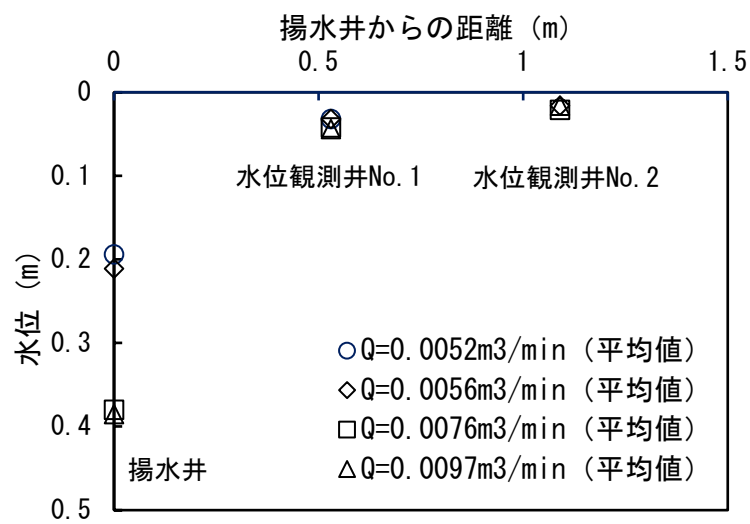


図 5.6 地下水揚水井からの距離と水位

5.2 アップコーニングの予測

5.2.1 シミュレーションケース

4通りのシミュレーションケースを設定し、ローラレンズの水利水頭や塩淡境界の変化を予測するための数値シミュレーションを行った。下記の数値シミュレーションでは海洋は塩水としている。

① 水利水頭の計算値の観測値によるバリデーション

地下水観測井において水利水頭の計算値と観測値が一致することを目標として、適切な透水係数を算定した。

計算条件	内容
初期条件	1985年のローラレンズ塩淡境界
境界条件 潮位	2012年10月23日～30日の潮位
取水	考慮しない
降水	2012年10月23日～30日までの時間降水量

② 1998年のローラレンズの再現

上記の①で算定した透水係数を用い、1998年の干ばつ期間中に取水井からの過剰取水によって発生したローラレンズ中のアップコーニングの計算値と観測値が一致することを目標として、適切な透水係数を算定した。また、アップコーニングの計算値と観測値を比較した。境界条件の付与は1998年のみとした。

計算条件	内容
初期条件	1985年のローラレンズ塩淡境界
境界条件 潮位	1998年1～6月の潮位
取水	1998年の取水井の日取水量
降水	1998年の月降水量

③ 1998年に取水を停止した場合のローラレンズの回復

1998年4月に取水井から過剰取水を行いアップコーニングが発生した後、5月に取水を停止していた場合の同年12月のローラレンズの回復状況について数値シミュレーションによって予測した。取水を停止していた場合のローラレンズの塩淡境界の計算値と取水を停止していなかった場合のローラレンズの塩淡境界の計算値を比較した。潮位は6月まで、降水は12月まで境界条件として付与した。

計算条件	内容
初期条件	1998年4月のローラレンズ塩淡境界
境界条件 潮位	1998年5～6月の潮位
取水	考慮しない
降水	1998年12月までの月降水量

④ 2009 年のローラレンズの再現

1999 年以降，取水井からの取水量を一定とし，2009 年 10 月のアップコーニングを数値シミュレーションにより予測した。この塩淡境界の計算値と物理探査によって推定した塩淡境界の観測値を比較した。長期間の数値シミュレーションとなるため，境界条件は平均的な値の一定値とした。

計算条件	内容
初期条件	1998 年 6 月のローラレンズの塩淡境界計算結果
境界条件 潮位	1998 年 7 月以降潮位 0m
取水	1998 年の日取水量，1999 年以降日取水量 168.1m ³
降水	1998 年の月降水量，1999 年以降月降水量 261.2mm

5.2.2 水理水頭の計算値の観測値によるバリデーション

バリデーションの対象として，ローラレンズの最深部に位置し，地下水観測データの収集整理が行われている地下水観測井 No. 4-48 を選定した。この地下水観測井は取水井の影響圏内には位置していない。そのスクリーン深度標高-12.22m で測定した水理水頭の観測値とシミュレーションの計算値を比較した。水理水頭の比較を行った期間は，2012 年 10 月 23 日から 30 日までの 1 週間であった。

前出の図 3.8 に示した透水係数の初期値で数値シミュレーションを行った結果，地下水観測井における水理水頭の観測値と計算値はおおむね一致した。しかし，ローラレンズの塩淡境界を過小評価することになった。そこで，ローラレンズが存在する帯水層の水平方向の透水係数は揚水試験結果をもとに $K_{xy}=3.6 \times 10^{-4} \text{m/s}$ と減少させ，他の地層の透水係数も同様に小さくして，再計算を行った。次に， $K_{xy}=3.6 \times 10^{-4} \text{m/s}$ はそのままの値として，鉛直方向の透水係数 K_z を $3.6 \times 10^{-4} \text{m/s}$ から $1.2 \times 10^{-6} \text{m/s}$ と変化させた結果， $K_z=1.2 \times 10^{-6} \text{m/s}$ の時に水理水頭の観測値と計算値がもっともよく一致した。

地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の時系列変化を図 5.7 に示す。透水係数が $K_{xy}=3.6 \times 10^{-4} \text{m/s}$ ， $K_z=1.2 \times 10^{-6} \text{m/s}$ の時の水理水頭の観測値と計算値の時系列変化を潮位とともにこの図に記載している。地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値と計算値の差の標準偏差は 11.8cm，平均値は-7.2cm であった。図 5.8 に地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値と計算値をプロットした。この図の左下部が干潮域，右上部が満潮域である。時間の経過とともに水理水頭のプロットが反時計回りに移動した。

このような感度解析によって，1 週間程度の短期の場合には，鉛直方向の透水係数が重要であることが明らかになった。水理水頭の計算値と観測値に位相に違いが生じる原因は，ターバー不連続面や地下水流動経路が存在するためであろうと考えた。また，1 箇所の透水係数だけですべての挙動を示そうとしても計算結果は実態にあわないこ

とがわかった。

地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値に対する計算値の相互相関係数を図 5.9 に示す。このグラフの横軸はラグ（時間のずれ）を示し、プラスは計算値の水理水頭が前にずれていることを意味する。点線白丸は分子と分母で算定する時間数の数をあわせた場合の相互相関係数、実線黒丸は分母が対象とする時間数全体の場合の相互相関係数である。時間のずれが 0 の時の相互相関係数は 0.90 であった。ラグの時間のずれがプラスマイナス 12 の範囲で相互相関係数はかなり一致した。計算開始から約 12 時間までが潮位のはじめの 1 サイクルに相当する。この 1 サイクルでは相関が最大値を示すまでに位相のずれがわずかではあるが見られ、計算値が 1 時間程度前にずれた。地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値と計算値のフーリエ変換の結果を図 5.10 に示す。計算開始から 128 時間までの間では水理水頭の観測値も計算値も同じ周波数で最大振幅を示しており、位相のずれやノイズの影響は見られなかった。

図 5.11 に示すとおり、海洋と沿岸の接触面直下にスクリーン深度を持つ地下水観測井を設置した。このスクリーン深度における水理水頭の計算値と潮位の実測値を比較した。水理水頭は、位置水頭と圧力水頭の和である。図 5.12 に、潮位の実測値、及び水理水頭の計算値を示した。海洋に潮位と時間を定水頭境界条件として与えることによって、特に、流出量が多い沿岸部で連続性を確保できるかどうか確認した結果、沿岸付近から離れるにつれて誤差が小さくなるが、沿岸付近では計算結果の信頼性が低いことがわかった。

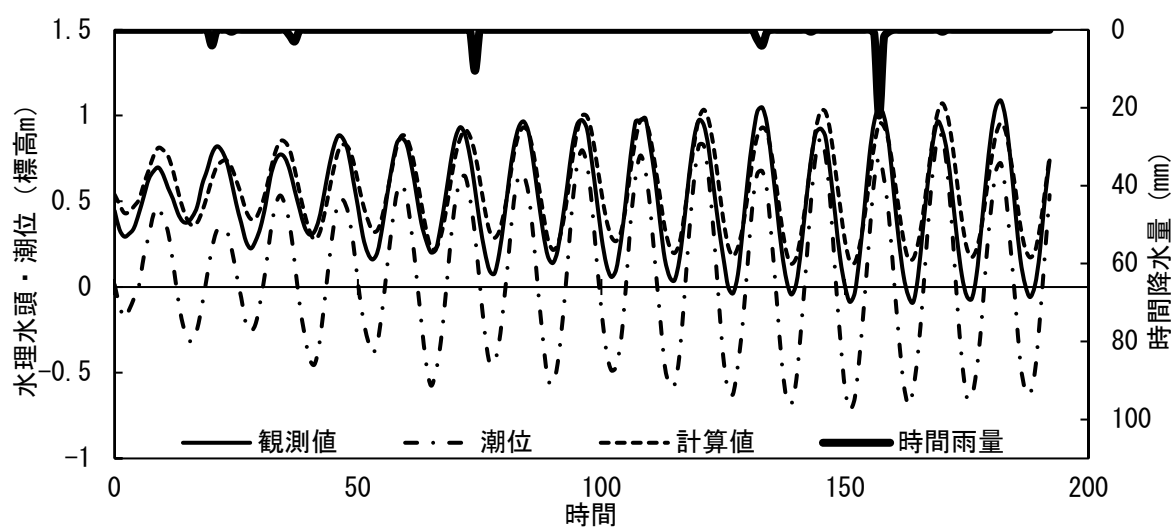


図5.7 地下水観測井No. 4-48における水理水頭の時系列変化

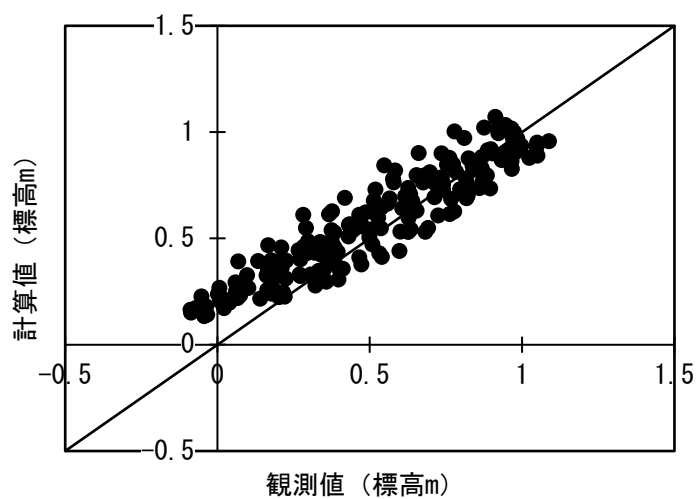
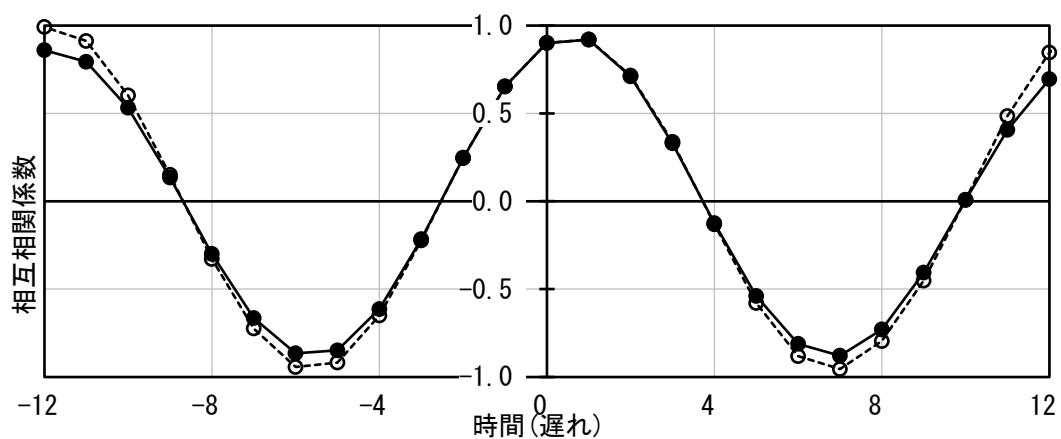


図 5.8 地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値と計算値の比較



凡例

○ : 相関係数の分母が分子と同じ月数の場合

● : 相関係数の分母が対象全体の月数の場合

図 5.9 地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値に対する計算値の相互相関係数

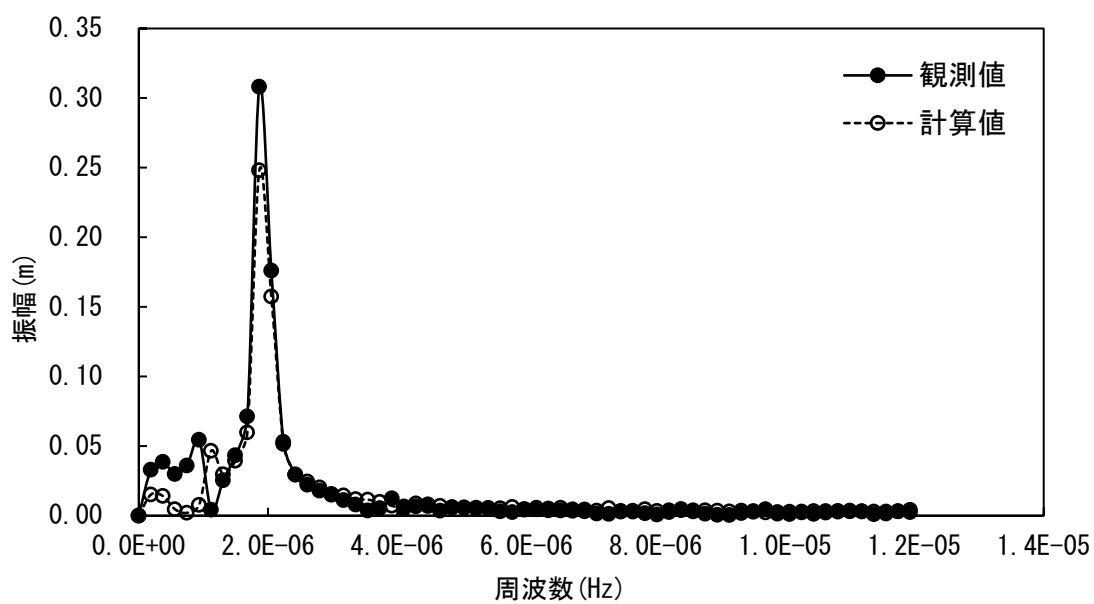


図 5.10 地下水観測井 No. 4-48 における水理水頭の観測値と計算値のフーリエ変換

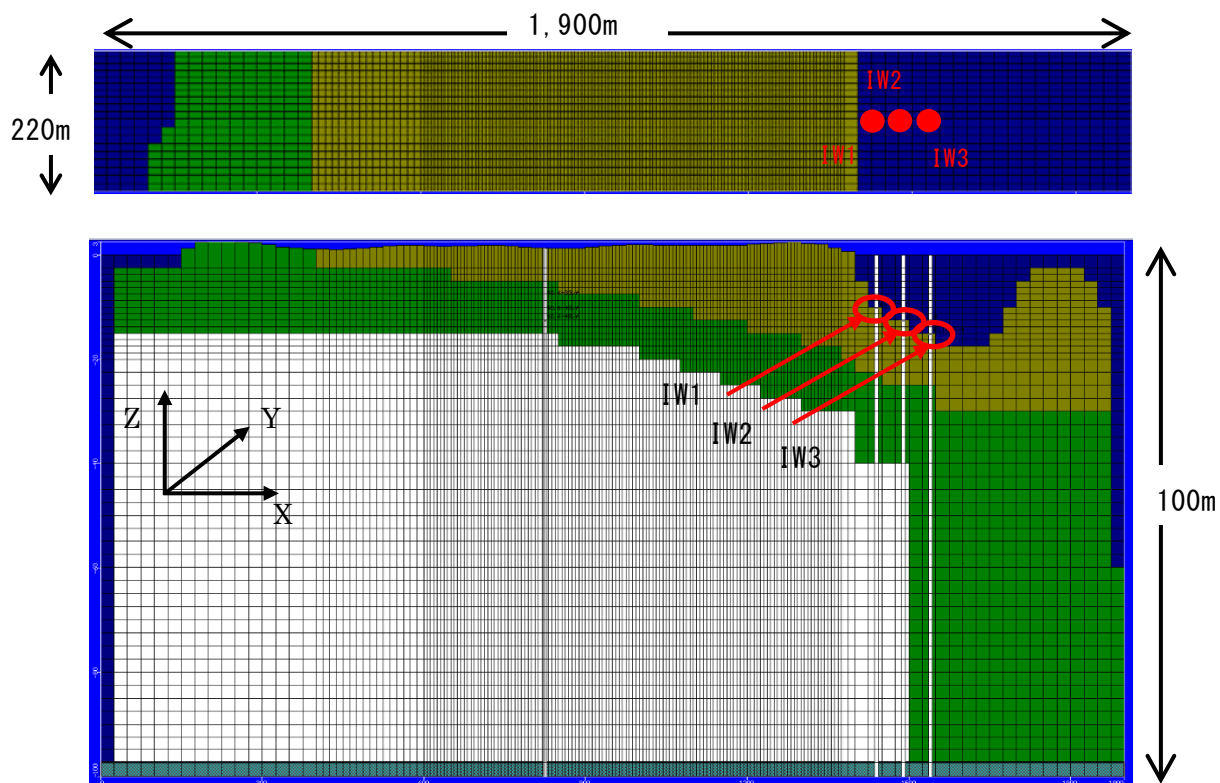


図 5.11 沿岸部における水理水頭の観測場所

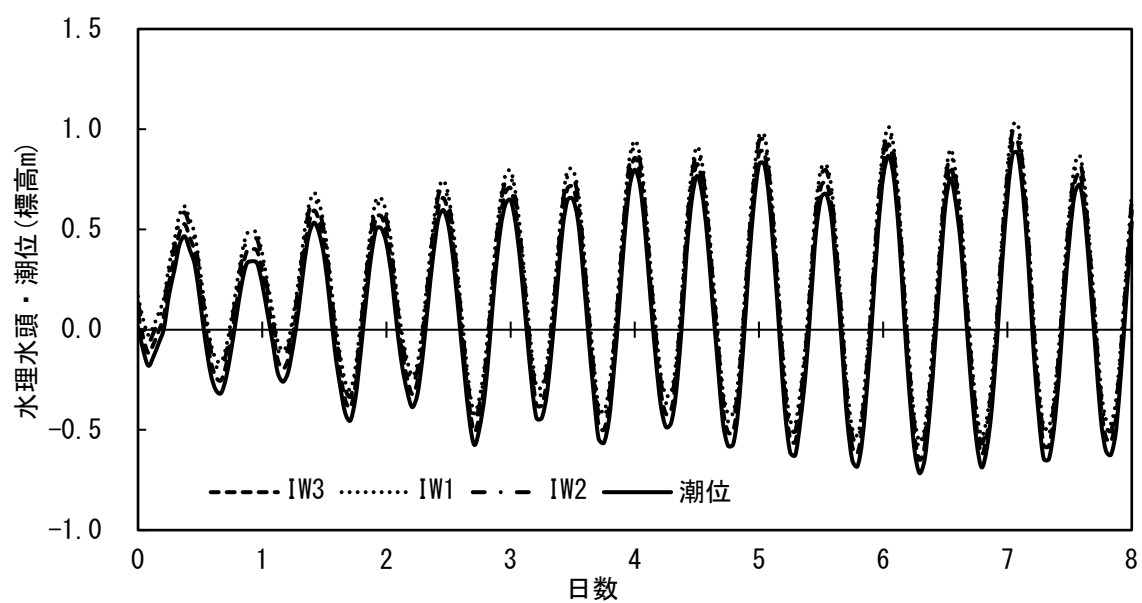


図 5.12 沿岸部における水理水頭の計算値，及び潮位の実測値の時系列変化

5.2.3 1998 年のローラレンズの再現

5.2.2 において、水理水頭のバリデーションにより算定した透水係数を用いて数値シミュレーションを行った。1985 年から 1997 年までは、干ばつ月が 5 か月あったが、ローラレンズのアップコーニングの記録は残されていない。そこで、その期間の平均的な降水量で涵養を行い、数値シミュレーションを実施した。ローラ島の取水井における水位制御による断続的なポンプ運転は、取水量の減少と同じ取扱いにより再現が可能と考えた。数値シミュレーションの結果、1998 年の干ばつ時に過剰取水の影響によって発生したとされるローラレンズ中のアップコーニングを明確に再現できなかった。地下水観測の結果によると、アップコーニングの中心付近に位置する地下水観測井サイト No. 5 において、スクリーン深度が浅い地下水観測井ではスクリーン深度が深い地下水観測井より高い電気伝導度を観測している。この原因は、電気伝導度が高い地下水がローラレンズ中の流動経路を通じて深部から浸入したためであると考えた。そこで、島嶼地域の一般的な透水係数が $1.2 \times 10^{-5} \sim 4.6 \times 10^{-4} \text{m/s}$ の範囲にあり(中田, 2010)、降雨強度が大きいときでも湛水することが希な地表面、及び過剰取水に伴う流動経路の発生を考慮し、鉛直方向の透水係数 K_z を $1.2 \times 10^{-6} \text{m/s}$ から $2.3 \times 10^{-5} \text{m/s}$ に増やし、数値シミュレーションを行った。その結果、 $K_{xy} = 2.3 \times 10^{-3} \text{m/s}$ の時に地下水観測井 No. 5-18 (深度標高-4.11m) における水理水頭の計算値と観測値はかなり一致した(図 5.13, 及び図 5.14)。これまでの数値シミュレーション結果から、図 5.15 のとおり、空間的離散化モデルの見直しを行ったところ、図 5.16 に示すとおり、1998 年のローラレンズの塩淡境界の観測値とシミュレーション結果はよく一致した。

5.2.4 ローラレンズの回復の予測

前述のとおり、1998 年 4 月に取水井からの過剰取水によってローラレンズ中にアップコーニングが発生した。仮に 1998 年 5 月に取水井からの取水を停止した場合のその後のローラレンズの回復を数値シミュレーションにより予測した。取水井の横断面において、1998 年 5 月の取水停止直後と 12 月の塩淡境界を比較した。その結果、取水停止の影響によりローラレンズ端部の塩淡境界がわずかな広がりを見せたが、ローラレンズ中のアップコーニングはほとんど変化しないことがわかった。数値シミュレーションにより、平均的な降雨による涵養のもと、アップコーニングが解消されるまでの期間を予測したところ、おおむね 6 年であることがわかった。

5.2.5 2009 年のローラレンズの再現

1999 年から 2009 年までは、取水量は日量 168.1m^3 、潮位 0m、年平均降水量ともに一定の条件として与え、アップコーニング発生後の数値シミュレーションを行った。その結果、図 5.17 に示すとおり、2009 年度に実施した物理探査により算定されたローラレンズに近い形状を数値シミュレーションによって再現することができた。

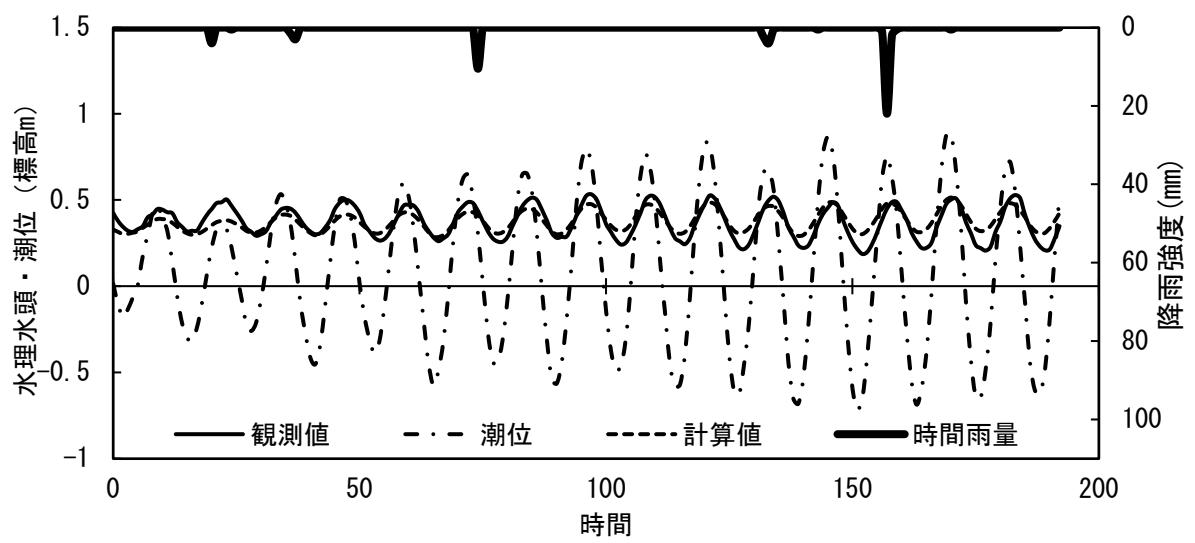


図5.13 地下水観測井No. 5-18における水理水頭の時系列変化

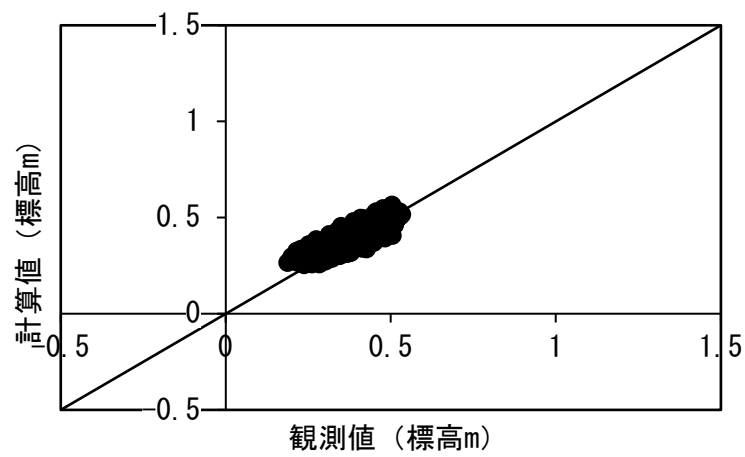
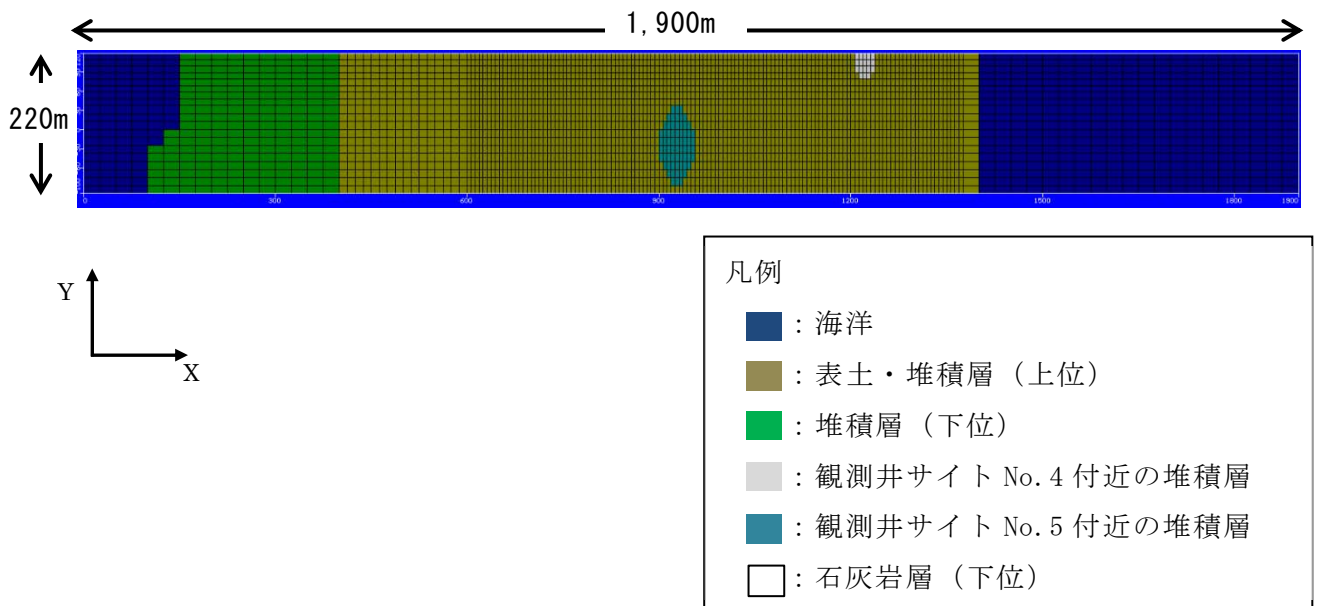
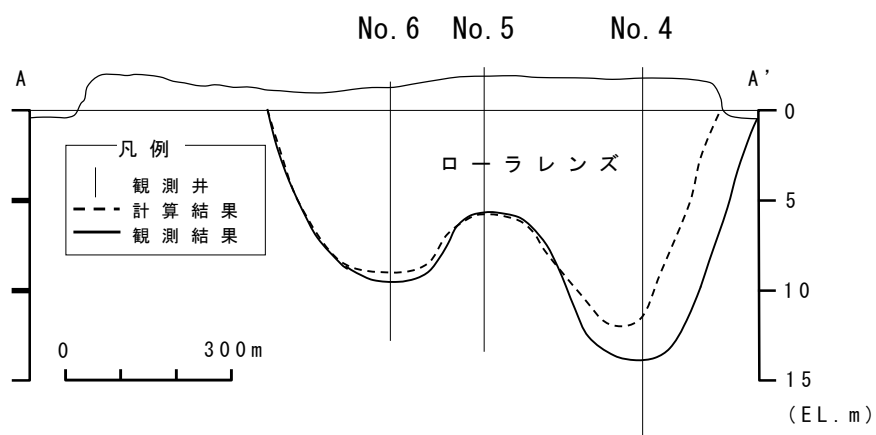
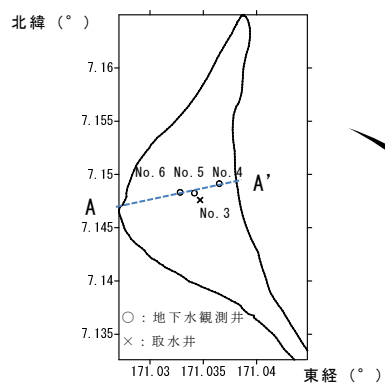


図 5.14 地下水観測井 No. 5-18 における水理水頭の観測値と計算値の比較



地層	透水係数（最終値）
堆積層（上位）	$K_{xy}=3.6 \times 10^{-4} \text{m/s}$, $K_z=2.3 \times 10^{-5} \text{m/s}$
No. 4	$K_{xy}=3.6 \times 10^{-4} \text{m/s}$, $K_z=1.2 \times 10^{-6} \text{m/s}$
No. 5	$K_{xy}=2.3 \times 10^{-3} \text{m/s}$, $K_z=2.3 \times 10^{-5} \text{m/s}$
堆積層（下位）	$K_{xy}=4.1 \times 10^{-3} \text{m/s}$, $K_z=5.2 \times 10^{-4} \text{m/s}$
石灰岩層（下位）	$K_{xy}=5.8 \times 10^{-3} \text{m/s}$, $K_z=5.8 \times 10^{-4} \text{m/s}$

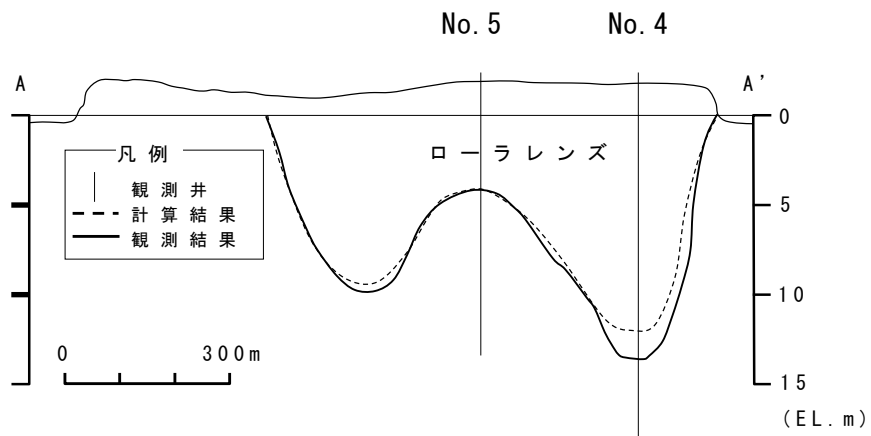
図5.15 ローラ島中心部付近の空間的離散化



備考) 図中の観測結果はPresley (2005) の観測値である。

縦棒の実線は地下水観測井の位置と深さを示す。

図5.16 ローラレンズの断面図 (1998年6月)



備考) 観測結果は電磁探査によって求めた塩淡境界である (石田ら, 2010)。

図5.17 ローラレンズの断面図 (2009年10月)

第 6 章 淡水レンズの持続的な利用と動態管理

6.1 従来のアップコーニングの軽減法

環礁島嶼では河川や湖沼は発達しないため、島嶼地域の中でも特に水資源は脆弱であり、水資源の安定的供給の面から淡水レンズは重要な役割を占める。1998 年、USGS によってアップコーニングが観測されたローラレンズは、現在でもアップコーニングの残留が確認された。ローラレンズを水資源として持続的に利用するためには、マジュロ環礁の住民の貴重な共有財産であるローラレンズに必要な水量と基準を満たす水質面から安全、安心、かつ安定した状態で維持し、次世代に継承しなければならない。

ローラレンズの塩淡境界の挙動をモニタリングできるのであれば、アップコーニングの発生を確認した後に取水井の取水量を減少させることが可能である。Anthony (1990) によると、淡水レンズが元の厚さの半分から 4 分の 1 程度になるまで取水井から地下水の取水が可能であり、管理基準とした。仮に淡水レンズ中に発生したアップコーニングがシャフトに到達してからも取水を継続すると、取水井から塩分濃度の高い地下水を取水してしまうので、取水を停止せざるを得ない。アップコーニングがシャフトに到達した時に取水を止めることが可能であれば、アップコーニングの周囲には取水の影響を受けない範囲が生じるため、そこから取水されずに残った淡水を持続的に利用することが可能である。よって、ローラレンズの管理項目をアップコーニングとし、管理目標をアップコーニングがシャフトに到達しないこととして、ローラレンズは保全されるべきである。保全とは回復であり、アップコーニングが取水管に達しても広がらなければよい。管理の目的は持続的な水利用である。インプットの涵養量に対してアウトプットの取水量がどの程度利用できるのかを明らかにする必要がある。その時の取水井からの取水は、ローラレンズの塩淡境界の変化によって評価される。

(1) 水平不透水層

取水井と塩淡境界面の間に水平な不透水層が設置されると、ポンプ取水による鉛直方向の地下水流動が減少するため、取水井からの取水により淡水レンズ中のアップコーニングの発生を遅らせることが可能となる（増岡・堀越，2014）。水平不透水層の概念図を図 6.1 に示す。ローラレンズは、塩淡境界の深度が 10m 以上である。上水道の水源として、ローラレンズの水質を悪化させずに水平不透水層を施工するためには、シリカによる閉塞手法を活用することが可能である。しかし、ローラレンズ中にアップコーニングの発生を遅らせることができて、ポンプ取水により水平方向の地下水流動が発生するため、ローラレンズは水平方向に縮小する。そのため、取水井の周囲に存在する浅井戸から取水していた農業用水や生活用水等が取水井から取水した地下水よりも先に塩水化してしまう。このため、水平不透水層を設置するまでは使用することが可能であった淡水の地下水が使用できなくなる可能性がある。

(2) 鉛直 2 重取水法

鉛直 2 重取水法が Woltheke (2013) や増岡ら (2010) によって提案された。図 6.2 に鉛直 2 重取水の概念図を示す。淡水と塩水の両方を同時に取水する鉛直 2 重取水は、淡水レンズの取水後の塩淡水境界が取水前とほぼ相似形状で上昇する。ポンプ取水の場合、1 気圧深度 10m 程度が限度となるため、鉛直 2 重取水法はポンプ設置深度の制約を受ける。この深度がローラレンズの塩淡水境界深度よりも深いことから、鉛直 2 重取水法をローラレンズに適用するためには、ローラレンズの塩淡水境界よりも浅いところからポンプ取水を行う必要がある。河川のないローラ島では、取水された塩水を海へ排水するか、排水施設によって処理しなければならない。その施設は大規模となり、施工コストも大きくなる。また、塩水は深部から取水されることになり、新たな地下水流動経路が発生する可能性がある。よって、ローラレンズのアップコーニング軽減対策として鉛直 2 重取水法を適用すると、塩水の取り扱いが大きな問題となる。

(3) 地下ダム

ローラ島の地下水は、第 1 章で示したとおり、水収支のバランスの観点からは、地下浸透量の比率が高く、取水量の比率が小さい。この地下水は、取水井からの取水によって地下水面上で同心円状に水面勾配が生じ、側方の地下水流動を発生させる。そのため、年平均降水量約 3,300mm の降水量の約半分が浸透量として地下に涵養されても、住民の浅井戸や上水道用の取水井の付近でなければ、その地下水は十分に利用されずに海洋へ流出する。

地下ダムは、ローラ島における地下水の有効利用対策の候補である。ローラ島は不透水性基盤岩が存在しない地質構造のため、浮き型地下ダム（増岡ら、2010）と呼ばれるタイプの地下ダムが適している。図 6.3 に浮き型地下ダムの概念図を示す。浮き型地下ダムは、淡水レンズの周縁部に止水壁を構築することにより、淡水を厚くして貯留量を増やす取水施設である。浮き型地下ダムは、海岸部の取水井とともに設置されれば、淡水の地下水が海洋に到達する前に無効流出する淡水を取水できる。浮き型地下ダムがローラ島の地下で淡水を貯留する機能を発揮するためには、ローラレンズが漏水しないように止水壁で閉塞する必要がある。しかし、浮き型地下ダムをローラレンズの周縁部に施工すると、止水壁は非常に大規模となる。浮き型地下ダムは、コスト面からは現実的とはいえない。また、浮き型地下ダムは、止水壁を施工することによって、豚舎、化学肥料、及び生活排水を汚染源とする硝酸態窒素の海洋への流出も止めてしまう。そのため、浮き型地下ダムはアップコーニングの軽減対策として期待できるが、同時に、塩水以外の水質保全の取り組みも必要となる可能性が高い。以上より、浮き型地下ダムは、コストや水質管理等、解決すべき課題が多い。よって、浮き型地下ダムをローラ島に適用することは困難と考える。

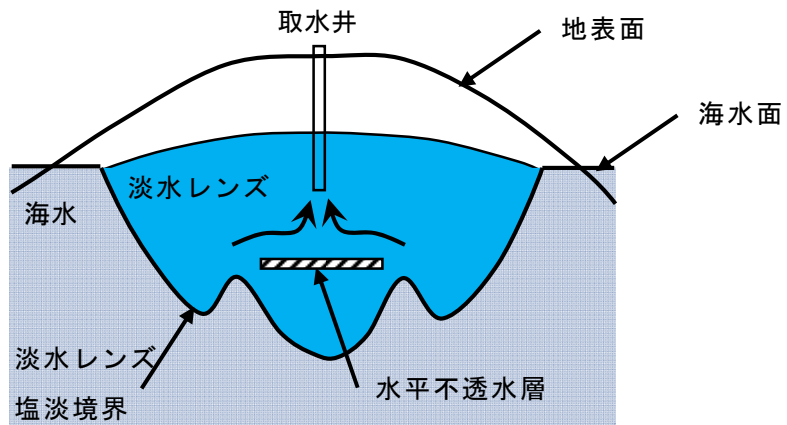


図 6.1 水平不透水層の概念図
(出典 増岡・堀越 (2014) に加筆)

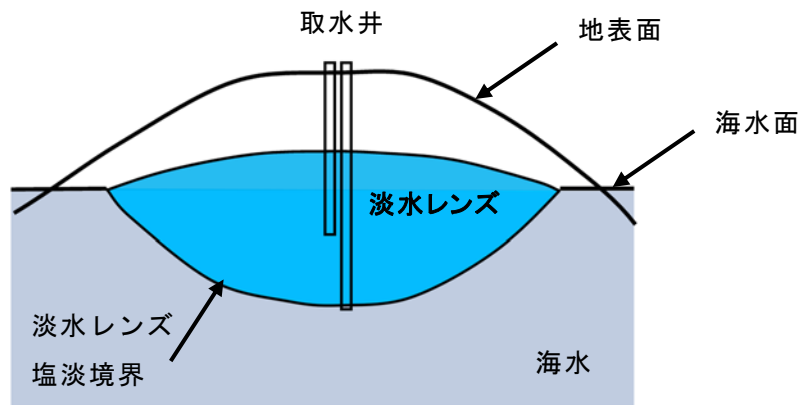


図 6.2 鉛直 2 重取水の概念図

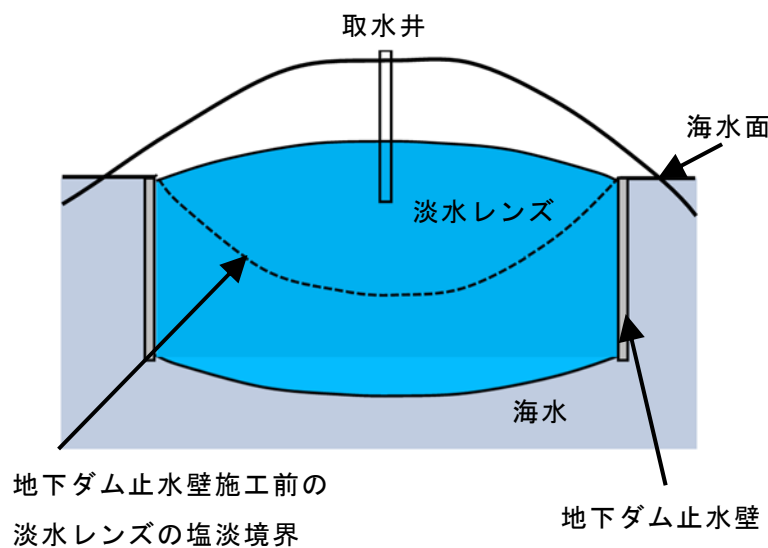


図 6.3 浮き型地下ダムの概念図
(出典 増岡ら (2010) に加筆)

6.2 アップコーニングを生じさせない取水方法

6.2.1 シミュレーションケース

ローラレンズ中にアップコーニングを生じさせないためには、取水井の取水量、取水期間、影響圏、及び取水方法を明らかにする必要がある。以下の4通りのシミュレーションケースを設定し、それぞれについてローラレンズの数値シミュレーションを行った。これらの数値シミュレーション結果を踏まえ、新しい地下水取水システムの提言を行った。なお、初期条件は、1985年のローラレンズと同様のレンズ状の塩淡境界としている。境界条件は、潮位を0mの一定値とし、海洋を塩水としている。

① 持続可能な取水量

ローラレンズの保全項目をアップコーニングとし、月降水量と日取水量をパラメトリックに変化させ、インプットの涵養量に対してアウトプットである持続可能な日取水量を推定した。

計算条件	内容
初期条件	1985年のローラレンズと同様の塩淡境界
境界条件 潮位	潮位 0m
取水	単一井，数種類の日取水量（120m ³ ，145m ³ ，175m ³ ，210m ³ ，及び250m ³ ）
降水	数種類の月降水量（167mm，208mm，250mm，292mm，及び333mm）

② 取水可能な期間

ローラレンズの保全項目をアップコーニングとし、月降水量を0mmの一定量として、取水量をパラメトリックに変化させ、ローラレンズが取水井からの取水により取水可能な期間を推定した。

計算条件	内容
初期条件	1985年のローラレンズと同様の塩淡境界
境界条件 潮位	潮位 0m
取水	単一井，及び複数井，数種類の日取水量（110m ³ ，165m ³ ，220m ³ ，及び275m ³ ）
降水	なし（0mm）

③ ローラレンズのアップコーニングの軽減法

1998年4月に、2箇所取水井から分散取水を行い、取水強度を下げた場合のロー

ラレンズの塩淡境界を推定した。アップコーニング対策として、取水井からの分散取水の効果を評価した。

計算条件	内容
初期条件	1985 年のローラレンズと同様の塩淡境界
境界条件 潮位	潮位 0m
取水	単一井，及び複数井，1998 年 1～4 月までの日取水量
降水	1998 年 1～4 月までの月降水量

6.2.2 持続可能な取水量

アップコーニングが取水基準のシャフトに達する取水量を保全取水量と定義した。月降水量と日取水量をパラメトリックに変化させ、インプットの涵養量に対してアウトプットである日保全取水量を推定した。ローラレンズからの必要水量が明らかにされていないため、アップコーニングが発生した取水井を対象として数値シミュレーションを行った。

図 6.4 に月降水量と日保全取水量を示す。図 6.4 に示した 2 次曲線の近似式がローラレンズの保全基準を示している。この直線より下が安全側，上が危険側を意味する。1998 年の取水実測データ (Presley, 2005) によると，月平均日取水量の年平均は 134.6m^3 であり，ポンプ稼働時に限れば 161.5m^3 であった。また，1998 年の月平均降水量は 216mm であり，ポンプ取水時に限れば 254mm であった。図 6.4 に記載した近似式の取水基準から，これらの月降水量に対する日保全取水量は，それぞれ， 148.3m^3 ，及び 175.6m^3 であった。上記の日取水量の実測値はこれらの保全取水量に近い値であった。特に，1998 年 3 月，及び 4 月に限れば，これら 2 か月間の月平均降水量 11.6mm に対して，日平均取水量は 180.8m^3 と大きく，干ばつ中の 1998 年 1～4 月でも月平均降水量 17.9mm に対して，日平均取水量は 90.4m^3 と大きかった。ローラレンズは，月平均降水量が平年から多少でも少なくなると，日取水量も少なくする必要がある，そうでない場合には，ローラレンズ中にアップコーニングが生じるクリティカルな状況にあることがわかった。

ローラレンズ中にアップコーニングが発生するメカニズムを図 6.5 に示す。まず，地下水が取水井により取水される。この取水井の周囲の地下水が取水井に移動し，地下水面が低下する。最後に，取水井の下部から地下水が上昇し，塩水と淡水のバランスにより，ローラレンズの塩淡境界が上昇する。降水があれば，影響圏内の降水が取水される。ローラレンズ中に発生したアップコーニングが進展すると取水井付近に位置する浅井戸の地下水は塩水化する。淡水レンズの塩淡境界は，取水井方向の地下水流動の外側に塩淡境界が存在する。電気伝導度による物理的な塩淡境界と地下水流動による水理的な境界は異なる。

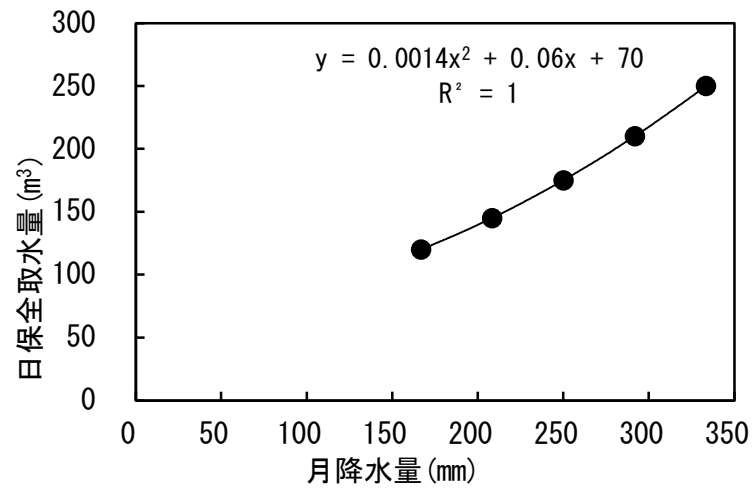
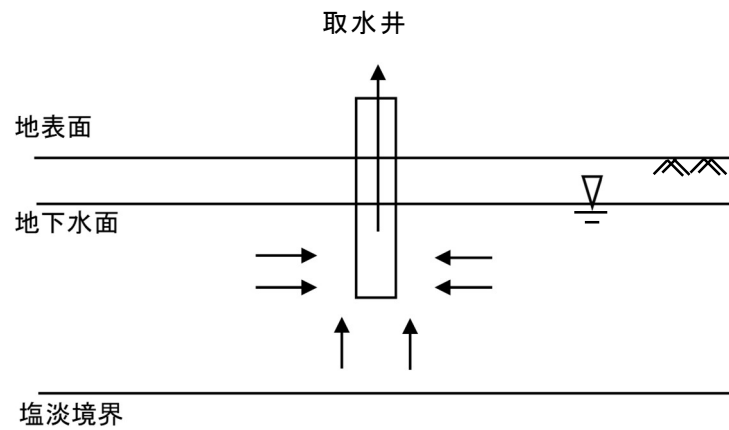
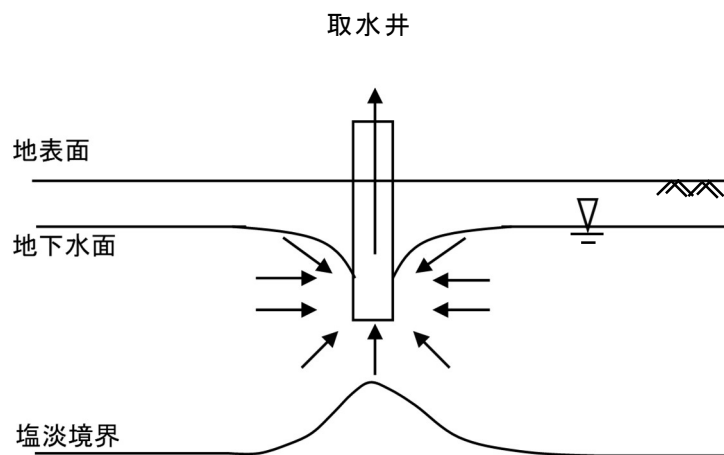


図 6.4 ローラレンズの月降水量と日保全取水量の関係



(a) 取水開始時の地下水の動態



(b) 取水後の地下水の動態

図 6.5 取水による地下水の動態変化

6.2.3 取水可能な期間

ローラレンズは干ばつ時にマジュロ環礁の唯一の水源となる。そのため、干ばつ時（降水量を 0mm とした場合）にローラレンズが取水できる期間を解析することは非常に重要である。日取水量が平均的な 110m^3 (USAID, 2009) の場合、降水量が 0mm の気象条件下で、従来法（単一井からの取水）では 11 か月目に、また分散取水では 15 か月目にアップコーニングがシャフトに到達した。日取水量が 220m^3 の場合、同じ気象条件下で、従来法では 6 か月目に、また分散取水では 9 か月目にアップコーニングがシャフトに到達した。同様に、日取水量をパラメトリックに与え、ローラレンズが取水できる期間をアップコーニングがシャフトに到達するまでの期間から算定した。図 6.6 に降水量 0mm の条件でローラレンズの持続的利用が可能な期間を示す。日取水量が大きいほど、アップコーニングが発生するまでの時間は短い、日取水量 \times 月数で算定される総取水量は大きくなった。この近似曲線は降水量が 0mm の場合の保全取水量の基準であり、そのグラフの上が危険側、下が安全側を意味する。分散取水法は、日取水量が小さい時には、単一取水法と比べて取水可能な期間が長くなる。なお、適切な数値シミュレーションを行うため、南の境界を延長して南北方向の空間的離散化の範囲を 220m から 360m とした。

取水法による総取水量の変化を図 6.7 に、取水法による取水期間と取水量を表 6.1 に示す。日取水量が大きいほど持続的可能な取水期間が短かった。分散揚水法は最適取水期間が長く、最適日取水量が小さく、最大総取水量が大きくなった。

取水井 No. 3 の日取水量が 165m^3 の時のアップコーニングの進展を図 6.8 に示す。ローラレンズの塩淡境界は 2 か月毎に徐々に上昇し、取水を 8 か月間継続した時にシャフトに到達した。

取水井 No. 3 の日取水量が 165m^3 の時の地下水流動の変化を図 6.9 に示す。矢印は地下水流動の方向、太点線はアップコーニングの境界、点線はローラレンズの塩淡境界、破線は内部地下水流動の境界を示す。アップコーニングの境界は塩淡境界の上昇が始まる位置である。内部地下水流動の境界は地下水流動の方向が変化する位置である。ローラレンズの塩淡境界は 2 か月毎に徐々に上昇し、内部地下水流動の境界やアップコーニングの境界は 2 か月毎に徐々に外側に移動した。このアップコーニングの境界は内部地下水流動の境界とは異なり、その外側に位置した (Koda, 2018)。

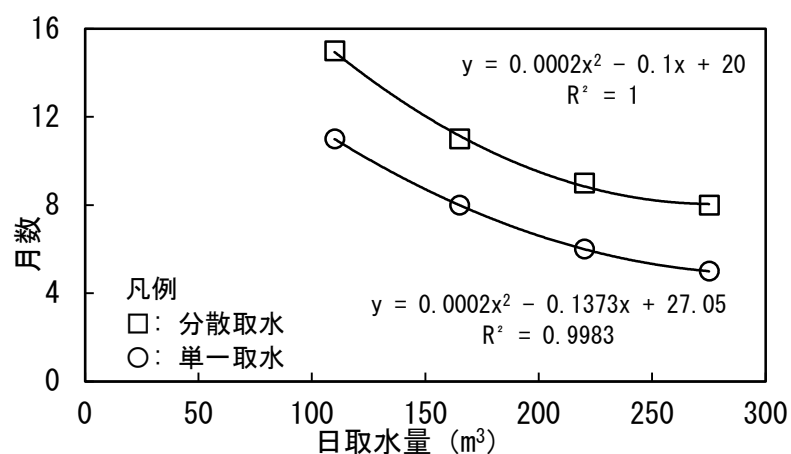
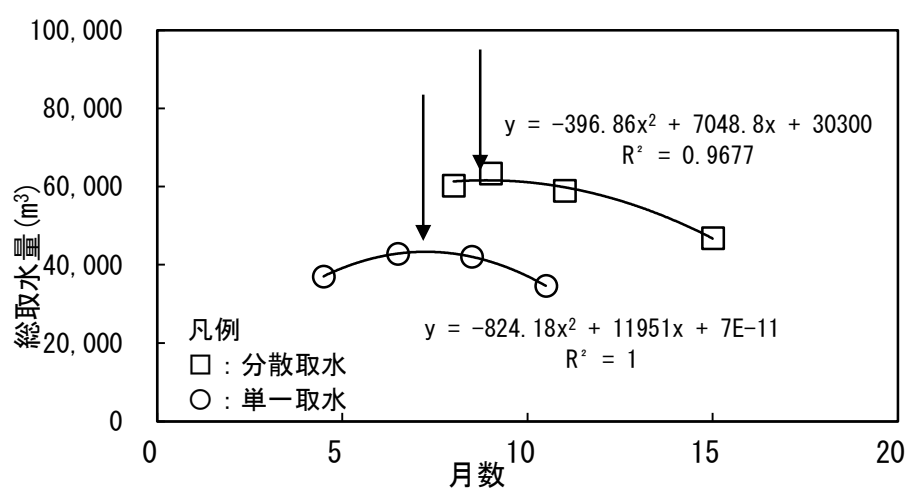


図 6.6 ローラレンズの持続的利用が可能な期間



備考) 日揚水量に持続的利用が可能な期間を乗じて総取水量が算出された。

図 6.7 取水法による総取水量の変化

表 6.1 取水法による最適取水期間と取水量の変化

取水法	最適取水期間	最適日取水量	最大取水量
分散取水	8.88 か月	179m³	61,599m³
単一取水	7.25 か月	206m³	43,324m³

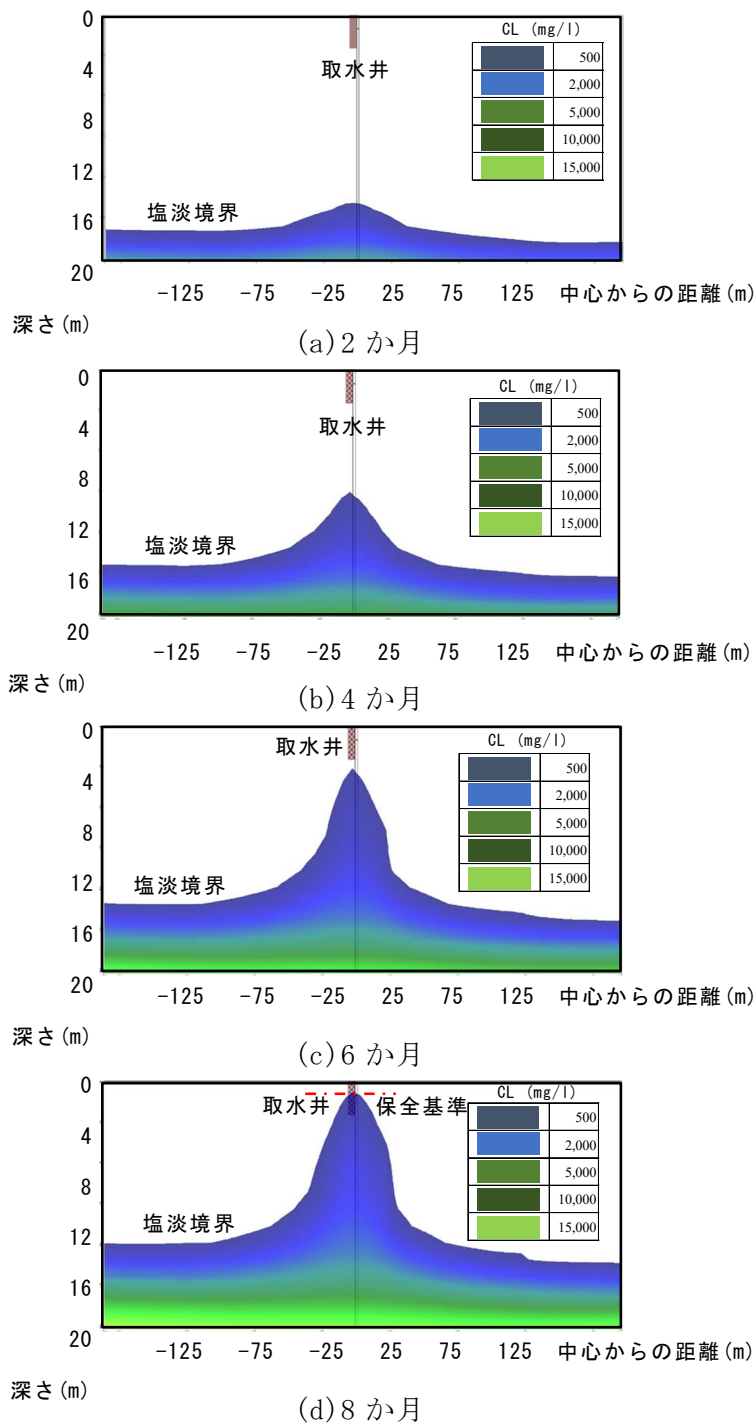


図 6.8 取水時の塩淡水境界の変化（日取水量 165m^3 ）

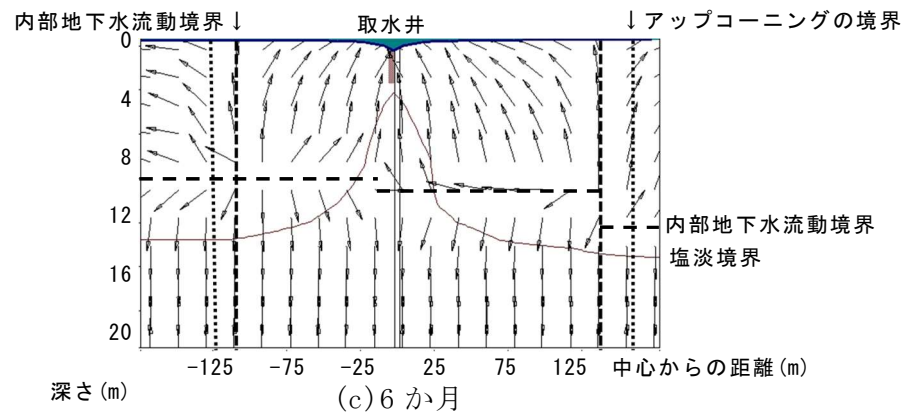
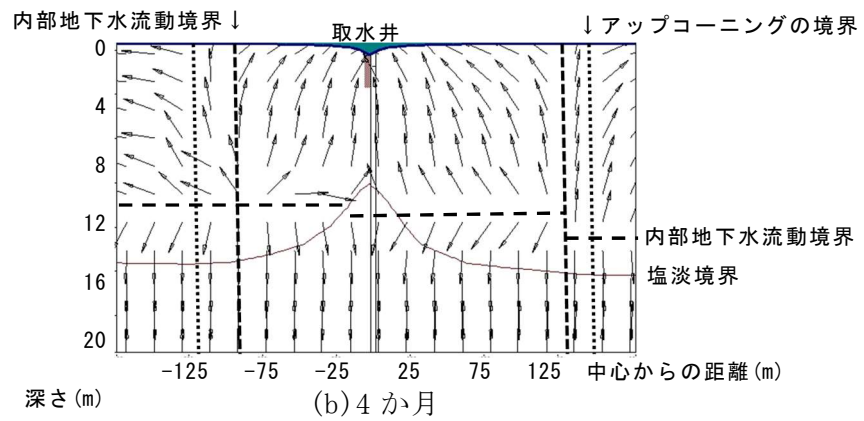
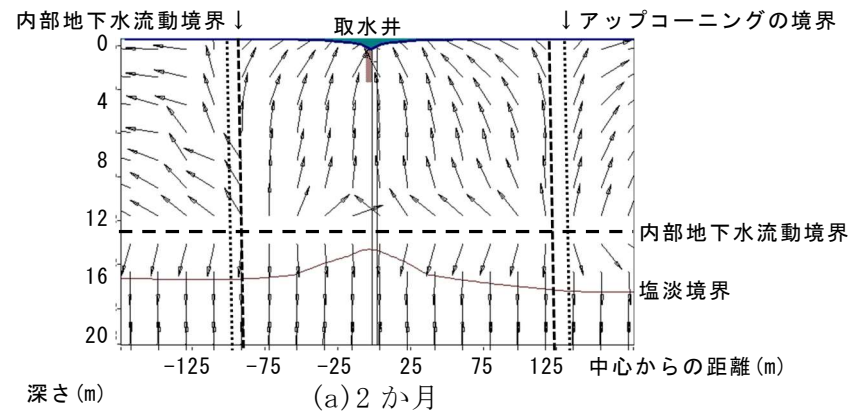
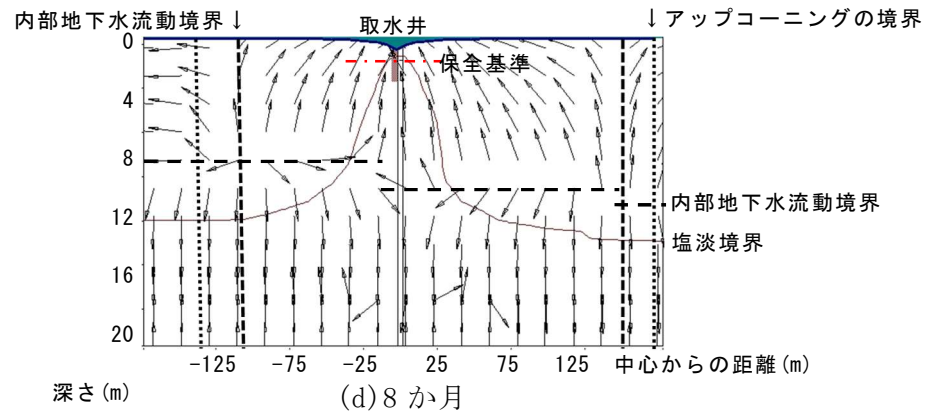


図 6.9 取水時の地下水流動の変化 (日取水量 165m^3)



凡例 ↑:地下水流動の方向

.....: アップコーニングの境界

--: 内部地下水流動の境界

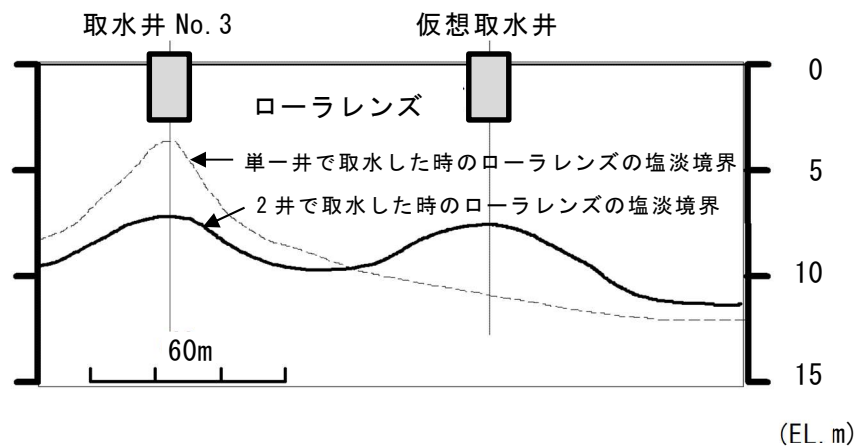
図 6.9 取水時の地下水流動の変化（日取水量 165m^3 ）（続き）

6.2.4 地下水取水システムの提言

1998 年 4 月に 1 箇所の取水井から日量 286m^3 の過剰取水を行ったことがローラレンズ中にアップコーニングが生じた原因である。この過剰取水によって、ローラレンズ中に地下水流動が生じた場合の圧力勾配が非常に大きくなった。取水井の数を増やして、取水井直下でアップコーニングが起こらず、かつ、アップコーニングが隣接する取水井間でつながらないように取水量を減少させることがアップコーニング軽減対策として重要である。そこで、2 箇所の取水井から同時に取水した場合の数値シミュレーションを行い、ローラレンズの塩淡境界の変化を推定した。新たな取水井は、既存の取水井から 100m 北に位置し、実在しない仮想的な取水井である。2 箇所の取水井から取水した場合のローラレンズの塩淡境界を図 6.10 に示す。2 箇所の取水井から取水した場合、上述した 1998 年 4 月に 1 箇所の取水井で生じたアップコーニングの深度は、おおむね半減した。また、ローラレンズが変形した部分の圧力勾配はかなり均平となった。取水井を追加し、取水量を減少させることによって、取水井周囲の水収支のバランスから、取水の範囲が広がり、地下水を広く浅く取水することが可能となった。分散揚水により、取水井直下のローラレンズ塩淡境界面が約 3.5m 低下した。塩淡境界面の低下量を貯留量の増量と考えるとローラレンズ貯留量は 0.026km^3 増加した。

ローラ島の取水井 No. 4 は、土地利用問題により廃棄処分となり、地権者が個人的な井戸として利用するため、1998 年には稼働していなかった。しかし、土地所有者によって現在でも地下水が取水されており、取水井としての機能は維持されていた。廃棄された井戸でも取水が可能であれば復活させ、取水井 7 井すべてが常時稼働できるよう整備することが望ましい。取水井 No. 4 の再稼働ができないときの代替手段として、取水井の間隔の大きい取水井 No. 3 と取水井 No. 5 の間に新たな取水井 No. 8 を建設し、1 井あたりの取水量、つまり取水強度を減少させることがアップコーニングの軽減策として肝要である。数値シミュレーション結果をもとに考案したローラ島の地下水取水システムの改善策を図 6.11 に示す（幸田，2015）。

アップコーニングを軽減するための方策として、取水井の真下に水平不透水層を設置する方法が提案されてきた（図 6.1）。ローラレンズ中心部の地下水流動経路は水理水頭の実測値から取水井の斜め下に形成されたことがわかった。アップコーニングを軽減するために不透水層を設置する場合には、遮断すべき地下水流動経路の位置を考慮すべきである。



備考) この図は取水井 No. 3 を南北に通過する断面を想定している。

図 6.10 2 箇所の取水井から取水+した場合のローラレンズの塩淡水境界

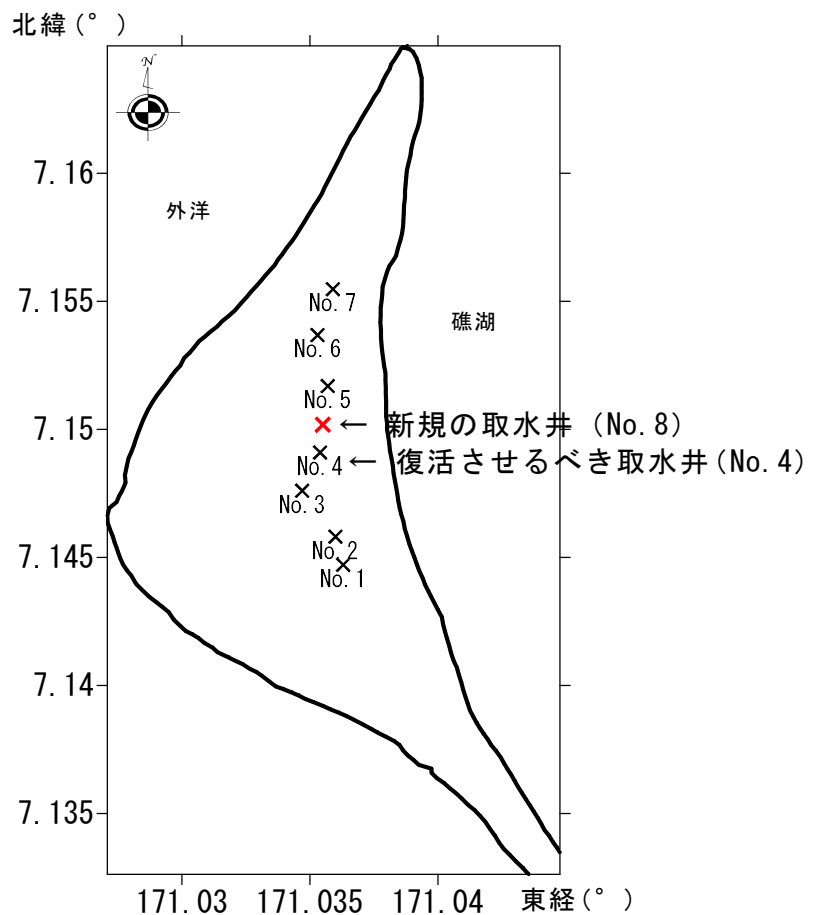


図 6.11 地下水取水システムの改善策

6.3 考察

ローラレンズ中央断面の形状は1998年に発生したアップコーニングが現存することを示した。また、ローラレンズの貯留量の算定結果も、1998年以降、大きく変化していなかった。これらの知見から、ローラレンズに浸透した地下水の多くは海洋に流出していることがわかった。アップコーニングの発生により、ローラレンズ中心部の塩淡境界深度が減少した。一方、その周囲の塩淡境界深度が増加した。全体としては、ローラレンズの貯留量が減少し、その損失水量は 0.41km^3 であった。これは、ローラレンズの貯留量の約20%に相当した。

10箇所の地下水観測井サイトにおいて、異なる深度の電気伝導度分布から、ローラレンズの塩淡境界深度を内挿計算により算定した。ローラレンズの塩淡境界深度が地下水観測井のスクリーン深度の上限より浅い場合は上限止まり、下限より深い場合には下限止まりとした。そのため、ローラレンズの塩淡境界深度は大きく変化しないこともあった。地下水観測井の数は限られていることから、地下水観測井のスクリーン深度数を増やす必要性が高い地下水観測井サイトもあった。地下水観測の精度を高めるため、オールスクリーンタイプの新たな地下水観測井を施工した。しかし、この地下水観測井内の地下水の電気伝導度が上昇し、周囲の地下水観測井の電気伝導度に影響を与えた。今後、オールスクリーンタイプの地下水観測井の中の地下水を攪拌させず、深度別の地下水観測を行うためには、例えば、マルチパッカーと数本のECセンサーの併用による多段式地下水観測井が必要であることがわかった。

ローラレンズの塩淡境界深度を算定するため、地下水観測井と浅井戸を用いた。地下水観測井サイト No. 2、及び No. 7 におけるローラレンズの塩淡境界深度は1998年以降深くなり、スクリーン深度の下限に達した。これらの地下水観測井サイトでは最深地下水観測井のスクリーン深度が不十分であった。また、塩淡境界深度を挟んで電気伝導度の差が大きい地下水観測井サイトもあった。これらの地下水観測井サイトでは、ローラレンズの塩淡境界深度を過小評価する可能性があるため、新たな地下水観測井を追加で設置することが望ましいと考える。

地下水観測を行うため、地下水観測日の午前中にダウントウンからローラ島に移動した。ローラ島に到着後、地下水観測井サイトを No. 1 から No. 3, No. 2, No. 6, No. 5, No. 4, No. 7, No. 8, No. 9, そして No. 10 の順序で、移動時間も含めて1サイトあたり約15分の地下水観測を行った。潮汐が地下水観測に及ぼす影響をできるだけ小さくするため、原則として月1回潮位差が小さいほうの小潮日または中潮日に地下水観測を計画した。オーストラリア気象庁が公表している潮位カレンダーを参考にして、これらの地下水観測日を設定した。

オールスクリーンタイプの地下水観測井は塩水化した。アップコーニングを軽減するための1手法として、この地下水観測井の閉塞手法を実証した。塩水浸入深度にダ

ブルパッカーを設置した結果、ダブルパッカーの上下において、地下水の電気伝導度の差が大きくなった。この結果、塩水侵入深度を求めることができた。

水理水頭の実測値から推定した地下水流動経路は取水井真下の鉛直方向ではなく、斜め下方向に位置した。つまり、取水井からの取水により塩分濃度の高い地下水流動が生じた時に、その経路は外洋サイド寄りとなった。この要因を、1) 透水性が高い地層が外洋サイドに位置すること、2) 潮汐の影響を受け、この地層を通じて海水がローラ島内部に浸潤すること、及び 3) 外洋サイドの海水が塩分濃度の高い地下水の供給源となっていることを突き止めた。

地下水をくみ上げることにより、ローラレンズ中にアップコーニングが発生することを回避するため、礁湖サイドの海岸を揚水試験の場所に選定した。一般的な揚水試験と本揚水試験を比較すると、最も顕著な相違点は、海洋の潮位変動の影響を受けて地下水位が変動することである。しかし、揚水の影響を受けない水位観測井を設置し、この水位観測データを用いて、各水位観測井と地下水揚水井の潮位の影響を除いたところ、おおむね妥当な試験結果を得ることができた。

SEAWAT モデルによりローラレンズ形状の変化を予測・再現する数値シミュレーションでは、ローラ島の地質構造から水平方向と鉛直方向で異なる透水性を与え、地下水観測井における水理水頭の観測値と計算値を比較した。1 週間程度の短期間に潮位のみが作用する場合には、水平方向の透水係数に揚水試験結果から算定した値を用い、鉛直方向に適切な透水係数を与えれば水理水頭の計算値が観測値に近づいた。取水井の取水を伴う動的（非定常）条件のもとでは、鉛直方向の透水性がローラレンズ境界に及ぼす影響が重要となる。特に、過剰取水によってアップコーニングが発生する箇所では、地下水流動経路の発生に伴って透水性が変化する可能性がある。鉛直方向の透水係数を変化させると、ローラレンズの塩淡境界の計算値が観測値に近づいた。

ローラレンズからの過剰取水により、海水のアップコーニングが発生すると地下水が塩水化する。マーシャル諸島共和国マジュロ環礁の貴重な淡水源であるローラレンズが塩水化し、利用できなくなる事態が懸念されている。数値シミュレーションの結果から、アップコーニング発生の実態やメカニズム、ならびにローラレンズからの取水基準を明らかにした。加えて、単一井からの集中的な取水よりも複数井から分散取水を行い、取水強度を小さくした方がアップコーニングを引き起こしにくいという結論に至った。さらに、分散取水の具体的な計画として、取水井の構造はそのままとして、新たな地下水利用システムのあり方の提言を行った。ローラレンズの形状変化をフォローアップするためには、塩水化対策実施後の継続的かつ定期的な地下水のモニタリングが必要であり、それによって本研究で示したアップコーニング軽減策の妥当性も証明できるものと考ええる。

アップコーニングによる塩水化を防止し、ローラレンズを保全するためには、水収支のバランスを考慮して、降水量に見合った取水量で地下水を取水しなければなら

い。たとえば、アップコーニングがシャフトに到達した場合でも、地下水の取水がすぐに停止されれば、アップコーニングの周囲には取水の影響を受けない淡水地下水部分が残るため、その部分から淡水を持続的に利用することが可能である。ローラレンズ中に発生したアップコーニングを拡大・進行させず、ローラレンズを持続的に利用するためには、地下水からの取水量や取水された地下水の電気伝導度をリアルタイムにモニタリングできる地下水観測体制や情報管理システムの構築が重要である。取水井の取水データは信憑性に欠けるため、それだけでは評価できないことから現地調査が必要であった。

過剰取水を避けるためには、取水できる取水井にのみ取水が集中しないよう、すべての取水井のポンプが稼働できるような維持管理を行う必要がある。ポンプの故障をすぐに修理するとともに、こまめな補修を行い、ポンプの故障が発生しないように予防保全を実施することも大切である。地下水利用システムの問題をすばやく見つけ、すぐに修理や対応が可能な現場技術者を育成する必要がある。

ローラレンズからの取水方法にも確立の余地がある。ローラレンズは、2方向のシャフトによって取水されている。この取水方法は、地下水を広範囲から薄く取水することによって、局所的な塩淡水境界の上昇を防ぐ効果を有する。このような構造の取水施設では、シャフトが途中でふさがると通水できなくなる。また、取水井のコンクリート壁にクラックがあると、取水井付近からの取水強度が大きくなる。1998年の干ばつ時には取水量の増加とともにこのようなことがローラレンズ縮小の原因になった可能性が指摘されている(Presley, 2005)。このため、取水井のコンクリート壁のクラックを確認するためのタラップを設け、シャフトにマンホールを設置する等、定期的な維持管理が可能な構造とすることにより、取水施設のオペラビリティやメインテナビリティを向上させるべきである。

たとえば、ローラ島に設置されたすべての取水井を稼働させても、マジュロ環礁の全必要水量を満足させることができないのであれば、他の淡水源を求める等、不足する水資源に対してさらなる水資源開発が必要となる。その場合、今回対象とした取水井以外でも今後アップコーニングが発生する可能性がある。ローラ島内の必要水量を明確にし、群井効果を考慮して、ローラ島のすべての取水井を含めた数値シミュレーションを実施することが今後の水資源管理のために重要である。

マジュロ環礁が干ばつに被災していない場合には、ローラ島外への地下水の送水を止めるべきである。ローラ島内だけで地下水を利用することによって、取水井からの取水量を減少させることが可能であるならば、ローラレンズのアップコーニングの回復が期待される。なお、干ばつの発生期間や発生時期については、エルニーニョ現象と連動しているが、その予測は本研究の範疇外とする。

マジュロ環礁では激しい海岸侵食に見舞われており、これまで海岸線から内陸に10m程度の侵食が進んできた(横木ら, 2004)。また、大潮と満潮時が重なった時、マジュ

ロ環礁北東部の外洋サイドでは高潮の被害が深刻化している。ローラ島南西部の外洋サイドのリーフが薄い海岸では、海岸侵食が進行し、ヤシの木の倒壊がみられる。このように、マジュロ環礁では、地球温暖化による気象気候変動に起因する海面上昇による深刻な影響が懸念されている。今後は、海面上昇がローラレンズに及ぼす影響の評価やその対策の策定と実施が望まれる。

アップコーニングの解決策として人工涵養が有効と考える。この方法は、貯水タンクに貯留された雨水や塩水化していない取水施設から取水された地下水をアップコーニングが生じた取水施設、及びその付近に涵養する方法である。この方法は、集水範囲への散水による地表面涵養、取水施設に注水する地下涵養、及び両者の組み合わせで実施される。アップコーニングが発生していない取水施設を無人島に設置すれば、パイプラインで送水する必要があるものの、水質汚染は重要な問題にはならない。涵養した淡水の地下水は動きが遅く、アップコーニングをすぐに回復させるわけではないが、限られた水資源を有効利用するため、これらの対策の利用適性は高い。

Presley (2005) によると、ローラ島の取水井は、1998 年の干ばつ時には 4~5 箇所しか稼働していなかったが、1992 年の干ばつ時には 7 箇所すべてで稼働していた。1985 年から 1998 年までのローラ島の取水データはその一部しか公表されていない。しかし、このデータによると取水井の取水強度は低かった。このため、1998 年のアップコーニング発生直前まで、ローラレンズは安定していたと推定される。

干ばつ後にも使用できる用途が多様な太陽光淡水化装置の社会実装を円滑に進めるため、アクションリサーチを行った（幸田，2018）。太陽光エネルギーのみを利用し、海水から淡水を生成できる太陽光淡水化装置は、操作が容易で維持管理の労力が小さく、低コスト、低環境負荷、及び小型・軽量という特長を有しており、逆浸透膜法の淡水化装置と併用する必要性が高いことがわかった。太陽光があれば、世界中でこの装置を使用できる。小島嶼国の離島等の条件不利地では適応性が高い。太陽光淡水化装置の実用性向上が望まれる。

第 7 章 結論

本研究では、従来研究事例の少ない環礁島嶼において地下水動態に及ぼす取水の影響を明らかにすることを目的とし、マーシャル諸島共和国のローラ島を対象とし、2007 年から 2014 年の間、地下水の水理水頭、及び電気伝導度等の地下水観測を実施した。また、地下水の揚水試験（帯水層試験）を実施し、対象地の水文地質学的な諸パラメータを決定した上で、ローラ島における地下水流動に関する 3 次元数値シミュレーションを行い、取水条件下における地下水流動プロセスを再現するとともに、取水井を複数箇所に分散させるシナリオに基づき、地下水流動プロセスの変化予測を実施した。その結果、本研究により得られた知見をまとめると、以下のようになる。

- (1) 地下水における水理水頭、及び電気伝導度の観測により、ローラ島において淡水レンズ（ローラレンズと呼称）が形成されていること、ならびに日取水量の確保を目的とした地下水の取水により、淡水域への塩水塊の上昇・浸入、すなわちアップコーニングが生じていることが確認された。
- (2) 既存データと本観測結果を統合し、アップコーニング発生前後の地下水流動プロセスを比較した。その結果、アップコーニング発生前の中潮時には、ローラ島中央部の標高-8~-12m 付近において水理水頭の低下が発生し、浅層部、及び深層部から当該深度に向かう地下水流動がみられた。アップコーニング発生前の小潮時には、ローラ島中央部の水理水頭の低下が解消され、ローラ島中央部から沿岸に向かう水平方向の地下水流動が卓越する傾向がみられた。ローラレンズの下部境界面（塩淡境界面）は、中潮・小潮時とも概ね標高-7~-13m に存在した。
- (3) 一方、アップコーニング発生後の中潮時には、ローラ島中央部の標高-3~-8m 程度に水理水頭の低下がみられ、これに向かう地下水流動が生じた。標高-12~-14m 以深では深度とともに水理水頭が低下し、相対的に外洋や深部に向かう地下水流動がみられた。小潮時には、標高-8~-10m に水理水頭の低下がみられ、これに向かう地下水流動が生じた。いずれの場合も、ローラレンズの塩淡境界面は、ローラ島中央部において局地的に標高約-6m まで上昇したことが観測された。地下水観測井における電気伝導度の観測値、及び塩淡境界深度の推定値を用い、ローラ島における地下水貯留量（ローラレンズ貯留量）の算定を行った。その結果、アップコーニング発生前におけるローラレンズ貯留量は 2.09km^3 、発生後におけるそれは 1.68km^3 と算定され、発生前後においてローラレンズ貯留量が約 20%減少したものと推定された。また、アップコーニング発生後のローラレンズ貯留量は、水柱高単位で 1,398mm であり、ローラ島の年平均降水量 3,345mm の約 42%であるものと見積もられた。
- (4) 一方、ローラレンズ貯留量は、アップコーニング発生後の 1998 年以降に限ってみ

ると、顕著な減少は示してはおらず、またローラレンズの塩淡水境界面も大きくは上昇していない。このことから、現状における地下水揚水量は、涵養量と均衡しており、涵養量－揚水量、及びその他の要素が変化しない限りにおいては、ローラレンズ貯留量が顕著に減少することは生じにくいものと予想される。ただし、将来海面上昇等が生じた場合においては、この限りではなく、その意味でローラ島の淡水資源が脆弱であることには変わらない。

- (5) ローラ島における持続可能な地下水の保全と利用を実現する観点から、取水井を分散させる 3 次元地下水流動数値シミュレーションを行った。その結果、取水井を 2 つに分割し、各々の取水井において日量 90m^3 ずつ取水を行うことにより、単一井による取水と比較すると、アップコーニングを抑制し、ローラレンズの塩淡水境界面をより深くすることが可能であると評価された。本結果に基づき、現在ある取水井に加え、ローラ島の中心部付近の設置間隔の大きい箇所に深度約 4m の取水井をもう一井施工し、各々の取水井における日取水量を最大 90m^3 に設定することにより、現在の総取水量を減少させることなく維持したまま、ローラレンズの塩淡水境界面をより深部に降下させ、ローラレンズ貯留量を増加させる可能性のある、取水システムの改善策として分散揚水法を提言した。

謝辞

博士論文の作成にあたり、そのプロセスにおいて多大なご指導を賜った筑波大学大学院生命環境科学研究科環境学の辻村真貴教授，宮本邦明名誉教授，浅沼順教授，内田太郎准教授，及び堀田紀文准教授に心から謝意を申し上げます。

本博士論文の基礎となる海外における現地調査をともに実施した，あるいは支援をして頂いた国際農林水産業研究センターの岩永勝理事長，安中正美元理事（NTC インターナショナル(株)副社長），川島知之元プログラムディレクター（宮崎大学教授），農村開発領域の大田武志元領域長，土居邦弘元領域長（社団法人畑地農業振興会会長），藤原信好前領域長（国立研究開発法人農研機構農村工学研究部門長），小林勤前特別研究員（昭和工業顧問），宮崎良元プロジェクトリーダー，万福裕造国立研究開発法人農研機構農業環境変動センター土壌資源評価ユニット主任研究員に謝意を表します。原田幸治社団法人海外農業開発コンサルタント協会部長，大久保昌明前（株）アオイテック部長，ならびに共同研究機関である国立研究開発法人農研機構農村工研究所資源循環工学研究領域の石田聡領域長，吉本周平主任研究員，及び勉強会の開催等でご協力を頂いた今泉眞之元領域長，及び増本隆夫前領域長（秋田県立大学教授）に厚くお礼を申し上げます。

地形・地質，自然，環境だけでなく，文化，社会等も含めて，さまざまな面でマーシャル諸島共和国は日本と異なります。現地の概要を理解するとともに，物理探査や地下水観測等の試験・観測をはじめ，その他の調査研究活動を安全，迅速，かつ確実に実施し，研究成果を着実にあげるためには，関係機関や住民との連携・協力が不可欠です。このため，マーシャル諸島共和国の C/P 機関として，農業や地下水資源を担当している資源開発省を選定し，2008 年 10 月に共同研究合意書を締結し，主に環境保護庁と現地の調査研究活動を進めました。ローラ島では，資源開発省が管理する圃場に事務所を設置することになり，第 1 章で記載した研究項目を円滑に実施し，研究目的を達成するため，日常的な拠点として大いに活用しました。この圃場で，関係者と打合せを行い，資機材を保管・管理し，作物栽培試験を実施し，気象観測装置を設営しました。第 3 章で記載したオールスクリーンタイプの地下水観測井を施工するため，日本から機材を運搬し，ボーリング調査を行いました。また，地下水観測井を施工する前にアメリカ地質調査所ハワイ事務所を訪問し，この工法の妥当性を確認しました。マーシャル諸島共和国の予算年度が始まる毎年 10 月にマーシャル諸島短期大学等で一般公開セミナーを開催し，ハワイ大学コナ分校，太平洋諸島事務局，本プロジェクト運営委員，及び一般の関係者に調査研究活動の成果を公表しました。現地調査の開始前と開始後には，在マーシャル国日本大使館や国際協力機構マーシャル支所を訪問し，ブリーフィング後，調査研究計画を実施しました。ローラ島の地権者を中心に構成されるレンズ委員会を対象とした説明会や一般の住民の説明会を開催し，マーシャル語の通

訳を介して情報共有や意見交換を行いました。

マーシャル諸島共和国で海外調査研究活動に従事した 2007 年から現在に至るまで、マーシャル国日本大使館、国際協力機構マーシャル支所、C/P 機関のマーシャル諸島共和国資源開発省のキジナー元事務次官／レベッカ前事務次官、ローラ島資源開発省管理圃場のジャブチャ氏、環境保護庁のアリック元所長／モリアナ前所長、同水質実験室のヒッキング元課長（故）、マジュロ上下水道公社のロバート前部長／ディブルーム前部長、同ローラ島事務所スタッフ、内務省土地測量部のワッセ元課長、マジュロ環礁地方政府のラングリン元市長／アリ元部長、ローラ島レンズ委員会のティボン氏、マジュロ環礁気象サービス事務所リー氏、浅井戸の地下水観測にご協力を頂いたローラ島住民をはじめ、アメリカ地質調査所オレゴン水科学センター（元ハワイ事務所）ステファン・ギングリック博士、太平洋共同体事務局ピーター・シンクレアー氏、国立研究開発法人国立環境研究所生物生態系環境研究センター山野博哉センター長、及び東京大学大学院理学系研究科茅根創教授に連携・協力を頂きました。ここに謝意を表します。さらに、JICA 筑波杉山博信研修指導者（前新潟大学院教授）からも、お会いするたびに励ましのことばを頂きました。

なお、本研究の一部は農林水産省補助金により、また大部分が農林水産省運営費交付金により、国立研究開発法人国際農林水産業研究センターの島嶼環境保全プロジェクトで実施されました。関係者の方々に感謝いたします。

参考文献

Anderson, M.P.: Unsteady Groundwater Flow beneath Strip Oceanic Islands. *Water Resources Research*, Vol.12, No.4, pp.640-644, 1976.

Anthony, S.S.: Techniques for Appraisal of Groundwater Resources on Atoll Islands: Case Studies from Micronesia, *Tropical Hydrology and Caribbean Water Resources American Water Resources Association*, pp.291-300, 1990.

Anthony, S.S.: Electromagnetic Methods for Mapping Freshwater Lenses on Micronesian Atoll Islands, *Journal of Hydrology*, Vol.137, No.1-4, pp.99-111, 1992.

Anthony, S.S.: Hydrogeology and Ground-water Resources of Pingelap Island, Pingelap Atoll, State of Pohnpei, Federated States of Micronesia, *USGS Water-Resources Investigations Report*, 92-4005, pp.1-40, 1996.

Anthony, S.S., Peterson, F.L., Mackenzie, F.T. and Hamlin, S.N.: Geohydrology of the Laura Fresh-water Lens, Majuro atoll: A Hydro-geochemical Approach, *Geological Society of America Bulletin*, Vol.101, No.8, pp.1066-1075, 1989.

Antoniou, E.A.: Hydrological Study of Laura Area in Majuro atoll, Republic of Marshall Islands, *Vrije University, Amsterdam*, pp.13-21, 2008.

Asian Development Bank: <http://www.adb.org/projects/documents/search/5313?page=3>, Viewed on September, 2014.

Australian Bureau of Meteorology:
<http://www.bom.gov.au/oceanography/projects/spslcmp/spslcmp.shtml>, Viewed on October, 2016.

Ayers, J.F.: Groundwater Flow Dynamics beneath Atoll Islands, *IAHS-AISH Publication*, No.253, pp.397-404, 1998.

Ayers, J.F. and Vacher, H.L.: Hydrogeology of an Atoll Island: A Conceptual Model from Detailed Study of a Micronesian Example, *Ground Water*, Vol.24, No.2, pp.185-198, 1986.

Bailey, R.T., Jenson, J.W. and Olsen, A.E.: An Atoll Freshwater Lens Algebraic Model for Groundwater Management in the Caroline Islands, University of Guam Technical Report, No.120, pp.1-36, 2008.

Bailey, R.T., Jenson, J.W. and Olsen, A.E.: Estimating the Ground Water Resources of Atoll Islands, Water, No.2, pp.1-27, 2010.

Bailey, R.T. and Jenson, J.W.: Groundwater Resources Analysis of Atoll Islands in the Federated States of Micronesia Using an Algebraic Model, University of Guam Technical Report, No.134, pp.1-29, 2011.

Batelaan, O. and De Smedt, F.: SEEPAGE, a New MODFLOW DRAIN Package, Groundwater, No.42, Vol.4, pp.576-588, 2004.

Bryan, E.H., Jr.: Check List of Atolls, Atoll Research Bulletin, No.19, pp.1-38, 1953.

Carey, H., Lenkopane, M.K., Werner, A.D., Li, L. and Lockington, D.A.: Tidal Controls on Coastal Groundwater Conditions: Field Investigation of a Macrotidal System, Australian Journal of Earth Sciences, 56, pp.1165-1179, 2009.

Chekirbane, A., Tsujimura, M., Kawachi, A., Isoda, H., Tarhouni, J. and Benalaya, A.: 3D Simulation of a Multi-stressed Coastal Aquifer, Northeast of Tunisia: Salt Transport Processes and Remediation Scenarios, Environmental Earth Sciences, DOI 10.1007/s12665-014-3495-z, 2014a.

Chekirbane, A., Tsujimura, M., Kawachi, A., Isoda, H., Tarhouni, J. and Benalaya, A.: Hydrogeochemistry and Groundwater Salinization in an Ephemeral Coastal Flood Plain: Cap Bon, Tunisia, Hydrological Sciences Journal, Vol.58, No.5, pp.1097-1110, 2013.

Chekirbane, A., Tsujimura, M., Kawachi, A., Lachaal, F., Isoda, H. and Tarhouni, J.: Use of a Time-domain Electromagnetic Method with Geochemical Tracers to Explore the Salinity Anomalies in a Small Coastal Aquifer in North-eastern Tunisia, Hydrogeology Journal, Vol.22, pp.1777-1794, 2014b.

Collins, M.A.: The Extended Boussinesq Problem, Water Resources Research, Vol.12, No.1, pp.54-56, 1976.

Cooper, H.H., Kohout, F.A., Henry, H.R. and Glover, R.E.: Sea Water in Coastal Aquifers - Relation of Salt Water to Fresh Ground Water, USGS Water-Supply Paper, 1613-C, pp.C1-C84, 1964.

Dausman, A. and Langevin, C.D.: Movement of the Saltwater Interface in the Surficial Aquifer System in Response to Hydrologic Stresses and Water-Management Practices, Broward County, Florida, USGS Scientific Investigations Report, 2004-5256, pp.1-73, 2005.

Dror, I., Berkowitz, B. and Gorelick, S.M.: Effects of Air Injection on Flow through Porous Media: Observations and Analyses of Laboratory-scale Processes, Water Resources Research, Vol.40, No.9, pp.1-18, 2004.

Economic Policy, Planning, and Statistics Office: Republic of the Marshall Islands 2011 Census of Population and Housing Report, pp.1-547, 2012.

Falkland, A.C.: Hydrology and Water Management on Small Tropical Islands, Hydrology of Warm Humid Regions (Proceedings of the Yokohama Symposium), IAHS Publication, No.216, pp.263-303, 1993.

Federal Emergency Management Agency: <http://www.fema.gov/disaster/1210>, Viewed on November, 2013.

Fetter, C.W., Jr.: Position of the Saline Water Interface beneath Oceanic Islands, Water Resources Research, Vol.8, No.5, pp.1307-1315, 1972.

藤縄克之：環境地下水学，共立出版，pp.136-141，2010.

外務省：日本と国際社会の平和と安定に向けた取組－国連海洋法条約，http://www.un.org/Depts/los/convention_agreements/texts/unclos/part8.htm，Viewed on January, 2014.

Griggs, J.E. and Peterson, F.L.: Ground-water Flow Dynamics and Development Strategies at the Atoll Scale, Groundwater, Vol.31, No.2, pp.209-220, 1993.

Guo, W. and Langevin, C.D.: User's Guide to SEAWAT: A Computer Program for Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Ground-Water Flow, USGS Techniques of Water-Resources Investigations, 6-A7, pp.7-18, 2002.

Gupta, A.D.: Steady Interface Up-coning beneath a Coastal Infiltration Gallery, Groundwater, Vol.21, No.4, pp.465-474, 1983.

Hamlin, S.N. and Anthony, S.S.: Ground-water Resources of the Laura Area, Majuro Atoll, Marshall Islands: USGS Water-Resources Investigations Report, 87-4047, pp.1-69, 1987.

Hamlin, S.N. and Takasaki, K.J.: Water-quality Reconnaissance of Ground Water in the Inhabited Outer Islands of Chuuk State, Federated States of Micronesia, 1984-85, USGS Water-Resources Investigations Report, 96-4180, pp.1-77, 1996.

Hamza, K. I.: Numerical Analysis of Saltwater Up-coning beneath a Pumping Well, IWTC 10, pp.1003-1017, 2006.

Herman, M.E., Buddemeier, R.W. and Wheatcraft, S.W.: A Layered Aquifer Model of Atoll Island Hydrology: Validation of a Computer Simulation, Journal of Hydrology, Vol.84, No.3-4, pp.303-322, 1986.

Hubbert, M.K.: The Theory of Ground-Water Motion, Journal of Geology, Vol.48, No.8, pp.785-944, 1940.

Hunt, C.D., Jr. and Peterson, F.L.: Groundwater Resources of Kwajalein Island, Marshall Islands, University of Hawaii at Manoa, WRRRC Technical Report, No.126, pp.1-91, 1980.

IPCC Working Group 2: Impacts, Adaptation and Vulnerability, IPCC Fourth Assessment Report Climate Change 2007, p.689, 2007.

IPCC Working Group 1: The Physical Science Basis, IPCC Fourth Assessment Report Climate Change 2007, http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch3s3-3-4.html, Viewed on July, 2014.

石田聡・吉本周平・小林勤・幸田和久・土原健雄・万福裕造：マーシャル諸島共和国マジュロ環礁における地下水の塩水化について，地盤工学会誌，Vol.58, No.5, pp.22-25, 2010.

石田聡・吉本周平・小林勤・幸田和久・土原健雄・中里弘臣・増本隆夫・今泉眞之：物理探査手法を用いた地下水中の塩淡水境界測定，農村工学研究所技報，第 211 号, pp.9-20, 2011.

石田聡・吉本周平・小林勤・幸田和久・中里弘臣：小島嶼での淡水レンズ地下水調査における物理探査の適用性について，地盤工学会誌，第 61 巻，第 6 号, pp.32-35, 2013.

Japan International Cooperation Agency (JICA):

http://www.jica.go.jp/english/our_work/social_environmental/archive/grantaid/index.html,
Viewed on September, 2014.

Kashef, A.I.: Harmonizing Ghyben-Herzberg Interface with Rigorous Solutions, Groundwater, Vol.21, No.2, pp.153-159, 1983.

Kauahikaua, J.: Description of a Fresh Water Lens at Laura Island, Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands, Using Electromagnetic Profiling, U.S. Department of the Interior Geological Survey Open-File Report, 87-582, pp.1-32, 1987.

Koda, K.: Up-coning Caused by Excess Pumping during Drought Had Reduced Storage Volume of Fresh Groundwater Lens on Atoll Island, Irrigation, Drainage and Rural Engineering Journal, Vol.87, No.1, pp.ii-11-ii-18, 2019.

Koda, K.: Freshwater Lens Conservation during Drought -Case Study of the Majuro Atoll in the Republic of the Marshall Islands-, Journal of Rainwater Catchment Systems, Vol.24, No.1, pp.15-21, 2018.

幸田和久：ローラ島における淡水レンズの動態-水理水頭分布に基づくローラレンズ塩淡水境界付近の地下水流動の把握-, 日本水文科学会，Vol.50, No.3, pp.1-15, 2020.

幸田和久：太陽光淡水化装置のアクションリサーチ-マーシャル諸島共和国マジュロ環礁の事例より-, 開発学研究，Vol.29, No.2, pp.69-76, 2018.

幸田和久：ローラ島の淡水レンズの塩水化対策，開発学研究，Vol.26，No.2，pp.30-36，2015.

幸田和久・小林勤・石田聡・吉本周平：マーシャル諸島共和国マジュロ環礁ローラ島における淡水レンズに関する数値シミュレーション，地盤工学会誌，Vol.62，No.11/12，pp.30-33，2014.

幸田和久・小林勤・石田聡・吉本周平：ローラ島における淡水レンズ帯水層の水理パラメータ推定，農業農村工学会誌，Vol.81，No.7，pp.541-545，2013.

Koda, K., Manpuku, Y., Kobayashi, T., Ishida, S., Yoshimoto, S. and Okubo, M.: A Study of the Sealing Effect in the Observation Well of the Freshwater Lens at Laura Island, Republic of the Marshall Islands, Japan Agricultural Research Quarterly, Vol.47, No.3, pp.257-272, 2013.

国土交通省気象庁：東京平年値(年・月ごとの値)主要素，
http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml_sfc_ym.php?prec_no=44&block_no=47662&year=&month=&day=&view=p1, Viewd on June 1, 2014.

国土交通省水管理国土保全局水資源部：日本の水資源(平成 25 年度版),
<http://www.mlit.go.jp/common/001006494.pdf>, Viewed on November, 2013.

国際農林水産業研究センター：平成 19 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－，pp.1-165，2009.

Kumar, P., Tsujimura, M., Nakano, T. and Minoru, T.: Time Series Analysis for the Estimation of Tidal Function Effect on Different Aquifers in a Small Coastal Area of Saijo Plain, Ehime Prefecture, Japan, Environ Geochem Health, Vol.35, pp.239-250, 2013.

Lachaal, F., Chekirbane, A., Chargui, S., Sellami, H., Tsujimura, M., Hezzi, H., Faycel, J. and Mlayah, A.: Water Resources Management Strategies and Its Implications on Hydrodynamic and Hydrochemical Changes of Costal Groundwater: Case of Grombalia Shallow Aquifer, NE Tunisia, Journal of African Earth Sciences, Vol.124, pp.171-188, 2016.

Langevin, C.D., Stewart, M.T. and Beaudoin, C.M.: Effects of Sea Water Canals on Fresh Water Resources: An Example from Big Pine Key, Florida, Groundwater, Vol.36, No.3, pp.503-513, 1998.

Langevin, C.D. and Guo, W.: MODFLOW/MT3DMS-Based Simulation of Variable-Density Ground Water Flow and Transport, *Groundwater*, Vol.44, No.3, pp.339-351, 2006.

Langevin, C.D. and Zygnerski, M.: Effects of Sea-level Rise on Salt Water Intrusion near a Coastal Well Field in Southeastern Florida, *Groundwater*, Vol.51, No.5, pp.781-803, 2012.

LeGrand, H.E. and Stringfield, V.T.: Tertiary Limestone Aquifer System in the Southeastern States, *Economic Geology*, Vol.66, No.5, pp.701-709, 1971.

増岡健太郎・堀越研一：地下水の取水構造(特許公開番号 2012-246655), <http://astamuse.com/ja/published/JP/No/2012246655>, Viewed on July, 2014.

増岡健太郎・山本肇・青木智幸：浮き型地下ダムにおける効率的淡水取水方法と塩淡水境界挙動に関する研究, *大成建設技術センター報*, No.43, pp.56-1-56-8, 2010.

Masterson, J.P.: Simulated Interaction between Freshwater and Saltwater and Effects of Groundwater Pumping and Sea-level Change, Lower Cape Cod Aquifer System, Massachusetts, USGS Scientific Investigations Report, 2004-5014, pp.1-47, 2004.

Masterson, J.P. and Garabedian, S.P.: Effects of Sea-level Rise on Ground Water Flow in a Coastal Aquifer System, *Groundwater*, Vol.45, No.2, pp.209-217, 2007.

Mather, J.D.: Development of the Groundwater Resources of Small Limestone Islands, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vo.8, pp.141-150, 1975.

McKenzie, D.J.: Water-Resources Potential of the Freshwater Lens at Key West, Florida, USGS Water Resources Investigations Report, 90-4115, pp.1-24, 1990.

McNew, E.R. and Arav, S.: Surface Geophysical Surveys of the Freshwater-Saltwater Interface in a Coastal Area of Long Island, New York, *Groundwater*, Vol.33, No.4, pp.615-626, 1995.

緑資源機構：平成 18 年度地域資源利活用農業農村開発基礎調査報告書—マーシャル諸島共和国—, pp.5-9, 2008.

Mimura, N. and Harasawa, H.: Databook of Sea-Level Rises, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, pp.18-19, 28-29, 46-47, 2000.

Mulligan, A.E., Langevin, C.D. and Post, V.E.A.: Tidal Boundary Conditions in SEAWAT, Groundwater, No.49, Vol.6, pp.866-879, 2011.

中田聡史: 環礁州島における水資源と淡水レンズの劣化, 水環境学会誌, Vo.33, No.8, pp.239-244, 2010.

中田聡史・山野博哉・梅澤有・藤田昌史・渡邊真砂夫・谷口真人: 比抵抗法による環礁島における帯水層の塩水化評価, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.30, No.5, pp.317-330, 2010.

Nullet, D.: Water Balance of Pacific Atolls, Journal of American Water Resources Association, Vol.23, No.6, pp.1125-1132, 1987.

大西俊次・今枝良平・佐野滋樹・伊藤和弘・山野博哉・茅根創: マーシャル諸島マジュロ環礁における GPS 測量とジオイド, 先端測量技術, Vol.96, pp.48-51, 2008.

Peterson, F.L.: Hydrogeology of the Marshall Islands, Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands, Ch.20, pp.611-636, 1997.

Phelps, G.G. and Rohrer, K.P.: Hydrology in the Area of a Freshwater Lens in the Floridan Aquifer System, Northeast Seminole County, Florida, USGS Water Resources Investigations Report, 86-4078, pp.1-74, 1987.

Praveena, S.M., Abdullah, M.H., Aris, A.Z., Yik, L.C. and Bidin, K.: Numerical Modelling of Seawater Intrusion in Manukan Island's Aquifer, World Applied Sciences Journal, 14, pp.1-7, 2011.

Presley, T.K.: Effects of the 1998 Drought on the Freshwater Lens in the Laura Area, Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands, USGS Scientific Investigations Report, 2005-5098, pp.1-40, 2005.

Reilly, T.E. and Goodman, A.S.: Quantitative Analysis of Saltwater-freshwater Relationship in Groundwater Systems – A Historical Perspective, Journal of Hydrology, Vol.80, pp.125-160, 1985.

Reilly, T.E. and Goodman, A.S.: Analysis of Saltwater Upconing beneath a Pumping Well, *Journal of Hydrology*, Vol.89, pp.169-204, 1987.

Ritzi, R.W., Bukowski, J.M., Carney, C. K. and Boardman, M.R.: Explaining the Thinness of Fresh Water Lenses in the Pleistocene Carbonate Aquifer on Andros Island, Bahamas, *Groundwater*, Vol.39, No.5, pp.713-720, 2001.

Rotzoll, K., Oki, D.S. and El-Kadi, A.: Changes of Freshwater-lens Thickness in Basaltic Island Aquifers Overlain by Thick Coastal Sediments, *Hydrogeology Journal*, Online, Vol.18, No.6, pp.1425-1436, 2010.

Ruppel, C., Schultz, G. and Kruse, S.: Anomalous Fresh Water Lens Morphology on a Strip Barrier Island, *Groundwater*, Vol.38, No.6, pp.872-881, 2000.

Schlumberger Water Services: AquiferTestPro 2011.1 User's Manual, pp.167-169, 2011.

Saeed, M.M., Bruen, M. and Asghar, M.N.: A Review of Modeling Approaches to Simulate Saline-Upconing under Skimming Wells, *Nordic Hydrology*, Vol.33, No.2/3, pp.165-188, 2002.

Schneider, J.C. and Kruse S.E.: Characterization of Freshwater Lenses for Construction of Groundwater Flow Models on Two Sandy Barrie Islands, Florida, USA, 1st International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers – Monitoring, Modeling, and Management, Journal Special Issue Based on Conference Contribution, Case Study No.37, 2001.

Schneider, J.C. and Kruse, S.E.: A Comparison of Controls on Freshwater Lens Morphology of Small Carbonate and Siliciclastic Islands: Examples from Barrier Islands in Florida, USA, *Journal of Hydrology*, Vol.284, No.1-4, pp.235-269, 2003.

Secretariat of the Pacific Community: Marshall Islands Population Atlas, <http://www.spc.int/en/component/content/article/132-statistics-a-demography--new-sdp-releases/262-marshall-islands-population-atlas-.html>, Viewed on October, 2014.

Shade, P.J., Anthony, S.S. and Takasaki, K.J.: Groundwater Resources Reconnaissance of the Yap Main Islands, Federated States of Micronesia, USGS Water Resources Investigations Report, 90-4074, pp.1-71, 1992.

白旗克志・長田実也：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，Vol.57, No.9, p.42, 2009.

Stewart, M.: Electromagnetic Mapping of Fresh-Water Lenses on Small Oceanic Islands, Groundwater, Vol.26, No.2, pp.187-191, 1988.

Stoddart, D.R.: Biogeography of the Tropical Pacific, Pacific Science, Vol.46, No.2, pp.276-293, 1992.

Taigbenu, A.E. and Liggett, J.A. and Cheng, A.H-D.: Boundary Integral Solution to Seawater Intrusion into Coastal Aquifers, Water Resources Research, Vol.20, No.8, pp.1150-1158, 1984.

田瀬則雄：月降水量の時系列構造と相互相関係数の関係，筑波大学水理実験センター報告，No.6, pp.83-86, 1982.

Underwood, M.R., Peterson, F.L. and Voss, C.I.: Groundwater Lens Dynamics of Atoll Islands, Water Resources Research, No.28, Vol.11, pp.2889-2902, 1992.

UN Oceans & Law of the Sea: United Nations Convention on the Law of the Sea, p.66, 2011.

USAID: Adaptation to Climate Change: Case Study - Freshwater Resources in Majuro, RMI, pp.1-72, 2009.

USGS: SEAWAT: A Computer Program for Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Ground-Water Flow and Transport, <http://water.usgs.gov/ogw/seawat>, Viewed on February, 2014.

Vacher, H.L.: Hydrogeology of Bermuda - Significance of an Across-the-island Variation in Permeability, Journal of Hydrology, Vol.39, No.3-4, pp.207-226, 1978.

Vacher, H.L. and Ayers, J.F.: Hydrology of Small Oceanic Islands - Utility of an Estimate of Recharge Inferred from the Chloride Concentration of the Freshwater Lenses, Journal of Hydrology, Vol.45, No.1-2, pp.21-37, 1980.

Vacher, H.L.: Dupuit-Ghyben-Herzberg Analysis of Strip-island Lenses, Geological Society of America Bulletin, Vo.100, No.4, pp.580-591, 1988.

Van der Brug, O.: The 1983 Drought in the Western Pacific, USGS Open-File Report, 85-418, pp.1-89, 1986.

Van der Velde, M., Green, S.R., Vanclooster, M. and Clothier, B.E.: Sustainable Development in Small Island Developing States: Agricultural Intensification, Economic Development, and Freshwater Resources Management on the Coral Atoll of Tongatapu, *Ecological Economics*, Vol.61, No.2-3, pp.456-468, 2007.

Voss, C.I.: A Finite Element Simulation Model for Saturated Unsaturated Fluid Density Dependent Groundwater Flow with Energy Transport or Chemically Reactive Single Species Solute Transport, USGS Water Resources Investigations Report, 84-4369, pp.1-299, 1984.

Werner, A.D. and Lockington, D.A.: Tidal Impacts on Riparian Salinities near Estuaries, *Journal of Hydrology*, Vol. 328, pp.511-522, 2006.

Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T. and Barry, D.A.: Seawater Intrusion Processes, Investigation and Management: Recent Advances and Future Challenges, *Advances in Water resources*, Vol.51, pp.3-26, 2013.

Werner, A.D., Sharp, H.K., Galvis, S.C., Post, V.E.A. and Sinclair, P.: Hydrogeology and Management of Freshwater Lenses on Atoll Islands: Review of Current Knowledge and Research Needs, *Journal of Hydrology*, Vol. 551, pp.819-844, 2017.

Whitaker, F.F. and Smart, P.L.: Groundwater Circulation and Geochemistry of a Karstified Bank-marginal Fracture System, South Andros Island, Bahamas, *Journal of Hydrology*, No.197, pp.293-315, 1997.

White, I.: Fresh Groundwater Lens Recharge, Bonriki, Kiribati, IHP-V Project 6-1, pp.1-34, 1996.

White, I. and Falkland, T.: Management of Freshwater Lenses on Small Pacific Islands, *Hydrogeology Journal*, Vol.18, No.1, pp.227-246, 2010.

Wikipedia: South Tarawa, http://en.wikipedia.org/wiki/South_Tarawa, Viewed on July, 2014.

Wirojanagud, P. and Charbeneau, R.J.: Saltwater Upconing in Unconfined Aquifers, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.111, No.3, 1985.

Wolthek, N., Raat, K.J., Arie de Ruijter, J., Kemperman, A. and Oosterhof, A.: Desalination of Brackish Groundwater and Concentrate Disposal by Deep Well Injection, Desalination and Water Treatment, Vol. 51, No.4-6, pp.1131-1136, 2013.

Xue, C.: Coastal Erosion and Management of Majuro Atoll, Marshall Islands, Journal of Coastal Research, Vol.17, No.4, pp.909-918, 2001.

Yamanaka, T., Shimada, J., Tsujimura, M., Lorphensri, O., Mikita, M., Hagihara, A. and Onodera, S.: Tracing a Confined Groundwater Flow System under the Pressure of Excessive Groundwater Use in the Lower Central Plain, Thailand, Hydrological Processes, Vol.25, pp.2654-2664, 2011.

安田成夫・川崎将生・村瀬勝彦・富澤洋介・天方匡純：地下水モデルに関する研究，国総研資料，第 322 号，p.29, 2009.

横木裕宗・佐藤大作・山野博哉・島崎彦人・安藤創也・南陽介・高木洋・茅根創・Albon Ishoda：環礁州島における地形維持機構とラグーン内波浪場の関係に関する現地調査，海岸工学論文集，Vol.51, pp.1381-1385, 2004.

Zack, A.L. and Angel, C.: Restoration of Freshwater in the Cano Tiburones Area, Puerto Rico, USGS Water Resources Investigations Report, 83-4071, pp.1-33, 1984.