

# 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究

## その2; 1号観測井コアサンプルによる塩淡境界深度の確認

木山 保<sup>1)</sup>・丸井 敦尚<sup>1)</sup>

### 1. はじめに

地下水流動の末端部は海洋であり、淡水地下水は最終的には海水と接している。かつては地下水を無秩序に利用していたために日本のみならず世界中の至るところで地下水障害(地下水の塩水化や地盤沈下など)が発生した。地下水を有効にしかも安全に利用するためには海洋へ流出する地下水の形態とその流動量を知る必要がある。しかし、通常の観測井を用いた塩水深度の観測は、掘削時に淡水を利用するために塩淡境界深度を過深評価する傾向にあると言うのが定説である(Rubin and Pistiner, 1986など)。また、通常塩淡境界は深度を一点で表現することが多いが、Kohout (1964)の研究による様に淡水から塩水に移行する部位には漸移帯が存在する。従って、これまでの研究では塩淡境界を深度方向に見るとくさび形であるとしながらも、塩水深度を正確に決定することが難しいために、平面的な塩水侵入の分布を議論するものが多かった(Gupta and Yapa, 1982などの自由地下水に関する塩水の地下水障害研究など)。本研究は地下水が海洋に流出する時に形成される塩淡境界の3次元的な形状を把握するために、想定されるノイズを消し、塩淡境界深度を求めることを目的とした。

### 2. 研究の概要

塩淡境界の形状を正確にとらえ、塩淡境界面上を流動する地下水の流動速度を観測するために、本研究では最も単純な塩淡境界形状が予想される地域として九十九里浜北部の蓮沼海浜公園を選定

した(丸井ほか, 1999)。当該地域は、海岸線が平坦なばかりでなく沿岸より内陸に約5kmの平坦地が続くこと、さらに地質的に見てもほぼ水平に堆積した層状構造を呈することから、ガイベンヘルツベルグの法則に従った塩淡境界が各層に存在すると考えられた。ここに深度200mの観測井を設け(詳細は本号47-54頁の丸井ほか(1999)を参照されたし)、塩淡境界の深度観測を実施した。

先にも述べたとおり、観測井の掘削後の塩分濃度観測では塩淡境界を過深評価する恐れがあるため、本研究においては観測井掘削に伴って得たコアサンプルから、掘削水の影響しないコア芯部の間隙水の塩分濃度を測定し、塩淡境界深度を決定した。さらに、コアの観察・分析による地質の同定を同時に実施している。

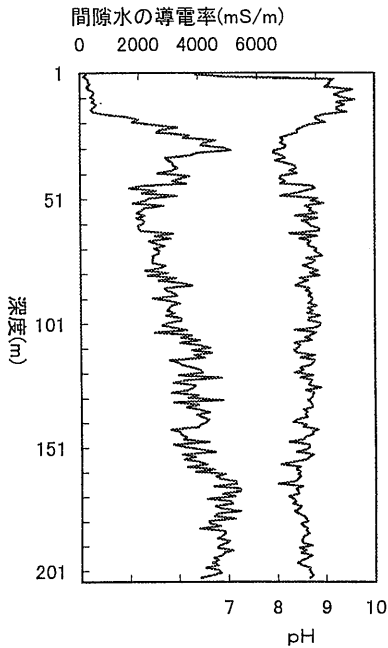
### 3. ボーリングコアによる間隙水の塩分濃度測定

本測定は地質サンプル中の間隙水の導電率(電気伝導度)から、塩水および淡水の分布を把握することを目的として実施した。導電率を測定するための十分な量の間隙水が得られれば、支障なく測定が可能であるが、実際には間隙水が微量であるため採取試料を蒸留水に溶かして、懸濁液の導電率を測定した。試料採取、試験手順は以下のとおりである。

- (1) ボーリング作業と平行して、掘進長10~20m毎に試料採取を行った。
- (2) ボーリングコアから深度1m毎に約1cm程度をカッターナイフで輪切りにする。
- (3) ボーリングコア外周部を付着した泥水を取り除く目的で削り落とす。

1) 三井建設技術研究所：  
〒270-0132 千葉県流山市駒木518-1  
2) 地質調査所 環境地質部

キーワード：塩淡境界、導電率プロファイル、火山灰分析



第1図 1号観測井のボーリングコアより得た導電率とpHの鉛直プロファイル。本地域は深度22.1mを境に砂層と粘性土層が存在しており、それぞれの層が塩淡境界を有することが観測された。

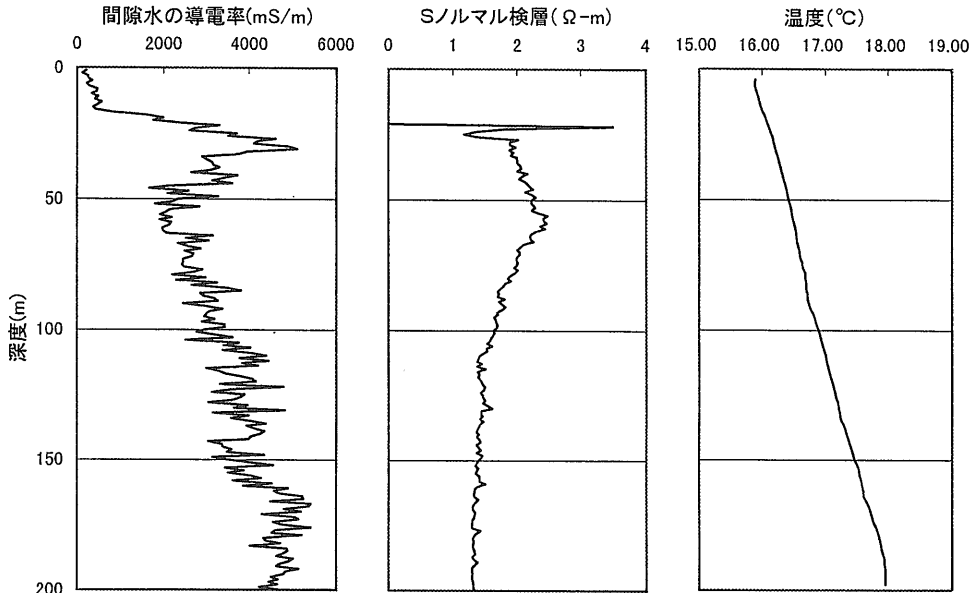
- (4) ボーリングコア中心部の縦約3cm×横約3cm×高さ約1cmを試験試料として、プラスチック製のビンに格納し、乾燥を防止して保存する。
- (5) 試料を試験室に運搬して、以下の試験を実施する。
- (6) 試験方法の概要は、地盤工学会基準「土のpH試験方法」に準ずるが、pH計に代えて導電率計を用いることと、炉乾燥試料の代わりに自然試料を用いることである。
- (7) 参考データとして、試料のpHも同時に測定した。
- (8) 自然試料質量に対する蒸留水の質量比を原則として3とした。
- (9) 上記試験を深度1m～202.5mまで、1m毎に採取した計203試料について実施した。

pHならびに導電率測定結果を第1図(左側のグラフ)に示す。なお、測定の結果は試料の有効間隙率から求めた水分量と稀釈した蒸留水の量から実際の間隙水の導電率に補正している。また、本試験に伴い掘削泥水の影響が懸念されたが、丸井ほか(1999)の透水試験結果(10E-5 Darcyのオーダ

ー)によれば86mmの掘削ビットから芯部3cmを試料として採取する場合、掘削泥水の影響は無いものと判断された。

本地域の地質は、地表より深度22.1mまでが砂丘堆積砂層であり、その下部が国本層と考えられる粘性土層である。第1図の間隙水の導電率プロファイルを見ると、深度16mまでは淡水地下水であり、その後深度を増す毎に導電率が上昇している。砂層と国本層の境界を越えた部分で一度導電率は極大値をむかえるが、再度減少し深度50m以深でさらに増加を繰り返す。この現象は各層の下部において海水が侵入しているために地下水中の塩分濃度が増し、導電率の値に大きな変化を及ぼしたものと考えられる。近隣の海水の導電率が4500mS/mであったことから、深度30m付近と深度165m以深では海水が侵入していると考えられ、この部分に塩淡境界が存在すると考えられる。さらに、各層の塩淡境界面上には漸移帯が存在していることが判明した(Kohout, 1964と同様の結果を得た)。しかし、砂層の漸移帯の方が国本層のそれよりも極端に薄いことも同時に判明した。これは砂層の方が透水性が高く、地下水流速が大きいため境界面がクリアになることが原因と考えられる。同時に測定したpHのプロファイル(第1図右側)では、砂層部分でpHが9以上と大きな値を呈しているのに対して、国本層内部では8.0～9.0の間を推移してこのことからそれぞれの層内の地下水が異質であることが推察される。このように本研究地域においては二層の堆積物中にそれぞれ塩淡境界が存在することが判明し、しかもその境界面は地下水流動の速度などと関与して明瞭さを増すことも推定できた。

本研究で得られた導電率のプロファイルを孔井の検層結果と比較したのが第2図である。いずれも丸井ほか(1999)からの引用であるが、電気検層(ショートノルマル)の結果と今回のコアサンプルによる間隙水の導電率を比較すると、概ね形状は類似しているが、電気検層では導電率変化のように明らかな塩淡境界深度が確認できないことも判明した。また、水温プロファイルからは、地下水の流入やガスの流出などがありそうな部位の推定はできるものの塩淡境界の形状と地下水温には有効な関係のないことも判明した。すなわち本地域のよ



第2図 1号観測井の電気検層・温度検層結果(丸井ほか, 1999)と導電率プロファイルの比較. 電気検層などでは正確に判断できなかった塩淡水境界深度が導電率プロファイルから判明した. 尚, 近隣の海水の導電率は4500mS/mであった.

うな地質においては, 淡水地下水と塩水地下水を水温で区分することが不可能であった. しかし, 局所的な透水層(狭在する砂層など)からの淡水地下水流入の変化は精度良く観測できることから, 今後は導電率と水温を平行して観測することが望ましいことも明らかになった.

#### 4. ボーリングコアによる火山灰分析

1号観測井の掘削において, 沖積層の下位より6層のテフラが得られた. 房総半島に分布する鮮新更新統上総層群は, 250枚以上のテフラ層を挟んでおり, 中・下部(波花層国本層)の約200枚については, 里口(1995)によってその層序および岩石学的性質が明らかにされている. そこで, 6層のテフラについて火山灰分析を行い, その対比をもとに, 本調査地点における沖積層より下位層が, 上総層群中・下部層にあたるか否かについて検討した.

一般に, 火山灰は火山活動によって噴出されるが, その火山灰を噴出する1回の火山活動の継続時間は, 長くて数十年, 短いと数時間から数日といわれている. したがって, 途中で堆積の休止を示す

風化土壌などを挟まない単一の火山灰層は, 地質時代の中ではほとんど一瞬にして堆積したものとみなすことができる. さらにまた, 大規模な火山活動では, 噴出した火山灰は成層圏にまで達し, その降灰は非常に広範囲に及ぶ. 短時間のうちに広範囲で降灰するという火山灰の特質を用いて, 火山灰編年学(テフロクロロジー)が行われる. すなわち, 火山灰層や火山灰降灰層準を時間の指標とし, 広域にわたって地層の年代を決定しようという試みである. 火山灰を時間の指標として用いるためには, 起源が同じ火山灰を判断し, それらを平面空間的につないでいく対比という作業を行わなければならない. そのために, 火山灰層の岩相記載あるいは火山灰試料の鉱物構成・火山ガラスの性状などについて分析手法による記載岩石学的方法がとられる. これらの手順をへて, 諸性状・産出層準などを総合的に検討して火山灰の対比が可能となり, 試料の産出層準があきらかになる.

本調査では, 火山灰対比を目的に記載岩石学的な記述をおこなった. 沖積層より下位のコアから得られたテフラは6層であり, いずれも灰白淡紫灰色の細粒テフラで, 泥・砂岩とは肉眼で容易に区別される. テフラの名称は, 上位より順にTF1

(55.7~55.8m), TF2 (88.2~88.3m), TF3 (91.0~91.1m), TF4 (146.2~146.3m), TF5 (164.9~165.0m), TF6 (177.4~177.6m)とした。

試料の処理は、次の手順で行った。

- (1) 肉眼観察を行い、粒度・色調および含有物の有無などを記載する。
- (2) 分析に供する試料を採取する。
- (3) 試料を約40℃で約24時間乾燥させる。
- (4) 天秤によって重量を測定する。
- (5) 超音波によって濁りがとれるまで水洗・洗し、粘土・シルト成分を除去する。
- (6) 篩別によって、粒径1/16 mm (0.063 mm)~1/8 mm (0.125 mm), 1/8 mm以上の2種類に分ける。なお、粒径1/16 mm以下のものは回収しない。
- (7) それぞれの試料を約40℃で約24時間乾燥させる。
- (8) それぞれの試料の重量を測定し、薬包紙またはサンプル管に収める。
- (9) 粒径1/16 mm~1/8 mmのものについて、封入剤としてグリコールフタレート(屈折率  $n = 1.54$ )を使用し、全鉱物粒子プレパラートを作成する。
- (10) 全鉱物粒子プレパラートについて、偏光顕微鏡で200個程度の粒子を検鏡し、火山ガラス、長石、石英、重鉱物の粒子数を計数する。ここで重鉱物としたのは比重2.8以上の鉱物で、角閃石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石、雲母類などの有色鉱物および鉄鉱物(不透明鉱物)、ジルコン、燐灰石などである。
- (11) 比重2.8のプロモホルム溶液を使用して重鉱物粒子を選鉱する。
- (12) 重鉱物粒子について、グリコールフタレートを封入剤としてプレパラートを作成し、偏光顕微鏡下でその鉱物粒子構成を計数する。
- (13) 火山ガラス粒子の含有量が10%以上の試料については、火山ガラス粒子100個について形状区分を行う。火山ガラスの形状は吉川(1976)の分類にしたがって、扁平型(H: Ha+Hb)、中間型(C: Ca+Cb)、多孔質型(T: Ta+Tb)、その他(O)に区分し記載する。形状区分の基準は次の通りである。  
 扁平型(H): 平板状で、突起が少ない平滑な火山ガラス。平板状で突起のないもの(Ha)と平板状の面に13本の直線状・曲線状の突起があるもの(Hb)がある。  
 中間型(C): 扁平型と後に述べる多孔質型火山ガラスとの中間的な形状の火山ガラス。平板状の面に曲

線状の突起が比較的多くあるもの(Ca)と、平板状の面に直線状で平行な突起を4本以上もつもの(Cb)の2種類がある。

多孔質型(T): 気泡を多く含み、曲線状・直線状の突起がひじょうに密に存在する火山ガラス。不規則な多角形で、曲線状の突起が密にあるもの(Ta)と、繊維状に直線的で平行な突起が密にあるもの(Tb)の2種類がある。

\*なお、扁平型(H型)はパブルウォール型(Bw型)、多孔質型(T型)はパミス型(Pm型)とも呼ばれている。

(14) 火山ガラス粒子が比較的多く含まれている試料については、火山ガラス粒子20個程度の屈折率  $n$  を測定する。測定には、古沢地質調査事務所製の温度変化型屈折率測定装置MAIOT96を使用した。その測定誤差は  $\pm 3 \times 10^{-4}$ 未満と見積もられる。

TF1~TF6の火山灰分析結果を第1表に示す。これをもとに、TF1~TF6と里口(1995)の約200枚のテフラとを比較した。TF1~TF6に類似すると思われる火山灰を同時に第1表に示した(丸井ほか, 1999. 本号49ページ第2図参照)。検討の際、火山ガラスの屈折率と重鉱物組成との組み合わせから類似するテフラを絞り込み、次に火山ガラスの形状等を考慮した。TF1の屈折率や重鉱物組成と類似するのは、黄和田層中のKd5Bである。このほか、国本層中のKu3.5、梅ヶ瀬層中のU8、黄和田層中のKd8B、Kd18なども候補として考えられる。なお、TF3もTF1と同様の特徴を有している。TF2は多孔質型の火山ガラス、高い屈折率、角閃石に富む重鉱物組成など特徴的なテフラであるが、これに該当するものはない。TF4の屈折率と重鉱物組成と類似するテフラは、梅ヶ瀬層中のU11と大田代層中のO2とO11であるが、火山ガラスの形状が異なるなどその対比には問題がある。なお、TF6もTF4と同様の特徴を有している。TF5の屈折率や重鉱物組成と類似するのは、国本層中のKu6Cである。

TF1~TF6と中・下部(波花層国本層)のテフラとの対比について検討した結果、岩石学的性質から、比較的類似するものはTF5と国本層中のKu6Cであり、TF2, TF4, TF6に対比できるものは上総層群中・下部には存在しないと考えられる。また、

第1表 火山灰分析の結果, 1号観測井の地質試料から得た火山灰と里口(1995)の比較.

研究試験地の試料																				
テフラ	深度 (m)	層厚 (cm)	鉱物モード組成(%)					火山ガラスの形状(%)			屈折率	重鉱物モード組成(%)								
			Gl	Qz	Fel	R.F.	H.M.	H(Ha+Hb)	C(ca+Cb)	T(Ta+Tb)		Bi	Am	ox.Ht	Opx	Cpx	Zr	Ap	Ol	Opq
TF1	55.7-55.8	5	90	10				56	31	12	1.503-1.505	1		20	28			1		50
TF2	88.2-88.3	3	81	15		4		0	8	92	1.522-1.524	84		2	8			3		2
TF3	91.0-91.1	5	97	3				80	19	1	1.502-1.505	1	3	32	40			1		25
TF4	146.2-146.3	5	91	9		1		75	19	6	1.508-1.510	1	6	37	40			4		13
TF5	164.9-165.0	10	100					70	30	0	1.511-1.515	1	5	1	26	52		2		13
TF6	177.4-177.6	20	80	19		1		44	51	5	1.508-1.510	37		21	13			1		28

里口(1995)の調査結果																				
テフラ	深度 of Kazusa G	層厚 (cm)	鉱物モード組成(%)					火山ガラスの形状(%)			屈折率	重鉱物モード組成(%)								
			Gl	Qz	Fel	R.F.	H.M.	H(Ha+Hb)	C(ca+Cb)	T(Ta+Tb)		Bi	Am	ox.Ht	Opx	Cpx	Zr	Ap	Ol	Opq
Ku3.5	kokumoto	3	75	21		4		3	46	27	1.503-1.507	1		61	26					13
Ku6c	kokumoto	16	99	1				35	50	16	1.511-1.515	6	1	46	30			5		11
U8	umegase	68	95	5				38	51	11	1.500-1.506			50	19			2		29
U11	umegase	2	87	9		4		10	26	64	1.507-1.510	1		54	29			1		15
O11	ohara	18	75	19		6		12	44	44	1.507-1.510	2		54	36			1		7
Kd5B	kiwada	21	99	1				16	75	9	1.502-1.505	1	1	25	18					55
Kd8B	kiwada	163	98	2				47	44	9	1.503-1.507	1	10	39	12					38
Kd18	kiwada	50	77	20		3		39	37	24	1.502-1.506	1		49	40					10

Gl : 火山ガラス	Bi : 黒雲母	Zr : ジルコン
Qz : 石英	Am : 角閃石	Ap : リン灰石
Fel : 長石	ox.Ht : 酸化ホルンブレント	Ol : カンラン石
R.F. : 岩片	Opx : 斜方輝石	Opq : 不透明鉱物
H.M. : 重鉱物	Cpx : 単斜輝石	

TF1 (TF3) は黄和田層中の Kd5B などと比較的類似するが, 前述の TF5 と層序的に矛盾することになり, 問題が残った. より厳密な対比には, 古地磁気や微化石などと併せて総合的に検討する必要があるが, TF1~TF6 と上総層群中・下部のテフラとの層序から推定すると, 本コアの沖積層より下位層は少なくとも上総層群下部にはあたらないこと, そして, 上総層群中部の国本層かそれより上位層にあたる可能性が高いことが判明した.

### 5. まとめ

本研究は, 塩淡水境界深度を把握するとともに塩淡水境界を含む地層を層序的に確認することを目的とした. その結果, 本地域には深度200mまでに2種類の堆積物層が存在し, それぞれが塩淡水境界を有することが判明した. また, 塩淡水境界面上の漸移帯は地下水流動や地質に応じてその厚さを変えることも確認された. これは, これまでの研究では明らかにされてこなかった塩淡水境界の3次元的な形状を把握する大きな手がかりとなる. また, 本地域で塩淡水境界が確認された地層は, 上総層群中・下部のテフラとの層序から推定すると, 本コアの沖積層より下位層は少なくとも上総層群下部にはあ

らないこと, そして, 上総層群中部の国本層かそれより上位層にあたる可能性が高いことが判明した.

謝辞: 本研究を実施するにあたり千葉県ならびに山武土木事務所, 蓮沼海浜公園には多大なご協力を頂きました. 記して感謝いたします.

### 参考文献

- Kohout, F. A. (1964) : Submarine springs : In enciclopedia of oceanography, Reinhold, New York, N. Y., 878-883.
- Gupta, A. D. and P. N. D. D. Yapa (1982) : Saltwater encroachment in an aquifer, A case study, Water Res. Res., 18, 546-556.
- Rubin, H. and A. Pistiner (1986) : Modelling freshwater injection into a partially saline partially fresh aquifer, J. Hydrology, 87, 351-378.
- 里口保文 (1995) : 上総層群中・下部の火山灰層序. 地質学雑誌, 101, 767-782.
- 丸井敦尚・石井武政・内田洋平・林 武司 (1999) : 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究その1; 研究方針と1号観測井の掘削状況. 地質ニュース, 539号, 47-54.
- 吉川周作 (1976) : 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 497-515.

KIYAMA Tamotsu, MARUI Atsunao (1999) : Study on Groundwater Flow and Sea-water and Fresh-water Interface in Hasunuma Parkland, Chiba - Part 2; Observation of the Depth of Sea-water and Fresh-water Interface by Using Core Sample of Well #1 -.

< 受付: 1999年6月1日 >