

堆積平野の水理地質環境

Hydrogeological environment in the sedimentary basin

内田洋平^{1*}・町田 功¹・井川怜欧¹・吉岡真弓¹・越谷 賢¹・丸井敦尚¹・丸谷 薫²・徳永貴大³・
利部 慎³・嶋田 純³
Youhei Uchida^{1*}, Isao Machida¹, Reo Ikawa¹, Mayumi Yoshioka¹, Masaru Koshigai¹,
Atsunao Marui¹, Kaoru Marutani², Takahiro Tokunaga³, Makoto Kagabu³
and Jun Shimada³

Abstract: Three-dimensional hydrogeological database of Ishikari Plain and Kumamoto Plain were constructed to understand hydrogeological environment and correlation with active faults in the plain. Total of 28 groundwater samples were collected from monitoring wells for land subsidence and analyzed for some ions, oxygen and hydrogen stable isotopes in Sapporo Area, Ishikari Plain. In the southern and western part of Sapporo area, the groundwater chemistries reflect the geomorphological conditions. The CaHCO₃ types with low EC, indicating fast groundwater flow, can be found in the Toyohiragawa and Hassamu Fans. On the other hands, the NaHCO₃ types are obtained in the lowland area. Groundwater at a depth of 116 m in western part of coastal area shows very low isotopes with high Na⁺, low Ca, sup²⁺ and Mg²⁺. This water obtained from middle Pleistocene, lower part of Nopporo Formation, is likely to be recharged at Teine Mountains. As for the Kumamoto Plain, groundwater samplings for chemical analysis and subsurface temperature measurements for thermal analysis had been carried out in situ.

Keywords: sedimentary basin, hydrogeological environment, subsurface temperature, groundwater quality, stable isotopes

要旨

石狩平野と熊本平野における水理地質環境を高精度に把握し、活断層や潜在する断層との関連について確認するため、地下水の調査・研究を実施した。石狩平野については、札幌地区の 28 地点で地下水試料を採取した。全ての試料は地盤沈下観測井から採取したものであり、それらについて幾つかのイオンおよび酸素・水素安定同位体比を分析した。札幌地区の西部および南部においては、地下水の水質は地形的特徴を反映したものとなった。豊平川扇状地および発寒扇状地では、電気伝導度が低い CaHCO₃ 型の地下水が得られ、その流動速度が速いことが示唆された。一方、低地部においては NaHCO₃ 型を示す地下水が得られた。また、沿岸部西部に位置する 116 m 深の井戸からは、低 Ca²⁺、Mg²⁺ および高 Na⁺ の明らかに同位体比の小

さな地下水が得られた。本地下水サンプルの採水深度は、中期更新世野幌層群下部に相当すると考えられ、その涵養域は手稲山地と推定される。熊本平野については、現地において水文調査を実施し、一般水質と酸素・水素安定同位体比分析のための地下水サンプリング、および地下温度構造解析のための地下温度測定を実施し、水文環境データの収集・解析を行った。

1. はじめに

沿岸域の地下水は、塩水と淡水のそれぞれが異なるドライビング・フォースを持って存在しているため、その環境は複雑である。また、浅層部に断層などの構造が存在する場合、地下水の流動はその影響を受け、地下水環境をより複雑にする。断層は、地質層境界と同様に地下水流動の境界となる可能性がある。断層

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 地下水研究グループ (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment, Groundwater Research Group)

² (地独) 北海道立総合研究機構地質研究所 (Geological Survey of Hokkaido)

³ 熊本大学自然科学研究科 (Graduate School of Science & Technology, Kumamoto Univ.)

の存在は地下水流動を阻害するだけでなく、反対に水みちとして地下水流動を卓越させる場合もあり、地下水データの広域分布には、断層に沿った地下水データの異常値の分布が確認されることがある。このように、地下水データの分布から断層の存在を推定することが可能であるが、一般に地下水データの取得地点は井戸の分布に制限されるため、広域における地下水データを把握・解析するためには、既存の資料収集とデータベース化が不可欠である。

本研究においては、平成 22 年度に引き続き北海道・石狩平野と九州・熊本平野を対象とし、水文データの収集（現地調査と既存の過去データ）およびコンパイルを行った。石狩平野については、三次元水理地質構造を把握するため、当該モデルを作成した。同時に、作成した三次元水理地質構造モデルへ入力することにより、第四系および第三系内の水理地質環境の三次元的なデータの可視化を行った。

2. 石狩平野

2.1 石狩平野における水文データベース構築

石狩平野においては、堆積層の三次元水理地質構造モデルに加え、水文データベースを構築した。入力したデータは北海道立地下資源調査所（1995）を用い、コンパイルしたデータの総数は、現時点で約 2300 件である。

鮮新統もしくは中新統内の地下水水質分布を求めるという目的を達成するためには、まず 3 次元的な地下地質分布を明らかにし、この地下地質分布と井戸スクリーン深度を比較する必要がある。3 次元的な地下地質構造については、現在、越谷ほか（2011）が、既存ボーリングからクリギング法による補間をおこなうことによって推定をおこなっている（越谷モデル）。越谷モデルに用いられているボーリング資料は、矢野ほか（1989）、坂川ほか（2004）、防災科学技術研究所（2009）、丸井（2000）、その他の論文および報告書に基づくデータである。

越谷モデルでは、地層を H（完新統）、Q3（上部更新統）、Q2（中部更新統）、Q1（下部更新統）、N3（鮮新統）、N2（上部～中部中新統）、N1（中部～下部中新統）に区分しているが、本報告に関連するのは、Q1 と N3 の間と N3 と N1 の間の深度領域である。そこで、Q1、N3、N1 の基底面を描画した。これら 3 つの基底面の大きな違いとして、Q1 では長沼町～広島町間を境界として南北に 2 つの凹構造が認められるのに対し、N1 では 2 つの凹構造が南北に延びる谷構造となり、最深部は千歳空港付近になっている。

井戸および水質データは、酒匂ほか（1977）、松波ほか（1979）、二間・松波（1985）、北海道立地下資源調査所（1995）、北海道立地下資源調査所（2004）、山口ほか（1964）、山口ほか（1963）、小原（1992）、深見（2009）、国交省全国地下水資料台帳を用いた



第 1 図 採水地点と地下水質のシュティッフダイアグラム表示

Fig.1 Sampling points and groundwater quality represented by Stiff diagram.

(2583 データ)。これらの資料には緯度・経度情報（あるいは緯度・経度を推定できる情報）が掲載されている。したがって、各井戸地点の地質構造を越谷モデルによって推定することができる。そしてスクリーン情報がある井戸については、スクリーン上部と下部の中間点の深度を地下水採取深度とし、スクリーン情報がないものについては、井戸底を地下水の採取深度と仮定して地下水を採取している地層を判別した。

2.2 現地調査

2010年および2011年度に、石狩市と札幌市にて合計28地点の地下水調査を実施した。採水地点を第1図に、調査結果を第1表に記す。調査地点は全て地盤沈下観測井であり、井戸内に採水器を下ろして第1表に示した採水深度にて採水を行った。現地測定項目は、水温と電気伝導度である。採取した地下水

試料は空気が入らないようポリビンに詰め、実験室にてアルカリ度（ HCO_3^- として記載、0.02N H_2SO_4 滴定法）、および一般水質の Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} を分析した（イオンクロマトグラフィー・Dionex DX320J使用）。また、 $\delta^{18}\text{O}$ および δD については、波長スキャンキャビティリングダウン分光法（WS-CRDS法）を用いてPICARRO社のL2120-iで測定した。本手法は吸収分光法の一つである波長可変半導体レーザー吸収分光法を応用したものである。気体分子は近赤外線領域に固有の吸収線を持っており、本手法では波長調整したレーザー光を水サンプルから生成した水蒸気中を通過させることにより、そのレーザーの減衰程度から異なる同位体比をもつ水分子のモル濃度を計算し、その値を用いて同位体比を算出する（Gupta et al., 2009）。測定精度の詳細については山中・恩田（2011）に記載されている。

第1表 分析結果
Table 1 Results of survey and chemical analysis.

井戸名	緯度 (°)	経度 (°)	井戸深度 (m)	採水深度(m) (m)	EC値(ms/cm) ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	水温 (°C)	HCO_3^- (ppm)
道立地質	43.08125	141.33306	120	50	240	8.5	14.0	86
中島公園	43.04528	141.35606	30.2	25	220	6.8	13.1	50
開建2号	43.06019	141.32672	66.5	57	340	8.8	13.9	107
北発寒	43.11378	141.27219	130	108	370	8.5	14.2	130
内外緑地	43.14453	141.30939	180	137	280	9.2	13.4	193
八軒観測所(浅)	43.08767	141.32506	48	20	190	8.9	13.3	70
八軒観測所(深)	43.08767	141.32506	165	150	500	8.5	13.6	174
山口A	43.13628	141.23200	35	23.5	500	8.7	14.3	271
山口B	43.13628	141.23200	146.5	116	690	9.1	14.3	354
新港東A	43.21697	141.31514	81.3	64	440	7.9	12.2	227
新港東B	43.21697	141.31514	188.7	162	270	8.1	12.1	116
手稲東2号(浅)	43.07919	141.28306	90	40	120	8.6	13.3	44
手稲東2号(深)	43.07919	141.28306	90	86	120	8.6	13.7	52
花畔A	43.19806	141.32058	58.7	48	510	9.4	12.1	236
花畔B	43.19806	141.32058	12	10	350	7.6	12.1	42
丘珠観測所(浅)	43.12681	141.40289	50	32.5	210	8.7	13.0	112
丘珠観測所(深)	43.12681	141.40289	162	121	170	8.6	13.7	112
樽川A	43.16064	141.28444	87	58	390	8.3	12.6	173
樽川B	43.16064	141.28444	200	145	320	7.9	13.1	131
分部越A	43.18769	141.28542	200	185	300	8.8	12.5	151
石狩No1	43.15939	141.24697	200	150	530	7.5	13.1	223
屯田B	43.13786	141.33106	130	113	310	7.7	12.7	130
あけぼの小学校	43.04628	141.34517	40	13	160	9.5	13.4	58
北光小学校2号	43.07761	141.36139	40	32	190	8.8	13.0	80
北光小学校3号	43.07761	141.36139	18	14	550	7.0	13.8	222
丘珠小学校1号	43.11447	141.39647	118	100	200	8.4	12.5	130
福移中学校1号	43.15256	141.43731	140	123	240	9.0	14.5	117
篠路小学校2号	43.14694	141.37147	65.5	25	180	8.4	13.9	111
最大値	43.21697	141.43731	200	185	690	9.5	14.5	354
最小値	43.04528	141.23200	12	10	120	6.8	12.1	42
平均値			103	80	320.4	8.4	13.2	141

井戸名	F ⁻ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	NO ₂ ⁻ (ppm)	Br ⁻ (ppm)	NO ₃ ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	PO ₄ ³⁻ (ppm)	Li ⁺ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	NH ₄ ⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)
道立地質	0.1	20.3	0.0	0.0	0.0	0.4	0.1	0.1	18.4	0.1	4.1	5.3	16.5	-73	-11.4
中島公園	0.0	17.7	0.0	0.0	1.1	22.5	0.0	0.0	12.6	0.0	2.4	4.6	19.8	-74	-44.7
開建2号	0.1	17.3	0.0	0.0	0.0	15.2	0.1	0.0	17.8	0.0	3.5	8.2	18.5	-73	-44.6
北発寒	0.1	18.8	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	38.5	0.0	7.9	4.6	13.4	-81	-12.1
内外緑地	0.2	10.1	0.0	0.0	28.0	0.1	3.4	0.0	36.0	0.0	20.1	4.4	7.0	-79	-11.7
八軒観測所(浅)	0.0	18.4	0.0	0.1	0.0	4.6	0.0	0.0	16.2	0.0	3.3	5.9	7.4	-68	-11.1
八軒観測所(深)	0.1	92.8	0.1	0.3	3.0	0.1	0.1	0.0	75.2	0.0	13.6	8.5	14.2	-75	-11.4
山口A	0.2	16.4	0.2	0.1	1.8	14.7	0.4	0.0	76.0	0.0	10.2	13.0	25.1	-67	-10.8
山口B	0.2	28.5	0.0	0.2	0.0	0.1	4.0	0.0	127.2	3.8	17.9	3.6	12.1	-92	-13.1
新港東A	0.3	14.8	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	43.7	4.1	11.9	11.0	23.4	-75	-11.7
新港東B	0.2	6.2	5.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	19.1	0.0	9.8	7.3	15.0	-72	-11.2
手稲東2号(浅)	0.0	20.2	0.0	0.0	2.6	0.2	0.0	0.0	8.0	0.0	1.1	2.9	12.5	-68	-10.8
手稲東2号(深)	0.1	26.3	0.0	0.1	5.6	0.4	0.0	0.0	8.8	0.0	1.2	3.8	16.2	-67	-10.6
花畔A	0.2	41.6	0.0	0.3	0.3	0.0	0.1	0.0	93.7	5.0	7.6	5.5	8.1	-74	-11.5
花畔B	0.0	26.4	0.0	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	15.4	0.1	1.7	3.9	4.2	-67	-10.9
丘珠観測所(浅)	0.7	16.8	0.0	0.0	0.2	0.3	0.9	0.0	37.9	0.0	5.0	1.6	4.2	-74	-11.9
丘珠観測所(深)	0.1	5.8	0.0	0.0	1.7	0.3	0.1	0.0	14.3	0.0	8.5	5.3	11.8	-69	-11.0
樽川A	0.1	26.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	22.2	1.2	12.7	16.6	20.9	-81	-12.1
樽川B	0.1	7.8	6.2	0.0	0.1	0.6	0.2	0.0	24.8	0.4	12.2	7.3	17.8	-73	-11.4
分部越A	0.1	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	23.7	2.0	14.0	7.7	15.4	-72	-11.2
石狩No1	0.2	42.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.7	0.0	52.2	2.7	13.9	9.9	33.1	-79	-12.0
屯田B	0.2	15.9	0.0	0.0	0.0	8.2	0.4	0.0	27.3	0.0	9.2	7.6	19.6	-72	-11.5
あけぼの小学校	0.0	21.0	0.0	0.0	0.3	5.9	0.0	0.0	19.0	0.0	2.7	2.9	8.3	-74	-11.8
北光小学校2号	0.0	20.2	0.0	0.0	0.3	13.5	0.0	0.0	22.6	0.0	3.6	6.2	6.1	-73	-11.7
北光小学校3号	0.0	46.5	0.0	0.1	0.0	200.4	0.0	0.0	19.7	0.0	4.9	18.0	55.4	-72	-11.3
丘珠小学校1号	0.1	6.7	0.0	0.0	3.7	0.0	0.2	0.0	14.8	0.0	6.4	6.3	16.1	-69	-11.0
福移中学校1号	0.1	7.4	0.0	0.0	0.0	23.9	1.3	0.0	54.1	0.0	2.6	0.1	0.1	-72	-11.5
篠路小学校2号	0.2	5.9	0.0	0.0	1.3	0.0	0.2	0.0	13.1	0.0	6.3	5.6	13.7	-70	-11.2
最大値	0.7	92.8	6.2	0.3	28.0	200.4	4.0	0.1	127.2	5.0	20.1	18.0	55.4	-67	-10.6
最小値	0.0	5.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.0	0.0	1.1	0.1	0.1	-92	-44.7
平均値	0.1	21.6	0.4	0.1	1.9	11.5	0.5	0.0	34.6	0.7	7.9	6.7	15.5	-73.4	-13.9

2.3 地下水調査結果

2.3.1 扇状地および低地部

調査地点の地形は、豊平川扇状地、発寒川扇状地、北部低地、花畔低地帯に分類される(第2図:北海道土質コンサルタント, 1994)。採水した井戸の深さは12~200mであり、採水深度は10~185mである。得られたデータの水温は12.1~14.5℃、電気伝導度は120~690 μS/cm とかなりの幅を示した。最も低い120 μS/cmを示したの地点は、手稲東2号(浅)および手稲東2号(深)、最も高い690 μS/cmを示したのは山口Bである。

水質データを用いて描いたヘキサダイアグラムの分布を第1図に示す。豊平川扇状地はJR函館本線付近を扇端とする。豊平川扇状地には豊平川から相当量の地下水が涵養されており(山口, 1965など)、酸化的な地下水が支配する領域は扇状地とほぼ一致する(高野ほか, 1999)。あけぼの小学校、中島公園、開建2号周辺では電気伝導度が低い、その理由は、流動の速い扇状地地下水に影響されているためと推察される。扇端と北部低地の境界付近に位置する北光小

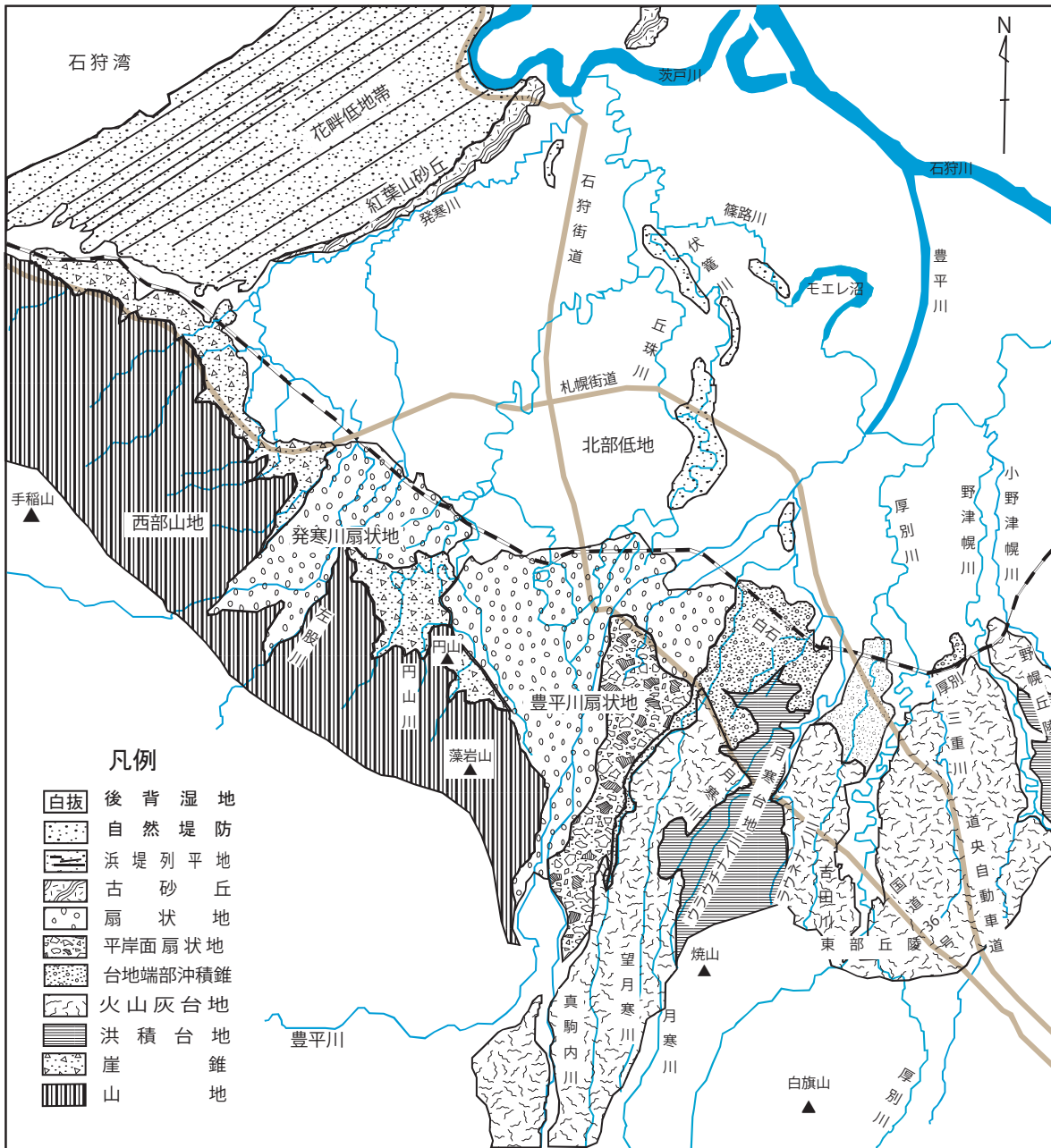
学校、道立地質、八軒観測所では、電気伝導度の高い地下水も認められる。北光小学校3号井では14m深の地下水の硫酸イオン濃度が200ppmを超えているが、この理由は現時点では不明である。

最も電気伝導度が低く、CaCHO₃型を示す手稲東2号は、発寒川近傍に位置している。山口ほか(1957)の地下水断面図によると、この周辺の地下水は発寒川扇状地から函館本線に向かって流動しており、豊平川扇状地と同様に、本地点に発寒川から地下水が供給されていると考えられる。手稲東2号の低電気伝導度は流動性の扇状地地下水を反映していると思われる。

一般に、扇端から先に広がる低地部では地下水の流動速度が急激に緩やかになると考えられる。丘珠付近に広がる北部低地は泥炭やシルトなどからなり、溶存酸素量の低下、電気伝導度の上昇(尾崎ほか, 1965)、鉄イオン濃度の上昇(佐藤ほか, 1982)等が生じている。これは本地域の地下水をとりまく環境が酸化環境から還元環境に変化したことを示す。北部低地部に位置する篠路小学校2号井、福移中学校1号井、丘珠観測所、丘珠小学校では、深度123mか

ら得られた福移中学校を除いて、 SO_4^{2-} 濃度が 1ppm 以下であり、還元的な環境を示す一方、 NO_3^- がわずかに検出された。これは一般的な酸化還元シーケンス

とは異なる傾向であり、現時点ではその原因を判断できない。



第2図 札幌地域の地形 (北海道土質コンサルタント, 1994)
 Fig.2 Topographical classification in sutdy area(Hokkaido Doshitsu Consultant Corporation, 1994).

2.3.2 花畔低地帯

花畔低地帯に位置している井戸は、新港東 A、新港東 B、山口 A、山口 B、花畔 A、花畔 B、内外緑地、樽川、分部越、および石狩 No.1 がある。この領域の地下水帯水層は 3 層に区分され、地表から約 20m に位置する不圧地下水である U 層、70～110m 深を中心とした M 層、110～200m 深に L 層(砂層)が分布する(深見, 2007)。最も地下水の揚水量が多い L 層は手稲周辺では約 110m 深であり、北東に向かって深度を増し、石狩丘陵周辺では約 200m 深となる。

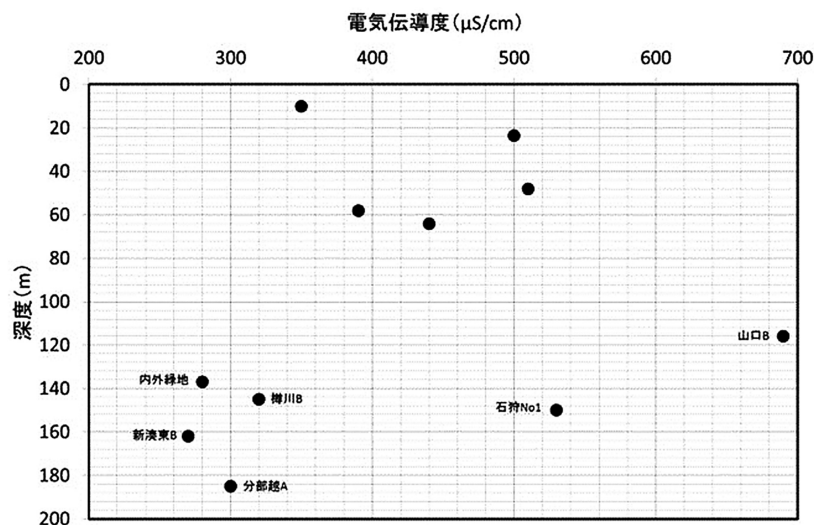
花畔低地帯のデータについて深度と電気伝導度の関係を示したものが第 3 図であるが、110～185m 深の領域(L 層)に電気伝導度の低い地下水が分布することが示されている。通常、電気伝導度は地下水流動方向に低下することはないため、これらの水は M 層からの涵養を起源としていないことが示唆される。なお、最も深い分部越 A の位置は、海岸からわずか 100m 内外である。この地点では 1974 年に地下水頭は +1.5m であったが、2006 年には -5m と低下している。それにも関わらず、現時点では塩水の侵入は認められない。この理由はおそらく L 層が粘土・シルト層に覆われているためと考えられるが、水頭が明らかに海水面よりも低い事実を考慮すると、L 層は塩水化の危機に直面していると考えられる。また、山口 B の地下水サンプルは L 層から得られているようであるが電気伝導度が高く、その他の地下水水質とはやや異なっている。

一方、深見(2007)の区分によると、北発寒は扇状地の不圧帯水層につながる M 層からの地下水であ

る。水質は NaHCO_3 型であり、扇状地の地下水の影響を受けたと思われる手稲東よりもやや電気伝導度が高い。深見(2007)によれば、さらに北に移るにつれ、M 層の電気伝導度は上昇する。

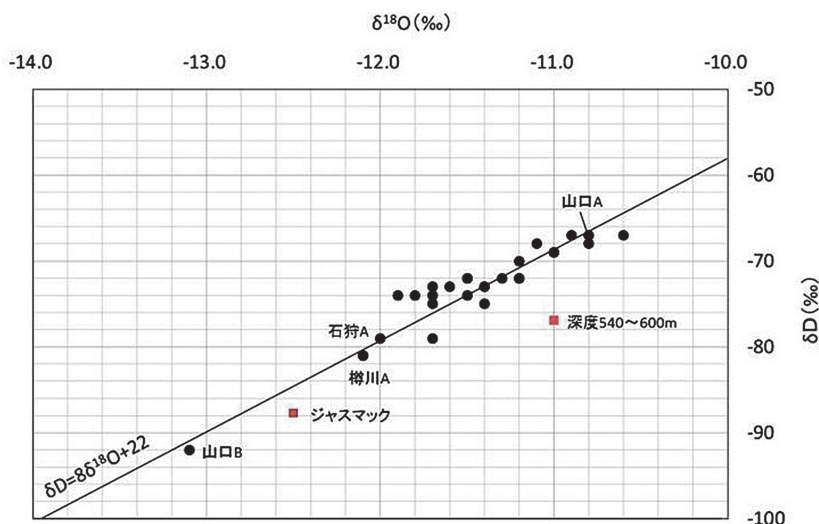
酸素・水素安定同位体比については、 δ ダイアグラムより山口 B が他とは異なる起源を持つことが明瞭である(第 4 図)。山口 B は L 層または中期更新世野幌層群下部に胚胎されている地下水である(嵯峨山, 2009)。札幌市の深度 540～600m(鮮新世西野層)には NaCl 型が胚胎されていることが知られているが、その δD は -76.9‰、 $\delta^{18}\text{O}$ は -11.0‰ であり、山口 B とは大きく異なる(松波ほか, 2007)。また、札幌市ジャスマック 1 号井は地下 800m から得られているが、同位体比は $\delta D = -87.7$ 、 $\delta^{18}\text{O} = -12.5$ であり、この値とも異なっている(松波・鈴木, 1997)。山口 B の水質は Mg^{2+} と Ca^{2+} 濃度が低く、 Na^+ 濃度が高いが、これはイオン交換によるものと思われる。すなわち、現在得られる NaHCO_3 型地下水は、もともと堆積時の野幌層群に含まれていた塩水(NaCl 型)が、天水によってフラッシュされている途中に形成されたものと考えられる。

山口 B の地下水は、手稲山地に涵養された地下水が起源となっていると考えられ、軽い同位体比は温度効果か高度効果、あるいは両方の効果に起因するものであろう。しかし、この地下水の影響は、近傍の地点(石狩 A や北発寒)では認められない。以上の結果は、L 層に胚胎される地下水の起源が場所によって異なる可能性を示唆している。



第 3 図 花畔低地帯の地下水の深度と電気伝導度の関係。

Fig.3 Relationship between groundwater depth and electric conductivity in Bannaguro lowland area.



第4図 δ ダイアグラム
 地下水のプロットは d value=22 の直線を形成する。
 ■は札幌市内の温泉水の同位体比 (松波・鈴木, 1997; 松波ほか, 2007)。
 Fig.4 δdaigram.
 Plots of groundwaters from the line with d=22. The ■ indicate the isotopic compositions of deep groundwater in Sapporo City (Matsunami & Suzuki, 1997; Matsunami et al., 2007).

2.3.3 断層との関連について

札幌市 (2005), 松波ほか (2007) および嵯峨山 (2009) より, 今回の地下水を採取した地層は全て第四系である。山口 B が古い地下水の可能性はあるものの, 全体として循環性の現世天水が得られていると考えられる。加えて本地域では地下水揚水が盛んであり, 地表からの地下水汚染も認められる。以上のように, 調査地点の第四系における地下水環境は人為的に攪乱され, 断層に起因する地下深部からのシグナルは検出しにくい条件である。

3. 熊本平野

熊本平野の地下温度データおよび地下水質データを収集するため, 2009 ~ 2011 年にかけて, 熊本県, 国土交通省および熊本市が管理する井戸 (計 56 本) の地下水質の測定および地下温度プロファイルの測定を行った。

3.1 熊本地域の概要

阿蘇外輪山西麓から熊本平野およびその周囲の台地に広がる熊本地域は, 特有の地質構造により, 一つの大きな地下水盆を共有している。熊本地域は 11 市町村 (熊本市, 菊池市, 宇土市, 合志市, 大津町, 菊陽町, 西原村, 御船町, 嘉島町, 益城町, 甲佐町) からなり, 生活用水のほぼ 100% を地下水で賄っている

国内でも希有な地域である。また地下水を「公の資産」と考える“公水”の理念に基づき, 行政界を越えて地下水保全を行っている。

熊本地域の地下地質は層序にしたがって成層しており, 変成岩, 中・古生層及び先阿蘇火山岩類を覆って分布する第四紀の地層が帯水層の主体をなしている。主なものは阿蘇火砕流堆積物と各火砕流間の堆積物である。本地域における帯水層は, 第 1 帯水層, 第 2 帯水層及び第 3 帯水層の 3 つに区分される。以下に, 3 つの帯水層について説明する。

・第 1 帯水層

第 1 帯水層は, 花房層や布田層等の Aso-4 / 3 間堆積物を水利地質基盤として存在している。花房層は菊池台地から植木台地にかけての地域に, 布田層は高遊原台地から託麻台地にかけて分布しており, その上位の Aso-4 や段丘堆積層等で帯水層を構成している。また, 平野部においては, Aso-4 直下の未区分洪積層中にみられる連続性のよい粘土層を境として, その上位の島原海湾層, Aso-4 及び未区分洪積層中の砂礫層等で構成される。台地部では不圧地下水であるが, 平野部では上位の有明粘土層によって被圧している。

・第 2 帯水層

第 2 帯水層は, 変成岩類, 中・古生層, 金峰山火山岩類及び先阿蘇火山岩類を水利地質基盤として存在している。

本帯水層は, Aso-1, Aso-2, Aso-3 の阿蘇火砕流堆

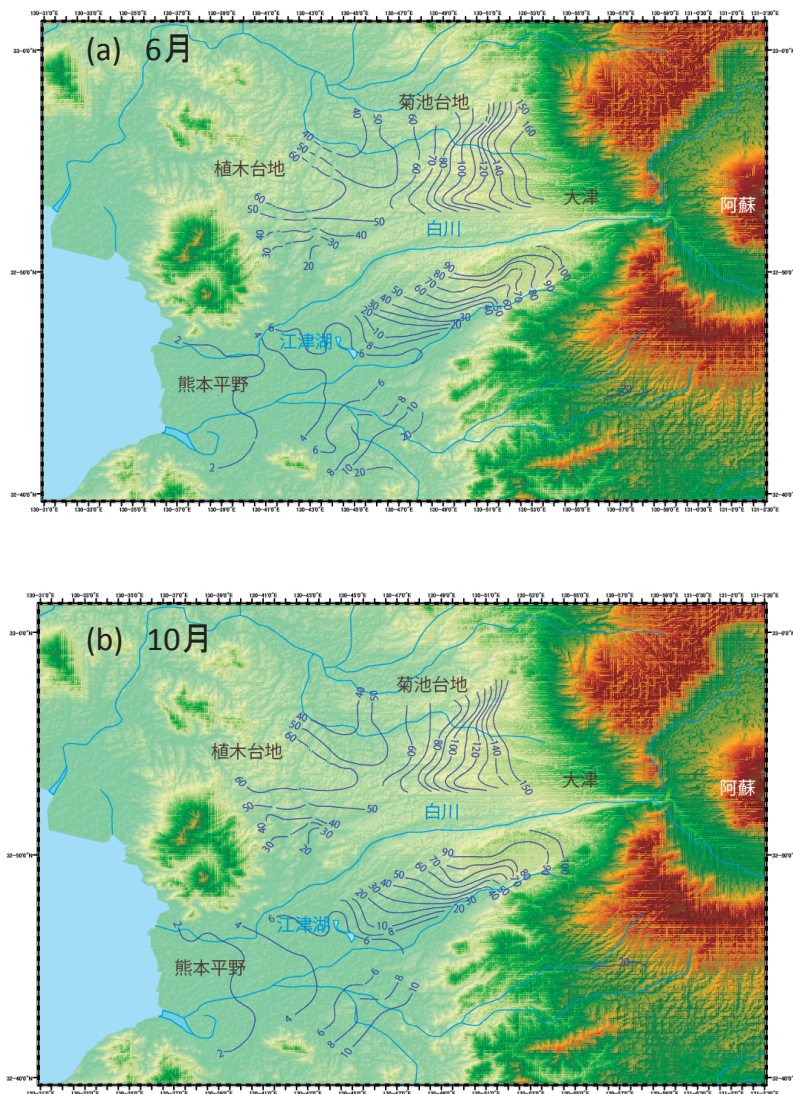
積物と、砥川溶岩に代表される各火砕流間の溶岩類で構成され、熊本地域の主要な帯水層となっているものである。特に託麻台地から平野部にかけて、表層部に高い透水性を有する砥川溶岩が分布しており、江津湖に代表される湧水群へ湧水として地下水を供給するほか、水道用水源の主な取水対象層となっている。基盤とされる先阿蘇火山岩類の表層部には亀裂の発達したところがあり、その部分を含んでひとつの第 2 帯水層を形成している地区もある。地域東部では不庄地下水であるが、託麻台地の九州自動車道付近より西側では布田層によって加圧され、地下水は被圧している。平野部における地下水位は地表面付近にあり、第 1 帯水層の地下水位よりやや高くなっている。

・第 3 帯水層

主に金峰山火山岩類で構成されており、帯水層の下限や構造に不明な点が残されているものの、第 3 帯水層として扱うことができる。主かん養源は金峰山体と考えられ、上位の未区分洪積層中の粘土層や金峰山火山岩類上部の強風化部分によって被圧している。

3.2 地下水流動系

第 5 図は熊本県・熊本市（1994）により報告されている 1993 年の渇水期（6 月）と豊水期（10 月）における第 1 帯水層の地下水位等高線図である。地下水の流動方向に関しては季節による違いは見られないが、豊水期には平野部で数十 cm、植木台地や菊池



第 5 図 熊本地域における第一帯水層の地下水面図。
 (a) 1993 年 6 月, (b) 1993 年 10 月 (熊本県・熊本市, 1994)
 Fig.5 Groundwater table of No. 1 aquifer in Kumamoto area.
 (a) Jun., 1993. (b) Oct., 1993 (Kumamoto prefecture and Kumamoto city, 1994)

台地で1～2m程度地下水位の上昇が見られる。地下水位は季節に係わらず、阿蘇外輪山の西側の白川の両岸で最も高い。白川右岸で地下水は東から西に向かって流動し、植木台地で南と北へ向かう流動に分かれる。白川左岸では、地下水は東から西、あるいは北東より南西に向かって流動し、江津湖周辺で、緑川水系で涵養された地下水と合流し、熊本平野を東から西に向かって流れる。

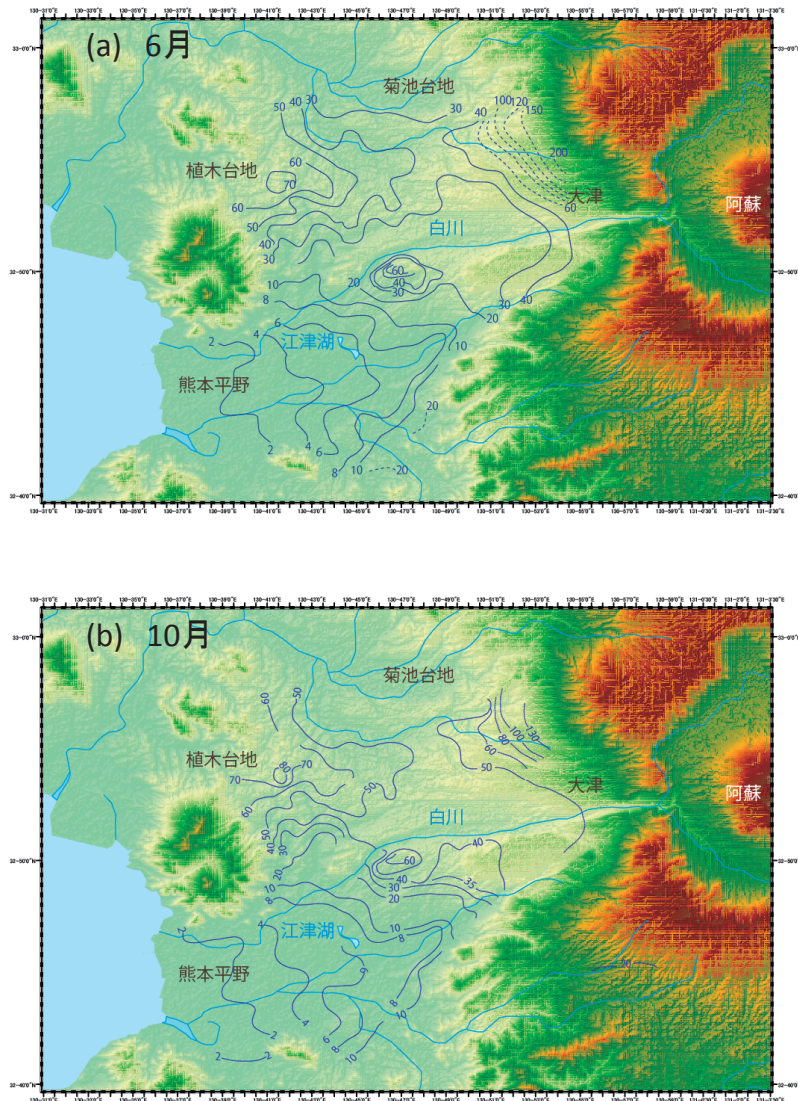
第6図は同時期に観測された第2帯水層の地下水位等高線図である。第1帯水層と同様に地下水の流動方向に関しては季節による違いは見られないが、地下水位は全流域で豊水期に上昇している。本地域では白川中流域には地下水プールと呼ばれる地下水の貯留

構造が発達していることが知られており、地下水プールにおいても両季節間で10m程度の水位変動が見られる。地下水は、白川上流部の両岸で涵養され、中流部の地下水プールに向かって流動し、そこから熊本平野に向かって東から西へ流れる。植木台地では第1帯水層と同様に一部、北に向かう流れが確認されている。

第3帯水層に関しては、先述したように帯水層の下限や構造に不明な点が多く残っており、地下水流動の把握には至っていない。

3.3 調査方法

2009年から2011年にかけて、本地域において合



第6図 熊本地域における第二帯水層の地下水面図。
(a) 1993年6月, (b) 1993年10月 (熊本県・熊本市, 1994)

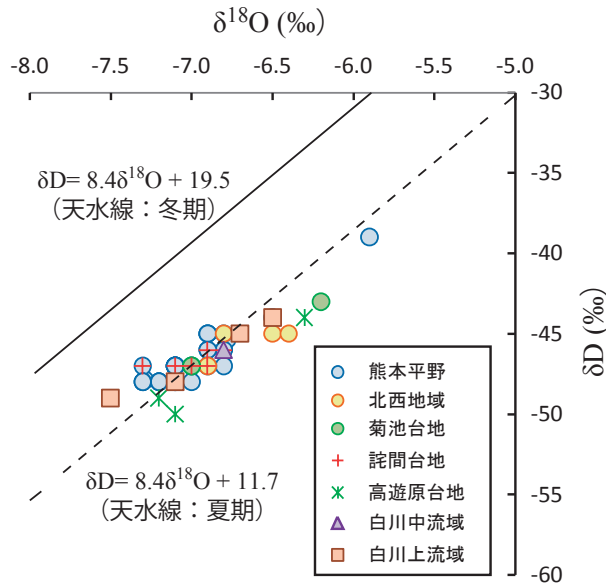
Fig.6 Groundwater table of No. 2 aquifer in Kumamoto area.
(a) Jun., 1993. (b) Oct., 1993 (Kumamoto prefecture and Kumamoto city, 1995)

3.3 調査結果

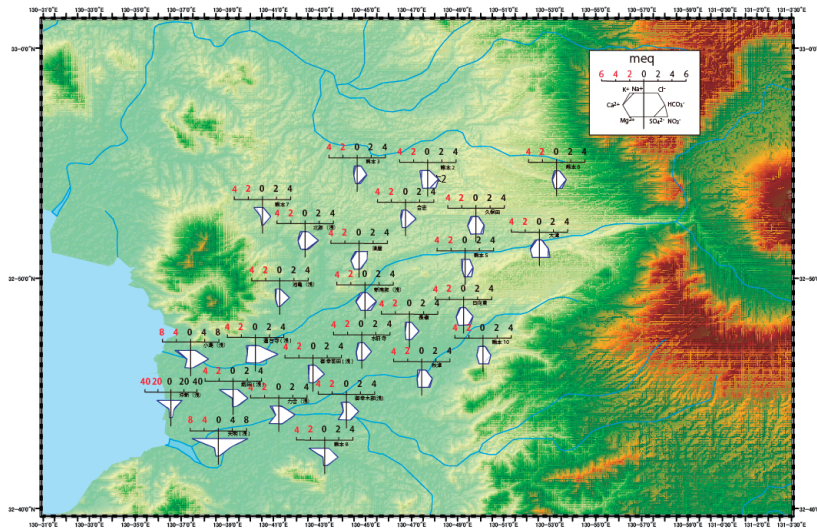
本調査によって得られた地下水の水素と酸素の同位体比の関係を第8図に示す。本調査地域における地下水には地域的な特徴は見られないが、田上ほか(2009)により報告された熊本地域の降水の夏期の天水線上にプロットされることから、主に夏期の降水による涵養を受けていることがわかる。

本地域におけるヘキサダイアグラムの分布を第9図に示す。本地域における地下水は、Ca-(HCO₃)₂型、Na-HCO₃型、Na-Cl型の3つのタイプに大別できる。水田や田畑が存在する白河上流から中流部にかけては、一部の地下水にNO₃⁻が確認され、人為的汚染

の影響が示唆される。各地域における深度とイオン濃度の関係を第10図に示す。前述したように比較的高いNO₃⁻値が白川上流域、詫間台地、高遊原台地、菊池台地など郊外の地域に見られる。SO₄²⁻濃度は概ね深度と共に低下し、地下水環境がより還元的な状態へ変化していくことを示唆している。熊本平野におけるSO₄²⁻濃度の高い深部地下水は、天明(M7cおよびC15b)であり、両観測井は著しく高いCl⁻濃度を示す。高いCl⁻およびNa⁺濃度は、熊本平野の地下水における特徴でもある。熊本平野における地下水のNa⁺とCl⁻、ならびにCa²⁺との関係を第11図(a)と(b)にそれぞれ示す。採取した地下水と帯水層との関係が



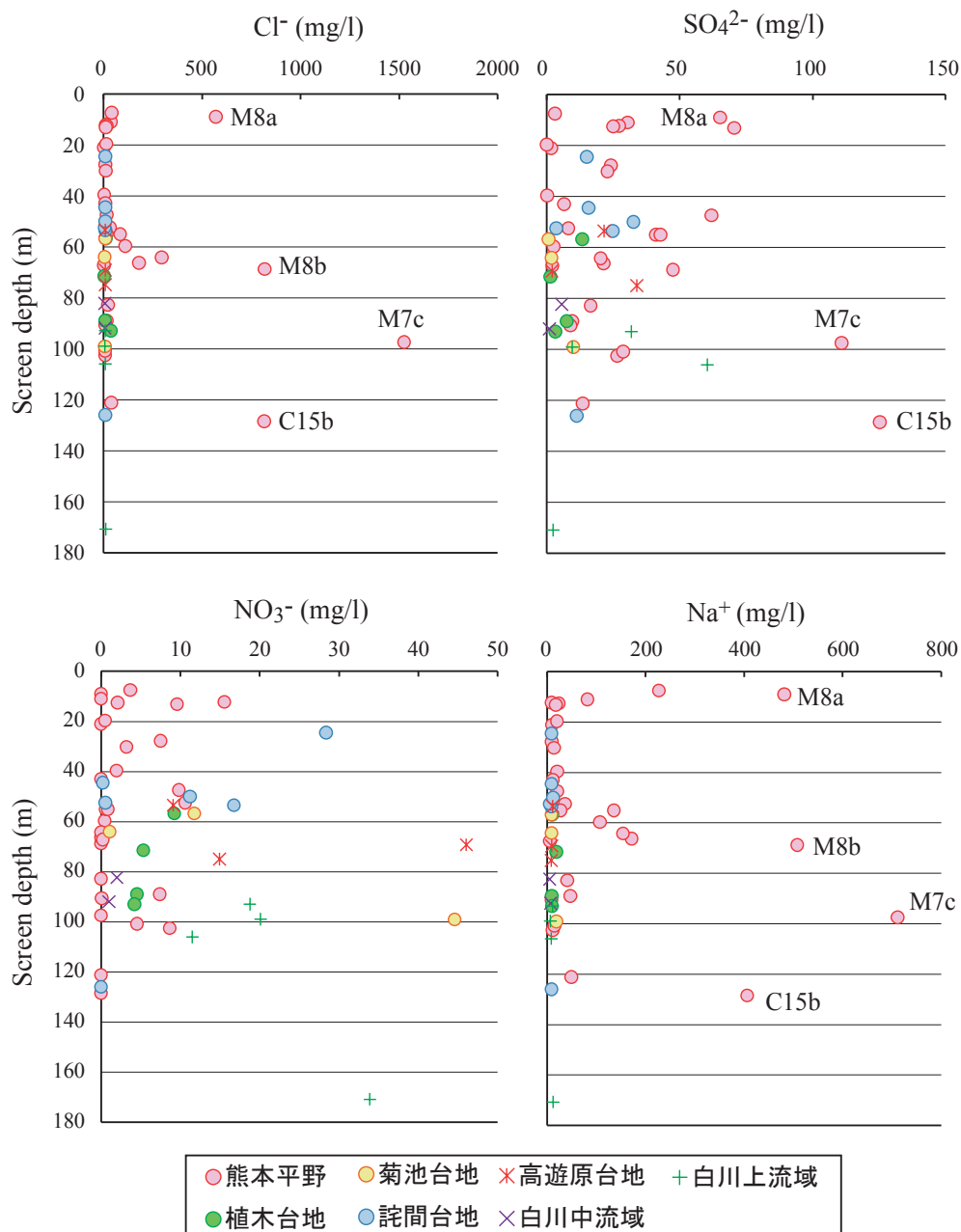
第8図 熊本地域における地下水試料のδダイアグラム。
Fig.8 δ-diagram of groundwater samples in Kumamoto area.



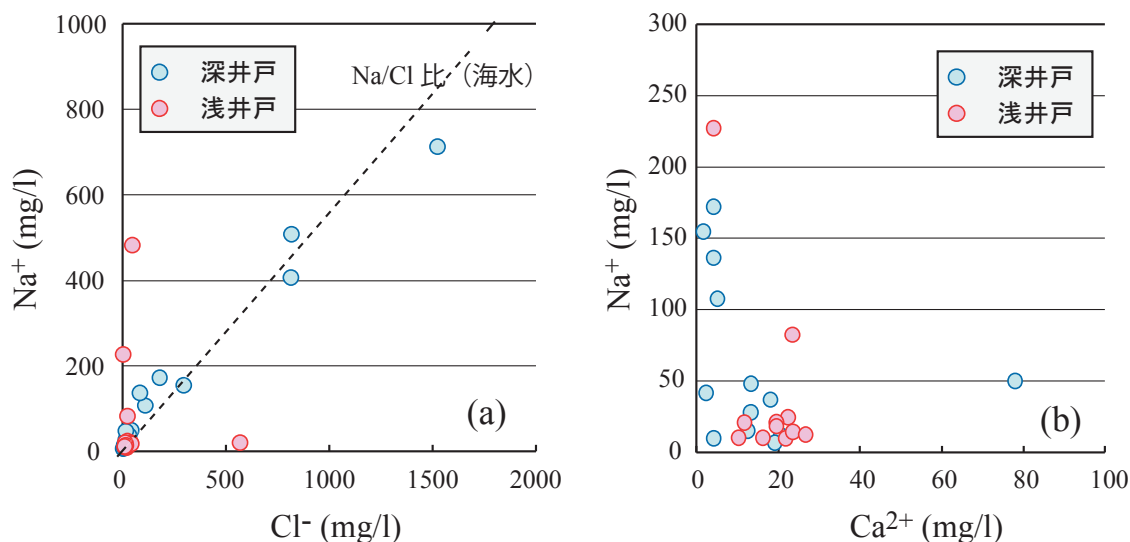
第9図 熊本地域における水質分布。
Fig.9 Distribution map of groundwater chemistry in Kumamoto area.

不明であるため、本稿では便宜的にスクリーン深度が 50m 未満のものを浅井戸、50 m 以上のものを深井戸と定義した。第 11 図 (a) において Cl^- と Na^+ は高い相関を示し、また天明や沖新における深井戸から採取された地下水 (M7c, M8b および C15b) は、海水における Na/Cl 比を示す点線沿いにプロットされる。しかしながら第 8 図の δ ダイアグラムに示されるように現海水の侵入による影響は見られない。熊本平野の沿岸部における地下水の導水勾配は非常に小さく (第 5 図, 第 6 図参照)、また浅い地下水では両イオ

ン濃度は低下することから、沿岸地域の地下水は、海成堆積物から洗い出された高い Na^+ および Cl^- 濃度をもち、また深度に伴い流動性が低下する地下水であることが示唆される。海成堆積物からの洗い出しの影響が示唆される地下水を除く熊本平野の地下水における Na^+ と Ca^{2+} の関係から (第 11 図 (b)), 浅い地下水ほど Ca^{2+} -rich で深い地下水ほど Na^+ -rich であることが分かる。また両者は負の相関を示すことから、滞留時間の増加に伴ない Ca^{2+} と Na^+ との間でイオン交換が生じていることが示唆される。



第 10 図 熊本地域における地下水の採水深度と溶存イオン濃度の関係。
 Fig.10 The relationship between sampling depth and ion concentration of groundwater samples in Kumamoto area.



第 11 図 熊本平野における地下水中のイオン濃度の関係。

(a) Na⁺ vs Cl⁻, (b) Na⁺ vs Ca²⁺

Fig.11 The relationship between ion concentrations in the groundwater samples at Kumamoto area.

(a) Na⁺ vs Cl⁻, (b) Na⁺ vs Ca²⁺

4. まとめ

沿岸域の地質・活断層と水文環境との関係を明らかにするため、昨年度に引き続き、石狩平野において、作成した三次元水理地質モデルにコンパイルした水質データを入力し、地質区分毎に水質を確認した。また、平成 23 年度は、北海道石狩平野札幌地区の 28 地点で地下水試料を採取し、一般水質および酸素・水素安定同位体比を分析した。本地下水が流動している層は、中期更新世野幌層群下部と考えられ、その涵養域は手稲山地と推定される。熊本平野についても、現地において水文調査を実施し、一般水質と酸素・水素安定同位体比分析のための地下水サンプリング、および地下温度構造解析のための地下温度測定を実施し、水文環境データの収集・解析を行った。水質、酸素・水素安定同位体比と地下水温を複合的に用いることで、より詳細に地下水流動を推定することが可能になると思われる。平成 24 年度は、収集・コンパイルした水文データと活断層との分布を比較検討し、水質の分布特性と活断層との関係を明らかにする予定である。

文献

防災科学技術研究所 (2009) 基盤強震観測網 KiK-net. (<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>).
 深見浩司 (2007) 札幌市北部～石狩湾岸における地

下水位変動. 陸水物理研究会, 2007 年大会予稿集.

深見浩司 (2009) 地質系統と水理常数・水質その 2- 北海道の畑佐久振興深層地下水調査から -. 北海道立地質研究所報告, No.80, 187-183.

二間瀬洌・松波武雄 (1985) 北海道の地熱・温泉 -1985 年・I 版-. 北海道立地下資源調査所研究報告. No.15, 98, 北海道立地下資源調査所.

Gupta P., Noone D., Galewsky J., Sweeney C., and Vaughn B.H. (2009): Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. RAPID COMMUNICATIONS IN MASS SPECTROMETRY, 23, 2534-2542.

北海道立地下資源調査所 (1995) 北海道市町村の地熱・温泉ボーリング - 地域エネルギー開発利用施設整備事業 - (昭和 55 年度～平成 5 年度). 256p, 北海道立地下資源調査所.

北海道立地質研究所 (2004) 北海道市町村の地熱・温泉ボーリングデータ集. 220p, 北海道立地質研究所.

北海道士質コンサルタント (1994) 札幌表層地盤図 (2m 深図).

国土交通省 全国地下水資料台帳.

- 小原常弘 (1992) 地質系統と水理定数・水質 - 北海道の畑作振興地下水調査から -. 地下資源調査所調査研究報告, 24, 99.
- 越谷 賢・伊藤成輝・吉澤拓也・丸井敦尚 (2011) 日本列島における三次元水文地質モデルの構築と地下水賦存量の試算. 日本地下水学会誌, 53, 357-377.
- 熊本県・熊本市 (1994) 平成 6 年度 熊本地域地下水総合調査報告書.
- Marui Atsunao (2000) The National Well and Hydrology Database of the Geological Survey of Japan, and its Handling Software "Well-King Dictionary" (in Japanese, Idojibiki). Journal of Japanese Association of Hydrological Sciences, 30, 1, 15-22.
- 松波武雄・川森博史・藤本和徳・高橋徹哉 (2007) 札幌市街北部の地下流体について. 北海道立地質研究所報告, 78, 157-161.
- 松波武雄・鈴木隆広 (1997) 道内温泉水等の水素・酸素同位体比. 地下資源調査所報告, 68, 149-152.
- 松波武雄・和気 徹・早川福利・二間瀬洸・横山英二・内田 豊・酒匂純俊・斎藤尚志 (1979) 北海道の地熱・温泉, 北海道中央部. 地下資源調査所調査研究報告, 7, 192, 2sheets, 北海道立地下資源調査所.
- 尾崎次男・岸 和男・粕武・横田節哉 (1965) 豊平川扇状地および発寒川扇状地の地下水 - 主として地下水の供給量について -. 地質調査所月報, 16, 1-24.
- 坂川幸洋・梅田浩二・鈴木元考・梶原竜哉・内田洋平 (2004) 日本の坑井温度プロフィールデータベース, 地震, 57, 63-67.
- 酒匂純俊・和気 徹・早川福利・二間瀬洸・横山英二・松波武雄・斎藤尚志・内田 豊 (1977) 北海道の地熱・温泉 (B) 西南北海道北部. 地下資源調査所調査研究報告, 4, 198, 2sheets.
- 佐藤 稔・大谷倫子・吉田俊一・浦嶋幸雄・浅井建爾・青木 襄・高杉信男 (1982) 札幌市における地下水の概況について (第 1 報). 札幌市衛生研究所年報, 10, 78-86.
- 嵯峨山積 (2009) 北海道石狩平野の深層掘削井から採取した新第三紀堆積岩の地質年代. 北海道立地質研究所報告, 80, 1-6.
- 札幌市 (2005) 石狩平野北部地下構造調査. 平成 13 年度～平成 16 年度文部科学省地震関係基礎調査交付金事業. 9p.
- 田上雅浩・一柳錦平・嶋田 純 (2009) 熊本における降水の安定同位体比の季節変動. 2009 年度日本水文科学会学術大会発表要旨集, 24, 55-56.
- 高野敬志・伊藤八十男・上田祥久・鈴木智宏・北山正治・都築俊文 (1999) 札幌市およびその近郊地域の地下水の酸化還元電位 (OPR) および COD と数種無機成分の関係. 北海道衛生研究所所報, 49, 152-155.
- 矢野雄策・須田芳朗・玉生志郎 (1989) 日本の地熱調査における坑井データ. その 1 コア測定データー物性, 地質層序, 年代, 化学組成 -. 地質調査所報告, 271, 832p, 地質調査所.
- 山口久之助 (1965) 札幌の地下水. 地下水技術, 7, 10-18.
- 山口久之助・早川福利・小原常弘・二間瀬洸・佐藤 巖・横山英二・国府谷盛明・鈴木守・松下勝秀 (1963) 水理地質図「苫小牧・室蘭」1:100,000 及び説明書. 北海道水理地質図, No.13, 51, 北海道立地下資源調査所.
- 山口久之助・佐藤 巖・二間瀬洸・小原常弘・内田 豊 (1957) 札幌市琴似町・札幌郡手稲町発寒川扇状地の地下水. 北海道地下資源調査報告, 16, 9-25.
- 山口久之助・佐藤 巖・小山内熙・二間瀬洸・小原常弘・松下勝秀・国府谷盛明・早川福利・横山英二 (1964) 水理地質図「札幌」1:100,000 及び説明書. 北海道水理地質図, No.8, 110, 北海道立地下資源調査所.
- 山中 勤・恩田裕一 (2011): 波長スキャンキャビティリングダウン分光法を用いた水同位体分析計の測定精度について. 筑波大学陸域環境研究センター報告 No.12, 31-40.