

鳥取平野の地下水の水質について(第2報)-地下水の塩水化について-

【水環境室】

九鬼貴弘 若林健二*1 井元裕一*1 高田功*2 田中卓実

*1: 現水・大気環境課 *2: 現東部総合事務所生活環境局

Investigation of water quality of groundwater in Tottori plains, second chapter, salinization of groundwater

Takahiro KUKI Kenji WAKABAYASHI Yuichi INOMOTO Isao TAKATA Takumi TANAKA

Abstract

Aiming to know the whole character of distribution of groundwater and its water quality in Tottori plains, we had researched on the water quality of the groundwater, grouped by using existing index, and analyzed using the information of researched well, the depth drawing groundwater and existing place. As a result of research above it was found that following:

- 1) Upper clayey stratum, seems to be hardly permeable, exists all around Tottori plain, and forms boundary between free groundwater, existing in upper sandy or conglomerate stratum, and pressured groundwater, existing in lower sandy or conglomerate stratum. .
- 2) East-West line, including the zone around Tottori station, forms boundary of the quality of groundwater between southern area and northern area. .
- 3) In northern area of Tottori station, especially northeast, there are plural well with groundwater being observed high Cl⁻ concentration, and in one of them, it was made sure that its Cl⁻ concentration have become higher to about 3000 mg/L for last 10 years.

To make sure of the source of salinized groundwater, we performed the oxygen-hydrogen stable isotope analysis of water for groundwater, river water, spring, etc in Tottori plains. As the result of this analysis above, it became clear that the characteristic groundwater, with high Cl⁻ concentration and low oxygen stable isotope ratio($\delta^{18}\text{O}$), exists in deeper stratum. And it was found that $\delta^{18}\text{O}$ of salinized groundwater is lower than $\delta^{18}\text{O}$ of pressured groundwater unsalinized, and on δ -diagram the plots of salinized groundwater were along the meteoric water line. as them of unsalinized groundwater, river water, and that characteristic groundwater above.

Judging from the results of the oxygen-hydrogen stable isotope analysis above, it was thought that the source of salinized groundwater is not sea water direct intrusion, but the influence of that characteristic groundwater in deeper stratum.

1 はじめに

鳥取平野の地下水は、上水道用水、工業用水として利用されている他、一般家庭の生活用水、事業所の雑用水、積雪時の消雪用等として利用されている。昭和30年代から40年代の高度成長期には、工業用水や都市用水への地下水利用が増大し、これに伴って地盤沈下が顕在化し(昭和40年代初めには沈下量が5cm/年に達する地域が存在)特に鳥取駅北部の市街中心地域を中心に、建物の抜け上がり、水道、ガス管破裂までの被害が生じて社会問題化した経緯がある^{1) 2)}。

近年鳥取県内では、大山周辺地域に地下水利用を目的とした企業の進出が相次いだことを契機に、地下水を資源として考え、その量や収支等についての関心が、県議会でも取り上げられる等、高まった。このことから、鳥取県では鳥取大学の地盤・地質、水理等関連分野の専門家とともに「地下水研究会」を設置し、企業の進出が相次いだ大山南西麓と、鳥取平野を対象に、平成19年度から21年度まで、地盤・地質の構造、水系(河川、地下水)の流量・水質等の調査や情報収集等の共同研究を実施してきた。

この共同研究の中で当所は、地下水の水質形成に着

目し^{3) 4) 5) 6) 7) 8)}、鳥取平野の地下水の水質の全体的傾向を把握して水脈の大まかな区分を行うことを目的とし、既設井戸を利用して、地下水の水質調査(主要イオン濃度等の測定・解析)や情報収集を実施した(図1-1参照)。

同じ水脈の地下水は水質が類似

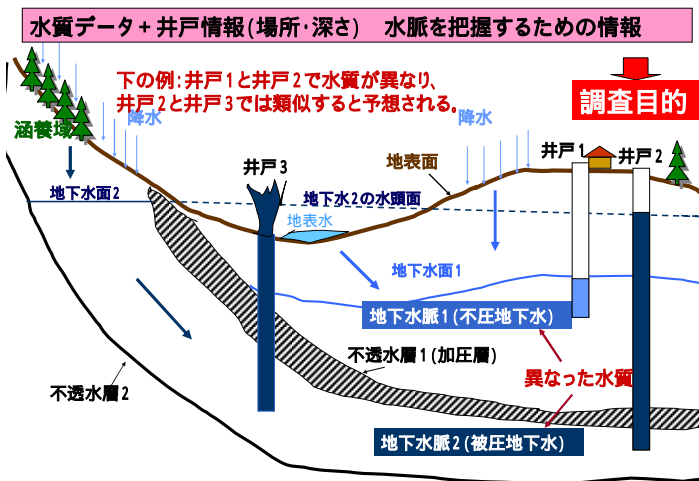


図1-1 地下水の水脈・水質形成と今回の調査について

地下水の水質形成に着目して水質調査を実施。地下水の水収支や水脈・流動等の把握に繋がる情報を得る。

この水質調査を通じて、鳥取平野の地下水の分布や水質の大まかな傾向とともに、市内北部の深井戸の地下水で塩水化（Cl⁻濃度の大幅上昇）や中心部以北の複数の深井戸の地下水で高い塩化物イオン濃度が確認され、状況の一部については先に報告した⁹⁾。

ところで、近年の鳥取平野の地下水位は回復（上昇）傾向にある（図1-2）^{14)、15)}。また、鳥取平野には温泉（高いCl⁻濃度のものが存在）が湧出するとともに、海進期には海面下にあり地層中に塩分が残留して、これらが影響している可能性もあり、他地域の過去の多くの事例^{20)、21)、22)、23)}のように、「過剰な汲み上げによって地下水位が低下して海水が浸入」と単純に結論できないことから、鳥取平野の地下水塩水化の原因を把握するための調査を行った。

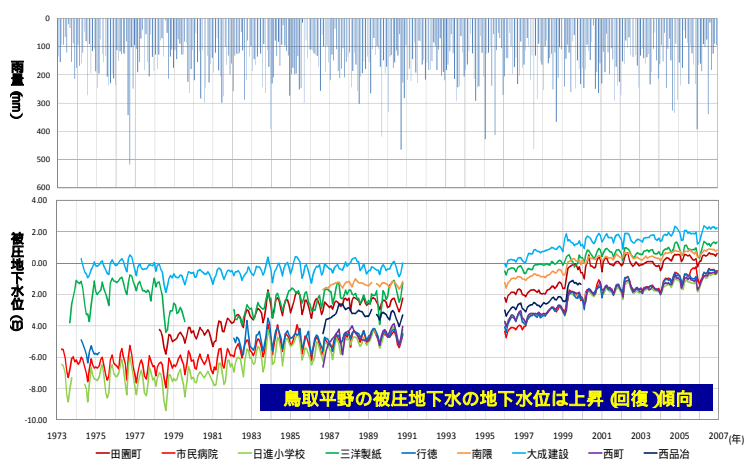


図1-2 鳥取平野の被圧地下水水位の変遷と現状

出典：櫛谷治他(2009)地下水研究会報告会資料

2 方法

1) 調査時期・調査井戸

調査等は、対象地域内の各事業所や家庭が所有する井戸や、国土交通省が水位観測用として鳥取市内に設置している井戸等の既設井戸を利用して実施した。

2007年6月～9月にかけて、過去の地下水調査資料¹⁰⁾やアンケート調査結果の情報を基に、井戸を所有する事業所や家庭等を訪問し、協力が得られたところの井戸について、井戸の状況の確認・深さ等の情報聴き取り、水温・電気伝導度等の簡易な現地測定を行い、50箇所を選定した。

こうして選定した50箇所の井戸と、国土交通省が水位観測用に設置している井戸(12箇所)の計62箇所の井戸について、2007年11月～2008年2月(冬季)と、2008年7月～9月(夏季)とに時期を変えて2回、水質調査を行った。また、千代川西岸の井戸2箇所を追加選定して水質調査を実施した(2009年2月)。

さらに、2009年7～8月に上記井戸の一部(21箇所)について、鳥取平野の地下水の涵養等に関与すると考えられる河川水等とともに、水質調査及び水の酸素・水素安定同位体分析を行った。

2) 井戸の採水標高の算定

地下水の水質等の議論をするにあたり、地表の標高を考慮して解析するため、簡易GISソフト(地図太郎 Ver5、ID:C071130120)を用いて、国土地理院HPの数値地図データを利用して井戸所在地(町名・番地が既知)の標高を求め、各井戸の採水深さを海面の高さを基準(=0m)とした深さ(以下「採水標高」とする)に換算した(例えば、標高10mの場所の深さ30mの井戸は、採水標高-20mとなる)。なお、ストレーナー位置(採水深さ)が判っている井戸についてはその値を用い、不明な井戸については、井戸の深さ=採水深さとして扱った。

3) 井戸の採水位置の地盤環境の推定

井戸の採水位置(当該井戸の地下水の存在場所)の地質を推定し、その広がりから鳥取平野の地下水の地層中での分布状況を推定するため、既存の鳥取平野の地質資料に各井戸の情報(所在地・深さ)を突合・解析した。

用いた既存の地質資料

木山英郎、藤村尚他編「'96鳥取地盤図((社)地盤工学会中国支部)」の地盤断面図¹¹⁾を用いた。

鳥取平野の地質構造について

鳥取平野の地下水の地中での分布の把握に用いた「'96鳥取地盤図」による鳥取平野の地質区分を表2-1に示す。鳥取平野周辺の地質は下位から中生代の火山岩類と花崗岩類、第三紀層及び第四紀層から構成されているが、「'96鳥取地盤図」では「第四紀」と「第三紀以前」と区分されている^{11)、12)}。

鳥取平野は、千代川の下流にひらけた海岸平野であり、浸食谷が埋積された沖積平野である²⁾。過去の気候変動(温暖期と寒冷期)による海面の進退や、周辺の火山活動の結果として、基盤岩の上に海成堆積層(主に粘土・シルト)、河成堆積層(主に礫、砂)及び火山堆積層が重なっている。堆積年代は表の上下に向かって古くなるが、当時の地形・標高による堆積環境の違い(例:海進時代に海面下になった・ならなかった)や、堆積後の侵食・流亡等の結果として、鳥取平野及び周辺部全体にわたって表に挙げた層が全て存在するわけではない¹¹⁾。

地盤断面図上での調査井戸の採水位置等の推定

地質資料では、対象エリアについて、東西方向を45秒=0.75分、1.13km毎に、南北方向を30秒=0.50分、0.92km毎に区切ったメッシュを単位として区切った地盤断面図が作成されている。

調査した各井戸の所在地名・番地を基に東西・南北各方向の位置を地図で読み取り、2)で算定した採水標高を合わせて地盤断面図上の該当する位置を決定し、各井戸の採水位置の地質を推定した。

なお、各断面存在位置の水平方向前後200mの範囲内に存在する井戸を当該断面上のものとして扱った。

4) 水質測定項目・方法

Cl⁻を含む主要溶存イオンを以下のとおり測定した。
 主要陽イオン(Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺、Na⁺)、陰イオン(SO₄²⁻、Cl⁻、NO₃⁻): 試料をディスク型メンブランフィルター(ミリポア MillexR-LH、孔径0.45 μm)で濾過し、イオンクロマトグラフ法で測定した。
 Fe²⁺: JISK0102 - 57.1 (フェナントロリン吸光度法)により、現地で発色させ持ち帰って測定した。
 HCO₃⁻、CO₃²⁻: 鉱泉試験方法(0.1mol/L - HClによる分離滴定法)で現地測定した。

5) 酸素・水素安定同位体分析

(1) 調査時期

平成 21 年 7 月下旬 ~ 8 月中旬

(2) 測定方法

酸素・水素安定同位体比測定は(株)地球科学研究所に委託して実施した。

酸素安定同位体比

水・二酸化炭素平衡 - 質量分析法によって測定した。試料水と CO₂ ガスを 25 で同位体交換平衡にした後、CO₂ を抽出・精製して同位体比質量分析計で ¹⁸O / ¹⁶O を測定した。

水素安定同位体比

クロム還元 - 質量分析法によって測定。試料水をクロム (Cr) 粉末とともに高温 (800) で H₂ ガスに還元後、同位体比質量分析計で D / H を測定した。

測定試料の種類等

地表・地下での水循環を踏まえ、鳥取平野の地下水(不圧地下水、非塩水化被圧地下水、塩水化地下水)、河川水、鳥取平野内を集水域とする渓流水・湧水(鳥取平野の降水の代替)の、合計 30 検体を測定した。具体的な測定箇所や検体数、及び測定目的等は、表 2-2、図 2-1 のとおりである。

酸素・水素安定同位体分析を行った試料水についても水質測定を行った。測定項目・方法は 4) と同じである。

表 2-1 「'96 鳥取地盤図」による鳥取平野の地質区分^{11) 13)}

年代 地質時代		地質区分	地質名	地質的特性	備考	層位		
第四期	完新世	沖積層	Ums	最上部砂質土層	表層(埋立土を含む)		上 ↑ 下 ↓	
			Umc	最上部粘性土層	潟湖末期堆積層、有機質(Ump)を混える。			
			Umg	最上部礫質土層	河川氾濫原堆積層			
			Us	上部砂質土層	河成堆積層、新砂丘 礫分卓越層(Ug)を含む。			
			Uc	上部粘性土層	海進時代堆積層(主として海成堆積層) 有機質を混える。			沖積層と洪積層の区分は「縄文海進、約1万年前」
	更新世	洪積層	後期	1.15	Ls	下部砂質土層		河成堆積物、古砂丘
				Lg	下部礫質土層			
			中期～前期	Lc	下部粘性土層	海成堆積物 火山灰、軽石を混えることもある。		
				L	ローム層	火山灰、火山砂等の火山堆積物		約2万年前
				Lmc	最下部粘性土層			
180.6	Lms	最下部砂質土層	扇状地性基底礫層、段丘礫層、 火山碎屑流					
	Lmg	最下部礫質土層						
第三期以前		B	基盤岩類	(火成岩) 花崗岩、流紋岩、安山岩、玄武岩 (堆積岩) 礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩、 凝灰岩、凝灰角礫岩 三郡変成岩				

表 2-2 酸素・水素安定同位体分析を実施した試料水について

試料水の種類	箇所数	測定目的等
不圧地下水（浅井戸）	3	鳥取平野内各地（近辺）で供給されたと考えられる地下水（不圧地下水）のデータを得る。
被圧地下水（深井戸） ...塩水化していないもの	9	塩水化する前（上流側）の被圧地下水のデータを得る。
被圧地下水（深井戸） ...塩水化しているもの	9	塩水化した地下水についてのデータを得る。
河川水（千代川2、袋川2）	4	鳥取平野及び周辺域（山地）を集水域とし、地下水の供給源にもなっている代表河川水のデータを得る。
鳥取平野内の小さな山の渓流水・湧水（集水域が鳥取平野周辺に限られているもの）	2	鳥取平野の降水の代わりとなるデータを得るため測定。個々の降水は季節や気団の由来による変動がある（ある程度長期間複数回測定が必要）のに対し、この水は降水が地中で混合・平均化されたものと考えられるため。
温泉水 既存の温泉施設の源泉	3	鳥取平野では、塩水化の原因として Cl ⁻ 濃度の高い深部地下水の影響も考えられることから、その代表として温泉水についてのデータを得る。
合計	30	

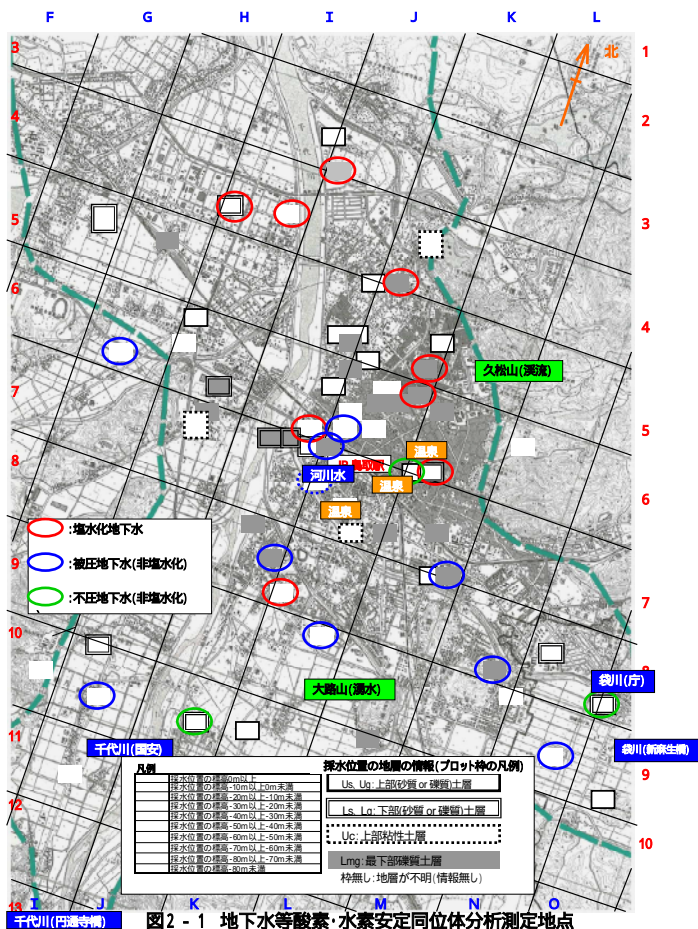


図 2-1 地下水等酸素・水素安定同位体分析測定地点

5) 解析方法等

(1) 水質の解析 (図 2-2 参照) 3) 4) 5) 6)

各井戸の地下水の塩化物イオン濃度を地図上にプロットするとともに、鳥取平野の水質の全体的傾向を把握するために、トリリニアダイアグラム・キーダイアグラム上に示した。なお、解析は、H19~20 年度にか

けて 2 回実施して得られた水質測定データの平均値を用いた。解析方法は以下のとおり。

水質が主要陽イオン (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) 及び陰イオン (CO₃²⁻, HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻) で表現されるとする。

の陽・陰イオン測定データを当量濃度 (meq/L) に換算し、以下のイオン組成・割合を算出した。

陽イオン: Na⁺ + K⁺ + Ca²⁺ + Mg²⁺ = 100 (%) と

としたときの、Na⁺ + K⁺, Ca²⁺ + Mg²⁺ の割合 (%)

陰イオン: CO₃²⁻ + HCO₃⁻ + Cl⁻ + NO₃⁻ + SO₄²⁻ =

100 (%) としたときの、CO₃²⁻ + HCO₃⁻, Cl⁻ +

NO₃⁻ + SO₄²⁻ の割合 (%)

について、四角形 (菱形) の図中の 1 組の軸 (横軸) に陽イオン 2 項目を、他方の 1 組の軸 (縦軸) に陰イオン 2 項目を取った図中にプロットした。プロットの図中の位置を基に、各地下水を以下の 4 区分に分類した。

型 (アルカリ土類炭酸塩型): 主に河川水、不圧地下水 (流動のあるもの) 等

型 (アルカリ炭酸塩型): 主に被圧地下水 (淡水性、停滞性) 等

型 (アルカリ土類非炭酸塩型): 主に熱水、温泉水、坑内水、これらが混入した地下水等

型 (アルカリ非炭酸塩型): 主に温泉水、海水、化石塩水、これらが混入した地下水等

併せて、陽イオン、陰イオン別の組成を以下のとおり算出して三角図中にプロットした。

陽イオン: Na⁺ + K⁺ + Ca²⁺ + Mg²⁺ = 100 (%) と

としたときの、Na⁺ + K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ の各割合 (%)

陰イオン: CO₃²⁻ + HCO₃⁻ + Cl⁻ + NO₃⁻ + SO₄²⁻ =

100 (%) としたときの、CO₃²⁻ + HCO₃⁻, Cl⁻ +

NO₃⁻, SO₄²⁻ の各割合 (%)

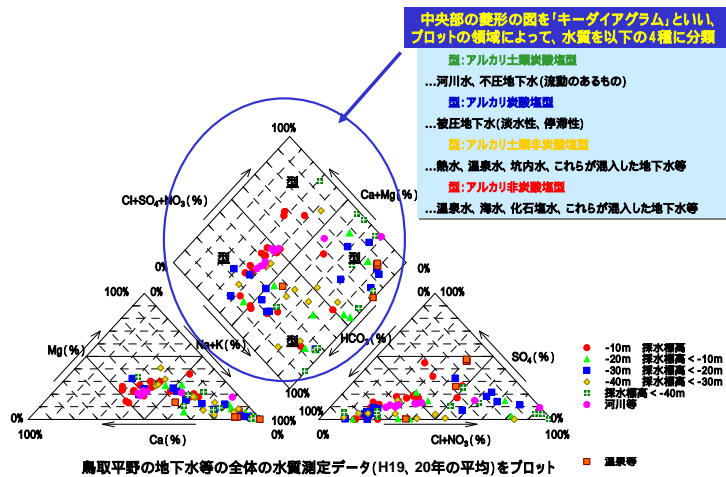


図2-2 トリニアダイアグラム・キーダイアグラムによるプロットと水質分類

(2) 酸素・水素安定同位体分析

水の酸素・水素安定同位体分析によって塩水化地下水の塩水の起源（海水・海水以外の塩水）を推定する原理等について以下に説明する。なお、酸素・水素安定同位体分析は、地下水の起源や貯留・流動中の混合、起源の異なる水の混合の解析等にも利用される。

元素の安定同位体の特性¹⁶⁾

物質を構成する元素（原子）には、質量数の異なる数種類の「安定同位体」が存在する。

元素の化学的性質は一般に外殻電子の数で決まるので、ある元素の安定同位体の化学的性質は同じか又はきわめて似ているが、水素（H）、酸素（O）、炭素（C）、窒素（N）等の軽元素の場合、同位体間の質量の比が大きいため、反応性が少し異なる（結合の切れやすさ、蒸気圧等）。この結果、蒸発、凝縮、融解等といった自然界でのさまざまな過程を通じて「同位体分別」が行われ、物質毎、或いは同じ物質でも過去の履歴によって同位体組成が変動する。

同位体組成は「同位体比」で表され、通常最も存在度の高い同位体に対する2番目に高い存在度の同位体の比で表す。一般的に同位体比は小さい値となり同位体分析ではその変動や差を扱うため、さらに小さな値となる。そこで、各元素で国際標準物質を選び、試料の同位体比の標準物質の同位体比からの偏差（千分偏差）（‰）を用いることが多い。

(‰)

$$= (R_X - R_{ST}) / R_{ST} \times 1000 = (R_X / R_{ST} - 1) \times 1000$$

(R_X : 試料Xの同位体比, R_{ST} : 標準物質の同位体比)

水の酸素・水素安定同位体の特性

a) 酸素・水素安定同位体と同位体比の表現方法^{17), 18)}

水分子（ H_2O ）の構成元素の酸素、水素には、それぞれ3種類と2種類の質量数（原子量）の異なる「安定同位体」が存在する。（ ）内は平均存在割合。

酸素原子： ^{16}O (99.76%)、 ^{17}O (0.04%)、 ^{18}O (0.20%)
 水素原子： 1H (99.985%)、 2H (D 重水素: 0.015%)
 その結果、 $H_2^{16}O$ 、 $H_2^{18}O$ 、 $HD^{16}O$ 、 $D_2^{18}O$ 等、数種の質量の水分子が自然界の水を構成する。

酸素、水素の同位体比は、それぞれ ^{18}O と ^{16}O の比($^{18}O / ^{16}O$)及び 2H (D)と 1H との比($D / ^1H$)で表す。酸素、水素の安定同位体分析の標準物質として、海水の酸素・水素安定同位体比が特殊な地域を除いて世界中どこでも均一で深さによる変化もないことから、「標準平均海水（標準物質略号 V-SMOW: Standard Mean Ocean Water）」が用いられる。ある水の酸素、水素の同位体比の標準平均海水（V-SMO）からの偏差（‰）は、以下のとおり表される。

酸素： ^{18}O (‰)

$$= [(^{18}O / ^{16}O_{(試料)}) / (^{18}O / ^{16}O_{(SMOW)}) - 1] \times 1000$$

水素：D (‰)

$$= [(D / H_{(試料)}) / (D / H_{(SMOW)}) - 1] \times 1000$$

b) 大気過程における酸素・水素安定同位体の分別機構と降水の特性^{17), 18), 19)}

降水の同位体分別プロセス「地表・海面 蒸発 水蒸気 気団として移動 凝縮・分離 降水」において、蒸発時には軽い同位体（ ^{16}O , H）が重い同位体（ ^{18}O , D）よりも水蒸気（蒸気相）に入りやすく、凝縮時には重い同位体が降水として分離されやすい。これは、軽い同位体を含む“軽い水”のほうが重い同位体を含む“重い水”よりも同じ温度での蒸気圧が高いため、蒸発時には優先的に水蒸気に成りやすく、凝縮時にはその逆となるためである。

この結果、降水の ^{18}O 及びDは以下の様々なスケールで差異が生じ、地域差がある。

低緯度地域から高緯度地域に向かって低下（緯度効果・温度効果）。

海岸部から内陸部に向かって低下（内陸効果）。

山地の低標高域から高標高域に向かって低下（高度効果、標高効果）。

同一地点でも気候変動の影響がある（温度効果）。

また、降水の ^{18}O 及びDは同一地点であっても季節変動を示し、夏季の降水は相対的に同位体比が高くなり、冬季の降水は低くなる傾向がある。要因は以下のとおり。

水蒸気発生時の気温が季節によって変動する。

気団の発生位置や移動経路が季節によって異なる（日本では、夏季には太平洋からの湿潤な季節風や気団が卓越し、冬季には大陸からの乾燥した季節風・気団が卓越）。

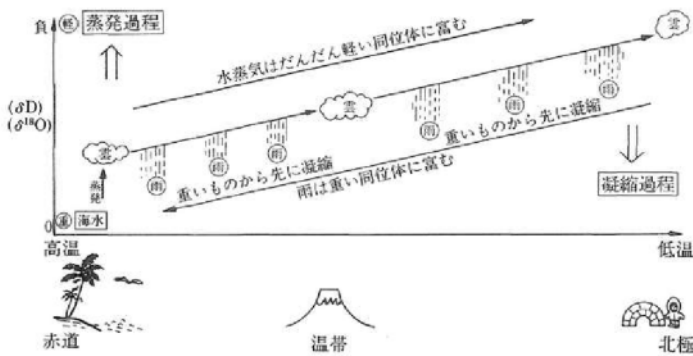


図2-3 水の安定同位体分別の一例(緯度・温度効果)

c) 降水と陸水(地表水・地下水)の同位体比の関係
18) 19)

上記のとおり降水の ^{18}O 及び D は季節変動するが、地下水や地表水では季節変動が見られないか極めて小さくなる。流域の限られた河川水や浅層地下水の同位体比は、降水が土層中を降下浸透して地下水や河川水となる過程で、蒸発等による土壌水のミキシングが起こるため、その地域の降水の同位体比の年平均値(各時期の降水量による加重平均値)に近くなる。

また、同位体比は降水が地下に浸透し地下水として貯留・流動したり河川へ流出する過程では、水中に溶解する成分のようにその周辺物質と化学反応を起こさず、変化しない。

以上の結果として、地表水・地下水の同位体比は、集水域(涵養域)の降水の平均的な同位体比を反映した地域固有の値を持つ。

d) 酸素安定同位体比(^{18}O)と水素安定同位体比(D)との関係... ダイアグラムと天水線
18) 19)

縦軸に D 、横軸に ^{18}O を取って ^{18}O と D の測定データをプロットしたグラフを「ダイアグラム」といい、水の酸素・水素安定同位体分析に利用される。これまで世界全体で測定・蓄積されてきた多くのデータにより、 ^{18}O と D の関係が、次式の傾きを 8 とする直線(「天水線」と呼ばれる)で近似されることが知られている。

$$\text{D} = 8 \cdot ^{18}\text{O} + d$$

d 値(切片)は降水をもたらす水蒸気が生成する場の湿度(蒸発速度)と関係し、その後の凝縮過程では変化しないと考えられている。海洋上が主な水蒸気源であるが、乾燥した気団(蒸発速度の速い)が海洋上等(主な水蒸気源)を通過して発生する水蒸気の d 値は大きく、湿潤な気団(蒸発速度が遅い)の場合に発生する水蒸気の d 値は小さい。

日本周辺の降水の d 値の状況は以下のとおり。

太平洋気団で発生する水蒸気団(太平洋上の湿潤な大気中で形成、蒸発速度が遅い)がもたらす夏季の降水の d 値は 10 前後。

日本海で発生する水蒸気団(大陸からの乾燥した気団・卓越風が日本海の海水を速やかに蒸発させて生成)がもたらす冬季の降水の d 値は 30 前後。地表水や地下水の d 値は、太平洋起源の水蒸気団による降水と日本海起源の水蒸気団による降水との降水量による加重平均によって決定される。

酸素・水素同位体比の低い水(高緯度地域・高標高域の水、日本海側の水)ほど d 値が大きく、高い同位体比を持つ水(低緯度地域・低標高域の水、太平洋側の水)は d 値が小さい傾向である。

e) 地下水の酸素・水素安定同位体比の変動要因と事例、及び今回の調査への適用
18) 19) 23) 24)

地下水の酸素・水素安定同位体比の変動要因として、以下のケースが考えられる。

異なる同位体比を持つ水との混合...河川水の浸透、海水浸入、人間活動の影響(漏水、排水の地下浸透等)地層中に取り残された古海水や地盤沈下によって絞り出された間隙水等の混入

同位体分別...地層中の鉱物や有機物中の酸素・水素との同位体分別(火山地帯・地熱地帯の地下水やガス田付随水等の深層地下水等、特殊な環境のみ)

このような影響を受けた地表水や地下水は、ダイアグラム上で「当該地域の天水線」から離れる方向にプロットされる^{23) 24)}。

地下水に海水が浸入した場合、海水の影響を受けた地下水の酸素・水素同位体比(^{18}O , D)のプロットが、ダイアグラム上で、その地域の地下水の同位体比を示す点(当該地域の天水線上に存在)と海水の同位体比を示す点(^{18}O , D) = (0, 0) とを結ぶ直線上に乗ってくると予想される²³⁾。

以上のことを踏まえ、降水-地表水-地下水の水循環を考慮し、鳥取平野の降水や地表水、及び地下水(塩水化していないもの、不圧・被圧両方)の ^{18}O と D を求めてダイアグラム上にプロットし、「鳥取平野の天水線」を把握した上で、塩水化地下水や温泉水の ^{18}O と D を求め、以下の点に留意して塩水化の起源を推定した。

塩水化地下水の ^{18}O と D のプロットが「鳥取平野の天水線」上に乗っているかどうか。

海水のプロット(^{18}O と D が 0‰(原点)となる)と鳥取平野の塩水化していない被圧地下水の点(天水線に沿って分布)の平均値のプロットとを結ぶ線(海水の混合線)上にあるかどうか。

温泉水の ^{18}O と D のプロットとの位置関係。

3 結果・考察

1) 地下水の分布について (図3-1 参照)

大まかには、鳥取平野全体に難透水層又は不透水層と考えられるUc層(上部粘性土層)が広く分布し、この層を境界にして、上方の透水性の高い砂質・礫質の層(Us層、Ug層等)に浅井戸(不圧地下水)の帯水層が、下方の透水性の高い砂質・礫質の層(Ls層、Lg層、Lmg層等)に深井戸(被圧地下水)の帯水層が存在していると考えられる。また、存在している深さは、一部を除き、海面の高さを0mとした地盤標高で、不圧地下水は-10mより上(浅いところ)に、被圧地下水は-10m台後半以下(深いところ)に存在している。また、不圧地下水と被圧地下水とを隔てているUc層は、鳥取市中心部以北では厚く、鳥取駅周辺以南では薄くなって平野南部で薄くなっている。これを反映して鳥取駅周辺以南では被圧地下水が比較的浅い位置(標高-10m台後半)から存在している。

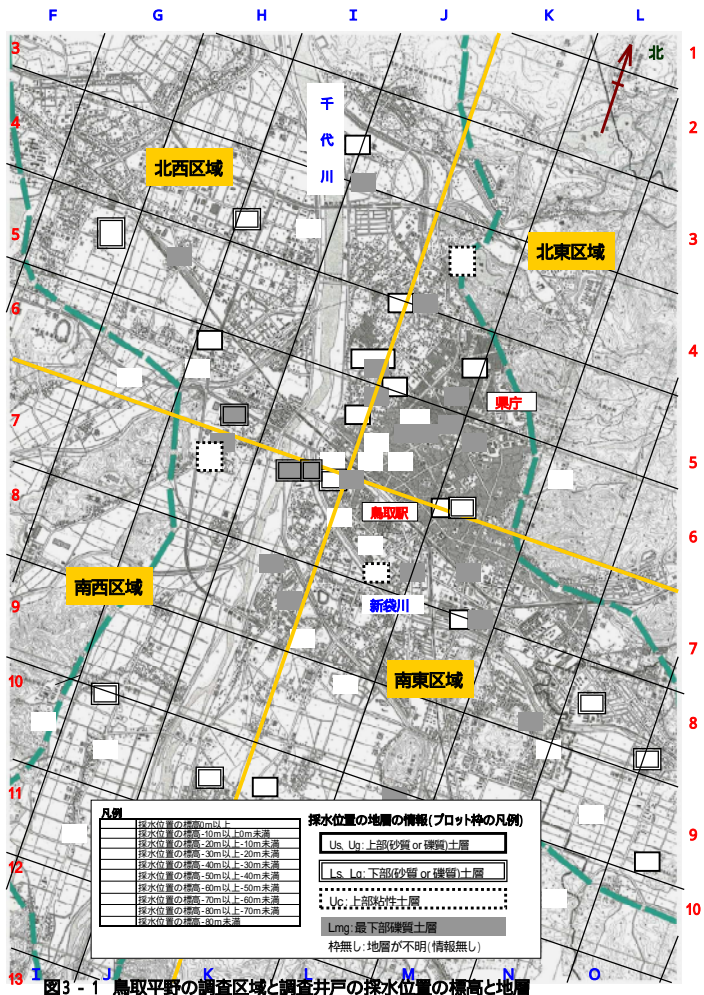


図3-1 鳥取平野の調査区域と調査井戸の採水位置の標高と地層

2) 地下水の水質の全体的傾向について

地下水等の水質調査結果を一覧として表3-1-A~3-2-Bに示す。

また、調査した区域を、東西方向:メッシュJとK~の間の境界線、南北方向:メッシュ6と7~の間の境界線でそれぞれ2分、4区域(北西・北東・南

西・南東)に分けて(図3-1参照)それぞれの区域内に存在する地下水の水質調査結果を、井戸の深さ(採水標高)毎に分類(分類は図と同じ)した上で、トリリニアダイアグラム(キーダイアグラム・陽・陰イオン組成三角図)上に示した(図3-2-1~3-2-4参照)。

4区域別のトリリニアダイアグラム・キーダイアグラム上のプロットの分布から、調査区域内の地下水の水質の全体的な傾向と存在環境について推定した。

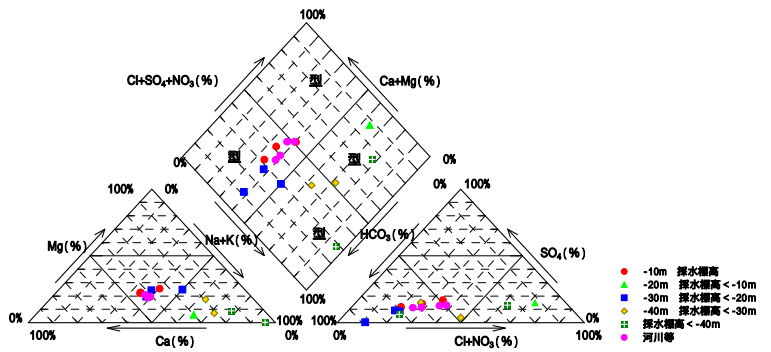


図3-2-1 地下水等のトリリニアダイアグラム(南西区域:ブロックG~J, 12~7)

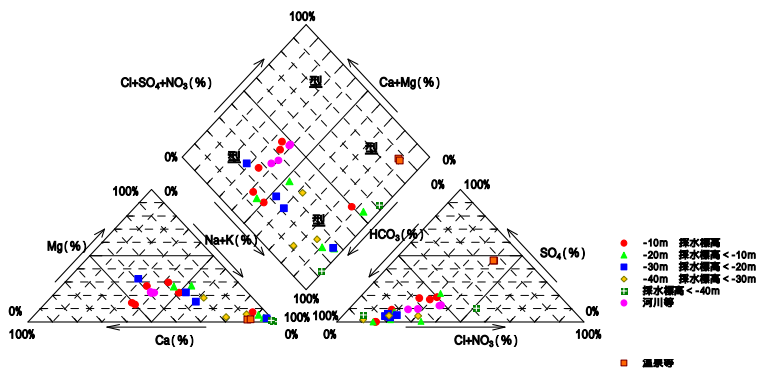


図3-2-2 地下水等のトリリニアダイアグラム(南東区域:ブロックK~P, 12~7)

鳥取駅周辺を含むライン以南の区域(南西・南東区域、メッシュ7~12)では、一部の地下水や温泉を除いて水質は型~型の範囲に分布していた。また、採水標高が低くなる(深くなる)につれ、水質が型型へと変化する傾向であった。陽イオンについては、主にNa⁺の割合が増加してCa²⁺の割合が減少していた。Mg²⁺の変化は比較的小さかった。陰イオンについては、多くが型~型の水質の範囲に分布しているためHCO₃⁻の割合が多く、採水標高の低下(深さの増大)に伴う割合の変化は少なかった。(図3-2-1、3-2-2参照)。

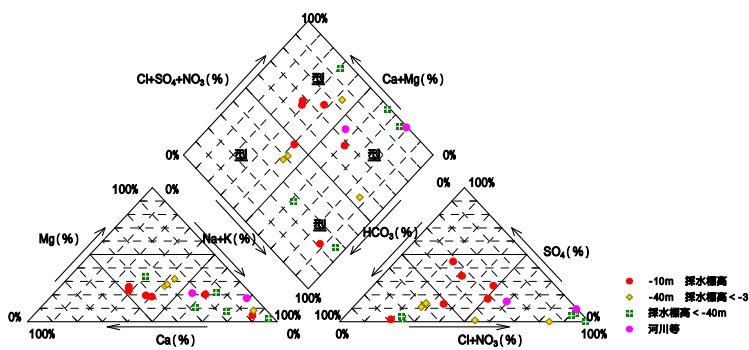


図3-2-3 地下水等のトリニリアダイアグラム(北西区域:ブロックG~J, 6~1)

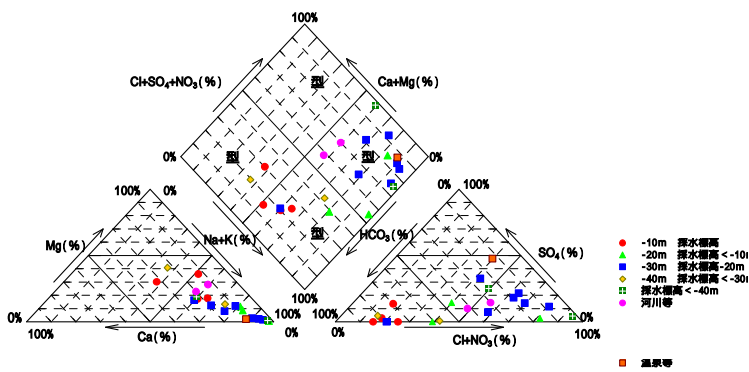


図3-2-4 地下水等のトリニリアダイアグラム(北東区域:ブロックK~P, 6~1)

鳥取駅周辺を含むライン以北の区域(北西・北東区域)では、深井戸で塩水化に起因すると考えられる Cl^- や SO_4^{2-} 濃度上昇に伴って型(一部型)となるものが複数出現し(特に型)。浅井戸でも水の停滞性の増大、地表からの影響、河口域の河川水(海水が混入)で涵養される等によって型、型、型となるものが多く、南西・南東区域よりも地下水の置かれている環境が複雑となっていることが示唆された。この傾向は北東区域で顕著であった。その結果、組成の差が大きくなり(特に陰イオン)キーダイアグラムや陰イオン組成三角図での分布の広がりが大きくなっている(図3-2-3、3-2-4参照)

3) 塩化物イオン濃度の分布について

塩化物イオン(Cl^-)濃度の分布を図3-3に示す。鳥取駅よりも北側の区域(特に北東区域)を中心に、被圧地下水に高い Cl^- 濃度のものが分布しており、水道水質基準(Cl^- 濃度:200mg/L以下)を超える濃度のもも複数箇所確認されている。また、同様な深さで Cl^- 濃度が異なる井戸が近接して存在する等様相が複雑である(図3-3参照)

このうち、田園町の採水標高-30~-45mの井戸(Cl^- 濃度2900mg/L)の地下水は最近の15~10年間で大幅に濃度が上昇している(図3-3-2参照)

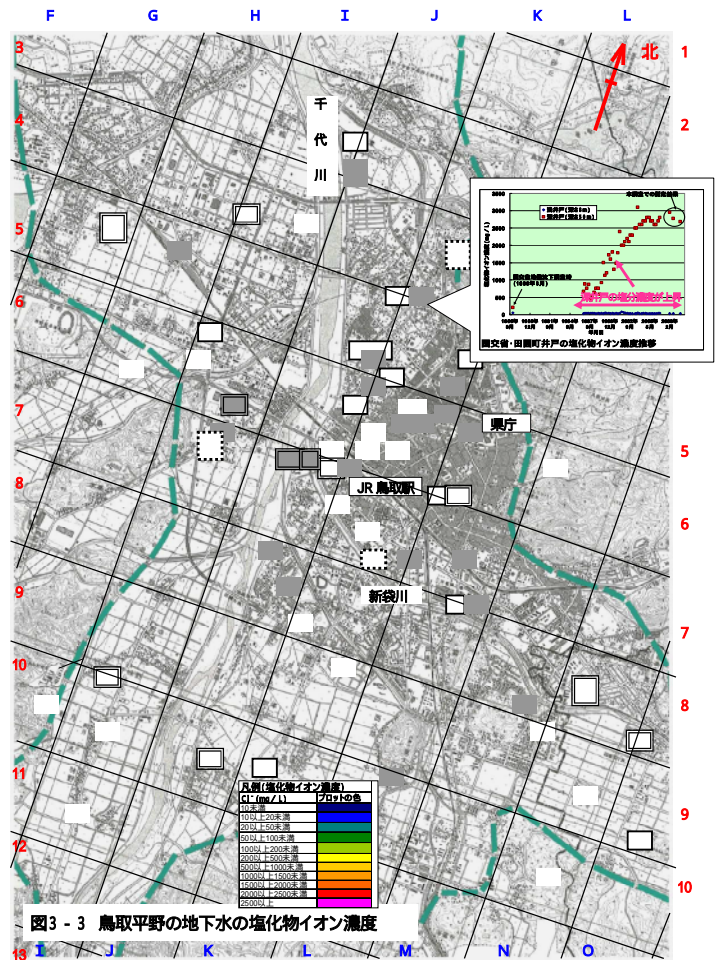


図3-3 鳥取平野の地下水の塩化物イオン濃度

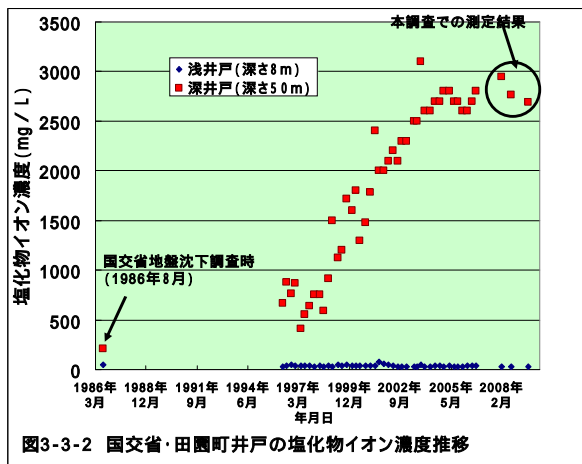


図3-3-2 国交省・田園町井戸の塩化物イオン濃度推移

4) 酸素・水素安定同位体分析結果について

酸素・水素安定同位体比の測定結果を表3-3-A、3-3-Bに、これらを基に横軸に酸素安定同位体比の偏差値 ^{18}O (‰)を、縦軸に水素安定同位体比の偏差値D(‰)をとってプロットした「ダイアグラム」を図3-4-1に、鳥取平野で測定した地下水等の ^{18}O (‰)の分布図を図3-4-2に示した。

(1) 酸素・水素安定同位体比の全体の傾向

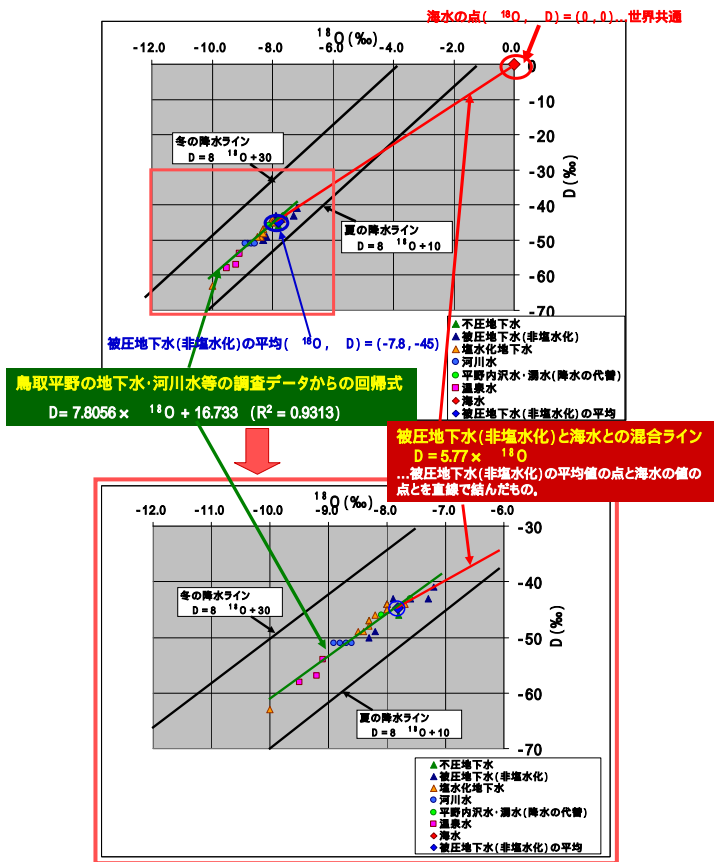
分析した各試料の ^{18}O 、Dの結果をダイアグラム

ラム上にプロットした。このデータを用いて、水の種類（被圧地下水(非塩水化)、不圧地下水、塩水化地下水、河川水、沢水・湧水）毎の区別をしないで回帰直線を求めると、

$$D = 7.8056 \times {}^{18}O + 16.733$$

$$(R^2 = 0.9313, n = 29)$$

となり、ほぼ夏の降水ライン ($D = 8 \times {}^{18}O + 10$) と冬の降水ライン ($D = 8 \times {}^{18}O + 30$) に平行で中間の位置の1本のライン(天水線)に沿って分布している(図3-4-1参照)。このことから、今回調査した鳥取平野の河川水、湧水、地下水、温泉水は、いずれも夏と冬両方の降水で涵養された天水起源のものであり、両者がほぼ1:1の割合で混合していると判断される。一方、試料間の同位体比の違いは、それぞれの水の起源の違いを反映していると考えられる。



塩水化地下水のデータも含めた今回の調査データから得られた回帰直線は降水ライン(天水線)にほぼ平行(回帰式の傾き:7.8、天水線の傾き:8)で、夏と冬の中間の領域に分布。
 塩水化地下水は、天水線に沿って分布しており(水は陸水由来)、海水との混合線には乗っていない。
 図3-4-1 鳥取平野の地下水等の酸素と水素の同位体比(${}^{18}O$, D)の関係図(ダイアグラム)

(2)鳥取平野の地下水の起源(表3-3、図3-4-2参照)

鳥取平野の地下水(深度100m以浅)の起源として、河川浸透水、平野周辺の降水、海水、深部地下水(温泉水等)が考えられるが、ここで、起源となりうるこれらの水の同位体比と鳥取平野の地下水の特徴を整理し、鳥取平野の地下水、特に塩水化地下水の起源について検討した。

同位体比の結果は、酸素・水素とも似たような傾向を示すため、ここでは分析精度が良い酸素同位体

比(${}^{18}O$ 、精度: $\pm 0.1\%$)の値で議論した。

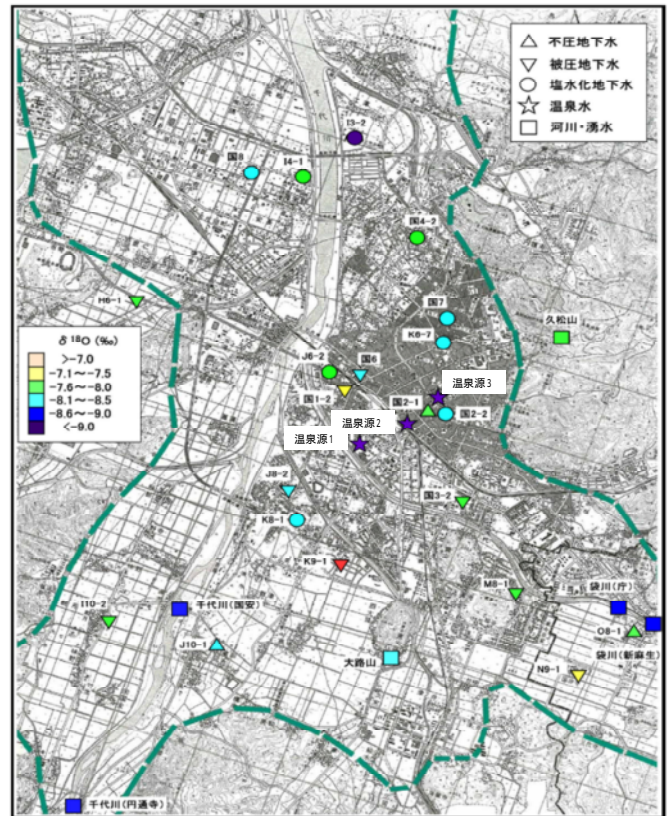


図3-4-2 鳥取平野の地下水等の酸素同位体比(${}^{18}O$)の分布

千代川・袋川

千代川と袋川は鳥取平野の南部(上流側)から流入する大川であり、両河川からの浸透水が鳥取平野の地下水の重要な起源の1つとなっていると考えられる。これらの ${}^{18}O$ は、千代川:-8.7~-8.6(‰)、袋川:-8.9~-8.8(‰)であった。

大路山湧水、久松山渓流水

これらの ${}^{18}O$ 値は、大路山湧水:-8.1(‰)、久松山渓流水:-7.6(‰)で、千代川や袋川と比較して0.5~1.3(‰)高い値を示した。この結果は降水の高度効果を反映したもので、千代川や袋川が上流部の標高が高いところに降った降水を集めているため同位体が高いのに対して、大路山湧水と久松山渓流水は、鳥取平野周辺の低い標高域の降水を集めているため同位体が高いと考えられる。

大路山湧水と久松山渓流水の集水域は最高標高でも100m程度であるので、これら試料の同位体比(-8.1~-7.6‰)を鳥取平野の降水のデータ(平均値)の代わりとすることができる。

海水

今回の調査では測定していないが、海水の同位体比は世界中に均一で、基準となる(${}^{18}O = 0$ (‰))。

深部地下水

鳥取平野の被圧地下水の塩水化の原因となっている可能性があるCl⁻濃度の高い深部地下水として、温泉水（3試料）について¹⁸Oを分析したところ、-9.5～-9.2（‰）の値を示した。この値は千代川や袋川と比較して約0.5（‰）、大路山湧水や久松山溪流水と比較して約1.5（‰）低い値で、天水線に乗っていることから、これら深部地下水（温泉水等）の水の起源が平野近傍の河川水の浸透や降水ではなく、より上流域（高い標高域）にあることを示している。

こうして、鳥取平野に低い同位体比を有する特徴的な深部地下水が分布していることが判った。

不圧地下水

不圧地下水3試料の¹⁸O値は-8.3～-7.8（‰）で、河川水（千代川、袋川）と降水（大路山湧水、久松山溪流水）との中間的な値であり、両者の混合によって形成されていると推測される。

被圧地下水（非塩水化）

被圧地下水（非塩水化）9試料の¹⁸O値は、極端に高い値（K9-1：-6.2‰）を除けば、-8.3～-7.2‰の範囲で、概ね河川水（千代川、袋川）と降水（大路山湧水、久松山溪流水）の範囲内の値で、両者の混合によって形成されていると考えられる。

K9-1については、d-excess（図3-4-1の切片）が小さいことから、7月下旬の調査時期に近い時期（夏期）の降水の影響を受けている可能性がある。

塩水化地下水（塩水化被圧地下水）

以下の結果から、鳥取平野の被圧地下水の塩水化の原因として、高いCl⁻濃度の深部地下水の影響による可能性が高い。

- 塩水化地下水9試料の¹⁸O値は-10.0～-7.7‰の範囲で、9試料中8試料は-8.0‰以下を示し（平均値-8.4‰）、非塩水化被圧地下水（K9-1を除いた平均：-7.8‰）と比較して有意に低い値となった。
- 一方、海水は陸域の地下水と比較して明確に高い同位体比（0‰）を有しており、被圧地下水の塩水化の原因を海水の浸入と仮定した場合、塩水化した被圧地下水の同位体比は塩水化前のものよりも高くなることが予想されるが、本地域の塩水化地下水の同位体比は塩水化前の被圧地下水よりも低下する傾向を示している。
- のとおり、鳥取平野の深部には、同位体比が低くCl⁻濃度が高い地下水（Cl⁻濃度1000mg/L、水はより上流部の天水（陸水）が起源と考えられる）が分布している。
- ダイアグラム上の塩水化地下水のプロットは、海水混合ライン上には無く、塩水化していない被圧地下水と同様、鳥取平野周辺の天水線に沿って分布しており、高Cl⁻濃度の深部地下水も上流域が起源で天水線に沿って分布している（図3-4-1参照）。

(3) 塩水化地下水の塩分の起源

これまでの結果から、鳥取平野の一部の被圧地下水で観測された塩水化の原因として、高いCl⁻濃度の深部地下水（温泉水等）の影響が考えられた。一方、一部の塩水化地下水では、この深部地下水より高いCl⁻濃度となっている。これについては、上記の高いCl⁻濃度の深部地下水に加え、粘土層に海進期の塩分が残存・混入している可能性も考えられる。

また、近年の鳥取平野の被圧地下水位の上昇傾向^{14）、15）}（図1-2参照）や、低い同位体比を持つ深部地下水が深部から上昇・混入するような環境では、海水の浸入は考えにくい。

4 まとめ

鳥取平野の地下水の分布や水質の全体的傾向の把握を目的とし、既設井戸を利用した地下水の水質調査を実施し、既存の水質指標による分類、井戸情報（採水深さ・存在場所）や既存の地質情報と合わせた解析等を通じて、以下のことが判った。

- 鳥取平野全体に難透水層と考えられる「上部粘性土層」が広く分布し、それを境界にして、上方の砂質・礫質の層に不圧地下水が、下方の砂質・礫質の層に被圧地下水が存在する。
- 鳥取平野の地下水は、鳥取駅周辺を含むラインを境界に以北と以南とで水質の状況が大きく分かれる。この調査を通じて、市街地北部の深井戸の地下水のCl⁻濃度の大幅上昇や、中心部北部の深井戸でCl⁻濃度の大幅な上昇が確認され、また複数の深井戸の地下水で高いCl⁻濃度が確認されたことから、この原因（由来）を把握するため、鳥取平野周辺の地下水や河川水等の水の酸素・水素安定同位体比を測定した結果、平野の深部に低い同位体比を有するCl⁻濃度の高い地下水が存在することが明らかとなり、また塩水化地下水の同位体比が塩水化していない被圧地下水よりも低い値を示すこと、及び塩水化地下水のダイアグラム上のプロットが天水線に沿って分布していること等から、塩水化の起源として、海水の直接的な浸入よりも深部地下水の影響の方が大きいと判断された。

塩水化の原因として、海水の浸入ではなく塩分濃度が高い深部地下水の影響であることが判った。では、塩分濃度が高い深部地下水が被圧地下水の帯水層に混入する状況とはどんな状況なのか？何が起きているのか？ということについては不明である。

原因が海水の浸入ではなく深部地下水の影響であるにせよ、結果として塩水化によって地下水の利用価値が低下することには変わりないことから、今後の推移を監視していく必要がある。

参考文献等

- 1) 土江秀治 (1993) 鳥取平野における地下水調査報告, 地下水技術第 35 巻第 4 号, p1~10
- 2) 環境省 (2007) 全国地盤環境情報ディレクトリー(平成 19 年度版)
http://www.env.go.jp/water/jiban/dir_h19/31tottori/tottori/index.html
- 3) 日本化学会編 (1992), 陸水の化学 - 季刊化学総説 No14, 学会出版センター, p79~89
- 4) 日本地下水学会編(2000), 地下水水質の基礎 - 名水から地下水汚染まで, 理工図書
- 5) 竹内睦雄, 吉岡龍馬他 (2003), 地球環境調査計測事典, 第 2 巻(陸域編), フジ・テクノシステム, p638~673
- 6) 丸山利輔, 三野徹編 (1999), 地域環境水文学, 朝倉書店, p79~125
- 7) 佐藤邦明編著 (2005), 地下水環境・資源マネジメント, 同時代社, p1~35
- 8) 日本化学会編(1989), 土の科学 - 季刊化学総説 No4, 学会出版センター, p6~18, 96~109
- 9) 九鬼貴弘他 (2008), 鳥取平野の地下水の水質について, 鳥取県衛生環境研究所報第 48 号, p36~40
- 10) 建設省中国地方建設局鳥取工事事務所 (1987), 昭和 61 年度地盤沈下調査業務報告書
- 11) 木山英郎, 藤村尚他編 (1996), '96 鳥取地盤図, (社)地盤工学会中国支部
- 12) 鳥取県地下資源開発局 (1964), 鳥取県水理地質図説明書, p3~7
- 13) 指田勝男, 久田健一郎他編 (2007), 地球学シリーズ 2 地球進化学, 古今書院
- 14) 国土交通省中国地方整備局鳥取河川国道事務所観測データ (1996~2007)
- 15) 檜谷治他 (2009), 地下水研究会中間報告会 (2009 年 3 月 26 日) 資料
- 16) 松尾禎士監修 (1989), 地球化学, 講談社, p158~174
- 17) (株)地球科学研究所 H P 掲載技術資料
<http://www.geolab.co.jp/OD.html>
- 18) 林武司 (2005), 酸素・水素安定同位体比を用いた地下水調査, 地下水技術第 47 巻第 8 号, p27~38
- 19) 浅井和由, 本島勲 (2005), 酸素・水素安定同位体比を用いた火山地下水調査 - 御嶽山における事例研究 -, 地下水技術, 第 47 巻第 10 号, p23~28
- 20) 池田喜代治 (1995), 海岸平野における地下水の塩水化について - 地下水塩水化前後の水文・水質の変化 -, 地下水技術, 第 37 巻第 6 号, p24~40
- 21) 板寺一洋, 菊川城司, 代田 寧 (2004), 足柄平野沿岸部の深部塩水の酸素・水素同位体比と水質組成, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第 36 巻, p43~47
- 22) 池田喜代治 (1995), 富士山南麓地域における地下水の水文化的研究 - 地下水塩水化前後における水文と水質の挙動 - ハイドロロジー (日本水文科学会誌), 第 25 巻第 2 号, p57~70
- 23) 池田喜代治 (1985), 地下水の塩水汚染の化学的機構, 工業用水, 第 321 号, p12~22
- 24) 白水晴雄著 (1994), 温泉のはなし, 技報堂出版, p44~53