既存データを用いた“(地下水) 不動領域”の推定 —石狩低地帯を事例として—

井川怜欧*・町田 功*・越谷 賢**・小野昌彦*・内田洋平*・丸井敦尚*

Estimation of a “(groundwater) immobility zone” using the published data —case study for the Ishikari depression—

Reo IKAWA*, Isao MACHIDA*, Masaru KOSHIGAI**,
Masahiko ONO*, Youhei UCHIDA* and Atsunao MARUI*

要 旨

二酸化炭素の地中貯留や放射性廃棄物の地層処分などの大規模地下空間の利用や淡水地下水資源調査において、長期の海水準変動の影響による地下水流動が生じない、“(地下水) 不動領域”を見つけることは広域地下水流動評価の観点から重要である。一方で、国内の平野・盆地における不動領域の深度の見積もりや支配要因に関する十分な考察はなされていない。そこで本研究では評価指標の一つである Cl^- 濃度データを用いて北海道石狩低地帯を対象に不動領域の見積もりを行ない、不動領域が上部中新世以降の地層に形成されている可能性を見出した。

キーワード：“地下水” 不動領域、広域地下水流動評価、3次元水文地質構造、塩水地下水、石狩低地帯

1. はじめに

Edmunds (2001) はヨーロッパ諸国の沿岸地域の地下水研究をまとめ、広域の被圧帯水層内の地下水を、1) Modern groundwater (地下水年代：近年)、2) Pre-industrial water (200～10,000年)、3) Palaeo-water (10,000～20,000年)、4) Older (saline) formation water (最終氷期以前に涵養された(塩水)地下水) に分類した。

4) は長期の海水準変動でも地下水が流動しな

いとされている領域である。二酸化炭素地中貯留および高レベル放射性廃棄物地層処分という視点では、この領域は地下水が長期にわたって安定的に存在することを意味しており、淡水地下水資源調査においては淡水地下水の下限を意味する。このように広域地下水流動を扱う場合には、4) に分類される領域およびその近辺の地下水流動を明らかにすることが重要である。そこで本論では4) 以上の古い地下水が胚胎されている領域を特に“(地下水) 不動領域”と呼ぶことにする。不

* (独) 産業技術総合研究所 地質調査総合センター (〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1)

Geological Survey of Japan, AIST

** サンコーコンサルタント株式会社

SUNCOH CONSULTANTS CO., Ltd

動領域が胚胎する深度を見積もることができれば、今後、地下利用や地下水資源を考える際の大きな助けになるはずである。

一方で不動領域を支配する要因は複雑である。例えば、Ikawa et al. (in press) が北海道の幌延町の沿岸域で行なった1,000 mの大深度ボーリングと物理探査の結果によれば、幌延沿岸域における第四系と新第三系の地層面境界は深度470 m付近に存在するが(越谷ほか, 2011a), Palaeo-water と不動領域の境界は深度300 m付近に存在する。このケースでは不動領域が地質学的境界(新第三紀層と第四紀層との境界)と比較して明らかに浅い領域に存在したが、その理由については流域における動水勾配の小ささが指摘されている。また、日本国内における非火山地域の盆地・平野の地下深部には、高濃度の塩水が存在し(奥山(2008), 尾山ほか(2011)など)、これらの塩水は不動領域内にあると推定される。しかし、これらの研究を含めて、我が国の平野や盆地の不動領域の支配要因に関する解析は行なわれていない。この解析のためには、不動領域の同定を目的とした地下水調査研究、すなわち、希ガスや放射性同位体を用いた地下水滞留時間の推定、酸素水素安定同位体比を用いた地下水起源の推定、さらには Cl^- および他イオンの濃度勾配等を用いた地下水質形成過程の検討など、多くの詳細な調査データを積み重ねなくてはならない(Loosli et al., 2001)。しかし、平野や盆地のような広域の不動領域の推定に際して現実に必要なのは、ある地点での不動領域深度を厳密に求めつづけることではなく、不動領域の一般的な支配要因の解明である。そのため、ある程度の厳密さを犠牲にしても、まずは数多くの平野や盆地で不動領域の深度を見積もり、これを基にして詳細な水文地質データとの比較を行わなくてはならない。この視点から言えば、不動領域の調査方法として、なるべく安価で且つ簡便な方法を見出すことが重要である。Ikawa et al. (in press) によると、間隙水の Cl^- と酸素水素安定同位体比の鉛直プロファイルは完全には一致しないものの非常に類似した挙動を示し、酸素水素安定同位体比から推定された最終氷期に涵養された地下水が存在する領域よりも下位の地層、すなわち地下水の不動領域に胚胎された

地下水は、高い Cl^- 濃度を持つことが報告されている。したがって Cl^- 濃度は不動領域を特定するための、指標となりうると考えられる。そこで本研究では、十分に過去のデータが蓄積されている北海道の石狩低地帯を事例として(1) Cl^- 濃度を用いた不動領域の見積もり、(2)他の手法による検証、というプロセスを考えた。本紙では(1)の解析結果について報告する。

2. 研究対象地域の概要と関連する過去の地下水研究

本研究対象地域である石狩低地帯(長尾・佐々, 1933)は、北は日本海(石狩湾)、南は太平洋に面し、北北西から南南東にかけて総延長72 km、幅は東側の馬追丘陵と由仁安平低地を含めて最大34 km、平均で20 kmを有する北海道最大の低地帯である(図1)。本低地帯は北部の石狩平野(2,754 km^2)と南部の勇払平野(415 km^2)の2つの沖積平野からなり、両平野は支笏湖を源流とする千歳川の北流地点とウトナイ湖へと流入する美々川の源流域との間に位置する駒里台地と呼ばれる標高20～25 m程度の台地を流域境界として独自の地下水盆を形成している。両平野には第四紀層の堆積物が厚く分布しているが、層準や堆積物は地域によって異なる。本地域における詳細な地質情報は北海道立地下資源調査所(1996)により報告されている。両平野、とくに石狩平野における地下水利用の歴史は古く、森谷(1960)などにより石狩川水系の被圧地下水を対象とした地下水賦存量研究が行われ、沿岸部では山口(1970)や松下(1977)が地盤沈下や塩水化に焦点を当てている。一方で、勇払平野についても山口(1978)などにより地下水の水質や帯水層評価などがなされている。本地域の第三紀層内の塩水の起源については松波(1993, 1994, 1995)により幅広く考察が行われており、沿岸地域の一部を除いて大半が海成堆積岩中に貯留された化石海水と考えられている。さらに松波(1993)は北海道中央部新第三系堆積盆に掘削された44本の既存井戸から得た地下水の水質および溶存ガス分析結果から、塩水は留萌以南(中～南部地域)では上部中新統～鮮新統の地層に貯留されており、井戸の位置から堆積盆

図1 石狩低地帯における地形図
Fig. 1 Topographic map in Ishikari depression.

の盆状部に貯留されていると結論付けた。

既存のデータベースと統計解析を用いた広域地下水研究としては、尾山ほか (2011) が行なった日本列島の非火山地域における深部地下水と地質との関係把握が挙げられる。しかしながら、彼らの研究は、複数のタイプの深部地下水 (Ca-HCO_3 型や $\text{Na} \cdot \text{Ca-HCO}_3$ 型以外の水) に対して統計処理が行われており、さらに表層地質情報にもとづく地質解析のため深さによる地質の変化や地形等は考慮されていない点などから、地下水の浅部から深部にかけての3次元的な流動解釈に乏しい。

3. 水文地質データの解析

本研究では、各井戸における取水対象の地層を特定するため、越谷ほか (2011b) に報告されている3次元水文地質モデルの中の石狩低地帯における各地層年代の基底面分布図を使用した (図2)。本モデルは公開された数値地質図とボーリングデータに基づき地球統計学的手法を用いて、統一の規格で評価したものであり、有効間隙率が幅広い値をもち地下水賦存層としての役割が大きいと考えられる新第三紀以降の地層を鹿野ほか (1991) に準じて完新統～上部更新統 (H) から中部～下部中新統 (N_1) まで7つに分類したものである (表1)。本報による石狩低地帯の

基底面図の作成には、産業技術総合研究所地質調査総合センター (2003) による100万分の1数値地質図と、公表された論文および報告書に記載されたボーリングデータ495本 (春城, 1955; 蛭川・古谷, 1960; 山口ほか, 1963, 1964; 小原ほか, 1968; 天然ガス鉱業会, 1969; 酒匂ほか, 1977; 北海道鉱業振興委員会, 1979, 1990; 松波ほか, 1979; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982; 広田ほか, 1985, 1986; 二間瀬・松波, 1985a, 1985b; 札幌通商産業局総務部開発業務課, 1987; 須田・矢野, 1991; 北海道通商産業局総務規格部産業施設課, 1992; 北海道立地下資源調査所, 1992, 1995; 石油技術協会, 1993; 岡,

2004, 2005, 2007; 北海道立地質研究所, 2004; 吉田ほか, 2007; 深見, 2009; 防災科学技術研究所, 2009) を用いた。なお石狩低地帯については完新統 (H) と上部更新統 (Q₃) については十分なボーリングデータが得られなかったため、これらの年代における基底面図の使用は避けた。

井戸および水質 (Cl⁻濃度) データは、山口ほか (1963), 山口ほか (1964), 酒匂ほか (1977), 松波ほか (1979), 二間瀬・松波 (1985a, 1985b), 小原 (1992), 北海道立地下資源調査所 (1995), 北海道立地質研究所 (2004), 深見 (2009), および国土交通省土地水資源局 (2011) に記載されている合計2,583本の井戸データを用

図2 石狩低地帯における地質ごとの基底面深度分布図 (越谷ほか, 2011b)

(a) 地形面, (b) Q₂, (c) Q₁, (d) N₃, (e) N₂, (f) N₁

*地質年代は表1に準ずる

Fig. 2 Basal depth distribution maps of each stratum in Ishikari depression. (see Koshigai et al., 2011b)

(a) Topography, (b) Q₂, (c) Q₁, (d) N₃, (e) N₂, (f) N₁

*Geological age was based on Table 1.

いた。本研究では、不動領域を規定する要因を明らかにするため、「採水標高」と「採水対象地層」の2つのカテゴリーで井戸情報の分類を行なった。本分類を行なうために、まず初めに既存資料に含まれる位置情報（緯度・経度）を、GISを用いて地形図上にプロットすることにより各井戸の地盤高を求めた。さらにスクリーン情報を持つ井戸についてはスクリーン区間の中間点を、情報がないものに関しては井戸底を地下水の採取深度と仮定して、求めた地盤高をもとにスクリーンや井戸底の海拔標高を求め「採水標高」とした。「採

水対象地層」については上述した3次元モデルにおける各地層の基底面標高データに基づいて「採水標高」の取水対象地層を分類した。それぞれの分類の結果を表2と3に示す。

4. 結果および考察

表2および3より、石狩低地帯では浅層から深層にかけて様々な Cl^- 濃度を持つ地下水が存在していることが分かる。本表をもとに作成した箱ひげ図を図3に示す。本図において地下水を「採水

表1 地質区分表（越谷・丸井，2011）

Table 1 Geological classification column (Kosigai and Marui, 2011)

Geologic age		Lithology		Sedimentary rocks	Volcanic rocks	Plutonic rocks	Metamorphic rocks
Quaternary	Holocene	H	Holocene to Upper pleistocene	Quarternary Volcanic rocks			
	Pleistocene	Q3	Upper pleistocene				
		Q2	Middle pleistocene				
		Q1	Lower pleistocene				
Neogene	Pliocene	N3	Pliocene to Upper Miocene		Pre. Neogene		
	Miocene	N2	Upper to Middle Miocene				
		N1	Middle to Lower Miocene				
Pre. Neogene							

表2 「採水標高」による Cl^- 濃度の要約統計量

Table 2 Summary statistic of Cl^- concentration based on sampling elevation

採水標高 (m)	Cl^- (mg/L)								データ数
	平均値	標準偏差	四分位 範囲	最小値	25%点	中央値	75%点	最大値	
～-100	52.8	286.6	15.2	4.0	8.9	14.7	24.1	6624.0	1651
-101～-200	35.7	329.2	8.9	4.0	6.9	9.4	15.8	8140.0	758
-201～-300	84.5	781.7	6.1	4.1	6.6	8.4	12.7	9255.0	140
-301～-400	32.4	112.9	8.2	4.9	6.6	8.7	14.8	573.6	25
-401～-600	394.5	488.6	454.4	5.5	7.6	287.4	462.0	1845.0	17
-600～	2044.4	3983.5	1050.3	7.6	129.3	337.5	1179.5	15560.0	55

表3 「採水対象地層」による Cl^- 濃度の要約統計量Table 3 Summary statistic of Cl^- concentration based on sampling layer.

採水対象地層 (m)	Cl^- (mg/L)								データ数
	平均値	標準偏差	四分位 範囲	最小値	25%点	中央値	75%点	最大値	
H	91.8	314.7	15.8	5.1	12.5	20.3	28.3	1960.0	44
Q ₃	17.7	54.1	5.3	4.0	5.0	6.1	10.3	408.0	64
Q ₂	25.7	100.6	14.5	4.0	9.6	17.2	24.1	2955.0	1026
Q ₁	16.0	39.9	6.5	4.0	6.5	8.9	13.0	929.6	740
N ₃	92.5	463.1	15.1	4.1	7.6	12.0	22.7	6624.0	488
N ₂	428.7	1964.5	53.3	4.5	11.3	20.2	64.6	13148.0	126
N ₁	434.3	1845.7	57.6	5.9	8.8	15.0	66.3	11908.0	87
Pre N ₁	926.4	2393.2	963.1	5.0	16.6	172.1	979.6	15560.0	71

図3 採水標高および採水対象地層による Cl^- 濃度の箱ひげ図

(a) 採水対象地層, (b) 採水標高

Fig. 3 Box plots of Cl^- concentration for sampling elevation and sampling layer.

(a) Sampling layer, (b) Sampling elevation

標高」で分類した場合、標高-400mを境として Cl^- 濃度の大きな変化が見られる。したがって、本表からは地質や地層年代にかかわらず、一定深度まで淡水による塩水の洗い出しが生じており、地下水の不動領域は標高-400m以深に存在するように見える。一方で、石狩低地帯における採水標高-401~-600m地下水の塩水分布をみると

(図4)、低地帯内にはほとんど井戸は存在せず、南西の沿岸部に高塩分濃度の地下水が点在するのみである。したがって、「採水標高」-400mを境に生じる濃度差は、「採水標高」(-401~-600m)の水が特定の地域で取水された高 Cl^- 濃度の地下水の影響を受けた結果生じたものであり、「採水標高」は不動領域を規定する主要な要因とはなり

図4 石狩低地帯における地下水の Cl^- 濃度分布図：採水標高 (－401 ～－600m)

Fig. 4 Cl^- concentration distribution map at Ishikari depression; Sampling elevation (－401 ～－600m)

えないと考えられる。

次に地下水を「採水対象地層」で分類した場合 (図3), 中央値では新第三紀層 (N) と第四紀層 (Q) の地下水で大きな違いは生じない。しかしながら, Cl^- の濃度分布は N_2 以深で大きくなる。図5は N_3 と N_2 における石狩低地帯内の地下水の Cl^- 濃度分布を表したものである。本図において, N_3 では 200mg/L 以上の高い Cl^- 濃度をもつ地下水の大半が沿岸部でのみ確認されるのに対し, N_2 では高い Cl^- 濃度の地下水が低地帯全体に点在していることが確認された。さらに N_2 では, 平野部と比較して相対的に動水勾配が大きく, 地下水

流動が活発と思われる山地においても高い Cl^- 濃度をもつ地下水の存在が確認される。このことから石狩低地帯では, N_2 以深において塩水の洗い出しはほとんど生じておらず, 地下水の不動領域が形成されている可能性が高いことが示唆される。このことから地層年代は地下水の不動領域を規制する一つの主要因だと考えられる。

図6は石狩低地帯における Q_2 から N_1 までの基底面分布図に各地層年代から採取された地下水の Cl^- 濃度分布を重ねたものである。本図より第四紀層, とくに Q_2 において取水井戸は基底面の谷部に沿って存在していることがわかる。これは谷

(a) N₃

(b) N₂

図5 石狩低地帯における地下水の Cl^- 濃度分布図
(a) 採水地層 (N₂), (b) 採水地層 (N₃)

Fig. 5 Cl^- concentration distribution maps at Ishikari depression.

(a) Sampling layer (N₂), (b) Sampling layer (N₃)

図6 石狩低地帯における塩水分布と基底面形状の比較
(a) Q₂, (b) Q₁, (c) N₃, (d) N₂, (e) N₁

Fig. 6 Comparison between Saline water distribution and basal surface form of geological layer at Ishikari depression.

(a) Q₂, (b) Q₁, (c) N₃, (d) N₂, (e) N₁

部では堆積物の層厚が大きくなるため、地下水賦存量の大きい帯水層が形成されるためだと考えられる。一方で、新第三紀層においては、取水井戸の分布と基底面の形状の間に相関は見られなかった。このことは新第三紀層、とくに N_2 以深では地下水流動が小さく、結果として淡水資源としての地下水開発が進まなかったことを示唆している。また基底面地形と Cl^- 濃度分布との間に一般性は見られなかった。

断層もまた、地下水の流動や分布を規制する要因として認識されており、日本国内では地下水の塩分濃度や温度を指標とした水みち及び伏在断層の推定に関する研究が石井ほか (1995) や大木ほか (1998) などにより行われている。昨今では二酸化炭素の地中貯留や放射性廃棄物の地層処分などの大規模地下空間利用事業における安全評価の観点からも、深部地下水の水みちとして断層のもつ役割が注目されている。図7に第四紀層および新第三紀層内の地下水の Cl^- 濃度分布と、これまで確認されている石狩低地帯における活断層の位置を示す。図中において第四紀層内の地下水は場所を限らず大部分が 200mg/L 以下の低い Cl^- 濃度を示し、一部の高 Cl^- 濃度地下水も断層との位置的な関係性は見られない。一方で、新第三紀層内の地下水は低地帯の広い範囲で高い Cl^- 濃度を持ち、断層に沿って高い Cl^- 濃度を持つ地下水が点在していることがわかる。このことから石狩低地帯において断層は新第三系に胚胎された高い Cl^- 濃度をもつ地下水を第四紀層内の帯水層へと上昇させる水みちとしての役割を有していないことが示された。さらに、新第三紀層の各地質年代における断層近辺の地下水の Cl^- 濃度分布を比較しても、 N_1 で確認される高い Cl^- 濃度が近傍の N_2 や N_3 の地下水には確認されないことから断層が水みちとなっているとは考えにくい。一方で、新第三紀層内に見られた断層沿いの塩水の起源については、さらに下位の地層から断層を通じて運ばれたものであるのか、あるいは堆積時に地層内に保存されたものであるのかを今後、断層が活動した時期や断層の深度も含めて詳細な検討が必要である。

第2章において先述したように、松波 (1993) では北海道中央部新第三系堆積盆南部の塩水は、

N_3 に該当する上部中新統～鮮新統の地層に貯留されていると結論付けている。これは本研究の結果とやや異なるが、この要因は本研究と松波 (1993) が準拠した層序の区分が異なるためと考えられる。また松波 (1993) では既存井戸の分布から塩水が堆積盆の盆状部に貯留されていると推察したが、本解析により、塩水の存在は基底面形状や断層の有無にあまり影響を受けていないことが客観的に示された。

5. まとめ

Cl^- 濃度を含む既存の地下水情報と井戸情報に統計処理を加えることにより石狩低地帯の広域地下水流動における“(地下水) 不動領域”の推定を行なった。その結果、石狩低地帯では、 N_2 と N_3 を境に地下水の Cl^- 濃度分布幅および Cl^- 濃度の空間分布に大きな違いが確認され、 N_2 以深で不動領域が形成されている可能性が示唆された。このことは Ikawa et al. (in press) における幌延沿岸域の事例とは逆の結果、すなわち不動領域は第四紀層と新第三紀層の境界面よりも下位に存在することを意味している。これは両者の研究対象とした流域のスケールの違いによるものと考えられるが、いずれの研究においても不動領域と地層の境界面は一致しないことは共通している。

今回の研究は、既存データの活用法とした“(地下水) 不動領域”の推定における一例であり、本研究手法のみで不動領域や水みちとしての断層に関する評価が決まるわけではない。今後は、他の平野や盆地についても同様の評価を行いつつ、他の指標を用いた更なる評価を行っていく必要がある。

謝 辞

本稿執筆にあたり、査読者の方には適切な助言をいただいた。ここに記して甚大なる謝意を表します。

引用文献

石井武政・風早康平・安原正也・佐藤 努 (1995): 地下水調査から推定される神戸市周辺の潜在断層. 地

図7 石狩低地帯における塩水および断層分布

(a) H および Q₃, (b) Q₂, (c) Q₁, (d) N₃, (e) N₂, (f) N₁

Fig. 7 Saline water and fault distribution in Ishikari depression.

(a) H and Q₃, (b) Q₂, (c) Q₁, (d) N₃, (e) N₂, (f) N₁

- 質ニュース, 491, 29-32.
- 大木靖衛・徐 輝竜・河内一男・鈴木幸治・渡部直喜・佐藤 修 (1998): 新潟県の歴史被害地震と伏在活断層について. (財)産業地質科学研究所 研究年報, 9, 21-39.
- 岡 孝雄 (2004): 流体資源ボーリングデータによる苫小牧地域の地下地質構造の解明 (第1報) - 2003年十勝沖地震の地震動に関連して -. 北海道立地質研究所報告, 75, 85-108.
- 岡 孝雄 (2005): 流体資源ボーリングデータによる札幌市中心部とその北西地域の地下地質構造の解明 - 付, 札幌市などによる6地震探査断面の地質解釈 -. 北海道立地質研究所報告, 76, 1-54.
- 岡 孝雄 (2007): 石狩低地帯中部, 長沼低地の地下地質と第四紀末テクトニクス - 上部更新統一完新統の層序・層相・構造 -. 北海道立地質研究所報告, 78, 95-148.
- 奥山康子・佐々木宗建・村岡洋文・金子信行・徂徠正夫 (2008): CO₂帯水層貯留での「地層水」の役割と我が国のCO₂地化学トラッピングへの適用性. 地学雑誌, 117 (4), 768-781.
- 尾山洋一・高橋正明・塚本 斉・風早康平・安原正也・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・芝原暁彦・稲村明彦 (2011): 日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について. 原子力バックエンド研究, 18 (1), 25-34.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎 (編) (1991): 日本の新生界層序と地史. 地質調査所報告, 274, 114p.
- 小原常弘・二間瀬冽・横山英二・松下勝秀・山口久之助・佐藤 巖・早川福利 (1968): 水理地質図「滝川・留萌」1:100,000及び説明書. 北海道水理地質図, 3, 35p.
- 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, 21, 99p.
- 国土交通省土地水資源局 (2011): 水基本調査 (地下水調査). <http://tochi.mlit.go.jp/tockok/inspect/landclassification/water/basis/underground/F9/exp.html>. (2010.2.1閲覧).
- 越谷 賢・丸井敦尚 (2011): 日本全国の地盤調査ボーリングデータを用いた地形・地質条件に基づく地下水面の推定. 地下水学会誌, 53 (2), 179-191.
- 越谷 賢・吉岡正光・北村昭博・丸井敦尚 (2011a): ワイヤライン工法による軟岩コア採取技術の高度化: 掘削ツールの開発と北海道幌延地域の沿岸域における掘削. 応用地質, 53 (2), 80-88.
- 越谷 賢・丸井敦尚・伊藤成輝・吉澤拓也 (2011b): 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. 地下水学会誌, 53 (4), 357-377.
- 酒匂純俊・和気 徹・早川福利・二間瀬冽・横山英二・松波武雄・斉藤尚志・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, 198p., 2sheets.
- 札幌通商産業局総務部開発業務課 (1987): 千歳周辺地域地下水利用適正化調査報告. 工業用水, 346, 54-60.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2003): 100万分の1日本地質図第3版 CD-ROM 第2版. 数値地質図 G-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 須田芳朗・矢野雄策 (1991): 日本の地熱調査における抗井データその2 地層データおよび地質柱状図データ. 地質調査所報告, 273, 842p.
- 石油技術協会 (1993): 最近の我が国の石油開発 - 石油技術協会創立60周年記念 -. 442p.
- 佃 栄吉・下川浩一・杉山雄一・横倉隆伸・阿蘇弘生 (1993): 北海道馬追丘陵下のブラインドスラストの評価. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨集, 505.
- 天然ガス鉱業会 (1969): 日本の石油・天然ガス資源. 283p., 16sheets.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982): 日本の石油・天然ガス資源. 455p.
- 長尾 巧・佐々保雄 (1933): 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1). 地質学雑誌, 40, 555-577.
- 蜷川親治・古谷重政 (1960): 日鉄美瑛第1号井における抗井内速度測定. 地質調査所月報, 11 (4), 241-244.
- 春城清之助 (1955): 北海道奈井江石炭試錐調査報告. 地質調査所月報, 61 (12), 725-728.
- 広田知保・和田信彦・横山英二・菅 和哉 (1985): 水理地質図「倶知安」1:100,000及び説明書. 北海道水理地質図, 7, 55p., 1sheet.
- 広田知保・和田信彦・横山英二・菅 和哉 (1986): 水理地質図「伊達・八雲」1:100,000及び説明書. 北海道水理地質図, 12, 90p., 1sheet.

- 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, 80, 157-183.
- 二間瀬 洌・松波武雄 (1985a) : 北海道の地熱・温泉 - 1985年・I版 -, 北海道立地下資源調査所調査研究報告, 15, 98p.
- 二間瀬 洌・松波武雄 (1985b) : 北海道の地熱・温泉 - 1985年・II版 -, 北海道立地下資源調査所調査研究報告, 16, 80p.
- 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/>. (2009.9.15閲覧).
- 北海道鉱業振興委員会 (1979) : 北海道の石油・天然ガス資源 - その探査と開発 (昭和43～51年) -, 205p.
- 北海道鉱業振興委員会 (1990) : 北海道の石油・天然ガス資源 - その探査と開発 (昭和52～63年) -, 157p.
- 北海道通商産業局総務企画部産業施設課 (1992) : 石狩東部地区地下水利用適正化調査報告. 工業用水, 406, 35-45.
- 北海道立地下資源調査所 (1992) : 江別市の地質と温泉資源. 106p.
- 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 (1996) : 北海道の地下水資源 石狩低地帯主部. 地下資源調査所調査研究報告, 27, 1-91.
- 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.
- 松下勝秀 (1977) : 石狩低地帯の地下水位低下および地盤沈下について 8 [I] - 調査結果の概要 -, 地下資源調査所報告, 49, 89-99.
- 松波武雄, 和気 徹, 早川福利, 二間瀬洌, 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, 192p., 2sheets.
- 松波武雄 (1993) : 北海道中央部新第三系堆積盆の塩水について. 地下資源調査所報告, 65, 55-72.
- 松波武雄 (1994) : 北海道中央部および東部炭田地帯の塩水について. 地下資源調査所報告, 66, 27-39.
- 松波武雄 (1995) : 北海道の海岸地域に分布する高濃度塩水について. 地下資源調査所報告, 67, 41-58.
- 森谷虎彦 (1960) : 北海道石狩川水系の深層地下水. 陸水学雑誌, 21, 187-197.
- 山口久之助, 早川福利, 小原常弘, 二間瀬洌, 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, 13, 51p.
- 山口久之助, 佐藤 巖, 小山内照, 二間瀬洌, 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, 8, 110p.
- 山口久之助 (1970) : 石狩湾岸低地の地下構造と地下水. 地下資源調査所報告, 41, 1-33.
- 山口久之助 (1978) : 苫小牧東部の地下水について. 地下資源調査所報告, 50, 133-159.
- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央 (2007) : 長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の3次元堆積盆地構造モデル. 活断層・古地震研究報告, 7, 1-29.
- Edmunds, W.M. (2001): Palaeowaters in European coastal aquifers - the goals and main conclusions of the PALAEWAUX project. In: Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of Groundwater Since the Late Pleistocene, Edmunds, W.M. and C.J. Milne (Eds.), Geological Society, London, Special Publication 189, 1-16.
- Ikawa, R., I. Machida, M. Koshigai, S. Nishizaki and A. Marui (in press): Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan. Hydrogeology Journal. DOI:10.1007/s10040-014-1106-4
- Loosl, H.H., W. Aeschbach-Hertig, F. Barbécot, P. Blaser, W.G. Darling, L. Dever, W.M. Edmunds, R. Kiper, R. Purtschert and K. Walraevens (2001): Isotopic methods and their hydrogeochemical context in the investigation of palaeowaters In: Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of Groundwater Since the Late Pleistocene, Edmunds, W.M. and C.J. Milne (Eds.), Geological Society, London, Special Publication 189, 193-212.

(受付：2013年8月19日, 受理：2014年1月16日)