

## 第 II 部 北海道の地質調査研究の現状

### 青函海底トンネルの建設と 地球化学のアプローチ

原口謙策 室住正世

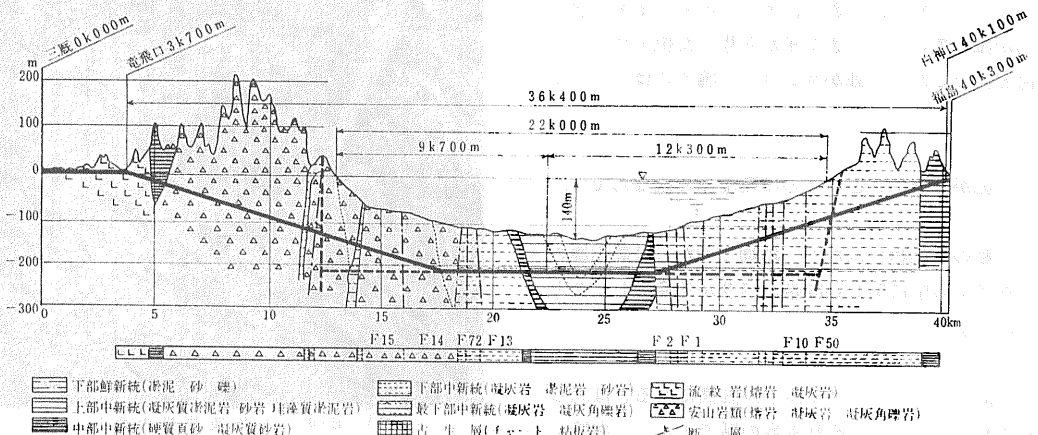
#### まえがき

わが国の4つの島 北海道 本州 四国 九州をすべて鉄道で結ぶことは長い夢であった。すでに本州～九州間は関門海底トンネルで結ばれているが 本州～四国間は橋梁で海上を渡り 北海道～本州間は海底トンネルで結ぼうという計画である。

現在北海道～本州間は青函航路で結ばれているが その輸送能力はすでに飽和に達している。青函航路の輸送実績は国鉄の統計によれば 昭和39年で旅客 394 万人 貨物616万トンであるが 昭和50年には 520 万人 850万トンに達すると推定され 輸送難はますますきびしくなる。青函海底トンネルはこれら輸送難の解決 連絡のスピード化 さらにわが国の国土総合開発の動脈としてその早急な開通が全国民に強く要望されている。

青函海底トンネル 北海道渡島半島の西南端白神岬から青森県津軽半島の北端竜飛崎まで全長 36.4km

このうち 22.0km は暗く冷たい海水の下にある。この長さは今日の土木工学の技術をもってすれば問題はないが 海底下における工事という特殊性から工事中の海水浸入が大きな障害となる。すでに行なわれた海峡部の地質調査で多くの火山岩地域 大小の断層の存在を認めている。したがって坑内への海水の浸入が当然予想され 工事の成否はこの“海水”の処理いかんにかかっている。そこで掘削工事に伴う出水を予知し その起源を判定しその結果適当な処置を施す必要があるが 一般に出水の予知は先進ボーリングによる地質調査 水圧 水量 水温などの観測によって行なわれてきた。しかし水の起源についてはこれら物理的手法によっては十分な判定は不可能であり ここに地球化学的手法による水の起源の判定が要求される。さらに地球化学的な考察を加えることにより 坑内水の水質分布から地層水の水理が解明され 海底トンネル掘削工事にきわめて重要な役割りを演ずる。以上述べたように 青函海底トンネル掘削工事に伴い地球化学的手法による水理の解明が要請されるが さらに 地球化学本来の研究の場としても青函海底トンネルは重要な意義をもつ。すなわち本トンネルの貫く地層はいわゆるグリーン・タフ地域に属し この地域には多くの金属鉱床を またわが国の重要な温泉のほとんどを胚胎し これらに関する地球化学研究の場として最適である。とくに温泉の成因や地層水の変質など 水圏における地球化学の命題を解く手がかりをつかみ得るであろう。



第 1 図 地質断面図 (日本鉄道建設公団資料)

第1表 おもな採水点の深度および湧水量など

	深度 (m)	湧水温 (°C)	湧水圧 (kg/cm <sup>2</sup> )	湧水量 (l/min)		
				42.3.20	42.6.26	42.9.25
T 1	116	20.5	8.0	3.15	3.30	3.75
T 2	122	21.3	10.0	11.6	12.0	—
T 3	122	21.5	10.0	16.2	17.1	16.6
T 4	133	22.6	4.0	1.70	1.30	—
T 5	131	22.7	5.0	1.60	2.00	2.00
B 2-1	91	17.9	—	0.59	0.55	0.42
B 3	122	—	11.0	—	—	—
B 4-1	174	29.0	17.5	54.0	54.0	48.6
B 4-2	174	26.2	18.0	50.0	47.4	44.4
B 5-1	231	31.2	21.0	45.0	33.0	—
B 5-2	231	28.8	22.0	162	15.0	28.8
851m	195	24.5	—	2.80	2.80	3.00
874m	200	25.2	—	1.70	2.10	2.00
891m	203	26.2	—	12.0	12.0	—
1117m	257	28.8	—	1.05	0.95	—
H-29m		28.7	—	—	3.2	3.3

\* Bは先進ボーリングTはテストボーリングを示すただしB 2-1は除く  
 \* B 5-2の湧水量変化はセメント注入による一部止水 および切羽進行による。

ここでは以上の点に注目し 現在掘削工事中の北海道側 青森県側両調査坑について坑内水の水理を解明し 地球化学的手法による海水浸入の予知について述べ さらに地層層の変質 温泉との関係について述べよう。

1 地質概要

渡島半島や東北裏日本はグリーン・タフ地域の中でも最も標式的に新第三系の発達したところで 多くの金属資源や石油資源をしばしば埋蔵し 地下資源上も重要な地域である。 青函海底トンネルの北海道側の起点となっている福島町は 渡島半島の西南端にあって 北海道と本州の地質関連を知るための最もよい地域であるとも

に 渡島半島に分布する地層のほとんどを網羅し またその構造的特徴も兼ね備えている1)。 一方青森県側竜飛崎付近は竜飛安山岩類と呼ばれる火山岩体が広く分布し 竜飛崎北方約 7km の海底まで連続している2)。 海峡部は最近青函海底トンネル掘削のため詳細に調査されその地質構造が明らかにされている34)。 トンネルルートの地質断面図を第1図に示す。

2 北海道側坑内水の水質分布と水理

(1) 湧水状況

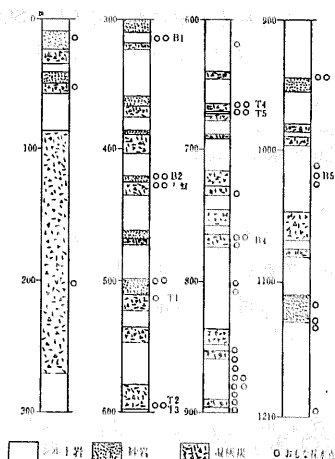
北海道松前郡福島町吉岡において掘削工事の続けられている調査坑は 昭和43年1月31日現在 勾配25%の斜坑1210mとその先端からの水平坑約 300 m 坑底工場など掘削を終了し 水平坑の掘削が続けられている。

本坑の貫く地層は新第三紀訓練層で 凝灰岩 砂岩 シルト岩の互層をなしている。 地質概要は第2図に示す。 湧水は坑内各所にみられるが そのすべてを採水しかつ経時的採水も続けた。 おもな採水点は第2図上に示す。 第1表におもな採水点の深度 湧水量 湧水圧 湧水温を示す。 全湧水量は600l/min (昭和42年8月1日現在) 程度で小規模だが セメント注入による止水工法を施しているためである。

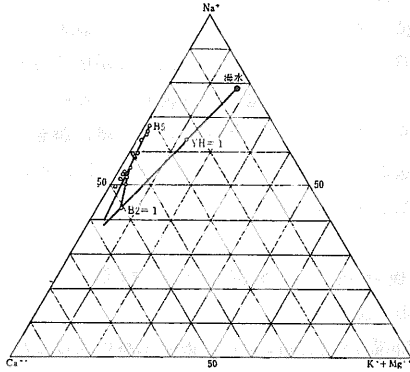
第2表におもな湧水の化学分析表を示すが 本坑内水はすべて陰イオンでは Cl<sup>-</sup> SO<sub>4</sub><sup>=</sup> 陽イオンでは Na<sup>+</sup> Ca<sup>++</sup>を主成分とし 大きく分けて Cl<sup>-</sup> 型坑内水と SO<sub>4</sub><sup>=</sup> 型坑内水とが存在する。 Cl<sup>-</sup> 型坑内水は斜坑浅部に種々の濃度のものが分布し 海岸線直下付近の天盤からの滴水 B 2-1 がその濃度の最高のものである。 この型の湧水は斜坑 900 m までほぼ連続的に湧出しているが それより深部ではみられない。 一方 SO<sub>4</sub><sup>=</sup> 型坑内水は斜坑1000mより先方にみられればほぼ同程度の濃度のものが現在の切羽付近まで続いており 今後もさらに湧水する

第2表 北海道側坑内水の水質分析値

Sample	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>=</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>
T 1	47.4	5.04	0.32	36.3	0.041	0.19	15.0
T 2	61.3	13.3	0.22	41.8	0.051	0.31	31.7
T 3	83.2	12.4	0.28	50.5	0.067	0.53	44.5
T 4	44.4	17.2	0.21	33.1	0.041	0.40	23.5
T 5	38.2	7.58	0.14	28.3	0.036	0.22	15.5
B 2-1	200	13.4	0.20	91.2	0.12	5.07	11.7
B 2-2	78.9	4.17	0.32	42.3	0.067	1.10	34.9
B 4先	118	14.8	0.16	63.5	0.092	0.97	63.5
B 4先	14.0	55.2	0.38	41.8	0.061	0.44	18.2
B 5	11.2	42.7	0.36	36.6	0.061	0.73	16.9
851	69.5	12.8	0.21	47.9	0.070	0.74	34.5
874	131	16.2	0.19	74.8	0.10	0.57	72.0
879	150	21.5	0.19	78.2	0.11	0.52	79.5
886	111	19.1	0.28	69.6	0.097	0.63	63.5



第2図 地質概要およびおもな採水点  
 ①地質概要は日本鉄道建設公団資料による  
 ②このほかに水平坑での採水点4ヶ所ある



第3図 北海道側調査坑内水の陽イオン組成

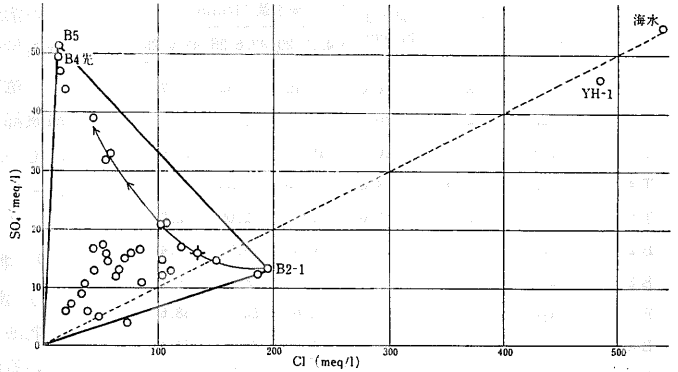
ものと考えられる。またこれらの坑内水に比べ高濃度で組成的に海水に近い湧水が YH-1 ボーリング孔（海岸線直下付近の水平テストボーリング）から湧出している。

(2) 陽イオン組成図

第3図に本坑内水の陽イオン組成図を示す。本坑内水の陽イオン組成は海水のそれと比較して著しく  $Ca^{++}$  に富み  $K^+ Mg^{++}$  両イオンを欠いている。したがって外見上明らかに海水と区別される。本坑内水は海岸線直下付近の  $Cl^-$  型坑内水 B2-1 および斜坑底部および水平坑に広く湧出する  $SO_4^{=}$  型坑内水 たとえば B5 で代表されるものは両者の陽イオン組成を示す点を結ぶ直線を中心に分布する。このことは本坑内水が B2-1 B5 を両 end members とする二成分の混合系であることを示唆する。換言すれば本坑内水の溶存成分がこれら2つの代表的地層水によって供給されたことを暗示する。また YH-1 が海水と B2-1 を示す点を結ぶ直線上に存在するが同様のことが青森県側坑内水でもみられるので後で議論する。

(3) 陰イオンの相関図

第4図に本坑内水の  $Cl^- \sim SO_4^{=}$  相関図を示す。この図に示されるように本坑内水は YH-1 を除きすべて  $Cl^-$  型の B2-1  $SO_4^{=}$  型の B5 および淡水 すなわち原点付近を示す三点を頂点とする三角形内部に分布する。また B4 先進ボーリング掘進にしがたい B2-1 頂点から B5 頂点方向へ水質が変化するのが観察された（図中矢印方向）。以上の事実と陽イオン組成図で示唆された混合系を考え合わせれば本坑内水は B2-1 で代表される  $Cl^-$  型坑内水と B5 で代表される  $SO_4^{=}$  型坑内水 および淡水の三水の混合系をなしているものと考えられる。なお第4図の原点と B2-1 の点を結ぶ直線の上方に連続的に分布することは  $Cl^-$  型地層水と淡水との混合が十



第4図 北海道側坑内水  $Cl^- \sim SO_4^{=}$  相関図

分であることを示し 原点と B5 の点を結ぶ直線付近には全く分布しないことは  $SO_4^{=}$  型地層水は現時点で淡水によって稀釈されるような環境下でないことを示す。さらにこの図で検討すると YH-1 B2-1 とも海水の  $SO_4^{=}/Cl^-$  値よりも小さな値をとっている。もし  $Cl^-$  型地層の起源が海水と考えると地質年代間に脱  $SO_4^{=}$  作用を受けたものである。また B4 先進ボーリングによる湧水の水質調査の結果 それまではみられなかった図中●で示される水質の湧水がみられ 先方に図中矢印方向の水質の地層水が存在することが予想されたが 実際に B4 先方斜坑1100mに相当する地点で この種の地層水が存在するのに遭遇した。したがって 先進ボーリングの進行に応じて孔口からの湧水の迅速な分析の繰り返しにより 少なくとも 切羽の先方 300 m 程度の水質分布が確認でき さらにその先方の地層水の水質が予想できる。

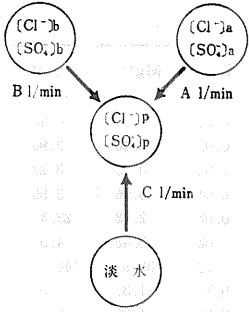
本坑内水の水理 すなわち前述の3水の混合系を定量的にみるために混合比の計算を試みる。ここでは母岩との接触により  $Cl^- SO_4^{=}$  濃度が変化しないものと仮定して これら両イオンを用いて計算する。いま第5図に模式化したようにある採水点 P における  $Cl^- SO_4^{=}$  濃度をそれぞれ  $[Cl^-]_p [SO_4^{=}]_p$  とし これが

- (1)  $[Cl^-]_a [SO_4^{=}]_a$  の水 A l/min
- (2)  $[Cl^-]_b [SO_4^{=}]_b$  の水 B l/min
- (3) 淡水 C l/min

の3水の混合系であるとする P における湧水量は  $(A+B+C)$  l/min である。いま淡水によって供給される化学成分は無視し得ると仮定すると 次の2つの物質収支式が得られる。

$$A \left\{ \frac{[SO_4^{=}]_a}{[Cl^-]_a} \right\} + B \left\{ \frac{[SO_4^{=}]_b}{[Cl^-]_b} \right\} = (A+B+C) \left\{ \frac{[SO_4^{=}]_p}{[Cl^-]_p} \right\} \quad (1)$$

$$A[Cl^-]_a + B[Cl^-]_b = (A+B+C)[Cl^-]_p \quad (2)$$



第5図 混合系の模式図

この2式で得られる A:B:C が P 点における湧水の各水の混合比である。すでに述べたように 本坑内水のうち YH-1 を除き B2-1 B 5 および淡水の3水の混合系と考えられるので上記の2式に各実測値を代入して計算すると各湧水についての3水の混合比が計算できる。

第3表におもな湧水について計算した混合比を示す。この結果 淡水の寄与が大きく Cl<sup>-</sup> 型地層水の4倍以上にも達するものもある。一方 SO<sub>4</sub><sup>=</sup> 型地層水の寄与は小さい。こうして3水の混合系を量的に明らかにし得た。

(4) 陰イオン～陽イオン相関図

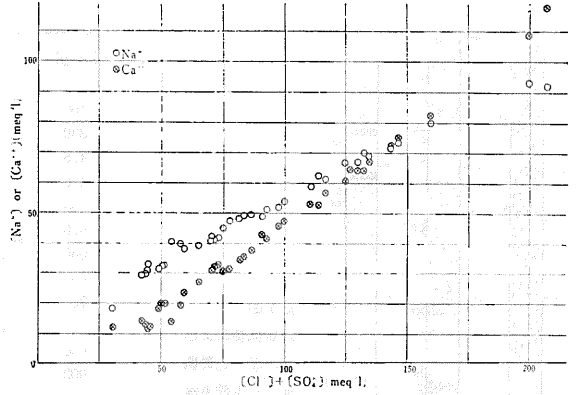
第6図に本坑内水の陰イオン濃度 すなわちここでは Cl<sup>-</sup>+SO<sub>4</sub><sup>=</sup> に対する Na<sup>+</sup> Ca<sup>++</sup> 濃度の関係を示す。Na<sup>+</sup> Ca<sup>++</sup> 両イオンとも 陰イオンに対し直線関係にあり このことは本坑内水の混合系をさらに明らかにする。また連続的な直線関係は後述する青森県側坑内水ではみられず このことは堆積岩中の水の流動と火山岩中のそれとの相違を示す。すなわち 本坑の貫く堆積層においては亀裂が 網目構造をなし水の流動が十分に行なわれる。地層水が母岩と接触することにより 陽イオン組成に変化が起ることが観察されるが ここで本坑内水の流動過程における陽イオン交換現象を考察してみよう。いま陽イオン交換を伴わない混合系を考えると ある湧水 P における Na<sup>+</sup> Ca<sup>++</sup> 濃度はそれぞれ (3) (4)式で計算し得る。ここで混合様式および用いる記号は混合比を求めたときと同様とする。

$$[Na^+]_p = (A[Na^+]_a + B[Na^+]_b) / (A + B + C) \quad (3)$$

$$[Ca^{++}]_p = (A[Ca^{++}]_a + B[Ca^{++}]_b) / (A + B + C) \quad (4)$$

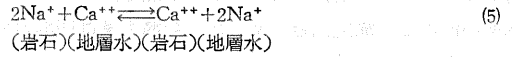
第3表 おもな湧水における混合比

Sample	混合比		
	B 2-1	B 5-2	淡水
T 1	1	0.013	3.28
T 2	1	0.041	2.23
T 3	1	0.033	1.38
T 4	1	0.090	3.44
T 5	1	0.035	4.21
810	1	0.045	2.25
851	1	0.031	3.29
879	1	0.020	0.336



第6図 北海道側調査坑内水 陰イオン Na<sup>+</sup> Ca<sup>++</sup> 相関図

すでに求めた混合比を用いておもな湧水について計算した値をその実測値と比較して第4表に示す。この表で明らかのように Na<sup>+</sup> 濃度は実測値よりも計算値の方が小さく Ca<sup>++</sup> 濃度は計算値よりも実測値の方が小さい。すなわち Ca<sup>++</sup> の減少とこれとほぼ当量の Na<sup>+</sup> の増加がみられる。したがって本坑内水の混合過程において (5)式で示されるイオン交換反応が右側進む。



一般に陽イオン交換反応は可逆的性格をもち母岩の化学組成や構造 および水質に左右されると考えられる。すなわち濃い塩水自体が稀釈を受けることなく母岩と接触することによっては 上の反応は左側に進み Ca<sup>++</sup> を濃縮し得る。

3 青森県側坑内水の水質分布と水理

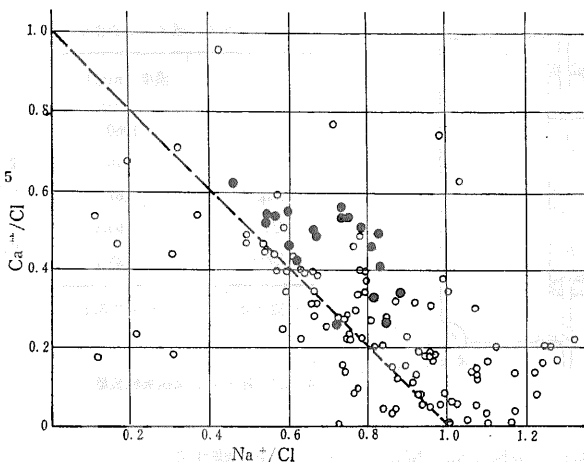
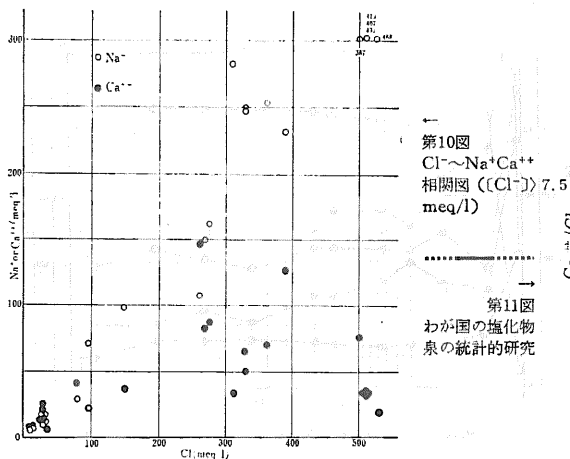
(1) 湧水状況

青森県東津軽郡三厩村竜飛崎において掘削工事中の調査坑では 昭和42年11月25日 斜坑 903 m の切羽で 1.3 ton/min の大湧水をみたが 昭和43年1月31日現在 906

第4表 Na<sup>+</sup> Ca<sup>++</sup> 計算濃度と実測濃度

Sample	Na <sup>+</sup> (meq/l)		Ca <sup>++</sup> (meq/l)	
	計算値	実測値	計算値	実測値
T 1	21.4	36.3	27.5	15.0
T 2	28.4	41.8	36.3	31.7
T 3	38.4	50.5	49.2	44.5
T 4	20.9	33.3	26.4	23.5
T 5	21.8	28.3	28.0	15.5
810	28.3	38.3	36.1	28.2
851	34.3	47.9	43.9	34.5
879	67.9	72.1	87.3	71.5





岩 火山岩においても一般的にみられる現象と考えられる。すなわち 海水が岩石中を浸透するときには 接触する岩石と陽イオン交換反応を行ない Na<sup>+</sup> を失い Ca<sup>++</sup> を増大する。すなわち (5)式の交換反応は左に進む。また本坑内水においては Ca<sup>++</sup> 頂点へ向うにしたがって K<sup>+</sup> Mg<sup>++</sup> の消失が観察されるが これらも Na<sup>+</sup> と同様 Ca<sup>++</sup> とのイオン交換によって減少したものと考えられる。K<sup>+</sup> Mg<sup>++</sup> の消失速度はNa<sup>+</sup> より急速であり したがってこれらの多量の存在は海水の直接浸入を示している。

本坑内水のうち低濃度のものは第8図においてA B 両グループを形成しているが これらに対応するのが第9図のA B両グループである。

(4) Cl<sup>-</sup> ~ Na<sup>+</sup> + Ca<sup>++</sup> 相関図

第10図に本坑内水の陰イオンの主成分である Cl<sup>-</sup> 濃度に対する Na<sup>+</sup> Ca<sup>++</sup> 濃度の関係を示す。本坑内水は測定値が分散し北海道側でみられたような直線的な相関関係はみられない。すなわち すでに述べたように本坑内水に寄与するのは海水と地表水であろうが その混

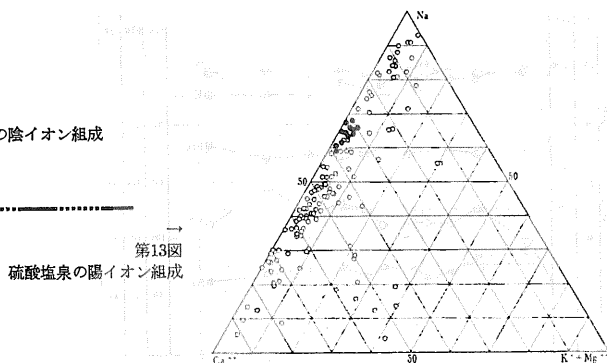
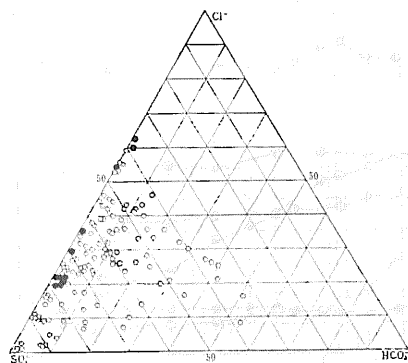
割合合 浸入経路 変質の程度差によって陽イオン組成が違ふ。

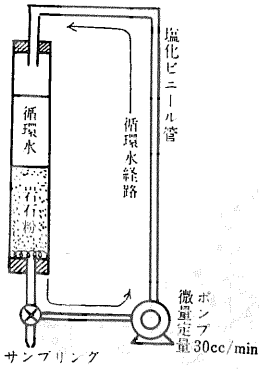
4 坑内水と温泉の関係

青函海底トンネルの貫く地層はグリーン・タフ地域に属し登別 伊豆箱根などわが国の規模の大きい温泉の多くはこのグリーン・タフ地域に存在する。したがって本坑内水の水質起源を考察するにあたり 温泉あるいは鉱床との関係をみる必要があり また本坑内水の水理を追跡することにより 温泉の成因を解明することが可能と思われる。

ここでは北海道側坑内水とわが国の温泉とを統計的に比較しその類似性を論ずる。

日本鉱泉誌を統計資料としてわが国の温泉のうち Cl<sup>-</sup> が 1g/l 以上 あるいは Cl<sup>-</sup> が陰イオン組成の80%以上を占める いわゆる塩化物泉をとると第11図に示すように Na/Cl + Ca/Cl = 1 の直線を中心に分布する<sup>6)</sup>。本坑内水のうち斜坑900mまでの Cl<sup>-</sup> 型坑内水は図中●で示されるが 塩化物泉の水質と統計的に一致するとみなし得る。このことは本坑内水の Cl<sup>-</sup> 型のもは 塩化





第6表 塩水の陽イオン濃度※

イオン	濃度 (mg/l)
Na <sup>+</sup>	1960
K <sup>+</sup>	110
Mg <sup>++</sup>	187
Ca <sup>++</sup>	59.9
Sr <sup>++</sup>	25.3

※陰イオンは Cl<sup>-</sup> のみである

第14図 陽イオン交換実験装置

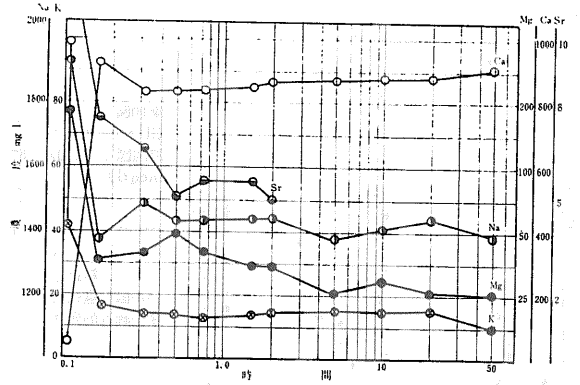
物象と成因上同一関係にあることを示唆する。

第12図 第13図はわが国の温泉のうち石膏泉 芒硝泉と呼ばれる硫酸塩泉の陰イオン組成図および陽イオン組成図である。本坑内水のうち斜坑底部および水平坑に湧出する SO<sub>4</sub><sup>=</sup> 型坑内水は図中●で示したが 硫酸塩泉と統計的に一致し成因上同一関係にあることを示唆する。

### 5 岩石の陽イオン交換性

一般に地層水は地質年代を通じて続成作用の変質をすることが認められている。また母岩との陽イオン交換現象も観察されている。青函海底トンネル坑内水においても青森県側では陰イオン組成が海水とほぼ一致するのに対し陽イオン組成は種々変化している。これは陽イオン交換作用によるものと思われるが地層水の起源由来を考察するためには種々の岩石の陽イオン交換性を知らねばならない。ここでは北海道青森県双方の調査坑から数種の母岩試料を採取しそのイオン交換性について調べた。

実験は第14図に示す装置を用いカラムに16~24meshに粉砕した岩石 250g を充填し第6表に示す初濃度の塩水 (Sr<sup>++</sup> を除き海水を5倍に稀釈したものに近い) 500ml を 30ml/min の速度で循環させ一定時間ごとに

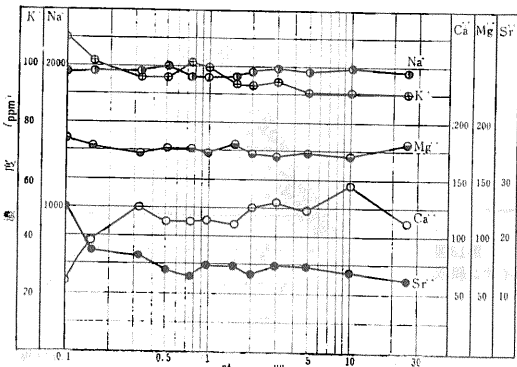


第15図 凝灰角礫岩による変質

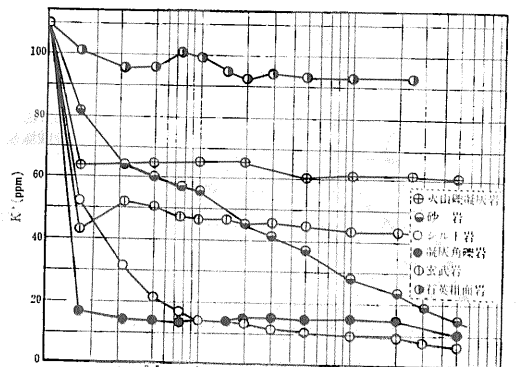
カラムの下端から 20ml ずつ採取し濃度変化を測定した。

実験の結果堆積岩4種 火山岩3種すべてが陽イオン交換能力があり Ca<sup>++</sup> が増大し他のイオンが減少する傾向にあることがわかった。しかも交換速度がきわめて大きいこと 換言すれば地層内で水が母岩と接触すると急速に陽イオン組成を変質するものであることが解った。最も交換能の大きいのは青森県側斜坑 210m の凝灰角礫岩で第15図に示す結果を得た。一方最も交換能の小さいものは同じく 900m の石英粗面岩で第16図に示す通りである。各岩石の交換能の大小の目安として K<sup>+</sup> の減少を比較して第17図に示す。

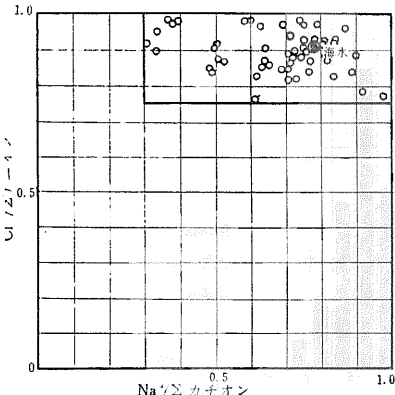
室内実験の結果をそのまま自然界の現象に適用するためには考慮すべき問題が残されているが種々の地層水の水質分析の結果を観察すれば自然界でも同様な陽イオン交換現象が起こっていると考えられる。水質変化は母岩と接触してすぐに起こり地質年代の次元の時間を要しないと思われる。したがって青函海底トンネルにおいては坑内湧水のすべてを採取し水質分布を求めイオン交換の進行度合を知るによりたとえば海水の浸入の程度とその時間的経過とを推定し得る。



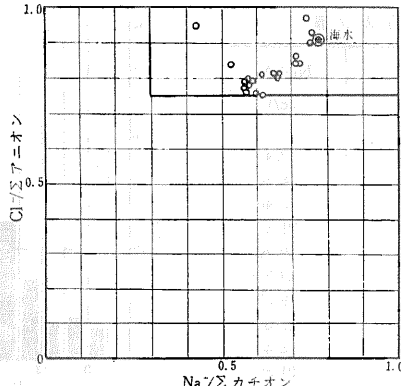
第16図 石英粗面岩による変質



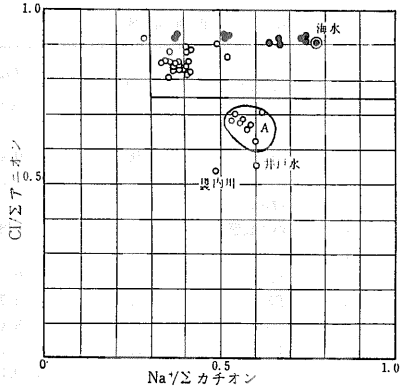
第17図 K<sup>+</sup> の減少の比較



第18図 塩水の統計



第19図 北海道側坑内水の水質



第20図 青森県側坑内水の水質

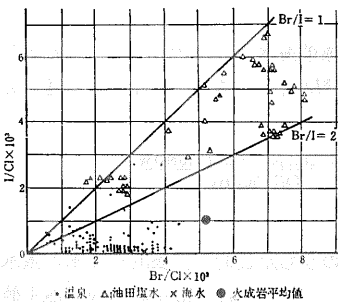
### 6 坑内水の起源

すでに述べたところにより青函海底トンネル調査坑の坑内水の起源はほぼ推定できるが さらにここでは次の4つを加えて検討する。

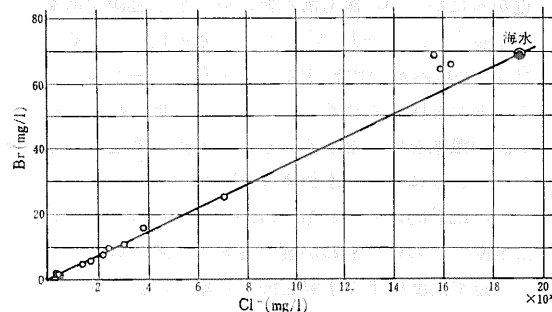
- (1) 統計的考察
- (2) ハロゲン濃度
- (3) 溶存ガス量
- (4) 重水濃度

#### (1) 統計的考察

地層水はその陽イオン組成を変えることはすでに述べたが 陰イオン中  $\text{SO}_4^{2-}$  は還元作用により次第に消失することが一般に受け入れられている。種々の化学成分の濃度比からその水質起源を推定することが試みられているが ここでは  $\text{Na}^+/\Sigma$  カチオン  $\text{Cl}^-/\Sigma$  アニオンに



第21図  $\text{Br}/\text{Cl}$ と $\text{I}/\text{Cl}$ の関係 (太秦 那須:日化 81.405 (1960)による)



第22図 北海道側坑内水の  $\text{Cl}^-$  と  $\text{Br}^-$  の関係

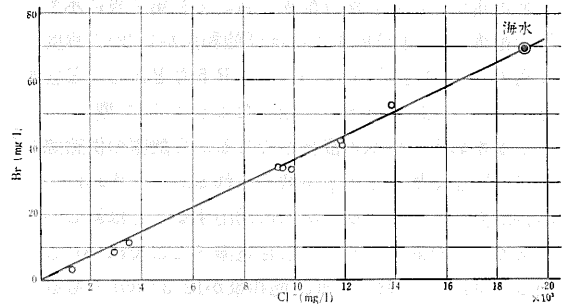
注目して統計的な考察を試みた。

地質調査所報告第196号(1962)の地下水分析値のうち  $\text{Cl}^-$  濃度が0.5g/l以上で 場所的に海水の混入が考えられるもの72例を抽出し図示したのが第18図である。

この図から全陽イオンに占める  $\text{Na}^+$  の割合が30%以上 全陰イオンに占める  $\text{Cl}^-$  の割合が75%以上の地下水が海水の影響ありとみることができ。また陽イオン組成の変化が陰イオン組成の変化に比べて大きいことがわかる。第19図に北海道側坑内水のうち  $\text{Cl}^-$  型のを示した。これらはすべて横軸が0.3 たて軸が0.75以上で統計的に海水の影響ありと見做すことができる。第20図に青森県側坑内水を示す。図中Aグループは斜坑200mまでの淡水型のものである。その他はすべて海水汚染型に属す。とくに  $\text{Cl}^-$  濃度の高い坑内水は図中●で示した。

#### (2) ハロゲン濃度

ハロゲン濃度および濃度比が水質起源の判定に有用であることはすでに論ぜられているが<sup>7)</sup> たとえば第21図に温泉と油田産水とは明白に区別される。本坑内水の  $\text{Br}/\text{Cl}$  値は第22図 第23図に示すように北海道 青森県ともに海水値と一致する。一方  $\text{I}^-$  は北海道側では海水値の2~4倍になっているが  $\text{Cl}^-$  濃度の高い YH



第23図 青森県側坑内水の  $\text{Cl}^-$  と  $\text{Br}^-$  の関係



第7表 北海道側坑内水の溶存ガス量

	Sample	°C	O <sub>2</sub> cc/l	N <sub>2</sub> +Ar cc/l
1	YH-5	18.0	0.40	13.40
2	B2-1	19.1	4.20	16.70
3	500M(天)	19.5	5.60	15.40
4	500M(壁)	20.3	2.80	21.60
5	T1	20.7	2.30	19.70
6	T2	21.5	0.30	29.30※
7	T3	22.0	3.70	19.30
8	T4	23.2	3.60	21.60
9	T5	22.8	5.20	18.40
10	B4(壁)	21.0	0.00	21.80
11	310M	25.3	4.20	14.40
12	851M	24.7	1.30	18.80
13	874M	25.5	3.80	13.90
14	879M	26.0	4.00	14.00
15	886M	26.0	4.80	13.30
16	1117M	28.8	1.40	15.40
17	B4-1	27.0	0.00	31.60※
18	B4-2	23.8	0.00	28.40※
19	B5-2		0.60	17.90
	平均			16.84

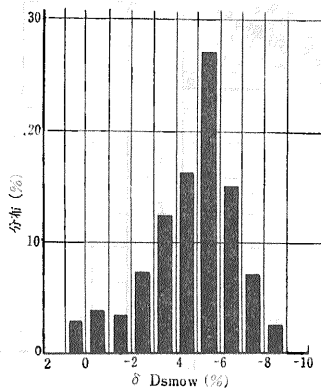
※ は N<sub>2</sub> 量が異常であるので平均の計算から除外した

-1は海水値に一致する。青森県側ではほぼ海水値0.05 mg/l に一致する。このことから北海道側 YH-1 および青森県側坑内水は 現代海水起源と考えることができ 北海道側 Cl<sup>-</sup> 型坑内水は海水起源であるが 地層環境の影響を受ける時間だけ 地層内に滞在したものと考えられる。

(3) 溶存ガス量

地層水中の溶存ガス量もまた水質起源の考察の重要な手がかりとなり得る。溶存酸素は水が地層中を流動するにしたがい一般に次第に減少する。これは有機物の分解 その他の物質の酸化に使用されるためである。したがって化石海水など古い地層水には溶存酸素は存在しない。一方窒素は有機物の脱窒化作用により増加する傾向にあり増加量は約30%程度である<sup>8)</sup>。

北海道側坑内水の溶存酸素 窒素量を第7表に示す。溶存酸素はCl<sup>-</sup>型坑内水ではほぼ飽和量から2cc/l程度まで含み SO<sub>4</sub><sup>=</sup>型坑内水はB4-1 B5などほとんど含まない。本坑内水はすでに論じたように Cl<sup>-</sup> 型 SO<sub>4</sub><sup>=</sup>型地層水および淡水の混合系であるから酸素の供給源として Cl<sup>-</sup> 型地層水と淡水が考えられるが いずれにせよ溶存酸素を失うことなく坑内に湧出することは新しい水であることを意味する。溶存窒素(ここでは Ar も含める)は20°Cにおける理論飽和量が12.32 cc/l であるが本坑内水はすべてこの理論量を越え B4-1 では約3倍に



第24図 天然水中の重水濃度の分布 (小早川:日 化81 1682 (1960))

第8表 重水濃度

Sample	δD (%)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)
YH-1	-1.9	16800
B2-1	-5.1	7000
B4-1	-5.9	400

小早川(1960)によると わが国の温泉を中心とする天然水中の重水濃度の分布は 第24図のようになり B2-1 B4-1はともに 統計的に最も一般的な-5~-6に属し 重水濃度においても わが国の温泉と統計的に一致する。

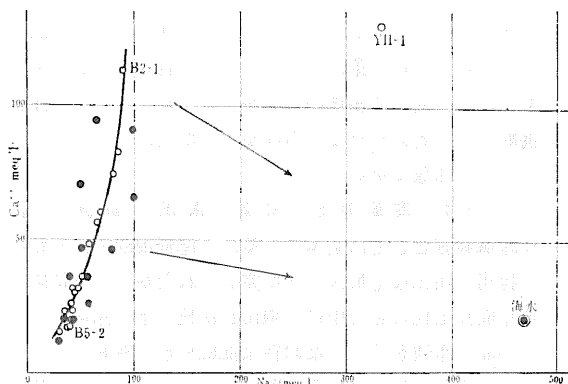
も達している。しかし例外的に大きい値を除いて平均すると 16.84 cc/l で脱窒化作用による窒素が約30%加わったものと考えれば一般にみられる値である。著しく理論量を逸脱している窒素の起源および I<sup>-</sup> の濃縮は今後さらに検討を要する問題であるが 現時点で CH<sub>4</sub> は検出されていない。

(4) 重水濃度

重水濃度は平均標準海水 (SMOW) との偏差として (6)式で与えられる δD (%) で示されるのが普通である。

$$\delta D(\%) = \frac{(D/H)_{\text{Sample}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \times 100 \quad (6)$$

北海道側坑内水のうち水質的に代表的な3水の重水濃度を第8表に示す。YH-1 は一般化学組成が海水値に近かったが δD 値も海水値に近く海水起源であることを示唆する。一方 Cl<sup>-</sup> 型坑内水の代表である B2-1 SO<sub>4</sub><sup>=</sup> 型坑内水の代表 B4-1 は明らかに海水値より小さく 海水と区別される。すなわち小早川<sup>9)</sup>によるとわが国の温泉を中心とする天然水中の重水濃度の分布は第24図のようになり海水値より δD が小さく B2-1 B4-1 とともに統計的にもっとも一般的な δD = -5~-6 に属し 重水濃度においてもわが国の温泉と一致する。このように重水濃度による水質起源の考察は重要な役割りを果たす。



第25図 北海道側 坑内水 Na<sup>+</sup>~Ca<sup>++</sup> 相関図

### 7 海水侵入の予知

青函海底トンネル調査坑内水についてその水質分布水理 起源などについて述べてきたが これらを十分に把握すれば海水の侵入を予知することが可能かと考えられる。

まず一般的に海水が地層中を流動することによる水質変化をとらえる必要があるが それには変化しない成分 (たとえば Cl<sup>-</sup>) を基準とすべきである。したがって次のような湧水があれば海水と判定してよいであろう。

- (1) 陰イオン組成が海水に近く 濃度が高く海水に近いこと
- (2) Na<sup>+</sup>/2 カチオン > 0.3 で K<sup>+</sup> Mg<sup>++</sup> が多く存在すること
- (3) 溶存酸素が存在し 窒素量が理論量を大幅に逸脱しないこと
- (4) Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> が海水値と一致し I<sup>-</sup> が 0.0n mg/l 程度であること
- (5) 重水濃度 δD(‰) が 0 に近いこと
- (6) <sup>3</sup>H <sup>14</sup>C などが存在し年令が若いこと

現場での実際問題としては早急な海水侵入の予知が必要であるから 迅速に測定できる(1)~(3)までで一応海水と判定し適当な処置を施し (4)以下は確認手段として用いられるべきであろう。とくに先進ボーリング孔からの湧水を迅速に分析すれば 北海道側では切羽先方 500 m の海水侵入は予知し得る。さらにボーリング技術の向上と pNa 計 pCl 計 pCa 計など各イオン活量測定装置を活用することにより さらに迅速に連続測定が可能となり予知の精度が増大するであろう。

北海道側坑内水の水質分布が連続的であるので このことを利用すれば海水の侵入の影響を知り得る。たとえば第25図に示す Na<sup>+</sup>~Ca<sup>++</sup> 相関図を例に説明すると本坑内水の水質は B2-1 と原点とを結ぶなめらかな曲線上に分布し海水組成からは著しくかけはなれている。もしこの水系に海水が混入したならば 図中矢印方向す

なわち海水組成へ偏向した水質の湧水がみられるはずである。 YH-1 はその1つである。なお図中●はグリーン・タフ地域の温泉である。青森県側のように不規則な湧水のところでは掘進速度をゆるめ観測密度を緻密にした上での微視的解析が必要である。

### あとがき

旧北海道帝国大学恵迪寮寮歌にも「津軽の海」はよくうたわれています。

帝都を北に三百里 津軽の海を越えくれば……

津軽の海 うづまける奥……

津軽の海の渦潮わけて……

「人の世の清き国ぞとあこがれ」で渡る北海道であっても津軽の海のうず潮は余りにもきびしすぎたようです。隔絶は人の心をセンチメンタルにしましたが 一方そのきびしさは自己を厳粛なまでにみつめさせました。そして百年の北海道に哲学を育みました。いま本州と北海道の間に新しい国びきの仕事が始まっています。科学技術はやがて二つの島を一体とし哲学を拡大するでしょう。そして日本とアジアを一体とし ヨーロッパと英国とをも結び世界は一つになるでしょう。平和な世界がむすびあがることを信じます。

本研究を行なうにあたり日本鉄道建設公団から種々の便宜を与えられた。御教示をいただいた北海道大学理学部の佐々保雄教授 重水分析をわずらわしたアメリカ地質調査所の Dr. I. Friedman メタン分析を願った地質調査所の米谷宏枝官に感謝いたします。

(筆者は 室蘭工業大学)

### 文献

- ①北海道炭鉱技術会など三学会共催 道南の地質見学会 (1967. 8. 31)資料
- ②地質調査所：五万分の一地質図幅説明書「三厩」
- ③佐々・伊崎(1961)：地学雑誌 70 3
- ④Y. Sasa・A. Izaki(1962)：Proc. of Japan Acad, 38 120
- ⑤室住正世(1962)：地質調査所月報 13 311
- ⑥室住正世(1960)：石油技術協会誌 25 125
- ⑦西村・豊福・室住(1948. 6)：日本地質学会札幌支部第6回例会講演
- 太素・室住(1955)：日本化学雑誌 76 844
- 太素・室住(1956)：日本化学雑誌 77 257
- 太素・那須(1960)：日本化学雑誌 81 401
- ⑧Shinya Oana(1957)：J. Earth Sci. Nagoya Univ. 5 103
- 杉崎隆一(1963)：用水と廃水 5 877
- ⑨小早川美津子(1960)：日本化学雑誌 81 1682