

六甲山地の地質構造と 応用地質学的諸問題

—— 昭和56年度 見学会案内書 ——

1981年11月

日本応用地質学会関西支部

目 次

は じ め に	日本応用地質学会関西支部 支 部 長 笠 間 太 郎	2
六甲にみる第四紀地殻変動	大阪市立大学理学部 藤 田 和 夫	3
六甲山地とその周辺の応用地質	大阪市立大学理学部 笠 間 太 郎	11
有馬・宝塚地域の温・鉱泉群に関する最近の知見	鶴巻道二 ¹⁾ 桜本勇治 ²⁾ 奥田庸雄 ³⁾ 岡田昌訓 ⁴⁾ 益田晴恵 ¹⁾	22
六甲山地の水質とその応用地質学的適用	京都大学防災研究所 吉 岡 龍 馬	51
六 甲 の 砂 防	六 甲 砂 防 工 事 事 務 所	73
六甲山地の最近の道路トンネルとその地質	神戸市道路公社 大 野 公 男	75

見 学 コ ー ス 案 内

集 合 日 時 昭和56年11月8日 9時10分

集 合 場 所 国鉄新大阪駅前 1階広場

コ ー ス

新大阪 → (中国高速道経由)西宮北口 → 有馬 → 白水峡
→ 船 坂 → 蓬萊峡 → 上ヶ平 → 芦有料道路展望台
→ 唐 櫃 → 箕 谷 → (第2六甲トンネル経由)新神戸駅
→ 三ノ宮駅(解散)

は　じ　め　に

日本応用地質学会の秋のシンポジウムと研究発表会が、はじめて関西で開催されることになり、それに引き続いて、関西支部恒例の現地見学会を実施することにした。

秋の見学会には、全国の学会関係者が参加されることを考え、シンポジウムのテーマ「斜面災害」とも深い、六甲山地とその周辺を選びました。

六甲山地は「六甲変動」の名で呼ばれる、現在につながる、最も新しい地殻変動の模式地でもあり、随所で新しい断層や構造地形がみられます。

活断層問題を中心に、構造線と温泉・鉱泉の関係、斜面災害とその素因、破碎帯での道路トンネル工事の問題点、応用地質学的側面からみた六甲山地の表流水及び地下水水質の特徴などについて、現地で学習し討論することは非常に有意義なことと考えます。

今後の防災・環境問題や建設計画などの参考となれば幸いに思います。

昭和56年11月

日本応用地質学会関西支部※
支部長 笠 間 太 郎

※ 大阪市立大学理学部

六甲にみる第四紀地殻変動

大阪市立大学理学部 藤 田 和 夫

1. 「大阪西北」図幅

六甲山地は、「六甲変動」の模式地ともいふべきところである。今回地質調査所の委託によって、「大阪西北」の5万分の1図幅を笠間太郎と共に編集し、30年余ためてきた資料を整理してみたが、この図幅ほど、第四紀地殻変動の実態を、1枚の地図の中に表限している場所はないのではないかと確信するようになった。

図1は、ほぼその範囲に、東西を少し延長して加えたものであるが、北側に北摂山地があり、その南縁を有馬-高槻構造線が走り、その南側には、図の中央部を占めて、西に六甲、東に大阪層群の模式地である千里丘陵があり、その間に伊丹台地がはさまる。さらに南側には、大阪湾と、それをめぐる尼崎・大阪平野があり、大阪湾付近で行われた深層ボーリングOD-1では、907mで基盤に達しなかった。

以上のように地形的にも明瞭に出ている地塊は、すべて断層地塊であって、その上には大阪層群が、あるいは厚く、あるいは薄く分布し、その境界に沿って著しく変形、変位し、第四紀の変動を示しているのである。大阪層群が存在していないことも、構造的観点からは重要である。

2. 大阪層群の区分

地質構造の表現は、マッピング・ユニットの取り方で、非常にちがってくる。今回使用した区分を表1に示す。従来になく新しい試みは、大阪層群を、上・中・下の3亜層群に分け、これをマッピング・ユニットにしたことである。上部亜層群はMa6以上で、従来の六甲南麓の「満池谷累層」にあたる。中部亜層群はMa0～Ma5の、海成粘土層と砂礫層の互層が広範囲に連続する層準である。下部亜層群は、Ma0あるいはそれよりやや下位の層準以下の非海成大阪層群を含む。

これらの亜層群は、上・中の境は「満池谷不整合」、中・下の境は「芝の不整合」と呼ばれている不整合で分けられている。これについては、いろいろ論議があるが、私は本質的な意味のあるものと考えている。

「芝の不整合」は、領家帯に広く堆積した非海成鮮新統のつくる低平な浸食面上に、Ma0ないしMa1の海進によって、広範なオーバーラップが生じたものである。そして、中部亜層群中から進行をはじめた地殻変動が、その末期頃から、著しく加速しはじめ、現在みられるような断層地塊

地質年代		地層区分	年代 (万年)	粘土 内湾性	火山灰層	F.T年代 (100万年)	古地磁気編年	化石	海面 変動	地殻 変動	地形			
第四紀	完新世	沖積層	0								低位段丘			
	後更新世			Ma 12			BLAKE			断層地塊運動（満池不整合）	中位段丘			
		上部洪積層		Ma 11			BIWAI	ナウマン象	気		高位段丘			
	中期更新世	大 阪 層 群	上部 (西宮) 亜層群	Ma 10			BIWAI	ブリュン正帯磁期	アデク マチカネワニ ラリックス	第二次平均海水準上昇	(山地上昇)	丘陵背面		
				Ma 9			BIWAI							
				Ma 8	カスリ	0.37 ± 0.04 0.38 ± 0.03	BIWAI							
				Ma 7	サクラ									
				Ma 6										
			中部 亜層群	Ma 5	八丁池				(ブナ帯)	メタセコイア 上 限	第一次平均海水準上昇	(芝の不整合)	丘陵面	
				Ma 4										
				Ma 3	アズキ	0.87 ± 0.07								
				Ma 2	光明池 ピンク	1.1 ± 0.1	松山逆帯磁期	ヒノキ ミツガワ						(上部メタセコイア帯)
				Ma 1										
				Ma 0	イエロー クレー	1.2 ± 0.2								
	前期更新世	大 阪 層 群	下部 亜層群											
	鮮新世	大 阪 層 群	下部 亜層群											
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
新第三紀	鮮新世	大 阪 層 群												
											</			

による地形の大枠ができたのが、Ma 5 層準以降である。満池谷累層は、そのような構造的な低平部を埋め、まわりの隆起部にアバットするような形で累積し、さらに、それ以上の広い範囲にオーバーラップしていく。すなわち「満池谷不整合」は、「芝の不整合」とちがって、造構運動の急速な進行の中で生じた不整合であるといえる。そして図 1 にみられるように、マッピング・ユニットとしても、極めて効果的であるのも、その本質を示しているといえる。

注意していただきたいのは、従来から使用されている「大阪層群上部」、「大阪層群下部」という区分はアズキ火山灰層をはさむ Ma 3 によって上・下に区分したもので、亜層群区分とは異なる。混乱しないように亜層群に地名を用いた方がよいように思うので、とりあえず、上部亜層群には「西宮亜層群」という名称を提唱している。

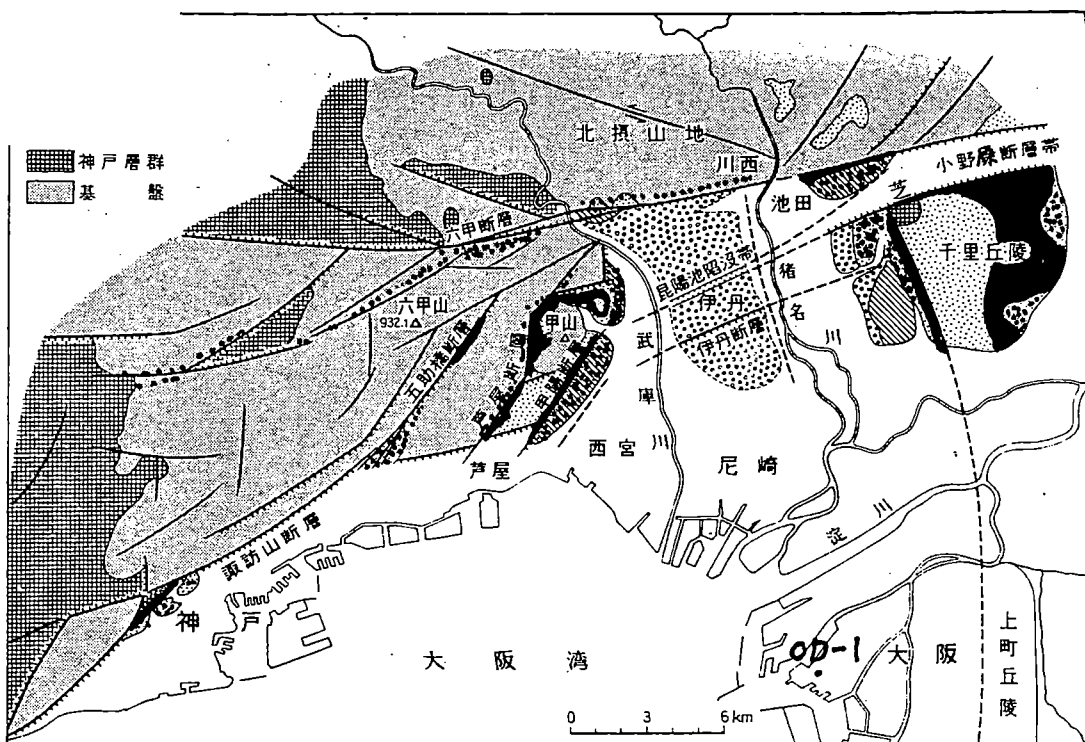
3. 東部六甲にみられる大阪層群の変形・変位

図 1 でわかるように、東六甲の東南面には、中部亜層群が広く分布していて、特に芦屋断層と甲陽断層の間の甲山のある「北山地塊」内には、厚さ 5 m に達する海成粘土層 Ma 1 が広く分布していて、その下にはメタセコイアを含む砂礫層が若干あるが、その中にはヒノキが混ってくるという特色があり、メタセコイア繁栄期の下部亜層群とは異っている。そして場所によっては Ma 1 が直接基盤花崗岩にアバットするほどで、Ma 1 海進が、下部亜層群の分布範囲を越えて基盤地域上にオーバーラップしていったことがわかる。

図 2 は、六甲東南面の航空写真に基くスケッチであるが、五助橋断層・芦屋断層に沿って、階段状地形が明瞭である。これは、五助橋断層以北の六甲隆起準平原面と、中部亜層群を一度堆積し、その後浸食されて、もとの基盤準平原面に近い状態を再現している剥離（化石）準平原面とが、断層変位に伴って階段状になっているのである。

その地質断面の概念図を図 3 に示す。浸食小起伏面の比高差が、断層変位量をほぼ示していることがわかるであろう。Ma 1 は北山地塊では約 250 m の標高部を占めるが、その直下の層準は、五助橋断層と芦屋断層の間の地塊では、芦屋花原ゴルフ場付近で、標高 500 m あたりにあらわれる。ところが、両地塊上では、ほぼ水平状態にあった中部亜層群が、甲陽断層に沿って、 $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ に達する急斜帯をつくり、大阪盆地下に没していく。そして Ma 1 は OD-1 ボーリングサイトでは -550 m の地下深所に潜在することになる。そして千里丘陵西部では、再び急斜帯をつくりながら、浮上してくる。

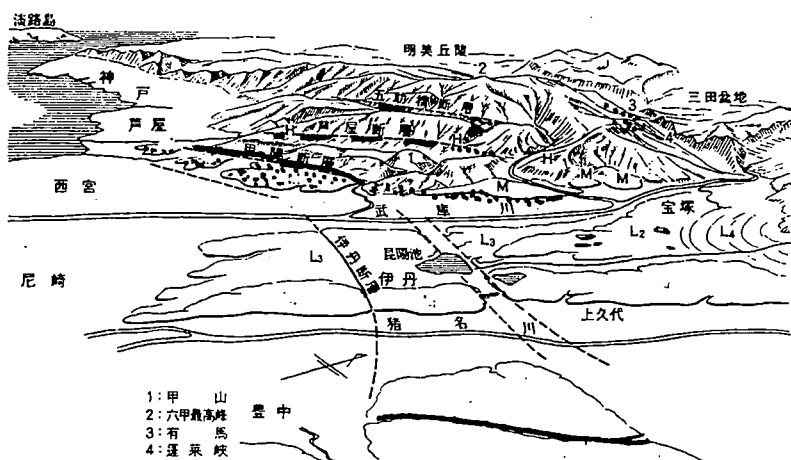
この事実は、第四紀地殻変動に関する基本的な変位・変形量に関する概念をわれわれに与える。Ma 1 のやや上位の層準の年代は 1.1 my (F・T) とされている。したがって、約 100 万年前には、内海は北山地塊部に及び、芦屋断層付近が海岸線、六甲の隆起準平原面 (Pe) は、その海岸につら



図一 1 大阪盆地地質構造概念図

太い砂目：上部亜層群
 黒色：中部亜層群
 細い砂目：下部亜層群

} 大阪層群

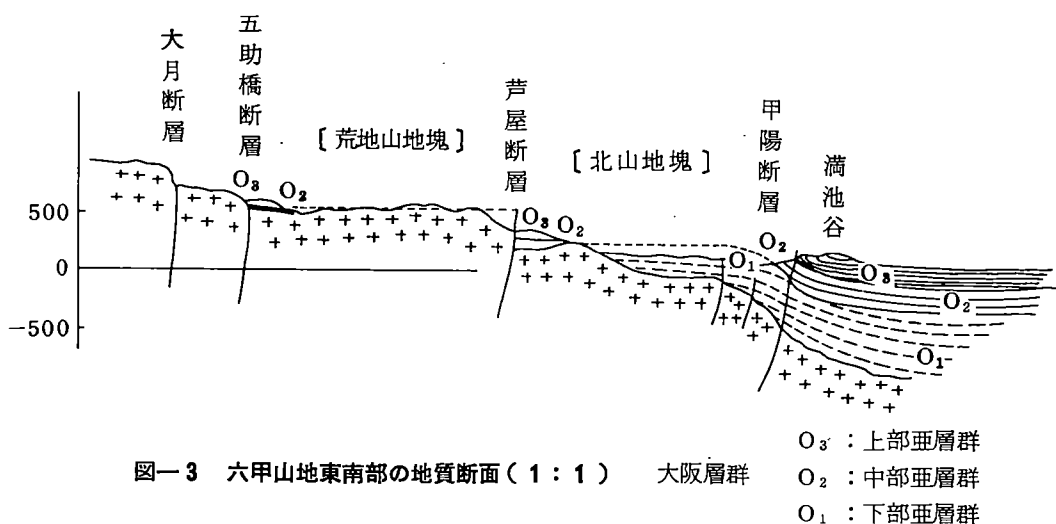


図一 2

なる平原であったといえる。

詳細を書く余裕はないが、その後の断層の活動は、五助橋断層から、芦屋断層・次いで甲陽断層と次第にシフトしていったらしい。甲陽断層はMa 5以降に運動量を加速し、その撓曲崖にアバットするような形で満池谷累層が堆積しながら、満池谷累層もまた断層運動に参加してゆくといった形をとっている。

そしてこれらの断層の200～300 m級の変位量が累積しながら、総シフト量1000 mに達する変位を、六甲の上昇、大阪盆地の沈降という形で行ったということになる。この量は平均にすると $1\text{mm}/\text{yr}$ 、 $1\text{m}/1,000\text{ yr}$ ということになって、決して小さいものではない。さらにこの運動の大部分が、Ma 5以降に起こっている可能性が大きいので、その量は倍加するであろう。各断層に沿う変位量を次に論議する。



図一三 六甲山地東南部の地質断面(1:1) 大阪層群

4. 断層の変位量と変位速度

六甲南東麓の断層については、変位量と年代基準が比較的明瞭におさえられるので、断層運動の進行状態をある程度把握することが可能である。

1) Ma 1層準を約1 my 前とすると北山地塊の+200mと、OD-1の-500 mの差700 mがそれ以降のシフト量になるから、平均 $0.7\text{mm}/\text{yr}$ の変位速度となる。これは甲陽断層と、その南に潜在するとみられる断層のもたらした総合変位である。

2) 荒地山地塊の花原付近の大阪層群もMa 1直下と考えられ、これに接して六甲準平原面が存在したのであるから、六甲の+800 mとOD-1の-500 mの差1300 mもほぼこの期間内のシフト量とみてよい。その平均値 $1.3\text{mm}/\text{yr}$ は、前記に五助橋断層、芦屋断層の変位量が加わったもの

である。

3) 五助橋断層、芦屋断層に沿う浸食小起伏面の地形的落差は、ほぼこれら断層の垂直変位量を表しているとみてよいだろう。それらは、五助橋断層（大月断層を含む）に沿って約 300 m、芦屋断層に沿っても約 300 m となる。Ma 1 層準を基準にとれば、共に平均 0.3 mm/yr となるが、両断層が等速で、同時に運動してきたとは考え難い。前にも述べたように、五助橋断層の活動の方が早かったとみられる。

4) 芦屋断層に沿って高位礫層が崖錘状に発達しているから、これを断層崖下の崖錘とみれば、約 0.2 my 前には北山・荒地山地塊の変位は成立していたことになる。したがって、芦屋断層における平均変位速度は 0.4 mm/yr 程度となるであろう。

5) さらに Ma 5 あたりまでは安定した堆積層で、甲陽断層もその層準あたりから活発化しだした形跡がある。したがって 0.5 my から 0.2 my の間、断層活動の大きい時期との見方も成り立つ。そうすると、 1.0 mm/yr という値がえられる。

6) 高位面も明らかに甲陽断層で切られているが、芦屋断層下の崖錘性礫層の延長が、かなりの原傾斜をもって甲陽断層に達していたことが推定されるので、変位量が求めにくい。50~100 m のオーダーとみられるから 0.2 my の面とみて、 $0.5 \sim 1 \text{ mm/yr}$ 程度である。

7) 上ヶ原面が仁川の南岸で甲陽断層に沿って 1.5 m 変位している。この面を 0.12 my とみて 0.1 mm/yr となる。

以上の考察を総合すると、まだ断層の活動期と運動量を定量的に出すことは困難であるが、次のようにまとめられるであろう。

1) 断層活動期は少なくとも 1 my 以降に始まり、五助橋断層、芦屋断層、甲陽断層と東南へ移行していった傾向がある。

2) 甲陽断層運動は Ma 5 層準以降、すなわち約 0.5 my 以降活発化した。

3) 各断層に沿った変位速度は大きくても年平均 mm/yr のオーダーで、 0.1 mm/yr のオーダーが多い。

4) しかしながら、各断層変位の総和としての六甲山地と大阪盆地の間にみられるシフト量は、少なくとも 1 mm/yr 以上で、日本列島の変動量の中でも大きなものであることは確実である。

5) 本地域の断層はすべて活断層と呼ばれるべきもので、変位速度からいえば大部分 B 級に属するが、それらの総和としては A 級の運動をしている（活断層研究会 1981）。

5. 満池谷累層と高位段丘

見学地点、蓬萊峡において、二段の段丘面と、それを形成する礫層が認められる。高位の

ものを「上ケ平面」、低位のものを「船坂面」と呼ぶ。これらの礫層は、有馬—高槻構造線に沿う数百メートルに及ぶ花崗岩の破碎帯にできた地溝状の谷部を埋めて堆積したものである。

特に上ケ平面をつくる礫層は、厚さ 50m 以上に達し、四国の土柱礫層に酷似し、やや赤褐色を帯び、船坂面をつくる礫層とははっきり異っている。この上ケ平面礫層を西へ追うと、標高 400m 級の山陵上に点々と分布しながら次第に下り、吞吐ダムサイト付近から西の東播盆地に広大な扇状地をつくり、その堆積面が「明美面」と呼ばれる高位段丘面になる。

その東への延長は、浸食が著しいが、点々として六甲山腹に崖錘状に付着するが、甲陽断層付近では扇状地堆積相を示し、それ以南では、急速に海成粘土を伴う大阪層群式の地層になる。

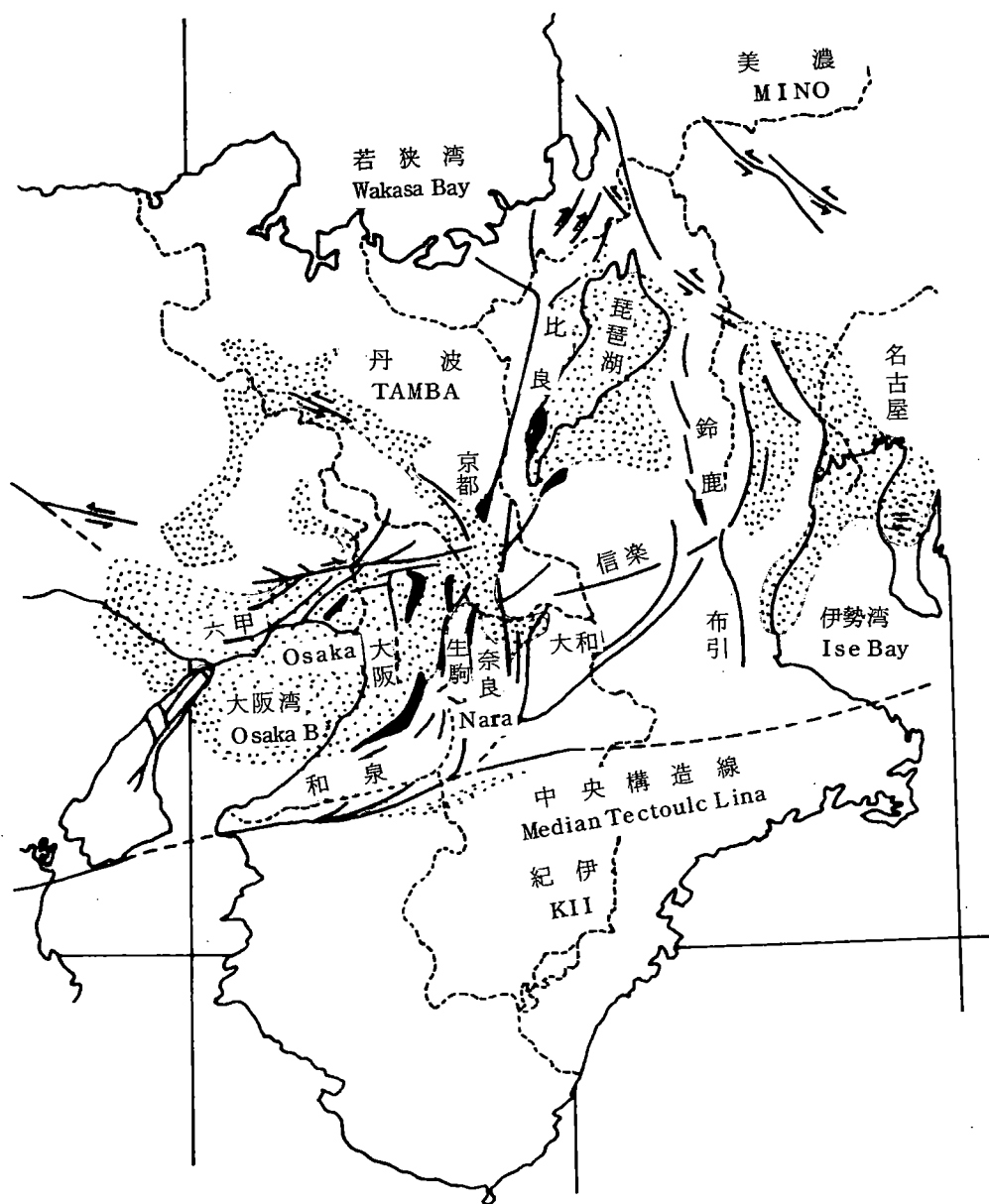
要約すると「高位（段丘）面」あるいは「最高位面」といわれてきたものは、上部（西宮）亜層群の最終離水面だということになる。

6. 近畿トライアングル

六甲の断層系は、近畿全域の断層系の中に位置付けて、はじめて意味がわかる。参考の為、図 4 に近畿の断層系と大阪層群中・上部亜層群との関係を示した。琵琶湖・大阪湾・伊勢湾を含み、若狭湾を頂点とし、中央構造線を底辺とする三角形の地域は、私が「近畿トライアングル」と呼んでいる第四紀構造区であり、同時に地形区にもなるもので、逆断層系で特徴づけられる。そしてその東西の美濃帯・丹波帯は横ずれ断層系で特徴づけられている。六甲山地は、近畿トライアングルの西縁に位置し、両断層系が交差している部分といえる。有馬—高槻構造線は、巨視的にみると、領家帯と丹波帯の間に発生した tear fault といえるであろう。

中国国家地震局地質研究所の招待で、中国西部において地震地質の共同研究のため、出発直前で十分な解説を書けなかったことをお詫びしたい。幸い「大阪西北」図幅が、地質調査所から、近いうちに出版の予定であるので、詳細はそれを御覧いただきたい。「神戸」「須磨」図幅も、年次を追って作成の予定で、合わせて六甲山地全体をまとめる予定である。

（藤田 記 1981.8.30）



图—4

六甲山地とその周辺の応用地質

大阪市立大学理学部 笠 間 太 郎

1. 工石材料と鉱産資源

六甲山地の花崗岩は、石材「みかげ石」の名のおこったところであり、研磨効果のよい建築用材が、神戸市御影町付近から出ていたが、地質構造のところで説明したように、六甲山地には新しい地質構造による断裂系が発達しているため、岩石の破碎が強く、良質の石材として採石できる部分が少ない。現在は護岸工事用などに、わずかに採石されているにすぎない。

北摂山地の有馬層群は、碎石・間知石として使用され、姫路東方の石の宝殿とともに、近畿地方の主産地となっている。太多田川北岸・惣川東岸に数多くの丁場があって、大規模に採石がおこなわれている。太多田川流域のものは結晶質凝灰岩を、惣川東岸のものは主として流紋岩熔岩を採石している。

北摂山地には、奈良大仏鑄造の銅を献上したのが起源といわれる多田鉱山がある。川西市多田を中心に、猪名川町銀山、宝塚市長尾山などに旧坑跡がひろがり、その数、数百に達するといわれている。

豊臣・徳川両家の直轄領として、銀・銅を中心に探鉱、採掘が進められてきた。第二次世界大戦後は、猪名川町銀山付近で日本鉱業株式会社が稼行していたが、昭和48年3月に閉山し、現在稼行中のものはなくなった。

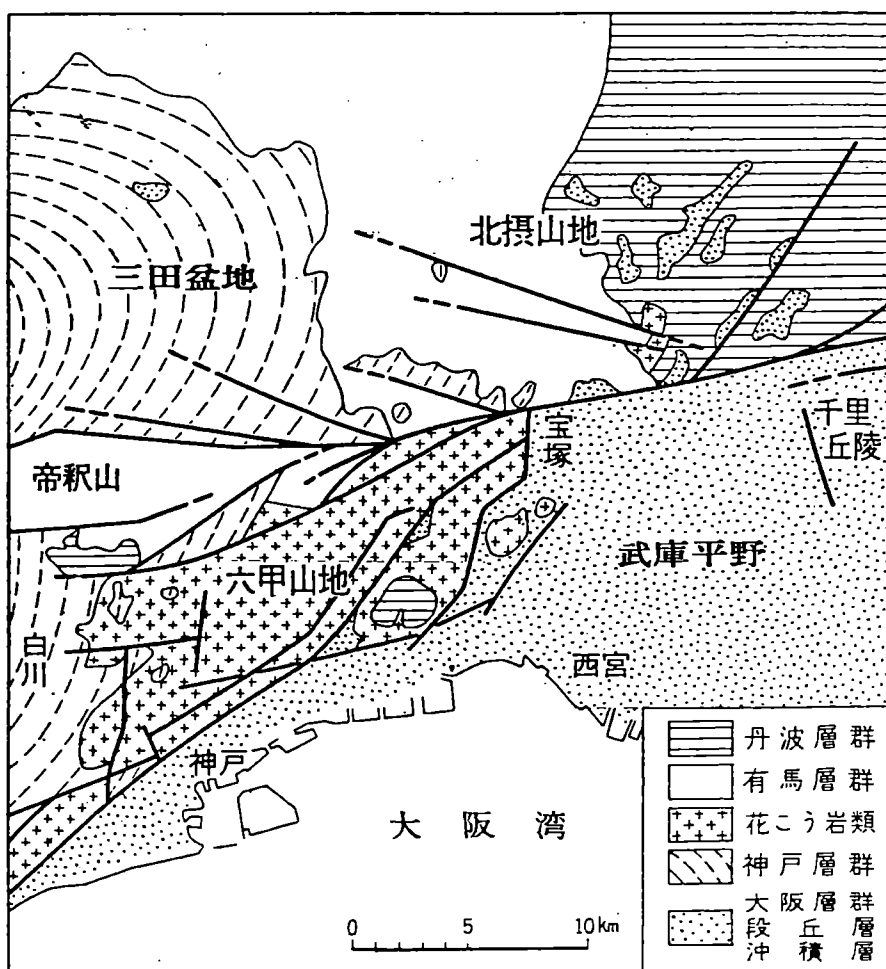
この地域の鉱床は、すべて鉱脈型の多金属（金・銀・銅・錫・鉛・亜鉛）鉱床であり、兵庫県中央部の生野鉱山・明延鉱山・大身谷鉱山などともに、鉱脈型鉱床として、日本でも特異な位置づけをされる鉱床地帯である。いずれも銀・銅が主鉱であるが、銅は生野・明延が黄銅鉱であるのに対して、多田鉱山では高品位の斑銅鉱が出る特徴がある。

鉱床の規模は、多田鉱山瓢箪鍾では、平均脈幅 0.4 m（最大 1.6 m）、走向延長 800 m 傾斜延長 200 m 程度の鉱脈がほぼ平行に数条あり、月産粗鉱量 1,000 t（精銅 25 t / month）が産出された（1972年度）。

この地域は丹波層群・有馬層群とそれを貫く岩脈類で構成されているが、鉱脈はこれら岩脈類と密接な関係で分布しており、鉱脈の形成も岩脈類と前後した時期にできたと考えてい

る。ひとつひとつの鉱脈の規模が小さいこと鉱毒公害問題などの理由から、現在この地域の鉱床は閉山しているが、将来再開発の可能性は失われていない。

豊臣氏が滅亡したとき旧坑内に秘宝が埋蔵されたとの伝説をめぐって、ときおり宝さがしがおこなわれるなど話題のつきない地域でもある。



図一1 六甲山地とその周辺の地質略図

六甲山地の鉱床としては、わずかに東六甲の船坂峠付近で、花崗岩中のタンダステン鉱が稼行されたという記録があるが、現在は廃坑となり、どのような規模のものかもわからない。

2. 温泉と鉱泉

この地域には、有馬温泉、宝塚温泉などの温鉱泉があり、貴重な観光資源となっている。有馬温泉については昭和39～40年（1964～1965）に、宝塚温泉については昭和53～54年（1978～1979）に調査をしたので、それぞれについて概説する。

神戸市北区有馬町には、大己貴命・少彦名命の二神の開湯と伝えられ、日本の最古の温泉とされる有馬温泉がある。江戸時代の「温泉番付」には東の大関（最高位）草津の湯とならんで、西の大関有馬の湯となっている。

泉源は温度90℃以上のものが6ヶ所、温度43℃以上の中・低温泉、温度32℃以下の鉱泉がそれぞれ数カ所あり、総計3,000m³/day程度が浴用に使用されている。

泉質は食塩泉、炭酸泉、放射能泉に区分され、とくに食塩泉はわが国最大の含塩量を誇るもので、高温泉はすべてこの泉質で、有馬温泉を代表する泉質である。

昭和39～40年の調査は、既存泉源だけでなく、広範囲の調査が行われ、温泉の成分源と熱源とは別個にあるのではないかとの考えが出された（笠間・鶴巻、1964）。有馬地区の高温泉は愛宕山北方に集中し、ここから離れるにしたがって、温度降下がみられる。また高温泉は泉源相互の干渉が著しくあり、その湧出量には余裕がなく、一方、中・低温泉や鉱泉は既存泉源以外にも、泉徴がみられ将来性が期待される。

最近の有馬地区での泉源探査の成功例は、有馬町字山田山にある有馬温泉病院敷地内でのボーリング泉源である。ここでは昭和47年（1972）に深度600mで泉源にあたり、エアリフト試験の結果は、温度43～46℃の温泉が毎分30ℓ湧出したと記録がある。

この泉質は含炭酸食塩泉であり、数年後には、ボーリング孔に沈殿物の付着などがあり湧出量が極度に減少してきた。ここで、この泉源の約200m南方で、再度ボーリングをおこない、深度865mで温泉の湧出をみた。

昭和55年（1980）9月の揚湯管（有馬地区では先端がラッパ状の管を入れ、そこにたまったガス圧で、温泉を自噴させる。）を挿入しての自噴量の測定では、温度63℃の温泉が毎分120ℓ自噴した。揚湯管を入れての自噴は間欠自噴であるが、休止時間の測定がされてないので、日湧出量はわからない。

これら2泉源の、46℃、63℃という泉温は有馬地区の高温泉の分布地域から、それぞれ約1km程度離れている点から、その温度は限界に達していると考えられる。

炭酸泉の湧出機構としては、この地域には、もともと高炭酸濃度の食塩水があり、それが地下水といろいろな割合で混合し、湧出しているが、この食塩泉が局所的な熱源により、加

熱され、炭酸の大部分を失ったのが、有馬の高温泉であり、この放出された炭酸ガスが再び地下水に溶解したのが、炭酸泉と解釈している。

放射能泉については、宝塚温泉のところで説明する。

宝塚温泉の由来も古い。「摂津各所図会」に伊子志の山下に塩の湯ありとされているし、塩尾寺縁起にも「鳩ヶ淵の川下に露水あり、その味、塩よりからし」とある。

明治18年(1885)に、武庫川右岸の小松原で、塩からい湧泉と、すっぱい湧泉の2つを見出し、手掘り井戸で炭酸泉を開発し、浴場・旅館を開いたのが、今日の宝塚温泉のはじまりといわれている。

現在、宝塚温泉として利用されているのは寿楼泉源、第一ホテル泉源の2つで、いずれも昭和29年(1954)にボーリング工事を開始し、寿楼泉源は昭和31年(1956)に深度332mで竣工し、温度30.5℃の含炭酸食塩泉が、毎分196ℓ湧出したと記されている。昭和36年(1961)の調査では1日数回程度の間欠自噴をしていたが、昭和38年(1963)春頃より、自噴がみられなくなったので、昭和39年(1964)にエアリフト工事をおこない、日湧出量として36m³が計算された。このときボーリング井の146.8m以深の埋没が確認されている第一ホテル泉源は、掘削途上で岩片を吹きあげるほどガス圧が強く、難工事の末、昭和32(1957)年、深度100mで竣工した。温度30.5℃の含炭酸食塩泉が毎分90ℓ湧出したと記録があるが、日湧出量の記録はない。温泉関係者により昭和49年(1974)以降、湧出量が徐々に減じたといわれ、昭和51年(1976)に湧出量調査が行われ、毎分15ℓ湧出と計測された。

これまで宝塚の2泉源の経過をたどってみたが、いずれも間欠自噴の含炭酸食塩泉であるにもかかわらず、湧出時間の毎分湧出量のみが測定され、休止時間の測定がなく、日湧出量が明らかでなかった。

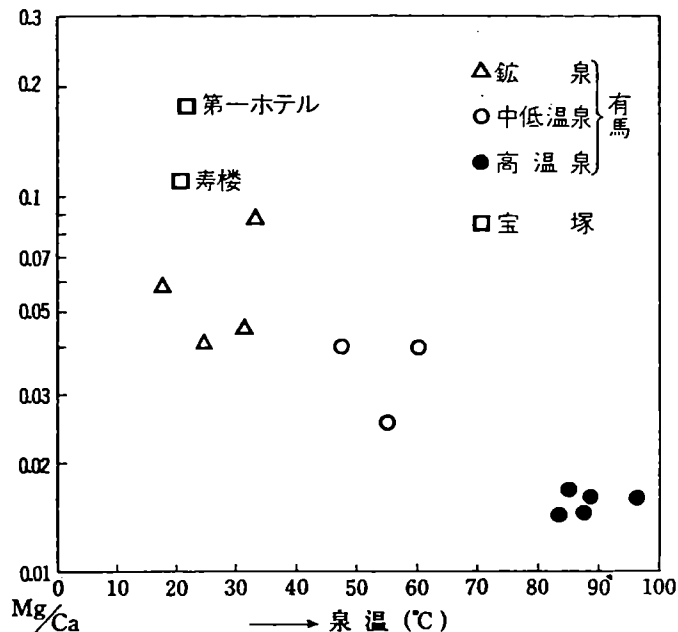
昭和53年(1978)の調査は、泉源の日湧出量を確認するため、自噴開始時刻と停止時刻の測定をおこない、自噴継続時間と自噴間隔(自噴開始時刻より次の自噴開始時刻までの時間)を出し、一方で自噴継続時間中の湧出量を測定し、日湧出量を求めた。

寿楼泉源の日湧出量として12.6m³、第一ホテル泉源の日湧出量として14.4m³が計測された。

宝塚温泉の泉質はつねに有馬温泉との比較で論じられているが、食塩泉の指標となる塩素イオンと臭素イオン・メタホウ酸の相関から、その泉質は、有馬地区の鉱泉群と同様な性質のものであるとされている。

有馬温泉、宝塚温泉の泉質資料の検討中にマグネシウムイオンとカルシウムイオンの比が、泉温の有効な指標となることがわかった。

宝塚地域にも、食塩水のほかに、炭酸泉、放射能泉がある。今日の宝塚温泉のはじまりが炭酸泉であった。また生瀬橋右岸のウィルキンソン炭酸泉は、明治23年（1890）に発見され、これをもとに炭酸水工場をつくり、現在なお盛業中である。このほか、寿楼・第一ホテルにも、さきの食塩泉の泉源



図一2 Mg/Ca と泉温の関係

のほかに炭酸泉泉源が今も湧出している。

東六甲の檜ヶ峰（467m）に挟まる谷間で昭和47年（1972）に、ボーリング深度300mの鉦泉が開発された。その泉源はラドン含有量19.1マッへの放射能泉であった。この種の鉦泉は東六甲地域にはかなりあり、昭和13年（1938）の阪神大水害で壊滅した苦楽園鉦泉群の分析値をみると、そのうち7泉源が放射能泉であった。前記の炭酸泉のうち、ウィルキンソン炭酸泉の場合はラドン含有量約50マッへ、また寿楼井戸はラドン含有量約10マッへである。有馬地区の瑞宝寺谷では放射能泉の自然湧出がみられる。これら放射能泉を特徴づけるラドンの起源は、花崗岩中の放射能元素に求められている。とくに断層破碎帯ではラドンの放出が多く、湧泉あるいは地下水が、断層破碎帯を通過する際に、ラドンの供給を受け放射能泉として湧出するのである。花崗岩で構成され、新しい断層の多い六甲山地は放射能泉の宝庫といえる。

泉源分布と地質との関連をみると、第一に鉦泉湧出の通路となる断裂系の構造支配を強くうけており、地質系統と泉源分布に完全な一致はみられないが、有馬層群分布地域に有馬温泉、宝塚温泉の泉質を代表する含炭酸食塩泉の泉源分布が多く、炭酸泉はその成因から考え

ても食塩泉の周辺からさらに広い地域に広がっており、放射能泉は六甲花崗岩地域に主として分布する。

3. 水 資 源 問 題

六甲山地とその周辺では、昭和30年頃から、大規模な宅地造成が進み、次第に人口が膨張している。

人口の急増とともに、水需要が逼迫し、大阪・尼崎・西宮・芦屋・神戸など阪神間の各都市では現在、水資源の確保が緊急の課題となっている。

これら各都市では、上水道の用水として、淀川・猪名川・武庫川水系など河川の水を利用してきたが、河川系の利用には限界もあり各種の制約もあり、地下水に活路を求める方向も出ている。

この地域内で第四紀層の厚く堆積している武庫平野では、深井戸1本で1000t/day以上の地下水が得られるところが多く、この地域全体では、1日に20万トンの地下水をくみ上げてきたが、揚水過剰のため、地下水位は急激に下り、海岸に近い井戸では、海水浸入による塩水化で使いものにならなくなった井戸も多い。

臨海工業地帯では、地盤沈下災害もあり、地下水揚水の規制がおこなわれるようになった。

北摂山地・六甲山地のような基盤岩類の分布地域は、もともと不透水性の岩盤地域でもあり、山地開発で宅地造成をおこなった場合は、水資源の確保には格別の配慮が必要となっている。しかしこのような岩盤地域でも、トンネル工事施工中に、断層破碎帯にあたり、第四紀層地下水に相当する大量の湧水に遭遇している。この破碎帯湧水を新しい水資源として利用する試みが、神戸市などで行われている。

山陽新幹線の六甲トンネルは、西宮市神呪町から、六甲山南麓を西進し、神戸市葺合区布引の新神戸駅にいたる16,220mのトンネルであるが、施工中に膨大な湧水に遭遇し、大幅に工期が遅れ、新大阪―岡山間の最難関工事区間となった。

六甲トンネルの完工後(1970)も、現在まで湧水が続いており、トンネル坑口にあたる西宮・神戸の2市は、その湧水を水資源として利用している。現在の湧水量は約20,000t/dayである。

六甲山地の東部地域では、昔から飲料水にフッ素含有量が多く、この水を常用する住民に斑状歯が発生し、「ハクサレ」という地名が宝塚市の小字名として残っている。

フッ素含有量の限界量については、いろいろの説があるが、厚生省の水道水質基準では昭和32年以降、0.8ppm以下となっている。

大阪市立大学地学教室では、鶴巻道二を中心に、六甲山地の表流水、地下水のフッ素含有量調査研究を続けており、図-3のような表流水中のフッ素含有量の分布をまとめている。

図-3から、表流水、花崗岩中のフッ素含有量が、とくに東六甲地域に多いという結果を得た。

かねてから、斑状歯問題のおこっていた、西宮・宝塚の二市の上水源地の一部は、このようなフッ素含有量の多い表流水ないし伏流水を水資源としていたことが明らかになったので、これら水源地を廃止し、フッ素含有量の少ない水源地を開発するなど、水質の改良に努力している。

フッ素の起源としては、かねてから花崗岩中の微量成分である螢石・磷灰石などが考えられてきたが、鶴巻・桜本(1975)は六甲花崗岩中の黒雲母を分離し、そのフッ素含有量を出し、この地域を流れる表流水のフッ素含有量と黒雲母のフッ素含有量とに、正の相関があることを見出し、表流水のフッ素の起源を六甲花崗岩中の黒雲母とした。

さらに鶴巻・桜本(1976)は表流水に比べ、地下水・湧水のフッ素含有量が、はるかに多いことを明らかにし、破碎帯における地下水が常に高いPHをもつことと、高フッ素化とが関係していることを指摘した。

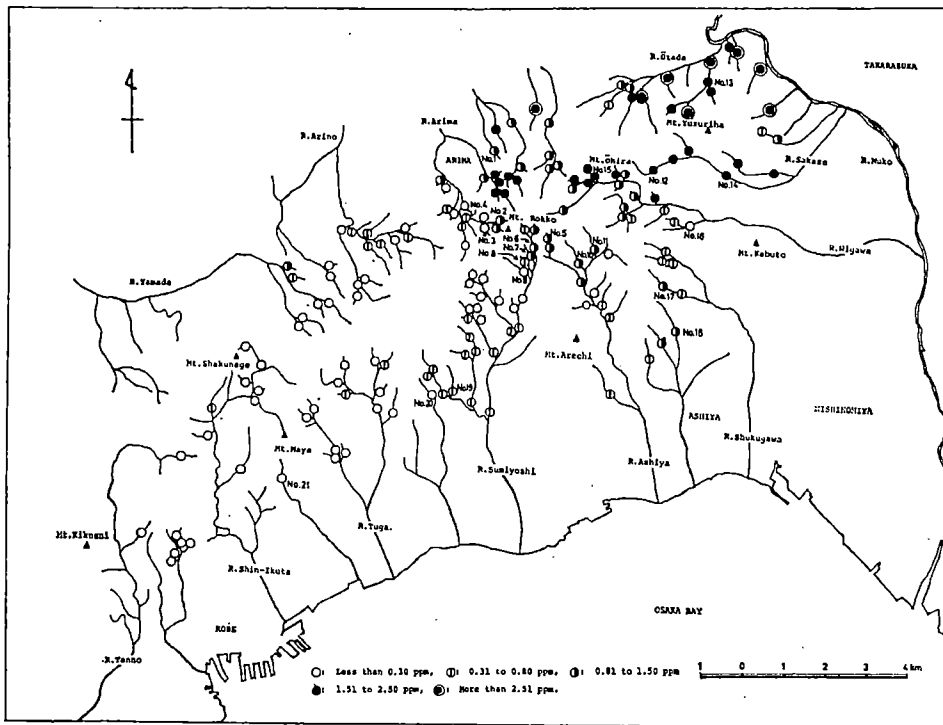


図-3 表流水のフッ素含有量分布(鶴巻・桜本 1975)

4. 風 水 害

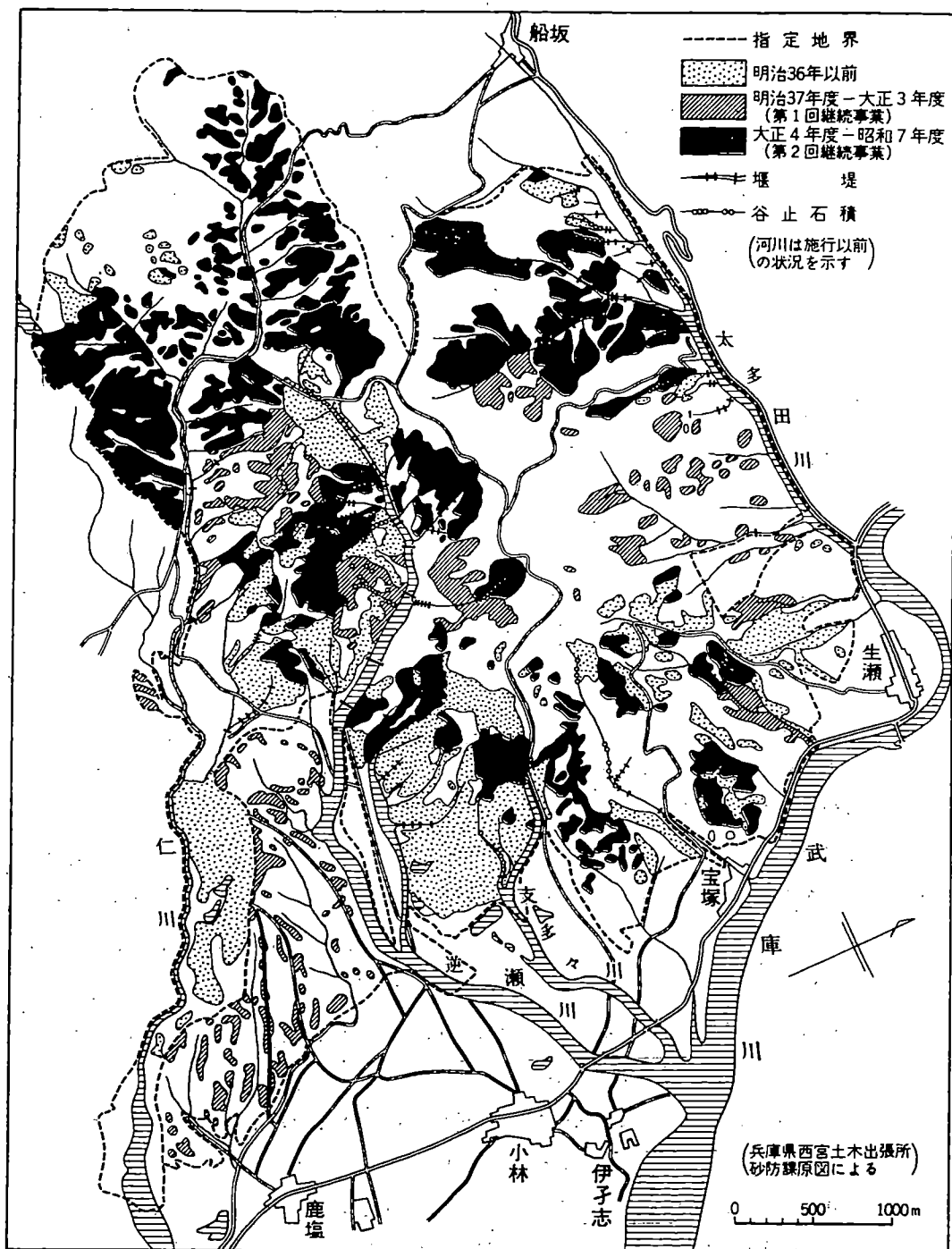
六甲山地及び周辺地域の自然災害の最たるものは、山津波・土石流・洪水などの風水害である。災害史をひもといてみると、資料の確実な明治以降でも、明治4年（1871）・明治7年（1874）・明治17年（1884）に風水害があり、六甲山地の各所に山くずれがあり、土石流が山麓部を襲っている。明治25年（1892）にも、風水害があり、これを契機に兵庫県会で砂防計画が建議された。翌年から調査・計画が進められ、明治28年（1895）はじめて六甲山地の武庫川支流の水源地・堰堤工事が開始された。この事業は明治29年（1896）の河川法、明治30年（1897）の砂防法に先だつものであり、わが国の河川の洪水防御工事先駆をなすものである。

それまでの河川工事は、災害の応急処置として下流部の河道を固定する築堤、新河道の開きく（瀬がえ）など、いわゆる低水工事にとどまっていたが、災害予防を目的とした水源地山地の植林、崩壊山腹の改復、流水土砂を防止する堰堤工事などの高水工事は、六甲山地の河川を最初とする。

砂防法が公布され、それによる一定の行為禁止制限地が武庫川流域に設けられた。太多田川と仁川にはさまれた、東六甲の多くの部分が、最初の禁止制限地の適用を受けている。明治32年（1899）から砂防工事に対して国庫補助がなされ、災害対策の中心となる県営良元工営所も同年5月に設立され、昭和13年（1938）に国営の六甲砂防工事事務所の設立までの長い期間、良元工営所が砂防という地味な仕事を続けていた。

砂防工事着手の翌年、明治29年（1896）8月の台風により、武庫川堤防が決壊し、家屋の浸水・流失があった。明治35年（1902）、治山治水対策の25カ年間継続事業の意見書が出され、これにもとづき、県会は13カ年継続事業として武庫川関係総工費134,418円を議決した。これが第一次継続事業で、武庫川水系の太多田川、逆瀬川の改修工事を中心となった。ついで大正5年（1916）を開始年度とする第二次継続事業にひきつがれ、昭和8年（1933）で、この地域の改修工事を修了した。通算30カ年に及ぶ工事により、太多田川、逆瀬川流域の水源地域には、当初の禿嶺崩壊地のおもかげはなくなり、緑の山林が生育し、流路の整理と砂防堰堤の効果は武庫川本流への土砂の流出を極度に減じ、昭和9年（1934）9月の室戸台風、昭和10年（1935）8月の大雨、昭和13年（1938）7月の集中豪雨により、阪神間は壊滅的な打撃を受けたが、太多田川、逆瀬川流域の家屋・耕地などは、ほとんど無被害というめざましい成果をあげた。

昭和13年7月、不連続線の通過による集中豪雨は、六甲山地で600mmを超す豪雨となり、急斜地はしきりに崩壊し、山崩れの土砂を混じえた土石流は、東は西宮から、西は垂水



図一四 東六甲の砂防工事

までの家屋構造物を破壊、埋没した。阪神大水害といわれる大災害である。このときの六甲山地の土砂流出量は300万 m^3 と計量され、芦屋川・住吉川などの下流部には10t以上の岩塊が押出された。

阪神大水害の教訓から、六甲山地51河川の改修が、国営事業としてとりあげられることになったが、日中戦争・太平洋戦争と戦局の拡大にともない、本格的工事は中止されたままになった。

昭和20年(1945)戦争は終わったが、戦後の混乱から、治山治水事業まで手がまわらなかった。これに追いつけるように同年10月阿久根台風がこの地域を見舞い、武庫川の水位は武田尾付近で鉄道線路を越え、生瀬鉄橋をはじめ、多くの橋梁が流失して、福知山線は約1カ月間不通となった。

昭和25年(1950)のジェーン台風以後、再び治山治水対策に取り組む姿勢がみられたが、昭和28年(1953)の13号台風、昭和32年(1957)の集中豪雨、昭和35年(1960)の16号台風、昭和42年(1967)の集中豪雨などの災害があいついでおこり、その応急工事に追われて、荒廃地の回復を含む、長期的な治山治水対策は、わずかずつしか進んでいない。一方、都市の発達にともなう、山地開発が大規模に進められ、明治以来長期にわたって育ててきた緑の山野が、破壊されていく現状はいたましい限りである。自然環境の保護という意味以上に、生活環境を守る立場から考えなおさねばならない。

風水害の直接の誘因は、夏季を中心とする梅雨前線・不連続線・台風などによる豪雨という気象条件であるが、豪雨がただちに、山くずれ、土石流となる素因は、地形・地質に関係している。六甲山地の花崗岩類は、新しい断層運動により、圧砕化が激しく、指圧程度でも土砂粒となる。いわゆる「まさ」状のところがあり、節理(石の目)間隔が数 cm ~数十 cm で発達するため、その面から剝落した岩屑が谷を埋めているところが多い。しかも海岸線からわずか数 km の距離に900 m を超す山地があり、ここを源流とする河川は、その勾配が急で、浸食作用の活発な上流部が、堆積の場となる下流部に直結し、流量や土砂運搬の調節をおこなう中流部を欠くという決定的な欠陥をもっている。

山地の荒廃や河川の浸食で生産された岩塊や土砂は、平水時には運搬されることは少ないが、洪水時に土石流となって、いっきに下流部に運び出される。六甲山地の山麓部には扇状地が、川口には三角州が発達しているが、これらは過去の土石流の積みかさねであり、今後さらに繰り返えられることは自然の法則である。

扇状地・三角州の河川は自然のままでは、分岐して流れるのが普通であるが、六甲山麓で

は、明治以降都市の発達にともなって、河川流路を堤防で固定したため、運搬される土砂により、川底が上昇し天井川となっている。ひとたび決壊したときの天井川の災害の大きいことは容易に予測できる。昭和13年(1938)の阪神地区の大災害がその典型的なものである。昭和13年災害を契機に、六甲山地の河川の砂防が国営事業として積み上げられ、そのため昭和32年、42年の災害では、平野部での土石流災害は極度に減少し、山地部での斜面崩壊災害が主役となって、被害は軽減している。

六甲山地からの出水による災害のほかに、阪神間は、しばしば高潮による災害を被っている。室戸台風、ジェーン台風のように、四国あるいは紀伊水道を通して、襲来する台風の場合、折悪しく大阪湾満潮時と一致すれば必ず高潮となり、尼崎・西宮・芦屋・神戸などの浸水地域は、ほぼ決っている。昭和30年代から、都市の膨張緩和対策として、海辺埋立による建設用地の造成が進んできたが、埋立地は地盤沈下の問題もかかえており、防潮堤も沈下量を考慮して築造されねばならない。

六甲山地とその周辺の応用地質を、以上4項目で概説したが、この地域には、山岳地域における宅地造成他の開発行為、活断層問題など、応用地質としてとり上げなければならないものがあるが、ここでは割愛した。

有馬・宝塚地域の温・鉱泉群に関する最近の知見

鶴巻道二¹⁾ 桜本勇治²⁾ 奥田庸雄³⁾

岡田昌訓⁴⁾ 益田晴恵¹⁾

まえがき

大阪市立大学理学部地学教室では、藤田和夫、笠間太郎両教授を中心として、従来から六甲山地およびその周縁地域の地質現象について注目をほらい、いろいろな角度から研究を続けている。温・鉱泉群に関する調査・研究は、1964、65年に神戸市の依頼をうけて実施した有馬温泉に関する調査⁽¹⁾、⁽²⁾にはじまり、近年は宝塚温泉の現状調査⁽³⁾を実施している。本稿では先づ有馬・宝塚両地区に関する概況をのべ、ついで応用地質学的に興味深いと考えられる4つのテーマを選び、各人が分担執筆した。

1. 有馬・宝塚温泉の概況

1-1 有馬温泉について

有馬温泉は阪神地方における唯一の温泉地であるとともに、次の点ではわが国第1位として位置づけられるものである。

a) 温泉地としての歴史上有名なものは、有馬・熊野道(湯峯・川湯)・道後の三つであり、これらは何れも大和朝廷に近い位置にあることによるものであろう。有馬は34代明天皇(629~641)、36代孝徳天皇(645~654)が行幸されたことが日本書記にみえ、温泉神社に行宮跡があるという。僧行基(~749)は、「有馬の温泉は武庫の水門より遠く熊野灘に通じているため塩気を含む」とのべている。

b) 溶存成分の濃度……国内の温泉について、各種の溶存成分濃度に関する頻度分布図が作成されている⁽⁴⁾。有馬温泉の泉源の中でもっとも高い塩濃度をもつ天神泉源をとりあげ、この図に各成分濃度を記入すると図1のようになる。陽イオンではアルカリ金属のすべてとCa・Fe・Mnが、陰イオンではCl・Brなどが頻度分布曲線の高濃度側の端にくる。近年地熱井が多く掘さくされるようになり、Cl⁻濃度をみると、例えば九重大岳3号井のよう

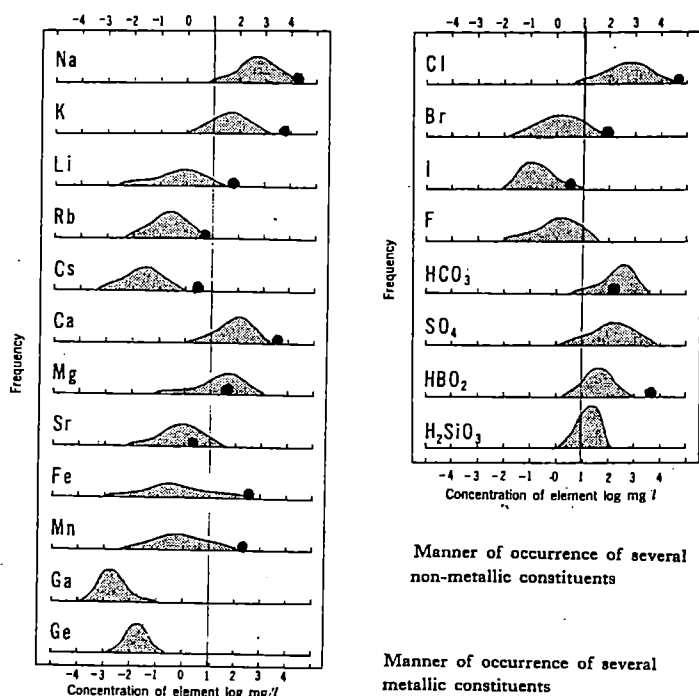
1) 大阪市立大学理学部地学教室

2) K. K. ダイヤコンサルタント技術本部

3) 千葉県公害研究所地盤沈下研究室

4) 大阪府立清友高等学校

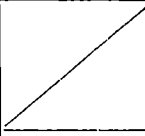
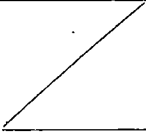
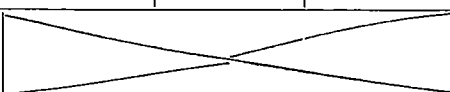
に、 188.8 g/kg にも達するものが出現したが、それまでは天神泉の 43.8 g/kg がわが国の最高値であった。



図一 1 わが国の温泉の各種成分濃度に関する頻度分布図
上に示した有馬天神泉源の濃度（黒丸）

有馬炭酸温泉の主人山内勇吉氏は、1946年同温泉内に炭酸温泉科学研究所を設立し、多くの研究者に対して有馬温泉全般についての研究の便宜をはかった。その成果は、同研究所発行の『有馬温泉の研究』（1954）に収録されている。1950年ごろ神戸市観光課長の職にあった上月順治氏は、有馬温泉の開発のためみずから調査に従事するとともに、多くの資料を整備し『有馬温泉の研究』（1962、日本書院）を刊行した。1964年にスタートした大阪市大の研究は、上記の2大成果をふまえたものであるが、調査対象としていくつかの新設された泉源を追加するとともに、有馬周縁の鉱泉も積局的にとり入れた。湧出状況と泉質をとりまとめると表1のようになり、 100°C に近い高温泉から冷泉まで、また強食塩泉から含炭酸土類塩化物泉・単純炭酸泉にいたるまで、多種多様のものが分布している。また一部には放射能泉も存在する。これらの位置は、図2にあげてある。表1の“ボーリングしたも

表-1 有馬周辺の温・鉱泉の性質の要約

種 別	1 ボーリングしたもの			2 天然湧出するもの		
	1-1 高 温 泉	1-2 中 温 泉	1-3 鉱 泉	2-1 鉱 泉	2-2 鉱 泉	2-3 泉
分布地域	愛宕山北方 (200m) ²	1-1 を中心とする (400m) ²	広 範 囲	広 範 囲	射場山北方 (射場山断層)	六 甲 川
泉源名称 又は湧出地	天神(1) 有明1号(2) 有明2号(3) 御所(4) うわなり(5) 極楽(6)	袈石(7) 簡保保養所(8) ヘルスセンターI(9) ヘルスセンター2(10) 温泉会館(11)	月光園(12) 蛇谷(13) グランド(14) 新有馬(15) 五社、生瀬 宝塚	撫 琴 荘 水 無 谷 井 屋 谷	地獄谷1.(20) 地獄谷2.(21) 炭酸ホテル(22)	瑞 宝 寺
水 温 °C	90 ~ 97	43 ~ 60	Max. 32.5(五社)	気 温 に 支 配 さ れ る		
Cl ⁻ g/ℓ	23 ~ 41	2.3 ~ 31	1.7 ~ 33	1.1 ~ 4.8	0.01~0.02	0.3
HCO ₃ ⁻ mg/ℓ	60 ~ 170	350 ~ 500	500 ~ 2400	150 ~ 1000	0 ~ 30	192
f. CO ₂ mg/ℓ	少 い	多いものあり	750 ~ 1300	1300 (撫琴荘)	300 ~ 1600	37
SO ₄ ²⁻ mg/ℓ	nd ~ tr	5 ~ 35	nd ~ tr	0 ~ 12	0 ~ 100	0
Br ⁻ mg/ℓ	←———— Br ⁻ = 0.0016×Cl ⁻ —————→					
HBO ₂ mg/ℓ	←———— HBO ₂ = 0.015×Cl ⁻ —————→					
F ⁻ mg/ℓ	←———— 分 析 困 難 —————→				0 ~ 0.44	5.5
Fe mg/ℓ	←———— Fe ≐ (0.004~0.006)×Cl ⁻ —————→				0.1 ±	0.18
Ca+Mg me/ℓ	高温泉の Ca+Mg ≐ 0.17×Cl ⁻ Mgは極めて少い、10~50mg/ℓ				0.3 ~ 1.5	2.78
泉 質	強 食 塩 泉	(強) 食 塩 泉	含炭酸~含土類 食塩泉		単純炭酸泉	放射能泉
湧出状況	ラップ管に よる自噴	間歇泉或は 動力 水	各種あり			

※()の数字は図2の地点6に対応する。

の”は深度200～300mのものであるが、泉温90℃以上の高温泉に属するものの湧出地点は、愛宕山北方の半径およそ150mの狭い地区に限られている。40～60℃の中温泉の湧出地点を含めても、半径およそ300mの範囲内となる。このように、有馬における温泉（ここでは40℃以上とする）の分布範囲は極めて限られているため、新泉源（温泉）の開発には限界があるとされていたが、1980年に高温泉の集中域から約1km離れた地点において、深度865mまで掘さくし63℃の温泉を得たという。このことは、深層ボーリングによって温泉湧出地が拡大するとの期待がもてるようになったことを意味するが、その利用についてはいくつかの問題点を残している。現在利用されている高温泉は、一般的に多量のガスを伴っているので、ラッパ管の挿入によって自噴させている。中温泉としたものには、間欠自噴するものと短時間のエアリフトの後に自噴を継続させているものがある。何れにしても、土類泉に特有のスケールの沈着をさけて揚湯しているのに対して、新泉源はそれが可能かどうかという問題がある。もう一つは環境問題である。有馬中心部の温泉水は現状ではすべて有馬川に注いでいる。新泉源の塩濃度が高く、これが別の水系へ放流されることになるならば、その影響を事前に評価しておくことが必要である。

1-2 宝塚温泉について

宝塚温泉も歴史が古く、足利時代にさかのぼり、塩尾寺にまつわる霊泉起源の話が伝えられている。その後一時衰えたが明治7年に再興され、さらに阪神急行電鉄が新温泉を經營して以来、大阪郊外の実験地として栄えるようになり今日に到っている。宝塚に隣接する生瀬は、ウィルキンソン炭酸水の発祥の地として知られている。明治23年、神戸在住の英国人クリフォード・ウィルキンソンは、狩猟の途上宝塚付近において飲んだ泉の水が泡立っていて、非常に爽快な気持ちだったので瓶につめて持帰った。友人にこれを分けたところ、彼等もその水を賞賛したので、ウィルキンソンは翌日ただちにかの地に引き返して調査の上、泉のそばに炭酸水製造工場を設けた。鉱泉は自然石で築かれた径0.6m、深さ9mの井戸から湧出し、三列の濾過装置を流れる間に鉄などの不純物が除かれ、瓶詰にされるようになっていたという。北摂地域には生瀬のほかにも炭酸水又は炭酸ガス採取地が点在し、平野、籠坊などで活発に生産されていた。

宝塚温泉の泉質は含炭酸食塩泉であって、有馬の鉱泉に近似している。泉温については、30.5℃を得たという記録があるが、現在利用されているものは20～22℃である。深度1000mに達するボーリングが行われ、孔底温度は42℃まで上昇したものもあるが、温泉井として完成されることなく放置されている。宝塚温泉においても、有馬と同様、自噴す

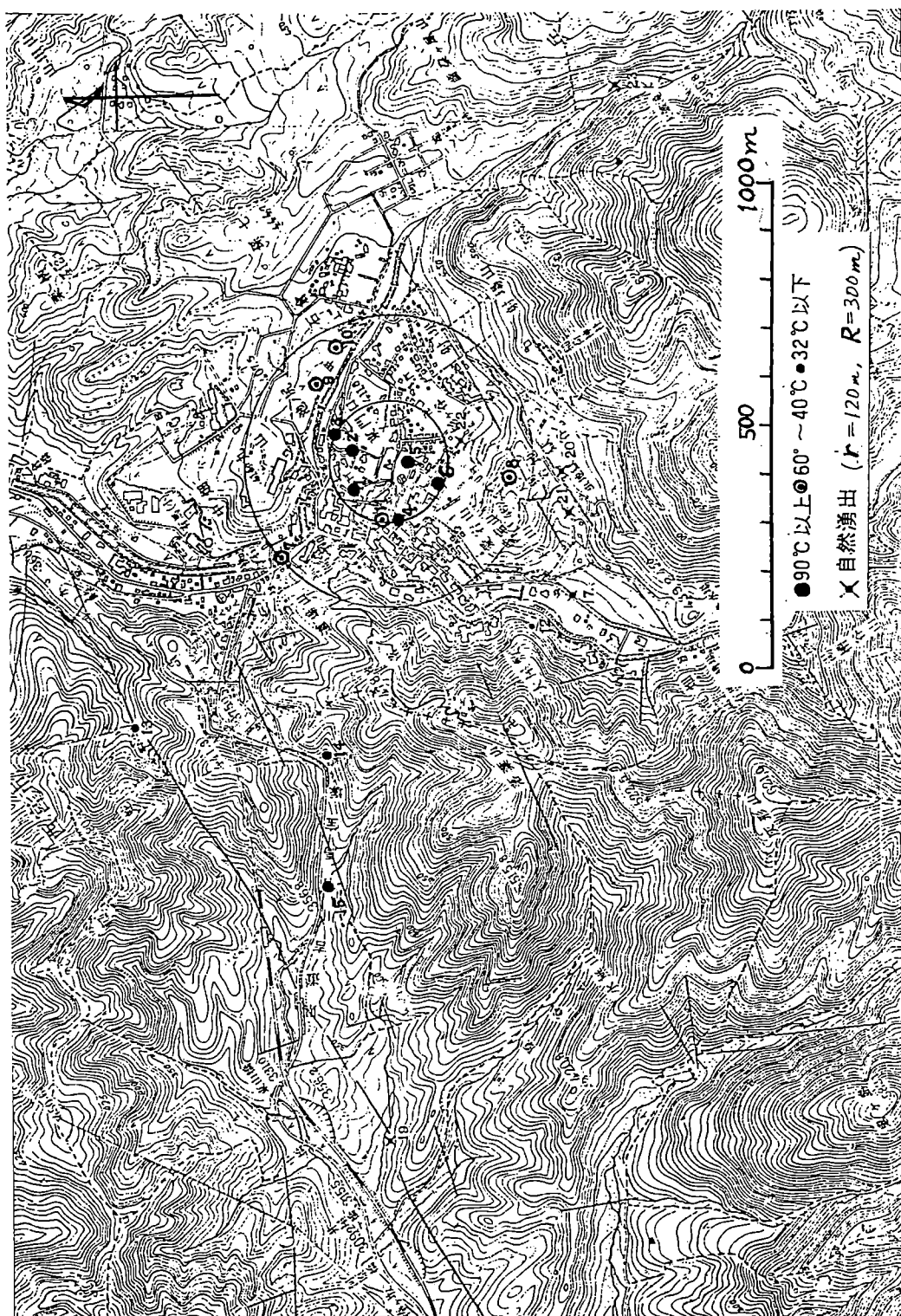


図-2 有馬地域の温・鉱泉の湧出地点

るもの以外は利用し難いという制約があるように思われる。近年、逆瀬川上流部において水量豊富な放射能泉が発見され、その積局的な利用が計画されているようである。

2. 有馬温泉の湧出機構

温泉地における泉源の合理的な利用あるいは新泉源の開発に当っては、その温泉地における泉源群の現況を正しく把握しておくことが最低限必要であるが、さらにそれらの湧出機構についての知見を得ておくことが望ましい。わが国最大の箱根温泉群をもつ箱根町では、1977年から3年計画で同温泉の総合調査を実施し、将来の目標を見出すための基礎資料をととのえている。⁽⁵⁾ また、注水によって揚湯量の維持に成功している山形県の赤湯温泉では、同温泉の湧出機構に関する研究成果をふまえて、注入井と揚湯井との相互位置、注水量と揚湯量に関する制限などを検討している。⁽⁶⁾

高温の温泉の多くは、第四紀火山を熱源としている。有馬周辺に分布する火山岩類は、六甲花崗岩と有馬層群の流紋岩およびその凝灰岩であり、それらの生成時期については、前者は中世代白亜紀末頃、後者は白亜紀末から一部に古第三紀にわたるものがあるとされている⁽⁷⁾。したがって、有馬温泉に関しては、食塩泉（＝高温泉）から炭酸泉（＝鉱泉）にわたる泉質の分布と起源を解釈しようとするものは多いが、地質学的に熱源を説明しようとするものは少い。以下に、湧出機構に関する考え方の変遷を概観した上で、筆者の見解をのべる。

2-1 1960年ごろまでの考え方

(1) 三宅泰雄氏らの考え方

三宅泰雄氏を中心とする地球化学者グループは、前述の炭酸温泉研究所に結集し、極めて詳細な研究をおこなった。同氏らは「有馬の温泉の温泉水は明らかに2水系が種々の比で混合して湧出するものであり、その一つは塩化物型の高温水であり、他の一つは炭酸型の水である」とのべている。

(2) 松平康男氏の考え方

食塩泉の起因は「岩塩にあるのではないかと云うことは強く想像されて来ているが、更に検討を加えねばならぬ問題である」とのべている。また、六甲山の鳴動と関連させて「鳴動は地下の空洞に落盤があるためであろうとのことであるが、この空洞説から更に岩塩層の存在を連想することも出来そうである」として岩塩起源説を補っている。これは、明治34年（1901年）夏の有馬の鳴動について、今村明恒博士が空洞・落盤によって説明されたものを引用しているものと考えられる。

〔(1)、(2)は「有馬温泉の研究」(1954年)による。〕

(3) 岡本夏男氏の考え方

泉温と Cl^- 濃度との間に、図3にみられるような直線関係が存在することによって、(1)と同様に「高温高塩分の温泉が低温低塩分の地下水によってうすめられていると考えるのが妥当である」とのべている⁽⁸⁾。

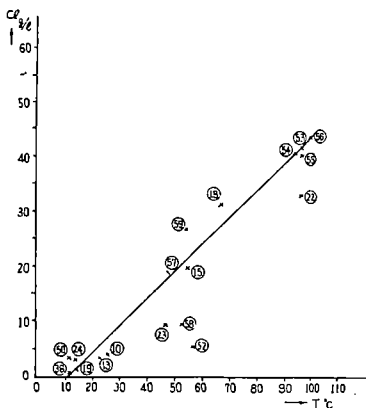


図-3 有馬地域の温・鉱泉の水温と塩化物濃度の関係

... Okamoto (8) による

(4) 中村久由氏の考え方

熱水が炭酸ガスを含む冷地下水によって希釈されているとして(1)、(3)に近い考え方を採っている。同氏は、温泉ガス中に多量の水素を定量したこと、ボーリングコア中に金属硫化物が見出されたことの2点を重視し、「有馬の食塩泉は岩漿水に近い性質をもち、同時にある種の浅熱水性鉱床の生成に関連ある鉱液の性質を示しているように思われる」とのべている⁽⁹⁾。

(5) 上月順治氏の考え方

豊富な温泉掘さく資料にもとづいて、地下の等温線および等 Cl^- 濃度線を描いた結果、それらが鐘状の累層構造を示すことに注目し、「愛宕山の山下に柱状の岩栓(岩脈)とこれにつながる小規模な岩漿溜があって、これが熱源となっているのであろう」とのべている。

〔「有馬温泉の研究」(1962)による。〕

以上の諸氏の考え方をとりまとめると、次のようになる。

- A : 高温の食塩泉が存在し、これが炭酸にとむ地下水と混合している。
- B : 食塩泉の起源としては、岩塩とするものと岩漿水又は鉱液とするものがある。
- C : 熱源としては、岩脈又は岩漿溜をあげるものがある。

2-2 これまでの考え方の批判

泉温と溶存成分、あるいは溶存成分相互の関係によって、小地域的な温泉水系または温泉

脈のあり方を解析しようとする試みは、三朝、下河津、熱海、別府など各地の温泉で成果をあげている⁽¹⁰⁾。前項の(1)、(3)はこのような方法によるものであるが、とりあげる資料の範囲によって、次にのべるような疑問が生じてくる。

(1) 高塩分の源があって、これが炭酸にとも地下水によって希釈されているという機構は認められるか。

臭化物イオン (Br^-)、メタホウ酸 (HBO_2) および炭酸水素イオン (HCO_3^-) の Cl^- に対する量比をみるために、図 4、5 および 6 を作成した。図の中で石仏と記入したものは大阪府河内長野市の石仏地区にある炭酸ガス採取用坑井群の水質資料⁽¹¹⁾によるものである。有馬の温・鉱泉の Br^- と Cl^- との関係は、ほとんど一直線上にのり、

$$\text{Br}^- = 0.0016 \text{Cl}^-$$

なる関係式で示すことができる。 HBO_2 と Cl^- との関係は、 Br^- に比べるとやや乱れているが、それでも

$$\text{HBO}_2 = 0.013 \text{Cl}^-$$

の関係から離れるものは少い。したがって、高濃度の塩水の単純な希釈によって、各所で各様の温・鉱泉が湧出しているとみることができる。ところが、 HCO_3^- と Cl^- の関係は非常に乱れている。有馬においては、高温泉・中温泉・冷鉱泉ごとに HCO_3^- の濃度範囲がきまっているようにみられる。図 6 にあげたすべての鉱泉は、 1000mg/l 程度の遊離炭酸を含有している。広範囲にみるならば、炭酸物質 ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_2$) の含有量の多い食塩泉が普遍的に分布し、有馬の高・中温泉は異常に低い HCO_3^- 含有量をもっているといえる。

さらに、有馬の高温泉は多量のガスを伴って湧出しているとのべた。そのガス組成については別にとりあげるが、ここではガスの大部分は CO_2 から成ることに注目する。湧出する温泉水とガスの量比は不明であるが、高温泉の起源となっているものは、地下深所では CO_2 を多量に含んでいるものと考えられる。

以上のように、混合・希釈という機構は認めることができるが、混合系の一方が低塩分で炭酸型であるとする考え方には、無理があるように思われる。

(2) 高塩分のものが高温であるといえるか、 Cl^- 、 Br^- 、 HBO_2 などの化学成分が一定の量比を示している有馬の泉源群について、泉温と Cl^- 濃度との関係図を作り図 7 に示した。高温泉の Cl^- 濃度が 30g/l 程度のものが高・中・低温泉にわたってみられる。また、2 地点の間欠泉については、 $40 \sim 60^\circ\text{C}$ の温度範囲においてそれぞれ別個に温度 - Cl^- 濃度関係が認められ、 Cl^- 濃度範囲は一方では $13 \sim 23 \text{g/l}$ 、他方では 5g/l

を前後している。これまでの考え方は、混合系の一方は高温で高塩分であるとしているが、図 7 に拠るならばこの考え方を疑問視せざるを得ない。次にのべる観測結果は、この疑問を更に大きくした。

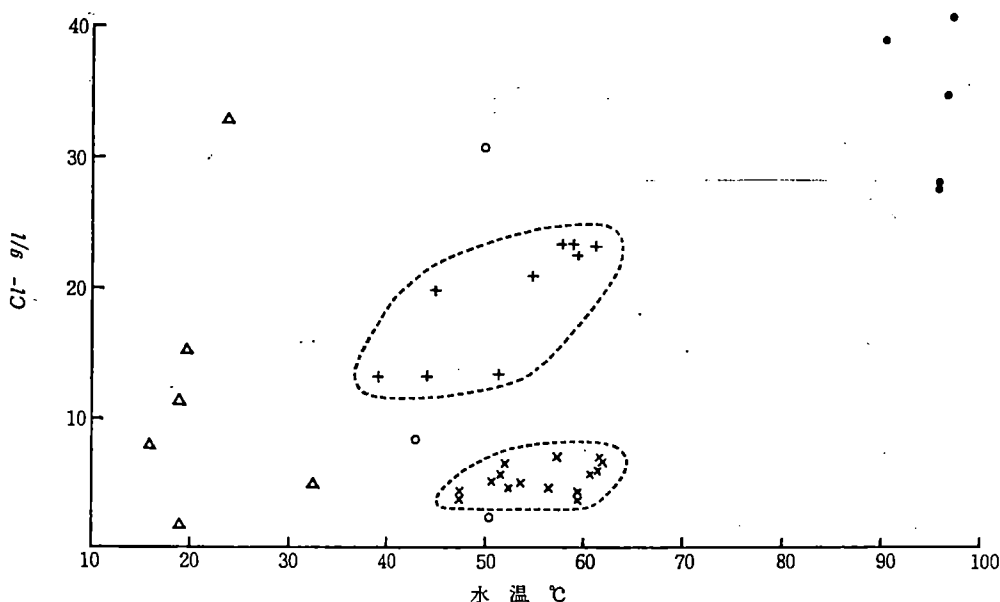


図-7 有馬の温・鉱泉の Cl^- と水温の関係 ●; 高温泉、○; 中温泉、△; 冷鉱泉、+、×; 間欠泉(中温泉)

(3) 注水実験の結果

泉源相互の干渉を明らかにするために、一方の泉源にトレーサーを投入し、揚湯中の他泉源でその出現状況を観測しようとした。この実験の本来の目的は充分に達成することができなかったが、興味深い泉温- Cl^- 濃度関係が得られた。

湧出休止状態にあった有明 1 号井の孔内へ水道水を注入し、約 25 m 離れた位置にある有明 2 号井について水温、 Cl^- 濃度を継続観測したところ、図 8 に示す結果を得た。岡本氏の論文⁽⁸⁾によれば、高温・高塩分の水系の水温を θ_1 、低温・低塩分のそれを θ_2 とし、両者が a_1 、 a_2 の容積比で混合したときの水温を θ とすれば、次の式が成り立つとしている。

$$\theta = \frac{\theta_1}{1 + \alpha} + \frac{\alpha \theta_2}{1 + \alpha} \quad \alpha = \frac{a_2}{a_1}$$

この式における α は、注水前後の Cl^- 濃度変化から容易に求めることができる。初期濃度約 30 g/l に対して 0.0 g/l の水道水を注入し、約 3 g/l の濃度低下をもたらしているので、 α はおよそ 0.1 となる。上式の θ_1 に 97°C、 θ_2 に 30°C、 α に 0.1 を代入す

ると θ は 90°C となるが、注水前後の水温は全く変化していない。

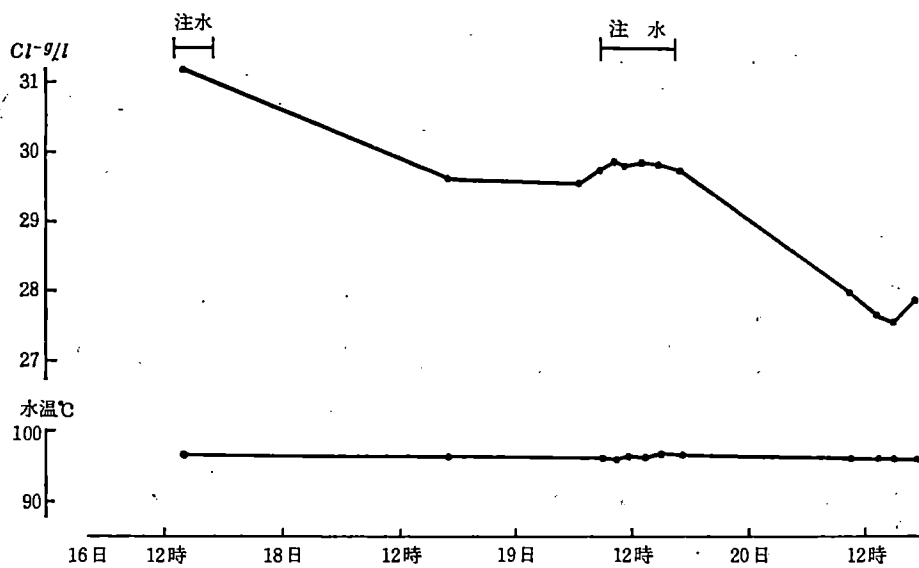


図-8 注水前後の泉温の変化

注水；有明1号井（休止井），観測；有明2号井，
上段；1964年7月，下段；同年8月

2-3 湧出機構の考察

これまでに提案されてきた機構に対して、2つの疑問点をあげて批判した。その第1は、高塩分のものが高温であろうかという点であり、これは熱源が何であるかという問題である。ただし、ここで云う熱源とは物理化学的なものであり、地質学的に何かを問うものではない。第2は、炭酸物質の供給源として、食塩泉に混入する別個の水系を考えることの当否である。

(1) 熱源について

前節にあげた注水実験の結果は、地下に存在する水が高温であるとするよりも、高温でかつ熱容量の大きいものによって地下の水が加熱されている、と考えた方が無理なく理解し得るであろう。水そのものはたとえ高温・高圧であっても比熱は $1.05 \text{ cal/g} \cdot \text{K}$ 程度であり、食塩濃度が高くなると比熱は小さくなる傾向がある。熱容量の大きいものとして何が存在するかという点については、次の2つの可能性があげられる。

a) 比熱が小さくても莫大な質量をもつ高温の岩石が存在する。

b) 局所的にそして継続的に水蒸気にとむ火山ガスの供給がある。

さきにあげた上月氏の考え方は、a)を採用しているが、水蒸気の気化潜熱は極めて大きいので、b)の可能性も充分に考えられる。水の気化熱 $lv (\text{cal/g})$ は、 $0 \sim 180^\circ\text{C}$ のある温度 ($t^\circ\text{C}$) においては、

$$lv = 539.1 - 0.6428(t-100) - 0.0000834(t-100)^2$$

なる式で与えられる。高温泉の孔底温度は、実測値で 125°C 、推測値として 155°C があげられている(上月による)。この温度領域における lv は 500 cal/g 程度となる。

(2) 炭酸物質の含有量について

三宅氏らは、最も塩濃度の高い天神泉源が間欠自噴していたときの観測によって、 Cl^- と HCO_3^- の濃度の間に負の相関関係が得られたという事実によって、希釈する方の水系(低温)に炭酸物質が多いという考え方を採用した。われわれが調査した個々の源泉について、 $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$ の関係をみるとさきに図6にあげたように、相関関係は全くみられない。この事実を重くみるならば、高塩分で炭酸物質にとむ水—それは勿論低温である—が普遍的に存在し、熱源の作用の受け方の違いによって、泉源ごとに HCO_3^- ならびに CO_2 の含有量に差違を生じた、という機構が考えられる。地表に湧出するまで CO_2 を伴っている冷泉は、 CO_2 による母岩の溶解作用が進むので、 CO_2 とともに HCO_3^- の含有量が多くなる。地下で高温となった食塩泉は、 CO_2 の散失によって pH が上昇し CaCO_3 が沈澱しやすくなり、 HCO_3^- の含有量が小さくなっている。

このような機構によれば、単純炭酸泉の主成についても容易に説明することができる。炭

酸泉および炭酸ガス噴気孔は、高温泉に隣接する地区の射場山断層に沿って分布している。炭酸泉の特徴は、表1に示したように溶存固形物が極めて少い点にあるが、このような地下水は、もともと水とCO₂が共存していたと考えるよりも、浅層の自由地下水にCO₂が溶解することによって生じたと考えるべきであろう。CO₂含有量の多い水が地中に長時間存在すれば、HCO₃⁻や各種の陽イオンにとむ地下水となっているであろう。局所的な熱源の作用によって食塩泉から分離したCO₂は、断層に沿って上昇しそのまま地表に噴出するのが虫地獄、鳥地獄の噴気孔であり、それが地下水に溶解して単純炭酸泉を生じていると考えた。

2-4 温・鉱泉の水素・酸素の同位体

温泉の起源については、古くから処女水(juvenile water)又は岩漿水(magmatic water)説と循環水(meteoric water)説とがあったが、Craig(1963)によって水の水素、酸素の同位比の研究がおこなわれるようになって以来、処女水の存在はまれであり、多くの温泉や噴気の水はほとんど循環水であることが明らかになった。本節ではまずこの研究の経緯について簡単にのべ、ついで有馬、宝塚地域の温・鉱泉の同位体組成からみた特徴をとりあげる。

(1) 循環水と処女水のH、O同位体比

水素・酸素には安定同位体として、¹Hと²H(=D)ならびに¹⁶O・¹⁷O・¹⁸Oがある。水は蒸発と凝縮をくり返しながら地表を循環し、その過程でD/H、¹⁸O/¹⁶Oの変化がおこる。¹⁷Oの存在量は極めて少い。同位体比は標準平均海水(SMOW)に対する千分偏差(‰)で表わし、 $\delta D \cdot \delta^{18}O$ と記す。例えば

$$\delta D = \frac{R(\text{試料}) - R(\text{SMOW})}{R(\text{SMOW})} \times 1000$$

で表わす。この場合のRはD/Hである。

Taylor⁽²⁾は、循環水の同位体組成に関する測定値をとりまとめ、図9を作成している。この図の中でclosed basinsとしてあるのは、強い蒸発がおこっている湖の水の値であり、これを除くとすべての循環水の同位体組成は、次の式によって表わされる。

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 5$$

同位体の分別は、低温ほど効率よくおこり、また蒸発・凝縮のくり返しが多いほど分別が進むので、Dも¹⁸Oも高緯度ほど、また海から遠ざかるほど少くなる傾向がある。したがって、ある地域の年平均降水とそれに由来する地表水の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ は、図の直線上の特定の位置を占める。

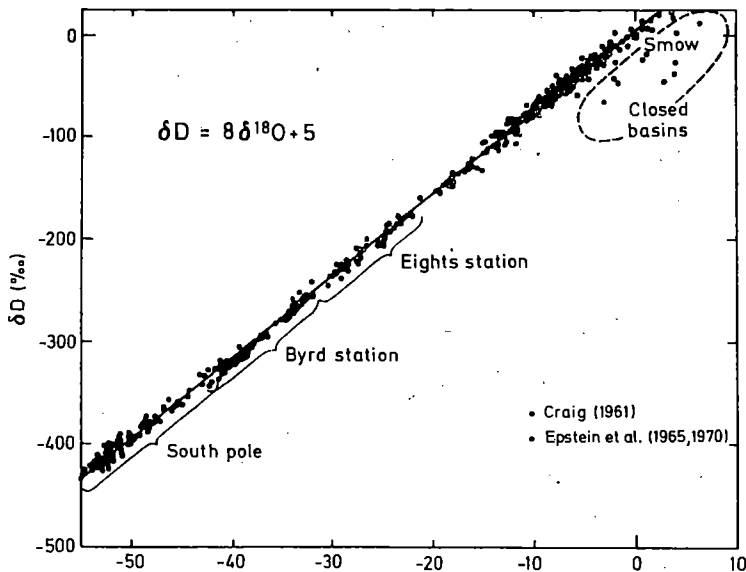


図-9 世界各地の循環水の δD と $\delta^{18}O$ の関係… Taylor (12) による
 Craig (1961)は、 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ を与えている
 Eight station, Byrd station は南極大陸にある

処女水の同位体組成については、次のようにいろいろな推定値が与えられている。

a) 塩基性岩中に含まれる包蔵水の同位体組成から推定されたもの⁽¹³⁾。

$$\delta D = -10 \sim -30, \delta^{18}O = +6 \sim +10 \dots\dots\dots (A)$$

b) 水と岩石が高温で同位体交換平衡に達したとして計算で求めたもの⁽¹²⁾。

metamorphic water について、

$$\delta D = -20 \sim -65, \delta^{18}O = +5 \sim +25 \dots\dots\dots (B)$$

magmatic water について、

$$\delta D = -55 \sim -65, \delta^{18}O = +5.5 \sim +10 \dots\dots\dots (C)$$

c) 日本列島のように大陸と海洋がもみ合うところでは、 δD の $-60 \sim -80$ という値にこだわる必要はなく、深部熱水の δD は $-20 \sim -30$ の間にありそうである⁽¹⁴⁾。

..... (D)

図10は、有力地熱地帯の中性塩化物泉や蒸気と、その地帯の地表水または降水の δD - $\delta^{18}O$ 図である⁽¹⁵⁾。処女水に起源をもつ温泉が湧出しているならば、その温泉水の同位体組成は、湧出地帯の地表水の同位体組成と先にあげたA～Dの領域とを結ぶ線上にあるはずである。図によれば、温泉水や蒸気の δD は地表水とほとんど変わらないが、 $\delta^{18}O$ は各地帯ともプラス側に変化している。 ^{18}O のシフトは、循環水が高温下で岩石と接し、水と岩石の間で同位体交換をおこなった結果であると説明される。例えば、六甲・茨木などの花崗

岩類の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、+9.5～11.5の範囲に入る⁽¹⁶⁾。水素は岩石中に少いので、同位体交換はあまり問題にならない。地表水の位置から ^{18}O シフトだけを示すものが多く存在することは、高温塩化物泉でもその水は循環水起源であることを意味している。

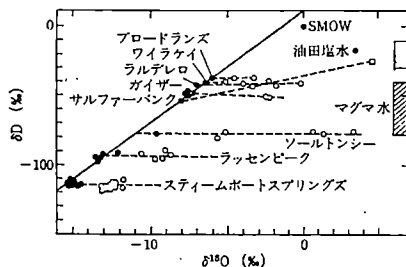


図-10 温泉水の δD と $\delta^{18}\text{O}$ の

関係・・・文献¹⁵による

●；地表水または降水、

○；温泉水または蒸気

A～Dは筆者加筆（本文参照）

(2) 有馬・宝塚・石仏の温・鉱泉群

松葉谷ら⁽¹⁶⁾は、有馬の温・鉱泉を主とし、宝塚・石仏の鉱泉群についても試料を採取し、主要化学成分とともに δD ・ $\delta^{18}\text{O}$ の測定をおこない、図11・12・13に示す結果を得た。これらの結果によって、さきにのべた有馬温泉の湧出機構が矛盾なく説明されるとき、上記の温・鉱泉群が後述するように特異な存在であることが明らかになった。

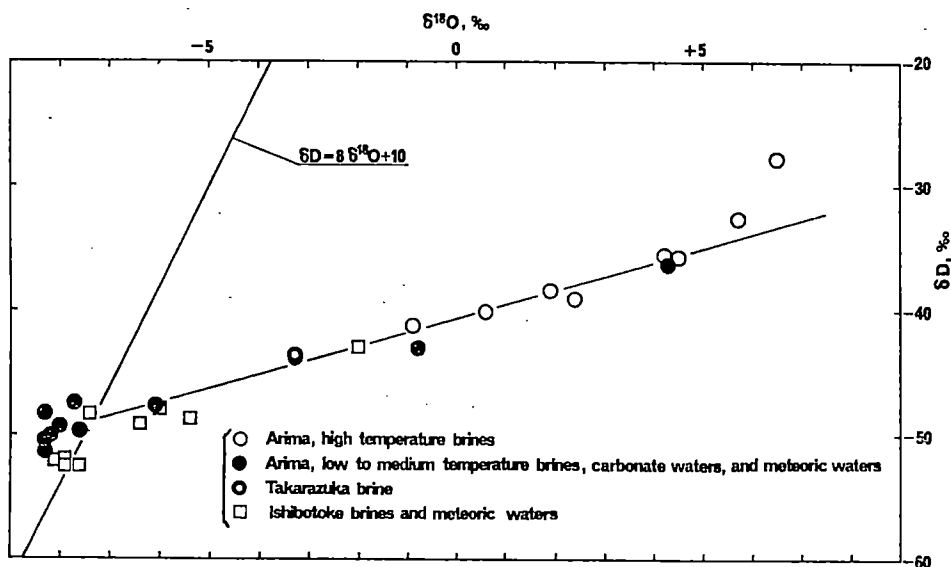


図-11 有馬・宝塚・石仏の温・鉱泉の δD と $\delta^{18}\text{O}$ の関係・・・松葉谷ら⁽¹⁶⁾による

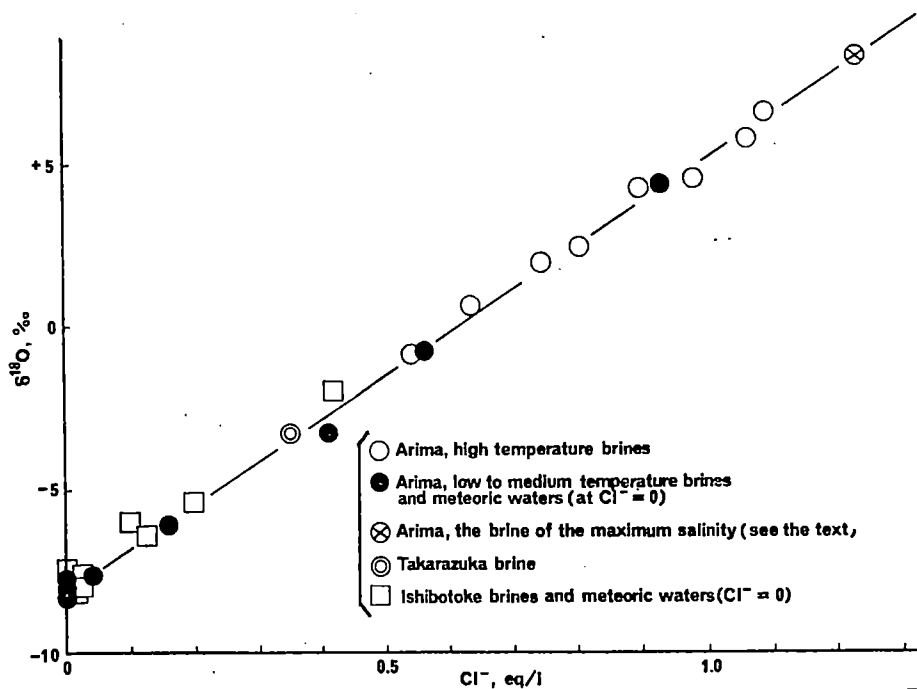


図-12 有馬・宝塚・石佛の温・鉱泉の $\delta^{18}\text{O}$ と Cl^- 濃度の関係 … 松葉谷ら (16) による

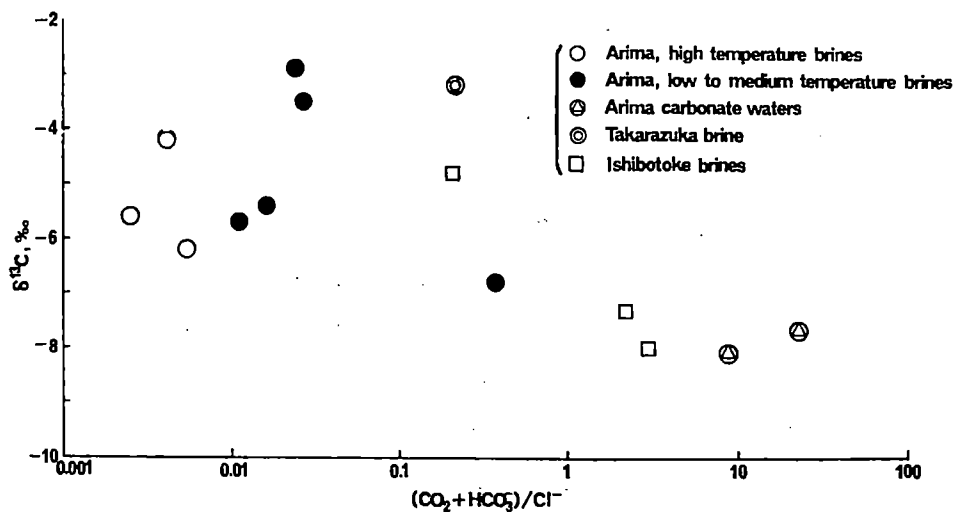


図-13 有馬・宝塚・石佛の温・鉱泉の $\delta^{13}\text{C}$ と全炭酸/ Cl^- 比の関係 … 松葉谷ら (16) による

水の δD と $\delta^{18}O$ の値は、この地域の河川水の値から D と ^{18}O をともに濃縮する方向にほぼ一直線上にならぶ (図 11)。また、 $\delta^{18}O$ 値と Cl^- 濃度との間にも良い相関がみられる (図 12)。高・中温泉ならびに冷鉱泉が、これらの図にみられるように同一の関係を示すことは、この地域の温・鉱泉が地下にある唯一の塩水と地下水との混合系であることを示している。そして、中・低温のものも高温泉に匹敵する塩濃度をもっていることは、この地下の塩水は低温で高炭酸含有量をもち、高温のものはそれが二次的に加熱されて CO_2 を失ったものと考えるのが妥当であると思われる。炭酸泉の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値が河川水のと同じであることは、この散失した CO_2 が地下浅所で地下水に溶解したものであることを示している。図 13 は、 $\delta^{13}C$ 値を全炭酸 ($HCO_3^- + CO_2$) と Cl^- の濃度比に対してプロットしたものである。この図にみられる $\delta^{13}C$ の値の差は、加熱による CO_2 の散失のさいの同位体分別によって説明することができる。散失する CO_2 は溶解状態のものに比べて $^{13}C/^{12}C$ 比が小さく、したがってそのような CO_2 を含む炭酸泉は、図の右方にプロットされているように、低い $\delta^{13}C$ 値をもっている。一方、高温泉では CO_2 の散失によって $CaCO_3$ が沈澱しはじめる。この $CaCO_3$ は ^{13}C に富んでいる。高温泉の $\delta^{13}C$ 値は、 CO_2 の散失と $CaCO_3$ の沈澱によって相殺され、もとの炭酸食塩泉とあまりかわらない値となっている。

図 11・12 は、宝塚・石仏の鉱泉群の $\delta D - \delta^{18}O$ 関係ならびに $\delta^{18}O - Cl^-$ 濃度関係が有馬の温・鉱泉群と全く同じであることを示している。このことは、各地区を通じて有馬の地下の塩水と同じようなものが存在していることをほのめかしており、注目に値する。また、図 10 と図 11 を比較すると、図 11 の温・鉱泉は $D, ^{18}O$ とともにシフトレ、地下水と処女水を結ぶ線上にプロットされている。酒井は、非火山地帯に出現し D と ^{18}O にとむ上のような鉱泉水を正体不明とし、これを「有馬型塩水」と呼んでいる。

2-5 ま と め

有馬温泉の湧出機構についての以上の考察をとりまとめると、次のように要約される。

- (1) 低温で CO_2 にとむ塩水が広く分布し、それが局所的な熱源によって加熱されて CO_2 を失ったものが高温食塩泉として湧出する。
- (2) 泉源による塩濃度・水温などの差は、地下水による希釈や加熱の程度の差による。
- (3) 散失した CO_2 は、浅層の地下水に溶解し炭酸泉となっている。

3. 有馬地域の岩石中の水銀含有量について

温泉地帯で温泉水以外から地下の状態を知る方法としては、噴気ガスや変質粘土等の分析

が挙げられる。特に後者の場合は水銀を指示元素として用いることにより、地下温度の高い地点を推定したり、断層の存在を裏づけることができる⁽¹⁷⁾⁽¹⁸⁾。いくつかの高温泉源を有する有馬地域において、水銀異常域がどのようになっているかを調査した結果を以下に示す。なお、試料は岩石および破碎碎屑物を用い、無炭化原子吸光法で分析した。

(1) 岩石中の水銀含有量とその分布

分析結果を度数分布図にして図 14 に示した。

この図では二つの母集団が見られるが、高い値（320 ppb 以上）は水銀に関する異常域、低い値はバックグラウンドを示すのであろう。また、数は少ないが比較のために行なった宝塚の岩石の分析結果を図 14 の下方に示す。宝塚では数個の鉱泉が湧出する地区内の岩石や断層粘土を試料として用いたが、水銀含有量の異常値は認められなかった。図 14 にあげた度数分布を考慮して含有量の区分をおこない、有馬地域における岩石中水銀の分布図を作り、図 15 に示した。

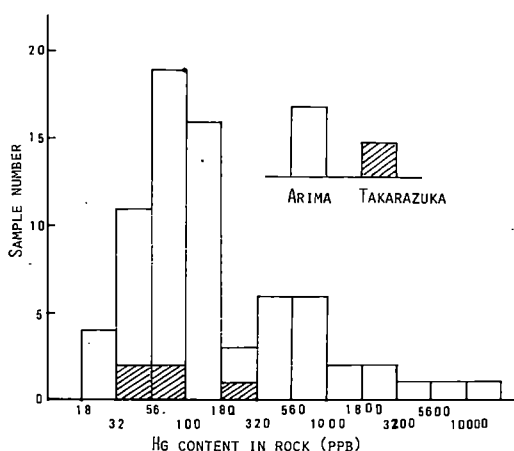


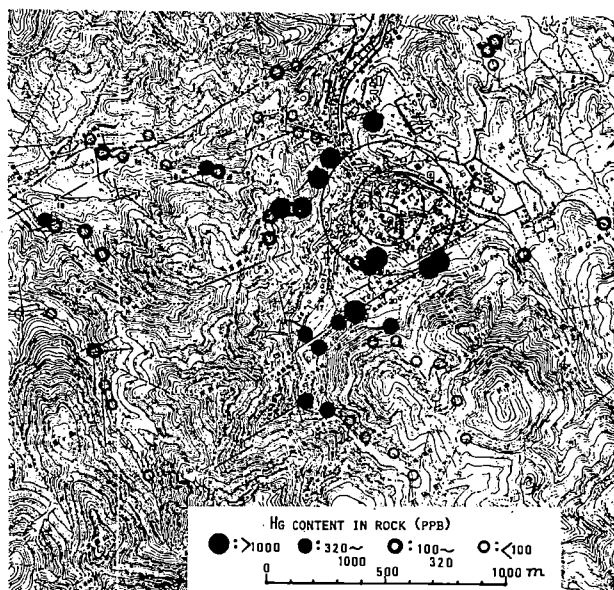
図-14 有馬・宝塚地域における岩石中水銀含有量の座数分布図

有馬で特に水銀濃度の高い地区は、地獄谷の射場山断層沿い、愛宕山の破碎帯、道場山、落葉山で、この区域の射場山断層が熱水あるいはガスの通り道になったことが推測される。上記以外の地域は局地的にはやや高い値を示す所もあるが、ほとんどは 180 ppb 以下である。水銀濃度の異常域と高温泉源との位置関係を見ると、水銀異常域（度数分布図より判断して 320 ppb 以上の地域（度数分布図より判断して 320 ppb 以上の地域）は高温泉源をとり囲み、特に 1000 ppb 以上の水銀含有量を示す岩石は高温泉源群から 500 m 以内の狭い地域に限られている。

(2) 変質作用と水銀含有量について

有馬地域の有馬層群は、主に流紋岩質溶結凝灰岩、火山礫凝灰岩、溶岩の三種類で構成される。このうち地獄谷、愛宕山、道場山の凝灰岩質岩石は白色化を受けており、特に地獄谷の射場山断層沿いでは白色化が著しく、部分的に白砂や白色多孔質角礫状の岩石になっている。

る。これらの白色化を受けた岩石の水銀含有量は異常に多く、顕微鏡やX線で鉱物組成を調べたところ、長石類がなく、明ばん石が生じていることがわかった。またこの地域内には緑泥石や白雲母類等の変質鉱物を含む岩石もある。



図－15 有馬地域における岩石中水銀含有量の分布図

(3) 岩石中の水銀の気化温度

岩石中に含まれる水銀の気化温度を知る事は、水銀がどのような鉱物として固定されているか、また地下の温度状況などを知るうえで重要である。その気化温度を知る方法としては、試料を各温度で通気しながら15分間加熱処理をし、その試料に残っている水銀を定量することにした⁽¹⁹⁾。水銀含有量800～2500 ppbの4個の試料について、次のような結果が得られた。

温 度(℃)	100	150	200	250	300	400
残 存(%)	100	90	67	12	10	4

この実験から岩石中の水銀は150℃から300℃の間でほとんど気化することがわかった。これは HgCl_2 と HgS の気化の割合のほぼ中間的な値である。

また有明泉源の地下240mのボーリングコアサンプルに含まれる水銀は100ppb前後と、少ない事から、地下ではかなりの高温であることが推測される。上月(前出)によれば、地下温度勾配65℃/100mの値があげられている。

(4) ま と め

有馬地域の水銀異常は地下の熱によって揮発した水銀が熱水あるいはガスと共に上昇し、その温度低下によって地表の岩石に固定されたものであろう。その水銀の通り道は地獄谷の射場山断層などの破砕帯が主であり、異常域が比較的小さい(直径約1km)のは、地下熱源の大きさに関係しているものと思われる。また、宝塚地域においては、有馬地域の異常値に相当するものが見出されなかったことは、高温泉の存否と関連する興味深い事実である。

(岡田 昌訓 記)

4. 有馬温泉とその周辺地域の鉱泉に伴うガス成分について

有馬温泉をはじめとして、兵庫県西部には、多くの温泉・鉱泉が点在する。これらのうち、有馬とその周辺地域に分布するものについて鉱泉水に伴って湧出するガス成分の分析を行った。その結果を以下に述べる。

ガス採取および分析は1980年12月から1981年5月にかけて行った。ガス採取地点は図16に示した。有馬地区の採取地点の1～6は、表1、図2の1、3、7、11、20、12にあたる。温・鉱泉は、その分布地域から、有馬宝塚温・鉱泉群(1～8)、猪名川鉱泉群(9～13)、社鉱泉群(14、15)に大別できる。これらのうち、1、2、3、4、8はボーリング井、6は丸井戸である。ポンプ揚水している3を除けば、すべて自然湧出している。

採取は、鉱泉水中の気泡を直接採取できるものについては、水置換法を用いて、ガラス製のガス採取管に採取した。直接採取が不可能なボーリング井では、ケーシングパイプ中にたまったガスを同様にガス採取管に採取した。それらの試料は、実験室において、CO₂を吸収法で測定した後、柳本ガスクロマトグラフGC-55型により分析した。カラムは4m充填剤にはモレキュラーシーブ5A、キャリアガスにはアルゴンを用いた。

結果は表2に示すとおりである。

有馬・宝塚の温泉・鉱泉は水質ならびに同位体組成によって同一の起源をもつものであることはすでに述べられている。ガス質もよく似ており、泉質が含炭酸食塩泉、単純炭酸泉であることを反映して、湧出するガスもその大部分がCO₂であり、含有量が95～99%程度ある。

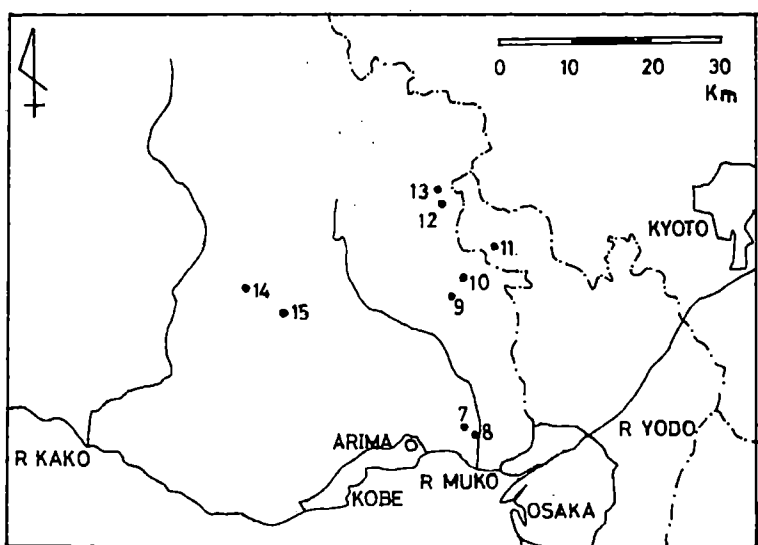


図-16 ガス試料採取地点

表-2 温・鉱泉にともなうガスの分析結果

Locality	Samp. Date	CO ₂ (%)	N ₂ (%)	CH ₄ (%)	He (ppm)	H ₂ (ppm)	
有馬 ・ 雲 塔	1 天神	81. 5.13	94.5	98.2	0	5500	13000
	2 有明	81. 5.13	98.2	77.4	17.8	2500	46000
	3 秋石	81. 5.13	98.5	75.1	24.7	2300	110
	4 銀泉	81. 5.13	98.1	80.3	19.6	1200	tr.
	5 地獄谷	81. 1.17	99.5	48.9	51.0	550	250
	6 月光園	81. 1.17	84.1	97.0	2.96	380	tr.
	7 生瀬	81. 5.13	66.2	71.1	28.8	1800	0
	8 見返橋	81. 1.17	98.8	53.9	45.8	2800	120
備 前 石 川 社	9	81. 1.25	94.6	13.4	86.6	190	40
	10	81. 3. 3	84.1	70.1	29.9	300	40
	11	81. 3. 3	73.8	78.5	26.5	330	0
	12	81. 4. 9	98.4	90.3	9.65	170	90
	13	80.12.25	99.0	40.8	60.4	400	tr.
	14	81. 1.25		72.6	27.2	1900	0
	15	81. 2.27		35.4	64.6	310	0

一般に、火山ガスには H_2 が大量に含まれるといわれている。有馬でも、高温泉では大量の H_2 が観測されている。湯湯していないボーリング井においても、 H_2 が5000 ppm程度（これは CO_2 を含む全ガスに対する容量比である）検出された事例もあったので、有馬の高塩水とほぼ等しい3% NaCl溶液を鉄釘と反応させたところ、数1000 ppmの H_2 の発生を見た。このような事実をあわせて考えると、有馬の高温泉中の H_2 は火山ガスの特徴を示すものか、温泉水とケーシングパイプとの反応によるものか、その区別は難しく思われる。天神泉源のような高温泉では CH_4 の分解による H_2 が含まれているであろう。

Heについては、放射性元素の崩壊によるものが地表にもたらされると考えられるので、地下深所にまで裂目があるようなところで高い濃度が検出されると期待される。有馬・宝塚・鉾泉群における高濃度のHeは、有馬・高槻構造線に原因を求められよう。さらに、有馬では水温が高いものほどHe濃度も高くなっていることから、熱源とHeとは何か関係があるのかもしれない。

次に、有馬・宝塚周辺に分布する鉾泉に伴うガス成分を比較してみた。猪名川地域にはかつて炭酸ガス採取に用いた鉾泉が多く、有馬・宝塚と同じく、ガスの主要成分は CO_2 である。しかし、 H_2 、Heなどの微量成分は有馬、宝塚地域のものより少ない。このことは鉾泉の湧出経路の差異を反映しているのであろう。

社町付近には含土類食塩泉に分類される鉾泉5地点確認されている。それらのうち、自然湧出している2鉾泉についてガス分析を行った。この付近の鉾泉のガス質は明らかに有馬や猪名川地域のものと異なり、 CO_2 を含まない N_2-CH_4 型のものである。この地域の鉾泉は、溶存成分中の HCO_3 もごくわずかにすぎない。したがって、鉾泉の起源、湧出の機構が有馬・猪名川地域とは全く異なっているとみるべきであろう。

以上のことがらをまとめると次のようになる。

(1) 有馬・宝塚・猪名川地域に分布する温・鉾泉に伴うガスは、すべて CO_2 を主要成分としている。Heの含有量は鉾泉の湧出する地域の地下構造を反映している。有馬グループには H_2 含有量が異常に多いものがみられるが、これを一般的な H_2 に富む火山ガスと対比しうるかどうか疑問である。

(2) 社町付近の鉾泉は、水質からもガス質からも有馬・猪名川地域のものとは異なっている。

（益田 晴恵 記）

5. 間欠自噴泉の湧出量の測定

泉源の現況調査においては、泉温・水質とともに湧出量も重要な要素であることは云うまでもない。ところが、間欠自噴する泉源について、湧出量を正確に測定することは、泉源の状況によっては可成りむづかしい場合がある。測定に当つては、a) 自噴継続時間 (t_1 : 分) b) 自噴停止時間 (t_2 : 分) および c) 1 回の自噴量 (q : ℓ) を考慮し、適切な方法を選ばなければならない。これらの測値が得られれば、次式によって湧出量 (ℓ /日) が求められる。

$$Q = \frac{1440}{(t_1 + t_2)} \times q \quad (1440 \text{ 分} = 60 \text{ 分} \times 24)$$

また、 t_1 、 t_2 、 q などによって、泉源の湧出機構を検討している研究もある⁽²⁾。

宝塚市泉源調査⁽⁴⁾に当つて、2 箇所の泉源において測定を実施する機会に恵まれたので、その方法と結果についてのべる。

(1) 泉源の状況

宝塚温泉において、かなりの量の自噴をしている泉源は、寿楼と第一ホテルの 2 泉源に限られ、両者とも現在は間欠泉である。2 泉源の湧出状況の経過をみると次の通りである（宝塚市資料「温泉事業の経過概要」による）。

寿泉源は、昭和 31 年に深度 332.4 m、口径 8 時のボーリング井として竣工した。当初は、30.5℃の含炭酸鉄食塩泉が、毎分 196 ℓ の湧出をしたと記録されている。36 年におこなわれた湧出状況調査では、「1 日数回の自噴能力があり温泉として利用できないほど老化していない」とのべられているが、自噴量は施行されたが、その時点では 146.8 m 以深の埋没が確認されるとともに、日量 200 石（36 m^3 /日）の揚湯ができたという。43 年には、59 m 以深の埋没が確認されている。

第一ホテルの泉源は、昭和 32 年に深度 100 m、口径 8 時のボーリング井として竣工した。当初は、30.5℃の含炭酸鉄食塩泉が毎分 90 ℓ 湧出したと記録されている。湧出量は 49 年以降徐々に減少し、51 年夏頃から急激に減少した。

(2) 第一ホテル泉源について

この泉源では、自噴した温泉水が一旦水深の浅い池に貯えられた後、貯湯槽に流下するようになっている。池が流量に対して緩衝作用をもっていることを利用し、貯湯への流入孔に流量測定装置を設けることとした。装置の概要を図 17 に示した。

温泉水は塩ビ製円筒容器に入り、満水すれば反転して速やかに温泉水を貯湯槽内へ排出す

するとともに、反転時ごとに信号が記録されるようになっている。円筒容器の容量は2.8 lである。記録された信号の継続時間と回数を読みとることにより、自噴開始時刻、同停止時刻ならびに自噴量が求められる。記録の一部を図18に示し、昭和53年8月29日11時より約10時間の記録を簡単に図化したものを図19に示した。第1回の自噴記録は不調であったためにこれを除外し、第2回以降の記録について検討すると、

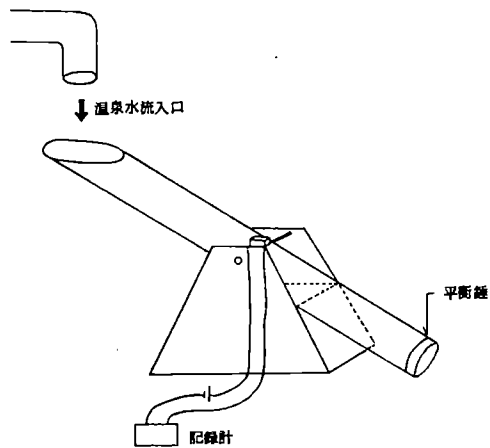


図-17 第一ホテル泉源の湧出量測定に用いた装置の概要

自噴間隔(自噴開始時刻より次の開始までの時間)は47~49.5分となり、49分を示すことが多い。自噴継続時間は17.5~20.5分であり、この時間が短いときにはその次の自噴開始が1~2分早くなっている。図18は、1回の自噴における湧出量の時間変化をとらえている。すなわち、自噴開始時は信号が毎分1回程度であり、徐々に回数がふえ、毎分20分回(流量にすると56 l/min)のピークが6~7分持続し、再び減少して停止するに至る。ただし、前述したように池の緩衝作用により、記録継続時間の方が実際の自噴継続時よりもやや長くなっている可能性がある。

信号の回数を数えることによって、1回の自噴量は469~501 lの範囲にあることがわかった。以上について、平均的な値を求め、1日当りの湧出量を計算すると次のようになる。

1回の自噴量: 485 l

自噴の間隔: 48.5分 ($= t_1 + t_2$)

$$1 \text{ 日の自噴量} = 485 \text{ l} \times \frac{1440}{48.5} = 14.4 \text{ m}^3$$

この方法では、湧出のピーク時には、少量の計量ロスがあると考えられる。

(3) 寿泉源について

この泉源は、1回の自噴水量が比較的多いので、第一ホテルで用いた装置をそのまま適用することはできない。また、同装置のスケールを大きくしたとしても、その設置に適当な場所を求め難い状況にある。第一ホテルにおける観測結果によって、1回の自噴水量はおよそ

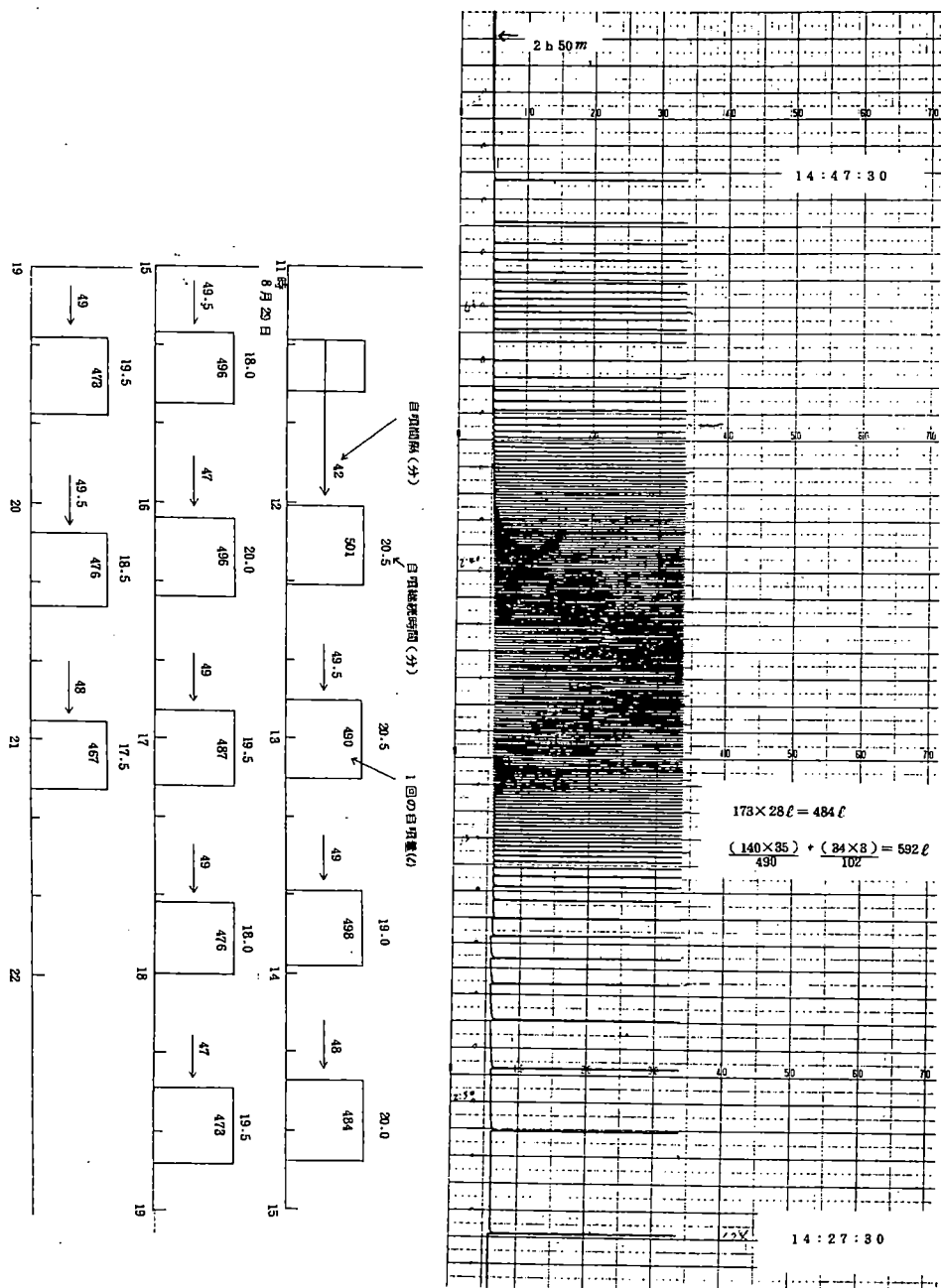


図-18 第一ホテル泉源の間欠自噴状況記録の一部

等しいことがわかったので、本源泉では自噴の時間経過のみを連続記録し、湧出量は別個に測定することとした。記録装置の概要は次の通りである。電極の一方を湧出孔に設け、他方をアースし両電池で結び、自噴時にのみ電流が流れて記録されるように設置した。記録の一部を図20に示し、8月30日正午より24時間にわたる連続記録結果を図化したものを図21に示した。自噴継続時間は6.6～8.2分であり、自噴間隔は109.5～117.5分であった。本源泉でも、自噴継続時間が短いときは、それに続く自噴の開始までの時間が短くなる傾向が認められる。30日12時46分～14時35分の間と、31日1時45分～3時52分の間を比較すると、上の傾向がよくわかる。また、31日3時52分以降は、継続時間が7.6分の自噴が4回続いているが、各自噴の間隔は111.5、112.5、111.5、112.5分間を示し、極めて規則的であることがわかる。

自噴量は11月7日に量水法によって求められた。湧出孔から貯湯槽に入るパイプを閉じ、武庫川への放流管に湧出する温泉水のすべてを流し、流下する温泉水を45ℓ容器2個にて交互に量水した。連続する3回の自噴についての測定をおこない、下記の結果を得た。

10時45分開始	996ℓ	
12時41分 "	1035ℓ	平均 1014ℓ
14時37分 "	1012ℓ	

このときの自噴間隔は116分となるので、1日の自噴量は次の通りである。

$$1012\ell \times \frac{1440}{116} = 12.6m^3$$

(楼本 勇治・奥田 庸雄 記)

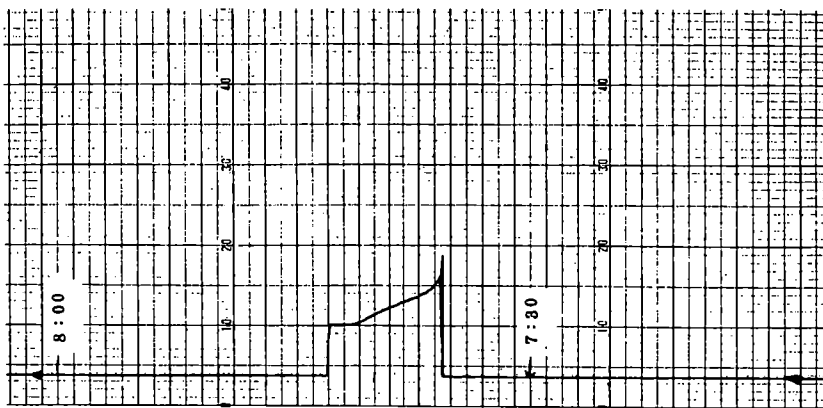


図-20 寿泉源の間欠自噴状況記録の一部

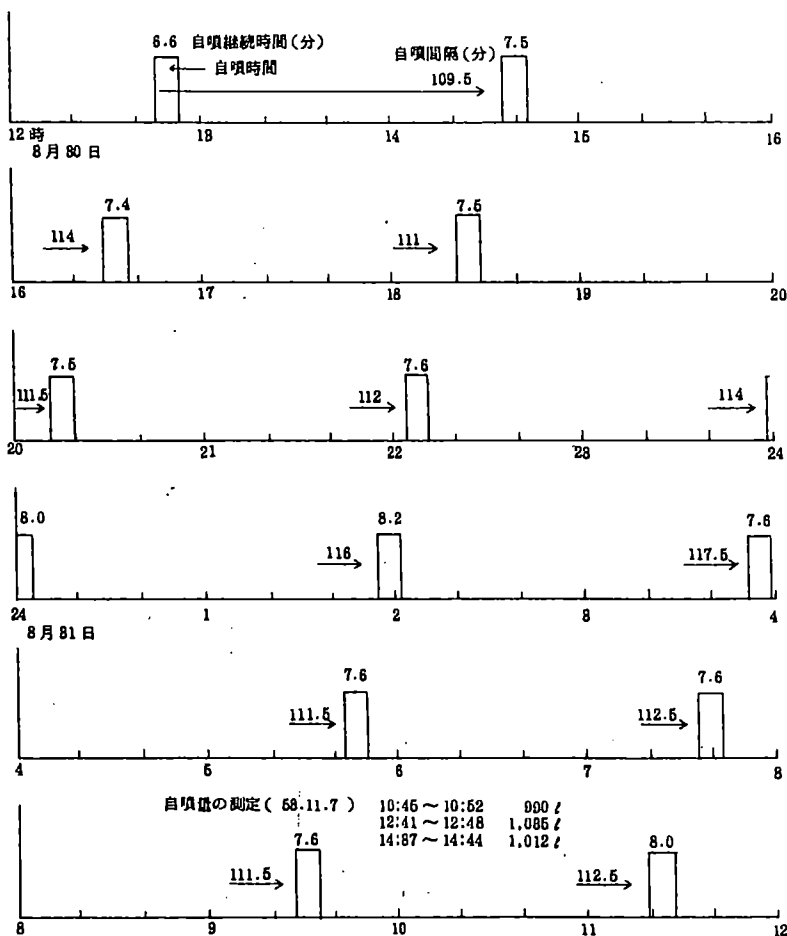


図-21 寿泉源の間欠自噴状況
(1978年8月30日12時~31日12時)

あ と が き

近年、温泉枯渇問題が各地で発生している。これに対処するには、新泉源の開発を進めなければならないが、それが限界にあることによって、この問題を深刻にしているといえよう。温泉統合による合理的な泉源管理は、温泉を永続させるための一つの方向であろう。これを具体化するには、2章のはじめにのべたように、泉源群の現況の正確な把握とともに、湧出機構についての知見が基礎となろう。

温泉の調査には、地質学・地球物理学・地球化学などいろいろな分野からのとり組み方がある。とくに湧出機構をモデル化するには、それぞれの領域からの知見が矛盾なくとり入れられなければならない。3、4章で得られたデータは、2章のモデルにおける局所的な熱源の存在、高温泉に伴うガスの実体、という点でモデルを側面から支持するものとなつている。5章では、間欠泉の自噴状況の調査手法を検討した。炭酸ガスにとむ鉱泉が多く分布している有馬・猪名川地域においても、同様の調査をおこない、自噴のパターンを豊富に集積すれば、間欠自噴の機構について興味深い解釈が生れるものと期待している。

引用文献

- (1) 笠間太郎・鶴巻道二(1964)神戸市有馬温泉に関する地質および泉源調査報告、神戸市経済局観光課 47P
- (2) 笠間太郎・鶴巻道二(1966) (続) 、 P. 34
- (3) 笠間太郎・鶴巻道二(1978)宝塚市泉源現況調査報告、大阪市立大学表層地質研究会 P. 27
- (4) Uzumasa, Y. (1965) Chemical Investigations of Hot Springs in Japan P67. Tsukiji Shokan.
- (5) 箱根温泉調査班(1981)箱根温泉誌Ⅰ、Ⅱ. 神奈川県温泉地学研究所報告、12、no. 5、6.
- (6) 福富孝治他(1963)山形県赤湯温泉の湧出機構と注水効果の機構、北海道大学地球物理学研究報告、№12 P. 169-210
- (7) 兵庫県(1956)兵庫県地質鉱産図説明書 P. 21
- (8) Okamoto, N. (1962) Researches on hot Spving group in Arima, Geophysical Magagine , 31 P. 275~312
- (9) 中村久由(1962)本邦諸温泉の地質学的研究、地質調査所報告 P. 192
- (10) 湯原浩三・瀬野錦蔵(1969)温泉学、 P. 171~177 地人書館
- (11) 鶴巻道二、林敬次郎、四方俊郎(1974)大阪府南部の鉱泉について、応用地学の進歩(岩津潤教授記念論文集)P. 91~119
- (12) Tayler, H. P. Jr. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotop studies to problems of hydrothermal alteration and Ore deposition, Econ. Geol. 69. P. 843~883
- (13) 北野康(1969)水の科学、P. 61、NHKブックス
- (14) 酒井均、大木靖衛(1978)日本の温泉、科学、48. P. 41~52
- (15) 横山泉他編(1979)火山(岩波講座地球科学7) P. 231~244. 岩波書店
- (16) 松葉谷浩、酒井均、鶴巻道二(1974)有馬地域の温泉、鉱泉の水素と酸素の同位体比について、岡山大学温泉研究所報告、№43、 P. 15~28
- (17) 古賀昭人(1976)地熱探査における地球化学、物理探鉱、29、 P. 72~
- (18) Klusman R. W. & Landvess, R. A. (1978)
Secondary controls on mercury in soils of

- gesthermal areas. J. Geochem. Explor. 9, P. 75~91
- (19) Koksoy, M. & Bradshaw, P. M. P. (1969)
Secondary dispersion of mercury from cinnabar and
stibnite deposits, west Turkey. (Int. Geochem. Explor
Symp.) Quarterly of the Colorado School of Mines. 64
P. 333~356
- (20) (10) P. 238~246

六甲山地の水質とその応用地質学的適用

京都大学防災研究所 吉 岡 龍 馬

緒 言

六甲山地は、北東は武庫川沿いの生瀬、宝塚より、南西は大阪湾に面する須磨、塩屋におよぶ全長約30kmにわたり広がり、神戸市、芦屋市、西宮市および宝塚市の背梁山脈を形成し、その海拔は900～600mである。

六甲山地の地質は、笠間(1968)および藤田・笠間(1971)により詳細に述べられている。これらによると、六甲山地の花崗岩類は六甲花崗岩(中生代白亜紀後期～古第三紀に形成、六甲山地ほぼ全域に分布、細粒部と中・粗粒部に区分)、布引花崗閃緑岩(白亜紀中～後期に形成、六甲山地南縁部に位置し神戸市市街地の裏山に広く分布)および土橋石英閃緑岩(六甲花崗岩形成時の捕獲岩、六甲山トンネル付近に分布)の3岩体に分けられている。

さて、六甲山系の水質に関する従来の研究には、おおまかにいって応用地質学的・水理地質学的な研究と降水化学的・地球化学的な研究の2通りがある。

前者の調査・研究としては、北野ら(1967)の主に表六甲の河川水を対象にしての岩石の風化・崩壊と主要溶存成分濃度との関係、吉岡ら(1975, 1976, 1980)の崩壊に関連した破碎帯中の脈状地下水の豪雨中の溶存成分濃度変化あるいはこの種の地下水の長期間にわたる水質変動の観測、鶴巻ら(1971, 1973, 1975, 1976)の河川水中のF含有量の分布とその成因および河川水とトンネル湧水の水質の相互関係、そして黒田ら(1981)の断層破碎帯の湧水の水質などがある。一方、後者の研究例として、日下ら(1974, 1978, 1981)の河川水・浅層地下水の水質と地質との関係や河川水の定点での水質変動などがある。

拙稿では、これらの論文を紹介しながら、また未発表の若干のデータも加え、六甲山地の水質から応用地質学的に何が言え得るのかを論じたい。

1. 表流水の水質

表流水の水質の概要を述べる前に、まずこれに最も大きな影響を与えるであろう、六甲山地の花崗岩類の化学組成を表1に示した。これから六甲花崗岩は布引花崗閃緑岩および土橋石英閃緑岩に比べて、 SiO_2 と K_2O が多く、 CaO 、 MgO および $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ が少ないことを特徴としているといえよう。

日下・佐川(1974)の表流水の水質分析の結果を表2に示す(図1参照)。かれらが調査した

表1 花 岩の化学組成 (YOSHIOKA et al 1980)

Rock	Rokko granite						Nunobiki granodiorite			Dobashi quartz diorite
	Local-ity	Yokoo-yama	Ashiya river, River cliffs			Ikuta river Head waters	Nunobiki reservoir	Kikusuiyama		Rokko tunnel
SiO ₂	75.23	75.44	74.58	75.05	74.98	74.91	72.78	69.46	66.35	64.92
TiO ₂	0.10	0.03	0.06	0.07	0.08	0.04	0.36	tr.	0.38	0.44
Al ₂ O ₃	13.34	14.73	14.92	15.20	15.64	13.87	13.69	14.66	15.54	15.95
Fe ₂ O ₃	1.39	0.61	1.43	0.90	0.63	0.68	0.89	0.47	1.61	1.40
FeO	(total)	0.18	0.40	0.33	0.23	1.42	2.00	3.53	2.70	4.18
MnO	0.07	—	—	0.01	0.02	0.05	0.01	0.25	0.10	0.13
MgO	0.17	0.01	0.01	—	0.22	0.28	0.50	2.13	1.80	1.19
CaO	1.20	0.25	0.44	0.53	0.19	0.94	2.18	2.89	4.36	4.15
Na ₂ O	3.43	2.41	3.39	3.53	1.11	2.10	3.33	3.79	3.34	4.17
K ₂ O	4.66	4.58	3.88	4.06	2.52	4.05	3.98	1.89	2.09	1.89
P ₂ O ₅	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.02	0.16	0.11	0.17
H ₂ O(+)	0.19	1.73	1.14	0.52	2.92	1.24	0.66	0.80	0.88	0.93
H ₂ O(-)	0.12	0.72	0.62	0.58	1.34	0.22	0.18	0.12	0.19	0.11
Total	99.90	100.70	100.88	100.79	99.88	99.90	100.58	100.10	99.55	99.63
Refer-ence	Yoshioka et al, 1979	Kitano, 1959				Shibata et al., 1958		Kasama, 1968		

表2 地質別による表流水の平均水質分析表 (日下・佐川 1974)

※成分単位は ppm

地 資 区 分	NO ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	F	分 析 数
六 甲 花 崗 岩	7.6	0.8	1.1	7.8	5.1	34.3	18.3	0.63	134但Fは127
花 崗 閃 緑 岩	10.5	1.6	3.5	11.9	8.3	48.9	22.1	0.11	25但Fは21
秩 父 古 生 層	15.0	1.3	3.6	5.9	11.3	31.8	20.8	0.33	5
輝 石 安 山 岩	7.3	0.8	3.1	2.7	7.3	9.5	23.7		1

河川は、大多田川、逆瀬川、仁川、夙川、芦屋川、住吉川、石屋川、都賀川、西郷川、新生田川、天王川、山田川、有野川、有馬川などの六甲山地を源とするすべての主要河川と、その他に6小河川であった。なお表2のデータは人為的汚染・鉱泉の影響の少ない表流水のものである。

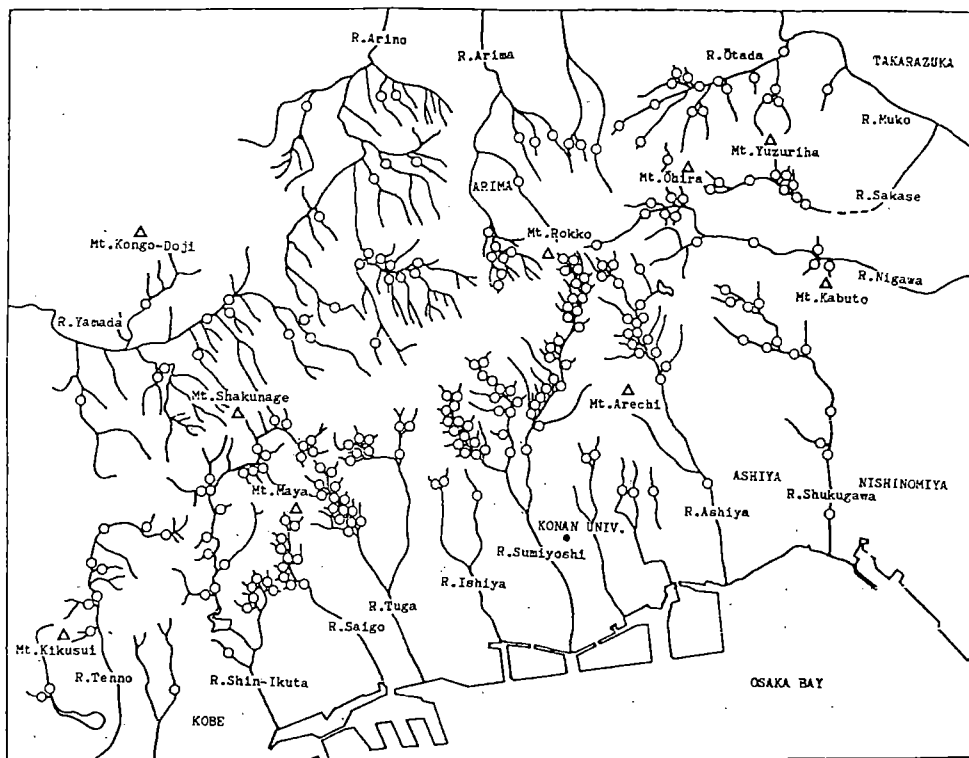


図1 採水地点 (日下、佐川 1974)

Ca^{2+} については、全点の9.0%が1~15 ppm の範囲に含まれ、一般的に見て、各河川の最上流域は、1~3 ppm であるが、それより約1km下流では5~6 ppm 程度になり、まれに15 ppm 以上を示す支流もあった。それらの支流を集める本流は約8 ppm 程度になる。 HCO_3^- は5~60 ppm の範囲で Ca^{2+} と同様のことがいえる。そして風化の激しい地域の支流では60 ppm 以上になる。

Na^+ および Cl^- の濃度変動範囲は、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- とくらべて小さく、最上流では、降水に由来する割合の大きい Na^+ は約4 ppm、ほとんど降水起源の Cl^- は約2 ppm となっている(表7参照)。

花崗閃緑岩地域の各成分濃度は、 F^- を除いて比較的高い値を示している。特に Mg^{2+} の平均濃度は他の成分のそれに対して相対的に高くなっている。これらは花崗閃緑岩が六甲花崗岩よりも Mg^{2+} 含有量が多く(表1参照)、また化学的風化を受けやすいことによるものと思われる。

秩父古生層地域の水質は、花崗岩地域にくらべて Ca^{2+} の含有濃度が小さく、 Mg^{2+} が著しく大きくて、 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- の濃度が大きい傾向が認められた。

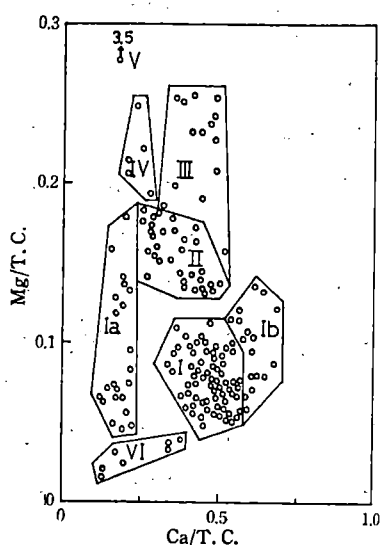
輝石安山岩の地表分布は極めて狭く、採水地点は仁川の1支流のみであるが、 Mg^{2+} が多く Ca^{2+} が少なく、 F^- は検出されなかった。

さらに表流水質への鉱泉の影響をみると、大多田川支流の座頭谷・大谷・不動谷、有馬川支流の緑川、有野川支流の河原谷・水無川などには顕著に認められた(表3参照)。これらの表流水には Na^+ 、 Cl^- の顕著な増加がみられ、また、 Ca^{2+} 、 K^+ も増加するが、 Mg^{2+} の増加量は比較的小ないようである。

表3 鉱泉の影響を受けた表流水の水質分析表(日下・佐川 1974)

※成分単位は ppm

採水箇所	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SiO_2	F
座頭谷	19	2.8	0.7	9.6	32.4	36.3	17.2	2.49
大谷	9.4	1.2	0.6	6.0	10.5	24.6	18.4	2.76
不動谷	350	26	4.2	50.0	640	99.4	14.8	2.25
緑川	250	16	4.4	59.9	362	15.2	21.5	0.41
河原谷	68	11	1.8	26.0	110	61.5	31.3	2.16
水無谷	66	11	1.9	29.6	116	59.4	24.2	0.16



- I : 六甲花崗岩地域
 - Ia: Iの最上流域
 - Ib: Iの風化のいちじるしい流域
 - II : 花崗閃緑岩周辺の六甲花崗岩地域
 - III : 花崗閃緑岩地域
 - IV : 秩父古生層地域
 - V : 輝石安山岩地域
 - VI : 鉱泉の影響のいちじるしい地域
- (日下・佐川, 1974)

図2 Ca/T.C. 当量比とMg/T.C. 当量比の関係

図2に上記の水質が地質の相違による影響を検討するための水質区分図を示した。図の横

軸には $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Na}+\text{K}) (= \text{T. C. とする})$ の当量比を、従軸には $\text{Mg}/\text{T. C.}$ の当量比をとっている。

花崗岩地域の水質については、六甲花崗岩地域 (I)、花崗閃緑岩周辺の六甲花崗岩地域 (II) および花崗閃緑地域 (III) の分布域が、 $\text{Mg}/\text{T. C.}$ の差によって明らかに区分されている。また、(I) については、岩石風化の影響の少ない最上流域 (Ia) では $\text{Ca}^{2+}/\text{T. C.}$ が低値に、そして風化の顕著な地域 (Ib) ではそれらが高値になる。一方、 $\text{Mg}^{2+}/\text{T. C.}$ は比較的変動が少ない。

秩父古生層 (IV) および輝石安山岩地域 (V) の水質は、 $\text{Mg}^{2+}/\text{T. C.}$ が高値で、 $\text{Ca}^{2+}/\text{T. C.}$ が低値であるので図中の左上に分布する。また鉱泉の影響の著しい河川水 (VI) には Na^+ 量が増加するので、それらは図中の左下に分布する傾向がある。

以上の結果を要約すると次のとおりである。すなわち、

- ① 表流水中の主成分含有量には、降水・鉱泉および人為的汚染の影響を除けば、 CO_2 による風化作用を通じて地質の影響が顕著に現われている。
- ② 花崗閃緑岩地域表流水の Mg^{2+} 含量は六甲花崗岩地域のそれよりも多く、また秩父古生層地域表流水には $\text{Na}^+ \text{Cl}^-$ 、 Mg^{2+} 含量が多かった。
- ③ $\text{Ca}^{2+}/\text{T. C.} - \text{Mg}^{2+}/\text{T. C.}$ の関係より地質による水質の差違が区別できる。

2. トンネル湧水の水質

まず、六甲および神戸トンネル内の湧水の水質調査を行なった黒田ら (1981) の研究を図3に示した (図4, 5参照)。

これによると次のように要約されている。すなわち、

- ① 神戸トンネルの採水点の密度が六甲トンネルに比較して小さいのは、おそらく神戸トンネルは六甲山地の山裾に沿っており、地表までのかぶりの深さが六甲トンネルに比較して小さいからであろう。しかも布引断層に近接した再度谷-天王谷間の35km前後では、採水地点も多く、溶存成分量も相対的に多い。
- ② Na^+ , Ca^{2+} , HCO_3^- の量比から、布引花崗閃緑岩地帯については、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{NaHCO}_3$ 、六甲花崗岩地帯については、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 < \text{NaHCO}_3$ の関係が坑内湧水の特徴として示された。
- ③ 本地域の Cl^- は鉱泉質の水の存在を示していると考えられる。六甲トンネル内では、22~24kmの間および28km付近のいずれも顕著な断層破砕帯を伴う断層周辺を除いてほぼ一定のレベルにあり、ここに鉱泉質の水の存在が示されている。神戸トンネルでは、布引断層と交錯する34~37km間で10ppm前後と20ppm前後の値が交互に現れ、水脈状に鉱泉質の水

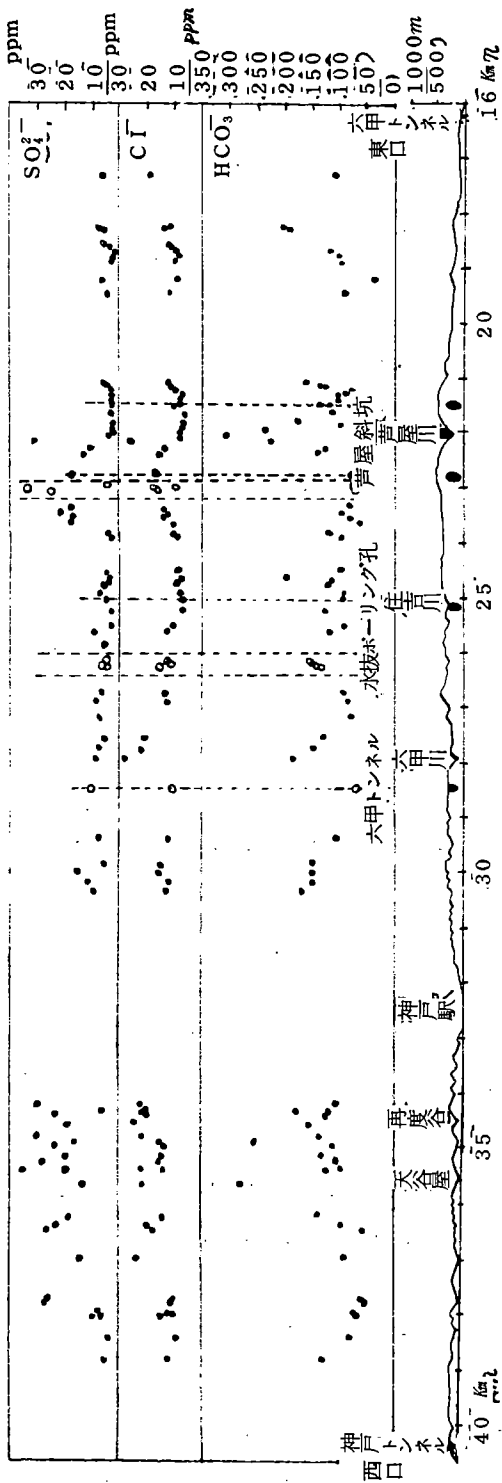


図3 六甲トンネル、神戸トンネル採水点と分析値
(黒田ら 1981)

● トリチウム試料
採取点

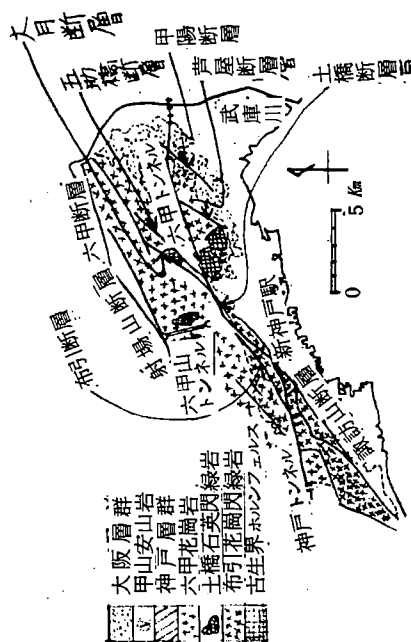


図4 六甲、神戸トンネル周辺地質図(黒田ら1981)

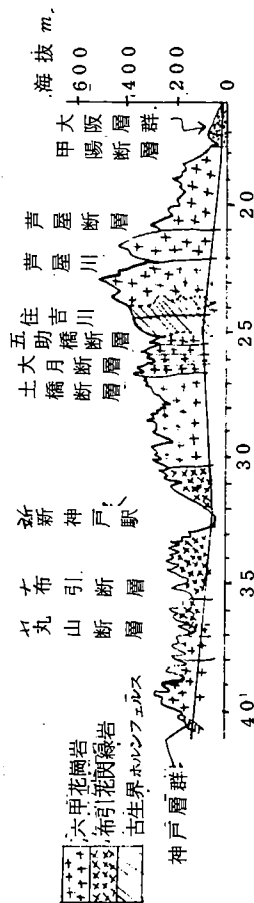


図5 六甲トンネル、神戸トンネル地質断面図(黒田ら1981)

が幾条にも存在していることを示している。

- ④ SO_4^{2-} は、六甲トンネルでは、 Cl^- とほぼ同じ位置に、そのピークが現われている。神戸トンネルでは Cl^- と若干挙動を異にしているが鉱泉質の水の地下水脈の存在を想定させる。

さらに、黒田ら（1981）は断層破碎帯の中に長期間停滞し貯留されていたものであれば、試料水のトリチウム濃度は相対的に小さくなるはずであるという考えにもとづいて、六甲山周辺の代表的な水試料5個の分析を行なっている。図6にトリチウム用試料の位置関係と表4にその分析値と笠間・鶴巻（1971）および、北岡（1978）のデータを示した。

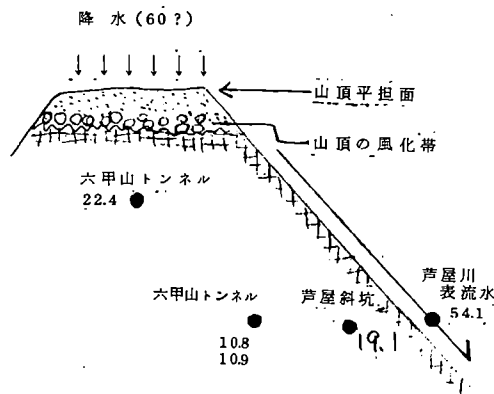


図6 トリチウム溶度測定個所の位置関係
(数字はTR値, 黒田ら1981)

表4 トリチウム濃度測定試料分析値 (黒田ら, 1981)

※成分単位は ppm 但し、TR値は T U/L

採水箇所	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	TR	PH	採水年月日	摘 要
新幹線トンネル 鶴甲	11.0	0.3	1.0	22.7	4.5	83.2	7.0	65.5	7.5	1968.11. 9	大月・土橋断層切端(笠間・鶴巻1971)
六甲トンネル北山芦屋間	20.6	1.3	3.8	26.3	7.8	139.8	2.6	10.8	7.4	1970.10. 8	恒常湧水? 断層破碎帯
六甲トンネル芦屋鶴甲間	10.7	0.5	2.8	29.7	7.1	94.0	5.0	10.9	7.0	"	切羽湧水
芦屋斜坑坑底ポンプ場	17.5	0.5	3.2	17.8	16.4	80.1	17.4	19.1	8.0	"	恒常湧水, 断層破碎帯
六甲山トンネル 南坑口	15.8	0.0	0.4	17.5	9.5	69.9	10.0	22.4	7.6	"	恒常湧水
芦屋川本流	5.8	0.6	0.9	7.1	12.0	17.1	7.2	54.1	7.2	"	表流水
横尾 No. 1	16.6	0.6	3.0	36.2	7.4	106.5	22.9	21.7	6.8	1978. 2.28	水抜き水平ボーリング(吉岡・北岡1978)
鶴甲 No. 2	19.0	0.7	1.5	40.3	12.1	96.9	28.5	26.7	6.8	"	" " (" " ")

芦屋川表流水の T. U. 値は、降水の 1970 年頃の平均的 T. U. 値とほぼ一致し、かつ 1965 年頃から降水の T. U. 値の平均的減衰直線上にも位置していることから、新しい降水が花崗岩の風化帯を通して芦屋川の水源となっているものとして妥当な値であり、分析値もこの事実を裏付けている。地表面から最も深い位置で採取した試料の T. U. 値 10.8, 10.9 という値は岩盤内の割れ目系統中に長時間滞留している地下水の T. U. 値として期待される 10^{-1} オーダーに比較して過大である。それゆえ、この水は地中に滞留している水と新しい降水によって涵養される地下水との混合により形成されたものであろう。芦屋斜坑坑底の試料水は鉱泉水の地下水と新しい降水の涵養による地下水との混合であり、また六甲山トンネル湧水も同様であろうと黒田らは言っている。

次に、トンネル湧水の水質の経時変化をみるために笠間・鶴巻(1971)によりまとめられた六甲山トンネルの完工直後からの約 3 年間にわたる水質の経時変化(神戸市水道局資料)を図 7 に示した。かれらは次のように要約している。すなわち

- ① 水温には季節変化がみられ、1～2月に 15°C , 8～9月に 18°C をしめしている。ただしこの水温は湧出後気温の影響を多分に受けているであろう。
- ② PH はほとんど 8.0 ± 0.2 の範囲にあるが、1969 年 11 月以降は 7.5 以下に低下している。
- ③ 硬度、アルカリ度はわずかに増加している。
- ④ Cl^- , SO_4^{2-} , F^- に関しては経時変化の傾向が認められない。

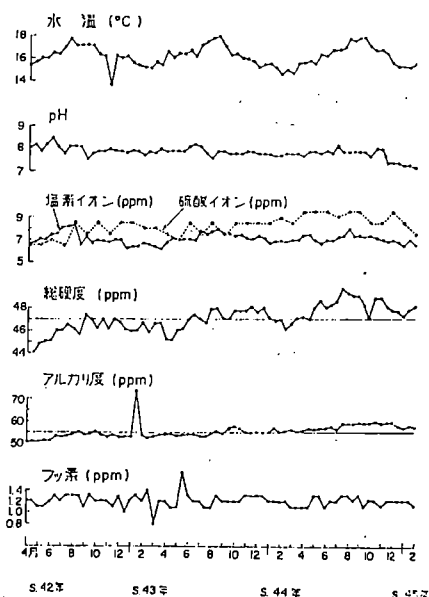


図 7 六甲山トンネル湧水の水質経時変化
(神戸市水道局水質試験所資料より作成 笠間・鶴巻 1971)

以上のことをまとめると

- ① 布引花崗閃緑岩帯からの湧水の水質は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ $\sim$ NaHCO_3 の関係が成りたつ。
- ② Cl^- , SO_4^{2-} の含有量の分布状況から本地域には鉱泉水の水の地下水脈の存在が指摘された。
- ③ トリチウム濃度から、この地域の地下水は地中に滞留している水(局所的には鉱泉水の影響を受けている地下水)と新しい降水によって涵養される地下水との混合により形成されたものと推定された。
- ④ 約 3 年間の水質の定点観測によると硬度、アルカリ度はわずかに増加していたが、 Cl^- , SO_4^{2-} , F^- などの成分含量には経時変化が認められなかった。

3. 表流水とトンネル湧水の水質の比較

表5に鶴巻(1973)による表流水・湧水の水質分析結果を示す(図8参照)。この表から鶴巻は、表流水とトンネル湧水との相違点を、つぎのように要約している。

トンネル湧水は、

- ① 全般的に溶存成分が高濃度である。
- ② とくにアルカリ度の高濃度が目立ちPHは高い値を示す。
- ③ F^- 含有量が異常に高い。表流水に関しては低 F^- 地区に入る鶴甲地区においても、湧水は3 ppm 前後の値を示す。

表5 湧水・表流水の水質分析表 (鶴巻 1973)

※成分単位は ppm
NGDは布引花崗閃緑岩
他は六甲花崗岩

採水箇所	Na	K	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	F ⁻	SiO ₂	PH	摘 要
1. 芦 屋	13.5	0.7	0.2	20.8	3.5	80.0	6.0	3.0	21.7	7.8	切羽
2. "	16.7	0.9	0.2	21.4	3.6	92.7	0	3.9	28.8	7.6	斜坑
3. 芦 屋 川	5.4	0.7			4.7	29.2	8.8	1.0	13.2	6.8	千谷
4. "	6.2	0.5	0.9	9.0	4.9	26.9	7.3	1.2	12.3	7.0	椿谷
5. "	6.2	0.6	0.6	7.9	4.5	27.3	6.0	0.9	14.4	7.1	さるまるはし
6. 鶴 甲	31.7	0.5	0.1	12.2	4.7	93.3	5.9	3.8	24.4	8.0	断層湧水
7. "	28.9	0.5	0.2	13.7	4.8	90.6	6.5	3.6	18.2	8.0	切羽
8. "	11.0	0.3	1.0	22.7	4.5	83.3	7.0	2.0	15.5	7.5	大月断層切羽
9. 試 堀 坑	10.4	1.2	1.0	34.5	9.8	102.9	14.5	0.8	23.4	7.3	(水平100m)
10. 住 吉 川	9.3	1.0	1.1	15.4	8.4	45.1	15.2	0.5	18.4	7.2	大月谷
11. "	7.9	0.8	1.2	19.3	6.0	58.8	12.3	0.6	16.8	7.4	西山谷
12. 石 屋 川	7.8	0.5	0.7	10.1	6.6	33.4	7.2	0.2	20.0	6.9	
13. 都 賀 川	6.8	0.6	0.5	6.7	5.1	17.6	10.8	0.2	10.7	7.0	
14. 摩 耶	16.6	0.3	5.9	19.8	4.6	113.8	6.8	0.7	22.8	7.8	作業坑NGD
15. "	19.0	0.5	5.4	20.5	9.3	111.4	9.2	0.8	22.7	7.6	切羽NGD
16. 宇 治 川	11.8	0.6	7.6	20.7	10.8	79.0	28.0	0.2	20.2	7.6	NGD
17. "	12.4	1.4	5.9	20.7	13.1	81.6	16.4	0.2	22.7	7.6	NGD
18. 六甲山トンネル					6.5	61.5	6.5	1.1		8.0	南坑口
19. "					7.3	68.3	9.0	1.2		8.2	"
20. "					5.5	78.3	7	2.2		8.2	730m地点
21. 地 獄 谷	4.5	0.8	0.5	1.5	4.0	4.4	5.9	0.03	8.8	6.2	東の沢
22. "	4.4	0.7	0.6	2.1	2.5	7.1	8.8	0.2	11.4	6.2	西の沢
23. 都賀川上流	7.9	0.8	0.9	4.8	8.2	13.3	6.0	0.1	11.5	6.8	東の沢
24. "	5.4	0.8	0.7	3.9	6.2	7.3	9.5	0.1	10.4	6.5	西の沢

- ④ SO_4^{2-} は表流水よりも低い値を示すものが多い
- ⑤ 陽イオンに関しては、 Ca^{2+} は高濃度、 Mg^{2+} は低濃度であることが認められる。
- 鶴甲地区の試水には Na^+ が著しく多いものがみられる。

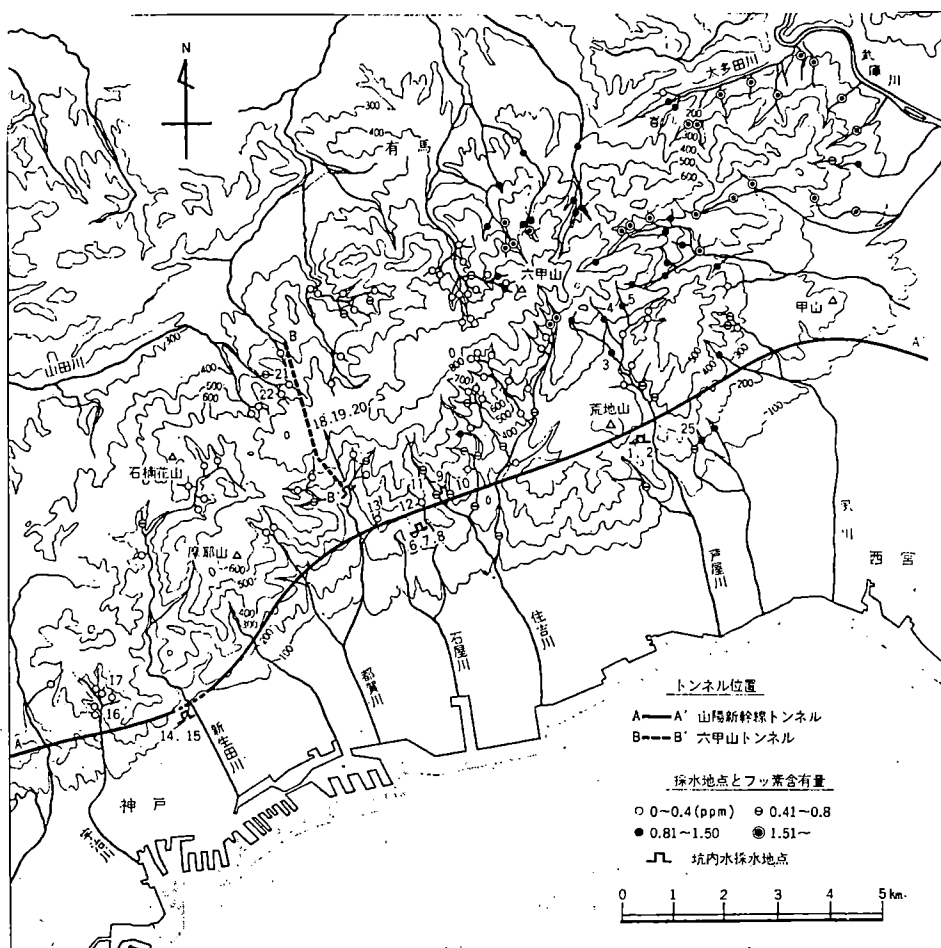


図8 六甲山地の各トンネル位置、採水地点およびフッ素含有量の分布 (鶴巻 1973)

一方、布引花崗閃緑岩で構成されている摩耶地区の表流水は、六甲花崗岩よりなる他の地区の表流水に比べて各成分ともに高濃度であり同地区においては、湧水と表流水との水質の区別がはっきりしない。

さらに、鶴巻はこの表以外に関連する水質資料を追加し、図9のように、芦屋、鶴甲、摩耶、六甲トンネルの4地区のキーダイアグラムを作成し、各地区ごとにみられる水質組成の特徴、湧水・

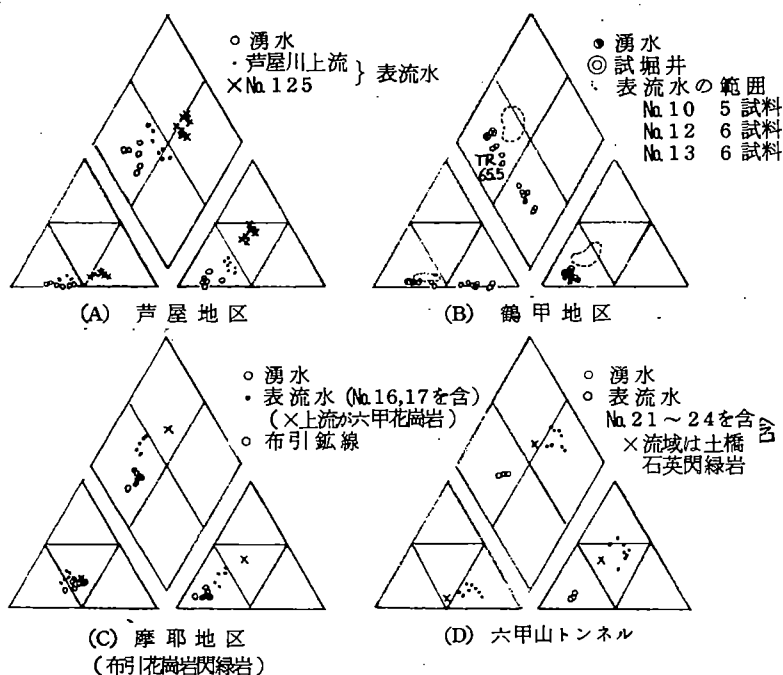


図9 トリリニャー・ダイヤグラムによる水質組成の比較
(鶴巻 1973)

表流水の組成の相違を次のように述べている。すなわち、

- ① 芦屋地区に関しては、湧水は表流水に比べて、 HCO_3^- が増加し SO_4^{2-} が減少していることによって、両者は判然と区別されている。
- ② 鶴甲地区に関しては、表流水・湧水の組成の相違については、芦屋地区にみられる傾向に加えて、この地区の湧水には、 Na^+ の著しい濃度がみられ、 NaHCO_3 型の水質を示すものがある。これらは Mg^{2+} が低濃度である。 NaHCO_3 型の水質を示す湧水はトンネル工事の比較的初期に、作業孔や切羽より採取されたものであり、 Ca^{2+} の多いタイプの湧水は1969年以降のものである。初期の湧水にも、 Ca^{2+} の多い湧水が1試料あったが、そのトリチウム濃度はきわめて高い値(65.5 T.U.)を示した。
- ③ 摩耶地区の湧水、表流水における陰イオン組成の相違点は他地区と同様に認められるが、陽イオン組成にはほとんど違いがない。他地区の水質と比べて、陽イオン組成の相違が著しいことが注目される。 Mg^{2+} の含有量が高いことは布引花崗閃緑岩が六甲花崗岩に比べて MgO 含有量が多いことによるのであろう。
- ④ 六甲トンネル地区では表流水は低アルカリ度で、かつ $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ の含有量比が高いのに対して、湧水はその反対の組成を示している。

以上のことを要約すると、

- ① トンネル湧水の水質は表流水に比較して、アルカリ度とPHが高く、また F^- も多い。
- ② トンネル湧水はイオン交換反応に原因すると考えられる陽イオン組成の特色が現われている
(Na^+ , Ca^{2+} が多く K^+ , Mg^{2+} が少ない)
- ③ トンネル湧水の SO_4^{2-} の比率は表流水より低くなっている。

4. フッ素について

従来より、六甲山系北東部の河川水、地下水には比較的多量の F^- が含まれていることが知られており、これらを飲料水にする地域住民にとって大きな社会的問題となっていることは周知のことである。

図8は鶴巻(1973)が1962年以降、この地域の表流水の F^- 含有量を分析し、その結果を4段階の濃度に区分した分布図である。この図から、六甲山地を東部の高 F^- 地区と、西部の低 F^- 地区とに大きく区分することができる。両地区の境界は、ほぼ有馬川と芦屋川とを結ぶ線になる。そして大多田川、六甲川および仁川によって囲まれる地区に1.5 ppm以上の高濃度のものが集中し、3 ppm以上のものが3地点で見出されている。なお古生層および布引花崗閃緑岩からなる地区は、明らかに F^- 含有量が少ない。この分布の概況は日下・佐川(1974)の結果とも一致している。

日下・佐川(1974)は本地域の花崗岩全域について、 F^- と他の溶存成分間の濃度の相関係数を求めた結果、花崗岩全域については相関性は得られなかったが、六甲山系北東部の高 F^- 含有量を示す大多田川支流の座頭谷(17点)および赤子谷(25点)については、 F^- と Ca^{2+} および F^- と HCO_3^- の間には相関性が認められたと報告している。また、笠間・鶴巻(1971)も同様に全調査地点の F^- とアルカリ度および F^- と硬度との関係を調べ、 F^- が2~3 ppm以上の高含有の試水は、アルカリ度と正の相関を、硬度とは負の相関を示すようにみられるが、全般的には明瞭な関係が認められなかったと報告している。

TSNRUMAKIとSAKURAMOTO(1975)は六甲花崗岩60試料の F^- 含有量を定量し、細粒のもの113~1140 ppm, 中粒のもの121~1109 ppm, 粗粒のもの100~1100 ppm, 全平均値465 ppmという値を得ている。また F^- はとくに有色鉱物中に濃集していることを見出し、表流水中の F^- 含有量とその採水地点付近の花崗岩中の黒雲母の F^- 含有量とは、図10に示すように関連していることを明らかにした。

以上のように、表流水の F^- 含有量が地点に固有の値を示すことは、笠間・鶴巻(1971)も指摘しているように、表流水と地下水との水質の比較、両者の交渉関係をみるときに、1つの有力な手がかりを提供するものと期待される。

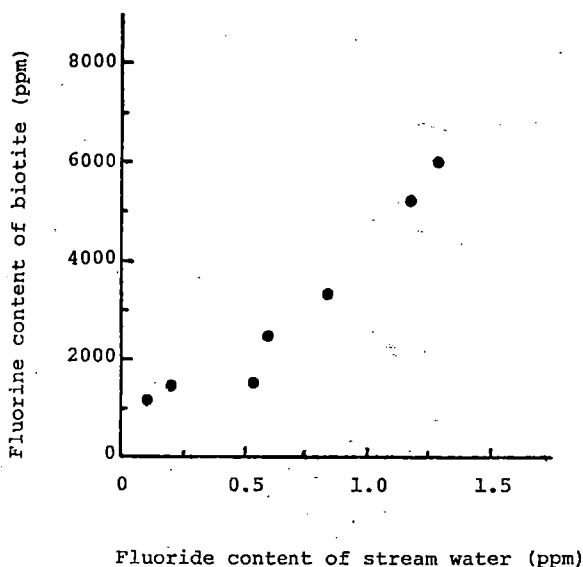


図10 表流水中の F^- とその流域中の黒雲母岩中の F の関係
(TSURUMAKI and SAKURAMOTO 1975)

5. 水質からみた岩石風化予知の可能性

一般に、天然水中に含有される化学成分量は、(a)降水・降下物、(b)人間活動、(c)火山・温鉱泉、(d)岩石・土壌から由来する。ある地域の天然水のある元素について、(a)(b)(c)の項に由来する成分の量が、その地域全般の天然水にわたって推定でき、かつそれらに由来する成分の総量が、その天然水中に含まれる成分量に比較して小さいときは、天然水中の成分量は、明らかに(a)項の岩石・土壌からの成分の溶出を反映するものである。その量の大小から岩石の風化状態・粘土の生成状態、崩壊現象(ここでいう崩壊現象とは崩壊の潜在的な発生可能性のことをさし、風化現象をも含める)の予知をも可能にするであろう。

このような考えに立って、北野ら(1967)は六甲山系、伊吹山系、揖斐川流域の天然水の化学分析を実施した。その一部を図11に示した。これらの狭い流域では、降水・降下物から天然水に寄与する化学成分の量はほぼ等しいものと考えられるし、また調査当時本流域の採水地点上流域には工場や農耕地が存在していなかったことから、これらの天然水中への成分量の供給源としては、生活排水と有馬温泉(高濃度の Cl^- を有する)とを考慮しなければならない。これらが天然水中に混入するならば、天然水中の Cl^- 濃度は当然大きくなるはずである。しかし実際には図11からわかるように、その濃度は全採水地点でほぼ一様であり、その値は小さく降水・降下物に由来するものと考えられるほどの値である。このことは、これらの地域の天然水の化学組成を規定する因子と

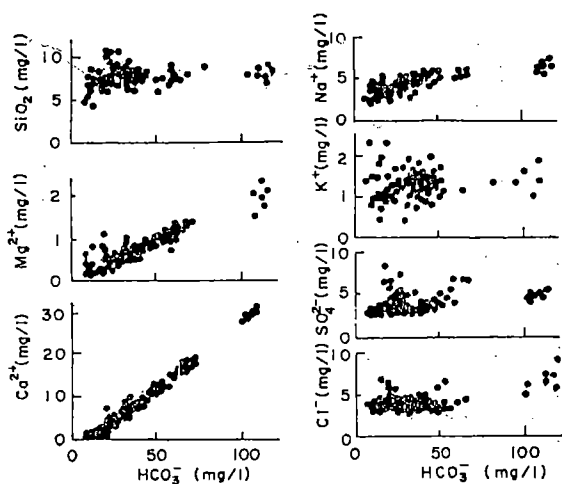


図11 住吉川および芦屋川流域の天然水中の重碳酸イオン含量と他のイオンおよび溶存ケイ酸含量との関係(北野ら 1967)

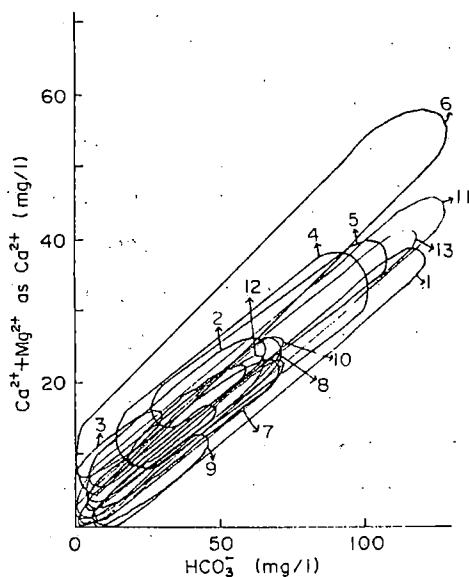


図12 天然水中の重碳酸イオン含量とカルシウムイオン含量との関係:

1. 住吉川と芦屋川 2. 高橋川 3. 天上川 4. 宇治川 5. 宇治川(野谷) 6. 妙法寺川 7. 有馬川 8. 六甲川 9. 奥山川 10. 水無川 11. 姉川と草野川 12. 愛知川 13. 揖斐川(北野ら1967)

として、前述の (b), (c) の項が無視できることを示唆している。

さらに、 Na^+ 、 K^+ 、 SO_4^{2-} および SiO_2 の含量も採水点によって、それほど大きな差があるとは思えない。

Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、および HCO_3^- の含量だけが、採水点により大きく変動しており、しかもそれらの含有量は化学量論的に、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の HCO_3^- 溶液に極めて近いことがわかる。

一方、降水・降下物の成分の測定結果からも、また、天然水中の Cl^- 含量から、降水・降下物に由来する Ca^{2+} と HCO_3^- の含量の推定をおこなっても、それらの量は無視できるほど小さい値であった。したがって天然水中に含まれる Ca^{2+} 、 HCO_3^- は岩石・土壌の溶解によって天然水中に供給されるものと判断せざるをえない。

図12に六甲山系を中心とした場合の天然水中の HCO_3^- と $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ との含量間の関係を示した。住吉川・芦屋川流域のように、この図中の原点を通る場合、 HCO_3^- と $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ のほとんどすべてが、岩石からの溶解現象にもとづくものと考えられる。

しかしながら、妙法寺川流域 (Cl^- 10 ~ 20 ppm) のように、 HCO_3^- 含量が零でも Ca^{2+} 、 Mg^{2+} が含まれている場合には、これだけの量が化学量論的にみて少なくとも炭酸による岩石から

の溶出によって天然水中に供給されたものではないことがわかる。この図で、岩石からの溶出量を考えるには、横軸 HCO_3^- が零のところの $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 含量線まで上方に移動すればよい。その逆に、住吉川、芦屋川流域の天然水にみられるように、 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 含量が零でも HCO_3^- 含量の線まで右側に移動することにより岩石に由来する成分量の推定が可能である。

以上のように、温鉱泉水の混入がみられるかなり複雑な水系においても、天然水中の $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 、 HCO_3^- 含量から岩石の相対的な風化の程度、さらに崩壊の潜在的危険度に関する予知も可能であるといえよう。

6. 斜面崩壊と水質

6-1 豪雨時の地下水の水質

豪雨時に発生する自然斜面の崩壊現象の多くは、破碎帯（このわれ目の中に地下水が包蔵されている）が発達している地盤の斜面に頻発することを田中（1971）は明らかにしている。このような破碎帯中に存在している地下水の豪雨中の水位、地下水流出量および溶存化学成分との関係を調べるために、鶴甲山北部斜面で観測した結果の一部を図14、15に示した（図13参照）。

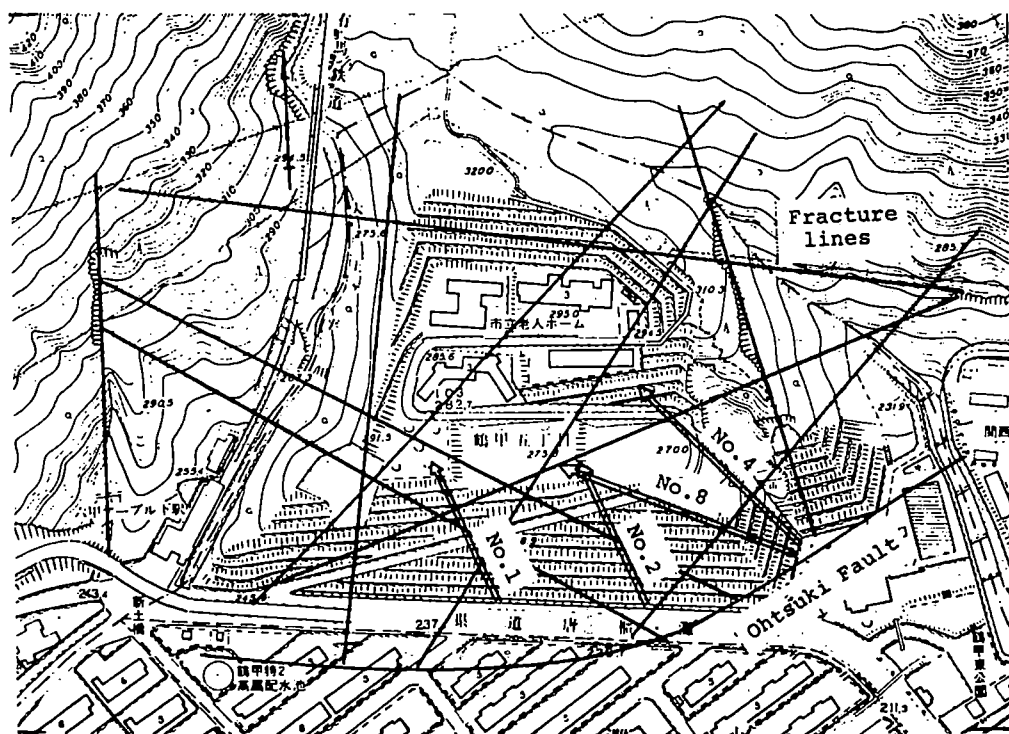


図13 鶴甲地区採水地点

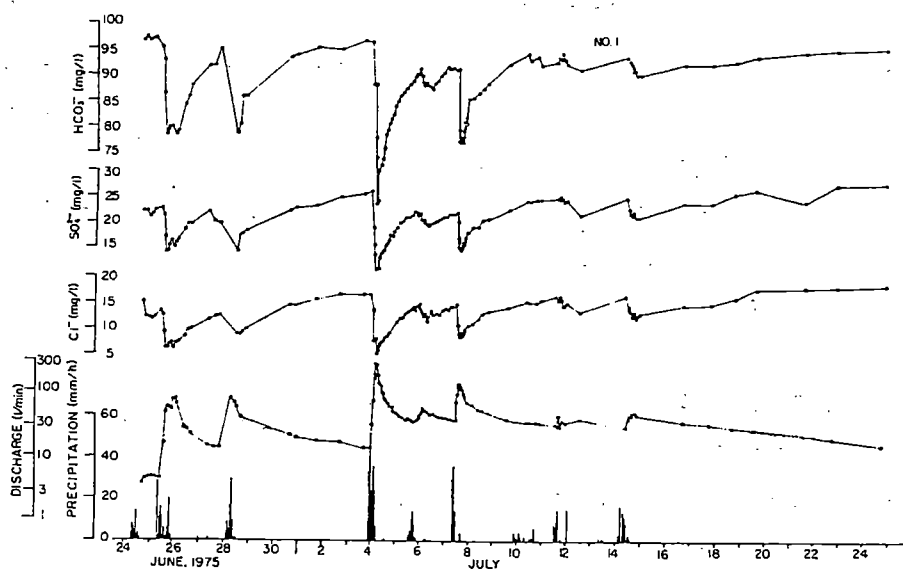


図 14 豪雨時における水平ボーリング孔水 (No. 1) の流量と
化学成分の変化 (吉岡ら 1976)

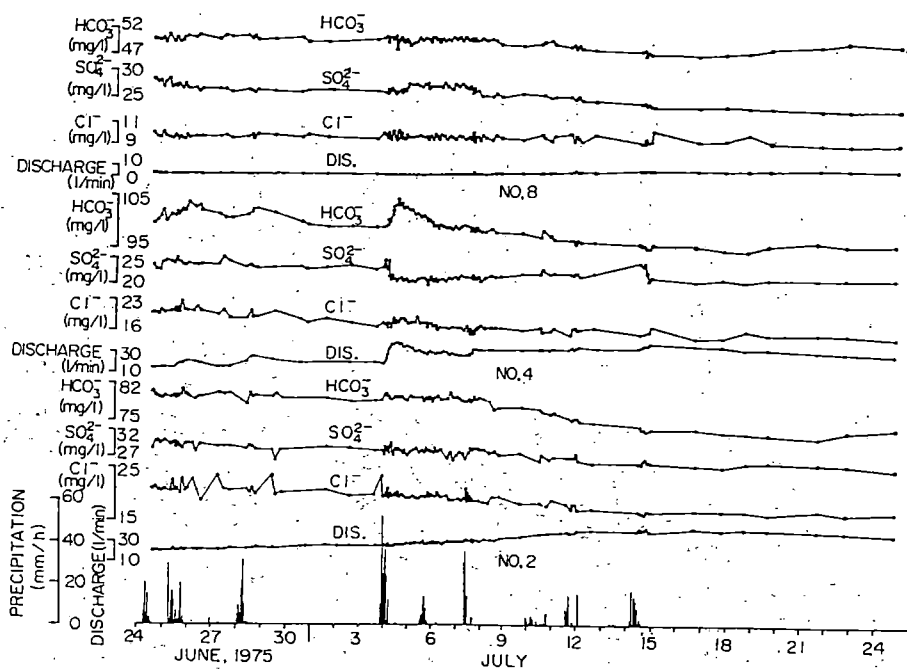


図 15 豪雨時における水平ボーリング孔水 (No. 2, 4, 8)
の流量と化学成分の変化 (吉岡ら 1976)

図14から、降水・地下水流出量と成分濃度との対応性が非常によいことがわかる。例えば7月4日午前0～1時の最大降雨強度（52 mm/h）から3～4時間後に地下水流出量のピークが出現している。しかもこのピーク時に各化学成分濃度は最低値を示している。また、図15から、No.4の水平ボーリングの場合には、7月4日の同じ最大降雨強度から14～15時間後に地下水流出量のピークが出現しているが、化学成分によってはNo.1とは異なった様相を呈している場合がある。例えば、 HCO_3^- 濃度は地下水流出量の増加とともに増し、しかもそのピークと流出量のピークとはよい一致を示している。これは豪雨によって溪流などに表流水が集中し圧力がある一定の大きさに達すると、岩盤の割れ目の中に存在する HCO_3^- 濃度が大きく、 SO_4^{2-} 濃度が小さい地下水が新たな地下水と交換するものと推察される。

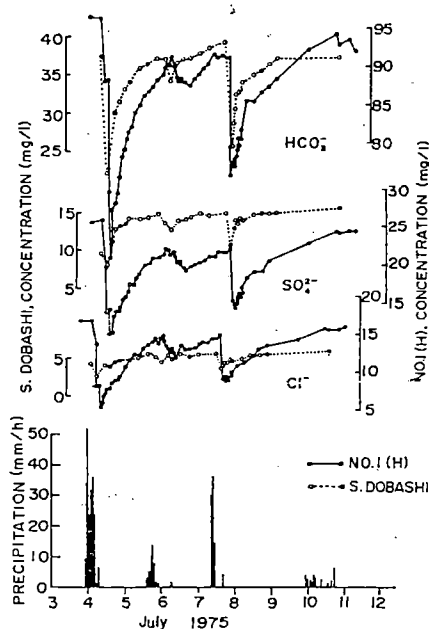


図16 豪雨時における鶴甲地区の水平ボーリング孔水（No.1）と表流水の化学成分の変化（吉岡ら 1976）

図16に、豪雨中の土橋川と水平孔No.1の HCO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} の濃度の変化を示した。両者の降雨に対する各成分濃度の変動状況は非常に類似しているのがよみとれる。この水質変動の類似性から、水平孔No.1に土橋川の水が直接流入しているものと推定される。

これと同じ観測結果を芦屋川流域でも得ている。（図17参照）。ただし、本調査域の地質は大阪層群から構成され、自噴孔は鉛直ボーリング（25.4 m深）である。

6-2 地下水の水質の経時変化

風化現象を水質から究明する目的で、定点で長期間にわたり、地下水の水質を観測している例はほとんどないようにみうけられる。ここでは、鶴甲および横尾地区での観測例を紹介する（表6参照）。

図18に鶴甲地区の水平ボーリング孔水No.1の流量と風化の指示成分である HCO_3^- 濃度との関係を示した（図13参照）。この関係を規定するパラメータとして、①地下水と地盤構成物質との接触時間、②地下水との接触面積、③地

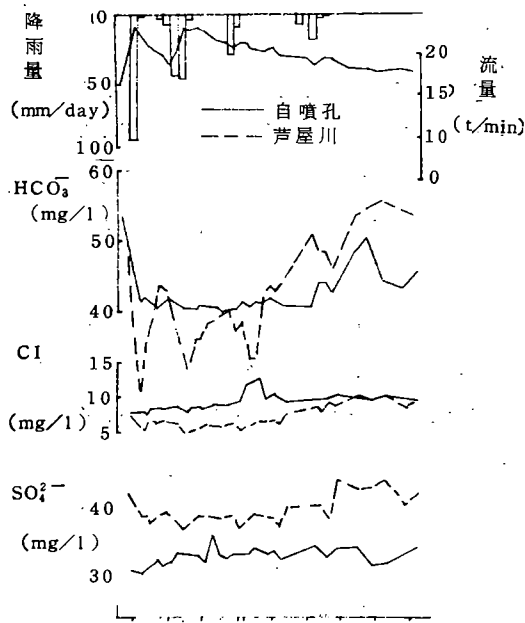


図 17 豪雨時における鉛直ボーリング
孔水と表流水の化学成分の変化
(田中ら 1979)

下水の経路などが考えられる。

一般に、六甲山地の地下水は脈状地下水として存在しているので、地下水の流量の増加による水と地盤構成物質との単位面積当りの接触面積が大きく変化することはないと考えられる。

また、地下水の経路は地震などによる地殻変動がない限り、あまり大きく変らないであろう。

したがって、図 18 のように地下水量が増加すると、 HCO_3^- 濃度が減少するのは、地下水と地盤構成物質との接触時、すなわち、地下水流量が増すということはその流速が大きくなる（流路断面積が一定ならば）ことであるから、当然、接触時間が短くなり、その濃度は小さくなるであろう。このように考えると、同一流量では、同一濃度を示してもよいはずであるが、実際には、1976年の HCO_3^- 濃度は74年、75年の同じ流量に対しても高い値を示している。このことは CO_2 を含んだ水と地盤構成物質とが活発に反応していること、つまり、1976

表 6 鶴甲、横尾の水質分析

※成分単位は ppm 但し、流量単位は ML/sec 。

採水箇所	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	SiO_2	NH_4^+-N	NO_3^--N	NO_2^--N	$\text{PO}_4^{3-}-\text{P}$	PH	水温	流量	採水年月日
鶴甲																
Na.1 (水平ボーリング)	24.0	0.66	1.26	45.8	18.9	93.8	34.4	26.6	0.008	5.11	0	0.012	7.0	16.0	157	1979.7.23
Na.2 (")	19.1	0.77	1.58	34.5	11.9	78.2	24.5	29.3	0.01	3.82	0.001	0.036	6.8	16.0	236	" "
Na.4 (")	18.5	0.74	1.47	44.0	13.6	100.1	22.8	25.4	0.008	2.99	0.001	0.048	7.2	16.0	165	" "
Na.8 (")	13.2	0.68	0.89	34.1	11.2	72.7	32.8	28.0	0.018	1.71	0	0.067	7.5	15.9	140	" "
山田堰堤	7.2	0.77	0.79	13.2	6.9	33.6	10.4	15.5	0.012	0.45	0	0.010	7.1	19.6		" "
真土橋	10.2	0.88	0.42	25.6	8.0	66.5	14.6	20.9	0.026	1.01	0.001	0.033	9.2	19.9		" "
新高田川	8.1	0.77	1.05	20.3	20.3	48.8	12.8	16.7	0.029	1.43	0.0003	0.014	7.5	21.0		" "
西谷	10.9	0.66	0.68	15.5	15.5	39.9	14.1	19.1	0.030	3.02	0.001	0.014	7.4	18.2		" "
	9.8	0.94	0.68	14.6	14.6	39.1	14.4	18.5	0.005	1.38	0.001	0.086	7.5	19.1		" "
横尾																
Na.1 (水平ボーリング)	17.6	0.74	2.89	38.8	12.0	109.2	27.2	27.6	0.008	1.24	0	0.010	7.1	16.1	77.6	1979.7.24
Na.2 (")	18.1	0.55	1.73	17.8	22.1	66.6	16.5	31.0	0.006	0.61	0.001	0.014	6.7	16.4	73.3	" "
Na.3 (")	17.1	0.57	1.73	23.5	14.8	57.1	28.5	32.7	0.008	0.35	0	0.010	7.3	18.5	13.8	" "
Na.4 (")	14.0	0.61	0.79	23.2	10.8	58.7	20.8	32.2	0.006	0.13	0	0.012	7.4	15.4	73.2	" "
ゴマ谷第4堰堤	13.5	1.10	1.47	18.1	11.3	36.8	23.9	25.2	0.016	0.83	0	0.010	7.4	19.6	330	" "
宗高第5堰堤	13.5	1.29	0.74	18.5	10.8	35.8	26.7	22.8	0.016	2.24	0.001	0.017	6.5	18.0		" "
宗高フトン電堰堤上流	15.0	0.84	0.89	20.8	9.6	47.2	33.0	17.1					6.2	19.4		" "
宗高フトン電堰堤	15.0	1.01	1.42	19.8	10.1	45.4	29.1	15.9	0.050	0.50	0.006	0.014	6.6	24.7	6.9	" "
宗高第4堰堤	13.2	1.45	2.42	21.6	11.9	46.6	31.1	24.6	0.065	0.31	0.001	0.026	6.9	22.0		" "
ゴマ谷第5堰堤	11.7	1.12	3.73	28.4	11.9	69.6	29.0	22.4	0.019	0.71	0.001	0.014	7.7	19.2		" "
黒ケ谷上流ダム	18.5	1.16	1.47	20.3	12.9	41.6	32.8	30.4	0.018	1.20	0	0.029	6.6	19.5	53.2	" "
黒ケ谷	14.7	0.55	2.68	8.8	13.7	16.7	26.9	22.9	0.028	0.63	0	0.014	6.6	20.2		" "

表 7 降 水 の 化 学 組 成

※成分単位は ppm

採 水 箇 所	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NH ₄ ⁺ -N	NO ⁻ -N	NO ⁻ -N	PO ₄ ³⁻ -P	PH	採水年月日	分析数
横尾雨水	2.4	0.1	0.2	2.8	1.6	3.3						1977.7	41
山の街雨水R-1	0.5	0.2	0.3	0.3	0.9	2.3	0.515	0.173	0.003	0.081	4.7	~ 1978.6	7
R-2	0.6	0.6	0.3	0.4	1.1	3.1	0.42	0.154	0.006	0.214	5.2	~ 1981.8	7

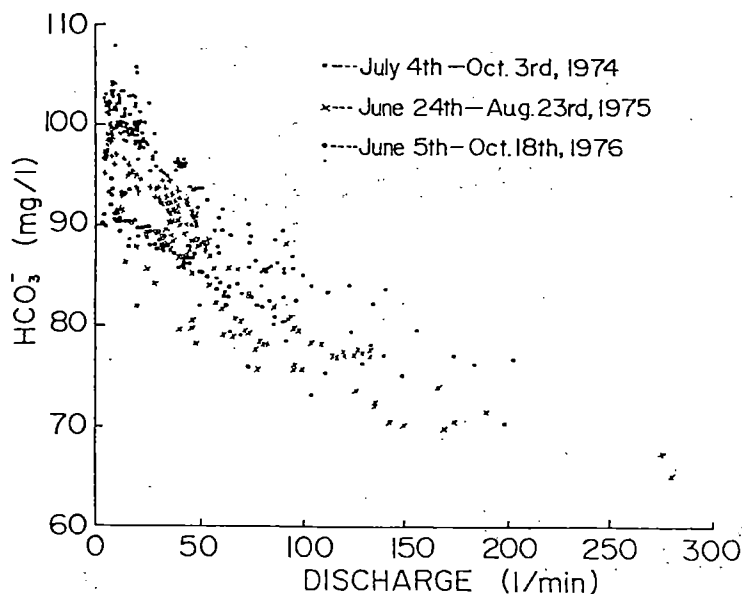


図 18 鶴甲地区の水平ボーリング孔水の流量と重炭酸イオン含量との関係 (No.1 1978)

年は、74、75年に比べて、一段と同化が進んでいることを示唆するものと考えられる。

図19には、横尾地区の水平ボーリング孔水(No.1)の化学組成の経年変化を示した(図20参照)。地下水流量はほとんど変化を示していないが、 HCO_3^- 濃度は1975年3月頃から1976年7月頃にかけて、急激に高くなり、その濃度の増加率は約1.7 ppm/月となっている。一方、 Cl^- と SO_4^{2-} 濃度は1976年9月まで減少し続け、その後はほぼ一定の値を示している。 Ca^{2+} と Na^+ の濃度には若干の増加傾向がよみとれる。No.2の水平ボーリング孔水の化学組成もこれと極めてよく類似した変化を示していた。鶴甲地区同様、本地区も、75年から77年にかけて地下で急激に CO_2 による風化が進行し、その後もその状態が継続しているものと推定される。77年5月以降の継続観測によると NCO_3 濃度は80年11月頃から81年1月にかけて110ppmから120ppmに漸次増加し、2月初めにステップ状に130ppmに増加し、8月現在までほぼその濃度状態が続

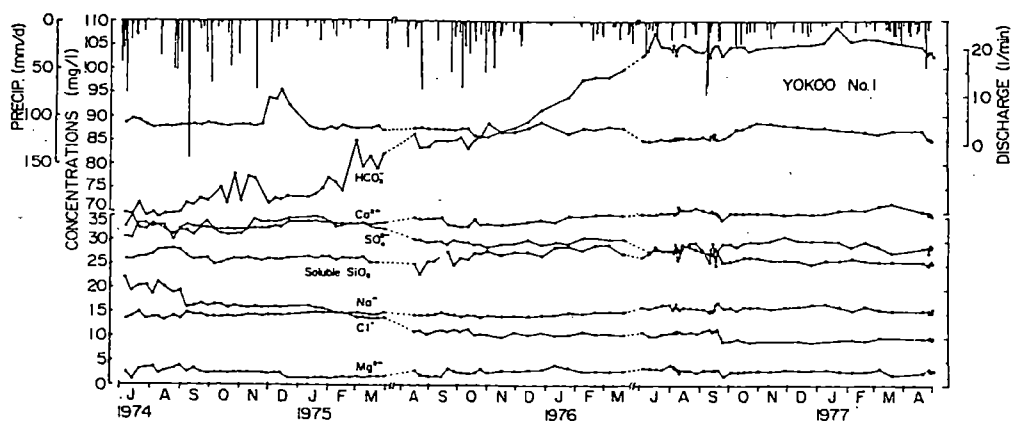


図19 横尾地区の水平ボーリング孔水の化学組成の経年変化(No.1, 吉岡 1978)

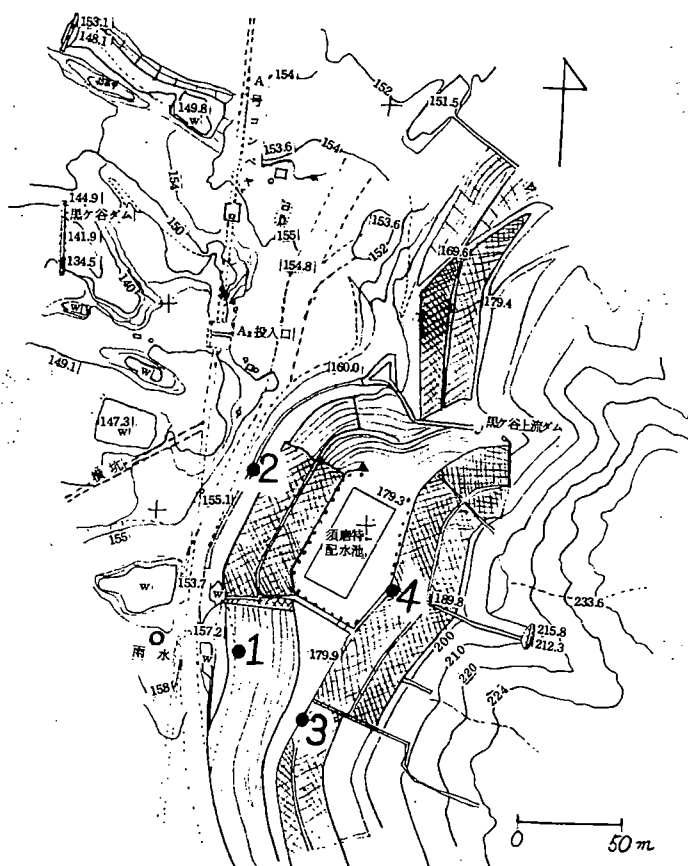


図20 横尾地区採水地点

いている。

なぜこのような現象がおきるの
であろうか。同ボーリング孔水の
トリチウムは $2.1.0 \pm 0.6$ T.U.
(1978. 2 採水、北岡1978),
溶存アルゴン量は季節変化するこ
と、また硝酸態窒素の濃度も高い
ことから、この地下水はいわゆる
深層地下水ではなく、比較的循環
性の強い水と推定される。通常は
この水に地下深層起源の CO_2 が定
常的に供給されているのであるが
地殻変動などにより CO_2 の供給量
が変化し、上述のような HCO_3^-
の変化が生じているのではないかと
考えている。

ちなみに、田中(1979)によ
ると、76年9月初旬六甲山地の
東部武庫川流域で、震央が $\text{N}35^\circ$
E方向に線状に数kmにわたって配

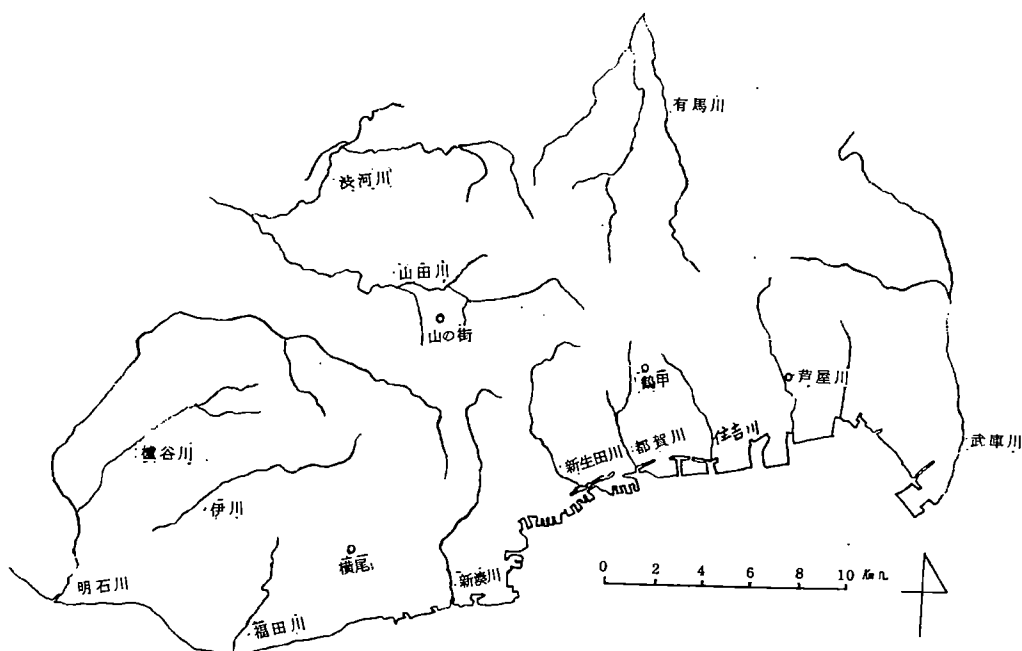


図21 採水地点

列する小さな群発地震活動があり、主震は $M = 3.3$ で前震8個余震15個が観測されている。また80年11月頃から六甲山地周辺で地震活動が活発になり、特に、明石と御影周辺に交互に群発性の地震が発生している（京大防災研微小地震部門の情報）。

文 献

- 笠間太郎（1968）：六甲山地の花崗岩類 地質学雑誌 VOL73 №3 P. 147～158
- 笠間太郎・鶴巻道二（1971）：六甲山地のトンネル湧水状況とその水質、応用地質、VOL12, №1, P. 16～28
- 北野 康・加藤喜久雄・金森 悟・金森暢子・吉岡龍馬（1967）：水質調査による岩石崩壊予知の可能性、京大防災研年報、第10号A, P 557-587
- 北岡豪一（1978）：私信
- 日下 譲・佐川直史（1974）：六甲山系河川水の水質、日本化学会誌、№12, P2322-2327
- 日下 譲・辻 治雄・森本明夫・一山秀樹・犬飼修三・根来義章・竹原明雄・天王寺谷裕子（1978）：住吉川の溶存成分の濃度変動、日本化学会誌、№10 P. 1363-1368
- 日下 譲・辻 治雄・藤本雄三・石田桂子・福井 要（1981）：六甲山地周辺域の浅層地下水の水質、陸水学雑誌、VOL.42, №2, P65-71

- 黒田和夫・坂巻幸雄・望月常一・小尾五明(1981):断層帯を伴う花崗岩に付随する地下水・湧水の水質について、応用地質、VOL. 22, No.1 P. 118~131
- SHIBATA. H., S. OKADA and Y. OKI(1958):Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces.(4)Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Univ., C. Vol. 6, P. 31~54
- 田中 茂(1971):地下水を包ぞうしている断層破碎帯などに関する研究、建設工学研究所報告 No.3, P. 25-35
- 田中 茂・吉岡龍馬・野田 耕・藤井健司(1979):被圧地下水の挙動について(第2報)、自然災害科学総合シンポジウム, P. 373-374
- 田中 豊(1979):私信
- 鶴巻道二(1973):六甲山地のトンネル湧水と流水の水質、施工技術、VOL6, No.7, P. 35-44.
- TSURUMAKI. M. and Y. SAKURAMOTO(1975): The Origin of fluoride in surface waters in the Rokko Mountains, Hyogo Prefecture, Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ, vol. 19, P. 89-106
- TSURUMAKI. M. and Y. SAKURAMOTO(1976): Genesis of high fluoride water in the Rokko Mountains, Hyogo Prefecture, Japan Jour. Geosci. Osaka . Osaka City Univ., vol. 20, P. 1-17
- 藤田和夫・笠間太郎(1971):六甲山地とその周辺の地質、神戸市企画局
- 吉岡龍馬・奥田節夫・沖村 孝・田中 茂(1975):豪雨時における山地地下水の流出量と溶存化学成分との関係について、京大防災研年報 No.18-B, P. 265-270
- 吉岡龍馬・奥田節夫・沖村 孝・田中 茂(1976):豪雨時における六甲山系鶴甲地域の地下水位、地下水流出量と溶存化学成分との関係、京大防災研年報、No.19-B, P. 409-420
- 吉岡龍馬(1978):水質からみた岩石の風化現象、豪雨時における自然斜面の安定に関するシンポジウム、土質工学会、P. 47-54
- YOSHIOKA R., S. TAKAYA, T. OKIMURA and S. TANAKA(1980): Quality variation of groundwater in the Rokko Mountains, Japan, Proc. 3rd. Intern Sym. Water-Rock Interact. P.18-19 Edmonton.

六 甲 の 砂 防

六 甲 砂 防 工 事 事 務 所

1. 六甲山系における砂防工事の沿革

六甲山系では明治28年度より兵庫県に於いて、山腹工事を主として施工され、後年になって順次溪流工事が施工されてきた。

昭和13年7月5日の豪雨は六甲山系全体にわたって無数の崩壊を生じ、神戸市内及阪神間の市街地は山崩れと、六甲山系に水源を発する各河川の土石流によって、徹底的に破壊された。

このため、昭和14年度より直轄事業として、河川工事及び砂防工事を緊急施工することとなった。以来、第2次世界大戦中も工事は継続され、昭和56年8月には300基目の堰堤が完成した。

なお河川工事は昭和26年に兵庫県に引渡しをした。その後36年災、42年災を経た今日、砂防事業も着々と進捗し、施設の整備率も高まってきたが、近年経済の急速な発展と共に市街化区域も拡大され、開発の過程での砂防事業は多種多様な問題点をかかえているが、これを克服して六甲山系の特性を十分把握し、都市砂防六甲の保全に努めている。

2. 既 往 災 害 例

昭和13年7月3日から5日にかけての集中豪雨による災害は総雨量456.7mm、最大時間雨量60.8mm(5日)を記録し、家屋の流出・埋没2,463戸、全・半壊10,536戸、死者671名、行方不明24名、等の被害をもたらした。その後、直轄事業が始められたわけであるが、昭和42年7月7日から9日にかけての梅雨前線による集中豪雨は総雨量371.7mm、最大時間雨量75.6mm(9日)と、昭和13年災に匹敵する降雨をもたらした。しかしながら、被害は家屋の全・半壊757戸、死者90名、行方不明8名など、約10分の1にとどまり、砂防事業の効果が、はからずも実証されることとなった。

3. 直轄施工区域と工法

六甲砂防工事事務所の管内は表六甲地域では夙川以西堺川まで、さらに裏六甲4河川(山田川、有馬川、有野川、船坂川)の上流部となっており、管内面積は約400Km²(流域面積133.1Km²)である。すなわち、神戸市をはじめ、芦屋市、西宮市、宝塚市等、都市区域を保全対象としている。

砂 防 堰 堤

土砂石の移動の激しい荒廃溪流において溪床勾配の緩和、流出土砂石の貯留および調節、溪床を高めて山脚の固定および乱流区域での流路の整理等の目的で築造されるもので、通常湛水させない。又最近はほとんどコンクリート材料を使用しているが、鋼製ダム等も施工されている。

流 路 工

荒廃溪流の氾濫を防止し、家屋等を直接的に保護するために、砂礫堆積地または山麓平野部に施設されるもので、両岸護岸工、落差工、帯工などの組み合わせによる。

山 腹 工

荒廃した山地または荒廃の予想される山地に対し、土砂石れきの流出移動を軽減防止し、災害を防止するため山腹に行う工事で、山腹斜面を安定させるために土木的な手段による山腹基礎工、斜面を植生で被覆し環境条件をととのえる山腹緑化工および苗木を植栽する植栽工の3つに大別される。

その他、がけくずれの起きやすい危険箇所には急傾斜地崩壊防止工事が県の施工により行なわれている。

4. 降 雨 量

現在、六甲山系の16箇所において雨量観測を行っているが、神戸海洋気象台のデータ等、過去83年間の観測資料を解析すると、24時間雨量は100年確率で329.0 mmになる。

又、六甲に災害をもたらす降雨パターンは、梅雨期に2～3日にわたって降り続く雨に集中している。

六甲山地の最近の道路トンネルとその地質

神戸市道路公社 大 野 公 男

ま え が き

六甲山系には古くから各種のトンネルが掘られており、他の山系に比べてトンネルの掘削例は多いようである。六甲山を東西に縦断するトンネルには、山陽新幹線の六甲トンネル（16,250m）や神戸トンネル（7,970m）の他にも、2本の送水トンネルがある。一方南北を横断するトンネルには、新神戸トンネル（6,910m）六甲山トンネル（2,843m）の他、地下鉄の落合トンネル（1,265m）・横尾トンネル（1,802m）や下水道トンネル（2,200m）等がある。さらに現在も布引トンネル（2,732m）や唐櫃第1トンネル（1,273m）など大小合わせて10本の道路トンネルが建設されつつある。

これら各トンネルの地質は布引花崗閃緑岩や六甲花崗岩などがその主なもので、一部に神戸層群がみられる。現在施工中の唐櫃第1トンネルだけは帝釈山系を横断するトンネルであるため、有馬層群の流紋岩質凝灰岩中を掘削している。

この案内書はこれら各種トンネルのうち、新神戸トンネル、六甲山トンネル、布引トンネルおよび唐櫃第1トンネル（図-1参照）について、トンネルの概要とその地質について述べたものである。トンネルの概要とその地質をトンネル地質縦断図に表わした。また各トンネルの調査結果や遭遇した断層破砕帯の地質状況と断層処理施工法の概要の一部をのせた。

これらの各種調査結果や断層帯施工法などから、今後のトンネル地質調査法の方向づけに、何らかの参考になればと考え、この案内書をまとめた。

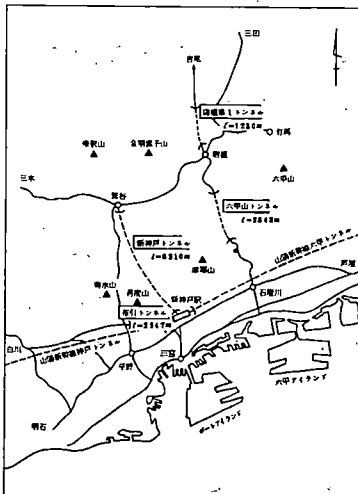


図-1 トンネル位置図

2. トンネルの概要とその地質

(1) 新神戸トンネル

昭和51年春に開通した延長6,910mの道路トンネルである。

① 地質調査の概要

調査は第1次、第2次、第3次および地表水調査に分かれている。第1次調査はトンネル計画ルートに沿う地質の概要把握のための広域的な地表踏査で、主に路線決定のための調査であった。第2次調査は弾性波探査を実施し、トンネルの施工基面上の岩盤の状況を把握した。また1次調査に基づいて代表地点でボーリングを実施し、弾性波探査結果のチェック、地下水頭・透水係数等の把握も行った。第3次調査は、2次調査で施工上問題箇所と考えられる地質上の不明箇所の詳細ボーリング調査を実施したものである。

② 地形および地質の概要

六甲山系の地形的特徴は、図-2・図-3にみられるとおり、急斜面が市街地側の南斜面に集中していること、南北土地の高低差が著しいこと、いま1つは六甲山頂に広大な平坦地を有することである。ルート付近の地形を区分すると、深い谷の切れ込みが多く地形が急峻な南部地域、キャンプ場・遊園地があり、市民のリクリエーション・センターとして利用されている山頂付近の中部地域と、そしてなだらかな丘陵地形を示しながら北へ低くなっていく北部地域とに大別できる。この地形の特徴は地質区分にも明確にあらわれている。

(ア) 南部地域

布引花崗閃緑岩が分布する南部地域は、神戸市街地を形成する第四紀層と諏訪山断層で接している。地形は非常に急峻で、各所にマサ土の崩落が見られる。この地域を南に流下する谷は深く、時に、高さ10数メートルに達する滝が存在する。この谷の浸蝕作用のため、谷部では比較的風化されていない花崗閃緑岩が分布するが、尾根部では風化が激しく、時には割れ目・節理が消失している場合がある。本地域は布引断層で代表される東西性の断層とこれに斜交する断層が存在する。

(イ) 中部地域

六甲花崗岩と幅5m程度の岩脈が分布するこの地域は、山頂部が標高約400mで定高性を示している。本地域は標高982mの六甲山とつながっており六甲山脈の東部にあたる。地表部では一般にマサ状に風化していて、節理はNE-SW方向のものが顕著で断層面の走向とよく一致する。

(ウ) 北部地域

北部地域は、六甲山脈の北斜面に当たり、一部に神戸層群の礫岩が分布する。地形は一

般に丘陵地形をなし、深い谷の切れ込みはない。そのため土砂の流出は少なく、地表部にはマサ土が厚く分布し、節理面測定不可能な部分が多い。部分的に分布する神戸層群の走向・傾斜はN45°E~45°W、20°NE~20°NWで北に傾斜している。この北部地域は山田断層を境として、山田川に沿う狭長な段丘と接している。

以上の各地域の地質概念図を図-2に示す。また計画ルート付近を構成する地質を表-1に示す。

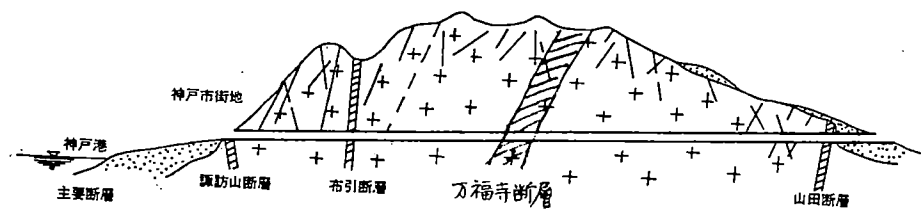


図-2 地質概念図

表-1 地質構成表

地質時代		地 質 名	岩相または層相	記 事
新 生 代	第四紀 新第三紀	崖 錐 堆 積 層	岩屑・土砂等	山麓・凹地に分布、未固結、レンズ。
		段 丘 堆 積 層	砂礫および粘土	山田川沿いに分布、未固結。
		神 戸 層 群	礫岩・砂岩・泥岩等	山田断層以南のものは礫岩中心風化岩または軟岩。
中 生 代	古第三紀 白亜紀	貫 入 岩 類	半花崗岩・石英斑岩 流紋岩等 角閃石ひん岩 輝石ひん岩等	花崗岩・花崗閃緑岩中にレンズ状の小岩脈をして分布。 一般に風化少なく、硬質。
		六 甲 花 崗 岩	黒雲母花崗岩	調査地の基盤岩として分布、一般に風化著しくマサ土化。
		有 馬 層 群	流紋岩質凝灰岩 および凝灰角礫岩	丸山以北に分布、節理多い部分があるが一般に良質な岩石。
	中生代前期	布引花崗閃緑岩	黒雲母角閃石 花崗閃緑岩	主に再度山以南に分布、風化激しく大部分マサ土化。

③ 掘削工事

工区割りは図-3のとおりである。

第1工区では 10 kg/cm の被圧水を有する延長約 30 m の布引断層を掘削施工する途中で、導坑の盤ぶくれ現象や、覆工コンクリートの亀裂発生など種々の問題点が生じた。

第2工区では延長 780 m の斜坑(2本)を順調に掘削して、47年12月末に本坑に到達し、48年2月9日から本坑の掘削を開始した。斜坑掘削中は岩質もよく、湧水も比較的少なかったが、斜坑底付近掘削時から湧水が始まり、本坑掘削時には大出水となり、北口に向かっての上半掘削は 50 m ほどしか掘進できず、大出水($12\text{ m}^3/\text{min}$)のため掘削を中止した。そして48年5月にボアロックにより調査ボーリングを施工し、出水箇所の突破工法の検討を行い、その後は薬液注入法(LW, MI)により 100 m 区間を止水しながら掘り進んでいった。

第3工区も第2工区と同規模の延長約 740 m の斜坑工事(2本)があった。斜坑の地質は万福寺断層などの悪地質にもかかわらず、湧水が比較的少ないため、47年12月末に本坑工事に着手できた。本坑工事も比較的順調に進んだが、5,385m地点で大きな破砕帯にぶつかり、導坑水抜きボーリングをするなど、難工事となった。

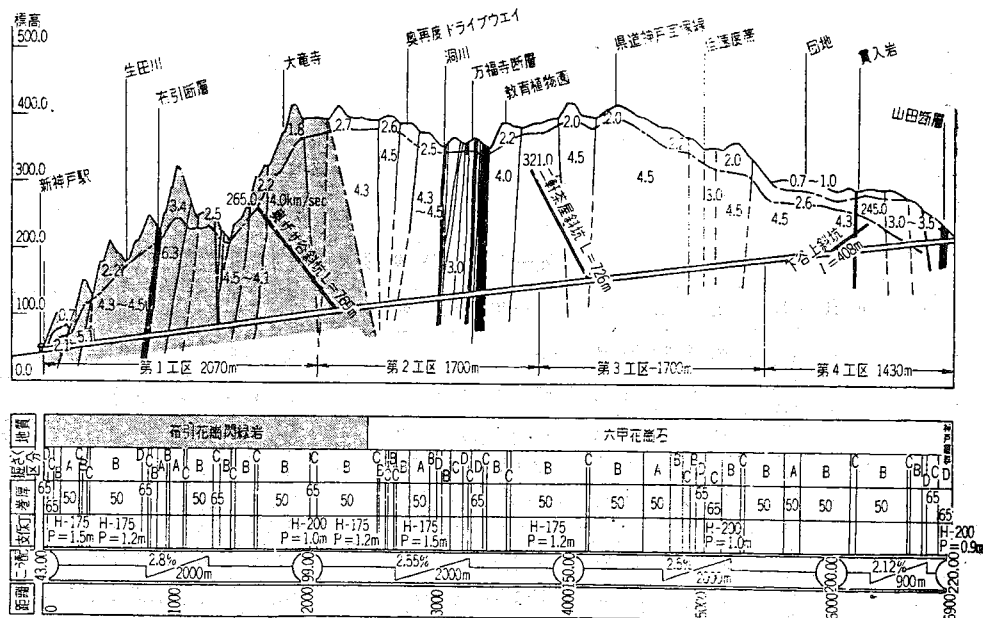


図-3 縦断面図

第4工区は斜坑延長が約410mと短い上に、斜坑勾配も約 $1/8$ となるため、直接ダンプトラックが2本の斜坑を一方通行で利用するダンプトラック方式を採用し、ダンプトラック工法の機動力をフルに利用して、47年7月に斜坑工事を完了し、本坑工事に着手した。本坑内も他の工区に比べて湧水が少なく、全工区で最も順調な工事進捗を示した。しかし箕谷地区において生じた湧水対策に頭を痛めることとなり、飲料水の供給、稲作の休耕補償、パイプラインの布設など、地元対策の大変忙しい工区となった。

このように地下のトンネル内では各工区とも、山脈を横断するトンネルにつきものの出水に悩まされ、トンネル全体からの湧水量の合計は $28\text{ m}^3/\text{min}$ （昭和48年10月）にも達した。

④ 調査結果と掘削結果

調査の概要は先に述べたとおりであるが、土被りが200m以上にもおよぶ区間においては、施工基面付近の地質状況を正確に把握することは、地形・地質条件および経済条件等の制約を受け困難であった。そこでトンネル施工中の岩盤の性状を把握し、地質上の問題点の予想を行い、それに対する施工上の対策をたてるため、トンネル掘削期間中コンサルタンツの地質専門家が現場に常駐して、坑内地質を調査した。事前調査時の地質と実際の地質を図-4に示した。また表-2に第1工区の（0～2,070m区間）実施工程表を示した。これによると、トンネル施工上問題となった区間は700m～800m区間の布引断層と1,300～1,400m区間の出水箇所であったのがうかがえる。

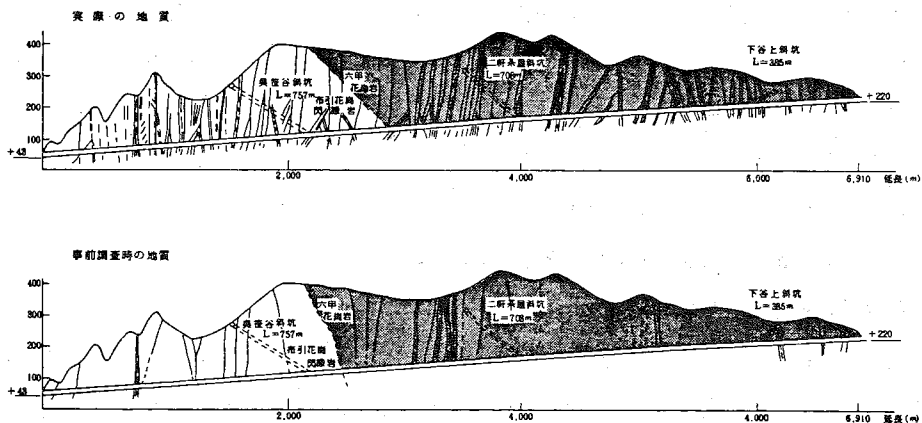
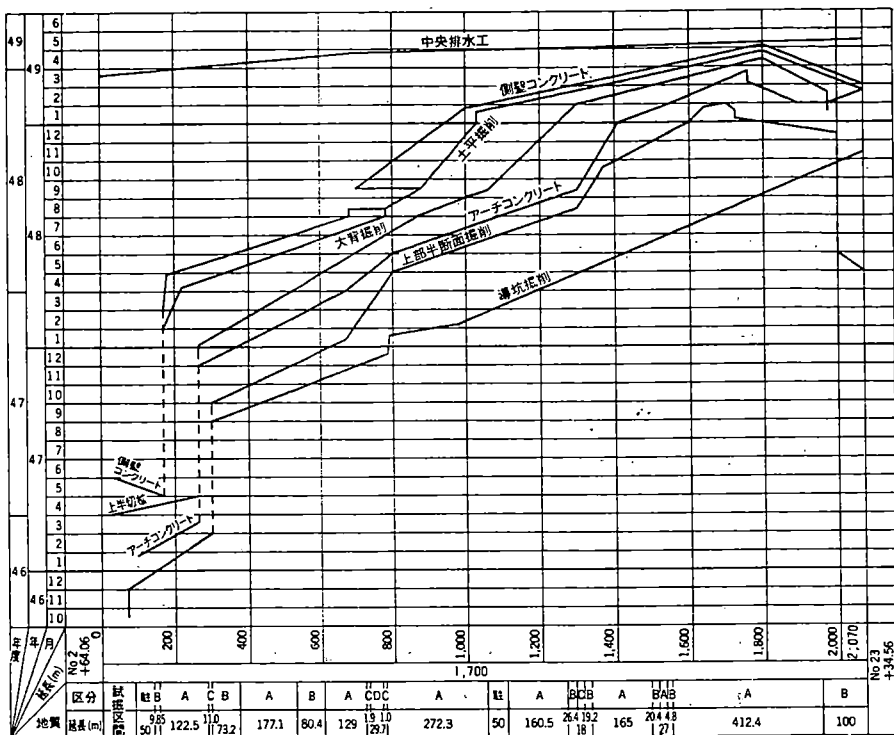


図-4 新神戸トンネル地質縦断面図

表一-2 第 1 工区实施工程表



⑤ 布引断層部の施工

布引断層は市街地と山地部とを境する諏訪山断層の副断層と考えられ、この諏訪山断層の北側800mの位置にほぼ平行にNE-SWの方向に伸びている。布引断層は、地形上にも追跡することができ、この断層上に布引貯水池や烏原貯水池がある。この断層に関する調査は次のとおりであった。

- 地表踏査（地表より断層の位置の確認）
- 弾性波探査（ビック間隔 10 m）
- ボーリング調査（深度 190 m、243 m の 2 本）
- 現位置試験（ボーリング孔を利用）

上記の地質調査の結果、次の点が明らかとなった。断層は南坑口より765m～775m間に、幅10mの粘土化帯として存在し、透水係数は 10^{-8} cm/sec、水圧20 kg/cm² 予想湧水量8 m³/min程度と考えられた。

上記結果をもとに断層推定位置の10m手前で底設導坑の切羽より先進ボーリング(φ46mm、φ66mm)を実施した。その結果、断層位置は予想通り765mより存在することが再

確認されたが、幅は27mと予想より厚いことが判明するとともに、湧水量は50ℓ/min
水圧は10kg/cm²と事前調査に比べ少なかった。しかし、事前調査および水平ボーリングで
は地質や湧水状況が十分につかめず、施工法を決定するには不安があったので、断層の1m
手前より調査導坑(2m×2m)を掘削した。図-5に布引断層の坑内地質図を示す。

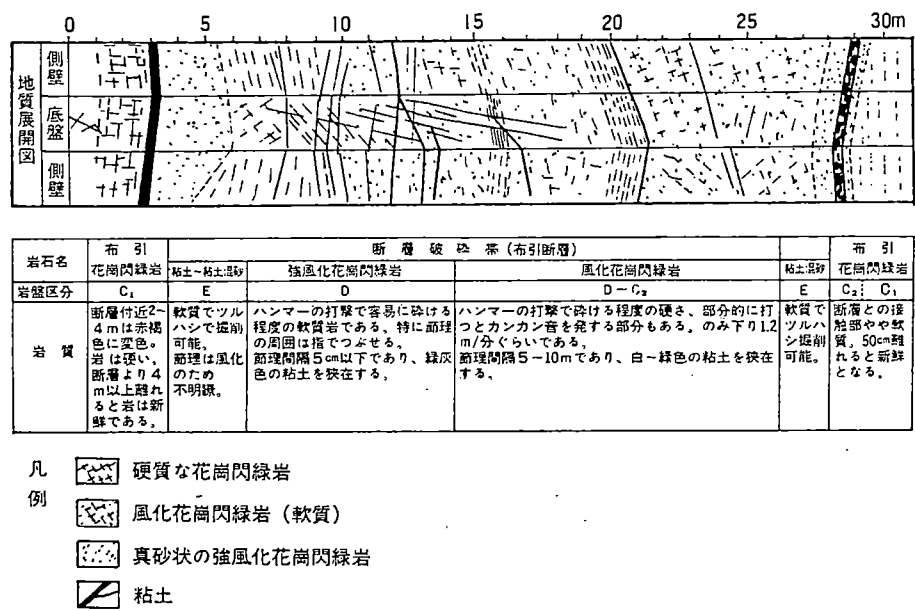


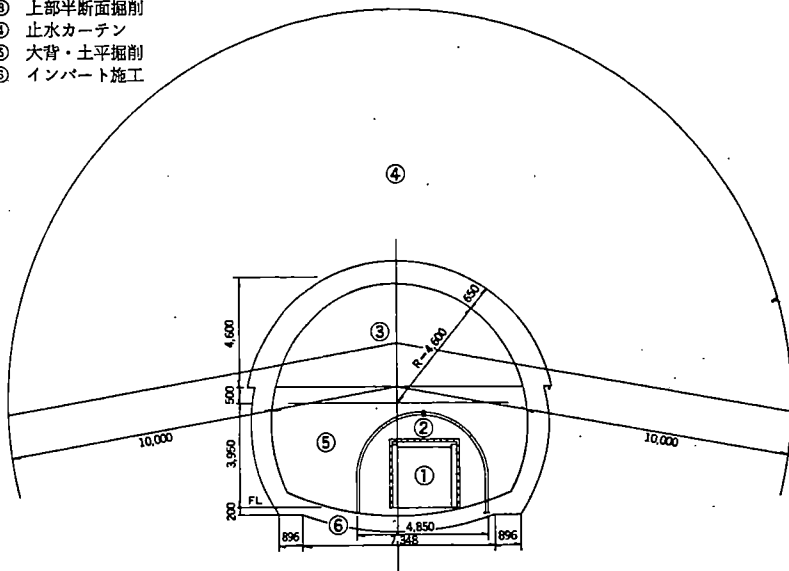
図-5 布引断層地質図(調査坑)

その結果、断層破砕帯は粘土層を多く介在していた。この断層部の強度は、強風化岩に介在する断層粘土に左右されると考えて、粘土層の土質試験を行った。結果は表-3のとおりである。試験分析の結果、断層粘土に膨張性粘土鉱物であるモンモリロナイトの含有量が多く、地下水が断層破砕帯に浸透すると土圧の増加が予想されたので、これらのデータから図-6に示す施工順序で、断層部を施工した。

表-3 布引断層粘土土質試験表

統一土質分類	含水比(W)(%)	単位体積重量(γ)(g/cm ³)	間隙比(e)	粘着力(C _u)(kg/cm ²)	せん断抵抗角(φ _u)	モンモリロナイト含有量(%)
CH	22.3	2.03	0.63	2.1	4°30'	32~46

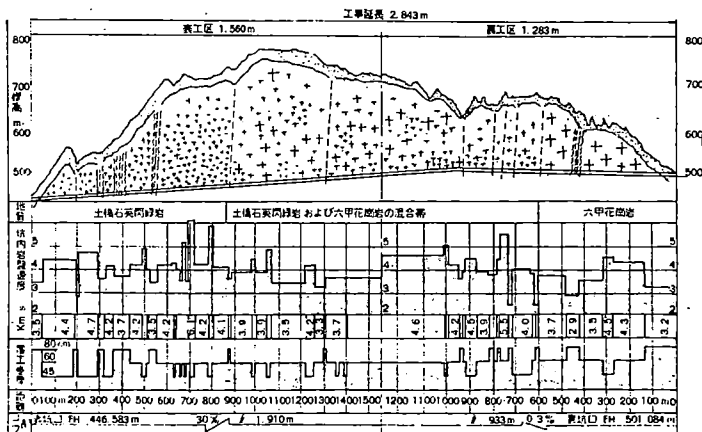
- ① 地質調査坑
- ② 導坑切上げ
- ③ 上部半断面掘削
- ④ 止水カーテン
- ⑤ 大背・土平掘削
- ⑥ インバート施工



図一六 布引断層部施工順序図

(2) 六甲山トンネル

昭和42年春に開通した延長2,843mの道路トンネルである。地質縦断面図などは図一7のとおりであり、地質概要、平均的な坑内岩盤速度、覆工巻厚などが表わされている。まず掘削工事の概要について述べると、次のようである。



図一七 六甲山トンネル地質縦断面図

表工区（1,560m）の主な岩質は六甲花崗岩と土橋閃緑岩で坑口よりそれぞれ200m、380m、530m付近に断層があり、掘削工事の難工した部分である。とくに難工したのは530m付近の断層破碎帯の大湧水の処理であった。この断層は幅約10mであったが、トンネル軸と斜交しているため、坑内では519m～545mの26m区間に現われた。519m地点で切羽付近の湧水量は1.2m³/minに達したが、水抜きボーリング、鏡張り縫地工法により60日で断層帯を突破した。

裏工区（1,283m）は坑口より250m付近までは、かなり風化の進んだ花崗岩であった。この工区で最も山の悪い区間は250m～850m間で、地質は六甲花崗岩が塩基性捕獲岩をとり込んでいる状態で、この捕獲岩の風化変質が著しく、粘土化した部分も多数見うけられた。850m～1280m区間は表工区と同じ土橋閃緑岩が分布し地山は堅固であった。また湧水量は表工区に比べて少なく約 $1/10 \sim 1/20$ 程度であった。300m近い土被りの厚いトンネル中央部付近の地質状況が事前調査の結果とよく合わないため、今後のトンネル計画の参考とするため、以下の調査を行った。

① 坑内地質調査

この調査は六甲山地の地質研究が最も進んでいた大阪市大の藤田研究室にお願いしたもので、調査の内容等は「六甲山トンネルの地質と断裂系」（笠間太郎他・応用地質9巻1号）に詳しく述べられている。調査の結果は側壁地質を $1/100$ 側面図に、また断裂系については側壁岩盤の目高付近の状態を水面に投影した $1/100$ 平面図として表現されている。掘削中のこれらの調査により判明した地質および断裂系について列記するとほぼ以下のとおりであった。

地質

- (ア) トンネルの地質は、土橋閃緑岩、六甲花崗岩および脈岩類で構成される。
- (イ) 土橋石英閃緑岩は表坑口から840m地点までの主要構成岩体である。灰黒色緻密な細粒ないし中粒の結晶をもつ。
- (ウ) 表工区840m地点付近と裏工区坑口から600m地点付近の間は、土橋閃緑岩と六甲花崗岩の混合帯である。
- (エ) 六甲花崗岩は六甲山地の大半を構成するもので、トンネル内では裏工区坑口から600m地点付近までに主として現われた。
- (オ) 脈岩類の岩質は、玢岩、石英斑岩などがある。いずれも土橋閃緑岩、六甲花崗岩を貫く小岩体である。貫入接触部は断層運動等で破碎されているのが認められる。
- (カ) 表工区370m、530m付近の断層帯は幅10m程度のもので、六甲山地の断層とし

ては中級のものと考えられる。

断裂系（断層・節理）

(7) 岩盤の節理面の密度は高い。面の間隔が9mを越えるような部分はごくまれであった。面の間隔は、一般的にいて10～30cm前後が標準で、50cm以上の部分は比較的少ない。

(4) フレ目の走行で目立つものは、N30°E-N30°Wの1対をなすもの、N60°E-N60°Wの1対をなすものがある。

(5) 小断層の方向は上記2対に一致するものが多い。小断層のうち特にN30°W前後のものはトンネル方向にほぼ平行しており、破碎帯は狭いにもかかわらず坑内では大きく現われた。

(6) 深部風化現象は断層破碎帯に平行した部分が多く、それに沿う圧碎現象あるいはそこを通る水などによる化学風化現象などの総合的なものであると考えられる。

② 坑内弾性波探査

この調査は神戸大学の建設工学研究所にお願いしたものであり、詳細は「六甲トンネル内岩盤の弾性波調査」（畑中元弘）に報告されている。この調査ではトンネル坑内の全区間の地山について、直接弾性波の伝播速度を測定した。表工区はトンネルのコンクリート舗装を除いて覆工コンクリートが完成した状態で、また裏工区は裏坑口より973m～1,273mの部分が下部半断面の掘削中、その他の部分は側壁コンクリートを千鳥に打設完了した状態で実施したものである。測定要領は下記のとおりであった。各弾性波測線長、両坑口からの距離、第1層、第2層の平均的な速度を表-4・表-5に示した。

測定計器：NEC製直結式動線輪型微動計10台 三栄測器100A型電磁オシログラフ
(12素子、振動子30C/s)1台

測 線：10@10m=100m

発破孔：削孔長1.2m

薬 量：300g

この調査結果から判明したことを列記すると、

(7) 表工区で認められた200m、380m、530m付近の断層は走時曲線に明瞭に表われている。

(4) 裏工区については表工区で認められるような顕著な断層らしき現象は認められないが、坑口より約440mおよび490m付近に地山の弱い部分があるように見うけられる。

(5) 落盤のあった796m付近では表層がかなり深くなっている。

(6) 第1層の厚さは断層などの部分を除けばトンネル全区間を通じて約2～3.5mである。

(オ) 第2層の伝播速度は全区間で約3～5.5 km/sec であり、その平均速度は 3.94 km/sec である。表工区および裏工区の平均速度はそれぞれ 3.95 km/sec および 3.94 km/sec でほとんど同じである。しかしながら裏坑口より 850 m までおよびこれより表工区坑口までの平均速度はそれぞれ 3.68 km/sec および 4.03 km/sec と、表工区側の方が、かなり地質のよいことがうかがえる。

表—4 表工区 地質構造の概要

測線 番号	測線 長 (m)	表坑口からの距離 (m)	第一層の速度 km/s		第一層の 平均厚さ (m)	第 2 層	
			Nev	Rev		速度 km/s	距離 (m)
A	50	0～ -50	0.5	1.0	2.3	1.1～ 2.4	0～ -50
No 1	100	0～ 100	2.9	2.5	2.6	3.5～ 4.4	0～ 190
No 2	100	100～ 200	2.9	2.7	2.2	2.8	190～ 210
No 3	100	200～ 300	2.7	2.2	2.8	3.6～ 4.7	210～ 310
No 4	100	300～ 400	2.0	2.6	2.1	3.7～ 4.2	310～ 420
No 5	100	400～ 500	3.6	2.9	2.0	4.0～ 4.2	420～ 500
No 6	100	500～ 600	2.7	1.8	2.8	3.5～ 4.2	500～ 620
No 7	100	600～ 700	2.4	2.1	1.9	3.5～ 5.2	620～ 690
No 8	100	700～ 800	3.0	3.0	2.7	4.2～ 5.9	690～ 790
No 9	100	800～ 900	3.8	2.2	3.7	3.6～ 4.1	790～ 880
No 10	100	900～ 1,000	2.9	3.7	3.5	3.9～ 4.4	880～ 1,000
No 11	100	1,000～ 1,100	—	2.9	2.1	3.9～ 4.8	1,000～ 1,110
No 12	100	1,100～ 1,200	2.2	2.4	3.2	3.5～ 4.0	1,110～ 1,200
No 13	100	1,200～ 1,300	2.2	3.3	2.1	3.3～ 4.5	1,200～ 1,300
No 14	100	1,300～ 1,400	2.3	2.9	2.1	3.7～ 4.8	1,300～ 1,500
No 15	100	1,400～ 1,500	2.3	2.0	3.7		

表—5 裏工区 地質構造の概要

測線 番号	測線 長 (m)	裏坑口からの距離 (m)	第一層の速度 km/s		第一層の 平均厚さ (m)	第 2 層	
			Nor	Rev		速度 km/s	距離 (m)
B	80	- 5.5～ 85.5	1.7	1.5			
	40	- 5.5～ 45.5	1.1	1.1	1.6	2.8	- 5.5～ -3.5
	40	-45.5～ -85.5	1.2	2.0			
No 1	100	0～ 100	1.7	1.6	2.2	3.2	0～ 130
No 2	100	100～ 200	2.0	2.0	2.4	4.3	130～ 260
No 3	100	220～ 320	4.0	1.9	2.1	4.5	260～ 290
No 4	100	320～ 420	1.3	1.3	2.9	3.5	290～ 410
No 5	100	420～ 520	1.5	1.3	4.0	2.9	410～ 470
No 6	100	520～ 630	1.7	2.0	2.9	3.7	470～ 600
No 7	93	632～ 725	2.0	1.4	1.6	2.4～ 4.6	600～ 710
No 8	95	725～ 820	1.2	1.6	1.5	2.4～ 5.5	710～ 800
No 9	100	820～ 920	—	2.4		3.9～ 4.5	800～ 920
No 10	95	920～ 1,015	2.0	1.4	1.5	3.6～ 5.0	920～ 1,000
No 11	100	973～ 1,073	2.0	2.7	4.0	4.6	1,000～ 1,270
No 12	100	1,073～ 1,173	2.8	2.0	3.0		
No 13	100	1,173～ 1,273	2.3	2.0	2.6		

No11, ～No13は上部半断面底面上で実施

(3) 布引トンネル（施工中）

布引トンネルは延長2.7km、掘削巾約11mの2車線道路トンネルである。このトンネルの両坑口付近はいずれも人家があるため、トンネル掘削工事の作業広場に使うことは適当でない。そこでトンネルの掘削は、作業用のための横坑（延長500m、掘削断面60㎡、勾配10%）を本トンネル中央部に取付け、トンネルの中央部から、それぞれの坑口に向かって掘削を進めている。

① 地質

事前の地質調査の結果や布引トンネルとほぼ平行している山陽新幹線の神戸トンネルの施工記録等からみて、このトンネルの路線に沿う地質は大部分が布引花崗閃緑岩である。

この再度谷付近の布引花崗閃緑岩は、神戸トンネルや新神戸トンネルの掘削実績からみて、湧水量も少なく、両坑口付近をのぞくと掘削上特に問題はない。

弾性波探査等の結果から判断すれば、天王谷付近および再度谷（作業用横坑）付近の岩盤は、堅固である。また布引付近には諏訪山断層があるが、その影響は少なく、比較的良好な風化花崗岩である。図-8、図-9に作業用横坑および布引トンネルの掘削実績にもとづく地質縦断面図を示す。それによれば坑口付近は風化した軟岩であるが、他の区間では中硬岩および硬岩から成っており、硬岩部では節理や亀裂の間隔も50cm～100cmの大口が目立ち且つ割れ目は密着している。

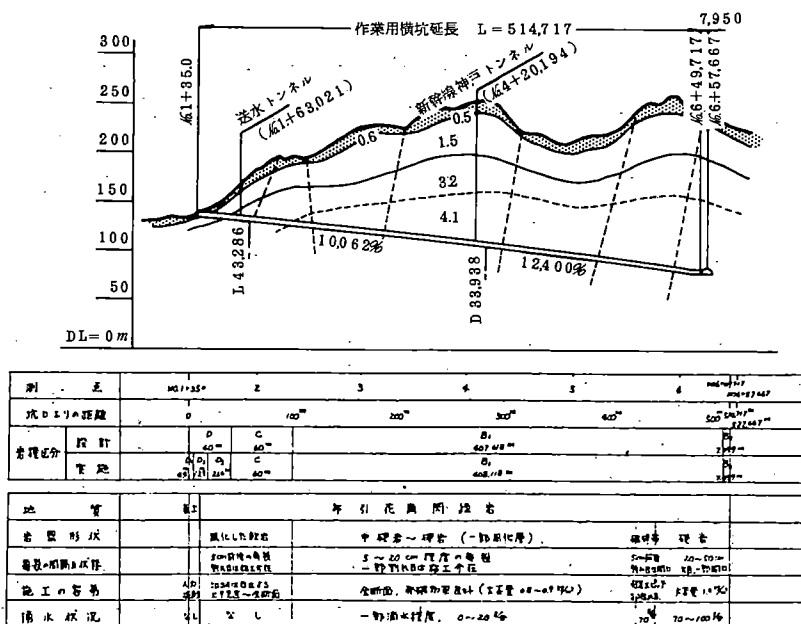


図-8 作業用横坑地質縦断面図

② 布引交差部における岩盤凍結

布引トンネルで地質上問題となるのは山陽新幹線・神戸トンネルとの布引交差部であり、交差構造および地質調査結果を図-10に示す。この交差部の施工法として、現在のところ凍結工法を予定している。

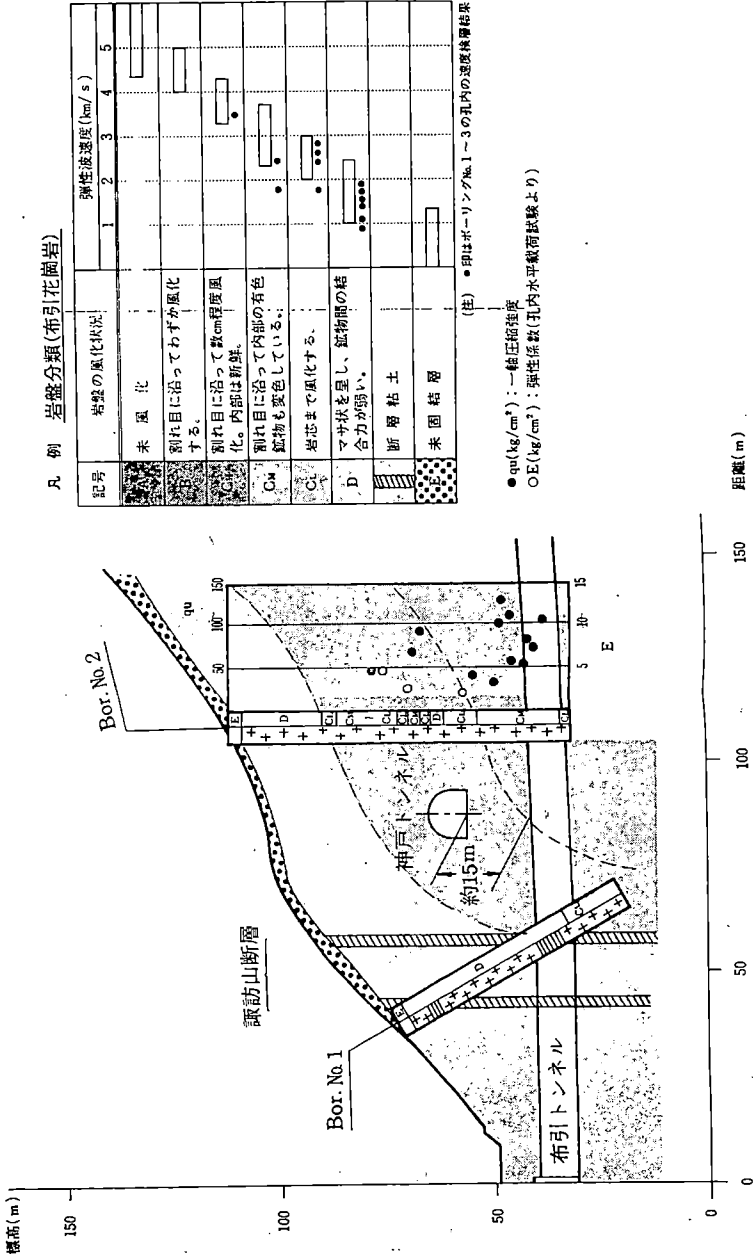


図-10 布引交差部地質断面図

凍結工法とは、人工的に地盤中の間隙水を凍結して地盤の強化・遮水を図り、土木工事を施工する工法であり、おもに地下鉄・上下水道工事などに幅広く利用されてきた。しかしながら、これらの地質はいわゆる軟弱地盤であり、今回の布引交差部の風化花崗岩など岩盤において凍結工法が実施された例はないようである。

したがって凍結工法の岩盤への適用性、確実性が問題となるため、布引交差部の岩質とよく似た新神戸トンネル布引地下換気所地下通路において凍結試験工事を実施した。試験工事の結果、風化花崗岩における凍結試験工事の詳細については、土木学会誌の9月号(1981)に詳しく報告されている。図-11は凍結試験工事模式図である。

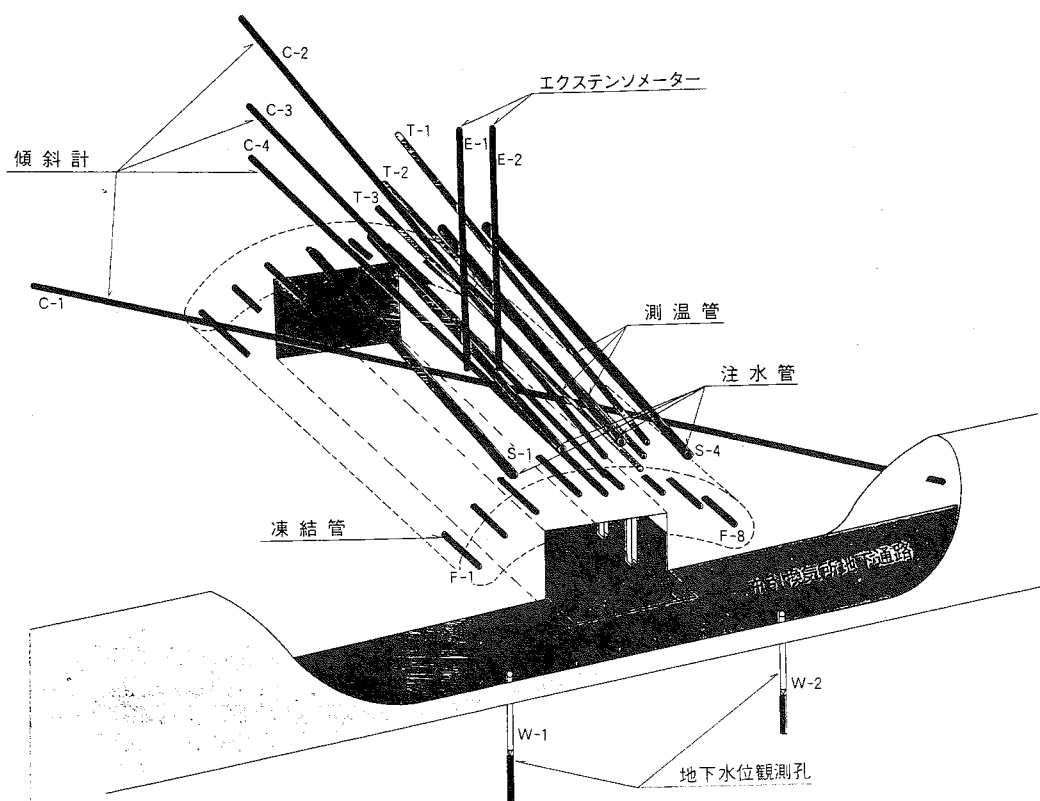


図-11 凍結試験工事模式図

(4) 唐櫃第1トンネル

帯釈山系を横断する延長1,230mの道路トンネルで、坑口付近をのぞいて有馬層群の流紋岩質凝灰岩を貫いている。

掘削実績によれば、神戸方坑口から約77m区間は崖錐堆積層と表土からなり、それより坑奥の400m区間は流紋岩質凝灰岩である。六甲付近の流紋岩質凝灰岩は土木工事用の碎石として広く利用されており、六甲花崗岩に比べて石は固く堅固であるとされている。このトンネルの地質も坑口付近100mをのぞいては、あまり悪くないと考えられていたが、トンネルを掘削してみると、湧水が少ないにもかかわらず切羽の自立性が悪く、リンブカット工法で掘り進んでいった。六甲花崗岩よりも切羽の自立性が悪い理由は、古々山断層等の影響によるものなのか、または花崗岩と比べて凝灰岩の岩目の密着度や構造が異なるためなのかよくわからない。現在は神戸方坑口から480mの掘削を完了したが、六甲花崗岩に比べて岩は硬質ではあるが割れ目が非常に発達し、割れ目沿いにカルサイトや粘土シームを生じている。

湧水は坑口付近では長期間にわたる水抜きボーリングのお陰で少なく約50 l/min程度であった。坑奥に入るにしたがい除々に湧水量が増え、約200m時点で約100 l/minとなった。その後も掘進とともに湧水量が増加し、480m掘進時で約520 l/minとなった。図-12に神戸方坑口から480m区間の坑内地質の様子を示した。

3. む す び

トンネルの地質調査内容は、そのトンネルの規模と地質構造により異なるが、一般的には8段階程度に分けて行うのがよいと思われる。

第1段階は路線選定のための踏査による地質調査で、計画トンネル区間の地質の大枠を正しくつかむことが大切であり、十分な踏査を行い、その結果をトンネル計画上に反映させることが特に大切である。そしてトンネルルートが決まったら、さらに全般的な地形・地質からみて、基本的にトンネル・ルートが間違っていないかどうか再度考えることが大切であり、同時にトンネル・ルート上の問題点を摘出することが必要となる。幸い神戸市には5万分の1の精度のよい神戸市および隣接地域地質図がある。この地質図は藤田和夫、笠間太郎両先生をはじめとする大阪市大グループの長期間にわたる調査データをもとにつくられたもので、トンネル計画には欠かすことができない。

第2段階は基本設計のための調査で、弾性波調査を中心とする調査を行い、トンネル地質の分類自体が定まっていないので、地域性や付近トンネルの施工例を参考にしながら、その都度、地質区分をしているのが現状のようである。踏査で確認できた断層帯を弾性波調査で再確認したり、露頭の悪い地域の断層帯を弾性波で把握するわけであるが、なかなかあわないことが多く、いろいろ考えさせられる問題点が多い。

第3段階の調査は施工計画を立てるためのもので、第2段階調査が終わった時点でも、よくわからない問題箇所の詳細調査で、主にボーリング調査とそれに関連する調査とからなり、地質を土質工学、岩盤工学的にはっきりさせることとなる。これでもなお問題がのこれは施工中の調査として処理すればよいと思う。

長大トンネルを計画する場合は、なるべく地質の良い箇所に線形を選ぶが、断層破碎帯等を完全に回避することはむづかしい。長大トンネルは山体も大きく、水量も多い。そのため事前の地質調査では予想される問題箇所の断層破碎帯の位置をはっきりさせることが大切である。位置がわかりさえすれば布引断層の例のように断層帯の手前で一旦掘削を中止し、先進ボーリングを実施して湧水をしばったり、調査坑を掘って施工法を検討したりすることができる。トンネル地質は岩が堅い、軟いではなく、そこに水があるかないかということが大きな要素で、地質調査法の中に、湧水調査法や切羽からの先方予知調査法などが強く求められているのも、それなりに理由がある。青函トンネルの実施例のように、掘削を中止することなく、坑内からの水平ボーリングにより前方をあらかじめ予知できれば、それにまさる方法は現状ではないであろう。

最近のトンネルの特徴として、

- (i) 長大化しているため悪地質区間の施工が多くなっている。
- (ii) 山岳トンネルばかりでなく都市近郊部のトンネルが多いため、未固結地質部分のトンネル施工例も多くなっている。
- (iii) 都市部において被りの浅いトンネルを掘削する場合、発破が近隣の住民や近接構造物に大きな影響を及ぼすため、相当の困難があっても機械掘削に切替えて施工した例もできている。
- (iv) また最近ではH型支保工のかわりに吹付コンクリートとロックボルトを使用する所謂 NATM工法がますます盛んになってきている。

以上の理由で、最近のトンネル調査は、踏査や弾性波調査が終わると、次には土や岩を工学的に把握する必要が生じてきており、土質工学や岩盤工学の範囲も含めた幅広いトンネル調査がますます必要となってきた。

昭和56年11月8日発行

編輯兼 大阪市住吉区杉本3-3-183

発行者 大阪市立大学理学部地学教室内

日本応用地質学会関西支部

企画委員会
