関東平野における地下水の年代測定とその水文地質学的研究

落合 敏郎*

Groundwater Hydrology in Kanto Plain by the Use of Tritium Dating

Toshiro OCHIAI

Abstract

The utilization of natural tritium plays the most important role in surveying large areas for the development of groundwater resources.

The flow velocity and flow distribution of the groundwater in a large water system could not be directly calculated by other methods in the past.

In the study reported here, bomb-produced tritium was used as a tracer to estimate mean groundwater velocities by the distance of seepage from the groundwater recharge zone.

At present, the concentration of natural tritium is obtained by the following: 10 l-groundwater in the deep layer intercepted from the shallow water by clay layer is concentrated into one-hundreds ml by 2-step electrolysis after distillation; its tritium concentration is measured by the liquid scintillation spectrometer.

The tritium unit (T. U.) of the groundwater in the Kanto plain showed 2 to 406 T. U.

Natural tritium content of levels is less than 5 T. U. Therefore, the 1954 front are estimated to have moved 40 km along the basin of the River Tone and 48 km along the basin of the River Kinu. The groundwater velocities were computed 9 m/d and 11 m/d respectively. It was clarified that the deep groundwater in the Kanto Plain is strongly followed by the geological structure of the Kanto structural basin and flow out towards the Tokyo Bay according to the past results.

1. はしがき

最近、広域における地下水のかん養分布、流動速度を明らかにする方法として、天然 Tritium による年代決定が重要視され、諸外国においてもその研究が盛んに行なわれている¹⁾⁻⁴⁾。

Tritium (^3H) は最大 18 KeV の β 線を出して半減期 12.5 年で ^3He となるが、この核種は宇宙線によって成層圏で常時生成されており、1954 年以来の水爆実験の以前においても 1~10 T. U. 程度の微量の Tritium が雨水に含まれていたことが知られている。1954 年以降の水爆実験によって、Tritium 濃度は指数的に増大し、10 から 1,000 T. U. という異常に高い値を示すに至った。したがって、地下水を採水して Tritium 濃度を測定すれば、1954 年の水爆実験以前・以後の地下水年代の区分、および水爆実験以前であれば地下水生成後の経過年数を明らかにすることができる。すなわち、天然・水爆 Tritium の測定から地下水の年令を求めることができるわけである。

したがって、地下水の年令を知れば、large-scale の水文学のなかで地下水のかん養分布、速度を明らかにすることが可能となる。

筆者は1964年からこの研究を進め、土地改良第2研究室員木村・朝倉・川崎の諸氏の協力を得て、関東地方の代表的地点16か所の深層地下水の年代を3か年にわたって求めた。

本報文はこれらの測定結果をもとにして、関東水系の地下水の流動機構、地下水流速について水文地質学的検討を行なった結果について述べている。

なお、この研究の実施にあたっては、科学技術庁・研究調整局、科学研究所・放射線利用研究室浜田・高橋らの諸氏に多大の御支援と御便宣とをいただいた。ここに厚く感謝の意を表する次第である。

* 農業土木試験場

2. Tritium による地下水の年代測定法

Tritium は水素の isotope であり、その化学的・物理的特性は水素に等しい。したがって normal water [HOH] と tritiated water (TOH) とは非常によく似ている。したがって、tritiated water は帯水層中で normal water と同じ行動をとるので、地下水の tracer として理想的元素と考えられる。

Tritium による地下水の年代決定においては Tritium 濃度が非常に薄く、1 T.U. 程度のものを測定する必要がある。その上、Tritium の β 線エネルギーが非常に弱いので、まず、濃縮を行ない、濃縮後の試料の測定を低レベル用水素充填計数管で試料水を H_2 ガスの還元状態で測定するか、液体シンチレーション・カウンタを用いて tritiated water の液体の形で測定する方法がとられている。筆者は後者の液体シンチレーションによる測定法を用いた。

Tritium は自然に大気中の ^{14}N と宇宙線のなかの高速中性子が $^{14}N(n, t)^{12}C$ という核反応を起こし、大気中に生成される。天然 Tritium の生成率は過去より一定とされ、地球表面において常時1秒間 1 cm^3 中に1コの割合であるとされている。このようにして生成された天然の Tritium 濃度は1~10 T.U. とされている。これが凝縮して雨水の降下とともに地表に落ち、地下に浸透して地下水となる。したがって、この天然の Tritium が地下にもぐると、12.5年の半減期で減衰するから、浅層水の浸透による混入が生じない限り減衰から地下水の年代を求めることが出来る。もし、50年経過すると、10 T.U. のレベルのものは

$N_t = N_0 e^{-0.693t/T}$ (ただし、 T : 半減期、 t : 経過時間、 N_0 : $t=0$ における放射性核種の量、 N_t : 時刻 t における放射性核種の量)

から 0.6 T.U. となり、6% の Tritium が残ることになる。この値は Tritium の測定限界ラインとなる。したがって、Tritium による年代測定の Time scale は約50年といえることができる。この天然レベルの Tritium は、1952年とくに1954年以降の水爆実験によって人工の Tritium が全世界に拡散し、降水中の Tritium 濃度が著しく増大した。図1はこれまでに発表された降水、ブドウ

図1

酒中の Tritium 濃度の資料を筆者が調整し同一図にまとめたものである。アメリカにおける1953年以降の降水中の Tritium 濃度は、水爆実験後の Tritium 濃度の増大がいかに大きいかがわかる。次に太平洋諸島と東京の降水中の Tritium 濃度とを比較すると、極めて高い相関性を示している。また、甲府産のブドウ酒⁵⁾に1954年の水爆実験を境として Tritium 濃度が増大している。わが国においては水爆直後の降水の観測データがないけれども、これらのデータから1954年以降の降水中の Tritium 濃度は、宇宙線によって生成された Tritium 濃度(1~10 T.U.)に比較して数倍以上の値であったことは間違いない。汚染直前の天然レベルの Tritium 濃度は、1954年の水爆実験から約12年を経過しているので、その濃度は0.5~5 T.U. となる。したがって、1954年の水爆実験以後の降

註) T.U. は Tritium Unit の略で Tritium の含有量の単位としてよく用いられる。1 T.U. は Tritium 原子数と水素原子数の比、 $^3H/^1H$ が 1×10^{-18} であることを示す。1 T.U. = $3.2 \times 10^{-15} \text{ c/mlH}_2\text{O}$ である。

図2 関東平野の第一不透水盤の深度分布図

鉄電解槽 15 本によって、それぞれ 1 l の試料水を 1/10 に濃縮し、図 6 の第二段のガラス電解槽⁹⁾ 10 本を用いてその液を更に 1/10 に濃縮した。その場合、試料水重量の 0.8% に相当する NaOH を加えて溶解し、電極面積当り 0.05 A/cm² の電流で電解した。この際、濃縮度をできるだけ一定に保ち、

図 5 大型電解槽

図 6 ガラス電解槽

図 7 大型電解槽を収容した恒温水槽

蒸発による損失や電極の腐蝕を防ぐため、これらの電解槽を一定温度に冷却した図 7 の恒温水槽に浸し、連続的に約 20 昼夜電解した。試料は電解終了後、溶液に炭酸ガスを約 15 分加えて液中の NaOH を炭酸ソーダの形とした後に蒸溜した。

電解濃縮された試料水中の Tritium 濃度は濃縮比と一次に比例せず次の関係で濃縮される。

$$\frac{V}{V_0} = \left(\frac{dV}{d_0 V_0} \right)^\alpha = \left(\frac{tV}{t_0 V_0} \right)^\beta$$

ここに V_0 , V はそれぞれ電解前後の試料水量, d_0 , d は電解前後の重水濃度, t_0 , t は電解前後の Tritium 濃度, α , β はそれぞれ重水と Tritium との分離定数 (Separation factor) である。したがって、Tritium の濃縮度を求めるには重水と Tritium 濃度の電解前後の既知の試料によってあらかじめ各

電極ごとに異なる α , β を明らかにしておき, 次に測定資料ごとに d と d_0 の値を求める必要がある。 β/α 値は鉄—ニッケル電極容器が $6.02/4.09=1.47$, ガラス電極容器が $5.05/2.58=1.96$ となった。

重水の初期濃度 d_0 は, 高橋且の見解にしたがって 0.0155% と仮定し, 電解終了時の重水濃度 d は昭和電工に測定を依頼した。

c. 液体シンチレーションカウンタによる Tritium 濃度の測定

測定法は tritiated water をそのまま液体シンチレータに溶かす方法をとった。

使用した計数装置は Packard 社製の Tri-Cub, 液体シンチレーションカウンタ Model 3,000 で, 光電管は EMI の 9514 S を 2 本使用してある。2 channel の Window を持ち, 試料 200 個が自動的に自記記録できる。測定部は freezer によって定温に保つ。

シンチレータは Figure of Merit のよい $\text{ppo } 6 \text{ g/l}$, $\text{popop } 0.3 \text{ g/l}$, ナフタレン 120 g/l , (測定温度 5°C) のカクテルの処法によった。測定時間は 100 分間の 4 回で繰返し測定とした。

3. 関東の地下水年代とその水文地質学的解釈

表 1 に Tritium 濃度から算出した T. U. 値を示した。これらの Tritium 濃度をみると, とくに季別的な傾向はみられず, むしろ地域別によって Tritium 濃度が変化している。

以下 Tritium の測定結果を水文地質学的に検討する。前橋・高崎の利根川上流地帯, 押上の鬼怒川上流地帯, 熊谷の荒川上流地帯などで, $20\sim 369 \text{ T. U.}$ の強い Tritium 濃度が検出されたのは, 最近の $100\sim 500 \text{ T. U.}$ の Tritium 濃度をもつ降水が直接的に透水性の厚い堆積層を浸透した結果によるものと思われ, きわめて新しい地下水と判定される。図 3 の透水係数分布図によれば, 上記の地帯

図 8 地質断面図 (縦断線は図 2 参照のこと)

表1 地下水の Tritium 濃度測定結果

地区名	地 層	採 水 年 月										所 有 者	収水層深度 (m)
		1965 年				1966 年				1967 年			
		3 月	4 月	5 月	9 月	2 月	3 月	8 月	9 月	2 月			
前 橋	沖 積	21				90				130	東 京 電 力	27~65, 84~95, 103~115	
高 崎	〃					3		35			高 崎 製 糸	48~67, 97~116	
高 崎	洪 積							18			沖 電 気	56~63, 114~142	
大 泉	沖 積				42				2		大 泉 町 上 永 道	138~151, 182~200	
熊 谷	〃						60				369	熊 谷 市 役 所	44.5~50
境	〃			62				82			ビワ砂水利組合	50~58, 65~70, 78~82	
鴻 巣	〃									12	農 事 試 験 場	99~111, 126~132, 139~150	
浦 和	洪 積						3				県 南 水 道 組 合	155~159, 162~166, 189~190, 192~206, 216~222, 246~249, 260~265	
土 浦	沖 積			52						79	東 京 電 気	50~58	
東京・中野	三浦層群									169	立 成 高 校	60~68, 76~102	
小 見 川	沖 積			12						2	富 士 工 業	79~89	
押 上	〃		354		406						鬼 怒 川 学 園	31~60	
宇 都 宮	洪 積		101		232			340			パインミシン	9~24, 52~55, 72~75	
真 岡	〃			15						10	仙 波 糖 加 工	30~35, 39~44, 49~56	
小 金 井	〃			11						13	日 本 麦 芽	47~53, 55~64, 68~77	
下 妻	沖 積			347				8			下 妻 市 役 所	42~51, 58~61, 89~97	

はいずれも $10^{-2} \sim 10^{-3}$ m/sec のオーダーで大きい値を示している。さらに、図2の自由不透水盤深度分布図によって、第一不透水盤までの深さが深く、降水はその上部の k の大きい堆積層をそのまま垂直的に浸透しているので、この第1帯水層に設けられている収水層で Tritium 濃度が大きな値となったものと思われる。

また、これらの地帯は図8の地質断面図によって明らかなように、平野下流部の被圧地下水のかん養地帯 (intake area) となっている。下流域に至ると第一層の不透水層は次第に浅くなり、広範な上流地域でかん養された地下水は下流にいくにしたがって、次第に第一不透水層以下に入り、粘土と砂レキ層の互層をなす深層帯水層へ浸入して被圧地下水を形成している。

Tritium 測定の試料採取の収水層の位置は図8の地質断面に示したように中・下流域においては幾層かの不透水層の下に存在する帯水層で、その地下水は上流のかん養地帯からかん養されたものと考えられる。

中流域の大泉・境 (利根川水系)、宇都宮、下妻 (鬼怒川水系)、鴻巣 (荒川水系) などでは、12~340 T. U. が検出された。これらの地帯の透水係数 k は、いずれも 10^{-4} m/sec のオーダーで比較的大きい地帯となっている。

したがって、この k の大きい深層の帯水層の中を、1954年以降の水爆による T. U. 値の高い降水が流動していることを示している。透水係数分布図にも示されているように、関東中央部を占める大半の区域においては $1 \sim 9 \times 10^{-4}$ m/sec のオーダーのものが広く一様に分布し、南関東は比較的透水性が悪く相模原を除いては 10^{-5} のオーダーのところが多い。

これを地質的にみると、主として利根川、鬼怒川低地の沖積層に属する低平野では大部分 $1 \sim 9 \times$

(単位は T. U.)

サク井 年 度	揚 水 量 (m ³ /sec)	透水係数 (m/sec)
1965	0.0318	1.7×10^{-4}
1955	0.0472	3.5×10^{-4}
1960	0.0313	6.2×10^{-5}
1967	0.0226	
	0.0052	8.2×10^{-4}
1949	0.0625	6.6×10^{-4}
1961	0.0247	3.0×10^{-4}
	0.0625	5.9×10^{-4}
	0.0063	6.4×10^{-4}
1967		
1948	0.0084	
	0.0104	
1960	0.0083	1.2×10^{-5}
1959	0.0185	4.8×10^{-4}
	0.0417	3.2×10^{-4}

10^{-4} m/sec のオーダの透水係数 k となり、その周辺の洪積台地においてもほぼ等しい k 値となった。(ただし、台地の表面を扇状堆積物がおおっている関東地方の西部・北部の台地群は例外である。) これはおそらく台地の地層が沖積層の下に連続しており、地下水も同様に連続しているものとみられる。地質調査所がガス探査のため 3,000m に及ぶ試錐を沖積低地の埼玉県春日部で行ったが、地表から 27m まで沖積層、424m まで洪積層が存在していることが確認されている。また、河井興三⁷⁾ によれば関東平野中央部の古河付近で 100m 以深、栗橋と鷲宮の間で 200m 以深の地層が上総層群(成田層下部層)に属する可能性がきわめて大きいとされているので、沖積層に存在する深井戸でも主に洪積層の収水層から採水していることになる。したがって、関東中央部の深層地下水は同じオーダの k となっている。山本莊毅⁸⁾ も関東各地では透水量係数はほぼ同じであると言っている。したがって、関東中央部の地下水は、とくに特定の水脈にそって流動している状態でなく、ほぼ一様に上流から下流へ流動しているものと推定される。水爆による Tritium 濃度の増大値が地域的に一様な傾向に出たことはこれを裏付けるものである。

比較的低い T. U. 値を示したものは、小金井・真岡・鴻巣・小見川で 10~15 T. U. を示した。真岡・小金井は鬼怒地下水系の両側に位置し、押上で検出された 300 オーダの T. U. に比較すると非常に減少している。荒川水系では上流の熊谷の 369 T. U. が中流の鴻巣で 12 T. U. となり、さらに下流側の浦和で 3 T. U. となっている。これは降水の Tritium 濃

度が水爆実験以後において、図 1 で示したように指数的に増加しており、被圧地下水のかん養帯である上流地域に至るほど、最近の Tritium 濃度の高い降水の浸透流動したものが現われて T. U. 値が高く示され、中・下流域にいくにしたがってそれよりも水爆実験当初の古い年代の地下水が流動しているので、T. U. 値が低く示されたものと思われる。

水爆実験当初の Tritium 濃度の低い降水によって地下水体を形成している front の T. U. 値は、1954 年の降水の T. U. 値が約 20 T. U. と推定されるので減衰を考慮すれば約 10 T. U. 前後になっているはずである。

既に述べたように、水爆実験直前の宇宙線による天然トリチウム濃度は最大 5 T. U. 程度であるから、これらの値から両者の地下水体の境界を明瞭に区別することができるわけである。

したがってこのような見方から、水爆実験以後の地下水体とそれ以前の地下水体との境界は鴻巣と浦和との間に存在することになる。

これに対し、東京都中野区富士見町の武蔵野台地東部の深井戸では、169 T. U. という高い値を検出した。これは荒川・利根川水系と地下水系を異にし、この深井戸では鮮新世の三浦層群の砂層中の地下水を採水しているので、この被圧地下水の地下水かん養帯の下流限は図 2、図 8 によって明らかなるように、多摩川沿線の日野・府中あたりと考えられる。これは藤本⁹⁾ らの被圧地下水の形態および三浦層群の研究によっても裏付けられる。したがって、地下水の流動距離は約 20km 程度で、T. U. 値から 1954 年よりも比較的新しい年代の地下水であるといえよう。

これに対し、山崎⁵⁾ らの測定による都内駒込の理化学研究所の深井戸地下水では、最近に至っても 0.8 T. U. ないし 5 T. U. 以下で 1954 年以前の地下水となっている。

にして、図9に示すように市川付近としている。Tritiumの測定結果からもその中心は市川付近と推定される。また、蔵田延男¹²⁾によれば東京の地下水は武蔵野・入間川台地―浦和―板橋―江東区の浦和水脈によって説明されているが、Tritiumの測定結果からは浦和水脈と限定することは無理のようである。

1954年の地下水体の境界線と、被圧地下水のかん養地帯の下流限とがわかれば、かん養地下水の平均流動速度を算出することができる。

被圧地下水かん養帯の下流限について検討すると、図8の地質断面図および文献から、利根川水系では尾島付近、鬼怒川水系では栃木市南部―真岡¹³⁾、荒川水系では熊谷付近となる。これらの地帯より少し下流側に至ると、急激に第一不透水層は浅くなり、その上部の不圧水とその下部の被圧地下水とに分かれ、大部分の地下水は被圧地下水へと移行している。

そして、利根・鬼怒川水系には移行した下流側に妻沼・羽生・騎西および下館周辺の自噴井地帯が存在する。

これらの関係は図2の不透水盤深度図からも読みとれる。

また、山本莊毅¹⁴⁾によれば、現在の荒川にそう地下谷は利根川につづいており、熊谷では荒川の伏流水と利根川系統の複合であると指摘されているので、荒川水系の地下水のかん養地帯の上流地帯には利根川を考える必要がある。

これらの地下水かん養地帯の下限から上記の1954年以前・以降の地下水の境界線までの浸透距離を求めると、利根川水系では40 km、鬼怒川水系で48 kmとなる。

1954年の水爆実験から新・旧地下水体のラインを求めた1967年2月までの期間は、12年となるから、それぞれの地下水系の平均流速は

$$\text{利根川水系} \quad v = \frac{40\text{km}}{12\text{year}} = 9 \text{ m/day}$$

$$\text{鬼怒川水系} \quad v = \frac{48\text{km}}{12\text{year}} = 11 \text{ m/day}$$

となる。

利根・鬼怒水系の地下水かん養帯（自由地下水）でラジオアイソトープ（Na¹³¹I）を用いて、多井追跡法によって実測した自由地下水の地下水流速は、利根上流部の鐺川^{15)・16)}で40 m/day、鬼怒川上流の押上地点で36～50 m/day¹⁷⁾であった。透水係数はいずれも10⁻² m/secのオーダーで大きい地帯である。これらの地帯の地下水は下流部の被圧地下水のかん養源となっている。

したがって、これより下流地帯の被圧地下水帯の地下水流動速度は、地下水かん養帯の1/4～1/5となっている。

以上のように、Tritiumの年代測定から、関東地方の被圧地下水の流動機構が明うかとなったが、これらの結果には人工的揚水影響の要素を考慮しなければならない。

東京駅を中心として半径18km（浦田・武蔵野・草加・船橋にかこまれた半円）の面積において、深井戸の総揚水量を深井戸資料によって積算してみると、266万m³/dayとなった。この小面積の揚水量は東京を除いた関東の深井戸総揚水量199万m³よりも大きいことに注目すべきであろう。

したがって、その異常的な被圧水頭の低下は関東の構造盆地という地質構造の外に、この要素が地下水の流動に大きな影響を与えていることは容易に推察できるところである。

したがって、現存している1954年以前の古い地下水も近い将来において、市川方向に縮小され消滅することが予想される。

5. むすび

1. 関東平野というような大きな Scale の地下水流動機構を直接究明するような方法がなかったが、地下水の Tritium の濃度測定から地下水の年代が決定され、これから地下水のかん養機構を究明することができることを明らかにした。

2. 関東における地下水の流動機構は、関東構造盆地と密接な関係があり、成田層基底の谷部に向って利根・荒川・鬼怒川などの各水米の地下水が流動しており、1954年以降に浸透したトリチウム濃度の高い地下水は、現在、市川を中心点とし鴻巣―浦和の中間を半径とした半円状に到達していることが明らかとなった。

3. 従来、被圧地下水の動きは殆んどないといわれていたが、Tritium の測定から関東中央部の被圧地下水の平均流動速度を求めると、利根水系においては 9 m/day, 鬼怒川水米で 11 m/day となった。

これは関東平野の深層地下水の開発・利用の計画を樹立する場合に役立つであろう。

4. 関東平野の被圧帯水層においては、Tritium 濃度の測定から、降水の地表からの垂直的かん養速度より、上流域の地下水かん養地帯からの水平的方向の帯水層によるかん養速度の方が速いということが明らかにされた。

このことは関東平野の深層地下水を人工的にかん養強化する方策を樹立する上に参考になるものと思われる。(1968・1)

文 献

- 1) Begeman, F., W. F. Libby (1957): Continental waterbalance, Ground water inventory and storage time, surface mixing rates, and world-wide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 12, p. 177—296
- 2) W. F. Libby (1953): The Potential usefulness of natural tritium, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 39, p. 245—247
- 3) W. F. Libby (1962): Tritium geophysics; Recent data and results, *Tritium in the physical and biological science*, (I.), IAEA, p. 6—29
- 4) E. E. Haskell, JR (1966): The use of tritium to measure the movement of ground water toward irrigation wells in Western Fresno County, California *Journal of Geophysical Research* Vol. 71: No. 16, p. 3849—3859
- 5) 山崎・浜田・高橋 (1966): Progress Report (386/RB), IAEA
- 6) 浜田・高橋・西田 (1967): 天然トリチウム測定法の改良と水理学への二・三の応用, 第7回日本アイソトープ会議報文集, 日本原子力産業会議, p. 117—119
- 7) 河井興三 (1961): 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学研究, *石油技術協会誌*, Vol. 26, No. 5, p. 1—55
- 8) 山本荘毅 (1963): 関東地方の地下水について 一深層被圧水を中心に一, 全国地下水深井戸資料台帳「関東編・上巻」p. 5—14
- 9) 藤本治義・新藤静夫 (1965): 武蔵野台地の水理地質 (1) 東洋大学工学部研究報告, No. 1, p. 51—82
- 10) 東京都土木技術研究所 (1963): 東京都地質図集
- 11) 藤本治義 (1951): 関東地方・日本地方地質誌, 朝倉書店, p. 278—279
- 12) 蔵田延勇 (1967): 東京の地下水—五つの設問をめぐって—, *工業用水*, No. 107, p. 28—33
- 13) 鈴木陽雄 (1964): 栃木県水理地質図説明書, p. 2, 栃木県企画調整室
- 14) 山本荘毅 (1959): 関東地方の自由地下水面, *地学雑誌*, Vol. 68, No. 4, p. 1—12

- 15) 落合敏郎 (1964): トレーサーによる地下水の調査, 原子力工業, Vol. 10, No. 12
- 16) 落合ほか (1965): ラジオアイソトープによる地下水追跡に関する研究 (I) 農土試報告, No. 3
- 17) 落合敏郎 (1966): 鬼怒川上流域の地下水包蔵量について —とくに原子力による調査結果を重点として—, 用水と廃水, Vol. 8, No. 9, p. 11—22

日本地質学会 75 周年記念出版

日本の地質学

本書は、75年にわたる日本地質学会の歴史に見られる主要な発展期を回顧し、各分野の現状を分析するとともに、将来の地球科学の体系における地質学の位置とその役割を展望する。

執筆は、すでに大きな業績をあげて一派の学風を完成された既成の大家をさけ、現在具体的な問題にとり組んでいる中堅研究者に依頼した。

全文は、約 600 ページで、3 部に分かれる。

希望者は、日本地質学会（東京都文京区本郷 7—3—1，東京大学理学部地質学教室）まで申込。1 部、3000 円（送料別、約 150 円）

（主要目次）

第Ⅰ部 特別寄稿

第Ⅱ部 日本地質学の展望

第Ⅲ部 日本地質学界の展望