

地下水流動に関する研究

Review on the Studies of Groundwater Flow

田中 正*

Tadashi TANAKA

I はじめに

地下水の流れは Hubbert (1940) によって物理的に定義された流体ポテンシャルに基づいて、ポテンシャル流として記述することができる。Toth (1962, 1963) はこの理論を基礎として、定常地下水流動方程式を境界値問題として解析的に解き、鉛直二次元断面におけるポテンシャル分布に基づいて広域地下水流動に関する検討を行った。その結果、均質等方性を有する帯水層であっても、地下水の流れは地形の起伏に対応した地下水面形状によって、局地・中間・地域というそれぞれ規模の異なる流動系が形成されることが明らかとなり、広域地下水流動の空間構造は複雑な階層構造を呈することが示された。その後、Freeze and Witherspoon (1967, 1968) は電子計算機による数値シミュレーションによって、複雑な境界条件の設定と不均質・異方性の帯水層について定常流解析を行い、地下水面の形状は全く同じであっても、水理学的性質を異にする地層の重なり方によって地下水流動系は著しく異なってくることを明らかにした。すなわち、これらの理論的研究によって、広域地下水流動の空間構造は地形および地質の両方の規制を強く受けることが明らかにされた。

Toth (1963) によって提示された地下水流動系という概念は、地下水の流れを水循環の一環として捉え、涵養域一流動域一流出域という空間的な拡がりを持つ連続した系として認識しようとするものであ

り(樞根, 1989), その一連の循環場が地下水域 (groundwater basin) と呼ばれる地域単位である。そして、この空間構造は三次元的な拡がりを有する。したがって、地下水の流動状況や地下水の水収支を明らかにするためには、地下水域を単位として、三次元的な観点から地下水流動の実態を解明することが重要となる。

対象地域の三次元的な地下水流動の実態を明らかにする方法としては、1) 既存の井戸やピエゾメーター群によって地下水のポテンシャル分布を直接測定する方法、2) 同位体や水温・水質をトレーサーとして地下水の流れを推定する方法、3) 数値シミュレーションによって地下水の流動方程式を境界値問題として解き、地下水のポテンシャル分布を得る方法等が挙げられるが、どれか一つの方法だけで広域地下水流動の実態を明らかにすることはむずかしい。広域にわたる解析においては、解析に必要な十分な基礎的データを得ることが困難である場合が多いからである。したがって、複数の方法を併用し、結果を相互にクロスチェックすることによって、より正確な地下水流動の実態が把握されるものと考えられる。ここでは、上述した各種の方法を用いて、主として筑波大学地球科学系において実施された広域地下水流動に関する研究成果を中心に、その概要を記すことにする。

*筑波大学地球科学系

II ポテンシャル分布の実測に基づく 地下水流動解析

新藤・石川 (1985) は地下水汚染の問題に関連して、汚染物質の挙動解明のためには地下水流動の実態を詳細に把握する必要があるとの観点から、茨城県出島台地の広さ40haの試験地において、既設の井戸27本、観測井9本および3ヵ所に埋設したピエゾメーター群によって台地谷頭部におけるポテンシャル分布を明らかにし、地下水流動系の鉛直成分の動態について考察を行った。その結果、台地中央部では常に下向きの鉛直成分が卓越し、谷地田谷頭部付近では地下水面の上昇・下降に伴って地下水の流動方向は異なり、水位上昇期では上向きの流れが、水位下降期では下向きの流れが卓越することを明らかにしている。そして、谷地田谷頭部における湧泉の湧水量は、主にこの上向きの流れによって維持されていることを明らかにし、台地の解析谷が谷頭部においても地下水の排水機能を有していることを示した。これと同様の観測結果は唐 (1988) によっても得られている。

また、この新藤・石川の研究においては、岡崎ほか (1984) の予備実験を踏まえて、食塩をトレーサーとして三次元的な地下水流動の実態を実測する試みがなされ、台地中央部の涵養域における鉛直成分の流れの方向は、ピエゾメーター群による水理水頭の鉛直分布から推定される流れの方向と一致すること、鉛直成分の流動速度は6 cm/dayであることを把握し、台地部における三次元的な地下水の流動特性を明らかにしている。

出島台地とほぼ同様な地形特性を有し、筑波研究学園都市が位置する筑波台地の地下水の賦存状態や地下水と河川水の交流関係については、都市化が水循環に及ぼす影響を評価する観点から市川ほか (1976)、田中ほか (1978) によって研究が行われた。また、都市化域と非都市化域という比較手法を用いて実施された河川の流出特性に関する研究 (市川・佐倉, 1977; 山本ほか, 1978; 田口ほか1979)、河川水および地下水の水質に関する研究 (田口, 1977)、トリチウムをトレーサーとした降雨流出成分の分離

に関する研究 (田中ほか, 1980) 等によって、筑波研究学園都市の建設に伴う都市化現象の進行が河川の流出特性に対して、表面流出率の増大、ピーク流量の尖鋭化、ピーク到達時間の短縮をもたらし、河川水の水質にも影響を与えていることが明らかにされている。また、北関東地域における地下地質構造の解明および深層地下水の賦存・循環機構等を明らかにする目的で筑波大学構内に深度300mと500mの観測井が設置され (佐藤ほか, 1979; 佐藤ほか, 1980)、筑波台地を構成する地層層準ならびに帯水層層準や帯水層の水理定数、深層地下水位の変動特性等が明らかにされた。

これらの研究結果によれば、筑波台地の地下水は台地に広く分布する常総粘土層を不整合に覆う関東ローム層中の地下水を不圧地下水として、その下位に続く常総層中の被圧第一帯水層をはじめ、深度300mの深さまでに6つの主要な被圧帯水層が存在し、その間に何枚もの粘土層を挟むのが特徴である。筑波大学水理実験センターの深さ2m, 10m, 20m, 50m, および300mの観測井の水位記録によると、地下水の水頭は深さとともに低下しており (佐藤ほか, 1979; 梶根・李, 1983)、水頭の鉛直分布は帯水層間に存在する粘土層を横切って下方へ向かう、不圧地下水から被圧地下水への涵養のあることを示している。

嶋田ほか (1990) はこの台地面から被圧地下水への地下水涵養の実態を明らかにするため、筑波大学水理実験センターの圃場内において常総粘土層を貫く深さ7.6mのボーリング孔を掘削し、深度2mから1m間隔でマルチパッカー式間隙水圧計を設置し、各深度における水圧変化を連続的に記録した。その結果、年間を通じて一定の下向きフラックスが存在することが明らかとなり、粘土層の透水係数を 10^{-6} cm/secと仮定して、粘土層を伝わる下向きフラックスを0.84mm/dayと求めている。そして、台地部の水収支を考慮すると、粘土層を伝わって下方へ涵養される水量が相当の割合を占めていることを明らかにしている。このことは、粘土層が必ずしも不透水層とはならないことを意味しており、粘土層を通過する地下水の流動機構を解明する必要性のあるこ

とが示唆された。

近年の水文学における最も重要な発見の一つは、植生に覆われた中緯度湿潤地域の森林流域においてはいわゆる Horton 地表流は発生しないという事実であるといわれている (梶根, 1989)。このことは、降雨流出時における水流発生に地下水を含めた地中水の動きが大きく関与していることを意味している。

田中ほか (1982) は丘陵地における流出機構の解明にあたり、地表水と地中水を一体とした一つのシステムとして捉える必要があるとの観点から、多摩丘陵の一角に設定した森林小試験流域において、谷底を中心として密に配置したテンシオメーター群とピエゾメーター群によって降雨流出ピーク前後における谷底縦断面のポテンシャル分布を明らかにし、地表面で観察される流出現象と地中水の挙動との関連について考察を行った。その結果、大雨時における表面流出の主体はパイプ流ないし復帰流であり、パイプ流等の発生時には地中水の圧力水頭の増加が顕著であること、この種の流れの発生地点付近においては地下水の上向きの流れが卓越し、地下水の流出域が形成されていること、などが明らかとなり、降雨流出現象が地下水を含めた地中水の挙動と密接に関連していることが示された。また、その後の研究によって、この流域における降雨流出時の流出成分の主体は地下水流出成分であることが明らかにされている (田中ほか, 1984; Tanaka *et al*, 1988; Yasuhara, 1984)。

また、Marui (1986) は上述した試験流域の源流谷頭部において、密な観測井の設置によって降雨に伴う丘陵山体内地下水の動態を明らかにしている。この源流谷頭部の地層層序は、上位から厚さ約 4 m の関東ローム層、厚さ約 16 m の御殿峠礫層となっており、その下位には透水性の低い連光寺互層が存在している。主帯水層である御殿峠礫層中には深度の異なる複数の観測井が設置され、降雨に伴う山体内地下水の水頭変化が記録された。これらを含む観測井群によって得られた谷底縦断面における水理水頭分布の経時変化から、降雨の継続とともに谷頭斜面に沿って比高約 5 m に達する地下水リッジと呼ばれる地下水体の盛り上がり形成されること、この地下水

リッジが形成されるまでの積算降水量は 119.5 mm に達し、その間の流出は観測されなかったこと、降雨に伴う山体内からの地下水流出はこの地下水リッジが形成されていた時だけにおいて観測されたこと、などが明らかとなった。このことから、成層構造をなす丘陵地谷頭部においては、多量の降雨を一時的に貯留する機能を有していることが明らかにされた。

同様の手法を用いて、芹沢 (1981) は山地上流域の谷底堆積地における降雨流出現象と地下水の挙動との関係を明らかにしている。また、降雨に伴う斜面崩壊の発生機構を解明する立場から、谷頭部斜面における地中水の挙動と谷頭部の微地形や土層構造との関連についての考察が望月・松本 (1986) や菅野ほか (1989) によって行われている。

III 環境トリチウムによる地下水流動解析

環境トリチウムをトレーサーとした地下水流動に関する研究は、その方法によって、1) 天然レベルのトリチウムの崩壊による地下水の単純な年齢決定、2) 地下水システムの入力-出力解析による地下水の滞留時間の決定、3) 地下水のトリチウム濃度の空間分布に基づく地下水流動系の決定、に大別することができる (梶根・嶋田, 1985)。

近藤 (1985a)、Kondoh (1985) は上記の 3) の方法を用いて千葉県市原地域における地下水流動系の実態を明らかにしている。調査地域において、1981 年から 1983 年にかけて深度の異なる 78 ヶ所の井戸および湧水から採水を行い、そのトリチウム濃度を測定した。得られた値は 0.0~40.7 TU の範囲にあり、30 TU を超える試水も 4 つ存在した。地下水のトリチウム濃度の空間分布から、全体として高トリチウム濃度の地下水は台地部に、低トリチウム濃度の地下水は養老川低地に分布していることが明らかとなり、台地部には滞留時間の短い地下水、養老川低地には滞留時間の長い地下水が分布していることが推定された。また、台地部における鉛直方向の地下水のトリチウム濃度分布から、台地部では深くなるに従って地下水の滞留時間が長くなっていること、台地部から養老川に向かう方向ではトリチウム濃度は減少し、養老川近傍では 2 TU を下回っていること、沿岸

低地や養老川低地においては比較的浅い深度においても低トリチウム濃度の地下水が分布していること、などが明らかとなった。これらの事実から、調査地域における地下水は全体として、台地で涵養され、養老川低地に向かって流動するという地下水流動系の存在が示唆された。こうした地下水の流れは Hubbert (1940) や Tóth (1963) によって理論的に明らかにされた主に地形形状によって生ずる地下水流動系に対応しており、調査地域の地下水流動系は地形の影響を強く受けていることが明らかにされた。

調査地域にあっては帯水層が東京湾方向に傾斜する単斜構造を呈しているため、従来漠然と、内陸部において露出する帯水層に涵養された地下水は砂泥互層の層理面に沿って東京湾方向へ流れると考えられていた。しかし、環境トリチウムをトレーサーとした地下水流動解析の結果からは、従来考えられていたような地質構造に規制された流れよりも地形形状に影響された流れが強く現れることが示され、従来の地下水流動理論の基礎となっている「帯水層」と地下水の「流れ」は本来区別して考える必要性のあることが示唆された。

また、1952年以降に台地で涵養された高トリチウム濃度の地下水は、30年後の1982年時点においてもまだ養老川に達していないことから、台地部から養老川に向かって流れる地下水流動系の滞留時間は30年以上であることも明らかにされた。

表・榎根 (1987) は茨城県霞ヶ浦北岸の出島台地を研究対象地域として、台地を刻む谷の持つ排水機能と台地に隣接する霞ヶ浦湖水と台地地下水との交流関係を明らかにするため、台地の地下水流動を三次元的な観点から解析することを目的として、環境トリチウムと水質をトレーサーとして当該地域の地下水流動解析を行った。

研究対象地域は霞ヶ浦の北西部にあって、湖面に半島状に突き出した標高30m前後の洪積台地であり、台地の比高は10~20mで、霞ヶ浦へ流入する2つの必従谷とそれらの支谷が樹枝状に台地面を解析している。

この台地で1983年10月および1984年3月の2回にわたり約30ヵ所の井戸水を採水し、そのトリチウム

濃度と水質を分析した。この研究では、前述した2)と3)の手法を併用して環境トリチウムをトレーサーとした地下水流動の解析を行っている。2)の手法による地下水の滞留時間の決定には滞留時間分布関数を正規分布と仮定し、たたき込み積分により解析を行い、地下水の平均滞留時間を求めている。その結果、調査地域の地下水は滞留時間を異にする3つのグループに識別することができ、その空間分布に基づいて、海拔標高-10~-20mを境として地下水は異なる流動系を有していること、この境より上部の地下水の滞留時間は約10年、下部の地下水のそれは40年以上であること、地下水は全体として台地部で涵養され、開析谷に向かって流れており、開析谷の持つ排水機能が大きいこと、台地地下水と湖水との交流関係はあまり活発でないこと、などが明らかにされた。

筑波台地の地下水の年齢については榎根・李 (1983) によって考察が行われている。1982年4月に深度の異なる井戸が集中している谷田部町刈間部落において、深さ3.6mの不圧地下水から深度120mの被圧地下水まで合計11本の井戸水を採水し、そのトリチウム濃度の鉛直分布を土壤水の降下浸透速度と関連づけて考察を行った。その結果、放射壊変による減衰だけを考えた場合、深度5mまでの浅層地下水の年齢は2~3年程度、古くても5年、深度10mの井戸のそれは7~10年程度と推定され、これらの値が関東ローム層中の土壤水の降下浸透速度(1~1.5m/年、榎根ほか、1980)から求められる涵養された水の地下水面までの降下年数と矛盾しないことを明らかにしている。また、深度36m以深の地下水のTU値は1例を除いてほぼゼロであり、これらの地下水の年齢は少なくとも50年以上と推定された。これらの結果から、調査地域において活発に循環している地下水は深さ20m以浅の地下水であり、36m以深の地下水の循環は不活発であることが明らかとなった。

筑波台地における地下水のトリチウム濃度の鉛直分布は、前述した出島台地の一般的傾向とよく一致しており、両地域における地下水のトリチウム濃度の空間分布から、台地で浸透した地下水は10~15年

程度の滞留時間で台地周辺の開析谷に流出するものと解釈することができる。

鈴木ほか (1981), 近藤ほか (1983) は会津盆地北部の自噴井 (深度30mおよび50m) のトリチウム濃度に基づいて, その滞留時間の推定を試みている。これらの研究では前述した1)と2)の手法を用いて解析を行い, 調査地域における被圧地下水の滞留時間を10~20年と推定している。

なお, 地下水の三次元的な流動状態を把握するための安定同位体 (重水素 (δD), 重酸素 ($\delta^{18}O$)) の有効性については嶋田 (1989) によってまとめられている。

IV 地下水温を用いた地下水流動解析

広域地下水流動の実態を明らかにする手法の一つとして地下水温が有効なトレーサーとなることが指摘されている (榎根ほか, 1987)。地下水温は地下水調査の中で比較的容易に測定することができる項目であり, また, あらゆる地域において適用できるという普遍性を有している。さらに, 他の方法に比較して理論的な取り扱いが比較的容易であるということも地下水温がこの種の調査に用いられる理由の一つである (谷口ほか, 1984)。

地下水温は様々な因子によって決定されるが, その主なものは熱伝導と水の流動に伴う熱移流である。地下水流動に伴う熱移流の効果が無視できる場合には, 地下水温分布は熱伝導理論によってほぼ説明することができる (谷口ほか, 1984)。このことは, 測定された地下水温分布と熱伝導理論に基づく温度分布とを比較することにより, 熱移流の効果を評価することができることを意味しており (Kayane *et al.*, 1985), このことから熱移流をもたらす地下水流動の実態を明らかにすることができる。

谷口 (1987) は新潟県長岡平野を研究対象地域として, 地下水温の形成機構と地下水流動系との関係を明らかにした。研究対象地域は日本有数の豪雪地帯であり, 冬期間の消雪用地下水揚水量は50万 m^3/day を超える。また, 信濃川と隣接することによる地表水と地下水の交流があることなどによって, 他の地域では見られないような活発な水循環が生じてお

り, 地下水の流動に伴う熱移流が地中の温度形成に大きな影響を与えている地域である。

まず, 調査地域内に存在する32本の観測井を用いて地下水温の測定を継続的に行い, 地下水温の鉛直分布の季節変化から熱伝導のみによる解析では説明できない地下水温の地域的差異を特徴的な4つのタイプ, すなわち, A) 恒温層深度が深く相対的に低温なタイプ, B) 恒温層深度が浅く相対的に高温なタイプ, C) 地下水温が温度勾配を持たず季節変化するタイプ, D) 消雪用揚水の影響を受けるタイプに分類した。そして, これら地下水温の地域的差異を明らかにするために, 地下水位の観測結果に基づいて熱移流をもたらす地域的な地下水流動の実態を明らかにし, この地下水流動による熱移流を考慮した数値解析によって, 4つに分類された地下水温の地域的な差異が地下水の涵養・流出・水平熱移流・人偽的揚水によってそれぞれ生じたものであることを明らかにしている。

この研究では, 地域的な地下水流動がもたらす熱移流の違いが恒温層深度や地下水温の地域差をもたらすことを明らかにしており, 地下水温の鉛直分布の季節変化を測定することによって対象地域の地下水流動系の推定が可能であることを指摘している。また, 谷口ほか (1989) は, 島野ほか (1989) によって示された阿蘇西麓台地の地下水温の時空間分布を Domenico and Palciauskas (1973) によって示された熱移流拡散方程式の定常二次元解析を用いて解析し, 地下水温の時空間分布から地下水流動量および地下内部構造の推定を試みている。その結果, 研究対象地域の平均的な透水係数の最適値および地下水流動の平均帯水層層厚の最適値を明らかにし, これらの値を地下水流動数値シミュレーションで用いられた透水係数や帯水層層厚と比較検討し, 妥当な値を得たとしている。また, この研究で用いた鉛直二次元モデルを用いると, 地下水の涵養域や流出域における温度特性が明らかになるばかりでなく, 地下水温の季節変化や地下水の局地流動系による地下水温度変化も説明できることを明らかにしている。

V 三次元数値シミュレーションによる 地下水流動解析

地下水の流動は三次元的な非正常現象であり、地下水流動の実態を明らかにするためには三次元的な観点から解析することが望ましい。これまでの数値シミュレーションでは、電子計算機容量の不足と広域にわたる正確なパラメータの値が得にくいなどの制約から、水平二次元あるいは鉛直二次元の問題として取り扱われる場合が多かった。しかし、近年における電子計算機容量の増大とともに、三次元での数値シミュレーションによる地下水流動の解析が可能になってきた。

近藤(1982)は、野外における地下水流動系を正確に把握するためには三次元的な視点に立つ必要があるとの観点から、前述した千葉県市原地域を研究対象として三次元数値シミュレーションを実施した。その際、現実の地質構造をできるだけ忠実にモデルに組み込み、定常型地下水流動方程式を三次元領域で解き、地下水流動系に及ぼす地形・地質の影響を考察した。その結果、従来考えられていたような地質構造に規制された流れよりも地形形状に影響された流れが強く現れることが明らかとなった。すなわち、調査地域で地下水の涵養域となっているのは沖積低地周辺の台地部であり、台地で涵養された地下水が相対的にポテンシャルの低い養老川の谷底あるいは海岸平野に向かって流動するという流動系の存在が推定された。このことは、前述した環境トリチウムをトレーサーとして明らかにされた調査地域における地下水流動の実態とも矛盾しないことを示している。

近藤(1985b)では、さらに、前述した三次元数値シミュレーションと地下水のトリチウム濃度によって明らかにされた調査地域の地下水流動の三次元的構造を数学モデルに取り入れ、地下水水収支シミュレーションを行うことによって、自然状態での地下水の地域的な流動量、すなわち Natural Basin Yield (NBY) (Freeze and Witherspoon, 1967) の評価とその空間分布について考察を行っている。その結果、調査地域の地下水域全体としての NBY は約15

万 m^3/day であること、この量はどこでも利用可能な量ではなく、台地上で涵養された地下水の約80%は局地流動系あるいは中間流動系を経て内陸部の低地に流出してしまうこと、この結果地域流動系としての東京湾沿岸部における地下水流動量は NBY の1/5に相当する約3万 m^3/day にすぎないこと、などが明らかとなった。また、地下水域における涵養量の増減は内陸部における局地流動系の流出量の変化に反映され、台地部から沿岸部に向かう地域流動系の流動量には大きな変化は及ぼさず、地域流動系としての流動量は地下水域の大地形と地質構造によって決まる比較的安定した流動量であることも明らかにされた。

調査地域にあつては1980年代に入り、沿岸部の工業地帯の地下水揚水量がほぼ日量3万 m^3 に落ち着くのと時を同じくして観測井の地下水位はほぼ平衡状態を維持している(近藤, 1985b)。このことは、水収支シミュレーションから求められた沿岸部の地下水流動量が約3万 m^3/day であるという結果の妥当性を裏付けているものと考えられる。

Bae and Kayane (1987) は前述した出島台地において、環境トリチウムをトレーサーとして明らかにされた地下水流動の実態を灌漑や揚水といった人為的な影響も含めて定量的に評価するため、数値シミュレーションによる地下水流動の三次元定常・非定常解析を試みている。

まず、対象地域全体の地下水の流れを概観するために実施した三次元定常モデルの解析結果から、台地面に涵養された地下水の約70%は台地を刻んでいる開析谷への流出であることを明らかにし、トリチウムをトレーサーとして推定された開析谷の持っている地下水の排水機能の大きさを量的に評価した。また、数値シミュレーションの結果から得られた鉛直二次元のポテンシャル分布に基づいて、調査地域の地下水流動系は Tóth (1963) の局地流動系あるいは中間流動系がその大部分を占めており、台地中央部で涵養されて霞ヶ浦湖底へ流出するような地域流動系は存在しないことを指摘している。このことから、調査地域に隣接する霞ヶ浦へ流出する地下水は霞ヶ浦周辺台地からの局地または中間流動系による

ものであり、湖底への地下水流出量は地域全地下水流出量の約6%にすぎないことが明らかにされた。また、調査地域の一部において実施した三次元非定常モデルの解析結果から、灌漑や揚水といった人間活動が地下水流動系に及ぼす影響が極めて顕著であることを明らかにしている。

VI おわりに

以上、主として筑波大学地球科学系において実施された地下水流動に関する研究を概観した。Tóth (1963) によって理論的に演繹されたスケールの異なる地下水流動系が実在することが、ピエゾメーター群による水理水頭分布の観測や環境トリチウム・水温などをトレーサーとする野外での帰納的な研究によって明らかにされた。また、近年における電子計算機容量の増大に伴って、これまで困難であった三次元数値シミュレーションが可能となり、より現実

に即した地下水流動解析が行われるようになった。自然界においては地下水は三次元的に流動しており、地下水流動の実態を正しく把握するためには三次元的視点からのアプローチが不可欠である。そして、本報告で概観したように、現地での観測に基づく帰納的アプローチと数値シミュレーション等による演繹的アプローチとで得られた成果を相互にフィードバックすることによって、より正確な信頼性の高い地下水流動解析が可能になるものと考えられる。

地域の地下水利用や地下水保全計画の策定にあたっては、当該地域の地下水循環の実態を正確に把握しなくてはならない。また、最近における地下水汚染(田瀬, 1988)や地下土木構造物の建設(嶋田, 1989)に関連して、より詳細な地下水循環の実態解明や岩盤を含むより深部の地下水流動の解明が社会的にも強く要請されてきており、地下水流動に関する研究は今後ますます重要になるものと考えられる。

文 献

市川正巳・高山茂美・田中 正・田口雄作・佐倉保夫 (1976) : 水文循環に及ぼす都市化の影響—筑波研究学園都市およびその周辺地域の場合—。筑波の環境研究, 1, 10—21。

市川正巳・佐倉保夫 (1977) : 筑波研究学園都市およびその周辺地域における諸河川の流出特性について。筑波の環境研究, 2, 95—99。

岡崎浩子・石川 力・新藤静夫 (1984) : 霞ヶ浦北岸台地、出島地域における地下水流動系の解析(第一報)。日本地下水学会誌, 26, 97—110。

榎根 勇 (1989) : 河川と地下水。地学雑誌, 98, 42—52。

榎根 勇・田中 正・嶋田 純 (1980) : 環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壌水の移動。地理学評論, 54, 225—237。

榎根 勇・李 宝慶 (1983) : トリチウム濃度から推定した筑波研究学園都市の地下水の年齢。筑波の環境研究, 7, 124—127。

榎根 勇・嶋田 純 (1985) : 長岡平野の地下水 (IV) 水利科学, 165, 108—120。

榎根 勇・島野安雄・田中伸廣 (1987) : 阿蘇西麓台地における地下水流動系。ハイドロロジー, 17, 111—120。

近藤昭彦 (1982) : 千葉県市原地域における地下水流動系の3次元数値シミュレーション。ハイドロロジー, 12, 12—18。

近藤昭彦 (1985a) : 環境トリチウムによって明らかにされた市原地域の地下水流動系。地理学評論, 58, 168—179。

近藤昭彦 (1985b) : 千葉県、市原地域における地下水流動系の水収支について。日本地下水学会誌, 27, 73—87。

近藤昭彦・鈴木裕一・高山茂美 (1983) : トリチウムによる地下水の滞留時間の推定—会津盆地北部の自噴井の場合—。ハイドロロジー, 13, 60—65。

佐藤 正・市川正巳・榎根 勇・海老原 寛・新藤静夫・青木直昭・小沼直樹・田中 正 (1979) : 筑波地区における深層地質および深層地下水の地球科学的研究。筑波の環境研究, 4, 136—147。

佐藤 正・新藤静夫・青木直昭・市川正巳・榎根 勇・田中 正・小沼直樹・海老原 寛 (1980) : 筑波地区における深層地質および深層地下水の地球科学的研究—その2—。筑波の環境研究, 5A, 1—8。

嶋田 純 (1989) : 地下水の3次元流動把握指標としての水の安定同位体の有効性。筑波大学水理実験センター報告, 13, 63—70。

嶋田 純・谷口真人・川村隆一 (1990) : 筑波台地における地下水涵養の実態。1990年度日本水文科学学会

- 術大会予稿集, 57—58.
- 島野安雄・谷口真人・榎根 勇 (1989): 阿蘇西麓台地における地下水温の分布特性について. *ハイドロロジー*, **19**, 155—170.
- 新藤静夫・石川 力 (1985): 震ヶ浦北岸台地, 出島地域における地下水流動系の解析 (第二報). *日本地下水学会誌*, **27**, 157—170.
- 菅野 康・松本栄次・寺島治男 (1989): 斜面土層の地中水の挙動に関する降雨実験. *筑波大学水理実験センター報告*, **13**, 45—53.
- 鈴木裕一・高山茂美・開発一郎 (1981): 会津盆地北部の自噴井について. *ハイドロロジー*, **11**, 41—46.
- 芹沢雅之 (1981): 山口川上流域における降雨時の流出現象について. *ハイドロロジー*, **11**, 8—15.
- 田口雄作 (1977): 筑波研究学園都市およびその周辺地域の河川水の水質について. *筑波の環境研究*, **2**, 87—94.
- 田口雄作・佐倉保夫・市川正巳・高山茂美 (1979): 筑波研究学園都市およびその周辺地域における河川の流出特性について 第3報. *筑波の環境研究*, **4**, 162—166.
- 田瀬則雄 (1988): 日本における地下水汚染の事例と発生の背景. *地下水学会誌*, **30**, 103—108.
- 田中 正・榎根 勇・山本荘毅 (1978): 環境アセスメントとしての地下水調査の一手法について. *筑波の環境研究*, **3**, 162—168.
- 田中 正・間島政紀・佐藤芳徳 (1980): 蓮沼川および西谷田川の流出特性について—トリチウムと電気伝導度によるハイドログラフの分離—. *筑波の環境研究*, **5A**, 20—25.
- 田中 正・安原正也・酒井 均 (1982): 丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動. *京都大学防災研究所年報*, **25**, B—2, 181—193.
- 田中 正・安原正也・丸井敦尚 (1984): 多摩丘陵源流域における流出機構. *地理学評論*, **57**, 1—19.
- 谷口真人 (1987): 長岡平野における地下水温の形成機構. *地理学評論*, **60**, 725—738.
- 谷口真人・三条和博・榎根 勇 (1984): 地下水調査における地下水温の重要性. *ハイドロロジー*, **14**, 50—60.
- 谷口真人・島野安雄・榎根 勇 (1989): 地下水温を用いた阿蘇西麓台地の地下水流動解析. *ハイドロロジー*, **19**, 171—180.
- 唐 常源 (1988): 出島台地における地下水中のシリカ. *ハイドロロジー*, **18**, 74—82.
- 榎根 勇 (1987): 洪積台地における地下水の三次元的流動—環境トリチウムと水質による地下水の循環と滞留時間—. *地下水学会誌*, **29**, 89—98.
- 望月倫博・松本栄次 (1986): 山地谷頭部の土層中における地中水の挙動. *筑波大学水理実験センター報告*, **10**, 81—94.
- 山本荘毅・市川正巳・高山茂美・鈴木裕一・田口雄作・古藤田一雄・佐倉保夫 (1978): 筑波研究学園都市およびその周辺地域における河川の流出特性について 第2報. *筑波の環境研究*, **3**, 157—161.
- Bae, S. K. and Kayane, I. (1987): A study of the three-dimensional groundwater flow system in an upland area of Japan. *Hydrol. Process.*, **1**, 339—358.
- Domenico, P. A. and Palciauskas (1973): Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 3803—3814.
- Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. (1967): Theoretical analysis of regional ground-water flow : 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resour. Res.*, **3**, 623—634.
- Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. (1968): Theoretical analysis of regional ground-water flow : 3. Quantitative interpretation. *Water Resour. Res.*, **4**, 581—590.
- Hubbert, M. K. (1940): The theory of groundwater motion. *J. Geol.*, **48**, 785—944.
- Kayane, I., Taniguchi, M. and Sanjo, K. (1985): Alteration of the groundwater thermal regime caused by advection. *Hydrol. Sci.*, **30**, 343—360.
- Kondoh, A. (1985): Study on the groundwater flow system by environmental tritium in Ichihara region, Chiba prefecture. *Env. Res. Cen. Pap., Univ. Tsukuba.*, **6**, 59p.
- Marui, A. (1986): *Subsurface Water Storage and Run-off Processes in a Layered Hillslope*. Doc. Sci. Thesis, Univ. Tsukuba, 81p.
- Tanaka, T., Yasuhara, M., Sakai, H. and Marui, A. (1988): The Hachioji Experimental Basin Study—Storm runoff processes and the mechanism of its generation. *J. Hydrol.*, **102**, 139—164.

Tóth, J. (1962) : A theory of groundwater motion in small basin in central Alberta, Canada. *J. Geophys. Res.*, **67**, 4375—4387.

Tóth, J. (1963) : A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys.*

Res., **68**, 4795—4812.

Yasuhara, M. (1984) : Watershed response to a storm rainfall. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. A*, **5**, 1—27.