地下温度からみた東京低地における地下水環境変化の評価

宮越昭暢*・林 武司**・丸井敦尚*・佐倉保夫***・川島眞一****・川合将文****

要 旨

東京都の東部に位置し、東京湾に面する東京低地とその周辺地域において、人間活動の影響を受けた地下水環境の評価を目的として、観測井を用いた地下温度プロファイルの測定により三次元地下温度分布を把握した。

地下温度分布には地域性が認められ、低温域は低地の内陸部から東部に、高温域は中央部から南部に分布する。高温域は、地下水流動の水理学的な下部境界であり相対的に熱伝導率の高い固結シルト層の上面深度が浅い位置にあり、地下水揚水に起因した地盤沈下量の大きい地域と一致する。この結果は、地下温度分布が自然状態の地下水流動だけでなく、人間活動の影響も反映していることを示している。また、従来その存在が指摘されてきた低地中央部南側の地下水流動を規制する水理地質構造の推定位置付近を境として、地下温度分布は南北で大きく異なっており、この水理地質構造の存在を支持する。一方、1956～1967年と2001年の地下温度データの比較では、地下温度の低下が内陸部に広く認められた。地下温度プロファイルの解析結果から、下向きの地下水流動がその要因と考えられる。本研究により、地下温度から人為影響による東京低地の地下水流動の変化が示された。

Key words : 地下温度 subsurface temperature, 地下水流動 groundwater flow, 都市化 urbanization, 東京低地 Tokyo Lowland

1. は じ め に

東京都の東部に位置する東京低地の地下水環境は、人為影響によって劇的な変化を続けてきた。本地域を含めた東京都内には地下水位・地盤沈下観測井が多数設置されており、それらの変動の記録が報告されている¹⁾。地下水位の変動を振り返ると、かつて高度成長期には工業用水の取得を目的とした多量の地下水揚水がなされたため、地下水位が急激に低下して地盤沈下が発生した。低地南部の江東・墨田地区では1960年代に、北部の足立地区では1970年代に最低水位を記録し、その後はさまざまな揚水規制がなされたため地下水位は上昇した²⁾。現在では低地の地盤沈下はほぼ沈静化しているが、地下水位は広範囲にわたってT.P. 0 m未満を示している。

一方、近年では地下水位の回復に伴い、東京駅や上野駅、

トンネルなどの地下構造物への浮力の増加や漏水が、新たな問題となっている。これらの“余剰”な地下水の活用法として、都市河川の浄化やヒートアイランド対策への利用が試験的に行われている。また近年は、水資源の安定化や病院などの公共施設における災害・緊急時の水源確保としての地下水利用が着目されており、地下水に対するニーズが再び高まっている。これらのニーズに対応し、地盤沈下を抑制しつつ地下水を適正に利用するためには、現在の地下水環境・地下水流動を把握する必要がある。しかし、地下水揚水が厳しく規制された都市域では、河川水への水源の切り替えや工場の移転などに伴って廃棄された井戸が多く、現在では調査・研究を目的として地下水を高密度に採取することは困難である。一方、地下温度は、各地に設置されている地下水位・地盤沈下観測井を用いて鉛直プロファイルとして連続的に測定することで、その分布を三次元的に把握することが可能である。したがって都市域においては、地下温度が地下水流動の有用な指標となる。

地下温度分布を指標とした地下水流動評価では、地下温度分布から地下水流動に伴う熱移流の成分を抽出する必要がある。DOMENICO and PALCIAUSKAS³⁾は、地質条件を等方均質、地下水の流れにおいては側方・下部境界を不透水、熱の輸送においては地表面温度一定、側方境界を

* (独)産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門(地質調査総合センター) Geological Survey of Japan, AIST
 E-mail : miyakoshi-a@aist.go.jp

** 東京大学大学院新領域創成科学研究科 Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

*** 千葉大学理学部 Faculty of Science, Chiba University

**** 東京都土木技術センター Civil Engineering Center, Tokyo Metropolitan Government

図-1 鉛直断面での水理水頭分布および地下温度分布の概念図 (佐倉²⁰⁾に加筆). (a)地下水流動が存在しない条件下での(b)地下温度分布. (c)地下水流動の影響を反映した(d)地下温度分布. (e)地下水流動と地表面温度上昇の影響を反映した地下温度分布.

断熱，下部境界での温度勾配一定という条件の下で，STALLMAN⁴⁾による地下水の流れと熱輸送の式を解き，地下水流動に伴う熱移流の効果を提示した(図-1(a)～(d))．地下温度勾配は，地下温度の変化率(K：絶対温度)/深度間隔(m：鉛直下向きを正とする)で求められる．地下水の流れが存在しない場合(図-1(a))の地下温度分布(図-1(b))では，地下温度勾配は一定で正の値を示す．これに対し，図-1(c)に示す水理水頭分布に基づく地下水流動が存在する場合の地下温度分布(図-1(d))では，温度勾配は一定ではない．すなわち，地下温度は熱伝導により深度の増加に伴って上昇するが，地下水流動に伴う熱移流により，同一深度で見ると，地下水涵養域では地表面からの影響を受けて低温を示すのに対し，地下水流出域では深部からの影響を受け高温を示す．このような地下温度分布の歪を把握することで，地下水流動の評価が可能となる．また地下温度分布には，近年の気温の上昇に起因した地表面温度上昇が記録されている．図-1(e)に表すように，地下水の流れが存在し，かつ地表面温度が時間経過に従い上昇する場合は，地下温度の逆転部が形成される．この場合，図-1(e)右側の地下水涵養域では，地表付近で負の温度勾配が形成される．その到達深度は，地下温度プロファイル中の極小温度出現深度で確認できる．東京都内では，TANIGUCHI *et al.*⁵⁾やTANIGUCHI⁶⁾が武蔵野台地において地下温度プロファイルを測定し，都市化や降水量変化など地表面の環境変化の影響が地下50～80m程度まで到達していることを報

告している．一方，宮越ほか⁷⁾は東京低地の北方に連続する中川低地において，地下温度逆転部の到達深度が深度40 mよりも浅いことを報告しており，東京低地においても浅部に観測されることが予想される．

本研究の目的は，地下温度を指標として現在の東京低地における地下水環境，とくに地下水流動を解明することにある．本稿では，地下温度分布の特性を整理し，地下温度分布ならびに観測井での水理水頭分布の比較により地下水流動を検討した．また，地下水位の低下時期である1950～1960年代の地下温度データと現在のデータを比較することで，地下温度の変遷について評価を試みた．

2. 研究地概要

本研究の対象地域は，武蔵野台地の東縁を含む東京低地である．東京低地の北部を荒川低地と中川低地に連続し，西側は武蔵野台地，東側は下総台地，南側は東京湾に面している(図-2)．

本地域における地下地質層序は，上位から下位へ沖積層，新期段丘堆積物，東京層群，上総層群に大きく区分される⁸⁾．低地においては，表層部の沖積層は有楽町層および七号地層に二分される．武蔵野台地では，表層部に関東ローム層および段丘砂礫層が分布し，それらの層厚はともに10 m程度である．低地部および台地部では，表層の下位にシルト・砂・砂礫の互層からなる東京層群が分布する．東京層群は上位から下位へ高砂層，東京層，世田谷層および晴海層に区分される．東京層群の下位には上総層群が分布し，上位から下位へシルト・砂・砂礫互層の江戸川層，舎人層，砂がちな東久留米層，固結シルトを主体とした北多摩層に区分される．図-3(a)にX-Y断面における地質断面を示す．沖積層より下位の地層は，武蔵野台地から東方の低地部に向かって傾斜しており，低地では東京層群の層厚が増すことがわかる．本地域の帯水層は，沖積層，東京層群および

図-2 研究対象地域

上総層群の江戸川層、舎人層、東久留米層であり、固結シルト層である北多摩層の上面が地下水流動の下部境界と考えられる。図-3(b)に示す固結シルト層(北多摩層)上面深

図-3 地質断面図(a)(XY断面位置は図-3(b)に示す)および固結シルト層(北多摩層)の上面深度分布(b)(遠藤ほか⁸⁾より作成)

図-4 地下水位・地盤沈下観測井位置

度分布では、上面深度は台地部で浅く、北方および東方へ向かって $1.0 \sim 1.5^\circ$ の傾斜で深くなり、千葉県や埼玉県との境界付近ではT.P.-400～-500m程度にあると考えられている。北多摩層中の砂層には停滞性の地下水(化石塩水)が賦存しており、一部が温泉水として利用されている²⁾。

本研究地域には、図-4に示すように地下水位・地盤沈下観測井網が整備されている。

3. 研究方法

東京都土木技術研究所が管理する26地点および埼玉県が管理する2地点の計28地点の地下水位・地盤沈下観測井(図-4)において、2001～2002年にかけて地下温度プロファイルを測定した。温度測定にはサーミスタ温度計(分解能： 0.01°C)を用い、地下水面から深度300mまでを2m間隔、深度300m以深は5m間隔で、井戸孔底に達するまで測定した。観測井の口径は6～20cmであり、このような小口径の井戸においては孔内の対流が発生し難いため、井戸孔内の水温は周囲の地下温度と平衡であるとみなすことができる⁹⁾。

図-2に示したように本研究では、低地を4つの地区：荒川より北側の足立地区、北西部の荒川・板橋・北地区、荒川および隅田川に囲まれた江東・墨田地区、中川および江戸川沿いの江戸川・葛飾地区に区分した。

4. 観測結果

4.1 地下温度・水理水頭分布

地下温度の平面分布および鉛直分布を図-5～8に示す。T.P.-50mにおける地下温度の平面分布(図-5(a))では、武蔵野台地の東部、低地の北部および東部から、低地の南部に向かって温度が高くなる傾向を示す。 17.0°C 以上の高温域は、江東・墨田地区から武蔵野台地の一部にまで広がっており、No.22およびNo.4では 17.5°C 以上である。一方、内陸部の足立地区や武蔵野台地は 16.0°C 以下の低温域であり、中川・江戸川沿いでも、荒川沿いに広がる高温域とは対照的に 16.5°C 以下を示す。また、江戸川・葛飾地区では東西方向で温度差が大きく、下総台地側(東側)で低温となっている。

図-5(b)にT.P.-100mにおける平面地下温度分布を示す。T.P.-50mと比較すると、高温域が荒川に沿って北西—南東方向に拡張している。その中心はNo.22付近にあり、 19.0°C 以上を示す。No.4でも 18.5°C 以上を示すが、No.22のほうが、この深度区間での地下温度勾配が大きい。これら高温域に対して、内陸側の足立地区や荒川・板橋・北地区では 17.0°C 以下と低い。

図-6(a)に、荒川に沿った南北方向のA-A'断面(図-4参照)における鉛直水理水頭分布(1992～2001年の水理水頭平均値¹⁰⁾、図-7(a)、8(a)も同様)を示す。A'-Oの湾岸部よ

図-5 (a) T.P.-50m, (b) T.P.-100mにおける平面地下温度分布

図-7 B-B'断面における(a)水理水頭分布および(b)地下温度分布(北多摩層の分布は図-3bより作成)

図-6 A-A'断面における(a)水理水頭分布および(b)地下温度分布(北多摩層の分布は図-3(b)より作成)

図-8 C-C'断面における(a)水理水頭分布および(b)地下温度分布(北多摩層の分布は図-3(b)より作成)

りも、A-Oの内陸部において水頭値が低い。その境界は、江東・墨田地域のNo.13およびNo.22の間に確認され、内陸側のNo.22で-10m以下を示す。No.7ではT.P.-150~-200mで水頭値が-10m以下であるが、T.P.-50m以浅とT.P.-300m付近では-10mより大きい。

図-6(b)に同断面における鉛直地下温度分布を示す。No.22で高温を示しており、水理水頭分布と同様に、この付近を境界として東京湾側と内陸側で地下温度分布が大きく異なることがわかる。T.P.-100mより浅部においては、内陸側の足立地区で15.5~16.5°Cを示すのに対し、湾岸部で16.5~18.0°Cを示す。T.P.-100mより深部では、19.0°C以上の等温線深度はNo.22で浅く、東京湾側と内陸側で深い傾向が認められるが、内陸側のほうが同一標高でより低温である。

図-7(a)にB-B'-O断面(図-4参照)における鉛直水理水

図-9 地下温度プロファイルに見られた極小温度出現深度の分布(点線は到達深度が深度40m以浅)

頭分布を示す。図-6(a)で確認された足立地区の低水頭部が東側のNo.5に連続しており、T.P.-170m付近で-15m以下を示している。図-7(b)に同断面の鉛直地下温度分布を示す。図-6(b)と同様に浅部の地下温度分布に地域差が認められ、内陸側のNo.5~23では16.5°C以下であるのに対し、No.13では17.0°C以上を示している。深部においても、No.2~13では、同一標高で内陸側よりも高温である。

図-8(a)にC-C'断面(図-4参照)における水理水頭分布を示す。水頭は武蔵野台地で0m以上と高く、低地で0m未満を示す。とくに、No.1では-14m程度と低い。また、No.2およびNo.15のT.P.-100m以深においても-12m以下を示す。図-8(b)に同断面での鉛直地下温度分布を示す。武蔵野台地のNo.9およびNo.11では、T.P.-30~-50mで17.0°C以上の高温を示している。この高温部はNo.1およびNo.13の浅部にまで連続しているが、No.2より東側ではT.P.-50m以浅で17.0°C以下を示している。

一方、深部ではNo.13~2付近において、同一標高で周囲よりも高温となり、深度増加に伴って東側との温度差が大きくなる。

4.2 地表面温度上昇の影響到達深度

本研究地域では、地表面温度の上昇によって形成される地下温度の逆転部が広く確認された。図-9に地下温度プロファイル中の極小温度出現深度を示した。ただし、深度40m以浅で確認されたものについては、季節変動の影響と区別が困難であるため、点線で示した。

極小温度出現深度は、武蔵野台地で深度60m以上と深く、とくにNo.9およびNo.11では深度80mを超える。また板橋・荒川・北地区では深度50m以上であり、No.8においても深度80mを超えている。一方、低地では深度40mより浅く、足立地区のNo.5、No.25、江東・墨田地区のNo.20(図-9中に×で示した地点)においては、地下温度の逆転部が確認されなかった。

5. 考察

5.1 水理水頭分布と地下温度分布からみた地下水流動

本研究地域では、揚水の影響により地下水位は大きく低下したが、揚水規制後は一貫して上昇傾向を示している¹⁾。図-6(a)および7(a)に示す南北断面の鉛直水理水頭分布においては、足立地区のNo.26およびNo.5から江東・墨田地区のNo.22にかけて、T.P.-50～-250mに-10m以下の低水頭部が確認される。同様に図-8(a)の東西断面ではNo.1からNo.22にかけて、T.P.-50～-150mに低水頭部が確認され、周辺地域から、この低水頭部へ向かう地下水流動が示唆される。また、No.22の南側付近を境として南北での水理水頭の差異が大きく、東西方向においても、No.13の西側を境として水頭値に大きな変化が認められる。従来の研究において、墨田区と江東区の境界付近で等水理水頭線が密であることや、地下水の塩素イオン濃度分布に大きな差が認められることが報告されており、地下水流動を妨げる何らかの水理地質構造が存在する可能性が指摘されている¹⁾。地下水揚水の厳しく規制されている現在においても水理水頭の差異が認められたことは、水頭差が揚水量の地域差によってもたらされたものではないことを示しており、本研究で得られた水理水頭分布は、地下水流動を規制する水理地質構造の存在を支持するものといえる。

一方、地下温度分布には、高温域と低温域の分布に地域性が認められた。高温域は、江東・墨田地区を中心としてNo.22付近が最も高温である。地下温度分布においても、水理水頭分布と同様にNo.22付近を境界として差異が認められ、このような地下温度分布も、従来指摘されてきた水理地質構造の存在を支持するものといえる。南北断面(図-6(a))では、T.P.-100mより浅部において、No.22より南側でNo.20から北に向かう流動が示唆される。この流動は、舌状の形状を示す17.0℃の等温線の形状から、No.22までは到達していないと考えられる。No.22の北側では、地下温度は南側よりも低温で等温線は下に凸な形状であり、No.26付近での地下水涵養が考えられる。東西断面(図-8(a))においても、T.P.-50mより浅部を見るとNo.13の東部を境界として地下温度が異なり、西側で17.0℃以上であるのに対して、東側では17.0℃以下を示している。

No.22を中心とした高温域は、地下浅部よりもT.P.-100m以深において周囲との温度差が大きく、より明瞭になる。T.P.-100mの平面地下温度分布(図-5(b))では、No.22において19.0℃以上を示し、高温域はT.P.-50mの平面分布(図-5(a))よりも北西方向に拡大している。また、各断面分布(図-6(b), 7(b), 8(b))における19.0℃以上の等温線に見られるように、浅部よりも深部で等温線の間隔が密となっている。このような高温部の形成要因としては、この地域では相対的に熱伝導率の高い固結シルト層(北多摩層)

図-10 1952～1973年の地盤沈下状況(遠藤ほか¹²⁾より作成)

の上面深度が浅いことに加え、上向きの地下水流動の影響が考えられる。地下温度の連続性を考慮すると、地下水流動によって深部から高温(19.0℃以上)の地下水が供給された可能性がある。高温域は固結シルト層上面深度の等深度線に沿って分布しており、地質構造からは地層の傾斜面に沿った上向きの流動が示唆される。また遠藤ほか¹²⁾の示した1938～1977年の地盤沈下状況(図-10)と比較すると、高温域は地盤沈下量が多い地域とも一致していることがわかる。累積地盤沈下量の大きかった荒川沿いには工場が集中しており¹³⁾、地下水が大量に揚水されていたと考えられる。したがって、高温域の形成要因の一つとして挙げられた上向きの地下水流動は、地質条件ならびに地下水揚水の複合要因によって形成されたと考えられる。

自然状態の地下水流動系においては、地下温度分布および水理水頭分布が示す地下水流動は整合する³⁾。しかし本研究においては、両者は異なる地下水流動を示した。その要因として、水理水頭分布が圧力の伝播として揚水の影響を速やかに反映しやすいのに対し、地下温度分布は実際の地下水流動に伴う熱移流の効果を含んでおり、揚水の履歴の影響を反映するまで、より長い時間を要するためと考えられる。

5.2 地下温度の経年変化と地下水流動

調査地域では、1956～1967年に測定された地下水温データが、工業用水調査グループ¹⁴⁾、木野ほか¹⁵⁾および地下水(深井戸)資料台帳^{16),17)}によって報告されている。これらは、揚水井において汲み上げ後に測定された地下水温であり、揚水の過程でスクリーン深度の地下温度から変化している可能性がある。しかし、これらの地下水温データは工場内に設置された井戸や水道用の水源井で測定されたものであり、恒常的に多量の地下水が揚水されている。このため、温度変化の影響は小さく、測定値はスクリーン深度の地下温度を十分に反映していると判断した。以下に、1956～

図-11 地下水位・地盤沈下観測井および揚水井の分布

1967年と2001年に測定された地下温度データの比較を示す。

図-11に、1956～1967年のデータ測定地点である揚水井(a1～d4)と2001年のデータ測定地点である観測井の位置を示す。本研究では、両者の距離がおよそ3 km以内にある観測井・揚水井を選定し、比較を行った。1956～1967年のデータに関して、a3・a4における測定年は1958年、c1は1962年、b7は1963年、d2・d3・d4は1967年、その他の揚水井は1956年である。

観測井・揚水井における温度と深度の関係の比較を、図-12に地区別(図-2参照)に示す。揚水井は一部を除いてマルチスクリーン構造であるが、図-12ではスクリーンの最上端から最下端までをエラーバーで示した。揚水井の全スクリーン長は20～150mであり、スクリーン長の短いものを除いて、主要な揚水深度を特定することはできない。本研究では、観測井での地下温度が、揚水井のスクリーン区間

図-12 1956～1967年および2001年の地下温度の比較(縦軸：深度、横軸：温度) (a)足立地区、(b)荒川・板橋・北地区、(c)江東・墨田地区、(d)江戸川・葛飾地区。1956～1967年のデータ(灰色)については、温度ならびにスクリーン設置区間を示す。2001年のデータについては、地下温度プロファイル(黒色の実線と点線、脇の数字は井戸番号)で示した。

の全深度において低温であった場合および、揚水井の観測井の地下温度プロファイルがスクリーン区間の下端付近と交差する場合を、地下温度の低下として取り扱った。

足立地区(図-12(a))では、観測井No.7, No.25およびNo.27に近い揚水井は、それぞれa5, a1・a2およびa3・a4である。No.7は、a5のスクリーン下端付近と交差している。またNo.27では、深度50mでa3よりも約0.4℃、深度100mでa4よりも約0.3℃の低下が認められる。これに対してNo.25では、a1およびa2と同程度を示し、この深度では明瞭な温度低下は認められなかった。

荒川・板橋・北地区(図-12(b))では、No.6, No.8およびNo.12に対して、それぞれb8～b10, b1～b4およびb5～b7を比較対象とした。No.6は、b8およびb9とは同程度であるが、b10とはスクリーン下端付近で交差しており、深部では温度が低下していると考えられる。No.8においても、b2およびb4と同程度であるが、b3(深度125～150m)では0.3～0.6℃程度の低下が認められる。またNo.12では、b5～b7(深度160～250m)よりも、0.2～1.0℃程度も低下している。

江東・墨田地区(図-12(c))では、No.1, No.13およびNo.22に対して、c1, c5・c6およびc2～c4を比較対象とした。No.1は、c1と比較して2℃以上も低下している。No.13においても、c5とは同程度であるが、c6と比較すると1℃以上も低い。No.22は、c3およびc4のスクリーン下端付近と交差しており、温度が低下していると考えられる。

江戸川・葛飾地区(図-12(d))では、揚水井のデータが少ないが、No.2, No.3およびNo.4と、d4, d2およびd1・d3においてそれぞれ比較を行った。No.2, No.3では明瞭な差異は認められないが、No.4ではd3のスクリーン下端付近と交差している。

低地全体としてみると、江戸川・葛飾地区を除き、幅広い深度(深度50～250m)において地下温度の低下が認められた。温度低下の要因としては、地下水揚水に伴う、下向き成分を持つ地下水流動の増加もしくは上向き成分を持つ地下水流動の減少が考えられる。

地下水流動の鉛直方向成分の大きさを評価するために、タイプカーブと実測値の比較による検討を行った。STALLMAN⁴⁾に従い、地下水と熱の流れは以下のように表すことができる。

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{c_w \rho_w}{K} \left(\frac{\partial(V_x T)}{\partial x} + \frac{\partial(V_y T)}{\partial y} + \frac{\partial(V_z T)}{\partial z} \right) = \frac{c \rho}{K} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

ここで、 T はある深度における地下温度、 t は時間、 $c_w \rho_w$ は地下水の比熱・密度、 $c \rho$ は地下水を含む地層の比熱・密度、 K は同じく熱伝導率、 $V_x \cdot V_y \cdot V_z$ は $x \cdot y \cdot z$ 方向の地下水流速成分である。鉛直一次元で流速および境界温度

の時間変化がない定常状態においては、BREDHOEFT and PAPADOPULOS¹⁸⁾に従い(1)式は次式となる¹⁹⁾。

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{c_w \rho_w V_z}{K} = 0 \quad (2)$$

ただし、 V_z は下方に正、対象領域の上端を $z=z_0$ 、下端を $z=z_L$ とする。 $z=z_0$ で $T=T_0$ 、 $z=z_L$ で $T=T_L$ なる境界条件のもとで(2)式を解くと、(3)式が求まる。

$$f(\beta, (z-z_0)/L) = \frac{T-T_0}{T_L-T_0} = \frac{e^{\beta(z-z_0)/L} - 1}{e^\beta - 1} \quad (3)$$

ただし、 $L=z_L-z_0$ とする。

ここで、 β は無次元数であり、

$$\beta = \frac{c_w \rho_w V_z L}{K} \quad (4)$$

である。

(3)式の $f(\beta, (z-z_0)/L)$ を横軸、 $(z-z_0)/L$ を縦軸、 β をパラメータとしたタイプカーブと実測値の比較により、鉛直方向の流向と地下水流速を推定することができる。 β の絶対値が大きいほど流速が大きく、 $\beta > 0$ の場合は下向き、 $\beta < 0$ の場合は上向きの流向であることを示す。

地表面温度の季節変動や、スクリーン部分での水の動きに伴う温度の乱れの影響を省くため、極小温度出現深度(z_0)からスクリーン上端深度(z_L)までを計算区間(L)とし、さらに z_0 および z_L 付近($(z-z_0)/L < 0.1$ または $(z-z_0)/L > 0.9$)を除外して、実際の評価区間とした。

足立地区のタイプカーブと実測値の比較を図-13(a)に示す。1956～1967年と2001年の比較から温度低下が推定されたNo.7では、深度170m付近($(z-z_0)/L=0.5$)で $\beta=0.5$ のタイプカーブと近似でき、下向き成分を有する地下水流動が推定される。No.27においては、温度低下が認められた深度50～100mでは $\beta=0.5\sim 1.5$ のタイプカーブと近似できるが、深度110m以深($(z-z_0)/L > 0.5$)では $\beta=0\sim 0.5$ のタイプカーブに近似でき、この区間では下向きの流速が小さくなることを示唆している。No.25は、先の地下温度の比較では顕著な低下が認められなかったが、深度175m以浅($(z-z_0)/L < 0.7$)において $\beta=0.5\sim 2$ のタイプカーブと近似でき、下向きの地下水流速が確認された。

荒川・板橋・北地区(図-13(b))を見ると、No.6では、過去との比較では深度200m付近で温度の低下が認められたが、 $\beta=-0.5\sim 0$ のタイプカーブと近似でき、上向き成分を有する地下水流動が推定される。No.6周辺は、被圧地下水ポテンシャルが揚水規制後に最も上昇した地域である(遠藤ほか¹²⁾)ことを考慮すると、地下水ポテンシャルの上昇に伴う上向きの地下水流動の減少によって深部からの熱移流が減少し、地下温度が低下したことが示唆される。一方、No.8およびNo.12では、深度130m($(z-z_0)/L > 0.5$)より浅部では $\beta=0\sim 1.5$ 、深部では $\beta=0\sim 0.5$ のタイプカーブと近似でき、浅部で下向きの流速が大きいことがわかる。

図-13 タイプカーブと実測値の比較 (a)足立地区, (b)荒川・板橋・北地区, (c)江東・墨田地区, (d)江戸川・葛飾地区

No.8では、過去との比較では地下浅部に明瞭な温度の低下は認められなかったが、地下温度プロファイル中の極小温度出現深度は85mであり、低地の中では地下深部にある。この要因としては、下向き成分を有する地下水流動の影響が考えられる。極小温度出現深度以浅では、地表面温度上昇が地下温度に影響を及ぼすことから、温度低下が認められなかったと推察される。

江東・墨田地区のタイプカーブと実測値の比較を図-13(c)に示す。No.1においては、スクリーン上端深度が76mと浅いため、井戸孔底までを計算区間とした。顕著な地下温度の低下が認められたNo.1では、深度90m($(z-z_0)/L=0.4$)で $\beta=2$ のタイプカーブに近似できるが、深度105m以深では $\beta=0\sim0.5$ に減少する。同様にNo.13においては、深度85m($\beta<0.5$)以浅で $\beta=0.5\sim1$ のタイプカーブと近似できるが、それ以深では $0\sim0.5$ に減少する。またNo.22で

は、地下温度の低下が明確であった深度70m以浅($(z-z_0)/L<0.6$)において $\beta>2$ であり、下向きの地下水流速が大きい。深度90m($(z-z_0)/L=0.8$)では $\beta=0.5$ まで減少する。このような β の変化は、深度の増加に伴って下向きの地下水流速が小さくなることを示唆している。

江戸川・葛飾地区では、No.4の地下深部を除き、1956～1967年と2001年の比較において明確な温度の低下は確認されなかったが、図-13(d)ではおおむね $\beta=0$ のタイプカーブに近似でき、鉛直方向の地下水流速がきわめて小さいと判断される。

次に、各タイプカーブの β 値を用いて地下水流速の鉛直成分量を検討する。(4)式において、東京都内での研究事例⁹⁾にもとづき $K=1.7(\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1})$ 、 $c_w\rho_w=4.18(\text{JK}^{-1}\text{cm}^{-3})$ 、 J : ジュール)とする。前述した内陸のNo.7では、 $\beta=0.5$ とすると(4)式から、下向きに約 $3\text{ cm}\cdot\text{year}^{-1}$ の地下水流速

速が得られる。同様に、No.27およびNo.8では $\beta = 0.5 \sim 1.5$ とすると、下向きに $4 \sim 14 \text{ cm} \cdot \text{year}^{-1}$ が求められる。一方、江東・墨田地区のNo.1では、深度90mまでの区間を $\beta = 2$ とすると約 $57 \text{ cm} \cdot \text{year}^{-1}$ 、No.22では $\beta = 2.5$ (深度75mまで)とすると約 $46 \text{ cm} \cdot \text{year}^{-1}$ となり、流速が大きい。各地点の1950～1960年代の被圧地下水ポテンシャルは、現在よりも30～40m程度低かったことから¹¹⁾、1950～1960年代当時の地下水流速は、これらの計算値よりも大きかった可能性がある。

また図-13では、鉛直方向の地下水の流向および流速は、深度に伴って変化している。例えばNo.22を見ると、深度85m付近では $\beta = 1$ のタイプカーブと近似でき、下向きの流速として約 $18 \text{ cm} \cdot \text{year}^{-1}$ となり、浅部よりも大きく低下することがわかる。この観測井の構造上、深度100mより下部での地下水流動の鉛直成分の方向および流速を計算することはできないが、T.P.-100mでの地下温度分布(図-5(b))からは、この深度付近より深部では、上向きの地下水流動の存在が推定される。

6. ま と め

東京低地において、28地点の地下水位・地盤沈下観測井において測定した地下温度プロファイルから、地下温度分布を三次元で把握した。過去(1956～1967年)と現在の地下温度データの比較およびタイプカーブを用いた地下水流動の流向と流速の検討により、以下のことが明らかとなった。

① 東京低地および周辺地域の地下温度分布は、低温域と高温域の分布に地域性を示す。高温域は江東・墨田地区に、低温域は足立地区および荒川・板橋・北地区に分布する。

また、高温域は固結シルト層上面の等深度線に沿って分布し、過去の地盤沈下量が大きい地域と整合的である。

② 江東・墨田地区北部を境界として、北西部と南東部で地下温度の絶対値および温度分布が大きく異なる。これは、従来から指摘されてきた地下水流動を妨げる水理地質構造の存在を支持するものである。

③ 1956～1967年と2001年の地下温度データの比較から、内陸の荒川・板橋・北地区および足立地区と、江東・墨田地区の一部では、深度50～250mにおいて低温化が認められた。これらの地域では、タイプカーブと実測値の比較から下向きの流向成分を持つ地下水流動の存在が考えられ、低温化の一因と考えられた。一方、上向き成分を有する地下水流動が認められた地域では、温度変化は認められなかった。

④ 東京低地の地下水流動は、地域によって異なるだけでなく、深度によっても、流向や流速が変化している。荒川・板橋・北地区および足立地区では、深度50～150mにおいて、深部よりも下向きの地下水流速が大きい。墨田・江東地区においても、深度50～85mにおいて下向きの流速が大

きいが、深度と共に小さくなる傾向が認められる。とくにNo.22のT.P.-100mより深部では、上向き成分を有する地下水流動に変化している可能性がある。

謝辞 本稿をまとめるにあたり、日本応用地質学会「応用地質学における地下水問題研究小委員会ワーキンググループ1」の委員の方々には、さまざまな視点から討議していただいた。また査読者の方々から、本論文の作成に有益なコメントをいただいた。記して御礼申し上げます。

引 用 文 献

- 1) 川合将文・大野正宏・川島眞一・石原成幸(2005):平成16年の地盤沈下、地下水位観測記録、東京都土木技術研究所年報、pp.258-336.
- 2) 川島眞一(2001):東京の地下水環境、地下水技術、Vol.43, No.3, pp.6-19.
- 3) DOMENICO, P.A. and PALCIAUSKAS, V.V. (1973): Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow, *Geological Society of America Bulletin*, No.84, pp.3803-3814.
- 4) STALLMAN, R. W. (1963): Computation of ground-water velocity from temperature data. USGS. *Water Supply Paper*, 1544-H, pp.36-46.
- 5) TANIGUTHI, M., SHIMADA, J., TANAKA, T., KANAYE, I., SAKURA, Y., SHIMANO, Y., DAPAAH-SIAKWAN, S. and KAWASHIMA, S. (1999): Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate-change and subsurface water flow: (1) An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan, *Water Resour. Res.*, Vol.35, pp.1507-1517.
- 6) TANIGUCHI, M. (2002): Estimation of the past groundwater recharge rate from deep borehole temperature data, *CATENA*, Vol.48, 1-2, pp.39-51.
- 7) 宮越昭暢・内田洋平・佐倉保夫・林武司(2003):地下温度分布からみた関東平野の地下水流動、日本水文科学会誌, Vol. 33, No.3, pp.137-148.
- 8) 遠藤毅・中山俊雄・川島眞一・笹岡弘治・川合将文・小川好・寶田淳・岡本順・大岡浩・石村賢二(1996):東京都区部の大深度地下地盤、東京都土木技術研究所年報, pp.193-215.
- 9) 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, Vol.60, pp.725-738.
- 10) 東京都土木技術研究所(2003):東京都土木技術研究所年報, p.400.
- 11) 川島眞一・川合将文・寶田淳(1996):東京都区部における被圧地下水の特徴、東京都土木技術研究所年報, pp.217-232.
- 12) 遠藤毅・川島眞一・川合将文(2001):東京下町低地における“ゼロメートル地帯”展開と沈静化の歴史、応用地質, Vol. 42, No.2, pp.74-87.
- 13) 遠藤毅(2005):荒川下流域における地盤沈下の展開とその社会的影響、荒川下流誌, pp.803-822.
- 14) 工業用水調査グループ(1957):東京都江東および都北工業用水源地域調査報告—関東西部地域調査 第1報—, 地質調査所月報, Vol.8, No.10, pp.551-576.

- 15) 木野義人・高橋稠・後藤隼次(1959): 荒川水系流域(埼玉県および一部東京都)工業用水源地域調査報告—関東西部地域調査第9報一, 地質調査所月報, Vol.10, No.5, pp.1-38.
- 16) 経済企画庁総合開発局国土調査課(1973): 首都圏地下水(深井戸)資料台帳, 経済企画庁総合開発局国土調査課, p.1780.
- 17) 国土庁土地局国土調査課(1979): 全国地下水(深井戸)資料台帳 関東編, 国土庁土地局国土調査課, p.1112.
- 18) BRDEHOEFT, J.D. and PAPADOPULOS, I.S. (1965): Rates of vertical groundwater movement estimated from Earth's thermal profile, *Water Resource Research*, Vol.1, pp.325-328.
- 19) 佐倉保夫(1984): 温度による地下水調査法, 日本地下水学会誌, Vol.26, No.4, pp.193-197.
- 20) 佐倉保夫(2000): 気候変化に伴う地下の熱環境変化. 陸水学雑誌, Vol.61, No.1, pp.35-49.
- (2006年2月8日受付, 2006年7月18日受理)

Jour. Japan Soc. Eng. Geol., Vol.47, No.5, pp.269-279, 2006

Evaluation of Change in Groundwater Environment by Subsurface Temperature in the Tokyo Lowland, Japan

Akinobu MIYAKOSHI, Takeshi HAYASHI, Atsunao MARUI, Yasuo SAKURA,
Shin-ichi KAWASHIMA and Masafumi KAWAI

Abstract

Information on three-dimensional distribution of subsurface temperature was examined to evaluate the effect of human activity on groundwater environment in and around Tokyo Lowland facing Tokyo Bay.

Regional variation was observed as follows: high and low areas from the viewpoints of temperature distribution are recognized in the central part to the southern part and from the inland to eastern part, respectively. High temperature area corresponds to an area where lower boundary of groundwater flow is relatively shallow because of shallow upper surface of indurated silt bed which shows high thermal conductivities. This area corresponds also to an area with severe land subsidence resulting from excessive pumping of groundwater. This suggests that the distribution of subsurface temperature is related not only to natural groundwater flow, but also to human activities. In the south of central lowland, existence of a hydrologic structure controlling groundwater flow has been suggested by previous studies. Contrasting difference in subsurface temperatures was observed between the north and south areas in this study, a supporting evidence for the above explanation. On the other hand a comparison between the temperature data in 1956 to 1967 and those of 2001 revealed widespread lowering of the temperature in the inland area. This is explained by downward groundwater flow based on an analysis of temperature-depth profile. The change of groundwater flow regime in the Tokyo Lowland by pumping became clear from subsurface temperature measurements of this study.

Key words : subsurface temperature, groundwater flow, urbanization, Tokyo Lowland