

足柄平野上流部の地下水流動機構と水温変化
(足柄平野の地下水 その8)

横山尚秀*, 荻野喜作*, 大木靖衛*, 結田康一**

神奈川県温泉地学研究所***

Groundwater Flow Pattern in the Upper Part of the Ashigara Plain
Inferred from the Groundwater Temperature Distribution

by

Takahide YOKOYAMA, Kisaku OGINO, Yasue OKI and Koichi YUITA

Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture
Hakone, Kanagawa

(Abstract)

The groundwater flow system of the Ashigara plain was studied by monitoring of groundwater temperature from November, 1983 to December, 1984. The temperature of surface water greatly influences to the temperature of groundwater; the maximum temperature difference of a shallow well 7m deep was 10°C. The groundwater temperature near the Sakawa river showed the similar temperature pattern with the time lag of 2 months. Using this time lag of the temperature between two observation points 150m distance, the rate of groundwater flow is calculated at 2.5 m/day and the permeable coefficient of the aquifer is estimated at 2.9×10^{-1} cm/sec.

The cold or warm waters flowing into the deeper part of the aquifer are shown in the profiles of temperature. The groundwater circulation is very large. The flow lines deduced by the loci of the isothermal lines coincide with the flow pattern estimated by the distribution of groundwater heads, all which indicate the studied area is a typical groundwater system of the alluvial fan.

* 神奈川県温泉地学研究所

** 農林水産省農業環境技術研究所

*** 神奈川県足柄下郡箱根町湯本997 〒250-03

神奈川県温泉地学研究所報告 第16巻, 第4号, 77-90, 1985

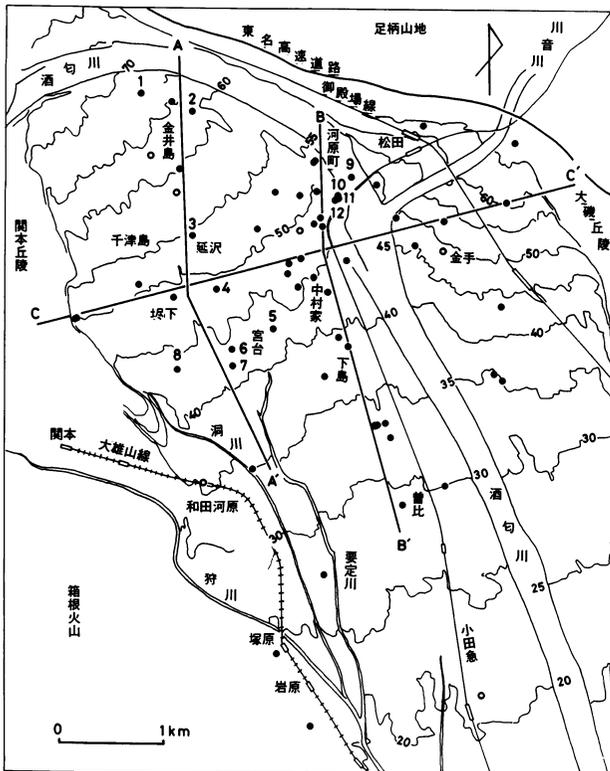


図1 調査地域

(黒丸は調査井, A-A', B-B', C-C'は断面線)

はじめに

足柄平野の地下水は酒匂川や平野でのかんがい用水の浸透によって直接涵養されている。また、平野は箱根火山や足柄山地、大磯丘陵と接し、これらの山体からも地下水の涵養がされている。

足柄平野上流部は扇状地性のため地表水が浸透し易く、平野における地下水涵養域として重要な役割を果たしている。しかし、平野上流部の地下水涵養と流動機構について十分に明らかにされていない。この点に注目し、地下水温を有効な指標と考え、地下水流動機構解明のための調査を行った。地下水温を指標とした地下水循環に関する研究は最近盛んになっている。我が国における研究事例は榎根ほか(1971)、佐倉(1977a)、佐倉(1977b)、谷口ほか(1982)、谷口(1984)がある。これらの

研究は地下水温を支配する因子として熱伝導と熱移流の両面から検討している。

山本(1983)によれば、地下水の流速が 2×10^{-2} cm/秒より大きければ、地下水の熱移流が熱伝導を無視できるほどに卓越し、温度の伝播速度は流速に等しい。調査地域の流速はかなり速いと予想され、水温変化は主に熱移流により支配されると考える。したがって、地下水温を連続して測定し、水温変化について解析すれば地下水流動機構を解明できる。

地下水温を指標とした地下水流動系調査の事例は谷口ほか(前出)があり、新潟県長岡市周辺で信濃川からの浸透水の影響について明らかにしている。

本調査でも長岡市の事例と同様な河川水の影響を明らかにすることができた。また、扇状地の地下水流動系をかなり解明できた。

調査地域および調査方法

調査地域は足柄上郡開成町を中心に、南足柄市、松田町、小田原市の一部にまたがる足柄平野上流部である(図1)。

小沢ほか(1982)によれば、足柄平野上流部では埋没谷と埋没段丘が認められ、これらの埋没地

表1 調査井の仕様

No.	名 称	井 深 m	ストレーナー m	No.	名 称	井 深 m	ストレーナー m
1	開成町2号	80	41 52 ~ 47 69	7	露 木	22	井 底
2	開成町3号	80	47 ~ 69	8	青 木	11	井 底
3	遠 藤	30	井 底	9	酒 匂 川	—	—
4	高 橋	19	井 底	10	白 石	11	井 底
5	露 木	20	井 底	11	林アパート	15	井 底
6	草 柳	6	井 底	12	小 野	28	井 底

形を被って砂礫層や火山砂礫層が堆積している。これらの地層はいずれも沖積層で、透水性は良好である。

調査地域では顕著な不透水層は認められないが、調査地域南端の小田原市曾比あたりから下流側の地下30m付近に加圧層となる泥層が挟まれる。

本調査では調査地域の帯水層構造を、砂礫層や火山砂礫層をまとめて一帯水層とみなした。したがって、本文中の浅層や深層の表現は相対的な深度区分である。

調査は1983年11月から行い、毎月1回の頻度で民家や工場、市や町の上水道の水源井を巡回し、地下水温等を測定した。各調査井の位置を図1中に示す。

調査井は掘さく深度やストレーナーの位置等の仕様が明らかな井戸を選んだ。殆んどどの井戸に揚水ポンプが付いており、十分に水を流してから水銀温度計を用いて温度を測定した。揚水設備の無い井戸では熱電対（銅-コンスタンタン）センサーを下ろして水温を測定した。なお、地表水として酒匂川表流水の水温を十文字橋下で測定した。

調査井の分布は、図1から分かるように、扇頂部で数が少ない。これは扇頂部で地下水位が深いため水を得にくいこと、水道が普及していることにより、次第に井戸が使用されなくなり、埋められてしまったためである。

地下水温測定結果

1年余りの水温調査結果の代表例として、12ヶ所の水温経時変化を図2～4に示す。図2は調査地域中央部を上流から下流方向（扇頂部～扇端部）に資料を並べた。図3は調査地域南部の開成町宮台（扇端部）、図4は酒匂川右岸沿岸（開成町河原町）の調査井をまとめてある。これら図に表現した井戸の仕様は表1に示すとおりである。

図2によれば、No.1、No.2の水温は1983年11月～1984年1月に最高温度を記録し、1984年7月に最低となった。この間の温度差はNo.1で3℃、No.2で6.5℃と大きい。しかし、他の3井は年間の変動量が約2℃と小さい。なお、No.3は1984年10月、No.4、5は8月に最高温度となった。

図3では地下水位（No.7）を水温と併せて表わした。調査井は扇端部に位置し、水位は浅い。水

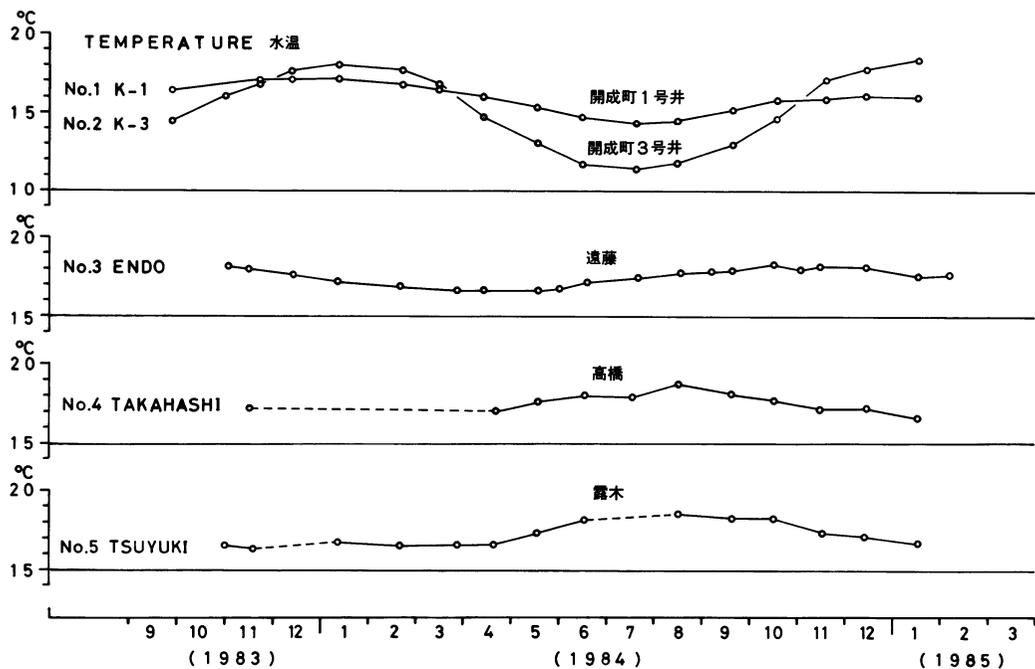


図2 地下水温度変化

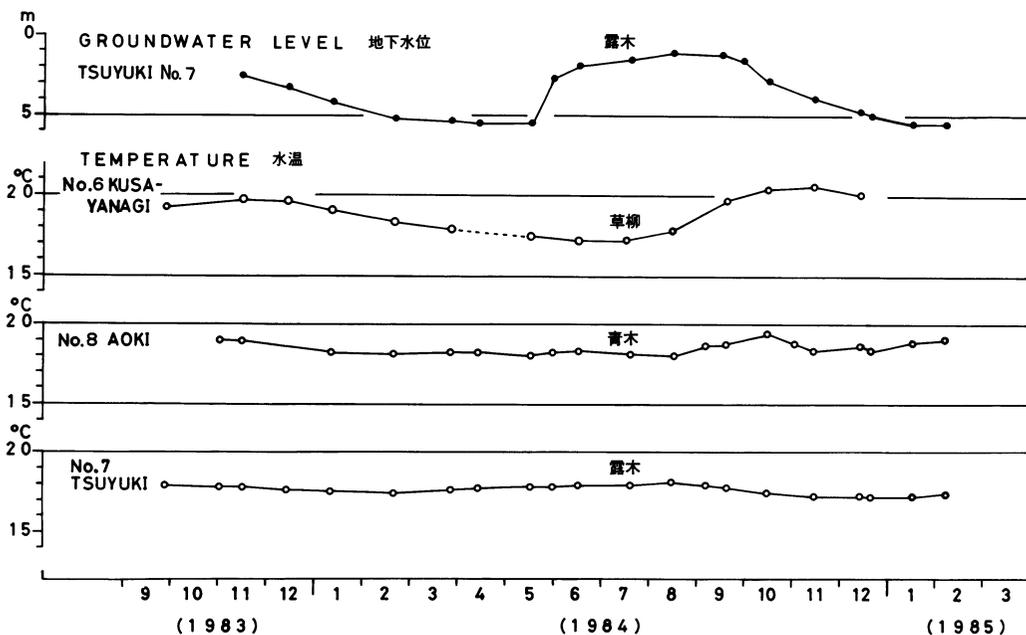


図3 地下水水位と地下水温度変化

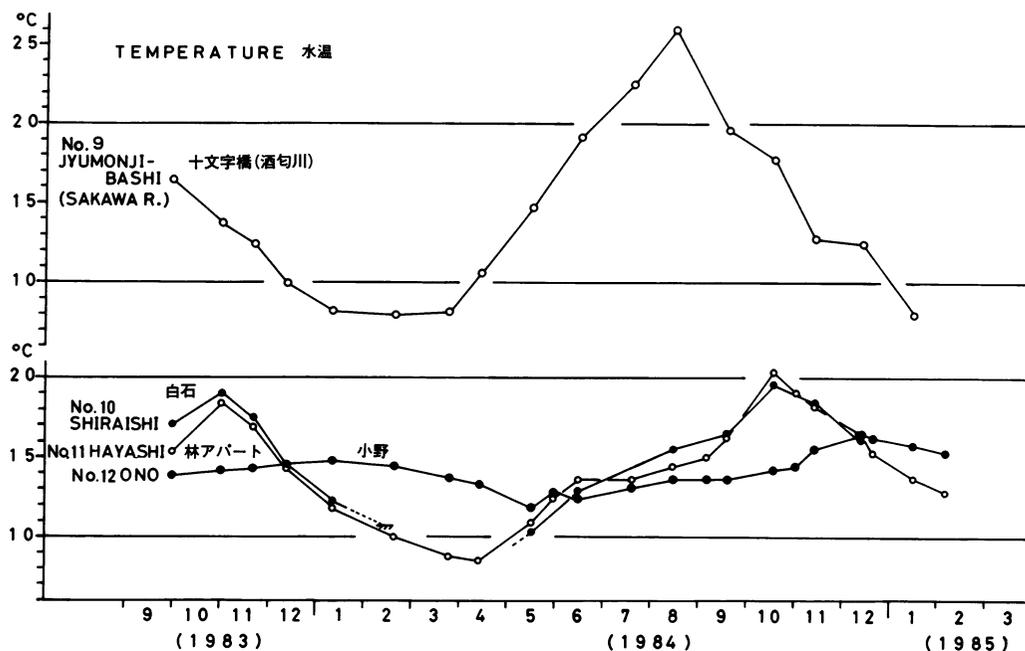


図4 河川水温と地下水水温変化

位は4～5月が最も低く、5～9月のかんがい期に上昇するのが一般である。

No.6～8は隣接する井戸だが、深度がそれぞれ異なる。No.6の水温は1984年6～7月に最低となり、11月に最高となった。この間の変動量は3.5℃とやや大きい。一方、No.7は1984年2月に最低温度を記録した後8月に最高温度を記録した。No.8は最低温度の時期が明確でなく、1984年8月に最高温度となった。両者の水温の年間変動量は約1℃と小幅であった。

図4によれば、酒匂川表流水（No.9）の水温は1984年2月に最低となり、8月に最高となった。この間の変動量は18℃である。No.10～12の3井は互いに隣接しているが、深度が異なっている。No.10, 11は共に良く似た水温変化を示して、年間変動量は約10℃と大きい。

No.11と酒匂川表流水（No.9）の水温変化と比べると、2ヶ月の遅れでパターンが一致する。一方、No.12の水温は1984年1月に最高となり、その後次第に低下し、5月に最低となった。この間の水温変動量は3℃であった。

調査地域全体の地下水水温変化によると、酒匂川沿いで地下水水温の変動が大きく、深度の浅い井戸ほど水温変動量が大きい。

水温変動の大きいNo.10と酒匂川表流水の水温変動の時間遅れを2ヶ月とすれば、浅層地下水帯水層の透水係数を推定できる。酒匂川河道とNo.10の距離は150mであるから、みかけの流速は2.5m/日である。したがって、水頭勾配を1/100*とすれば、ダルシー式から透水係数は $2.9 \times 10^{-1} \text{cm}^2/\text{秒}$

*横山ほか（1977）による

と計算される。

地下水温の深度別変化

同一地点で深度が異なる井戸の地下水温を比較し、垂直方向の経時的水温変化を検討するため、図3～4に示した調査井について温度変化分布図を作成した（図5，6）。

宮台地区の場合（図5），水温は地表から10m付近までの浅所で変動量大きい。とくに、地下水面付近の水温変動が著しい。これは地下水面が浅く、地表の影響を受け易いためと考えられる。

しかし、前節で述べたように、No.6の水温は寒冷的な1～2月より5ヶ月遅れて6～7月に最低となり、暑い8月より3ヶ月遅い11月に最高となる。このことを温度変化分布（図5）にみると、かんがい期の初期にまだ冷い地表水が浸透し、地下水温を低下させていることが分かる。そして、8月以降に温かい地表水の影響が表われ、水温は上昇する。

No.7は深度が22mと深く、No.6（深度6m）とは水温変化の要因が異なる。水温は深度の浅いNo.6より早く2月に最低となり、8月に最高となってい。この傾向を地下水位と対応させると、水位低下期（1～5月）に18℃の等温線が深度12m付近まで上昇し、高水位期（7～9月）に深度22m付近まで下降する。これらの動きを図中に矢印で示した。

このことから、宮台地区では地下水位（水圧）のバランス*により、水位が低下し水圧が低下すると、下方から冷水が上昇して水温が低下すると考えられる。宮台は扇端部に位置するので、深層から地下水が湧き出す現象が扇状地地下水の流動機構を裏付けている。

河原町の場合（図6），3井とも水温の変動が著しく、深度28mのNo.12でも年間3℃以上変動している。これらの井戸は、前述のように酒匂川表流水の影響が強い。

図6中に矢印で示したように、冬季（1～3月）に冷水が、盛夏（8，9月）に温水が浸透し、次第に深く浸透するため、深度30m付近の水温まで大きく影響される。このように、地表水が深く浸透し易く、その速度が速いので水の循環性が非常に良いことが分かる。

地下水温の垂直断面分布

地下水温の垂直分布を断面図に表せば、水温分布の変化を利用して地下水流動系について検討することができる。調査地域にA, B, Cと3通りの断面線を切り、3ヶ月毎の水温垂直分布を描いた。断面線の位置は図1中に示す。各断面の水温変化は次のとおりである。

A断面 A断面は扇状地の中央をほぼ南北に切っているので、扇状地の主となる地下水流動系を反映した水温変化が予想される。1984年1月，4月，7月，10月，12月の水温分布は図7～11のとおりであった。

* 地表から浸透する地下水と下方から上昇する地下水とが接する境界線が存在する。地表水は22m付近より深層へ浸透しにくい

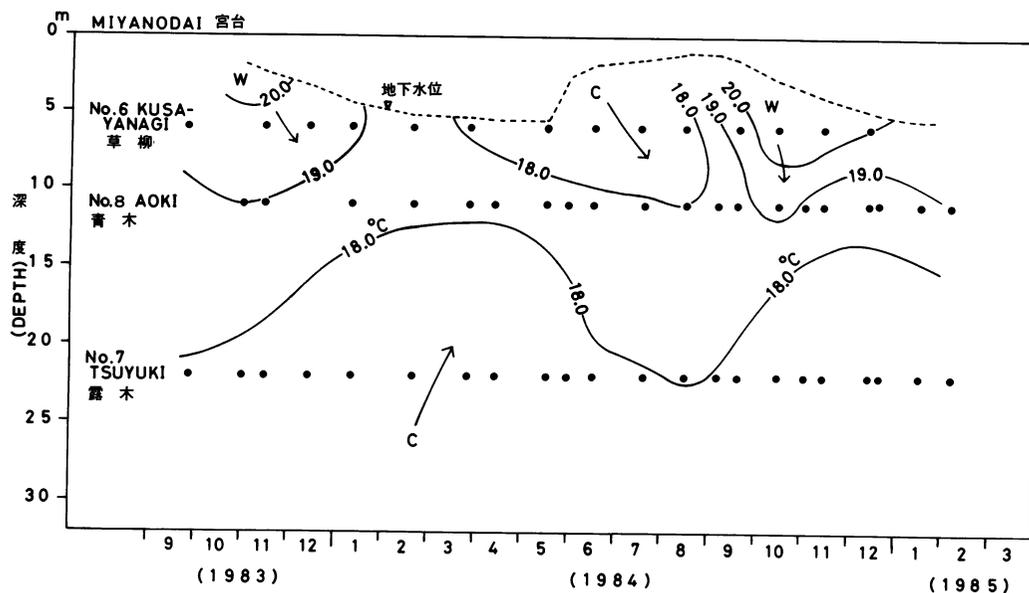


図5 地下水の温度変化分布（宮台）

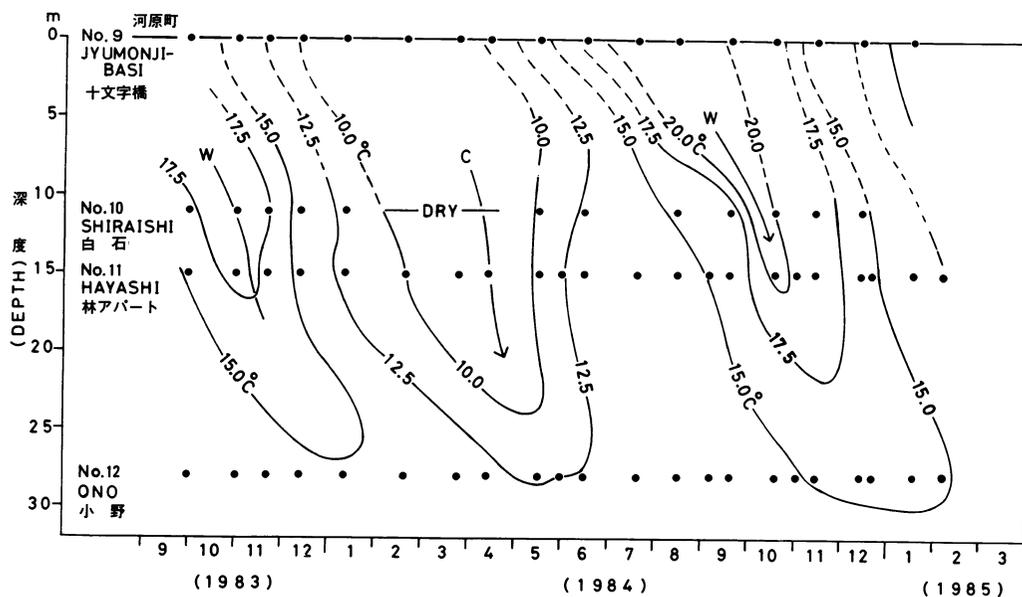


図6 地下水の温度変化分布（河原町）

1984年1月の水温分布（図7）は、全般に17℃前後で、かなり均一な温度分布である。扇頂部の金井島で標高10m付近に18℃の温水域があり、扇端部の宮台で地表近くに18℃以上の温水域が認められる。

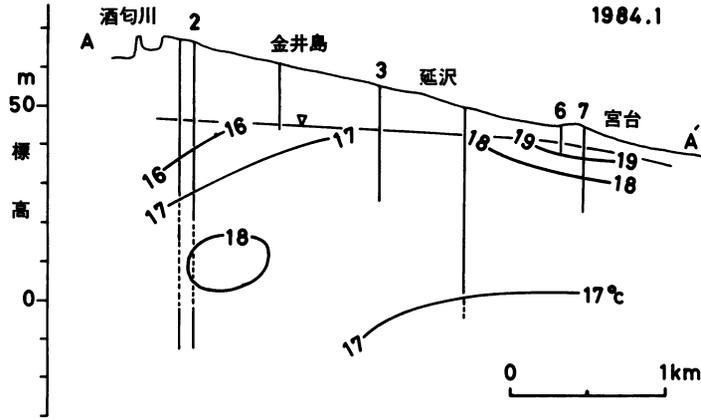


図7 地下水温の垂直断面分布 (A 断面, 1984年1月)

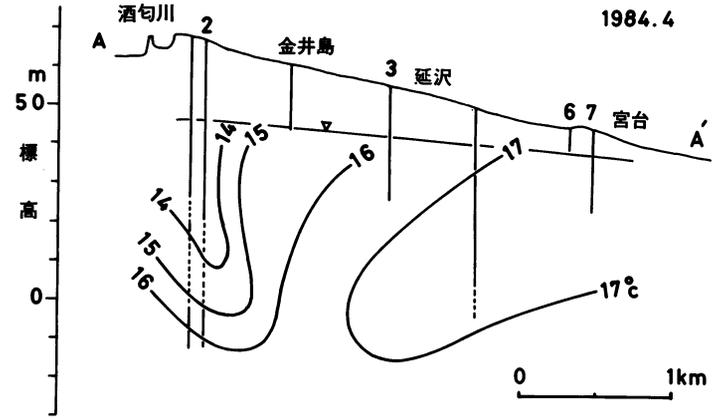


図8 地下水温の垂直断面分布 (A 断面, 1984年4月)

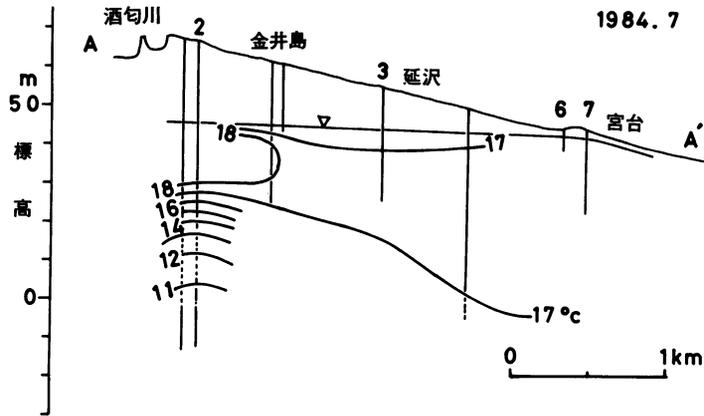


図9 地下水温の垂直断面分布 (A 断面, 1984年7月)

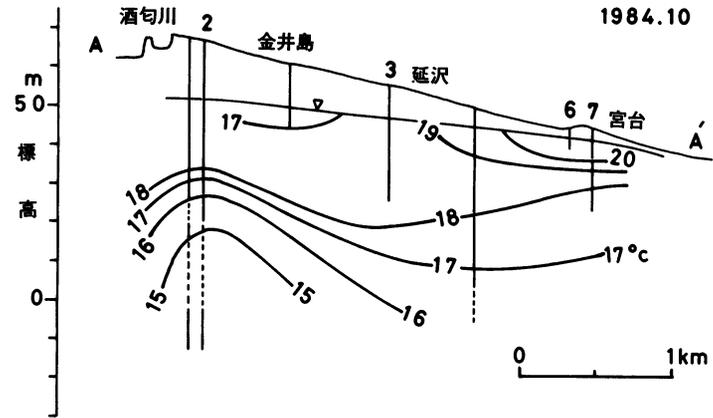


図10 地下水温の垂直断面分布 (A 断面, 1984年10月)

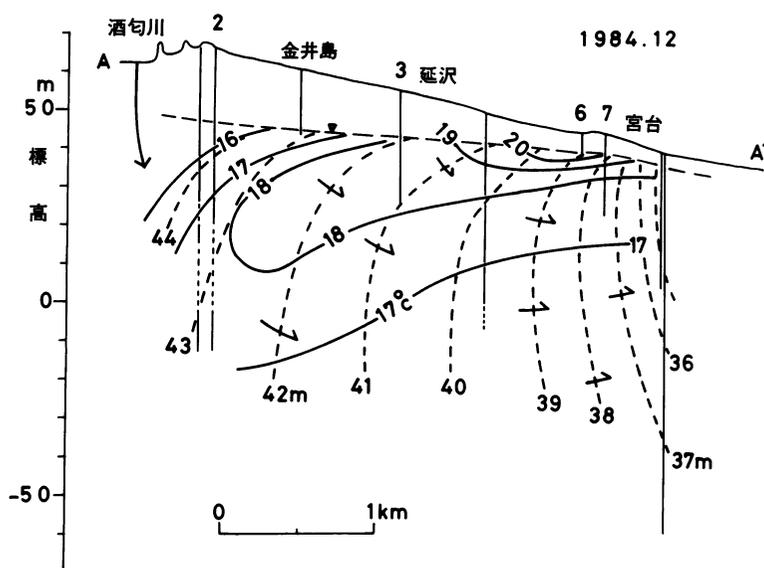


図11 地下水温と圧力水頭の垂直断面分布（A断面，1984年12月）

し、4月に比べ更に深層に移動している。その代わりに、浅層には18℃以上の温水が侵入している。また金井島～延沢にかけて地下水面近くに17℃以下のやや冷たい水域が形成されている。これは前節で述べたようなかんがい初期に浸透した冷水の影響が残っているのであろう。

10月の水温分布（図10）によると、浅層に18℃以上の温水域が形成され、宮台では地下水面近くに20℃以上の水域が形成されている。これは夏季に温かいかんがい用水が浸透したことを表わしている。扇頂部の深層にあった冷水域の規模は小さくなり、水温も14℃台まで温まっている。

12月になると扇頂部で17℃の等温線が湾曲し、標高0 m以下まで深く描かれ、浅層にあった温水域が深層まで移動している（図11）。このため、深層にあった冷水域は完全に解消している。一方、扇端部の温水域は縮小傾向である。17℃の等温線は僅かに上昇し、下方から冷水が上昇している。

以上のようなA断面の1年間の水温変化から扇状地の地下水流動系は次のように考えられる。扇頂部では酒匂川表流水が伏没浸透し、地下水温に大きく影響している。このため、地下水温は地表水の

温度を反映し、水温の年間変動量は数度に及び大幅である。

冬季の冷水や夏季の温水が地下70m以上も深く浸透する過程から、扇頂部で地表水が深く浸透し、深層を下流方向に流下する地下水系が推定できる。しかも、温度変化がめまぐるしく、地下水の循環速度はかなり速い。

全般に地下水面近くの浅層地下水は水田かんがい用

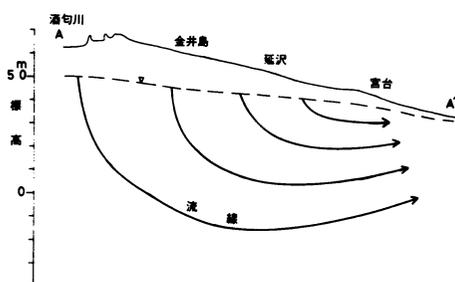


図12 地下水流動系模式図（A断面）

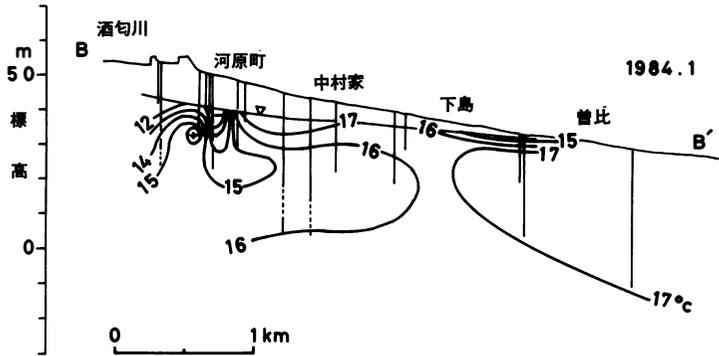


図13 地下水温の垂直断面分布 (B 断面, 1984年1月)

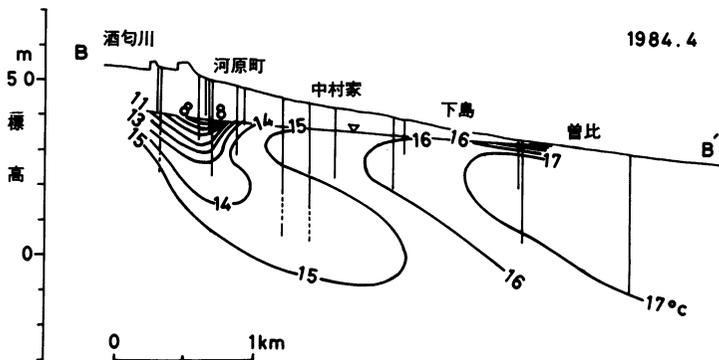


図14 地下水温の垂直断面分布 (B 断面, 1984年4月)

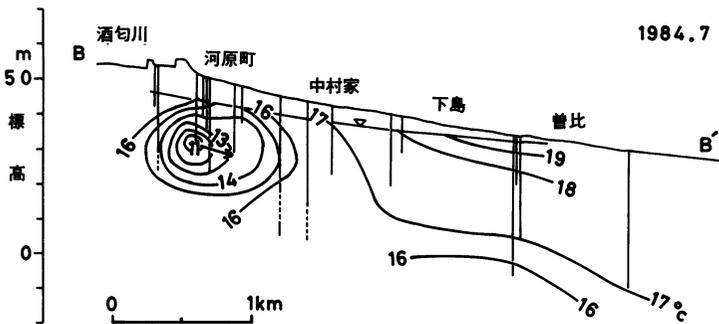


図15 地下水温の垂直断面分布 (B 断面, 1984年7月)

水の影響を受けている。水温の年間変動量は凡そ2℃以内と小幅である。浅層地下水は深層地下水とは異なる水温変化が観測され、浅層を流下する地下水系が推定される。

このような地下水流動系は地下水の圧力水頭分布により裏付けることができる。1984年12月の水頭分布を図11中に破線で表わした(標高m)。地下水は圧力水頭の等値線に垂直方向に流動するので、地下水の流向を図中に矢印で示した。

扇状地の地下水流動系をかんがい期について流線で模式的に表わせば図12のようになる。水温分布の変化から認められた地下水系はこの流線と一致し、水温変化が地下水流動系を良く反映している。

B 断面 B断面は酒匂川沿いに、開成町河原町から小田原市曾比まで切っている。酒匂川沿いの地域は酒匂川の方から地下水が流下しているので(横山ほか,1975, 1977), 酒匂川表流水の影響を把握し

易い。そこで、A断面と同様に、1984年1, 4, 7, 10, 12月の水温分布について検討する(図13~17)。

1984年1月の水温分布(図13)によれば、河原町で12℃の等温線が地下水面近くに描かれ、11℃台の冷水侵入が認められる。1月の酒匂川表流水は8.1℃と低く、この冷水の影響が表われているのであ

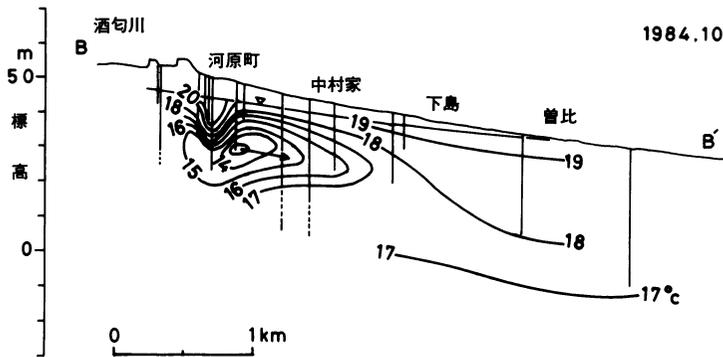


図16 地下水温の垂直断面分布 (B断面, 1984年10月)

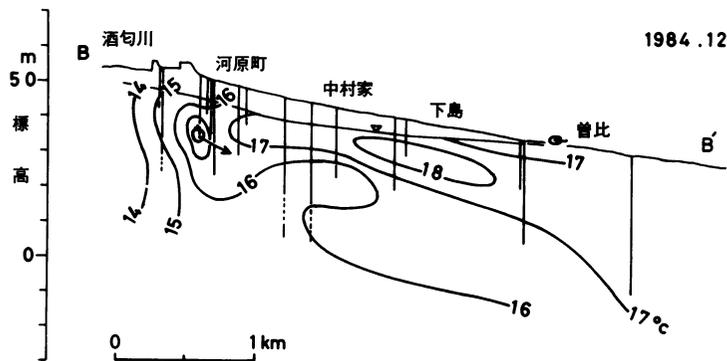


図17 地下水温の垂直断面分布 (B断面, 1984年12月)

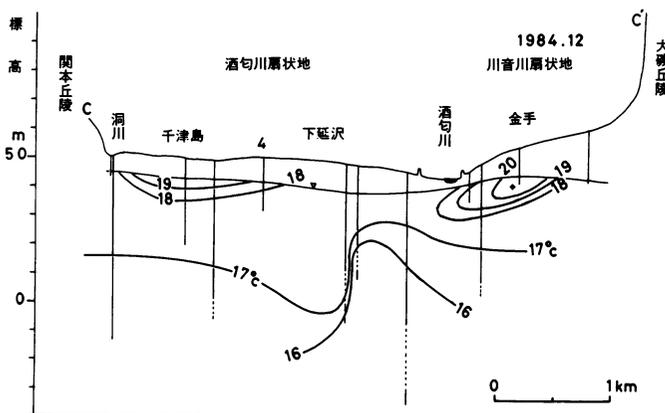


図18 地下水温の垂直断面分布 (C断面, 1984年12月)

ろう。15°Cの等温線は中村家の下まで伸びている。図中に示したように、冷水は地下30 m付近に流入していることが読み取れる。一方、下島より下流側の水温は17°C台と温かい。

4月には河原町で冷水域が拡大し、その中心で水温8.5°Cが観測されている(図14)。1月に比べ冷水は浅層から深層に侵入している。しかし、下島から下流側は、17°Cの等温線が示すように、大きな変化は認められない。

7月の水温分布(図15)では河原町の下に中心が10°C台の冷水域が描かれ、冷水塊となって移動していることが分かる。一方、水田かんがいが既に始まっているので、冷水塊に比べて温かい地表水が浸透し、中村家から曾比にかけて深度30 m付近まで温度が上昇している。とくに、地下水水面近くの水温が高い。

10月になると、夏季の温かい酒匂川表流水の影響が水温に遅れて表われ、河原町に水温20°C以上の水域が地下水表面近くに認められる(図16)。

一方、冷水塊は下流側に約250 m移動し、中心温度は12.4°Cに温まっている。冷水の影響は深度20 m付近を軸に中村家付近まで認められるが、下島より下流側では地下水表面付近の水温が高く、19°Cであ

る。これは温まった水田かんがい用水の影響で、7月以上に顕著である。

12月の水温分布（図17）によれば、河原町の下に冷水塊は既に無く、代わりに中心が18.5℃の温水塊が形成されている。冷水域は中村家の下、標高20m付近に移動し、輪郭がはっきりしない。中村家より下流の地下10～20m付近に帯状の温水域が形成され、中心温度は18.7℃である。

以上に述べたB断面の水温変化から、酒匂川沿いの地下水流動系は次のように考えられる。河原町付近で酒匂川表流水が浸透し、地下水を涵養していることが河原町付近の水温変化から確認できた。冷水塊の移動速度は2.8m/日と計算され、前節の値に近い値が得られた。

酒匂川表流水の影響は、冷水の移動が示すように、河原町の浅層から中村家の下、標高10～20m付近まで及ぶ。しかし、その下流側では目立たなくなる。これは、中村家に立地する工場群の日量1万m³余りに及ぶ地下水揚水が影響していると考えられる。横山ほか（1975）が指摘しているように、揚水により地下水水位が下げられることと、酒匂川表流水の伏没涵養により河川近くの水位が高いことから、河原町から井戸群に向う地下水の流れが形成されているのであろう。

C断面 C断面は川音川扇状地の地下水についても分かるように、ほぼ東西方向に切っている。しかし、川音川扇状地の資料に乏しく、資料が得られている1984年12月の水温分布を図18に示した。

断面に描かれた地下水水面は酒匂川扇状地中央寄りの中村家付近で最も低く、浅層地下水の流れは両方向からここに集まる。川音川扇状地には地下水水面近くに水温20℃以上の温かい水域があって、西方へ向かって移動している。途中酒匂川から表流水が浸透し、両者が複合して水温に影響すると考えられる。

全般に、浅い帯水層ほど水温が高く、深層の水温が低い。このような水温の分布は、A断面で述べたように、扇状地の下を深く流動する地下水系の存在を裏付けている。また、中村家の下で16℃の等温線が上方に湾曲するのは、B断面で述べたように、酒匂川の冷たい表流水が標高10m付近まで侵入した影響である。

川音川扇状地から酒匂川扇状地へ向かう地下水流動系が認められるが、その規模や役割の解明のための資料が十分でない。C断面に沿った調査の充実を計りたい。

おわりに

足柄平野上流部の地下水涵養域で地下水水温の指標とする調査を行い、扇状地の地下水の涵養と流動系を明らかにすることができた。調査結果をまとめると次のようになる。

- (1) 地下水水温は酒匂川沿いで表流水の影響を最も強く受け、年間変動量が大きく、開成町河原町で最大10℃にのぼった。また、酒匂川から離れた水田地帯では、水田かんがい用水の影響が水温変化に認められるが、水温変動量は約2℃と小幅であった。
- (2) 水温変化パターンが遅れから開成町河原町付近の地下水流速を求めると、みかけの流速は2.5m/日となった。流速はかなり速く、この流速から帯水層の透水係数を計算すると、 2.9×10^{-1} cm/秒と

なった。透水係数は砂礫層の値を示し、良好な帯水層の存在が分かった。

(3) 地下水の温度変化分布図により、垂直方向の温度変化を詳細に検討した。開成町河原町では地表水の浸透が深度30m 付近まで追跡できた。水温変化は速く、地下水の循環性が非常に良いことが分かった。開成町宮台では扇端部の地下水流動を把握できた。地表水はあまり深く浸透せず、水位低下期は深所から地下水が上昇してくることが認められた。

(4) 調査地域の中央部を切る縦断面図の水温変化から典型的な扇状地地下水に似た流動系が把握できた。地下水は扇頂部で地表水によって涵養され、地下50～80m の深層を下流方向に流下する。扇中央部では水田かんがい用水が浸透し、地下30m 付近を流下する。水温変化が速く、地下水の循環性は良い。

(5) 酒匂川に沿う断面の水温変化から、河川水が浸透し、帯水層中を水塊が移動する状況を把握できた。開成町河原町付近では、工場群の揚水により生じた水位低下域（地下水谷）により、酒匂川方向からの地下水流入が促進されている。

(6) 調査地域の横断面図の水温分布から、調査地域の東側で川音川扇状地から地下水流入が認められた。開成町中村家から下流側では川音川の影響について十分検討する必要がある。

以上のように、地下水温は地下水調査の有効な指標となることが分かった。今後は、同様の調査を継続させるとともに、トリチウム等のトレーサーを併用し、地下水流動機構と水収支について解明する必要がある。

謝辞

本調査にあたり、対象となった県民の方々、事業所、市や町の担当者には現地調査に便宜をはかっていただき、貴重な資料を提供していただいた。農業土木試験場小前隆美氏は調査結果について貴重な意見をいただいた。温泉地学研究所平賀士郎研究部長、平野富雄専門研究員、大山正雄主任研究員、粟屋徹主任研究員、石坂信之主任研究員には現地調査や調査結果のとりまとめに協力いただいた。また、青木繁直管理課長をはじめ、管理課の方々には調査を円滑に進めるため配慮をいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

なお、本調査は水かん養機能調査費（農林水産省、農林水産業のもつ国土資源と環境の保全機能及びその維持増進に関する総合研究）によった。

参考文献

新井正, 佐倉保夫 (1980), 最近の江川の異常水温について, ハイドロロジー No.10, 2-11.

樫根勇, 山本荘毅 (1971), 扇状地の水循環, 古今書院.

Kayane, Isamu (1980), Groundwater use for snow melting on the road, GeoJournal, Vol. 4, No. 2, 173-181.

小沢清, 荻野喜作, 横山尚秀 (1982), 足柄平野の地質 (その1), 神奈川県温地研報告, Vol. 13, No. 5, 83-90.

- 佐倉保夫 (1977a), 帯水層の温度分布から地下水流速を推定する試みについて, 筑波大学水理実験センター報告, No. 1, 67-76.
- 佐倉保夫 (1977b), 水温分布から地下水流速を推定する方法—札幌周辺の地下水について—, 水温の研究, Vol. 21, No. 2, 2-14.
- 佐倉保夫 (1978), 水温による地下水循環の研究, 日本の水収支, 291-303, 古今書院.
- 田中修三, 荻原国宏 (1983), 地温, 地下水温の長期観測, 第27回水理講演会論文集, 259-263.
- 谷口真人, 鈴木裕一, 大庭孝夫, 榎根勇 (1982), 長岡市周辺地域の地下水温について, ハイドロロジー, No. 12, 25-30.
- 谷口真人 (1984), 融雪浸透水が地温および地下水温に及ぼす影響について, 日本地理学会予稿集25, 134-135.
- 谷口真人, 三條和博, 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, No. 14, 50-60.
- 山本莊毅 (1983), 新版地下水調査法, 古今書院.
- 横山尚秀, 荻野喜作, 加藤浩, 大木靖衛 (1975), 足柄平野の地下水 (その2), 神奈川温研報告, Vol. 6, No.13, 133-140.
- 横山尚秀, 荻野喜作, 大木靖衛 (1977), 足柄平野の地下水 (その3), 神奈川温研報告, Vol. 8, No. 3, 115-124.



写真1 調査地域 (開成町付近)