

秦野盆地地下水の水文学的研究

横山尚秀, 荻野喜作, 大木靖衛

長瀬和雄, 小沢 清

神奈川県温泉研究所*

Hydrological Study of Groundwater in Hadano Basin

by

Takahide YOKOYAMA, Kisaku OGINO, Yasue ŌKI,

Kazuo NAGASE and Kiyoshi OZAWA

Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture

Hakone, Kanagawa

(Abstract)

The flow system of groundwater in the Hadano basin is analysed with aid of the distribution of the velocity potential. The flow pattern of groundwater presented in a profile (Fig. 5a, b) shows that the upper part of the fan is a recharge-area and the lower part of the fan is a discharge-area. The groundwater recharged in the upper part of the fan flows down through fan deposits and change to be a confined water in the lower part of the fan. The groundwater in the fan deposits is supplied by the leakage through the aquitard of the Kanto loam formation widely covering the Hadano basin.

Although the Kanto loam formation originally has a poor permeability, the contamination of some gravels practically increases the permeability of the formation. Particularly in the lower part of the fan, the permeability becomes better.

The leakage through the Kanto loam formation is estimated on the basis of the difference between a predicted elevation of groundwater table and a observed elevation, the difference possibly indicating the amount of the groundwater leakage passing through the shallow groundwater system. In the recharge area, the predicted elevation is higher than the observed value. Conversely in the discharge-area, the predicted elevation is lower than the observed one. In the upper part of the Hadano basin, the average recharge of the groundwater in the fan deposits is estimated at about 100,000 m³/day. In the lower part of the basin, the recharge from the fan deposits to the Kanto loam formation is expected to be about 10,000 m³/day.

*神奈川県箱根町湯本997 〒250-03

神奈川県温泉研究所報告 第3巻, 第2号, 41-56, 1972

はじめに

秦野盆地には盆地を厚く覆う新期ローム層中の浅層地下水と、ローム層の下に堆積する扇状地堆積物中の深層地下水があって、前者は盆地内に広く分布する浅井戸により利用され、後者は秦野市上水道水源をはじめ、工業用水、農業用水等に利用され、開発がすすんでいる。その揚水量は年を追うごとに増加し、昭和46年夏季には最高4万 m^3 /dayにのぼったと推定される。

昭和44年から始められた秦野盆地の水資源に関する調査により、秦野盆地という大きな器が水文地質学的に解明されてきた。この器の内で豊富と思われる深層地下水について、その涵養源と涵養量を推定するために、浅層地下水の水収支を検討してみた。すなわち、降雨の大部分が表面流出として失われずに地中に浸透し、新期ローム層中の地下水となるが、扇端部を除くと明瞭な不透水層が存在しないので、地下水は下流方向と深層部へ流下してゆくモデルを設定できる。深層地下水の涵養源を浅層地下水帯水層からの漏水（リーケイジ）としてとらえ、この水量を計算してみた。なお、計算は日本ビジネスセンターのHITAC-8000によった。

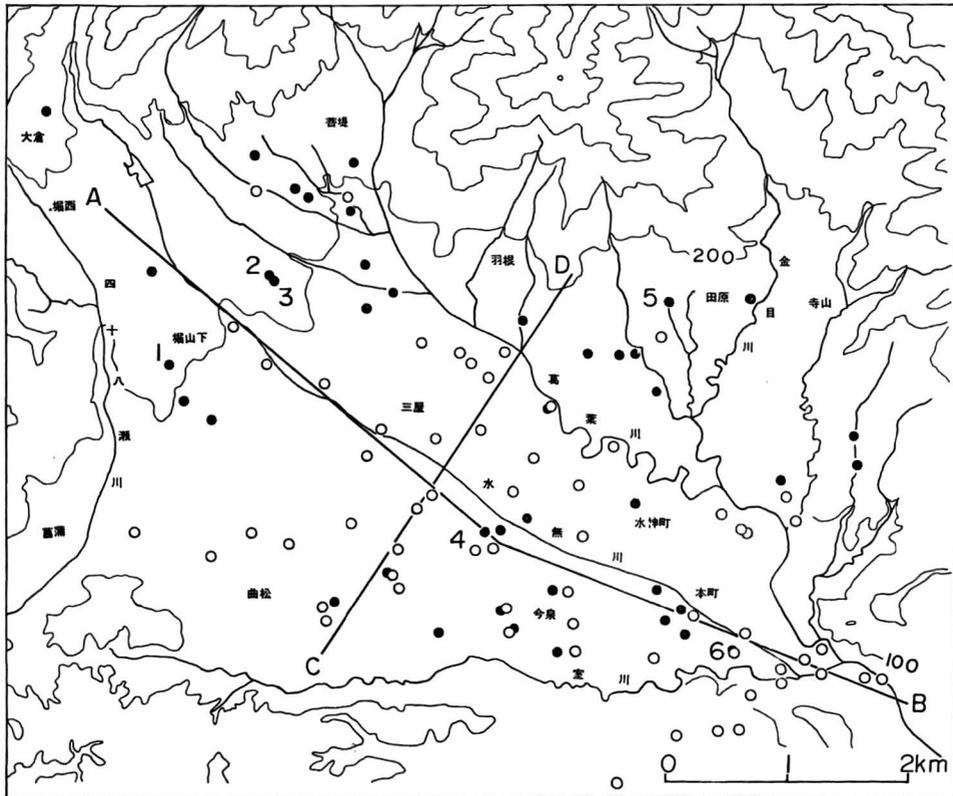


図1 観測井戸分布図

A—B, C—Dは断面線、白丸は深井戸、黒丸は浅井戸、図中の番号は自記水位計を示す。

秦野盆地の降下火山灰層（いわゆるローム層）

盆地内の堆積物は大木他 4 名（1971）によって、火山灰の性質から地表より10~20mはカンラン石を多く含む富士火山の茶褐色火山灰層で、関東平野の立川ロームと武蔵野ロームに相当するローム層（ローム層U）と、軽石を多く含む淡褐色ないし褐色の、カンラン石が少なく斜方輝石が多い固結した火山灰層が礫層と互層し、大部分の火山灰や軽石は箱根火山から火山爆発によって供給されたローム層（ローム層L）とに区分された。この報告では前者を新期ローム層、後者を扇状地堆積物と呼んでいる。新期ローム層中の地下水は浅層地下水で扇状地堆積物中の地下水は深層地下水に相当する。

新期ローム層（ローム層U）

新期ローム層の上部は1 mほど表土化し腐植層となり、空隙率も高く、干天後の降雨ならば100mm程度を一時的に保留する能力を持つ。新期ローム層の層厚は扇状地という特殊性から、地域差があってローム層中に砂礫を挟む。一般に関東ローム層の空隙率は約80%、透水係数は 10^{-2}cm/sec. のオーダーにあるといわれているが、秦野盆地の場合はばらつきがあって、扇頂部では 10^{-3}cm/sec. 、扇端部では 10^{-2}cm/sec. のオーダーである。なお、空隙率が大きくとも産水率が大きいとは限らず、保水率が大きくて産水率が小さいこともある。

地下水位について

秦野盆地内の地下水量の増減を見るために盆地内に42ヶ所の浅井戸を利用し、測水を行なった。また、6台の自記水位計を設置し、浅層地下水の水位連続観測も行なっている（温泉研究所2台、県内広域水道企業団4台）。図1は観測点分布図、図2は秦野市堀西に設置された自記水位計の記録である。

扇状地地形をもつ秦野盆地の浅層地下水面は、すでに報告されているが、葛葉川以西では扇頂部、扇中部、扇端部の三段に分けられ、また、これに含まれない北東部の地下水面の勾配のゆるい地区を合わせ、4地区に区分する。自記水位計の配置は扇頂部に3台、扇中部、扇端部、北東部にそれぞれ1台となっている。各観測井の記録はそれぞれの地区を代表するとみてよい。

降雨時の自記水位記録は降雨の特性、先行降雨などが影響して一定ではないが、各水位記録には約10mm/dayほどの降雨があると水位にその影響が現われ、降雨と水位上昇開始時との時間的なずれは殆んど無い。昭和46年の秋には台風の相次ぐ接近による大雨が降って、9月に水位は年間の最高値に達し、その後11月から12月にかけて38日間も無降雨が続いたので、水位は低下しつづけた。

水位変化は降水量と地層の空隙率に関係する。降雨の水収支式 $P=M+r \cdot H+L$ （ただし、P：降水量、M：土湿不足量、r：有効空隙率、H：地下水位上昇量、L：蒸発散などによる損失量）を使用して有効空隙率を求めてみた。

秦野盆地では激しい大雨の他は降雨は表面流出とならないで、地中へ浸透してしまうので表面流出

は考慮しないことにする。Mの値は先行降雨や降雨前の気象状態により異なるし、Lの値は降雨後の水位上昇期間が比較的短期間であるから、大きな値とはならないであろう。そこで、求めにくいMとLの値を水位上昇をもたらさない降水量とし、水位連続観測から約 10mm/day という値を得た。こうすると水位観測から求まるHと降水量とから、5ヶ所の有効空隙率は20~25%と見積ることができる。

水位の連続変化より無降雨がつづいた場合の水位変化の様子を推定するために、初期水位を同一とした場合の各観測井の水位低下曲線を合成した（図3）。これは河川の正常減水曲線と同じ要領で作成される。任意の地点において、その地点の水位低下は水位の高さに応じた低下率を示すので、長期間の水位観測記録から何回かの無降雨がつづいたときの水位低下曲線の部分を重ね合わせ、細かな違いに拘わらず修正し、一つの水位低下曲線ができる。図3は昭和46年9月の水位を初期値とし、2ヶ月間の水位低下の様子を示している。図3によれば地下水位低下は扇頂部では直線的变化をし、変化量は 0.7m/day と著しく、扇端部では初めの1週間は著しいが、次第に低下率は減少し、指数関数的

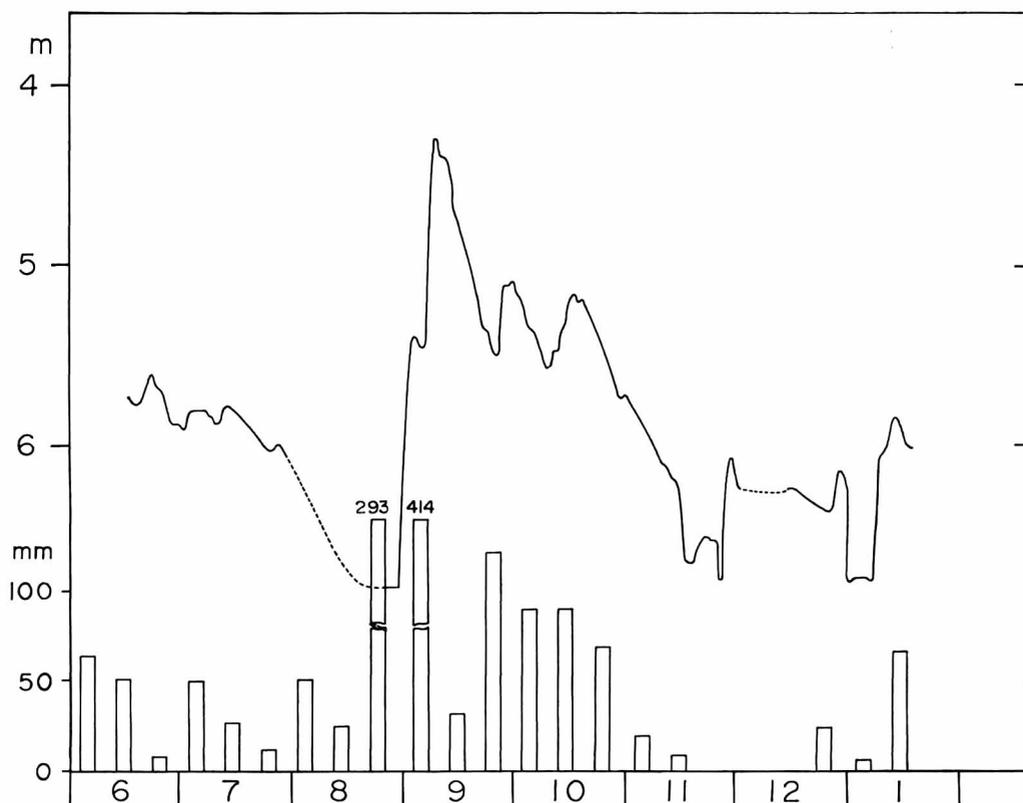


図2 浅層地下水の水位連続記録

(図1中の番号1の浅井戸)

降水量は専売公社秦野タバコ試験場測定による

変化をする。扇中部では両者の中間的変化をする。また、北東部では地形および地下水面の傾斜が示すように、地下水の流れはゆるやかで水位低下率は大きくない。

河川流量について

河川の流量調査結果に基づいて秦野盆地の大局的な水収支を計算してみる。秦野盆地内には水無川、葛葉川、金目川、室川そして四十八瀬川が流れており、前4河川は上大槻に集まり、ここから盆地外に流出している。そこで、水収支計算のための区分をこれら4河川の山地を含めた分水界から上大槻合流点までの区域約 60km^2 とする。また、盆地の西縁には四十八瀬川が流れ、その区域の面積は分水界から下流甘柿橋までとれば約 10km^2 となる。

いま、4河川の流域 60km^2 を対象に水収支を検討することにする。水収支計算の期間を1年にとり、分水界までを対象とした水収支式は次のように表わされる。

$$P = D + G + E$$

ここに、Pは年間降雨量、Dは河川の流量で、Eは蒸発散量、Gは地下水量である。

この地域の平均年間降雨量は 1700mm であり、Eは関東地方の平均値 700mm とする。また、河川の流量Dと地下水量Gをつぎのように算定した。先ず $G = 0$ とするようなDは 1000mm で河川の年流出率

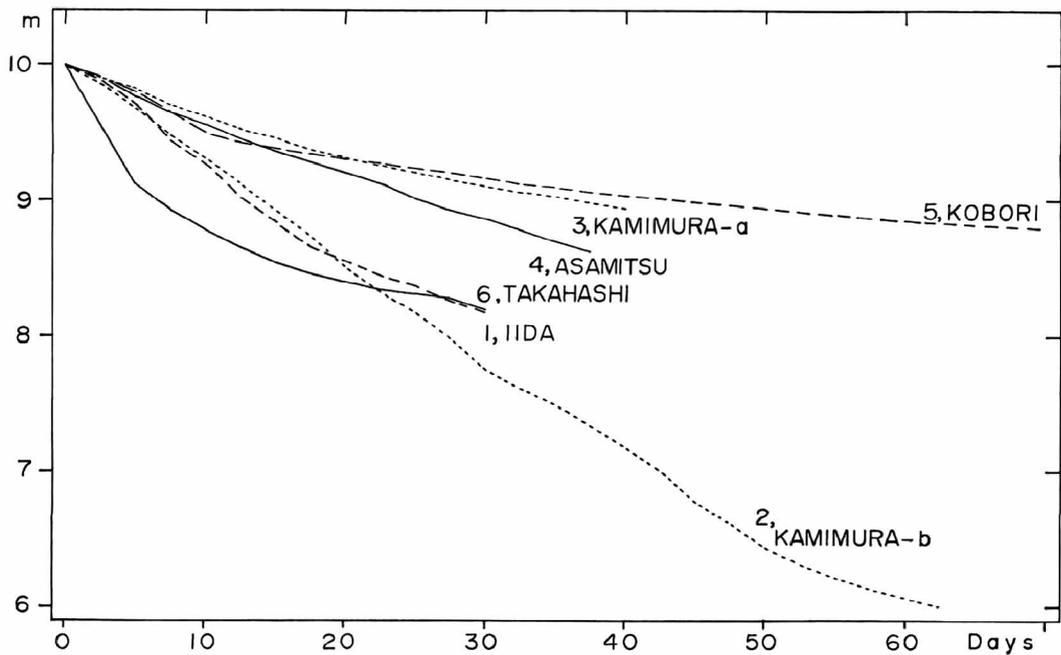


図3 連続観測井の水位低下曲線
(無降雨がつづいた場合)
観測井の地点は図1に示す

59%の場合に相当する。一方、盆地内河川の平常流量は約 $130000\text{m}^3/\text{day}$ で、これは年流出率47%に相当する。河川の流量は多降雨時には平常流量より増加するはずであり、しかも扇状地は雨水が浸透しやすく、地下水に転化する量が多いので、年流出率を以上の中間にとり53%と仮定すると、河川の流量Dは年間降水量の内 900mm となるので、地下水量Gの分を 100mm と見積ることができる。この量は $16000\text{m}^3/\text{day}$ の水量に相当する。

河川流量には盆地内で地下水の湧き出しにより付加された水量と井戸から揚水により付加された地下水量を含んでおり、 $16000\text{m}^3/\text{day}$ は盆地外に流去する地下水の推定量である。

従来の資料から上大槻を通過する地下水量を推定しよう。このあたりの基盤は深く、 100m のボーリング資料にも表われていないが、幅 400m 、深さ 100m の礫層を考え、平均透水係数 $1 \times 10^{-2}\text{cm}/\text{sec.}$ 、地下水面の傾斜を $\frac{1}{50}$ としてよいので、その水量は $10000\text{m}^3/\text{day}$ 強と計算される。盆地地下水盆からの流去は上大槻以外でも起り得るが、その量は $20000\text{m}^3/\text{day}$ あるいは $30000\text{m}^3/\text{day}$ を越えるとは思われない。

図4に昭和46年8月と12月に行なった河川の流量観測地点と日流量を示した。2回とも無降雨のつ

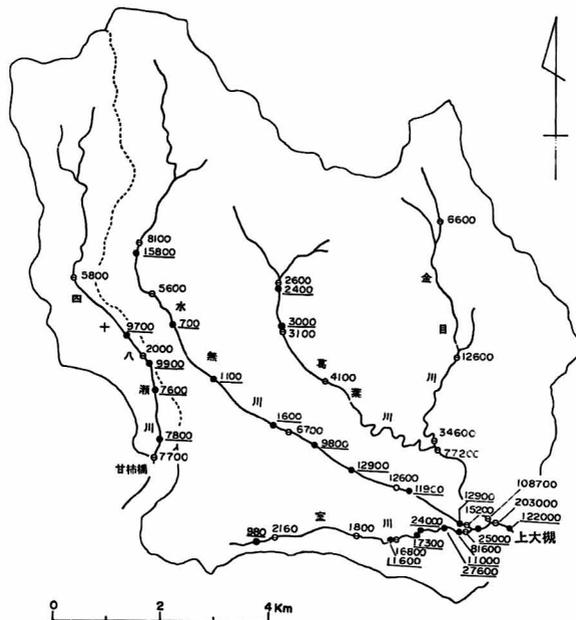


図4 河川の流量分布図

(単位: m^3/day)

黒丸が8月、白丸が12月の観測点を示す

づいた時期を選んで測定したので、これらの数値は河川の平常流量と考えることができる。ただし、8月の調査で葛葉川と金目川は調査途中から集中豪雨に見舞われたので、測定値は一部を除いて割愛した。また、12月の調査では当時室川下流に県内広域水道企業団の導水トンネル工事のための揚水が行なわれていたので、一時的に約 $65000\text{m}^3/\text{day}$ の水量が増加していた。これらの事実を考慮して、従来資料をあわせて各河川の平常流量は次のように配分することができる。

金目川と葛葉川の合流点で金目川 $30000\sim 35000\text{m}^3/\text{day}$ 、葛葉川 $30000\sim 35000\text{m}^3/\text{day}$ 。これらの流れが合流し、流量は増加し、上大槻付近では $100000\sim 110000\text{m}^3/\text{day}$ となる。水無川と室川は合流点で水無川 $10000\sim 15000\text{m}^3/\text{day}$ 、室川 $10000\sim 15000\text{m}^3/\text{day}$ で、両者は合流して上大槻付近では $20000\sim 30000\text{m}^3/\text{day}$ となる。したがって、4河川の合流した流量は上大槻では、 $120000\sim 130000\text{m}^3/\text{day}$ となる。

金目川、葛葉川が流域面積の割りに水量の多いのは、他水系からの涵養および排水の流入に加えて、この河川は水が地中に浸透しにくい条件のため、伏没浸透が少いのであろう。これに対し、水無川、四十八瀬川は礫層の発達した地域を流れるので、流域での浸透量が多く、流量が少ないのであろう。

四十八瀬川は流域面積が 10km^2 で他の4河川の $\frac{1}{6}$ である。したがって、水文学的条件に差が無いから、盆地出口の甘柿橋付近では上大槻を流れる流量の $\frac{1}{6}$ 、すなわち、 $20000\text{m}^3/\text{day}$ 前後の流量があるはずであるが、四十八瀬川下流の流量は $8000\text{m}^3/\text{day}$ に減少している。上流の流量は水無川上流と同様な流量であることから、河川水の大半が流下する途中で河床より伏没浸透し、盆地の扇状地堆積物中の地下水を涵養しているのであろう。

地下水の流動について

地下水の流れを知るために井中に現われる静水位（地下水の速度ポテンシャルと考えることができる）を利用することがある。この方法には数学的なモデルのもとに計算が行なわれ、描かれる流線から地下水の流れを推定する方法と、野外の水位資料から等水位線が描かれ、流線を描いて地下水の流れを推定する方法とがある。秦野盆地では秦野市水源井をはじめ沢山の井戸が掘られ、水位資料が豊富であるので、後者の方法が便利である。

この方法では井戸に現われる実際の静水位が、井底の位置の地下水の海水面からの水位（流れのポテンシャル）を示し、地下水は高水位から低水位へ、等水位線に垂直の方向に流下するという前提に立っている。したがって、地下水の流れを示す断面図（図5a, b）の作図は次のように行なう。先づ断面線に沿った井戸に相当する位置を断面図の横軸上に位置づける。次に、縦軸の標高値にしたがい、各井戸の井底の標高位置にその井戸の静水位標高値を記入する。こうして断面図中に記入された数値に基づいて等水位線が描かれる。等水位線を描く際には地形や地質を考慮する。地下水は等水位線に垂直な方向に流動するが、図では断面の縦と横の縮尺が異なるので、流線は必ずしも垂直な方向に描かれるとは限らない。

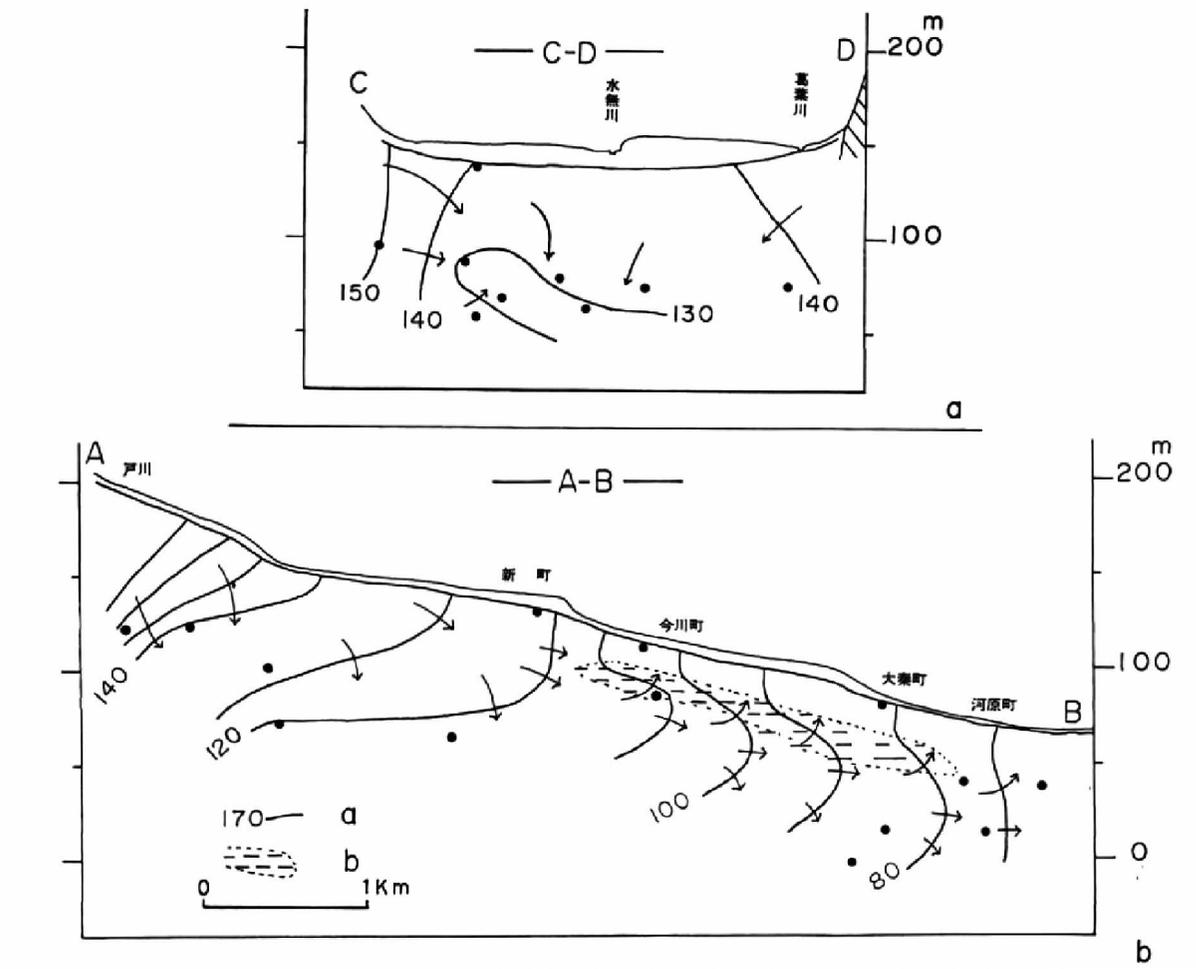


図5 地下水の等水位線

(断面線の位置は図1に示す)

凡例のaは等水位線, bは加压層を示す

図 5 a, bのそれぞれの断面線は秦野盆地を北西から南東方向に、そして、その断面線に垂直な方向に切ったものである (図 1)。断面図に明らかなように地下水流には盆地の周縁から中心方向に集まる流れと、南東の盆地出口に向う流れがあって、扇頂部から扇中部にかけては等水位線が斜めに描かれ、深層への地下水の流れが専らで地下水涵養地帯と呼ぶことができる。扇端部では地表から30~60 mの中間層の水位が高く、約30mの井戸を掘ると地下水は自噴し、自噴地帯は扇端部の水無川および金目川と室川に挟まれた地域に限られている。平沢や今泉では家庭用の自噴井が数多く掘られている。扇状地をはずれ金目川の河床へ移ると、等水位線は垂直に描かれるようになり、地下水は浅層から深層にわたってほぼ一様に、平行な流れをもつようになることがわかる。扇端部では下流方向に凸の等水位線が描かれ、自噴井がみられるが、浅層地下水と深層地下水とを境する透水性の悪い加圧層が新町から大秦町にかけての地下に存在するらしい。

扇頂部、扇中部より深層に浸透した地下水は、扇端部で浅層地下水を涵養するとともに、大部分は金目川河床の河床堆積物中へと流下する。したがって、一部は河床に湧出し、金目川の流量を増加させている。

まだ、基盤に達するような地質資料が少なく、深い部分の状態がはっきりしないが、扇頂部から扇中部の下を通り、扇端部から金目川河床にかけて浅層へ出てくるような地下水の流れる経路が存在すると思われる。

浅層地下水の漏水 (リーケイジ)

秦野盆地はその表層を新期ローム層に覆われているが、その下には100m以上も厚く扇状地堆積物があって、これらの地層は盆地北部や東部、西部、そして、南西部に露出する緻密な丹沢層群によって支えられている。秦野盆地の水文地質学的な調査は大木他4名(1971)、長瀬他4名(1972)に詳しく報告されている。

秦野盆地の地下水開発の中心は深層地下水であるが、扇状地堆積物中の地下水はこれを覆う新期ローム層を通過して、涵養されている。すなわち、新期ローム層を漏水性の難透水層で支えられた帯水層と考え、深層地下水は浅層地下水からの漏水(リーケイジ)によって涵養されているというモデルを仮定する。

そこで、漏水を考えない場合の多孔質媒体(地層)が地下水で飽和されているときの不圧地下水の流れは、連続の方程式とダルシーの法則から

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kh \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Kh \frac{\partial H}{\partial y} \right) = S \frac{\partial H}{\partial t} \times \frac{Q}{\delta x \delta y} \dots \dots \dots (1)$$

という非線型偏微分方程式で示される (BITTINGER, M.W. et al., 1967)。ここでKは透水係数、Hは水位、hは帯水層の厚さ、Sは貯留係数、Qは揚水量、tは経過日数である。

この非線型偏微分方程式から解を得るために差分化を行ない、対象地域を図 6 a, bのようなグリッ

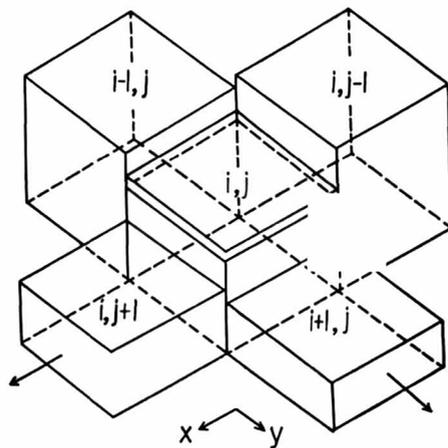


図6a グリッド説明図
(BITTINGER et al. (1967) による)

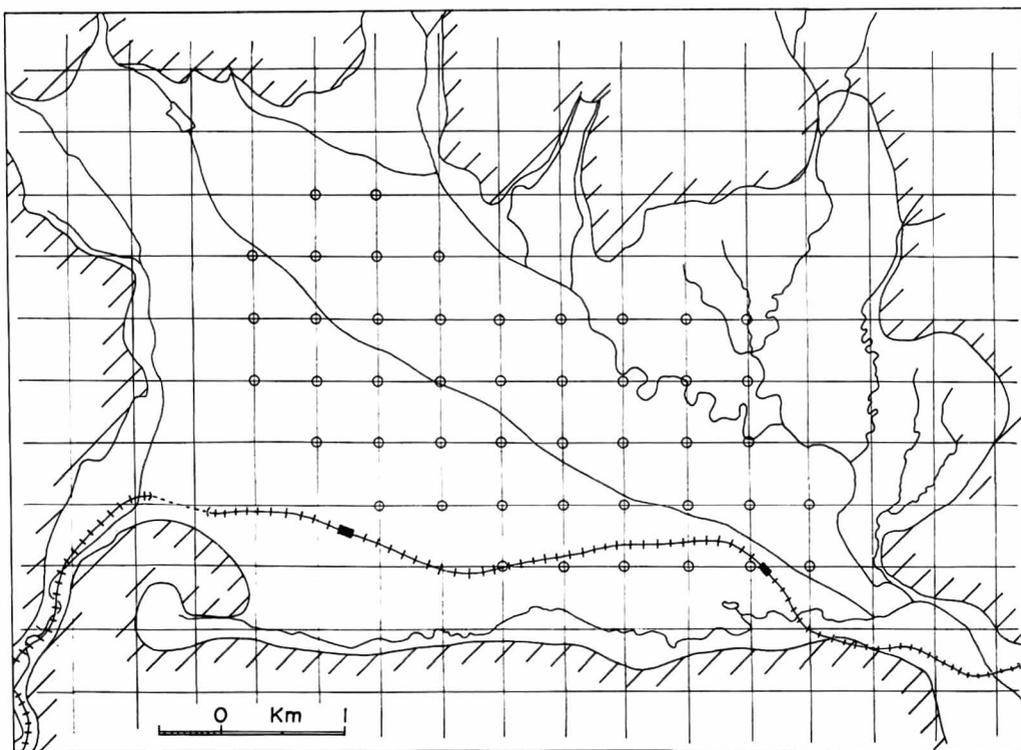


図6b グリッド説明図
(間隔は500m)

調査期間中の8月末から9月にかけて2回の台風の接近により、かなりの大雨が降り、浅層地下水を涵養したために水位は著しく上昇した。その後11月から12月にかけて約40日間の無降雨がつづいた。この間の地下水位について9月の年間最高水位を初期値とし、12月中旬に測定した水位(図7)は図3の水位低下曲線によると、ほぼ50日後の水位と考えてさしつかえないから、5ヶ所の自記水位記録が5地区の地下水位変動を代表するものとして、各水位低下曲線から各ノードのt日後の水位を求め、実測値に近似させる。こうして得られた各ノードの実測水位と計算より求めた予期水位とを比較してみる。

漏水性の帯水層モデルと計算資料が正確であるという仮定のもとでは、算出された各ノードの予期水位との差異がある場合、それは漏水によるものとする。すなわち、漏水を考えない場合の予期水位が実測水位より高い場合には帯水層(新期ローム層)中の地下水の損失があることを示している。この損失を浅層地下水から漏水により深層地下水(扇状地堆積物中の地下水)を涵養した量と考えることができる。

計算に必要な貯留係数は、不圧地下水の場合には有効空隙率(産水率)に置き換えることができる

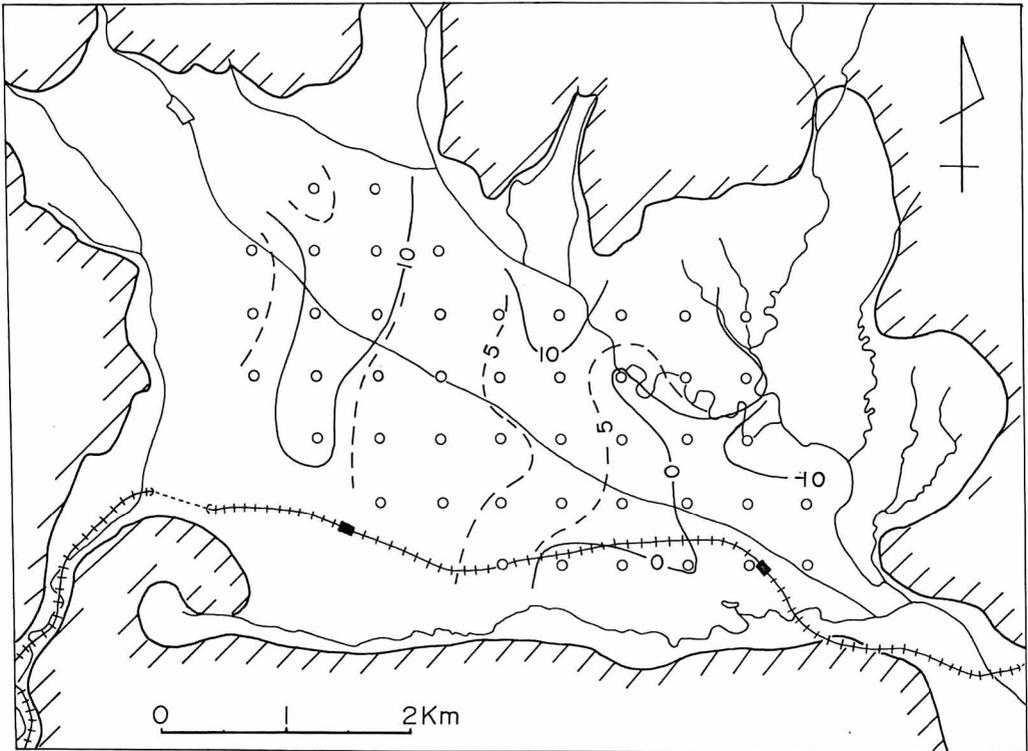


図8 浅層地下水の漏水量分布図

(単位: $\text{万 m}^3/\text{day}$)

$\text{万 m}^3 / 0.25 \text{ km}^2 \cdot 30 \text{ 日}$

ので、観測井の水位変化により得られた値を使用することができる。揚水量は少ないうえに、その量を把握することが困難であるので、計算では $Q=0$ とした。秦野市堀西の浅井戸で揚水試験を行なったところ透水係数は 10^{-3}cm/sec のオーダーであり、扇頂部では新期ローム層の透水係数を $1 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$ とし、扇中央部では透水係数はやや良くなり、 $7.5 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$ として計算した。扇端部では透水係数を $2.5 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ とした。これは揚水試験の結果を参考にして決定した。秦野盆地の新期ローム層は礫を挟み、扇状地の下ほど礫を多く挟み透水性は良くなる。このように水文地質学的な見地から盆地を3地区に分け（北東地区は扇中央地区に含める）、それぞれの地区ごとに平均透水係数を仮定し、各ノードの時間にもなう水位変化量を計算し、実測値と比較し、新期ローム層中の地下水から扇状地堆積物中の深層地下水を涵養した量（漏水量）を推定した。

計算によると予期水位は直線的变化を示し、実測水位は指数関数的変化をするものが多い。扇頂部、扇中央部では予期水位は実測水位より高く、漏水があることを示している。予期水位と実測水位との差は、初め大きく日が経つにつれて差の増加率は減少する。とくに扇頂部では予期水位と実測水位との差が大きく、漏水量も大きい。漏水量は日が経つにつれて次第に減少する傾向にあるが、ノード当りの1ヶ月間の平均をとると、扇頂部で $3000 \text{m}^3/\text{day}$ 、扇中央部で $2000 \text{m}^3/\text{day}$ となる。これは盆地全体で1日当たり10数万 m^3 の漏水量となる。一方扇端部では予期水位より実測水位の方が高く、漏水による深層地下水の涵養は無く、逆に深層地下水から浅層地下水の涵養があることを示している。その量は日が経つにつれて増加する傾向にあって、1日約1万 m^3 である。図8は初めの30日間の漏水量の分布を示したものである。

秦野盆地では浅層地下水から漏水により深層地下水化した水量は盆地全体で1日10数万 m^3 と考えられる。この量は1年間の水位の最高値を初期値とし、30日間の無降雨が続いた場合の水位変化より推定される平均地下水量である。したがって、季節による降水量のばらつきから生じる地下水水位の変化に明らかなように、地下水量、漏水量も変化する。漏水量は雨の多い季節で水位が高いときに多く、雨が少なくなり地下水水位が低下するとその量は減少する。

ま と め

秦野盆地内に設置された自記水位計の記録と測水資料、深井戸資料、河川流量資料、地質資料をもとに以上のように検討した結果、つぎのようなことが明らかになった。

1) 地下水水位の自記記録から盆地内の浅層地下水について、無降雨がつづいた場合の水位低下の様子を推定することができた。水位低下は扇頂部ほど著しく、扇端部では日時が経過するにつれて低下率は著しく減少する。盆地北東部では水文地質学的に特色ある地域で、水位低下率は小さく、水位変動量も少ない。なお、扇中央部は比較的深い井戸が多く掘られ、地下水水面も深い位置にある。水位変動量も多い。

2) 河川流量観測から河床における伏没涵養量は $18000 \text{m}^3/\text{day}$ と推定された。河床からの浸透量は

とくに水無川、四十八瀬川に多い。これは厚い河床礫層がこれらの河川に沿って形成されていることによっている。

3) 地下水の等水位線から秦野盆地内の地下水の流れる経路(地下水系)が明らかになった。地下水は盆地周縁部から次第に中央部へと流れてゆく。また地下水は扇頂部や扇央部(盆地上部)から深層へ(新期ローム層から扇状地堆積物中へ)、盆地上部から下流方向へと流れてゆく。このように盆地上部(扇頂部、扇央部)は地下水の涵養地帯となっている。盆地下部(扇端部)では地表から30~70m付近の帯水層の水位が他の帯水層の水位より相対的に高く、浅層へ向う地下水の流れがあって、盆地下部(扇端部)は地下水の流出地帯といえる。なお、等水位線図に明らかなように、盆地上部より浸透した地下水の大部分は、扇状地堆積物中を流下し、金目川河床堆積物中へ流去する。

4) 秦野盆地内の浅層地下水帯水層(新期ローム層)からの漏水量が推定された。漏水による深層地下水の涵養は扇頂部と扇央部で行なわれ、その量はおおよそ10数万 m^3/day と推定された。また、扇端部では浅層地下水は深層地下水の涵養をうけており、その量は平均10000 m^3/day と推定された。扇頂部から扇央部にかけて、地中に浸透した地下水は扇端部の浅層地下水を涵養するが、その大部分は秦野盆地の南東出口に集中し、金目川の河床堆積物中へと流下する。そして、河床堆積物から地表に湧出した地下水は金目川の流量を増加させている。このような地下水の涵養機構は地下水の等水位線から推定された結果と良く一致する。なお、計算の行なわれなかった扇頂部の一部をはじめ、盆地周縁部の資料を加えれば、推定漏水量は多少増加するものと思われる。

以上に述べたように、秦野盆地の地下水の流れ、浅層地下水の収支、および深層地下水の涵養量を推定することができた。しかし、河川の流量変化にもみられるように、単なる漏水モデルではなく、他の要素、とくに地質学的、水理学的な要素を加味し、より実際の状態に側したモデルを考え、さらに盆地内の地下水について検討する必要がある。

秦野盆地では深層地下水が秦野市水道をはじめ、貴重な水資源となっていることを考えると、将来の水利用について綿密な計画が行なわれ、これに並行して、地下水をはじめとする水資源に関する調査研究がつけられることが望ましい。

謝 辞

この報告書の作成にあたって、県内広域水道企業団からは貴重な水位観測記録を提供していただいた。専売公社タバコ試験場からは降水量の資料を提供していただいた。秦野市水道局熊沢武雄局長、高橋宏光工務課長ほか水道局の方々、秦野市民のお世話になった。また、温泉研究所平賀士郎温泉地質科長は電子計算機について指導して下さった。守矢正則氏は流量調査、水位観測に協力して下さった。久保田博管理課長をはじめ管理課員の方々は調査を円滑に進めるために協力して下さった。佐藤文子嬢は複雑な資料の整理や図の作成を行なって下さった。ここに記して上記の方々に厚くお礼申し上げます。

なお、この調査の費用は神奈川県衛生部温泉等調査費によった。ここに記して関係者の皆様に深く感謝する。

参考文献

- BIBBY, R. and D. K. SUNADA (1971), *Mathematical Model of Leaky Aquifer*, *Journal of the Irrigation and Drainage Division ASCE*, Vol. 97, No. IR3, 387—395.
- BITTINGER, M.W., H.R. DUKE and R. A. LONGENBAUGH (1967), *Mathematical Simulation for Better Aquifer Management*, Publication No. 72, I.A.S.H. Symposium of Haifa, Israel, 509—519.
- DE WEIST, J.M.R. (1965), *Geohydrology*, John Wiley and Sons, New York.
- 東浦将夫 (1972), 降雨の地下水水位に及ぼす影響—鹿島南部砂丘地について— *地理評* Vol. 45, No. 2, 135—142.
- 平賀士郎, 広田茂, 河西正男 (1971), 秦野盆地の重力調査, *神奈川温研報告* Vol. 2, No. 2, 83—87.
- 平賀士郎, 小鷹滋郎, 広田茂, 大山正雄, 伊東博 (1972), 秦野盆地における弾性波探査, *神奈川温研報告* Vol. 3, No. 2, 65—72.
- 平田重夫 (1971), 本郷台白山における不圧地下水の涵養機構, *地理評* Vol. 44, No. 1, 14—46.
- 神奈川県 (1962), 秦野地区地下水調査報告書.
- 金子良, 上村春美 (1967), 砂質地における蒸発と地下水流動の水文学的考察, *農業土木試験場報告* No. 5, 1—29.
- 金子良 (1969), 水収支法による地下水流動の研究, *農業土木試験場報告* No. 7, 1—20.
- KANEKO, Shiro (1971), *Neotectonics of Ōiso Hills and Contiguous Districts in South Kanto, Japan*, *Journal of Geological Society of Japan*, Vol. 77, No. 6, 345—358.
- 榎根勇, 竹内皓 (1971), 本邦における河川の流出率について, *地理評* Vol. 44, No. 5, 347—355.
- 森口繁一 (1968), *JIS FÖRTRAN 入門* (上), 東京大学出版会.
- 長瀬和雄, 大木靖衛, 荻野喜作, 横山尚秀, 小沢清 (1972), 秦野盆地の地質, *神奈川温研報告* Vol. 3, No. 2, 57—64.
- 荻野喜作, 大木靖衛, 小鷹滋郎, 小沢清, 広田茂 (1971), 秦野盆地の地層係数と透水係数, *神奈川温研報告* Vol. 2, No. 2, 71—82.
- 大木靖衛, 小鷹滋郎, 小沢清, 横山尚秀, 長瀬和雄 (1971), 秦野盆地の水文地質, *神奈川温研報告* Vol. 2, No. 2, 31—55.
- MEYBOOM, P. (1967), *Estimates of Groundwater Recharge on the Praries, Water Resources of Canada*, ed. by C. Dolman, University of Toronto Press, 128—153.
- 高橋宏光, 大木靖衛, 小鷹滋郎, 小沢清, 横山尚秀 (1970), 秦野市水源井の地質柱状図と揚水資料, *神奈川温研報告* Vol. 1, No. 12, 53—62.
- TODD, D.K. (1959), *Groundwater Hydrology*, John Wiley and Sons, New York.
- TOTH, J. (1963), *A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basin*, *Journal of*

Geophysical Research, Vol. 68, No. 16, 4795—4812.

VAN VOAST, W.A. and R.P. NOVITZKI (1968), Groundwater Flow Related to Stream Flow and Water Quality, Water Resources Research, Vol. 4, No. 4, 769—775.

山崎不二夫, 八幡敏雄, 須藤清次 (1963), 関東ロームの物理的性質—とくにその水分をめぐって— 農業土木研究 別冊第7号, 1—13.

山崎寿雄 (1962), 秦野盆地の水源について, 東北地理 Vol. 14, No. 3, 93—102.

山本莊毅 (1940), 秦野盆地の地下水, 地理学, Vol. 8, No. 12, 1870—1878.

山本莊毅 (1963), 扇状地の地下水, 地理, Vol. 8, No. 10, 1091—1096.

山本莊毅 (1966), 地下水探査法, 地球出版.

山本莊毅 (1971), 扇状地の水文学, 「扇状地」, 159—180.

山本莊毅, 榎根勇 (1971), 扇状地の水循環 —環境システム論序説— 古今書院.

横山尚秀, 平野富雄, 粟屋徹, 鈴木孝雄 (1971), 秦野盆地の地下水の水質について, 神奈川温研報告 Vol. 2, No. 2, 57—70.



秦野盆地

大磯丘陵より秦野盆地，丹沢山塊を望む



弘法水

秦野市大秦町（白井戸）