

足柄平野の地下水（その3）

横山尚秀, 荻野喜作, 大木靖衛

神奈川県温泉研究所*

Groundwater of Ashigara Plain (3)

by

Takahide YOKOYAMA, Kisaku OGINO and Yasue ŌKI

Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture

Hakone, Kanagawa

(Abstract)

Groundwater system of the upper Ashigara plain composed of thick gravel beds is classified as a free water system, being recharged continuously by the Sakawa river and seasonally by percolation of irrigated water through the paddy fields. The aquifer system of the middle plain is divided into a shallow aquifer and a deep one by the presence of silty layers. The deep groundwater confined by the silty layers is mostly supplied by subsurface flow from the upper plain.

The seasonal fluctuation of groundwater level is mainly controlled by percolation of irrigated water. Groundwater observation for the last 9 years showed that the groundwater level being decreased until 1970 in accord with increasing number of newly opened wells, stopped and recovered a little as a result of the regulation of limited pumping since 1974. The annual averages of groundwater levels are largely influenced by the amount of groundwater discharge.

A digital analysis by ADI method is applied to a simple aquifer model of the plain. The seasonal fluctuation of the groundwater level is simulated providing the effect of irrigation on the groundwater system. The amount of water percolated through the paddy fields can be estimated at 120,000 m³/day.

*神奈川県箱根町温本997 〒250-03

神奈川県温泉研究所報告 第8巻, 第3号, 115—124, 1977

はしがき

神奈川県西部に位置する足柄平野は箱根火山および関本丘陵と大磯丘陵および足柄山地との間に広がる幅 3.5km 、長さ 12km の扇状地性の沖積平野である。平野には標高 35m から上流側に傾斜 $1/75 \sim 1/150$ の扇状地地形が形成されている (図1, 写真1)

平野には豊富な地下水があって、重要な工場立地条件となっており、フィルムや機械、繊維、紙、薬品関係の工場が進出している。そして、地下水の開発が年々進み、さいきんでは工場をはじめ、公営水道などの地下水利用量は $30\text{万m}^3/\text{日}$ 余りと推定されている (荻野ほか, 1976)。ところが、地下水揚水量の増大に伴って、地下水位の低下や自噴圧の低下が生じ、地盤沈下などの公害が発生するかどうか懸念されるようになって、平野全体の地下水利用問題について関心が向けられている (荻野ほか, 1974)。

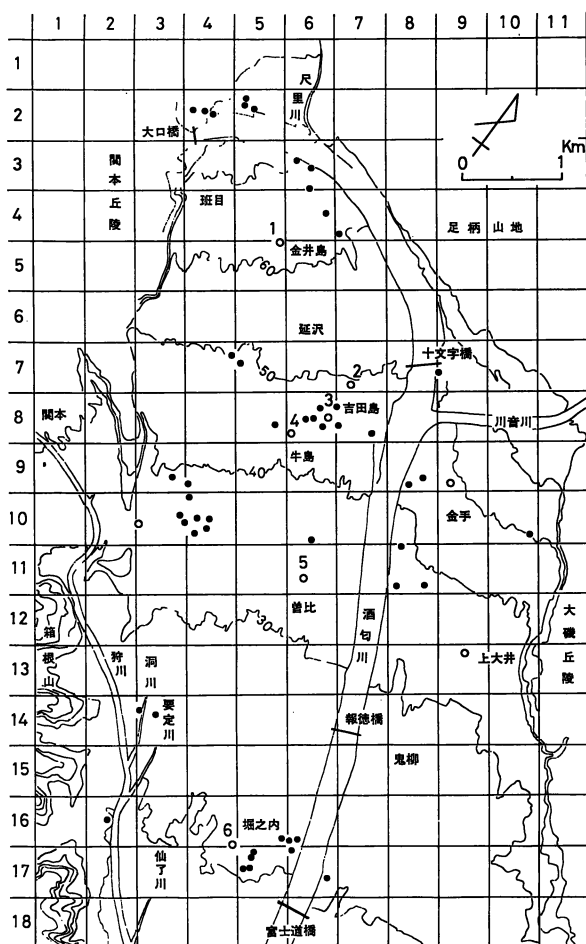


図1 調査地域 (格子間隔は 500m)

ここに足柄平野の地下水の現状と水位変化について記載し、地下水利用に伴う諸問題の解析に必要な水収支論的検討の試みとして、地下水の水収支のデジタルモデルによる解析を行なったので、結果を報告する。

解析はADI法による地下水位シミュレーション (Pinder and Bredehoeft, 1968) で行ない、調査地域を扇状地と扇状地につづく沖積低地にあたる標高 20m から上流側の平野を選んだ。地下水位シミュレーションは横山ほか (1975) の単純モデルを改良し、水田からの地下水涵養量とそれに伴う地下水変動について実施し、かんがい用水の関係について考察した。なお、計算処理は県電子計算課のFACOM230—48を使用して行なった。

調査地域の水文地質

足柄平野上流域の水文地質は、横山ほか (1975) によれば、その扇状地地形が示すように扇状地砂礫層で構成され、透水係数が $10^{-1}\text{cm}/\text{秒}$ のオーダーの良好な

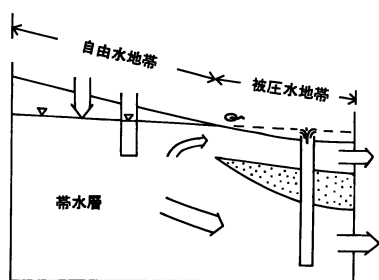


図2 調査地域の帯水層構造

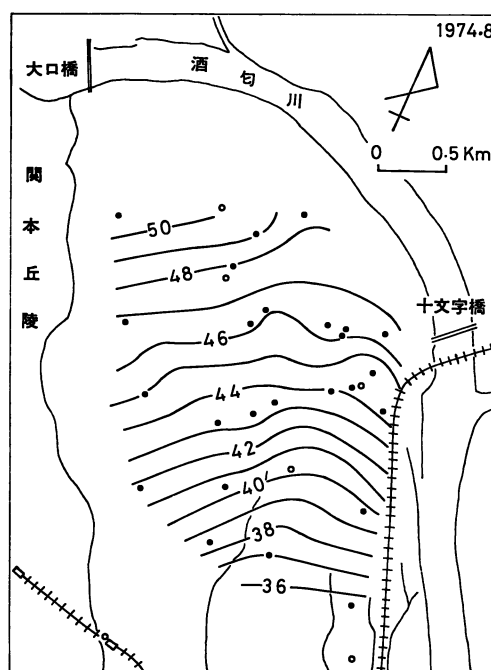


図3 地下水面図(標高, m)

帯水層が形成されている。砂礫層中にはシルト層などの顕著な不透水層が介在しないので、地下水は自由水の性質をもっている。

中流域は扇端部とそれにつづく沖積低地である。地下水面は浅く湧水帯が形成され、夏の高水位時には所々に湧水が観察される。砂礫層中に連続性が良く、腐植物を含む黑色シルト層をはじめ、砂層やシルト層がはさまれるので帯水層は複数に分かれる。そして、シルト層が加圧層の役割を演じ、地下水は被圧されるので、曾比から下流側は自噴地帯となっている。

砂礫層中のシルト層の層厚が増大するにつれて透水量係数は減少する。また、地表水と地下水の交流は無くなり、地下水は上流域から涵養されている。したがって、調査地域の帯水層の構造を単純化すれば図2のように考えることができる。なお、大磯丘陵際では砂層が厚く堆積し、透水係数が 10^{-3} cm/秒のオーダーであるから、多量の地下水を期待することができない。

地下水面の分布と地下水位の季節変動

足柄平野上流域の酒匂川右岸地帯で測水調査を実施し、地下水涵養域における地下水面の分布について検討した。夏の高水位時(1974年8月)の地下水面を図3に示す。

地下水面は南東～南方向に傾斜し、ほぼ地形面と同様の分布をしているが、詳しくみると次のような差がみられる。1. 酒匂川に沿って地下水面が高い地帯となっている。2. 吉田島から牛島にかけて、金井島から延沢にかけて地下水谷が形成されている。3. 地下水面の勾配は5/1,000～6/1,000

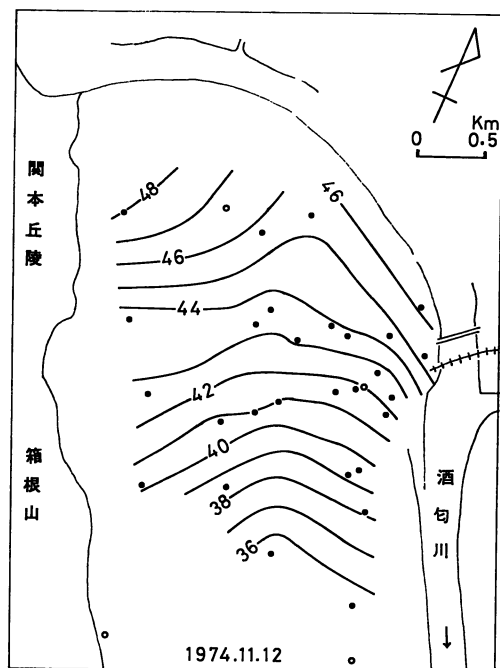


図4 地下水面図(標高, m)

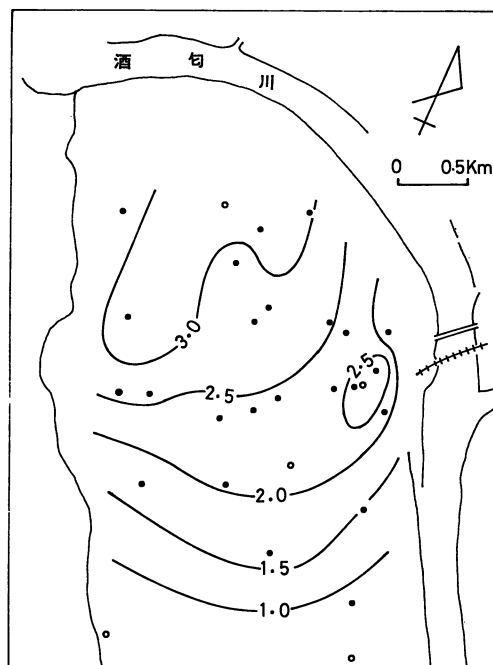


図5 地下水位変化量の分布(m)

で、上流側ほど傾斜がゆるくなっている。

一方、冬から春にかけて上流域の浅い井戸は枯れてしまい、渇水期の地下水面を把握することが出来ないで、井戸水の枯れる前の11月に測水調査を行なった。

1974年11月に実施した測水調査から図4に示す地下水面図を作成した。地下水面の分布は夏期(図3)に比べ大きな変化はないが、地下水面の傾斜が $4/1,000 \sim 5/1,000$ と全般にゆるくなり、金井島から延沢に伸びる地下水谷が強張され、牛島あたりまで連続して描かれる。

平野の上流域では水田に水を導き始める4月頃から水位が上昇し始める。とくに、5月中旬から6月上旬の代掻き期に $1 \sim 2 \text{ m/日}$ と上昇量が大きい。そして、9月に入り水田の落水後は $1 \sim 1.5 \text{ m/月}$ の割合で地下水位が低下し、3月頃にもっとも低くなる(荻野ほか, 1974)。したがって、足柄平野の水年は4月から翌年の3月にとることができる。

地下水位の季節変動を調べるため、1974年8月と11月の地下水位の差を求めると、地下水位変動量の分布は図5のようになる。水位変動量は金井島や斑目では 3 m 以上と大きく、延沢から牛島の方向に、 2.5 から 1.5 m と次第に小さくなる。また、中央部ほど変動量が大きい。このような変動量の分布は、中央部ほど水田でかんがい用水が浸透する影響を強く受けるためであり、下流の地下水面が浅い地帯で変動量が小さくなるのは、地下水面が上昇すると地下水が流路に流出するためである。

酒匂川沿いや関本丘陵沿いでは、中央部に比較して変動量が小さくなっている。とくに、十字橋付近から上流側に変動量の小さな地域が入り込んでいる。このような現象は酒匂川や関本丘陵から恒常

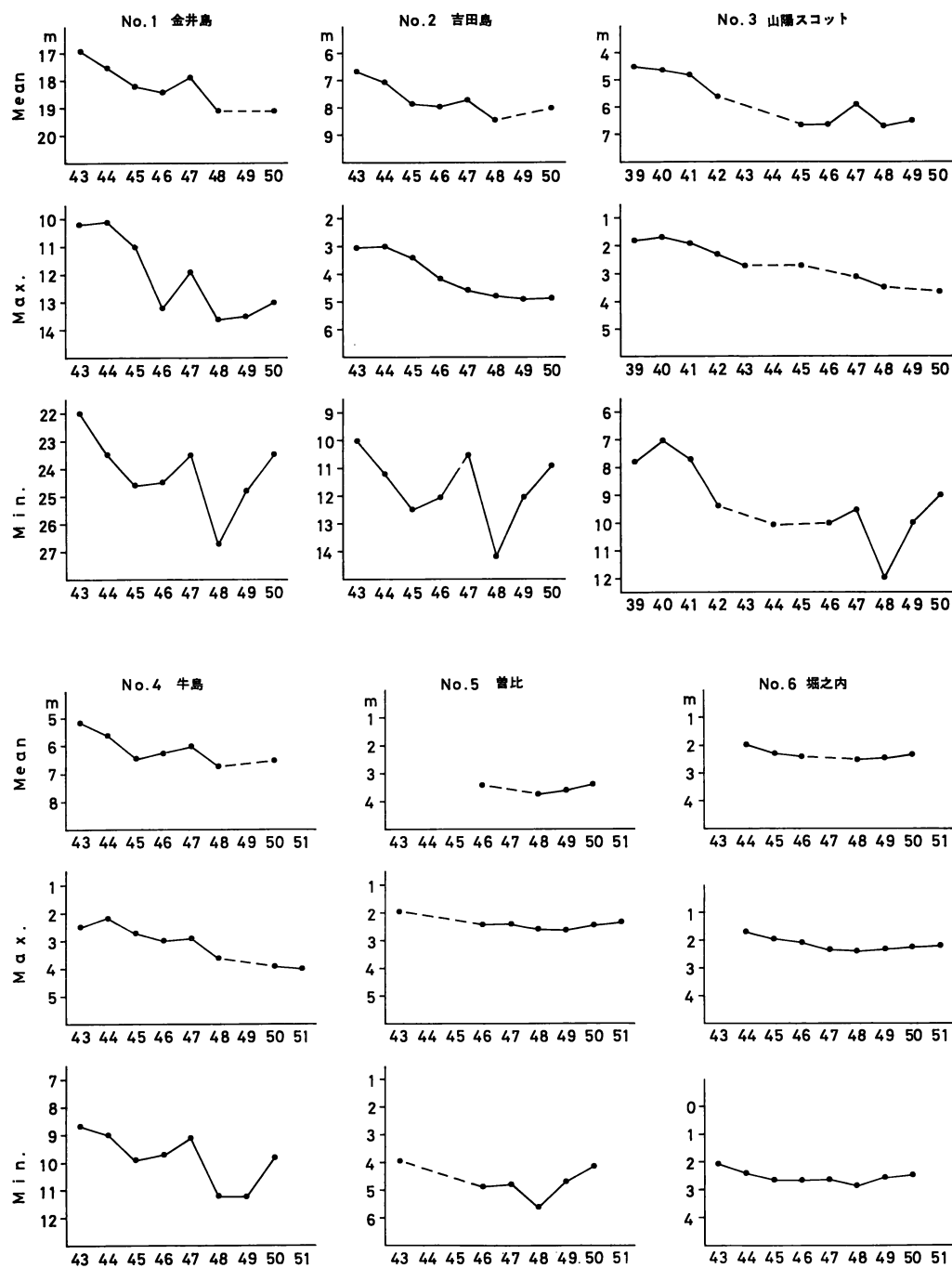


図 6 地下水位の経年変化 (観測地点は図1に示す)

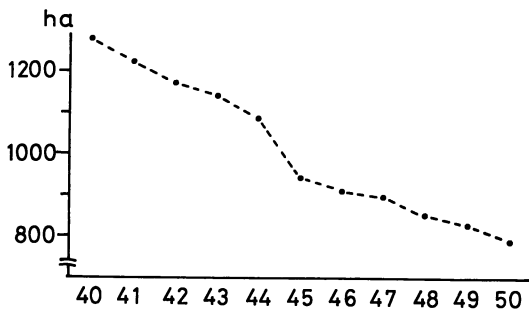


図 7 水田面積の経年変化
(神奈川農林水産統計年表より)

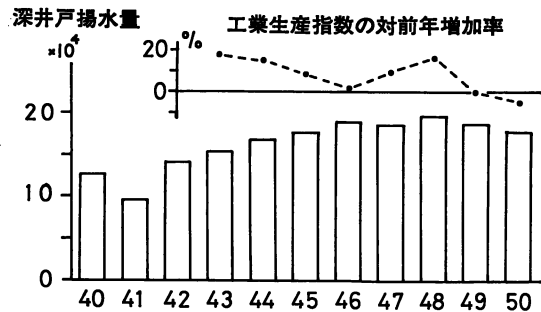


図 8 県西地区深井戸揚水量の経年変化
(神奈川県工業統計調査結果報告より)

的な地下水の涵養が行なわれていることを示している。

神奈川県(1965)の実施した流量観測結果によれば、尺里川から小田急鉄橋の間に3.5~20万 m^3 /日、小田急鉄橋から報徳橋の間で約9万 m^3 /日の伏流浸透がある。また、県立山北高校地学部(1976)によると、大口橋から尺里川合流点の間に9~13万 m^3 /日が浸透している。このように、平野上流域では酒匂川からの地下水涵養量が多く、約20万 m^3 /日と見積ることができる。地下水位の分布傾向と一致する。ところで、関本丘陵や箱根火山からの地下水の涵養量は大きいと考えられるが、未だ調査が不十分で推定することはできない。

なお、図5中に吉田島付近に2.5mの等値線で示されるように、変動量がやや大きい地域が分布するが、このあたりは工場が集まって、揚水量の大きな地域であるので、揚水の影響が現われているのであろう。また、水の枯れない井戸の水位観測から推定すると、年間の変動量は図5の値の約2倍と思われる。

地下水位の経年変化

足柄平野の地下水位観測が昭和43年来県企業庁によって行なわれ、平野全体の地下水位の変動が把握されている。図1に示す企業庁の5ヶ所と吉田島にあるS社の観測資料から、年間平均水位、最高水位、最低水位の経年変化を図6に示す。

S社の資料によると、昭和40年にはすでに地下水位が低下傾向にあり、昭和42年の低下が著しい。企業庁資料は昭和43年~45年の水位低下が大きく、昭和45年~48年に横ばい、昭和48年以降は上昇傾向にある。ただし、昭和47年は平均水位が数10cm上昇している。

このような地下水位の変動は地下水涵養量の減少や井戸揚水量の増減に起因すると考えられる。そして、地下水涵養量の減少を水田からの涵養量の減少と考えると、これらの要因と地下水位変動との関係を次のように考察することができる。

地下水の涵養域である開成町や南足柄市の水田面積の変化は、図7に示すように、昭和45年に150haと大きく減少するが、昭和45年を境に減少率が50ha/年から30ha/年と変わり、減少率はかなり一定し

ている（神奈川県農林水産統計年表による）。したがって、水田面積の減少は地下水涵養量の減少となっており、その量は一定していると思われる。地下水位の低下に及ぼす影響は図6から直接読みとることは難しい。

地下水利用量は工場の進出に伴う井戸の掘さくと、工場の操業状況、人口増加によって変動しているようだ。しかし、平野内の正確な地下水利用量は把握されていないので、神奈川県工業統計調査結果報告から県西地区の昭和40年以降の地下水使用量（深井戸）で代用すると図8のようになる。

地下水の揚水量は昭和46年まで増加しつづけ、昭和46年から48年は横ばい、昭和49年以後は減少傾向にある。また、井戸の掘さく数は工場の進出時と操業の活発な昭和44年頃と48年に多く、昭和49年からは減少している（図9）。工場の操業状況を工業生産指数の対前年増加率（神奈川県、図8）で推定すると、昭和46年に増加率が低く、昭和49年からは前年より下がり、操業は不活発で地下水揚水が控えられたであろう。

したがって、地下水位は揚水量が増加しつづける昭和46年まで低下をつづけ、その後揚水量の増加が鈍ると地下水位は横ばいとなり、昭和48年秋のオイルショック以来揚水量が減少すると地下水位が上昇したと考察できる。このように、地下水位変動は揚水の影響をかなり受けていることがわかる。

なお、昭和47年に地下水位が上昇しているのは、この年に酒匂川流域で2度にわたって発生した大雨（7、9月）の影響が現われているのであろう。

地下水位シミュレーション

足柄平野では上流域で自由地下水、中流域に自由地下水と被圧地下水が存在する（図2）。したがって、地下水の水収支要素を河川と水田からの涵養、箱根山からの地下水涵養と深井戸の揚水、地表への湧出を考え、降水の涵養は省略できる（横山ほか、1975）とみなすと、水収支計算は次のような手順で行なわれる。

調査地域を図1のように500m間隔の格子に区切り、各格子点に井戸を仮想すると、各格子点の地下水位は電子計算機を用いて容易に求めることができる。すなわち、初期水位（1974年12月）に透水係数（透水量係数）、貯留係数などのパラメーターと井戸揚水量が既知であれば、任意の境界条件のもとに地下水位変動をシミュレートすることができる。

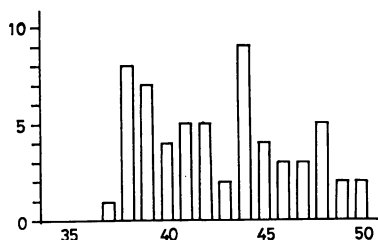


図9 深井戸掘さく数の経年変化

ところで、パラメータ類は調査地域全般にわたって十分に把握されていないので、限られた測定値をもとに付近の値を推定し、試行錯誤法によって値を修正して決定した。また、調査地域では境界において地下水の流入があると考えられるから、境界の水位を定常水位とし、流入する地下水量を境界の透水係数（透水量係数）値の大小で加減する。これらの条件は図11に示すとおりである。なお、計算の時間刻みは

FLUCTUATION OF GROUND WATER LEVEL H(M, 4, 10) SURF= 36, P= 80.0												
H	TIME	QIR(H)	SUIT	0	5	10	15	20	25	30	35	40
1	0.	0.	33.0 +1	*						X		
3	6.	0.	31.9 +1	*						X		
5	12.	0.	31.6 +1	*						X		
7	18.	0.	31.3 +1	*						X		
9	24.	0.	31.2 +1	*						X		
11	30.	0.	31.0 +1	*						X		
13	36.	0.	30.9 +1	*						X		
15	42.	0.	30.8 +1	*						X		
17	48.	0.	30.7 +1	*						X		
19	54.	0.	30.7 +1	*						X		
21	60.	0.	30.6 +1	*						X		
23	66.	0.	30.6 +1	*						X		
25	72.	0.	30.5 +1	*						X		
27	78.	0.	30.5 +1	*						X		
29	84.	0.	30.5 +1	*						X		
31	90.	0.	30.5 +1	*						X		
33	96.	0.	30.4 +1	*						X		
35	102.	0.	30.4 +1	*						X		
37	108.	0.	30.4 +1	*						X		
39	114.	0.	30.4 +1	*						X		
41	120.	1000.	30.6 +1	*						X		
43	126.	2000.	31.0 +1	*						X		
45	132.	2500.	31.6 +1	*						X		
47	138.	3000.	32.2 +1	*						X		
49	144.	3500.	32.8 +1	*						X		
51	150.	4000.	33.5 +1	*						X		
53	156.	5000.	33.8 +1	*						X		
55	162.	8000.	34.6 +1	*						X		
57	168.	8000.	35.1 +1	*						X		
59	174.	7000.	35.1 +1	*						X		
61	180.	7000.	35.0 +1	*						X		
63	186.	6000.	34.9 +1	*						X		
65	192.	6000.	34.8 +1	*						X		
67	198.	6000.	34.8 +1	*						X		
69	204.	7000.	34.9 +1	*						X		
71	210.	6000.	34.9 +1	*						X		
73	216.	6000.	34.8 +1	*						X		
75	222.	5000.	34.6 +1	*						X		
77	228.	5000.	34.5 +1	*						X		
79	234.	4000.	34.3 +1	*						X		

図10 アウトプット例
(Xが計算値, 0—0で2m)

6日で、かんがい期を4月から8月にとり、代掻期を5月中旬から6月中旬とした。

計算にあたり水田からの浸透量を考慮し、昭和48年の揚水資料について地下水位の変動が観測値と一致するように試行錯誤を行なった。計算結果は図10のようなグラフで示される。かんがい期に平均12万 m^3 /日の涵養があった場合の水位変化が、図12に示されるように比較的観測値に近いようだ。この涵養量は荻野ほか(1974)によって推定された水量(10万 m^3 /日)にほぼ一致する。

ただし、今回の試みでは自由地下水帯の格子点全体に一定な地下水涵養量を与えているため、かんがい期間中の地下水位変化に計算値と観測値の差が目立つ地域があったので、今後改良しなければならない。そして、水田面積の減少と揚水量の増減を併せて考慮し、地下水位の経年変化について検討を加える予定である。

あとがき

足柄平野の水収支解析にあたり、地下水位観測記録について季節的変動と経年変化を検討したところ、井戸揚水量の増減が水位の経年変化と対応していることがわかった。

一方、地下水位変動のシミュレーションにあたり、平野の帯水層の構造は上流域で1層、中流域が2層で構成される単純な帯水層モデルを適応し、水田からの浸透量を12万 m^3 /日とすると、地下水位の季節変動がシミュレートできることがわかったので、過去および将来の水位の経年変化について検討が可能となった。

また、境界条件として箱根火山からの地下水流入や酒匂川の伏流浸透量について更に検討しなけれ

1	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
2	10	10	10	1	2	3	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
3	10	10	10	4	5	5	3	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
4	10	10	10	4	5	5	5	3	10	10	10	10	10	10	10	10	10
5	10	10	10	4	5	5	5	6	10	10	10	10	10	10	10	10	10
6	10	10	1	5	5	5	5	5	3	10	10	10	10	10	10	10	10
7	10	10	4	5	5	5	5	5	5	3	10	10	10	10	10	10	10
8	10	10	4	5	5	5	5	5	5	6	10	10	10	10	10	10	10
9	10	10	4	5	5	5	5	5	5	6	10	10	10	10	10	10	10
10	10	10	4	5	5	5	5	5	5	6	10	10	10	10	10	10	10
11	10	10	4	5	5	15	5	5	5	6	10	10	10	10	10	10	10
12	10	10	4	5	15	15	15	5	5	6	10	10	10	10	10	10	10
13	10	11	15	15	15	15	15	15	5	6	10	10	10	10	10	10	10
14	10	14	15	15	15	15	15	15	15	16	10	10	10	10	10	10	10
15	10	14	15	15	15	15	15	15	15	16	10	10	10	10	10	10	10
16	10	14	15	15	15	15	15	15	15	16	10	10	10	10	10	10	10
17	10	17	18	18	18	18	18	18	18	19	10	10	10	10	10	10	10
18	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10

図11 境界条件 NB (I, J)

10は計算の対象とならない格子点, 5, 15以外の数字で示される境界格子点の内1桁は自由水, 2桁は被圧水を示す

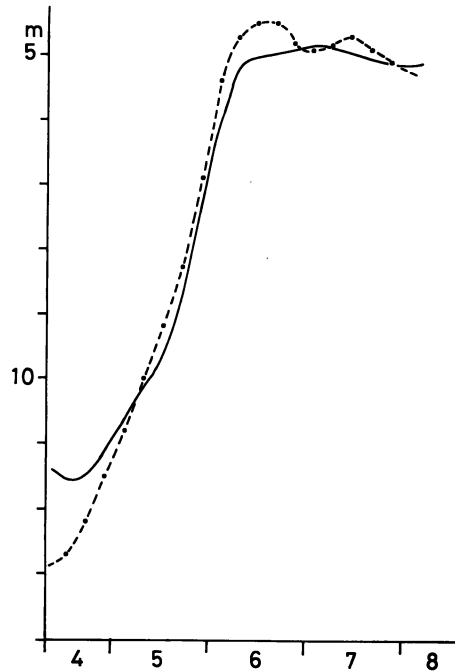


図12 計算値と観測値の比較

(実線は観測値, 破線は計算値)

ばならない。現在酒匂川上流ではダムが建設中であるが、昭和53年頃から酒匂川流量がダム調節を受けるので、平野の水文環境の変る前の地下水についてよく把握する必要がある。

謝辞

調査にあたり企業庁酒匂川総合開発事務所および山陽スコット株式会社から観測資料を提供していただいた。揚水資料の収集にあたり工場・事業主の方々にはお世話になった。また、県公害対策事務局には揚水資料を揚供していただいた。県電子計算課にはコンピュータのオープン利用の便宜を計っていただいた。温泉研究所職員の方々は調査の円滑な推進に御協力をいただいた。以上の関係者の方々に厚く御礼申し上げます。

なお、この調査は県衛生部温泉等研究調査費によった。関係者の皆様に感謝したい。

参考文献

神奈川企業庁 (1965), 酒匂川流域地下水調査報告書。

荻野喜作, 横山尚秀, 加藤 浩, 川合康男 (1974), 足柄平野の地下水 (その1) —開成町付近の地下水—,

神奈川温研報告, Vol. 5, No. 3, 155—166.

荻野喜作, 横山尚秀, 大木靖衛 (1975), 足柄平野の地下水, 酒匂川, No. 11, 77—90.

岡 太郎, 角屋 睦 (1970), 扇状地地下水の平面的挙動—田川流域の地下水に関する研究(3)—, 京大防災研究所報第13号B, 161—169.

PINDER, G. F. and J. D. BREDEHOEFT (1968), Application of the Digital Computer for Aquifer Evaluation, Water Resources Research, Vol. 4, No. 5, 1069—1093.

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. 3, 133—140.

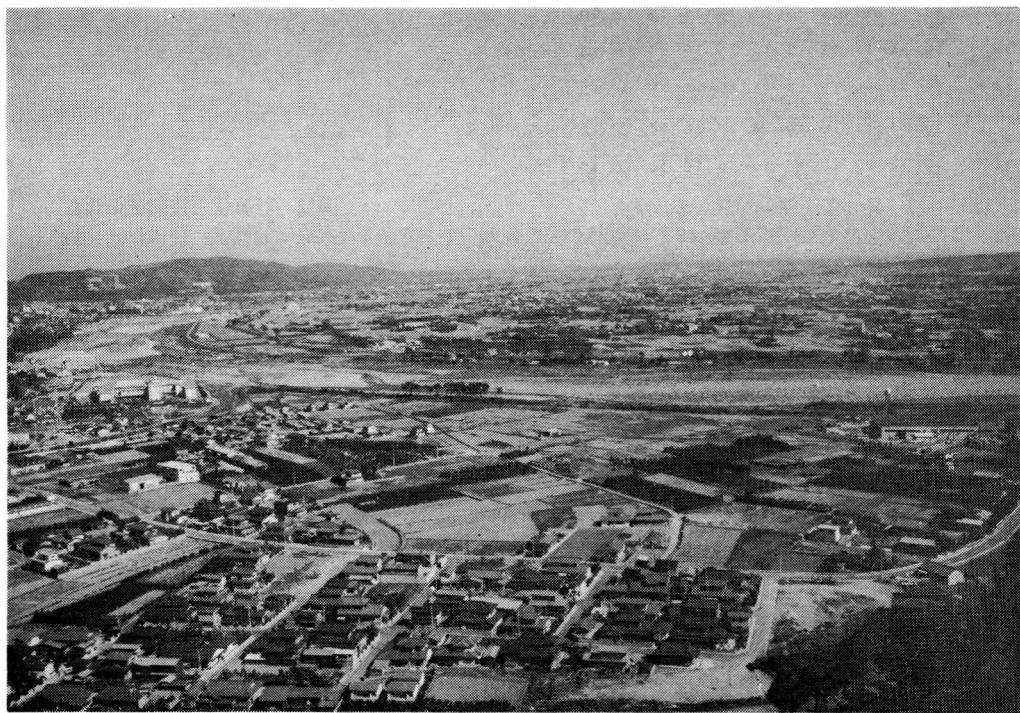


写真 1 足 柄 平 野 (山北町丸山中腹から下流域を望む)