

足柄平野中流部における観測井の掘さく
 ——足柄平野の地下水(その4) ——

小沢 清, 荻野喜作, 横山尚秀, 粟屋 徹

神奈川県温泉地学研究所*

A New Drilled-Well for Water-Level Observation in the Middle Part
 of Ashigara Plain (Groundwater of Ashigara Plain, Part 4)

by

Kiyoshi OZAWA, Kisaku OGINO, Takahide YOKOYAMA, and Tōru AWAYA

Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture
 Hakone, Kanagawa

(Abstract)

A 70m deep well for water-level observation was newly opened in Odawara City, the middle part of the Ashigara Plain. The geology at depths from 0m to 30.5m is thin layer alternation of volcanic ashes, silts, sands and gravels. From 30.5m to 45m is a thick impermeable layer of silts intercalating with scorias, black humic volcanic ashes and red volcanic ashes. From 45m to 70m is a good aquifer composed of gravels and sands. The groundwater of this aquifer is confined by the impermeable layer above it. In this well, the screen was put at depths from 46m to 68m of the same depth with the major aquifer. The groundwater level is about 2.8m above the ground surface. The annual fluctuation of the water level has been almost the same for these 3 years since observation began. The permeability of the aquifer from 45m to 70m is estimated at 2×10^{-2} cm/sec by aquifer test.

It was proved by C-14 age determination that the black humic in volcanic ashes at depth of 33.5m was $10,230 \pm 190$ YBP. It can be correlated with the Fuji black soil of 10,000 to 5,000 YBP. The red volcanic ashes can be correlated with the Tachikawa Loam, which will suggest the existence of the Late Pleistocene terrace buried beneath the Ashigara Plain.

*神奈川県箱根町湯本997 〒250-03

神奈川県温泉地学研究所報告 第12巻, 第2号, 57-62, 1980

はじめに

神奈川県西部に位置する足柄平野は地下水の豊富なことで知られている。平野の中央には酒匂川が流れ、その上流域で地下水が涵養され、中流域において掘抜き井戸によって自噴水が利用されている。

足柄平野の開発にともなって地下水の使用量が増加し、その影響を受けた自噴量の減少が認められてすでに久しい。中流域は自噴地帯という特殊性のために地下水位の観測がほとんど行なわれていなかった。調査を進める上で静水位（自噴圧）の測定が必要である。この目的のために昭和52年度に地下水位観測井を掘さくした。掘さく地は小田原市役所豊川支所構内である。

土地の借用にあたり、小田原市役所企画課、豊川支所の職員の方々に御世話になった。当所の大木靖衛所長をはじめ所員の皆様にも御世話になった。ここに厚く御礼申し上げる。この調査は神奈川県温泉地学研究所温泉等研究調査費によった。

観測井の掘さくについて

足柄平野の自噴地帯の地下水位を測定するために小田

原市成田の小田原市役所豊川支所構内に観測井を掘さくした（図1）。掘さく地点の標高は約17mである。掘さく深度は70m、掘さく口径は25cmである。掘さく後に電気検層を行ない、ストレーナー位置を決めた。ケーシング口径は15cm、ストレーナー（スリット加工）位置は深さ46～68mである。自噴を抑えるためにケーシングを地表より4m立上げてある（静水位は地表上約2.8mである）。また、浅層の地下水位観測用の塩ビパイプ（内径25mm）を深さ30.5mと6mの位置に2本挿入した。各々のパイプには27～30m、3～6mの部分に穴を明け、ストレーナーとした。深さ30m付近にある帯水層の上位にはシルト層が数枚重なり、賦圧層となっているので、この地下水は被圧されている。この被圧地下水位は地表下約1.5～2mである（図6）。この被圧地下水帯水層が広範囲に分布するかどうかは今のところ不明である。6m付近の帯水層の地下水は自由地下水であり、地下水位は地表下約1～1.5mである（図6）。

孔井完成後、水中ポンプを設置し、断続揚水を繰り返して洗浄し、清水になったところで揚水試験を実施し、地下水を採取した。

揚水試験について

揚水量450ℓ/分で連続揚水試験を4日間実施し、採水を数時間毎に行なった。揚水開始後4時間程で水位降下は約3mになり、水位降下率は緩慢になった。2日目以降は他井の揚水影響を受けて水位は安定していない（表1）。

表1 揚水試験による水位の降下

経過時間(分)	水位降下(m)
10	2,628
60	2,834
120	2,905
240	3,002
300	3,025
320	3,033
1300	2,970
1500	2,995
2700	2,896
4200	2,955

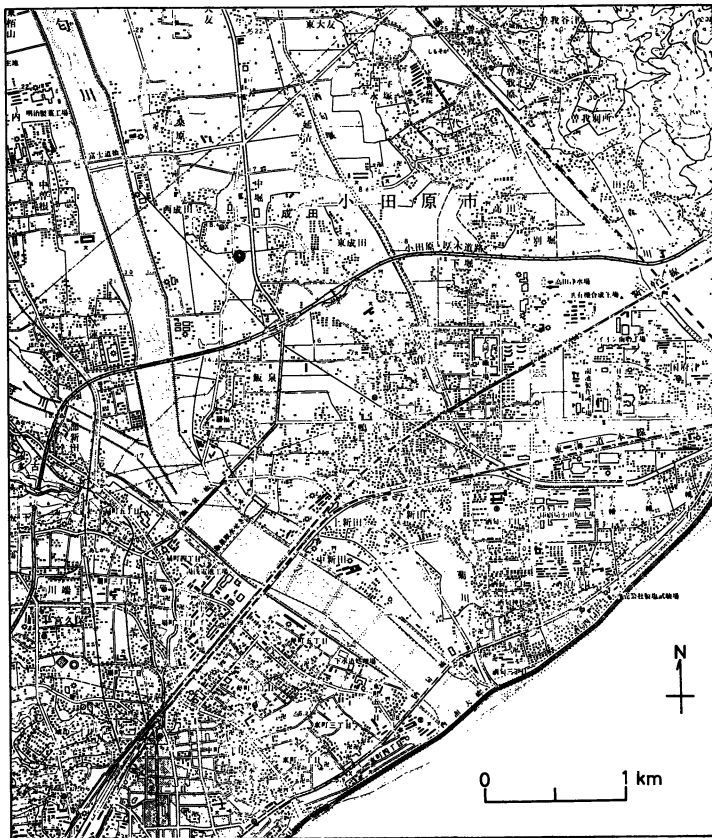


図1 観測井の位置（○印）

この地図は国土地理院発行1/2.5万図「小田原北部」を使用した。

ここでは揚水開始後 320分までの資料を使用して帯水層定数を算出した。図3に $t-s$ 、 $1/t-s$ 図を示した。タイスの非平衡式により計算すると、透水量係数 $T=320 \text{ m}^2/\text{day}$ 、透水係数 $k=1.7 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$ 、貯留係数 $S=7.9 \times 10^{-5}$ が、またヤコブの直線解析法によると、 $T=380 \text{ m}^2/\text{day}$ 、 $k=2.0 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$ 、 $S=5.2 \times 10^{-6}$ が

求まった。したがって、おおよその透水係数は $k=2 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$ 、貯留係数 S は 10^{-5} のオーダーと見積られる。なお、漏水がある場合のハンタッシュ・ヤコブの標準曲線法では解析できなかったため漏水は生じなかったと判断される。2つの浅層の地下水位（塩ビ測管中の水位）は揚水試験中共に変化はなかった。

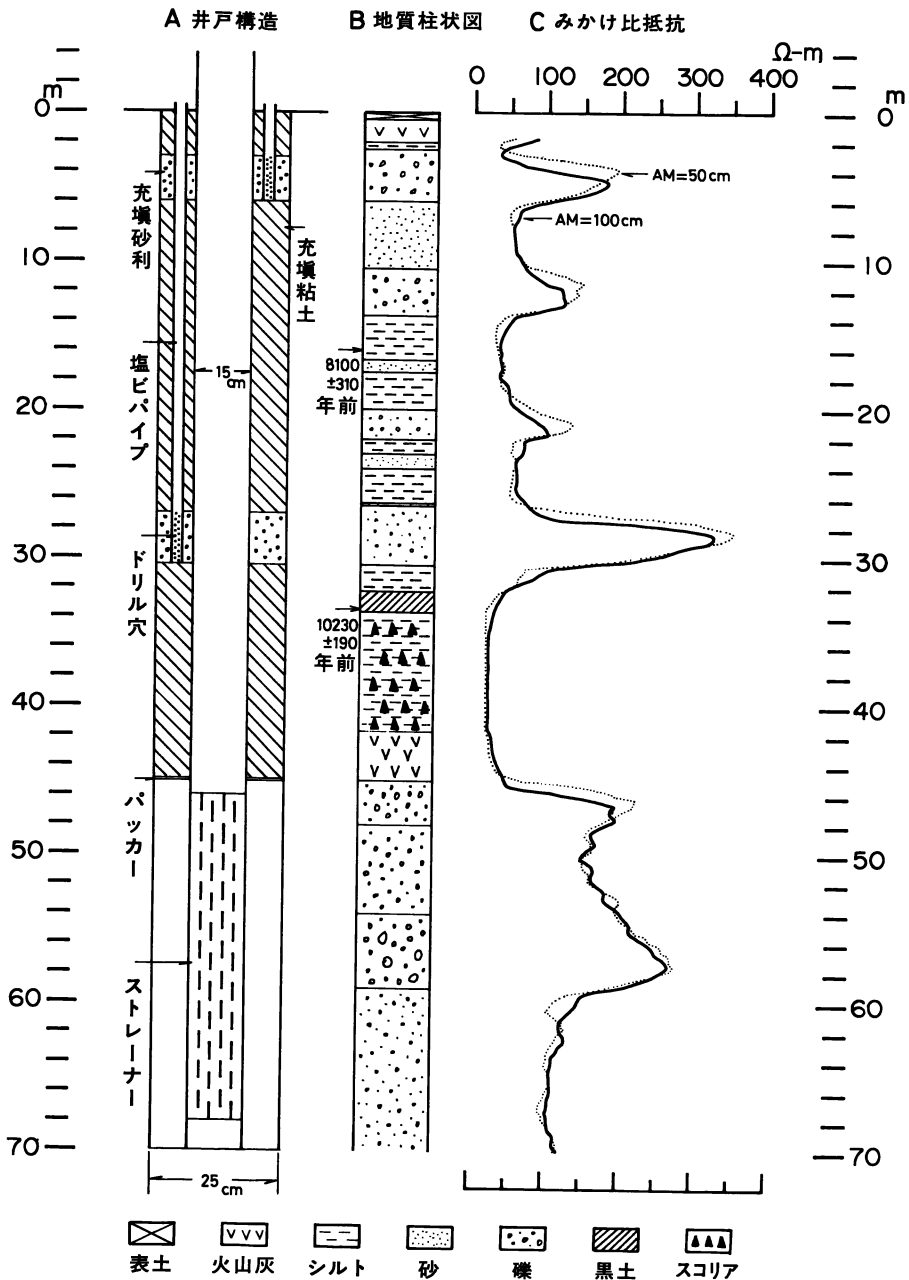


図2 地質柱状図ほか

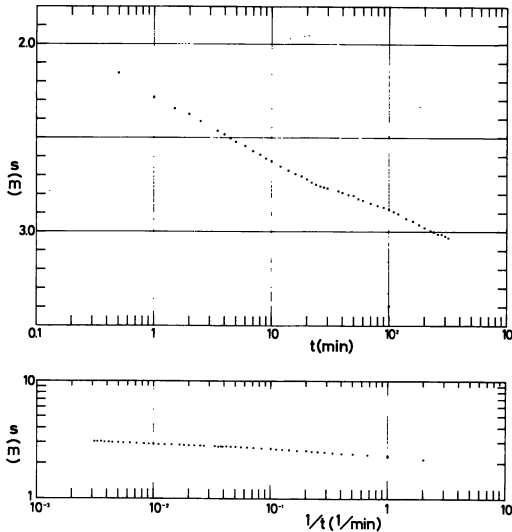


図3 t-s, 1/t-s 図

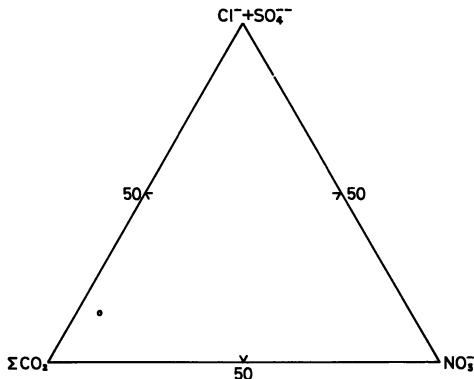


図4 主要陰イオン比 (○印)

水質について

揚水試験の際に採水を12回行ない、水質分析を実施した。地下水温はいずれも16.2℃であった。分析結果からは4日間の揚水試験中、浅層の地下水の漏水を示すような水質変化はみられなかった。これは揚水試験資料を漏水系で解析できなかった事と一致するので、この揚水試験では漏水現象は起らなかったといえる。主要陰イオンの平均値を $(Cl^-+SO_4^{2-}) - (\Sigma CO_2) - (NO_3^-)$ のモル比の三角図として図4に示した。この三角図で示される水質は大磯丘陵中井町地域の砂礫層中の地下水、また丹沢山地東南麓の伊勢原市地域の台地及び埋没谷の深層地下水の水質と同様である。

地下の地質について

電気(比抵抗)検層とボーリングコアを検討した結果、観測井の地下の地質は次のとおりである(図2に地質柱状図及び比抵抗検層図を示す)。

深さ0~0.5mは表土、0.5~2.0mは火山灰、2.0~2.5mは砂質シルトである。2.5~13.7mは間にシルト質細砂を挟む礫層で自由地下水層である。13.7~30.5mは砂質シルトと砂及び礫の互層である。16m付近に黒土を挟み、18m付近にかなり多量の腐植を含む。

深さ30.5~45.0mは砂質シルト、黒土、スコリアを含む砂質シルト、赤色火山灰層からなる不透水層である。45.0~59.0mは中~巨礫層でとくに54.0m以深に石英閃緑岩の巨礫が含まれる。59.0~70.0mは粗砂~細礫である。45.0m以深がこの地域の主要な被圧地下水帯水層であり、井底はこの帯水層を貫ぬいてはいない。

ここで特色のある地層は深さ16mと32.3~33.7mの黒土(スコリア起源の腐植質火山灰)、33.7~41.7mのスコ

表2 水質分析結果

(単位: ppm)

経過時間	温度	pH	蒸発残留物	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄
10分	16.2℃	7.6	136	8.67	21.6	7.00	5.02	12.4	98.8	7.62	53.9
60	16.2	7.6	145	8.52	21.7	7.00	5.32	12.4	101	7.90	53.7
120	16.2	7.6	149	8.67	22.0	6.93	5.18	11.3	101	7.58	55.1
180	16.2	7.6	149	8.67	22.0	6.81	5.20	12.4	102	7.58	54.2
240	16.2	7.6	144	8.67	21.3	7.18	5.02	12.4	101	7.32	53.8
300	16.2	7.6	151	8.52	21.8	6.97	4.92	12.4	101	7.66	53.7
1300	16.2	7.6	149	8.67	21.8	7.00	5.34	13.0	98.8	7.66	54.5
1400	16.2	7.6	142	8.52	22.0	6.93	5.22	13.3	101	7.70	54.6
1500	16.2	7.6	139	8.67	22.1	6.85	5.24	12.7	102	7.26	53.3
2700	16.2	7.6	139	8.38	22.0	6.85	5.22	13.3	99.9	7.54	53.8
2760	16.2	7.6	139	8.38	22.0	6.93	5.18	14.4	101	7.36	54.2
4200	16.2	7.6	141	8.38	22.0	6.93	5.18	13.9	99.9	7.02	54.4
平均	16.2	7.6	144	8.56	21.9	6.95	5.17	12.8	101	7.52	54.1

リアまじりのシルト, 41.7~45.0mの赤色火山灰である。この深さ約30~45mのシルト層, 火山灰層等が観測井付近において主要な被圧地下水の賦圧層となっている。この地域の家庭の掘り抜き井戸の深さは約50~60mである。それは井戸が上記の賦圧層を貫いて帯水層に入り、観測井で54~59mにみられる巨礫層に達すると掘さくが困難になるためである。

深さ16mと33.5mの黒土をC-14による年代測定を学習院大学に依頼したところ, 16mの黒土は8100±310年B.P.(GaK-8486), 33.5mの黒土は10230±190年B.P.(Gak-8487)の結果が得られた。この2つの黒土層は富士黒土層と同定される。また, 45m付近の赤色火山灰層は立川ローム層に対比され, 立川段丘に相当する段丘が埋没していることになる。この火山灰を他のボーリング資料で検討したところ, 酒匂川左岸及び酒匂川と川音川に挟まれた地域には良くみられ, 右岸では関本丘陵寄り以外にはみられない。従って, ウルム最終氷期の古酒匂川は現在よりも西側を流れて河谷を形成したと思われる。

足柄平野中流域の自噴地帯の帯水層は左岸では埋没段丘下の更新統で, 右岸は埋没谷の堆積物(いわゆる沖積層)で, 賦圧層は沖積層中のシルト層である。

地下水位について

観測井掘さく後の1978年1月~1980年9月までの深さ45m以深の主要な被圧地下水帯水層の地下水位(深層の被圧地下水位)の経年変化を図5に示した。図5の地下水位は地表より4.0m立上げたケーシングの天端からの水位であり, 地表よりも高い。地下水位は年変動として夏の6~8月の時期に低下する。また日変動として朝7時頃から夕方6時頃までの昼間に低下する。これらの変動は付近の工場の井戸での揚水影響によるものである。経年的に

は水位低下の傾向は今のところ見られない。

浅層の地下水位は深さ30m付近の被圧地下水位と6m付近の自由地下水共に5~9月のかんがい期に上昇する。これは深層の被圧地下水位が夏の間低下するのとは逆の現象を示している。

あとがき

本観測井の掘さくにより, 足柄平野の地下の地質状況が具体的に分かるようになった。深さ約30~45mに厚い

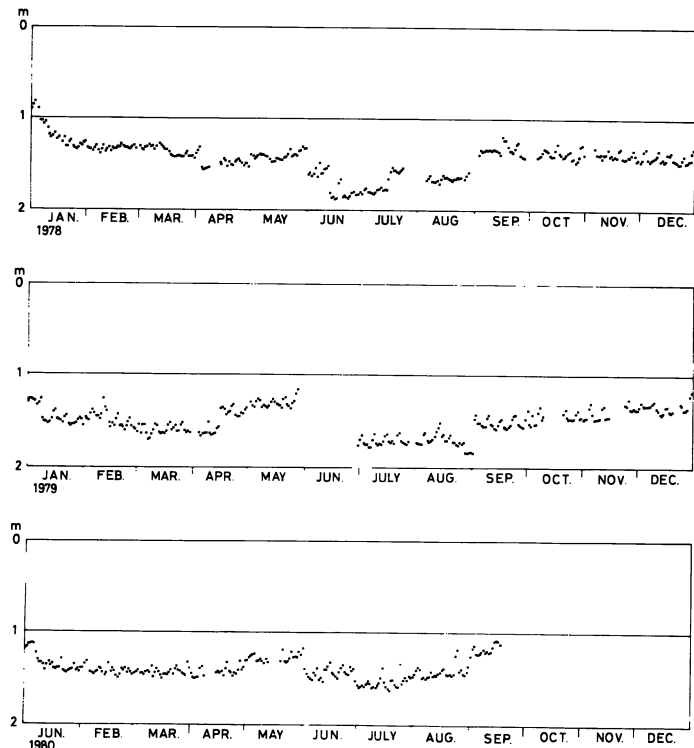


図5 主要被圧地下水位の経年変化

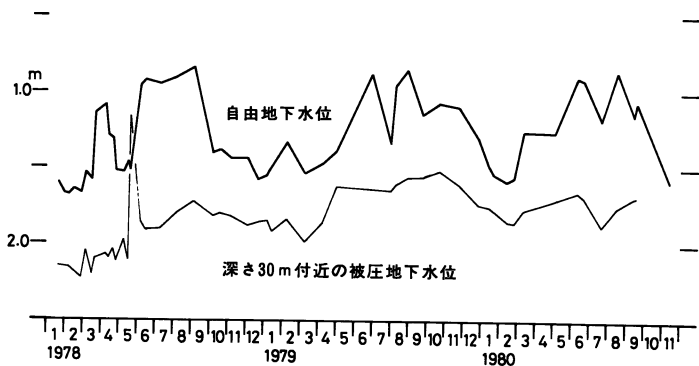


図6 浅層の地下水位の経年変化

不透水層があり、これはそれより下位の帯水層に対する賦圧層である。この不透水層の最下部には赤色火山灰層があり、立川ローム層に対比される。また上部には富士黒土層がみられる。したがって、この不透水層は足柄平野の地下地質を調べる際に重要な鍵層となる。

深層の被圧地下水位は夏の時期に付近の工場群の揚水量増大の影響を受けて低下する年変動を示すが、経年的には低下傾向にはない。しかし、足柄平野の一部では地下水位の低下が認められる所も出てきているので、今後一層の地下水位の監視が必要となろう。

参考文献

- 栗屋徹, 小沢清, 尾上金寿, 荻野喜作, 平野富雄 (1972) 大磯丘陵西部の地下水の水質, 神奈川温研報告, Vol. 3, No. 2, 83-94.
- 神奈川温研地下水調査グループ (1970) 伊勢原付近の地質と地下水, 神奈川温研報告, Vol. 1, No. 12, 21-47.
- 水収支研究グループ (1973) 地下水資源学, 共立出版.
- 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), 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.
- 鈴木隆介 (1969) 神奈川県足柄平野の地形と沖積層の構造, 首都圏における河川および地下水の水収支に関する水文学的研究, No. 3, 48-53.
- 内田幸男 (1978) 神奈川県足柄平野の地下水=その1=, 県立小田原城内高校図書館紀要, No. 2, 90-120.
- 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.
- 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.