

551.48/.49(084.32)(521.2)[1/100,000](083)

所長 兼 子 勝

日 本 水 理 地 質 図

2

關 東 平 野 中 央 部 水 理 地 質 図
說 明 書

通商産業技官 木 野 義 人

通商産業技官 安 藤 武

目 次

I. 地 形	4
I. 1 台 地	4
I. 2 冲積地	4
I. 3 水 系	4
II. 地 質	5
III. 地下水理概況	6
IV. 古河透水帯区	6
IV. 1 古河透水帯の帯水層	7
IV. 2 古河透水帯の水理	7
IV. 3 自由面地下水	10
IV. 4 地下水利用概況	10
V. 下館透水帯区	11
V. 1 下館透水帯の帯水層	11
V. 2 下館透水帯の水理	11
V. 3 自由面地下水	12
V. 4 地下水利用概況	12
VI. 浦和透水帯区	12
VI. 1 被圧面地下水の帯水層	12
VI. 2 被圧面地下水の水理	13
VI. 3 自由面地下水	13
VI. 4 地下水利用概況	13
VII. 常総台地帯水区	13
VII. 1 被圧面地下水の帯水層	13
VII. 2 被圧面地下水の水理	14
VII. 3 自由面地下水	16
VII. 4 地下水利用概況	16
VIII. 古利根水塊区	16
VIII. 1 古利根水塊の帯水層	17
VIII. 2 古利根水塊の水理	17
VIII. 3 自由面地下水	17
VIII. 4 地下水利用概況	17
IX. 新利根水塊区	18
IX. 1 新利根水塊の帯水層	19
IX. 2 新利根水塊の水理	19
IX. 3 地下水利用概況	19
文 献	20
Abstract	1

日本水理地質図

2

関東平野中央部水理地質図説明書

通商産業技官 木野 義人

通商産業技官 安藤 武

地質調査所では、すでに数年来関東平野における工業用水源保全の目的をもつて、地下水の地域的調査を行なっていたのであるが、一応その目的を達し得た。そこでこの調査成果の総括を兼ね、かつ地下水の実態を図示することにより、より多くの方々に調査成果が利用されるであろうと考え、こゝに10万分の1水理地質図としてとりまとめを試みた次第である。

そもそも水理地質を解説するに当つては、その地史をひもとくことが、きわめて重要な意義をもっている場合が少なくない。関東平野の場合、いわゆる旧東京湾の堆積物中に含まれている化石相が、北方系（寒流系）のものであるか、南方系（暖流系）のものであるかというようなことは直接には関係ないのであるが、その湾口が茨城県側にあつたか、あるいは現在の東京湾の方にあつたかということ、あるいはまた湾入の概略の形などは、湾内堆積物の粗細の分布状態を考察したり、また海成層に由来する化石水の存在が問題になるようなときに、しばしば有益な啓示を与えてくれる。水理地質的な研究および解説を進めていくうちに、古地理の概要が理解されているか否かで、その経緯および結果にかなりの相違を生ずることが考えられるのである。

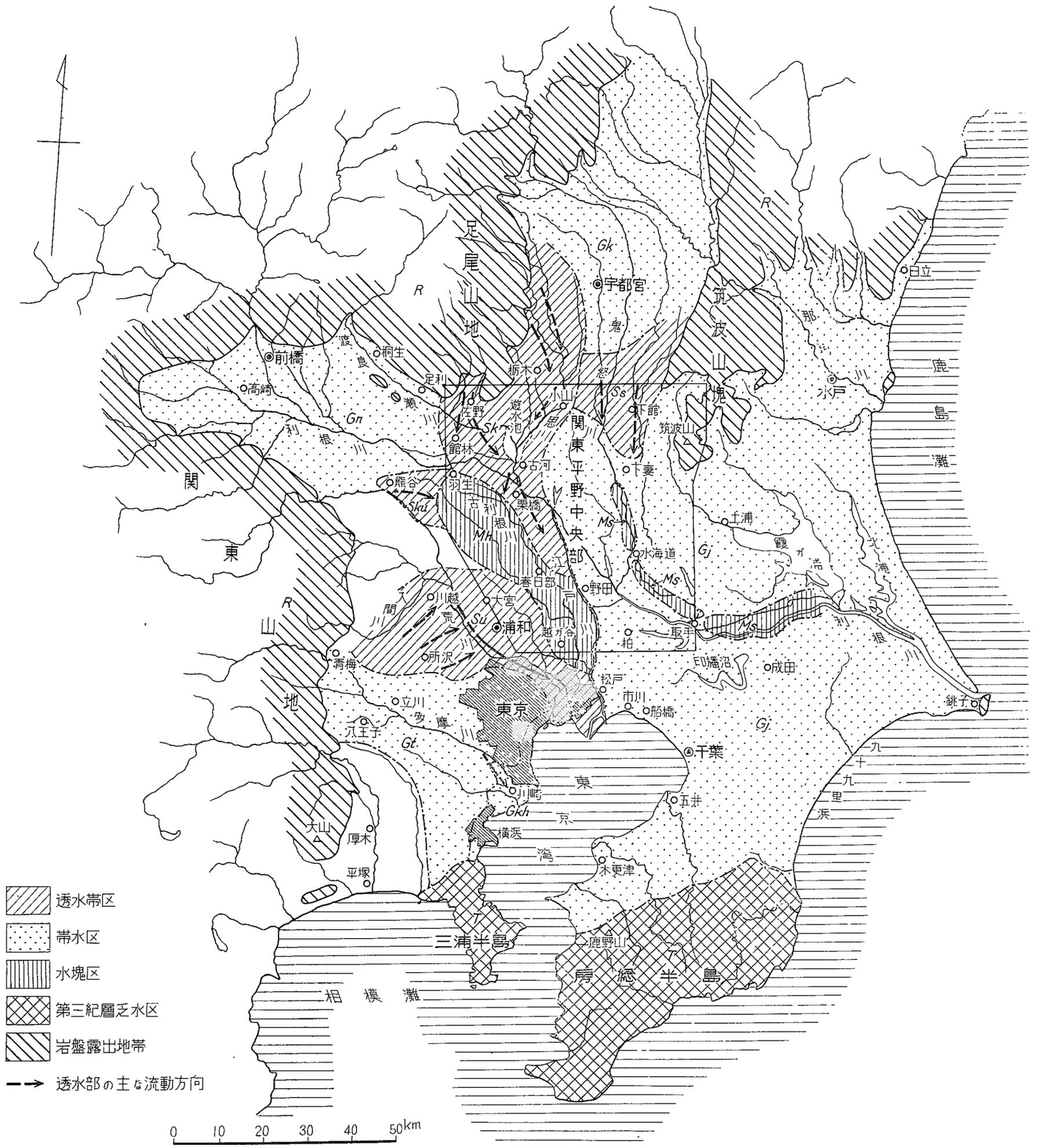
しかし、現在わかっている関東平野の地史学的知識は、水理地質的記載に必要な地層～容水地盤の厚さ、あるいは広がりなどについて定量的に表現しようとする場合には、著しく不充分であつて、むしろ逆に水理地質調査成果が古地理の知識を豊かにする場合の方が、多いようにすら思われるという実状である。そこで筆者らは、かなりおおざっぱな地史学的知識をもつただけで、むしろ自らの手で水理地質学的観点に立つて、開拓を行なうことを余儀なくされるのである。

こうして、ほかの多くの地域における場合と同様な扱いかたで、構造盆地としての関東平野の水理地質を、便宜上、その1中央部、その2南西部、その3南東部、その4北西部およびその5北東部、の合計5つの部分に分けて図説したいと思う。

関東平野の水理地質的区分

既設井あるいは湧水・地表水などの水露頭を調査対象として、水比抵抗法による帯水層および水系の区別を行ない、これに水温・水質の値を参考としてとり入れ、さらに鑿井地層断面・井戸揚水量および既存の地質資料などを整理した結果、関東平野全体は水理地質的観点から、第1図のように区分するのが適切なように思われる。そしてそれぞれその水理的特徴を要約すると第1表のようになる。

関東平野のうち、今回とりまとめた平野中央部の水理地質図は、1959年3月、および同年6月における延約30日間に実施された、関東平野の工業用水源地域調査の資料⁽¹⁾⁽²⁾を骨子とし、併せて周辺地域の資料を参照して作成された編纂図である。したがつて未調査の部分や、資料不足の部分も少なくはないが、大局的な傾向や特徴は本図によつて明らかにされていると思う。



Sk : 古河透水帯区 Ss : 下館透水帯区 Sku : 熊谷透水帯区 Su : 浦和透水帯区 Gk : 鬼怒川帯水区
 Gn : 中利根帯水区 Gj : 常総台地帯水区 Gt : 多摩・武蔵野帯水区 Gkh : 京浜地帯帯水区 Mh : 古利根水塊区
 Ms : 新利根水塊区 T : 第三紀層非帯水区 R : 岩盤山地

第1図 関東平野の水理地質的区分

第 1 表 関東平野の水理地質的区分

記号	区域の名称	水理地質的特徴
S _k	古河透水帯区	古河透水帯によつて直接、間接に影響されている区域である。古河透水帯は古河市付近を中心として著しい流動状態を示す被圧面地下水の集団で、深淺多層の帯水層中を利根川以南の江戸川西岸低地帯まで南下している。その影響範囲および集水面積は関東平野最大と目される。
S _s	下館透水帯区	下館透水帯の影響区域である。下館透水帯は下館市付近を南下する被圧面地下水の流れで、規模は比較的小さいが、水質はすぐれている。
S _{ku}	熊谷透水帯区	熊谷市付近において荒川の表流が東岸に向かつて伏没して地下水となり、熊谷市付近を頂部とする扇状の透水帯を形成している。これを熊谷透水帯と称し、その影響範囲を熊谷透水帯区とする。
S _u	浦和透水帯区	浦和透水帯によつて支配される区域である。浦和透水帯は俗に“浦和水脈”の名で知られているもので、武蔵野台地北半部ないし入間川扇状地一帯の降水が地下水となり、荒川沿いに被圧面地下水の透水帯を形成し、埼玉県南部・東京都北部・東部に地下水の供給を行なっている。現在その経済的意義はきわめて大きい。
G _k	鬼怒川帯水区	鬼怒川中流域の帯水区域で、沖積層および洪積層中に主として自由面地下水が知られている。
G _n	中利根帯水区	主として渡良瀬川以西の利根川流域で、沖積層と洪積層中に自由面地下水および被圧面地下水が賦存している。
G _j	常総台地帯水区	千葉県および茨城県の大部分を占めて広大に発達する常総台地区域で、自由面地下水および被圧面地下水が一樣に賦存し、ところによりかなり豊富な水量が得られている。経済的見地から近年注目されている区域であり、地下水源涵養地帯としても重要な意義を有している。
G _t	多摩・武蔵野帯水区	多摩丘陵・武蔵野台地南部およびその周辺部を含み、主として新第三紀層上部および洪積層中の被圧面地下水と自由面地下水が得られる。
G _{kh}	京浜地帯帯水区	自然条件のうえからは武蔵野台地および多摩丘陵の縁辺部に当るのであるが、経済的見地から一つの纏つた区域と考えられるので、とくに一区域として独立せしめた。新第三紀層上部が地表または地表下浅いところに存在し、そのなかの被圧面地下水が褐色を呈するのが特徴である。多摩川旧河道（沖積期）、目黒川沿いなどの沖積層中に透水部が認められる。
M _h	古利根水塊区	古利根水塊の存在する区域である。古利根水塊は古利根川沿岸、すなわち利根川中流南岸～江戸川西岸の低地帯に北北西-南南東方向の長軸をもつて分布する特殊の被圧面地下水の集団で、地質時代から存在する化石塩水のなごりと思われるものである。
M _s	新利根水塊区	利根川下流北岸の新利根川沿岸にはガス徴を伴なう特殊の被圧面地下水集団があり、その一部は北西方に延びて水海道市～下妻市付近に達している。これも古利根水塊と同様に一種の化石塩水のなごりと思われるので、新利根水塊と呼び、その分布区域を新利根水塊区とする。
T	第三紀層乏水区	主として第三紀層が分布し、一般に地下水の乏しい区域で、三浦半島および房総半島南部がこれを代表する。房総半島では水溶性の天然ガスを含んでいる。
R	岩盤露出地帯	一般に地下水を得ることが困難な岩盤からなる地域である。たゞし第四紀火山岩～火山碎屑岩からなるところでは比較的豊富な地下水を得ることがある。

I. 地 形

本図地域は、大部分が沖積低地と洪積台地とによつて占められている。山地としては、北東部に筑波山塊が聳えるほかは、北西隅に足尾山地山麓部丘陵が一部見られるに過ぎない。

I. 1 台 地

全体として関東平野を特徴づけるいわゆる開析台地である。本図幅地域東半部の大半を占めるものは常総台地と呼ばれ、関東平野最大の面積を占めているもので、その平坦面は大局的にみて、本図地域南西部の大宮台地、同北西部の館林市付近の台地とともに、ほぼ武蔵野台地に相当する。

台地面の高度は本地域の中央部、すなわち古河市南部—関宿町—白岡町付近では12~15 mであるが、周囲に向かつて漸次高度を増し、東部の谷田部町付近で23~25 m、南東部の柏市付近で17~24 m、南西部の大宮付近で15~20 m、西部の館林市付近で20~24 m、北部の小山市および下館市付近では30~40 mとなっている。すなわち、これらの台地面相互間を結び、沖積低地をも台地面で覆つたと仮定して台地面等高線を描くと、大局的にみてちょうど栗橋町ないし幸手町付近を中央部とし、やゝ南方に傾いた緩やかな盆状形を呈している。

I. 2 沖 積 地

埼玉県東部の栗橋町—幸手町など利根川中流南岸—江戸川西岸にもつとも広く^{註1)}、これに次いで渡良瀬川・思川・鬼怒川などの主要河川の沿岸に発達している。しかしその他のものは、各河川の沿岸に狭長な分布を示しているに過ぎない。これらの沖積地は、いずれも台地を開析した大小河川の堆積作用によつて形成されたもので、まだ完全に堆積し尽されない部分は、沼沢地ないし沼沢性湿地となつて残っている。沖積面の高度は渡良瀬川・思川などの沿岸で15~25 m、利根川本流下流域で5~13 m、江戸川沿岸で4~8 mとなつている。総じて勾配は緩やかで、漸次下流に向かつて低下しているが、栗橋町—幸手町付近から下流は極度に緩やかな勾配となつているので、河川の排水が悪く、広範囲にわたつて低湿地帯を形成している。

I. 3 水 系

本地域の特徴として、現河川流路のほか旧河道沿いの小流または沼沢、遊水池ないし沼沢性湿地の発達が著しい。河川流路の大部分は、利根川本流とその支流とからなつている。支流としては江戸川・渡良瀬川・秋山川・旗川・思川・巴波川・鬼怒川・小貝川などがおもなものである。一方本図地域南西部の元荒川・綾瀬川なども地史的変遷からみて広義の利根川水系に含めることができよう。

旧河道は利根川本、支流ともに至るところで地形図上に認められ、いずれも有史以後の流路と思われるが、現在もなおそのなかを小河川が流れ、あるいは農業用水の流路となり、またしばしば沼沢地が残されている。これら旧河道の大規模なものは利根—江戸川低地帯にもつともよく発達しており、同低地帯が有史以後において利根川水系の氾濫の舞台であり、しばしばその流路の変遷が行なわれたことを物語っている。

渡良瀬川と思川・巴波川との合流点付近には約30 km²に及ぶ渡良瀬川遊水池があり、洪水調整池としての役割を果している。これは本地域に残る最大の低湿地帯であるが、流入諸河川の堆積作用によつて次第に乾燥地化しつつある。同遊水池の西方には、板倉沼を中心とする低湿地帯があるが、これは現在では渡良瀬

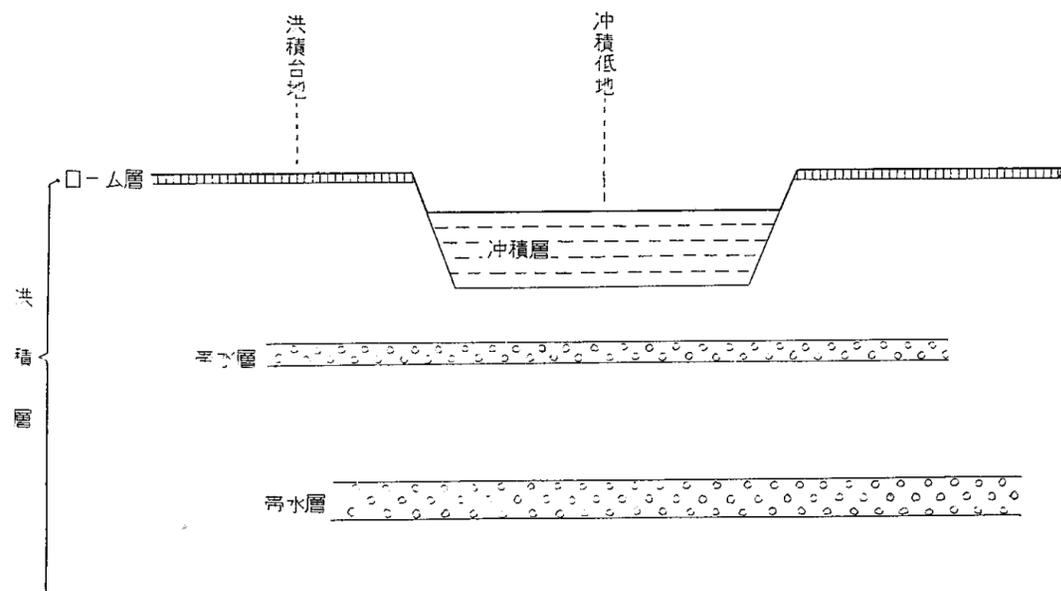
註1) この沖積低地を便宜上中央低地帯と呼ぶこととしたい。

川と利根川との流路から隔絶され、堆積作用からとり残されている。また利根川下流沿岸の鶺鴒沼・菅生沼・小貝川下流沿岸の牛久沼などの沼沢群は、開析谷中に形成された沼沢地のなごりであるとともに、利根川本流沿いの自然堤防のため、支流から同本流への排水が行なわれ難く、台地寄りに圧迫されたまま滞溜状態になつたものとみられる。

これら無数の沼沢地帯の景観は、本地域全域の沖積低地帯の比較的近い過去の状態を偲ばせるものがある。

II. 地 質

本図地域には、筑波山塊および足尾山地南端以外には、不透水性基盤岩の露出しているところは見られず、ほとんど全域を通じて洪積層および沖積層によつて覆われている。洪積層の最上部は台地を形成し、沖



第2図 台地と沖積低地との地質的關係を示す模式断面図

積層は台地を開析する諸河川沿岸に発達している。台地と沖積低地との地質的關係は第2図の通りである。地下水を豊富に含む主要帯水層は、洪積層と考えられる未凝固堆積物中に発達し、関東構造盆地^{註2)}の盆央部に当る中央低地帯付近ではその深度は200m以深まで知られている。

本地域において沖積層は、局所的な浅層地下水(自由面地下水)を含むのみで、一般に地下水理的に著しい特徴は認められない。

洪積層と考えられる容水地盤は砂礫層・砂層・砂質粘土層・粘土層・火山灰層などからなり、最上部は広く台地面を覆う関東ローム層となつている。主として鑿井資料に基づき、江戸川西岸低地帯、および小貝川沿岸低地帯における模式的な地質断面を本図の欄外に示す。これらの模式断面図において、上部の比較的粘土質に富む部分はほぼ沖積層に相当するものと思われる。これらの模式図は沖積面以下を示しているので、洪積層の上部は見られないが、第2図の場合の台地の崖にその一部が露出している。台地の崖における露頭、および台地における鑿井資料によれば、洪積層上部は砂層に富み、比較的薄い粘土層を挟んでいる。また砂礫層もあるが厚さの膨縮が甚だしい。沖積低地帯と洪積台地とを通じて、主要帯水層となり得る連続性を有する砂礫層は、模式断面図におけるC₁層以深にある。現在のところ江戸川西岸低地帯においてはC₀層まで知られており、それぞれ豊富な地下水を含んでいる。

洪積層とみられる未凝固堆積物は地域全体を通じてかなり厚く、栗橋町一幸手町付近を中心とする中央低地帯では、その発達は300m以深に及んでいることが推定される。

註2) これについては矢野長克・青木廉二郎両氏(1926)以来多くの研究者によつて述べられているが、それらは文献の2), 7), 12)などに引用収録されているので参考文献としては省略した。

Ⅲ. 地下水理概況

本地域の地下水，とくに被圧面地下水の賦存状態は概略次の通りである。

本地域北西部の古河市付近には，水比抵抗値等値線によつて，深度 50～200 m の間に著しい地下水の流れが認められる（古河市付近における水比抵抗値は 7,000～14,000 Ω -cm）。この流れは利根川以南まで追跡されるが，そこではかなり急速に比抵抗値を減じ，約 3,000 Ω -cm を境にして，それ以下では大きな変化を示さず，2,000～3,000 Ω -cm を示す被圧面地下水が広範囲に分布している。またほぼこの 3,000 Ω -cm の線を境にして，溶存成分のうえからも著しい差異が認められる。この境界は模式断面図から明らかなように透水度の急激な変化はまったく示していない。したがつてこの線は異種の地下水集団のほぼ境界線とみなすことができる。

古河市付近を南下する被圧面地下水の流れを古河透水帯と呼び，3,000 Ω -cm の水比抵抗等値線によつて囲まれた部分の被圧面地下水集団を古利根地下水塊（略して古利根水塊）と呼ぶ。またそれらの地下水集団の支配する区域を，それぞれ古河透水帯区および古利根水塊区と呼ぶ。古河透水帯区はほぼ小山市—古河市—境町—杉戸町—久喜町—加須市—羽生市を結ぶ線の内側である。

古河透水帯と古利根水塊との関係と同様な関係は，古利根水塊区の南西側にもあり，ほぼ越ヶ谷市西部—岩槻市北部—桶川町東部を結ぶ線を境にして，その南西側の被圧面地下水の水比抵抗値は漸次高まる傾向がある。大宮市—浦和市方面の荒川沿岸には浦和透水帯が知られているので，この区域を便宜上浦和透水帯区に含めておく。

一方本図地域北部の下館市と結城市付近には，著しい被圧面地下水の流れが認められる。これを下館透水帯と呼び，ほぼ下館市東部—下妻市—結城市を結ぶ線の内側を下館透水帯区とする。

次に本地域東半部は，大部分常総台地と呼ばれるところで，開析台地とそのうちの多数の沖積低地群とからなっている。この常総台地では少なくとも深度 100 m 付近までの被圧面地下水は台地の自由面地下水と密接な関係があり，被圧面，自由面両地下水はともに台地面における天水の滲透によつて直接，間接的に供給されているものであり，透水帯におけるように他の地域から供給されるものではない。すなわち台地固有の地下水である。これを常総台地地下水と呼び，ほぼ常総台地全域を常総台地帯水区とする。たゞしこの区域の周辺部では，他の透水帯などの影響が認められることがあるので，他の区域と多少重複する場合がある。また深度約 100 m 以深に関する賦存状態は，まだ充分明らかでないが，他の区域からの地下水の侵入や影響が予想されるので，常総台地地下水とは一応深度 100 m 前後までの地下水を指すことにしたい。

なお，本図地域外東方の利根川下流北岸の新利根川沿岸には古利根水塊に類似した特殊の地下水があり，これを新利根水塊と呼ぶ。その延長は本図地域の常総台地中を取手町付近から水海道市付近を経て，下妻市南西部にまで達している。古利根水塊の場合と同様にして，便宜上 3,000 Ω -cm の水比抵抗等値線によつて囲まれる部分を，とくに新利根水塊区とする。

Ⅳ. 古河透水帯区

本図地域の中央や西寄りの部分を占め，古河市—渡良瀬川遊水池付近を中心とし，北方—北西方に小山市・佐野市・館林市など，南方—南東方に栗橋町・幸手町・境町などをそれぞれ含む区域で，古河透水帯によつて特徴づけられている。古河透水帯は古河市—渡良瀬川遊水池付近において，水比抵抗値・水質などから顕著な流動状態が認められる被圧面地下水の分布地帯である。これを北方に追跡すると，足尾山地に源を發する黒川・小倉川（いずれも思川の支流で地域外北方にある）などの表流水が，同山地を出るあたりから

伏没ないし滲透した地下水につながり、西方に追跡すると、同じく足尾山地に源を発する秋山川・旗川などの表流水が佐野市付近で伏没～滲透した地下水につながっている。一方これを下流側に追跡すると、その影響はほぼ羽生市—加須市—杉戸町—関宿町を結ぶ線付近まで認められる。すなわち古河透水帯は、足尾山地の過半部を集水区域とする河川表流水から転じた被圧面地下水の流れが、古河市西部—渡良瀬川遊水池付近で合流し、利根川の下をくぐって栗橋町以南の中央低地帯に至るもので、その集水面積、影響範囲などの規模において関東平野第一の透水帯といえることができる。ちなみに本透水帯の集水面積は1,000 km²以上、その影響範囲は650 km²以上に及んでいる。なお古河透水帯のうち北方思川に沿って小山市西方低地帯を南下するものと、西方佐野市方面から渡良瀬川沿いに流動するものとは、それぞれ古河透水帯の支流とみなされるもので、仮に前者を小山透水帯、後者を佐野透水帯と呼んでおく。

IV. 1 古河透水帯の帯水層

古河透水帯を形成する被圧面地下水は、模式断面図における C₁ 層以深の幾つかの砂礫層を主要帯水層として賦存する。これら主要帯水層に関して、栗橋町—杉戸町間において現在確認されているのは深度 250m までに C₁～C₄ の 4 層である。古河市付近では現在のところ深度 170m までのうち、栗橋町付近における C₁～C₂ に相当すると思われる帯水層までしか知られていないが、170m 以深には C₃ 以深の帯水層が存在するものと推定される。小山市付近では浅部から砂礫層が発達し、とくに 80m 以深はほとんど砂礫層のみとなり、良好な帯水層となつている。これら 80m 以深の砂礫層は南に向かつて漸次粒度を減少し、細粒層の割合を増加しながら深度を増し、古河市付近における 150m 以深の帯水層を経て、模式断面図における各帯水層に連続しているものと考えられる。そして栗橋町以南においては、各帯水層間にはほとんど不透水層とみなされる粘土質厚層が発達しているため、各帯水層相互間の地下水の疎通は行なわれ難く、水理、水質的にそれぞれ独立的な性状を有している。たとえば幸手町において同一位置に 110m (ほぼ C₂ に相当する深度)、220m (ほぼ C₄ に相当する深度)、290m (C₅ ないしそれ以深に相当する) とかなり深度を異にする深井戸があるが、昭和 34 年 3 月当時、水位はそれぞれ -3m, -1m, 自噴 (+0.5m 以上) を有し、水比抵抗値はそれぞれ 3,800 Ω-cm, 5,700 Ω-cm, 7,000 Ω-cm を示していた。

なお、これらの容水地盤を上流側に追跡すると、漸次帯水層間の不透水性粘土質層の発達が薄弱になるとともに、帯水層の砂礫も粗大となり、足尾山麓地帯では基盤上の堆積物全層がほとんど一つの厚い砂礫層に収斂している。そのような場所では山地から流出した表流水は著しい伏没状態を示しており、付近の自由面地下水や下流側の被圧面地下水の供給源となつている。

IV. 2 古河透水帯の水理

古河透水帯の水理については、厳密には上述の通り各帯水層ごとに区別すべきであるが、繁雑を避けるため便宜上これを 3 層の被圧面地下水に分けて取り扱う。すなわち、模式断面図における C₂ 以浅に相当するものを浅層被圧面地下水、C₃～C₄ に相当するものを中層被圧面地下水、それより深いものを深層被圧面地下水とする。栗橋—杉戸間における各層の深度は、浅層被圧面地下水はほぼ 150m 未満、中層被圧面地下水はほぼ 150～250m、深層被圧面地下水はほぼ 250m 以深となつている。これら 3 層の被圧面地下水のうち浅層と中層については、相当数の調査資料が得られているが、深層については現在までのところわずかに幸手町において知られているのみである。

古河透水帯の概略の規模と水理状態とを表現するため、図には浅層被圧面地下水と中層被圧面地下水との水比抵抗等値線を 1,000 Ω-cm 間隔で示した。これからも分かるように古河透水帯を形成する被圧面地下水の水理、水質などは、帯水層の層準によつてかなりの相違がある。たとえば、昭和 34 年 3 月当時 8,000 Ω-cm の等値線は、浅層被圧面地下水においては、遊水池北方の低地帯および板倉沼付近にあるが、中層被圧面地

下水においては利根川以南の栗橋町—大利根町付近まで南下している。このことは同一場所においては浅層よりも、中層の被圧面地下水の方が水比抵抗値が高いことを示している。この傾向は、上述の幸手町における例で分かるように、深層被圧面地下水においてさらに著しいものと思われる。すなわち一般に深層の帯水層ほど透水度が良好であることを示している。たゞしこの傾向は古河透水帯の末端部にいくと次第に薄れ、後述の古利根水塊区との境界付近では、浅層と中層との被圧面地下水の水比抵抗値は接近してくる。すなわち、中層被圧面地下水の水比抵抗値は古利根水塊区に近づくと急激に低下し、かなり著しい不連続的な境界をもつて古利根水塊区と接していることが推定される。

次に圧力面は本透水帯の上流側から下流側に向かつて漸次低下し、佐野透水帯および小山透水帯においては浅層・中層の別なく自噴帯を形成しているが、古河市付近以南においては、沖積低地面以上の圧力面を示すのは、中層以深の被圧面地下水に限られている。ちなみに中層被圧面地下水の圧力面を海拔高度で示すと、小山市付近でおよそ25~30m、古河市付近で約16m、栗橋町付近で約13.5m、幸手町で約10m（以上自噴を示す）、杉戸町で約9mとなり、幸手町—杉戸町間付近で沖積低地面と交わっている。

第 2 表 古河透水帯区および下館

	名 称	所 在 地	用途	井戸 深 度 (m)	収水層位置 (m)	水温 (°C)	電 気 伝 導 度 μU/cm	pH	RpH
古 河 透 水 帯 区	灌 溉 用 自 噴 井	群馬県邑楽郡 板倉町細谷	農業用 雑 用	163	64.2~68.5 88.2~94.2 112.0~114.5	20.5	81	7.2	7.2
	〃	〃	〃	140		20.4	110	7.2	7.2
	須藤製糸K. K. 本社工場	茨城県古河市	工業用	121		17.2	130	7.2	7.2
	三 桜 工 業 K. K.	〃	〃	175		18.6	87	7.2	7.2
	灌 溉 用 自 噴 井	茨城県猿島郡 境町稲尾	農業用	145		19.2	119	7.2	7.2
	民 家 自 噴 井	埼玉県北埼玉郡 大越村外野	雑 用	236		18.5	127	7.4	7.4
	埼玉県立水産試験所	埼玉県加須市	養魚用 雑 用	218		21.4	129	7.3	7.3
	石井酒造 K. K.	埼玉県幸手町	雑 用	210		21.1	177	7.4	7.4
	竹内酒造 K. K.	〃 〃	〃	109		18.2	244	7.4	7.4
	杉戸町上水道水源	〃 杉戸町	上水道	190		106.0~118.0 167.0~180.5	19.4	244	7.6
春日部市上水道水源	〃 春日部市	〃	120	62.0~75.0 101.0~112.0	17.0	358	7.6	7.6	
下 館 透 水 帯 区	下館市竹島小学校	茨城県下館市稲野辺	雑 用	54	66 ~ 84 57 ~ 60 71 ~ 87 16.5~33.0 41.0~52.0 57.5~61.0 86.5~98.5	15.8	106	7.0	7.2
	〃 民家自噴井	〃 〃 麦ノ内	〃	50		15.4	91	7.0	7.2
	〃 〃	〃 〃 谷中	〃	36		15.6	95	7.1	7.3
	〃 伊讚小学校	〃 〃 西谷貝	〃	33		15.8	100	7.0	7.3
	〃 民家自噴井	〃 〃 菅ノ谷	〃	50		15.8	106	7.0	7.3
	K. K. 日立製作所下館分工場	〃 〃 川島	工業用	91		16.6	117	7.1	7.3
	日本コンクリート工業 K. K. 川島工場	〃 〃 〃	〃	94		16.8	106	7.1	7.3
	鐘淵蚕糸K. K. 結城工場	〃 結城市結城	〃	35		15.6	116	6.6	6.9
神明用水組合水源	〃 下妻市 忠左衛門新田	農業用	106	16.4	120	7.4	7.6		

上述のように古河透水帯の水は足尾山地の大半部を集水区域とし、同山麓地帯において主として表流水から供給されているもので、かつ厚い容水地盤中には透水度の優れた帯水層が多数挟在しているため、その貯溜量および供給量はきわめて豊富であるとみることができる。1井当りの揚水可能量は個々の細かい地質状態や、2次的な条件などによつてまちまちであるが、主要水源井における揚水実績を参考として全般の地質状態から推定すれば、本図に示されるように本区域は大部分1井当り日量2,000m³以上の揚水は可能とみられる。たゞし、これはC₃~C₄ないしこれに相当すると思われる帯水層から収水する場合を基準としたもので、C₁~C₂のみに依存する場合には種々の面で障害が起り得る可能性があり、反対にC₅~C₆またはそれ以深までを含める場合はさらに大きな揚水量が期待される可能性もある。また足尾山地南端の残丘地帯（佐野市西方および東方）では、容水地盤の発達が弱いことが予想されるので、大量の揚水は期待できないであろう。

水質は一般に優れているが、古利根水塊区に接近すると急激に悪化の傾向を示す。また一般に深層ほど優れている。それらの水質の代表的例を第2表に示した。

透水帯区における代表的な水質

free CO ₂ (ppm)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	全硬度 (ドイツ式)	KMnO ₄ cons. (ppm)	Fe (total) (ppm)	SiO ₂ (ppm)	NH ₄ ⁺ (ppm)	P (ppm)	NO ₂ ⁻ (ppm)	dis. O ₂ (cc/l)	溶存酸素飽和度 (%)
4.4	46.2	1.5	2	6.0	2.0	1.30	2.8	0.00	25	0.10	0.05	—	5.00	79
4.4	69.6	1.5	1	7.7	3.0	1.76	1.2	0.00	31	0.08	0.35	—	—	—
5.3	89.0	1.5	0	13.7	4.0	2.84	6.3	0.18	40	0.57	0.38	—	5.50	81
4.4	55.0	1.5	1	6.4	3.0	1.59	2.5	0.03	35	0.12	0.18	—	5.68	86
5.3	79.4	1.5	0	13.3	1.7	2.24	4.7	0.13	33	0.46	0.47	—	1.03	16
5.3	83.0	3.5	0	13.3	1.4	2.18	4.7	0.03	35	0.12	0.26	—	0.29	4
7.0	91.5	3.5	0	13.3	0.6	2.01	8.8	0.20	41	0.34	0.81	—	0.47	8
7.0	112.0	2.8	0	15.9	3.4	3.01	5.7	0.03	36	0.42	0.40	—	4.26	68
4.4	152.5	8.5	0	18.9	4.9	3.78	13.2	0.15	39	0.76	0.45	—	—	—
5.3	145.0	12.0	0	14.2	0.6	2.13	8.8	0.07	41	0.92	0.62	—	—	—
12.3	243.0	11.3	0	23.5	12.9	6.28	12.6	0.10	37	2.01	0.85	—	0.90	13
6	68.4	2.8	0	9.0	5.3	2.48	6.3	0.02	31	0.20	0.12	0.00	1.06	15
4	58.6	2.1	0	8.1	4.1	2.08	2.8	0.00	30	0.08	0.09	0.13	3.82	54
2	56.1	2.1	3	8.1	4.8	2.25	3.7	0.57	26	0.09	0.20	0.00	3.15	45
3	58.6	2.1	0	8.5	4.0	2.13	3.7	0.28	28	0.09	0.17	0.00	2.85	41
2	58.6	1.4	7	8.5	4.8	2.30	3.7	5.70	26	0.11	0.20	0.00	0.50	7
2	73.2	2.8	0	12.8	3.9	2.71	2.1	0.57	26	0.21	0.14	0.07	1.74	26
2	63.4	3.5	4	11.5	3.5	2.42	18.4	0.86	26	0.07	0.16	0.03	2.43	36
7	46.4	2.1	14	9.4	4.5	2.36	2.5	0.28	34	1.52	0.17	0.01	1.64	23
4	79.4	3.5	0	9.8	5.0	2.54	5.0	0.16	34	0.60	0.24	0.09	0.25	4

IV. 3 自由面地下水

本区域の自由面地下水は、地形および地表近くの地質に支配されている。すなわち沖積低地では沖積層は主として粘土質に富む地層からなり、かつ一般に沖積面の勾配が緩やかなので、自由面地下水の側方への流動性は乏しい。したがって一般に水質は悪く、地層中から供給された鉄分・有機物を多量に含んでいるのみならず、しばしば地表からの汚染をも受けており、すでに飲料用として必ずしも適当とはいえない。

これに対して勾配のやゝ急なところや砂・砂礫層に富んでいる場所では、天水または表流水の比較的速やかな滲透と、地下水の更新とによつて水質は一般にすぐれている。自然堤防および足尾山地山麓部斜面などはその好例である。水比抵抗値によつてこれらを比較すれば、水田ないし聚落の発達している沖積低地では、1,000~2,000 Ω -cm の場合が多いが、自然堤防や山麓斜面などでは一般に 3,000 Ω -cm 以上を示し、ときには 10,000 Ω -cm 以上を示すことがある。

次に洪積台地においては、その表層部が透水性のよい関東ローム層で覆われ、かつその下位は砂礫層に富む洪積層となつているので、天水の滲透性は著しくすぐれている。しかも地形面の高度差によつて地下水面は、沖積低地のものより高い。したがって側方への排水、上方からの供給による地下水の更新が自然のままでも行なわれ易い状態にあり、かつ沔過能力もすぐれている。そのうえ台地には緑地帯が多く汚染程度が一般に少ない。このように洪積台地における自由面地下水は沖積低地のものに較べて甚だ恵まれた条件にあるので、一般に水量、水質ともすぐれている。たゞし台地でも人家の密集したところでは、地表からの汚染を受けて局部的に水質が悪くなつており、今後この傾向は増加することが予想される。水比抵抗値をもつて示せば、渡良瀬川遊水池周縁部では 10,000 Ω -cm 以上の場合が少なくなく、ときに 20,000 Ω -cm 以上を示すことさえあるが、聚落付近では急に低下してしばしば 5,000 Ω -cm 以下となつている。

なお、台地の自由面地下水に関して地下水理上もつとも重要なことは、これが台地における被圧面地下水のみならず、台地周辺の沖積低地帯における被圧面地下水の供給源となつていることであり、しばしば透水帯の源とさえなつている。

以上述べた自由面地下水の沖積低地と洪積台地とにおける特徴は、本区域のみならず、本図全域を通じてもほぼ同様の傾向を有している。

IV. 4 地下水利用概況

自由面地下水は一般家庭用として、また一部公共施設用として、もつとも普遍的に利用されているが、量的にはほとんど問題にならない。

工業用、公共施設用、その他における多量の用水は、主として被圧面地下水に依存しているもので、以下工業用水を主としてその利用概況を述べる。

古河市付近には現在のところ日量 1,000 m^3 以上揚水しているところはなく、市内の全揚水量は日量 3,000 m^3 程度である。管井深度は現在 170 m 止りで、該地区としてはまだ被圧面地下水の一部しか利用されていない。

古河市西方の板倉沼付近、および渡良瀬川遊水池北岸の沖積低地帯には、深度 50~160 m の自噴井群があり、これらは現在のところ農業用、家庭用として利用されているに過ぎないが、自噴量は 1 井当り平均 100 m^3 /日 前後とみられ、その総排水量は軽視できない。

小山市は古河透水帯区域では最大の工業都市であり、十指にのぼる工場があるが、現在のところ 1 井当りの揚水量として 1,000 m^3 /日 に達するものはほとんどなく、市内全揚水量も 2,000~3,000 m^3 /日 程度と推定される。なお小山市における工業用水としては、自由面地下水からも約 500 m^3 /日 程度揚水されている。管井深度はいずれも 100 m 前後である。

佐野市では工業用水としての全揚水量は、1,000~1,500 m³/日であるが、このほか同市上水道用として暗渠集水井から約1,700 m³/日が揚水されている。

利根川以南においては、工業用水としてはみるべきものがないが、栗橋町・大利根町・杉戸町などの上水道水源・製造業・一般家庭用として、井戸数および収水層深度の点でかなり高度に利用されている。しかし1井当りの揚水量は現在までのところ1,000 m³/日未満である。収水層はC₁~C₆にわたり、さらにそれ以深のものまで開発されている。

これらのうち200 m以深、すなわちC₄層以深の帯水層から収水しているものは、幸手町から加須市一帯にかけて自噴している。この地区における総揚水量は3,000~5,000 m³/日と推定される。

以上を総合すると古河透水帯の地下水のうち現在までに判明している範囲で、上水道、工業用などとしては11,000~14,000 m³/日が利用されていることになる。これに未調査の館林市など周辺部を合せると20,000 m³/日近くに達することが推定される。しかし自噴井群による排水量を除けば、全体としての利用度は、その大きな貯溜量、予想される供給可能量に対してまだ遥かに小さいものとみることができる。

V. 下館透水帯区

本図地域の北東部を占め、下館市・結城市・下妻市北部などを含む区域で下館透水帯によつて特徴づけられている。

下館透水帯は下館市—結城市間において、顕著な流動状態を示す被圧面地下水の集団で、下館市北部から同市南部にわたる部分と結城市東部の沖積低地帯には広範囲の自噴帯を伴っている。現在までに判明している限りでは、下館透水帯の規模はさほど大きくないが、水質は古河透水帯に匹敵している。

V. 1 下館透水帯の帯水層

模式断面図における下館市における地質柱状図および下妻に至る間の掘抜井戸深度分布は、下館透水帯の主要帯水層の形状をよく示している。すなわち深度40~70 mの砂礫層(C₂)が主要帯水層となっており、南に向かつて深度を増している。C₂層の被圧面地下水は下館市南部まで自噴圧を有している。鑿井資料によれば、沖積面下100 m以深200 mまでの間にも2, 3の砂礫層の存在が知られているが、この被圧面地下水は自噴するほどの圧は有していない。

鬼怒川畔川島地区においては、深度55~85 mに砂礫層が発達し有力な帯水層となっており、ほぼ下館市街地付近におけるC₂層に相当するものと思われる。また結城市東部沖積低地帯の自噴井群の深度はいずれも70 m前後で、その分布状態からみて帯水層は北方から南方に向かつて緩やかに傾斜していることが推察される。

V. 2 下館透水帯の水理

本図に示された水比抵抗等値線は、主としてC₂の帯水層に関する測定値に基づくものであるが、その値は下館市付近で7,000~9,000 Ω-cm、下妻市北部で6,000~7,000 Ω-cm、鬼怒川畔川島地区および結城市東部においては8,000 Ω-cm前後をそれぞれ示している。また、その圧力面は下館市北部から南部にかけては沖積低地面より高いが、南下するにしたがって次第に低下し、下妻市東部低地帯では沖積面下2 m前後になっている。

下館透水帯の起源については、下館市北方鬼怒川沿岸の精査を必要とするので、現在のところ推定の域を出ないが、帯水層(C₂)の深度と水比抵抗値の分布状態から判断して鬼怒川上流地域が、その供給域として

有力視される。

なお、C₂層は粗粒の砂礫によつて構成され、透水性が優れているので、1井当り日量2,000～3,000 m³の揚水が可能と思われる。しかし前述の通りその帯水層は自噴井群の収水層となつているので、少なくとも下館市街地付近の沖積低地では、現状としては数100 m³/日以上の水量は100 m以深の帯水層に求めざるを得ないであろう。

また、水質は主要水源井について第2表に示した。C₂層の水は溶存成分の少ない良質の地下水であるが、たゞ下館市街付近にやゝ鉄分の多いものが見られる。溶存酸素飽和度は40～50%に達し、C₂の透水性がすぐれていることを示している。

V. 3 自由面地下水

沖積層中の自由面地下水は鉄その他の成分を多量に含み、かつ汚染されているので、一般に水質が悪い。しかし洪積台地では天水の直接の滲透を受けて一般に良質の水が得られている。

V. 4 地下水利用概況

下館市街地付近では工場・事業場・公共施設・農業用・家庭用などの用水として、大部分C₂層を収水層としているが、いずれも数10 m³/日程度の揚水量である。なお同市上水道水源井として最近深度200 m余り掘鑿され、100 m以深より収水しているが、C₂層に比較して水量、水質ともかなり劣つている模様である。

鬼怒川畔川島地区では、工業用としてC₂相当層から計3,000～4,000 m³/日揚水されており、将来も工業用水源地域としてもつとも期待される場所である。

下館一結城間の沖積低地帯における自噴井群は、農業用・家庭用に広く利用され、自噴量は25～250 m³/日を示している。

なお、川島地区における揚水記録によれば、深度92 m、口径250 mmの井戸で、昭和32年当時の自然水位が3.5 m、3,600 m³/日の揚水に対する揚水水位が9 mとなつている。

VI. 浦和透水帯区

浦和透水帯は「関東平野西南部」図地域に含まれるが、本図地域南西部の岩槻市付近には大宮・浦和方面からの被圧面地下水の流動が認められる。これが浦和透水帯の一部であるか否かは、なお検討を要するが、少なくとも古河透水帯区とは古利根水塊区によつて隔てられた、別系統の被圧面地下水区域として一応浦和透水帯区に含めておく。

VI. 1 被圧面地下水の帯水層

岩槻市付近における鑿井資料は現在深度110 m以内であるが、それによると深度80 mまでの間に1～3層、80 m以深110 mまでの間に1層の砂礫層があり、良好な帯水層となつている。こゝでは80 m未満のものを一括して第1帯水層、80 m以深110 mまでのものを第2帯水層と仮に呼んでおく。第1帯水層の層厚は合わせて10～40 mに及んでいるが、層相・深度・厚さなどは場所によつて著しく変化するので安定した帯水層とはいえない。これに対して第2帯水層は深度が80～110 m、厚さが10～20 mとほぼ一定し、層相変化もなく岩槻市付近一帯にわたつて安定した砂礫層である。層相変化の状態や深度などの点で、第1・第2帯水層はそれぞれ模式断面図におけるC₁とC₂とに対比される。また周辺の帯水層の分布、地質構造など

から総合すれば、本地区においても C_3 以深の帯水層が存在するものと思われる。

VI. 2 被圧面地下水の水理

主として第2帯水層の被圧面地下水の水比抵抗値は、大宮・浦和方面から岩槻市方面に向かつて低くなり、元荒川付近で $3,000 \Omega\text{-cm}$ から $2,000 \Omega\text{-cm}$ 台と急激に低下して古利根水塊区に移化している。

次に岩槻市街地を中心とした台地には、 $8,000\sim 9,000 \Omega\text{-cm}$ という異常な高比抵抗値を示す被圧面地下水が存在するが、これは台地における天水の滲透地下水と思われる。本区域における大量揚水は C_3 層相当層以深に求める必要がある。

VI. 3 自由面地下水

沖積層中には腐蝕質ないし泥炭質の粘土質層が発達しているため、沖積層中の自由面地下水は水質が悪く、鉄分・有機質その他の成分を多量に含んでいる。水比抵抗値は $2,000\sim 3,000 \Omega\text{-cm}$ である。

台地においては場所による相違が著しく、 $1,700\sim 20,000 \Omega\text{-cm}$ を示している。一般に森林が発達しているところでは水質が良いが、市街地・聚落など人家の密集しているところでは、地表からの汚染を受けてほとんど例外なく水質が悪い。そのようなところでは、水比抵抗値は $2,000 \Omega\text{-cm}$ 前後に過ぎず、 60 ppm にのぼる Cl^- のほか 10 ppm に達する SO_4^{2-} を含んでいる。水位は沖積低地において 2 m 前後、洪積台地において $3\sim 5 \text{ m}$ である。

VI. 4 地下水利用概況

自由面地下水は沖積低地で $2\sim 3 \text{ m}$ 、台地で $3\sim 5 \text{ m}$ の掘鑿によつて容易に得られるので、家庭用その他にもつとも広く利用されている。しかし沖積低地では自由面地下水の水質が悪いので、第1～第2帯水層を利用する掘抜井戸がかなり発達している。また最近では公共施設、農業用水などとして、同じ第1～第2帯水層の需要が急速に増加しつつある。しかし上述の通り今後の大量揚水は、第2帯水層よりも深い帯水層に求めなければならず、深部の開発が望まれる。また同時に第2帯水層までの水量と水質とを維持するため、台地上にはなるべく広域の緑地帯を残す必要がある。

VII. 常総台地帯水区

すでに各区域で触れたように、洪積台地においては比較的良好な水質を示す自由面地下水があり、一般家庭用として広く利用されている。また台地においては、天水の滲透が自由面地下水を経て被圧面地下水へ転化し易く、かつ台地周辺の沖積層下の被圧面地下水へも補給されていることが認められている。このことは台地の地下水理上もつとも重要なことであり、洪積台地は台地自体の地下水のみならず、台地周辺の沖積低地における被圧面地下水にとつても有力な集水区域であるとともに、貴重な地下水源涵養区域であるといふことができる。常総台地は南は千葉県の上野市を占め、北は茨城県の過半部を占めて発達する広大な台地で、関東平野東半部における集水区域、ならびに地下水の涵養区域としてきわめて重要な存在である。

VII. 1 被圧面地下水の帯水層

利根川以北、すなわちおとむね利根川と小貝川とに挟まれた区域では、台地面からの深度 $30\sim 40 \text{ m}$ 以深

100 m までの間に、膨縮、断続の著しい粘土層によつて数層に分かれた砂礫層が発達している。これはその層相変化の状態にかんがみ全体として一つの帯水層とみなすことができ、下館透水帯における C₁ 層にほぼ相当するものと思われる。台地においてはこれより上位に著しい連続性をもつた粘土層はないが、台地に挟まれた沖積地では沖積層を形成する粘土質層が全面的に覆っている。下館市から下妻市に至る間の小貝川と、筑波山塊との間の台地についてはかなり詳細な報告がなされている¹⁷⁾。それによれば下妻市北東方の明野町付近における台地面からの深度 40 m 付近以浅と、70 m 付近以深とにそれぞれ顕著な砂礫層が認められているが、両砂礫層はそれぞれ模式断面図における C₁ および C₂ 層に相当するものと思われる。

利根川以南地区の野田市—柏市—松戸市付近一帯においては、深度 100 m 付近までは膨縮性の著しい粘土質層を挟む砂層、ないし砂礫層が発達しているので、これらを一括してこの地区における第 1 帯水層と呼ん

第 3 表 常総台地帯水区に

名 称	所 在 地	用途	井戸 深度 (m)	収水層位置 (m)	水 温 (°C)	電 気 伝導度 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	RpH
上西郷谷用水組合水源	茨城県真壁郡明野町 上西郷谷	農業用	94	14.0~16.3	16.4	125	6.8	7.1
				22.7~27.8				
				80.3~87.2				
				89.4~93.7				
蛇池深井戸揚水利用組合	茨城県猿島郡境町蛇池	"	92	49.8~59.0	16.6	228	7.5	7.8
				63.6~69.7				
猿島町東部用水利用組合	茨城県猿島郡猿島町喜五郎	"	82	73.3~75.8	15.8	169	7.4	7.6
生子菅ノ谷土地改良区 用水組合	茨城県猿島郡猿島町菅ノ谷	"	91	35.0~53.0	16.0	250	7.4	8.0
伊奈村簡易水道	茨城県筑波郡伊奈村板橋	上水道	100		15.5	90	7.0	7.2
筑波ゴルフ場	" " 伊奈村	雑用	91	33.4~37.6 54.5~71.5	16.0	95	7.4	7.4
五木灌漑用深井戸	千葉県野田市五木	農業用	63	30.6~62.0	14.4	137	6.6	6.9
民家浅井戸	" " "	雑用	5		14.3	284	6.2	6.6
野田中央小学校	" " 野田	"	—		15.5	169	7.4	7.4
江戸川台地簡易 水道水源 1 号井	" 流山町	上水道	155	39.8~47.7	17.0	230	7.3	7.4
				60.2~71.8 96.2~98.6				
十太夫新田灌漑用深井戸	" 流山町十太夫新田	農業用	76	126.3~143.0	14.3	95	7.5	7.5
南柏団地簡易水道水源 5 号井	" 柏市南柏	上水道	100	39.5~47.5	—	81	7.4	7.4
				50.0~57.0				
柏市上水道水源 1 号井	" "	"	121	72.5~75.0	17.0	123	7.4	7.4
				82.0~84.5				
光ガ丘団地簡易水道 水源 2 号井	" "	"	157	92.5~104.0	15.6	130	7.5	7.5
				106.0~118.0				

でおく。また深度 140~150 m 以深にも厚さ 15~20 m の砂礫層があり、第 1 帯水層との間は、厚さ 30~40 m の粘土質層によつて隔てられているので、これは第 2 帯水層として区別される。第 1 および第 2 帯水層は、それぞれ江戸川西岸低地帯の古河透水帯区から、古利根水塊区にわたる模式断面図における C₁~C₂ および C₃ にほぼ相当するものと推定される。

VII. 2 被圧面地下水の水理

深度 100 m 付近以浅の被圧面地下水に関して、台地と低地との水位を比較すると、透水帯の影響が著しくないとくところは、低地の方が相対的に 2~5 m 低くなっている。たとえば野田市付近では台地における圧力面は、海拔高度で 7~8 m であるのに対し、江戸川沿岸の低地帯では 3~4 m を示しており、水海道市付近

で小貝川東岸の台地では13~15mであるのに対し、小貝川沿岸低地帯では10~11mとなつている。またこれらの場所における水比抵抗値は、台地から沖積低地に向かつて低くなる傾向を示している。たとえば野田市・柏市地区で、台地では5,000~10,000 Ω -cmであるのに対して、周辺の江戸川・利根川両沿岸低地帯では5,000以下1,000 Ω -cm台までの低い値を示し、水海道市付近で、東方の台地では9,000 Ω -cm前後であるのに対し、小貝川沿岸低地帯では7,000以下1,000 Ω -cm台までの低い値を示している。

上に挙げたような地区では台地下100m前後以浅の被圧面地下水が、他の地区から供給されている形跡はまったく認められないので、これらの被圧面地下水は台地上の天水の滲透によつて、自由面地下水から転化したもの以外には考えられない。

上の事実から明らかなように、深度100m前後以浅の被圧面地下水に関する限り、台地の地下水は周辺の

おける代表的な水質

free CO ₂ (ppm)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	全硬度 (ドイツ式)	KMnO ₄ cons. (ppm)	Fe (total) (ppm)	SiO ₂ (ppm)	NH ₄ ⁺ (ppm)	P (ppm)	NO ₂ ⁻ (ppm)	dis. O ₂ (cc/l)	溶存酸素飽和度 (%)
5	81.8	6.4	0	9.0	3.8	2.13	14.5	0.52	35	1.09	0.21	0.00	0.10	1
3	169.5	0.7	0	26.5	6.4	5.19	8.8	0.36	47	1.91	0.64	0.00	0.10	1
7	119.6	3.5	0	17.1	6.6	3.92	4.4	0.65	33	2.08	0.36	0.00	0.20	2
2	185.4	0.7	0	45.3	4.4	7.38	8.5	0.34	39	0.54	0.28	0.00	0.10	1
8	53.6	5.7	0	8.1	3.6	1.96	6.6	0.03	36	0.22	0.14	0.00	—	—
3	57.4	4.2	0	10.7	2.5	2.08	3.1	0.00	29	0.07	0.18	0.00	1.34	19
15.8	92.6	1.5	0	18.9	4.1	3.60	18.3	0.27	38	0.22	0.42	—	1.56	22
14.0	24.4	31.9	26	19.3	12.5	5.60	11.3	0.00	24	0.28	0.00	—	—	—
7.8	117.0	2.8	0	20.4	7.3	4.55	3.1	0.45	37	0.18	0.17	—	—	—
8.8	141.2	4.2	0	35.2	2.9	5.60	6.9	0.34	39	0.27	0.45	—	0.78	12
5.3	63.4	5.0	1	15.9	1.9	2.66	1.5	0.48	31	0.10	0.13	—	—	—
3.5	54.8	5.0	1	12.4	1.9	2.18	1.8	0.00	32	0.07	0.20	—	—	—
5.3	78.1	5.0	1	13.3	5.2	3.08	1.8	0.00	31	0.08	0.13	—	2.90	43
4.4	85.4	4.2	3	21.1	2.5	3.48	2.2	0.00	32	0.06	0.12	—	—	—

沖積低地の帯水層に向かつて流動している。しかも上に挙げたような地区では、台地下100m前後以浅の被圧面地下水が他の地区から供給されている形跡はまったく認められないので、これらの被圧面地下水は台地上の天水の滲透→自由面地下水→被圧面地下水という経路によつて、涵養されているとみるほかはない。

したがって常総台地区域においては、台地自体のみならず、台地周辺沖積低地帯の被圧面地下水も台地における天水をその大きな供給源としているわけである。なお、開析谷（台地中の沖積低地）では、しばしば被圧面地下水の圧力面が沖積面よりも高いことがあり、随所に自噴帯を形成している。

本区域には現在のところ100m以深に達する井戸が少ないので、一応100m前後以浅についての揚水可能量としては、1井当たり日量1,000~1,500m³程度が見込まれる。たゞし筑波山塊山麓部などでは、容水地盤の発達が悪いとみられるので、かなり制約を受けるであろう。また利根川以北地区では、日量3,000m³以

上の揚水実績をもつ井戸が少なくないが、これらは年間を通じての連続揚水ではないので、地質状態などを考慮に入れて一応 $2,000 \text{ m}^3$ 以上可能の範囲として示した。

なお、水質の概況は第3表に示されている。

Ⅶ. 3 自由面地下水

台地における自由面地下水は一般に地表下 $1 \sim 5 \text{ m}$ で得られ、しかも総体的に水質に恵まれているので、大部分の井戸は自由面地下水を対象としている。水比抵抗値は $7,000 \sim 8,000 \Omega\text{-cm}$ を示すものが多く、しばしば $10,000 \Omega\text{-cm}$ 以上を示し、ときには $20,000 \Omega\text{-cm}$ を超えることもある。しかし人家の密集した聚落・市街地・一部の工場・施設などでは、地表からの汚染で極度に悪い水質を示す場合があり、それらは Cl^- ・ SO_4^{2-} および NH_4^+ などの増加によつて特徴づけられている。

上述の通り台地の自由面地下水は、台地自体のみならず周辺沖積地帯の被圧面地下水にとつても、その供給源となつているので、台地の自由面地下水の保全こそ緊急重要な課題であろう。

Ⅶ. 4 地下水利用概況

一般家庭用としては、台地においてはもつぱら自由面地下水が利用されているが、台地を開析する諸河川沿岸沖積低地帯では、むしろ被圧面地下水が多く利用されている。後者の場合はしばしば自噴井として利用されており、利根川本流沿岸および飯沼川沿岸はその顕著なものである。

常総台地の被圧面地下水として、もつとも多数かつ多量に利用されているのは、農業用水源井においてである。とくに利根川北岸地区に発達し、1井当り $3,000 \text{ m}^3/\text{日}$ を揚水するものが少なくなく、それらの深度は 100 m 前後である。この地区だけでも灌漑期における総揚水量（農業用として）は、 $100,000 \text{ m}^3/\text{日}$ 前後に達するものと推定される。しかしこれらは季節的に灌漑期に限られ、しかも広大な地域に対してその井戸の密度は甚だ小さいので、農業用としての揚水は局部的な影響は多少生ずることもあるが、全体としての地下水量の収支にはまだ問題とするには及ばないであろう。

工業用水としての被圧面地下水の利用は、利根川以南すなわち下総台地地区において最近著しいものがあり、野田市・柏市・松戸市およびその周辺地区のみで、全揚水量は日量約 $15,000 \text{ m}^3$ にのぼつている。この地区は東京近郊地帯として、過去数年間に住宅をはじめ諸施設の建設が進捗しており、上水道水源井の分を加えると $20,000 \sim 30,000 \text{ m}^3/\text{日}$ に及び、これにさらに農業用を加えると全揚水量はこの地区だけで数万 $\text{m}^3/\text{日}$ に達するものと推定される。一方この地区では緑地帯が急速に消失しつつあり、天水の滲透量は加速度的に減少してゆくことが予想されるので、地下水の供給量の減少による水位の低下、地上からの汚染による水質の悪化は将来まぬがれないであろう。

Ⅷ. 古利根水塊区

古河透水帯区・浦和透水帯区、および常総台地帯水区に囲まれた区域、すなわち羽生市・騎西町・白岡町・春日部市・越ヶ谷市・草加市（本図地域外南方）などを含み、古利根川に沿う沖積地帯の被圧面地下水は、透水帯区におけるような側方からの流動による供給がほとんど認められず、また台地帯水区におけるような台地上からの天水の滲透も認められず、水質的に化石塩水に類似した組成を有し、いわばこの区域固有の地下水塊と考えられるので、これを古利根地下水塊、または古利根水塊と呼ぶ。

VIII. 1 古利根水塊の帯水層

本区域の地質構造は、古河透水帯区や浦和透水帯区などとともに、いわゆる関東構造盆地の盆央部をなしている。したがって模式断面図の通り、越ヶ谷市一草加市付近で認められる $C_1 \sim C_6$ などの各帯水層は、他の区域のものと密接な関連を有しているものと思われる。

VIII. 2 古利根水塊の水理

水比抵抗等値線を見ると、古河透水帯区および浦和透水帯区との境界付近は等値線密度が大となり、急激に本水塊区に移化していることが分かる。本水塊区はほぼ $3,000 \Omega\text{-cm}$ の等値線によつて囲まれた区域である。 $3,000 \Omega\text{-cm}$ 以下では、それが $2,000 \Omega\text{-cm}$ 以下になり、さらに $1,000 \Omega\text{-cm}$ 以下になるというような場所による変化はほとんどなく、延長 40 km 以上にわたつて、ほぼ $2,000 \Omega\text{-cm}$ 前後の均一的な値を示している。また透水帯区においては、一般に深層地下水ほど水比抵抗値が高くなる傾向があるが、本区域およびその縁辺部ではその関係は逆転し、深部ほど低くなる傾向を示している。水質は透水帯および台地におけるものに較べて、著しく多量の Cl^- によつて特徴づけられるが、これに対して SO_4^{2-} はきわめて少なく、成分組成のうえから明らかに海水とは異なり、化石塩水に類似している。あたかもこの区域は関東構造盆地のほぼ中央部に当り、古東京湾のなごりをごく新しい地質時代までとどめたとと思われるところで、これらを考え合せて、古利根水塊は一種の化石塩水のなごりと思われる。

圧力面は北西部から南東部に向かつて漸次低下し、羽生市・騎西町付近では 200 m 以深（ほぼ C_3 層以深）の被圧面地下水は自噴するが、春日部市付近では地表面以下となる。また春日部市付近における圧力面の海拔高度は 5 m 前後を示しているが、越ヶ谷市以南では海水準面以下となつている。またこの圧力面勾配は、古河透水帯および江戸川河口付近におけるものとまったく連続的であり、圧力面勾配に関する限り、古河透水帯区域から江戸川河口付近に至る圧力面勾配の一環に過ぎない。これらの事実は古利根水塊は、それ自体南東方江戸川下流方面に向かつて移動しつつあるか、あるいは少なくとも移動し得る水理的状态にあることを示している。その勾配の方向が本水塊の長軸の方向に一致し、古河透水帯末端の舌状部や、浦和透水帯の末端とともに関東平野のうちもつとも揚水量の大きな荒川、および江戸川の下流方面を指向していることは、関東平野中央部の地下水理上きわめて注目される事実である。

なお、水量はきわめて豊富であり、 $C_3 \sim C_4$ 層を標準としても 1 井当り日量 $2,000 \text{ m}^3$ 前後、 $C_5 \sim C_6$ 層までを含めれば $3,000 \text{ m}^3$ も充分可能と思われる。しかし水質は深度のいかんにかかわらず概して不良で、とくに Cl^- の占める割合が大きくなつている。水質の代表的な例を第 4 表に示した。

VIII. 3 自由面地下水

岩槻市北部から白岡町付近にかけての台地では、台地固有の地下水として比較的すぐれた水質を示しているが、その他の沖積低地帯では古河透水帯区における場合と同様に一般に水質が悪く、飲用その他の用水として必ずしも適当とはいえない。被圧面地下水との関連はまったくなく、また水理的な特徴は認められない。

VIII. 4 地下水利用概況

自由面地下水は台地では家庭用としてよく利用されているが、沖積低地帯では水質が悪いので家庭用としても敬遠されている。主要水源井はすべて被圧面地下水、すなわち古利根水塊に依存している。古利根水塊

第 4 表 古利根水塊区および新利根

	名 称	所 在 地	用途	井戸 深度 (m)	収水層位置 (m)	水 温 (°C)	電気伝 導度 ($\mu\text{V}/\text{cm}$)	pH	RpH
古 利 根 水 塊 区	某 酒 造 K. K.	埼玉県騎西町	雑 用	200		18.6	470	7.5	7.5
	〃	〃 〃	〃	109		17.0	420	7.5	7.5
	某 病 院	〃 蓮田町	〃	80		16.1	370	7.1	—
	白岡簡易水道水源	〃 白岡町	飲 用	210		18.5	476	7.2	—
	某簡易水道水源	〃 越ヶ谷市	〃	260	143.0~153.5 171.5~179.0 186.3~202.3 219.0~225.4	19.6	500	7.0	—
	草加市上水道水源	〃 草加市	〃	235		17.8	370	7.6	7.6
	某 工 場	〃 〃	工業用	127		17.8	320	7.6	7.6
新 利 根 水 塊 区	花島給水組合水源	茨城県水海道市花島	飲 用	51		15.8	500	7.5	7.9
	小絹地区簡易水道水源	茨城県筑波郡谷和原 村小絹	〃	91		15.3	300	7.3	7.5
	青木共同給水組合水源	〃 谷和原村青木	〃	73	68.0~ 73.0	16.7	588	7.9	8.0

は前述の通り水質は概して不良であるが、上水道用水・工業用水・農業用水などとしてよく利用されている。本区域の全揚水量は最大に見積つて日量 30,000 m³ 以内と推定されるが、現在のところ C₁~C₂ の利用度をもつとも多く、場所によりかなり密度の大きいところがあるので、今後は C₃ 以深、とくに C₅ 以深の帯水層を活用することが望まれる。古利根水塊の概して不良の水質は海水や汚染によるものではなく、地質時代からの一種の残溜水なので、本水塊の大量排水はむしろ本区域の被圧面地下水の水質を、わずかづつ向上させるのに役立つことが予想される。

なお、本区域には 3,000 m³/日 以上の揚水実績を有する深井戸が 2, 3 知られているが、そのうち越ヶ谷市街地付近のものがもつとも代表的と思われるので、その概要を次に示す。

名 称	深 度 (m)	口 径 (mm)	収 水 層 (主要帯水層名)	自然水位 (m)	揚水水位/揚水量(m ³ /日) (m)
越ヶ谷市営水道	260	300	C ₅ , C ₆	8.6	10.4/3,592 註3)

すなわち C₅ および C₆ の 2 層のみから収水し、2 m 弱の水位降下量でもつて 3,000 m³/日 以上の揚水が可能となっている。本図地域外南方の草加市においても同じような条件で、2 m 強の水位降下量によつて 3,600 m³/日 の揚水実績を示している。

IX. 新利根水塊区

本図地域外南東方利根町付近から利根川北岸沿いに新利根川用水があり、この新利根川用水と利根川本流との間には、古利根水塊と類似の水質と賦存状態とを示す地下水塊が存在している。これを新利根地下水塊または新利根水塊と呼ぶ。本図地域には新利根水塊の一部が北西に伸びて、常総台地域中に取手町付近から水海道市付近を経て、下妻市南西部にまで達している。多量の Cl⁻ によつて特徴づけられ、しばしばガス徴を呈する。水比抵抗値はほぼ 2,000 $\Omega\text{-cm}$ 前後を示している。

註3) 昭和33年設井当時の記録による。

水塊区における代表的な水質

free CO ₂ (ppm)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	全硬度 (ドイツ式)	KMnO ₄ cons. (ppm)	Fe (total) (ppm)	SiO ₂ (ppm)	NH ₄ ⁺ (ppm)	P (ppm)	NO ₂ ⁻ (ppm)	dis. O ₂ (cc/l)	溶存酸素飽和度 (%)
9.6	162.2	88.2	0	52.0	3.5	8.10	6.6	0.07	30	0.42	0.32	—	1.10	18
7.0	150.0	84.0	0	44.4	6.8	7.80	3.8	0.00	32	0.37	0.21	—	—	
—	199.0	26.0	<1	44.8	9.7	8.50	14.6	0.56	42	0.78	0.22	—	—	
—	207.0	65.5	<1	30.4	15.5	7.85	10.1	0.24	41	2.90	0.50	—	—	
—	112.0	120.8	<1	24.8	12.2	6.28	27.8	0.45	37	1.32	0.49	—	—	
7.0	175.5	55.5	0	30.5	7.3	5.96	2.8	0.73	23	0.30	0.06	—	—	
7.0	163.5	35.5	0	21.9	4.7	4.15	4.1	0.00	33	0.26	0.21	—	1.48	22
4	392.8	7.8	0	43.6	31.5	13.40	8.8	0.28	45	3.22	0.14	0.00	0.40	6
2	104.9	49.6	0	37.6	8.6	7.26	6.3	0.08	38	0.39	0.05	0.23	—	—
2	257.4	94.3	0	7.6	3.3	1.84	13.2	0.14	52	1.44	0.53	0.00	0.20	2

IX. 1 新利根水塊の帯水層

下館透水帯区および常総台地帯水区北部におけるものの一部で、現在確認されているのは下館透水帯における C₁ 層に相当するものである。すなわち一般に深度 30 m 以深 100 m 未満の砂礫層となっている。

IX. 2 新利根水塊の水理

本水塊は常総台地地下水区中に孤立した形で、鬼怒川下流～小貝川下流沿岸に沿って細長く延びている。しかも帯水層は周囲のものとまったく連続しているため、下館透水帯や常総台地の地下水と関連した地下水理状態を呈し、とくに北方の下館透水帯と小貝川東岸台地地下水から、著しく圧迫された形をとっている。水比抵抗値はこれら周囲の地下水から急激に低下し、ほぼ 3,000 Ω-cm の等値線によつて囲まれた部分が本水塊に当る。ほぼ 3,000 Ω-cm を境にして、それ以下では大きな変化はほとんど認められず、固有の水塊とみなすことができ、その賦存状態、水質組成などから推して古利根水塊と同様に一種の化石塩水のなごりと思われる。またその変遷は、周囲の水理および本区域付近における排水状態に支配されているものと思われる。

なお、水量は常総台地帯水区とほぼ同様に考えられるが、水質は古利根水塊に類似し、概略第 4 表の通りである。

IX. 3 地下水利用概況

自由面地下水は台地を除いては一般飲用・雑用水としても敬遠され、主として被圧面地下水、すなわち新利根水塊が利用されている。その水質は概して不良であるが、しばしば上水道にも利用されている。しかし現在のところ総排水量はきわめて少ない。したがつて本水塊の消滅、すなわち台地地下水との置換は急速には望めないであろう。

文 献

- 1) 佐藤才止：7万5千分の1地質図幅「筑波」，および説明書，地質調査所，1927
- 2) 藤本治義：日本地方地質誌，関東地方，朝倉書店，1950
- 3) 島田忠夫・外2名：茨城県利根川流域天然ガス調査報告，地質調査所月報，Vol. 3, No. 6, 1952
- 4) 経済審議庁：全国深井地質資料台帳—関東地方，1952
- 5) 栃木県：20万分の1栃木県地質図および説明書，1953
- 6) 茨城県：茨城県地質図，1953
- 7) 小池清：南関東の地質構造発達史，地球科学，Vol. 34, 1957
- 8) 地質調査所：50万分の1東京編纂図，1957
- 9) 貝塚爽平：武蔵野台地の地形変形とその関東造盆地運動における意義，第四紀，Vol. 1, No.1, 1957
- 10) 蔵田延男・外2名：荒川および江戸川下流工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，Vol. 9, No. 6, 1957
- 11) 貝塚爽平：関東平野北東部の洪積台地，地学雑誌，Vol. 66, No. 4, 1957
- 12) 貝塚爽平：関東平野の地形発達史，地理学評論，Vol. 31, No. 2, 1958
- 13) 蔵田延男・外2名：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，地質調査所月報，Vol. 10, No. 5, 1959
- 14) 蔵田延男・外4名：栃木県鬼怒川右岸工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 10, 1959
- 15) 尾崎次男・外2名：渡良瀬川流域工業用水源調査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 8, 1959
- 16) 木野義人・外2名：利根川中流流域および江戸川流域工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，Vol. 11, No. 2, 1960
- 17) 山崎寿雄：常総台地北部の地質と地下水，応用地質，Vol. 1, No. 3, 1960
- 18) 小西泰次郎・外3名：茨城県工業用水源地域調査報告，地質調査所月報，Vol. 11, No. 7, 1960
- 19) 地質調査所：20万分の1水戸編纂図，1960

HYDROGEOLOGICAL MAPS OF JAPAN

2

Explanatory Text of the Central Part of Kwantō Plain

By

Yoshito Kino & Takeshi Andō

Abstract

The mapped area may be divided hydrogeologically into 6 zones, namely, three permeation zones, one water-bearing zone and two semi-concrete water masses, which will be described as follows (Fig. 1).

Koga Permeation Zone

This zone covers nearly the area enclosed by the line linking Oyama city—Koga city—Sakai town—Sugito town—Kuki town—Hanyu city. The confined water of the zone is dominated by Koga Permeation Flow, which is a remarkable permeation of confined water stretching from north or northwest to south or southeast in the Diluvial sediments. The water of this permeation is rich in quantity and good in quality, and furnishes many artesian wells. It is assumed that the sediments containing the ground water permeation are more than 300 m in thickness in the southern part of the zone.

Shimodate Permeation Zone

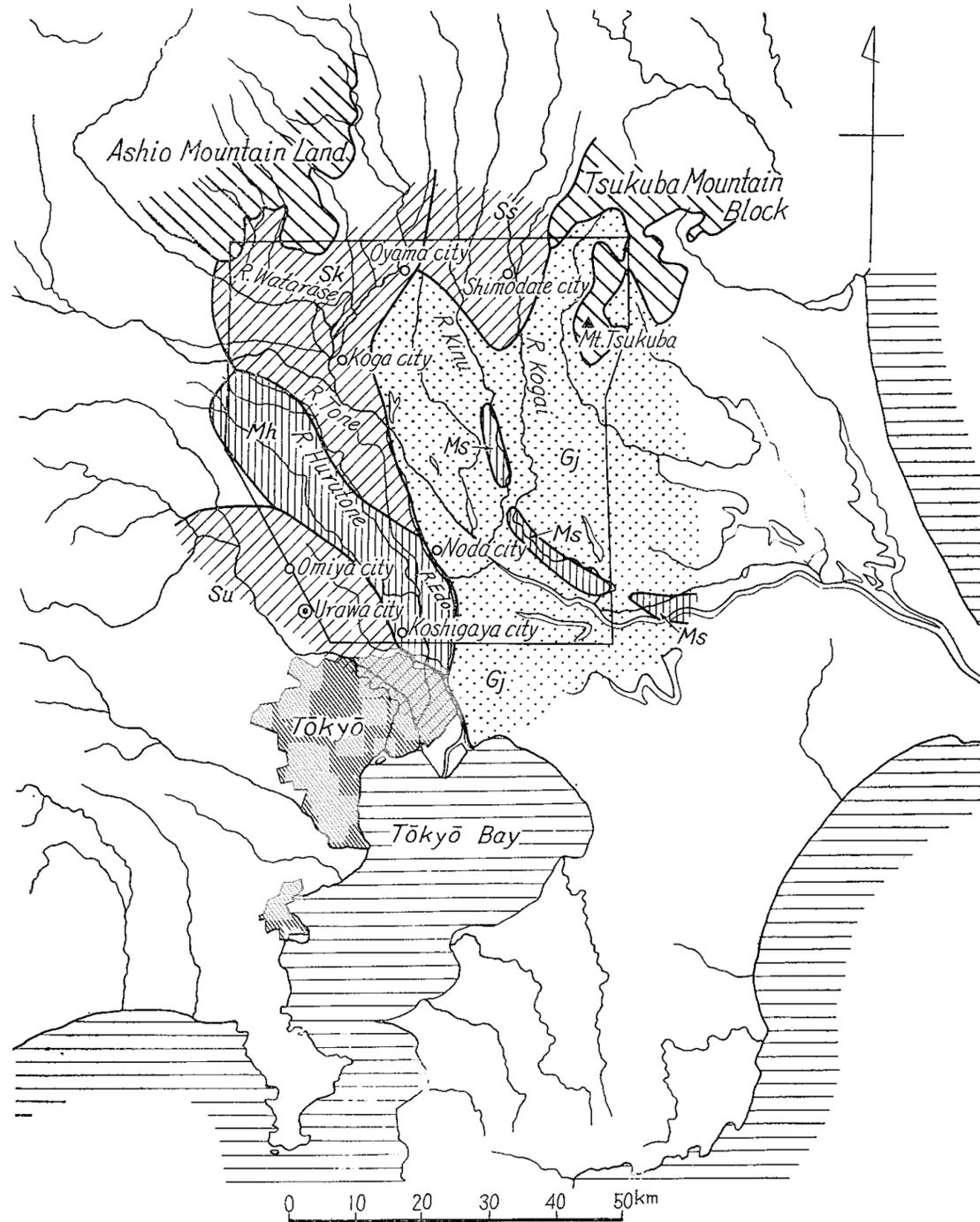
This zone covers nearly the area enclosed by the line linking the eastern part of Shimodate city—Shimozuma city—Yūki city. The confined water of the zone is dominated by Shimodate Permeation Flow. Shimodate Permeation Flow is a group of permeations of confined water stretching from north to south in the Diluvial sediments, and is followed by many artesian wells. The quantity and quality of this ground water are as excellent as those of Koga Permeation Flow, but the condition of the confined water deeper than 100 m has been little known.

Urawa Permeation Zone

This zone covers nearly the area southwest from the line linking the western part of Koshigaya city—the northern part of Iwatsuki city—the eastern part of Okegawa town. The confined water of this zone is influenced by Urawa Permeation Flow. The description of the Permeation Flow will be published in the explanatory text of the hydrogeological map of southwestern part of Kwantō Plain.

Jōsō Highland Water-bearing Zone

The eastern half part of the mapped area is mostly occupied by Jōsō



Sk: Koga Permeation Zone Ss: Shimodate Permeation Zone
 Su: Urawa Permeation Zone Gj: Jōsō Highland Water-bearing Zone
 Mh: Furutone Semi-concrete Water Mass Zone
 Ms: Shintone Semi-concrete Water Zone

Fig. 1 Hydrogeological Division of Central Area of Kwantō Plain

highland, which is an extensive Diluvial highland and many elongated alluvial plains formed by erosions and alluvions in the highland.

The confined water of some border lands or deep strata of Jōsō highland is under the influences of Koga Permeation Flow, Shimodate Permeation Flow or, possibly, other group of ground water. However, almost all confined water of the highland and its circumferences, at least, in the upper strata less than 100 m in depth, is originated chiefly from the saturation of meteoric waters having fallen down on the highland itself. The maximum thickness of Diluvial sediments in the zone is estimated as presumably about 500 m to the southeast outside of the mapped area, but the condition of ground water deeper than 150 m in the mapped area is not yet clear in general.

Furutone Semi-connate Water Mass

An independent confined water mass is known in the area neighbouring Furutone river between Koga Permeation Zone and Urawa Permeation Zone. This water contains Cl^- of about 100 ppm. and other heavy components, while the confined water belonging to the two permeation zones have not so much amount of chemical components as this water mass, and these different confined waters are sharply bounded chemically, from one another. Still more, the confined water of the mass frequently contains natural gas. Therefore, this confined water mass is presumed as the residual of one kind of connate water, and the writer named it as Furutone Semi-connate Water Mass. The thickness of Diluvial sediments containing the semi-connate water is presumed as more than 250 m.

Shintone Semi-connate Water Mass

To the east outside of the mapped area, there is a semi-connate water mass having the chemical character similar to that of Furutone Semi-connate Water Mass. The writer named it as Shintone Semi-connate Water Mass. The northeastern elongation of this mass is distributed as far as the southern part of Shimozuma city through Mizukaidō city in Jōsō highland area in the mapped area. The condition of the confined water deeper than 100 m in this zone is scarcely known.

昭和37年3月19日印刷
昭和37年3月25日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 小林 銀 二
印刷所 泰成社印刷所
