

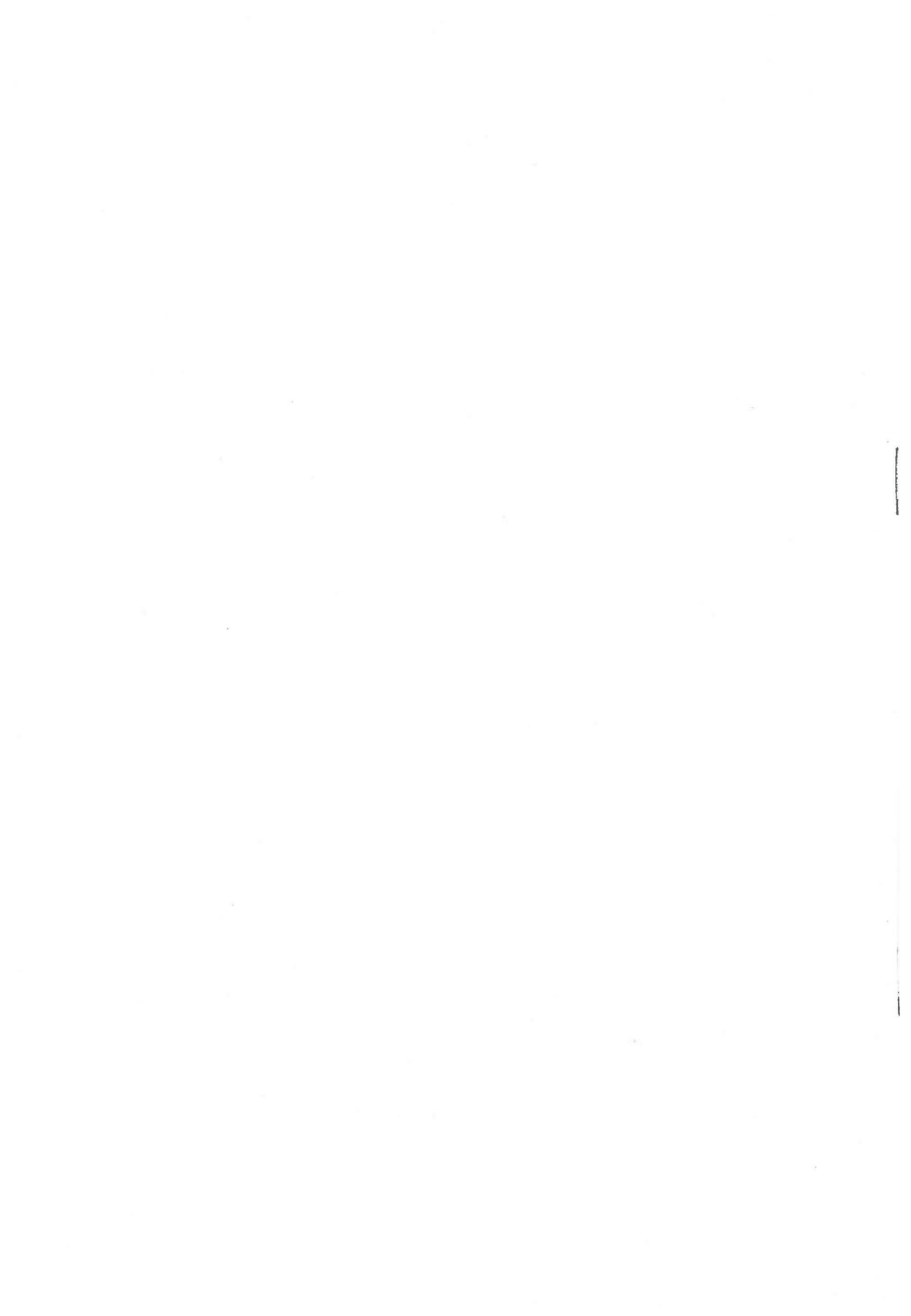
B. d. VI

地質調査所報告 第238号

関東平野中央部における
被圧地下水の水理地質学的研究

地質調査所

昭和45年8月



556.33 : 551.791 (521.2)

地質調査所報告

所長 小林 勇

関東平野中央部における
被圧地下水の水理地質学的研究

木野 義人

目 次

要 旨	1
I. 緒 言	1
II. 関東平野周縁部の地質概観	2
II. 1 房総半島北部	2
II. 2 多摩丘陵および武蔵野台地	3
II. 3 関東山地東麓	4
II. 4 赤城火山および足尾山地南麓地域	4
II. 5 常総台地北部	5
III. 地層群と地下水との関係	5
III. 1 上総層群相当層中の被圧地下水	5
III. 2 成田層群相当層中の被圧地下水	7
IV. 関東平野中央部における被圧地下水の賦存形態	7
IV. 1 帯水層の水理地質的層序区分および構造	7
IV. 2 帯水層々準と地下水要素との関係	11
IV. 3 水質的特徴による被圧地下水の区分	13
IV. 4 準化石水—古利根地下水塊—	16
IV. 5 循環性地下水	19
IV. 5. 1 古河流動地下水	19
IV. 5. 2 浦和流動地下水	21
IV. 5. 3 熊谷流動地下水	22
IV. 6 圧力面形態	25
V. 準化石水および流動地下水の形成に関する考察	29
V. 1 地質時代における被圧地下水賦存状態の変遷	29
V. 2 井戸群による被圧地下水の地上排出	31
VI. 要 約	32
文 献	33
Abstract	

関東平野中央部における 被圧地下水の水理地質学的研究

木野 義人*

要 旨

地下水の研究が自由地下水という元来単一の帯水層中の地下水やごく浅い被圧地下水を対象とする限り、層位的な座標系をとくに必要とはしなかった。しかし関東平野など深い堆積盆地における深層地下水に関する幾つかの事実は、被圧地下水の賦存状態が垂直的に多次元であることを示している。この論文は層準によって被圧地下水を区分することによって水理地質学の基礎的概念を確立しようとするものである。また関東平野中央部における被圧地下水には化石水的なものと循環性地下水とがあり、その成因的考察から地質的な要因や条件が抽出された。

I. 緒 言

筆者は1958年以来、当時の工業用水源調査に関連して、関東平野の被圧地下水の水理地質学的研究を行ってきたが、1964年までの間に、関東平野中央部における被圧地下水について、従来認識されていなかった輪郭を把握することができたので、ここにその報告を行なう次第である。

本研究を行なうに際し東北大学岩井淳一教授、同浅野清教授、同畑井小虎教授、同北村信助教授からは、終始御助言・御激励を仰いだ。ここに御厚意に対して厚く御礼を申し上げる。

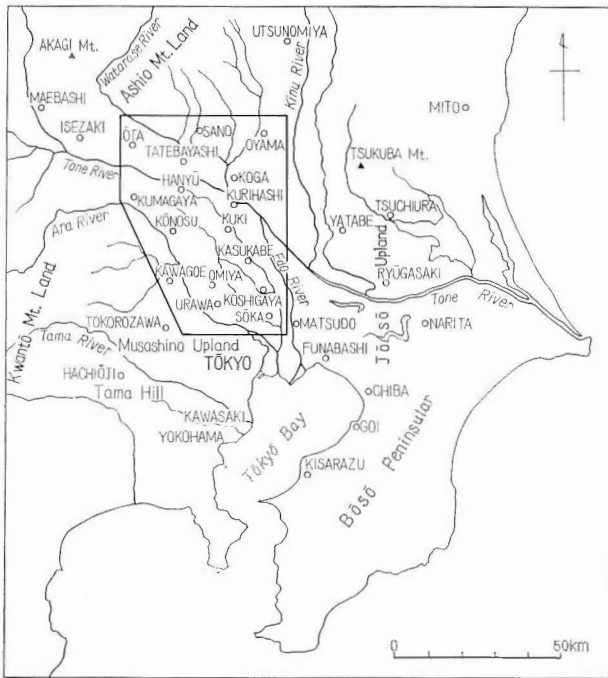
また、地質調査所福田理博士からは、本研究の基礎である関東平野新生代の層序や対比に関し、また有孔虫の同定やその環境など地質学的意義について、有益なる御助言・御指導をいただいた。さらに帝国石油 K. K. 中央技術研究所菊池良樹博士からは地下地質について貴重な御教示をいただいた。なお地質調査所安藤武技官からは、関東平野地下水の水質について未発表資料の提供をいただいた。併せて深く感謝の意を表す。

さく井および水源井における柱状資料および水に関連する諸元の資料については、埼玉県の一部、群馬・栃木・茨城・千葉各県の一部および東京都の一部に及ぶ地域において、各市町村・関係工場等の協力によって得られたものが多い。また水質の一部は埼玉県衛生研究所の資料を引用させていただいた。ここに併せて謝意を表する次第である。

埼玉県東部低地帯を中心とする関東平野中央部（第1図）には古くから自噴性の被圧地下水が賦存していることが知られていたが、1957年以前には、その水理地質的な賦存状態を広域にわたって把握された報告は皆無の状態であった。しかし1958年および1959年における地下水研究（木野他、1959；木野他、1960）によって、深度100m前後までの地下水に関する資料はかなり豊富に得られ、一部に得られた深度200m前後までの資料と合わせて、その水質などの分布から、相対的に多量の Cl^- を含有することによって特徴づけられる特異の地下水塊（準化石水）と循環性の fresh water とに区別された。そして前者を“古利根地下水塊”，後者を“古河透水帯”，“浦和透水帯”，“熊谷透水帯”などとそれぞれ呼んだ（木野・安藤，1962）。しかし透水帯という名称は、その地帯が特に地層（帯水層）の透水性が良い地帯であるという意味に解され、地下水そのものの名称というよりは透水性の大きい帯水層の分布する地帯であるという意味になる恐れがあった。事実その地帯だけが特に透水性が大きいという証拠は無く，“透水帯”と“水塊”との間には透水性において区別はつけ難いことが判った。一方地下水に関する諸要素は、同一地点でも深度（層準）によって異

* 応用地質部

**（現）北スマトラ石油開発協力（株）



第1図 本研究地域図
Map showing the area discussed in the paper.

動地下水”，“浦和流動地下水”および“熊谷流動地下水”と称した。また細部に関する記述，地点・小区域における地下水の記載に際しては，それぞれいずれの帯水層における地下水であるかを明記することにした。なお本稿において地下水は一般飲用等に供し得る範囲のものに限定し，ガス付随水などは対象外とした。

本論は関東平野中央部における特徴ある各地下水に関して，それらの賦存形態および相互関係を水理地質学的立場から把握し，かつその形成過程を考察することを主題とするものである。

関東平野全般の地質構造や層序については，地下水の垂直的分布を層位的に認識するための尺度として，地下水の空間的広がりおよび地下水賦存形態形成過程の要因として必要な部分を概括的に述べるに止める。関東地方における地質構造や層序・対比などについては，今後なお議論の余地を残しているものである。

II. 関東平野周縁部の地質概観

II. 1 房総半島北部

房総半島は本研究主対象である関東平野中央部からはやや遠隔の位置にあるが，その地層名は関東平野一帯に広く用いられており，またその地質構造は関東平野における地下水の賦存状態を大きく支配していると思われる。本研究に関連する部分について従来の地質研究結果に基づいて略述すれば次のとおりである。

房総半島において関東平野中央部の被圧地下水と密接に関連する地層は上総層群（河井，1961；伊田他，1956）と成田層群（河井，1961）である。千葉付近においては古くからいわゆる「上総掘り」によって掘抜井戸が多数掘きざされておき，最近の工場群のさく井記録を含めて考え合わせると，帯水層としての限界深度は最大400 m付近にあると考えられる。その下位には泥質の笠森層があり，これはこの地域の地下水に対する不透水性支持層とみなされている^{注1)}。また笠森層以下の上総層群は水溶性ガスの採取対象となつて

注1) 蔵田延男他（1958）：京葉工業地帯五井・市原地区地下水源基本調査報告書，経済企画庁

なる場合が多く，例えば浅層の地下水が水質的に化石塩水のな性質を有していても深層の地下水は fresh water であつたり，またその逆の場合もある。したがってこれらの名称はあくまでも地下水そのものの個性を指示するものでなければならぬことが明らかとなった。かつ，被圧地下水の議論は，水理地質的に層序区分した上で，それぞれの空間的広がり把握された帯水層ごとに区別して取り扱われるべきであることが地下水研究上不可欠の条件となった。

以上の経緯に鑑み本稿では，CI-1によって特徴づけられる地下水塊を準化石地下水塊（Semi-concrete groundwater mass），地表水と親近度の高い fresh な地下水（循環性地下水）のうちで特に水平方向への浸透が顕著に認められるものを流動地下水（Groundwater flow）と呼び，それぞれ固有名称を冠して“吉利根地下水塊”，“古河流動地下水”，“浦和流動地下水”および“熊谷流動地下水”と称した。また細部に関する記述，地点・小区域における地下水の記載に際しては，それぞれいずれの帯水層における地下水であるかを明記することにした。なお本稿において地下水は一般飲用等に供し得る範囲のものに限定し，ガス付随水などは対象外とした。

いる。したがってこの地域では含水層はほぼ成田層群以上に限られているとみることができる。このような関係は東京湾北岸一帯に適用されると考えられる。

したがって成田層群下限深度の追跡は同層群の地質構造を明らかにするのみならず、含水層の下限深度の決定に対して重要な意味をもつとしてよい。主として天然ガスに関する研究（金原，1952；金原・本島・石和田，1958；石和田，1956，1958，1960；河井，1960，1961など）によれば、成田層群下限深度はほぼ第1表のごとく考えられる。

第1表 房総半島北部における成田層群の下限深度

Limited depths of the Narita Group
in the northern part of the Bōsō Peninsula.

Locality	Depths of the lower limits of the Narita Group below the ground-surface
Goi	300~400 ^(m)
Chiba	420~460
Narashino	470 ±
Yachiyo	423
Narita	140~150
Yachimata	120~130
Funabashi	450 ?
Taco	100 ±
Omikawa	50 ±
Kashima	49
Southeastern part of Ryūgasaki	140 ±

based on the paper by K. KAWAI (1961)

一方地表においては、養老川・小櫃川などの沿岸、佐倉・成田などの内陸台地上に上総層群から成田層群に至る地層が露出し、比較的整然とした構造を呈しているため、関東地方更新統の模式地として古くから研究が進められている（三土，1934，1935，1937；坂倉，1935；小島，1958~1963；中川，1960；成瀬，1961などの成田層群に関する研究）。これらによると上総層群上部から成田層群に至る地層の構造は、千葉以南では走向SW-NEで北西方に向かって傾斜し、かつその勾配は上位の地層になる程緩やかになり、成田層に至ってはほとんど水平的に北方および北西方に広がり、常総台地一帯に分布している。なお本地域においては、上総層群と成田層群との間には構造上の著しい差異は認められない。

II. 2 多摩丘陵および武蔵野台地

多摩丘陵には南多摩層群（大塚，1932）または三浦層群（徳永他，1949）と呼ばれた上総層群相当層が分布し、全体として東方に向かって順次上位の地層が重なるものと考えられており、傾斜はきわめて緩やかである。多摩丘陵北部にはこの上総層群相当層を傾斜不整合に覆って御殿峠礫層（羽鳥・寿円，1958 a，1958 b）および多摩ロームが稜線沿いに東西方向に分布し、その東部はしだいに高度を減じながら稻城付近まで達している。

一方多摩丘陵東部の登戸付近には鴛鴦沼砂礫層および多摩ローム層が相伴って分布し、さらに同丘陵南部には下末吉層および下末吉ロームが相伴って分布して下末吉面を形成している。これらが屏風浦層とともに成田層群に属することはほぼ間違いないが（羽鳥・寿円，1958 a，1958 b；関東ローム研究グループ，1958；貝塚，1958；貝塚・成瀬，1958；成田研究グループ，1962；福田・石和田，1964），御殿峠礫層が上総・成

田いずれの group に属するかは今後なお検討を要するであろう。

武蔵野台地の中央やや西部寄りに残丘状をなして孤立している狭山丘陵には、多摩ローム層を伴う狭山層（羽鳥・寿円，1958b）が露出し、きわめて緩やかに北東方に傾斜している。狭山層は一括して豊岡礫層および鴛鴦沼砂礫層に対比されているが、芋窪礫層（羽鳥・寿円，1958b）の下位にある地層が同丘陵西部と東部とで異なるにもかかわらず、同礫層の上位には必ず多摩ローム層を伴っている点で御殿峠礫層と類似の層位的関係を示すものであり、疑問の点を残している。

武蔵野台地自体についての地質学的研究は1964年までに比較的少なく、比較的広範囲に層位学的立場から述べたものとしては、大西（1940）、福田・羽鳥（1952）、貝塚・戸谷（1953）などが挙げられるに過ぎず、同台地全域に関する地質構造は具体的にはよく判っていない。地質学的研究とは別に最近工業用・農業用等の地下水の立場からも地下構造に関する調査が進められ（森，1962など）、地層の物理性による対比が試みられつつあるが、地質学的根拠に基づく考察は未だしの感が深い。

同じく地下水調査の目的を以って1962年、地質調査所によって掘さくされた川越G S—1号井の資料は、僅かながら同台地の層区分および層位的関係を解明する手懸りを与えるものと思われる。同井において深度210m以深400mまでの泥質層中には、ほとんど *Rotalia beccarii* のみから成る有孔虫群集を含んでいる。近接地域において *Rotalia beccarii* 群集によって特徴づけられる地層は、阿須山丘陵における飯能層上部の佛子粘土層（福田・高野，1951）である。川越G S—1号井において岩相的に明らかに変化する位置は深度150m付近である。この付近を境として上位地層は豊岡礫層 type の礫を主体としてローム質の褐色粘土を挟み、または同粘土によって充填されている。下位の地層は飯能層上部 type の泥岩・砂岩・礫の互層からなり、海成または汽水性の堆積物である。したがって川越における深度150m（海拔高度約-130m）付近における岩相的境界は、飯能層相当層と豊岡礫層相当層との境界になる可能性が大きい。川越付近における水源井掘さく資料を比較すると、上記の岩相的特徴は入間川南岸沿いに西方へ追跡され、両者の境界は狭山において標高約-43m、西武町佛子において同+80mとなり、地表における飯能層と豊岡層との境界に接続する（第5図）。

II. 3 関東山地東麓

関東山地東麓には上述の多摩丘陵・狭山丘陵・武蔵野台地のほか、八王子付近から北に加住・草花丘陵・阿須山丘陵・坂戸台地・物見山丘陵・比企丘陵・児玉台地などの丘陵・台地が発達している。加住・草花丘陵には小宮砂層および増戸礫層（福田・高野，1951）、阿須山丘陵には飯能層と豊岡礫層（福田・高野，1951）物見山丘陵には物見山礫層（渡部他，1950）、比企丘陵北部には楊井層（渡部他，1950）、児玉台地には楊井層および浅見山礫層（渡部他，1950）がそれぞれ分布している。これらは主として砂礫からなっているので、関東平野中央部の地下水と直接・間接に関連を有していると思われる。これらのうち楊井層は中新統に対比され（渡部他，1950；福田，1963；福田・石和田，1964）、小宮砂層・増戸礫層・飯能層・物見山礫層・浅見山礫層などは上総層群に（羽鳥・寿円，1958b；福田・高野，1951；藤本，1951；河井，1961）、豊岡礫層は成田層群に（福田・高野，1951）、それぞれ対比されている。またこれらの下位には中新統～先新第三系があり、楊井層以上の含水層に対して基盤的な役割を果している。

楊井層以上の砂礫質の各地層は、物見山丘陵以南では全体として関東平野中央部に向かって緩やかに傾斜しているが、比企丘陵以北では、利根川本流の流路にはほぼ平行な走向で利根川に向かって北東方に30°前後のかなりの急傾斜を示している。すなわち比企丘陵が地形的に東方に突出し、かつ吉見付近において先第三系の古期岩類（結晶片岩など）が露出していることは、この部分が上総層群堆積以前から岬のような存在として突出し、関東平野中央部と関東平野西北部との堆積盆地をやや2分した形とし、上総層群堆積以後の構造へ反映する結果となったものと思われる。

II. 4 赤城火山および足尾山地南麓地域

足尾山地南麓部は主として古生層からなり、その西方は赤城火山噴出物に覆われて、上総層群および成田層群に相当する地層の露出はきわめて少ない。太田一桐生間の八王子山丘陵には流紋岩～石英安山岩質

凝灰岩によって特徴づけられる中新統と、その上に不整合に重なる下強戸礫層が露出している（河井・山田，1960）。またこれらはほぼNW-S Eの走向で南西方に傾斜し、児玉台地における楊井層以上の地層の構造と対称的な構造を呈している。下強戸礫層は物見山丘陵における物見山礫層に対比されている（河井，1961）。

群馬県下のさく井資料によれば、赤城山南麓から足尾山地南麓における台地および低地下においては、赤城・榛名などの火山体を構成するものと同岩質の新鮮な輝石安山岩礫が多量に堆積しており、その深度は伊勢崎で地表面下約180m、太田で同130m、館林で同150mまでそれぞれ知られている。

II. 5 常総台地北部

筑波山塊は古生層および先第三系の花崗岩質岩類・変成岩などからなっているが、上総層群に相当する地層は認められていない。鹿島灘沿岸から霞ヶ浦沿岸を経て筑波山塊周辺に至る常総台地の詳細な地質はよく判っていないが、佐藤（1926，1927）や中村・福田（1953）などによって調査された地表露頭は全て成田層群上部に相当する地層である。山崎（1960）によれば、筑波山塊西麓台地における厚さ140 m以上の含水層は海成～汽水性堆積物で成田層群にはほぼ対比され、最深部は一部笠森層ではないかと考えられている。また下館付近では116.3 m以深に鮮新統或いは中新統と思われる砂質凝灰岩および砂泥岩が存在すると言う。したがってこのあたりでは上総層群以下および成田層群は、筑波山塊に対してabutする形をとるものと考えられる。

谷田部付近の試錐^{注2)}結果によれば、深度220 mまでは *Buccella frigida* を含み、春日部GS-1号井における屏風浦層（福田・石和田，1964）に対比することが可能である。また少なくとも250 mまでは砂礫・粘土などの未固結堆積物からなっている。揚水試験の結果知られた帯水層の物理性および水質は利根川以南房総半島北部における成田層群中のものに類似している。

III. 地層群と地下水との関係

すでに述べたように房総半島北部では、本稿の対象とする含水層の限界深度は成田層群の基底深度とほぼ一致するが、武蔵野台地や多摩丘陵北部では、多摩丘陵に露出し或いは武蔵野台地下に伏在する上総層群相当層が有力な含水層を形成している。また比企丘陵北側から児玉台地にかけては、楊井層も含水層として見逃すことのできないものである。

このように関東平野西縁部一帯の台地・丘陵では、上総層群以下の地層が含水層の重要部分を形成し、かつその限界深度は深い。川越GS-1号井においては深度400 mにおいて未だ水理地質的基盤には到達していない。所沢・三鷹・武蔵野などの諸都市においても深度300 mにおいてなお帯水層としての限界深度に達せず、新鮮度の高い地下水が存在している。

関東平野中央部に關連する地域の井戸資料によって帯水層の限界度を示せば第2表のごとくである。明らかに帯水層としての限界深度に達しているとみなされるものは、東京江東地区における天然ガス井や春日部GS-1号井など天然ガスに關連するものが多い。東京江東地区から山手台地にかけてはその限界深度はかなり急勾配で浅くなっているものごとくであり、かつそれが成田層群相当層と上総層群相当層との境界にはほぼ一致するものと考えられる。このような関係はまた関東平野中央部一帯にほぼ適用されると思われるが、堆積物が当然粗粒となる周辺山麓の台地地帯では上総層群自体も帯水層を含み、場合によっては中央部よりもその限界深度が大きくなることも考えられる。

III. 1 上総層群相当層中の被圧地下水

千葉と茂原を結ぶ線以北の房総半島北部から利根川下流沿岸、東京江東地区から京浜地帯などにおいては、上総層群中の被圧地下水はいわゆるガス付随水として存在し、Cl⁻その他の溶存成分を多量に含み、或いは茶褐色を呈している。また草加における試掘井^{注3)}において、上総層群相当層中からガス付随水の湧

注2) 首都圏整備委員会事務局資料（1963）

注3) 帝國石油K. K. 試掘井（1962）

第2表 関東平野中央部における帯水層の下限深度

Limited depths of aquifers in the
central part of the Kwantō Plain.

Locality	Depths below the ground-surface	Altitude (m)	Strata including the limited aquifers
Estuary of Edo River	400~500 (m)	-400~-500	Strata correlative with the Narita Group
Sunamachi, Kōtō	130~223	-130~-223	Do.
Kanamachi, Katsushika	562	-560	Do.
Minami-Senju	216	-213	Do.
Sugamo	238	-210	Do.
Ikebukuro	229	-195	Do.
Sōka	530 ?	-526 ?	Do.
Kasukabe	422	-415	Do.
Kuki	400+	-400-	Do.
Koga	200+	-180-	Do.
Iwai	250+	-230-	Do.
Yatabe	250+	-230-	Do.
Kawagoe	400+	-380-	Strata correlative with the Kazusa Group
Mitaka	350+	-300-	Do.
Tokorozawa	370+	-300-	Do.
Kōnosu	190+	-170-	Strata correlative with the Narita Group
Hanyū	200+	-190-	Do.
Tatebayashi	180+	-160-	Do.
Ōta	200+	-180-	Do.
Isezaki	330+	-270-	Do. ?

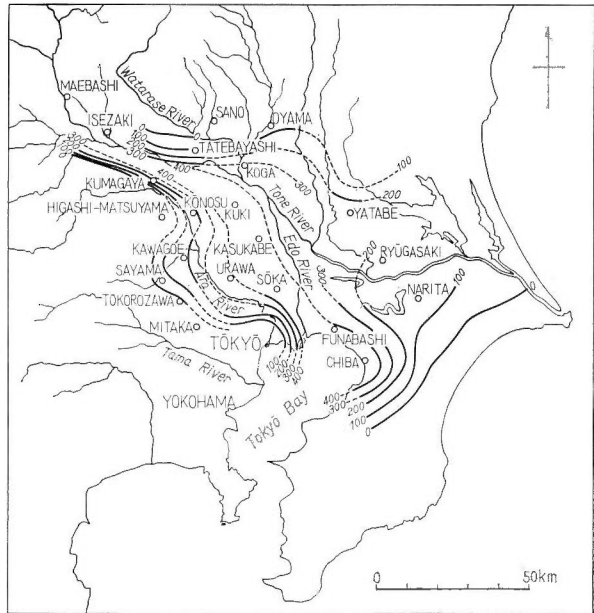
出をみている。したがって房総半島北部～東京湾沿岸の上総層群とそれに含まれるガス水との関係は関東平野中央部においても適用されると類推される。しかしガス付随水や褐色水は飲用に適せず、一般に言う地下水とは別に取り扱って本稿の対象外とする。

明らかに上総層群相当層中の地下水として取水対象となっているものは、多摩丘陵北部から武蔵野台地方面においてももっとも顕著に認められる。八王子・日野・立川・府中・調布・三鷹・武蔵野・所沢など武蔵野台地上の各都市ではほとんど上総層群相当層中の被圧地下水が各種水源の対象となっている。主要帯水層は加住礫層・平山砂層・連光寺互層・稲城砂層および飯能層などに相当する砂層および砂礫層である。これら帯水層中の被圧地下水は水量的にも水質的にも成田層群相当層中の循環性地下水と区別することはできない。これは帯水層を構成する砂層や砂礫層が未固結で透水性が大きいことおよびこの地域が天水の直接受水地域であることなどによるものである。また本地域の大部分が上総層群堆積後陸化して以来海進の影響をほとんど受けていないという地史的要因も、現在の地下水のあり方に影響を与えていると考えられる。

III. 2 成田層群相当層中の被圧地下水

房総半島北部において成田層群が砂または礫質で豊富な地下水を含んでいること、および含水層の境界深度がほぼ成田層群の下限に相当することは上述のとおりであるが、このような関係は関東平野中央部においても、春日部GS-1号井や久喜GS-1号井などの試錐によって適用されることが明らかになりつつある。したがって成田層群相当層を追跡することは、関東平野中央部における被圧地下水の全貌を把握するための前提条件である。

関東平野周縁における層序関係・地質構造などに関する既存の知識、第1表・第2表その他のボーリング資料および第6図に示される成田層群相当層内部の構造などを総合すれば、成田層群および同相当層の下限深度分布はほぼ第2図のごとくである。第2図のうち房総半島北部についてはおおむね河井(1961)に拠った。また第2図によって成田層群相当層の堆積盆地の形状がうかがわれる。それは単純な同心円状ではなく、関東平野中央部をNW-SE方向に縦断する地溝状または舟底型の細長い盆状構造を呈している。さらにやや細かくみると、江戸川下流付近および比企丘陵東方では盆地の幅がやや狭くなり、同堆積盆地は東京湾北部・関東平野中央部・関東平野西北部と3分された形を呈している。これは比企丘陵における先第三系基盤岩の東方突出、多摩丘陵東方から江戸川下流方面への先成田層群の突出によるもので、東京と比企丘陵の間には武蔵野台地の一部



第2図 関東平野中央部における成田層群相当層限界深度分布図
Generalized contour map showing the limited depth of the strata correlative with the Narita Group in the central part of the Kwantō Plain. (in meter below the sea level)

に向かって湾入の形が認められる。利根川下流から霞ヶ浦沿岸や鹿島灘沿岸にかけては未だ確実な深層ボーリングの資料がないので、成田層群堆積盆地の形状は明らかでない。いずれにせよ関東平野中央部において収水対象となっている被圧地下水はほとんど成田層群相当層中のものと考えてよい。

それら被圧地下水は場所によりまた帯水層の層準によって多様な賦存状態を示しているが、それは成田層群堆積後の造構史および古地理と密接な関係を有している。また帯水層としての砂層や砂礫層は泥質層と互層し、厚さ400m以上に及ぶ堆積物の中で多数の堆積輪廻を示している。かつこれらのほとんど全層が海成または汽水性の堆積物であることは、これら盆地堆積物中の地下水賦存の状態を考察する上において重要な意味をもつ。かかる地下水の賦存状態は地史的変遷とともに変化してきているものであり、その過程は含水層の地質状態を明らかにすることによって裏づけられるものである。と同時に地下水の賦存状態は含水層堆積後の造構史および古地理を解く手懸りをも内包していると思われる。

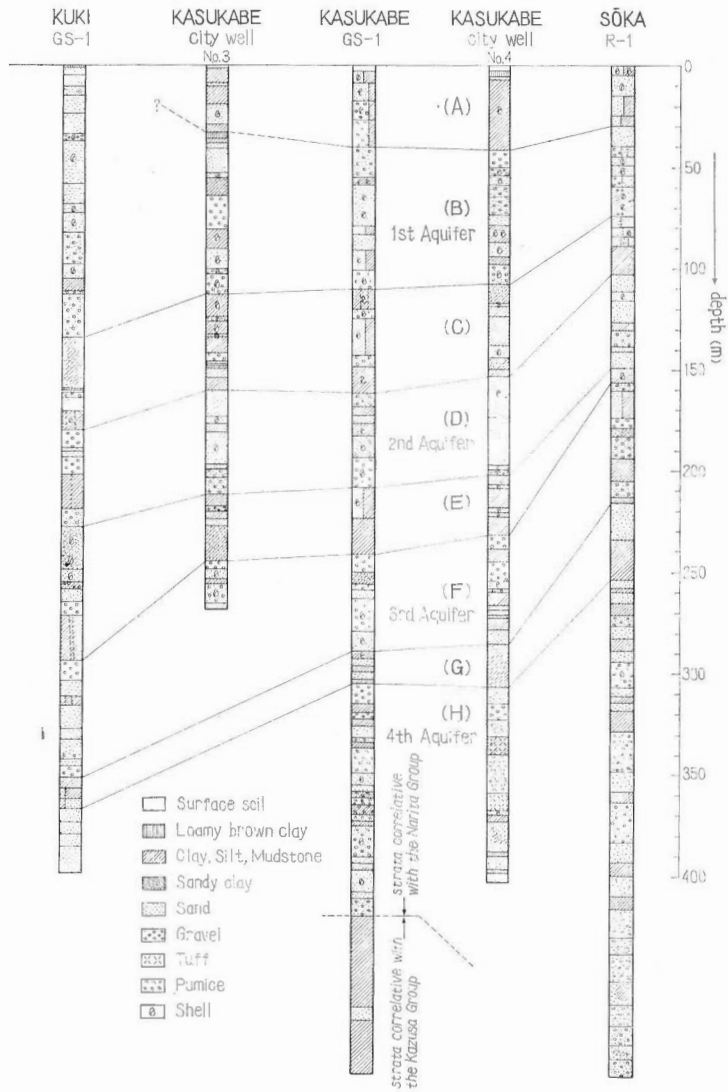
IV. 関東平野中央部における被圧地下水の賦存形態

IV. 1 帯水層の水理地質的層序区分および構造

本稿の直接対象とする関東平野中央部(第1図)のほか、武蔵野台地の一部や東京城北・江東地区の一

部を含む地域を加えて、1960年以降に掘さくされた、深度おおむね 200 m 以上の井戸約 200 井の地質柱状図・掘屑・コアなどの資料に基づいて地層の追跡を行なった。層位的示準として岩相的特徴（特に泥質層についてはその厚さの連続性と岩質、礫層については礫の種類、砂層については浮石や石英粒の岩質的・量的特徴）と古生物的特徴（特に有孔虫群集の既知資料との比較）とを併用した。また地層の粒度や物理性については一部電気検層図を参考とした。

その結果、羽生一久喜一春日部一草加の断面については地層は単層ごとにかかなりよく連続し、幾つかの単層の組み合わせによる単元は本地域に広く追跡されることが判った。またそれらの標準的層序は、深度の大きい井戸が比較的密集し、精度の高い地質柱状資料が得られている久喜一春日部付近において端的に示される。春日部市上水道水源第 4 号井のさく井資料によって深度 400 m までの地層を岩相区分すれば次のとおりである（第 3 図）。



第 3 図 関東平野中央部における水理地質の標準断面
Hydrogeological standard section of the central part of the Kantō Plain.

A層 0～42m 主として暗色の軟弱な泥質層からなり、貝化石を含んでいる。ほぼ沖積海進期の汽水性ないし沼沢地性堆積物と考えられる。

B層 42～109m 礫層および砂層を主とし、厚さ10m以内の泥質層を1～2枚挟んでいる。豊富な貝化石を含む。礫層中には砂岩・粘板岩・珪岩など先第三系堆積岩に加えて新期火山噴出物と思われる安山岩類を特徴的に伴う。また泥炭質または有機成分の多い泥層が挟まれている。

C層 109～155m 総層厚38mに達する泥質層を主とし、厚さ1mおよび7mの砂（礫）層を挟む。砂（礫）層中には貝化石を含む。

D層 155～210m 中粒～粗粒砂を主とし、部分的に礫質である。薄い粘土層を挟む。貝化石も多い。砂層は一般に石英粒に富み、特に最下部に多い。春日部～杉戸を通じて石英粒の容積比は全体の50%以上である。

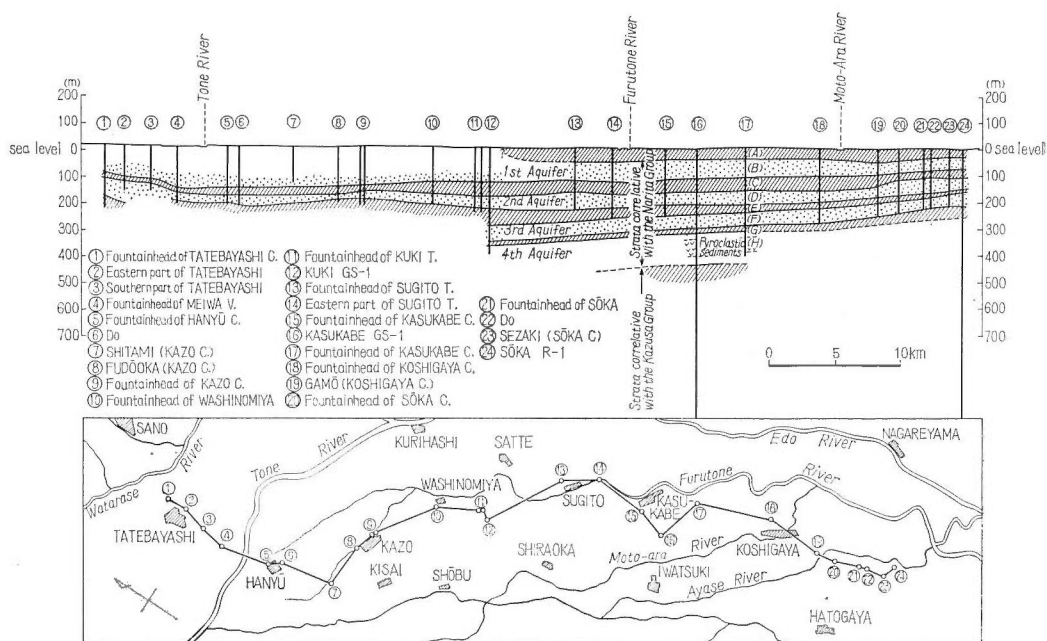
E層 210～233.5m 泥質層を主体とし砂礫層を挟む。泥質層は暗灰色～黒色を呈し、有機質である。また暗緑色を呈することがある。泥質層中にしばしば亜角礫質の細礫が混入していることは本層の特徴である。砂礫層中には貝化石を含むが泥質層中には見当たらない。

F層 233.5～287.5m 帯緑色シルト層と砂礫層との数mごとの互層で貝化石を含む。

G層 287.5～308.5m 灰色シルト層で砂質の部分もある。貝化石は少ない。

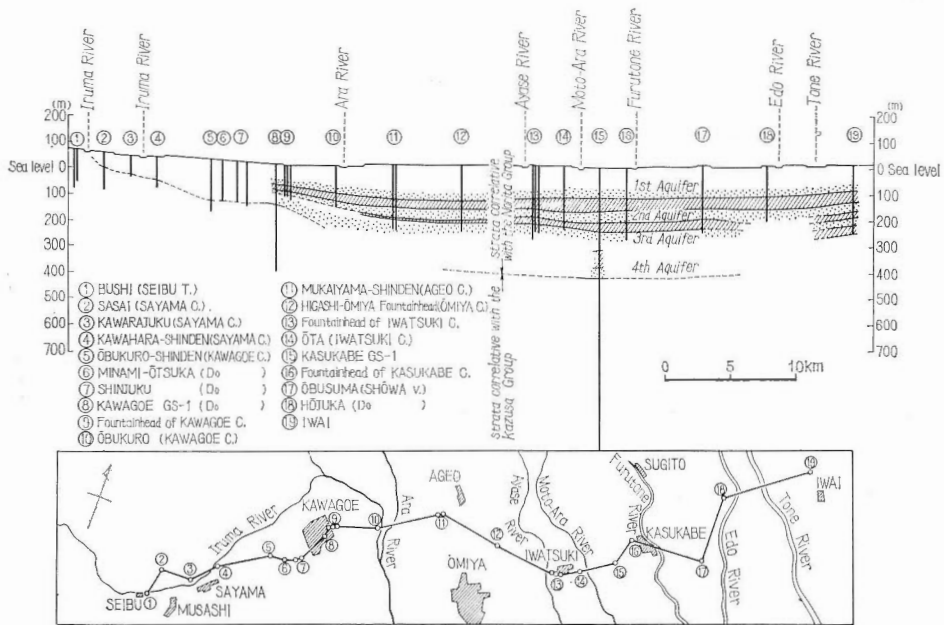
H層 308.5m以深（未区分） 砂礫層・凝灰質シルト層・凝灰質砂層などの互層で、石英粒および浮石粒を多量に含んでいる。石英安山岩質火山噴出物または軽石流に由来する火砕堆積物とみることができる。貝化石は稀である。

以上の層序区分のうちB層・D層・F層およびH層は粗粒物質を主体としているので、水理地質的にそれぞれ帯水層（群）としての単元を形成しているとみることができる。またA層・C層・E層およびG層はそれぞれ不透水性の地層単元として上記帯水層（群）をそれぞれ境しているともみることができる。特にA層とC層とは厚さ40m以上に及び、かつ広範囲に連続性を示しているため、垂直方向の地下水の動きをほぼ完全に遮断しているものとみなしてよい。



第4図 水理地質断面図，榎林一羽生一久喜一春日部一草加

Hydrogeological section, Tatebayashi-Hanyū-Kuki-Kasukabe-Sōka.

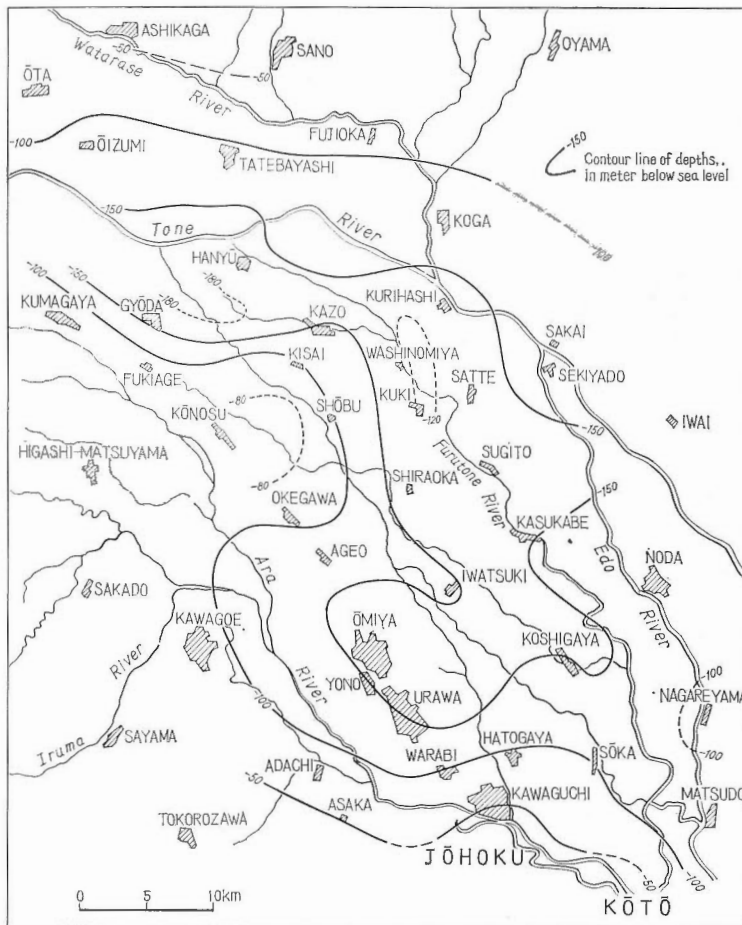


第5図 水理地質断面図，西武—川越—上尾—春日部—岩井
Hydrogeological section, Seibu-Kawagoe-Ageo-Kasukabe-Iwai.

この春日部4号水源井における岩相層序は隣接する同3号水源井および春日部GS-1号井の掘さく記録においても、ほぼ同じ深度において成立する。特にH層の火砕性堆積物は春日部GS-1号井においても含浮石層として認められ、福田(1963)のB₃部層中の軽石凝灰岩に相当する。これらの層序区分を軸として、南北方向および東西方向に各岩相を追跡したものが第4図および第5図の断面図である。一般に深度250mまでのさく井資料に現われるのはD層ないしF層までで、G層以深については未だその追跡が困難である。しかし春日部4号水源井および春日部GS-1号井において明らかなH層中の火砕性堆積物の存在は草加R-1号井まで認めることができる。

古生物学的示準としての底棲有孔虫のみによって各層準を対比することはこの場合困難であるが、春日部GS-1号井における福田(1963)のB層を特徴づける *Rotalia papillosa*—*Nonion manpukuziense*—*Pseudononion japonicum*—*Elphidium advenum* 群集は、久喜GS-1号井および庄和村におけるD層以深の地層を共通的に特徴づけている。したがってこれらの地層が成田層群相当層であることは間違いない。なおこれらの有孔虫群集は房総半島北部における藪層および地藏堂層における優勢種(鈴木・青木, 1962)に類似している。

次に春日部における岩相層序区分は帯水層(群)および遮断層の区分とよく一致するので、これをその儘水理地質的層序区分として用い、B層・D層・F層およびH層の粗粒層をそれぞれ第1・第2・第3および第4の各帯水層(群)と呼んで以下取り扱う。上述のごとく第1帯水層(群)と第2帯水層(群)とはそれぞれの有する構成物質の特徴およびC層の厚い泥質層によってもっとも明確に区別され、かつこれら3者の関係は連続的に追跡される。そこで第2帯水層の上限すなわちC層とD層との境界面の形態を知るとは、各地点における第2帯水層への到達深度を予測する上に重要な意味をもつ。第6図は第2帯水層上限の形態を海水準面を基準として表現したものである。第6図は同時に関東平野中央部における成田層群相当層のやや局所的な細部構造をも示すものである。すなわち第2帯水層の最深部は群馬県方面(北西方)から羽生—久喜—越ヶ谷を経て江戸川河口方面(南東—南々東方)に延びているが、東京城北・江東地区と鴻巣付近に構造的高まりがあり、その間の大宮・浦和地区に凹部の存在があることが明らかとなった。



第6図 第2帯水層上限深度分布
Depth distribution of the upper limits of the 2nd aquifer.

Ⅳ. 2 帯水層々準と地下水要素との関係

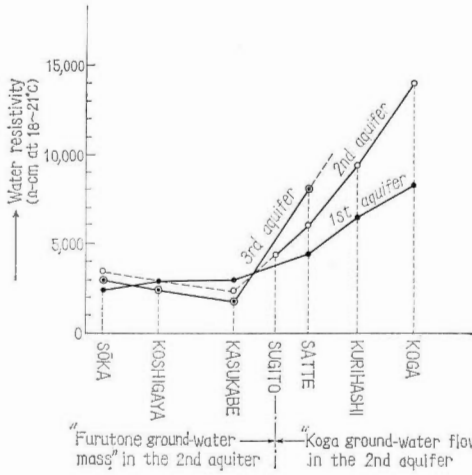
被圧地下水の水位・水温・水質および水量に関する諸要素は同一場所においても層準によって異なる。例えば筆者等の調査結果（木野他，1960）によれば，幸手において同一地点で収水深度の異なる3つの井戸についての地下水要素を比較すれば第3表のとおりである。すなわち幸手では帯水層の層準の深い地下水程静水位が高く，また水温・水比抵抗値も高くなる。また水比抵抗値の高いもの程溶存成分は少ない。

第3表 幸手における深度の差による地下水要素の比較
Comparison of groundwater elements at different depths of the aquifers in Satte. (1958)

Elements Wells	Depth of wells (m)	Aquifers	Altitude of water level (m)	Water resistivity (Ω -cm)	Temperature ($^{\circ}$ C)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	total Fe (ppm)	KMnO ₄ cons. (ppm)
No. 1	110	1st	6	4,400	18.2	152.5	8.5	0.15	13.2
No. 2	210	2nd	9	6,000	21.1	112.0	2.8	0.03	5.7
No. 3	290	3rd	11	8,000					

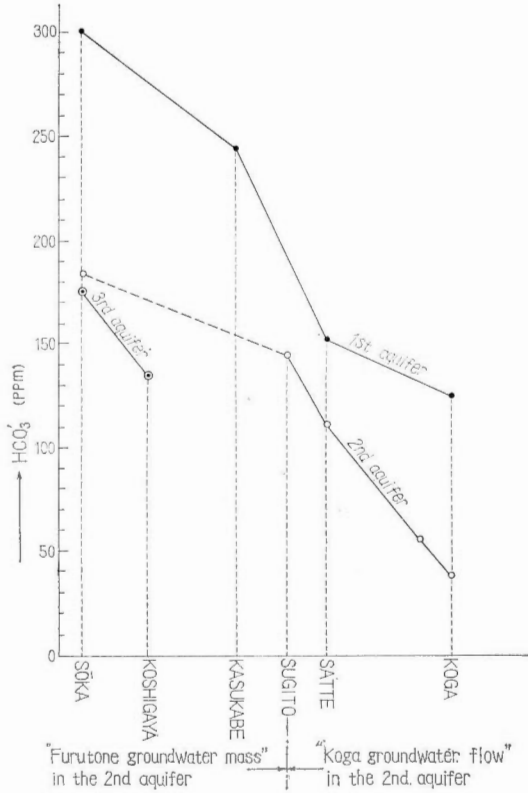
第7図 各帯水層における地下水要素の側方系列

Lateral succession of the groundwater elements in the different aquifers.



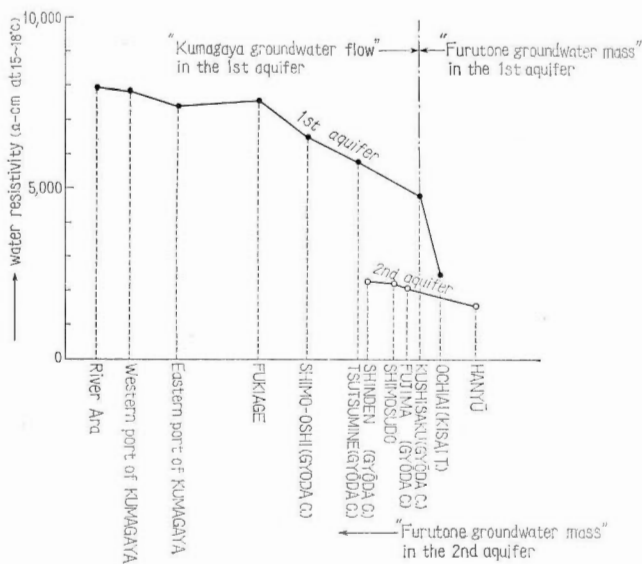
A 古河—草加断面における水比抵抗

Water resistivity in the Koga-Sōka section. (in 1959)



B 古河—草加断面におけるHCO₃⁻

HCO₃⁻ contents in the Koga-Sōka section. (in 1959)



C 熊谷—羽生断面における水比抵抗

Water resistivity in the Kumagaya-Hanyū section. (in 1958)

このように帯水層々準の違いによって地下水要素が異なる例はきわめて多く、むしろ普遍的な事実であると言える。その中には、幸手の場合と逆に深い層準の地下水の方が溶存成分が多い場合も少なくない(木野他, 1959; 木野他, 1960)。したがってこのような事実は、厚くかつ連続性に富む泥質層に境された帯水層中の地下水は、帯水層ごとにそれぞれ固有の地下水要素を有していることを示すものである。

次に筆者等の調査結果(木野他, 1959; 木野他, 1960)に基づき各帯水層ごとに地下水要素の側方変化を求めると第7図のような系列が得られる。すなわち被圧地下水は帯水層ごとにそれぞれ固有の側方変化系列を有していることが判る。第7図(A)は幸手における地下水要素の層準別固有性に基づき、草加-古河の断面について、第1・第2・第3の各帯水層(群)ごとに水比抵抗値を追跡したものである。この中で帯水層の違いによって側方変化系列が異なっている傾向が、特に杉戸以北において著しく示されている。また春日部以南においてはそのような側方変化系列の違いがやや不明瞭になっているが、これについては次のように説明される。

1) 水比抵抗値によって示される側方変化系列は原則として新鮮度の高い地下水の影響に支配されるところが大きい。

2) 杉戸以北においては後述のごとく新鮮度の高い地下水の影響を強く受けている為に、帯水層ごとに水質的分化が進んでいる。

3) これに対して春日部以南においては、地質時代からの水質的变化が急速に行なわれず、いわば未分化の状態にある。

第7図(B)は同じく草加-古河断面における HCO_3^- の側方系列を示したものである。この場合にも第1帯水層と第2帯水層との間には大きな差異が認められる。第7図(C)は熊谷付近における東西方向の断面を示したもので、第1帯水層と第2帯水層とは水比抵抗値側方系列によって画然と区別される。浦和付近においても深度(層準)によって水質が異なることは、すでに筆者等(木野他, 1959)によって指摘されているとおりである。水温・圧力水頭などについても、帯水層々準による差異が認められることはほぼ普遍的なものであり、両者とも一般には深層のもの程高い値を示すのが普通である。

以上のように同一地点においても帯水層が異なればその地下水要素も異なり、かつ各帯水層ごとに固有の側方変化系列を示すことが明らかとなった以上、地下水の地域的把握は単に平面的な把握ではなく、水理地質的層序区分を前提として立体的になされなければならない。

逆に地下水要素の側方変化系列を帯水層固有の示準曲線として利用することによって、多層採水方式によって不明瞭となった任意の井戸における主力取水層を識別することも可能であろう。

以上のように地層(帯水層)ごとに固有の地下水要素を有する事実は、すでに杉崎隆一・柴田賢(1961 a, b)による濃尾平野における地下水の研究において述べられている。関東平野中央部においては、第2帯水層(群)から取水する井戸がもっとも多く、したがって水質その他の地下水要素については第2帯水層に関するものがもっとも豊富な材料を提供している。以下の議論は第2帯水層に関する被圧地下水のあり方を中心として述べる。また春日部-大宮以南地域の主要水源井は第2帯水層のほかにも第3帯水層からも同時に取水しているものが多いので、厳密に第2帯水層のみに関する地下水要素を抽出することは困難である。しかし春日部-大宮以北の第2帯水層のみから取水している井戸における地下水要素は、ほとんど矛盾なくそれ以南の第2・第3両帯水層から取水している井戸における地下水要素と同系列に接続することができる。したがって春日部-大宮以南における主要水源井の地下水要素は近似的に第2帯水層のものを表現しているとみなして取り扱っている。

IV. 3 水質の特徴による被圧地下水の区分

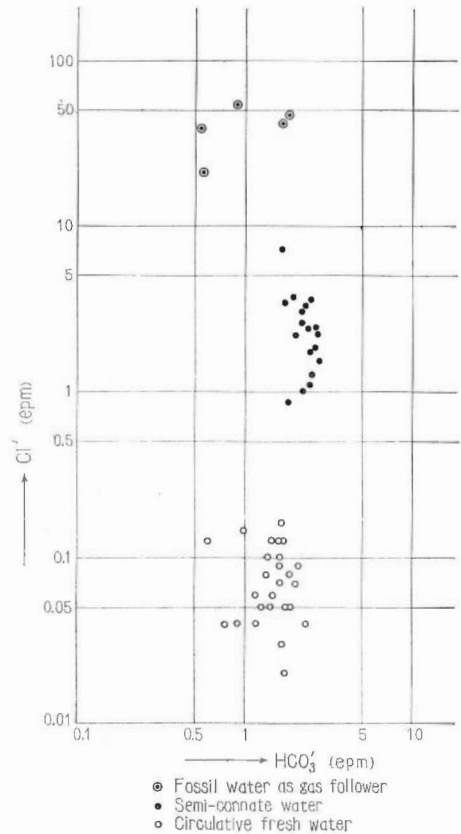
関東平野中央部における被圧地下水は、水質的に Cl^- によって特徴づけられるものと HCO_3^- によって特徴づけられるものとに大別される。羽生-騎西-白岡-越ヶ谷を連ねる線を中心とする利根川と荒川との中間地帯には、第2帯水層において10ppm以上100ppm前後に達する Cl^- 含有量を示す特異な地下水塊が存在し、その周囲には Cl^- 含有量が一般に10ppm以下で HCO_3^- によって特徴づけられる地下水が存在している。前者と後者とは水比抵抗値で約4,000 Ω -cm, Cl^- 含有量で約10ppmを境として、全く異なる水質組成を示す

ことによって区別される。前者は淡水としては異常に多量の Cl^- を含むこと、 Cl^- 含有量に対応する HCO_3^- 含有量の割合が少ないこと、および SO_4^- と溶存酸素とを全く含まないか極く微量しか含んでいないことなどから、海水や汚染の影響によるものではなく、化石塩水の性質を残しているものと考えられる。したがってこれは準化石地下水 (Semi-connate groundwater) と称すべきもので、固有名を冠して古利根地下水塊と呼ぶ。これに対して HCO_3^- によって特徴づけられる地下水は山麓地帯から古利根地下水塊分布地域に向かって次第に HCO_3^- を増加させているが、 Cl^- はほとんど増加しない。また一般に多量の溶存酸素を含んでおり、新鮮度の高い fresh water とみることができる。したがってこの fresh water を循環性地下水 (Circulating fresh groundwater) と称し、特に水平方向に流動していることが明瞭に認識されるものを流動地下水 (Groundwater flow) と呼び、それぞれの代表的地名を冠して古河流動地下水、浦和流動地下水、熊谷流動地下水などを区別することができる。このような地下水系の分類は、名称はやや異なるが、筆者等 (木野他, 1959; 木野他, 1960; 木野・安藤, 1960; 木野・安藤, 1962 a, b) によってすでにその水質の特徴を指摘することによって提唱されていたものである。

準化石水と循環性地下水との水質組成上の著しい差異は、第8図に示すように Cl^- と HCO_3^- の当量比において明瞭となる。第8図にはまた南関東におけるガス付随水の水質資料 (地質調査所, 1957; 金原・本島, 1958) に基づいてその Cl^- と HCO_3^- との関係をも併示した。同図においてガス付随水は上総層群中のものであり、準化石水は成田層群相当層第2帯水層中のものである。この間には当然多数の層準が存在している筈である。したがって中間層準における地下水についての水質資料を多数示すことができれば、 Cl^- と HCO_3^- の当量比に関して準化石水を示す点は連続的にガス付随水を示す点に移化することが期待され、両者は全く一つのグループ内に含まれる可能性が大きい。これに対して準化石水と循環性地下水とは同じ第2帯水層のものでありながら、 Cl^- と HCO_3^- との比に関する限り画然と区別されることになる。このように準化石水はガス付随水としての化石塩水の範疇に入れられるべきものであるが、ガス付随水に較べればその成分濃度自体は遙かに小さいものである。したがってこれは化石塩水がその儘の形で残留したものではなく、過去において fresh water の影響を受けた疑いがある。なお準化石水は第1帯水層においても第2帯水層におけるものとほぼ重なる形で存在しているが、循環性地下水との境界は一致していない。

次に準化石水と循環性地下水～流動地下水とはあくまでも水質の特徴によって区別されるものであり、帯水層の透水性による区別はつけられない。取水帯水層の透水度の大小を相対的に判定する目安として、井戸における取水量 (揚水量) と水位降下との関係を求める方法がある。井戸構造および井戸仕上げ条件が全く同じであると仮定すれば、同一取水量に対しては取水帯水層の透水度が大きい程動水勾配は小さいから水位降下は小さい筈である。逆に同一水位降下に対しては透水度が大きい程取水量は大きくなる。勿論井戸構造や井戸仕上げが全く同一条件であるという状況は現実にはありえないが、井戸構造の主要部分

(例えば口径・孔隙率など) について類似する多数の水源井について、単位水位降下量に対する取水量の割

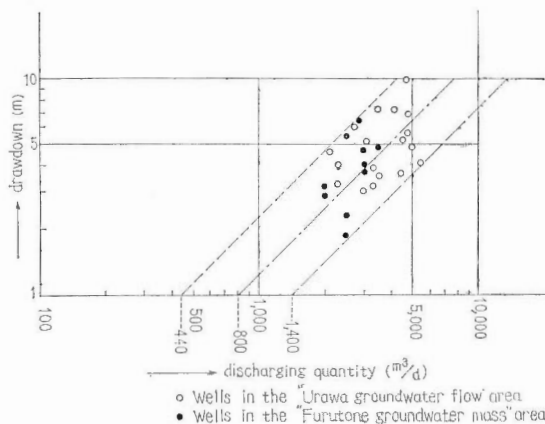


第8図 地下水における Cl^- と HCO_3^- との関係
The relation of Cl^- and HCO_3^- in the groundwater.

合、すなわち比収水量を求めれば、その値の示す全体的な傾向は当該帯水層の当該地域における透水性の相対的な比較を近似的に示すものと考えてよい。第9図は浦和・川口地区における第2帯水層（一部第3帯水層を含む）および栗橋・久喜・春日部地域における第2帯水層からそれぞれ収水する井戸群における収水量と水位降下との関係を示したものである。第9図において収水量と水位降下とが直線的な関係にあるとすれば、水位降下1m当たりの収水量（比収水量）の平均値は、浦和流動地下水と古利根地下水とが接する浦和・川口地区（第9図A）では約800 m^3 であるが、古利根地下水と古河流動地下水とが接する久喜・春日部地区（第9図B）では約600 m^3 を示し、相対的に浦和・川口地区の方が大きい。しかし第9図Aには鳩ヶ谷・岩槻など明らかに古利根地下水塊中の水源井資料が含まれているが、浦和流動地下水中の水源井との間に区別すべき根拠は全く認められない。古利根地下水塊と古河流動地下水との間においても同様である。一方第3, 4, 5図などによってすでに明らかのように、古利根地下水塊の存在する地域においても第2帯水層をはじめ各帯水層とも周囲と区別できない砂礫層からなっている。

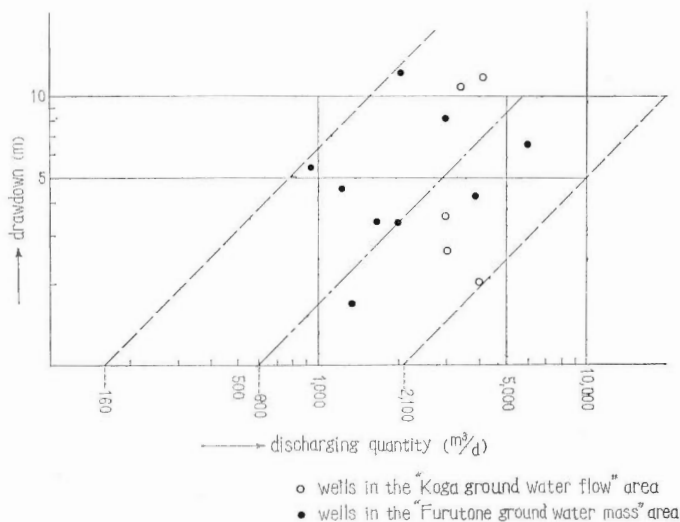
第9図 第2帯水層から収水している井戸における排水量と水位降下との関係

The relation of discharge and drawdown at confined wells drawing from the 2nd aquifer.



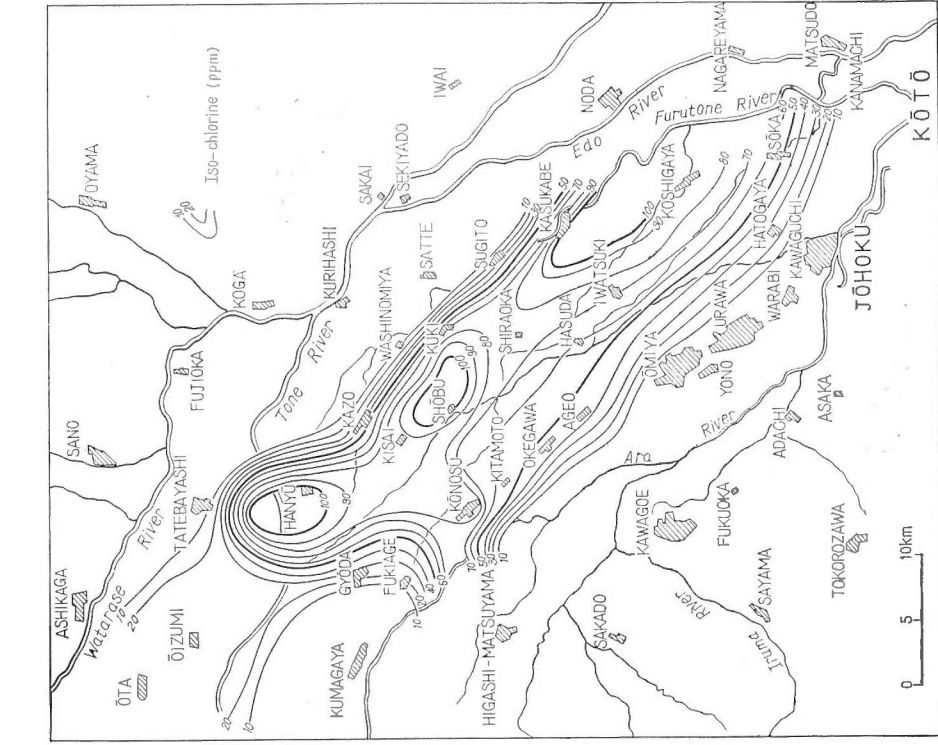
A 浦和流動地下水および古利根地下水塊の地域

The areas of "Urawa groundwater flow" and "Furutone groundwater mass".

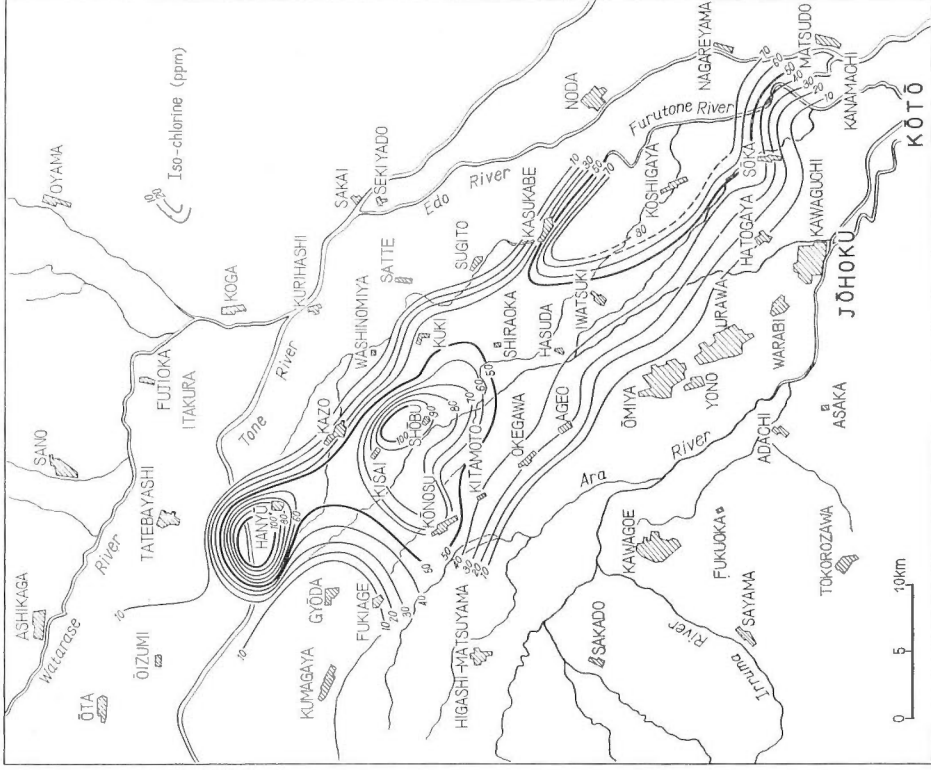


B 古河流動地下水および古利根地下水塊の地域

The areas of "Koga groundwater flow" and "Furutone groundwater mass".



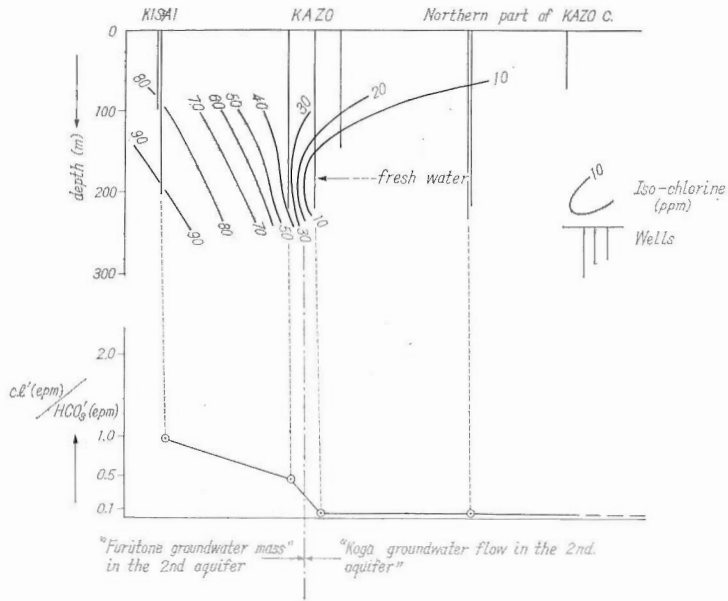
第11図 第2帯水層被圧地下水中のCl⁻量の分布
Distribution of Cl⁻ content in the confined water in the 2nd aquifer. (in 1960-1961)



第12図 第2帯水層被圧地下水中のCl⁻量の分布
Distribution of Cl⁻ content in the confined water in the 2nd aquifer. (in 1962-1963)

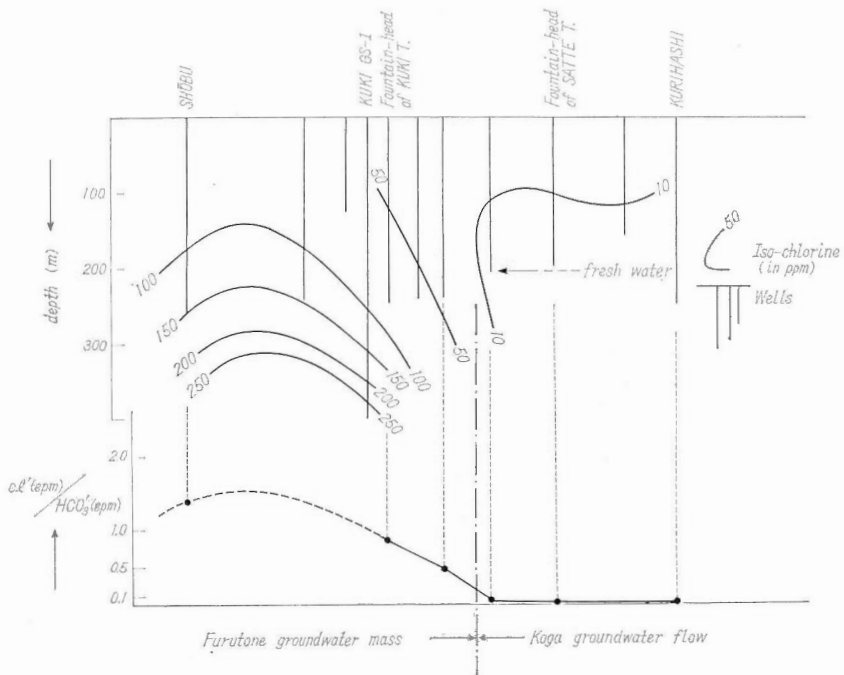
第13図 準化石水と循環水との境界を示す化学組成の状態

Vertical attitude and lateral change of chemical components showing the boundary of the semi-connate water and the circulative fresh water. (in 1951)



A 加須地域における断面

A section at Kazo area.



B 久喜における断面

A section at Kuki.

層については準化石水の地域であっても第1帯水層については流動地下水の地域となっている(第22図)。また第10, 11, 12図および第13図から明らかなように、準化石水と流動地下水との境界は画然としており、同一帯水層の中で両者は側方に急激に移化する。筆者はこれを異種地下水集団間の不連続面と呼んだ(木野・安藤, 1962b)。これは気象現象における異種気団間の不連続面に例えられよう。

第10, 11, 12図によって明らかなように古利根地下水塊はNW-SE方向に帯状に分布し、巨視的には成田層群相当層堆積盆地の谷底部(第2図)に相当する位置を占めている。しかし細部的には独自の形状を示す部分も少なくない。例えば第6図の第2帯水層上限の構造に対してはその凸部に当たる鴻巣付近に向かって深く湾入し、構造的凹部に当たる武蔵野台地東北縁部に対しては逆に後退した形を示している。

第4表 第2および第3帯水層から取水している井戸におけるCl⁻量の経時変化
Change of Cl⁻ content by time in several wells tapped from the 2nd and 3rd aquifers. (in ppm)

well locality year	KAZO		SŌKA	HIGASHI- ŌMIYA	AGEO	HATOGAYA		KŌNOSU
	1	2				1	2	
1958					43.5			
1959			55.5					
1960						22.0	18.4	
1961	26.9	11.3						83.6
1962	20.2	9.29	40.0	26.9				78.1
1963				14.5	34.3	14.1	17.5	

第4表は古利根地下水塊周縁部における主要水源井について、1958年から1963年までの間のCl⁻量の時間的変化を示したものであるが、Cl⁻は経年的に漸減する傾向にあることが判る。また第10, 11, 12図はCl⁻量10ppm以上の範囲が経年的に縮小して行く状態を示している。これらの事実によって古利根地下水塊のCl⁻量は時間の経過とともに減少し、特にその周縁部はfresh waterの影響を比較的急速に受けつつあることが明らかである。

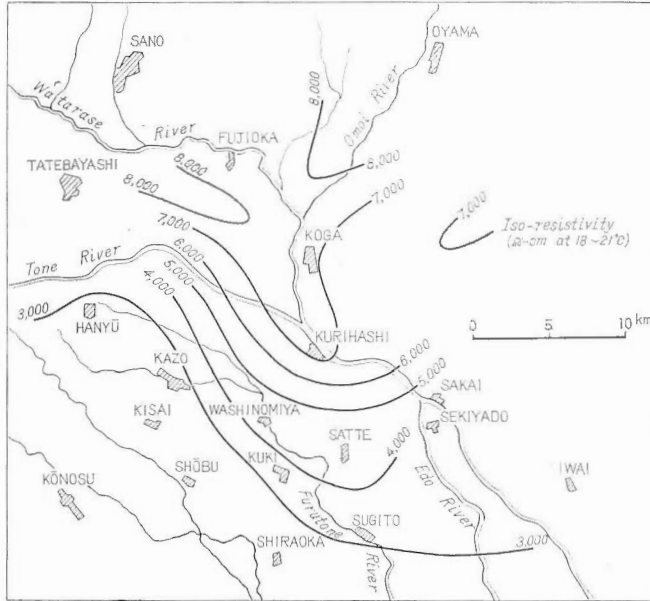
IV. 5 循環性地下水

準化石水(古利根地下水塊)の周囲には山麓地帯・丘陵・台地などから浸透するfresh waterがあるが、そのうちで特に高い水比抵抗値を示し、地表水との親近性が大きい水質組成を有するものは、地下水に転化してから地層中に滞留した時間が相対的に短い——すなわち比較的急速に流動しているとみなされるものであり、その水質組成や水比抵抗値の分布を追跡すれば流動方向やその影響範囲が判る(蔵田・村下, 1954; 木野他, 1959; 木野他, 1960; 杉崎・柴田, 1961bなど)。水比抵抗値の分布および水質組成の特徴によって、現在までに古河付近・浦和付近および熊谷付近に、循環性地下水が著しく流動している事が認められている。

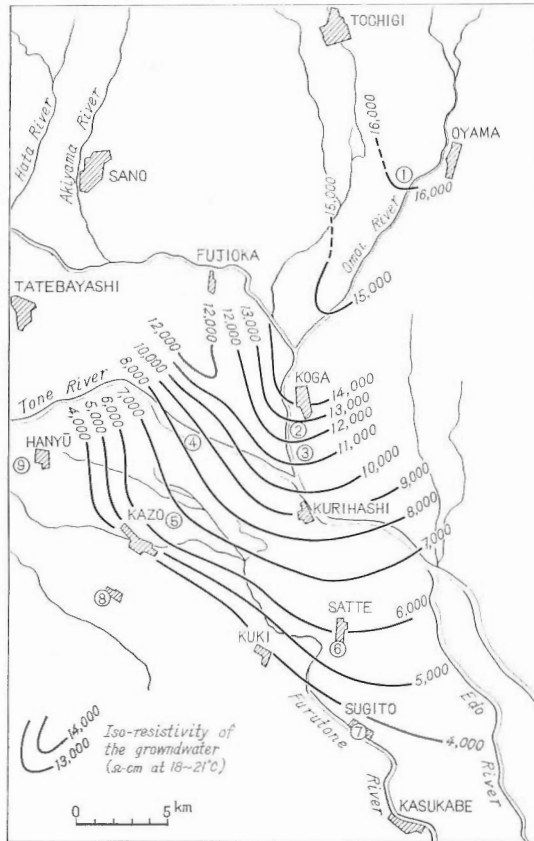
IV.5.1 古河流動地下水

古河付近において水比抵抗等値線によってその形態が認められる流動地下水で、第1, 第2帯水層ともに顕著であるが、同一地点においては第2帯水層の水比抵抗値が高い。すなわち第2帯水層における流動地下水の方が第1帯水層のものより勢力が強いことを示している(第14, 15図)。第2帯水層における古河流動地下水と古利根地下水塊との境界および接触関係は第10, 11, 12図および第13図などに示され、水比抵抗値がほぼ4,000~5,000Ω-cmを示す部分が両者の境界となる。

一般に水比抵抗値の大小を支配する主要な成分は重炭酸塩と塩化物であり、fresh waterの場合は特に二次的な汚染が無い限り水比抵抗値はHCO₃⁻の含有量を負の関係を以って相対的に示しているとみてよい。したがって地下水の流動速度が小さい場合は地層との接触時間が長くなるので、地下水に転化した地点からその流動方向に向かってHCO₃⁻が急速に(近距離の間に)増加し、これに伴って水比抵抗値は低下する。これに対して逆に流動速度が大きい場合はHCO₃⁻の水平方向への増加率は小さくなり、したがって水比抵



第14図 水比抵抗によって示される第1帯水層中の古河流動地下水の形態
 Attitude of "Koga groundwater flow" shown by the water resistivity in the 1st aquifer. (in 1963-1964)



第15図 水比抵抗によって示される第2帯水層中の古河流動地下水の形態
 Attitude of "Koga groundwater flow" shown by the water resistivity in the 2nd aquifer. (in 1959)

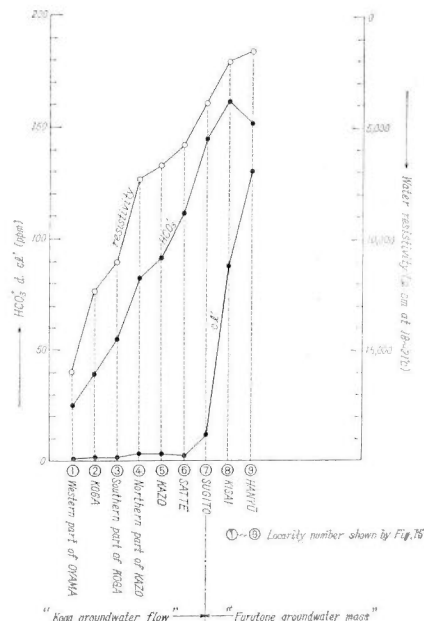
抗値は遠距離まで高値を維持することになる。このような関係から、水比抵抗値等値線が凸形をなして張りだしている部分は流動地下水の影響が強く及んでいるところであること、および高比抵抗値側が地下水の上流側で、低比抵抗値側が下流側であることが知られる。第14, 15図によって、古河流動地下水の源流は佐野方面および小山—栃木方面であり、加須北部—鷲宮—杉戸方面はその下流末端部であることが知られる。

佐野市西部の沖積低地帯を形成する秋山川および旗川は足尾山地をでると直ちにその表流の大部分が伏没し、一部は再び表流に還元されるが、他の一部は礫質の堆積物中深く浸透し、同低地帯から板倉付近にかけての自噴帯を形成している(尾崎他, 1959; 木野他, 1960)。また栃木付近においても足尾山地から流出する河川表流の大部分が伏没して小山西方の思川沿岸低地帯から古河西方低地帯に至る自噴帯を形成している(蔵田他, 1959; 木野他, 1960; 木野・安藤, 1962 a; 尾崎他, 1963)。古河流動地下水において上流側から下流側に向かって水質要素が側方変化を示す例を第16図に示す。

IV. 5. 2 浦和流動地下水

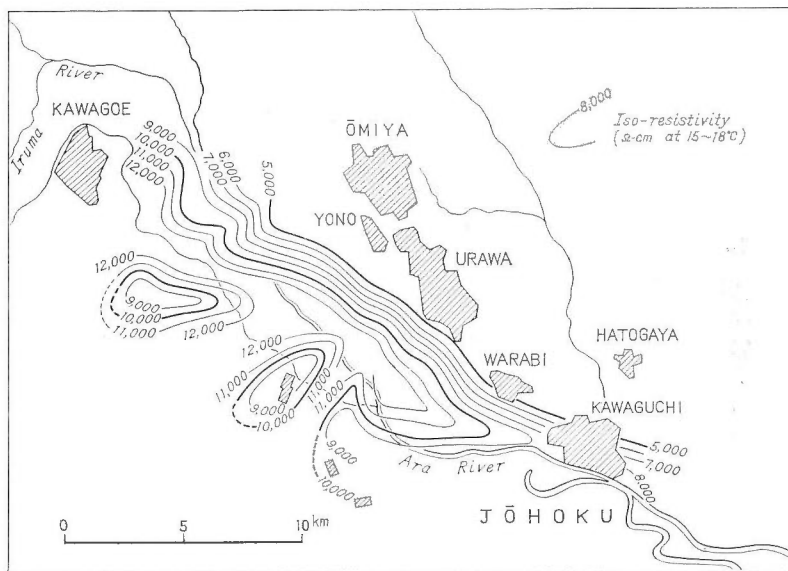
荒川下流沿岸における水比抵抗値の分布および新鮮度の高い水質分布によって認識される流動地下水で、かつて浦和透水帯或いは俗に浦和水脈と呼ばれた(木野他, 1959; 木野・安藤, 1962 a) ものである。第17, 18図および第10, 11, 12図によってその形状および古利根地下水塊との平面的な関係が概念的に知られる。また第17, 18図によってその源流および補給源が武蔵野台地方面にあることが知られる。

第2図, 第5図および第6図などによれば、成田層群相当層は武蔵野台地東縁部からその西方に向かって比較



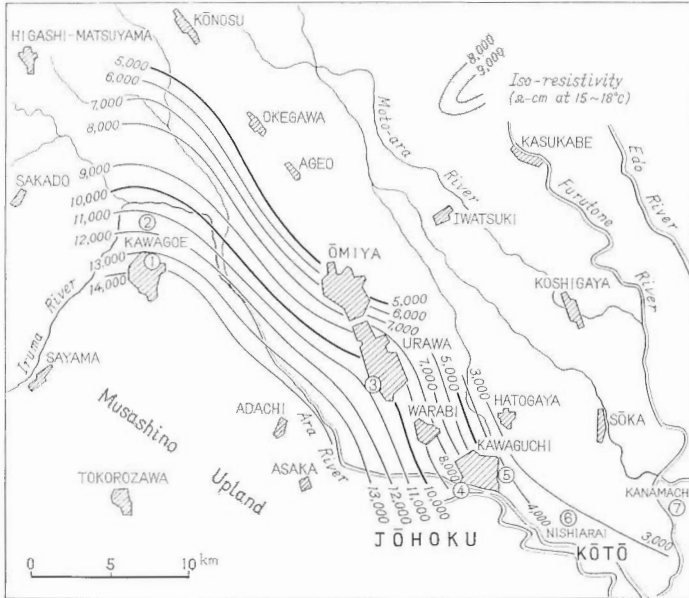
第16図 第2帯水層中における古河流動地下水の化学組成側方系列

Lateral succession of chemical components in "Koga groundwater flow" of the 2nd aquifer. (in 1958~1959)



第17図 水比抵抗によって示される第1帯水層中の浦和流動地下水の形態

Attitude of "Urawa groundwater flow" shown by the water resistivity in the 1st aquifer. (in 1958)



第18図 水比抵抗によって示される第2帯水層中の浦和流動地下水の形態

Attitude of "Urawa groundwater flow" shown by the water resistivity in the 2nd aquifer. (in 1958)

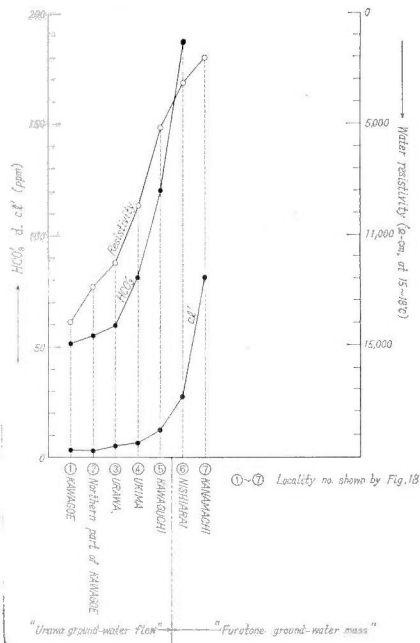
的急傾斜で浅くなっている。また川越・狭山・所沢などのさく井資料によれば、武蔵野台地東北部に分布する成田層群相当層は大部分ローム質褐色粘土または風化粘土を含む礫層を主体としており、関東平野中央部の低地帯のように連続する厚い泥質層によって帯水層を明確に区分するような水理地質的構造は有していない。一方武蔵野台地のうち狭山-所沢-朝霞を結ぶ線の西および南側では、主要水源井の収水対象は大部分上総層群相当層であり、成田層群相当層は存在しているとしても表層の極く一部に過ぎない。またこれらの上総層群は関東平野中央部に向かって傾斜し、武蔵野砂礫層および武蔵野ローム層によって不整合に切られている。また垂直的・水平的な岩相分布からみて、上総層群中の地下水が地層面を切って関東平野中央部方面に水平的に流動しうる可能性はきわめて小さいものと判断される。したがって第2帯水層以浅の浦和流動地下水に対する補給地下水は上記粗粒堆積物からなる成田層群相当層の分布地域すなわち武蔵野台地東北縁部における天水の浸透によって涵養されているものと考えられる。

第17図は第1帯水層（群）のうちその上部の深度30~60mの範囲について浦和流動地下水の形態を示したものである。また同図において武蔵野台地の部分は水理地質構造の上から荒川沿岸地帯の深度30~60mの被圧地下水に関与すると考えられる自由地下水について示している。朝霞・志木・福岡などの地点で異常な低値を示しているのは地表からの汚染の影響によるものと考えられるが、これらを除外すると一般に武蔵野台地における12,000Ω-cm以上の水比抵抗値は荒川沿岸低地帯における浅層被圧地下水に対して連続的な側方系列を示している。

第18図は第2帯水層（一部第3帯水層を含む）における浦和流動地下水の形態を示しているが、古河流動地下水における場合と同様、高比抵抗値を示す範囲は第1帯水層のものより広範囲に及んでいる。第2帯水層における水質要素の側方系列を高比抵抗値側から低比抵抗値側に向かって示せば第19図のとおりである。

IV. 5.3 熊谷流動地下水

熊谷市街地付近には水温が比較的低温（14~16℃）溶存成分の少ない自由地下水が存在しているが、これを南東方に追跡すると、吹上と行田を結ぶ線で深度20~90m、行田市東部で70~150mの被圧地下水となり、1955年頃までは多数の自噴井を生活用水として、ほとんど各戸ごと程度の密度で利用されていた。これらの地下水を熊谷流動地下水と呼び、その形態は第20図に示すとおりである。またHCO₃⁻およびCl⁻の側方増加と水比抵抗値の側方低下の状態を第21図に示す。上記の深度分布を示す井戸群の収水対象はいずれも



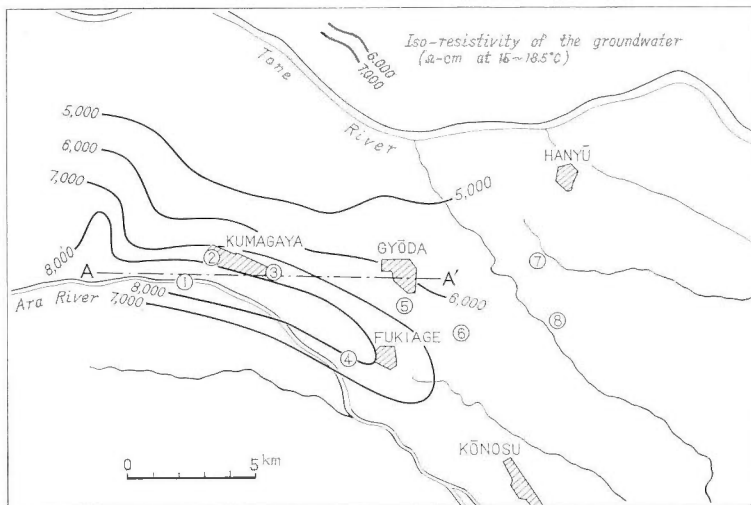
第19図 第2および第3帯水層における滯和流動地下水の化学組成側方系列

Lateral succession of chemical components in "Urawa groundwater flow" of the 2nd and 3rd aquifers. (in 1958)

第1帯水層に属するもので、この地域には未だ第2帯水層を対象とする水源井は十分な密度をもっていないので、第2帯水層に関する流動地下水の形態を把握することは困難である。しかし第2帯水層から取水する2・3の水源井における水質から推定すれば、第2帯水層にも明らかに流動地下水が存在するものと考えられる。

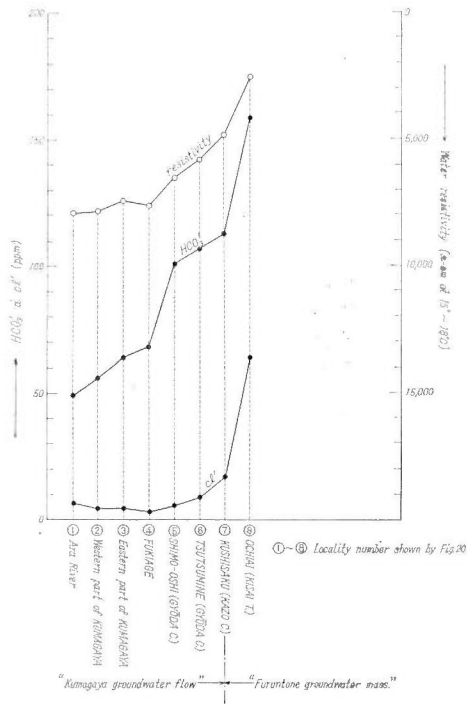
第22図は1958年に調査され(木野他, 1959), 地下水諸要素の測定対象となった井戸群の分布を示したものである。これらは第1帯水層を取水対象とするもので、一部第1帯水層に連続する自由地下水を取水するものが含まれている。第1帯水層における熊谷流動地下水と古利根地下水塊との境界は行田および吹上の東側にある。

第1帯水層に関する流動地下水の形態(第20図)および水質要素の側方系列(第21図)から明らかのように、熊谷流動地下水は熊谷西方における荒川表流水と密接な関係を有している。本地区における主要水源井の掘さく資料や井戸の深度分布および荒川沿岸の地表地質などを総合すれば、第23図のような地質断面図が得られる。同図によって、第1・第2両帯水層とも荒川河床および沖積礫層に対して水理地質構造上密接な関係があることが明らかである。

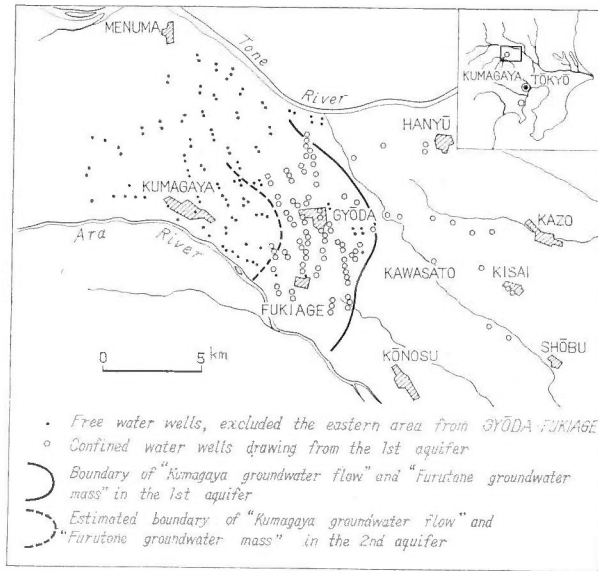


① ~ ⑦ Location of the points corresponding to the number in Fig. 23
A—A' Section line in Fig. 23

第20図 水比抵抗によって示される第1帯水層中の熊谷流動地下水の形態
Attitude of "Kumagaya groundwater flow" shown by the water resistivity in the 1st aquifer. (in 1958)

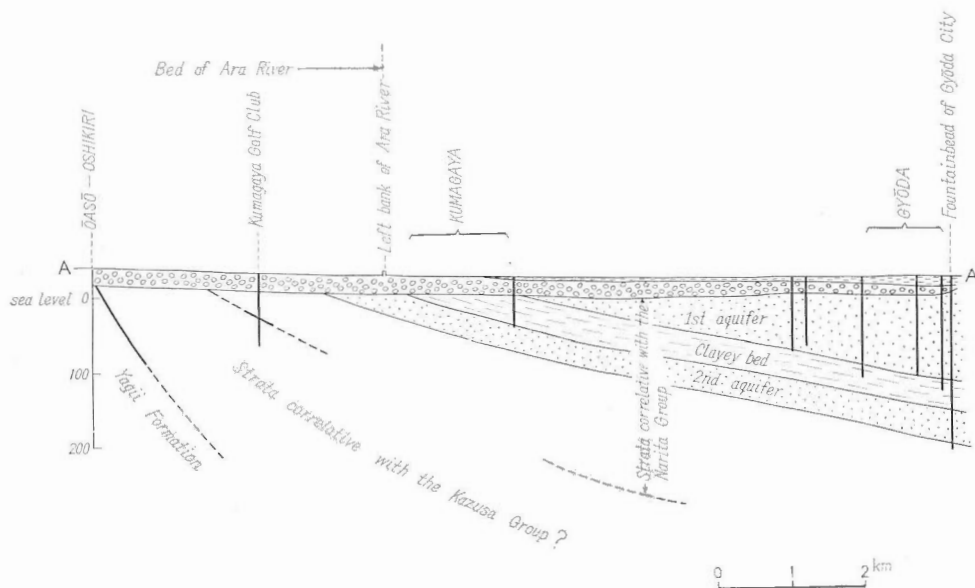


第21図 第1帯水層における熊谷流動地下水の化学組成側方系列
 Lateral succession of chemical components in "Kumagaya groundwater flow" in the 1st aquifer. (in 1958)



第22図 熊谷流動地下水域における井戸分布および熊谷流動地下水と古利根地下水塊との境界

Distribution of the wells observed in the Kumagaya groundwater flow area and the boundary of "Kumagaya groundwater flow" and "Furutane groundwater mass". (in 1958)



第23図 熊谷地域における水理地質的断面
Hydrogeological section in the Kumagaya area.

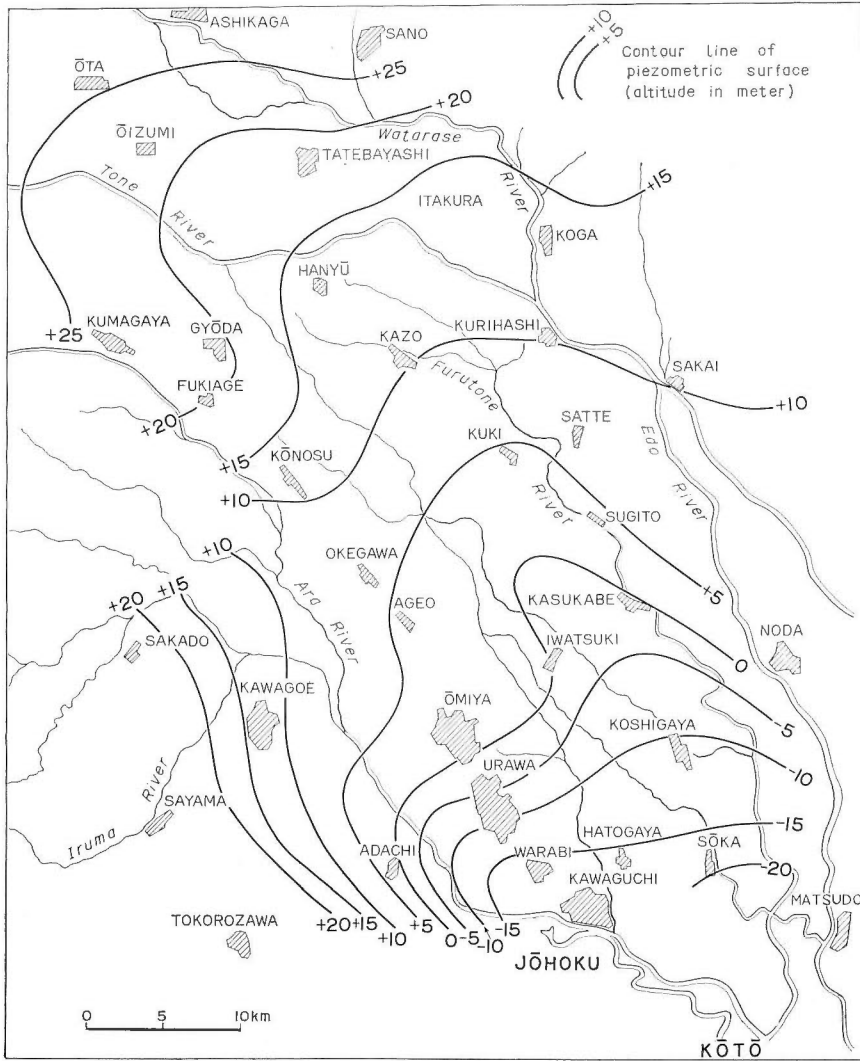
Ⅳ. 6 圧力面形態

関東平野中央部における第2帯水層（春日部—大宮以南については一部第3帯水層を含む）における被圧地下水の圧力面分布を第24、25図に示す。第24図は1958年当時、第25図は1961年当時における状態をそれぞれ示したものである。兩年時を通じて圧力面の凹部は江戸川と荒川との中間をNNW-SSE方向に伸び、羽生付近から奥ではWNW-ESE方向に伸びている。これらのlow potentialに対してhigh potentialを有する地域は武蔵野台地・利根川北岸および熊谷以西などにあるが、その勾配は東京の城北・江東地区と武蔵野台地との間において最大を示している。

次に1958年と1961年の兩年時における圧力面分布を比較すると、この間に本地域の北半部では一様に2～3mの低下を示しているが、南部では低下量が大きく、越ヶ谷で約5m、草加で7～9mを示し、川口・浦和間ではさらに大きく10m以上に達している。このため川口付近から荒川沿いおよび武蔵野台地東縁部にかけては、この間における圧力面勾配の増大が顕著である。また荒川沿いには新たに局地的な圧力面の谷が形成されている。このような圧力面形態の変形は、各水源井における水位変動量の分布から考えて、東京の城北・江東地区における極度の圧力面低下によるところが大であると推定される。

圧力面形態に関連して被圧地下水の賦存状態やその動態との関係が注目される。古河・浦和・熊谷などの各流動地下水の分布が第24、25図によって示される圧力面分布と巨視的には矛盾しないが、その流動方向の軸は必ずしも圧力等高線に対して直角の方向とは一致していない。また圧力面の高い地域に常に流動地下水が存在するとは限っていない。この事は圧力面形態は直ちに被圧地下水の現実の動態を規定するものではなく、それはあくまでも原則的なpotentialを可能性として留保していることを意味するものである。

また古利根地下水塊の賦存形態は一見圧力面形態とは一致していない。すなわち圧力面分布から想定すれば古利根地下水塊（準化石水として循環性地下水の影響からとり残された部分）はむしろ草加—川口以南に優勢的に存在していなければならないようにみえる。しかし草加・川口付近を中心として周囲からのfresh waterの影響度を考えた場合、第24図に示されるように北方に対する圧力面勾配よりも西方の武蔵野台地方面からの圧力面勾配の方が遙かに大きい。かつ北方におけるfresh waterの供給源は利根川以北の遠隔地にあるのに対し、近距離の武蔵野台地はそれ自体有力なfresh waterの供給源となっている。古利根地下



第25図 第2帯水層における被圧地下水の圧力面
Piezometric surface of the confined water in the 2nd aquifer. (in 1961)

V. 準化石水および流動地下水の形成に関する考察

以上準化石水としての古利根地下水塊と循環性地下水としての古河・浦和・熊谷各流動地下水についてそれぞれの形態や性格を把えてきたのであるが、これら被圧地下水の賦存状態はいかにして形成されたのであろうか。その現在のあり方は関東平野が形成された当時の原初状態その儘ではなく、まして成田層群堆積当時その儘のものではない。化石塩水としての古利根地下水塊の形成過程については、これを成田層群堆積当時に遡って考察する必要がある。また第4表や第24, 25図, 第10, 11, 12図などに示されるような地下水賦存形態の現今における急速な変化は、自然の状態で起こるとは考えられ難く、井戸群による被圧地下水の活発な地上排出と密接な関係を有していると予想されるので、その観点からも考察を加える必要がある。

V. 1 地質時代における被圧地下水賦存状態の変遷

関東平野が単純な堆積と陸化によって形成されたものでなく、盆状構造の複雑な発展過程において成立したものであることは諸先輩・諸兄の多くの研究^{注4)}によって論じられている。一方関東平野中央部においては、そのさく井資料により少なくとも東京城北一川越一鴻巣一吹上一羽生一館林一小山一下館一谷田部の線によって囲まれる範囲の成田層群相当層は海成～汽水性堆積物であることは確実であり、実際にはさらにその外側にも海成～汽水の範囲が及んでいるものと推定される(第27図)。これに対して古利根地下水塊は海成成田層群相当層が堆積した盆状構造の長軸に沿った部分に集結した形でNW-SE方向に帯状に分布している(第2帯水層について)。したがって古利根地下水塊が海成の成田層群相当層堆積時において地層中に閉じこめられた海水の遺物であろうことは容易に推察される。

一方武蔵野台地西半部～多摩丘陵北部、熊谷西方の児玉台地、足尾山地山麓部などには海成成田層群相当層の形跡はなく、関東平野中央部に海成成田層群相当層が堆積していた頃はすでにこれら周縁部は陸化していたものと考えられる。

したがって成田層群およびその相当層の堆積時を通じてすでに陸化していた周縁地域における天水ないし河川表流水は、粗粒堆積物からなる上総層群および成田層群相当層中に浸透し、順次埋立てられつつあった関東平野中央部に向かって漸次側方浸透を開始していたものと思われる。このようにしてガス水の淡水化(河井, 1961)と同様のプロセスによって、fresh waterが漸次既存の塩水を稀釈し或いは交替して行なったものであろう。

この場合稀釈についてはSalt waterのfresh waterに対する拡散を、交替についてはSalt waterの自然排出をそれぞれ前提としなければならない。

まず拡散現象は地層中においても溶液濃度の大きいも



第27図 第2帯水層における化石塩水の分布および成田層群相当海成層の分布

Extent of the semi-concrete groundwater in the 2nd aquifer, and distribution of the marine deposits correlative with the Narita Group in the central part of the Kwantō Plain.

注4) 矢部長克・青木廉二郎(1927), 青木廉二郎・田山利三郎(1930), 矢部長克(1930, 1951), 大塚弥之助(1935a, b), 藤本治義(1951), 福田理(1953), 藤田至則(1953), 貝塚爽平(1957, 1958), 小池清(1957), 石井基裕(1958, 1962), 成瀬洋(1959, 1960), 河井興三(1961), 中川久夫(1962), 成田層研究グループ(1962), 福田理・石和田靖章(1964)など。

のと小さいものが接触する場合は当然起こりうると考えられる。特に地質時代という長時間を以てすれば、地層中に封塞された塩分濃度の大きな地下水は充分拡散によって稀釈されるのではないかという疑問が一応もたれる。しかし河井(1963)によれば、地層(帯水層)中における溶質の拡散速度はきわめて小さく、化石塩水が拡散のみによっては容易に稀釈されないことが示されている。一方 PERLMUTTER, N. M. & GERAPHY, J. J. (1963) によれば、ニューヨーク付近の砂礫層中に現在侵入しつつある Salt water と fresh water との間の diffusion zone は僅か70mに過ぎず、拡散の影響範囲はかなり近距離に止まることが知られる。

関東平野中央部における古利根地下水塊については、semi salt water と fresh water との間に少なくとも水質組成の上では2 km以上の漸移帯は認められていない(第13図)。これは勿論二次的な変形によって漸移帯すなわち diffusion zone が削割されたとも解釈されるが、第10, 11, 12図などによって明らかなように経時的にそれ程大きく変形していない境界地点においても古利根地下水塊の輪郭が明瞭で、少なくとも調査範囲において fresh water との間に幅広い漸移帯が認められないことから判断すると、拡散による稀釈のみによって海成堆積物中の塩水の淡水化を説明し尽くすことは困難のように思われる。

次に地下水交替の前提となる排出について考える。これには側方排出と垂直的排出とがあるが、少なくとも関東平野中央部においては、地層と水質の分布からみて深層地下水が垂直的に地上に排出される可能性はないと言ってよい。側方排出は地層中を地層に沿って側方に流動することによる排出で、高圧地域から低圧地域に向かって、地下水が容易に浸透流動しうる地層が連続的に分布する必要がある。現在関東平野の西縁部および北縁部は圧力的に high potential 地域である(第24, 25図)が、これらの地域が地史的に成田層群堆積前後から引続いてその条件が維持されていたことは確かである。一方関東平野中央部から房総半島北部～常総台地地域においては、地下水の側方流動を遮断するような基盤の突出部や透水性地層が消滅するような岩相変化はなく、房総半島から常総台地一帯には砂層を主とする成田層群が発達している。現在の地形・地質から考えうる古地理(矢部, 1951; 小池, 1957; 貝塚・成瀬, 1958; 成瀬, 1959 a; 成田層研究グループ, 1962)を考慮して、成田層群堆積以後、関東平野中央部の被圧地下水が移動・排出される可能性は、一応霞ヶ浦～鹿島灘方面、房総半島北部～九十九里浜沿岸方面および東京湾の三方向に求められる。しかしこれらのうち房総半島北部においては、上総層群から成田層群に至る地層は下位か順次上位の地層が北方ないし北西方に向かって regressive overlap 構造を呈しており(河井, 1961)、九十九里沿岸には不透水性の笠森層が連続的に南北方向に露出している。したがってこの地域では上総層群堆積末期或いは少なくとも成田層群堆積の中期以後はすでに陸化の傾向にあった可能性が大きい。400m以上の厚さを有する成田層群全層が笠森層の上に堆積した後それ以後の期間に侵蝕され尽したと考えることは困難である。またこの地域が関東盆地内の被圧地下水に対して圧力的にもっとも low potential な地域であったとは考え難い。千葉周辺における成田層群中の被圧地下水の Cl⁻ 含有量は一般に 10ppm 以下(注5)で、また佐倉・成田地区においても Cl⁻ は 15ppm を超えることはなく(注6)、またこれらの地下水がかって塩水性を帯びていたという証跡は見当たらない。この地域の成田層群は海成層として関東堆積盆地の一部をなしていたことは明らかで、当然そこには化石塩水が存在していた筈である。それにもかかわらず塩水の痕跡がないということは、関東盆地堆積物中にあった化石塩水が房総半島北部～九十九里沿岸に向かって移動したのではないことを裏づけるものである。

霞ヶ浦～鹿島灘沿岸における深層被圧地下水に関する水理地質的賦存状態は未だ不明の点が多い。ただし本稿の第1帯水層に相当すると思われる層準については、鬼怒川下流から利根川下流沿岸にかけて準化石水の存在が連続的に東方に追跡されており、土浦付近の霞ヶ浦沿岸においては、第2帯水層に相当する層準の地下水を含めて 40～230ppm の Cl⁻ が含まれていることが知られている(小西他, 1960; 木野・安藤, 1962 a)。したがってこの地域が関東平野中央部における成田層群中の化石塩水の移動・排出地域であった可能性は充分残されていると言える。

東京湾については現状から推定される圧力面形態および古利根地下水塊の形状(準化石水の存在は東京江

注5) 蔵田延男他(1958): 京葉工業地帯五井・市原地区地下水基本調査報告書, 経済企画庁

注6) 木野義人・永田松三(1962): 佐倉・成田地区地下水調査報告書, 千葉県

東地区の東京湾北岸沿いに知られている) から、側方から fresh water の影響を受けながらも化石塩水全体としてこの方面へ移動していたと考えられる可能性がもっとも大きい地域である。

次に古利根地下水塊の塩分濃度は海水やガス付随水に比較すれば遙かに小さいものである。したがって拡散のみによって化石塩水が稀釈されるものでないとすれば、古利根地下水塊は化石塩水の一部がその儘残留したものでないことになる。これについては次のように解釈される。

古利根地下水塊の Cl^- 含有量は第2帯水層において最大見積って 200ppm を超えることはない。したがってそれは化石塩水がその儘の形で残留したものでないことは明らかである。おそらく化石塩水が一旦排出されて fresh water によって置き換えられた一時期があったのではなからうか。そしてその後現在の分布範囲よりもやや広い部分に準化石水が生成したものであろう。一旦 fresh water に置き換えられた地下水が準化石水になるための条件としては、粘土層など上盤・下盤の細粒層中に残存していた塩分の溶出と、それが移動・排出されない閉鎖的な環境とが必要である。この事はつまり関東平野中央部における堆積盆の縮小と全面的陸化および同部分の閉塞的孤立化の過程を意味するもので、従来考えられている関東平野堆積盆地の造構史と矛盾しない(小池, 1956, 1957; 貝塚, 1957, 1958; 成瀬, 1959; 成田研究グループ, 1962など)。成田層群相当層の示す盆状構造が巨視的には関東平野をNW-S E方向に縦断する舟底型ないし地溝状を示しながらも、局部的にはかなり複雑な凹凸を示すことは第2図や第6図によって明らかにされているが、これは盆状構造の分化を意味するものであろう。

V. 2 井戸群による被圧地下水の地上排出

東京江東地区から埼玉県南部にわたる工場群による地下水揚水量はきわめて大きい。それらの全揚水量は日量 百万 m^3 を超えるものと思われる。このような膨大な水量は、原初状態において維持されていたと推定される緩やかな圧力面勾配を以てしては、透水性や有効断面積を相当大きく仮定しても、隣接地域からの補給量(浸透流動量)を上廻るものであり、必然的に動水勾配が大きくならざるをえない。それは埼玉県南部以南地域における圧力面の著しい低下現象と、その後背地への波及となって現われている。草加から越ヶ谷方面の圧力面低下も大きい、川口付近から浦和方面に至る圧力面低下はさらに著しい。江東・城北・川口地区を中心としてみると、その後背地に対する圧力面勾配は、元来越ヶ谷・春日部方面に対するよりも武蔵野台地方面に対して大きく、かつ武蔵野台地はもっとも近接する主要な地下水補給地域である。したがって第26図に示されるような原初圧力面形態において井戸群による被圧地下水の排出が開始されれば、透水性地層の連続性を前提として、そこには武蔵野台地方面からの地下水が優先的に導入されることになる。1958年以前、草加一鳩ヶ谷一浦和東部一大宮東部一上尾の線以南の地域にはすでに工場をはじめとする多数の水源井があったが、以北の地域には第2帯水層から取水する水源井は僅かに上尾西部に1井の存在が知られているに過ぎなかった。武蔵野台地からの浸透地下水は、圧力的に関東平野中央部に向かって北東方向に流動しえる potential を示しているにもかかわらず、実際には大量揚水地域としての城北・江東地区に向かって流動する形をとっている。前述のごとく関東平野中央部およびその隣接地域における被圧帯水層は透水性の比較的大きい砂礫層からなり、かつ水理的に側方への連続性を有している。これらの事実によって、流動地下水は地下水涵養補給地域の存在、大量排出地域の存在およびその間を結ぶ帯水層の水理的連続性という3つの条件が、圧力的 potential を前提として配列することによって形成されたものであるとみることができ。そしてこのような水理地質的条件の存在は古河流動地下水や熊谷流動地下水についても例外ではない。

古河流動地下水の地域については次のような状況である。すなわち小山西方・佐野西部・板倉付近・古河西方などの沖積低地から利根川南岸の加須北方・幸手付近にかけては、昭和初期或いはそれ以前から掘抜井戸が多数存在しているが、1958年当時利根川北岸低地帯においては第1・第2いずれの帯水層からも自噴し、利根川南岸低地帯においても第2帯水層の地下水は自噴していた。これに対して加須一鷲の宮一杉戸の線以南の地域では1958年以前における第2帯水層の地下水の排出は羽生における1井、不動岡(加須市)における1井および騎西における1井など極く少数の井戸によって行なわれているに過ぎなかった。これらの地下水排出に対して、その補給は佐野付近および栃木付近などにおいて足尾山地から流出する河川表流水の伏設および台地における天水の浸透によって行なわれている。またさく井資料によれば、これらの地域にお

ける第1・第2各帯水層は足尾山地を供給源とする粗粒堆積物によって構成されている。したがって足尾山地南・東麓における浸透地下水は上記の自噴帯によって誘導されながら排出地域の末端に向かって流動することは当然である。本地域の場合、1963年当時圧力面の著しい低下は認められていない。これは江東・城北地区から埼玉県南部にかけての地域におけるような極度の大量排水が未だ行なわれていないので、圧力面勾配を大きく変えるに至っていないことを示すものである。

井戸群の存在と流動地下水との密接な関係は熊谷流動地下水の地域においても明瞭に認められる。1958年当時行田・吹上付近における第1帯水層を収水対象としている自噴井または極く最近まで自噴していた井戸はきわめて多い。第22図は直接現地において調査対象とした井戸に過ぎず、実数はこれよりも遙かに多かった（ただし行田・吹上の線以東において第1帯水層から収水していた井戸は第22図に示すものと大きな差はない）。これらの自噴性の被圧地下水は新鮮度の高い水質を示し、熊谷市街地周辺の自由地下水を経て荒川の表流水に連続している。この地域の少なくとも第2帯水層以浅の帯水層は現荒川および古荒川による氾濫堆積物で大きな透水性を有している。これに対して吹上一行田以東の地域では第1帯水層以深から収水している井戸は少なく、第22図に示すものも1955年以後にさく井されたものが大部分である。このように井戸群による排出が行なわれないか或いはその歴史がきわめて浅い地域には準化石水としての古利根地下水塊が存在している。

以上を総合すれば、fresh water の浸透は原初状態においても地史的、古地理的な変遷過程に応じてすでに開始されていたことは確かであるが、井戸による地上排出に伴って被圧地下水は循環を開始し、特に井戸群による排出量の多い帯水層と地域において顕著な流動地下水を生じたものと考えられる。また流動地下水は準化石水塊の排出およびその輪郭の後退縮小に伴って急速に影響範囲を拡大し、かつその形態を鮮明化する傾向を示している。もちろん井戸群による大量排出地域の後背にある水理的 high potential 地域において地下水の涵養・補給が容易に行なわれえること、および排出地域と補給地域との間に連続する帯水層が存在することが不可欠の条件であることは言うまでもない。

VI. 要 約

1) 関東平野中央部における通常の地下水は主として成田層群相当層中にある。したがって成田層群相当層の下限深度を知ることは、成田層群堆積盆地の構造を知ると同時に、本地域において利用可能の帯水層の層準的限界深度を把握することになる。

2) 房総半島北部では主として天然ガスに関する研究によってほぼ成田層群の下限深度が知られている。春日部G-S-1号井において成田層群の下限が約420mであることが明らかにされた。これらの資料と1960年以降1963年までに新設された深度200m以上の水源井における掘さく資料および地表地質を総合することにより、関東平野中央部およびその周辺部における成田層群～成田層群相当層の下限深度分布を巨視的に推定することができる。

3) 成田層群～成田層群相当層がもっとも厚く堆積しているところは、東京湾北岸から関東平野中央部を経てさらに北西方に伸びている。すなわちその堆積盆地は巨視的に舟底型の盆状構造を呈している。しかし細部についてはかなり複雑な形状を示している。

4) 盆状構造の長軸上に位置する春日部において水理地質的層区分を行ない、第1から第4までの帯水層(群)を区分した。第1帯水層と第2帯水層との間には厚さ40m前後の厚い泥質層があり、関東平野中央部一帯によく連続し、両帯水層の地下水を区分している。被圧地下水の議論は帯水層を区別した上で進められる必要がある。本稿では特に第1帯水層と第2帯水層とを区別した上で、主として第2帯水層における被圧地下水のあり方を論じた。水位・水温・水質など地下水の要素は各帯水層ごとにそれぞれ固有の側方変化系列を示している。この事は被圧地下水の移動は帯水層に沿って側方に向かって優先していることを示すものである。

5) 関東平野中央部における被圧地下水を水質の特徴によって区分すれば、準化石水(Semi-connate water)と循環性地下水(Circulative fresh water)とに2大別される。両地下水団は第1・第2両帯水層

において認められるが、その接触関係や細部の輪郭等については帯水層ごとに差異がある。

準化石水の固有名として古利根地下水塊と呼んだ。また循環性地下水のうちで特に顕著に流動していることが認められるものを流動地下水とし、賦存地域の固有名を冠して古河流動地下水・浦和流動地下水および熊谷流動地下水と呼んだ。

6) 古利根地下水塊は比較的多量の Cl^- 含有によって特徴づけられており、水質組成はガス付随水に近似している。また同地下水塊は成田層群相当層の示す盆状構造の長軸に沿って帯状に分布するが、その垂直断面における形状は複雑である。特に流動地下水との境界は明瞭で、接触面を境として両者の水質は同一帯水層内で急激な側方変化を示している。

7) 循環性地下水～流動地下水は HCO_3^- の含有によって特徴づけられる fresh water で、 Cl^- 含有量は 10ppm 以下である。また流動地下水は多量の溶存酸素を含み地表水との親近性が高い。

古河流動地下水の補給源は主として足尾山地南麓低地において伏没する河川表部流水である。浦和流動地下水は主として武蔵野台地東北部における天水の浸透によって涵養・補給されている。熊谷流動地下水は主として荒川表流水から補給されている。

8) 第2帯水層における圧力面形態は現在比較的急速に変形しつつあり、その低下量は1958年から1961年までの間に越ヶ谷・草加地区で5～9m、川口・浦和地区では10m以上に及んでいる。このような圧力面の低下は東京江東・城北地区における極度の圧力面低下の影響であり、それは井戸群による被圧地下水の大量排出によって起こっている。

9) 準化石水および循環性地下水の形成に関する要因は地質時代に遡り、成田層群堆積末期以降はほぼ次のような過程を経たものと推定される。

- (1) 化石塩水の側方移動による排出
- (2) 周縁陸化地域からの fresh water の浸透
- (3) 化石塩水の一時的な淡水化
- (4) 堆積盆地（地下水盆地）の分化および水理的閉塞
- (5) 泥質層からの残留塩分の溶出

化石塩水は圧力的 potential を前提とする水理地質的条件に従って、帯水層中の側方移動によって地域外に排出されたものであり、垂直方向への排出や拡散によるものは仮にあったとしてもそれは局部的なものであったと推定される。また準化石水の塩分濃度はガス付随水や海水に較べると遙かに小さいので、化石塩水がそのままの状態でも残留したのではなく、一時的に淡水化した段階を考えざるをえない。しかし帯水層を挟む泥質層中にはなお塩分が洗いだされずに残留し、盆状構造の分化によって関東平野中央部が閉塞的な環境に置かれた後溶出することによって現在の準化石水が存在するものであろう。

10) 圧力面形態の現在進行しつつある変形は井戸群による被圧地下水の大量排出と密接な関係を有している。また現在顕著に認められる流動地下水は全て井戸群による排出地域に向かっている。流動地下水の存在は圧力的 potential を前提として、補給地域と排出地域とを結ぶ帯水層の発達を不可欠の要因としている。

(昭和40年3月稿)

文 献

- 赤土研究グループ (1959) : 東京地方の洪積統の層序について (予報), 新生代の研究, vol. 29
- 青木廉二郎・田山利三郎 (1930) : 関東構造盆地特にその西辺の地形及び地質について, 斎藤報恩会報告, 8
- 浅井治平 (1927) : 武蔵野の水系と池, 地理教育, vol. 6, no. 6
- 地質調査所編 (1957) : 日本鉱産誌 B V V-b (石油および可燃性天然ガス)
- 郷原真保・豊田環吉 (1953) : 立川市の地下水, 資源研彙報, vol. 29
- 藤本治義 (1930) : 武蔵野台地と多摩丘陵の地形及び地質並びに夫等の相互関係について, 地学雑誌, vol. 42, no. 492, 493
- 藤本治義 (1933) : 狭山丘陵成因の考察, 大塚地理学論文集, 第1輯

- 藤本治義 (1951) : 日本地方地質誌「関東地方」, 朝倉書店
- 藤本治義・寿円晋吾・羽鳥謙三 (1961) : 多摩丘陵の地質, 南多摩文化財総合調査報告, 東京都教育委員会
- 藤田至則 (1953) : 地層の将棋倒し構造について, 新生代の研究, no. 18
- 藤田至則 (1958) : 地層の将棋倒し構造についての一試論, 藤本治義教授還暦記念論文集
- 福田 理 (1953) : 初期鮮新世における関東地方の古地理 (演旨), 地質学雑誌, vol. 59, no. 694
- 福田 理 (1963) : 春日部層序試錐の坑井地質層序, 地質調査所月報, vol. 14, no. 4
- 福田 理・羽鳥謙三 (1952) : 武蔵野台地の地形と地質, 自然科学と博物館, vol. 19, no. 10
- 福田 理・石和田靖章 (1964) : 関東地方の地質と天然ガス鉱床の探鉱と開発への序章, 石油技術協会誌, vol. 29, no. 1
- 福田 理・高野 貞 (1951) : 東京都青梅町東北方阿須山丘陵の地質, 地質学雑誌, vol. 57, no. 674
- 復興局建設部 (1929) : 東京及び横浜地質調査報文
- 羽鳥謙三・寿円晋吾 (1958 a) : 関東盆地西縁の第四紀地史, I, 多摩丘陵の地形発達, 地質学雑誌, vol. 64, no. 751
- 羽鳥謙三・寿円晋吾 (1958 b) : 関東盆地西縁の第四紀地史, II, 狭山・加住丘陵の地形と地質, 地質学雑誌, vol. 64, no. 752
- HEM, J. D. (1959) : Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, U. S. G. S. *Water-Supply Paper*, 678.
- 樋口 雄・菊池良樹 (1964) : 上総層群に関する微化石層位学的研究ならびに鉱床地質学的研究, 石油技術協会誌, vol. 29, no. 1
- 本間一郎・小野吉彦 (1958) : 埼玉県北部容水地盤電気探査報告, 地質調査所月報, vol. 9, no. 8
- HOOD, J. W. (1958~1959) : Saline Ground Water in the Roswell Basin, Chaves and Fady Counties, New Mexico, U. S. G. S. *Water-Supply Paper*, 1539-M.
- 伊田一善 (1955) : 東京付近植物化石新産地, 地質調査所月報, vol. 16, no. 8
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫 (1956) : 関東西部の地層の大区分について, 地質調査所月報, vol. 7, no. 10
- 井口正男 (1951) : 東京都青梅町付近の礫層について一関東山地東麓における礫形成の一例, 地理学評論, vol. 24, no. 4
- 池田俊雄 (1958) : 東京の地質およびその土質工学的問題について, 東工, vol. 9, no. 5
- 池沢五郎・他 4 名 (1959) : 東京基盤図, 技報堂
- 今村学郎・矢島仁吉 (1936) : 武蔵野の地質構造, 地質学雑誌, vol. 43, no. 510
- 石井基裕 (1958) : 関東平野の基盤について (演旨), 石油技術協会誌, vol. 23, no. 4
- 石井基裕 (1962) : 関東平野の基盤, 石油技術協会誌, vol. 27, no. 6
- 石和田靖章 (1956) : 東京ガス田, 石油技術協会誌, vol. 21, no. 4
- 石和田靖章 (1958) : 南関東水溶性ガス鉱床北部のガス地質 (演旨), 石油技術協会誌, vol. 23, no. 4
- 石和田靖章 (1960) : 南関東のガス田 (日本天然ガスその 7), 天然ガス, vol. 3, no. 3
- JACOB, C. E. (1940) : On the flow of water in an elastic artesian aquifer, *Trans Amer. Geophy. Univ.* vol. 21.
- 寿円晋吾 (1951) : 多摩丘陵の地形学的研究, 地理学評論, vol. 24, no. 11
- 貝塚爽平・戸谷 洋 (1953) : 武蔵野台地東部の地形・地質と周辺諸台地の Tephrochronology, 地学雑誌, vol. 62
- 貝塚爽平 (1955) : 関東地方南岸の陸棚形成時代に関する一考察, 地理学評論, vol. 28, no. 1
- 貝塚爽平 (1957 a) : 武蔵野台地の地形変位とその関東造盆地運動における意義, 第四紀研究, vol. 1, no. 1
- 貝塚爽平 (1957 b) : 関東平野北東部の洪積台地, 地学雑誌, vol. 66, no. 4

- 貝塚爽平 (1958) : 関東平野の地形発達史, 地理学評論, vol. 31, no. 2
- 貝塚爽平・成瀬 洋 (1958) : 関東ロームと関東平野の第四紀の地史, 科学, vol. 28, no. 3
- 神奈川県 (1955) : 神奈川県下の天然ガス地下資源, 神奈川県出版物
- 兼子 勝 (1956) : 本邦天然ガス鉱床の地質学的研究, 地質調査所報告, vol. 169
- 金原均二 (1952) : 東京ガス田について, 石油技術協会誌, vol. 17, no. 3
- 金原均二・本島公司・石和田靖章 (1958) : 天然ガス, 朝倉書店
- 関東ローム研究グループ (1956) : 関東ロームの諸問題, (I), 地質学雑誌, vol. 62, no. 729
- 関東ローム研究グループ (1958) : 関東ロームの諸問題, 地球科学, no. 46
- 河井興三・山田 博 (1960) : 群馬県太田・大間々地域の第三系と後期中新世における関東西北部の古地理について, 石油技術協会誌, vol. 25, no. 2
- 河井興三 (1960) : 南関東ガス田地帯の地学的考察, 石油技術協会誌, vol. 25, no. 4
- 河井興三 (1961) : 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究, 石油技術協会誌, vol. 26, no. 5
- 河井興三 (1963) : 上総層群中の水溶型ガス鉱床の成因に関連した2, 3の考察—とくにメタンの拡散について, 石油技術協会誌, vol. 28, no. 1
- 経済企画庁総合開発局 (1963) : 全国地下水 (深井戸) 資料台帳, 関東篇
- 経済企画庁 (1952) : 全国深井地質資料台帳—関東地方
- 菊池光秋 (1953) : 立川市内と隣接地域の地下水汚染による影響について, 東京学芸大学研究報告, no. 5
- 菊池隆男・館野俊男 (1962) : 茨城県江戸崎町および千葉県多古町周辺の第四系, 地質学雑誌, vol. 68, no. 796
- 菊池良樹 (1963) : 房総半島における上総層群の微化石層序, 石油技術協会誌, vol. 28, no. 4
- 木野義人・高橋 稠・後藤準次 (1959) : 荒川流域 (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
- 木野義人・安藤 武 (1960) : 関東平野中央部の被圧地下水 (演旨), 地質学雑誌, vol. 66, no. 778
- 木野義人・高橋 稠・安藤 武 (1960) : 利根川中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
- 木野義人・安藤 武 (1962 a) : 関東平野中央部水理地質図および同説明書, 地質調査所
- 木野義人・安藤 武 (1962 b) : 被圧地下水の水質分布を2分する不連続面とその形成 (演旨), 地質学雑誌, vol. 68, no. 802
- 木野義人 (1963) : 関東平野西部の深層地下水 (演旨), 地質学雑誌, vol. 69, no. 814
- 岸 和男 (1963) : 冷却排水地下還流に関する調査報告—東京都城北地区保土谷化学工業K. K. における試験報告, 地質調査所月報, vol. 14, no. 6
- 清野信雄 (1935) : 7万5千分の1東京地質図幅および同説明書, 地質調査所
- 工業用水調査グループ (1957) : 埼玉県工業用水源地域調査—荒川水系水文測量調査報告, 地質調査所月報, vol. 8, no. 12
- 工業用水調査グループ (1958) : 荒川および江戸川工業用水源地域調査報告, 地質調査所月報, vol. 19, no. 6
- 小池 清 (1956) : 東京湾の生いたち, 堆積学研究, 1, 2
- 小池 清 (1957) : 南関東の地質構造発達史 (遺稿), 地球科学, vol. 34
- 小島伸夫 (1958 a) : 木下地方の地質構造について—成田層群の研究第1報—, 地質学雑誌, vol. 64, no. 751
- 小島伸夫 (1958 b) : 木下地方の洪積層に含まれる貝化石群の産状について—成田層群の研究第2報—, 地質学雑誌, vol. 64, no. 752
- 小島伸夫 (1959) : 印旛沼周辺の成田層群について—成田層群の研究第3報—, 地質学雑誌, vol. 65, no. 769

- 小島伸夫 (1962) : 印旛沼南方から大網白里町に至る地域の成田層群について一成田層群の研究第4報一, 地質学雑誌, vol. 68, no. 807
- 小島伸夫 (1963) : 手賀沼周辺から大網白里町にかけての成田層群の堆積状態と地史について一成田層群の研究第5報一, 地質学雑誌, vol. 69, no. 811
- 近藤信興 (1935) : 東京市板橋・足立両方面の地質及び地下水について, 水道協会雑誌, no. 25
- 近藤忠三 (1949) : 電気比抵抗法による関東平野地下の地質並びに地下水の調査, 鉱物と地質, vol. 3, no. 3
- 小西泰次郎・安藤 武・木野義人・永井 茂 (1960) : 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
- 蔵田延男・村下敏夫 (1954) : 水比抵抗法による水調査について, 地学雑誌, vol. 63, no. 2
- 蔵田延男 (1955) : 水理地質学, 朝倉書店
- 蔵田延男・尾崎次男・後藤準次 (1958) : 中利根工業用水源地域調査報告, 地質調査所月報, vol. 9, no. 12
- 蔵田延男・安藤 武・森 和雄 (1958) : 東京都城南工業用水源小規模地域調査報告一関東西部地域調査, 地質調査所月報, vol. 9, no. 8
- 蔵田延男・小西泰次郎・木野義人・高橋 稠・池田喜代治 (1959) : 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
- LUSCZYNSKI, N. J. & SWARZENSKI, W. V. (1960) : Position of the salt-water body in the Magothy (?) formation in the Cedarhurst-Woodmere area of southwestern Nassau County, Long Island, N. Y., *Econ. Geol.*, vol. 55, no. 8.
- 榎山次郎 (1930) : 関東南部の洪積層, 小川博士還暦記念論叢
- 三川逸郎 (1960) : 成田ガス鉱床とR 2号井の猛噴, 天然ガス, vol. 3, no. 10
- 三土知芳 (1933) : 7万5千分の1地質図幅「成田」および同説明書, 地質調査所
- 三土知芳 (1935) : 7万5千分の1地質図幅「千葉」および同説明書, 地質調査所
- 三土知芳 (1955) : 石油鉱床の成因, 日本鉱産誌A総論, 地質調査所
- 三土知芳 (1960) : 石油の移動についての考察, 特に日本の油田に言及しつつ, 石油技術協会誌, vol. 25, no. 5
- 森 和雄 (1962) : 関東平野西南部水理地質図および同説明書, 地質調査所
- 中川久夫 (1960) : 地蔵堂層および藪層, 地質学雑誌, vol. 66, no. 776
- NAKAZAWA, H. (1962) : Structural Growth of the Kwanto Tectonic Basin. *Sci. Rep. of the Tohoku Univ., Sendai, Japan, Second Series (Geology)*, Special volume, no. 5.
- 中村一夫・福田 理 (1953) : 常総台地の地形および地質 (演旨), 地質学雑誌, vol. 59, no. 694
- 成田研究グループ (1962) : 下末吉海浸と古東京湾, 地球科学, no. 60~61
- 成瀬 洋 (1952) : 相模野台地東縁部の地質, 地質学雑誌, vol. 58, no. 684
- 成瀬 洋・戸谷 洋 (1957) : 相模野台地南東部の関東ローム, 地質学雑誌, vol. 63, no. 737
- 成瀬 洋 (1959 a) : 古東京湾の形成について一南関東上部新生界の地史学的研究 (1), 第四紀研究, vol. 1, no. 5
- 成瀬 洋 (1959 b) : 成田層群の層序とこれに関連した問題 (演旨), 地質学雑誌, vol. 65, no. 766
- 成瀬 洋 (1960) : 相模積成盆地の変遷一南関東上部新生界の地史学的研究 (2), 第四紀研究, vol. 1, no. 7
- 野村 潤 (1961) : 入間川複合扇状地における堆積物と地下水起源との関係について, 地理学評論, vol. 34, no. 1
- 大西 弘 (1940~1941) : 武蔵野台地西南縁部の地質について, 矢部教授還暦記念論文集, 2巻
- 大塚弥之助 (1932) : 多摩丘陵の地質, 地質学雑誌, vol. 39, no. 469
- OTUKA, Y. (1935 a) : The Quaternary Physiographic History of South-western Kwanto. *Proc.*

Pan-Pacific Sci. Congr.

- OTUKA, Y. (1935 b) : Marine Lower Pleistocene of the Central Kwanto Plain. *Earthq. Res. Inst.*, vol. 4.
- 大塚弥之助 (1937) : 関東地方南部の地質構造「横浜—藤沢間」, 東大震研集報, vol. 15, no. 4
- 尾崎次男・他 2 名 (1959) : 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
- 尾崎次男・岸和男・他 2 名 (1962) : 思川沿岸平野の地下水 (とくに地表水からの地下水供給量について), 地質調査所月報, vol. 13, no. 5
- 尾崎次男・岸和男・菅野敏夫 (1963) : 鬼怒川および西鬼怒川流域工業用水源調査報告, 地質調査所月報, vol. 14, no. 3
- PERLMUTTER, N. M. & GERAPHTY, J. J. (1963) : Geology and Ground-water in Southern Nassau and South-eastern Queens Counties, Long Island, N. Y., U. S. G. S. *Water-Supply Paper*, 1613-A.
- RWSSSELL, W. L. (1928) : The origin of Artesian Pressure, *Econ. Geol.*, vol. 23, no. 2; vol. 24 no. 5.
- 坂倉勝彦 (1935) : 千葉県小櫃川流域の層序 (その 1), 地質学雑誌, vol. 42, no. 506
- 佐藤才止 (1926) : 7 万 5 千分の 1 地質図幅「銚田」および同説明書, 地質調査所
- 佐藤才止 (1927) : 7 万 5 千分の 1 地質図幅「筑波」および同説明書, 地質調査所
- 島田忠夫・他 2 名 (1952) : 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
- SKIBITZKE, H. E. & COSTA, J. A. (1962) : The Ground-water Flow System in The Snake River Plain, Idaho, U. S. G. S. *Water-Supply Paper*, 1536-D.
- 杉村 新 (1950) : 関東地方周辺の高底段丘その他について, 地理学評論, vol. 121, no. 1
- 杉崎隆一・柴田 賢 (1961 a) : 地下水の地球科学的研究 (第 1 報, 濃尾平野の地下構造と帯水層の区分), 地質学雑誌, vol. 67, no. 791
- 鈴木 敏 (1888) : 20 万分の 1 東京地質図幅及び同説明書, 地質調査所
- 鈴木 敏 (1889) : 東京近隣の地質と水脈, 地質学雑誌, vol. 1, no. 3
- 鈴木好一 (1934) : 東京府北多摩郡府中町に於けるさく井によって知られたる海成沖積層, 地質学雑誌, vol. 41, no. 493
- 鈴木好一 (1935) : 府中町に於ける海成沖積層の補遺, 地質学雑誌, vol. 42, no. 497
- 鈴木達彦・青木直昭 (1962) : 茂原市北西の地蔵堂層および藪層の層序と有孔虫化石について, 地質学雑誌, vol. 68, no. 804
- 高橋 稔 (1961) : 東京都江東地区および城北地区における工業用地下水補足調査報告, 地質調査所月報, vol. 12, no. 11
- TODD, D. K. (1959) : Ground Water Hydrology, John Wiley & Sons, Inc., New York & London.
- TOLMAN, C. F. (1937) : Ground water, Mc Graw-Hill Co., New York.
- 徳永重元・郷原保真・桑野幸夫 (1958) : 多摩丘陵の地質, 資源研集報, vol. 14
- 東京都土木研究所 (1963) : 東京都地質図集 (1)
- 渡辺景隆・他 3 名 (1950) : 関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究 (寄居—小川—松山—児玉地域), 秩父博物館報, no. 1
- 渡辺和衛 (1958) : 埼玉県における水文地質調査報告, 地質調査所月報, vol. 9, no. 3
- 矢部長克・青木廉二郎 (1927) : 関東構造盆地周縁山地に沿へる段丘の地質時代, 地理学評論, vol. 3
- YABE, H. (1930) : The Great Kwanto Earthquake of September 1, 1963 and the Geotectonic of the Meizoseismic area, *Proc. Imp. Acad.*, vol. 6, no. 3.
- 矢部長克 (1951) : 古東京湾について, 自然科学と博物館, vol. 18, no. 5 ~ 6
- 矢嶋仁吉 (1935) : 武蔵野台地の地下水, 陸水学雑誌, vol. 5, no. 4
- 矢嶋仁吉 (1954) : 武蔵野の聚落, 古今書院

- 山本荘毅（1949）：銚子付近の被圧地下水，地理学評論，vol. 3, no. 3
- 山本荘毅（1953）：地下水調査法，古今書院
- 山本荘毅・他3名（1953）：河谷の地下水（第3報），地理学評論，vol. 26, no. 9
- 山本荘毅（1962）：地下水の動態—関東平野を例として，科学，vol. 32, no. 12
- 山崎寿雄（1960）：常総台地北部の地質と地下水，応用地質，vol. 1, no. 3
- 吉村信吉・山本荘毅（1936）：千葉市西郊下総台地の地下水，陸水学雑誌，vol. 6, no. 2
- 吉村信吉（1938）：武蔵野台地地下水の豪雨による異常上昇，科学，vol. 8, no. 10
- 吉村信吉（1939）：昭和13年に起った武蔵野台地の湧水および大增水，地理学評論，vol. 15
- 吉村信吉（1940）：所沢東方武蔵野台地の地下水特に宙水と浅い窪地，地理学評論，vol. 16, no. 3
- 吉村信吉・川田三郎（1943）：武蔵野台地東部大泉地下瀑布線及び附近諸地下水堆の地下水精査，地理学評論，vol. 19, no. 11, 12

Hydrogeological Study on the Confined Groundwater in the Central Part of the Kwantō Plain, Japan

By

Yoshito KINO

Abstract

In this paper, hydrogeological condition and movement of the confined groundwater in the central part of the Kwantō Plain are discussed. Most of the confined groundwater in this region occur from Pleistocene Narita group. Narita group and its correlative formations were deposited in a structural basin with elongated shape resembling a trough or the bottom of a ship.

The groundwater bearing strata distributed on the axial zone of the elongated basin structure can be divided into four aquifers named 1st to 4th aquifers in descending order. The 2nd aquifer is separated from the 1st one by the existence of clayey strata of about 50m thick.

The confined groundwater keeps characteristic system in lateral distribution presented by hydrological and chemical changes in each aquifer: Groundwater confined in each aquifer is classified into two kinds of types by chemical property; one is the semi-connate groundwater type and another is the circulating fresh groundwater type. The former is characterized by high content of Cl⁻ more than 100ppm and its chemical component is similar to that of fossil water such as natural gas follower. The latter is so-called fresh water having low content of Cl⁻ less than 10ppm and normal content of bicarbonate.

The boundary plane between the semi-connate groundwater and the circulating fresh groundwater can be recognized by the evidence that lateral changes of chemical compositions are found in groundwater flowing through continuous aquifers.

From the study on the confined groundwater in this region, it is concluded that the semi-connate groundwater type has been derived from the connate water (fossil water) originally contained in the marine sediments of the Narita group, and that natural circulation of the fresh groundwater type has been kept during the period of geo-historical time since the original movement started, but besides this, present movement of water has been caused by another reason that strongly artificial discharge of groundwater has been made in the marginal zone of aquifers containing the semi-connate groundwater, resulting in decrease of the piezometric surface of the confined groundwater.

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土地地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 233 号

森 和雄：武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造—とくにさく井検層記録による研究—, 1969

第 234 号

成田英吉, 五十嵐昭明：西部北海道長万部岳西方地域の鉍化作用, 1969

第 235 号

SATO, Y. : Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of northwestern Kyushu, Japan, 1969

第 236 号

TANAKA, K. : Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan, 1970

第 237 号

寺岡易司：九州大野川盆地付近の白亜紀層, 1970

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 233

MORI, K. : Study on the subsurface geology of Musashino upland and northern part of Tama hilly land— Especially through water well logs—, 1969 (in Japanese with English abstract)

No. 234

NARITA, E. & IGARASHI, T. : Geochemical considerations on the mineralizations in the Oshamabe-dake district, Oshima peninsula, Hokkaido, 1969 (in Japanese with English abstract)

No. 235

SATO, Y. : Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of northwestern Kyushu, Japan, 1969 (in English)

No. 236

TANAKA, K. : Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan, 1970 (in English)

No. 237

TERAOKA, Y. : Cretaceous formations in the Onogawa basin and its vicinity, Kyushu, Southwest Japan, 1970 (in Japanese with English abstract)

関東平野中央部における被圧地下水の水理地質学的研究

KINO, Y.

木野 義人

地質調査所報告, no. 238, p. 1~39, 1970

27illus., 4 tab.

更新統の厚い堆積盆地における被圧地下水のあり方を地質的な立場から論じている。関東平野中央部における被圧地下水は水理地質的層序区分および対比によって幾つかの帯水層(群)ごとに分けられ、それらの各帯水層ごとに水理的・水質的要素は側方変化系列を示している。また各帯水層ごとに化石水的特徴をもった地下水と新鮮度の高い循環性地下水とに区別され、後者は屢々相対的に急速な流動状態を示している。準化石水と流動地下水は水理地質的に表裏一体の関係にあり、地質的な要因および条件に支配されて形成されたものである。

556.33 : 551.791 (521.2)

昭和45年8月5日 印刷

昭和45年8月10日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 田 中 実
印刷所 田中幸和堂印刷株式会社
東京都台東区上野3~17~11

© 1970 Geological Survey of Japan

B. d. VI.

REPORT No. 238

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

**HYDROGEOLOGICAL STUDY ON THE
CONFINED GROUNDWATER IN THE
CENTRAL PART OF THE KWANTŌ
PLAIN, JAPAN**

By

Yoshito KINO

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1970

地質調報

Rept. Geol. Surv. J.

No. 238, 1970