

滋賀県琵琶湖岸野洲川デルタの地盤に関する産業地質学的研究 (その1)

尾原信彦* 渡辺和衛* 坂本 亨** 安藤高明* 相原輝雄* 金井孝夫* 宇野沢昭*

Contribution to Geotechnique Concerning Influence of Void Water on Ground Stabilization in Southern Lowland of Lake Biwa, with Special Reference to the Delta of the Yasu River, Shiga Prefecture

By

Nobuhiko OBARA, Kazue WATANABE, Toru SAKAMOTO, Takaaki ANDO, Teruo AIHARA,
Takao KANAI & Akira UNOZAWA

Abstract

The river Yasu originates from Suzuka mountain range which consists of Paleozoic formation and granitic rocks, and arrives at Tsuchiyama basin, where it runs through the sedimentary rocks of the Miocene epoch. Descending westwards, the river comes into the Minakuchi valley, where develops the Palaeo-Biwa group, that is the soft sediments of the Plio-Pleistocene epoch. From Ishibe, farther west from Minakuchi town, the river dissects the narrow opening between hills of granite, and then a deltaic lowland extends as far as the lakesides.

After specific discharge measurement was performed in dry season at 73 spots along both the main streams and the tributaries, a balance between run-off and soaking water is identified as follows; 830,000t per day of the total river water moisten the deltaic lowland throughout a year with such items of an account as subterranean stream 250,000t/d in contrast with surface flow 580,000t/d.

Sounding tests of Swedish type were performed in the lakeside near Kusatsu city, and on the basis of these data the vertical section-maps of geology were drawn. The surface layer is mainly composed of a ultra-soft ground which intercalates humus rich soil named "sukumo". Below this layer sandy-gravel beds have been found and it has been proved that they were the former river terrace having been buried by recent deposits. The upper limit of the sandy-gravel bed can be attained as deep as 12 m at the lakeside, in contrast with 4 m in depth near the marginal area of hilly lands. Bearing power tests as to the ultra-soft ground were done at the seven locations near the shore by means of a cone-penetrometer of double tube type, and such a minimum value as $[qc] = 0.3 \text{ kg/cm}^2$ was obtained.

Pore water pressure was measured through the vertical excavation of 20 m in depth. After inspecting the whole data, distinction between the upper bed of a high water pressure (2-7m in depth) and the subordinate bed of a low water pressure (7-20m in depth) was made clear. The former is humus rich soil separated by impervious sheets, the latter is considered to be moldered earth of weathering granite (*masa* in Japanese) and has likely no connection with pebbles of a river bed.

The experiment which was intended to solidify the ultra-soft ground in this area was done, by treating it with a special liquid (mixture of H_3PO_4 , H_2SO_4 and FeCl_3). It has proved true that $[qu]$ -value became 2.3 times as great as before, after six hours' treatment.

Finally, at Yabase, Yamada and Kitayamada in the lakeside belt, a measurement test was put into practice concerning water content and bulk density of the surface layer by driving

* 応用地質部
** 地質部

an iron pipe into the earth and inserting a probe which is a part of a neutron moisture meter and a γ -ray density meter. After this experiment, void ratio, moisture content and compression index of the ground are determined in natural condition presumably, with the result that the estimated value of land subsidence would be -35cm near the lakeside belt, if the water level of Lake Biwa were lowered artificially as low as 3 meters.

まえがき

この報告書は地質調査所応用地質部の産業地質課を中心とした数人の専門家が、それぞれの担当を生かして、野洲川デルタの地盤に関する研究を行なった結果の集録である。最近10年このかた沖・洪積層についての地質学的研究があちこちで行なわれてきたが、地下水の脱水によって生じる軟弱地盤の物性面からみた変化機構については、理論的、実験的に種々研究されているが、現場での実態に即したかたちでのつっ込みはほとんどなされていない。しかもこの問題はデルタ地帯に開発の重点をおかざるをえないわが国の場合、応用地質学的に大変重要な問題であり、産業地質課で、地盤の安定という見方からこの問題にふれようとしていることは、研究の方向として当然のことと考えられる。

しかしながら、これはこと水と地盤そのものを組立てている砂・泥・岩石などとの複雑多元的な問題であって、その野外における計測からして種々の困難な障害にぶつからざるをえない。とくにそうした点的な計測結果を面的あるいは立体として押しひろげて考えていこうとする過程において、いくつかの悩みにぶつかるのである。つまり従来の地質学でいう地質的に関連づけようとするとなかなか面倒なことになる。

したがってこの研究結果も、個々の研究としてはきわめて独創的あるいは意欲的に進められているのであるが、全体として個々の研究結果を総合し、100%有用な結論が導きだされたというわけではない。それはなおいくつかの類似の事例を経験することを通じて達せられることと思われるのであるが、産業地質の新しい分野における応用地質学的調査方法とそれに基づく貴重な研究成果として、大方の理解ある批判を仰ぎたいと念ずる。

蔵田 延男

この研究報告の全体の構成および分担は次のとおりである。

I 総説	尾原 信彦
II 野洲川流域の地質	坂本 亨
III 比流量調査による地表水の流出、伏没現象	安藤 高明
IV 浅層地盤の構造とその地耐力	宇野 沢 昭
V 二重管式コーンペネトロメーターによる超軟弱地盤の計測研究	相原 輝 雄
VI 浅層部の間隙水圧	宇野 沢 昭
VII 中性子水分計、 γ 線密度計による浅層地盤と圧密沈下の予測についての研究	金井 孝 夫
VIII 軟弱地盤の固結化の試み	渡辺 和 衛
(末尾) 参考文献	

I. 総 説

1. 地盤安定に関する研究の意義

1.1 調査研究の対象とその取扱い方針

産業地質グループの主要研究課題として、“地盤安定度に関する土木地質学的研究”を行なうこととし、40年度には大阪湾に臨む泉州地区の平野堆積物に関して実地踏査を行なった¹⁾。41年度にはこれに引きつづき、湖岸の堆積物についてその特色を掴むことを目標として、研究フィールドとして、後背地の水理状態が比較的簡単で

しかも湖沼堆積物の発達をみる琵琶湖南岸の草津・守山地区を選び、実地踏査の計画を進めた。

草津・守山地区を研究対象とするに当たり、まずこの平野のなり立ちを知るために、ここを涵養する野洲川の水事情が究明されねばならないし、また野洲川水系がもたらす土砂類の起源を掴むためには、同川流域に露出する岩石・地層の分布を検討しておく必要がある。さらに琵琶湖が現在の姿に到着くまでに経過した湖面昇降などの問題も、一応古地理的な判断の下に、解明しておく必要もあった²⁾。

そうした基本的な調査を前提にして、現時点における草津・守山地区の平野地表面下の状況を、現地踏査ならびに各種の計測を行なってこそはじめて、地盤安定の問題にふれることができるものと考えたのである。

1.2 調査研究計画

まず予察調査として、文献による予備調査をはじめとして³⁾、おおよその地域的特性を掴んでのち、その検討の意味で、実施について野洲川流域を構成する地層の露頭調査と、また流域の地質を敏感に反映する河川比流量の測定とを先行させ、野洲川の源流からデルタ地帯に至るまでの水理地質調査を実施することになった。

しかしデルタ地帯に入ると、最新の沖積層が全域にわたり下位層を被覆して、地表露頭が見られず、かつ野洲川自身も水路分岐が著しく、比流量測定も困難かつ不確実なものとなる状態なので、当然別方法——すなわちボーリングおよびサウンディングによる地層判定、沖積層の追跡を行なって、どれくらい深さまで湖成の地層であり、かつまた河流の運搬物からなる河成の地層がどのような状態を示すかなどの事実を突き止めることを併用せざるをえなかった。

そこで湖岸平野の地盤について、二重管式コーンペネトrometerなどの精密計測により、地耐力の原位置試験、打込式間隙水圧計による地層固有の動水圧の垂直分布のデータ検討、さらにこの地方独特の湖成堆積物「スクモ」に関するアプローチの手段として、従来当グループで研究している間隙水の化学分析のほかに、新たに放射能を利用して地中水分と地層密度の検層を行ない、その垂直断面のモデルを明らかにする方法などを用いた。これらの測定および調査データは、いずれも地盤安定度の問題を直接ならびに間接に解決するのに役立つものであり、すなわち地質工学的処理（例えば、軟弱地盤の沈下対策など）に発展させるような場合に際しても、貴重な資料となることが予想される。

1.3 地域開発計画とのふれ合い

このように地盤収縮量の算定の基礎データを得ることによって、琵琶湖の湖面低下によって、その水資源としての高度化を図る開発計画が実施される場合に湖南平野に考えられる地盤沈下の予測についての見透しが樹てられるものと思われる。

たまたまこの地区一帯は名神高速道路の開通とともに、内陸工業の適地として盛んに工業の誘致が行なわれている。ことに粟東インターチェンジの完成以来、現実に中規模工場の進出が顕著となる一方、滋賀県自ら幾多の工業団地候補地を指定して、この地区の開発に力を傾けている。したがってこの地盤安定度の検討は、産業立

地の観点からもその意義が認識され、大阪通商産業局産業立地課・滋賀県商工労働部工業課ならびに草津市・守山町・粟東町・石部町・甲西町・水口町・甲南町・甲賀町・土山町など関係各方面からの協力が得られることとなった。

2. 現地踏査および研究の担当区分

現地調査は41年11月下旬から12月中旬にかけて、前後2回にわたって行なわれ、一方ボーリング工事は浅尺（20m×2本）ながら、地元の関西ボーリング㈱に請負わせ、同じ期間に実施している。

なお、各人の研究分担は次のとおりであった。

- | | |
|--|---------|
| 1 予察調査 | 安藤・稲井技官 |
| 2 一般地質踏査 | 坂本技官 |
| 3 比流量測定 | 安藤技官 |
| 4 デルタ地帯サウンディング計測およびボーリング孔内の間隙水圧測定 | 宇野沢技官 |
| 5 超軟弱地盤の二重管式コーンペネトrometerによる精密測定 | 相原技官 |
| 6 コア中の水分の化学分析ならびに地球化学的検討 | 渡辺技官 |
| 7 中性子水分計・ γ 線密度計による湖成堆積物の含水量および地層密度の現位置測定 | 金井技官 |

3. 研究成果の総括

一つの河川がその下流に平野を涵養している場合、その背後地に当たる集水域全般の地質状況が、どのような影響を下流平野に与えるか？少なくともその平野を構成する堆積物は背後地に存在する地層ならびに岩石類の2次的ないし3次的産物であることは、紛れもない事実であろう。今回の野洲川上中流部踏査で明らかになったように、その集水域は鈴鹿山脈の古生層、それを抜いた中生代の花崗岩類、中新世に存在した“第一瀬戸内海”堆積物のほかは、鮮新—更新世の古琵琶湖層群に属する軟かい水成岩地帯が圧倒的に広い分布を占め、さらに河岸段丘が川沿いの地に若干認められるに過ぎなかった。

さて草津・守山平野の浅層堆積物は大きく分ると、砂礫層・シルト粘土層・含スクモ層（腐植土）の3種になる。砂礫層は花崗岩類および硬砂岩・チャート・石灰岩・輝緑凝灰岩の破砕物であり、扇状地堆積物、および沖積層下に埋没した低位段丘などを形成する。シルト粘土層は山地で原岩が風化した生成物ならびに古琵琶湖層群の軟質水成岩が川の侵食をうけ、流れ出した微粒子などからなる。スクモを含んだ泥土は、還元的環境下で有機物

(植物)の分解したものと湖水に流れ込んだ土壌コロイドとが静かな湖底に沈積したものであるから、起源的には湖畔に個有の堆積物とみなすのが妥当のようである。

野洲川本支流の源まで遡って、比流量調査を行なって、最後に石部付近から湖南平野を潤す水量を算定してみた。元来比流量は地層の保水能という概念に立脚した水理地質学的なパラメーターであって、一応個々の岩石・鉱物の種類とは、直接関連は薄い、地層のもつ平均的孔隙量と植被状況の両要素を融合させた形で表現される量である。比流量の大小は山地降雨の流出傾向を大掴みに示すことができるし、また上流から下流に向かって比流量が増減する状態を掴めば、河川が流下するにつれて、水が川筋にしぼり出されたり、川底から伏没したりする状況を定量的に判定できる。したがって地質調査と並行して比流量を調査していけば、急に水が増えたり、減ったりした時に、地質構造の不連続(断層・不整合)と呼応することができるので、水の行方と地質状況との関連を解明することができる。

ただ人工的施設(ダム・水道取水口・放水口)の存在を克明に調べて歩かないと、誤認のおそれがあるし、また水道水の取水量の聞き込み、また局所的な降水量・蒸発量の算定など困難なデータ蒐集を伴わないと、価値が滅殺される。今回の73地点での比流量測定では、これらにできるだけ粗漏のないような配慮が行なわれたから、石部地点から湖南平野に流れ込む表流水・伏流水の算定[83万 t/day……表流58万 t/day+伏流25万 t/day]はある程度の精度があると考えられる。

ただ渇水期の測水値に係数1.7を乗じて、平水時に換算する方法は、従来の経験法測に準拠しているので、今後はこのような方面に一段の理論的研究の展開をはかりたい。

上述の背景の下に実施された地耐力調査を検討してみよう。草津・守山地区における21点のサウンディング試験の結果によれば、野洲川扇状地の砂礫が、1 stage 古い埋没低位段丘礫層を直接覆う箇所(東側)は、浅い深度で安定した強固な地盤(C層)に届くのに、湖岸に向かうに伴い、扇状地砂礫が欠けて、B'層に替るので、支持地盤は埋没段丘面まで落ち込む。湖畔に接近すると、野洲川とは直接縁の薄いB層が沈積しており、超軟弱地盤を形成している。サウンディング法では地耐力を原位置で測る手段としては、かなりの効果が上げられるが、ロッドに伝わる手応え、摩擦音により土質を判定することに問題が残る。湖畔の超軟弱地盤を原位置で精密に計測して実用に供するには、二重管コーンペネトメーターを使って、一軸圧縮強度に置換できる値[q_c]

を測るよりほかはない。そこでこの試験を守山—草津の沿岸低地で行なったところ、 0.3 t/m^2 という想像に絶する低い地耐力を実測することができた。このような超軟弱地盤の確認は、海岸のヘドロと違った意味で、湖成堆積物の一つの特徴と考え得るし、その上当地独特の「スクモ(腐植土)」の成因とを考え合わせ、地盤の不安定性究明に関するデータが、地耐力計測という過程を通じて得られたのである。

草津市新浜における20mのボーリング孔で、地層の間隙水圧を測定したところ、-7mを境に上層が異常な高水圧を呈し、下層は静水圧に近いことがわかった。上層は「スクモ」を挟在するシルト質の軟層で、湖南地方独特の不安定な地盤であるのに対し、下層は相対的には安定ながら、風化花崗岩の崩土状の砂礫層であるから、必ずしも絶体的に安定とはいいい切れない。なお論述の途中で、間隙水圧の上昇率が地層の透水係数に代替されることを実証する研究への方向づけに触れているが、今後この方面への充実発展を期する必要がある。

埋没した段丘を覆う不安定な超軟弱沖積層について、Am-Bc, Cs のアイソトープを利用した中性子水分計および γ 線密度計を駆使して、地中の水分・地層密度の原位置測定が実施せられ、幾多の技術的難関を克服した上、この沖積層の自然状態に近い様相を明らかにすることができた。とくに収縮量のもっとも大きい「スクモ」の存在が、層中の水分と密度の測定値から示すことができる。このことは従来の電気検層などでは分らなかったことであり、地層の疎密状態を明確に掴んで、圧縮係数が算定できることになるので、これをもとに湖面低下に伴う地盤沈下量の予測も可能となる。

これまでボーリングコアの間隙水質の化学分析を行ってきたが、その研究の結論として、地耐力と置換イオン比との間に相関関係が存在すること、およびナトリウム吸着比(SAR)が堆積環境の指標となることの2つがおもな成果である。これらを足掛りとして、化学的な地盤固結法のうちでもっとも初歩的な無機試薬(磷酸系)による実験を、湖南のボーリングコアについて適用したところ、6時間後に一軸圧縮強度[q_u]で2.3倍になるという事実をつきとめた。このことは磷酸イオンが特殊の触媒の存在の下に、粘土の粒子中の石灰分と化学反応を起こし、磷酸が吸収されて磷酸石が生じたことの証拠にはかならない。今回は土粒子について珪酸塩分析を並行して実施しなかったが、野洲川上流部に石灰岩のあることが分かる。今後このような方面に新たな配慮を行なうものとして、地盤固結の過程を地質的に解明していくとぐちをつかみえたと考えている。(以上 尾原記)

Ⅱ. 野洲川流域の地質

1. 地形と地質のあらまし

今回、地質調査の対象とした野洲川流域は、滋賀県の南部にあって甲賀郡の大半をしめ、流域面積約 470 km² に達する。

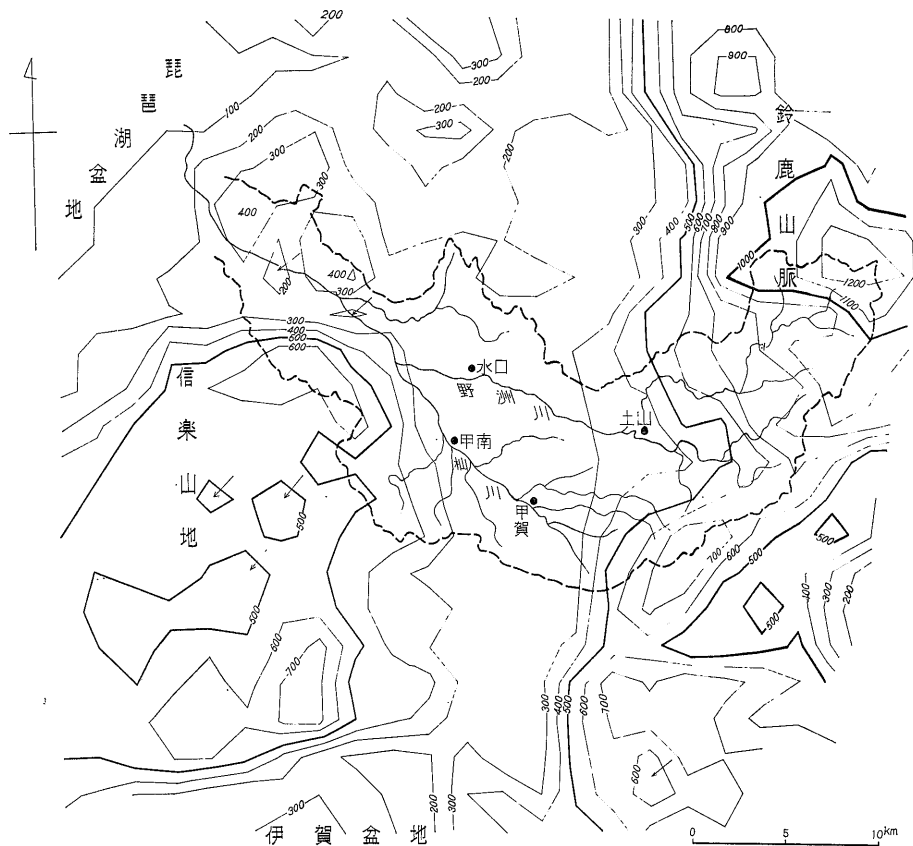
この流域の東部には、海拔高度 1,000m に達する鈴鹿山脈が南北に走っており、野洲川の源流地帯を形づくっている。鈴鹿山脈は、主として古期岩類（古生層およびそれを貫く中生代の花崗岩類）からなるが、処々に新第三紀（中新世中期）の半淡水～海成層が小規模な断層盆地をつくって残存している。その一つとして、野洲川上流部でも、鮎河層群と呼ばれる海成～半淡水成の地層が、土山町付近に分布している。

鈴鹿山脈から発した河流は、中流部で近江—伊賀盆地を南東-北西方向に斜断し、信楽山地の北端をかすめて流下する。この付近の低地は、地形的には第 1 図にみら

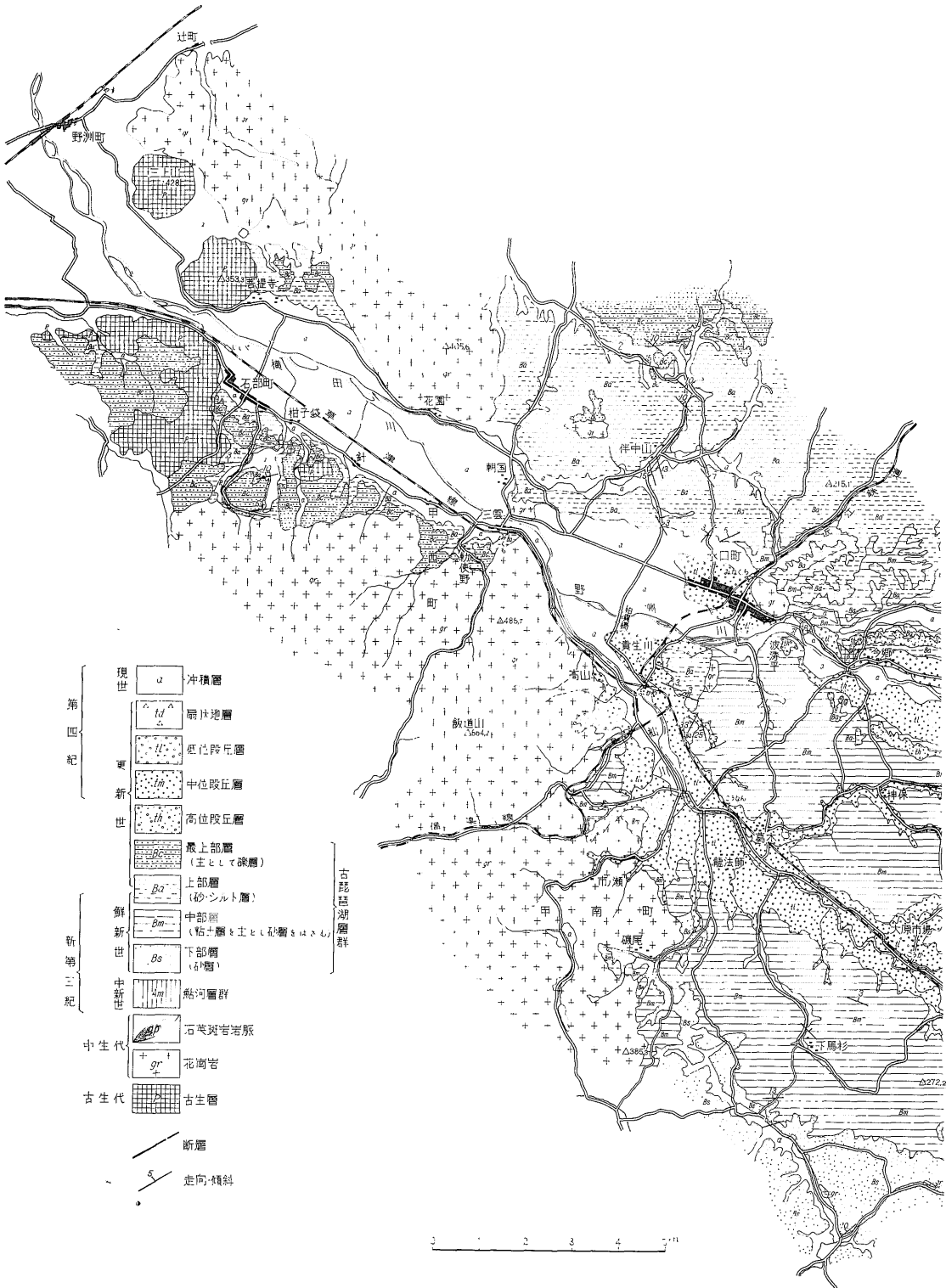
れるように南北の 2 盆地（琵琶湖盆地と伊賀上野盆地）を連ねる回廊状の部分に当たっており、8～10km の幅で、南北に伸びている。近江—伊賀盆地内には、鮮新世後期から更新世前半にかけての地層が広く発達しており、古琵琶湖層群と呼ばれている。この地層は一般に、南部には古い（下位の）層準が、北部には新しい（上位の）層準が発達する傾向があり、野洲川流域には泥質層を主体とした中部の層準がおもに分布している。また野洲川中流域には、本・支流とも河岸段丘の発達が著しい。

信楽山地は、水口低地の西方に位置し、海拔高度は 500～600m にすぎない。山地はほとんど中生代後期に貫入した花崗岩類からなるが、北端部には古生層が局部的に残っている。野洲川は、この山地の北端をかすめ、狭窄部をつくって貫流している。

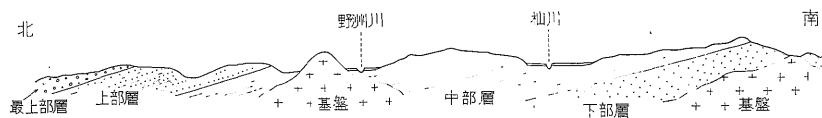
野洲川の下流部、琵琶湖沿岸の低地で、三角州性の低平な平野からなっている。この平野を構成する沖積層は、山寄りの部分では、厚さ 10m 程度で、砂・シルトを



第1図 野洲川付近切断面図



第 3 図 野洲川流域地質図



第2図 古琵琶湖層群の模式断面図(南北方向)



(おもに TAKAYA, 1963 により編図)

主とし、礫質部は少ない。沖積層の下位には、中流部の河岸段丘(おもに低位段丘)礫層に相当する厚さ数mの砂礫層が伏在している。

2. 地質

2.1 古生層

鈴鹿山脈に広く分布するほか、信楽山地北端部にも小分布がある。主として硬砂岩・粘板岩・チャートからなり、小規模な石灰岩・輝緑凝灰岩を伴う。この地域の古生層は、化石を産出しないので、その地質時代をはっきりきめることはできないが、近隣地域の含化石古生層との関係からみて、古生代後期(石炭—二疊紀)のものとみられる。また、この地域の古生層は、花崗岩の貫入によって部分的に熱変質を受け、ホルンヘルス化している。一方、石英斑岩岩脈の貫入もみられ、野洲川ダム付近では、北北東—南南西の方向性をもっている。

2.2 花崗岩類

鈴鹿山脈および信楽山地で、古生層を貫いて分布し、とくに後者で広い面積を占めている。いずれも粗粒の黒雲母花崗岩であって、主成分鉱物として、カリ長石・石英・斜長石・黒雲母を、副成分鉱物としてジルコン・燐灰石・榊石をもっている。鈴鹿山脈の花崗岩の形成年代としては、5,800～6,500万年前という測定値がだされており、両者とも、白堊紀後期に貫入した花崗岩とみなされている。

2.3 中新統(鮎河層群)

鮎河層群は、第一瀬戸内海(中新世中期に岐阜県南東部から中国地方にかけて広がった内海・浅海性の海域)に堆積した地層の一部であり、現在は土山町東部に狭く残存しているにすぎない。東側と南側は断層で古期岩類(古生層および花崗岩)に接し、西側も断層で切られて、より新期の古琵琶湖層群と接している。北側では一般に古生層の上に不整合で重なっている。

鮎河層群の層序は、土山町の市街地を中心とする西半部と旧鮎河村付近の東半部では幾分異なっているが、全体として下半部には礫岩の発達著しく砂岩層をはさむ。層厚は西半部で約450m、東半部で約200mである。この上位には、ほぼ全域にわたって、厚さ200m内外の砂岩泥岩互層を主とする地層が重なり、さらに上位には、砂岩層(厚さ250m以上)が発達している。

2.4 鮮新-更新統(古琵琶湖層群)

古琵琶湖層群は、近江—伊賀盆地を埋積した鮮新世後期から更新世前期の淡水成(湖成)層であり、盆地内で海拔高度200～300mの丘陵地帯を構成している。

古琵琶湖層群の下部(厚さ約180m)は粗粒の花崗質砂層、中部(厚さ100～120m)は粘土・シルト層、上部

(厚さ約80m)は砂シルト互層、最上部(厚さ約50m)は砂礫層をそれぞれ主としており、全層厚は積算すると400mを超える。しかし、全体として古琵琶湖層群は、それぞれの層準で基盤にアバットしながら、下位の地層ほど南方に、上位の地層ほど北方に分布している傾向があり、一地点での実際の層厚は積算層厚ほど厚くはない。

古琵琶湖層群は、東側の大部分で、断層によって古期岩類や中新統と接する。西側の信楽山地の花崗岩や盆地内に孤立して散在する古期岩類には、各層準で不整合に接する。この地層は、模式断面図に示したように、一般にはほとんど水平で、3～5°の傾斜で北に傾いているが、断層の近くでは狭い範囲に急斜帯をつくっている。この例として、調査地域内では、東縁の断層に沿う著しい急斜帯と、国鉄貴生川駅東方の丘陵でみられる急斜帯とがある。

今回の調査地域である野洲川流域では、主として水口低地に古琵琶湖層群の中部層・上部層が分布している。下部層と最上部層とは、調査地域の南縁部と北縁部とにわずかにみられるにすぎない。

下部層は、花崗岩が風化、分解した粗粒砂を主体としており、淘汰は悪く、層理の発達もよくない。この地層は、主として伊賀盆地内に発達し、野洲川流域の地表では分布は狭い。しかし、全体として、北方および西方へ緩く傾斜しているため、その延長は野洲川流域の(少なくとも南半部の)地下に伏在しているものと推定される。

中部層は、古琵琶湖層群のうち野洲川沿岸にもっとも広く発達する層準であり、厚さは100～120mである。主として、青灰色ないし灰色を呈する塊状・均質・緻密な粘土・シルト層からなり、少量の植物破片を含んでいる。粘土・シルト層中には、何層かの砂層がレンズ状に挟まれている。また、連続性のよい凝灰岩薄層も挟まれている。

上部層は、水口北方の丘陵地によく発達し、厚さは70～85mである。灰色のシルトと淡褐色の細粒砂との10～30cmごとの互層を主体としているが、上位へ向かって粗粒相が増加し、細礫まじりの中粒砂層を挟むようになる。

最上部層は、調査地の北端部および北西部の石部町付近に分布している。古生層のチャートや砂岩の5cm以下の罅円礫が多い砂礫層を主体としている。砂礫層にはクロスラミナの発達が著しい。花崗岩のつくる山地の麓に広がる部分でも、古生層礫が多いことを特色としている。下位層からは漸移する。

以上のほか、野洲川上流部には、大河原部落付近に垂

炭層を挟む礫岩砂岩層がある。この地層の層準は不詳であるが、古琵琶湖層群に属するものであろう。

2.5 段丘礫層

野洲川沿岸の段丘は、その発達の状況からみて、高位段丘と低位段丘とに2大別できる。

高位段丘は、水口一土山間の野洲川本流の両岸に分布し、とくに北岸の布引山でよくみられる。段丘面の海拔高度は230~300mで、現河床との比高は60~70mである。布引山でみられる高位段丘構成層は、全層厚8m内外で、下半部は花崗岩・古生層（砂岩・チャート）の20~30cm大の円ないし亜円礫の密集した礫層からなっている。礫層中の礫の配列には、ほぼ水平な方向性が認められる。また、上半部は、細礫層と細礫を含んだ泥質層とからなっている。

低位段丘は、野洲川本流や各支流に沿ってよく発達している。ことに杣川沿岸によく発達し、この川の谷底平地はほとんど低位段丘によって占められ、現河道はこの段丘面を狭く溝状に下刻して流れている。現河床と段丘面の比高は、上流では10m内外であるが、下流へ向かってしだいに小さくなる。水口市街地から下流では、低位段丘面は現河床面下に没する。低位段丘の構成層は、5~10cm大の円礫ないし亜円礫を主材とした礫層であり、層厚は5m内外である。

2.6 沖積層

野洲川の中・上流部では、沖積層の発達はわるい。ことに杣川沿いでは、沖積層はほとんど発達していない。水口より下流では、低位段丘が沖積層下に埋没し、沖積層の分布は広くなる。これらの地域の沖積層は、礫層を主体としている。

（以上 坂本記）

Ⅲ. 比流量調査による地表水の流出、伏没現象

1. 流量測定 の 範囲

琵琶湖畔低湿地の地盤安定に関し、それを涵養する野洲川の果す役割を究めようと、その流域の地質を留意しつつ、比流量の測定を通じて河川水理の実態を捉えてみることにした。

野洲川は、滋賀県南東部に横たわる鈴鹿山脈・御在所山・鎌ヶ嶽などに源を發し、西流して田村川・杣川などの支流を併せ、甲賀・栗太・野洲の3郡を貫流し、その河口に約100km²の三角州を形成して琵琶湖に注いでいる。総流域面積は約470km²で河口付近の河道は、南から北に向かって徐々に移動し、現在では守山町新庄付近を分岐点として、南流と北流とに分かれ、南流は守山

町、北流は中主町に属している。

幹線流路延長は60有余kmにも及び、兩岸の沃野を潤し、湖南地区における産業の大動脈ともいわれる当県随一の河川である。しかし、前述のように不安定な河況状態を有する河川の一つではあるが、この川の流域における水利用はすこぶる大きいものであって、治水・利水上からすでに本流水源付近、甲賀郡土山町字大河原に野洲川土地改良区事業として、農業用重力式堰堤が（戦前戦後にかけて）築造されており、洪水調節ならびに夏季渇水時の灌漑補給源としている。これより下流には次の3箇所取水堰が設けられている。すなわち、土山合同井堰（土山町青土）、水口頭首工（水口町）、石部頭首工（石部町）といわれるもので、これらの施設により用水の合理的配分と高度の水利用を図っている。この施設から取水される表流水は約371,000m³/dayに達し、かんがい面積は約6,630km²であるといわれている。

また、野洲川第1の支流杣川にあっては、その上流部水源近くである甲賀郡甲賀町大字神字深山口に、大原貯水池土地改良事業として、農業用貯水池（県営中心刀金式土堰堤）が築造され、野洲川本流と同様高度の水利用が図られている。

以上これら表流水はかんがい用として高度に利用されているが、この川が水口盆地を流下し、石部頭首工から湖岸平野部に至る間にその流域の地下に供給される伏流水・地下水量についての究明につとめたものである。

比流量調査の対象とした範囲は、名神高速道路野洲川橋梁（甲賀郡石部町地内）より上流、鈴鹿山脈に至る全地域にわたった。野洲川本川の延長はダム上流を含め約51km、支川杣川にあっては大原ダムを含めて約26.5km、同じく支川田村川では17.8kmであった。これら全流域面積は約370km²に達している。

標高は石部頭首工の堤頂で116.3m、水口で182.2m、土山で301.2m、野洲川ダムの堤頂で392.7mであり、ダムにおける計画満水位は389.8mであると記されているが、調査当時のダムの水位は13m貯水量2,890,000m³、放水量は約1.0m³/sec（86,400m³/day）程度であり、大原ダムにあっては放水量は零、貯水量は不明で前年同時期と同様とすれば1,660,000m³と推定された。

2. 渇水期流量および比流量の算定

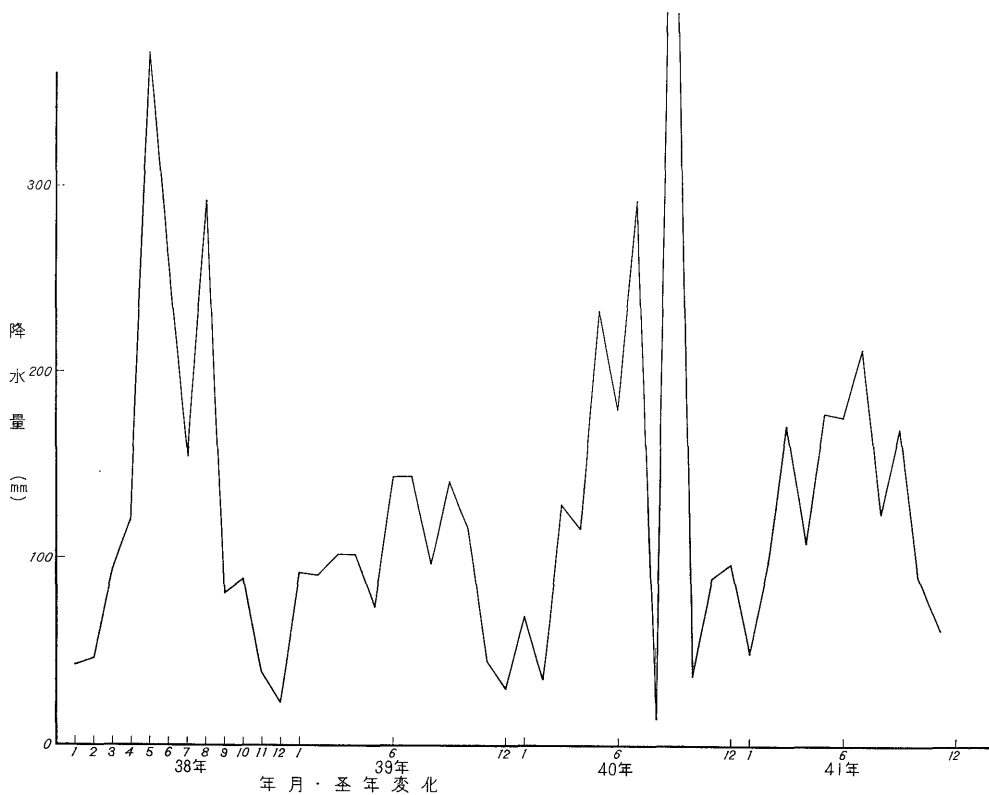
石部頭首工より上流の野洲川流域内のおおよそほとんどの流路について、表流量の測定を実施した。測定点は70点に達し、平均約5km²に1地点という測定密度であった。

比流量調査の実施時期は降雨量の少ない渇水期を最適

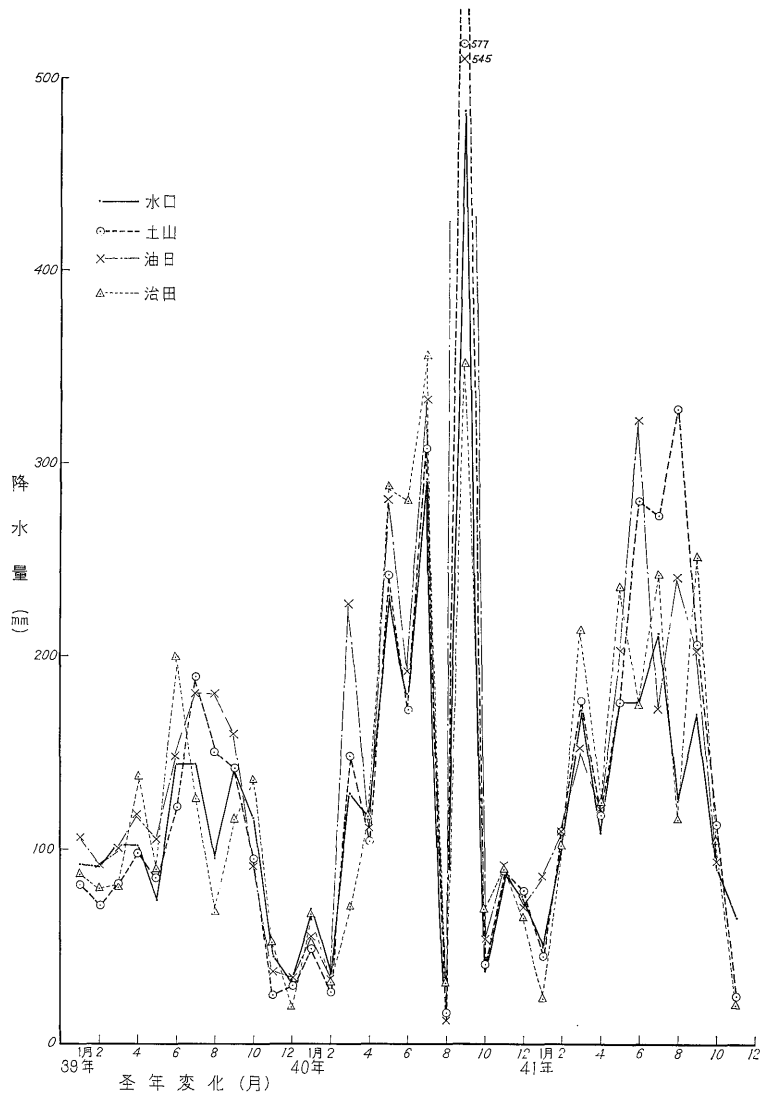
地質調査所月報 (第18巻 第12号)

第1表 滋賀県水口・土山・治田・油日観測所における降水量記録

年度 地点 月	昭和 37年	38年	39年				40年				41年			
	水口 (mm)	水口 (mm)	水口 (mm)	土山 (mm)	油口 (mm)	治田 (mm)	水口 (mm)	土山 (mm)	油日 (mm)	治田 (mm)	水口 (mm)	土山 (mm)	油日 (mm)	治田 (mm)
1	79.2	43.2	92	82	106	87	69	49	55	67	50	45	86	24
2	—	46.7	91	71	92	80	36	27	34	32	98	109	109	102
3	33.0	94.2	102	83	101	82	129	148	227	71	172	177	152	213
4	166.8	121.9	102	98	118	137	116	104	111	117	109	118	122	123
5	146.8	374.3	74	85	105	89	232	242	281	288	178	176	203	235
6	375.3	260.2	144	122	148	199	180	172	192	280	176	286	322	175
7	236.7	154.6	144	189	181	126	292	308	333	355	212	193	172	241
8	114.1	291.8	97	150	180	67	16	16	13	31	125	328	241	115
9	41.1	81.9	141	142	159	115	483	577	545	351	170	206	203	251
10	119.6	89.4	117	95	92	136	38	41	54	69	90	113	94	105
11	64.4	39.7	45	25	37	52	89	88	92	90	65	25	—	20
12	74.3	22.4	30	30	33	19	77	97	70	65	70?	30?	—	30?
全年	1,450.7	1,620.3	1,179	1,172	1,352	1,189	1,757	1,869	2,007	1,816				
月平均	120.8	135	98.2	97.6	112.6	99	145.4	155.7	167.2	151.3				
日平均	3.97	4.43	3.23	3.21	3.7	3.25	4.81	5.12	5.5	4.97				



第4図-1 水口気象観測所の降水量グラフ



第4図-2 降水量グラフ

とするため、その条件に近い時期を選ばなければならない。

本調査を実施した時期は、昭和41年11月末から12月上旬の約10日間という短時日であって、第1表、第4図-1、2などから、冬季渇水期とみることができる。また彦根地方気象台の気象観測資料によれば、5月・8月・11~12月に渇水期がみられる。水口・土山・油日などで観測された降水量の状況は第1表・第4図-1,2のようで、この時期が他季節に較べ、降水量の少ないことを示している。

建設省琵琶湖工事事務所が甲西町三雲地点で実施している測水所の野洲川低水流量観測記録(41年11月~12

第2表 野洲川低水流量測定表(甲西町三雲地点)

日 時	流 量	平均流量	備 考
S.41.11.24	2.2m ³ /sec	} 3.17m ³ /sec	筆者の測定日 41. 12.8 流量 3.2m ³ /sec
12. 2	3.7 "		
12.12	3.6 "		

月)によれば、筆者らが調査期間中この地点で測定した流量とほとんど差のない値を示し、流量変動の少ない渇水期の証といえよう。参考までにその測定値を示す。

比流量調査を冬季渇水期に実施した理由は、従来の経

第 3 表 河川流域の流量・比流量傾度および水比抵抗・pH

(A) 水系	(B) 流域番号および 測定断面付近字名	(C) 流域面積 (km ²)	(D) 当該流域に対す る流量		(E) 流量差 (m ³ /sec)	(F) 比流量傾度 (m ³ /sec/km ²)	(G) 100km ² 当 りの比流量 傾度 (m ³ /sec/ 100km ²)	(H) 水比抵抗値 ×10 ⁴ Ω-cm	(I) pH	
			流入水量 (m ³ /sec)	流出水量 (m ³ /sec)						
野洲川上流 (本川)	(7) 大河原	33.25		0.92	0.92	0.0276	2.8	2.5	7.0	
	(8) "	3		0.04	0.04	0.0133	1.3	3.5	6.8	
	(9) 鮎河	7.31		0.12	0.12	0.0164	1.6	1.6	6.8	
	(10) "	2.98	0.96	0.95	-0.01	-0.0033	0.3	1.9	7.0	
	(11) "	8.3	1.07	0.88	-0.19	-0.0229	-2.3	2.2	7.1	
	(12) 青土	4.57		0.01	0.01	0.0029	0.6	3.2	6.8	
	(12') "	—		0.12	—	—	—			
	(13) "	4.87	0.88	0.91	0.03	0.0061	0.61	1.9	7.0	
	(15) 白川	6.20	0.92	1.07	0.15	0.0242	2.42	2.4	7.0	
	(17)+(17') 奥黒滝	7.1		0.12	0.12	0.0169	1.69	2.0	7.3	
	(18) 黒滝	12.8	0.12	0.09	-0.03	-0.0234	-2.34	2.5	7.0	
	(18') "	1.64		0.002	0.002	0.0012	0.12	3.4	7.0	
	(20) 黒川	3.7	0.09	0.23	0.14	0.0379	3.79	2.0	7.2	
	(21) 山女原	3.85		0.05	0.05	0.013	1.30	2.2	7.2	
	(22) 笹路	3.88	0.05	0.13	0.08	0.0206	2.06	2.2	7.0	
支川 田村川	(19) 黒川	2.23	0.13	0.12	-0.01	-0.0045	-0.45	2.0	7.1	
	(23) 猪ノ鼻	1.13	0.35	0.24	-0.11	-0.0974	-9.74	1.9	7.0	
	(24) "	5.85		0.09	0.09	0.0154	1.54	2.3	7.2	
	(25) 田村	2.68	0.33	0.47	0.14	0.0523	5.23	1.9	7.1	
	(26) 唐戸川	7.4		0.09	0.09	0.0122	1.22	1.8	6.8	
	(27) 次郎九郎	2.7		0.01	0.01	0.0037	0.37	1.5	7.2	
	本川元 49.72km ²	(14) 五瀬	6.28	0.57	0.86	0.29	0.0462	4.62	2.2	7.2
		(6) 岩室	3.40	1.93	2.59	0.66	0.194	19.4		
		(5) 善福寺	3.34		0.11	0.11	0.033	3.3		
		(4) 市場	3.20		0.04	0.04	0.0125	1.25		
(3) 三軒家		2.43		0.004	0.004	0.0016	0.16			
(2) 今郷		3.31	0.004	0.15	0.15	0.0453	4.53			
(1) 水口		10.0	2.89	2.5	-0.39	-0.039	-3.9	1.9	7.2	
(28) 水口頭首工		一用水路		0.3				1.6	7.0	
(30) 波濤平		— "		0.19				1.5	6.8	
(29) 古城山		7.1		0.05	0.05	0.007	0.7	1.9	7.0	
(31) 波濤平		3.33		0.01	0.01	0.003	0.3	1.9	—	
(42) 柏貴橋		6.19	2.56	1.84	-0.72	-0.116	-11.6	1.6	7.2	
(36) 深山口		4.12		0.02	0.02	0.0049	0.49	2.6	6.8	
(37) 神		4.30	0.02	0.04	0.02	0.0047	0.47	1.6	6.6	
(38) 鳥居野		4.35		0.16	0.16	0.0369	3.69	1.8	6.8	
(40) 大原市場	3.01	0.20	0.07	-0.13	-0.0432	-4.32	1.5	6.9		
(35) 櫛野	5.25		0.05	0.05	0.0095	0.95	1.8	—		
(39) 中出	2.70	0.05	0.10	0.05	0.0185	1.85	1.6	6.8		
支川	(33) 油日	6.50		0.04	0.04	0.0061	0.61	1.9	7.0	
	(32) 上野	3.50		0.05	0.05	0.0143	1.43	1.9	6.8	
	(32') "	2.81		0.01	0.01	0.0035	0.35	1.8	6.8	
	(34) 和田	4.25		0.06	0.06	0.0141	1.41	1.7	6.6	

(A)	(B)	(C)	(D)		(E)	(F)	(G)	(H)	(I)
			流入	流出					
柳川	(41) 平田	4.27	0.26	0.23	-0.03	-0.007	0.7	1.5	6.8
	(52) 下馬杉	4.73		0.01	0.01	0.0021	0.21	1.5	7.0
	(51) 龍法師	6.20	0.01	0.07	0.06	0.0097	0.79	1.5	7.0
	(53) 磯尾	4.53		0.22	0.22	0.0486	4.86	1.9	6.8
	(50) 新治	2.94	0.22	0.03	-0.19	-0.0647	-6.47	1.5	6.8
	(54) 古目直橋	8.03		0.05	0.05	0.0062	0.62	3.6	6.9
	(55) 市ノ瀬	1.25	0.05	0.01	-0.04	-0.032	-3.2	2.5	7.0
	(49) 杉谷	3.84	0.01	0.14	0.13	0.0339	3.39	2.0	6.8
	(68) 神保	7.23		0.07	0.07	0.0097	0.97	1.2	7.0
	(67) 葛木	5.50	0.07	0.11	0.04	0.0073	0.73	1.2	7.2
	(48) 深川市場	10.41	0.65	0.67	0.02	0.0019	0.19	1.8	7.0
	(47) 塩野	3.17		0.01	0.01	0.0031	0.31	2.5	6.8
	(46) 杣中	2.55	0.01	0.03	0.02	0.0078	0.78	1.6	6.8
	(45) 三本柳	3.18		0.002	0.002	0.0006	0.06	1.4	7.0
本川元	(44) 高山	2.04		0.02	0.02	0.0098	0.98	2.8	6.8
118.74km ²	(43) 西内貴	7.18	0.722	0.912	0.19	0.0264	2.64	1.4	6.8
野洲本川	(66) 三雲	13.54	3.09	3.20	0.11	0.0081	0.81	1.5	7.2
思川	(56) 伴中山	4.97		0.03	0.03	0.006	0.60	1.6	7.0
	(57) "	11.80		0.13	0.13	0.011	1.10	1.5	7.2
	(58) 朝国	5.58	0.16	0.25	0.09	0.0161	1.61	0.42	6.8
本川元	(59) 花園	5.81	0.25	0.23	-0.02	-0.0034	-0.34	0.65	7.2
28.16km ²	(65) 勅使野	10.88		0.08	0.08	0.0073	0.73	2.3	7.2
本川に流入	(64) 針	2.40		0.004	0.004	0.0017	0.17	2.5	7.0
	(63) 柑子袋	8.15		0.04	0.04	0.0049	0.49	1.7	7.0
	(62) 五軒茶屋	3.84		0.02	0.02	0.0052	0.52	1.8	7.1
	(61) 菩提寺	1.65		0.01	0.01	0.0061	0.61	1.2	7.2
26.92km ²	(60) 右岸用水路	—		0.1				1.9	7.4
野洲本川	(幹) 左岸用水路	—		0.32				1.5	7.1
	(16) 石部	19.64	3.584	3.54	-0.04	-0.002	-0.2	1.4	7.0
計	73点	369.5	22.21	25.414	-3.204	-0.0087	-0.87		
	左右両岸に出る量加算			26.324	-4.114	-0.0111	-1.11		

○印上流部を示す

平均比流量 67: 50.3=0.75m³/sec/100km²

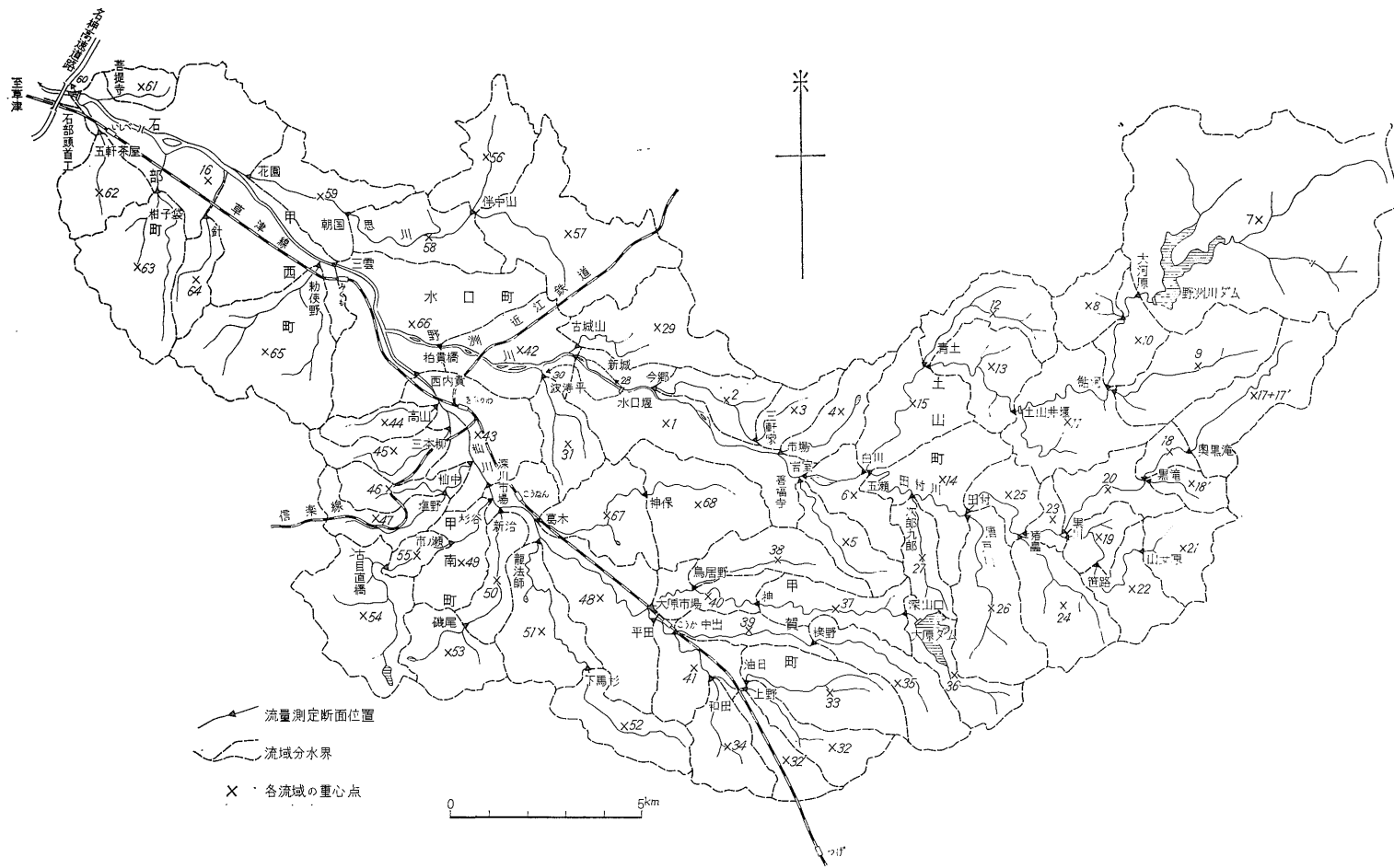
験からで、降水の影響の少ないことが第1条件であるが、春季、夏季の渇水期においては農事用としてある一時期に貯水池などから多量の放水が行なわれる関係で、河川流況が変化するため、補正その他の取り扱いなどに困難がある。これらを排除して比較的単純に、地層中に潜入するであろう河川の流況を把握できるからに過ぎない。そして水収支の面ではこの渇水時の流量から、平水時の水量をだいたい推定することが可能とされるからである。

この調査では、本川はもちろんであるが、これに流入する各支川の測定にも力を注ぎ、細かい流量変化を定量

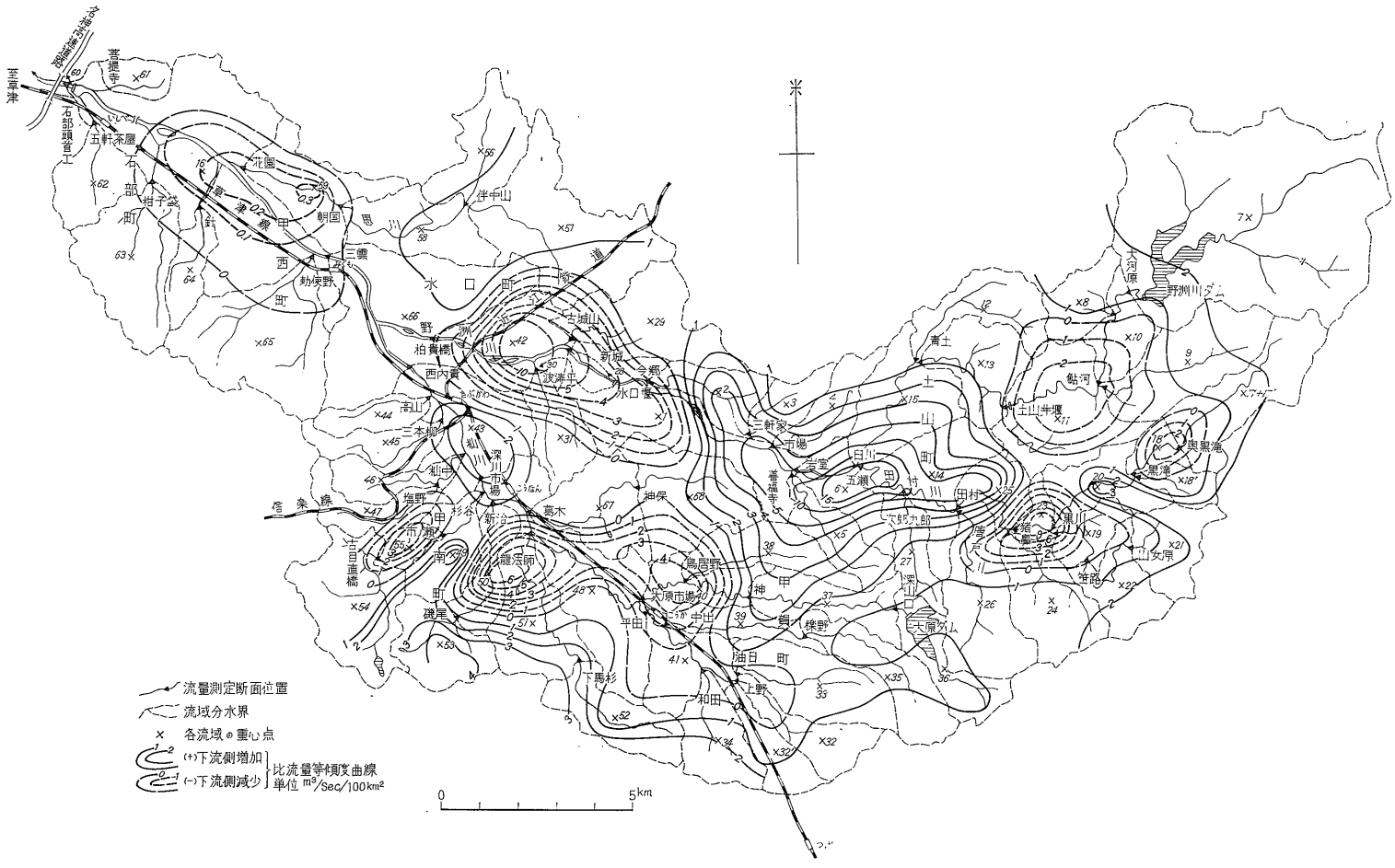
的に示すことにした。

測定した結果をまとめ、水系流域面積、流域に対する流入量、流出量、さらに流量差、比流量などを計算し第3表に示した。

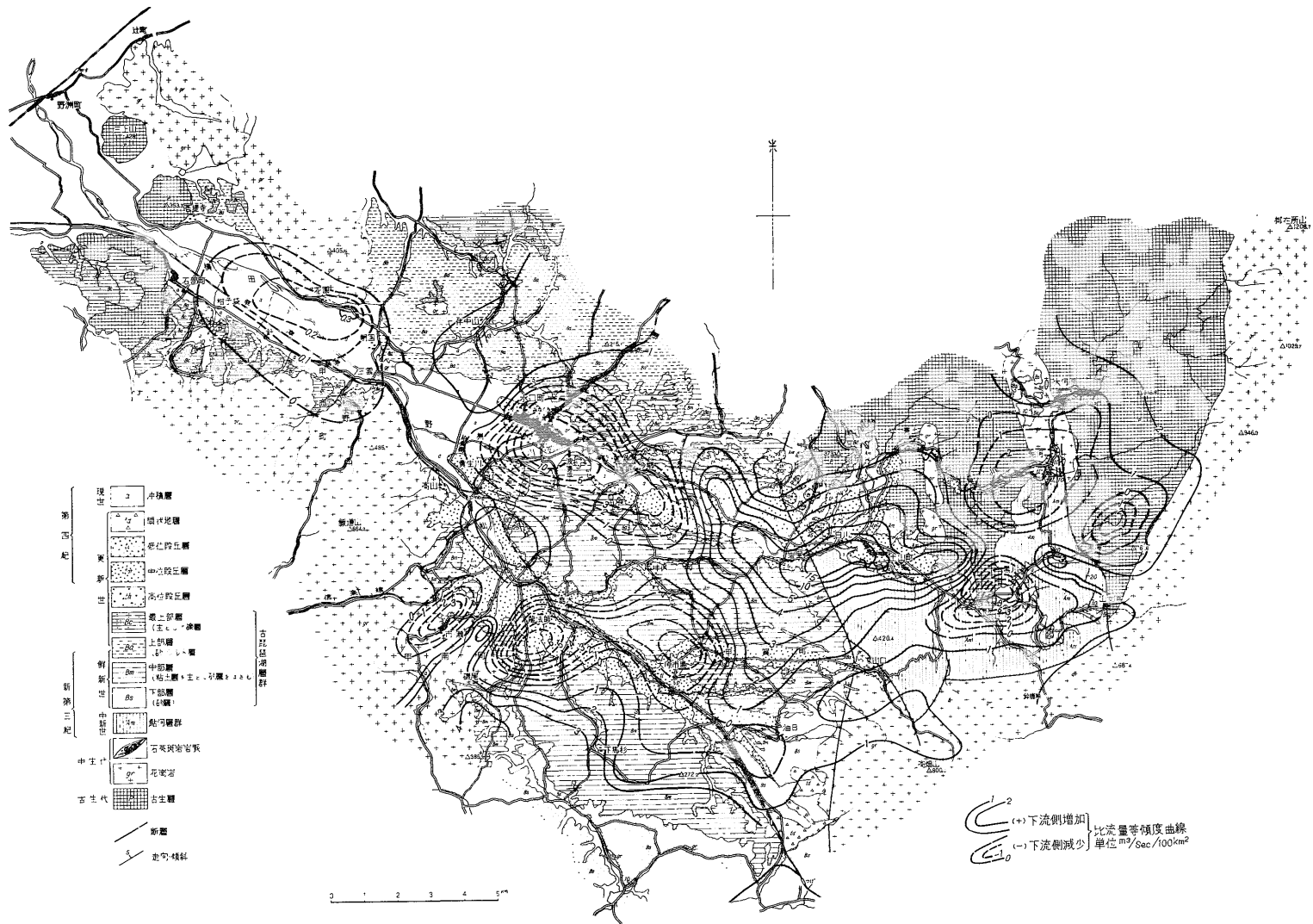
比流量は、流出量と流域面積の比であるから、表中の比流量算出は流域に対する流量差をその流域面積で除し、それを m³/sec/km² の単位で表わし、これを面積100 km² 当たり (m³/sec/100 km²) の比流量に換算し、その値を各流域の重心位置にプロットしてのち、解析に供した。測定位置を第5図に示す。



第5図 流量および比流量測定点の位置図



第6図 比流量等傾度曲線図



第7図 地質と比流量等傾度曲線との関係図

3. 調査結果の解析

各流域の重心位置に、100 km² 当たりで換算した比流量値をプロットして、この値から比流量等傾度曲線を描き、第6図に示した。そして比流量の意味である広範囲の面積にわたる流況の変化をみるとともに、地質図注¹⁾上に前図と同様な曲線を投影し、第7図をつくり、全域の河川流水の伏没、流出の原因を地表地質の面からも考察を加えてみた。図中等傾度曲線の表現に正負の区別がしてあるのは、流入、流出する水量が下流側増加の場合を正規型として正で示し、下流側減少の場合を非正規型として負をもって示した。

3.1 比流量等傾度曲線の分布

比流量等傾度曲線図から、下流側増加の型をもつ正の流域と、下流側減少の型をもつ負の流域とに区別することができる。その割合は第3表に示すように、正規型(+)は54流域、非正規型(-)は13流域で、流域の数からは下流側増加の正規型が多かった。しかし比流量からみられる平均値は、正規型(+) 1.8 m³/sec/100km²、非正規型(-) 3.4 m³/sec/100km² と算出され、約2倍の水量が表流から消失していることになり、図・表からみる限りでは、伏没水の方が多地域、すなわち非正規型となっている。

3.2 比流量と地質および地下水

野洲川本川から考察を加えてみよう。野洲川ダムに一人貯留された河水は堰から約 1 m³/sec 程度が放水されている。上流部大河原部落付近の比流量は (+) 2.8 m³/sec/100 km² を示し、その下流鮎河付近 (No. 10, 11) にあっては、負の値(-) 0.3~2.3 m³/sec/100 km² と減少を示している。この付近一帯の地質は古生層ならびに花崗岩類からなっており、河床近くは低位段丘層の発達がみられるため、流水は多少地下に浸透して行くものと思われるが、負の値を示すおもな原因は、むしろ鮎河と青土部落の中間にある土山合同井堰により、直接表流水の流路変更 (約 0.12 m³/sec = 10,000 m³/day) が行なわれている関係であろう。その下流は No. 15 地点白川での比流量は、正の値 + 2.4 m³/sec/100 km² を示すようになる。

表流水は低位・中位の段丘層中を流下するにもかかわらず、この付近の比流量が正の値を示していることは、小支川の合流もあるが、周辺の段丘層あるいは沖積層中に一旦伏没し、伏流水地下水となるが、その下位では、鮎河層群 (砂岩・泥岩層からなる) に遮られるからである。鮎河層群の露頭は白川付近で両岸にみられるところから、伏没した水を堰止めたと同様なことになり、ふたたび表流に転ずるため、河川を逆に涵養するようにな

注1) 坂本技官の調査になる。

り、正の値に戻るのである。

また支川田村川にあっては、黒滝付近で負の比流量 - 2.3 m³/sec/100km² を示している。地質は古生層地帯で、水の地下浸透量はあまり考えられないところであるが、古生層と鮎河層群 (中新統) とが接する付近でもあり、断層の破碎帯に地下水が浸透すると考えられ、そのため比流量は負となるのであろう。なぜならその下流 No. 20 黒川地点の比流量は正の値 + 3.8 m³/sec/100km² であり、河床地質は同じ中新統の鮎河層群からなっていて、その地層が有力な透水性をもつとは思えないからである。この下流 No. 23 (猪ノ鼻) 地点での比流量は - 9.7 m³/sec/100 km² という負の値を示す。地層は古生層と鮎河層群とが接するところで破碎帯の存在のため、前述と同様な伏没現象が起きているものと考えられる。負の値となる他の原因には、簡易水道の表流水採取の影響が多少現われているのであろう。これより下流田村から五瀬に至るまでは、小支川を併せながら右岸に段丘を形成し、左岸の鮎河層群を侵食しつつ流下し、No. 14, 15の白川地点において野洲の本川と合流する。この間では地層中への浸透は少ないようで、そのほとんどが流出し、比流量 + 4.6~5.2 m³/sec/100 km² と正の値を示す。

野洲本川は白川地点で田村川の流れを合わせるためか、白川・岩室間での比流量は急激に増大し + 19.4 m³/sec/100km² と正の値を示している。この付近の地層は上部が段丘層および沖積層で占められるが、その下部は古琵琶湖層群の中部層と第三紀の鮎河層群とが断層をもって接しているとみられるところであり、ここが地下水の排出地点と考えられる。上流部の古生層地帯から順次伏没した地下水が、この断層に沿う排出地点においてふたたび表流に転化することから、急激な流量の増加がみられるのであろう。

これより水口盆地の低位段丘層や沖積層 (おもに砂礫層) の発達した地域を本川は流下するが、波濤平から柏貴橋にかけては伏没水が多くなり、極端に表流水の減少がみられ、比流量は負の値 (- 3.0 ~ - 11.6 m³/sec/100km²) を示す。この付近は水口町の中心部になるところで、流水の利用度も高く、今郷部落付近には水口頭首工が設けられ、本川表流水を両岸に分水している。その量は調査当時 0.49 m³/sec (約 42,000 m³/day) であり、この他町営水道の取水 (おもに伏流の取水) がなされるなどの関係から、前述のように、比流量が負の値を示すものと考えられる。町営水道が取水している野洲川からの伏流は、約 5,500 m³/day と記録されている。

野洲川本川は水口町柏貴橋の下流約 1 km で、この水系第1の支川柚川と合流する。この柚川の流域にあって

は、甲賀町深山口に設けられた大原ダム(昭和29年度完成)を水源としている。比流量は上流部の櫛野・神・油日・上野・和田一帯で $(+)0.4\sim 1.8\text{ m}^3/\text{sec}/100\text{ km}^2$ と正の値を示している。地質は大原ダムの下流深山口付近から南南西にある国鉄草津線の柘植駅方面に延びる南北の断層線によって、花崗岩類と古琵琶湖層群(鮮新世)の下部層とが接し、さらに与野部落付近で小地域ながら扇状地の形成をみせているが、この西側は前述の下部層と中部層(粘土層を主体とする)とが接している。

中部層の粘土は頁岩を母岩とする特異な重粘土の性質を示し、透水性は非常に悪い。

中部層大原市場付近での比流量は $-4.3\text{ m}^3/\text{sec}/100\text{ km}^2$ と負の値を示し、上流からの流入量の約70%が消失している。この付近の地質は河岸に低位段丘層からなる狭大な平地と、平地の両側は鮮新世の中部層によって形成されている。

比流量が負の値を示しているのは、河床への自然浸透と人工的外力によるものが、重なるために負の値が起きると考えられる。この下流、龍法師付近の小支川でも、柚川に合流する以前に比流量が負の値を示す地域がある。これらもだいたい大原市場付近と大差のない流況ならびに地質状況を示すところで、段丘層の発達が顕著にうかがえる。

柚川はさらに流下し、深川市場を抜け、水口町貴生川付近を通り、野洲本川と合流するが、西内貴あたりでの比流量は、南西にある信楽山地の花崗岩地帯から流下する支川の流水を集める関係で、比流量は $+2.6\text{ m}^3/\text{sec}/100\text{ km}^2$ と正の値を示している。しかし本来ならば河床浸透を見込んだとしても、比流量はこれ以上の増加を示さなければならない(約 $2.9\sim 3.0\text{ m}^3/\text{sec}/100\text{ km}^2$)。増加を示さない原因としては、上水道用に伏流水の取水(約 $2,000\text{ m}^3/\text{day}$)が行なわれているからであろう。

柏貴橋下流で支川の柚川を合した野洲本川は、沖積層(砂礫層)の分布を広くするが、一たん三雲地点で中生代の花崗岩によって河幅を狭められ、河床にその露頭がみられるようになり、表流水は地下浸透をさまざまに受ける形となっている。この地点に建設省所管の野洲川測水所が設置されているが、ここでの比流量は、わずかながら正の値($+0.8\text{ m}^3/\text{sec}/100\text{ km}^2$)を示している。これより下流の石部町にある石部頭首工に至るまでの間は、沖積層の広く分布する地域となり、地質は透水性の高い礫層を主体としていて、表流水の伏没もかなり多量と推定される。

石部頭首工下流で測定した流出量は $3.54\text{ m}^3/\text{sec}$ (約 $306,000\text{ m}^3/\text{day}$)であり、約9 km 上流の三雲地点や本

川周辺の支川(思川など)からの流入量の総計は $3.58\text{ m}^3/\text{sec}$ (約 $309,000\text{ m}^3/\text{day}$)であり、比流量に換算すれば $-0.2\text{ m}^3/\text{sec}/100\text{ km}^2$ という負の値を示す地域となっている。

石部頭首工付近の地質は両岸を古生層によって狭く締められているため、多少は地下伏流水としてこの関門を抜けて行くであろうが、その他は負となるほど流去するとは考えられない。負の値を示す原因は頭首工のためで、上流部にある堰と同様に左右両岸に設けられた幹線水路によって、それぞれ分水が行なわれていることと、石部町・甲西町の上水道水源が、本川伏流水の影響圏内に設けられていてこの施設により、伏流および地下水が取水されているためと考えられる。

左右両幹線水路への分水量は左岸側が $0.32\text{ m}^3/\text{sec}$ (約 $27,600\text{ m}^3/\text{day}$)、右岸側で $0.1\text{ m}^3/\text{sec}$ (約 $8,600\text{ m}^3/\text{day}$)であり、石部町水道の採水量は約 $1,000\text{ m}^3/\text{day}$ 、甲西町で約 $950\text{ m}^3/\text{day}$ を取水している。このほか工業用として、甲西町内の三雲地点下流において東洋陶器KK・旭コンクリートKKなどが表流水・伏流水・地下水の採水利用を行なっている。この量は表流水 $1,580\text{ m}^3/\text{day}$ 、伏流水 $5\text{ m}^3/\text{day}$ 、地下水 $465\text{ m}^3/\text{day}$ であり、合計約 $2,000\text{ m}^3/\text{day}$ の量が取得されている。

石部頭首工において貯水された表流水は、地下浸透、溢流、余水吐などによってこれより下流に開ける湖岸平野部に流下するが、この表流水のほとんどが伏流となって浸透して行き、扇状地ならびに三角洲平野の地下水を涵養している。その量は前述のように、実際に測定された数値は約 $306,000\text{ m}^3/\text{day}$ である。

このほか用水路などにより平野部に直接流下する量は $36,000\text{ m}^3/\text{day}$ であるが、湖岸平野部にあっては自噴帯が北東から南西に向かって走る国鉄東海道本線と平行して、これより約1 km 湖岸寄りに広く分布し、取水井の深度は $15\sim 90\text{ m}$ であるという。いまこの平野部に向かって流下する表流水の量は、その時点において明らかになったが、表流水が河川の伏流となって地下に浸透する量については、豊、湯水期や河川勾配、地質によって相違があるが、流水のおおよそ $20\sim 30\%$ が河床下に伏没するとみてよいであろう。

古琵琶湖層群の中・上部層や段丘礫層などが湖に向かってゆるく傾斜していることは、地質調査の章で述べられているが、地耐力調査(サウンディング)によっても、低位段丘礫層の上限が守山町内の東海道本線に近いところで、標高約90 mの位置にあり、その勾配は湖に向かって $1/200\sim 1/250$ をもって突っ込んでいるといわれる。これを水口地区の地表にみられる低位段丘面に対比する

第 4 表

位置 (標高(m))	標高差 (m)	区間距離 (m)	勾配	角度	備考
守山町 (90)―水口城跡 (170)	80	18,000	1/200~1/250	15'~16'	低位段丘礫層面
守山町地表面 (約96)―石部頭首工 (116)	20	6,000	〃	〃	地表面勾配
石部頭首工 (116)―水口頭首工 (182)	66	16,000	〃	〃	〃
水口頭首工 (182)―土山合同堰 (300)	118	10,000	1/80~1/85	40~41'	〃
土山合同堰 (300)―野洲川ダム (380)	80	5,000	約1/60	55'	〃

と、この地区で沖積層下に没した面に相当すると推定される。勾配を角度に換算すると約15~16'程度の微傾斜で、地表面における河川の縦断勾配を各取水堰ごとに区切って求めた結果でも、この傾斜角は地下に埋没した段丘堆積層の勾配と同様な値を示している。水口頭首工より上流では、ややその勾配を増しているが、これらを表に示せば次のようである（第4表）。

低位段丘礫層が前表のような傾斜で湖岸に至るとすれば、湖岸では地表下約15mにこの層の上限がくるとなり（層厚5~6m）、この下位の地層も同様な傾斜と考えられる。

古琵琶湖層群や段丘などの地層が前記のように16~40'程度湖に向かって傾斜しているとすれば、上流部から伏没してきた地下水は湖岸平野の深部へと浸透して行き、その過程において被圧面地下水となり、平野の地下15~90mの間で取水されるようになるのであろう。

3.3 水収支について

野洲川は現在では上流部に貯水ダムが設けられており、洪水などの調節が可能であり、夏季渇水期におけるかん漑補給用として有効に利用されている。

この河川が石部町まで流下する間での流出量や、伏没量・取水量などによる水収支から、下流平野部に浸透して行くであろう水量を概算してみよう。第3表を利用し、まず流量と面積との積算グラフをつくり、測定点の各ピークを結び、河川の状況が把握できる。これを第8図に示す。

図から判然とするように、実測流量には出入の差がよく読みとれる。この図は野洲川本川に分流する支川を統一して描いたものであるが、一定勾配の直線は流域面積に対する流出量を示すものであり、最下流の測定点で示される量は、理論流量と実測流量との差を意味している。図の直線より下位にあるものは、河川より伏没している水量を示すもので、第1段階としてNo. 66の三雲地点における表流水の消失量を図から求めれば111,000m³/

dayとなる。平均比流量は第3表により0.75m³/sec/100km²と算定され、これを流量年表を用い、調査地に隣接する淀川水系大戸川筋黒津流量観測所の記録、および同水系猪名川軍行橋のそれと対比する意味から、参考として次にその記録を示す（第5表）。

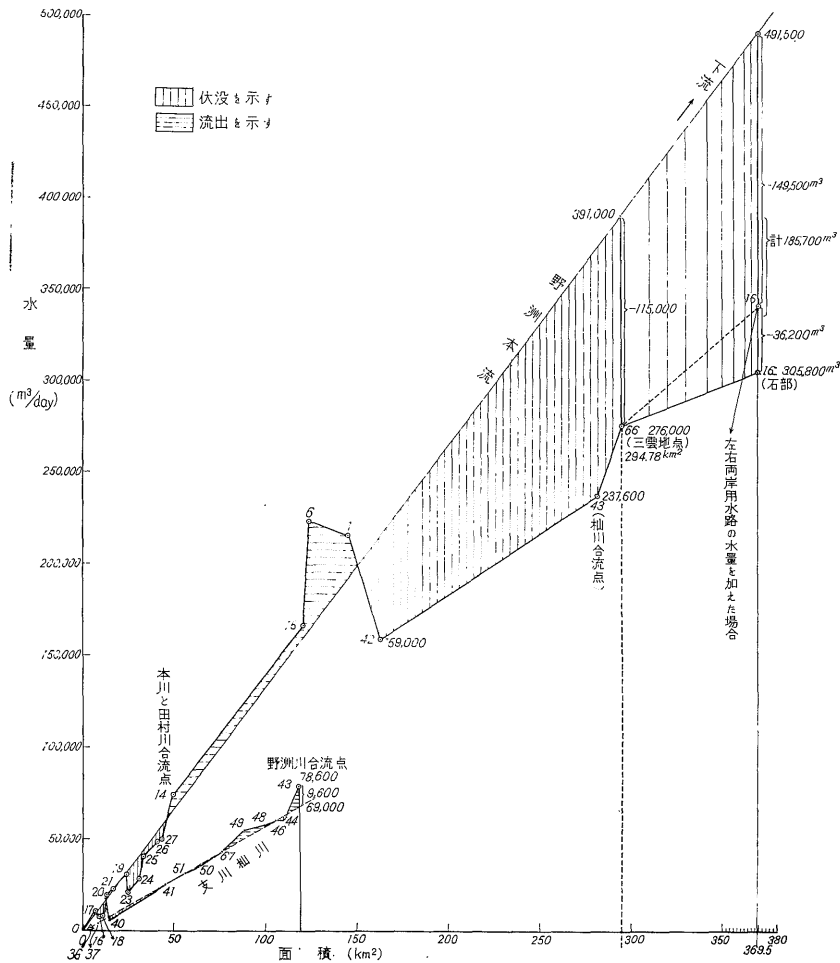
第 5 表

区名 名称	流域面積 (km ²)	比流量 (m ³ /sec/100km ²)				備考
		平水	低水	渇水	年平均	
大戸川黒津	197	2.2	1.5	0.1	2.7	S.28~35年までの累年値
猪名川軍行橋	397	1.2	0.7	0.3	2.5	S.30~38年までの累年値

この表からわかるように野洲川上・中流部の比流量測定値は、まぎれもなく低渇水期の様相を呈し、この時期の約1.7倍とすれば平水時の比流量1.2~2.2m³/sec/100km²の値に匹敵する。この係数1.7倍を当地域に適用すると、低渇水期に測定された比流量は0.75m³/sec/100km²であって、三雲地点における伏没量を収支図から読み取り、これを平水時に換算すれば、195,500m³/dayとなる。この算定数値を別の角度から検討してみることにする。

近年における当調査地域での年間降水量は、彦根地方気象台管内にある水口および土山観測所などの降水量記録によれば、土山で年平均1,616mm、水口で1,484mmであるといわれ、また累年平均降水量は土山で1,798mm（51年間）、水口で1,604mm（70年間）と記され、土山・水口のそれを平均し、1日当たり4.66mmの降水量が求められた。この降水量から計算される河川流域の流出量は1km²当たり4,660m³/dayとなる。この全量のうちのどの位の量が流水となるか、その率を知ることが先決である。率については地域的な差異は多少あるとされているが、文献によれば流出率は森林地帯で35~55%程度といわれている。

いまこの率を仮に35%とみた場合その量は1km²当



第8図 水 収 支 図

り約1,600m³/dayとなる。実測に求められた上流部の流出量の平均値は1km²当たり約1,300m³/dayで、前者にはほぼ近い値を示している。またこの地域の蒸発量は油日・治田で昭和39年、40年の2カ年に亘り観測された記録によると、年平均922mmで1日当たりに換算すれば2.5mmとなる(彦根地方の累年平均蒸発量は1,445mmである)。油日・治田の降水量の平均は年間1,591mm、1日当たり4.35mmで降水量の約57%が蒸発することになり、残る43%が表流水および地下水となることになる。よっていまかりに4.66mmの降水量が当地域一面(三雲地点より上流部面積約295km²)にあったとした場合、この量は1,374,700m³となり、このうち57%(783,000m³)が蒸発し、残る43%のうち1/2が地下に伏没浸透するものとすれば、その量は197,000m³となる。ところで先

に水収支図で求めた三雲地点での伏没量は115,000m³/dayであり、この値は低渇水時の値であることはすでに述べてある。よってこれを平水時の量に換算すると195,500m³/dayであって、降水量・蒸発量などを元にして求められた値と非常に近いものである。よって水収支図の一定勾配をもって描かれた直線は妥当と判断される。

また支川菅川の収支関係も同図に描いて野洲本川と対比している。これを見ると直線の勾配に差異のあることがわかる。これは地質的な相違に基因すると考えられ、河床自体がもつ透水係数に差があるため、おそらく菅川流域の河床地質が本川河床に較べて細粒物質に富み、透水係数が低いため河水の出入にあまり変化が起こらず、したがってその流出勾配も緩やかになっていると解

第6表 流域各町の水道および工業用水の取水状況

年月	土山町簡易水道取水状況				水口町水道取水状況			
	鮎河地区 表流水 (m³)	黒川地区 表流水 (m³)	黒滝地区 湧水 (m³)	瀬ノ音地区 表流水 (m³)	野洲川水源		杣川水源	
					①伏流水 (m³)	③伏流水 (m³)	②伏流水 (m³)	④伏流水 (m³)
40. 12	2,765	4,618	467	251	109,626	47,995	13,915	44,037
41. 1	1,425	5,888	609	277	101,699	48,093	12,941	44,126
2	1,630	7,536	527	294	95,179	42,641	11,474	39,124
3	1,235	6,218	349	222	106,834	46,792	12,595	42,934
4	1,860	7,002	551	594	99,162	44,658	12,019	40,975
5	1,878	5,508	420	230	105,383	49,644	13,361	45,550
6	1,944	5,287	480	217	113,042	57,967	15,602	53,186
7	2,134	5,525	467	257	130,526	79,145	20,492	69,865
8	3,083	8,501	548	323	139,259	84,739	22,806	77,750
9	2,326	6,891	500	277	126,109	64,796	17,436	59,452
10	2,073	6,812	409	320	113,462	58,743	15,806	53,898
11	3,159	6,523	457	295	107,091	48,616	13,080	44,606
計	25,512	76,309	5,784	3,557	1,347,372	670,829	181,527	615,503
月平均	2,126	6,359	482	296	112,281	55,902	15,127	51,292
日平均	69.9	209	15.8	9	3,691	1,838	497	1,686

年月	甲西町水道および工業用水取水状況			石部町水道取水状況		簡易水道の現況			
	上水・菩提 寺地先野洲 川伏流水 (m³)	工業用東洋 陶器表流水 地下水 (1,550m³/D 450m³/D)	旭コンクリ ート表流伏 流地下水 (30m³/D 5m³/D 15m³/D)	野洲川伏流水		町名	実績最大 1日給水 量 (m³/D)	原水の 種別	1カ月 推定取 水量 (m³)
				C旧水源 (m³)	C'新水源 (m³)				
41. 1	24,218	62,000	1,550	27,752	33,918	甲賀町	33.51	浅井戸	900
2	19,374	56,000	1,400	27,190	33,238	〃	777	深井戸	21,000
3	22,613	62,000	1,550	26,504	32,394	甲南町	509.6	伏流	15,000
4	23,902	60,000	1,500	28,172	34,432	〃	362.3	浅井戸	10,500
5	24,293	62,000	1,550	20,448	28,665	〃	127.6	深井戸	3,600
6	24,818	60,000	1,500	20,322	25,638				
7	33,062	62,000	1,550	25,290	27,264				
8	40,455	62,000	1,550	28,134	31,895				
9	34,344	60,000	1,500	34,146	32,373				
10	33,434	62,000	1,550	36,260	34,673				
11	32,769	62,000	1,550	31,005	31,995				
12	33,300	62,000	1,550	26,766	35,331				
計	346,582	732,000	18,300	331,989	381,816				
月平均	28,881	61,000	1,516	27,665	31,818				
日平均	949	2,032	50.1	909	1,046				

1日当たり総取水量=14,972≒15,000m³

せられる。

このように上流から流下の途中、表流から消失して伏流水または地下水に転化した量と別に、用水路などに表流のまま流路を変更している量とがある。用水路にて測定できた水量は次のとおりである。No. 12地点(土山合同井堰から)で約10,300m³/day, No. 1地点付近, No. 28, 30(水口頭首工から)で約42,400 m³/day, 最下流石部頭首工から左右兩岸の幹線用水路に36,200 m³/dayであった。なお水収支図の石部頭首工下流No. 16地点を最終点としているが、この地点での表流水の量は305,800m³/dayであって、図上でみれば約185,700 m³/dayが伏没した形となっている。この約185,700 m³/dayのうち、流域各町の上水道(簡易水道も含む)および工業用水として、地下水(主として伏流水)が採水されている。その量は約15,000 m³/dayであるが、この他資料として収録できなかったものもあると思われるが、これを第6表に示した(この資料は県工業課ならびに関係町の好意による)。この表から求められた使用水量を水収支図の伏没量から差し引くと、残存地下水量は170,700m³/dayとなる。なお収録もれした採水量は、明らかでないが約30%増と見込んだ場合の取得量は約20,000 m³/dayとなる。したがって残る約166,000 m³/dayの伏流水・地下水が、石部町No. 16地点から下流の湖岸平野部に流下浸透してゆくものと考えられる。

流域最下流測定点No. 16における表流水および伏没水量を平水時に換算すれば、表流量は約520,000m³/day, 伏没量は185,700 m³/dayのうち用水路へ流れる水量36,000 m³/dayを差引けば、その量は約150,000m³/dayとなり平水時では約255,000m³/dayとなる。

よって表流水と伏没水の総量は約775,000 m³/dayと算定され、この水量が下流部湖岸平野の地下を潤し、しいては琵琶湖水量の涵養源となり、その一端を担っているといえよう。

4. 考 察

滋賀県の南東鈴鹿山脈に端を発し、甲賀・栗東・野洲の3郡を流下し琵琶湖に注ぐ野洲川の中・上流部(石部町名神高速道路橋より上流)の全流域面積370km²につき、比流量の測定を行ない、比流量等傾度曲線図を作成し、野洲川における低渇水時の水の伏現状況を明らかにし、地質図上にも同曲線を投影し、地質との相関も検討した。測定点数は73点で平均5km²に1点の割合であった。また比流量からみられる下流側増加の正規型流域の平均値は、1.8 m³/sec/100 km²で、下流側減少のものは-3.4m³/sec/100km²であって、伏流となる地域の平均値

の方が約2倍も多くなっていることが知られた。

標高から求められた各取水堰間の河床勾配は、水口頭首工を境として上流部では1/60~1/85(角度で40~55'), 下流部で1/200~1/250(15~16')と求められ、水口付近でみられる低位段丘面の勾配は、守山町地内東海道本線沿い近辺で地表下6~7m(標高にして90m)にあることが判った。河川の水収支図から調査地域の中流部基本測定点に(三雲地点No. 66, 建設省測水所位置)における表流量の測定を行なうとともに、この地点での伏没量を算定した。その総計は低渇水時で約115,000 m³/day, 平水時で195,500 m³/day程度であり、これを最下流石部頭首工下流No. 16地点に適用すれば、低渇水時150,000m³/day, 平水時255,000m³/dayと推算することができる。

解析にはこの地方における降水量記録(彦根気象台に属する水口・土山・治田などの観測所)、建設省野洲川流量測水記録(三雲観測所)、および調査地域に隣接する大戸川筋黒津、猪名川筋行橋などの測水記録を参考とした。

冬季低渇水期の比流量測定値から求められる平水時の比流量は、低渇水時の約1.7倍であった。このことから野洲川が湖岸平野の地下水として、浸透して行く表流水、伏流水の総量は、低渇水時において約490,000 m³/day, 平水時約833,000m³/dayであると推定される。

なお春・夏季のかん漑期においては、野洲川ダム・大原ダムの放流があり、農業用水としてこの流域平野のうち、甲西町のみをみても6月~9月の4カ月間で使用される水量は21,044,000m³で1日当たり175,000m³が利用されている。よって地下に浸透していく量も多少は増加するものと思われる。

付記 比流量測定地点における表流水のpHおよび水比抵抗値も測定したが、水比抵抗値の最低は0.42×10⁴Ω-cm, 最高は3.6×10⁴Ω-cmの値を示しているが、おおむね1.9×10⁴Ω-cm前後を示し、pHは6.6~7.4と求められた。この値は第3表に併記してある。

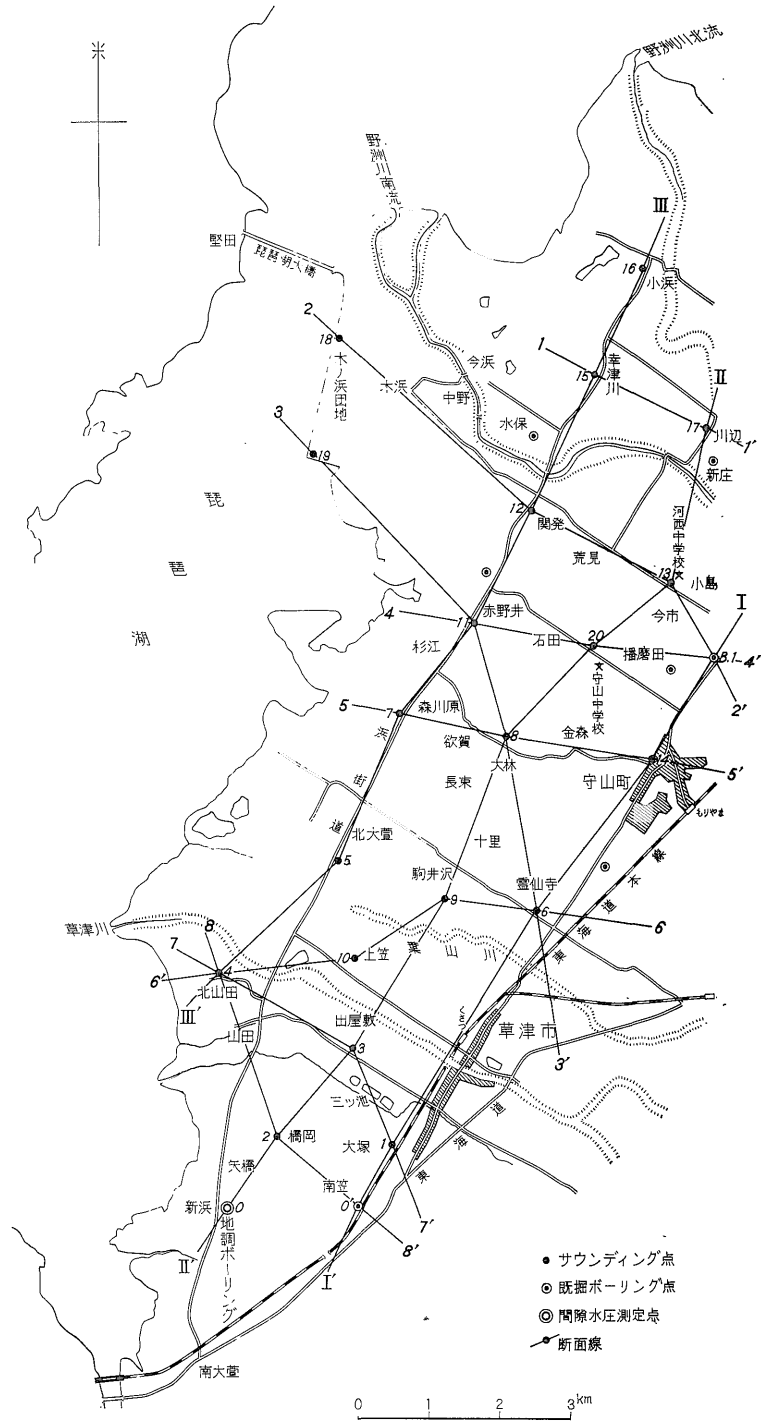
(以上 安藤記)

IV. 浅層地盤の構造とその地耐力

1. 調査の範囲と方法

浅層地盤調査の対象としたのは野洲川北流以南、東海道本線以西の地域で草津市・守山町にまたがりその面積は約50km²である。地盤強度の測定深度は地表面下15m程度を限度とし、スエーデン式サウンディング法を用いた。計測地点間の距離は約2kmで、21地点において地耐力測定を行なった。

サウンディングによって測定される値は、ロッド貫入



第9図 断面位置図

の際、地盤が示す静貫入抵抗値と動貫入抵抗値の2種で、前者は、100kgないしそれ未満の静荷重(分銅)に対する抵抗値で、貫入時の戴荷重量で示され、後者は100kgの戴荷重で貫入しない場合、人力による“ねじり貫入”を行なったときの回転数(180°を1回転とする)によって示され、ともに25cm貫入に対する値が地耐力を表わす。

概略的な地層区分およびその観察は本方法ではコアの採取ができないので試験ボーリングコアおよびロッド貫入時の発生音や、ロッドおよびスクリュウポイントに付着してくる物質についての観察などにたよった。

2. 調査資料の解析

計測値をN値に換算するため、建設省の上田嘉男氏の実験式を用い、各地点毎に縦軸に深度(m)をとり横軸の左側に静貫入抵抗値(kg)。右側に動貫入抵抗値(回転貫入数)として表わし、対応するN値を併記し地耐力の垂直分布図として示した(各断面図参照)。さらにこれを骨子として三角州の進長方向およびこれをほぼ直角に切る断面図を作成し、草津市新浜で実施された深度20mの本所試験ボーリング資料、および農業用水源井などの既存資料との対比検討を行ない、浅層地盤強度の水平分布、概略的な地層区分、浅層地下構造について解明を試みたものである。

3. 地層区分および地耐力

3.1 地層区分

試験ボーリングおよび既存資料からみて、三角州を構成する地層単元は、きわめて複雑かつ変化に富んだ岩相を呈する。したがって地層と呼称するより、むしろ堆積相として区分を行なった方が無理がないと考えられるし、後述する三角州としての構造上からも、至極妥当なものと考えられる。この意味から後述するものについて“堆積相”として地層を取扱っている。これを地耐力の垂直分布からみると、時期を同じくする同種の地層ないしは若干異質の地層でも特別な環境(湖沼跡など)にない限り、地耐力的な差異はそれほど大きなものでないように思える。次表は計測時の地層判定、観察を基に区分したもので4層に大別することができる。

い限り、地耐力的な差異はそれほど大きなものでないように思える。次表は計測時の地層判定、観察を基に区分したもので4層に大別することができる。

3.2 各層の地耐力

各地層の地耐力について特徴的な諸点を記すると、下記のとおりである。

(A)…地表面から深度1.0~2.0m部分を構成するもので、とくに表面部は人工的な圧密作用を受け最大N=8程度を示すところがある。

下部の(B'層)と接する部分では、全域的にN<0の超軟弱層となる。

(B)…当地域ではもっとも湖岸に近い所に堆積し砂・シルトの互層で構成される。地耐力はN=0~20できわめて幅広い値を示す。したがって地盤強度的に不安定なものである。

(B')…当地域の西半部の主構成層である。上部(A層)と接触する部位では、N=5~10となっているが、以深ではN=10~15を示し、深層に達しても地耐力増加がきわめて少ない。地盤強度的にはさして強い地盤でないが、均等地盤といえる。

(C)…最下部を構成するものとして取扱っているが、一部、野洲川・草津川の現河川敷堆積物なども含んでいる。したがって、地耐力もN=0~8~20で安定性に乏しい。全般に(B'層)の下部を構成するものは、N=20~50を示し当地域で概して良好な地盤である。

4. 各断面の考察

4.1 南北断面

各堆積相の層厚の変化、連続性を明らかにするため、第9図に示す各断面図を作成して考察を行なった。以下のおのおのについて記述する。なお、各計測点の標高は草津・守山町発行の1/3,000地形図から求めた。

I~I'断面

東海道本線に沿った地域で調査区域の東縁に位し、草津・守山市街地を包含する。全般に(C層)の発達がきわめてよい。草津・守山市街地内のボーリング資料によれば、10数mに達する層厚をもつようである。霊仙寺(6)では東西性の浅い谷状地形を形成し、この凹地を埋めて(B'層)が堆積する。層厚は(6)で約7mに達するが、南北および東では漸次薄くなる傾向が認められる。

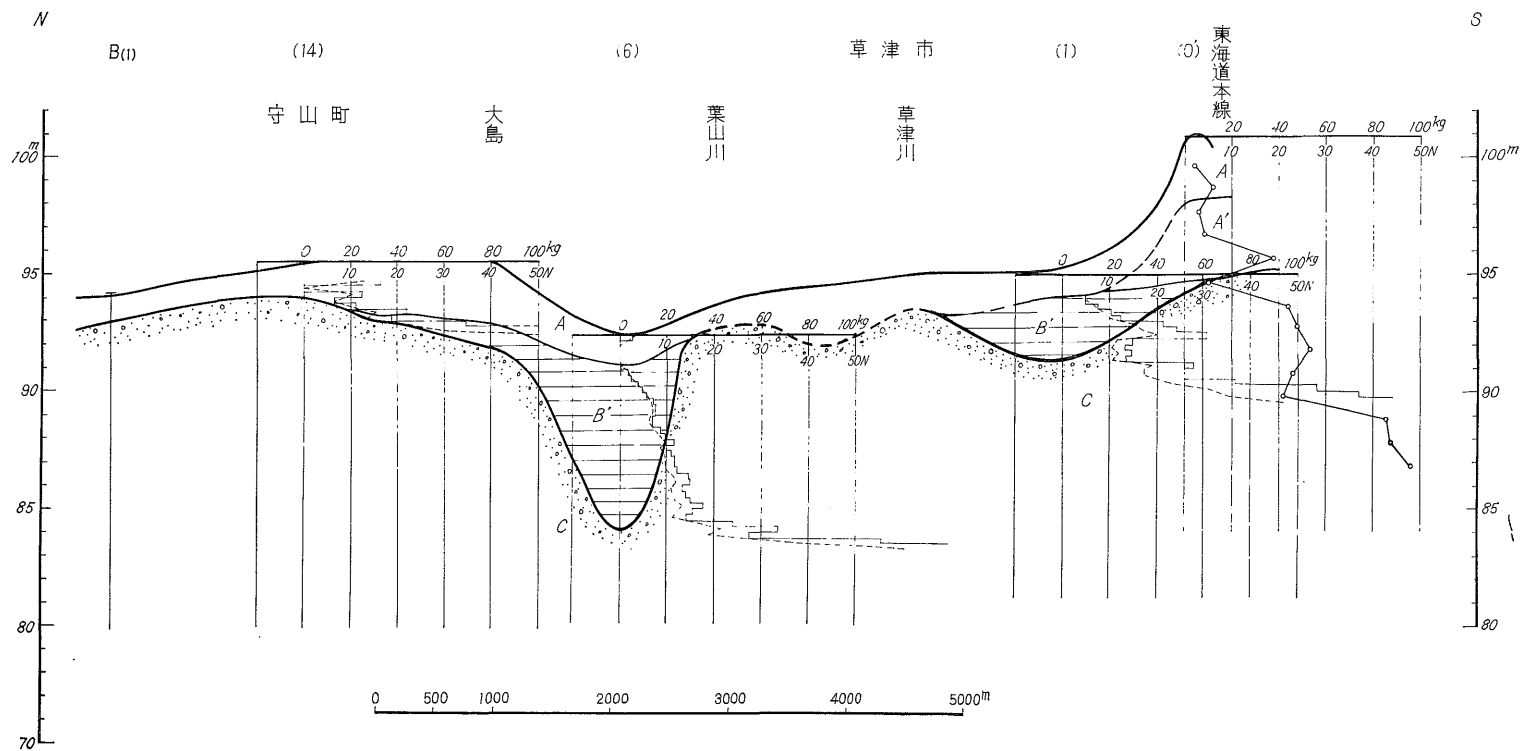
II~II'断面

東海道本線と浜街道のほぼ中間地帯を北東-南西に切る断面である。

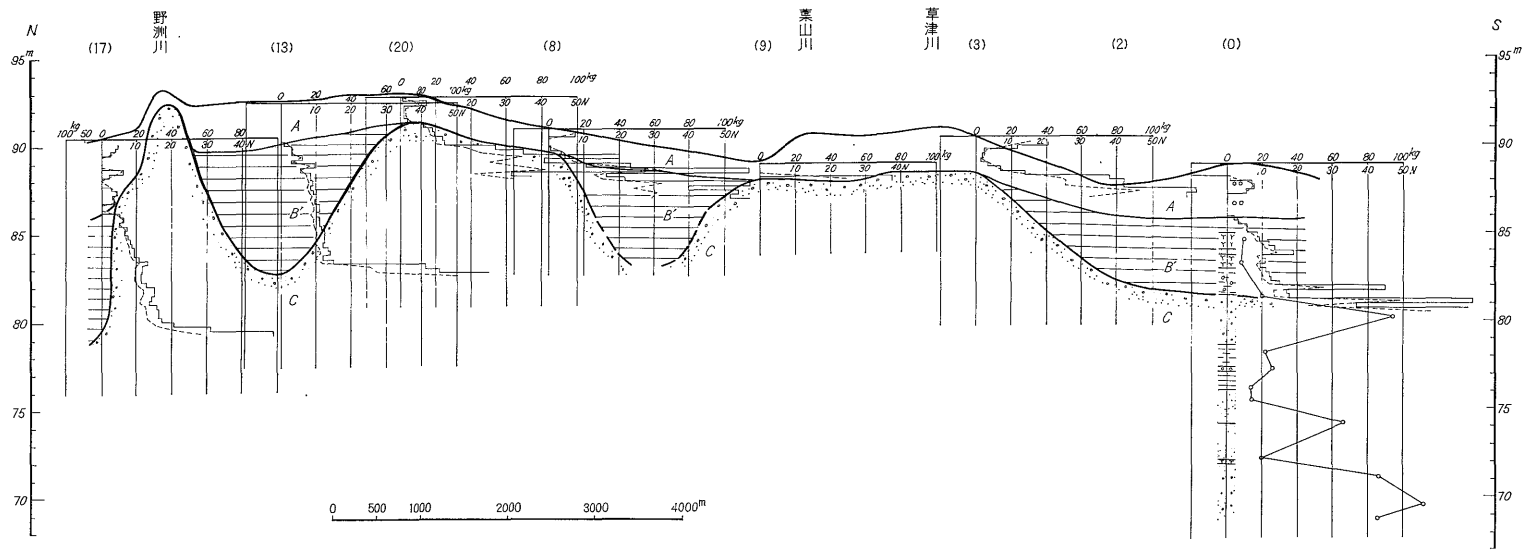
全体として(C層)が卓越し、守山町市街地西部(8・

第7表

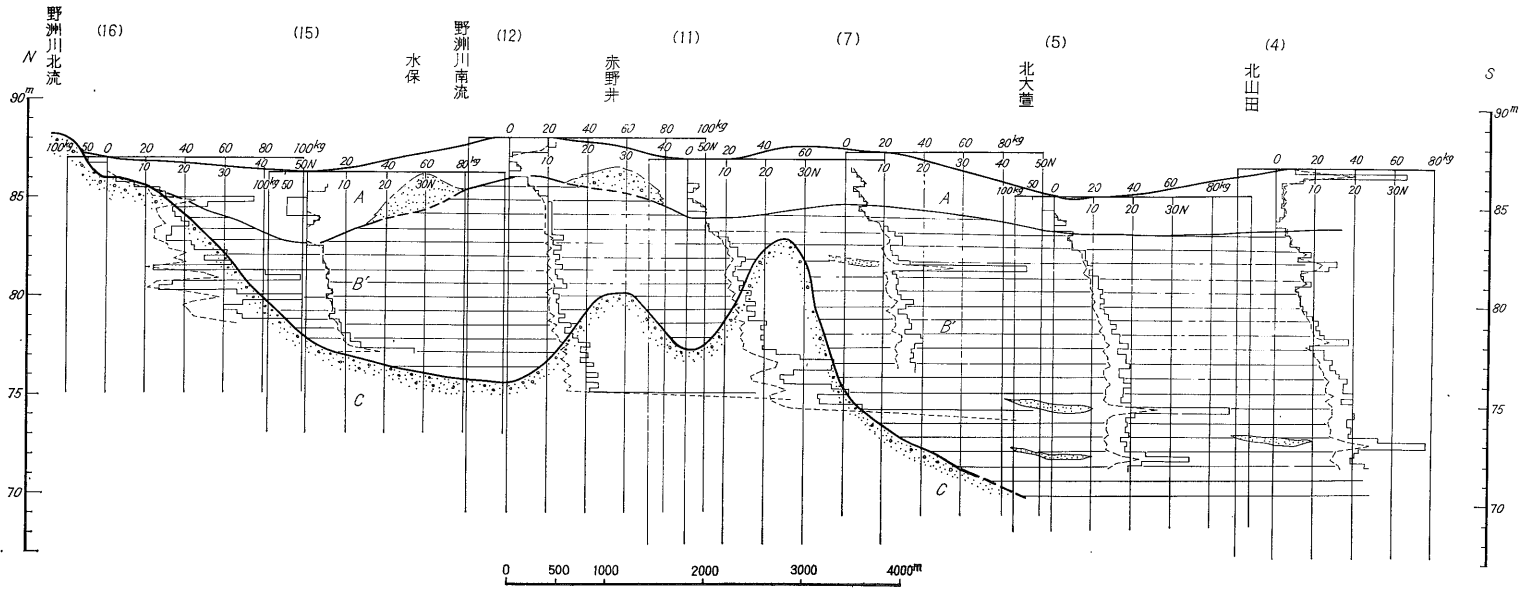
地層	土質	N値	備考
A	表土	0~4	
B	砂・シルト	0~20	
B'	粘土・シルト 砂質粘土・シルト	5~15	局部的にスクモを介在する
C	砂および礫	20~50	河川敷堆積物 沖積砂礫層 低位段丘堆積物?



第10図-1 I ~ I' 断面



第 10 图—2 II ~ II' 断面



第10図-3 III ~ III' 断面

20)・草津市街地西部(9・3)では地表面下2~3mで層面に達する。野洲川に近い所では、表層から砂礫層が発達するが、ごく新しい河川堆積物である。N>20となるのは地表面下5~6m以深である。

霊仙寺(6)で認められた谷状の凹地は、十里北部・長束付近に連続すると考えられる。このような(C層)面の凹状地形は、地域北部の南北野洲川合流点北西部(17)・今市(13)でも認められ、ともに東西性の方向を示す。

試験ボーリング地点を含む南部では(C層)面は地表面下5~7mとなる。(B'層)はこれらを埋めて堆積する。したがって多分に層厚の変化が認められる。計測地点で確認された層厚は(17);7m・(13);7m・(2);4m・(0);4mで、いずれも南北および東に薄層化が認められる。

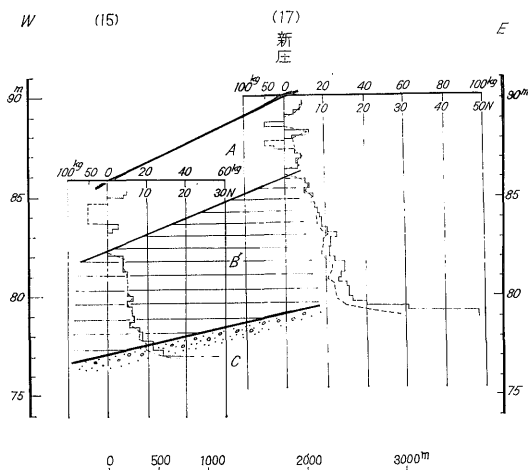
III~III'断面

浜街道沿いの地域で、計測地点群のうちでもっとも湖岸に接近している。(C層)は全域的に伏没し、層面に起伏の増加が認められる。

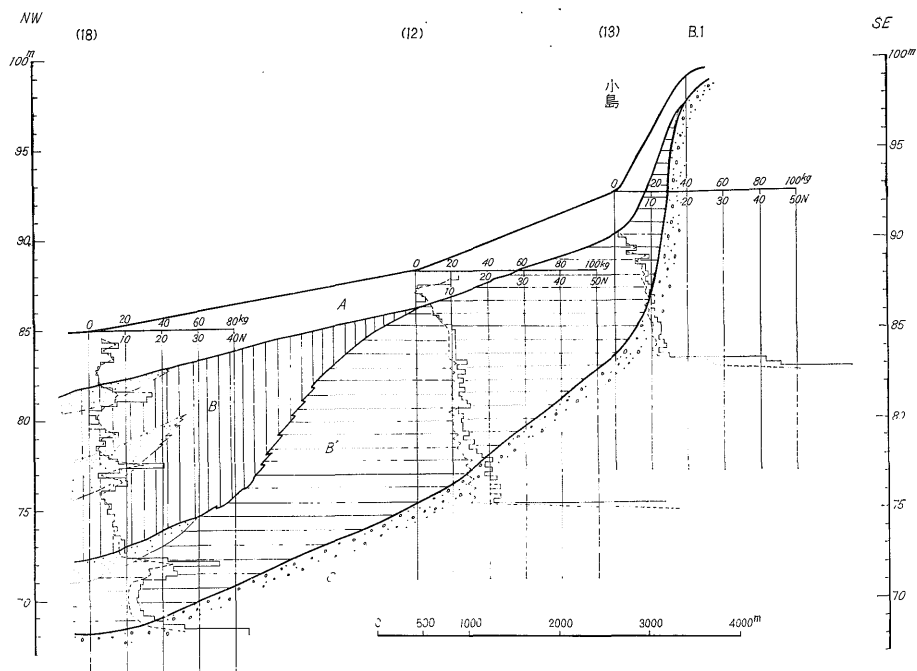
(C層)面への到達確認深度は幸津川(15);8.5m・開発(12);12.5m・杉江(11);9.5m・森川原(7);13mであるが、農業用水源井資料によると森川原北部、赤野井でそれぞれ4~6mで層面に達しているが、四

囲の状態からみて、広範囲のものでなく、東西に狭長な形態を示すものと考えられる。以南の北大萱(5)・北山田(4)での計測深度は-15m以上に達したが、(C層)の確認はできなかった。したがってさらに伏没するものと推定される。

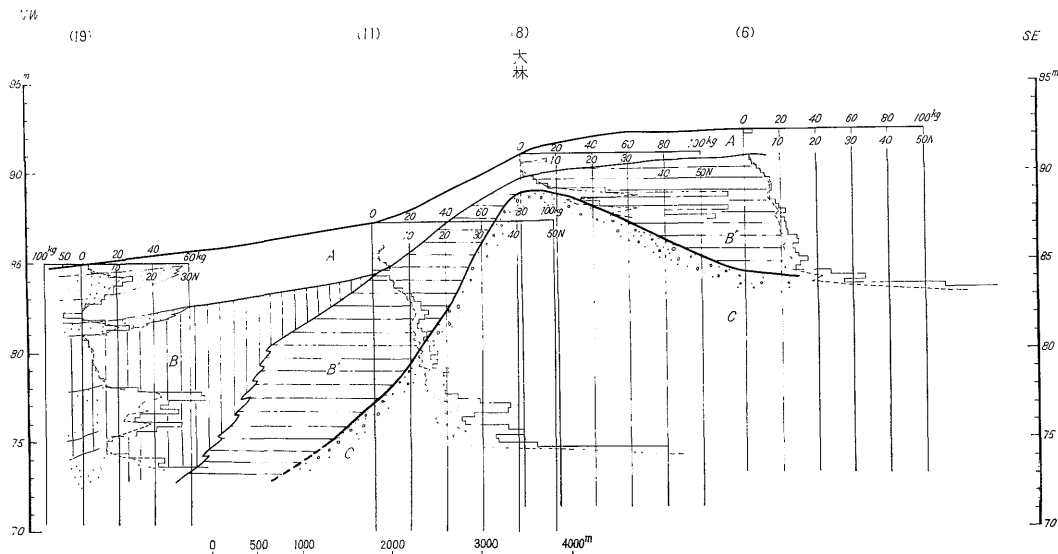
野洲川北流付近では河川堆積物とみられる砂礫層(C層)が分布する。野洲川南流付近では、水保で地表面下



第10図-4 1 ~ 1' 断面



第10図-5 2 ~ 2' 断面



第10図-6 3 ~ 3' 断面

1 m程度に、層厚 2.5mの砂層の存在が報告されているが、南流による堆積物であろう。赤野井ではやはり1 m程度に層厚 1.5mの砂礫層が存在する。これらは河川の流路変化に伴って堆積したと推定される。したがってその分布は局地的であり、東西性の堆積形態を示すものと推定される。

今回の調査では (C層) を貫通して直接層厚を確認した地点がないので、資料などからの推定の域を出ないが、当断面付近では 3 ~ 5 m とみられる。

(B'層) の層厚は、(C層) 面の起伏と (A層) の層厚変化などで、場所的変動が著しい。確認された層厚は (15) ; 5 m · (12) ; 10.5 m · (11) ; 7 m · (7) ; 10 m · (5) ; 12 m 以上 · (4) ; 10 m 以上である。もっとも湖岸に近い (4) では上部に (B層) の発達が見られる。

4.2 東西断面 (1~1'断面~8~8'断面)

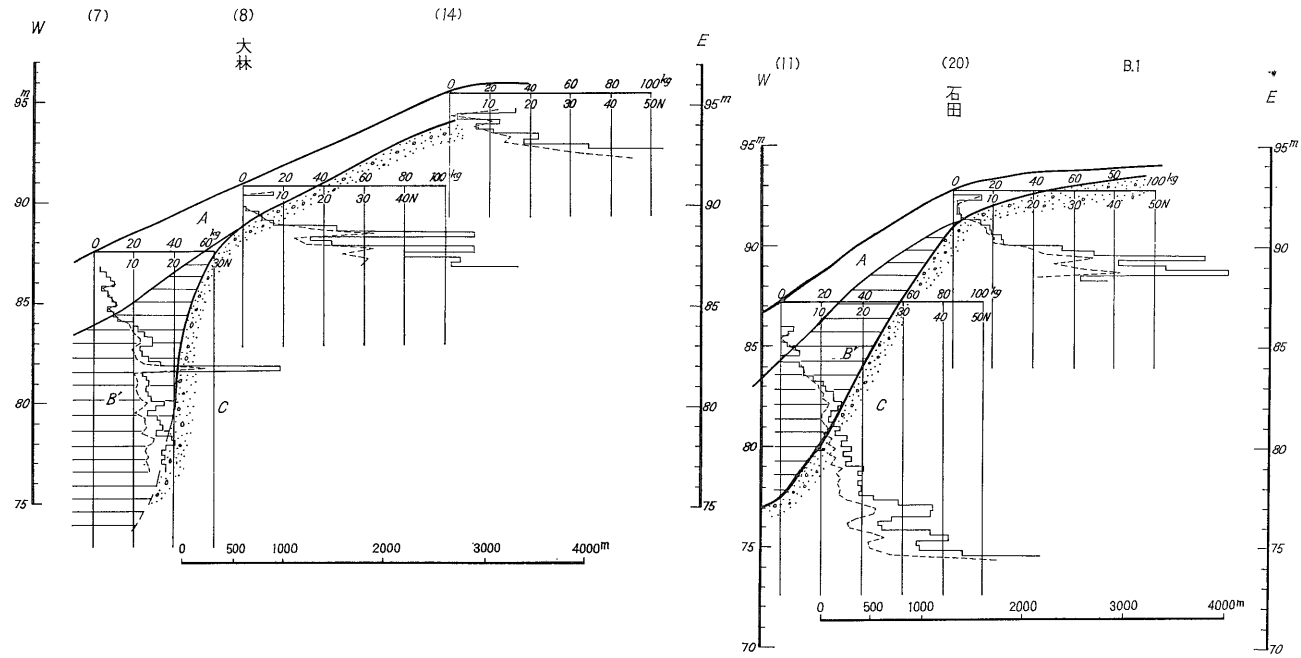
東西断面については、南北断面の記述と多分に重複するので、総括的に記述することにする。まず各断面とも顕著な共通性は、各層の分布地域の画一性にみだされる。すなわち地域北部から例挙すると、新庄 (水道水源) · 小島 (13東部) · 石田東部 (20) · 大林 (8) · 駒井沢 (9) · 出屋敷南部 (3) · 大塚 (1) を結ぶ線以東では、ほ

ぼ地表面直下 1 ~ 2 m から (C層) が広く分布するのに反し、西側では急速に (B'層) の発達が顕著となる。分布境付近での (C層) 面の傾斜は約 1/50 ~ 1/150 で傾斜変移地帯を形成し、以西では約 1/250 で湖底下に没する。

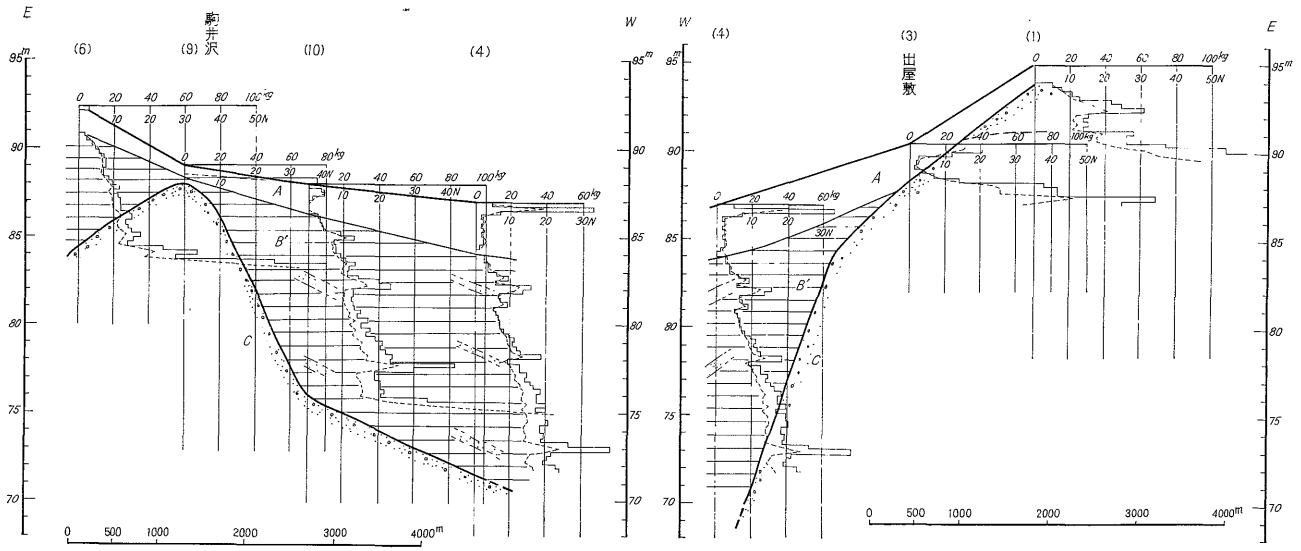
河川近傍では、南北野洲川 · 草津川 · 葉山川が天井川を形成しているが、前述の分布境より西側での砂礫層 (最新河川堆積物) の分布はこれら河川近傍の狭長な地域に限られ、とくに北流野洲川によく発達する。

(B'層) はこれにアバットした形で堆積し、(C層) の伏没化に伴って、しだいに層厚を増し、浜街道付近では 10 数 m に達する。湖岸にもっとも近い計測地点 (18) · (19) … 木ノ浜団地 · (4) …… 北山田では逆に層厚の減少が見られこれを覆って (B層) の発達が顕著となる。

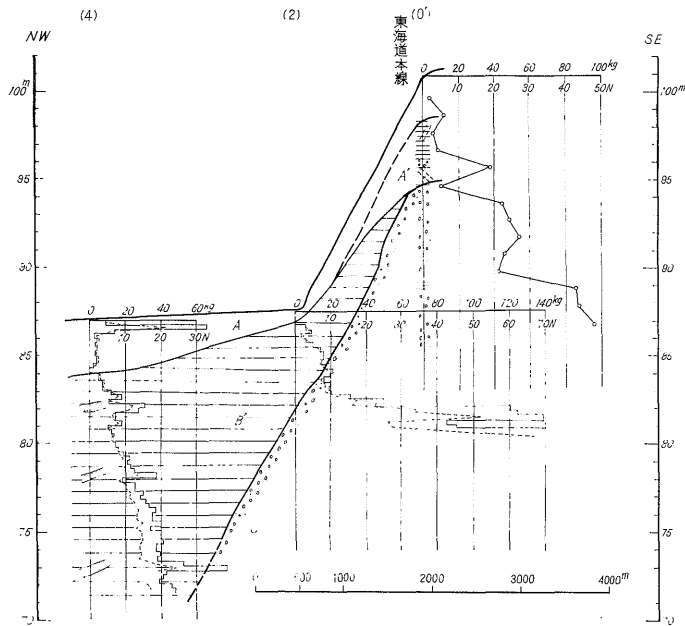
(B層) は砂 · シルトの互層状のものであるが、木ノ浜団地での計測結果から、地層単元としての連続性はきわめて不良で、小規模の単元でレンズ状に堆積したものと推定される。これは河口から吐出された堆積物が、沿岸流などにより三角州側面に堆積したものであろう。確認された層厚は (18) ; 約 10 m · (19) ; 約 10 m · (4) ; 約 6 m である。このような構造をもつ地域は、河川に挟まれた湾口部に顕著で、三角州の頂部層に当たるものである。



第10圖—7 5 ~ 5' 断面



第10図—8 6 ~ 6' 断面



第10図-9 8 ~ 8' 断面

5. 平野の構造と地耐力

第11図に示したのは、野洲川南流近傍と葉山川北部地域の模式的断面図である。

図中(A)は河川堆積砂礫からなり陸地前進のフロントである前置層であり、(B)は底置層に当たるものである。河口から吐出される土砂のうち、細粒な泥質物が湖岸流などの影響で広く側面域に沈積したものである。

(C層)については、前述したように広く一括してあるが、(B'層)の下部を構成するいわゆる“C層”について考察してみよう。

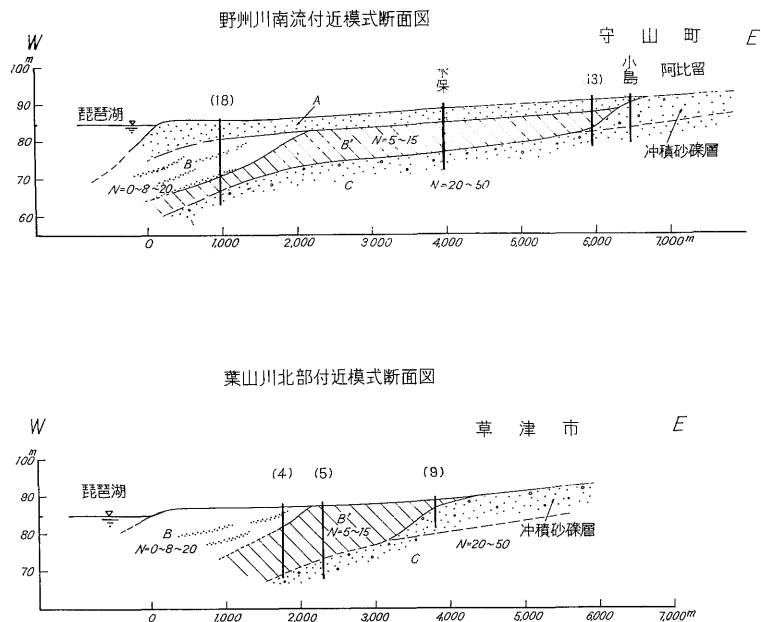
本所試験ボーリング資料、国鉄ボーリング資料によれば、地表面下4~7mを層面とし、径5~30mmの円礫をまじえる淘汰不十分な砂礫層が堆積する。これは1・2の文献で報告されている低位段丘構成礫にきわめて類似したものである。

第12図に示したのは南流野洲川の南側沿いのサウンディング結果から明らかとなったいわゆる“C層面”の傾斜(約1/200~1/250)を野洲川上流に延長すると野洲川本流の水口に分布する低位段丘面の高度(水口市街で170~175m)とその面傾斜にほぼ一致する。したがって(C層面)を低位段丘礫層面として湖底下に追跡すると、その深度は地表面下約17m±となる。

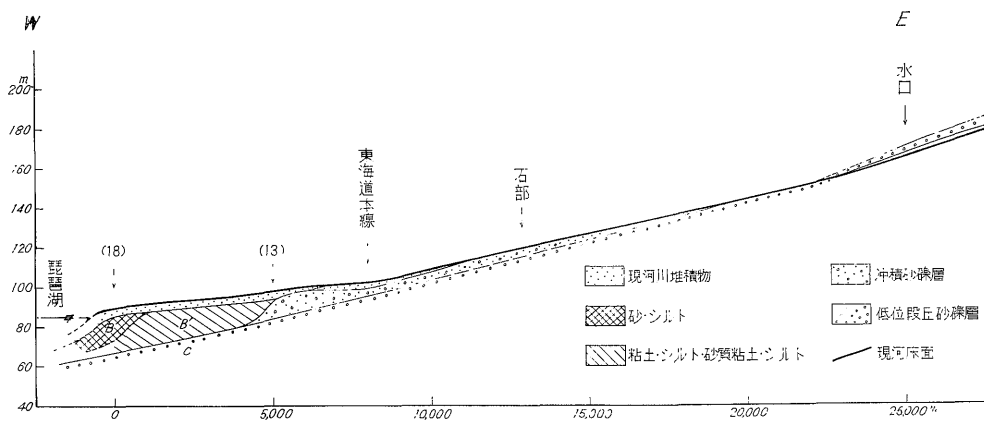
湖底調査資料によれば湖底に3段の湖段が存在し、そのうち第2湖段は湖水面下14m±であるといわれる。(C

層)面をこれに対比すると物質組成、深度ともよく類似する。また第3湖段は湖水面下3~5m±で、砂および礫に覆われているといわれ(B層)下部に類似する。しかし、(B層)・(C層)の構成物質などについて直接観察していないので、十分な根拠はなく、推定の域をでない。図中東海道本線付近で野洲川が山地を離れ急速に運搬力の減退をきたした結果、これより西側では沖積砂礫層の層厚が急速に増加し、前述の分布形態を現出したと考えられる。そしてその伏没境界付近の画一性からみても、湖況変化(旧湖岸線など)の事実は充分考えられることである。沖積砂礫層の前面はしだいに細粒の地層となり、湖底下に没する。

次に地耐力の面からみると、形成過程に順応したそれぞれ独自の地耐力を有していることである。すなわち上位層から、現河川敷近傍では砂・礫を主体とし、粘土・シルトを挟在し、湖岸際の頂部層に当たるところでは、砂・シルトからなり、いずれも未固結の地層でN=0~8~20のきわめて均等性ととぼしい地層となっている。底置層(B')では粘土・砂質粘土・シルトのレンズ状構造であるが、上部の2~3mはN=5~10、下部ではN=10~15できわめて均等地耐力を有する。さらに下部の(C層)ではN=20~50で締った地層であり、上部層と明らかに形成時期を異にするものと考えられる。



第 11 図



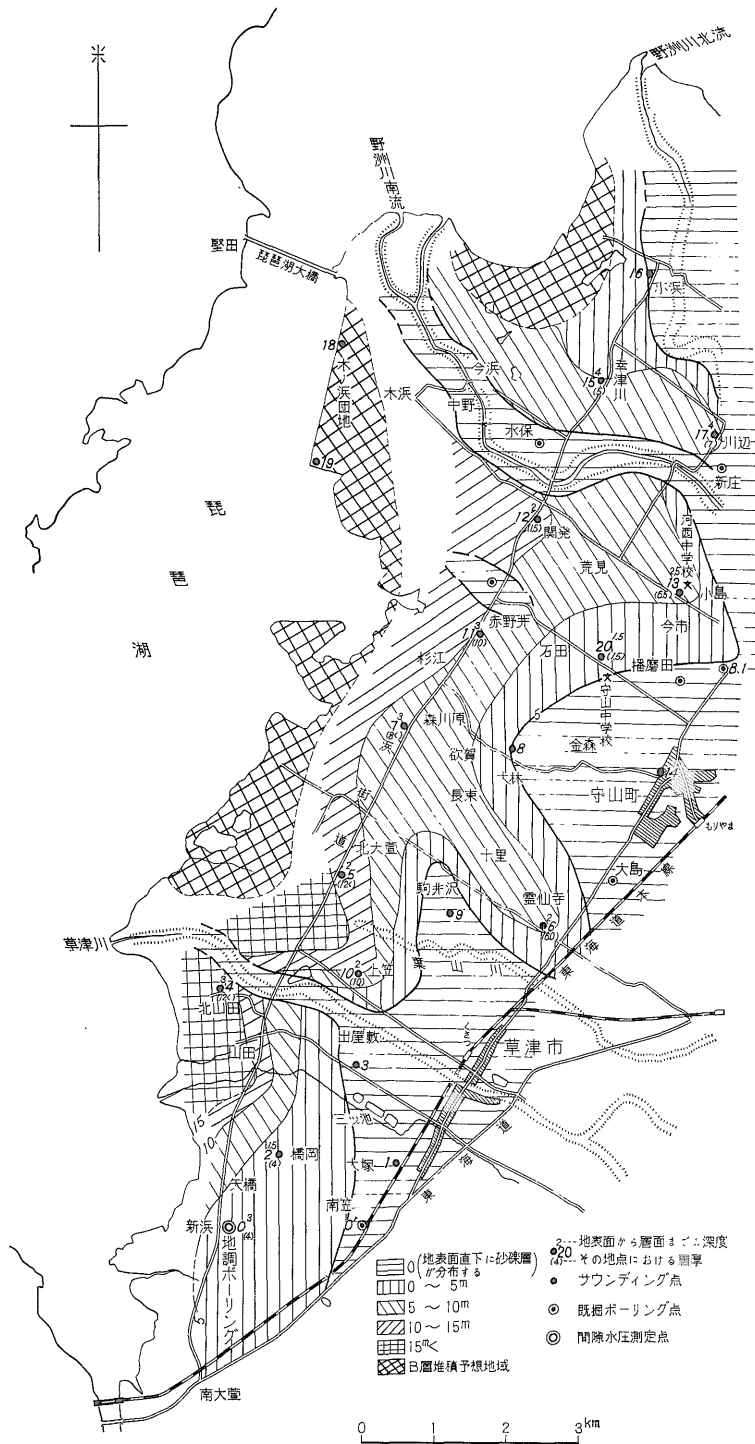
第 12 図 野洲川流域模式断面図

6. 水 位

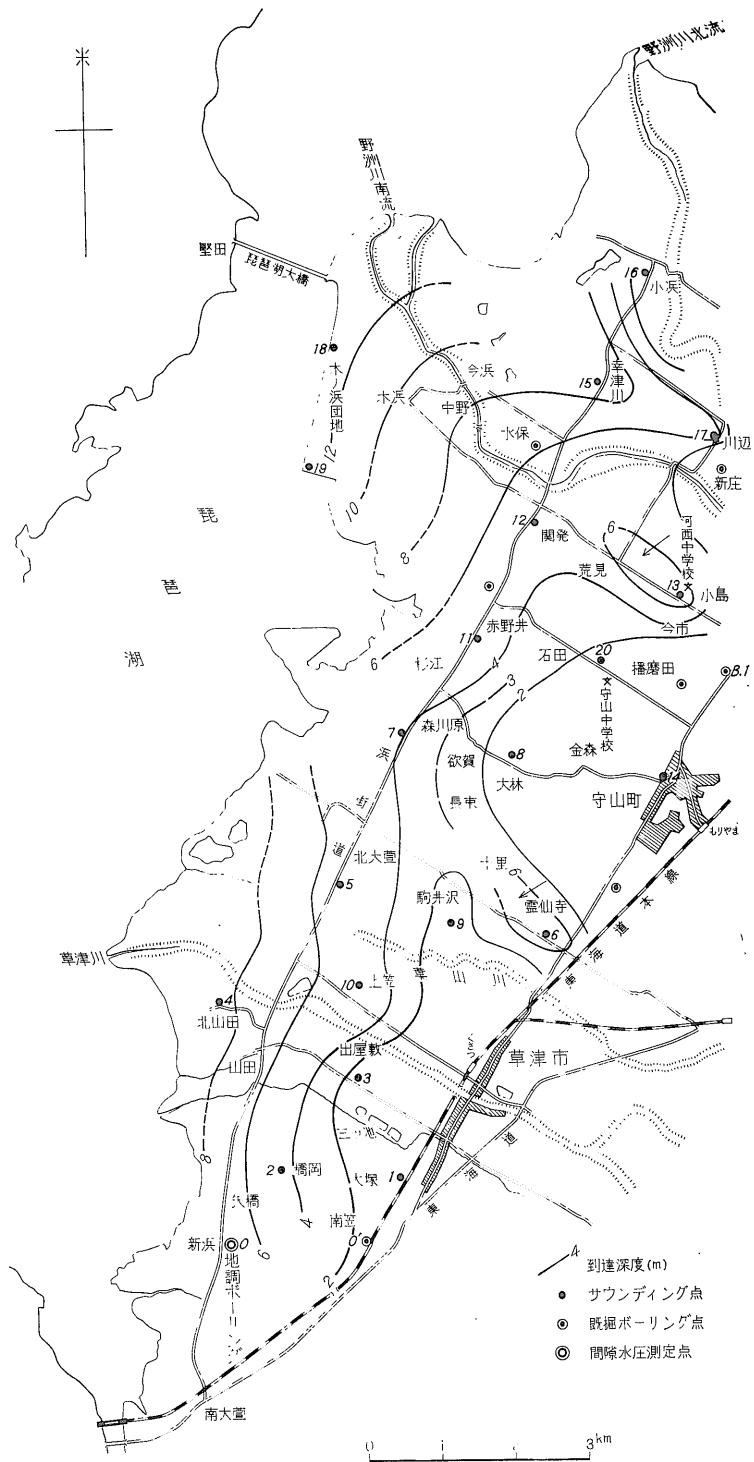
サウンディング終了後の貫入孔を利用して、水位の測定を行なったが、(C層)に到達しない地点では、時間的な理由(粘性土であるため自然水位面を形成するのに長時間を要する)から測定できなかった。全般的な水位の特徴としては、(C層)への到達深度が浅いところでは低く、深いところでは比較的高い値が示されている。以下第 8 表に測定値を示す。

第 8 表

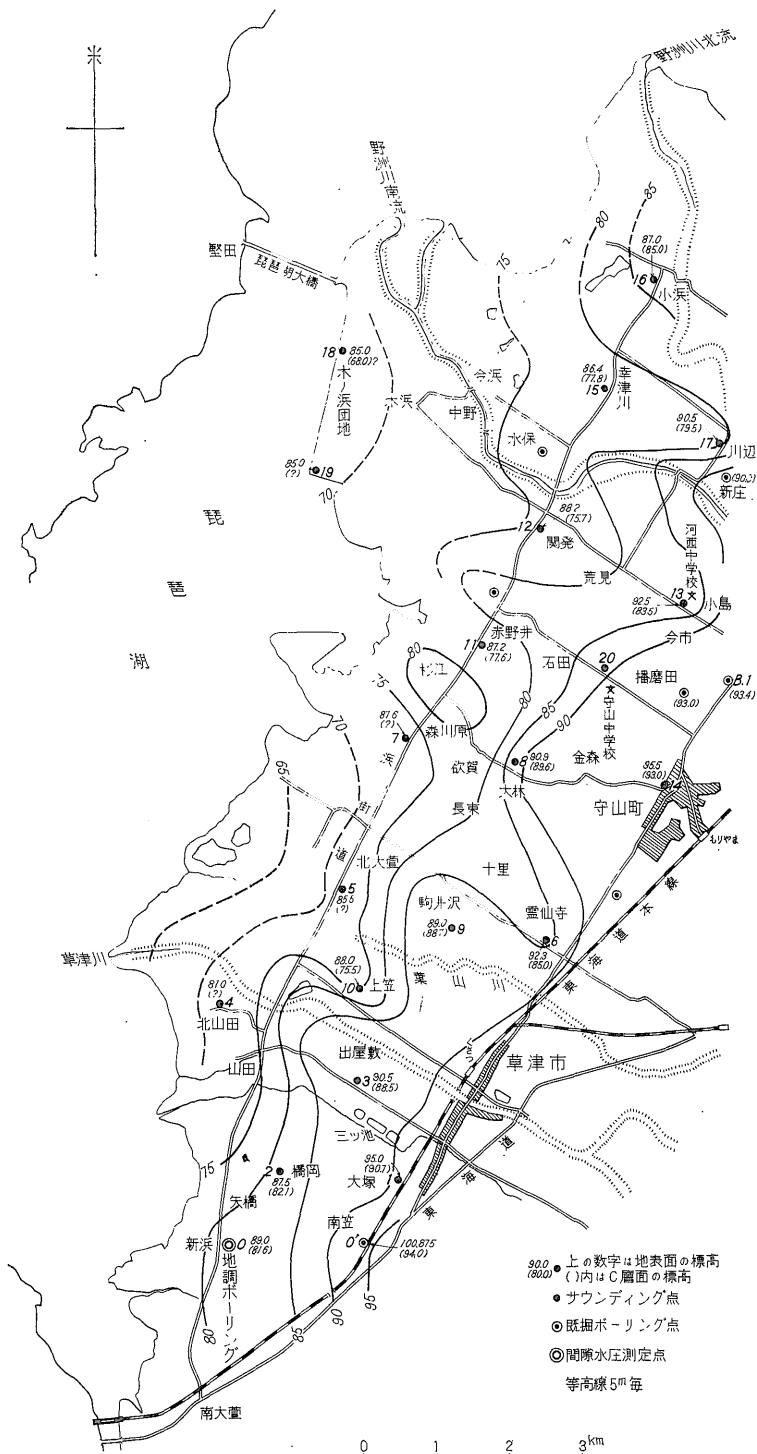
地点	水位 (m)	地点	水位 (m)	地点	水位 (m)	地点	水位 (m)
0	-0.34	9	-1.30	13	-0.68	17	-0.86
3	-1.20	10	-0.71	14	-1.54	20	-1.04
6	-0.29	11	-0.76	15	-0.05		
8	-1.06	12	-0.52	16	-0.22		



第 13 図 (B' 層) 層厚分布図



第 14 図 N=10~15 到達深度図



第15図 (C層)上限等高線図(C層面地形)

7. 各付図の説明

7.1 (B'層)層厚分布図(第13図)

各計測地点の確認層厚を基に内挿法によって描いたもので、しだいに湖岸に向かって増厚していく分布状態がよく把握できる。

7.2 N=10~15到達深度図(第14図)

この図は(B'層)中で、 $N > 10$ となる地表面からの深度を各計測地点で確認した深度を基に、内挿法によって描いたものである。

7.3 (C層)上限等高線図(第15図)

(C層)上面の形態を東京湾の平均海面を基準とした等高線によって表わした。したがって地表面標高と等高線の値との差が(C層)上面に達する地表面からの概略的な深度を表わすことになる。

本文中、4の断面考察で述べた傾斜変移地帯の画一性が明瞭に認められ、さらにこれを切る形での古い谷状地形の存在は、地形発達の一過程を暗示するよう思える。また草津・守山などが分布地域の中心部に存在することも興味深い。

(C層)で、ほぼ地表面直下に分布する東部地域は、地盤強度的な立地条件の上できわめて恵まれた地域である。

(B'層)はこれを覆って堆積し、内陸から湖岸に増厚する傾向が顕著である。したがって分布地域の内陸側ほど(C層)面に達する深度が浅く、(C層)への支持力依存が容易となる。

(B'層)自体に支持力を求める場合は、 $N > 10$ となる下部が望ましく、基礎施工などの際は、その構造型式に留意すれば、比較的高い支持力を期待できると考えられる。

(B層)の分布する湖岸沿いの地域は、現在でもところどころに三角州の頂部層地帯特有の沼・湿地が散在し、超軟弱、軟弱地盤地帯である。これが利用には、地盤改良や、深層までの十分な基礎工事が絶対必要な条件となろう。

そして少なくとも、これら浅層部地層の地盤強度的性格は、平野の構造をきわめて忠実に反映したものとみることができよう。

(以上 宇野沢記)

(以下次号に続く)

8. 考 察

当地域の浅層部で安定した支持地盤を構成する地層は