

# 講演要旨 (第143回)\*

## 特集 「筑波周辺の地質と環境」

### 「筑波山」付近の地質

猪木 幸男

「筑波山」付近の地質は大きく基盤岩（古期岩類）と第四系（～第三系）に分けられる。ここでは古期岩類についての問題点をあげてみたい。

「筑波山」は地形的に、4つの山塊（北から八溝・鷲子・鶏足・筑波）からなる八溝山系の最南端—筑波山塊のなかに峻立する。従って、「筑波山」付近の地質は八溝山系全般にわたる地質の一環として捉えなければならないだろう。

「筑波山」付近の古期岩類も大きく2つに分けられる。変成岩類とこれらを一貫火成岩類であり、いずれも領家帯最東端を占めるものであるとされている。

変成岩類で先づ第一に問題とされることはそれらの“原岩を明らかにする”ことである。“原岩”はこれまで単に古生層とされてきていたが、残存している岩相・構造などは北方の八溝層群など中生層に類似している。化石は変成作用の影響のために期待できないにしても、鶏足山塊から筑波山塊へ、非変成相から変成相に向けて、構造などの明らかにされつつある八溝層群などの地層を徹底的に追跡することによって、変成岩の原岩との関係を明らかにすることができそうである。

変成作用の問題は、変成分帯以前の問題として、広域変成作用と花崗岩類の侵入に関わる変成作用との関係、つまり複変成作用の問題である。勿論このためにも原岩そのものを明らかにさせておく必要がある。

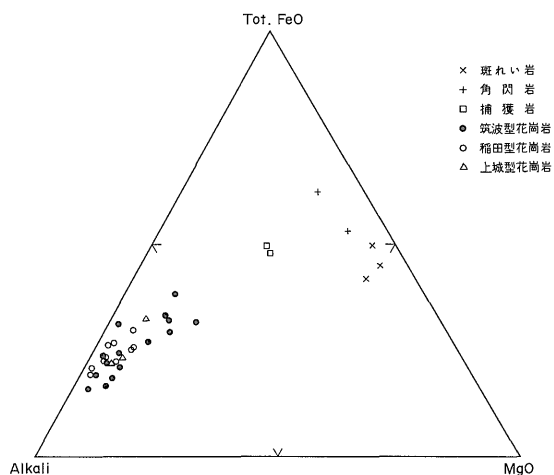
侵入岩類については、これまた大きく2つに分けられる。花崗岩類と斑れい岩類である。

花崗岩類はこれまで3つのタイプが知られている。筑波型・稲田型・上城型である。特に注目すべきは筑波型の粗粒な斑状花崗岩類で、他の花崗岩類が比較的均質塊状であるのに対して、流理構造がよく発達し、カリ長石の大きな斑晶の平行配列が顕著である。またその化学組成も他に比べて幅広く、岩石構成員にもガーネットを含む特殊なものがあり（ペグマタイト・アプライトとは

別)、変化に富んでいる。この花崗岩だけは絶対年代の結果はとにかくとして領家帯プロパーの花崗岩のように思える。

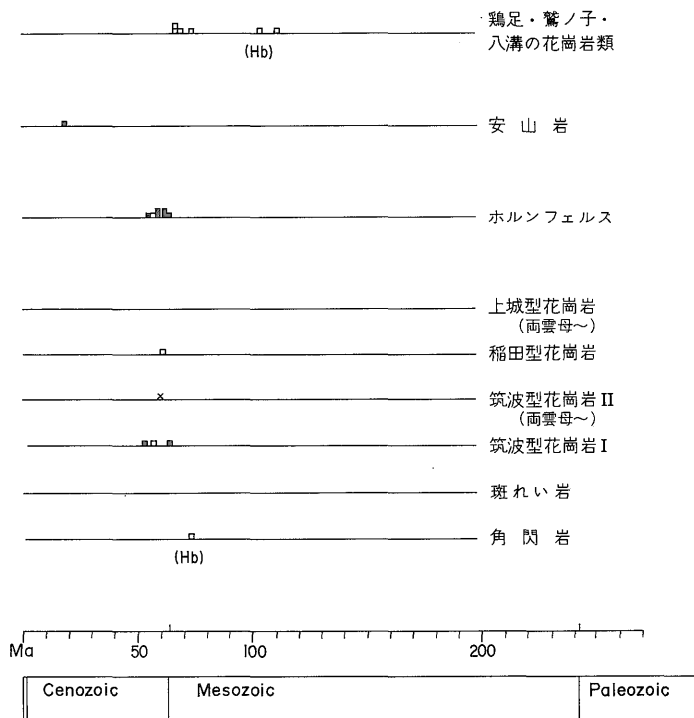
斑れい岩類には筑波山頂を中心として種々の岩相の花崗岩がみられる。しかし一般には、女体山はかんらん石斑れい岩、男体山は紫蘇輝石斑れい岩ないし普通輝石斑れい岩であるが、いずれも褐色角閃石斑れい岩に、そしてさらに淡色角閃石斑れい岩に変わっている（ウラル石斑れい岩といわれている(?)）。局部的に斜長石がみられ、また、あちこちにペグマタイト様の粗粒角閃石斑れい岩がプールの状あるいは脈状に発達する。前述の花崗岩類との関係は、それらの中に斑れい岩の類似岩が捕獲されていると云うことや角閃石斑れい岩は花崗岩類の影響によるものとすることによって明らかにされているかのである。問題は斑れい岩中の脈状捕獲岩、スペサルタイトともベルバカイトとも呼ばれている角閃岩ないし角閃片岩である。周りの変成岩類中には今までのところ類似岩は報告されておらず、もっとより深い基盤岩から取り込まれたのではないかと思われるが、まだ証拠はない。

既に発表されている花崗岩類の化学組成をまとめ、新たに得られた斑れい岩類の分析値（未発表）を加え、 $MgO-FeO-(Na_2O + K_2O)$ の三角図をつくってみると第1図のようになる。



第1図 筑波山周辺の侵入岩の  $MgO-FeO-Alkali$  図

\* 昭和55年9月12日本所において開催の研究発表会



第2図 筑波山付近の岩石のK-Ar年代(ほとんどが黒雲母によっている。ただし安山岩は全岩, Hbを付したものは角閃石)  
 □ 柴田(1968, 1973)による ■ 柴(1979)による  
 × KAWANOほか(1966)による

斑れい岩類と花崗岩類の間には一連の進化径路が示されておらず、両者の間には相当な間隙がある。これは中間の岩石が地表にあらわれていないのか、両者が全く異なる起原のもので別々に晶出したものなのか明らかでない。今後いろいろな手法で検討すべきであろう。

八溝山塊全域にわたって、変成岩・火成岩類に対するK-Ar年代の結果があちこちに発表されており、それらに前述の斑れい岩中の角閃岩の中の角閃石に対するK-Ar年代(72 Ma, 未発表)を加えてまとめたのが第2図である。このような絶対年代の結果に対する納得は、やはり精度の高い地質調査の総括にまたねばならないように思える。——(文中の参考・引用文献は一切省略させてもらった)

(地質部)

物理探査データからみた関東平野  
 北東部の基盤構造

小川克郎

茨城県南部から千葉県北部にかけての関東平野北東部

の深部構造、特に基盤構造について、地震探査(屈折法及び反射法)、重力探査、空中磁気探査及び坑井資料に基づき概観した。本地域は西南日本区及び東北日本区の二つの主要な地質区の会合点を占め地質学的には第一級の問題を含む地域にもかかわらず、厚い第四紀・第三紀の堆積物に覆われて、その深部構造は不明な点が多い。今回は既存のデータを取りまとめて、概略次の様な仮説を提示した。

- 1) 八溝帯の南端を占める筑波山塊は更に南方へと関東平野下へ延び、竜ヶ崎付近をほぼ東西に走る中央構造線(関東構造線)によってその南限を画される。筑波学園都市は筑波山塊の南方へのテラス状の張り出し上に位置し、基盤深度はおおよそ500mと推定される。
- 2) 筑波山塊の西縁は、落差(西落ち)1,000-2,000mの鳥山~菅生沼断層によって画される。
- 3) 筑波山塊の東縁については明瞭なデータはないが、空中磁気図から推定される阿武隈山塊の関東平野(霞ヶ浦東部→竜ヶ崎)下部への屈曲した延びによって切られる。
- 4) 関東山地の北辺(高崎→熊谷)から関東平野下へ

と東南東に延びる中央構造線は竜ヶ崎を南限として次第に東北東へと向きを変え、鹿島北方から太平洋上へと抜ける。この線は基盤面の構造変化を伴わないが、南北両側では基盤の物理的性質(反射波形、磁性)に有意な差異が認められる。この線の南側は明瞭な三波川帯であることが坑井データから確認されている。北側については、一部領家帯と推定される坑井資料が得られているが、白亜紀層の堆積も部分的には予想し得る。

(地殻熱部)

### 筑波台地の表層地質

宇野沢 昭

常陸台地の一部をなす筑波台地では、研究学園都市建設のため数多くの地盤調査試錐が行われ、さらに構造物等の建設に際しては、地表下8-10m付近までの掘さくが行われ、多くの“人工露頭”が出現した。筆者は、1975年後半から76年初頭にかけて、これらの“人工露頭”を観察する機会を得た。その結果は地質ニュース no. 260 (1976) に公表されている。その際に得た知見に基づいて若干の試錐資料の整理・検討を行い、主として当台地表層部の主要構成層である竜ヶ崎砂層について考察した。概要は次のとおりである。

**竜ヶ崎砂層の層相** 竜ヶ崎砂層は、成田層を堆積させた海が退いた後の陸水成堆積物で、成田層を一部整合、一部不整合に覆い、常総粘土層に整合に覆われる。本層は、泥層を主とする部分と砂層を主とする部分からなり、それらの関係から下部泥層と上部砂層に区分できる(第1表)。

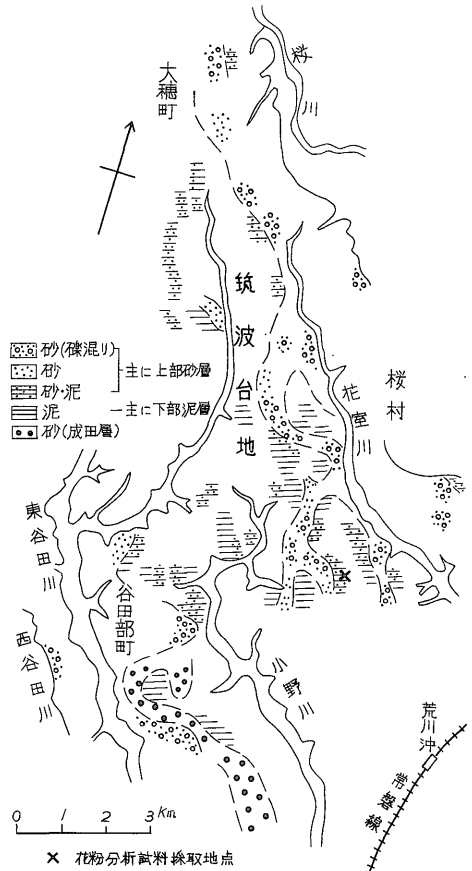
下部泥層は、静水環境下の沈積相を示す粘稠緻密な泥層を主とし、基底付近には厚さ20-50 cmの泥炭層や、多量の木片、植物片を含む泥層がしばしば発達し、本層堆積時の古環境を暗示している。泥炭層の上位や層中には水磨された軽石粒の塊(集合体)あるいは粘土化した軽

石層(厚さ約15 cm)が発達することが多い。これらの軽石層は2次堆積層を示すので、厳密には時代決定の指標となり得ないが、なお今後の検討が必要であろう。上部砂層は、その主要な分布域(第1図)では、軽石粒や細~中礫を混える著しいクロスラミナの発達した細~中粒砂からなり、一部では成田層まで切るチャンネルを形成して分布する。この場合、垂直方向での分布形態は下方に凸な形態をなしている。主要分布域の周辺では、クロスラミナの発達が軽微となるか、または消滅し、厚さ1 m内外の砂層となって下部泥層の上のり、さらに主分布域から離れると尖滅し泥層に移り変わる傾向がみられる。これは主分布域に対して後背湿地の環境を示すものと考えられる。

**化石植物群の変遷** 竜ヶ崎砂層の主として下部泥層について、標本館展示のため地質調査所標本グループによって花粉分析が行われた。試料採取地点は地質調査所本館所在地(第1図の×印)で、前述の泥炭層を含めた以浅の厚さ約3 mの部分で7カ所行われた。

第1表

新期ローム層	
常総粘土層	
上部砂層	竜ヶ崎砂層
下部泥層	
成田層	



第1図 竜ヶ崎砂層の層相分布

その結果によると、主体をなす化石植物は、樹木類では、下部から上部へ *Taxodiaceae* (スギ科), *Alnus* (ハンノキ属) — *Taxodiaceae*, *Sciadopitys* (コウヤマキ属) と変わるが、上部ではこれらの樹木のほとんどが減少する。そして最上部では樹木の *Myrica* (ヤチヤナギ) が多量に出現し、*Alnus* も急増する。草本類では、*Gramineae* (イネ科), *Cyperaceae* (スゲ科) が全体を通じて主体をなすが、中部で *Monoletespore* (シダ類胞子) が急増し、*Nymphaeaceae*, *Trapa* (ヒシ属) などの水生植物が出現する。そして最上部では草本類は激減する。

このような化石植物群の変遷から、成田層堆積後沼沢地が形成され、その後低湿地へと変わったことが推定されるが、これは竜ヶ崎砂層の層相変化とよく調和している。

**古地理の変遷** 以上から筑波台地の古地理を推定すると次のようになる。

成田層を堆積させた海が退いた後、まず所々に低湿地が形成された。この時期の水域は全く静水的な環境ではなく、局所的に流動的な環境にあった。竜ヶ崎砂層下部泥層に含まれる多量の木片や軽石塊は、このような環境下で運搬され堆積したものである。その後次第に沼沢地に移り変わり、閉塞された静水域が形成されていった。そしてこの頃から河川は網状流をなして流入し、その主流部分では成田層まで刻むチャンネルが形成され、上部砂層の主部分が堆積した。その様子は第1図によく示されている。その後再び静穏な環境となり、常総粘土層を堆積させた広い低湿地が形成された。筑波台地が完全に乾陸化したのは、常総粘土層堆積後、新期ローム層降灰前の間である。

(環境地質部)

### 関東地方の更新世後期における地塊状造盆地運動 — 霞ヶ浦・北浦周辺の昇降運動

小玉喜三郎・鈴木尉元

筆者らは、これまで関東地方の平野部に広く発達する、下末吉海進期最末期の水中堆積層——竜ヶ崎層・常総層について、堆積時の環境を復元し、堆積平坦面と現在の高度分布の差から、更新世後期の構造運動を検討してきた。その結果、平野南部では、埼玉県春日部付近や東京湾奥部を中心に、全体として同層が盆地状の変形をしていることが明らかにされた。平野北東部については、これまで十分調査されていなかったが、盆状構造の東のへりを限る構造としてその実体が注目され、今回予察的に調査を行ったので、その結果を報告する。

竜ヶ崎層及び常総層は、もともと茨城県南部の洪積台地上に模式的に発達することが知られていたが、今回の調査でも、同層が鹿島台地(北部では茨城粘土層(坂本, 1975に相当)から、鬼怒川西方まで広く分布していることが認められた。鹿島台地中央部では、常総層はごく薄く(厚さ10 cm前後)場合によっては発達していない。その下位には、河川堆積物と思われる、淘汰の悪い偽層した砂礫質の竜ヶ崎層が、30-50 cmの厚さで発達する。さらに下位の成田層最上部には、潮干帯の堆積環境を示すヒメスナホリムシの生痕が見られる。霞ヶ浦周辺では、常総層は厚さ30 cm前後であるが上部に厚さ30-50 cmの不淘汰砂層を伴う場合がある。これは、河川に沿って発達した自然堤防の砂と思われる。竜ヶ崎層は所により3-4 mに達する。土浦以西では常総層がよく発達し、厚さ1 m以上になるところもある。また竜ヶ崎層下位に、粘土層が発達する(常総層下部)。

常総層・竜ヶ崎層は、いずれの場所でもその上位を、風成(一部水つき)の新期ローム層で覆われている。

常総層・竜ヶ崎層は、ともに堆積時は北西から南西へ流れる河川ぞい、あるいは河口付近など、陸上河川の中・下流域に堆積したと推定されており、(KATSURA *et al.*, 1978), 堆積面はごくわずかに南へ傾斜する平坦面を形成していたと推定される。

常総層の上限の海拔高度を測量し、現在の同層の構造を求めると次のようになる。

鹿島台地では、同層は海拔25-40 mに分布する北西傾斜の地塊状構造を呈している。北浦をはさんで行方台地では、同じく25-30 mに分布するが、ここでは北西-南東に軸をもつ独立した地塊単元が、全体として北北西-南南西に雁行配列している。霞ヶ浦東岸付近を境に、稲敷台地では急に約10 mほど低い20-22 mに分布し、さらに土浦・谷田部方向へゆるやかに低下してゆく。小見川・鬼怒川を境に、西側ではさらに2-5 m低くなっていく。

このように、茨城県南部では、およそ北北東-南南西の構造を境にして、東側から西側へと、常総層の構造が地塊状に低くなっていく。このような構造は、同層堆積時の堆積面の傾斜方向とは逆の向きになり、しかも不連続的である。これらのことから、常総層は堆積後(すなわち今から数万年前以後)、この地域に生じた地殻変動によって変形されたと考えられる。北浦や霞ヶ浦・小見川・鬼怒川・牛久沼・菅生沼などの位置と形態は、上記の構造と密接に関連しているように見え、いずれも地塊状構造単元の境界部に位置している。

鹿島台地付近の南北性の隆起帯は、南へ延長すると九十九里沿岸の隆起帯へ連続し、これらが、関東構造盆地

の東縁を画していると推定される。この隆起帯の南端の東金・茂原付近には、いわゆる「茂原型」と称する高ガス・水比の水溶性ガス鉱床が発達するが、それらの鉱床の成立条件は、造盆地運動による隆起と地下断層の発生(再活動)に密接に関連していると考えられる。今後、運動規模に関する定量的吟味が必要であるだろう。なお、竜ヶ崎層や常総層の堆積環境の復元についても、さらに詳細な調査が望まれる。

今回の発表に際して、竜ヶ崎・阿見周辺については、龍ヶ崎第一高校の伊藤修二氏から、また玉造周辺については東海大学の弓取・伊豆の両氏から、未公表調査資料の一部を引用させて頂いた。

(燃料部)

## 霞ヶ浦の底質と地史

井内美郎

霞ヶ浦は関東地方の東部に位置し、琵琶湖に次いで日本で2番目に大きな湖である。その面積166.7 km<sup>2</sup>、周囲138 km、最大水深7.3m、平均水深3.8mの浅い海跡湖である。

「霞ヶ浦」という名称は古代からあったわけではなく、8世紀はじめの常陸国風土記には「流海<sup>ながれうみ</sup>」<sup>1)</sup>という表現が使われており、「海苔を乾」し、「塩を火」いたと記されている。

中世になると、鹿島灘の「外の海」に対し「内の海」と呼ばれ、鎌倉時代には今の霞ヶ浦の範囲が「霞の浦」と呼ばれていた。

やがて江戸時代に入ると、利根川の付け変え工事のために霞ヶ浦の出口付近が埋め立てられ、霞ヶ浦の淡水化が進行した。これは寛永15年(1638年)の頃であった。

このように霞ヶ浦はもともとは海水が入って海の一部であったものが、近世になって淡水化し、その変化が人間の目にとまるほど急激であった。霞ヶ浦が現在の環境に大きく近づいてまだ350年が経過したにすぎない。

霞ヶ浦という入れ物の凹凸は沖積層堆積前にできていたと考えられる。

これ以降は地殻の変動量より海水準の変動量の方が大きく、前者は無視しうると考えられるので、ウルム氷期以降の海水準変動に基づいて述べる。

大嶋(1980)によれば、ウルム氷期最盛期の海水準は現海水準下約80mにあったので、当時の霞ヶ浦地域はすべて陸上に露出しており、侵食域であったことがわ

1) 流海は河が広い入江となって河の如く海の如くであるのをいう。

る。

その後海水準の上昇とともに霞ヶ浦地域にも海水が入りはじめた。霞ヶ浦の沖積層の基底面は現海水準下約50mにあるので霞ヶ浦に海が入りはじめたのは約1万年前である。

その後海水準は上昇を続け、縄文時代前期には現海水準より4-5m上昇し、その後再び下降し現在に至っている。

縄文海進当時は海も現在より広がっており、印旛沼・手賀沼なども霞ヶ浦と連続していた。

霞ヶ浦でのボーリング結果をもとにした底質断面をみると明らかのように、霞ヶ浦の沖積層は主として「泥」であり、その泥は洪積統の「砂」や「礫」の層からなる地形的凹所をうめたてるように堆積している。この泥の最深部は約50mであり、霞ヶ浦の始まりは約1万年前であることがわかる。ボーリング結果で示されている-45m付近の泥炭は海水準が-45m付近で一時停滞した時に形成された可能性がある。

霞ヶ浦の出口付近には沖積層の泥をおおう厚い砂の分布がみられる。この砂から泥への堆積物の層相変化は、利根川の付け変え等による霞ヶ浦出口の埋め立て、淡水化と関係あると思われる。

## 文 献

- 藤下利男・松本一明・堀江宏保・小川富美子(1967) 霞ヶ浦の土質調査および湖底土の土性について。港湾技研資料, no. 27, p. 2-66.  
坂本 清(1976) 霞ヶ浦。審書房, 237 p.  
豊崎 卓(1970) 霞ヶ浦の歴史。工業用水, no. 146, p. 61-67.

(海洋地質部)

## 筑波地区の水文現象

田口雄作

### 台地小流域河川への都市化の影響

都市化が進展するに伴って、水文学上もっとも直接的な影響を受けるのは、河川の流出特性の変化であろう。

筆者は、この点に着目し、すでに流域の一部が筑波研究学園都市として開発されている蓮沼川流域と、純農村的景観の西谷田川流域の2流域を対象に、比較研究を行った。対象地域は、できるだけ同じような流域形状、面積、地表面勾配、さらに土地利用などを得るため、両河川の最上流部の流域を選定した。両河川の観測点までの

流域面積は、蓮沼川が 8.7 km<sup>2</sup>、西谷田川が 6.8 km<sup>2</sup> である。蓮沼川流域において、学園都市として開発されている地域(以下都市開発地域と呼ぶ)の面積は 4.0 km<sup>2</sup> で、全体の46.0%に相当する。また、都市開発地域の雨水は蓮沼川に排水されるが、下水は処理に供するため、下水道を通じて直接流域外に排出される。従って、都市開発地域の下水は、蓮沼川の流量に何らの影響も与えない。しかし、それ以外の蓮沼川流域や西谷田川流域では下水道は全く完備されていない。

観測は、非灌漑期で前歴降雨が1週間以上も前にあって、河川の流量にその影響が全く見られない状態で、ほぼ基底流と思われる時期に焦点を絞って行われた。すなわち、1978年11月11日午後10時から観測を開始し、ほぼ降雨前の流量に戻った11月16日午後4時に終了した。この間11月13日午前0時から午後8時まで雨量強度1-3 mm/時のべた降りの雨24 mmを記録した。観測は各正時に、流量、水位、電気伝導度、水温を測定し、試水を1 l ポリエチレン壺に採水し、分析に供した。

蓮沼川のハイドログラフは、立ち上がりは西谷田川に比べて若干早く、ピーク流量が尖鋭化し、ピーク後の減水も早い。ピーク流量は西谷田川が0.22 m<sup>3</sup>/sec であったのに対し、蓮沼川は0.48 m<sup>3</sup>/sec を記録した。ちなみに、降雨前の湯水流量は両河川とも0.03 m<sup>3</sup>/sec 前後であった。

つぎに、電気伝導度を指標として、物質収支によるハイドログラフの分離を行い、次の知見を得た。

1) 直接流出水の電気伝導度を20または50  $\mu\text{S}/\text{cm}$  と変化させても、得られる計算結果には、著しい差異は生じない。

2) 流量の増加に伴って、地下水流出成分も増加する。従来まで伝統的に使われてきた LINSLEY, R. K. らの分離法では、直接流出成分を過大評価しすぎることがわかった。

3) 蓮沼川のピーク時に、地下水流出成分が減少し、直接流出成分が増大する現象が見られたが、これは地下水の涵養速度よりも、河川の水位上昇速度が大きいある瞬間に、一時的に河川から地下水への涵養が現出することで説明がつく。

4) 単位面積当りの直接流出高は、蓮沼川が1 mm 前後、西谷田川が0.4 mm 前後で、この期間の降水量24 mm のわずか5%及び2%以下の小さな値であった。

両河川の水質組成にも顕著な違いが見られ、とくに蓮沼川のそれには、Ca<sup>2+</sup> と4.3 Bx の負荷量が多く、建設工事に伴うコンクリートの溶出や深層地下水の揚水による混入などが考えられる。

以上のように蓮沼川には流出特性及び水質に、都市化の影響と見られる現象が明らかに認められる。

#### 本所構内観測井にみられる水位変動

本所筑波庁舎構内に、深度62m、150m、及び300mの3本の地震予知のための水位観測井を設置し、1980年2月12日から観測を開始した。測定項目は、1 mm 精度の地下水位、降水量、気圧、及び水温である。観測開始後、未だ日が浅いが現在までに2、3の特記すべき現象が観測された。

1) 1日2回の顕著な振幅をもつ、変動幅1 cm 前後の水位変動が見られる。このような水位変動は潮汐の影響を受ける海岸の地下水によく見られる現象であるが、外洋から約40 km の内陸の台地上に位置する井戸に、潮汐の影響が観測されたという報告は少ない。常陸川水門が閉じられ、霞ヶ浦の水位には潮汐は現われないので、上記の水位変動は霞ヶ浦のそれとは全く関係がない。また、大洗の潮位との位相差は約1時間半であるが、必ずしも一致しない。地球潮汐を計算して、水位と対比させると、潮位と同様必ずしも一致しない。水位変動の山や谷の部分が、2-3時間にわたって平坦であることから、外洋の潮汐と地球潮汐の両方の影響が出ていると推定される。

2) 時間雨量数 mm以上の降水がある場合、降水開始とともに水位が上昇する。上昇量は雨量強度にもよるが、一般的に言って、浅い井戸ほど大きい。この現象は、雨水の直接浸透によるものではなく、降水による圧力伝播(pressure wave)の影響と考えられる。なお、この現象は時間雨量1-2 mm程度の降水の際には現出しない。

3) 1980年6月29日午後4時20分、伊豆半島東方沖を震源として発生したM = 6.7の地震に対応する水位変動が観測された。5分間の地震のゆれがおさまると同時に、62m井の水位は約5 mm 上昇、150m井のそれは逆に約5 mm 低下、300m井のそれは約3 mm 上昇した。

(環境地質部)

#### 筑波周辺の陸水の水質について

永井 茂・阿部喜久男

この報告では、1) 研究学園都市内における地下水の帯水層別水質、2) 筑波周辺の水道水の水質、3) 霞ヶ浦汚濁の現状と問題点、の3点について述べる。

まず、学園都市内の帯水層については地質調査所と筑波大学が地下水位観測井として掘さくした。深度300mの井戸の柱状図と電気検層結果から知ることが出来る。そ

れによると、有力帯水層として4層あり、上から深さ10m前後(第I層)、50m前後(第II層)、100m前後(第III層)及び230m前後(第IV層)である。

試料採取、水質分析を行った井戸は、深度、ストレーナ位置からみて、上記4つの帯水層の何れかを利用してゐる。第I層は、いわゆる不圧水で、周辺農家の井戸は大部分がこの層である。また、この層は地下水位が高く、地表に湧出して湖沼を生成している。洞峯沼、乙戸沼がその例である。第II-IV層は被圧水で、第II層はおもにかんがい用に、第III層は水道用に利用されている。第IV層はほとんど利用されていない。

水質は、第I層は地表よりの汚染を受けやすいため、汚染源の種類、汚染度合によって水質は大いに異なる。天水に近いものから、肥料、雑排水の汚染を大きく受けたものもある。水温は14-16°Cで一番低く、鉄も分析した井戸については0.1ppm以下、 $\text{SiO}_2$ は20-30ppmであった。飲料適の井戸もかなり存在する。第II、III層は水質が良く似ている。 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$ が少なく、主成分が $\text{HCO}_3^-$ と $\text{Ca}^{2+}$ の炭酸カルシウム型の水質組成であり、 $\text{SiO}_2$ が50ppm前後である。両者の違いは、水温が第II層の16-17°Cに対して第III層は17-19°C、溶存成分量、 $\text{SiO}_2$ とも第II層にくらべて第III層が多い。また、水質の決め手とも云える鉄が第III層が0.1ppm前後と少ないのに対して、第II層は一部(南部の農林団地)を除いて0.4-1.6ppmと高い値を示す。第III層は水質が全く異なる。主成分は $\text{HCO}_3^-$ と $\text{Na}^+$ の炭酸ナトリウム型の水質組成であり、 $\text{Ca}^{2+}$ が少なく $\text{Cl}^-$ が多くなっている。溶存成分量も第II、III層にくらべると多い。これは、海成層よりの塩分溶出と、粘土鉱物による $\text{Ca}^{2+}$ と $\text{Na}^+$ の置換反応により、 $\text{Ca}^{2+}$ の減少、 $\text{Na}^+$ の増加によると思われる。水温22°C、 $\text{SiO}_2$ 65ppm、鉄も0.26ppmで水質はあまり良くない。

次に水道水について、霞ヶ浦主体の阿見町上水道と筑南水道、地下水主体の簡易水道の主要成分を分析し、その比較を行った。結果は、霞ヶ浦系は水源である霞ヶ浦の水質汚濁が反映され、主体は $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ であるが $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ もかなり多いという異様な水質組成であり、また $\text{SiO}_2$ が1.2ppmと極端に少ない。地下水系の水道は、前記第III層の地下水であり、組成は炭酸カルシウム型、 $\text{SiO}_2$ が50数ppmと高い。筑南水道は霞ヶ浦系主体で一部地下水を混合しているが、水質から混合比を計算した結果は8月時点で10対1であり、関係機関で確認した比率と良く一致した。ただし、混合比が5対1としても、水質の改善にはほとんど効果がないことが分った。

最後に、本地域の重要な水源である霞ヶ浦の現状を、茨城県のデータから検討してみた。水質汚濁の指標であるCODの経年変化を見ると、48年に急激に汚濁化が進んで8ppmを超えたが、その後4年間7ppm前後を維持したのが、53年に一挙に11ppmまで増加した。環境庁による湖沼の環境基準と対応させると、B類型(5ppm以下)はおろかC類型(8ppm以下)も超えている。C類型は農業用水にも不適、工業用水の場合には高度または特殊な浄水処理必要、環境保全(日常生活に不快感を与えない限度)とされており、現状は水道水源とは全くかけはなれた汚濁状態にある。この水を、大量の薬品を使って浄水するのであるから、水がまずくなるのは当然である。まずいだけならまだ我慢できるが、健康上に問題はないのか?

アメリカのニューオリンズ市でガンによる死亡率が他にくらべて高いということで、原因調査した結果、水道水に滅菌用として加えた塩素が、水中の有機物と反応してクロロホルムを生成し、これに発ガン性のあることが分った。アメリカでは早速、水道水中のクロロホルム量を0.1ppm以下に抑える条例を作ったという。

霞ヶ浦の水質汚濁は有機物が主であり、加える塩素の量も多い。当然、クロロホルム生成の条件は揃っている。霞ヶ浦の浄化、水質改善には長期間が必要であり、将来を考えるとこの面の調査、研究、対策が重要である。対策の一方法として、上水道と中水道(雑用水道)の分離—地下水を上水道とし、霞ヶ浦系を雑用水道にする—を真剣に検討すべきであろう。

(環境地質部・技術部)

中華人民共和国の2、3の鉱山と北京、  
武漢、昆明の表情—海外スライド—

小村幸二郎(鉱床部)