湖沼と地下水

—琵琶湖における調査・研究を中心として—

鶴 巻 道 二* 小 林 正 雄**

Interaction of Lake and Ground Water

—Case Study of Lake Biwa—

Michiji TSURUMAKI* and Masao KOBAYASHI**

Abstract

The interrelation of groundwater and lake is perhaps the least understood aspect of lake hydrology. The net groundwater input to Lake Biwa had been estimated from hydrological budget and showed the figures of 1 billion tons per year or 15-20 % of total input (4.5 billion tons per year). As a result, the nutrient loading level due to groundwater component becomes a problem one should not ignore.

The development of a simple device which permit direct measurement of groundwater seepage has made it possible to get an independent estimate of groundwater input, and to collect seepage water sample. The usefulness of this meter has been documented at many lakes especially in USA and Canada.

The seepage meters were installed at 34 stations around the littoral zone of Lake Biwa. Groundwater seepage rate at every station ranged from 3.5 to 460 l/m² · day, and total discharge was estimated to be 0.71 to 1.14 billion tons per year, which accounted for a substantial amount (16-26 %) of total input.

The water quality of seepage meter sample was varied with sampling localities and times. At places, water samples very similar in composition to the lake water were found, but the almost samples were similar to the well water around the lake, except for nutrient elements. The nutrient concentrations of seepage water were considerably lower in nitrate nitrogen but higher in ammonium nitrogen than the well water. The concentration of phosphate phosphorus was practically lower than the well water but slightly higher concentration accompanied by high alkalinity was observed at places where muddy sediments were prevailing.

The seepage flux and seepage chemistry data can be combined to obtain an estimation of nutrient loading due to groundwater. The annual nitrogen and phosphorus loadings were estimated to be 270-580 tons and 41-77 tons respectively.

I. はじめに

湖沼は水資源として注目されているのみならず、古くから観光資源あるいはレクリエーションの場とし

* 大阪市立大学理学部 Faculty of Science, Osaka City University

** 大阪教育大学地学教室 Department of Earth Science, Osaka Kyoiku University

で利用されている。ところが多い湖沼では、人為的汚染、とくに富栄養化が急速に進行し、水資源としての利用が制約されたり、美しい景観を損いつつある。

古典的な湖沼学は、「小宇宙としての湖沼」という言葉にみられるように、閉鎖性的な水域とみる研究が主流であった。その研究は、生物学的または物理的・化学的な基礎的課題、栄養塩の収支に関する問題などに偏っていたように思われる。WINTER (1976) は、米国における湖沼研究の状況について、水文学領域への研究費の投入が少なく、したがってその領域の成果も貧困であるとのべている。

一方、地下水学の領域についてみると、地下水と地表水との交渉に関して涵養浸透・伏流浸透という概念はあるが、地表水として河川水を扱うことはあっても、湖沼水との交渉をとりあげることは極めてまれである。1984年の日本地下水学会秋季講演会（開催地：滋賀県大津市）では、「地下水と湖水との交渉について」と題するシンポジウムが設けられた。講演は琵琶湖に関するもの2題を含めても5題に止まり、地下水学の領域におけるこの課題への取組みは、活発とは云えない状況であった。

琵琶湖は、近畿圏においては水資源として、次のように特別な意義をもっている（「琵琶湖」編集委員会1983）。まず、地元である滋賀県は、年間1.2億 m^3 の上水道水源のうち、約60%を湖から直接取水している。1890年と1912年に完成した第1、第2疏水は、あわせて毎秒23.6 m^3 の湖水が京都市に導かれるようになっており、発電を含む多岐の用途に供されている。唯一の流出河川である瀬田川からの放流水は淀川に達し、約1300万人を養う広域水道と阪神地域の工業用水道の水源となっている。1972年には琵琶湖総合開発特別措置法が成立し、新たに毎秒40 m^3 の都市用水の供給が計画されている。

筆者らの琵琶湖に関する研究は、1982年にはじまる3年間は滋賀県琵琶湖研究所のプロジェクト研究「琵琶湖集水域地下水の研究」（代表者：鶴巻道二）として、1983年より3年間にわたっては文部省「環境科学」特別研究「地球環境要因としての地下水」（代表者：梶根 勇）の琵琶湖班として実施された。以上の研究では、湖への栄養塩類の運搬者としての地下水の役割を明らかにすることを目標とした。1986年には、日本生命財団助成研究「琵琶湖へ流入する地下水によって輸送される窒素の量とその起源に関する研究」（代表者：鶴巻道二）により、それまでの研究を継続する機会が与えられた。本稿はこれらの研究の成果を紹介するものである。上記の各研究の助成機関に対して厚く感謝の意を表する。

II. 地下水と湖水の交渉に関する研究

湖水と地下水との関わりについての研究方法を概説するとともに、琵琶湖または国内の湖への適用例があるものについては、その成果を引用しておく。

(1) 地下水盆総体としての水収支

水収支法は、河川水の湖への流入量と流出量、湖面への降水量と蒸発量など、収支の残差から地下水流入量を推定しようとするものである。琵琶湖に関しては、FUJINO (1980)、川端 (1982) などの報告がある。第1図の(A)では地下水流入量を $1 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ として点線で示され、(B)では総流入量の10~15%が地下水により補給されていると推定している。

(2) 各種のモデルによるシミュレーション

数値シミュレーションには、仮想的モデルによるものから、測定可能なパラメータを用いるものまである。丸山ら (1986) は琵琶湖湖岸において、水田面積が広い野洲川扇状地を対象として、供給水量 (Recharge 量) の実測結果にもとづき、湖へ直接流入する地下水量を計算している。湖岸延長約10kmの計算対象域について、かんがい期および非かんがい期の流入量をそれぞれ0.87~1.06、0.22 m^3/sec と推定している。琵琶湖の湖岸総延長は235kmであり、その2/3において上記の値が半年づつ適用されるとすれば、年間の流入量は約3億 m^3 となる。

(3) 水理構造の解明と、実測した水理常数による計算

琵琶湖周辺の水理地質構造の調査は、第二次大戦後間もないころから、水資源開発を目的として各種機

関が取組んでいる。京都農地事務局の報告(1951)によれば、当時すでに湖水位を +30 cm から -130 cm まで変動させる計画概要が示され、それに付随する調査がおこなわれている。この報告には、地下水流入量について次のような注目すべき試算が示されている。すなわち、流入に関係する湖岸長を 142.5 km、沿岸帯と連続する洪積砂礫層の層厚を 12 m、その透水係数を 0.00498 m/sec、平均勾配を 0.213% として計算し、流入量を $18.14 \text{ m}^3/\text{sec}$ (年間 5.72 億 m^3) と求めている。

1972年には琵琶湖総合開発特別措置法が公布され、調査は量・質ともに向上したが、公表された成果は必ずしも多くはない。関係機関の好意により入手し得た資料として「琵琶湖周辺地下水位低下影響解析図集」(水資源開発公団 1973)、「滋賀県水理地質図」(近畿農政局 1979)など、湖岸域の水理地質断面図を豊富に集録しているものがある。

(4) 化学成分または同位体の量的平衡、およびトレーサーによる方法

湖水と流入河川水の水質がほぼ同じであり、

流入する地下水の水質がそれらと著しい相違をもっている場合に限り、化学成分は有効に用いられる。その成分は、沈澱もしくは吸着、生物体へのとり込みなどによって、濃度変化が起こらないものでなければならぬ。このような点から、化学成分よりも同位体が用いられることが多い。MATSUO *et al.* (1979) は芦の湖において、流域の降水や地下水の水素・酸素の安定同位体比と Cl 濃度の測定結果により、湖水の収支を計算している。湖水の42%が降水により、58%が地下水により供給されているとしている。一方、佐藤(1983)は中禅寺湖において、環境トリチウムをトレーサーとする研究をおこない、湖からの地下水流出量が全流出量の79%にあたるとしている。

(5) 湖底から漏出^注する地下水量の直接測定

この方法は、LEE (1972, 1977) および LEE *et al.* (1978) による Seepage meter 法(漏出計法)が最初の試みであろう。近年、海外では同法による研究が盛んにおこなわれるようになり、その有効性が確かめられつつある(JOHN *et al.* 1977, FELLOWS *et al.* 1980, BROCK *et al.* 1982)。筆者らの琵琶湖における研究は、この方法を採用して実施された。

注) 本稿では seepage を漏出と訳した。seepage とは、水体からの漏水や地中からのしみ出し、すなわち漏出をいう(科学技術庁資源調査所編著、1975: 水文用語集。水利科学研究所、199p.)。Seepage meter は、上述の LEE の提案以前には、もっぱら素掘りの水路又は貯水池から地中へのしみ出し量の測定に用いられていた(NELSON, A, *et al.* 1973: Dictionary of Water and Water Engineering. London Butterworths. 271p.)。

第1図 琵琶湖の水収支

(A) は FUJINO (1980), (B) は川端 (1982) による。

III. 琵琶湖における研究の方針

湖水の富栄養化対策といえば、表流水による流入負荷量の削減が主たるものとなっている。本研究は、富栄養化に関わる地下水の役割をみようとするものであり、可能ならば地下水による窒素 (N)・リン (P) の負荷量を推定するという、極めて現実的な目標が設定されていた。前章で概観した方法のうち、(1)～(4)は地下水の流入量を求めるという水文学的課題を追求し得ても、負荷量は流量と濃度の積であるから、両者を同時に求める方法とはなり難い。

琵琶湖より以上に富栄養化が進行している霞ヶ浦では、村岡ら(1981)により水理計算によって求めた地下水流入量と、湖岸の井戸試水についての N・P 濃度の平均値により、地下水による流入負荷量が計算されている。この研究は極めて詳細にわたるものであるが、文部省の科学研究費の枠では到底実施し得るものではなく、負荷量の計算法にも問題があると考えられる。LEE *et al.* (1978)によれば、漏出計は1点あたり25ドルで製作し得るとのべられており、この点は他の方法に比べて魅力的である。琵琶湖の研究ではこれを採用することとし、メータの試作と観測法の検討から出発することとした。霞ヶ浦の研究とこの方法を比較すると、第2図のように模式的に表現することができる。

霞ヶ浦の研究では、湖岸の地下水の N・P 成分がそのままの形態および濃度で湖底から湖へ流入する地下水に含まれるかどうか疑問がある。村岡ら(1981)の報告においても、地下水が湖底堆積物を通過する際の物質変化率(第2図の(A)の α)、例えば脱窒作用や吸着現象を考慮する必要をあげているが、 $\alpha=1$ として計算している。琵琶湖の研究では、漏出計による地下水流入量の測定と併行して、これに補集された試水の分析をおこなうこととした。この方法によれば、地点ごとに負荷量が容易にかつ精度よく計算できると期待されるが、次のような問題も残されていると考えられる。

(a) 水理学的計算では、ある領域について平均的な地下水流入量が求め得るのに対して、漏出計は点的な測値を得るに止まる。漏出計による実測と併行して、沿岸部における湖底面近傍の地下水流動の性質を理解しておかなければ、点的な数値の集積に終るおそれがある。この点に関しては、まず MCBRIDE *et al.* (1975)によって理論と実測によって、ついで FELLOWS *et al.* (1980)によっていくつかの湖で実験的に、さらに福尾(1984)によって理論的に、それぞれ研究が進められている。

(b) 漏出計の試水は、徐々に補集されるものであるから、採水にある程度の時間を要する。底質がシルト

第2図 地下水による湖への栄養塩類の負荷量の算出方法

(A) 霞ヶ浦のケース

負荷量(湖岸単位長当り) = $Q \times C \times \alpha$

Q: 地下水流量, k: 透水係数, I: 動水勾配, d: 透水性の地層の厚さ, C: N・P の濃度(湖岸域の地下水の平均値), α : 湖盆を通過する際の C の変化率。

(B) びわ湖のケース

負荷量(湖底単位面積当り) = $Sf \times C'$

SM: Seepage meter, Sf: Seepage flux, C': N・P の濃度(湖底の地下水について)。

(A) の α は, (B) における C'/C に相当するであろう。

～泥質の箇所では採取までに数時間を要することがあり、試水が還元状態であることによって変質が起こりやすい。栄養塩類、特に P を定量する場合、2価鉄の水酸化鉄(III)への酸化に伴う共沈により低濃度化するであろう。BROCK *et al.* (1982) はこれを回避するため、透膜法または吸引法(後述)により採取した試水によって、栄養塩類の濃度を測定している。本研究においても、第2図の(B)に示したように、漏出計の近傍に採水用のパイプを埋設し両者の

第3図 漏出計（ドラム缶型）横断面図および設置状況図

試水についての水質の比較をおこなうことにした。

IV. 地下水流入量の直接測定

琵琶湖では、湖底に湧壺と称される凹地が存在すること（小谷 1958）、北湖北端の湖底温度分布に異常が認められること（桂ら 1982）などから、地下水が湖底から湧出していることが指摘されている。しかしながら、その量については有効な測定法が確立されていないためか、川端（1982）による湧水量測定装置による調査の他には、地下水流入量が実測された例はない。

1. 漏出量の観測法

漏出計の作製法は、LEE（1978）に詳しく述べられている。本研究では概ねこれに準拠し、第3図に示すように、ドラム缶を輪切りしたものと、厚さ2mmの鉄板で作った升型の角槽を試作した。角槽には各側面に1辺15cmのL型の鉄板（湖底面側には多数の小穴を開けている）を脱着できるようにした。これは予備調査で、底質が軟弱な所では漏出計が底泥中に自然沈下・埋没したため、それを防止するためである。また、漏出計を放置している間に、缶内にかなり多量のガスが溜ることがあるので、そのガス抜き用の吐出口を2カ所作った。

この漏出計を各地点の水深1.5m 前後（モデ

第4図 漏出量観測地点

●：巡回観測点，■：モデル観測地区

第1表 琵琶湖沿岸帯の漏出量観測結果

Station Number	Seepage Flow Rate ($l/m^2 \cdot day$)			Number of Measurements
	Average	Maximum	Minimum	
1	4.2	11.3	2.0	4
2	0.4	6.9	0.3	4
3	1.7	4.3	1.0	4
4	58.5	183.0	8.4	32
5	270.0	459.0	56.8	9
6	115.0	134.0	79.4	4
7	112.0	154.0	82.7	3
8	38.0	73.2	16.4	4
9	45.8	67.3	16.7	4
10	71.2	109.0	35.1	4
11	45.8	76.6	10.7	4
12	14.7	23.3	5.2	4
13	8.6	27.6	6.8	4
14	3.5	3.6	2.9	4
15	45.8	58.2	12.3	4
16	65.6	88.9	17.2	4
17	80.3	113.0	30.2	4
18	63.9	79.1	20.0	4
19	15.5	20.7	4.8	3
20	11.2	28.6	5.9	4
21	117.0	199.0	34.4	4
22	15.2	28.8	6.4	4
23	17.0	23.0	13.0	4
24	22.0	34.5	13.1	4
25	60.7	70.4	42.5	4
26	36.6	51.8	27.8	4
27	80.0	147.0	56.3	4
28	43.8	50.1	36.2	4
29	37.7	55.4	21.9	4
30	57.2	86.7	40.0	4
31	91.0	137.0	45.6	3
32	110.0	150.0	65.6	4
33	6.5	13.8	3.5	4
34	30.2	52.7	16.6	4

ル地区では最大13m 深)の湖底に約10cm 埋め込み、鉄棒($\phi=1\text{ cm}$)で固定した。その後、缶内に残溜した湖水が地下水とほぼ入れ替ったと考えられる期間放置した。この間、吐出口からのゴミや底棲動物の浸入を防ぐため、網目の袋を巻き付けたゴム栓付プラスチック管を吐出口に挿入した。漏出計の放置期間は1日~1カ月とした。これは、湖底面を覆った缶内容積が約18 l であるのに対し、地下水漏出量が、多い所で、300~500 $l/m^2 \text{ day}$ 、少ない所で、2~3 $l/m^2 \text{ day}$ であったこと、また、この間に漏出計から吐出する水の電気伝導度に変化し、漏出計設置直後の湖水の値との間に明瞭な差が認められたことによる。

漏出量は湖底に設置された漏出計に採水袋を取り付け、1～24時間（通常1時間）が経過した後、その袋を取り外し袋内に溜った水の体積をメスシリンダーで測定する。その量を、漏出計が湖底面に履う面積と経過時間で除して求めた。なお、漏出計の設置法や採水袋の取り付けは全て潜水作用で行なわれた（小林 1983）。

2. 観測地点およびその周辺の土質・地質・地下水の性状の概要

観測地点はその地域の土質・水理地質構造などが明らかにされていること、および、降水や土地利用状況などの自然・人為的要因に関する情報が得られる地域であることを考慮し、琵琶湖の周囲に34地点を定めた（第4図）。この中で5地点をモデル地区とし、離岸距離に伴う漏出量分布、およびその季節変化を調べた。

琵琶湖周辺の地質、土質、地下水の性状はⅡの（4）にあげた資料、ならびに高谷ら（1964）に詳述されている。それによると、観測地点の地層は琵琶湖北端の一部（St. 20, 21）を除くと沖積層である。沖積層の分布域は、湖西岸では全般に狭く、湖東岸では湖岸から5～20kmに及んでおり広い。土質は砂・シルトを主成分とする地域が多いが、湖西岸の安曇川デルタと湖東岸一帯には粘土・シルト層が広範囲に分布している。

地形勾配および動水勾配は、湖東岸一帯では緩やかであるが（例えば、愛知川下流：1/800）、湖西岸の扇状地や山地が湖岸に接する地域では急である（例えば、大谷川下流：1/80）。湖西地域の St. 5 付近では、深度15～20mの自噴井戸がみられる。

次に、各観測地点の湖底堆積物は全般に砂・シルト質であるが、湖西岸の St. 1～4, St. 11～14, St. 18～20は細砂、シルト質、St. 5～10, St. 15～17, St. 21が巨礫を含む砂礫質である。湖東岸は細砂、シルト質の所が多いが、St. 22, 23はシルト質の砂、St. 33がスクモ粘土と呼ばれる腐植質の多い粘土であって、他の地点に比べ粘質土が優勢な地域となっている。全体的にみると南湖一帯が透水性の悪い土質である。

3. 観測結果

（1）漏出量の地域分布

各観測地点の漏出量の統計値を第1表に、平均漏出量の地域分布を第5図に示す。

第1表および第5図から、漏出量は湖西岸地域の比良山東麓一帯（St. 5～10）、北湖北端（St. 21）および知内川河口周辺（St. 18）で多く、観測期間中の最大値は松の浦浜（St. 5）の $459\text{ l/m}^2\cdot\text{day}$ であった。しかし、南湖および安曇川デルタ地域は全般に少なく、St. 2では $0.3\text{ l/m}^2\cdot\text{day}$ と全測点中で最も少なかった。最大値と最小値の比は約1500と大きく、漏出量の地域差が著しく大きいことを示している。

また、モデル地区（St. 4）で行った漏出量の局地分布調査結果は第2表のようであった。

第5図 琵琶湖沿岸帯の漏出量地域分布

第2表 湖西岸和速浜の狭い範囲内の漏出量観測結果

Seepage meter No	SM1	SM2	SM3	SM4	SM5	SM6	
Distance from shore (m)	5	5	5	50	50	50	
Seepage rate	Average	101.0	58.5	51.8	38.5	43.3	47.2
(l/m²·day)	Maximum	215.0	183.0	162.0	67.4	118.0	75.2
	Minimum	21.1	8.4	6.2	10.4	7.9	15.5
Number of measurements	22	32	20	5	21	9	

この観測では漏出計を湖岸に平行し、汀線近くに3個、50m 沖合に3個、それぞれ50m 間隔に設置し狭い範囲内 ($50 \times 100m$) での漏出量分布の特徴を調べた。

漏出量は第2表のように、汀線近くの SM1~2 と SM3 の間では約2倍の差があったが、沖合ではほとんど差がなかった。このような局地性は湖岸付近の地質構造の違いを反映していると考えられる。

一方、湖東岸一帯は旧野洲川 (St. 32)・日野川 (St. 31)・犬上川 (St. 27) 河口周辺部で約 $100l/m^2 \cdot day$ と多く、その他の地点は $10 \sim 60l/m^2 \cdot day$ の範囲内にあり少なかった。観測期間中の最大値は $150l/m^2 \cdot day$ (St. 32)、最小値は $3.5l/m^2 \cdot day$ (St. 33) で、その比は約40と湖西岸に比べ極めて小さく、この一帯の漏出量の地域差が小さいことを示している。

■ 以上のように漏出量は広域的にも局地的にも大きく変化することが明らかになった。この地域差は主に地形勾配 (又は動水勾配) と湖底堆積物の性状に関係していると考えられる。すなわち、漏出量は地形勾配が急で、底質が砂礫質の粗い土質で構成されている地域 (特に、比良山東麓一帯) で多く、湖東岸一帯、安曇川デルタ周辺部および南湖周辺部のように緩傾斜地形で、しかも底質が粘土・シルト質地域で少なかった。その他、漏出量が多かった St. 5・6地点と同地域の大谷川河口部で夏期に約 $6.4l/m^2 \cdot day$ という小

さな値が得られた。この地点の湖底表面付近はマサ土を主体とする粗い土質であったが、湖底面下約30~50cm 深には粘質土 (シルト・粘土) 層が存在していた。このことは、地形勾配や湖底表面の土質が同じでも、湖底下の地質構造が、漏出量に強く影響することを示している。

(2) 湖岸に直交する横断線上の漏出量分布

この観測では第4図中■印で示した5地点で、湖岸に直交する観測定線 (最大離岸距離 220m、最大水深13m) を定め、10~20m 間隔に漏出計を設置した。漏出計設置点の深度を測定した後、その地点に直径3cm のアクリルパイプを打ち込み、湖底表土のコア (長さ30~40cm) を採取した。

結果の一例として、1984年8月13日の湖西岸和速浜 (St. 4) と1984年9月

第6図 和速浜 (St. 4) の湖岸に直交する観測定線上の漏出計位置図と漏出量分布

16日の湖東岸志那地区 (St. 33) の漏出量 (Seepage flux で示す) 分布, 漏出計設置点 および湖底表層土質の性状図を第6, 7図に示す。なお, 漏出速度 $1 \mu\text{m}/\text{sec}$ は $86.4/\text{m}^2 \cdot \text{day}$ の漏出量にあたる。志那地区については漏出量を対数軸で示してある。

a) 志賀町和辻浜

この地区の湖底表層土質は汀線から約15m 沖までが礫・砂で, その沖合は砂 (細砂) でほぼ均質であった。また, 湖底面下80~100cm 深にシルト質の砂層が互層していた。

漏出量は汀線から10~20m 沖で最大となった後急減し, 40m 沖からはほぼ一定に推移する, 指数曲線に近い分布型を示した。

そこで, 漏出量の対数と離岸距離の相関を調べ回帰直線を求めた。結果は第3表のようであり, 両者の間に密接な相関があることがわかる。このような関係は萩の浜 (St. 11) でも認められた (第3表)。

(b) 草津市志那地区

第8図は既往の資料 (水資源公団 1973) に湖底堆積物コアの観察結果を加えて作成した湖岸周辺部の地質断面図である。これによると, 湖岸部に局部的に砂質の表土層が存在するが, 広範囲にみると, 地表面とその数m 下部に厚層がそれぞれ1~2m と数m の粘土層が存在し, 両者の間に砂層を挟んでいる。この砂層は約5km 内陸部から湖底まで連続しており, 被圧帯水層となっている。上位の粘土層は湖岸から沖合に向かって厚さがゆるやかに減少し, 約130m 沖で消滅しているので (第7図), それより沖合では被圧帯水層が湖底に開口していることになる。

漏出量は湖岸から約100m 沖合までは少なく, しかも離岸距離にともなう変化も小さい。しかし, 粘土

第7図 志那 (St. 33) の湖岸に直交する観測定線上の漏出計位置図と漏出量分布

第3表 湖西岸和辻浜および藁園浜の漏出量の対数値と離岸距離の相関関係

Regression coefficient, slope and intercept calculated for the equation: $\ln(\text{seepage flux})$ vs distance from shore				
Date (St. No)	Regression coefficient	Slope	Intercept	Number of measurements
14/08/84 (St. 4)	-0.817	-0.013	4.883	12
4/09/85 (St. 4)	-0.925	-0.067	5.293	4
28/07/87 (St. 4)	-0.736	-0.017	4.920	6
24/08/84 (St. 11)	-0.920	-0.014	5.790	9

第8図 志那町周辺および沿岸部の地質断面図
(琵琶湖周辺地下水位低下影響解析図—水資源
開発公団, 1973—を改写したものの一部加筆)

第9図 松の浦 (St. 5) の漏出量, 降水量, 湖水位の季節変化

ある。St. 33では、離岸距離がことなる3点 (SM. 7, 11, 12) について、1984年7月から1985年末までの結果を示した。St. 5では漏出量が3倍にもおよぶ周期的な変化を示しているが、St. 33では被圧帯水層が湖底に開口している SM. 12においてのみ大幅な変化が認められ、他の2点ではほとんど変化していない。

一般に多雨期には湖岸の地下水位が上昇し、それにとまって湖底の漏出地下水量が多くなると予想される。しかしながら、St. 5では降水量と漏出量とは対応した変化を示さず、漏出量は湖水位の低下にとまって増大する傾向が認められた。このような変化は、主に漏出計設置点の離岸距離が湖水位の昇降とともに変化することに起因していると考えられる。さきに、SM 2の離岸距離は約10m とのべたが、これは

層が存在しなくなる No. 11, 12 地点で最大値を示し、それより沖合に向っては減少している。

底質がことなる a), b) 2地区の観測結果は、次のような意義をもっている。第1に、粘土層が分布する地点においても、ほぼ $0.1 \mu\text{m}/\text{sec}$ の漏出速度が記録されていることである。この値は、 $5 \text{ l}/\text{m}^2 \cdot \text{day}$ 以上の地下水水漏出量となり、層厚にもよるが被圧帯水層上面の粘土層からも有意な量の地下水が漏出することを示している。琵琶湖の底質は、全湖底面積の85%近くが泥または砂泥で構成されている (湖沼図による)。その面積は広大となるので、粘土層からの漏出量はわずかでも、地下水流入量はかなり多量になると推測

される。第2は、砂質層が分布する地点または被圧帯水層が湖底面に開口する地点に関する漏出量分布である。後者については、緩傾斜湖底面をもつ被圧帯水層における地下水利の解析結果 (福尾1982) とほぼ一致していた。この点は、湖底において地下水が漏出している範囲を推測する上で、有効な手がかりを与える。

(3) 漏出量の季節変化

前項でとりあげた2地区 (St. 5, 33) における観測結果を第9, 10図に示した。図中の降水量および湖水位は、それぞれ彦根気象台北小松雨量観測所と建設省鳥井川水位観測所のデータを使用した。

St. 5では、離岸距離約10m の SM 2 について、1983年6月から1984年末までの観測結果を示して

平水時の距離であり、低水時にはそれが3～4 m にもなり、水深も平水時の1.5m から30～50 cm まで減少する。このような変化が前項の a) で示した結果、すなわち離岸距離が小さい地点ほど漏出量が多くなるという傾向と対応しているものと解釈される。ネバダの Lake Mead においても、同様の傾向が観測されている (WOESSNER, *et al* 1984)。

St. 33の No. 12においても、湖水位の低下期に漏出量の増大が起きているが、St. 5のように増大した値が持続していない。その原因はよくわからないが、St. 33では後背地の地形勾配、湖底面の勾配が St. 5より小であり、またこの地区の浅層地下水の水位変動幅が小さいことなどが関係していると考えられる。

琵琶湖の湖水位は人為的に操作されているので、降水量と漏出量の関係を見出すことは極めてむずかしい。

第10図 志那町観測定線上の3地点の漏出量季節変化および降水量、湖水位の季節変化
(図中の番号は第7図の漏出計位置図参照)

V. 地下水流入量の推定

前章でのべた観測結果にもとづいて、湖周全域からの地下水流入量の計算をおこなった。このような計算は、離岸距離と漏出量との間に第3表のような関係があれば精度よく行えようが、琵琶湖においては34測点中そのような関係が得られたのは少数例に止まっている。

各観測地点の平均漏出速度を f_i 、漏出面積を S_i とすると、琵琶湖の湖底面から漏出する地下水量 Q (地下水流入量) は次式で求まる。

$$Q = \sum (f_i \cdot S_i)$$

そこで、平均漏出速度と漏出面積を次のように推定した。なお、漏出速度は漏出量より換算した。

(1) 平均漏出速度

平均漏出速度の推定に当っては、各観測地点での離岸距離にともなう漏出速度変化とその季節変化を検討する必要がある。

離岸距離にともなう漏出量分布を調査した地点は5地点で、他の観測地点では1個所(代表点)であるので、1個所の観測値の代表性を検討する必要がある。5地点の結果では、それぞれ代表点の漏出量が観測定線上全体の平均漏出量より大きい地点は St. 4, 5で小さい所は St. 11, 13, 33であった。そこで、代表点の値から平均値を求めるための補正係数 (α_i) を考えた(第4表)。

他の地点については、湖底地形・土質が5地点のいずれかと類似すれば、その地点の漏出量分布もその地点とほぼ同様の傾向を示すと予想される。そこで、各地点の水理地質構造を5地点と対照し、それぞれの地点に妥当と考えられる α_i を決め、それと代表値との積を求め、平均漏出速度を推定した。

また、前章の3-(3)で述べたように、漏出量は季節変化を示す地点と示さない地点があった。代表点の平均漏出速度(又は漏出量)は5カ月(6～10月)の平均値であるので、この値を年平均漏出速度とする

第4表 巡回観測点(代表点)の漏出量と観測定線上の平均漏出量の比較

Site of observation (St. No)	A* ($l/m^2 \cdot day$)	B** ($l/m^2 \cdot day$)	Coefficient of correction (α_1)
Wani beach (St. 4)	116	82	0.77
Matsunoura (St. 5)	660	265	0.40
Haginohama (St. 11)	155	131	1.18
Warazono (St. 13)		259	1.08
Shina (St. 33)	12	16	1.33

A* Seepage rate at the specific site

B** Average of seepage rate along the transect perpendicular to the shore

第5表 年平均漏出量と5カ月(6~10月)
平均漏出量の比較

Site of observation (St. No)	A* ($l/m^2 \cdot$ day)	B** ($l/m^2 \cdot$ day)	Coefficient of correction (α_2)
Wani beach (St. 4)	141	87.3	1.6
Matsunoura (St. 5)	325	221.0	1.5

A* Yearly mean of seepage rate

B** Average of seepage rate during from
June to October

ことはできない。そこで、季節変化が予想される地点に対しては、年平均漏出速度と5カ月平均漏出速度を比較し、その関係から、補正係数 α_2 を考えた(第5表)。

和辻浜と松の浦浜の年平均値はいずれも5カ月平均値より大きく、その比(α_2)は両地点ともほぼ1.5であった。したがって、その値を5カ月平均値にかけて年平均漏出速度を推定した。

(2) 漏出面積

漏出面積の見積りにあたり、湖岸長と離岸距離を次のように検討した。

各観測地点ごとの湖岸長は10万分の1地形図により計測した。次に、離岸距離については漏出量が0となる位置が確認されていないので、地下水の漏出限界がわからない。そこで、まず、実測結果から湖底面勾配が急な湖西岸比良山東麓一帯では湖岸から50~100mの範囲(水深約10m)、緩傾斜地域では100~200m(水深3m前後)の範囲を沿岸帯とした。また、沿岸帯からさらに100m沖まで地下水漏出がみこまれるとし、湖岸から100~300m沖までを沿岸帯周辺部とした。漏出面積は、沿岸帯が26.6km²、沿岸帯周辺部が47.34km²となり、これらは琵琶湖の面積680km²に対してそれぞれ約4%、7%に相当する。

(3) 年間地下水流入量

各観測点地区の湖岸長、漏出量がゼロになると推定される離岸距離、漏出面積、5カ月平均漏出量、補正係数ならびにこれらによって求められた地区別地下水流入量を第6表に示した。

湖西岸のとくに比良山東麓一帯(St. 4~11)では、平均漏出量は大きい漏出面積が小さいので、両者の積である地下水流入量は必ずしも大きくなっていない。これに反して湖東岸では、大きな漏出量は観測されていないが、St. 24~32にみられるように漏出面積が大きく求められているので、地下水流入量としては大きな値となる。

湖周全体の年間地下水流入量推定値は、沿岸帯で0.71km³/年(7.1億トン/年)、沿岸帯周辺部で1.14km³/年(11.4億トン/年)となった。これらの値は、FUJINO(1980)による水収支からの年間地下水流入量の推定値(10億トン)にほぼ近く、また、川端(1981)による河川・地下水の年間総流入量の推定値(45億トン)に対して、16~25%に相当する。湖への地下水流入量に関する従来の文献(例えば、LEE 1978; WOESSNER, *et al* 1985)によると、ほとんどの地下水は沿岸帯およびその周辺部で漏出している

第6表 琵琶湖周囲からの地下水流入量計算結果

St. No.	Length of shore line (km)	Distance from shore (km)		Seepage area (km ²)		Average of seepage rate ($l/m^2/day$)	Coefficient of correction		Groundwater discharge ($\times 10^6$ km ³ /day)	
		L*	AL**	L*	AL**		α_1	α_2	L*	AL**
St. 1	11.30	0.1	0.2	1.13	2.26	4.2	1.3	1.5	9.25	18.5
St. 2	8.69	0.1	0.2	0.87	1.74	0.4	1.3	1.5	0.68	1.36
St. 3	2.67	0.1	0.3	0.27	0.80	1.7	1.3	1.5	0.90	2.66
St. 4	8.14	0.1	0.2	0.81	1.63	141	0.7	1.5	120	241
St. 5	3.46	0.05	0.1	0.17	0.35	325	0.4	1.5	33.2	68.3
St. 6	3.07	0.05	0.1	0.15	0.31	115	0.4	1.5	10.4	21.4
St. 7	3.19	0.05	0.1	0.16	0.32	112	0.4	1.5	10.8	21.5
St. 8	3.18	0.1	0.2	0.32	0.64	38.0	0.7	1.5	12.8	25.5
St. 9	1.66	0.1	0.2	0.17	0.33	45.8	0.7	1.5	8.2	15.9
St. 10	2.54	0.1	0.2	0.25	0.51	71.2	0.7	1.5	18.7	38.1
St. 11	5.31	0.1	0.2	0.53	1.06	45.8	1.2	1.5	43.7	87.3
St. 12	4.59	0.1	0.3	0.46	1.38	14.7	1.2	1.5	12.2	36.6
St. 13	2.02	0.12	0.3	0.24	0.61	8.6	1.1	1.5	3.4	8.5
St. 14	3.93	0.1	0.3	0.39	1.18	3.5	1.1	1.5	2.3	6.8
St. 15	4.59	0.1	0.2	0.46	0.92	45.8	0.7	1.5	22.1	44.3
St. 16	3.34	0.1	0.2	0.33	0.67	65.6	0.7	1.5	22.7	46.2
St. 17	2.31	0.1	0.2	0.23	0.46	80.3	0.4	1.5	11.1	22.2
St. 18	4.95	0.1	0.2	0.50	0.99	63.9	0.7	1.5	33.6	66.4
St. 19	14.5	0.05	0.1	0.73	1.45	15.5	0.7	1.5	11.9	23.6
St. 20	12.5	0.05	0.1	0.63	1.25	11.2	0.7	1.5	7.4	14.8
St. 21	8.54	0.05	0.1	0.43	0.85	117.0	0.4	1.5	30.2	59.7
St. 22	3.70	0.2	0.3	0.74	1.11	15.2	1.3	1.5	21.9	32.9
St. 23	4.07	0.2	0.3	0.81	1.22	17.0	1.3	1.5	26.9	40.5
St. 24	5.80	0.2	0.3	1.16	1.74	22.0	1.2	1.5	45.9	68.9
St. 25	6.54	0.2	0.3	1.31	1.96	60.7	1.3	1.5	155	232.1
St. 26	6.25	0.2	0.3	1.25	1.88	36.6	1.3	1.5	89.3	134.2
St. 27	4.87	0.2	0.3	0.97	1.46	80.0	0.7	1.5	81.5	122.6
St. 28	4.53	0.2	0.3	0.91	1.36	43.8	1.3	1.5	77.7	116
St. 29	5.85	0.2	0.3	1.17	1.76	37.7	1.2	1.5	79.4	120
St. 30	10.8	0.2	0.3	2.16	3.24	57.2	0.7	1.5	130	195
St. 31	6.56	0.2	0.3	1.31	1.97	91.0	1.3	1.5	233	350
St. 32	10.2	0.2	0.3	2.04	3.06	110.0	1.2	1.5	404	606
St. 33	11.7	0.2	0.3	2.34	3.51	6.5	1.3	1.5	29.7	44.6
St. 34	11.2	0.2	0.3	2.24	3.36	30.2	1.3	1.5	132	198
Total	206.6			26.62	47.34				1,931.8	3,131.4

L* and AL** mean the littoral zone and the region as far as 50 or 100 m off from the littoral zone respectively.

と考えている。今回の推定値もそれらを参考として求めたものであるが、沿岸帯は地下水の漏出限界の離岸距離を小さく見積っているように思われる。したがって、沿岸帯周辺部とした推定値11.4億トン／年が湖周全域の漏出地下水量に近い値であると考えられる。

VI. 漏出地下水の水質

漏出計の吐出口を開放した状態で長時間放置すれば、缶内の水は漏出地下水と完全に交換しているであろう。漏出量測定時に採水袋を装着し、1～数時間後に水量の測定とともに、分析用試水を採取した。これまでにあげた34測点（第4図）について、この方法により採水した。

(1) 水質分析の方法

漏出地下水および次章で述べる湖底の地下水には多量の2価鉄を含むものがあるので、試水の保存と分析には特別な配慮を要する。採水直後に次の手順で測定と処理をおこなった。

- ① 水温と電導度を測定する
- ② pH メーターで pH を測定し、引き続いてアルカリ度の滴定をおこなう。終点の pH を4.8とし、この値を HCO_3^- の濃度とする。
- ③ 滴定終了後、pH がおよそ2になるまで HCl を添加して保存し、2価鉄・ $\text{NH}_4\text{-N}$ $\text{PO}_4\text{-P}$ の定量に供する。
- ④ 試水50ml に1% HgCl_2 溶液を0.2ml 添加して保存し、 $\text{NO}_2\text{-N}$ ・ $\text{NO}_3\text{-N}$ の定量用とする。
- ⑤ 以上の他に、試水約100ml をそのまま保存し、Cl・ SO_4 ・Na・K・Ca・Mg・ SiO_2 などの定量をおこなう。

第11図 湖東地域の漏出地下水の水質

図形の右上の数字は第4図の St. No. であり、() 内は採水月日（1984年）を示す。

水質分析に必要な試水の量は、約250ml もあれば充分である。湖底下の試水の採取法は次章で述べるが、吸引法による場合は採取量を最少限に止めることが望ましいので、分析に必要な試水量をできるだけ少なくするようにした。陰イオンの定量には、イオンクロマトグラフの採用により試水量を少なくすることができたが、陽イオンの定量は炎光・原子吸光度法によったので、試水量を少なくすることには限度があった。

(2) 漏出地下水の水質……主要成分について

1984年の夏季から冬季にかけて、全測点の漏出計について採水をおこなった。湖東地域の水質の分析結果を、パターンダイヤグラムによる水質組成の図式表現法によって第11図に示した。採水・分析は2回以上とし、4回にわたるものがある。湖東地域をとりあげた理由は、この地域の漏出地下水の水質が湖西地域に比べて、全般的に溶存成分が高いことによる。この図によって、次のような性質が読みとられる。

- ① 水質組成は、全般的に Ca-HCO_3 型を示している。
- ② 測点ごとに、また同一測点でも採水時期によって、水質が大幅に変化する。とくに St. 24, 28 などでは経時変化が大きい。

③ 図の右下方に湖水の水質を示した。漏出地下水には、例えば St. 23, 30 などのように、主要成分の組成と SiO_2 濃度からみて、湖水に極めて近い水質をもつものが採取されることがある。このような水質は、湖西地域にも点在する。琵琶湖の湖水の SiO_2 濃度は表層水では $1 \sim 2 \text{ mg/l}$ となっている。

(3) 漏出地下水の水質の吟味

漏出計によって流量と濃度を同時に計測し、負荷量を求めようとする本研究において、前項の③について吟味しておく必要がある。すべての漏出計が常に、湖底漏出する地下水を補集しているかどうかという疑問を抱かせるからである。この問題に関わるいくつかの観測結果をあげる。

(a) アルカリ度と Cl, SiO_2 濃度の頻度分布

水質資料を豊富に集めて、各成分濃度の頻度分布をみると、多くの成分は対数正規分布をすることが認められている。湖岸全域の漏出地下水について、標題の3成分濃度の頻度分布図を作り第12図にあげた。この図の横軸（濃度軸）は、対数等間隔に目盛っている。アルカリ度と Cl 濃度はおよそ正規分布を示し、湖東地域は湖西地域よりも高濃度のものが多いことがわかる。

SiO_2 濃度には bimodal な分布がみられ、漏出地下水のその濃度形成には、複雑な要因が関与していることを示している。堀ら (1969) は、琵琶湖における湖水中の溶存ケイ酸の非溶存化について、コロイド化、共同沈澱、底泥との接触などの影響についての研究をおこなっている。その結果、非溶存化の主要な因子として、底泥との反応が考えられるとしているが、濃度の低下率は最大で27%に止まって

第12図 漏出地下水のアルカリ度と塩化物イオン・ケイ酸濃度の頻度分布

いる。 SiO_2 濃度の低い漏出地下水の形成は、化学的な因子のみでは十分に説明し得ないと考えられる。

(b) 離岸距離とフッ素イオン濃度

本研究では、湖岸集落の井戸を対象として、琵琶湖周辺の浅層地下水の水質の調査もおこなっている。松の浦地区 (St. 5) の湖岸地区には、自噴井・湧水があり、それらの試水のフッ素イオン (F^-) 濃度の平均値は 0.48mg/l であって、湖水および他地区の地下水に比べて 3～4 倍になっている。大谷川から鴨川 (第 4 図参照) に至る範囲の河川は、比良花崗岩に源をもち、これら河川水の F 濃度は $0.6\sim 1.3\text{mg/l}$ となっている。

第13図は、松の浦地区における各種試水について、アルカリ度と $\text{SiO}_2 \cdot \text{F}$ 濃度をプロットしたものである。SM・No. としたのは、汀線から沖合方向に設置した漏出計の No. であって、No. 1, 13はそれぞれ汀線からの距離が約 5, 40m である。No. 3 と 4 において、 SiO_2 と F の濃度からみて湖水に等しいものが観測されている。この地区の地下水のアルカリ度は、湖水よりやや低いという特徴をもっている。No. 8 から 13 にかけて、 $\text{SiO}_2 \cdot \text{F}$ 濃度が高くアルカリ度の低い値がみられるのは湖岸の被圧地下水が活発に漏出しているものと解釈される。No. 3, 4 に異常な水質が出現するという観測結果は、図示した 1 例に止まらない。また、ラドン含量の測定値 (堀内ら 1985) をみても、No. 3, 4 では No. 1, 2 および 5～13 に比べて低い値が出ている。

(c) 湖水位の異常低下による水質変化

南湖東岸の草津市志那地区 (St. 33) の湖岸集落では、浅井戸・打込井戸の水質調査の結果、主要成分と $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{PO}_4\text{-P}$ の分析値をとりまとめると第 7 表のようになった。この地区では、湖岸より沖合約 200m までの間に 14 点の漏出計を設置し、離岸距離と漏出量との関係が検討されている (第 7, 10 図)。1984 年の

第13図 松の浦 (St. 5) における漏出地下水と湖岸地下水・湖水のケイ酸およびフッ素イオン濃度
湖岸地下水は範囲と平均値 (黒丸) を示した。SM, No. は汀線と直交する測線上に設置した漏出計の No. で No. 1, 13の離岸距離は約 5 m, 40m である。

第7表 草津市志那地区の浅層地下水の水質 (S.D.: 標準偏差, C.V.: 変動係数)

Shina-cho (1982. 9. 7-8) No. of samples...44

	NO ₃ -N	Cl	SO ₄	HCO ₃	PO ₄ -P	Na	K	Ca	Mg	SiO ₂
Range(mg/l)	0.1-48.5	3.8-109.4	3.0-92.0	4.9-193.2	0.02-4.08	3.9-81.3	1.8-35.8	6.8-102.7	0.2-8.9	10.3-71.6
Mean(mg/l)	8.23	29.98	25.09	61.67	0.922	20.67	13.59	22.71	3.44	46.62
S.D.(mg/l)	10.18	21.84	18.24	45.68	0.883	13.78	7.30	20.74	2.38	14.89
C.V.(%)	124	72.8	72.7	74.1	95.8	66.7	53.7	71.2	69.2	31.9

9月と11月に、各漏出計試水の分析をおこない、第14図に示す結果を得た。横軸の No. は、湖岸から沖合にかけての漏出計 No. であるが、第7図の No. とは一致していない。

1984年の夏から秋にかけて、琵琶湖では異常な水位低下が進行し、11月にはマイナス80cmにも達した。漏出地下水の水質は、9月は湖水的水質であるが11月には各成分ともに高濃度化し、特に湖岸に近い漏出計試水の HCO₃, Cl, SO₄ の濃度は、湖岸地下水の平均値に近くなっている。さらに SiO₂ 濃度が約10mg/l 上昇し、NO₃-N が 1~2 mg/l まで高濃度化している。湖水位の低下により、湖岸域から湖底に向う地下水流動が活発になることによって、このような現象が認められたのであろう。この現象はたまたま観測されたものであり、他の測点でこれと同様の現象は認められていない。

(d) 漏出地下水の酸素・水素同位体比

吉岡 (1986) は、北湖西岸の今津地区 (St. 15) と北湖東岸のあやめ浜 (St. 31付近) において、湖水・漏出地下水・湖底地下水などの酸素・水素の安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ ・ δD) を測定している。両地区の漏出地下水の $\delta^{18}\text{O}$ ・ δD 値には、湖水のそれらの値に近いものがあり、ピエゾメーターから採取した水と湖岸地下水は、湖水とことなった値をもつことが示されている。

(e) 漏出地下水のラドン含有量

堀内ら (1986) は、漏出地下水とともに琵琶湖に関する試水について、ラドンの定量を精力的に進めた。その結果の一部が、第8表にとりまとめられている。ラドンは地下水の形成と共に付加されるものであり、漏出地下水が湖水にくらべてラドン含量が高いことを否定するデータは一つもなかったとしている。ラドンの測定結果は、漏出計による流入量と水質の同時測定を目標としてきた筆者らにとって、極めて有力な支援データであるが、敢えて (a)~(d) の観測結果をあげておく。

(f) 湖水的漏出地下水の観測例とその解釈

第14図 草津市志那地区 (St. 33) における漏出地下水の水質の季節変化

SM, No. 1~10 は、離岸距離 20m から220m.

第8表 漏出地下水および湖水中のラドン濃度（堀内ら 1986による）

St. No. 地 名	測定回数	電気伝導度 μScm^{-1}	Rn pCi/l
A. 漏出地下水			
St. 4 SM-1 和遼浜	24	110~254	13~120
2 "	28	103~273	2~172
5 SM-1 松の浦	37	78~ 91	41~486
2	19	79~ 84	13~528
9 高島町入口	6	86~100	20~ 48
10 白髭浜	6	91~103	0.5以下~63
11 萩の浜	6	87~192	0.5以上~22
13 安曇川北(藁園)	6	88~ 96	9.8~ 16
B. 湖水			
St. 4 和遼浜	14	84~102	0.5以下~14.4
5 松の浦	19	73~ 94	52~121
7 近江舞子	2	89	38

漏出地下水は多くの場合は地下水の水質が認められるが、場所によっては、また同一場所でも時期によっては、湖水的な水質が認められることがある。これと同様の観測結果とその解釈が報告されている。

WOESSNER *et al.* (1984) はネバダ州の Lake Mead において、本研究と同じ方法による観測をおこなっている。湖水位の上昇期にマイナスの漏出量が測定され、その後漏出地下水が採取され始めた時期の水質は、湖水に近似したものであった。漏出量が多くなるとともにその水質は、湖底下 3 m および 4.3 m に取水孔をもつピエゾメーターから採取した地下水と近似したものになっていたことを示している。彼らは湖水的な漏出地下水は、湖岸貯留に由来するものと解釈しているが、琵琶湖ではマイナスの漏出量が観測されていないので、この解釈では釈然としない。

琵琶湖においても湖水的な漏出地下水は、例えば St. 23, 26, 29, 30 のように漏出量の少ない地点でみられることが多い。また (c) で述べたように、水位が異常に低下した時に地下水的な水質が観測されている測点もある。このような現象の解明は、湖底漏出の機構を理解する上で重要な課題であろう。

(4) 漏出地下水の栄養塩類濃度

漏出地下水の水質には、前節で述べたような疑問が残っているので、その N, P 成分の濃度についても慎重な見方が必要である。しかしながら、第11図からわかるように湖水的な水質を示す漏出地下水は多くはないので、漏出地下水の N, P 濃度の全体像をみることは可能であろう。

1984年の水質分析結果から、N, P 成分の測値をとりまとめ第15図に示した。漏出地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は、1 mg/l 前後のものがまれに存在するが、大部分は 0.1 mg/l の低濃度になっている。もう一つの N 成分である $\text{NH}_4\text{-N}$ は、湖岸の浅層地下水では検出されることがまれであるが、漏出地下水には 0.1 mg/l 以上の濃度で含まれ、特に湖東地域では 1 mg/l をこえるものが多い。P については、 PO_4 態のもののみを測定している。湖西地域では、0.01 mg/l 以下のものが大部分を占めているが、湖東地域には 0.01~0.1 mg/l の範囲にあるものが多い。

VII. 漏出地下水と湖底の地下水の水質の比較と N・P 成分の起源

湖水中で生起する物質循環の機構を解明するために、湖底堆積物およびその間隙水の化学分析がとりあげられることが多い。間隙水の採取には、以下のような方法が用いられている。(a) 底質のコアサンプルから、加圧法または遠心法により分離する方法。(b) 先端に取水孔を付した管を湖底に打込み、吸引法

第15図 漏出地下水の窒素 (NO_3 態と NH_4 態) とリンの濃度

により採水する方法。管から自然湧出することもある。(c) 半透膜を付した小容器を埋設する方法 (MAYER 1976, HESSLEIN 1976)。(c) の方法は、深度方向に10cm 以内の間隔で湖底下の水を採取できるという点では優れているが、採水量が少なく採水に長時間を要するという難点がある。

窒素やリンのように変質しやすい栄養塩類を取り扱う研究では、現地採取法である (b) と (c) が採用されている。本研究では、漏出計の試水とともに、(b) により採取した試水を分析した。

(1) 湖底の地下水の採取法

LEE *et al.* (1978) は seepage me-

(after Lee & Cherry, 1978)

第16図 湖底の地下水の採取方法

ter とともに第16図の左に示すような mini-piezometer の設置法をあげている。この方法にならって、次の手順で取水孔を設置した。鉄管の先端に円錐状のキャップを付して、湖底下所定の深度まで打込む。鉄管中に取水孔を設けた耐圧チューブを降下し、キャップを残して鉄管を引きあげる。取水孔としてはチューブに細孔を開けナイロンネット、ガラス繊維布などを巻き付けたもの、またはチューブの先端にエアーストーンを接続したもの、などいろいろな方法を試みた。設置後は手動の吸引ポンプにより孔内の水を排出し、底土と管との密着を促すとともに、孔内の水を清澄なものとする。この状態で少なくとも1日間放置した後、分析用試水を採取した。第16図の右に示したように、濾過瓶を接続しこれを湖水面下におけば、吸引することなく採水することができた。ただし、収水孔の位置が湖底下20cm 程度にある場合は、吸引しなければ採水できないことが多い。吸引せずに採水可能な湖底下の水は、流動し得るものであるから、間隙水というよりも湖底の地下水とみることができるであろう。

いくつかの観測孔について、水頭の測定を試みた。湖水面はたえず変動するので、それと水頭との比較は予想以上に困難であったが、湖水面に対してプラスの値が測定されることが多かった。

湖岸の数地区において、湖底下100cm まで深度別に採水し、漏出地下水および湖水と水質の比較をおこなった。その1例をあげ、ついで湖岸の浅層地下水を含めて、特に N, P 成分の挙動に注目して、水質の比較をおこなう。

(2) 和辻浜 (St. 4) における観測結果

第17図の上段には、湖水の平均値と漏出地下水の観測値を示した。図の下段には、深度別試水の観測値をプロットしてある。横軸は全成分に共通する対数濃度スケールである。この地区の底質は、細砂・シルト質である。

漏出地下水の HCO_3 , Cl の濃度は、湖底地下水のそれらの濃度と漸移的であり、湖水よりも高くなっていることが多い。 SiO_2 濃度は、湖底下 40cm 以浅において漸減し、漏出地下水はさらに低濃度化している。

N, P 成分には興味深い垂直分布が認められた。湖底下の水には、 $\text{NO}_3\text{-N}$ がほとんど検出されないことは、脱窒作用によるものとして理解することができる。湖底下の $\text{NH}_4\text{-N}$ の濃度には、著しい変化が認められるので2回の測値をプロットしてある。何れも湖底面下20~40cm で濃度が急上昇している。この部分では、 HCO_3 濃度が上昇し、 SO_4 濃度が低下している。図には示していないが、この部分では2価鉄の濃度が上昇している。以上の水質変化は、湖底面直下が還元状態にあることを示し、底質中の有機物の分解によって生じた $\text{NH}_4\text{-N}$ は、その状態で漏出地下水に供給されるものと考えられる。 $\text{PO}_4\text{-P}$ の濃度も、湖底直下で上昇している。このような濃度変化をうけて、漏出地下水ではN (NH_4 態) とPの濃度が湖水よりも高くなっているものもある。

(3) 漏出地下水と湖岸の浅層地下水との水質の比較

両者とも水質の地域差が著しいので、広範囲にわたっての比較は困難である。豊富な資料を収集している和辻浜、松の浦および志那町の3地区について、第18図を作成し代表的成分濃度の比較を試みた。浅層地下水は、湖岸集落の民家の浅井戸・打込井戸によって採取したもので、これを GW と略記する。漏出地下水・湖底地下水、湖水をそれぞれ SMW, PW (pore water), LW と略記する。以上の4者を図の縦軸に上から LW, SMW, PW, GW の順にとり、横軸は対数濃度スケールとし平均的な値を記入した。志那地区では、PW の値を欠いている。

A図においては、 SiO_2 が GW から SMW を経て LW へと低濃度化する傾向が認められる。 HCO_3 は GW から SMW にかけて、大幅な変化はないが、松の浦では高濃度化する傾向が認められる。同地区には自噴井が約10井あり、その地下水の HCO_3 濃度は湖水よりも低い(第13図参照)。

第17図 和辻浜 (St. 4) における漏出地下水および湖底の地下水の水質変化

B図はN成分の挙動を示している。 NO_3^- と NH_4^+ の濃度は、3地区ともGWからSMWにかけて交差する変化を示している。すなわちSMWでは NO_3^- が低濃度化し、 NH_4^+ が高濃度化している。 NO_3^- の低濃度化が著しいので、Nの総量としては低濃度化していることになる。 NH_4^+ の高濃度化は、湖水へのNの負荷源として注目する必要がある。

C図に示した $\text{PO}_4\text{-P}$ は、GWにその濃度が高い和辻、志那地区では、PWからSMWへと低濃度化し、LWの濃度に接近している。松の浦のGW~SMWのP濃度は、いずれもLWより低い。松の浦については、F濃度の変化を示してある。さらにF濃度の低いSMWが存在することをみたが(第13図)、平均値としてみるならば、GW、PW、SMWに大差はない。

(4) 漏出地下水への窒素とリンの供給機構

栄養塩類が底質から湖水へ供給される現象とその機構については、琵琶湖および霞ヶ浦において多くの研究例がある。

KAMIYAMA *et al.* (1977) は琵琶湖において、底土から湖水への $\text{NH}_4\text{-N}$ の溶出と拡散の機構について、くわしい研究をおこなっている。寺島ら(1982)は琵琶湖の湖底面直上の湖水中で、 $\text{NH}_4\text{-N}$ とPが高濃度化する現象を報告している。底泥から湖水へのPの溶出は、河合ら(1981)によって霞ヶ浦で詳細に検討されている。近年、HOSOMI *et al.* (1988) は、霞ヶ浦にて、表層底泥間隙水および底泥直上水中の栄養塩類濃度を測定し、その鉛直分布および季節変化を明らかにしている。

湖岸の地下水は湖に流入し、湖底面を通過し湖水中へ漏出している。漏出地下水のN・P成分は、湖岸地下水に由来するのか、あるいは、湖底面を通過する際に付加されるのかという問題は、湖水の富栄養化対策において極めて重要である。

人家が密集する湖岸集落においては、地下水のN・P濃度の平均値がそれぞれ8 mg/l ($\text{NO}_3\text{-N}$ として)、1 mg/lにも達する地区がある。Pに関しては、土の PO_4 吸着性が大きいことによって、湖岸地下水の $\text{PO}_4\text{-P}$ は湖底まで流下する過程で、ほとんど吸着除去されるであろう。したがって、漏出地下水のPは、底泥からの溶出によって付加されている可能性が大である。第17図でも、湖底面直下におけるP濃度の上昇を示している。溶出の機構は、小山(1980)の著書にくわしく述べられている。N濃度には脱窒作用の役割が大きい。湖岸地下水に含まれる $\text{NO}_3\text{-N}$ の低濃度化の程度は、地区によってかなり様相が異なる。松の浦地区では、他の2地区に比べて低下率が小さい。この地区の湖岸地下水については、アルゴン含有量の経時変化によって、10~30 m/dayの大きい流速をもつと推定されている(小笹ら 1988)。

第18図 和辻浜、松の浦、志那における湖水(LW)・漏出地下水(SMW)・湖底の地下水(PW)・湖岸の浅層地下水(GW)の水質の比較。(A): HCO_3^- と SiO_2 , (B): 窒素成分, (C): $\text{PO}_4\text{-P}$ とF

今津町南新保浜 (St. 15) では、湖岸地下水と漏出地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の平均値は、それぞれ 1.03 および 0.87mg/l と求められている (吉岡 1986)。この地区は石田川の河口部に位置し、表流水が地下水を活発に涵養していると考えられる。これら 2 地区のように、地下水流動が活発な地区では、脱窒作用による $\text{NO}_3\text{-N}$ の低濃度は著しくはない。

もう一つの N 成分である $\text{NH}_4\text{-N}$ は、底質からの付加が主たる供給源であるとする報告が多い。脱窒作用は N_2 までの還元止まり NH_3 または NH_4^+ までは還元されないと考えれば、底質以外に $\text{NH}_4\text{-N}$ の供給源を求めることはできない。一方、底泥に重窒素 (^{15}N) で標識した $\text{NO}_3\text{-N}$ を添加した実験によって、脱窒作用と同時に NH_4 および PON (懸濁性有機態窒素) の生成が確かめられている (KEENEY *et al* 1971; KOIKE *et al* 1978, BURESH *et al* 1981, 清家ら 1986)。漏出地下水中の N 成分に関しては、底質からの付加とともに、湖岸地下水に供給源をもつ可能性も大きいと考えられる。

VIII. 漏出地下水による窒素・リンの負荷量

琵琶湖における漏出地下水は、流量、水質ともに変動が大きく、その要因について解析も未だ不十分である。このような状況の下で、流量と濃度の積である負荷量を求めることは、時期尚早であると考えざるを得ないが、大胆な試算をおこなってみる。

BROCK *et al.* (1982) は、地下水流入量は漏出計法により求め、吸引法または透膜法によって採取した湖底下の水について N, P 濃度を求めて負荷量を計算している。流入量は統計的に処理した値、すなわち平均、最大、最小値を用いているが、濃度には平均値 (P, N 成分についてそれぞれ 23, 15 試料) を用いている。各成分の標準偏差には、平均値を上廻っているもの、平均値に極めて近いものがあり、この計算も大胆な試算といわざるを得ない。

本研究における負荷量の試算は、漏出計による流量と水質の同時観測値によった。漏出計の試水の性格には、VI (3) でのべたように問題点を残しているが、湖水的漏出地下水は漏水量が一般に少く、かつ N, P 成分濃度も低いので、この問題が負荷量の計算に大きく影響することはないと考えた。全湖周の 34 測点の 1984 年度の観測値によって、漏出地域別単位面積当りの負荷量を求めると第 9 表のようになった。この値に第 6 表の漏出面積を乗じて漏出地域別の年間負荷量を求め、その合計を全負荷量とした。漏出面積としては、湖岸帯を採用している。その理由は、離岸距離が大きくなると漏出量、成分濃度ともに小さくなる傾向があるからである。第 9 表には、1 測点につき 2 つの単位面積負荷量を記入しているものがある。1 測点 1 回の測定値によってこの値を求めているものは少く、1 測点に数箇の漏出計を配置したり、同一漏出計で数回の測定をおこなったりしている。著しく異なった値がみられる場合には、平均値とせず大小 2 つの代表値をあげることにした。

計算の結果は次のようになる。単位は 10^3kg/年 である。

	ケース (1)	ケース (2)
$\text{NO}_3\text{-N}$	17.1	82.9
$\text{NH}_4\text{-N}$	248.4	496.7
Total-N	265.5	579.6
$\text{PO}_4\text{-P}$	41.3	77.2

ケース (1), (2) はそれぞれ小さい代表値、大きい代表値によって求めた負荷量である。この結果によって、次のことがわかる。

① 単位面積負荷量を決めることがむずかしく、代表値のとりかたによって結果が大幅に変わる。 $\text{NO}_3\text{-N}$ の負荷量は、5 倍の幅をもつ値となった。

② N の負荷量の大部分は NH_4 態であり、全 N 量に対してケース (1) では 93.5%, ケース (2) では 85.7% を占めている。

第9表 漏出地域別単位面積負荷量 (g/m²・day)

漏出地域 St. No.	NO ₃ -N	NH ₄ -N	PO ₄ -P	漏出地域 St. No.	NO ₃ -N	NH ₄ -N	PO ₄ -P
1	0.12	16.7	0.076	23	0.61	0.97	0.04
2	0.06	0.75	0.057				0.29
4	0.57	29.1	0.31	24	0.12	9.80	0.50
	6.31	82.3	3.13			18.8	2.90
5	3.37	2.65	0.06	25	0.11	8.21	0.33
	38.9				4.02	27.0	1.28
6	0.73	30.7	5.48	26	1.28	1.46	0.33
7	0	17.9	5.84			11.3	1.10
8	0.37	5.11	1.46	27	0.11	21.2	14.0
9	0.73	2.65	3.29		2.19	45.8	32.8
10	3.65	1.83	0.73	28	0.37	1.83	0.31
11	0.37	3.10	0.21			48.2	1.83
		10.8	0.37	29	0.24	1.95	0.07
12	2.19	16.4			1.46		0.33
13	0.37	3.65	0.07	30	0.60	1.46	0.37
14	0.11	0.37	0.07	31	0.26	4.93	0.73
15	0.37	8.76	0.37		2.01	17.5	2.37
16	1.83	15.3	0	32	1.71	0.92	0.55
17	0.73	13.1	0.73			17.5	1.83
18	0.37	97.5	23.4	33	1.51	0.69	0.77
19	0.04	14.6	0.04		9.65	1.54	
20	0.11	2.56	0.37	34	0	15.9	0.55
21	0.73	27.0	6.21		11.2	22.5	
22	0.037	2.56	0.38				
	0.19	30.5	5.50				

③ Pの負荷量は、ケース(1)、(2)でNほど大きな差が出ていない。Pに関しては、St. 18と27における単位面積負荷量が異常に大きい値を示し(第9表参照)、両者の合計が全負荷量の約60%を占めている。

上の結果との比較のために、琵琶湖についてこれまでに報告されている値をあげておく。井上ら(1978)は1973年における栄養塩負荷の収支により、地下水によるN・Pの負荷量をそれぞれ1004、および96トン/年としている。KUNIMATSU *et al.* (1981)は、Pの流入量を93.1トン/年としている。

IX. あとがき

湖水と地下水との交渉に関する研究は、水文学における課題であるとともに、湖の富栄養化が深刻な問題となりつつある現状に鑑み、環境問題を扱う立場からも関心がもたれるようになった。本稿では、近畿の水がめと称される琵琶湖について、地下水による栄養塩類の負荷量の推定を目標とし、1983年以降取組んできた研究の経緯と成果を概説した。

研究の方法としては、漏出計により地下水流入量と水質を同時観測する方法を採用し、湖岸に34測点を設けて継続観測をおこなった。この方法は従来のものとなり、湖底から湖水中へ流出する地下水量を直接測定するものであるが、点的な測値を得るに止まるという弱点をもっている。底質がほぼ均一な湖で

は、離岸距離による漏出速度の変化に規則性があり、全漏出量の計算は比較的容易である。琵琶湖における全漏出量は、漏出量の局所的変化が大であり、その計算には多くの仮定を設けざるを得なかったが、年間総流入量(45億トン)の16~25%に相当すると求められた。水深が数m以上となると漏出計の設置が困難なため、地下水が漏出する離岸距離の限界を明らかにしていないが、水深の大きい沖合部においても、被圧帯水層が湖底面にあらわれている地域があるので、漏出の可能性がありその観測が必要である。

負荷量の計算は、34地区ごとに単位面積負荷量を決め、この値に漏出面積を乗じて求めるという手順によった。単位面積負荷量として、大、小2つの代表値を用いなければならない地区が多かったが、大きい代表値によって得た負荷量は、N・Pについてそれぞれ580トン/年および77トン/年であり、これまでの報告に比べてNについては約60%、Pについては約80%であった。

漏出地下水と湖底下20~100cmより採取した試水との水質の比較により、漏出地下水へのN、Pの負荷源について考察した。 $\text{PO}_4\text{-P}$ と $\text{NH}_4\text{-N}$ とは、底質から供給されている可能性が大きい³、 $\text{NH}_4\text{-N}$ のすべてを底質に由来するとみなし得るか、という点については問題がある。湖岸の浅層地下水には $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の高いものがあるが、漏出地下水では一般に低濃度化している。この変化は、湖底下への流動の過程で脱窒作用が進行することによるものであろうが、地区と時期によっては、 $\text{NO}_3\text{-N}$ が消失または低濃度化していない事例がある。Nの挙動については、さらに検討を要する課題が残されている。地下水流入量の多い湖の富栄養化を防ぐには、湖岸地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ の高濃度化と、底質への有機物の蓄積について、何らかの抑制策を講じる必要がある。

文 献

- 「琵琶湖」編集委員会(1983): 琵琶湖・その自然と社会. サンプライト出版. 京都. 271p.
- BROCK, T. D., LEE, D. R., JANES, D. and WINTER, D. (1982): Groundwater seepage as a nutrient source to drainage lake: Lake Mendota, Wisconsin. *Water Res.* **16**, 1255-1263.
- BURESH, R. J. and PATRICK, Jr. W. H. (1981): Nitrate reduction to ammonia and organic nitrogen in an estuarine sediment. *Soil Biol. Biochem.*, **13**, 279-283.
- FELLOWS, C. R. and BREZONIC, P. L. (1983): Seepage flow into Florida lakes. *Water Resources Bull.*, **16**, 635-641.
- FUJINO, Y. (1980): Water budget. "An Introduction to Limnology of Lake Biwa" (ed. Mori, S.), 19-26, Kyoto.
- HESSLEIN, R. H. (1976): An in situ sampler for close interval pore water studies. *Limnol. Oceanogr.*, **21**, 912-914.
- 堀 太郎・板坂 修・三田村緒佐武(1969): びわ湖における溶存ケイ酸の減少について. 滋賀大学教育学部紀要一. 自然科学, **19**, 45-51.
- 堀内公子・村上悠紀雄(1986): ラドン定量による漏出地下水と湖岸地下水の特性について. 同上, B289-R12-2, 91-106.
- ・小林正雄・村上悠紀雄(1985): 放射化学的手法による漏出地下水の検知について. 「環境科学」研究報告集, B262-R12-2, 151-167.
- HOSOMI, M. and SUDO, R. (1987): Nutrient concentrations in the interstitial water of the sediments in Lake Kasumigaura. *Jap. J. Limnol.*, **48**, S119-S129.
- 福尾義昭(1984): 緩傾斜湖底面における被圧地下水の漏出に関する水理解析. 「環境科学」特別研究, B225-R12-2, 73-88.
- 井上頼輝・森沢真輔(1978): 人間生活と琵琶湖汚染原因物質の発生. 同上, 琵琶湖汚染の動態とその防除に関する研究, 1-10.
- JOHN, P. H. and LOCK, M. A. (1977): The spatial distribution of groundwater discharge into the littoral zone of a New Zealand lake. *J. Hydrol.*, **23**, 391-395.
- KAMIYAMA, K., OKUDA, S. and KAWAI, A. (1977): Studies on the release of ammonium nitrogen from the bottom sediments in fresh water regions. I. Generation of ammonium nitrogen in the bottom sediments in Lake Biwa. *Jap. J. Limnol.*, **38**, 62-69.
- 桂 京造・西 勝也・大井子宏和(1982): 琵琶湖における湖底温度調査. 九十九地学, **17**, 94-104.

- 川端 博 (1982) : 湖中への地下水浸透について. 「環境科学」研究報告集, B162-S704, 29-36.
- 河合崇欣・大槻 晃・相崎守弘・西川雅高 (1981) : 霞ヶ浦高入浜における 間隙水組成変動と底泥からのリンの回帰. 日本地球化学会年会講演要旨集, 180-181.
- KEENEY, D. R., CHEN, R. L. and GRAETZ, D. A. (1971) : Importance of denitrification and nitrate reduction in sediments to the nitrogen budgets of lakes. *Nature*, **233**, Sep. 3, 66-67.
- 小林正雄 (1984) : びわ湖湖底漏出地下水の直接測定による漏出量と水質について. *ハイドロロジー*, **13**, 51-59.
- KOIKE, I. and HATTORI, A. (1978) : Denitrification and ammonia formation in anaerobic coastal sediments. *Applied Environ. Microbiol.*, **35**, 278-282.
- 小谷 晶 (1958) : 湖底地形と漁場 (漁場地形の予察的研究). 地理調査所時報, No. 22, 16-21.
- 小山忠四郎 (1980) : 「生物地球化学—環境科学への基礎と応用」. 東海大学出版会, 258p.
- KUNIMATSU, T. and KITAMURA, G. (1981) : Phosphorus balance of Lake Biwa. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **21**, 539-544.
- LEE, D. R. (1972) : Septic tank nutrients in ground water entering Lake Sallie, Minnesota. M. S. Thesis, Univ. of North Dakota, 96p.
- (1977) : A device for measuring seepage flux in lake and estuaries. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 140-147.
- and CHERRY, J. A. (1978) : A field exercise on groundwater flow using seepage meter and mini-piezometers. *Jour. Geol. Education*, **27**, 6-10.
- 丸山利輔・堀野治彦・渡辺紹裕 (1986) : 野州川扇状地における地下水流動解析 (Ⅲ). 「環境科学」研究報告集, B289-R12-2, 118-127.
- MATSUO, S., KUSAKABE, M., NIWANO, M., HIRANO, T. and OKI, Y. (1979) : Water budget in the Hakone caldera using hydrogen and oxygen isotope ratios. *In Isotope Lake Studies*. IAEA, Viena, 131-144.
- MAYER, L. M. (1976) : Chemical water sampler in lakes and sediments with dialysis bag. *Limnol. Oceanogr.*, **21**, 909-912.
- MCBRIDE, M. S. and PFAMNKUCH, H. O. (1975) : The distribution of seepage within lakebeds. *Jour. Res. U. S. Geol. Survey*, **3**, 505-512.
- 村岡浩爾・細見正明 (1981) : 霞ヶ浦沿岸地下水の挙動と水質. 国立公害研究所報告, No. 20, 69-151.
- 小笹将博・鶴巻道二 (1988) : 滋賀県琵琶湖西岸の扇状地における地下水の挙動. 秋季講演会講演要旨集, 日本地下水学会, 28-31.
- 佐藤芳徳 (1983) : 中禅寺湖における湖水の混合とトリチウム収支. 地理学評論, **56**, 667-678.
- 清家 泰・近藤邦男・伊達善文・石田祐三郎 (1986) : 汽水湖・中海における 窒素代謝Ⅱ—夏季における底泥表層部での脱窒特性. 陸水学雑誌, **47**, 133-141.
- 高谷好一・西田一彦 (1964) : びわ湖東岸の地質と地下水湧出機構について. 地球科学, No. 71, 33-39.
- 寺島 彰・上田孝明 (1982) : 琵琶湖南湖盆の浚渫が水質および底生動物に及ぼす影響. 陸水学雑誌, **43**, 81-87.
- 吉岡竜馬 (1986) : 漏出地下水・湖底地下水と湖岸地下水との水質の比較. 「環境科学」研究報告集, B289-R12-2, 71-90.
- WINTER, T. G. (1976) : Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and ground water. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper*, **1001**, 45p.
- WOESSNER, W. W. and SULLIVAN, K. E. (1984) : Result of seepage meter and mini-piezometer study, Lake Mead, Nevada. *Ground Water*, **22**, 561-568.

(1988年10月21日受付, 1989年2月27日受理)