

深泥池における水・熱収支に関する研究

田崎紘平*・田中賢治・嶋村鉄也**・竹門康弘・池淵周一

*京都大学大学院工学研究科

**東南アジア研究所

要 旨

京都市の深泥池には、高層湿原の浮島が存在し、動植物の希少種が豊富であるためその生物群集全体が天然記念物に指定されている。しかし、集水域の開発による涵養水減少や富栄養化の進行が保全上の問題となっている。深泥池にとっての健全な水環境を維持するためには、現在の深泥池の水・熱循環を知るとともに集水域面積や植生様式が変化した場合の水・物質収支を予測する必要がある。そこで本研究では、深泥池の富栄養化過程を伴う植生様式の変化を航空写真の画像解析によって明らかにした上で、浮島や抽水植物の植生別面積を考慮した水・熱循環の特性を現地観測によって明らかにした。その結果、浮島の存在が水温変動を緩和する効果を有していることが明らかとなった。これは、浮島が1年を通しての浮沈運動に伴って熱容量を変化させる、という性質を有することに起因すると考えられた。また、池からの蒸発散量が植生割合の変化に伴って変化することが分かった。その結果、過去と比較して現在は、池からの蒸発散量が減少している可能性があることが示された。

キーワード: 深泥池, 浮島, 熱収支, 水収支, 植生様式

1. はじめに

深泥池(35° 03'N, 135° 50'E)は京都市北区上賀茂深泥池町に存在する。ここは、賀茂川と高野川とのほぼ中央に位置し、両河川の合流点である出町から北へ約3kmのところ、京都北山と呼ばれる山地の最南端に当たる。深泥池は東西約500m, 南北約300m, 面積約8haの池だが、氷河時代から継続的に生育・生息してきたと考えられる生物相がよく残っているため、京都付近のみならず、西日本では珍しい、学術的にも価値の高い存在である。深泥池は、暖地ではきわめて稀に見る高層湿原の浮島が残存する池としてもよく知られている。そこにはミツガシワやヒメコウホネのような寒地性植物と、イトタヌキモやノタヌキモのような暖地性植物とが混在して生育している特異性から、1927年に水生植物群落が国の天然記念物に指定され、さらにミズグモやシャープゲンゴロウモドキなどの希少動物の確認によって1988年には天然記念物の対象が深泥池生物群集に拡大指定され、現在に至っている(光田, 2004)。日本の天然記

念物の中で指定の名称がこのように生物群集全体に及ぶ例は他にはない。文化庁のこの対応は、深泥池が日本の他の池沼に比べても貴重な存在であることを示している。また、都市近傍にあって、農業用水池として利用されながら、その自然が守られてきた深泥池のような例は世界的にも稀である。都市的環境の中で太古の姿を今に伝える深泥池は京都の誇りと言えるだろう(京都市)。

深泥池が今日まで過去の植生や生物相をよく保存し、天然の遺跡としての役割をはたしてきた最も大きい原因は、池の立地と水質にあると考えられている。まず、この池は流入する河川が存在しないため、底質や植生の攪乱があまり起こらず土砂の堆積によって陸地化することがなかった。また、チャートの基盤の上に成立している貧栄養の酸性植生を持った狭い集水域からの雨水と地下水のみによって池の水が維持されてきた。このように腐植酸に富んだ酸性でかつ貧栄養な水はミズゴケ遺体を分解するバクテリアの繁殖を抑えて、泥炭の浮島を形成し、その上で氷河時代に発達した寒冷な湿地に生育していた生

物群の生存を可能にしてきたと考えられている（京都市岩倉上賀茂線深泥池検討委員会，1997）。

ところが、この深泥池の様相はこの数十年間の間に大きく変化してしまった。集水域森林の森林様式は次第にうっそうとした照葉樹林へと変化している。また、深泥池内部を見ると、ヨシやマコモといった低層湿原の植物が広く深泥池内に繁茂するようになり、開水面の植生が進行している。そして、浮島に成立するオオミズゴケのビュルテの減少や、ヨシなどの低層湿原の植物の浮島内に生育により、浮島の植生が変化している。また、概観の変化だけに止まらず、生物相にも変化が生じている。人によって深泥池に持ち込まれたナガバオモダカ、アメリカミズキノシタなどの外来植物、オオクチバス、ブルーギルなどの外来動物が増加した。結果、既に絶滅してしまった種も少なくない。

このような深泥池の変化は、その集水域の開発に大きく関係している。京都市岩倉上賀茂線の開通などの集水域の開発によって、池の涵養水は減少し、水質も悪化した。池では3つの流入水が水質を悪化させたと考えられる。1つは池の南東部の松ヶ崎浄水場配水池からの流入水である。これは京都市の上水は琵琶湖南湖を水源としているため、栄養塩負荷が大きいためである。1960-1970年には放水管から大量の水道水が放流されていた。1970年代後半放水は行われていないものの、30年以上に渡って最高位配水池からの漏水が旧放水管を伝わって流入していた。もう1つは、池の北東部の博愛会病院旧下水配水管からの流入水である。1960年代までは病院の下水が直接放出されて池の水質を非常に悪化させていたが、その後、下水は病院構内の下水管から岩倉上賀茂線の下水管へポンプアップされるようになった。しかし、降雨時に排出しきれない雨水が下水管から溢れて池に流れ込む問題が残っている。3つ目は、岩倉上賀茂線から流れ込んでくる路面負荷を受けた水である。これらが、深泥池の富栄養化・乾陸化を促進することとなり、湿地生態系に影響を与えている。

深泥池の水生生物群集は絶妙な温度環境と水環境の下で維持されているのではないかと考えると、地球温暖化が進行している現在、深泥池生態系にとってきわめて厳しい条件となりつつある。このような条件下で、深泥池生物群集を保全するためには、なによりも池の水環境の保全ならびに改善が必要と考えられる。集水域の開発によって、深泥池に必要な弱酸性・貧栄養の水を供給していた範囲は、以前と比較して大きく減少している事は確認されている

（京都大学理学部植物生態研究施設深泥池研究グループ，1981）。しかしながら、深泥池の環境が良好

に維持されていた時期の水収支や季節変動については、残念ながら明らかになっていないのが実情である。それどころか、現在、深泥池の水循環、熱循環の実態がどういったものであるのかについても未解明のままである。過去に深泥池水収支調査は行われているが（福寫，1995），未だ不明な箇所が多々残っている。将来的にどういった水環境であることが深泥池生態系にとって健全であるのか、そのためにどのような管理を行っていくべきか、ということ議論するためにも、まずは、現在の深泥池の水循環および熱循環の実態を知る事は必要となる。

本研究では、深泥池に設置した観測システムから得られたデータを用いて、深泥池の水・熱循環の実態を明らかにすることを目的とした。この課題は今後各地流域において生態系管理の施策を検討する際に一般的に問われることになる予想される。したがって、本研究は水域生態系保全を目標とした集水域管理のケーススタディーとして位置付けることができる。

2. 深泥池の景観特性および観測システム

深泥池の特殊な生態系を維持するために必要な水環境としては、貧栄養であり酸性であるという条件を挙げる事が出来る（京都大学理学部植物生態研究施設深泥池研究グループ，1981）。池への流入水が減少することによって水が滞留しやすくなることは、水質悪化の原因となるため、水質などを良好に保っていくためには、現在水量が不足していると考えられる（京都市）。深泥池にとっての健全な水環境を維持するためには、現在の深泥池の水・熱循環を知るとともに集水域面積や植生様式が変化した場合の水・物質収支を予測する必要がある。深泥池の水収支については、1991年から1994年の期間において、福寫（1995）が推定を行っている。しかしながら、当時の観測システムが不十分であった事から、池面蒸発散量など未だ解明されていない点も存在する。本章では、深泥池の景観特性を論じた上で、本研究で実施した観測システムについて解説し、本研究における深泥池の水収支推定方法について述べる。

2.1 深泥池の景観特性

Photo 1 が示すように、深泥池には流入河川は存在せず、また、住宅地と隣接した場所に位置する、という特徴を有する池である。深泥池の中には、東のチンコ山のすそ近くから池の中央部にかけて浮島が広がっており、その面積は池全体のおよそ3分の1を占めている。この浮島は、枯れた植物が完全に分解



Photo 1 Mizoro-ga-ike pond and its catchment



Photo 2 Bog moss (left: *Sphagnum cuspidatum*, right: *Sphagnum palustre*)



Fig. 1 Reduction of catchment area (left: before the paved road construction, right: reduced catchment area due to road construction)

することなく積み重なった土壌である泥炭が発達しており、本州中部以北の山岳地帯や北方の地域に存在する高層湿原の性質を示し、ホロムイソウ、ミツガシワ、アカヤバネゴケなどの周極要素が残存する。周極要素の植物とは、ミツガシワ、サギスゲ、ヤナギトラノオなどユーラシア大陸から北米大陸に渡る北極を取り囲む極地、または亜極地に分布要素を持つ植物のことを指す。高層湿原に存在する微地形で、凸部をビュルテ、凹部をシュレンケと呼び、浮島上には、オオミズゴケによって形成された大小様々の島状のビュルテが散在しており、ススキ、ヌマガヤなどの草本と共に、アカマツ、ノリウツギなどの木本が生育している。また、シュレンケにおいては、

ハリミズゴケがマット状に広がったり、ミツガシワが優占する部分が広がっている(Photo 2)。

また、岸边における、ヨシ・マコモなど低層湿原の植物の繁茂によって、池周囲の陸地化が進行しており、開水面の面積は減少傾向にある。

2. 2 集水域の変化

昭和2年の天然記念物指定当時と比較すると、集水域面積は大きく減少し、これに伴って池への流入水が減少した結果、池の水が滞留し易くなり水質悪化の原因となっている。標高データを元にした地形解析によって、本来の深泥池集水域はFig.1の左図で表される。しかし、池の北西岸から北岸にかけての岩

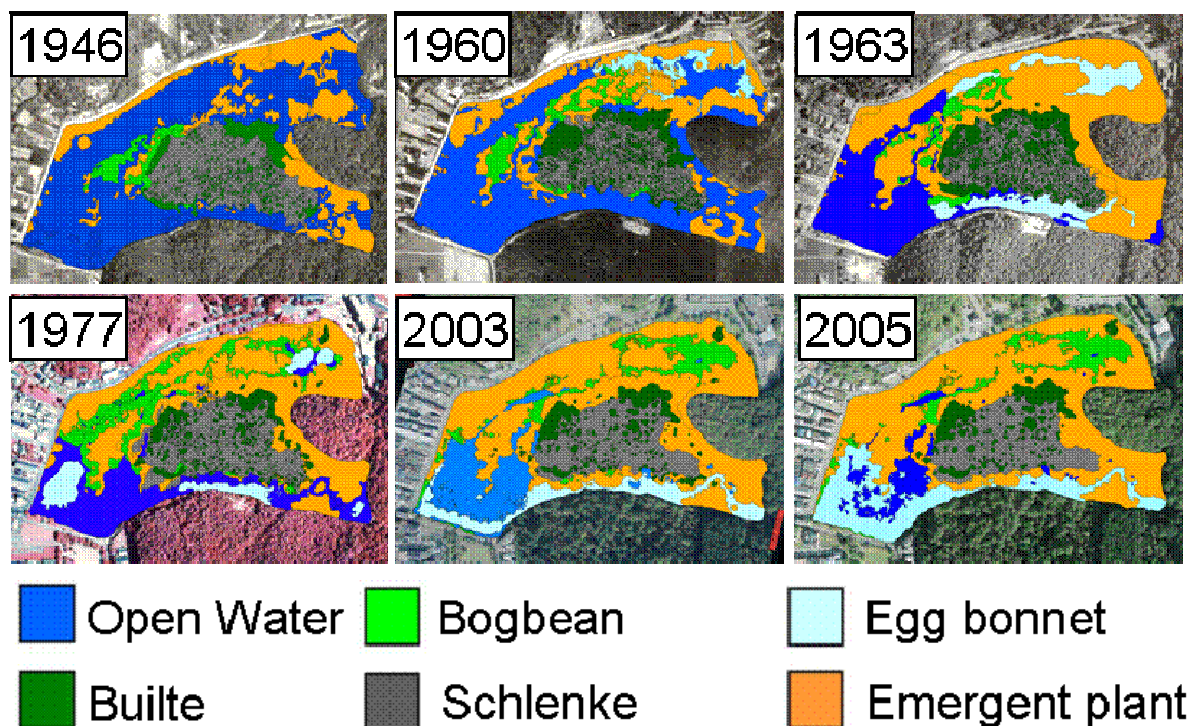


Fig. 2 Historical change of vegetation distribution in the pond

倉上賀茂線の道路の存在や病院の建設によって集水域はFig. 1 右図のエリアが集水域としての機能を失ってしまった。面積で表すと、およそ310,000m²存在していたものが168,000m²と半減したことになる。

2. 3 植生分布の変遷

集水域の開発に伴う深泥池の水環境の変化に伴って、深泥池内の植生分布も大きく変化した。Fig. 2 は各年代の航空写真からGISを用いて作成した深泥池植生分布の変遷である。本研究においては、深泥池内を、開水面、ジュンサイ群落、浮島内シュレンケ、浮島内ビュルテ、ミツガシワ群落、抽水植物群落と6エリアに分類した。まず、開水面の面積が大幅に減少していることが分かる。池の富栄養化に伴う水面の植生化が進行していることを如実に表しているのが、池の北東部の開水面である。1946年では西側開水面と繋がっていたが、1963年になると抽水植物群落（ヨシ・マコモ）によって隔離されてしまっている。これが2003年になると、ミツガシワ群落が広がった状態となり開水面がほとんど姿を消してしまっている。

次に浮島を見ると、ビュルテとシュレンケの合計の面積は大きな変化をしていないものの、ビュルテの個数、1つ当たりの大きさが変化しており、1977年以降ビュルテの肥大化、樹林化が進行していることが分かった。

2. 4 観測システム

2004年10月から観測測器の設置作業を行い、2005年1月から各種気象要素の連続観測を開始した。本研究においては、池の蒸発散量の推定に際して、深泥池を特徴付ける浮島や水生植物群落の影響を評価するため植生類型ごとに、開水面、浮島内シュレンケ、浮島内ビュルテ、抽水植物群落、集水域森林の合計5カ所において各種微気象要素の観測を行っている。また、集水域森林からの流入量および深泥池からの流出量を測定するために水位-流量観測も行った。観測を行っている地点はFig. 3 に示されている地点であり、Table 1 の測器が設置されている。Photo 3 は、観測場所の景観を示している。

2. 5 深泥池の水収支基礎式

深泥池およびその集水域における水循環の概念図はFig. 4 のように描く事が出来る。深泥池へと流入していると考えられるのは、池への降雨、集水域からの流入水、深層からの流入水である。これに対して、深泥池から流出していると考えられるのは、池からの蒸発散量、深泥池南西部に位置する余水吐からの流出水、深泥池西部に位置する灌漑用樋門からの流出水、深層からの流出水である。したがって、深泥池の水収支を表す基礎式は以下の式で表す事ができる。

Table 1 List of meteorological sensor for each site

sensor	open water	builte	schlenke	bogbean	forest
raingauge		○			
cup anemometer			○		
hygro-thermometer	○	○		○	○
pyranometer	○	○	○	○	○
pygeometer			○		
PAR sensor		○	○	○	○
IR-thermometer	○	○	○	○	○
water temperature	○	○	○	○	
soil temperature					○
soil heat flux			○		○
TDR sensor					○

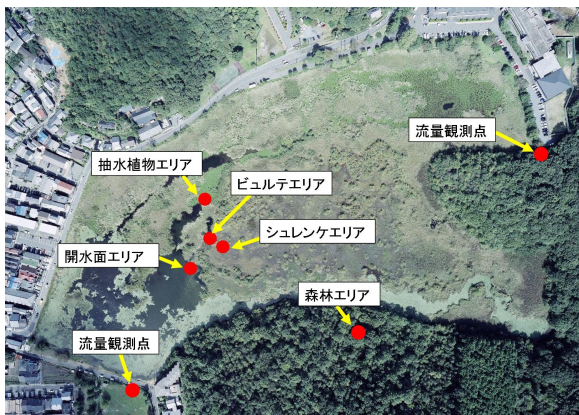


Fig. 3 Distribution of observation site



Fig. 4 Conceptual image of water balance of the pond

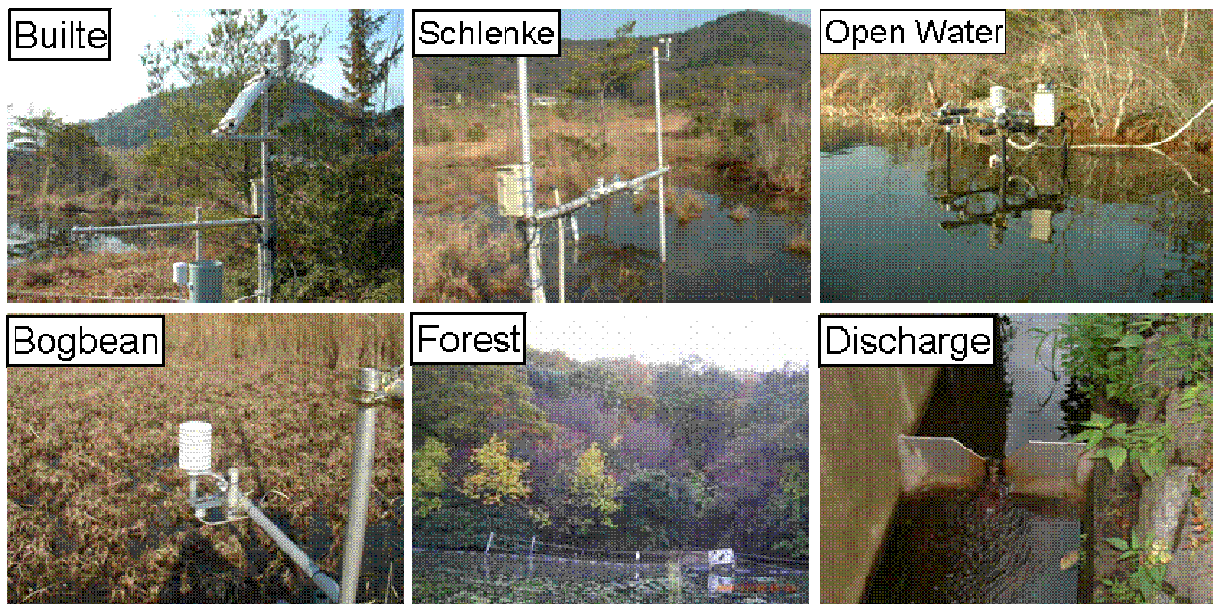


Photo 3 Observation system at each site

$$Q_{in} + Q_{int} + R A_p + Q_{deepin} = E_v A_p + Q_{out} + Q_{out2} + Q_{leakout} + \Delta Q \quad (1)$$

ここで、

Q_{in} : 集水域からの降水起源の流入水量

Q_{int} : 配水池からの水道水流入

R : 降水量

A_p : 深泥池面積

E_v : 深泥池からの蒸発散量

Q_{deepin} : 深泥池への深層からの流入水量

$Q_{leakout}$: 深泥池から集水域外への漏水量

Q_{out} : 深泥池南東部にある余水吐からの流出量

Q_{out2} : 深泥池西部にある灌漑用樋門からの流出量

ΔQ : 水位変化に伴う貯留水量の増減分

を示している。

2. 6 余水吐からの流出

既存の研究においては、余水吐からの流出量に関し、深泥池の水位-流量観測を複数回実施する事で、その関係式を求め、この関係式を季節的に変化させている(福嶋, 1995)。そして、しかし、実際には、湖面凍結が発生した場合を除いては、深泥池の水位-流量関係を季節的に変化させる必要性を見出すことは困難であり、正しいH-Q曲線を作成する必要がある。そこで、本研究においては、2005年6月、余水吐から流出した水が流れる水路に三角堰と水位計を設置し、その地点における水位-流量観測を複数回行う事で、その関係式を求めた。これにより、年間を通じて水位の観測データから流出量を推定する事が出来る。三角堰からの流量は越流水深の2.5乗に比例することが知られている((社) 日本道路協会)。観測結果を用いて最小自乗法から本研究における水位-流量関係式を求めたものが以下の式である。

$$Q_{out} = 0.0013 \cdot H_c^{2.5} \quad (2)$$

ここで、

Q_{out} : 流出量 (m³/min)

H_c : 越流水深 (cm)

を示している。

2. 7 池からの蒸発散量

既存の研究においては、深泥池の湖面からの蒸発散量については、山地における蒸発散量をポテンシャル値として与え、そこに季節的な係数を乗じる事で推定している(福嶋, 1995)。しかしながら、この方法では推定値に粗さが残る事は確かである。この点を改善するために、本研究においては、まず、

深泥池内の代表的な植生および開水面における水熱収支観測を実施し、各エリアにおける蒸発散量を算出した。ボーエン比熱収支法は、地表面熱収支の顕熱輸送量、潜熱輸送量の算出方法として、観測も容易で、連続観測が可能な方法である。地表面における顕熱輸送量Hの潜熱輸送量 λE に対する比(H/ λE)をボーエン比と呼び B_o と表記する(式(3))。熱と水蒸気の輸送係数が等しいと仮定すると、ボーエン比は式(4)で計算される。ここで、式(5)で表される地表面熱収支を考える。 R_n は放射収支式である式(6)を解くことで得られる純放射量のことを示し、Gは地中熱流量である。従って、顕熱輸送量Hと潜熱輸送量 λE はボーエン比を用いて式(7),(8)から求めることが出来る。

$$B_o = H / \lambda E \quad (3)$$

$$B_o = C_p dT / \lambda dq \quad (4)$$

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (5)$$

$$R_n = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - \sigma T_s^4 \quad (6)$$

$$H = (R_n - G) / (1 + B_o) \quad (7)$$

$$\lambda E = (R_n - G) / (1 + 1/B_o) \quad (8)$$

ここで、

λ : 蒸発潜熱

E : 蒸発量

C_p : 空気の定圧比熱

dT : 気温の2高度間の差

dq : 比湿の2高度間の差

$S \downarrow, S \uparrow$: 短波放射フラックス (下向き, 上向き)

$L \downarrow$: 下向き長波放射フラックス

σ : ステファン・ボルツマン係数

T_s : 地表面温度

を示している。

ボーエン比熱収支法を用いて求まる蒸発散量に、各エリアの面積を乗じることで池面からの総蒸発散量を計算することができる。航空写真からGISを用いて、深泥池内を開水面、浮島内ビュルテ、浮島内シュレンケ、ミツガシワ群落、ヨシ・マコモを中心とした抽水植物群落、ジュンサイ群落と6エリアに分類した。蒸発散量を計算する際には、ジュンサイ群落は開水面と同じ扱いとし、ミツガシワ群落は抽水植物群落として扱うこととした。これは、ジュンサイは浮葉植物であるため、水面に張り出した部分直下は水面が広がっているからである。ミツガシワは水面上に張り出している場合が多いものの植物体量が多い点で抽水植物として扱った。微気象観測を行っているのは4地点であるが、写真解析を行うに当たって6エリアに分類したのは、ジュンサイ・ミツ

ガシワが深泥池を代表する植生であり、また、集水域の開発が進んで以降、その分布様式が顕著に変化している植生類型であるからである。本研究の観測期間に関しても、同様の作業を行い植生分布図を作成した。2006年1月の写真を解析した結果、各エリアの面積はTable 2 のようになった。

Table 2 Area and fraction of each land cover class in the Mizoro-ga-ike pond (Jan 2006)

	Area (m ²)	Fraction (%)
open water	17885	20.6
builte	7151	8.2
schlenke	12797	14.7
emergent plant	49032	56.4

2. 8 山地からの流入量

現在の深泥池集水域はFig. 1 で示した範囲である。本研究においては、深泥池東部森林の小集水域を代表地域として流出過程を観測した。その面積に対する流出量を計算し、これを全集水域へと適用することで、集水域山地からの流入量を計算した。

2. 9 未知項について

本研究において、観測システムを設置することが出来ず、未知項となっている項目について説明する。深泥池は海拔76m前後で、その北側山地の北方は岩倉地区の平坦地であるが、その高さは96mで、池との高低差は20m程度である。池を取り巻く山地の地質は中古生層で、深層風化する花崗岩や新しい第三紀層と比較すれば、水を通し難いと判断出来る。また、深泥池から集水域外への漏水に関して、南側堤やその下部を通して系外へ流出している可能性はあるが、流入河川を持たない深泥池が現在まで枯渇することなく存在し得たことは、流入する深層水の存在が要因となっていることが考えられる。

深泥池南東部に松ヶ崎浄水場があり、1960～1970年頃には深泥池に大量に導水されていた。1980年以降は人為的な導水は行われなくなったが、漏水を止めるには至らなかった。2003年1月からは京都市水道局が漏水の流出口にポンプを設置し、池外への排出を実施している。その結果、本研究の観測期間中、漏水量はごく少量であると考えられる。ただし、ポンプアップによって本来池に流入すべき地下水ないし亜表流水の一部は系外へと排出されている可能性はある。

深泥池の水は昔、農業用水として利用されていたこともあり、池の西部には灌漑用の樋門が設置されている。今回の観測期間中に行われた操作としては、

2005年～2006年には開門されていない。しかし、樋門の鉄製の仕切り板が腐食によって穴が空き、水位が上がると少量漏れるようになってしまっている点が問題である。水循環を活発化させることで深泥池生態系にとって良い方向へ向かうとするならば、この樋門の存在が重要となってくることも考えられる。

3. 深泥池の熱循環

深泥池水収支を推定する際、蒸発散量を算出するために、熱収支観測が必要となる。本研究では、深泥池の植生類型ごとに熱収支観測を行ったので、単に蒸発散量の推定が出来るだけでなく、植生類型間や浮島と開水面の熱力学的特性を比較することが可能である。また、深泥池に冷帯や亜熱帯など別の気候帯に多く生息している動植物が深泥池の浮島上に存在しているという事実から、浮島に何か特別な要因があることが予想される。そのメカニズムを解き明かすためにも熱収支観測は有効であると期待される。本章においては、浮島の特殊性に触れた後、その熱力学的特性について説明する。

3. 1 高層湿原の浮島

深泥池には池の中央に大きな浮島が広がり、この浮島が池全体のおよそ3分の1を占めている。この浮島の下には含水率の高い層があると言われている。深泥池は地下水位が高く、さらに水温や水質の関係で、有機物の分解が遅いため、ミズゴケや他の植物の枯れ葉などの植物遺体が完全に分解せず泥炭となって堆積し、その上にミズゴケを中心とした種々の植物が生育している。この植物遺体の層が、分解の際に発生するメタンガスを浮力として浮き上がり、浮島となる。また、浮島の有機物の分解速度は温度に左右されるため、メタンガスの発生量は夏に多く、冬は少なくなる。その結果、浮島は季節により上下に変動し、夏はより浮き上がり、逆に冬は沈んで冠水する。この浮島の上下の変動に関連して、冬でも冠水しない部分には、オオミズゴケが生育して凸状に盛り上がり、これをビュルテと呼ぶ。一方、冬に冠水する部分は、ハリミズゴケが生育して平坦な部分を形成し、これをシュレンケと呼ぶ。両者の環境の違いが、ミズゴケ上に生育する植物種の違いをもたらしている。

この浮島には氷河期の遺存生物の多くが生育している。世界の分布南端にあたるホロムイソウをはじめ、北方系の植物で、日本では本州中部の山岳地帯や北海道などの寒冷な地域に主に分布しているミツガシワ、水中に気泡のドームを作って餌をとるミズ

グモ、春先にミツガシワの花を訪れるハナダカマガリモンハナアブなどである。これらの動植物は、専ら亜高山や亜寒帯の湿原に見られるものであるが、遠く離れたこの深泥池に分布しているのである。深泥池の生物の多様性の特徴として特筆すべき点は、北方系の生物と暖温帯や南方系の生物が共存していることにある。本来、他の気候帯に生育しているはずの動植物が、京都に存在する他の池ではなく深泥池に生息しているということは、深泥池に他にはない特別な熱環境が存在していると考えられる。

3. 2 浮島による水温変動緩和効果

開水面、浮島内シュレンケ、浮島内ビュルテにおける深さ40cmでの日平均水温、浮島上の日平均気温を示したものがFig. 5である。ここで、1年を通しての水温変動幅に注目すると、開水面では、最低温度が5.1℃、最高温度が28.1℃であり、変動幅は23℃であった。次に、浮島内シュレンケでは、最低温度が7.8℃、最高温度が26.3℃であり、変動幅は18.5℃であった。浮島内ビュルテでは、最低温度が7.9℃、最高温度が26.1℃であり、変動幅は18.2℃であった。年間を通じて見てみると、浮島の存在が5℃程度も水温変動を緩和する効果を有していることが明らかとなった。

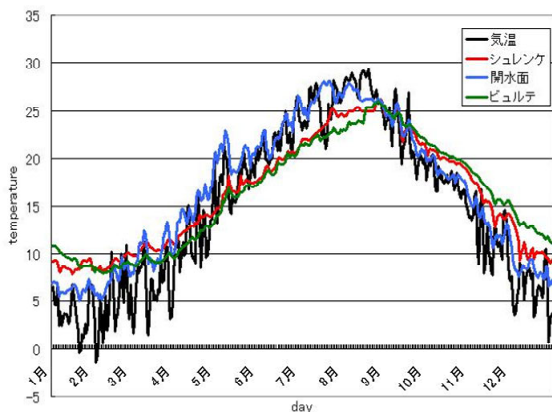


Fig. 5 Annual variation of water temperature

3. 3 開水面と浮島内シュレンケの水温変動比較

開水面と、浮島内シュレンケにおける、水温変動の詳細と、両者の違いについて分析した。Fig. 6 ならびにFig. 7 は2006年について、浮島内シュレンケ(地表面、深さ10cm、深さ40cm)、開水面(表面、深さ10cm、深さ20cm、深さ40cm、深さ80cm)における水温の月平均値の鉛直プロファイルを示したものである。開水面の水温を見てみると、5月、6月、7月、8月においては、深さ40cmと深さ80cmで温度差はは

きりと現れており、この間に水温躍層が存在していることが分かる。一般的に、大きな湖、例えば琵琶湖であれば夏場は10m~20mに水温躍層が形成されることが知られている。一方、平均水深4mという浅い湖である諏訪湖においても夏場になると水温躍層の出現が確認されるが強風などで混合しやすいことが分かっている(渡辺)。

次に、浮島内シュレンケの水温を見てみると、4月、5月、6月、7月、8月においては、表層に近い地点の方が温度が高くなっている。これに対して、9月、10月、11月、12月、1月、2月、3月、4月においては、それとは逆に深くに行くにつれて温度が高くなっている。これは、浮島が熱を蓄え、上層が冷却されてもすぐにはその熱を放出しないという性質を有していることを示していると考えられる。

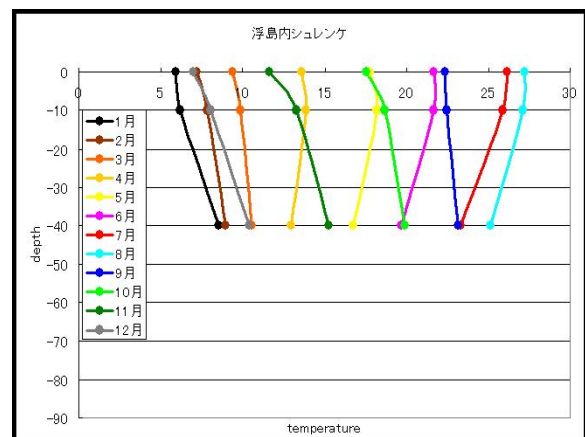


Fig. 6 Vertical profile of monthly mean water temperature at schlenke in the floating island

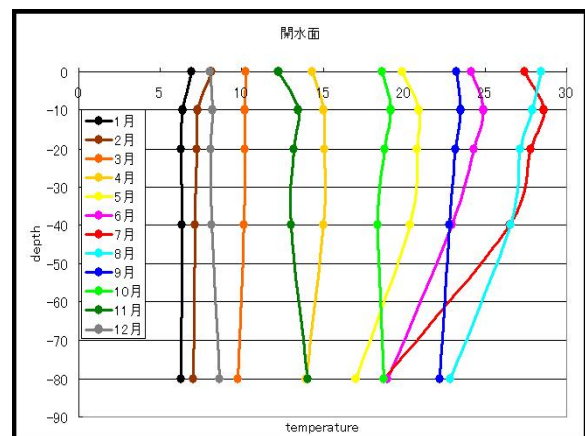


Fig. 7 Vertical profile of monthly mean water temperature at open water

Fig. 8 ならびにFig. 9 は夏季における、浮島内シュレンケと開水面の水温鉛直プロファイルの日内変動を示したものである。浮島内シュレンケにおける地表面、深さ10cm、深さ40cmでの水温を表したものが

上図であり、開水面における地表面、深さ10cm、深さ20cm、深さ40cm、深さ80cmでの水温を表したものが下図である。表層の温度を見ると、開水面よりも、浮島内シュレンケにおける温度変化が大きいことが分かる。しかしながら、深さ40cmにおいては、浮島内シュレンケでは1日中約25℃でほぼ一定であるのに対して、開水面では27℃～28℃の変化を示している。浮島内では、表層においてこそ温度変化が激しいものの、比較的浅い深度において安定した涼しい環境が存在しているという事実は、本来北方系の生物が深泥池に生息している要因として考えられる。また、開水面における深さ80cmでの水温に注目すると、1日中ほとんど変化していないことが分かる。深さ80cm以深においては成層となり、水の対流が生じていないと考えられる。

一般的に湖では、植物プランクトンによる有機物の生産は光の届く表層（有効層）で営まれ、生産された有機物の分解は主として底層で、微生物によって行われる。その結果、表層では植物プランクトンの光合成作用で水中に酸素が放出され、底層では、微生物が有機物を分解するときに酸素を使うので酸素が消費される。このように湖では、そこに生物が生活している限り、表層では水中に酸素が放出され、底層では酸素が消費されているが、湖内の水が循環しているときには、底層で酸素が消費されても、酸素を含んだ水が上層から補給されるのに対して、湖内の水が停滞しているときには、水が上下に動かなくなるため、底層では、上層から酸素が補給されないで酸素は消費される一方となり、溶存酸素濃度が低下する（渡辺）。このため、深泥池においても同様に、夏季の開水面深部では、溶存酸素濃度がきわめて低下していることが知られており、底生生物群衆に影響を与えていると推察できる。

Fig. 10 ならびにFig. 11 は冬季における、浮島内シュレンケ、開水面における水温の鉛直プロファイルの日内変動を示したものである。浮島内シュレンケにおける地表面、深さ10cm、深さ40cmでの水温を表したものが上図であり、開水面における地表面、深さ10cm、深さ20cm、深さ40cm、深さ80cmでの水温を表したものが下図である。夏季と同様、表層の温度を見ると、開水面よりも、浮島内シュレンケにおける温度変化が大きいことが分かる。しかしながら、深さ40cmにおいては、浮島内シュレンケでは1日中約9℃でほぼ一定であるのに対して、開水面では6℃～8℃の変化を示している。それどころか、開水面では、深さ80cmでさえ一定の水温には保たれていないことが分かる。

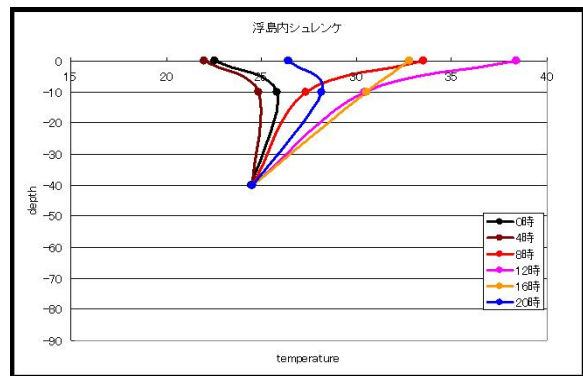


Fig. 8 Diurnal variation of vertical profile of water temperature at schlenke in the floating island (Aug. 4)

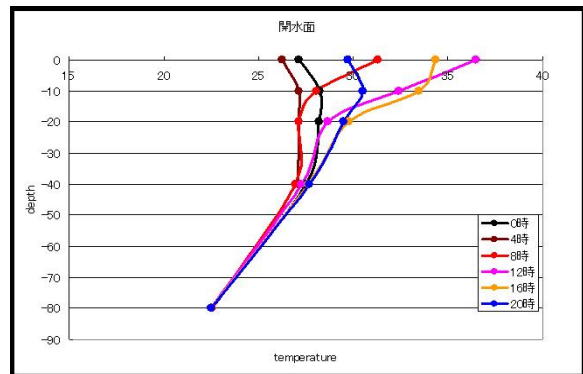


Fig. 9 Diurnal variation of vertical profile of water temperature at open water (Aug. 4)

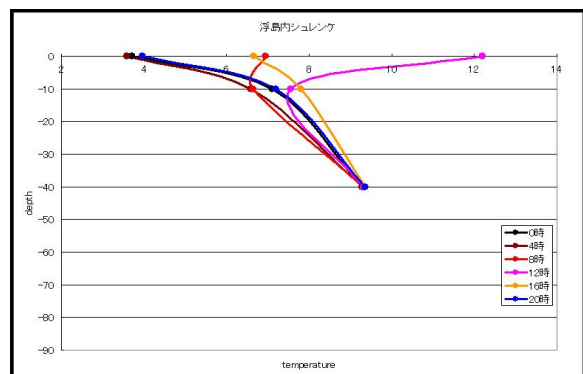


Fig. 10 Diurnal variation of vertical profile of water temperature at schlenke in the floating island (Jan. 4)

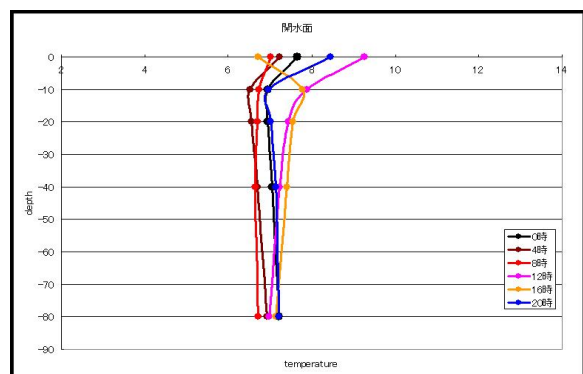


Fig. 11 Diurnal variation of vertical profile of water temperature at open water (Jan. 4)

開水面においては、夜間、上層の冷却に伴って不安定となり、対流現象が起こりその温度勾配を解消する。深さ10cmから80cmまで水温がほとんど同じであることは、冷え込んだ日には少なくとも80cmまでは、水の対流が起こっていることを示している。

一般に、地面と水面では比熱や熱容量が違うため、日中は地面上の温度の方が高くなり、また、夜間は冷却が速いため地面上の温度の方が低くなる。表層の温度変化を見てみると、浮島の表層部分は一般的な地面と同様の傾向を示した。しかしながら、深さ40cmにおいて温度がほぼ一定であるということは、一般的な土壌とは異なる性質である。そして、これは開水面とも異なる性質である。浮島内シュレンケは水を多く含む環境であると同時に、泥炭が存在しているという特徴を持つことで、本来生じるはずであった水の対流が阻害され、深部への冷却が伝わりにくくなっていることが要因の1つとして考えることが出来る。

浮島内シュレンケの深さ40cmにおいて、水温の季節変動はあるものの、日内変動は夏季・冬季に関わらず生じていないことが明らかとなった。土壌とは違い潜り込みやすい泥炭で形成された浮島であるからこそ、冬に暖かい、もしくは夏に涼しい環境を得ることが出来る、というのが別の気候帯の生物が深泥池に生息できる要因であると考えられると同時に、1日の中で温度が大きく変化する環境では生息することが出来ない生物が、浮島であれば安定した温度環境を得ることが出来るため生息が可能となる、とも考えることが出来る。

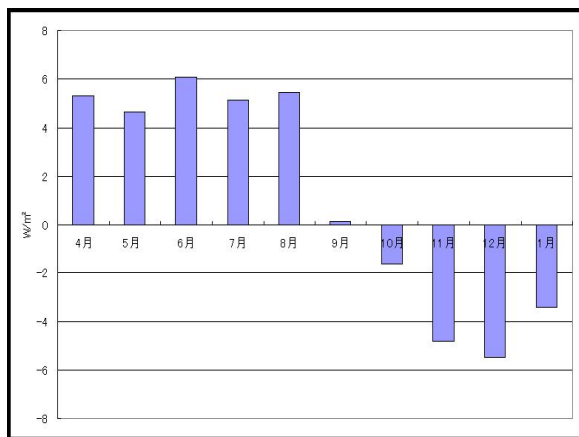


Fig. 12 Monthly mean heat storage at floating island (from 2006 Apr. to 2007 Jan.)

3. 4 浮島の保有する貯熱量

泥炭によって形成されている浮島は、一般的な土壌とも水体とも異なる独自の特性を持っている。と

くに、冬季において、水体のように水の対流によって温度勾配が解消されるわけでもなく、土壌のように熱伝導によって温度が変化することがなく、深さ40cmにおいて温度が一定に保たれているのは、浮島の貯熱量が季節サイクルをもつからではないかと考えられる。そこで、2006年4月に熱流計を浮島内に設置した。Fig. 12 は2006年4月～2007年1月までの貯熱量の月平均値を示したものである。夏季に蓄えた熱を冬季に放出している様子が確認できる。

3. 5 浮島の熱容量推定

熱容量は、エネルギーの出入りが系の温度をどのように変化させるかを示す比例定数であり、物質の熱力学特性を表す重要な指標である。そして、ボーエン比熱収支法によって地表面熱収支を解く際、貯熱量変化を求めるために必要なパラメータである。一般的に、熱容量は物質の湿り具合、乾き具合によっても値が変化することが知られている。それゆえ、泥炭と水の混じり合った浮島内に対して、熱容量を一定値として与えることは難しい。本節では、浮島の浮沈運動に着目しながら熱容量の推定を試みる。

温度プロファイルの変化から貯熱量を計算する際、式(9)が用いられる。現実には、各層で温度変化が異なるので、各層ごとに温度変化を計算し、地表面から底までを加算する。この際、測定深度の間隔が異なるときには、各測定深度が代表する深さの範囲を決定し、式(10)で計算する(新井, 2004)。

$$G = c \rho D \frac{dT}{dt} \quad (9)$$

$$G = c \rho \sum (T_{zi,t2} - T_{zi,t1}) \Delta z_i / (t_2 - t_1) \quad (10)$$

ここで、

G : 貯留熱流量

$c \rho$: 熱容量 (c : 比熱, ρ : 密度)

D : 水深

T : 温度

t : 時間

z : 各測定深度が代表する深さの範囲

を示している。

本研究における熱収支観測では、水温を測定すると同時に、2006年4月より地中熱流計を設置している。これは、熱容量、熱拡散係数が土壌に近い物質の板の上下に温度センサーを付け、温度差から土中の垂直熱流を直接測定するものである。温度プロファイルの変化から算出するGと地中熱流計によって観測された値とを比較することで、未知数である熱容量を求めることが出来る。本研究では、地表面、深さ10cm, 40cmの地点においての水温を観測しているた

め、温度プロファイルの変化から貯留熱を計算する際、式(11)を用いた。浮島は1年を通して浮沈運動を繰り返しているため、同じ地点であっても、季節によってその値が変化することが考えられる。そこで、熱流計から得られたデータと、温度変化から計算される貯熱量とを比較させながら熱容量を推定することを試みた。

$$G = c \rho \alpha (0.05 \Delta T_{\text{sfc}} + 0.2 \Delta T_{10} + 0.15 \Delta T_{40}) / \Delta t \quad (11)$$

ここで、

α : 熱容量補正係数

T_{sfc} : 地表面温度

T_{10} : 深さ10cmの温度

T_{40} : 深さ40cmの温度

を示している。

これは、地表面温度と深さ10cmの温度の平均値を深さ10cmまでの代表温度とし、深さ10cmと深さ40cmの温度の平均値を深さ10cm~40cmまでの代表温度とすることを意味する。これにより計算された値と、地中熱流計によって観測された値について、日平均値の比較を行った。取得した全データの値を比較して、年間の平均熱容量を算出することが可能となる。地中熱流計を設置した全期間について、観測結果と計算結果を比較させたところ、熱容量は 1.34×10^6

($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)と求まった。しかしながら、この値が年間を通して適切な値として機能していると考えすることは困難である。これは、Table 3にあるように、地表面における熱容量は、保有する水分量に応じて同じ物質であるとしても熱容量の値が変化することが知られているからである。浮島の浮沈運動に着目すると、1年を通して熱容量が一定であると考えことは困難であり、季節的にその値を変化させる必要があると考えられる。そのため、本研究においては、浮島は全体として、晩秋から初夏にかけて沈下して冠水し、夏季には浮上して冠水面が消失する(京都大学理学部植物生態研究施設深泥池研究グループ, 1981), という性質に着目する。そこで、ひと月ごとに地中熱流計の観測結果と式(11)での計算結果の比較を行い、熱容量補正係数を決定することにする。貯留熱について、地中熱流計によって観測された値の日平均値と、各深度における温度の日平均値から計算した値を比較した。2006年5月について、これらを散布図に表したものがFig. 13である。本来、データが真値を示していれば、両値は明瞭な直線関係にあるはずであるが、Fig. 13を見るとそうはなっていない。この原因としては、観測深度数が少ないため、各測定深度間の温度が直線関係であると仮定して計

Table 3 heat capacity of water and soil

	heat capacity
water	4.18
dry sand	1.28
wet sand	2.96
wet clay	3.1

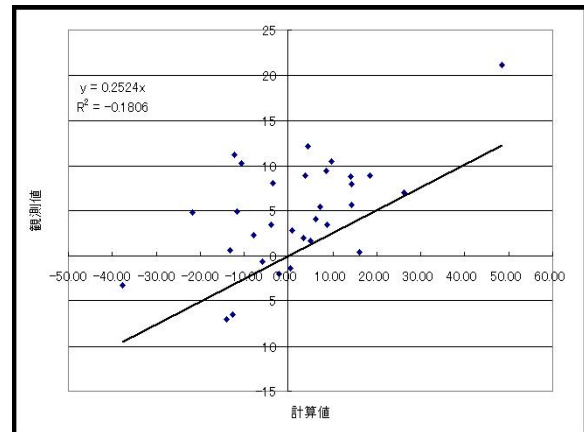


Fig. 13 Comparison of observed and estimated heat storage at floating island (2006 May, all data)

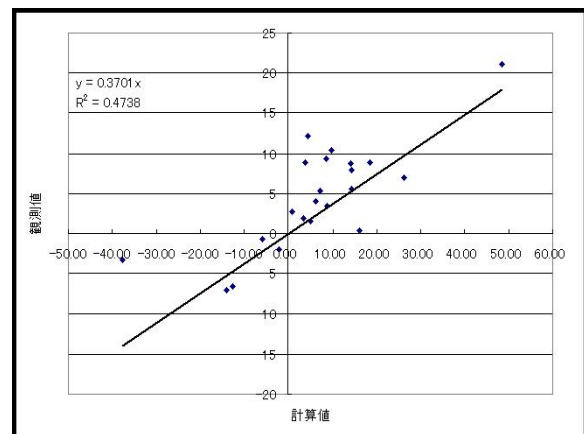


Fig. 14 Comparison of observed and estimated heat storage at floating island (2006 May, without rainy day)

算していることによる誤差や、温度の観測値自体に誤差が含まれていることなどが考えられる。地表面温度は放射温度計によって観測されているが、赤外線は水滴によって吸収されたり散乱されたりするため、降雨時や霧の中では測定精度が落ちることが知られている。また、浮島が夏季の浮き上がった状態にあるとしても、降雨直後は含有水分量が多くなり一時的に湿った状態となるため熱容量も晴天の日とは異なる値を示すことが考えられる。そこで、降雨時のデータや、観測値と計算値でその符号が違って

しまっている日のデータを省いた上で、同じ2006年5月について、観測値と計算値を散布図に表したものがFig. 14 である。この散布図より得られた傾きが観測値と計算値に対する比となっているため、これが5月の熱容量補正係数となる。これと同様の操作を各月で行った。しかしながら、地中熱流計は2006年4月の設置であったため、現在の時点では1年を通してのデータが揃っていないことから、得られているデータを多項式近似することによって、残りの月の熱容量補正係数の値を求めたものがFig. 15 であり、赤色で示した点が近似式より算出した値である。

熱容量補正係数の変化を見ると、浮島の熱容量は夏季に小さい値を取り、冬季になると大きな値を取ることが分かる。ここで、浮島に設置した水位計によって計測された、浮島の浮沈量について、最も沈み込んでいた1月を基準として他の季節での浮き上がり量を表したものがFig. 16 である。本研究で推定された年間を通しての熱容量補正係数の値の変動傾向は、浮島が夏季に浮き上がり冬季には沈み込むことならびに、土壌が湿った状態であるほど熱容量が大きくなることを反映していると考えられるFig. 17。浮島は夏季において、熱容量が小さいため温まりやすい状態であり、冬季においては、熱容量が大きくなるために熱を逃しにくくなる、ということになる。つまり、浮島が貯留熱量を季節的に変化させている結果、とくに冬季において水温変動抑制効果を有している、という特性は、浮島が泥炭によって形成されている、という組成の特徴によるものだけでなく、浮島が1年を通じて浮沈運動を行っている、という現象によってももたらされていると考えられる。

3. 6 各エリアにおける熱収支

本研究においては、シュレンケエリア、ビュルテエリア、抽水植物エリア、開水面エリアにおいて観測を行っている。この結果に加えて、前節で推定を行った貯熱量補正係数を考慮した上で各エリアにおける地表面熱収支を計算した。Fig. 18 は日中の各種地表面熱収支を示したものであり、図中のRnは純放射量、Gは地中熱流量、HFは顕熱輸送量、EVは潜熱輸送量をそれぞれ表している。

まず、全季節を通してシュレンケエリアとビュルテエリアでは、アルベドの違いがあるため純放射量に差が見られるものの、熱収支の傾向が似通っていることが確認された。エリア間、季節間で熱収支傾向に変化が見られることから、池全体からの蒸発散量を精度良く推定する際には、植生分布を考慮する必要があることとなる。

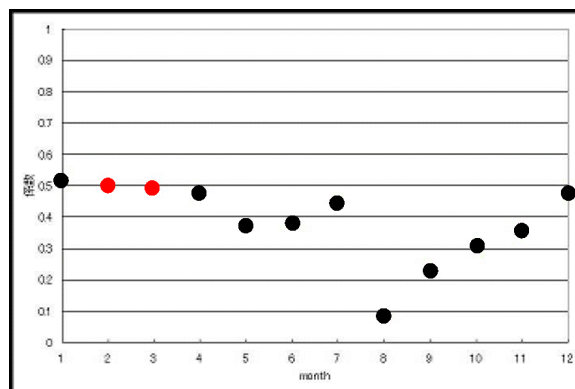


Fig. 15 Heat capacity adjusting coefficient (α)

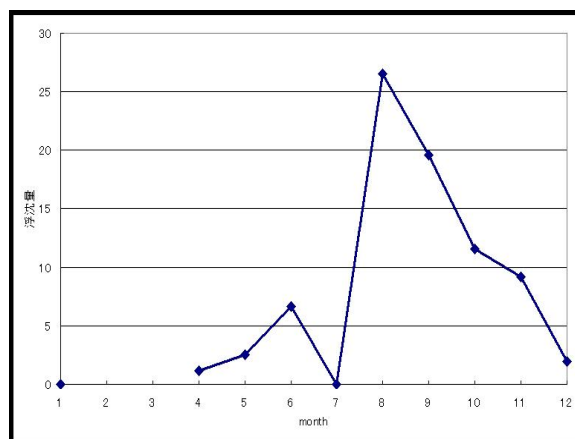


Fig. 16 Relative height of floating island

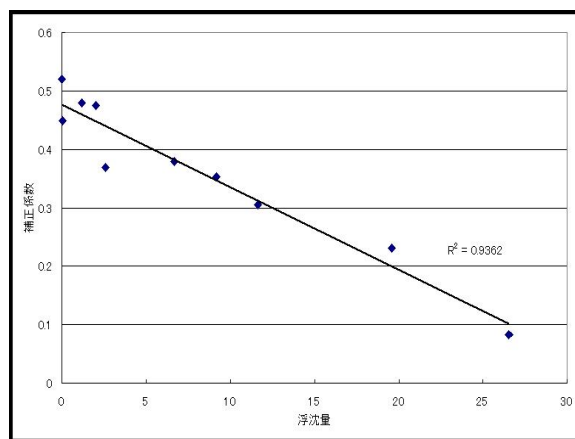


Fig. 17 Relationship between heat capacity adjusting coefficient (α) and relative height of floating island

4. 深泥池の水循環

本章では、流入項、流出項について得られているデータから計算を行い、特に植生類型別の蒸発散量の差異と過去からの植生様式変化に注目し、蒸発散による池からの流出について考察する。

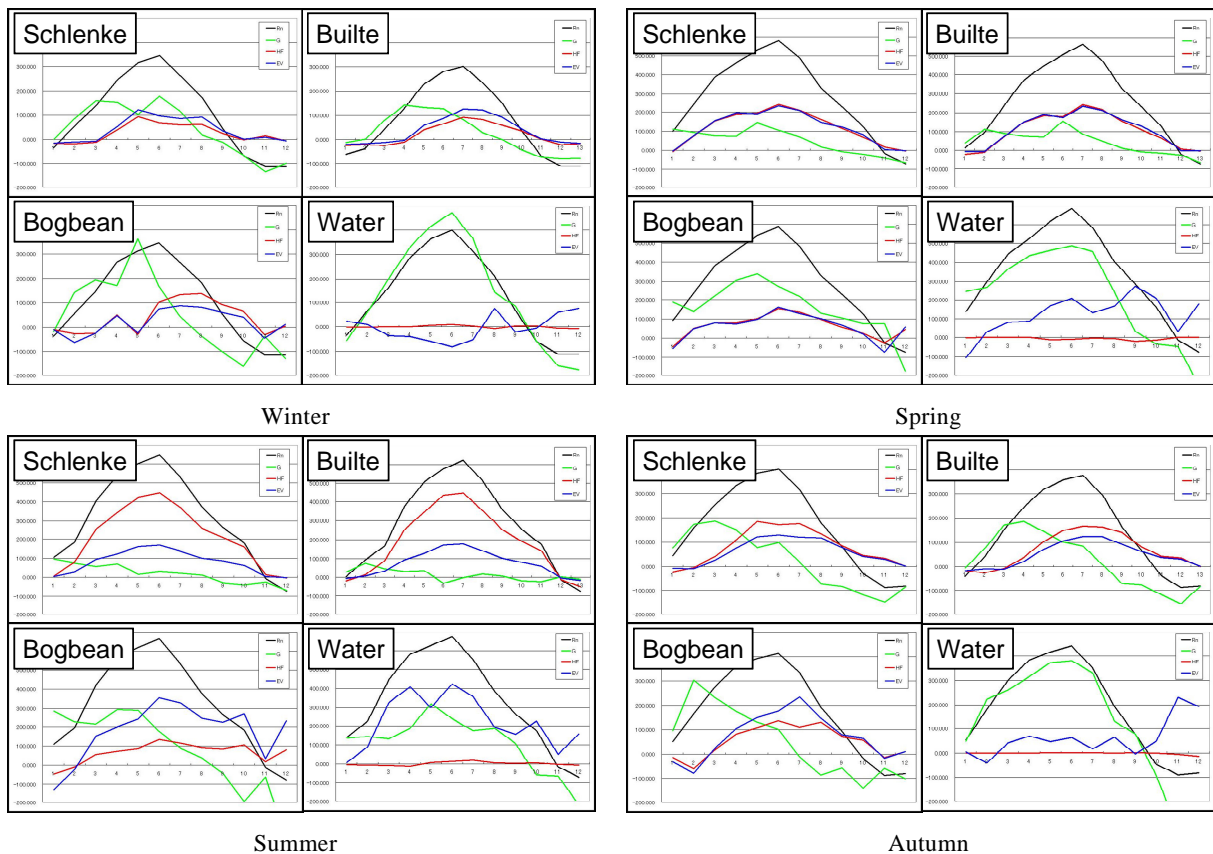


Fig. 18 Surface energy balance at each area for each season

4. 1 データセットの作成

本研究において、深泥池微気象観測は2005年1月より開始している。10分間隔でデータを取得しているが、長期連続データが欠損無く取得できたわけではなく、様々な要因によって、種々のデータの欠測値が存在する。これは、深泥池東部のチンコ山から侵入してくる獣の影響によるものが最も大きな原因である。ケーブルが噛みちぎられた箇所では、当然のことながら完全な欠測となる。切断まではいかないまでもケーブルの中の配線に傷がつけられている場合には、データが異常値を示し続けたり、降雨時に飛び値を示すなどの欠測となる。その他にも、観測値の傾向としては良いが絶対値がおかしくなっているもの、おおよそその値の大きさこそ正しいが、日変化など示す傾向が正常時とは変わってしまっているものなど、多岐に渡る欠測が見られた。深泥池水収支を精度良く推定するためには、この欠測値を補正する必要がある。

欠測値の補正に関して、欠測期間の長さによって補正方法を変化させた。短期間の欠測、連続的に取得出来ているデータの中に突如出てきた飛び値については、その前後の時間のデータから線形内挿を行った。約10時間～数日にあたる中期間の欠測については、その前日もしくは翌日の同時刻のデータを用

いるか、データは2年分存在するので、もう1年のデータを用いて補正を行った。数日～数ヶ月に渡る長期間の欠測については、その項目と強い相関関係にあり、正常にデータが観測されている項目を選出し、回帰式を作り計算することで欠測値の補正を行った。水収支推定の準備段階として、1年間の連続データを揃えることが必要となるため、これらの補正を行うことで、2006年1月21日～2007年1月20日までの1年間のデータセットを作成した。2005年ではなく2006年をベースにデータセットを作成したのは、地中熱流計を2006年4月に設置して観測を開始したので、このデータを有効に用いるためである。ただし、観測機の電源の不具合によって測定が停止してしまっていた流量を求めるために設置した水位計については補正を行うことが不可能であったため、非連続データとなってしまっている。

4. 2 池への降水

航空写真の解析から求めた深泥池の面積は $86,865\text{m}^2$ であり、雨量計で観測された年間降雨量は 1597.5mm であった。これらを積算した結果、深泥池への降水による2006年1月21日～2007年1月20日の1年間での総流入量は $138,766\text{m}^3$ となった。

4. 3 余水吐からの流出量

余水吐からの流量は式(2)を用いて計算した。水路に設置した水位計から回収することができたデータと微気象要素の観測データセットと重なる期間は2006年8月10日以降であるため、この期間に余水吐から流出した水量を計算した。2006年8月10日から2007年1月18日までの期間における余水吐からの流出量は8,660m³となった。

4. 4 池面からの蒸発散量

池面からの蒸発散量の算定について、ボーエン比熱収支法を用いて潜熱輸送量 λE を計算し、これを蒸発潜熱 L で除することによって求める。開水面、シュレンケ、ビュルテ、抽水植物各エリアの年間平均潜熱輸送量、これに各エリアの面積を乗じることによって算出された、2006年1月21日～2007年1月20日までのエリア別の積算蒸発散量はTable 4の通りであり、池面からの総蒸発散量は38,754m³となった。

Table 4 Annual mean latent heat flux and annual total evaporation at each area (from 2006/1/21 to 2007/1/20)

	λE (W/m ²)	Evaporation (m ³)
open water	65.1	15048
builte	24.8	2292
schlenke	26.8	4432
emergent plant	26.8	16981

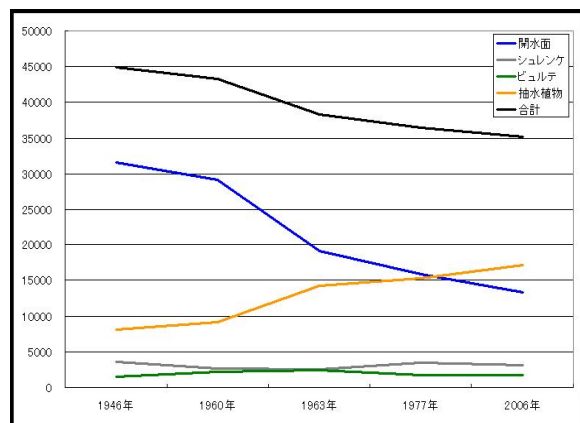


Fig. 19 Historical change of evaporation from the pond

4. 5 植生様式の変化に伴う蒸発散量の変化

単位面積当たりの蒸発散量は、植生類型ごとに異なる値を示すことから、過去からの植生様式の変化に伴って、池からの総蒸発散量が変化していると考えられる。同じ気象条件を与えた際、その面積率を過去の深泥池植生分布で与えて蒸発散量を計算したものがFig. 19である。このグラフからは総蒸発散量が減少していることが見てとれる。これは、単位面積当たりの蒸発散量が、抽水植物群落と比較すると

開水面では大きな値を示すことに起因する。開水面からの蒸発散量の減少に見合うだけの蒸発散量の増加が抽水植物群落から得られることが出来ず、池全体からの蒸発散量が減少してしまっていることとなっている。

5. おわりに

本研究では、深泥池の熱循環と水循環について、とくに浮島の存在、浮沈運動に着目して解析・考察を行った。

第1章では、本研究における背景として、京都市深泥池が世界的にも稀にみる特殊性を有していること、しかしながら、集水域の開発によって池の環境が急激に変化し、その生態系に危機が迫っていることについて述べた。そして、その解決のためには良好な水環境を維持することが必要であることに触れ、深泥池の水・熱循環の特性を明らかにすることの重要性について論じた。

第2章では、深泥池の特性について触れた後、深泥池水収支の概要について述べた。とくに、各流出項、流入項について説明した後、推定方法を詳述した。また、深泥池の植生分布が過去からどのように変遷してきたかを紹介し、さらに、2005年から2006年にかけての1年間での深泥池の植生分布変化を求めた。

第3章では、深泥池の熱循環について述べた。とくに、浮島の熱力学的特性に着目している。まず、開水面と浮島での水温を比較することで、浮島が水温変動を緩和する効果を有していることを明らかにした。この効果が何に起因するのかを調べるために、開水面、浮島において、水温の鉛直プロファイルの月変動、日内変動を求めた。この結果、浮島が貯留熱量を季節的に変化させていることが示唆され、その貯留熱量を算定するに当たって必要となる熱容量を求めるために熱容量補正係数を設定した。そして、深泥池の熱循環を考慮する上では、浮島の浮沈運動が大きく影響することを明らかにした。

第4章では、観測によって得られた微気象データを用いて水循環に関する計算ならびに考察を行った。過去から現在への植生分布が変化してきたことに伴って、池からの蒸発散量が減少している可能性を示した。池の水循環を把握する上で、池の植生分布を考慮する事が重要であることを明らかにした。

以上、本研究では、微気象要素観測により得られた結果を用いて深泥池の水・熱循環特性を明らかにした。浮沈運動をする特殊な熱循環特性を持つ浮島において、絶妙な温度バランスの上で深泥池は成立していると考えられる。

謝 辞

本研究は、環境省環境技術開発等推進事業「地域生態系の保全・再生に関する合意形成とそれを支えるモニタリング技術の開発」（代表者：矢原徹一（九州大学教授））のサブテーマ「深泥池をモデルとした水域・集水域の生態系管理手法に関する研究」の援助を受けた。ここに謝意を表します。

参考文献

新井正 (2004)：地域分析のための熱・水収支水文学
京都市：天然記念物 深泥池生物群集－保存修理事業報告書－

京都市岩倉上賀茂線深泥池検討委員会 (1997)：京都市岩倉上賀茂線深泥池検討委員会報告書

京都大学理学部植物生態研究施設深泥池研究グループ (1981)：深泥池浮島の生態学的研究，深泥池の自然と人～深泥池学術調査報告書～

(社)日本道路協会：道路土工-仮設構造物工指針
福嶋義宏 (1995)：深泥池の環境<水>水収支調査－深泥池の水循環構造の理解に向けて－，京都市岩倉上賀茂線深泥池検討委員会報告書学術調査の成果資料集

光田重幸 (2004)：深泥池の植生変化と絶滅危惧植物の現状，河川整備基金助成事業報告書

渡辺義人：諏訪湖，水質の変遷，URBAN KUBOTA NO. 36-12

Water and Energy Balance of the Mizoro-ga-ike Pond

Kohei TASAKI*, Kenji TANAKA, Tetsuya SHIMAMURA**,
Yasuhiro TAKEMON and Shuichi IKEBUCHI

*Graduate school of Engineering, Kyoto University

**Center for Southeast Asian Studies, Kyoto University

Synopsis

To clarify and quantify the energy and water balance of Mizoro-ga-ike Pond, observation system for collecting micrometeorological elements and related hydrological elements has been set up from the beginning of 2005. Comparing the mean daily water temperature, the range of annual fluctuation(max-min) was 18.5°C at floating island and was 23°C at open water. This difference shows a thermal insulation effect of floating island which can mild the temperature of the pond. In addition, so that the floating island moves ups and downs through the year, heat capacity changes at each month. It is clarified that water and the heat circulation of Mizoro-ga-ike Pond have uniqueness because of the existence of the floating island. In addition, so that the floating island moves ups and downs through the year, heat capacity changes at each month. Moreover, it has been understood that there is a possibility that the amount of the evaporation decreases.

Keywords: Mizoro-ga-ike pond, floating island, energy balance, water balance, vegetation