

水資源としての湖の水収支
に関する研究

伊藤 祐二

2007

目次

第1章	序論	1
1.1	研究の背景と目的	1
1.2	本論文の構成	3
第2章	対象地域の概要	5
2.1	池田湖の概要および水利用・水管理	5
2.2	気象および水温	5
2.3	水文地質および水質	7
第3章	現地観測に基づく池田湖の熱収支	10
3.1	緒論	10
3.2	基礎式	11
3.2.1	熱収支式	11
3.2.2	潜熱フラックス	13
3.2.2.1	Bowen 比法	13
3.2.2.2	Penman 法	13
3.2.2.3	Priestley-Taylor 法	14
3.3	現地観測の概要	14
3.4	解析方法	15
3.5	結果と考察	16
3.5.1	気象および湖水温の日変化	16
3.5.1.1	放射フラックス	16
3.5.1.2	降水による移流熱フラックス	19

3.5.1.3	湖水温および気温	19
3.5.2	移流熱フラックスの影響	20
3.5.3	熱収支の季節変化	23
3.5.4	潜熱フラックス	27
3.6	結論	29
第4章	池田湖水位の推定モデル	31
4.1	緒論	31
4.2	湖水位の推定方法	32
4.2.1	湖水位推定モデル	32
4.2.2	モデルパラメータの同定	36
4.2.3	水収支解析の概要	38
4.3	結果と考察	40
4.3.1	Case 1 における湖水位推定	40
4.3.2	Case 2 における湖水位推定	43
4.3.3	Case 3 における湖水位推定	46
4.4	結論	47
第5章	湖水位推定モデルに基づく池田湖の水収支および 水利用・水管理の影響	49
5.1	緒論	49
5.2	解析方法	49
5.3	結果と考察	51
5.3.1	実際の水収支条件における湖水位と水収支	51
5.3.1.1	湖水位の計算値と実測値の比較	51

5.3.1.2	水収支	52
5.3.1.3	流域流入量および湖底漏出量の評価	55
5.3.1.4	湖面蒸発量の評価	57
5.3.2	仮定の水収支条件における湖水位シミュレーション	62
5.3.2.1	Case A における湖水位シミュレーション	62
5.3.2.2	Case B における湖水位シミュレーション	64
5.3.2.3	Case C における湖水位シミュレーション	66
5.3.2.4	Case D における湖水位シミュレーション	67
5.4	結論	69
第6章	総括	71
謝辞		75
参考文献		77
Summary		82

第 1 章 序 論

1. 1 研究の背景と目的

21 世紀の地球環境問題の一つに淡水資源の不足が上げられる。湖の水は、様々な産業の貴重な淡水資源であり、その質と量に関する問題は、これまで多くの湖で報告されている。アラル海および周辺地域で生じている環境破壊の問題はその代表例である。アラル海では、湖および流域の水管理が適切に行われなかったために、湖の面積は年々縮小し、周辺地域の乾燥化や地下水位の低下、周辺農地における塩類集積などの問題が生じている(西條, 1992; 滋賀県琵琶湖研究所, 1992)。また他の事例として、アフリカのチャド湖では、自然条件における水収支の変化が湖の縮小や周囲の砂漠化の進展に影響をおよぼしている(滋賀県琵琶湖研究所, 1992)。さらに死海では、ヨルダンとイスラエルの産業開発と流域での水利用により湖水位の低下が進行し、死海と周辺地域の環境に影響をおよぼしている(Asmar and Ergenzinger, 2002)。その他にも国内外の多くの湖における水資源および水環境問題に関して報告がなされており(たとえば, 岩佐, 1990; 沖野, 2002), その多くが人為的な影響によるものである。このような湖における問題, 特に周辺の社会環境にまでも深刻な影響をおよぼしているアラル海のような状況に陥らないためにも, 対象とする湖の水収支の解明や水利用および水管理が湖水位におよぼす影響を調べることは極めて重要である。

湖の水収支を明らかにするためには, 対象とする湖の水収支要素を定量的に評価しなければならない。しかしながら, その評価において特に個々の湖および流域で異なる特徴を示す湖面蒸発量および地下水流入・流出量については, 実測することが困難であるため, これまで多くの湖で推定による評価が行われてきた。湖面蒸発量については, 現地観測と Bowen 比法に基づく湖の熱収支解析によっ

て、熱収支要素の一つである潜熱フラックスから推定する方法が報告されている(たとえば, *Sturrock et al.*, 1992; *dos Reis and Dias*, 1998; *Winter et al.*, 2003; *Lenters et al.*, 2005). 熱収支解析に基づいた既往の研究では, 対象とする湖での熱収支の特徴を整理することで湖面蒸発量に関する様々な知見が得られている. 一方, 地下水の流入・流出量については, 水収支式における残差項として両者の正味量を計算し, 物質収支や地下水観測などに基づいて各々の要素を定量化する方法が報告されている(たとえば, *Krabbenhof et al.*, 1990a; *Al-Weshah*, 2000; *Motz et al.*, 2001; *Chikita et al.*, 2004). しかし, 湖の物質収支の解明および地下水観測の実施においては, 多くの水文地質・水質データおよび地下水観測孔が必要となる. *Legesse et al.*(2004)および *Kebede et al.*(2006)は, アフリカの Abiyata 湖および Tana 湖に対して, 簡便な Penman 法から湖面蒸発量を推定しているが, 湖の熱収支との関連については示していない. また, Tana 湖に対する水収支解析において, 地下水の流入・流出量は省略されている. さらに, *Asmar and Ergenzinger*(2002)は, 死海に対して物質収支を考慮した 2 層モデルを構築し, モデルに基づいて湖水位の推定を行っているものの, その推定値の妥当性については明らかにしていない.

水収支要素が湖水位におよぼす影響を評価した既往の研究に関しては, *Legesse et al.*(2004), *Kebede et al.*(2006)および *Asmar and Ergenzinger*(2002)は, 降水量が減少した場合などの仮定の水収支条件を設定し, 湖水位のシミュレーションを行うことでその影響を評価している. これらの湖水位シミュレーションは, 500 年や 50 年といった比較的長期間を対象としており, 月または年単位の湖水位推定モデルを用いて, ある仮定の水収支条件下で湖水位の将来予測を行うものである. しかしながら, 湖水位の将来予測を行う場合には, すべての水収支要素を推定しなければならないことから, 推定した湖水位の妥当性は, 各水収支要素の予測誤差に依存する. これに対して, 過去の水文・利水資料に基づく湖水位のシミュレーションは, 湖面蒸発量および地下水の流入・流出量の妥当性が現地観測な

どに基づいて評価でき、実測湖水位との比較によって得られた水収支解析の結果は、将来の水管理計画に有用な水文学的知見を与える。また、水収支要素の予測が困難な状況下では、当該湖流域における過去の水文学的知見への依存度は極めて大きい(岩佐, 1990)といわれている。

本研究では、日本の鹿児島県薩摩半島南部に位置する池田湖を研究対象地とする。池田湖の水は、上水や農業用水などとして多目的に利用されており、周辺地域の貴重な淡水資源となっている。また、南薩畑地かんがい事業によって湖水管理システムが導入された 1983 年以降、池田湖では利水による湖水の減少を補うために河川水の供給が行われてきている。このように池田湖においては、湖水の利用および水管理の影響が比較的大きいと考えられるが、その影響評価についてはこれまで検討されておらず、水収支の解明も十分ではない。

以上のことから本研究では、まず現地観測データに基づいて熱収支解析を行い池田湖の熱収支を明らかにするとともに、湖面蒸発量を決定する潜熱フラックスについて検討を加える。次に流域からの流入量および湖底からの漏出量の推定モデルについて検討し、池田湖の水位推定モデルの構築を試みる。また、1967 年から 1997 年の過去の水文・利水資料を用いて水収支解析を行い、湖水位推定モデルの妥当性について検証する。最後に構築したモデルを用いて湖の水収支を明らかにするとともに、過去の水文・利水資料に基づいた湖水位のシミュレーションによって湖水の利用と水管理が池田湖水位におよぼす影響について検討を行う。

1. 2 本論文の構成

本論文は、全 6 章で構成されている。

第 1 章では、前節において、湖の水資源および水環境問題、関連する既往の熱および水収支研究、本研究の対象地である池田湖の水利用・水管理の現状につい

て概説し、本研究の目的について述べた。また本節では、本論文の構成について述べる。

第2章では、対象地域の概要として、池田湖の位置および規模などについて概説し、池田湖における水利用・水管理、気象・水温および水文地質・水質の状況について述べる。

第3章では、現地で観測した2004年8月から2005年9月の湖水温および気象資料に基づいて、物質循環や周辺の気象にかかわる池田湖の熱収支の特徴を明らかにするとともに、湖面蒸発量を決定する潜熱フラックスについて検討を加える。

第4章では、1967年から1997年の水文および利水資料と第3章で評価したバルク法による湖面蒸発量推定法に基づいて、池田湖流域からの流入量および湖底からの漏出量の推定アプローチについて検討し、池田湖水位の推定モデルの構築とその妥当性について検証する。

第5章では、第4章で構築した湖水位推定モデルを用いて、1983年から1999年の17年間における水収支解析を行い、池田湖の水収支の特徴について検討する。また、池田湖の水利用と河川水供給に対して4つの条件を仮定し、1983年から1999年の17年間の湖水位シミュレーションによって池田湖水位におよぼす水利用および水管理の影響について検討を行う。

第6章では、各章で得られた成果を総括し、本論文の結論とする。

第 2 章 対象地域の概要

2. 1 池田湖の概要および水利用・水管理

Fig. 2. 1 は、池田湖および周辺地域の概要を示している。また、Fig. 2. 2 は、池田湖の水深と面積の関係(鹿児島県, 2001; 初井, 2003)を示している。池田湖は、鹿児島県薩摩半島の南端に位置し、約 5,000 年前の火山活動に伴って生じたカルデラ湖である(環境庁国立環境研究所, 2000)。水面標高は約 65 m、最大および平均水深は 233 m および 125 m であり、国内でも 4 番目に深い湖として記録されている(国立天文台, 2005)。また、湖面積および流域面積(湖面積を除く)は、10.62 km² および 12.34 km² であり、九州最大の湖である。

池田湖の水は、周辺地域における生活、農業、水産および観光用水資源として多目的に利用されており、Fig. 2. 1 に示すように、湖の湖畔には生活および農業用の取水施設が多く存在する。農業用としての池田湖は、1970 年から 1984 年に行われた南薩畑地かんがい事業によって、南薩地域に広がる約 6,000 ha の畑地帯を潤す調整池として整備され、畑地かんがい用の水資源として重要な役割を果たしている。また、同事業では、池田湖からの利水量を補うために、流域外の馬渡川、高取川および集川の河川水を湖へ給水する湖水管理システムが 1982 年 7 月に導入された。システム導入後の池田湖では、利水と給水を制御することで湖水の管理が行われており、実際には湖畔西側の中央管理所において、畑地かんがい用水量、河川水供給量および湖水位の一元管理がなされている。

2. 2 気象および水温

池田湖周辺の気候は、比較的温暖で雨が多く、年平均気温は 18.3 °C、年降水

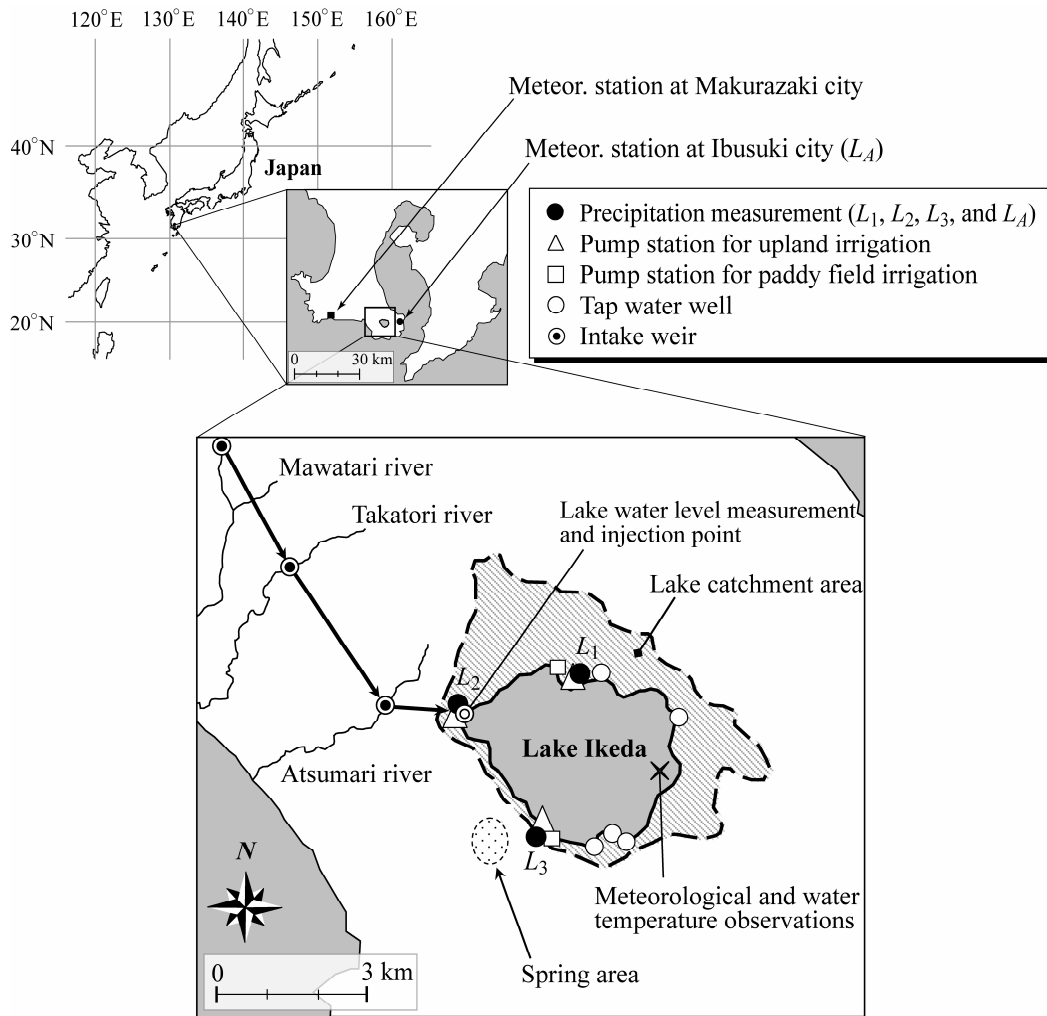


Fig. 2.1 池田湖および周辺地域の概要
Outline of Lake Ikeda and surrounding area

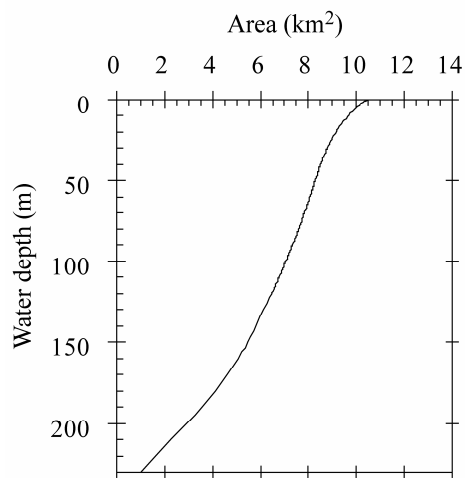


Fig. 2.2 池田湖の水深と面積の関係
Relation between water depth and area of Lake Ikeda

量は 2,000 mm 程度である。池田湖では、冬季の気温が氷点下となることは少ないため、湖水は凍結せず湖面水温は概ね 11 °C から 31 °C の範囲(平均約 20 °C)にあり、水深 100 m 付近の水温は概ね 11 °C で常に一定である。

池田湖周辺の気象観測について、湖から東に約 5 km の指宿植物試験場内にある指宿地域気象観測所と湖から西に約 25 km の位置にある枕崎特別地域気象観測所(旧枕崎測候所)では、気温、湿度、風速および日照時間などの気象観測がなされている。また、**Fig. 2. 1**における L_1 , L_2 , L_3 および L_4 は、降水量観測地点を示しており、 L_1 , L_2 および L_3 はそれぞれ 2003 年 7 月、1982 年 7 月および 2004 年 2 月に農林水産省九州農政局によって観測が開始された流域内の降水量観測地点である。池田湖での現地観測については、2004 年から 2005 年に湖東部の岸から約 150 m の沖合に浮ぶ養殖漁場筏などを利用し水温および気象観測を行っており、2000 年と 2001 年には、湖中央部において月 1 回程度の頻度で概ね水深 100 m までの鉛直水温分布を観測している。なお、2004 年および 2005 年の観測の詳細については次章で、2000 年と 2001 年の観測データの利用については第 5 章で述べる。

2. 3 水文地質および水質

Fig. 2. 3 は、池田湖周辺の地質(鹿児島県, 1975)および地下水観測孔の位置を示している。また、**Fig. 2. 4** は、湖水位と各観測孔における地下水位の日変化を示している。池田湖および周辺は、大部分が火山性岩石で覆われている。池田湖の流域内には安山岩が多く存在し、南側には比較的新しい時代の火山噴出物である火山礫(スコリア)が多く分布する。池田湖の水文環境については、**Fig. 2. 4** の 1999 年から 2001 年 3 月の地下水位の観測値および既往の研究(阿部, 1972; 佐藤ら, 1984)から、流域内の地下水位は、常に湖水位よりも高い。流域外の地下水位は、

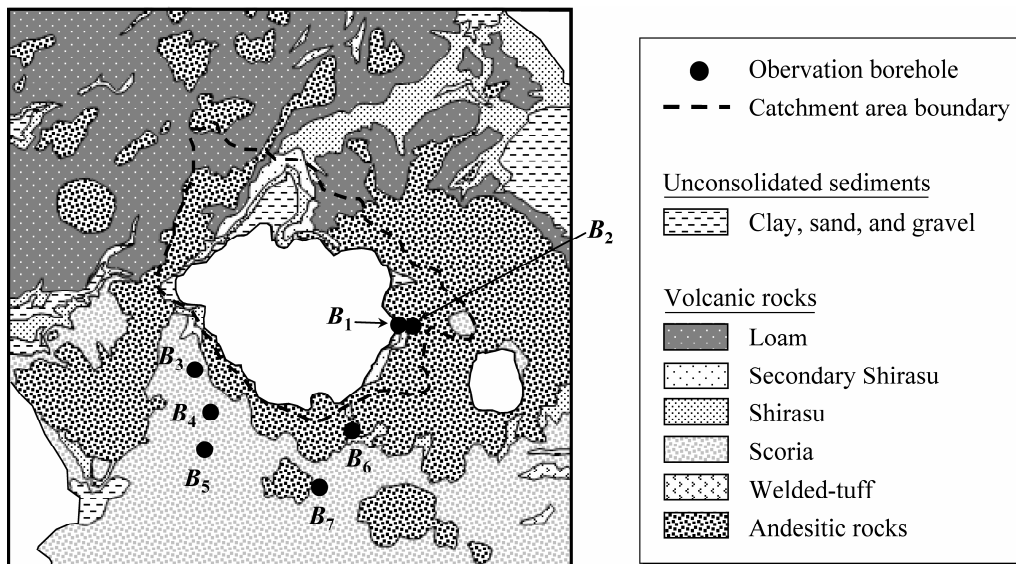


Fig. 2.3 地質(鹿児島県, 1975)および地下水観測孔の位置
 Geology (Kagoshima prefecture, 1975) and location of observation boreholes

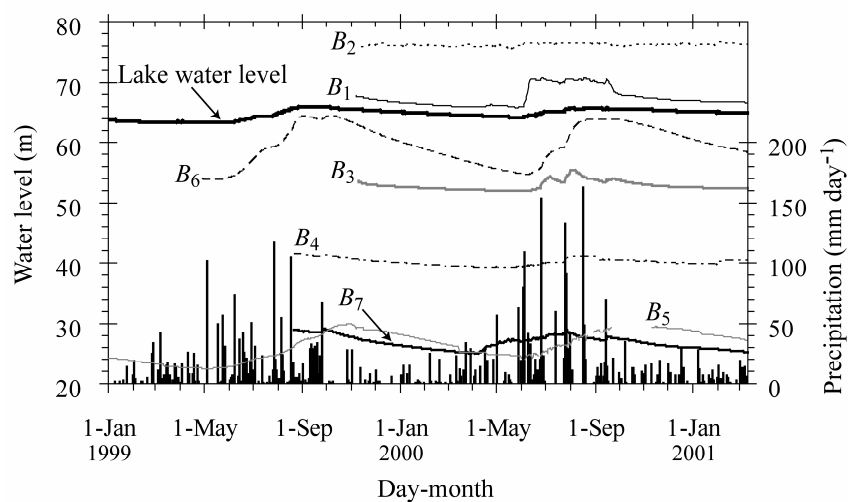


Fig. 2.4 湖水位と地下水位の日変化
 Daily changes in lake water and groundwater levels

一般に海に近いほど低くなっており、湖東部に位置する鰻池の水面標高は約 120 m、湖北部の湊川上流の水位は標高約 100 m(佐藤ら, 1984)であることから、湖の北部から南東部にかけての流域外地下水位は、湖水位よりも高いと考えられる。また Fig. 2. 1 に示すように、湖から南西に約 1 km 離れた流域外の領域では、池田湖起源と考えられる湧水が多く認められることから、池田湖一帯の地下水は、主に湖の北東部または東部から南西部または南部へ向かって流動していると考えられる。地表水域は、常時流水している幅 1 m 程度の小溝以外に大きな流入河川はなく、また自然の流出河川もないことから半閉鎖水域である。

池田湖の水質について、2000 年の現地観測による湖水の透明度は、概ね 5 m(夏季)から 10 m(冬季)の範囲にある。鹿児島県による 1977 年から 2000 年 2 月における約 2 ヶ月単位の現地観測データによれば、水深 0.5 m の溶存酸素 DO, 化学的酸素要求量 COD, 全窒素 TN および全りん TP の平均値は、それぞれ 9.13 mg l^{-1} (水質環境基準 AA 類型), 2.45 mg l^{-1} (水質環境基準 A 類型), 0.24 mg l^{-1} (水質環境基準 III 類型), 0.0075 mg l^{-1} (水質環境基準 II 類型)である。一方、水深 200 m 付近の深層においては、近年全般的に水質の悪化が進んでいる(平江ら, 1997)。特に DO は 1986 年頃から低下し、1990 年には極度の貧酸素状態となっている。その後、低下した DO の回復は認められず、1990 年から 2000 年 2 月までの平均値は 0.55 mg l^{-1} である。また、TN および TP についても、水深 200 m 付近における濃度は 1992 年頃から増加しており、深層の貧酸素状態に伴う底泥からの溶出(岩佐, 1990; 有田, 1998)が懸念される。

第3章 現地観測に基づく池田湖の熱収支

3.1 緒論

湖は、地域の貴重な淡水資源であると同時に、その熱収支は、周辺地域の気象および水循環に影響をおよぼす。特に熱収支要素の一つである潜熱フラックスは、湖から大気へ放出される主要な熱フラックスであり、湖面蒸発量を決定する重要な要素である。また、湖の熱収支は個々の湖の形状や周辺の気候などによって異なることから、現地観測に基づいて対象とする湖の熱収支を明らかにすることは、持続的な湖水の利用および健全な水循環を維持するうえで重要である。

本研究で対象とする池田湖では、これまで熱収支要素の一つである移流熱に関する検討は行われておらず、現地観測データに基づく熱収支の検討も十分ではない。一般に湖に出入りする移流熱が湖の熱収支におよぼす影響は小さい(Sturrock *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2003; Lenters *et al.*, 2005)と言われている。しかし、湖外との熱交換を考えた場合、湖面は最も重要な熱交換の境界となるため、湖面を介して輸送される降水と蒸発水による移流熱が湖の熱収支におよぼす影響を予め評価することは重要である。特に温暖な地域では、降水による移流熱が湖の熱収支におよぼす影響は、比較的大きいと考えられる(Brutsaert, 1982)。

本章では、日本の南部地域に位置する池田湖の熱収支に関する知見を得るために、2004年8月1日から2005年9月30日までの14ヶ月において、実測した湖水温および気象資料を用いて降水と蒸発水による移流熱を考慮した熱収支解析を行い、池田湖の熱収支の特徴について検討を加える。

3. 2 基礎式

3. 2. 1 熱収支式

一般に湖における熱収支は、次式で表される(Lenters *et al.*, 2005).

$$R_n - H - lE + A_n = S \quad (3. 1)$$

ここに、 R_n : 正味放射フラックス(W m^{-2}), H : 顕熱フラックス(W m^{-2}), l : 水の気化潜熱($=2.45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), E : 湖面蒸発量($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), A_n : 正味移流熱フラックス(W m^{-2}), S : 貯熱フラックス(W m^{-2})であり、 lE : 潜熱フラックス(W m^{-2})である。なお、一般に正味移流熱フラックスとは、湖面や湖底などの境界を介して、流入水または流出水とともに輸送される正味の熱フラックスのことをいう(Sturrock *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2003; Lenters *et al.*, 2005).

式(3. 1)における正味放射フラックス R_n , 顕熱フラックス H および潜熱フラックス lE は、次式で与えられる(近藤, 1994, 2000).

$$R_n = (1 - \text{ref})R_s + \alpha_w R_a - \varepsilon_w \sigma T_s^4 \quad (3. 2)$$

$$lE = l \rho_a C_E u (q_s - q_a) \quad (3. 3)$$

$$H = c_a \rho_a C_H u (T_s - T_a) \quad (3. 4)$$

ここに、 ref : アルベド($=0.06$), R_s : 日射フラックス(W m^{-2}), α_w : 水の吸収率($=0.97$), R_a : 大気放射フラックス(W m^{-2}), ε_w : 水の射出率($=0.97$), σ : Stefan-Boltzmann 定数($=5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_s : 湖面水温(K), c_a : 空気の比熱($=1.005 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ρ_a : 空気の密度($=1.19 \text{ kg m}^{-3}$), C_H : 顕熱のバルク輸送係数, u : 風速(m s^{-1}), T_a :

気温(K), C_E : 潜熱のバルク輸送係数, q_s : 湖面の比湿(kg kg⁻¹), q_a : 大気の比湿(kg kg⁻¹)である. 顕熱と潜熱のバルク輸送係数は, 湖では $C_H = C_E$ とされ(近藤, 1994), 本解析では下限値を 1.2×10^{-3} とする大気安定度を考慮した変数とする(靱井, 2003).

湖外との熱交換を考えた場合, 湖面は最も重要な熱交換の境界となるため, 湖面を介して輸送される降水および蒸発水による移流熱フラックスを考慮すると, 本解析における正味移流熱フラックス A_n は, 次式で表される(村本ら, 1979; 岩佐, 1990; Lenters *et al.*, 2005).

$$A_n = c_w \rho_w P(T_p - T_L) - c_w E(T_e - T_L) \quad (3.5)$$

ここに, c_w : 水の比熱($=4.17 \times 10^3$ J kg⁻¹ K⁻¹), ρ_w : 水の密度($=9.98 \times 10^2$ kg m⁻³), P : 降水量(m s⁻¹), T_p : 降水温(K), T_L : 湖の代表水温(K), T_e : 蒸発水温(K)であり, 右辺第一項および第二項は, それぞれ降水による移流熱フラックス A_p と蒸発水による移流熱フラックス A_e である. 湖面以外の境界の移流熱フラックス, たとえば, 地下水による流入および流出熱フラックスなどは, 移流速度が小さいことから湖の熱収支におよぼす影響は小さいと考えられ, また, 湖面の熱交換に直接関与しないことから本解析では考慮していない. なお, 池田湖には幅 1 m 程度の小溝以外に大きな流入または流出河川はないため, 地表水による移流熱フラックスは無視できると考える.

式(3.5)における湖の代表水温 T_L は, 湖水の面積平均温度として, 次式で表されるものとする.

$$T_L = \frac{\int_0^{z_c} T(z, t) a(z) dz}{\int_0^{z_c} a(z) dz} \quad (3.6)$$

ここに, z : 水深(m), t : 時間(s), z_c : 湖水温の時間変化がなくなる水深(m), T :

湖水温(K), a : 水深 z における湖の水平面積(m²)である.

湖水温の時間変化がなくなる水深 z_c を湖の最深部までの水深とし, 湖面積 $a(0) = a_0$ とすれば, 湖水温の鉛直分布から, 貯熱フラックス S は, 次式で与えられる.

$$S = c_w \rho_w \frac{1}{a_0} \frac{d}{dt} \int_0^{z_c} T(z,t) a(z) dz \quad (3.7)$$

なお, 湖の熱収支において, 湖底を通る熱フラックスは, 他の熱フラックスに比べて小さく, 特に水深の深い湖では無視できる (Brutsaert, 1982; Assouline and Mahrer, 1993).

3. 2. 2 潜熱フラックス

3. 2. 2. 1 Bowen 比法

Bowen 比法において, 顕熱フラックス H は, 次式で表される.

$$H = \beta IE \quad (3.8)$$

ここに, β : Bowen 比であり, 次式で表される (近藤, 1994).

$$\beta = \frac{c_a (T_s - T_a)}{l(q_s - q_a)} \quad (3.9)$$

式(3.1), 式(3.5), 式(3.8)および式(3.9)から, 潜熱フラックス IE は, 次式で表される.

$$IE = \frac{R_n - S + c_w \rho_w P(T_p - T_L)}{\beta + 1 + \frac{c_w}{l}(T_e - T_L)} \quad (3.10)$$

3. 2. 2. 2 Penman 法

Penman 法に基づく潜熱フラックス算定式は, 次式で表される (Penman, 1948;

丸山・三野, 1999).

$$lE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(R_n - G) + \frac{1}{86400} \frac{\gamma l}{\Delta + \gamma} f(u_2)(e_{asat} - e_a) \quad (3.11)$$

$$f(u_2) = 0.26(1 + 0.537 u_2) \quad (3.12)$$

ここに, Δ : 温度飽和水蒸気圧曲線の勾配(hPa °C⁻¹), γ : 乾湿計定数(=0.667 hPa °C⁻¹), G : 水中伝導熱フラックス(W m⁻²), u_2 : 高度 2 mにおける風速(m s⁻¹), $f(u_2)$: 風速関数(kg m⁻² d⁻¹ hPa⁻¹), e_{asat} : 大気の飽和水蒸気圧(hPa), e_a : 大気の水蒸気圧(hPa)である. なお, 湖における水中伝導熱フラックス G は, 正味移流熱フラックス A_n と貯熱フラックス S に基づいて計算される.

3. 2. 2. 3 Priestley-Taylor 法

Priestley and Taylor(1972)は, 水平方向に一様な湿潤面における潜熱フラックスとして, 次式を提案している.

$$lE = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(R_n - G) \quad (3.13)$$

3. 3 現地観測の概要

池田湖の熱収支を検討するために, 湖東部の岸から約 150 m の沖合に浮ぶ養殖漁場筏などを利用し, 2004 年から 2005 年において, 水温および気象観測を行った. その詳細は, 以下のようなものである.

水温観測については, 水深 0.2 m から水深 50 m の範囲において, 水温の時間変化が特に大きい深度を中心に, 約 1 m 間隔に自記記録水温センサー(H20-001, Onset Computer)を設置し, 1 時間間隔で観測を行った.

気象観測については，養殖漁場筏において，湖面上 2 m の位置に温湿度計 (CS500, Campbell Scientific) と風向風速計 (03001, Campbell Scientific) を設置し，データロガー (21X, Campbell Scientific) により観測値の記録を行った．また，湖岸に日射計 (LI200SA, LI-COR) と精密赤外放射計 (MS-202, 英弘精機) を設置し，湖面における日射および大気放射の観測値をデータロガー (LI-1400, LI-COR; CR10X, Campbell Scientific) により記録した．なお，降水量については，農林水産省九州農政局によって流域内 3 地点で観測されているデータを利用する．

3. 4 解析方法

本章では，現地観測による水温および気象資料を用いて，2004 年 8 月 1 日から 2005 年 9 月 30 日における池田湖の熱収支を，熱収支式 (3. 1) および Bowen 比法に基づいて明らかにする．式 (3. 5) に基づく正味移流熱フラックス A_n の計算において，降水量 P については，池田湖の湖畔 3 地点における降水量の算術平均値を用いる．降水温 T_p については，露点温度 T_{dew} で近似し (Bogan *et al.*, 2003)，湖上で気象資料に基づいて算定する．蒸発水温 T_e については，湖面水温 T_s で近似し (Sturrock *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2003; Lenters *et al.*, 2005)，ここでは水深 0.2 m の水温を用いる．

正味移流熱フラックス A_n が池田湖の熱収支におよぼす影響は，式 (3. 3) と式 (3. 4) のバルク式および湖水温の数値解析に基づいた熱収支解析法 (靱井, 2003) に，新たに降水と蒸発水による移流熱フラックス (A_p と A_e) を考慮した数値解析に基づいて評価する．その際，式 (3. 6) および式 (3. 7) における湖水温の時間変化がなくなる水深 z_c については，最大水深 (=233 m) で近似する．湖の代表水温 T_L を計算する場合の計算初日 (2004 年 8 月 1 日) の湖水温 (初期値) については，水深 50 m までは，実測値が利用可能である．50 m 以深については，平江ら (1997) および近

年の水温の観測結果より，水深 80 m までの湖水温は 11.0 °C，水深 80 m から 100 m までの湖水温は 10.8 °C であり，水深 200 m の湖水温は 10.6 °C で時間的にほぼ一定であることから，これらの資料に基づいて与える．また，気温 T_a ，風速 u および湿度 RH については，湖面上 2 m での実測値を適用する．2004 年 8 月 1 日から同年 10 月 6 日の期間においては，日射および大気放射が欠測したため，指宿地域気象観測所および枕崎特別地域気象観測所(Fig. 2. 1)で得られた気象資料を利用して，日射と大気放射の推定(近藤, 1994; 靱井ら, 2002)を行う．

3. 5 結果と考察

3. 5. 1 気象および湖水温の日変化

Table 3. 1 は，2004 年 8 月 1 日から 2005 年 9 月 30 日における池田湖の日単位の気象要素および湖水温に対する最小値と最大値および年平均値を示している．また，Fig. 3. 1 は，同期間における池田湖の気象要素と湖水温の日変化を示している．Table 3. 1 における年平均値は，2004 年 10 月から 2005 年 9 月までの 1 年間の平均値である．以下では，日単位の気象要素および湖水温の特徴を整理する．

3. 5. 1. 1 放射フラックス

Fig. 3. 1(a)は，池田湖における放射フラックスの日変化を示している．Fig. 3. 1(a)および Table 3. 1 より，湖面に出入りする放射フラックスの中で最も大きいものは，湖面放射フラックス $\varepsilon_w \sigma T_s^4$ である．また，大気放射フラックス R_a は，一般に気温や大気の水蒸気量などに支配され，降雨日や曇天日においては，比較的気温の寄与が大きくなる(近藤, 2000)．したがって，降雨日や曇天日において気温と湖面水温が近くなる状況では，式(3. 2)に示す大気放射フラックス R_a と

Table 3. 1 2004年8月1日から2005年9月30日における日単位の気象要素および湖水温の最大値・最小値・年平均値
Maximum, minimum, and annual mean values for daily meteorological components and lake water temperature from Aug. 1, 2004 to Sep. 30, 2005

Variable	Unit	Minimum (Date)	Maximum (Date)	Annual mean
R_s	$W m^{-2}$	6 (2005.7.30)	308 (2005.6.13)	154
R_a	$W m^{-2}$	266 (2005.1.17)	452 (2004.8.29)	364
$\epsilon_w \sigma T_s^4$	$W m^{-2}$	360 (2005.3.5)	472 (2005.8.13)	410
R_n	$W m^{-2}$	-41 (2005.1.19)	233 (2005.6.13)	88
P	$mm day^{-1}$	0	144 (2005.9.5)	6.3
T_{dew}	$^{\circ}C$	-3.2 (2005.2.27)	25.3 (2004.8.17)	13.6
T_L	$^{\circ}C$	11.0 (2005.3.6)	13.1 (2004.9.21)	12.1
A_p	$W m^{-2}$	-12 (2004.12.31)	77 (2005.9.5)	2
u	$m s^{-1}$	0.4 (2005.2.9)	8.4 (2005.9.6)	2.3
T_s	$^{\circ}C$	11.3 (2005.3.5)	31.2 (2005.8.13)	20.4
T_a	$^{\circ}C$	3.9 (2005.3.5)	29.3 (2004.8.18)	18.5
$\Delta T (= T_s - T_a)$	$^{\circ}C$	-5.0 (2005.4.7)	9.8 (2005.1.1)	1.9

Annual mean values are calculated from Oct. 1, 2004 to Sep. 30, 2005.

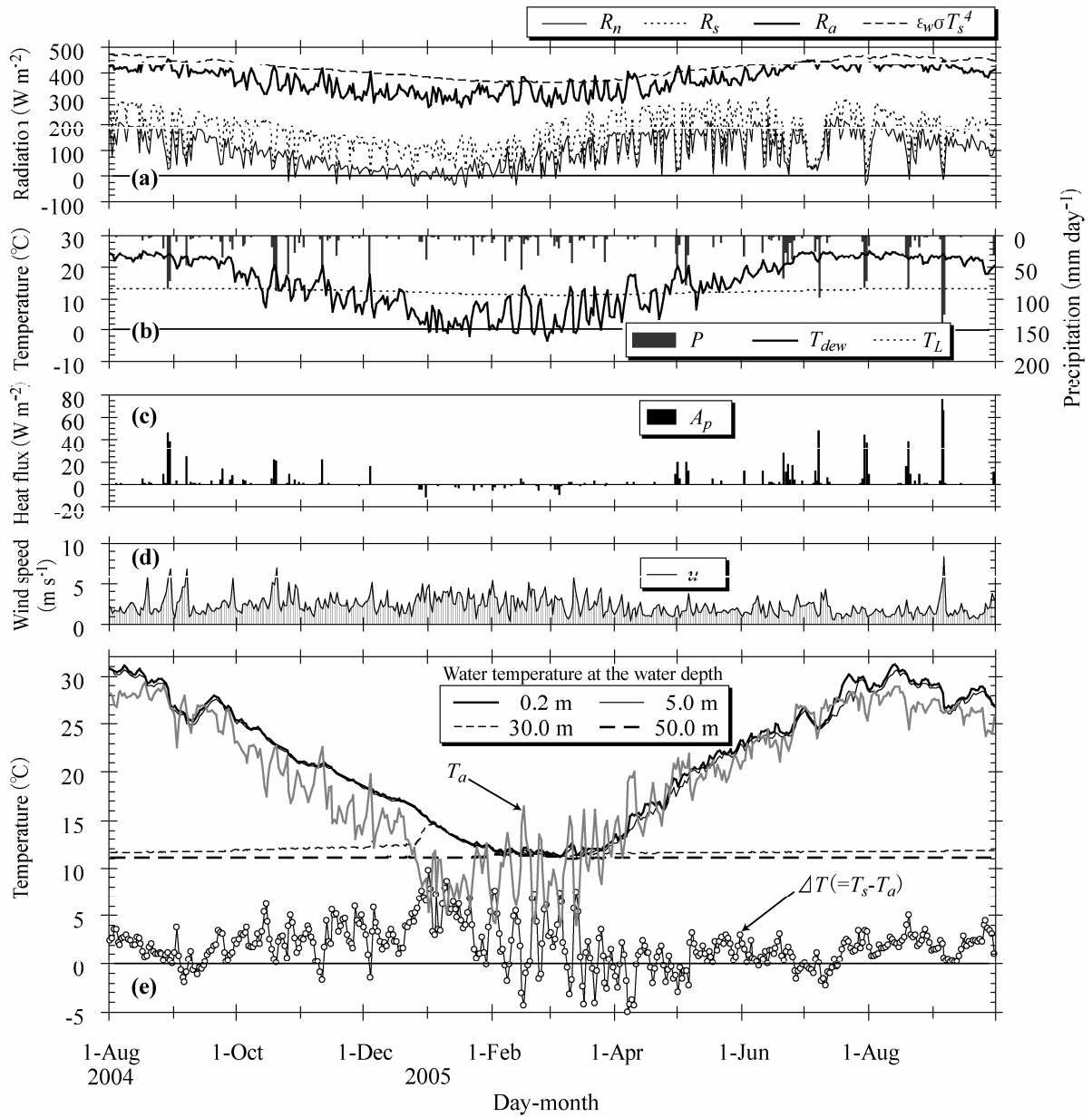


Fig. 3.1 気象および湖水温の日変化
Daily meteorology and lake water temperature

湖面放射フラックス $\varepsilon_w \sigma T_s^4$ の差は小さくなる傾向にあり，正味放射フラックス R_n に対して日射フラックス R_s の占める割合が高くなる．池田湖では，特に 6 月中旬から 7 月中旬の梅雨時期に，正味放射フラックスと日射フラックスが非常に近い値を示し，正味放射フラックスは日射フラックスの低下と伴に減少している．

3. 5. 1. 2 降水による移流熱フラックス

Fig. 3. 1(b)は，降水量 P と露点温度 T_{dew} および湖の代表水温 T_L の日変化を示しており，**Fig. 3. 1(c)**は，降水による移流熱フラックス A_p の日変化を示している．降水による移流熱フラックスは，式(3. 5)の右辺第一項より，露点温度 T_{dew} と湖の代表水温 T_L の温度差と降水量 P の積に基づいて算定される．露点温度が湖の代表水温よりも大きく ($T_{dew} > T_L$)，両者の温度差が大きい 6 月から 9 月までの期間においては，降水による移流熱フラックスは他の期間よりも比較的大きく $A_p > 0$ である．したがって，この期間の降水による移流熱フラックスは，湖に対して加熱効果を与える．一方，10 月から 5 月までの期間においては，露点温度と湖の代表水温の温度差が小さくなるため，降水による移流熱フラックスは小さくなる傾向にある．また，概ね 1 月から 3 月の期間においては，露点温度が湖の代表水温よりも小さくなる ($T_{dew} < T_L$) 期間が多く存在し， $A_p < 0$ である．したがって，この期間の降水による移流熱フラックスは，湖に対して冷却効果を与える．

3. 5. 1. 3 湖水温および気温

Fig. 3. 1(e)は，池田湖における水深 0.2 m，5 m，30 m および 50 m の水温と湖面上 2 m における気温 T_a の日平均値の変化を示している．また，湖面水温 T_s (水深 0.2 m の水温) と気温 T_a の温度差 ΔT も同時に示す．水深 0.2 m および水深 5 m の湖水温は，気温および正味放射フラックスの時間的変化にしたがって明瞭な季節変化および日変化を示しており，8 月頃に最大となり 2 月中旬から 3 月上旬に

かけて約 11 °C で最小となる。水深 30 m では、2004 年 12 月末から 2005 年 1 月において、3 °C 程度の温度上昇(冷却期における湖水の鉛直混合に起因するものと考えられる)が認められるが、水深 50 m では、湖水温の日変化はほとんどなく、概ね 11 °C で一定である。したがって、2 月中旬から 3 月上旬の期間では、池田湖の水温は湖面から水深 50 m 付近まで約 11 °C で一様となっている。

湖面水温と気温の温度差 ΔT は、7 月中旬から 3 月中旬の期間では、概ね正 ($\Delta T > 0$) である。一方、3 月中旬から 7 月中旬の期間では、両者の差は小さく、3 月中旬から 5 月上旬の期間では、気温が湖面水温を上回り、両者の差が負 ($\Delta T < 0$) となる日が多くなる。

3. 5. 2 移流熱フラックスの影響

Fig. 3. 2 は、2004 年 8 月から 2005 年 9 月の池田湖における日平均湖面水温 T_s の実測値とバルク法に基づく熱収支解析法(靱井, 2003)に降水と蒸発水の正味移流熱フラックス A_n を考慮した数値解析による計算値の比較を示している。湖面水温の実測値と計算値は比較的よく一致している。また、同期間で推定した日単位の蒸発水による移流熱フラックス A_e は小さく、対象期間での平均値は 2 W m^{-2} 、最大値は 6 W m^{-2} 程度であった。

Fig. 3. 3 は、降水による移流熱フラックス A_p が特に大きかった 2005 年 9 月 5 日と 9 月 6 日を含む 10 日間における数値解析に基づく日単位の熱収支を示している。**Fig. 3. 3(a)** は、降水と蒸発水による移流熱フラックス (A_p と A_e) を考慮しない場合、**Fig. 3. 3(b)** は、両移流熱フラックスを考慮した場合の結果である。また、**Table 3. 2** は、降水と蒸発水による移流熱フラックス (A_p と A_e) が日平均湖面水温 T_s におよぼす影響を調べるために、両移流熱フラックスを考慮した場合の結果から考慮しない場合の結果を差し引いた日平均湖面水温差 ΔT_s を示している。ここ

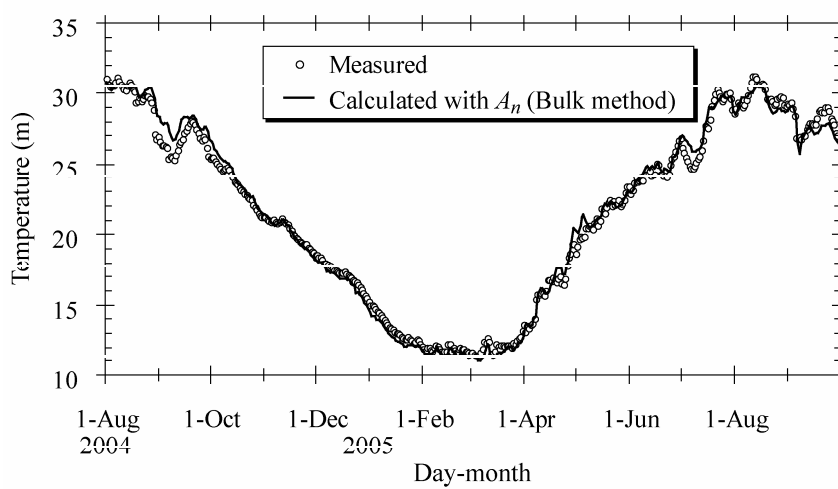
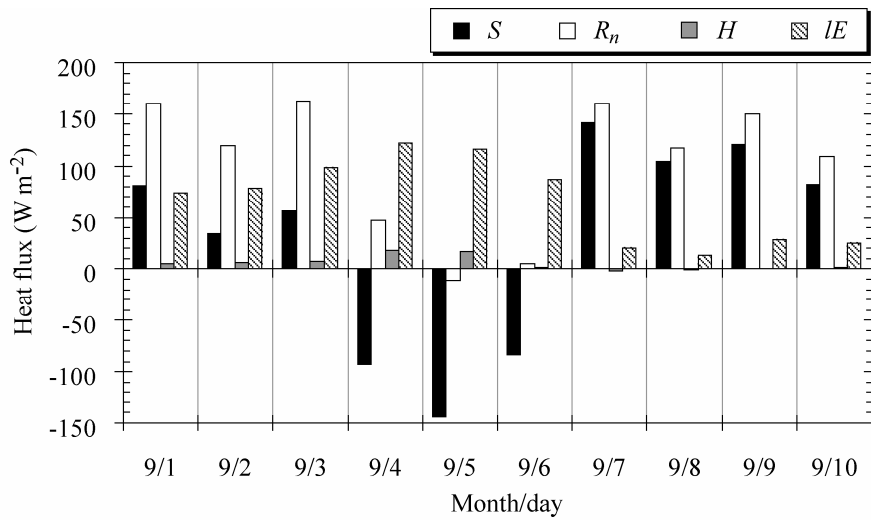
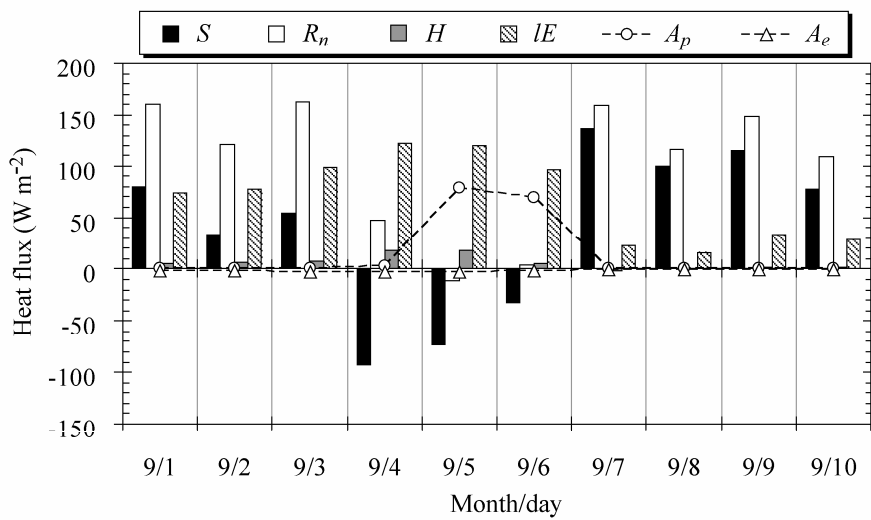


Fig. 3.2 日平均湖面水温の実測値と計算値の比較
 Comparison of measured and calculated daily mean lake surface water temperatures



(a) 移流熱フラックスを考慮しない場合
Numerically calculated heat budget without advected heat fluxes



(b) 移流熱フラックスを考慮した場合
Numerically calculated heat budget with advected heat fluxes

Fig. 3.3 2005年9月1日から9月10日の数値解析による日単位の熱収支
Daily heat budget calculated by numerical analysis from Sep. 1 to Sep. 10, 2005

Table 3.2 2005年9月1日から2005年9月10日における移流熱フラックスが日平均湖面水温におよぼす影響
Effect of advected heat fluxes on daily mean lake surface water temperature from Sep. 1 to Sep. 10, 2005

Date (day)	9/1	9/2	9/3	9/4	9/5	9/6	9/7	9/8	9/9	9/10
ΔT_s (°C)	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	0.11	0.24	0.26	0.21	0.14	0.09

ΔT_s is the difference of lake surface water temperatures calculated with and without A_n .

での 10 日間において、無降雨であった 9 月 1 日から 9 月 3 日の 3 日間では、蒸発水による移流熱フラックス A_e が、他の熱収支要素および湖面水温 T_s におよぼす影響は小さい。

一方、9 月 4 日から 9 月 6 日の 3 日間では、正味放射フラックス R_n が低下し、貯熱フラックス S が負に転じており、降水による移流熱フラックス A_p は、特に多雨日であった 9 月 5 日 (144 mm day^{-1}) と 9 月 6 日 (124 mm day^{-1}) に大きい。この 2 日間の露点温度 T_{dew} は、湖の代表水温 T_L よりも高い (**Fig. 3. 1(b)**) ことから、降水による移流熱フラックス A_p は、湖に対して加熱効果を与えている。**Fig. 3. 3(a)** と **(b)** を比較すると、降水による移流熱フラックス A_p の大部分は、貯熱フラックス S に影響をおよぼしており、他の熱収支要素におよぼす影響は小さい。また、**Table 3. 2** より、降水による移流熱フラックス A_p が日平均湖面水温 T_s に与える影響は小さく、日平均湖面水温差 ΔT_s は最大でも $0.26 \text{ }^\circ\text{C}$ 程度であった。

Fig. 3. 4 は、池田湖の月単位の潜熱フラックスに対して、降水と蒸発水の正味移流熱フラックス A_n を考慮した場合と考慮しない場合のバルク法に基づく計算値および現地観測データと Bowen 比法(式(3. 10))に基づく算定値を示している。**Fig. 3. 4** より、正味移流熱フラックス A_n を考慮した場合と考慮しない場合の潜熱フラックスの計算値は、Bowen 比法による結果と概ね一致している。また、正味移流熱フラックス A_n を考慮した場合と考慮しない場合の両計算値の間に大きな相違はないことから、月単位の計算においては、正味移流熱フラックス A_n が潜熱フラックス IE におよぼす影響は小さい。

3. 5. 3 熱収支の季節変化

Fig. 3. 5 は、現地観測データと Bowen 比法に基づく 2004 年 8 月から 2005 年 9 月における池田湖の月単位の熱収支を示している。池田湖では、降水および蒸発

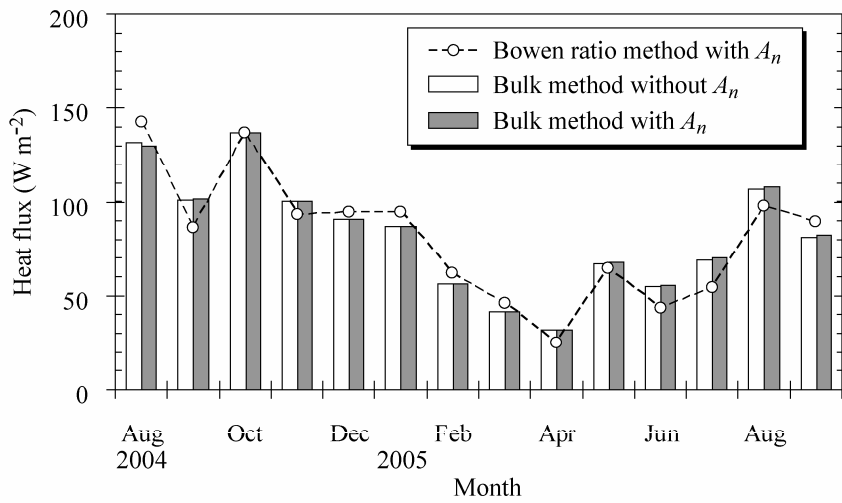


Fig. 3.4 月単位の潜熱フラックスの比較
Comparison of monthly latent heat fluxes

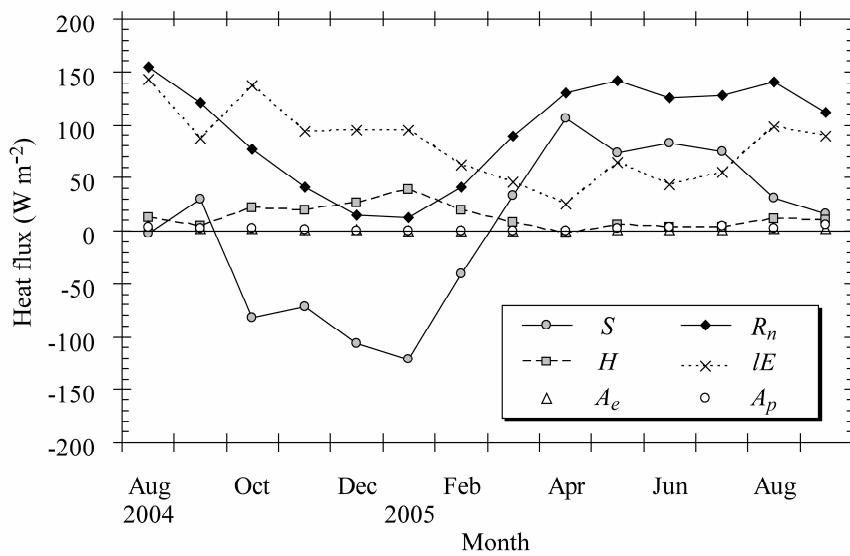


Fig. 3.5 Bowen比法に基づいた池田湖の月単位の熱収支
Monthly heat budget of Lake Ikeda by Bowen ratio method

水による移流熱フラックスは小さく，両移流熱フラックスが湖の熱収支におよぼす影響は小さいと考える．正味放射フラックス R_n は，概ね 10 W m^{-2} から 150 W m^{-2} の範囲にあり，4月から9月の期間に大きくなり，11月から2月の期間に小さくなる．**Fig. 3. 6** は，湖面水温 T_s と気温 T_a の温度差 ΔT および湖面の飽和水蒸気圧 e_s と大気の水蒸気圧 e_a の水蒸気圧差 Δe の月変化を示している．顕熱フラックス H および潜熱フラックス IE は，それぞれ ΔT および Δe の変動パターンと概ね一致している．**Fig. 3. 5** より潜熱フラックス IE の季節変化は緩やかで，8月から1月に大きく2月から7月に比較的小さくなる．秋冬季に大きく春夏季に小さい日本の北部地域における水深の深い湖の一般的な季節変化(武田ら，1992; 近藤，1994)と比較すれば，池田湖の潜熱フラックスの季節変化は，時期的に約1ヶ月程度早い傾向にある．また，顕熱フラックス H と潜熱フラックス IE の和が，正味放射フラックス R_n よりも小さくなる3月から9月の期間では，貯熱フラックス S は正($S>0$)となり，大気から湖への受熱を示す．逆に顕熱フラックス H と潜熱フラックス IE の和が，正味放射フラックス R_n よりも大きくなる10月から2月の期間では，貯熱フラックス S は負($S<0$)となり，湖から大気への放熱を示す．

Table 3. 3 は，日本における3つの代表的な湖(十和田湖，野尻湖，霞ヶ浦)の年単位の熱フラックスと Bowen 比(近藤，1994)および本解析による池田湖での結果を示している．また，**Fig. 3. 7** は，池田湖の Bowen 比の月変化を示している．池田湖における Bowen 比は，概ね 0.4 から -0.1 の範囲にあり，年平均値は他の湖よりも小さい．近藤・桑形(1992)によれば，水面や地表面でのエネルギーは，気温に依存して，高温のとき潜熱として利用される割合が大きくなるため，日本における Bowen 比は，関東・西日本で小さく，それ以外の東日本で大きい傾向にある．温暖な地域に位置する池田湖では，顕熱フラックスが小さく潜熱フラックスが卓越する傾向にあり，Bowen 比は比較的小さい．dos Reis and Dias(1998)によれば，ブラジルの Serra Azul 湖(平均水深 10 m)における月単位の Bowen 比は，概ね 0.2

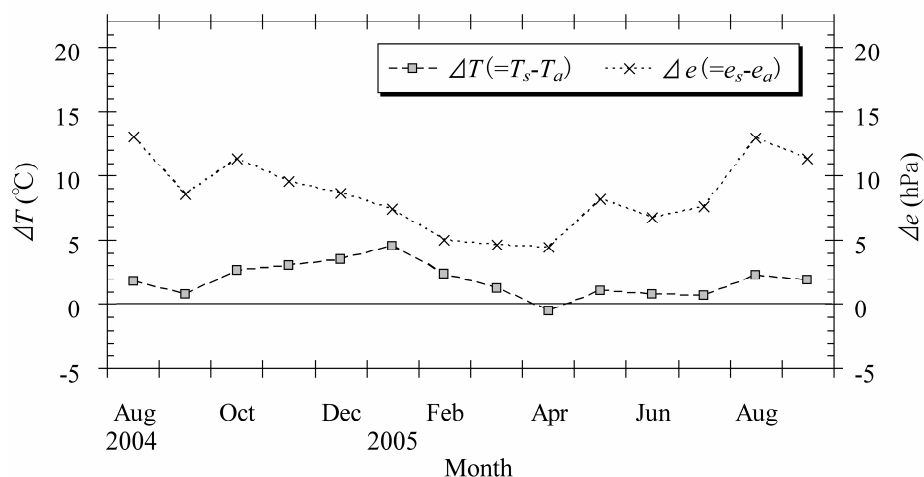


Fig. 3.6 湖面と大気との温度差と水蒸気圧差の月変化
 Monthly changes in temperature and vapor pressure differences
 between lake surface and atmosphere

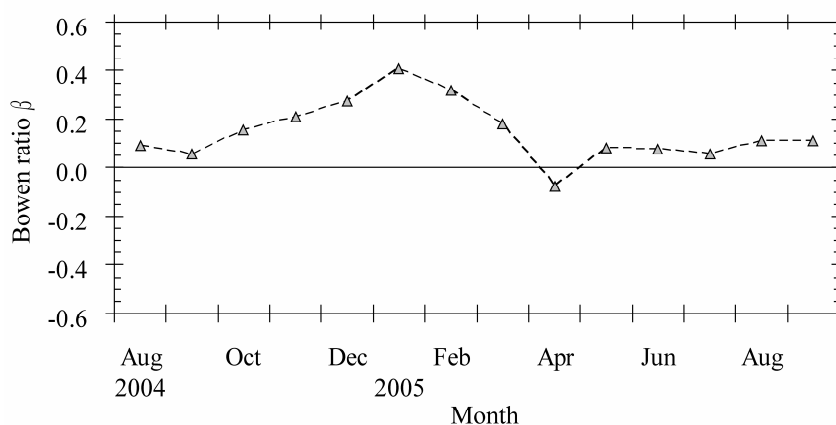


Fig. 3.7 Bowen比の月変化
 Monthly changes in Bowen ratio

Table 3.3 日本における3つの湖(十和田湖, 野尻湖, 霞ヶ浦)と本研究による池田湖の年単位の熱フラックスおよびBowen比の比較

Comparison of annual heat fluxes and Bowen ratio among three lakes (Lake Towada, Lake Nojiri, and Lake Kasumigaura) and Lake Ikeda in Japan

Lake	Latitude (Deg.)	Mean water depth (m)	H ($W m^{-2}$)	LE ($W m^{-2}$)	Mean Absolute Value of S ($W m^{-2}$)	β^a
Towada	40°25'	80	31	53	111	0.58
Nojiri	36°50'	21	23	51	61	0.45
Kasumigaura	36°00'	3	18	66	21	0.27
Ikeda	31°14'	125	14	75	70	0.19

^a Annual Bowen ratio is calculated by annual mean sensible and latent heat fluxes.

前後の範囲にあり，池田湖と同様に小さい．熱帯地域に位置する Serra Azul 湖でも，顕熱フラックスが小さく潜熱フラックスが卓越する結果が得られている．

貯熱フラックス S は，水深が深い湖ほどその絶対値の平均値(*Mean Absolute Value: MAV*)も大きくなる(近藤, 1994)．したがって，**Table 3.3** より，十和田湖や野尻湖および池田湖の貯熱フラックスの *MAV* は比較的大きい．ただし，池田湖の貯熱フラックスの *MAV* は，平均水深が大きいかかわらず，十和田湖よりも小さい．これは，湖面水温と気温の温度差 ΔT の平均値が，十和田湖では冬季(12月から2月)に $5.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ および夏季(6月から8月)に $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Yamamoto and Kondo, 1964)であることに対して，池田湖では，それぞれ $3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ および $1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (**Fig. 3.6** 参照)であり，池田湖の顕熱フラックスによる冬季での放熱および夏季での受熱が，十和田湖よりも少ないことに起因していると考えられる．また，池田湖の貯熱フラックスの *MAV* が小さくなる要因として，Bowen 比が小さい池田湖では，夏季(受熱期)での潜熱フラックスによる放熱が比較的大きいことが挙げられる．

3.5.4 潜熱フラックス

Fig. 3.8 は，Bowen 比法(式(3.10))，Penman 法(式(3.11))および Priestley-Taylor 法(式(3.13))に基づく潜熱フラックス IE の月平均値を示している．Penman 法による潜熱フラックスは，現地観測データと式(3.10)に基づいて算定した Bowen 比法による潜熱フラックスと季節変化はよく一致しているが，期間平均で Bowen 比法の値を約 18% 過大評価している．これに対して，Priestley-Taylor 法による潜熱フラックスは，Bowen 比法による結果とよく一致している．対象とする湖によっては，Priestley and Taylor(1972)が提案した式(3.13)の係数 1.26 を補正することで，Bowen 比法の結果とよく一致する場合(dos Reis and Dias, 1998)もあるが，池田湖では式(3.13)の係数 1.26 がそのまま適用可能であるといえる．

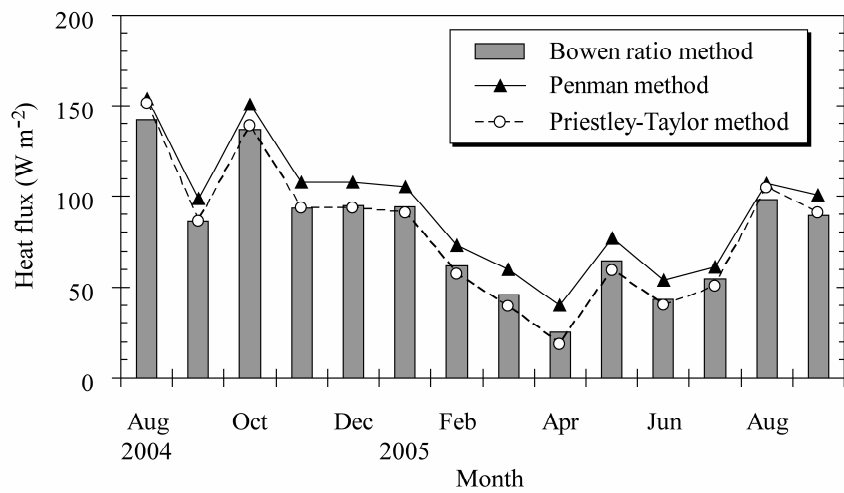


Fig. 3.8 3つの算定法に基づいた潜熱フラックスの比較
Comparison of latent heat fluxes by three method

3.6 結論

本章では、現地観測による湖水温および気象資料を用いて、降水と蒸発水による移流熱フラックスが池田湖の熱収支におよぼす影響を数値解析に基づいて評価し、両移流熱フラックスを考慮した熱収支式および Bowen 比法に基づき、2004年8月1日から2005年9月30日における池田湖の熱収支について検討を加えた。得られた成果は、以下の4点に要約される。

1) 日および月単位の蒸発水による移流熱フラックスは小さく、湖の熱収支および湖面水温におよぼす影響は小さい。一方、日単位の降水による移流熱フラックスは、多雨日においては大きく、そのエネルギーの多くは、貯熱フラックスに影響を与えるが、湖面水温に対しては、約 $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ の温度変化を与えるだけである。月単位の熱収支計算においては、無降雨日が含まれるため、降水による移流熱フラックスが湖の熱収支および湖面水温に与える影響は小さい。したがって、月単位の検討において、降水と蒸発水による移流熱フラックスが池田湖の熱収支におよぼす影響はともに小さい。

2) バルク法に基づく月単位の潜熱フラックスの推定値は、降水と蒸発水による移流熱フラックスを考慮した場合と考慮しない場合において大きな相違はなく、両者とも現地観測データを用いて算定した Bowen 比法による潜熱フラックスと概ね一致した。

3) 温暖な地域に位置する池田湖では、年平均の顕熱フラックスは 14 W m^{-2} と小さく、潜熱フラックスは 75 W m^{-2} と大きくなる傾向にある。また、Bowen 比は 0.19 であり比較的小さい。潜熱フラックスの季節変化は緩やかで、8月から1月に大きく2月から7月に比較的小さくなり、秋冬季に大きく春夏季に小さい日本の北部地域における水深の深い湖の一般的な季節変化と比較すれば、池田湖の潜熱フラックスの季節変化は、時期的に約1ヶ月程度早い傾向にある。

4) Penman 法による月単位の潜熱フラックスは，現地観測データを用いて算定した Bowen 比法による潜熱フラックスと季節変化はよく一致したが，14 ヶ月間の平均で Bowen 比法の値を 18 %程度過大評価した．これに対して，Priestley-Taylor 法による月単位の潜熱フラックスは，Bowen 比法による結果とよく一致した．

第4章 池田湖水位の推定モデル

4.1 緒論

湖の水収支を明らかにする際に、地下水流入量(流域地下からの流入量)および地下水流出量(湖底からの流出量)は重要な要素であるが、それらの定量的評価は困難である場合が多く、一般に推定によって評価される。地下水の流入量および流出量を推定する場合の最も一般的なアプローチは、地下水の流入量から流出量を差し引いた正味地下水量を水収支計算における残差量として評価するものである(Lee and Swancar, 1997)。Chikita *et al.*(2004)は、屈斜路湖における正味地下水量に対し、物質収支を考慮することで、地下水の流入量と流出量を推定している。また、Motz *et al.*(2001)は、フロリダのLowry湖における正味地下水量に対し、地下水観測とダルシー則を適用することで、地下水の流入量と流出量を推定している。以上のようなアプローチは、地下水流入量および地下水流出量をより正確に把握する手法として有効である。しかし、多数の地下水観測孔や水文地質および水質データを必要とする。

池田湖の水文学的研究(林・戸原, 1968; 阿部, 1972)では、流域流入量(流域地下と地表からの流入量)および湖底漏出量(湖底からの流出量)の日単位での定量的評価は正確に行われていない。その後、日単位で池田湖の水収支を定量的に評価した研究はなく、現在においても湖水の適切な管理は困難な状況にある。実際に池田湖では、1997年の渇水に伴う取水制限によって、周辺地域での利水が行えない状況が生じた。

以上のことから、本章では、地域の貴重な淡水資源である池田湖に対して、流域流入量および湖底漏出量の推定アプローチについて検討し、湖水を管理する実測湖水位に対する推定モデルの構築を試みる。また、1967年から1997年までの

31 年間の水文および利水資料(農林水産省九州農政局, 1998, 2002)に基づく水収支解析により, 湖水位推定モデルの妥当性を検討する.

4. 2 湖水位の推定方法

4. 2. 1 湖水位推定モデル

池田湖における水文および水収支の概要を **Fig. 4. 1** に示す. また, 池田湖の水収支は, 次式で表される.

$$\frac{dS}{dt} = I_p + I_i + I_s - O_l - O_e - O_u \quad (4. 1)$$

ここに, S : 湖水位(mm), t : 時間(day), I_p : 降水量(mm day⁻¹), I_i : 流域流入量(mm day⁻¹), I_s : 河川水供給量(mm day⁻¹), O_l : 湖底漏出量(mm day⁻¹), O_e : 湖面蒸発量(mm day⁻¹), O_u : 利水量(mm day⁻¹)であり, 右辺はそれぞれ池田湖の水深換算値である. 本モデルに適用する各水収支構成要素は以下のようなものである.

流域流入量 I_i は, 流域地下および地表面から湖への流入量の合計であり, **Fig. 4. 2** に示す 2 段タンクモデルの流出量(Q_1 , Q_2 , Q_3 の合計)として算定する. ここで, 上段タンクから差し引かれる流域蒸発散量 ET は, 池田湖周辺(**Fig. 2. 1** の指宿市と枕崎市)の気象資料を入力値として, ペンマン式による可能蒸発散量(三浦・奥野, 1993)と山地流域において評価された季別蒸発散比(高瀬・丸山, 1978)の積から算定する. 流域蒸発散量の取り扱いについて, 上段タンクの水位がゼロとなった場合は, 下段タンクから差し引くようにする(菅原, 1972). 算定した流域蒸発散量 ET について, 1967 年から 1997 年までの 31 年間における年蒸発散量の最大値は 1,115 mm, 最小値は 882 mm であり, 31 年間の平均値は 1,011 mm であった. なお, 近藤ら(1992)によれば, 鹿児島市において森林を想定した場合の年

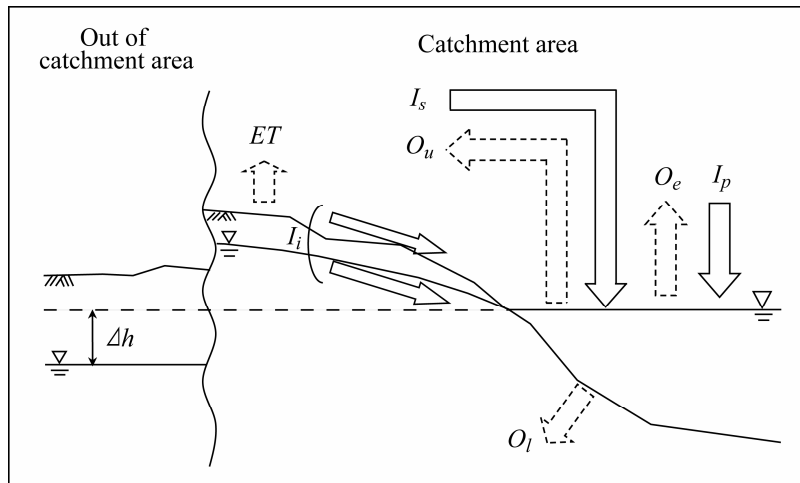


Fig. 4.1 池田湖の水文水収支の概要
Generalized hydrologic setting and budget on Lake Ikeda

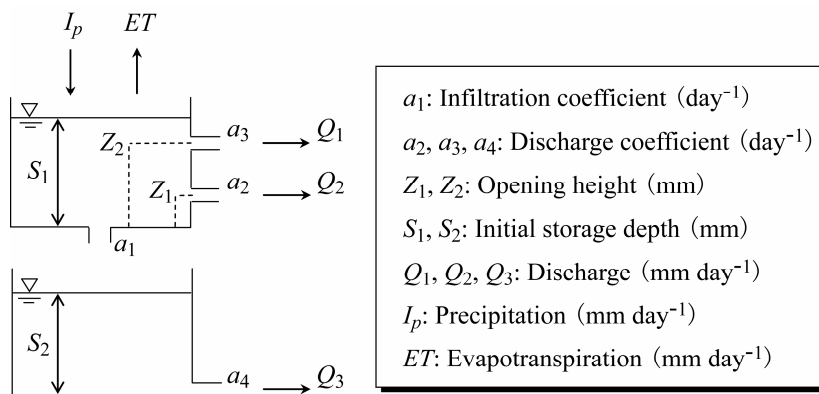


Fig. 4.2 流域タンクモデル
Tank model for the catchment area

蒸発散量は 919 mm である.

降水量 I_p は, 池田湖および湖流域での平均的な降水量を表しており, 本章では **Fig. 2. 1** に示す流域内 3 地点(L_1, L_2, L_3)での降水量(P_1, P_2, P_3)の算術平均(ここでは P とする)を用いる. 流域内平均降水量 P は, その観測期間(2004 年 2 月 1 日から 2005 年 2 月 28 日)が, 本章で対象とする水収支解析の期間外であるため, 直接利用することはできない. よって, 最も長期的に観測され, かつデータの収集および整理が容易な流域外の降水量観測地点 L_A における降水量 P_A から補間を行う. **Fig. 4. 3** は, 2004 年 2 月から 2005 年 2 月の 13 ヶ月間における月単位の流域内平均降水量 P と流域外降水量 P_A の相関を示している. 各降水量は, 日単位の換算値で表示してある. **Fig. 4. 3** から, それぞれの降水量の関係は, 以下の回帰式で表される.

$$P = 0.82 \times P_A \quad (4. 2)$$

ここに P : 流域内 3 地点の平均降水量(mm day⁻¹), P_A : 流域外降水量(mm day⁻¹)である. 本解析では水収支式(4. 1)および **Fig. 4. 2** の上段タンクに入力する降水量 I_p として, 式(4. 2)の流域内平均降水量 P を用いる. なお, **Fig. 4. 3** において, 両降水量の関係を月単位のデータを用いて評価した理由は, 流域内平均降水量と流域外降水量の関係を日単位のデータを用いて評価した場合, 対象期間内の降雨日のデータ数が少ないために多雨日の降水量の影響が大きくなる傾向にあり, 両降水量の関係を適切に評価できない可能性が生じたためである.

湖底漏出量 O_l は, ダルシー則に基づく次式(Motz, 1998)から推定する.

$$O_l = a_c \times \Delta h \quad (4. 3)$$

ここに, a_c : 鉛直方向に平均化された鉛直透水性度(day⁻¹), Δh : 湖水位と流域外地下水水位の水頭差(mm)である. 鉛直透水性度 a_c は, 池田湖地下の水文地質構造が変

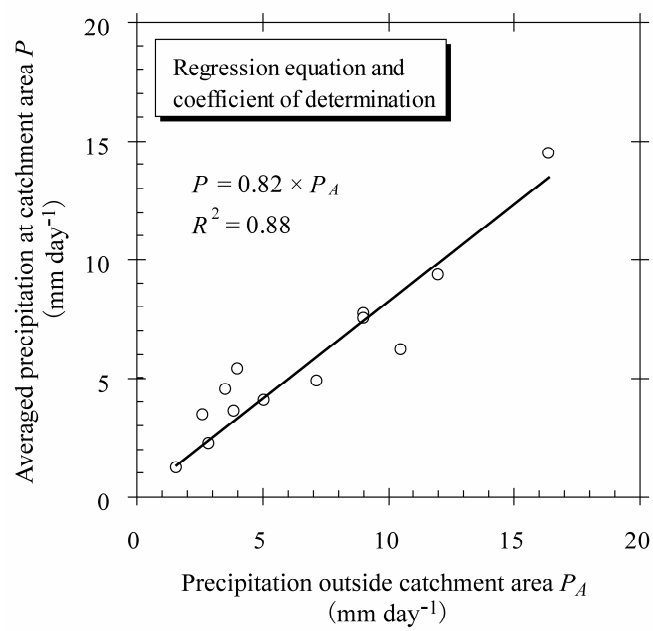


Fig. 4.3 流域内外の月降水量の相関
Relation between monthly precipitation at the catchment area and outside the catchment area

化しない限り、時間に対して一定であると考えられる(Motz, 1998). したがって、本解析における鉛直透水性 a_c は一定と仮定する. また、 Δh を計算する場合の湖水位には、本モデルによる推定値を適用する. 流域外地下水位については、湖から南西に約 1 km 離れた湧水地域(Fig. 2. 1)の地下水位が、ほぼ標高 50.0 m で一定である(阿部, 1972)ことから、一定の地下水位として標高 50.0 m を適用する.

湖面蒸発量 O_e は、池田湖周辺(Fig. 2. 1 の指宿市と枕崎市)の気象資料を入力値として、湖水温の数値解析とバルク法に基づく推定法(靱井, 2003)によって算定する. 湖面蒸発量 O_e の算定値の妥当性については、前章において、同法による潜熱フラックスの推定値と現地観測データを用いた Bowen 比法による結果との比較によって概ね検証されている. また、前章での移流熱フラックスの検討から、池田湖では月単位の降水と蒸発水による移流熱フラックスが潜熱フラックスにおよぼす影響は小さく無視できるため、本章でのバルク法による湖面蒸発量推定法には、それらの影響を省略した簡便な方法を採用する.

湖水位 S 、河川水供給量 I_s および利水量 O_u には、水文および利水資料(農林水産省九州農政局, 1998, 2002)による実測値を用いる. ただし、ここでの湖水位 S は、湖水位推定の際の初期値としてのみ利用する.

4. 2. 2 モデルパラメータの同定

本モデルでの未定のパラメータは、Fig. 4. 2 の流域タンクモデルにおける浸透孔係数 a_1 、流出孔係数 a_2 、 a_3 、 a_4 、流出孔高 Z_1 、 Z_2 、計算初期におけるタンク内水位 S_1 、 S_2 および式(4. 3)における鉛直透水性 a_c の計 9 つである.

本解析では、9 つのモデルパラメータの同定を複数パラメータの大域的探索が可能な SCE-UA(Shuffled Complex Evolution)法(Duan *et al.*, 1992)を用いて行う. また、同法において探索したモデルパラメータの評価は、次式の誤差評価関数

RMSE(Root Mean Square Error)に基づいて行う。

$$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_{ci} - S_{mi})^2} < \varepsilon \quad (4.4)$$

ここに、 N ：水収支解析の日数、 S_c ：湖水位の推定値(mm)、 S_m ：湖水位の実測値(mm)、 ε ：誤差判定基準(mm)である。本解析では、さまざまな誤差判定基準 ε に対して、試行錯誤的に計算を行ったところ、RMSE で評価した湖水位の推定誤差が約 100 mm 程度であった場合に、モデルパラメータの探索効率(同定計算にかかる時間)および実測湖水位に対する推定値の再現性の双方を両立する結果が得られた。したがって、本解析では誤差判定基準 ε に 100 mm を適用する。

モデルパラメータの同定においては、実測湖水位に対する再現性の低い不合理な結果を排除することを目的として、次式によりモデルパラメータ間に一定の制約条件を付加する。

$$a_1 + a_2 + a_3 < 1 \quad (4.5)$$

$$Z_1 < Z_2 \quad (4.6)$$

ここに、 a_1 ：1 段目タンクの浸透孔係数(day^{-1})、 a_2 ：1 段目タンクの下部流出孔係数(day^{-1})、 a_3 ：1 段目タンクの上部流出孔係数(day^{-1})、 Z_1 ：1 段目タンクの下部流出孔高(mm)、 Z_2 ：1 段目タンクの上部流出孔高(mm)である。実際の同定計算においては、田中丸(1995)を参考に、式(4.5)の条件を満たす場合には 0、満たさない場合には $(a_1+a_2+a_3) \times 10^3$ 、式(4.6)の条件を満たす場合には 0、満たさない場合には $(Z_1+Z_2) \times 10^3$ をそれぞれ式(4.4)の左辺に加算する。

また、SCE-UA 法の適用においては、モデルパラメータの探索範囲を予め設定する必要があるため、既往の研究(田中丸, 1995; 藤原ら, 2003a, b; 多田ら, 2005)

および予備検定に基づいて、その範囲を決定した。探索範囲の上下限値を **Table 4. 1** に示す。SCE-UA 法の操作パラメータは、『評価関数の最大トライアル数』を 99,999、『集団の数』を 25 と置いた以外はすべて Duan *et al.*(1994)による推奨値を適用する。ただし、探索点の初期集団を発生させる乱数の種には、任意に設定した 20 種の値を用いる。藤原ら(2003a)は、厳密なモデルパラメータの最適値を探索するために、乱数の種に応じた複数回の同定計算を行っている。本解析では、藤原ら(2003a)と同様の目的で乱数の種を変えた 20 回の同定計算を行う。

なお、20 回の同定計算の結果、モデルパラメータが複数組(最大で 20 組)同定される場合には、同定した各組のモデルパラメータを用いて複数回の水収支解析を行い、以降に述べる検証期間またはパラメータ評価期間に対して、*RMSE* の値が最も小さくなる 1 組を最適なモデルパラメータとして選出する。

4. 2. 3 水収支解析の概要

本解析では、1967 年から 1997 年において 3 つの水収支解析ケース (Case 1, 2, 3)を設定し、モデルパラメータの同定および検証を行う。**Table 4. 2** に水収支解析期間の概要を示す。また、各々の水収支解析の目的は、以下のようである。

Case 1: 1967 年当時の湖水の人為的な水利用は、現在ほど複雑ではなかったため、当時の池田湖は比較的自然の水循環系の中にあつたと考える。また、池田湖地下および流域の水文地質構造が時間的に大きく変化していなければ、1967 年当時の条件から同定したモデルパラメータを用いて、当時から現在までの池田湖の水文および水収支は再現可能であると考えられる。したがって、Case 1 における水収支解析の目的は、1967 年当時の条件から同定するモデルパラメータの妥当性を 1997 年までの水収支解析によって検証することである。

Table 4.1 モデルパラメータの上下限值
Upper and lower parameter bounds

Parameter	Unit	Lower bound	Upper bound
S_1	mm	0.0	200.0
S_2	mm	0.0	2,000.0
a_1	day ⁻¹	0.0	0.65
a_2	day ⁻¹	0.0	0.65
a_3	day ⁻¹	0.0	0.65
a_4	day ⁻¹	0.0	0.01
Z_1	mm	0.0	50.0
Z_2	mm	0.0	100.0
a_c	day ⁻¹	0.0	0.1

Table 4.2 水収支解析期間
Hydrologic budget analysis periods

	Calibration	Verification
Case 1	1967-1969	1970-1997
Case 2	—	1983-1997
Case 3	1983-1985	1986-1997

Case 2: Case 1 において, 1967 年から 1997 年までの湖水位の推定が困難な場合, 湖水位の推定誤差が大きくなった時点(Case 1 の結果から 1981 年以降)で再度モデルパラメータの同定を行う. Case 2 では, Case 1 で同定した 9 つのモデルパラメータの中で, タンクの初期水位 S_1 , S_2 のみを適切な値に再設定することを考える(このように考えたのは, Case 1 の解析結果において, 1988 年以降の湖水位の実測値と推定値の変動パターンが類似していたためである). したがって, Case 2 における水収支解析の目的は, 1983 年から 1997 年の 15 年間に対して再度水収支解析を行い, タンクの初期水位 S_1 , S_2 のみを再設定することによる湖水位の再現性と Case 1 で同定した 7 つのモデルパラメータ a_1 , a_2 , a_3 , a_4 , Z_1 , Z_2 , a_c の適用性を検証することである. なお, タンクの初期水位は, 1983 年の初日の値に設定するために, 1983 年から 1985 年において水収支解析を行い, **Table 4. 1** で示した範囲内で式(4. 4)の左辺が最小となるように決定する.

Case 3: Case 1 において, 1967 年から 1997 年までの湖水位の推定が困難な場合, 湖水位の推定誤差が大きくなった時点(Case 1 の結果から 1981 年以降)で再度モデルパラメータの同定を行う. Case 3 では, Case 2 とは対照的に 9 つのモデルパラメータ全てについて同定計算を行う. すなわち, Case 3 における水収支解析の目的は, 1983 年以降において, 池田湖の水文条件に適合するモデルパラメータを同定し, その妥当性を検証することである.

4. 3 結果と考察

4. 3. 1 Case 1 における湖水位推定

Fig. 4. 4 は, Case 1 における湖水位の実測値とモデルによる推定値, 日降水量 $P(= 0.82 \times P_d)$ および湖水位の推定誤差を示している. Case 1 において, 20 回のモ

デルパラメータの同定計算を行った結果、全ての試行において誤差判定基準($\varepsilon = 100 \text{ mm}$)未滿を満足した。しかし、同定した 20 組のモデルパラメータの一貫性は低く、モデルパラメータ同定期間以降の 12 年間(1970 年から 1981 年 ; Case 1 においては検証期間と区別して、以下「パラメータ評価期間」という)における湖水位の再現結果も 20 回の試行でそれぞれ異なっていた。20 組のモデルパラメータの中で、パラメータ評価期間の実測湖水位に対する再現性が最も高い場合の *RMSE* は 561 mm であり、最も低い場合の *RMSE* は 1,418 mm であった。20 組のモデルパラメータの一貫性が低かった理由は、同定期間の水収支構成要素に含まれる実測および推定誤差(湖水位の観測誤差および気象データ欠測時における別地点データの代用による誤差)、さらに誤差判定基準 ε を 100 mm としたことによる同定計算での打切り誤差が一貫性の高いモデルパラメータの同定を困難にしたためであると考えられる。なお、パラメータ評価期間を 12 年間に設定した理由は、Case 3 の検証期間の 12 年間との対応を考え、パラメータの評価条件を Case 3 と一致するようにしたためである。

Fig. 4. 4 に示す湖水位の推定値は、20 組のモデルパラメータの中で、パラメータ評価期間の実測湖水位に対する再現性が最も高かった結果を示している。**Table 4. 3** には、そのときのモデルパラメータを示す。**Fig. 4. 4** より、湖水位の実測値と推定値は、全体的にほぼ同様の変動パターンを示しており、降水に対する応答が認められる。また、1980 年までの湖水位の推定値は、実測値と概ね一致している。しかしながら、1981 年以降の湖水位の推定精度は低く、その推定誤差は最大で 1,760 mm であった。なお、1970 年から 1997 年の検証期間における *RMSE* は 852 mm であった。

以上の結果から、1967 年当時の条件から同定したモデルパラメータを用いて、1967 年から 1997 年までの 31 年間の湖水位を推定することは困難である。

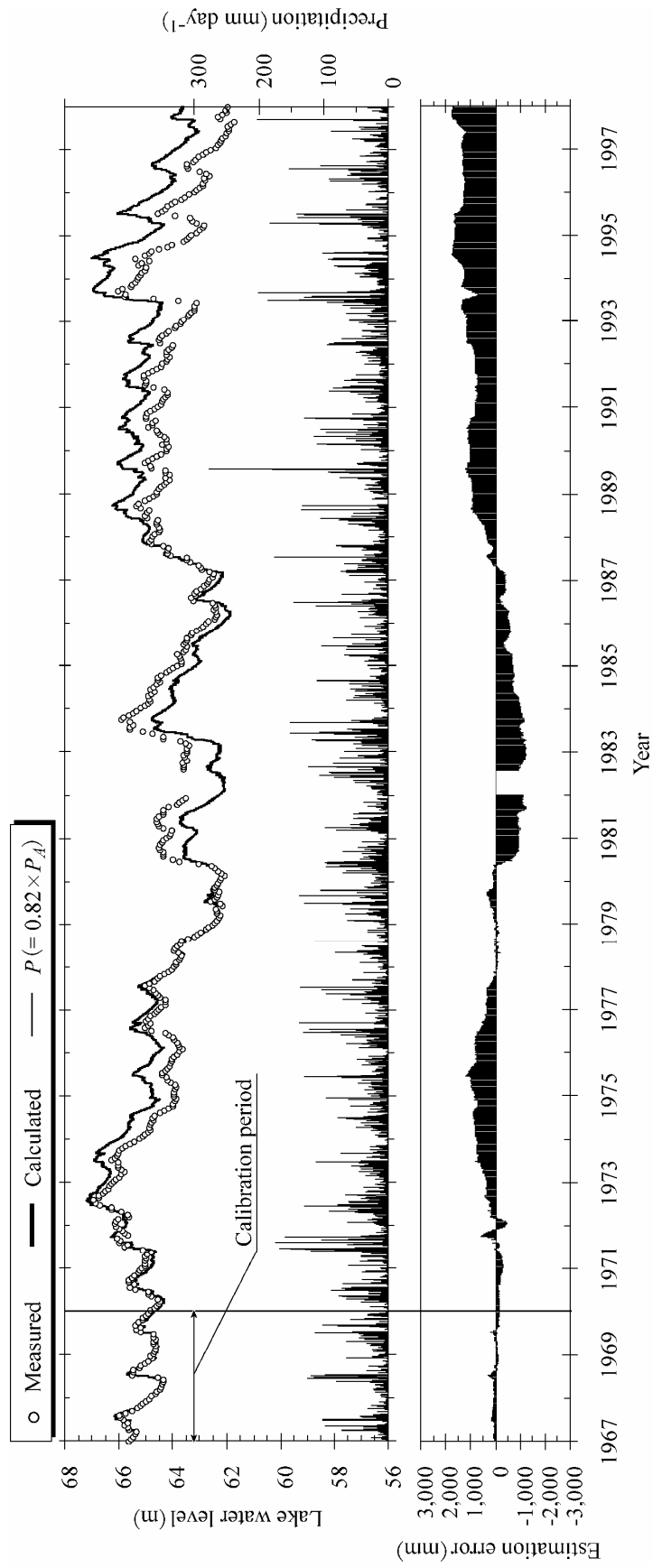


Fig. 4.4 Case 1における湖水位の推定
 Estimation of lake water level for Case 1

4. 3. 2 Case 2 における湖水位推定

Fig. 4. 5 は、Case 2 における湖水位の実測値とモデルによる推定値、日降水量 $P(= 0.82 \times P_A)$ および湖水位の推定誤差を示している。湖水位の推定値は、Case 1 において最終的に採用した 1 組のモデルパラメータ(1970 年から 1981 年のパラメータ評価期間で湖水位の再現性が最も高かった 1 組のモデルパラメータ)の中の 7 つのモデルパラメータ $a_1, a_2, a_3, a_4, Z_1, Z_2, a_c$ および新たに設定したタンクの初期水位 S_1, S_2 に基づく結果を示している。Table 4. 3 には、そのときのモデルパラメータを示す。Fig. 4. 5 に示すように、Case 2 における湖水位の推定精度は低く、特に 1987 年 4 月以降の湖水位の推定誤差は 500 mm 以上となり、その後 2,000 mm を超える日も存在した。1983 年から 1997 年の検証期間の RMSE は 1,343 mm であった。なお、Case 1 で同定した残りの 19 組のモデルパラメータを用いた場合においても、湖水位の推定値は実測値を過大評価する傾向にあった。

Case 2 における湖水位推定誤差の原因の一つは、1983 年以降の水収支構成要素に含まれる実測および推定誤差(湖水位の観測誤差および気象データ欠測時における別地点データの代用による誤差)の影響が、1967 年当時のものと異なることに起因していると考えられる。すなわち、1983 年以降の湖水位観測(中央管理所における河川水供給量および利水量との一元観測)が 1967 年当時(観測小屋における水位観測)の状況と異なること、指宿市における 1983 年当時の気象観測(1983 年から 1985 年の欠測日数：1 日)が 1967 年当時(1967 年から 1969 年の欠測日数：114 日)の状況と異なることによる影響が考えられる。また、別の原因としては、池田湖流域の水文特性(地形や植生など)が、時間の経過とともに変化したことによる影響が考えられる。鹿児島県(2001)による 1980 年から 1998 年の池田湖流域の水文特性に関するデータによれば、池田湖流域の林野面積は減少傾向にあることが報告されている。

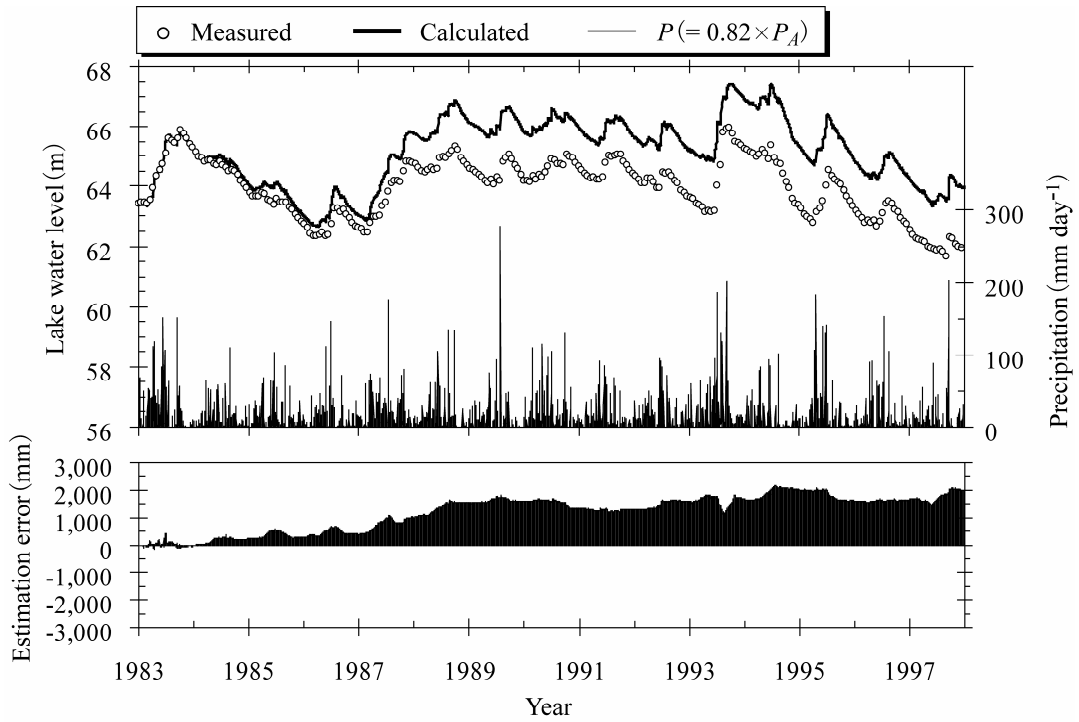


Fig. 4.5 Case 2における湖水位の推定
Estimation of lake water level for Case 2

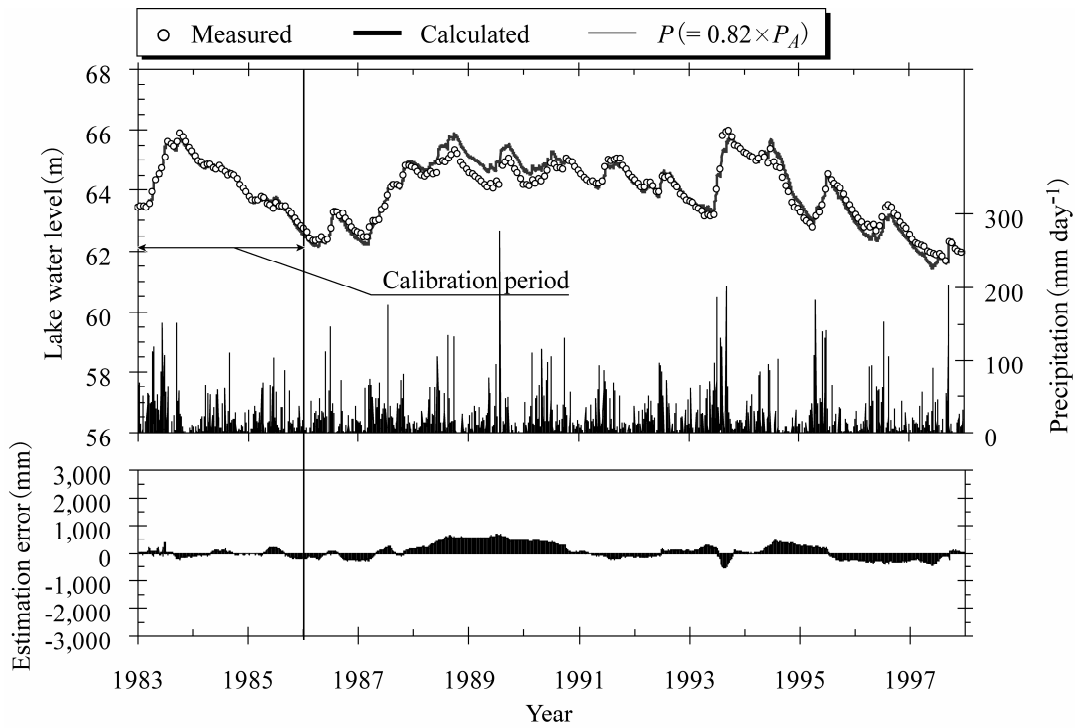


Fig. 4.6 Case 3における湖水位の推定
Estimation of lake water level for Case 3

Table 4.3 3つの場合 (Case 1, 2, 3) において同定したモデルパラメーター
 Calibrated model parameters in three cases (Case 1, 2, and 3)

Parameter	Unit	Case 1	Case 2	Case 3
S_1	mm	69.8	0.0	60.1
S_2	mm	73.9	0.0	154.5
a_1	day ⁻¹	2.370×10^{-1}	2.370×10^{-1}	2.107×10^{-1}
a_2	day ⁻¹	3.812×10^{-1}	3.812×10^{-1}	1.775×10^{-1}
a_3	day ⁻¹	2.211×10^{-1}	2.211×10^{-1}	2.142×10^{-1}
a_4	day ⁻¹	0.910×10^{-2}	0.910×10^{-2}	0.790×10^{-2}
Z_1	mm	28.2	28.2	32.5
Z_2	mm	44.9	44.9	43.0
a_c	day ⁻¹	0.225×10^{-3}	0.225×10^{-3}	0.268×10^{-3}

以上のことから、1967年当時の条件に基づいて同定した7つのモデルパラメータ $a_1, a_2, a_3, a_4, Z_1, Z_2, a_c$ と1983年初日の値に再設定したタンクの初期水位 S_1, S_2 を用いた場合においても、1983年以降の湖水位の推定を行うことは困難である。

4. 3. 3 Case 3 における湖水位推定

Fig. 4. 6 は、Case 3 における湖水位の実測値とモデルによる推定値、日降水量 $P(= 0.82 \times P_d)$ および湖水位の推定誤差を示している。Case 3 において、20回のモデルパラメータの同定計算を行った結果、全ての試行において誤差判定基準($\varepsilon = 100$ mm)未満を満足した。同定した20組のモデルパラメータの一貫性は高く、1986年から1997年の検証期間における湖水位の再現結果も20回の試行でほぼ一致した。20組のモデルパラメータの中で、検証期間の実測湖水位に対する再現性が最も高い場合の $RMSE$ は285 mm であり、最も低い場合の $RMSE$ は388 mm であった。すなわち、20回の独立した同定計算を行うことによって、湖水位の推定精度が $RMSE$ で最大103 mm 向上したことになる。Case 3 においては、藤原ら(2003a)が指摘しているように、誤差評価関数 $RMSE$ を用いた複数回(本解析では20回)の同定計算によって、一貫性の高いモデルパラメータが同定され、厳密なモデルパラメータの探索を行うことができた。また、20組のモデルパラメータの一貫性が、Case 1 の場合よりも高かった理由は、水収支構成要素に含まれる実測および推定誤差(気象要素の欠測などに起因する)の影響が、モデルパラメータの同定において比較的小さかったためであると考えられる。

Fig. 4. 6 に示す湖水位の推定値は、20組のモデルパラメータの中で、検証期間の実測湖水位に対する再現性が最も高かったものを示している。Table 4. 3 には、そのときのモデルパラメータを示す。Fig. 4. 6 に示すように、湖水位の推定値は、

実測値とよく一致しており，同定したモデルパラメータを用いて近年の湖水位の変化は再現可能である．なお，1988年から1990年における湖水位の推定誤差は若干大きい，これは降水の空間的代表性の問題など，各水収支構成要素に含まれる実測または推定誤差の不確実性から生じた誤差量であると考えられる．

4.4 結論

本章では，地域の貴重な淡水資源である池田湖において，湖水位推定モデルを構築し，1967年から1997年までの31年間にわたる実測湖水位との比較によって，その妥当性を検討した．本モデルは，池田湖における流入水と流出水の水収支に基づいて湖水位の日変化を推定するものである．水収支式における各要素について，降水量には流域外降水量からの補間値を適用し，湖面蒸発量は移流熱フラックスの影響を省略したバルク法(初井, 2003)に基づいて推定した．また，河川水供給量および利水量には，水文および利水資料(農林水産省九州農政局, 1998, 2002)による実測値を用いた．流域流入量および湖底漏出量は，簡便な2段タンクモデルおよびダルシー則に基づいて推定し，9つのモデルパラメータは，複数パラメータの大域的探索が可能なSCE-UA法(Duan *et al.*, 1992)を用いて同定した．

1967年当時の条件から同定したモデルパラメータを用いて，1997年までの水収支解析を行った結果(Case 1 および Case 2)，1980年までの湖水位の推定値は，実測値と概ね一致した．しかし，1981年以降においては，湖水位の推定精度は低下した．これは，水収支構成要素に含まれる実測および推定誤差(湖水位の観測誤差および気象データ欠測時における別地点データの代用による誤差)の影響や池田湖流域の水文特性(地形や植生など)が，1967年当時と1981年当時で異なることに起因していると考えられる．したがって，1967年当時の条件に基づいて同定したモデルパラメータを，近年の湖水位の推定に適用することは困難であると

考え、1983年以降の期間に対して再度モデルパラメータを同定し検証を行った (Case 3)。その結果、湖水位の推定値は、実測値とよく一致し1986年から1997年の検証期間の *RMSE* は285 mm となった。よって、1983年当時の条件に基づいて同定したモデルパラメータを用いることで、1983年以降の池田湖の水位は推定可能である。

以上のことから、構築した湖水位推定モデルは、池田湖の水収支の解明や水利用および水管理について検討するうえで有用なモデルであると考えられる。

第5章 湖水位推定モデルに基づく池田湖の水収支および 水利用・水管理の影響

5.1 緒論

近年、水資源としての湖では、多くの水資源および水環境問題が顕在化している。その多くが人為的な影響によるものであり、湖水の合理的な水利用および水管理は必須である。よって、対象とする湖の水収支を明らかにし、湖水の水利用および水管理が湖水位におよぼす影響を評価することは、将来にわたる水利用計画と適切な湖水管理に対して極めて重要である。

本章では、地域の貴重な淡水資源である池田湖に対して、前章で構築した湖水位推定モデルを用いて1983年から1999年の17年間の水収支解析を行い、湖の水収支の特徴について検討を加える。また、池田湖の水利用と河川水供給に対して4つの条件を仮定し、17年間の湖水位のシミュレーションによって池田湖水位におよぼす水利用および水管理の影響について検討する。

5.2 解析方法

本章の湖水位推定モデルに基づく水収支解析では、前章においてモデルの妥当性を確認した水収支解析期間よりも2年長い1983年から1999年の17年間を対象とする。したがって、本解析においては、まず1983年から1999年の水収支解析期間に対する湖水位推定モデルの妥当性を実測湖水位との比較によって再度確認する。なお、湖水位の計算は日単位で行い、その推定誤差については、日湖水位の計算値と実測値の残差の標準偏差 $RMSE$ (式(4.4)参照)と両者の相関によって評価する。

本解析においては、利水量の特徴および湖水位におよぼす影響を各項目別に調べるために、利水要素を上水、水田かんがい用水および畑地かんがい用水の3要素に分けて検討を行う。したがって、対象とする水収支要素は、降水量、流域流入量、河川水供給量、湖底漏出量、湖面蒸発量、上水利用量、水田および畑地かんがい用水量の計8要素である。各要素の実測値または推定値に対しては、季節変化や一般的な湖水位との関係を明らかにするために、データを日単位から年および月単位に整理しなおす。流域流入量、湖底漏出量およびバルク法に基づく湖面蒸発量の推定値に対しては、既往の研究による推定値や他の推定法との比較を行い、池田湖での特徴について考察を加える。以下にその比較方法を述べる。

流域流入量については、日本の河川流域における降水量と流出高の関係式に基づいて検討を行う。新井(2004)により提案された年単位の降水量と流出高の関係は、次式で表される。

$$D = 0.0048 (P' - 500)^{1.67} \quad (5.1)$$

ここに、 D ：年流出高(mm year^{-1})、 P' ：年降水量(mm year^{-1})である。

湖底漏出量については、フロリダの11のカルスト湖および日本の2つのカルデラ湖における鉛直透水性と湖底漏出量との比較を行い、一般的にどの程度の漏出が湖底から生じているか、またその変動傾向について考察する。また、池田湖のように流域での地表面流出が無視できる湖では、流域流入量と湖底漏出量は、流域からの地下水流入量と湖底での地下水流出量として評価できることから、湖における地下水の流入と流出の一般的な特徴についても考察を加える。

湖面蒸発量については、鉛直水温分布の実測値が存在する2000年、2001年、2004年および2005年を対象に、池田湖における水温と気象要素の実測値、指宿地域気象観測所と枕崎特別地域気象観測所(Fig. 2.1)における気象資料およびBowen比法に基づく算定値と比較する。本章でのBowen比法による湖面蒸発量

は、次式で表される。

$$E = \frac{R_n - S}{l(\beta + 1)} \quad (5.2)$$

ここに、 E ：湖面蒸発量($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)、 R_n ：正味放射フラックス(W m^{-2})、 S ：貯熱フラックス(W m^{-2})、 l ：水の気化潜熱($= 2.45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)、 β ：Bowen 比である。

湖水の利用と水管理が池田湖水位におよぼす影響は、利水 3 要素と河川水供給量について 4 つの条件を仮定し、各々の水収支条件に対して 17 年間の湖水位のシミュレーション解析を行うことで評価する。仮定の水収支条件は、以下のようである。

Case A: 利水 3 要素と河川水供給量がない場合(人為的影響のない自然の水収支条件)

Case B: 湖水が農業用水として利用されずに上水としてのみ利用され、河川水供給による水管理を行わない場合

Case C: 湖水が上水と水田かんがい用水として利用され河川水供給による水管理を行わない場合(畑地かんがい事業が実施されなかった場合)

Case D: 湖水が実際の水利用条件と同様に上水、水田および畑地かんがい用水として利用され河川水供給による水管理を行わない場合

なお、湖水位の計算において、すべての水収支要素を考慮した場合の条件を本章では「実際の水収支条件」とする。

5.3 結果と考察

5.3.1 実際の水収支条件における湖水位と水収支

5.3.1.1 湖水位の計算値と実測値の比較

Fig. 5. 1 は、池田湖の実際の水収支条件における日湖水位の計算値と実測値および年水収支を示している。各水収支要素は、池田湖の水深に換算した値である。**Fig. 5. 2** には、日湖水位の計算値と実測値の相関を示す。池田湖の水位は、概ね標高 62 m から 66 m の範囲(以下「実際の水位変動域」という)で変動しており、一般に 8 月から 9 月に最高となり 3 月に最低となる。また、湖水位の月および年変化は、最大で 1.63 m および 2.12 m であった。**Fig. 5. 1** および **Fig. 5. 2** より、日湖水位の計算値と実測値はよく一致しており、決定係数 R^2 および残差の標準偏差 $RMSE$ は 0.95 および 0.27 m であった。したがって、本モデルは、1983 年から 1999 年の 17 年間に於ける池田湖の水収支および湖水位の評価に有用なモデルである。なお、一般に湖面積 A_L は、湖水位の関数(**Fig. 2. 2** 参照)として表されるが、湖面積を変化させた場合と一定とした場合の流域流入量や利水量の水深換算値に大きな相違がない(月または年平均値で湖面積を一定とした場合の 3 %未満であった)ことから、本解析では一定値($A_L = 10.62 \text{ km}^2$)を用いる。

5. 3. 1. 2 水収支

Table 5. 1 に、本解析期間の 17 年間に於ける月および年単位の水収支要素の統計値(最大, 最小, 標準偏差, 平均値)を示す。S.D.は標準偏差である。**Table 5. 1** より、水収支要素の年変動は、降水量(S.D. = 435 mm), 流域流入量(S.D. = 461 mm), および河川水供給量(S.D. = 731 mm)の流入 3 要素で特に大きく、**Fig. 5. 1** より、これらの要素が増加した年の湖水位の上昇は比較的大きい。また、流出要素においては、畑地かんがい用水量(S.D. = 290 mm)の年変動が比較的大きく、湖水位の低下が大い 1994 年から 1996 年には、多量の取水がなされている。これらのことから、以上の 4 要素が池田湖水位の年変動におよぼす影響は大い。なお、湖底漏出量, 湖面蒸発量, 上水利用量および水田かんがい用水量の年変動は小さい。

Fig. 5. 3 は、水収支要素の月変化を示している。**Fig. 5. 3** および **Table 5. 1** より、

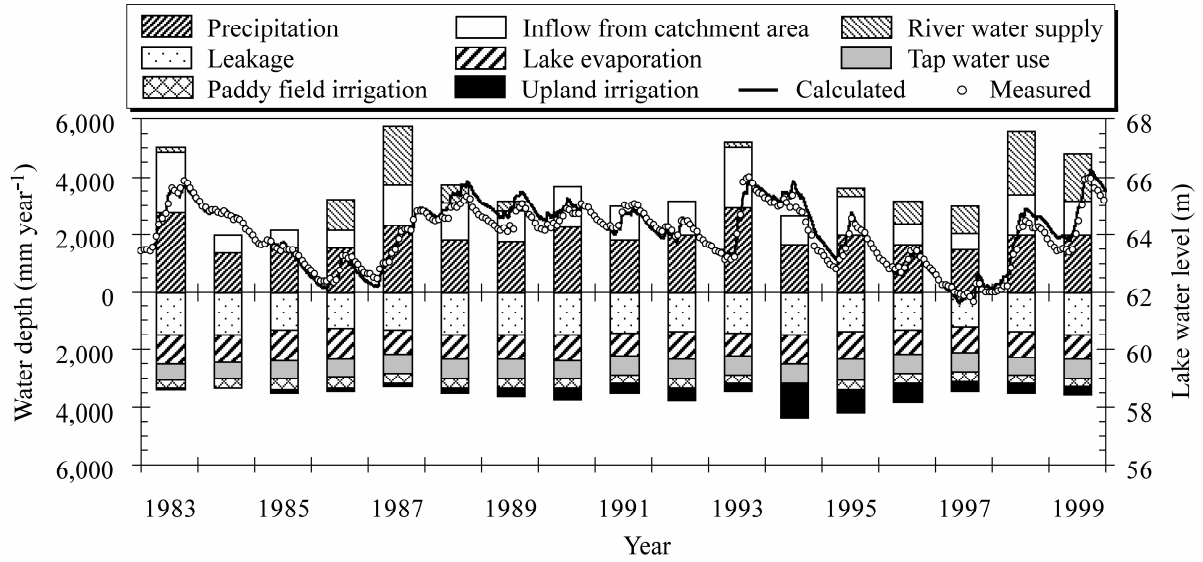


Fig. 5.1 日湖水位の計算値と実測値の比較および年水収支
 Comparison of calculated and measured daily lake water levels and annual water budget

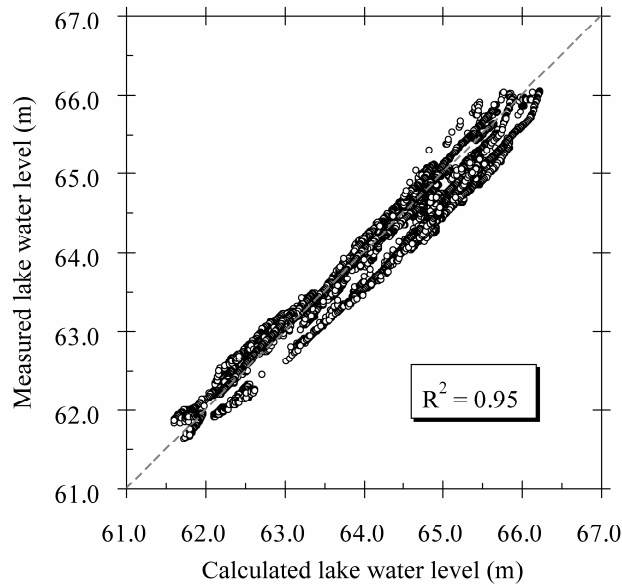


Fig. 5.2 湖水位の計算値と実測値の相関
 Relation between calculated and measured lake water levels

Table 5.1 17年間に於ける月および年単位の水収支要素の統計値
 Statistical values of water budget components on a monthly and an annual bases for 17-year period

Component	Monthly (mm month ⁻¹)				Annual (mm year ⁻¹)			
	Max.	Min.	S. D.	Mean	Max.	Min.	S. D.	Mean
Precipitation	797	7	133	164	2,982	1,415	435	1,962
Inflow from catchment area	506	1	86	97	2,113	570	461	1,165
River water supply	620	0	107	51	2,193	0	731	607
Leakage	134	92	10	115	1,490	1,183	91	1,380
Lake evaporation	168	14	41	77	1,083	786	90	923
Tap water use	67	33	7	54	707	567	38	649
Paddy field irrigation	115	0	36	26	387	64	79	312
Upland irrigation	244	0	35	29	1,141	36	290	347

S. D. is standard deviation.

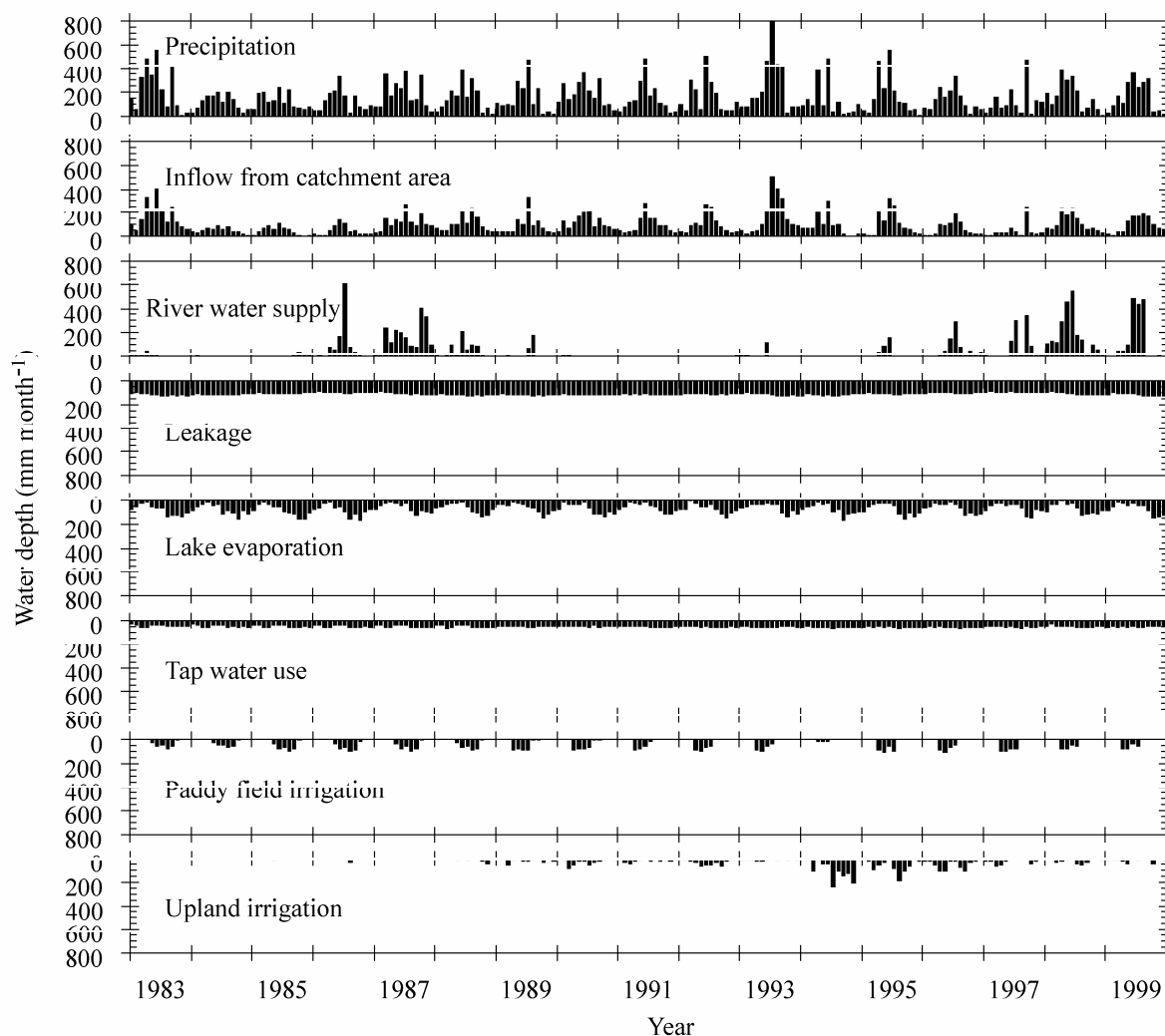


Fig. 5.3 油田湖の水収支の月変化
 Monthly changes in water budget of Lake Ikeda

水収支要素の月変化は流入 3 要素で特に大きく、年単位の変動に比べれば湖面蒸発量、水田かんがい用水量の月変化は比較的大きい。水収支要素と湖水位の季節変化の特徴および両者の関係を明らかにするために、**Fig. 5. 4** に 1983 年から 1999 年の各月の平均水収支と平均湖水位を示す。**Fig. 5. 4** によれば、流入 3 要素は降水が比較的多い梅雨時期の 6 月から 7 月に多くなり、少雨の 11 月から 2 月に少ない。また、流出要素の主な特徴として **Fig. 5. 3** および **Fig. 5. 4** によれば、湖底漏出量は、季節変化が認められず年間を通してほぼ一定量で流出する。湖面蒸発量は、2 月から 7 月に小さく 8 月から 1 月に比較的大きくなり、水深の深い池田湖特有の季節変化を示す。湖面蒸発量の季節変化は、第 3 章で現地観測と熱収支 Bowen 比法に基づいて評価した潜熱フラックスの季節変化と概ね一致する。水田かんがい用水量は、水田のかんがい期に相当する 4 月から 9 月に増加している。一方、湖水位は、池田湖の流入および流出要素の季節的な水収支特性によって変化し、流入要素が増加する梅雨時期に大きく上昇し 8 月から 9 月に最高となる。その後湖水位は、湖への流入量よりも流出量が多くなる 10 月から 3 月にかけて低下し 3 月に最低となる。

5. 3. 1. 3 流域流入量および湖底漏出量の評価

流域流入量および湖底漏出量に関連する既往の研究として、Krabbenhoft *et al.*(1990a, b)は、安定同位体と 3 次元地下水流動モデルを用いて北米の Sparkling 湖における地下水の流入量と流出量を推定し、地下水流入量の季節変化は大きく、地下水流出量は時間に対してさほど変化しないことを指摘している。また、Motz(1998)は、フロリダの 11 のカルスト湖に対する鉛直透水性と湖底漏出量について整理し、一般にすべての湖における湖底漏出量の時間変化は小さいとしている。これらの特徴は、前項で述べた池田湖における流域流入量と湖底漏出量の月および年変化の特徴と一致する。湖底漏出量よりも流域流入量の時間変化が大き

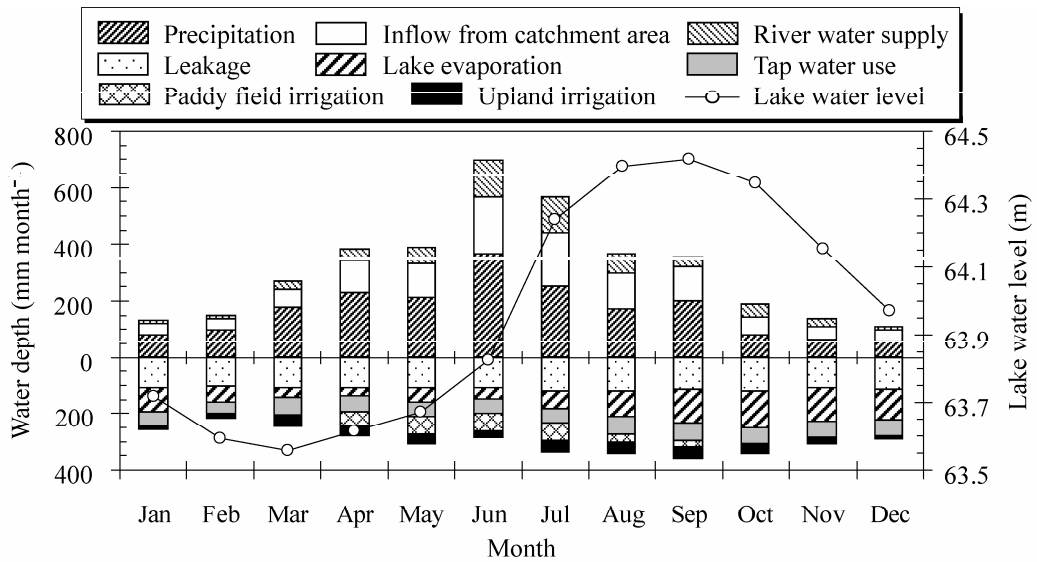


Fig. 5. 4 1983年から1999年における各月の平均水収支および平均湖水位
Monthly averaged water budget and lake water level from 1983 to 1999

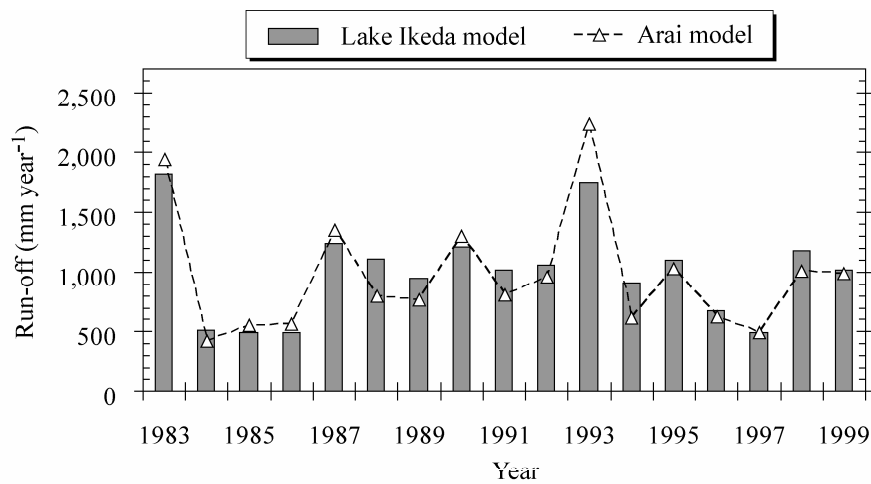


Fig. 5. 5 タンクモデルに基づく池田湖モデルと新井モデル(新井, 2004)
により算定した池田湖流域の流出高の比較
Comparison of run-off in catchment area of Lake Ikeda calculated by Lake
Ikeda model based on tank model and Arai model (Arai, 2004)

い理由として、Krabbenhof *et al.*(1990b)は、流入地下水の地下水涵養量に対する感度が、流出地下水のそれよりも大きいことを指摘している。地下水涵養量の重要性に関して Asmar and Ergenzinger(2002)は、死海に対する 500 年間の長期湖水位シナリオ解析において、流域流入量を適切に評価するためには、地下水涵養状況の把握が重要であることを指摘している。池田湖においては、地下水の流動および地下水涵養状況についての検討は十分ではなく、それらの評価は今後の課題である。

池田湖の年単位の流域流入量について、新井が提案したモデル(新井, 2004)と比較する。新井(2004)によれば、日本のような湿潤で温帯・亜熱帯北部地域における流域の年流出高は式(5.1)で近似できる。**Fig. 5.5** は、タンクモデルに基づく池田湖モデルと式(5.1)の新井モデルにより推定した池田湖流域の年流出高を示している。池田湖モデルによる年流出高の推定値は、新井モデルにより評価した年流出高と概ね一致する($R^2=0.88$)。一方、湖底漏出量については、他の湖との比較のために、**Table 5.2** にフロリダの 11 のカルスト湖(Motz, 1998)、日本の 2 つのカルデラ湖(Chikita *et al.*, 2004; 中尾ら, 1967)および池田湖の鉛直透水性度と湖底漏出量を示す。鉛直透水性度と湖底漏出量は、一般に対象とする湖地下での水文地質特性によって異なるが、池田湖での推定値は、他の 13 の湖における鉛直透水性度と湖底漏出量の範囲内にあり比較的近い値を示す。なお、池田湖と同様の成因をもつ屈斜路湖(Chikita *et al.*, 2004)および倶多楽湖(中尾ら, 1967)の湖底漏出量は、各々の湖面積 79.48 km² と 4.68 km² に対する水深換算値である。

5.3.1.4 湖面蒸発量の評価

Fig. 5.6 は、2000 年、2001 年、2004 年および 2005 年の 4 年間のバルク法に基づく池田湖モデルと Bowen 比法による月単位の湖面蒸発量を示している。また、**Fig. 5.7** は、両推定法による湖面蒸発量の相関である。ここでの検討期間におい

Table 5.2 フロリダの11のカルスト湖 (Motz, 1998), 日本の2つのカルデラ湖 (Chikita *et al.*, 2004 ; 中尾ら, 1967) および池田湖の鉛直透水性と湖底漏出量の比較
Comparison of vertical conductance values and leakage among 11 karst lakes in Florida (Motz, 1998), 2 caldera lakes in Japan (Chikita *et al.*, 2004 ; Nakao *et al.*, 1967), and Lake Ikeda

Lake	Period	Head difference (m)	Vertical conductance (day ⁻¹)	Leakage (mm day ⁻¹)
Jackson	Oct. 1954 to Jun. 1957	3.0	0.108×10^{-3}	0.3
Placid	Jan. 1955 to Jul 1956	9.3~10.1	0.193×10^{-3}	1.9
Oriente	Jan.—May 1971	3.29	0.304×10^{-3}	1.0
Lucerne	Oct. 1985 to Sep. 1986	2.33	0.523×10^{-3}	1.2
Johio	Apr. 13, 1967 to Oct. 2, 1968	13.7~15.3	0.660×10^{-3}	9.5
Grace	Jan.—May 1971	6.10	0.822×10^{-3}	5.0
Kerr	1962—1969	1.22	0.822×10^{-3}	1.0
Barco	May 1989 to Dec. 1990	1.55~1.83	1.058×10^{-3}	1.7
Brooklyn	Mar.—Oct., 1960	8.69	1.345×10^{-3}	11.7
Roy	Nov. 26 to Dec. 26, 1978	4.9	1.874×10^{-3}	9.2
Sherwood	Jan. 16 to Dec. 31, 1967	1.05~2.92	2.740×10^{-3}	5.5
Kussharo ^a	Jun. 2 to Oct. 11, 2000	—	—	4.2
Kuttara ^b	1964—1968	—	—	8.1
Ikeda	1983—1985	12.5~15.7	0.268×10^{-3}	3.8

^a Leakage is calculated by using the lake surface area of 79.48 km². Head difference and vertical conductance values are not obtained.

^b Leakage is calculated by using the lake surface area of 4.68 km². Head difference and vertical conductance values are not obtained.

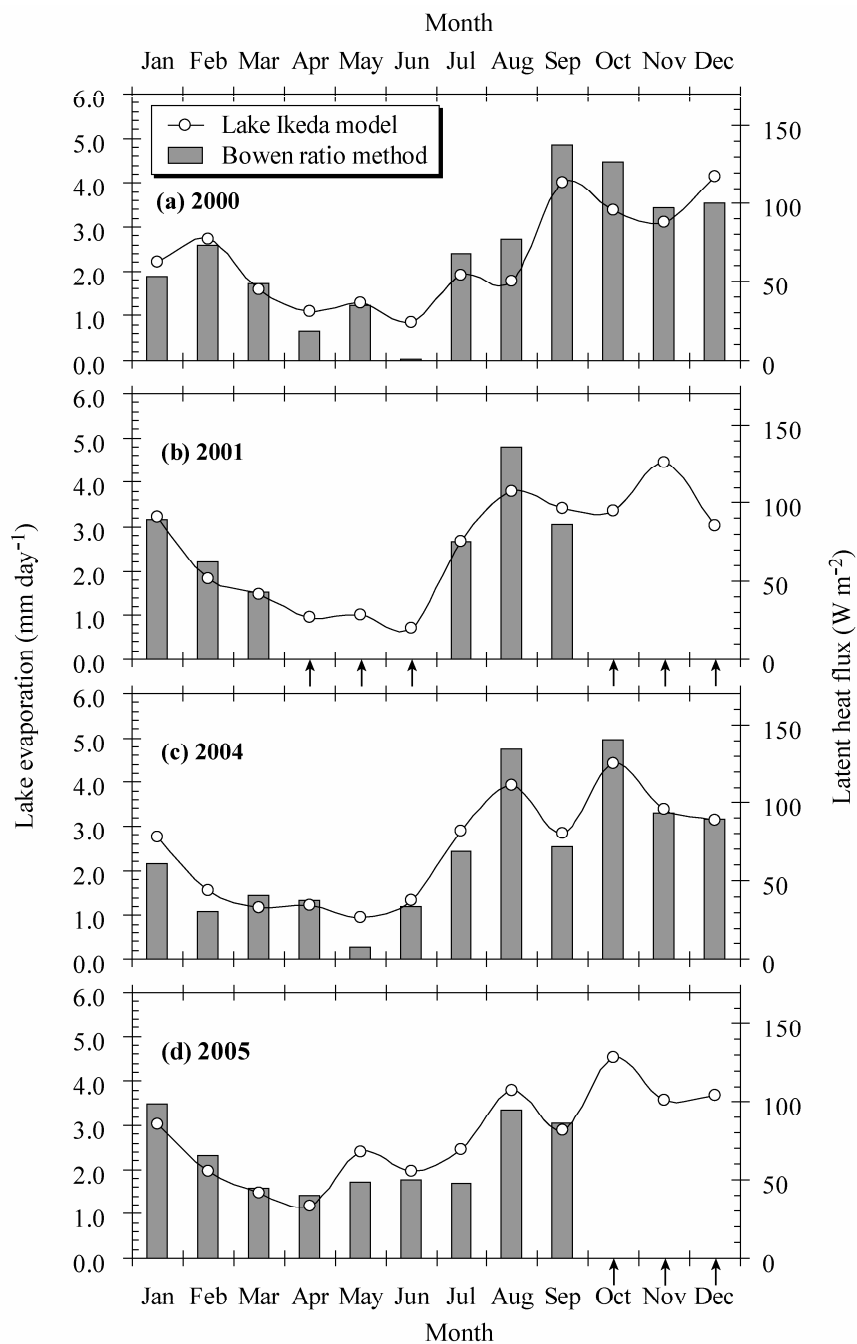


Fig. 5.6 4年間((a)2000年, (b)2001年, (c)2004年, (d)2005年)のバルク法に基づく池田湖モデルとBowen比法による湖面蒸発量の比較 (↑: Bowen比法のデータなし)
 Comparison of lake evaporation estimated by Lake Ikeda model based on bulk method and Bowen ratio method for 4 years ((a)2000, (b)2001, (c)2004, and (d)2005) (↑: No data for Bowen ratio method)

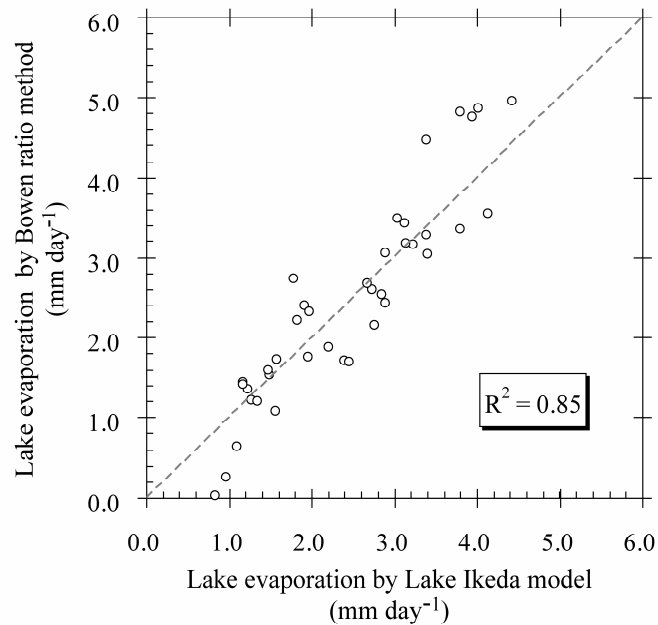


Fig. 5.7 バルク法に基づく池田湖モデルとBowen比法による湖面蒸発量の相関
Relation between lake evaporation estimated by Lake Ikeda model based on bulk method and Bowen ratio method

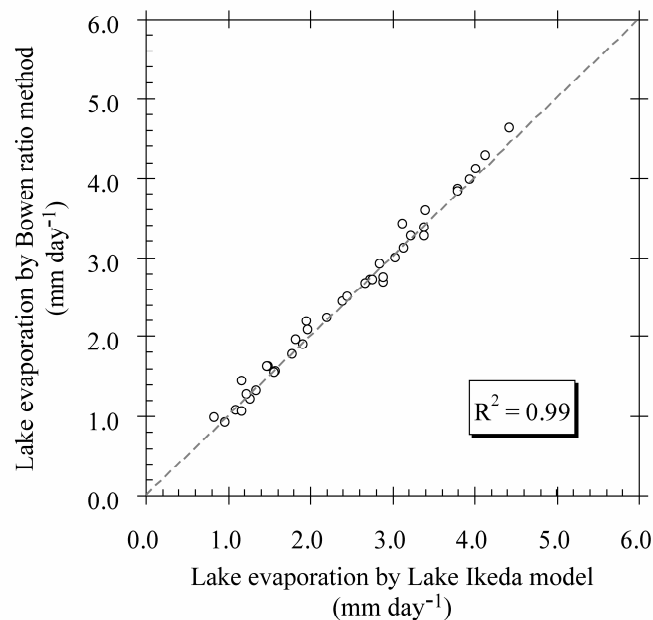


Fig. 5.8 同じ貯熱フラックスを用いた場合のバルク法に基づく池田湖モデル
とBowen比法による湖面蒸発量の相関
Relation between lake evaporation estimated by Lake Ikeda model based on bulk method and Bowen ratio method using equivalent Lake heat flux

て 2001 年の 4 月から 6 月, 10 月から 12 月, および 2005 年の 10 月から 12 月においては, 鉛直水温分布のデータが欠測していたため Bowen 比法による湖面蒸発量の算定が行えなかった. **Fig. 5. 6** および **Fig. 5. 7** より, 両推定法による湖面蒸発量の変動パターンは概ね一致している ($R^2=0.85$). いくつかの期間での両者の相違は, モデルによる推定誤差と Bowen 比法の式(5. 2)の各要素に含まれる不確実性に起因するものである.

Bowen 比法における不確実性の問題については, 従来より式(5. 2)の貯熱フラックス S に含まれる不確実性が指摘されている (Crow and Hottman, 1973; Rosenberry *et al.*, 1993; Winter *et al.*, 2003). 湖面蒸発量の推定におよぼす貯熱フラックス S の影響については, 同じ貯熱フラックスを用いて, 池田湖モデルと Bowen 比法による湖面蒸発量を比較することでその評価が可能である. **Fig. 5. 8** は, 4 年間のバルク法に基づく池田湖モデルと Bowen 比法の貯熱項に池田湖モデルの貯熱フラックスを用いて推定した湖面蒸発量の相関を示している. **Fig. 5. 8** より, 両推定法に同じ貯熱フラックスを用いることで, 湖面蒸発量の一致度は大きく向上した ($R^2=0.99$). この結果から, 貯熱フラックス S の推定または実測誤差が, 池田湖モデルと Bowen 比法による湖面蒸発量の推定値に与える影響は大きい. したがって, 池田湖の湖面蒸発量の推定精度を向上させるためには, まず, 貯熱フラックスの実測値を正しく評価することが重要である. 鉛直水温分布の実測値に基づいた貯熱フラックスの評価について, Rosenberry *et al.*(1993)は, 湖の規模や形状によって平面的に多数の水温観測が必要であることを, Crow and Hottman(1973)は, Hefner 湖(湖面積 10.12 km²)に必要な水温観測地点数は 1 から 5 点であり, 約 2.1 km²に 1 点の割合で水温観測が必要であると指摘している.

なお, 本研究の鉛直水温の観測は, 湖東部における 1 点観測であることから, 今後, 鉛直水温の多点観測や平面水温分布の観測および推定などについての検討が必要である.

5. 3. 2 仮定の水収支条件における湖水位シミュレーション

5. 3. 2. 1 Case A における湖水位シミュレーション

Fig. 5. 9 は、池田湖において利水と河川水供給がない場合の Case A (人為的影響のない自然の水収支条件)に対する日湖水位および年水収支を示している。比較のために、実際の水収支条件における日単位の計算湖水位を示す。また、**Table 5. 3** に 17 年間の平均湖水位、実際の水収支条件における計算湖水位との水位差と *RMSE*、および湖底漏出量を示す。**Table 5. 3** における水位差は、実際の水収支条件と仮定の水収支条件における計算湖水位の平均値の差を示す。なお、実際の水収支条件における計算湖水位の 17 年間の平均値は 64.08 m であった。

Case A における池田湖の水収支について、少雨であった 1984 年から 1986 年、1994 年、1996 年および 1997 年の 6 年間を除けば、残りの 11 年間における湖への流入要素の総量は流出要素の総量よりも多かった。したがって、Case A における湖水位は全体的に上昇傾向を示し、特に 1987 年から 1993 年の湖水位は、年間 1 m 近くの割合(0.96 m year^{-1})で上昇した。**Table 5. 3** によれば、Case A における平均湖水位は、実際の水収支条件における平均湖水位よりも 4.09 m ($RMSE = 4.84 \text{ m}$)高かった。また、Case A における湖水位の変動傾向について、1994 年以降の 6 年間においては、湖水位の上昇傾向はほとんど認められず、逆にわずかな低下傾向(0.10 m year^{-1})を示した。1994 年以降の水位の低下に対しては、1994 年、1996 年および 1997 年の少雨によるものだけではなく、湖水位の上昇に伴う湖底漏出量の増加が影響している。本モデルにおける湖底漏出量は、式(4. 3)の湖水と流域外地下水の水頭差 Δh により湖水位の上昇に伴って増加する。したがって、Case A における湖底漏出量は湖水位の上昇に伴って増加し、17 年間の平均値(**Table 5. 3**)は、実際の水収支条件における湖底漏出量の平均値(**Table 5. 1**)よりも 29 % (401 mm year^{-1})増加した。

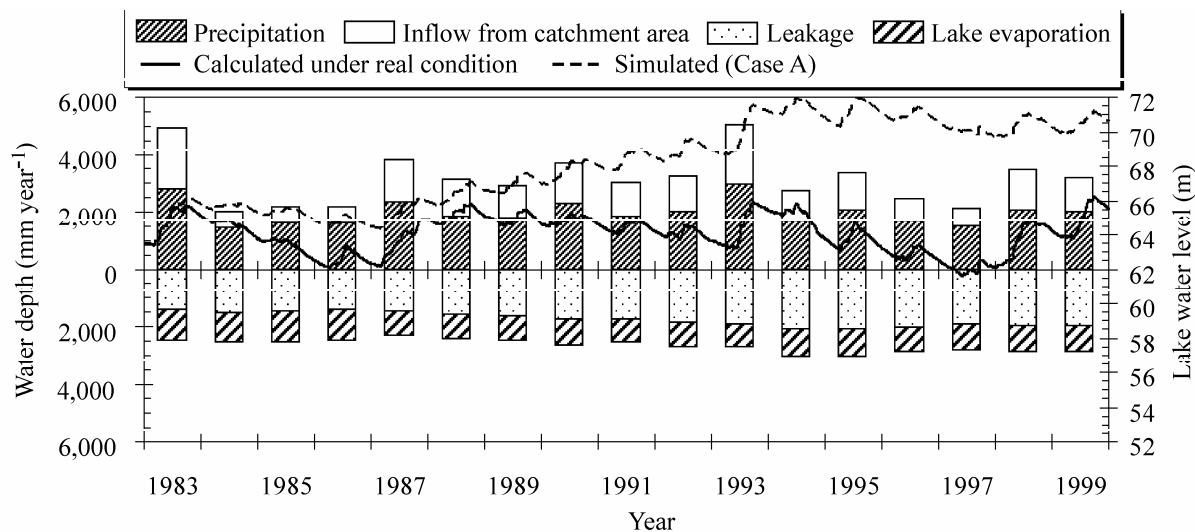


Fig. 5.9 Case Aにおける日湖水位および年水収支のシミュレーション
Simulation of daily lake water level and annual water budget for Case A

Table 5.3 4つのシミュレーションケースにおける平均湖水位, 実際の水収支条件における計算湖水位との水位差とRMSE, および湖底漏出量
Mean lake water level, water level difference and RMSE from calculated lake water level under the real water budget condition, and leakage for 4 simulation cases

Simulation case	Mean lake water level (m)	Water level difference ^a (m)	RMSE (m)	Leakage (mm year ⁻¹)
Case A	68.17	4.09	4.84	1,781
Case B	64.84	0.76	1.52	1,454
Case C	63.15	-0.93	1.50	1,289
Case D	61.65	-2.43	2.85	1,142

^a Water level difference is difference of mean values between calculated daily lake water levels under the hypothetical (Case A, B, C, and D) and the real water budget conditions. Mean value of calculated daily lake water level under the real condition is 64.08 m.

以上より、利水と河川水供給のない自然の水収支条件における池田湖の水位は、降水量と湖底漏出量の変化によってその変動傾向は異なるものの、一般に上昇傾向を示し、実際の水収支条件における湖水位よりも高くなる。

5. 3. 2. 2 Case B における湖水位シミュレーション

Fig. 5. 10 は、湖水が農業用水として利用されずに上水としてのみ利用され、河川水供給による水管理を行わない場合の Case B に対する日湖水位および年水収支を示している。Case B における湖水位は、1993 年から 1996 年の一部の期間で標高 66 m よりも高くなった。しかし、Case A の平均湖水位(**Table 5. 3**)と比較すれば、Case B の平均湖水位は上水利用量によって 3.33 m 低下した。解析期間においては、特に少雨の 1984 年から 1986 年の 3 年間における湖水位の低下率(Case A の 0.43 m year^{-1} に対して 0.92 m year^{-1})は大きく、さらに 1994 年から 1999 年における水位低下率(0.29 m year^{-1})は、同期間の Case A における低下率(0.1 m year^{-1})よりも大きくなった。このことから、湖水が上水としてのみ利用された場合の池田湖の水位は、Case A の水位低下よりも 1984 年から 1986 年では約 2.1 倍、1994 年から 1999 年では約 2.9 倍の割合で低下した。一方、1987 年から 1993 年における湖水位は、Case A と同様に上昇傾向を示すが、その水位上昇率(0.62 m year^{-1})は、同期間の Case A の上昇率(0.96 m year^{-1})よりも小さくなった。これらのことから、Case B における湖水位は、上水利用量によって Case A の湖水位よりも全体的に低下し、結果としてその変動域は、実際の水収支条件における湖水位の変動域に近くなった。本シミュレーション解析の結果によれば、Case B における平均湖水位は、実際の水収支条件における平均湖水位よりも 0.76 m ($RMSE = 1.52 \text{ m}$, **Table 5. 3**)高かった。なお、**Table 5. 3** に示すように、Case B における湖底漏出量は、実際の水収支条件における湖底漏出量(**Table 5. 1**)よりも 5% (74 mm year^{-1})増加した。

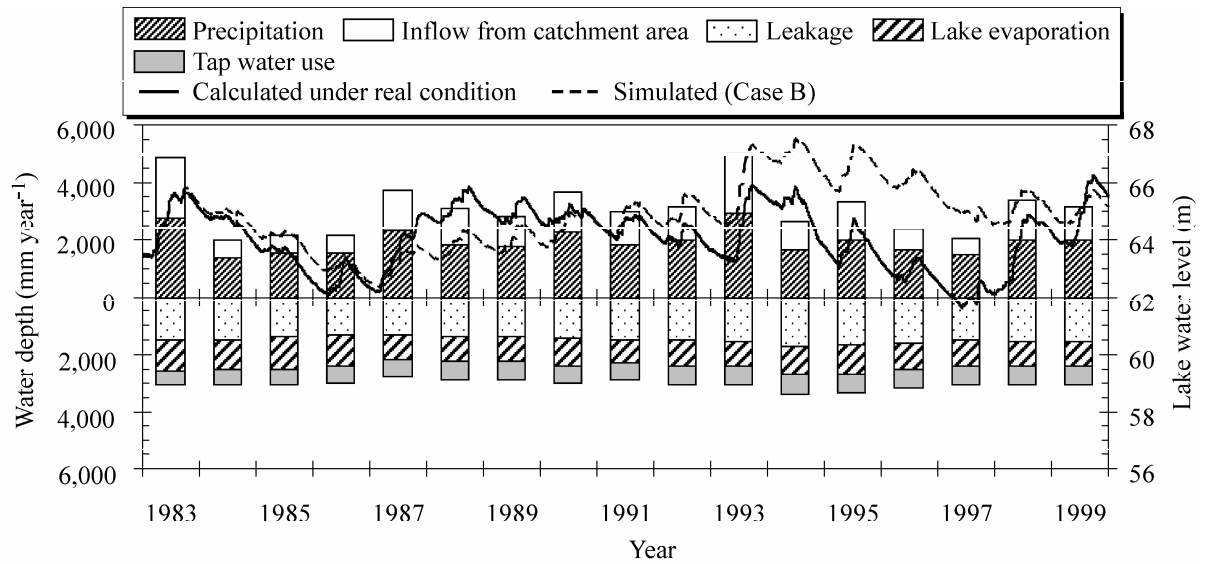


Fig. 5.10 Case Bにおける日湖水位および年水収支のシミュレーション
 Simulation of daily lake water level and annual water budget for Case B

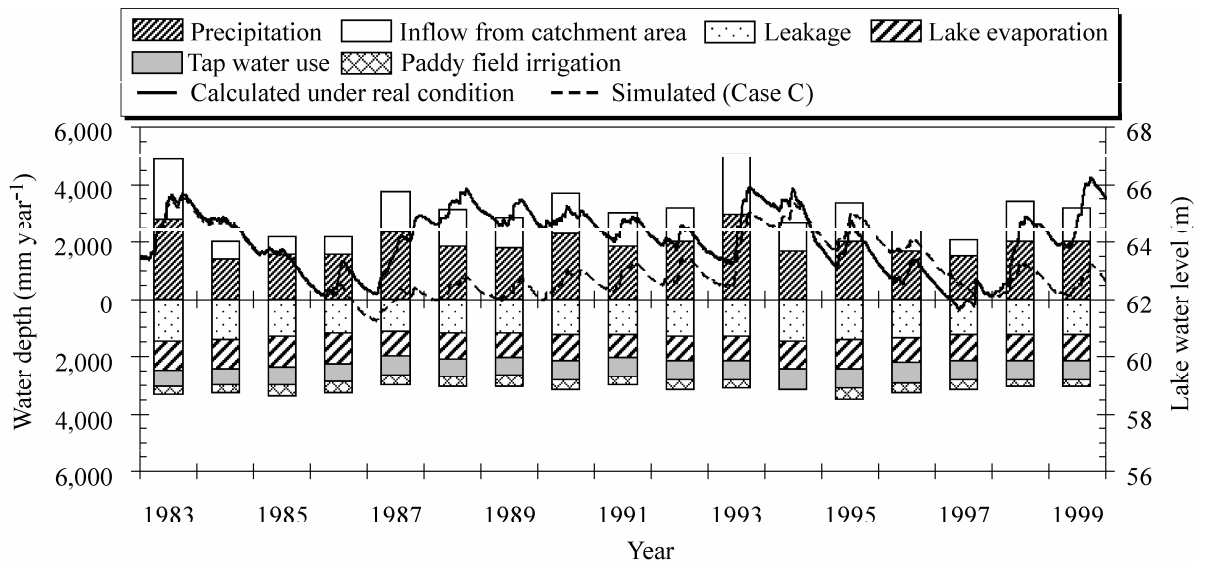


Fig. 5.11 Case Cにおける日湖水位および年水収支のシミュレーション
 Simulation of daily lake water level and annual water budget for Case C

以上より、池田湖の水を農業用として利用せず上水としてのみ利用する場合には、河川水供給による水管理を行わなくても、実際の水位変動域(標高 62~66 m)に近い範囲で湖水位を維持することが可能である。

5. 3. 2. 3 Case C における湖水位シミュレーション

Fig. 5. 11 は、湖水が上水と水田かんがい用水として利用され河川水供給による水管理を行わない場合の Case C (畑地かんがい事業が実施されなかった場合)に対する日湖水位および年水収支を示している。畑地かんがい事業が実施されなかった場合の湖水位については、水管理システム導入以前の 1967 年から 1981 年の実測湖水位との比較によって、比較的長期の湖水位の変動傾向について評価できる。

1967 年から 1981 年の 15 年間ににおける実測湖水位(Fig. 4. 4 参照)の平均値は、64.59 m であった。一方、1983 年から 1999 年の 17 年間ににおける平均湖水位は、63.15 m (Table 5. 3) であった。すなわち、1983 年から 1999 年における平均湖水位は、1967 年から 1981 年のそれよりも 1.44 m 低くなっている。この結果から、池田湖で畑地かんがい事業が実施されなかった場合の湖水位は、1967 年から 1999 年の 33 年間ににおいて、比較的大きな水位低下を示す。なお、畑地かんがい事業が実施されなかった場合の湖水位低下に関しては、その要因の一つに池田湖での水利用状況が変化したことが挙げられる。農林水産省九州農政局(2002)の利水資料によれば、1967 年から 1972 年の上水と水田かんがい用水による利水量は、740~785 $\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$ 、平均 756 $\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$ であったことに対して、1973 年から 1999 年では、881~1,204 $\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$ 、平均 1,054 $\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$ であり、1973 年以降の上水と水田かんがい用水による利水量は、それ以前よりも約 1.4 倍増加している。

Case C において、1984 年から 1986 年および 1994 年から 1999 年の水位低下率(1984-1986: 1.20 m year^{-1} および 1994-1999: 0.34 m year^{-1})は、Case B の約 1.3 倍および約 1.2 倍程度であった。しかし、同期間における Case B の水位低下率が、

Case A に対してそれぞれ 2.1 倍および 2.9 倍であり，さらに水田かんがい用水量の年変動が小さいことからすると，水田かんがい用水としての水利用が年単位の池田湖水位の低下におよぼす影響は比較的小さい．また **Fig. 5. 11** において，推定した湖水位は，一部の期間で標高 62 m を下回り実際の水収支条件における平均湖水位よりも低くなったが，その水位差は 0.93 m ($RMSE = 1.50$ m, **Table 5. 3**) 程度であった．なお，**Table 5. 3** に示すように，Case C における湖底漏出量は，上水利用量および水田かんがい用水量による湖水位の低下によって，実際の水収支条件における湖底漏出量(**Table 5. 1**)よりも 7 % (91 mm year^{-1}) 減少した．

以上より，池田湖において畑地かんがい事業が実施されず，湖水が上水と水田かんがい用水としてのみ利用された場合には，1983 年から 1999 年の湖水位は，1981 年以前に比べて低下する傾向にあるが，実際の水位変動域(標高 62~66 m)に近い範囲で変動する．

5. 3. 2. 4 Case D における湖水位シミュレーション

Fig. 5. 12 は，湖水が上水，水田および畑地かんがい用水として利用され，河川水供給による水管理を行わない場合の Case D に対する日湖水位および年水収支を示している．Case D における水収支について，比較的降水量の多い 1983 年，1987 年，1990 年，1993 年，1998 年および 1999 年の 6 年間を除けば，残りの 11 年間における湖からの流出要素の総量は流入要素の総量よりも多かった．このような水収支の状況から，Case D における湖水位は全体的に低下傾向を示し，その平均湖水位は，実際の水収支条件における平均湖水位よりも 2.43 m ($RMSE = 2.85$ m, **Table 5. 3**) 低くなった．解析期間内では，特に畑地かんがい用水量が増加した 1994 年から 1999 年の湖水位の低下率(0.63 m year^{-1})は大きく，同期間の Case C における水位低下率の約 1.9 倍であった．ただし，畑地かんがい用水量の年変動は，他の利水要素の年変動よりも大きいことから，対象年によっては，畑地かんがい用

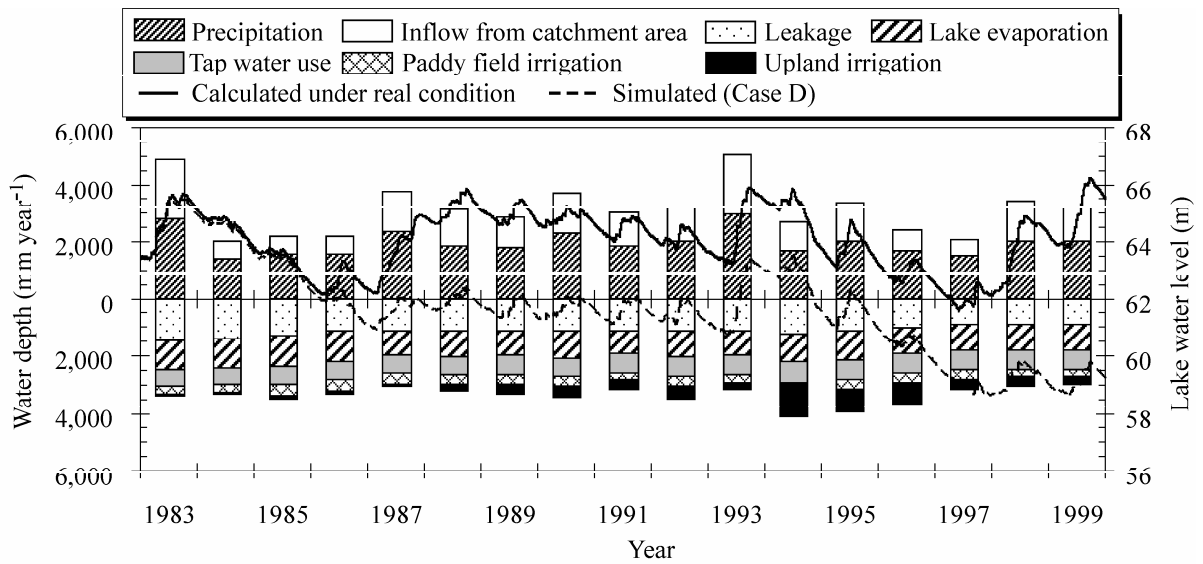


Fig. 5.12 Case Dにおける日湖水位および年水収支のシミュレーション
Simulation of daily lake water level and annual water budget for Case D

水が湖水位の低下におよぼす影響はさほど大きくない(たとえば1984年から1986年の水位低下率は 1.28 m year^{-1} であり, 同期間のCase Cの低下率は 1.20 m year^{-1} であった).

また, **Table 5.3**のCase CとCase Dの平均湖水位の比較から, 池田湖の水位は畑地かんがい用水によって1.5 m低下する. 一方, Case Dと実際の水収支条件における平均湖水位との比較から, 池田湖の水位は河川水の供給によって2.43 m増加する. したがって, 河川水の供給は, 畑地かんがい用水による湖水の減少を補償し, 安定した湖水位の維持に重要な役割を果たしている. なお, **Table 5.3**に示すCase Dの湖底漏出量は, 上水利用量, 水田および畑地かんがい用水量による湖水位の低下によって, 実際の水収支条件における湖底漏出量(**Table 5.1**)よりも17% (234 mm year^{-1})減少した.

以上より, 池田湖の水を上水, 水田および畑地かんがい用水として利用する場合には, 実際の水位変動域に近い範囲で湖水位を維持することは困難であるが, 河川水の供給を行うことによって, 標高62 mから66 mの水位変動域で安定した湖水位の維持管理が可能となる.

5.4 結論

本章では, 池田湖水位の推定モデルを用いて1983年から1999年の17年間の水収支解析を行い, 池田湖の水収支の特徴について明らかにした. また, 水利用と河川水供給に対して4つの水収支条件を仮定し, 17年間の湖水位のシミュレーションによって池田湖水位におよぼす水利用および水管理の影響について検討した. 得られた成果は, 以下のように要約される.

1) 池田湖では, 降水量, 流域流入量, 河川水供給量および畑地かんがい用水量の年変動が大きく, これらの要素が池田湖水位の年変動におよぼす影響は比較的

大きい。また、湖面蒸発量と水田かんがい用水量には、明瞭な季節変化が認められ、湖底漏出量については、大きな季節変化はなくほぼ一定量で漏出している。

2) 湖水位は、池田湖の流入および流出要素の季節的な水収支特性によって、概ね9月から10月に最高となり3月に最低となる。

3) 流域流入量および湖底漏出量の推定値は、北米やフロリダの湖における推定値の変動傾向と一致した。また、湖面蒸発量の推定値は、湖水温の実測値と現地および周辺の気象資料に基づいた Bowen 比法による湖面蒸発量の季節変動パターンと概ね一致した。

4) 利水と河川水供給のない自然の水収支条件(Case A)にける池田湖の水位は、湖への流入量が流出量よりも大きくなるため、実際の水収支条件における湖水位よりも高くなる。

5) 湖水を上水としてのみ利用する場合(Case B)および上水と水田かんがい用水として利用する場合(Case C)には、推定した湖水位変動域と標高 62 m から 66 m の実際の湖水位変動域との間に大きな相違はない。なお、追加的に行った検討によれば、1967 年以降の上水と水田かんがい用水による水利用状況は変化しており、1967 年から 1999 年における湖水位の低下の一因となっている。

6) 湖水を上水と水田および畑地かんがい用水として利用する場合(Case D)には、池田湖の水位を実際の水位変動域に近い範囲で維持することは困難であるが、河川水の供給を行うことによって、畑地かんがい用水による湖水の減少を補い、標高 62 m から 66 m の水位変動域で安定した湖水位の維持管理が可能となる。

第 6 章 総 括

本研究では、地域の貴重な淡水資源である池田湖に対して、まず現地観測データに基づいた熱収支解析を行い、湖の熱収支を明らかにするとともに湖面蒸発量を決定する潜熱フラックスについて検討を加えた。次に流域からの流入量および湖底からの漏出量の推定モデルについて検討し、池田湖の水位推定モデルの構築とその妥当性の検証を行った。最後に構築したモデルを用いて湖の水収支を明らかにし、湖水位シミュレーションによって、水利用と水管理が池田湖水位におよぼす影響について検討を行った。

ここに各章で得られた成果を総括し、本論文の結論とする。

第 1 章では、本研究の背景と関連する既往の熱および水収支研究について概説し、本研究の目的および研究全体の構成について述べた。

第 2 章では、対象地域の概要として、池田湖の位置および規模などについて概説し、池田湖における水利用・水管理、気象・水温、および水文地質・水質の状況について述べた。

第 3 章では、現地観測による湖水温および気象資料を用いて、降水と蒸発水による移流熱フラックスが池田湖の熱収支におよぼす影響を数値解析に基づいて評価し、両移流熱フラックスを考慮した熱収支式および Bowen 比法に基づき、2004 年 8 月 1 日から 2005 年 9 月 30 日における池田湖の熱収支について検討を加えた。得られた成果は、以下の 4 点に要約される。

1) 日単位の降水による移流熱フラックスは、多雨日においては大きく、そのエネルギーの多くは、貯熱フラックスに影響を与えるが、湖面水温の変化におよぼ

す影響は、たかだか 0.3 °C 程度である。また、月単位の検討において、降水と蒸発水による移流熱フラックスが池田湖の熱収支におよぼす影響はともに小さい。

2) バルク法に基づく月単位の潜熱フラックスの推定値は、降水と蒸発水による移流熱フラックスを考慮した場合と考慮しない場合において大きな相違はなく、両者とも現地観測データを用いて算定した Bowen 比法による潜熱フラックスと概ね一致した。

3) 温暖な地域に位置する池田湖では、年平均の顕熱フラックスは小さく、潜熱フラックスは大きくなる傾向にあり、Bowen 比は 0.19 と比較的小さい。潜熱フラックスの季節変化は、8 月から 1 月に大きく 2 月から 7 月に比較的小さくなる。すなわち、秋冬季に大きく春夏季に小さい日本の北部地域における水深の深い湖の一般的な季節変化と比較すれば、池田湖の潜熱フラックスの季節変化は、時期的に約 1 ヶ月程度早い傾向にある。

4) Penman 法による月単位の潜熱フラックスは、現地観測データを用いて算定した Bowen 比法による潜熱フラックスと季節変化においてはよく一致したが、14 ヶ月間の平均で Bowen 比法の値を 18 % 程度過大評価した。これに対して、Priestley-Taylor 法による月単位の潜熱フラックスは、Bowen 比法による結果とよく一致した。

第 4 章では、1967 年から 1997 年の水文および利水資料と第 3 章で評価したバルク法による湖面蒸発量推定法に基づいて、池田湖流域からの流入量および湖底からの漏出量の推定方法について検討し、池田湖水位の推定モデルの構築とその妥当性の検証を行った。

構築した池田湖水位の推定モデルは、湖における流入水と流出水の水収支に基づいて湖水位の日変化を推定するものである。水収支式における各要素について、降水量には流域外降水量からの補間値を適用し、湖面蒸発量は移流熱フラッ

クスの影響を省略したバルク法に基づいて推定した。また、河川水供給量および利水量には、水文および利水資料による実測値を用いた。流域流入量および湖底漏出量は、簡便な 2 段タンクモデルおよびダルシー則に基づいて推定し、9 つのモデルパラメータは、複数パラメータの大域的探索が可能な SCE-UA 法を用いて同定した。

1967 年当時の条件から同定したモデルパラメータを用いて、1997 年までの水収支解析を行った結果、1980 年までの湖水位の推定値は、実測値と概ね一致した。しかし、1981 年以降においては、湖水位の推定精度は低下した。これは、水収支要素に含まれる実測および推定誤差(湖水位の観測誤差および気象データ欠測時における別地点データの代用による誤差)の影響や池田湖流域の水文特性(地形や植生など)が、1967 年当時と 1981 年当時で異なることに起因していると考えられる。したがって、1967 年当時の条件に基づいて同定したモデルパラメータを、近年の湖水位の推定に適用することは困難であると考え、1983 年以降の期間に対して再度モデルパラメータを同定し検証を行った。その結果、湖水位の推定値は、実測値とよく一致し、1986 年から 1997 年の検証期間における *RMSE* は 285 mm となった。よって、1983 年当時の条件に基づいて同定したモデルパラメータを用いることで、1983 年以降の池田湖の水位は推定可能である。

以上のことから、構築した湖水位推定モデルは、池田湖の水収支の解明や水利用および水管理について検討するうえで有用なモデルであると考えられる。

第 5 章では、前章で構築した池田湖水位の推定モデルを用いて、1983 年から 1999 年の 17 年間の水収支解析を行い、池田湖の水収支の特徴について明らかにした。また、水利用と河川水供給に対して 4 つの水収支条件を仮定し、17 年間の湖水位のシミュレーションによって池田湖水位におよぼす水利用および水管理の影響について検討した。得られた成果は、以下のように要約される。

1) 池田湖では、降水量、流域流入量、河川水供給量および畑地かんがい用水量の年変動が大きく、これらの要素が池田湖水位の年変動におよぼす影響は比較的大きい。また、湖面蒸発量と水田かんがい用水量には、明瞭な季節変化が認められ、湖底漏出量については、大きな季節変化はなくほぼ一定量で漏出している。

2) 湖水位は、池田湖の流入および流出要素の季節的な水収支特性によって、概ね9月から10月に最高となり3月に最低となる。

3) 流域流入量および湖底漏出量の推定値は、北米やフロリダの湖における推定値の変動傾向と一致した。また、湖面蒸発量の推定値は、湖水温の実測値と現地および周辺の気象資料に基づいた Bowen 比法による湖面蒸発量の季節変動パターンと概ね一致した。

4) 利水と河川水供給のない自然の水収支条件にける池田湖の水位は、湖への流入量が流出量よりも大きくなるため、実際の水収支条件における湖水位よりも高くなる。

5) 湖水を上水としてのみ利用する場合および上水と水田かんがい用水として利用する場合には、推定した湖水位変動域と実際の湖水位変動域との間に大きな相違はない。

6) 湖水を上水と水田および畑地かんがい用水として利用する場合には、池田湖の水位を実際の水位変動域に近い範囲で維持することは困難であるが、河川水の供給を行うことで畑地かんがい用水による湖水の減少を補い、安定した湖水位の維持管理が可能である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり，数多くの方々にご指導，ご助言，ご協力をいただきました。

はじめに，主指導教官をお引き受けいただき，本論文の執筆の機会を与えてくださいました鹿児島大学農学部教授籾井和朗先生に心よりお礼申し上げます。本論文があるのもひとえに先生の懇切丁寧なご指導，ご教示の賜と深謝いたします。また，鹿児島大学農学部助教授中川啓先生には，副指導教官として，研究への取り組み方や問題解決の方法などご指導，ご助言をいただいたとともに，公私にわたってご支援，ご尽力いただいたことに深く感謝いたします。佐賀大学農学部教授瀬口昌洋先生におかれましては，快く副指導教官をお引き受けいただき，貴重なご意見，ご助言を賜りました。ここに厚く謝意を申し述べます。

鹿児島大学農学部教授高木東先生には，研究の基礎から細部に至るまでご教示を賜りました。ここに深く感謝の意を表します。鹿児島大学農学部助教授石黒悦爾先生には，一時期の副指導教官をお引き受けいただいたことに厚くお礼申し上げますとともに，学位公開審査会などでの貴重なご意見を賜りましたことに深く感謝いたします。また，ご多忙の中，学位公開審査会にお越しいただき，貴重なご意見，ご助言をいただきました佐賀大学農学部教授加藤治先生，宮崎大学農学部教授秋吉康弘先生には，衷心より感謝の意を表します。九州大学大学院工学研究院教授神野健二先生には，研究会などで貴重なご意見，ご助言を賜りました。ここに深く感謝いたします。

鹿児島大学農学部農地工学研究室の教職員，同利水工学研究室の学生の皆様には，温かい励ましとご配慮をいただきました。ここに心よりお礼申し上げます。特に利水工学研究室学生，大坪智明，堀江瑠依，吉満由佳，甲斐康文の諸氏には，本研究の実施に際し，観測機器の構築，データの収集や整理など，多大な協力を

いただきました。ここに心より感謝の意を表します。

最後に、博士課程での研究への理解と3年間の貴重な機会を与えていただき、
様々な形で支援していただいた両親と兄に感謝します。

参考文献

- 阿部雅雄 (1972): 池田湖の水収支に関する研究, 鹿児島大学農学部学術報告, **22**, 1–80.
- 有田正光編著 (1998): 水圏の環境, 東京電気大学出版局, p.36.
- Al-Weshah, R. A. (2000): The water balance of the Dead Sea: An integrated approach, *Hydrological Processes*, **14**, 145–154.
- Asmar, B. N. and Ergenzinger, P. (2002): Long-term prediction of the water level and salinity in the Dead Sea, *Hydrological Processes*, **16**, 2819–1831.
- Assouline, S. and Mahrer, Y. (1993): Evaporation from Lake Kinneret 1. Eddy correlation system measurements and energy budget estimates, *Water Resources Research*, **29**(4), 901–910.
- 新井 正 (2004): 地域分析のための熱・水収支水文学, 古今書院, 60–65.
- Bogan, T., Mohseni, O., and Stefan, H. G. (2003): Stream temperature-equilibrium temperature relationship, *Water Resources Research*, **39**(9), 1245, doi : 10.1029/2003WR002034.
- Brutsaert, W. H. (1982): *Evaporation into the Atmosphere*, D. Reidel Publishing Company, 145–153.
- Chikita, K. A., Nishi, M., Fukuyama, R., and Hamahara, K. (2004): Hydrological and chemical budgets in a volcanic caldera lake: Lake Kussharo, Hokkaido, Japan, *Journal of Hydrology*, **291**, 91–114.
- Crow, F. R. and Hottman, S. D. (1973): Network density of temperature profile stations and its influence on the accuracy of lake evaporation calculations, *Water Resources Research*, **9**(4), 895–899.
- dos Reis, R. J. and Dias, N. L. (1998): Multi-season lake evaporation: Energy-budget

- estimates and CRLE model assessment with limited meteorological observations, *Journal of Hydrology*, **208**, 135–147.
- Duan, Q., Sorooshian, S., and Gupta, V. K. (1992): Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, **28**(4), 1015–1031.
- Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V. K. (1994): Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models, *Journal of Hydrology*, **158**, 265–284.
- 藤原洋一, 田中丸治哉, 畑 武志, 多田明夫 (2003a): 流出モデル定数の最適同定における誤差評価関数の選択に関する研究, *農業土木学会論文集*, **225**, 137–149.
- 藤原洋一, 田中丸治哉, 畑 武志, 多田明夫 (2003b): 進化戦略による流出モデル定数の最適同定, *農業土木学会論文集*, **227**, 119–129.
- 林 静夫, 戸原義男 (1968): 湖の水収支について (第3報) —南薩河川の流出機構と池田湖水収支解析—, *干拓研究*, **138**, 1–68.
- 平江多績, 坂元克行, 柴 哲浩, 國生 保 (1997): 池田湖の周辺環境と水質, *鹿児島県環境センター所報*, **13**, 55–64.
- 岩佐義朗編著 (1990): 湖沼工学, 山海堂, 152–154, 288–298, 416–504.
- 鹿児島県 (1975): 鹿児島地域開発地域土地分類基本調査 開聞岳, 15–18.
- 鹿児島県 (2001): 第3期池田湖水質環境管理計画, 29–30, 99–118.
- 環境庁国立環境研究所 (2000): 湖沼環境の変遷と保全に向けた展望, *国立環境研究所研究報告*, **153**, 242–249.
- Kebede, S., Travi, Y., Alemayehu, T., and Marc, V. (2006): Water balance of Lake Tana and its sensitivity to fluctuations in rainfall, Blue Nile basin, Ethiopia, *Journal of Hydrology*, **316**, 233–247.

国立天文台編 (2005): 理科年表, 丸善, p.586.

近藤純正, 桑形恒男 (1992): 日本の水文気象(1): 放射量と水面蒸発, 水文・水資源学会誌, **5**(2), 13–27.

近藤純正, 中園 信, 渡辺 力, 桑形恒男 (1992): 日本の水文気象(3)—森林における蒸発散量—, 水文・水資源学会誌, **5**(4), 8–18.

近藤純正編著 (1994): 水環境の気象学, 朝倉書店, 55–184.

近藤純正 (2000): 地表面に近い大気の科学, 東京大学出版会, 31–81, 136–144.

Krabbenhoft, D. P., Bowser, C. J., Anderson, M. P., and Valley, J. W. (1990a): Estimating groundwater exchange with lakes 1. The stable isotope mass balance method, *Water Resources Research*, **26**(10), 2445–2453.

Krabbenhoft, D. P., Anderson, M. P., and Bowser, C. J. (1990b): Estimating groundwater exchange with lakes 2. Calibration of a three-dimensional, solute transport model to a stable isotope plume, *Water Resources Research*, **26**(10), 2455–2462.

Lee, T. M. and Swancar, A. (1997): Influence of evaporation, ground water, and uncertainty in the hydrologic budget of Lake Lucerne, a seepage lake in Polk County, Florida, *U. S. Geological Survey Water-Supply Paper* 2439.

Legesse, D., Vallet-Coulomb, C., and Gasse, F. (2004): Analysis of the hydrological response of a tropical terminal lake, Lake Abiyata (Main Ethiopian Rift Valley) to changes in climate and human activities, *Hydrological Processes*, **18**, 487–504.

Lenters, J. D., Kratz, T. K., and Bowser, C. J. (2005): Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA), *Journal of Hydrology*, **308**, 168–195.

丸山利輔, 三野 徹 (1999): 地域環境水文学, 朝倉書店, 36–37.

三浦健志, 奥野林太郎 (1993): ペンマン式による蒸発散位計算方法の詳細, 農業

- 土木学会論文集, **164**, 157–163.
- 初井和朗, 長 勝史, 伊藤祐二 (2002): 池田湖の放射量の推定, 鹿児島大学農学部学術報告, **52**, 1–8.
- 初井和朗 (2003): 池田湖の蒸発量の推定, 水文・水資源学会誌, **16(2)**, 142–151.
- Motz, L. H. (1998): Vertical leakage and vertically averaged vertical conductance for karst lakes in Florida, *Water Resources Research*, **32(2)**, 159–167.
- Motz, L. H., Sousa, G. D., and Annable, M. D. (2001): Water budget and vertical conductance for Lowry (Sand Hill) Lake in north-central Florida, USA, *Journal of Hydrology*, **250**, 134–148.
- 村本嘉雄, 大西行雄, 大久保賢治 (1979): 琵琶湖南湖の熱収支—琵琶湖大橋断面での湖水交換—, 京都大学防災研究所年報, **22B-2**, 575–589.
- 中尾欣四郎, 大槻 栄, 田上龍一, 成瀬兼二 (1967): 閉塞湖からの分水界漏出—倶多楽湖—, 北海道大学地球物理学研究報告, **17**, 47–64.
- 農林水産省九州農政局 (1998): 平成9年度南薩地区節水マニュアル作成業務報告書.
- 農林水産省九州農政局 (2002): 地域整備方向検討調査報告書南薩地区(平成10年度～平成13年度).
- 沖野外輝夫 (2002): 湖沼の生態学, 共立出版, 156–170.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A* **193**, 120–145.
- Priestley, C. H. B. and Taylor, R. J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Monthly Weather Review*, **100**, 81–92.
- Rosenberry, D. O., Sturrock, A. M., and Winter, T. C. (1993): Evaluation of the energy budget method of determining evaporation at Williams Lake, Minnesota, using alternative instrumentation and study approaches, *Water Resources Research*, **29(8)**, 2473–2483.

- 西條八束 (1992): 小宇宙としての湖, 大月書店, 187-193.
- 佐藤芳徳, 森 和紀, 塚田公彦, 榎根 勇 (1984): トリチウム濃度でみた池田湖の鉛直混合の検討, 地理学評論, **57**(Ser.A)-2, 122-129.
- 滋賀県琵琶湖研究所編 (1992): 世界の湖, 人文書院, 74-79, 131-135.
- Sturrock, A. M., Winter, T. C., and Rosenberry, D. O. (1992): Energy budget evaporation from Williams Lake: A closed lake in north central Minnesota, *Water Resources Research*, **28**(6), 1605-1617.
- 菅原正巳 (1972): 流出解析, 共立出版, 130-134.
- 多田 毅, 横尾善之, 重村利幸 (2005): タンクモデル定数の同定における安定性の導入, 土木学会論文集, **70**(782), 1-10.
- 高瀬恵次, 丸山利輔 (1978): 水収支法による季別流域蒸発散量の推定, 農業土木学会論文集, **76**, 1-6.
- 武田喬男, 上田 豊, 安田延壽, 藤吉康志 (1992): 水の気象学, 東京大学出版会, 154-157.
- 田中丸治哉 (1995): タンクモデル定数の大域的探索, 農業土木学会論文集, **178**, 103-112.
- Winter, T. C., Buso, D. C., Rosenberry, D. O., Likens, G. E., Sturrock, A. M., and Mau, D. P. (2003): Evaporation determined by the energy-budget method for Mirror Lake, New Hampshire, *Limnology and Oceanography*, **48**(3), 995-1009.
- Yamamoto, G. and Kondo, J. (1964): Evaporation from Lake Towada, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **42**(2), 85-96.

Studies on Hydrologic Budget of Lake as Water Resources

Summary

INTRODUCTION

Shortage of available freshwater is one of the most important environmental issues in the world. Although lake water is a valuable freshwater resource for various industries, inappropriate lake water management has caused deterioration of many lake environments. Water management that does not enhance sustainability leads to severe crises for many lakes; e.g. the Aral Sea and Lake Chad are in danger of disappearing. To avoid such crises, hydrological assessment of the influence of water utilization on a lake water budget is indispensable for rational water allocation and proper water management.

The objectives of this study were to develop and verify a water level estimation model of Lake Ikeda as a freshwater resource for municipal and agricultural water uses, and to investigate the lake's water budget based on hydrometeorological data from 1983 to 1999. We also used the model to examine the effect of agricultural water management on the lake water level for a 17-year period.

STUDY SITE

Lake Ikeda is located in the southern part of Kagoshima prefecture, Japan (lat. 31°14'N, lon. 130°35'E), where mean air temperature is 18.3°C and average annual precipitation (1983–1999) is 1962 mm. It is a caldera lake formed by volcanic activity about 5000 years ago and has no large inlet or outlet streams. The lake surface area is

10.62 km² and the catchment area is 12.34 km²; its mean and maximum water depths are 125 and 233 m, respectively.

Freshwater from the lake is used as municipal and agricultural water in the surrounding area. Lake water has long been used as irrigation water, particularly since 1983, when the agricultural water management system was introduced by the Large-scale Upland Irrigation Project for a 6000-ha upland field. In the water management system, river water from the three river basins outside the lake catchment area has been transferred into the lake to compensate for the water loss; that is, the lake water level has been artificially regulated with river water. Therefore, the lake's hydrological environment has changed considerably since 1983. However, the effects of agricultural water use and artificial water level regulation on the lake's hydrological environment had never before been assessed and the lake water budget had not been properly evaluated.

METHODS

Water level estimation model

The lake water budget can be expressed by a difference of water fluxes between inflow to the lake as precipitation, inflow from the lake catchment area, and river water supply and outflow from the lake as leakage from the lake bottom, lake evaporation, tap water use, paddy field irrigation, and upland irrigation.

In this study, the model to calculate the daily water level of the lake was based on the water budget equation. Lake evaporation is estimated by the one-dimensional model in which thermal conduction of the lake water temperature and the lake heat budget are numerically computed. The model can give the vertical water temperature profile, which satisfies with the heat budget at the lake surface and the heat transfer into the

lake water. The model parameters for a heat diffusion coefficient and a mass transfer coefficient including atmospheric stability parameters were calibrated by fitting with lake water temperatures measured in 2000. The model without advected heat fluxes was validated by the Bowen ratio method with in situ data observed from August 2004 to September 2005. In the heat budget analysis, shortwave and longwave radiation are estimated using meteorological data (air temperature, relative humidity, sunshine duration, and atmospheric pressure) obtained by the local meteorological observatory.

Inflow from the lake catchment area is estimated by the tank model. Leakage from the lake bottom is estimated based on Darcy's law, in which the vertically averaged vertical conductance and the head difference (Δh) between the lake water surface and a groundwater table outside the lake catchment area are considered. The model parameters for inflow and leakage calculations were optimized by the Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) method with observed lake water levels for 1983–1985. For precipitation, river water supply, tap water use, paddy field irrigation, and upland irrigation, we used observed data from the local meteorological observatory and the land improvement district that manages the lake water level.

Water level simulations

To examine the effect of water use and water management on the lake water level, we analyzed four simulation cases (Cases A to D) with the model under hypothetical hydrological conditions for 1983–1999. Case A simulates natural conditions without human activity, i.e. no tap or agricultural water uses and no river water supply. Case B simulates conditions where lake water is used for tap water but not for agricultural water and where river water is not supplied. Case C simulates conditions where lake water is used for tap water and paddy field irrigation but not for upland irrigation and

where river water is not supplied. Case D simulates conditions of tap and agricultural water uses and no river water supply.

RESULTS AND DISCUSSION

Model verification

The calculated and measured lake water levels of Lake Ikeda under real conditions for 1983–1999 fluctuated in the range of approximately 62–66 m above mean sea level. The calculated lake water levels under the real conditions agreed well with the measured levels: R^2 and $RMSE$ between calculated and measured lake water levels were 0.95 and 0.27 m, respectively. The monthly estimated evaporation rate also agreed well with the result obtained by the Bowen ratio method ($R^2=0.85$). Thus, the model is useful for evaluating the lake water budget.

Water budget of Lake Ikeda

In water budget components of the lake, annual variations in precipitation, inflow from the lake catchment area, river water supply, and upland irrigation are relatively large, while the other four components (leakage, evaporation, tap water use, and paddy field irrigation) are roughly constant. To illustrate the seasonal changes in the water budget components and the lake water level, we analyzed their monthly averaged values for 1983–1999. The three components of precipitation, inflow from the catchment area, and river water supply are principally large from June to July, corresponding to the rainy season in southern Japan. Evaporation from the lake surface is greatest in October and smallest in April; Lake Ikeda, a deep lake in a warm-temperate area, differs in this attribute from a deep lake in northern Japan. Lake water is frequently used as paddy field irrigation from April to September. There are no marked seasonal changes in

leakage or tap water use. The lake water level is generally highest from August to September, after the rainy season, and lowest in March, after the period when the amount of outflow exceeds inflow.

Inflow from Lake Ikeda's catchment area and leakage are mainly dominated by groundwater because the lake has no large inlet or outlet streams. Temporal variation in inflow was generally larger than that of leakage. Similar result was also reported by Krabbenhoft *et al.* (1990a,b) in analyses of groundwater exchange at Sparkling Lake, Wisconsin, USA. The estimated annual mean leakage in Lake Ikeda of 1.38 m year⁻¹ was in the range of 0.12–4.27 m year⁻¹ obtained at 11 karst lakes in Florida.

Water level variation under hypothetical conditions

The simulated lake water level under the natural conditions of Case A gradually rose from 1983 to 1993 because there were no tap or agricultural water uses. After 1994, lake water level became constant due to lower precipitation in 1994, 1996, and 1997. In the model, leakage is calculated based on the head difference (Δh) between the lake water surface and the groundwater table. Therefore, a large amount of leakage is evident for 1994–1999 when the lake water level was relatively high.

In Case B, the lake water use as tap water resulted in a decline of 3.3 m in the simulated mean water level compared to Case A. However, the simulated water level, which fluctuated in the range of 62.3–67.5 m, was never lower than 62 m. This result indicates that there is no large decrease in the lake water when the only lake water use is as tap water, even if the lake water level is not artificially regulated with river water.

In Case C, the lake water uses as tap water and paddy field irrigation caused a decline of 1.7 m in the simulated mean water level compared to Case B. Although the simulated water level declined up to 61.2 m in 1987, it roughly kept water level more than 62 m

after 1988. Therefore, there is no large decrease in the lake water when it is used as tap water and paddy field irrigation, unless a relatively little rainfall such as that from 1982–1984 occurs.

The results of Case D indicated that the simulated lake water level gradually declined due to tap and agricultural water uses. The change in the simulated water level was not consistent with that calculated under the real conditions in 1986, 1987, 1998, and 1999, when river water supply was relatively large. Upland irrigation led to a decline of 1.5 m in the mean water level relative to Case C. In contrast, river water supply produced a rise of 2.4 m in the mean water level relative to the real conditions. The results demonstrate that river water supply could compensate for the decrease in lake water levels caused by upland irrigation and especially had a large effect on recovery of the lake water level in 1986, 1987, 1998, and 1999.

CONCLUSIONS

A model to estimate lake water level was developed and tested for Lake Ikeda based on hydrometeorological data for 1983–1999. The model was applied to investigate the lake water budget and to examine the effect of agricultural water management on the lake water level.

In the model, lake evaporation was estimated through numerical analyses of the lake water temperature and the lake heat budget. Inflow from the lake catchment area and leakage from the lake bottom were estimated based on the tank model and Darcy's law, and the model parameters were optimized by the SCE-UA method. The calculated lake water levels agreed well with the measured levels for the 17-year period. Thus, the model is useful for evaluating the lake water budget.

Of the water budget components, annual variations in precipitation, inflow from the

lake catchment area, river water supply, and upland irrigation were relatively large, while annual leakage, evaporation, tap water use, and paddy irrigation were roughly constant for 1983–1999. The 17-year result showed that the lake water level is generally highest from August to September and lowest in March.

Four simulations by the model revealed that river water supply in the agricultural water management system effectively compensates for the decrease in lake water levels caused by upland irrigation, and is effective in maintaining a stable lake water level. Therefore, river water supply plays an important role in water management of Lake Ikeda as a freshwater resource.