

猪苗代湖流域の水収支

吉 越 昭 久*

Water Balance in the Drainage Area of Lake Inawashiro

Akihisa YOSHIKOSHI

I. は じ め に

筆者は既に、猪苗代湖およびその集水域における水利用や、湖沼開発について、二編の小論¹⁾²⁾を発表してきた。前者では、水収支研究の基礎的な資料を提供する目的をもって、諸々の水利用を総合的にとらえた。また後者では、猪苗代湖の開発について時代区分をおこない、特に安積疏水が果たした役割を中心に考察した。そして別稿³⁾では、以上の二編の小論をもとに、高度化された水利用をおこなうに至った背景についても、若干触れてきた。しかし、いづれも社会・経済的な水文学に関する小論であって、水の循環や水収支について扱ったものではない。

ところで、水収支とは水の循環過程において、一定期間・一定地域の水の出入関係を、定量的に把握する分野である。この水収支を求めるには、まず水収支式をつくり、その各構成要素を算出しなければならない。その算出法には多くの問題があるが、それについて筆者は既に触れたことがある⁴⁾。いづれの問題も、明らかにしなければならない課題であるが、とりわけ流量資料の精度が悪いことが、水収支研究を困難にしている主要な原因の一つであると考えられる。そこで本稿では、流量資料が信頼のできる猪苗代湖およびその集水域をフィールドとして設定することによって、まずこの問題を解決し、流量資料が正しいものとして他の水収支式各構成要素（具体的には降水量）を推定する、という通常とは逆の方法をとった。以上の推定を本稿の主要な目的に据え、水収支式各構成要素の算出をおこなうことによって、この流域の水収支特性をとらえたい。そして、この水収支特性と水利用・水資源などのかかわりについても触れてみたい。

なお、この地域における既往の陸水学的・水文学的研究の大部分は、湖沼に関するものである。古くは、菊池 安⁵⁾、田中阿歌麻呂⁶⁾、佐藤伝蔵⁷⁾などの研究があるが、本格的な調査にもとづく研究は吉村信吉によって始められたと考えてよい。吉村は「地球」に発表した秋元湖の水溫研究⁸⁾を皮切りに、猪苗代湖をはじめとする主要な湖沼について、精力的な研究をおこなった。特に1932年に「地理学評論」に発表された論文⁹⁾は、湖沼水の物理的・化学的特性から生物にまで触れた秀逸なものであった。また同氏は根来健一郎・山本荘毅と共に、五色沼の湖沼学的研究¹⁰⁾もおこない、五色沼湖沼群を四つにタイプ分けしている。また、山村彌六郎¹¹⁾は、猪苗代湖の化学成分とプランクトン量との関係を研究するなど、1930年代には多くの湖沼学的研究が展開された。その後におこなわれた湖沼学的研究は、小さな湖沼の水質などについて論及した二、三¹²⁾がある程度である。

* 地理学研究室（昭和58年9月30日受理）

また河川についての研究は¹³⁾、水質に関するものが中心であって、降雨=流出などに関する論文はほとんどないといってよい。なお、水収支の研究は、金子 良ほか¹⁴⁾によって、安積疏水地区と会津盆地においておこなわれている。しかしいづれも、灌漑利用のためにおこなわれた短期間の水収支研究であり、本稿のフィールド外の地域であるため、余り参考にならない。

以上が、この地域における既往の研究の主なものであって、水の循環や水収支に関する研究は未だおこなわれていない現状にある。従って、この地域における水収支を明らかにすることは、十分に意義のあることと考える。

ところで、当地域の概観は、既に前稿で触れてあるので、重複の愚を避けたい。前稿を参照していただければ幸いである。

Ⅰ. 水収支式各構成要素の算出法

1. 水文地域・水文期間・水収支式

猪苗代湖から流出する日橋川の、東京電力㈱猪苗代第一発電所取水地点を基準に、定めた流域を猪苗代湖流域とする。この流域は福島県のほぼ中央部に位置し、北側の分水界は山形県との県境に相当する。南北約 50 km, 東西約 26 km のほぼ矩形を成し、流域面積は5万分の1地形図をもとにプランメーターによって計測をおこない 832.0km² と定めた。流域内の最低地点は、猪苗代第一発電所の取水地点で約 512m, 最高地点は西吾妻山の 2035m という、かなりの標高をもつ流域である。この中に猪苗代湖・檜原湖・小野川湖・秋元湖をはじめ、多くの湖沼群が存在する。この流域は自然的には阿賀野川流域の一部であるが、安積疏水などによる流域変更をおこない、阿武隈川流域にも水を供給している。

さて、水収支計算をおこなう水文期間は、1967年1月から1971年12月までの5カ年間である。なお、水収支計算は、この5カ年間の月別平均値でおこなう。

また、水収支式は次式を採用した。

$$P = (D_i + D_t + D_f + D_a + D_o) + (\Delta H_i + \Delta H_h + \Delta H_o + \Delta H_a) + E + \Delta S$$

ここで、P: 降水量

D_i : 猪苗代第一発電所取水量

D_t : 戸ノ口堰用水取水量

D_f : 布藤堰用水取水量

D_a : 安積疏水取水量

D_o : 雄国用水取水量

ΔH_i : 猪苗代湖貯水変化量

ΔH_h : 檜原湖貯水変化量

ΔH_o : 小野川湖貯水変化量

ΔH_a : 秋元湖貯水変化量

E: 蒸発散量

ΔS : 流域貯留変化量 とする。

2. 降水量

流域内およびその周辺(流域から直線距離にして 10 km 以内とした)には、気象庁・建設省・東京電力㈱の降水量観測地点が20地点存在する。この降水量観測地点も含めて、気温・流量および湖沼水位の各観測地点を示したのが図1である。図1に示されるように、降水量観測地点の分布は、比較的均等であるとみてよい。なお、流域内にある7地点で降

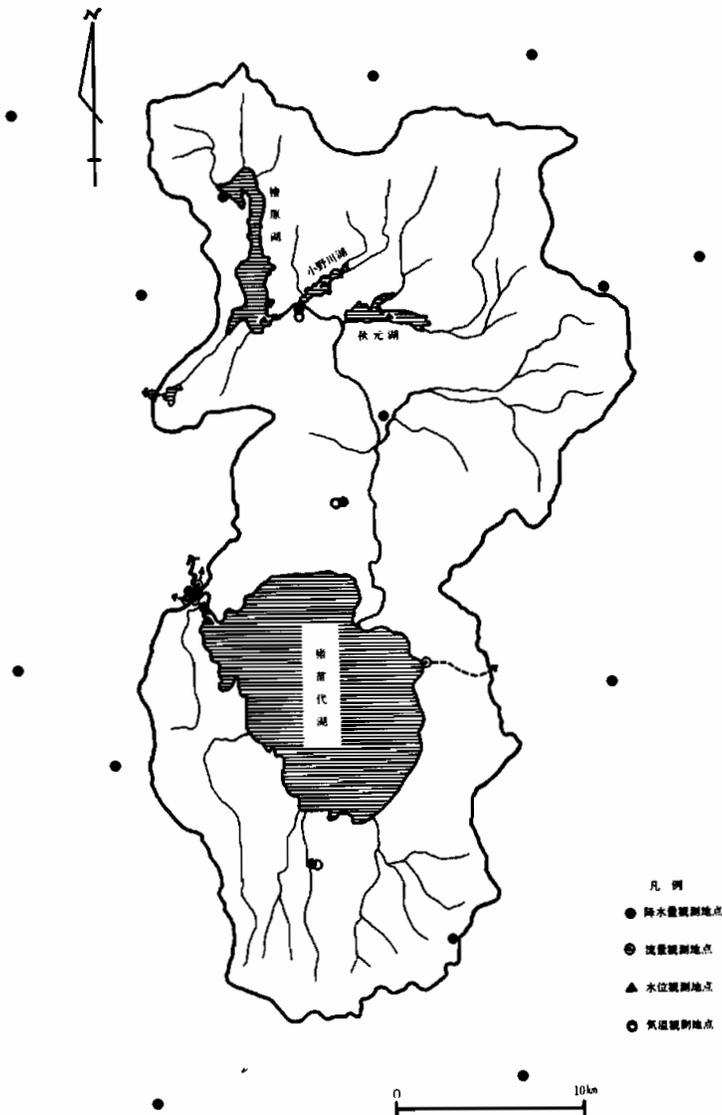


図1 観測地点位置図

水量観測地点密度を求めると、約 119 km^2 に1地点となる。

さて、この降水量観測地点の地点降水量から、流域全体に降る面積降水量を求める方法には、算術平均法・Thiessen法¹⁵⁾・高度平衡多角形法・等降水量線法・格子法・雨量=高度法などがある¹⁶⁾。筆者はかつて、これらの各方法の精度について触れたことがあり、ここでは流域内外に降水量観測地点が均等に分布し、しかも約 100 km^2 に1点以上あれば大差ない結果が得られることを示した¹⁷⁾。しかし、当流域において、降水量観測地点は比較的均等に分布しているものの、降水量分布に地域的な差異が大きいため、一つの方法だけによる面積降水量の算出には危険がともなう。そこで、等降水量線法と算術平均法の二方法によって面積降水量の算出をおこなった。算出のために用いた資料は、福島地方気象台編の福島県農業気象月報（1967年～1970年）および福島県気象月報（1971年）・建設省河

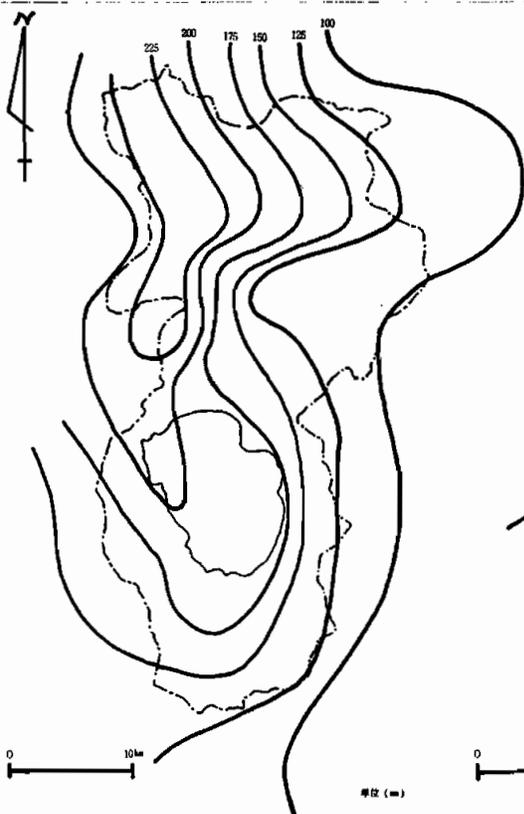


図2 降水量分布図 (1月)



図3 降水量分布図 (6月)

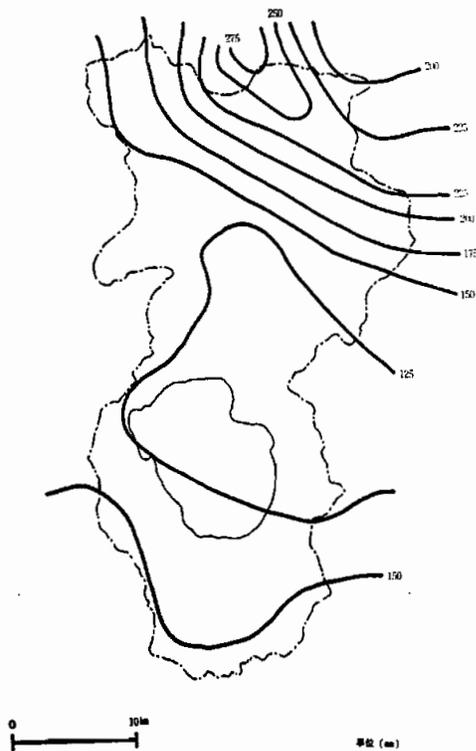


図4 降水量分布図 (9月)

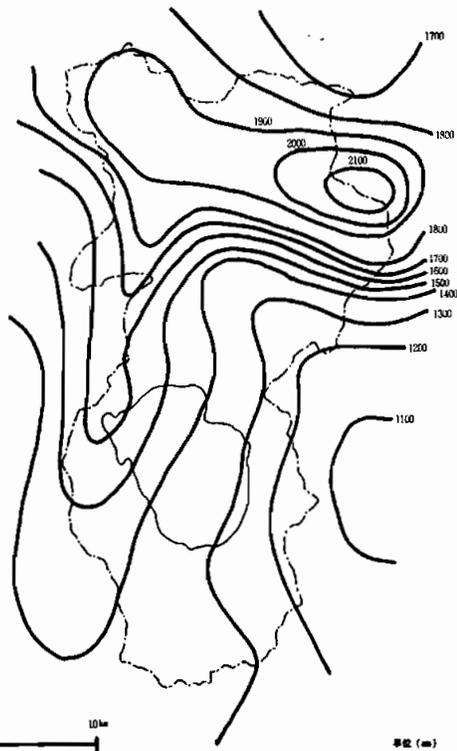


図5 降水量分布図 (全年)

表1 各面積降水量算出法による降水量 (mm) (1967年～1971年の平均)

算出法 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
等降水量線法	173.0	122.3	113.1	87.8	109.4	125.0	169.4	201.6	151.0	101.5	103.2	145.3	1602.6
算術平均法	152.7	100.2	102.0	84.0	104.6	132.8	176.6	203.4	164.5	104.9	97.1	139.8	1562.6
修正算術平均法	180.9	108.8	106.3	84.0	104.6	132.8	176.6	203.4	164.5	104.9	97.1	156.7	1619.6

川局編の雨量年表(1967年～1971年)・東京電力㈱の降水量資料(1967年～1971年)である。まず、等降水量線法によって面積降水量の算出をおこなった結果を表1に示した。そして、流域内における降水量分布の特徴をみるために、1月・6月・9月・全年の降水量分布図を例として示した(図2～図5)。次に、算術平均法による結果を同じく表1に示した。しかし、図2の1月の降水量分布図にみられるように、冬季における降水量分布は流域内でも非常に大きな地域的な差異を生じ、特に東部が少ない。従って、東部の降水量観測地点の値をも含めて算術平均法で面積降水量を求めると、少なめに算出されることになる。そこで、冬季(12月～3月)については、東部の流域外にある6地点の資料を除外して、算術平均法で面積降水量を算出してみた。この方法を修正算術平均法と呼び、これも表1に示した。

以上の三方法によって面積降水量を求めた結果、修正算術平均法が最も大きな値を示した。しかしこれらの結果はいづれも、日本の平均年降水量¹⁰⁾に比較すると、かなり少ない値といえる。この理由は、冬季において、特に降水量の多い山岳地帯の観測地点の降水量資料に欠測が多いためであって、かなりの過小見積りになっていると考える。今仮に、他の水収支式各構成要素を算出した結果、修正算術平均法によって求めた面積降水量の値を用いて、流域貯留変化量を求めてみると、年の値でマイナス198.2mmという値を得た。本来、流域貯留変化量は長年の平均をとると、年の値では0になるはずである。ところが、このような大きなマイナスの値を算出するという事は、流出量や蒸発散量の年の値が妥当であると考えられるので、降水量が過小に見積られていると考えざるを得ない。そこで、降水量の算出は前述の各方法ではおこなわずに、これらとは異なった方法を用いたい。本稿では、前述の水収支式から $(Di + Dt + Df + Da + Do) + (\Delta Hi + \Delta Hh + \Delta Ho + \Delta Ha) + E$ を降水量とする、という方法をとった。この方法は、水収支法とでも呼ぶことができよう。その結果、年の降水量は1817.8mmとなった。月々の割りふりについては、修正算術平均法の配分比率を乗じて求めた。この方法は、一般にはむしろ流量資料に問題が多いため余り用いられていないが、本稿では以上のような理由から採用した。

3. 流出量

図6は、猪苗代湖流域およびその周辺地域における水利用形態を模式化したものである。猪苗代湖流域からは、雄国用水・土田堰用水の一部・布藤堰用水・猪苗代第一発電所の用水・戸ノ口堰用水・新四郎堀・郡山市上水道・安積疏水が、流域外に水を流出させる。このうち、郡山市上水道は本稿の水文期間にはまだ取水が開始されていなかったのを除外する。また、土田堰用水の一部および新四郎堀については、流量の資料が得られなかったため、これらは流域貯留変化量に含めて計算をおこなうことにするが、いづれも量的にはそうたいした値ではなく、恐らく年間数mm程度であろう。従って、本稿でいう流出量とは、猪苗代第一発電所取水量・戸ノ口堰用水取水量・布藤堰用水取水量・安積疏水取水量・雄国用水取水量の値を合計したものをさす。なお、猪苗代湖から流出する本来の自然河

C : orifice の流量係数

a : 孔の面積

g : 重力加速度

H : 孔の中心までの水深 とする¹⁹⁾.

この場合、orifice の流量係数は、orifice の直径と水深とによって変り、計算値と実験値が異なるという問題はある。しかし一般には、0.6 程度の値で妥当であるとされる²⁰⁾。またバルブからの流量を求める式も、基本的にはゲートの場合と同じであるが、流量係数がバルブの種類とノズルの角度によって異なる、という違いがある。ポンプの場合には、流量は吐出口断面積と吐出口流速を乗じて求められる。

このように、ゲート・バルブ・ポンプからの流量の値は、河川でおこなわれる間接測定法による値よりも、誤差が小さい可能性が大きいと考えられる。その上、発電所における流量測定は、電気事業法第 101 条（内容は発電水力流量測定規則、1965年 6 月 15 日、通商産業省令第 55 号である）により、水位や流量の測定の方法からその記録の方法まで規定されており²¹⁾、この規則に従うならば、一定の水準以上の精度で測定されていることが期待できる。

以上の理由から、当流域からの流出量は信頼できる値であると考え、また流量観測値に欠測がないことから、流出量を真の値とみなしたのである。

さてそこで、東京電力㈱および各土地改良区の日平均流量資料をもとに、流出量の計算をおこなった。ただし、雄国用水については流量資料がないため、1968年 9 月 30 日に雄国用水五部落と東京電力㈱との間でとりかわされた契約取水量から計算をおこなった。

4. 湖沼貯水変化量

湖沼貯水変化量とは、ある月における湖沼に貯留される水の量が、その前の月と比較してどれだけ変化したかを表わすものである。この変化は、湖沼の水位の上昇・下降によって知ることができる。

猪苗代湖流域において、水位資料が存在する湖沼は、猪苗代・檜原・小野川・秋元の四湖である。湛水面積はそれぞれ 103.9 km^2 ・ 10.4 km^2 ・ 2.3 km^2 ・ 3.9 km^2 とした。その他の湖沼については、水位資料がないことと、湛水面積が小さいためそう大きな量にはならないという理由から、湖沼貯水変化量には加えていない。それらは、流域貯留変化量に含ませてある。

さて、湖沼貯水変化量を求める前に、東京電力㈱の戸ノ口区水位報告資料（1967年～1972年）をもとに、毎月 1 日の午前 6 時の湖面水位を図化してみた。それが図 7 である。また、

表 2 各湖沼の水位変動

項 湖沼名	水位変動の特色	水位変動の幅		関 係 式	相関係数
		程 度	標準偏差		
猪苗代湖	春に低下の傾向 5～6月にピークの傾向	小	0.31	$H = 0.006 M + 0.71$	0.34
檜原湖	4月に低下の傾向 6月頃にピークの傾向	大	1.88	$H = 0.04 M + 8.38$	0.42
小野川湖	不 規 則	やや小	0.72	$H = 0.005 M + 7.27$	0.14
秋元湖	不 規 則	やや大	1.15	$H = 0.01 M + 8.92$	0.21

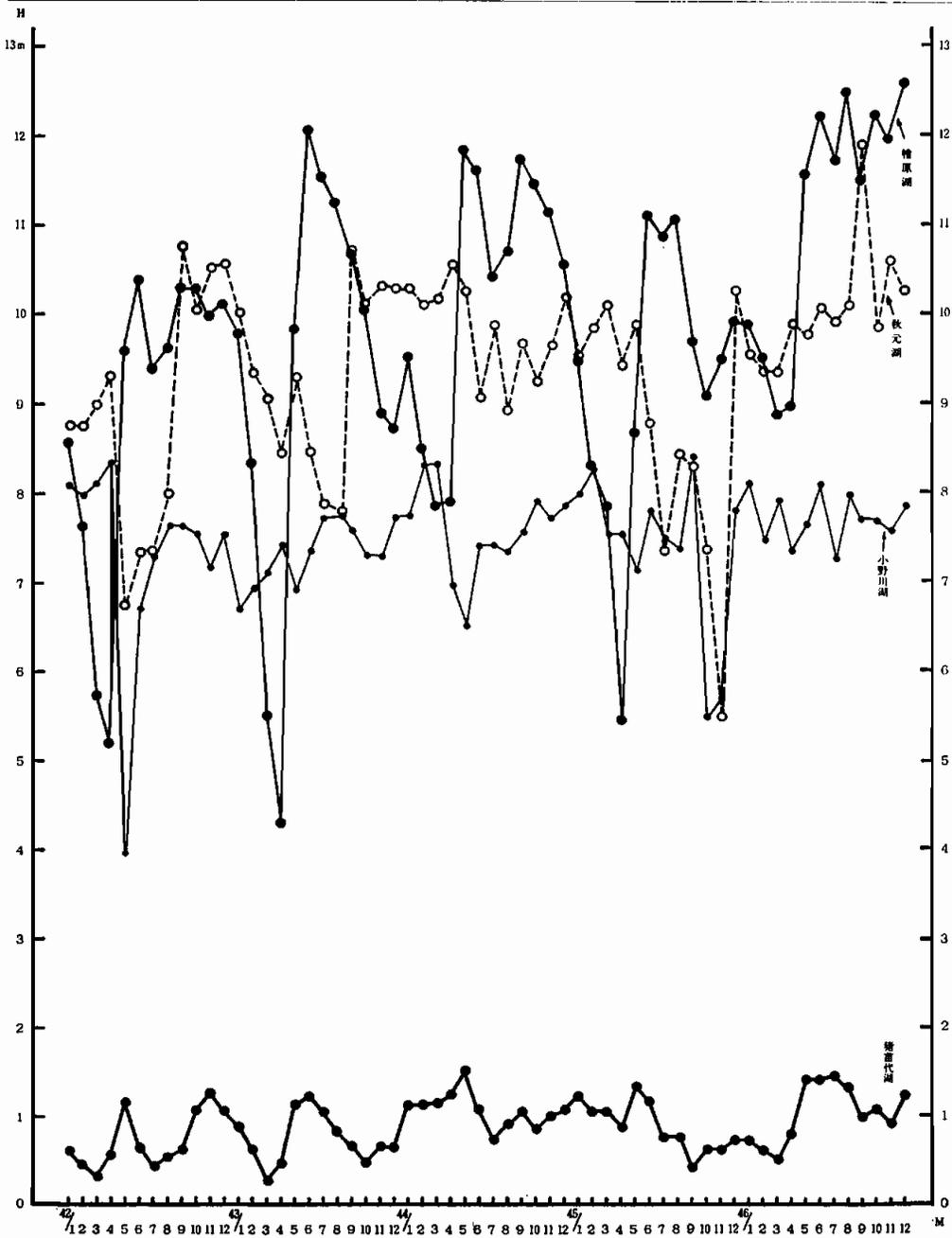


図7 湖面水位

それぞれの湖沼の特色を一覧表にすると表2のようなになる。その結果、以下のことが明らかになった。つまり、猪苗代湖と檜原湖の水位は、比較的規則正しく変動するのに対し、小野川湖と秋元湖のそれは不規則である。また水位変動の幅は、檜原湖が最も大きく、猪苗代湖が最も小さい。次に縦軸に水位 (H)、横軸に月 (M) をとってその関係を求めると、全体として水位がわずかながら上昇傾向にあることが知られる。

さて、湖沼貯水変化量の求め方は、当該の月の1日の水位から、翌月の1日の水位を差

し引くという方法によった。

5. 蒸 発 散 量

地点蒸発散量を推定する方法には、蒸発計による方法・Thorntwaite法・Penman法などがあり、地点蒸発散量を測定する方法には、水収支法・渦相関法・熱収支法・空気力学法などがある²²⁾、本稿ではこのうち、Thorntwaite法²³⁾を用いた。Thorntwaite法は、十分に水を供給した場合におこり得る蒸発散位（可能蒸発散量）を、気温の関数であらわす方法である。しかし、この方法によると年の総量ではほぼ妥当な値が出るものの、月々の割りふりに問題があることが知られており、Penman²⁴⁾法によって得られた月々の配分比率を乗じて修正するという方法をとることもある。本稿では、Penman法の算出に必要な水文気象学的資料の制約があることなどから、Thorntwaite法によって推定された値をそのまま用いた。

流域内には、図1にみられるように気温観測地点が三カ所あり、それらは流域の南部・中部・北部にそれぞれ位置する。この三地点の蒸発散量をThorntwaite法によって求め、それらの平均値を面積蒸発散量とした。

ところで、前述のように流域内には猪苗代湖をはじめ、数多くの湖沼が存在しており、これらの湖面からの蒸発量についても触れなければならないであろう。湖面からの蒸発に関する研究は、山本義一ほか²⁵⁾・新井正²⁶⁾・Morton, F. I.²⁷⁾など多い。その中で、Yamamoto, G. と Kondo, J. は野尻湖の年蒸発量を空気力学的方法と熱収支法で求めた平均が約620mmになるとしている。また、近藤純正ほか²⁸⁾は十和田湖の年蒸発量を熱収支法で求め712mmという値を得ているし、古藤田一雄²⁹⁾は琵琶湖のそれを熱収支法・ダルトン型蒸発式で求めた結果、それぞれ692mm・769mmと報告している。これらの値は、Thorntwaite法で求めた猪苗代湖流域の年蒸発散量より、若干大きい。このように、Thorntwaite法で求めた当流域の蒸発散量と他の湖沼の蒸発量とに、さほど大きな差異がみられないし、湖沼面積は多く見積っても流域面積の15%以内であるし、さらに水文気象学的な資料の制約がある、などという理由から、本稿では湖面からの蒸発量については特に考慮を払っていない。

6. 流域貯留変化量

流域貯留変化量の具体的な内容は、地下水変化量・土湿変化量・小湖沼群の貯水変化量・積雪量などであるが、前述のように新四郎堀および土田堰用水の一部もこれに含ませている。この流域貯留変化量は $P - (Dt + Df + Da + Do) - (\Delta Hi + \Delta Hh + \Delta Ho + \Delta Ha) - E$ として求めることができる。

Ⅱ. 猪苗代湖流域の水収支特性

水収支式各構成要素を、以上の要領で求めた結果、水収支表(表3)とそれを図化した水収支図(図8)を作成した。これらをもとに、猪苗代湖流域の特性を述べ、水利用や水資源などのかかわりについても多少触れてみたい。

まず、降水量は年の値で1817.8mmとなったが、これでも日本の平均年降水量と比較すると少ない。降水量は、7月～9月および12月・1月に多く、この五カ月間で986.9mm、つまり一年間の54.3%がもたらされる。しかし、降水量の月ごとの変動の幅は小さく、最も少ない4月でも94.5mmになる。地域的には、北部の山岳地帯に多く、南部に少ないという分布になる。また、盆地性の気候を示す非常に降水量の少ない郡山盆地と会津盆地が、流域の東と西に隣接しており、その付近では流域内でもとりわけ降水量の少な

表3 猪苗代湖流域水収支表

(1967年~1971年の平均)

項	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
降水高(mm)	201.8	121.8	120.0	94.5	118.2	149.1	198.1	227.1	185.4	118.2	109.1	174.5	1817.8
降水量($\times 10^6 m^3$)	167.9	101.3	99.8	78.6	98.3	124.1	164.8	189.0	154.3	98.3	90.8	145.2	1512.4
総流出高(mm)	96.9	91.5	103.6	115.4	162.4	117.7	105.0	112.0	87.6	57.8	49.8	86.7	1186.4
総流出量($\times 10^6 m^3$)	80.6	76.1	86.2	96.0	135.2	97.9	87.4	93.2	72.9	48.1	41.4	72.1	987.1
流出率(%)	48.0	75.1	86.3	122.1	137.4	78.9	53.0	49.3	47.2	48.9	45.6	49.7	65.3
猪苗代第一発電所取水高(mm)	89.9	86.0	99.9	109.9	122.2	66.3	64.5	63.6	71.9	51.4	43.2	80.8	949.6
猪苗代第一発電所取水量($\times 10^6 m^3$)	74.8	71.6	83.1	91.4	101.7	55.2	53.7	52.9	59.8	42.8	35.9	67.2	790.1
戸ノ口堰用水取水高(mm)	5.2	4.2	3.5	3.6	8.3	12.6	10.9	11.8	7.6	5.3	4.9	5.0	82.8
戸ノ口堰用水取水量($\times 10^6 m^3$)	4.3	3.5	2.9	3.0	6.9	10.5	9.1	9.8	6.2	4.4	4.1	4.2	68.9
布藤堰用水取水高(mm)	0	0	0	0	0.8	2.1	1.8	1.7	0.7	0	0	0	7.1
布藤堰用水取水量($\times 10^6 m^3$)	0	0	0	0	0.7	1.7	1.5	1.4	0.6	0	0	0	5.9
安積疏水取水高(mm)	1.6	1.1	0	1.7	30.3	36.0	26.9	34.1	7.0	0.7	1.5	0.7	141.6
安積疏水取水量($\times 10^6 m^3$)	1.3	0.9	0	1.4	25.2	30.0	22.4	28.4	5.8	0.6	1.2	0.6	117.8
雄国用水取水高(mm)	0.2	0.2	0.2	0.2	0.8	0.7	0.9	0.8	0.5	0.4	0.2	0.2	5.3
雄国用水取水量($\times 10^6 m^3$)	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.6	0.7	0.6	0.4	0.3	0.2	0.2	4.4
湖沼貯水変化高(mm)	- 31.2	- 29.9	5.4	111.8	- 13.1	- 36.4	3.0	- 10.9	0.6	5.3	14.0	0.3	18.9
湖沼貯水変化量($\times 10^6 m^3$)	- 26.0	- 24.9	4.5	93.1	- 10.9	- 30.2	2.5	- 9.1	0.5	4.4	11.6	0.2	15.7
湖沼貯水変化率(%)	- 15.5	- 24.5	4.5	118.3	- 11.1	- 24.4	1.5	- 4.8	0.3	4.6	12.8	0.2	1.0
猪苗代湖貯水変化高(mm)	- 18.7	- 13.7	16.2	67.4	- 28.7	- 26.2	- 1.3	- 16.2	8.7	10.0	6.3	6.3	10.1
猪苗代湖貯水変化量($\times 10^6 m^3$)	- 15.6	- 11.4	13.5	56.2	- 23.8	- 21.8	- 1.1	- 13.5	7.2	8.3	5.2	5.2	8.4
檜原湖貯水変化高(mm)	- 12.0	- 16.4	- 9.9	49.1	14.9	- 8.9	3.0	- 2.8	- 1.9	- 4.4	1.1	- 4.1	7.7
檜原湖貯水変化量($\times 10^6 m^3$)	- 10.0	- 13.6	- 8.2	40.8	12.4	- 7.4	2.5	- 2.3	- 1.6	- 3.7	0.9	- 3.4	6.4
小野川湖貯水変化高(mm)	0.2	0	- 0.8	- 3.1	2.9	- 0.1	0.5	0.4	- 1.7	- 0.3	1.9	- 0.3	- 0.4
小野川湖貯水変化量($\times 10^6 m^3$)	0.2	0	- 0.7	- 2.6	2.4	- 0.1	0.4	0.3	- 1.4	- 0.2	1.6	- 0.2	- 0.3
秋元湖貯水変化高(mm)	- 0.7	0.2	- 0.1	- 1.6	- 2.2	- 1.2	0.8	7.7	- 4.5	0	4.7	- 1.6	1.5
秋元湖貯水変化量($\times 10^6 m^3$)	- 0.6	0.2	- 0.1	- 1.3	- 1.8	- 1.0	0.7	6.3	- 3.7	0	3.9	- 1.3	1.3
蒸発散高(mm)	0	0	1.5	33.9	74.1	98.6	128.2	126.2	83.9	45.8	19.1	1.2	612.5
蒸発散量($\times 10^6 m^3$)	0	0	1.2	28.2	61.6	82.0	106.8	105.0	69.8	38.1	15.9	1.0	509.6
蒸発散率(%)	0	0	1.3	35.9	62.7	66.1	64.7	55.6	45.3	38.7	17.5	0.7	33.7
流域貯留変化高(mm)	136.1	60.2	9.5	- 166.6	- 105.2	- 30.8	- 38.1	- 0.2	13.3	9.3	26.2	86.3	0
流域貯留変化量($\times 10^6 m^3$)	113.2	50.1	7.9	- 138.6	- 87.5	- 25.6	- 31.7	- 0.2	11.1	7.7	21.8	71.8	0
流域貯留変化率(%)	67.4	49.4	7.9	- 176.3	- 89.0	- 20.7	- 19.2	- 0.1	7.2	7.9	24.0	49.5	0

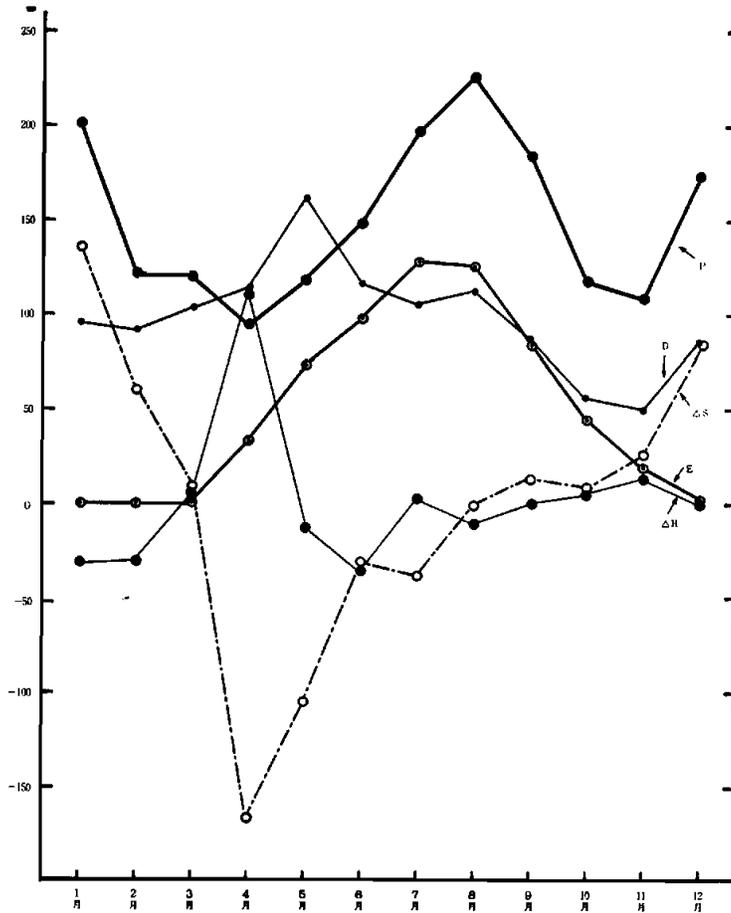


図8 水収支図

い地域を形成する。年降水量算出の方法を、前述のようにしたことによって、年の値にはかなりの信頼がおけるようになったものの、月々の値には多少の問題が残っているであろう。表3では、8月に最大の降水量を示しているが、実際には1月に最大がくる可能性が大きいことが考えられる。

次に流出量であるが、年の値で 1186.4mm になり、これは流出率65.3%に相当する。月別に流出率をみると、4月・5月に100%を越す高い率を示すが、7月～1月にかけては50%程度になり、ほぼ同率になる。年の流出量のうち、約80%は猪苗代第一発電所の取水量によって占められ、安積疏水は約12%にしかならない。しかし、現在では郡山市の上水道が、湖の東岸の浜路において取水を開始しており、流域変更している量の割合は増加しているものと考えられる。また布藤堰用水は、10月～4月にかけて全く取水せず、5月～9月の取水も量的には少ない。

ところで、月別の流出量をみると、猪苗代第一発電所の取水量は12月～5月に多くなり、6月～11月までは少なくなる。一方、戸ノ口堰用水・布藤堰用水・安積疏水・雄国用水の四用水は主に灌漑用に使用されているため、5月頃から使用量を増加させている。このことは、両者が水資源の使用をめぐる補完関係にあることを意味し、筆者の前稿を長期的・平均的水収支からも裏付ける結果となった。また、戸ノ口堰用水の取水量が冬季において

もさほど減少しないのは、当用水が発電用水・上水道用水・工業用水・都市用水などとしても利用されているためである。なお、図8の水収支図にみられる冬季と5月のピークは、猪苗代第一発電所の取水量によって、また8月の小さなピークは、他の四湖水、とりわけ7月に減少した安積疏水が増加したために形成されたものである。

湖沼貯水変化量は、年の値でプラス 18.9mm を示した。つまり、湖沼の貯水量が増加したことを意味するが、これは表2の結果とも一致する。ここで四湖全体の貯水変化量について、いくつかの特徴的な月をとらえてみたい。まず1月・2月に30mm前後のマイナスを記録している。この理由として、この時期にもたらされる降水はほとんどが雪であり、それが積雪となって貯留され、湖沼へ流入しないということがまず一つ考えられる。二つめには、発電所が冬季に湖沼に貯留させた発電用水を、多く使用するということが考えられる。また、6月の大きなマイナスの値は、比較的多い流出量と蒸発散量とによって生じたものである。9月～12月にかけては、小さな値ではあるが連続してプラスを示す。これには蒸発散量の減少ということもかかわっているが、むしろ冬季における日橋川筋の発電所のために、湖水を人為的に貯留させていると考えた方がよいのではなかろうか。それは、とりわけ猪苗代湖における量が多いことから伺える。

さて、図9は表3の水収支表をもとに、四湖の貯水変化量を月別に表現した図である。これをみると、湖沼貯水変化量には猪苗代湖のそれが最も大きくきいていることがわかるが、檜原湖のそれも猪苗代湖に次ぐ影響を与えていることが認められる。檜原湖の湛水面積は、猪苗代湖の10の1程度であるが、水位の変動量が大きいために、貯水変化量が大きくなる

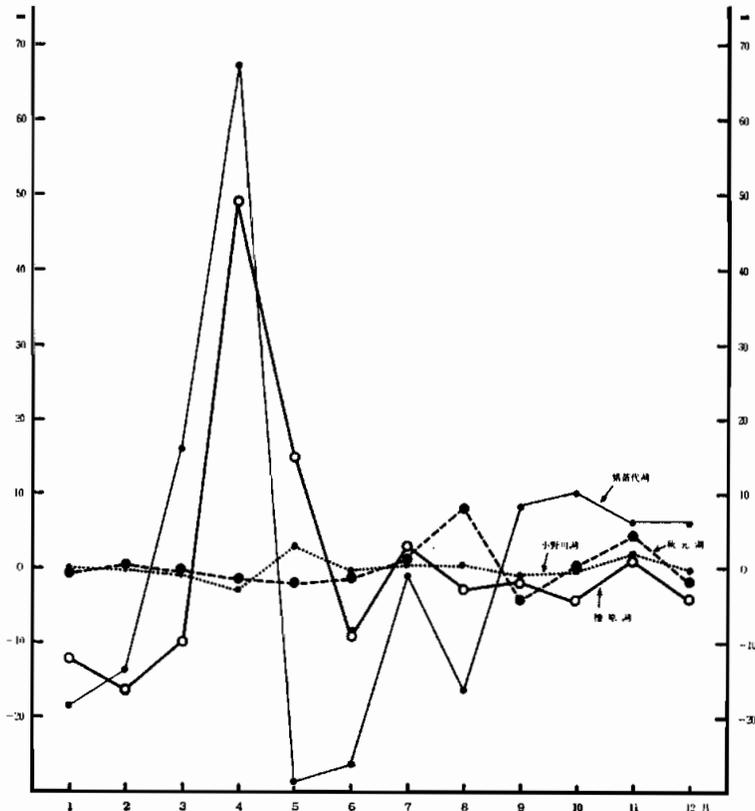


図9 四湖の月別貯水変化量

のである。また図9からは四湖の貯水変化が同じ傾向を示していないことが知られる。四湖が同じ方向への変化をしているのは6月（マイナス）・11月（プラス）の二か月だけである。例えば融雪期をみると、猪苗代湖は3月・4月にプラス、檜原湖は4月・5月にプラス、小野川湖は5月にプラスになるが、秋元湖はマイナスのままである。このように、融雪期の変化だけをとりえてみても、四湖の貯水変化に必ずしも気候学的・水文学的な規則性はみいだせず、むしろ発電に伴う水位操作の影響を考えるべきなのであろう。

年蒸発散量は612.5mmで、これは蒸発散率33.7%に相当し、ほぼ妥当な値であると考えられる。蒸発散量のピークは7月にあらわれ、1月・2月には蒸発散がおこらないという結果になった。この夏季の値は過大であると考えられるので、東浦将夫⁸⁰⁾が山形県の新庄盆地において、Penman法によって推定した蒸発散量の月々の配分比率を用いて、月々の割りふりを再検討してみた。それが表4である。1月・2月が0であることは変りがないものの、特に春季の蒸発散量が増加し、夏季が減少するという結果になった。また表4には、この修正した蒸発散量をもとに、流域貯留変化量を算出した値も示した。すると、表3と比較して3月と8月においてプラスとマイナスの逆転がおこるが、流域貯留変化量の基本的な特性にとりわけ大きな変化がおこったとはみなせない。

表4 修正した蒸発散量による流域貯留変化量の検 単位 (mm)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
修正蒸発散高	0	0	25.7	65.5	99.2	92.5	94.9	102.4	63.7	40.4	20.2	8.0	612.5
修正流域貯留変化高	136.1	60.2	-14.7	-198.2	-130.3	-24.7	-4.8	23.6	33.5	14.7	25.1	79.5	0

さて、年降水量は前述のような方法で算出しているのだから、流域貯留変化量は年の値では当然0になる。流域貯留変化量は、12月～3月にかけてプラスになるが、これには積雪として貯留される分がかなりの割合で含まれる。そこでこの値が妥当かどうかを、積雪量を試算することによって確認してみたい。まず、1月・2月の流域貯留変化量には、湖沼貯水変化量が含まれているのでそれを減じる必要がある。また3月と12月の場合には加算する必要がある。すると、1月104.9mm、2月30.3mm、3月14.9mm、12月86.6mmの計236.7mmという値がでる。このうち、月10mmが小さな湖沼群の貯水変化量や土湿変化量・地下水変化量などになると仮定して40mmを減ずる。この結果の196.7mmが積雪による貯留量と考えることができ、これを量に換算すると $163.7 \times 10^6 \text{m}^3$ となる。この量は檜原湖と秋元湖を合わせた貯水量に相当する。しかし、普通の湖沼やダムの場合、利用という面からは有効貯水量しか使用できないため、積雪として貯留される量は、檜原湖と秋元湖のさらに数倍と考えてよい。

次に、積雪資料から検討を重ねてみよう。東京電力(株)の降水量・新積雪・積雪・日表(1966年1月～1972年12月)には、檜原と十六橋地点の積雪資料がある。水文期間内の降雪平均起日は11月14日、終日は4月8日であった。この二地点における最大積雪深の平均は約150cmとなった。積雪の平均密度を 0.3g/cm^3 と仮定すると、これは450mmの降水量に相当する。そして、積雪面積を 700km^2 として計算をおこなうと約 $315 \times 10^6 \text{m}^3$ の降水量相当の積雪量になった。ただし、この計算に用いた積雪深は、最大積雪深の平均であるから、流域全体としてはかなり少ないと考えられるので、前述の $163.7 \times 10^6 \text{m}^3$ がかなり意味のある値であることになる。このように、水収支計算から求められた流域貯留変化量のうちの積雪量が、かなり信頼のおける値として算出できたのである。

ところで、4月のマイナス166.6mmという値は、流出量・流出率が共に大きかったためと、猪苗代湖と檜原湖に多量の貯水がおこなわれたためにおこった。また5月のマイナス105.2mmは、前月の高い湖沼水位の影響を受けて、非常に多くの流出がおこり、流出率を高めたためにおこったものである。6月・7月にも、30.8mm・38.1mmというマイナスの値を示すが、これには蒸発散量の増大と、流出量特に猪苗代第一発電所以外の四用水の増加がかかわった。そして、12月にはプラス86.3mmを示すが、これには降水量が多く、流出率が低く、しかも蒸発散量の少ないことをその原因に考えることができる。流域貯留変化量はこのように、9月～3月までに流域内にいろいろな形で蓄積された水が、4月～8月にかけて消費され、1年を通してみると再びもとの水準にもどるといふ変化をしているものとして認識することができる。

IV. おわりに

猪苗代湖流域において、1967年1月から1971年12月までの五カ年間の月別平均水収支を求めた。その結果は、表3と図8に示したとおりである。特に本稿では、流出量と蒸発散量と湖沼貯水変化量を正しいものとして降水量を推定するという方法をとったが、この方法によってよい精度で水収支が算定できたと考える。水収支式各構成要素を算出した結果、その残差として求めることができる流域貯留変化量をもとに、流域貯留が増加する蓄積期（9月～3月）とそれを減じる消費期（4月～8月）とに期間分けすることが可能になった。また、冬季の流域貯留は主に積雪という形でおこなわれ、積雪量の試算結果（ $163.7 \times 10^6 \text{m}^3$ ）は、積雪資料からの検討でもある程度妥当なものと考えられた。

ところで、降水量と蒸発散量の月々の割りふりの問題が残されているが、これについてはいづれ稿を改めて検討してみたい。また、水収支と水利用や水資源とを結びつけるには、むしろ水文期間を短期間にし、さらに精度の高い検討が必要と考える。

最後に、本稿をまとめるにあたり資料を提供していただいた安積疏水土地改良区・戸ノ口堰土地改良区をはじめ各土地改良区事務所、東京電力猪苗代電力所、建設省阿賀川工事事務所、会津若松測候所などのお世話になりました。紙面を借りて厚く御礼申し上げます。

なお本小論を、1984年3年大阪市立大学を定年御退官される小林 博先生に献呈いたします。

注

1. 吉越昭久（1980）猪苗代湖およびその集水域に於ける水利用，奈良大学紀要 9，pp. 86—110.
2. 吉越昭久（1981）猪苗代湖の開発，奈良大学紀要 10，pp. 69—77.
3. 吉越昭久（1982）高度化された水利用をする湖沼——猪苗代湖，地理 27—5，pp. 36—41.
4. 吉越昭久（1976）淀川流域の水収支，奈良大学紀要 5，pp. 244—263.
5. 菊池 安（1889）盤梯近傍の湖水，地学雑誌 1—1，pp. 3—6.
6. 田中阿歌麻呂（1903）盤梯火山四近の諸湖，地学雑誌 15—176，pp. 631—636.
田中阿歌麻呂（1904）盤梯火山四近の諸湖，地学雑誌 16—181，pp. 28—32.
7. 佐藤伝蔵（1904）雄国沼に就て，地学雑誌 11—127，pp. 115—119.
8. 吉村信吉（1930）福島県秋元湖中の諸湖盆に於ける水温及溶解性酸素含量予報，地球 14—5，pp. 10—23.

9. 吉村信吉 (1932) 盤梯火山四周の火山湖の地方湖沼学的予察研究 (一)~(三), 地理学評論 8-10, pp.56-76. 同 8-11, pp.46-66. 同 8-12, pp.29-72.
10. 吉村信吉・根来健一郎・山本荘毅 (1936) 盤梯五色沼の湖沼学的予察研究 (上), (下), 地理学評論 12-1, pp.1-17. 同 12-2, pp.42-69.
11. 山村彌六郎 (1934) 猪苗代湖の水素イオン濃度の分布, 陸水学雑誌 3-3, pp.59-61.
山村彌六郎 (1934) 昭和八年夏期猪苗代湖調査の結果に就いて, 日本水産学会誌 3-1, pp.17-21.
12. 加藤武雄・志田 勇・会田徳旺 (1977) 盤梯山「鏡沼」についての二, 三の湖沼学的知見, 東北地理 29-1, p.57.
加藤武雄・志田 勇・会田徳旺・坂野文雄・佐藤政一 (1979) 裏盤梯湖沼群の無機環境に関する研究, 東北学院大学東北文化研究所紀要 10, pp.6-45. など
13. 加藤武雄・佐藤五郎・志田 勇 (1973) 吾妻火山地域の陸水, 宮川善造編『奥羽山脈の研究——その自然と開発——』大明堂, pp.697-725.
三宅泰雄・濱田達二・斎藤一夫・細井静子 (1948) 本邦河川の地球化学的研究 (第2報), 長瀬川 (会津酸川) について, 気象集誌 26-6, pp.9-13. など
14. 金子 良・中川昭一郎・丸山利輔 (1966) 安積疏水地区水収支調査報告書, 農業土木試験場技報 A (土地改良) 1, pp.67-95.
金子 良・中川昭一郎 (1969) 会津盆地の水収支, 農業土木試験場報告 7, pp.33-51.
15. Thiessen, A.H. (1911) Precipitation average for large areas. Monthly Weather Review 39, pp.1082-1084.
16. 市川正巳 (1973) 『水文学の基礎』古今書院, pp.55-66.
17. 吉越昭久 (1974) 関川流域の降水量分布について, 新潟県社会科教育研究会紀要 9, pp.15-32.
18. 石原健二 (1972) 日本の平均年降水量は何ミリか?, 環境情報科学 1-1, pp.15-20.
桑原英夫 (1975) 日本の平均年降水量について, 水利科学 101, pp.61-78.
19. 木間 仁・安芸岐一編 (1962) 『物部 水理学』岩波書店, pp.190-214.
20. 木間 仁・萩原能男 (1972) 『新版 流量計算法』工学図書, pp.242-247.
21. 篁 源亮編 (1979) 『流量計測法』森北出版, pp.57-148.
22. 権根 勇 (1980) 『水文学』大明堂, pp.94-135.
23. Thornthwaite, C.W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, pp.55-94.
24. Penman, H.L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. of London, Series A, 193, pp.120-145.
25. 山本義一・近藤純正・対馬吉造・奥山寿男 (1963) 十和田湖の蒸発の研究, 電力と気象 14-4, pp.137-152.
Yamamoto, G. and Kondo, J. (1968) Evaporation from Lake Nojiri, Jour. Meteor. Soci. of Japan, Series II, 46-3, pp.166-177.
26. 新井 正 (1966) 湖沼からの蒸発量, 水温の研究 10-4, pp.39-47.
27. Morton, F.I. (1967) Evaporation from large deep lakes. Water Resources Res., Amer. Geophys. Union, 3, pp.181-200.
28. 近藤純正・渡部 勲 (1969) 深い湖の水溫鉛直分布と蒸発の季節変化, 国立防災科学技術センター研究報告 2, pp.75-88.
29. 古藤田一雄 (1977) 気候学的資料を用いた湖面蒸発量の推定法, 筑波大学水理実験センター報告 1, pp.53-65.
30. 東浦将夫 (1976) 新庄盆地の気候学的水収支, 国立防災科学技術センター研究報告 14, pp.95-109.

SUMMARY

The author calculated the water balance (from Jan., 1967 to Dec., 1971) in the drainage area of Lake Inawashiro, Fukushima Prefecture.

The water balance equation which is adopted in this paper is following ;

$$P = (D_i + D_t + D_f + D_a + D_o) + (\Delta H_i + \Delta H_h + \Delta H_o + \Delta H_a) + E + \Delta S$$

Where P is precipitation, D_i discharge of the first generating station of Inawashiro, D_t discharge of Tonokuchi weir, D_f discharge of Futoh weir, D_a discharge of Asakasosui, D_o discharge of Oguni weir, ΔH_i storage at Lake Inawashiro, ΔH_h storage at Lake Hibara, ΔH_o storage at Lake Onogawa, ΔH_a storage at Lake Akimoto, E evapotranspiration and ΔS storage in the drainage area. As a result of calculation, the author showed the water balance sheet (Tab. 3) and the water balance figure (Fig. 8). Sufficient results were obtained.