



Title	2. 湖沼水位の安定性についての研究
Author(s)	中尾, 欣四郎; NAKAO, Kinshiro
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 25, 25-87
Issue Date	1971-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.25.25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13991
Type	departmental bulletin paper
File Information	25_p25-87.pdf



2. 湖沼水位の安定性についての研究

中 尾 欣 四 郎

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和 45 年 10 月受理 —

I. 緒 論

北海道地方の湖沼水位は積雪期、結氷期の低水位に次いで、融雪による水位上昇、秋にかけての高水位の時期と季節変化している。

この水位の変化幅は、降水、蒸発、蒸発散などの気象条件や湖沼固有の排出機能による外に、湖沼流域の貯溜性や湖沼面積と湖沼流域面積との比などによってきまる湖沼への流域からの流入特性による。湖沼水位を経年的にみれば、ある変動幅をもち収支的に安定した水位を考えることができよう。

さらに長年月に目を向けると、気候変化による水位変化の痕跡として湖岸段丘を残しており、湖水位がある一定な level で安定を保った時期と水収支の均衡のやぶれた時期とがあったことを示している。現在と異なる水位で安定を保った時代の気候条件の判定は湖沼のもつ固有の水位調節機能から水収支的に評価されなければならない。

II. 湖沼の水位調節機能および水収支

1. 水位調節機能

湖沼水位の変動は流入、流出の収支の均衡がくずれたときに起こることは勿論であるが、この水位の上昇、下降は湖沼からの流出量の増加、減少をもたらし、水位の変動を少なくするように働く、したがって、湖沼は流出量の変化によって、水位を安定に保とうとする自己調節機能をもっていると考えることができる。調節機能の主なものをあげれば、次のようなものがある。

湖沼水位の変化にともない、

(i) 河川流出量, (ii) 地下水流出量, (iii) 河川流入量, (iv) 地下水流入量, (v) 湖沼の表面積が湖沼の貯溜量の変化を解消するように働く、

(iii) および (iv) の要因は年単位の長期の安定性を考える場合には無視できる程度であろう。地下水流出量の変化による調節機能は (i) にくらべて小さく、したがって、流出河川をもたない closed lake の場合には、気候変化に対して水位変化は大きく、closed lake の湖岸段丘が気候学的に特に注目されるところである。

また、平野部の湖沼では、水位変化に対する湖沼表面積の変化は大きく、このような湖盆形

態をもつ場合には (V) が調節機能として働く。特に、乾燥地域の内陸排水の湖沼では、表面積の拡大による湖沼容積の増大とともに、蒸発面積の拡大が調節に大きく作用している。

また、このような湖沼では、湖沼水位の上昇に伴い、地下水流入量、河川流入量の減少が流域の地下水面を高い水位に維持し、蒸発散量を増加させることが考えられ、(iii), (iv) が調節機能として作用すると考えられる。

また、この外に湖沼流域に地下水、土壤水分として、地下に貯溜されることによって、水位変動は緩和される。流域の地下水貯溜は地質、植生などによる保水性の良否や表面流出の集中性の差によっている。

前述したような要因が調節機能として働く場合には、変動を考える期間が問題になり、これはまた、考える水収支の期間でもある。

2. 湖沼水収支の基本式

湖沼の水収支は収支の領域を湖沼にかぎって考え、収支の期間を Δt とすれば、

$$A_1 \Delta h = (P - E_0) A_1 + (Q_{RI} - Q_{RO}) \Delta t + (Q_{GI} - Q_{GO}) \Delta t \quad (1)$$

となる。

ただし、

h ; 湖沼水位, A_1 ; 湖沼表面積, P ; Δt 期間の降水量, E_0 ; Δt 期間の湖沼水面からの蒸発量, Q_{RI} , Q_{RO} ; 河川による流入, 流出量, Q_{GI} , Q_{GO} ; 地下水流入, 流出量

しかし、収支の領域を湖沼周囲の流域の分水界まで広げて考えると、

$$(Q_{RI} + Q_{GI}) \Delta t = (P - E_g - \Delta S_g - \Delta S_s) A_2 \quad (2)$$

となる。収支の期間が年単位で長い場合には、一般に流域の地下水貯溜、表面貯溜の変化高は無視できる。このとき、

$$(Q_{RI} + Q_{GI}) \Delta t = (P - E_g) A_2 \quad (3)$$

となる。ここで、

S_g ; 地下貯溜高, S_s ; 表面貯溜高, A_2 ; 湖沼水面を除く流域面積, E_g ; 周りの流域からの Δt 期間の蒸発散量,

である。

このとき、水収支の式は、

$$\Delta h = aP - bE_0 - (Q_{RO} + Q_{GO}) \Delta t / A_1 \quad (4)$$

となる。

ただし、

$$\begin{cases} a = (A_1 + A_2) / A_1, & f = E_g / E_0 \\ b = (A_1 + fA_2) / A_1 \end{cases} \quad (5)$$

地下水貯溜の変化高が無視できる長期の湖水位の安定性を考えるとき、(4)式の水収支の式であらわされ、考える期間での水位変化(Δh)は、($aP - bE_0$)を湖沼からの河川流出、地下水流出が、いかに吸収するかによっている。

以下で、経年的な湖沼水位の安定性を考えるときに、調節機能として働く、河川流出および地下水流出と湖沼水位との関係を述べる。

3. 湖沼水位と河川流出量との関係

湖沼水位と流出量との関係は、湖沼の流出口の状況や流出する河川の断面形状、河床の粗度などの水理的性質によって変わる。

i) 湖沼の流出口の状況が、なめらかな流れで流出河川につながるような場合

このような場合には、流出河川の排水能力によってきまる。一般に、河川の流速は、CHEZYの公式により、水面勾配を I 、粗度に関する係数 C 、径深 R とすれば、平均流速 v_m は、

$$v_m = c\sqrt{RI} \quad (6)$$

で、これから流れの断面形状によって、水位(h)と流量(Q)との関係は次のようになる。

河川が拋物線断面の場合

$$Q = a_0(h \pm h_0)^2 \quad (7)$$

h_0 は河床と水位基準との高さの差、 a_0 は c および I をふくむ常数である。

河川が短形断面の場合

$$Q = a_0(h \pm h_0)^{\frac{3}{2}} \quad (8)$$

となる。

これらの場合には、湖沼の流出口からなめらかな流れで河川につながっているの、上流にさかのぼって流出口で考えれば、(7)、(8)式は湖沼水位と河川流出量との関係になる。

リャウシ湖の調査によれば¹⁾、湖水位と河川流出量との関係は、(8)式の型になった。

ii) 湖沼の流出口が堰と考えられる場合

湖沼の出口において障害があり、湖沼底と河床とがなめらかにつながらず、堰があると同時に考えられるとき、式の型としては、(i)の場合と断面形状が等しければ同じになる。たとえば、短形堰として流出口の状況が考えられるとき、湖沼水位と流出量との関係は(8)式になる。ただし、常数の意味は異なり、 h_0 は堰頂と水位基準との高さの差になる。

iii) 湖沼から地下のトンネルを通じて河に流出する場合

このような状況は、自然状態ではほとんどなく、主として人工的な流出形態である。

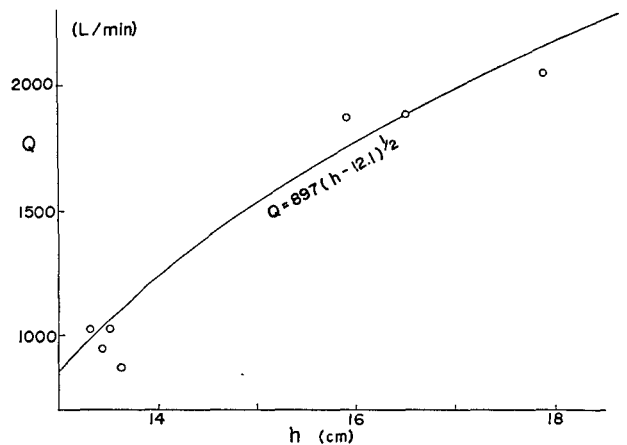
このようなとき、流出量と湖沼水位との関係は、

1) 福富孝治・藤木忠美・須川 明・中尾欣四郎・和田昭夫・北原義章；リャウシ湖および付近地下水の地球物理学的調査，北大地球物理学研究報告，12 (1964)，137.

$$Q = a_0 (h \pm h_0)^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

となり、 h_0 はトンネルの管軸と水位基準との高さの差である。

筆者らが調査した登別温泉大湯沼の流出の場合²⁾ がこれにあたり、大湯沼の南端から流出する湯の川の流出口の状態は、最近まで硫黄を採取していた関係で樋が設けられているが、この樋は一旦地下にもぐり、小川となって流れ出している。大湯沼の水位と流出量との関係は第1図に示したごとく、(9) 式の関係になった。



第1図 大湯沼の水位と流出量との関係

Fig. 1. Relation between water-level at Ōyunuma and outflow rate from Ōyunuma.

4. 湖沼水位と地下水流出との関係

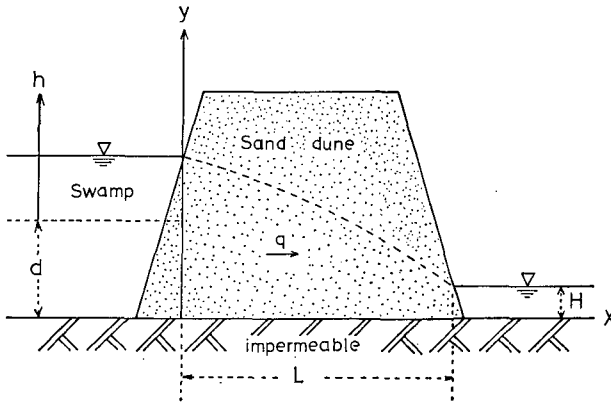
流出形態で分けた湖沼型に、開放湖沼 (open lake) と閉塞湖沼 (closed lake) とがある。日本においては、降水量が蒸発量をはるかに上廻っており、北海道においても後に述べるとおり、年降水量は 1000 mm から 2000 mm 程度であるのにくらべて、年蒸発量は平均約 700 mm であり、(4) 式の $(aP - bE_0)$ は必ず正の値となり、これを地下水流出によって流出しなければ、閉塞湖沼として存在することはできない。

北海道における閉塞湖沼の代表的なものとしては、摩周湖、倶多楽湖があり、これらはカルデラ湖で急な高い環壁によって囲まれており、多雨の異常年についても環壁から溢れることはなく、倶多楽湖についての後述の調査、解析によっても、地下水流出 (分水界漏出) によって収支の均衡を保っている。

また、海岸湖沼では、わずかに砂嘴によって海とさえぎられ、一応、閉塞湖沼としての形態を保っているが、平坦なところなので、増水時の湖沼面積の拡大も大きく、また、時として海につながり、半閉塞湖沼として成り立っているものが多い。また、湿原の沼にこれと同様の性格をもつものがあり、乾季には著しく表面積を縮小しているが、融雪期、雨期には面積を拡大し、また、あるときは一時的に、開放湖沼となる。

開放湖沼の場合にも、流出河川の伏流水として、自由水面地下水の流出が考えられるが、多くの場合に、河川流出量にくらべて小さい。

2) 福富孝治・中尾欣四郎・三好日出夫・田上龍一；登別温泉大湯沼の水収支および熱収支，北大地球物理学研究報告，19 (1968)，1.



第2図 沼からの自由水面地下水流出

Fig. 2. Discharge through unconfined aquifer from swamp.

i) 自由水面地下水流出

砂丘沼あるいは海岸湖沼から自由水面地下水流出する場合の砂丘，砂嘴を第2図のごとく模式的に考えると，

砂丘内を流れる流量を単位幅について q とし，DUPUIT-FORCHHEIMER の準一様流の仮定が成り立つとすれば，

$$q = -ky \frac{dy}{dx} \quad (10)$$

となり，

$$\begin{cases} x = 0, & y = h + d \\ x = L, & y = H \end{cases} \quad (11)$$

の境界条件を置いて，(10) 式を解くと，

$$q = k \{ (h+d)^2 - H^2 \} / 2L \quad (12)$$

ただし， k ；透水係数

d ；基盤から沼水位基準までの高さとなる。

湖沼水位と自由水面地下水流出量との関係は，

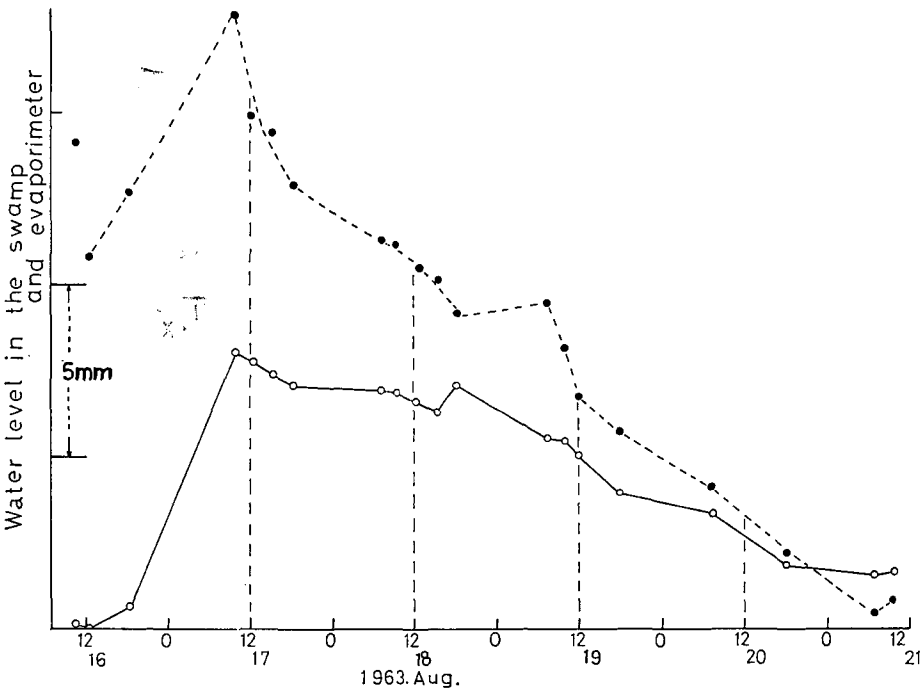
$$Q = a_0 (h \pm h_0)^2 + b_0 \quad (13)$$

の型となる。

天塩地方の砂丘沼についての調査によれば³⁾，沼水位，蒸発計水位の変化を第3図に，水収支の結果^{*})を第1表に示した。

3) 中尾欣四郎・徳永英二・愛沢行三；サロベツ原野の水文学的研究（その2），蓴菜沼の水収支，北地球物理学研究報告，13（1965），19.

*）既報³⁾で，水位についての吹き寄せの補正には問題があり，水位変動は風波によるものと考えられるので，あらためて，平均的な水位変化から収支を計算した。



第 3 図 天塩地方砂丘沼の沼水位（黒丸印）および蒸発計水位変化（白丸印）
Fig. 3. Change of water level in the swamp (black circles) and evaporimeter (open circles).

第 1 表 天塩地方砂丘沼の水収支

Table 1. Result of water budget on the swamp among sand dune in Teshio district.

Period of budget date. time	(cm)			
	Δh	$E_0 - P$	Δh^*	$\bar{h}$
17.12~18.12	0.55	0.12	0.43	1.25
18.12~19.12	0.35	0.16	0.19	0.91
19.12~20.12	0.35	0.23	0.12	0.52
20.12~21.12	0.25	0.11	0.14	0.15

砂丘沼は流入河川も流出河川もない閉塞沼であるので、 Q_{RI} および Q_{RO} は 0 となり、(1) 式から、第 1 表の Δh^* は、

$$\Delta h^* = P - \Delta h - E_0 \tag{14}$$

ただし、

$$\Delta h^* \equiv (Q_{GO} - Q_{GI}) \cdot \Delta t / A_1$$

とおいた。

Δh^* と沼の平均水位 $\bar{h}$ との関係は、第 4 図に示したごとく、(13) 式のごとき二次曲線とな

り、自由水面地下水流出と考えられる。

また、砂丘や砂嘴で、自由水面地下水に透過水による定常的な涵養がある場合を考えると、涵養量を単位面積当たり w ととり、 $x=0$ で $q=q_0$ とすると、

$$q_0 = -ky \frac{dy}{dx} - wx \quad (15)$$

となり、(11) 式の境界条件で解くと、

$$q_0 = \frac{k}{2L} \left\{ (h+d)^2 - H^2 \right\} - \frac{wL}{2} \quad (16)$$

となり、定常的に涵養がある場合にも、定数の意味は異なるが、涵養がない場合の(13)式と同じ型の式になる。

ii) 被圧地下水流出

摩周湖、倶多楽湖、半月湖などの閉塞湖からの分水路漏出は被圧地下水流出と考えられる。いま、第5図のごとく模式的に考え、帯水層の厚さを m とすれば、

$$q = -km \frac{dy}{dx} \quad (17)$$

となり、(11) 式と同様な条件をおけば、

$$q = \frac{km}{L} \left\{ (h+d) - H \right\} \quad (18)$$

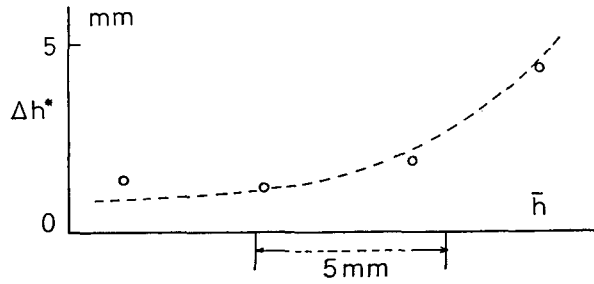
となり、湖沼水位 h と流出量 Q との関係は、

$$Q = a_0 (h \pm h_0) \quad (19)$$

であらわされる。

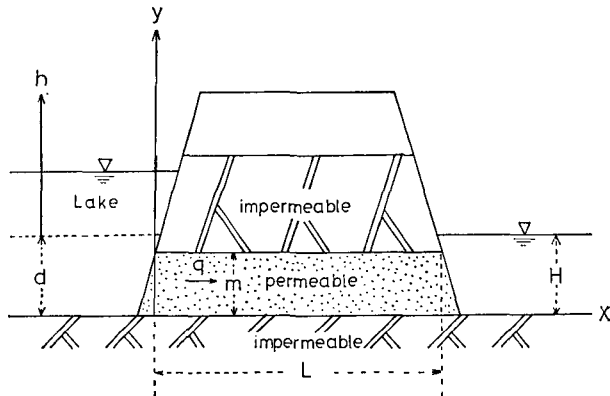
III. 流域からの蒸発散

周りの流域から湖沼への流入水は、流域内の表面あるいは地下貯溜による遅滞はあっても、結局、流域に降った降水から蒸発量を差し引いた量となる。流域の蒸発散は、水面からの蒸発が物理的に単一な表面からの水分移動であるに反し、表面条件としては一段と複雑で、地表植



第4図 砂丘沼における $\bar{h}$ と Δh^* との関係

Fig. 4. Relation between $\bar{h}$ and Δh^* .



第5図 湖からの被圧地下水流出

Fig. 5. Discharge through confined aquifer from lake.

物の種類や被覆状態によるので、湖面からの蒸発にくらべて算定がむずかしい。

蒸発散量を求める方法として、水蒸気の乱流フラックスの測定、あるいはライシメーターによる直接測定や土層水分の増減より求めるなど、収支の領域面を大気中、土中あるいは、地表面にとり、色々な試みがなされている。しかし、いずれも流域全体からの蒸発散量を見積るには局地的すぎる難点がある。そこで、水文資料が比較的ととのった流域からの蒸発散量の算定には、水収支法が有効であろう。

1. 石狩川上流域における蒸発散量の算定

石狩川上流流域は比較的雨量観測地点も多く、夏季には山岳地帯（旭岳）で雨量観測が行なわれており、流域内の中愛別測水所、伊納測水所は北海道では比較的長く、良い記録がとられている。

水収支の解析から流域の蒸発散量を求める一方、PENMANの方法で旭川の気象要素から計算した蒸発量と比較し、蒸発量から蒸発散量を求める係数を定めた。

石狩川伊納測水所上流域の概要を第6図に示した。この流域は石狩川本流および忠別川、美瑛川に大別される。石狩川本流域は大雪山連峰および石狩岳連山など北海道有数の山岳地帯をひかえており、面積雨量の算定が非常にむずかしい。そこで、石狩川本流中愛別測水所より下流、伊納測水所より上流の中間流域を水収支の対象として選んだ。

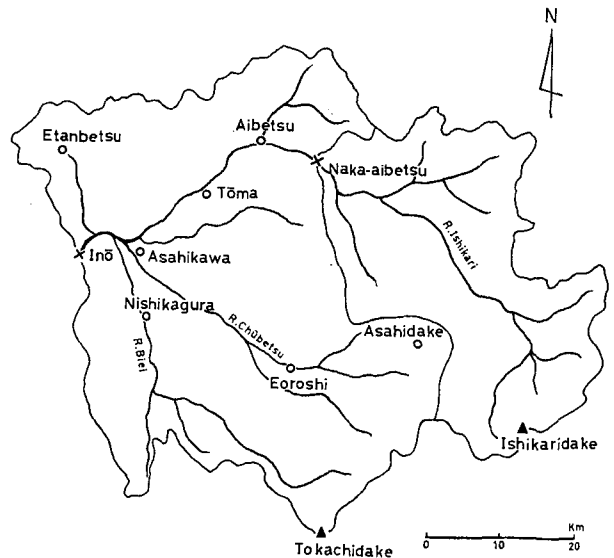
中愛別測水所および伊納測水所の流域面積はそれぞれ、1083 km² および 3379 km² であり、中間の流域は 2296 km² である。

第6図において、伊納、中愛別の両測水所を×印で示し、旭川、江丹別、当麻、愛別、西神楽、江卸、旭岳の雨量観測所を白丸印にて示した。

河川流域の年収支を考え、年間の河川流出高 (Q_r)、降水量 (P)、蒸発散量 (E_g) と、任意時の流域の地下水貯溜高 (S_g) および地表面貯溜高 (S_s) とすれば、水収支の式は、

$$P = Q_r + E_g + \Delta S_g + \Delta S_s \quad (20)$$

となる。 ΔS_g および ΔS_s はそれぞれ水年の始めと終わりでの地下水貯溜高、地表面貯溜高の差である。



第6図 石狩川伊納上流域の概要

Fig. 6. Outline of Ishikari river basin upstream Inō.

地下水貯溜量および表面貯溜量の収支の期間での変化高は、水年のとり方で違い、北海道では水年の区切りを3月下旬にとれば、11月頃に始まる渇水期のおわりにあたり、 S_0 も小さく、したがって、 $4S_0$ は収支の式の他の項にくらべて小さい。しかし、この時期は融雪直前で、流域に積雪として貯溜される S_0 は最大になるが、積雪量の資料が少ないため、 $4S_0$ の見積りができない。

そこで、収支を考える水年の区切りは、ほぼ10月中旬の流量が渇水期にはいるときとした。この時期には、山岳地帯には一部積雪はあるが、 $4S_0$ としては、ほとんど無視し得ると考えられる。

i) 降水量の算定

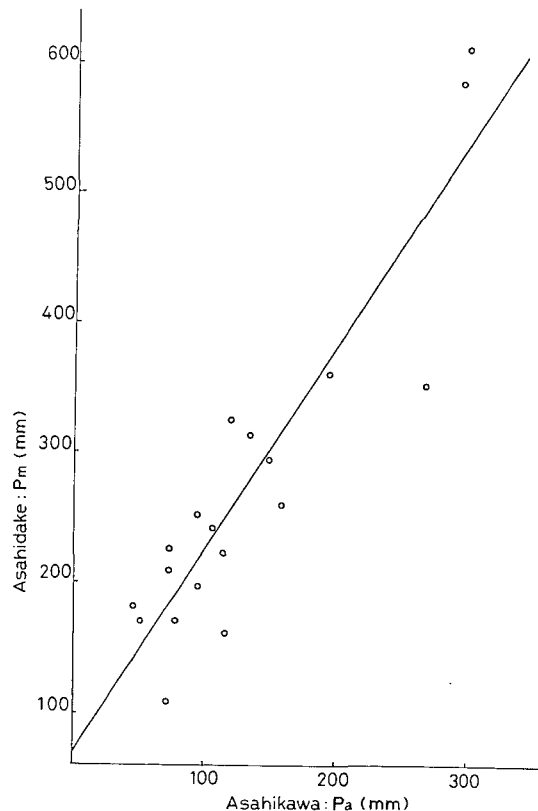
旭岳の雨量は、昭和34年より旭岳の1620 m 標高地点でロボット雨量計によって、7月から9月の夏期間のみ測定されている。

旭岳の雨量で山岳地帯を代表させることにし資料のない期間について推定するため、旭川の雨量と比較した。用いたのは昭和34年から39年の夏季の資料で、旭川の月雨量を P_A 、旭岳を P_{MA} とすれば、この関係は高度による雨量の増加を示して、mm単位で、

$$P_{MA} = 1.55 P_A + 69.3 \quad (21)$$

であらわされる。なお、この関係は第7図にも図示した。

冬期については、東・樋口による忠別川流域の積雪調査⁴⁾があるが、積雪水量は高度とともに増加し高山裸地帯では逆に積雪水量は減少する傾向にある。この増加傾向は江卸(350 m)と1600 mの旭岳との積雪水量とを比較してみると、雨量の場合の(20)式の旭川と旭岳の関係とはほぼ一致することからみて、冬期の旭岳地点の降雪量も夏期の降雨と同じに、(21)式によって求めても大きな誤差を生じないと考えられる。



第7図 旭川と旭岳との月雨量の相関

Fig. 7. Correlation between monthly Rainfall at Asahikawa and that at mt. Asahi.

4) 東 晃・樋口敬二; 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査, 北大地球物理学研究報告, 2 (1952), 1.

流域の平均雨量(面積雨量)を求めるには、旭川、江丹別、当麻、愛別、西神楽、江卸の6雨量観測地点の代表面積比をTHIESEN法できめるとともに、高度にともなう降水量の増加を考慮し、1000 m以上の地域は旭岳の降水量によって代表させることとし、測定のない期間は(21)式によって、月単位で旭川の降水量より求めた。7地点のそれぞれ測候所の代表する地域は点線によって第8図に示したが、なお、図中の鎖線は分水界を示した。

各地点の総流域面積に対する代表面積比は、それぞれ、旭川0.0742、江丹別0.0894、当麻0.122、愛別0.154、西神楽0.171、江卸0.273、旭岳0.116である。

なお、各地点での6年間の年降水量を比較してみると、旭岳を除いては、江丹別、愛別、次いで江卸がやや多い程度で大きな差はない。

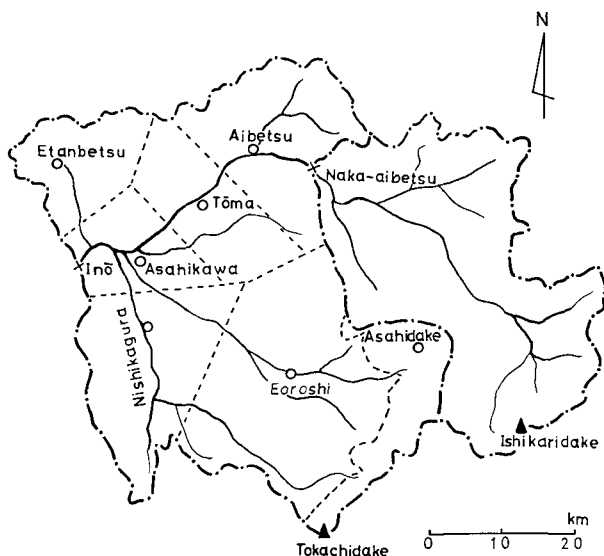
ii) 流域の地下水貯留量 S_0 の算定

地表面からの滲透水は不飽和層をへて、砂礫や裂隙、節理などを帯水層とする自由水面地下水あるいは被圧地下水を涵養する。河川への地下水流出はこれらの地下貯溜からの流出である。流域の地下水貯留量は流域の表面流出の集中性、地質、植生などできめられる浸透性、地下水帯水層の性格、降水量などによって流域ごとで異なる⁵⁾。

北海道においては、冬季の降水は積雪として大部分春先の融雪期まで地表面に貯溜される。したがって、冬季には河川への表面流出はなく、また、地下水貯溜への浸透による涵養も、わずかに地温融雪によるのみで、きわめて少ない。冬季の河川流量は主として、積雪期にはいるまでに流域に貯溜された地下水貯留量の減少によって維持されている。

地下水流出のみにより涵養されている渇水期の河川流量は流量測定地点までの河川への地下水流出量を集めた総和であり、これを Q_0 とすると、 Q_0 は距視的にみて、流域の地下水貯留量 S_0 に比例すると考え、

$$Q_0 = \alpha S_0 \quad (22)$$



第8図 降水量観測地点のTHIESEN区分
(点線は代表区分)

Fig. 8. Divide by THIESEN'S method at Observation points of Precipitation (dotted line).

5) 中尾欣四郎・田上龍一；流域の地下水貯留量と流出特性との関係，日本陸水学会第33回大会講演集(1968)。

となる。 α は時間の逆数の次元をもつ比例常数であり、地下水流出に關与する帯水層の透水係数や帯水層の厚さなどの層常数によって決まる値である。

地下水貯溜量の変化は、地下水帯水層への水の涵養量を I とすれば、

$$I - Q_g = dS_g/dt \quad (23)$$

である。

厳寒期あるいは無降雨の日が続いたあとでは、 I はほとんど 0 と考えてよい。このとき、(22) 式および (23) 式から、

$$Q_g = Q_{g0} e^{-\alpha t} \quad (24)$$

となる。 Q_{g0} は減水の始まりでの河川流量である。

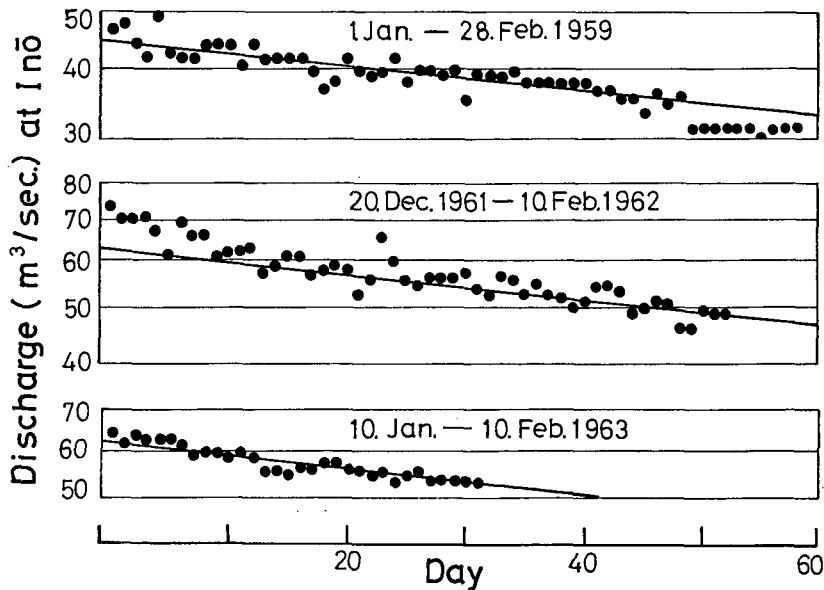
事実、渇水期の河川流量の減水はほぼ (24) 式のごとき指数函数であらわされることが知られている^{6),7)}。

ある任意の時点 ($t=0$) の地下水貯溜量 S_{g0} は、

$$S_{g0} = \int_0^{\infty} Q_g dt \quad (25)$$

で、 S_g に涵養がないとき、 Q_g は (24) 式で減水するので、

$$S_{g0} = Q_{g0}/\alpha \quad (26)$$



第 9 図 石狩川伊納測水所における冬季の日流量の減水

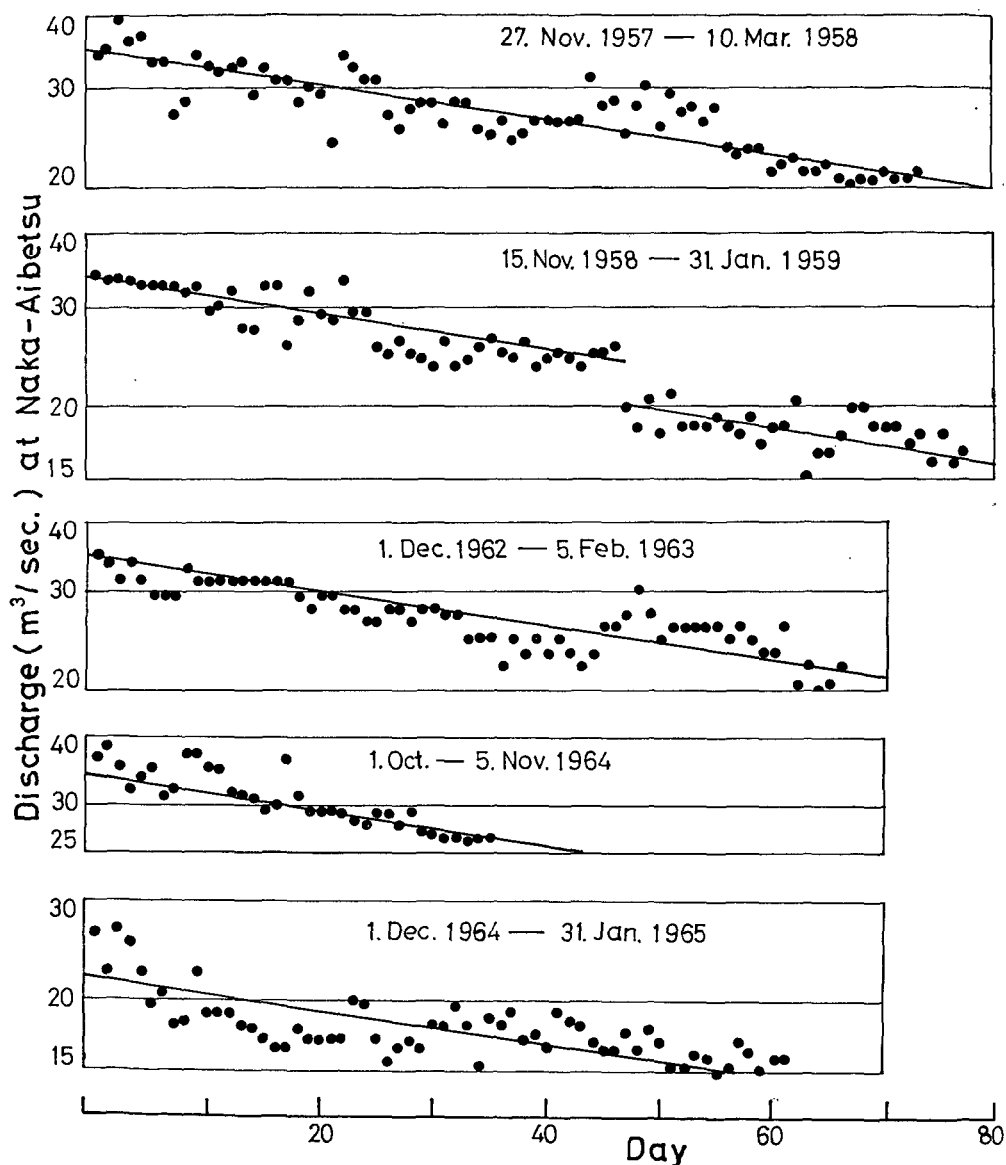
Fig. 9. Depression curve of daily discharge during the winter season at Inō gauging station in Ishikari river.

6) 野満隆治・瀬野錦蔵; 新河川学 (1961), 171.

7) R. K. LINSLEY, M. A. KOHLER and J. L. H. PAULHUS; Applied Hydrology (1949), 395.

となる。

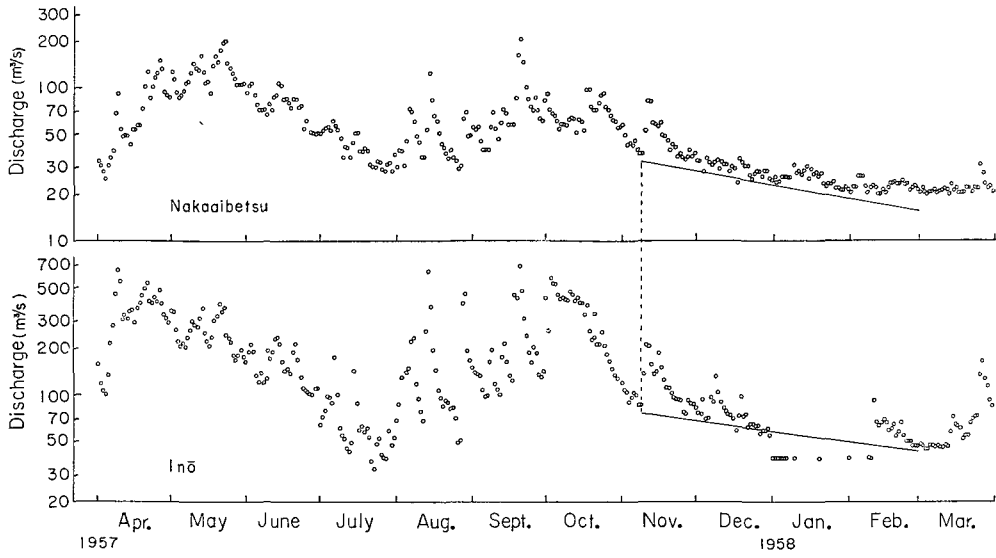
伊納, 中愛別両測水所における1957年から1965年までの日流量の資料⁸⁾から, 主として冬季間の涵養がほとんどなく, ほぼ一様に減水している期間をえらび, それぞれの期間について, 伊納測水所は第9図に, 中愛別測水所を第10図に, 日流量の減水を片対数紙上にプロット



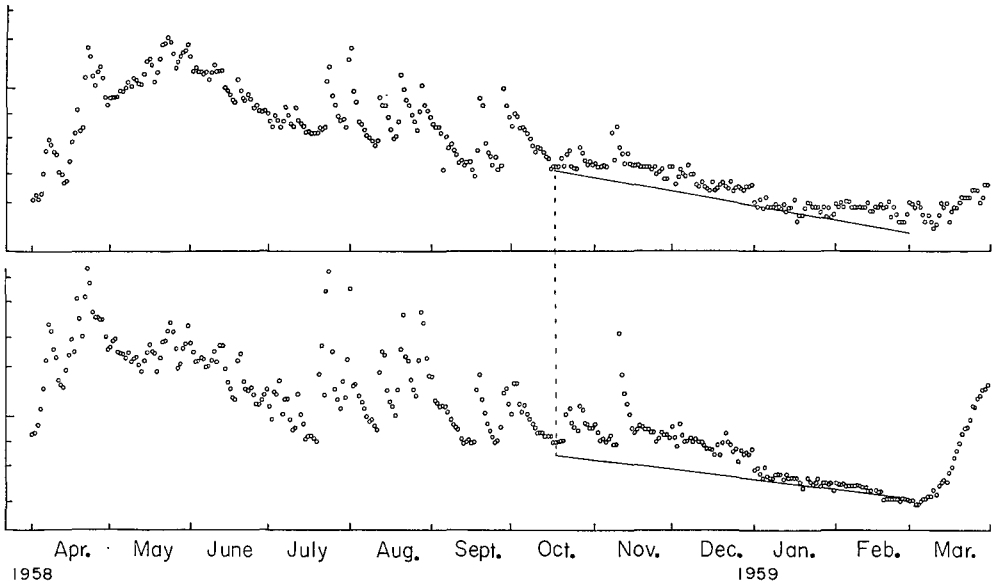
第10図 石狩川中愛別測水所における冬季の日流量の減水

Fig. 10. Depression Curve of daily discharge during the winter season at Nakaibetsu gauging station in Ishikari River.

8) 建設省河川局; 流量年表, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 (1957-1965).



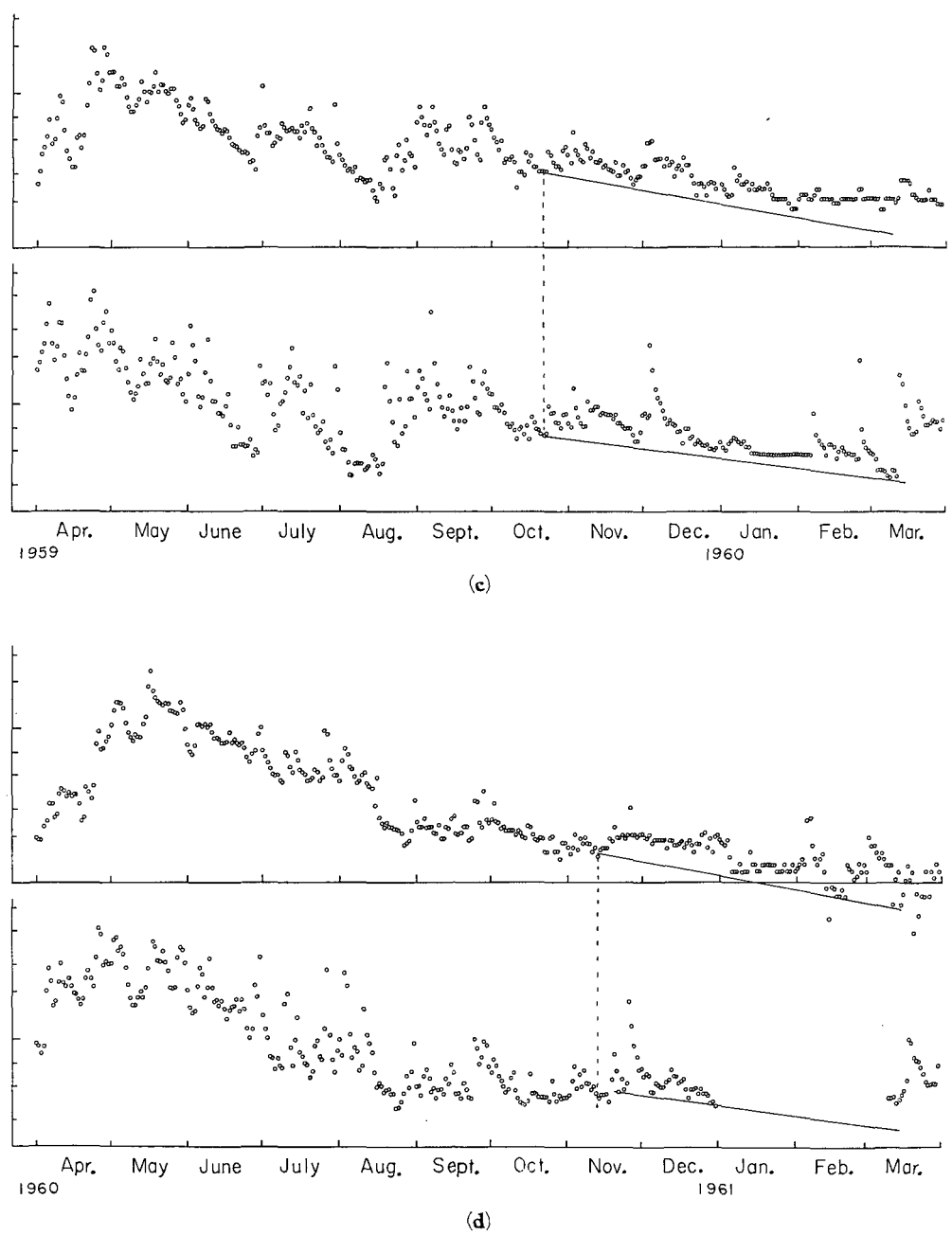
(a)



(b)

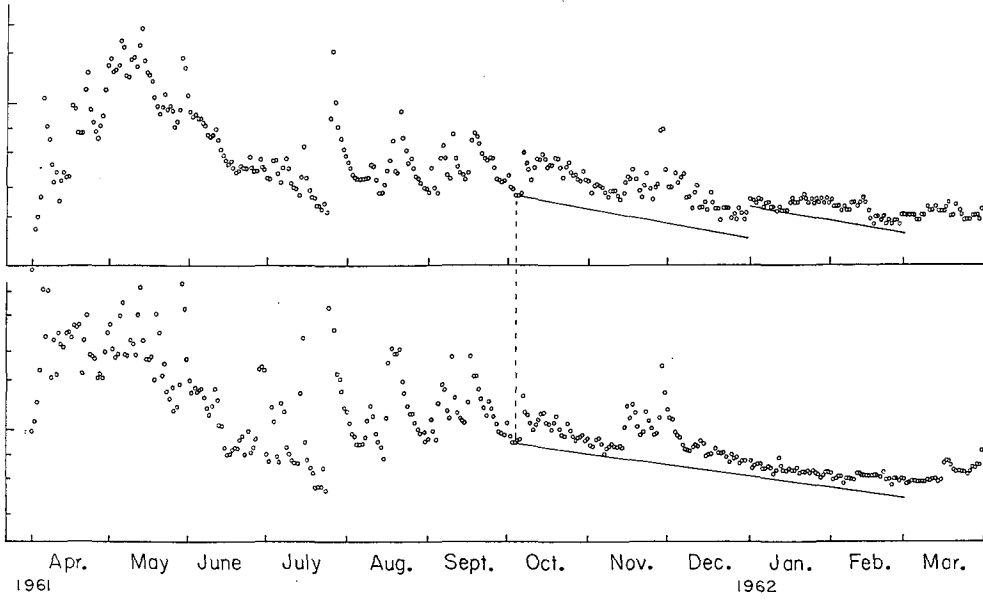
第 11 図 石狩川伊納, 中愛別の日流量変化

Fig. 11. Change of daily discharge at Inō and Nakaaibetsu gaging station in Ishikari river.

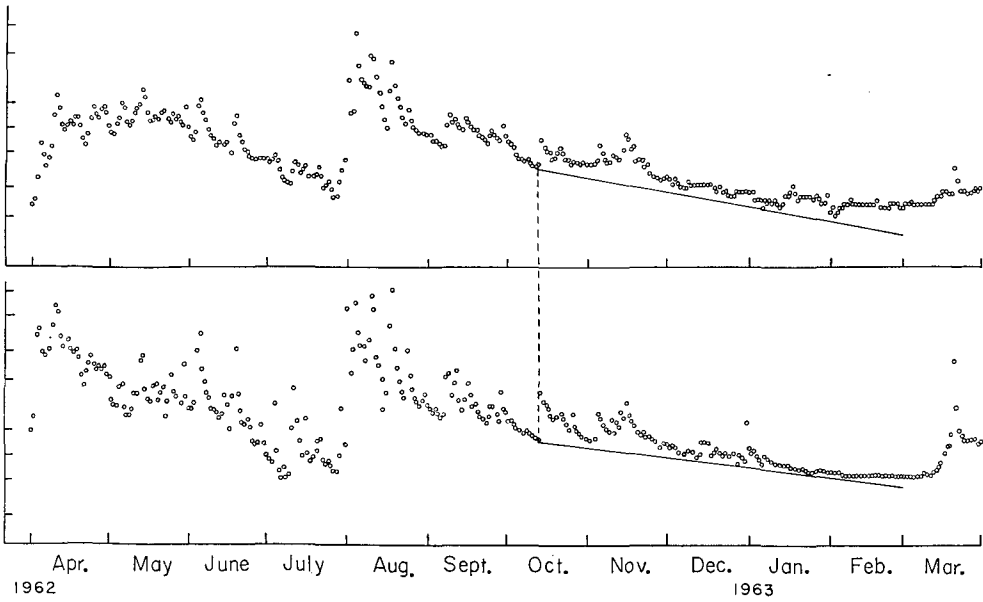


第 11 図 石狩川伊納，中愛別の日流量変化

Fig. 11. Change of daily discharge at Inō and Nakaaibetsu gaging station in Ishikari river.



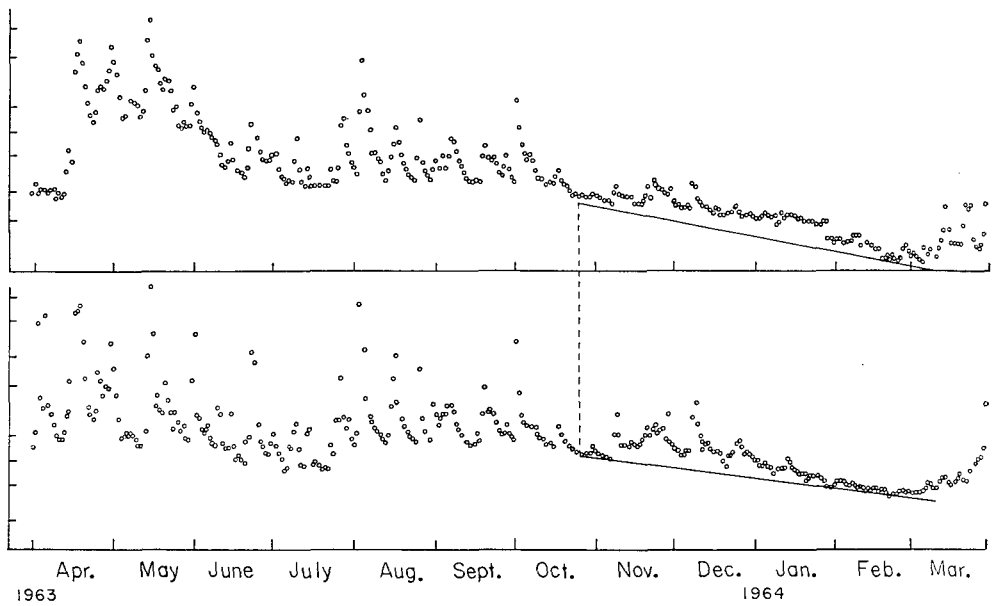
(e)



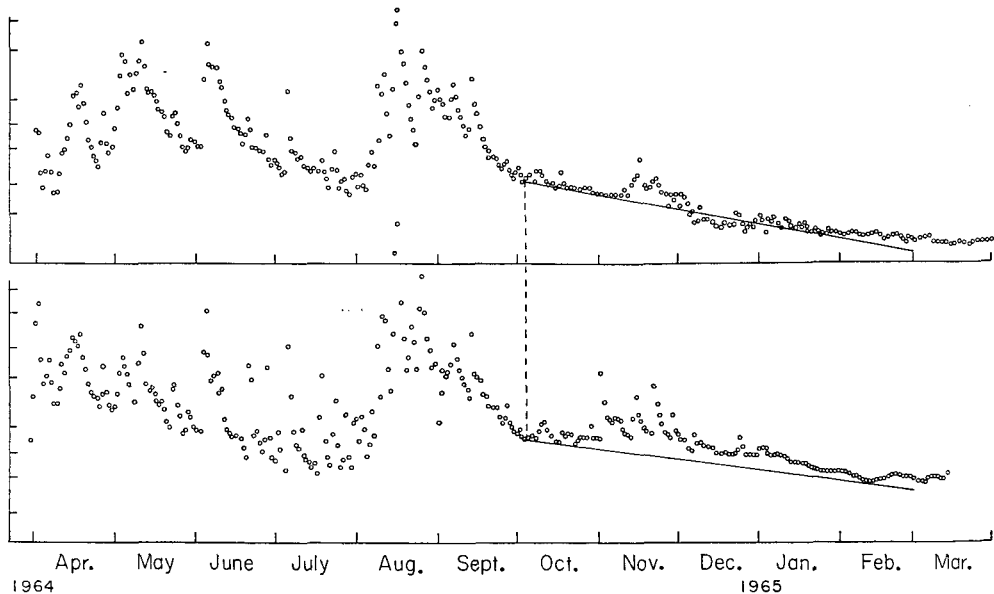
(f)

第 11 図 石狩川伊納, 中愛別の日流量変化

Fig. 11. Change of daily discharge at Inō and Nakaibetsu gaging station in Ishikari river.



(g)



(h)

第 11 図 石狩川伊納, 中愛別の日流量変化

Fig. 11. Change of daily discharge at Inō and Nakaabetsu gaging station in Ishikari river.

した。図において直線的な減少は(24)式にしたがって、河川流量が時間に対し指数函数的に減少していることを示している。

第9図および第10図に、実線で示した平均の減水係数は伊納測水所で $\alpha=0.0050$ (day^{-1})、中愛別測水所で $\alpha=0.0067$ (day^{-1}) であった。

第11図に1957年から1965年までの日流量の変化を示したが、年によって多少の違いはあるが、おおよそ、10月中旬頃より減少傾向にあり、減水の始まる10月中旬頃を水年の区切りとし、この時期の S_0 をそれぞれ上記の減水係数を用いて(26)式によって計算した。図において、収支期間の区切りからの指数減水を実線で示したが、3月の融雪期までは流出による多少の変動はあっても、大局的にみれば実線の減水傾向にあることからみて、秋に始まる渇水期間の降水あるいは表面融雪はほとんど地下水貯溜を涵養するにいたらないと考えられる。

iii) 流域の水収支

ほぼ、10月中旬を水年の区切りとし、(20)式で流域の年水収支を計算した。対象としたのは伊納と中愛別との中間の流域であるので、年間の総流出量および水年の区切りでの地下水貯溜量は伊納測水所での値から、中愛別の値を差し引いて求めた。なお、中愛別測水所は伊納より約40 km 上流にあるが、年間の収支を考える場合には、流下時間による遅れは問題にならない。

水収支の結果、 E_g を求め第2表に示した。筆者は収支計算において、今までと全く無視されていた地下水貯溜量の変化高を考慮したが、収支の結果をみると、求められた蒸発散量にくらべてこの量は明らかに無視できない。なお、1963年1月より3月上旬までの伊納の流量が欠測であったので、この年の収支計算は行なわなかった。

第2表 石狩川上流域の水収支

Table 2. Water budget upstream Inō in Ishikari river.

Period of budget		P	Q_r	ΔSg	E_g
1	9. Nov. 1957 ~17. Oct. 1958	1353	1067	-109	395
2	18. Oct. 1958 ~22. Oct. 1959	1267	778	21	468
3	23. Oct. 1959 ~23. Oct. 1960	1250	946	-100	404
4	4. Oct. 1961 ~13. Oct. 1962	1518	1167	- 17	368
5	14. Oct. 1962 ~26. Oct. 1963	1263	933	- 4	334
6	27. Oct. 1963 ~4. Oct. 1964	1328	1124	38	166

(mm)

2. PENMAN の方法による蒸発量の算定

PENMAN の方法^{9)~13)}は基本的には熱収支の考えに立ち、

$$R_I = rR_I + R_B + E_h + K + M + S_h \quad (27)$$

を基礎にして蒸発量を求める。

ここで、

R_I ; 短波長入射熱量, r ; 反射係数, R_B ; 長波長放射熱量, E_h ; 蒸発の潜熱, K ; 大気への顕熱輸送量, M ; 融雪に要する熱量, S_h ; 熱貯溜量,

である。ここで, S_h は地中への顕熱輸送量も含めて熱貯溜量として定義した。

そこで, 浅い水面からの蒸発を考え, S_h および M を無視し, 水面での net の入射熱量を H_0 とすれば,

$$H_0 = R_I(1-r) - R_B = E_h + K \quad (28)$$

となる。ここで, H_0 は,

$$H_0 = (1-r) R_A (0.18 + 0.55 n/N) - \delta T_a^4 (0.56 - 0.078^*) \sqrt{e_a} \cdot (0.10 + 0.90 n/N) \quad (29)$$

ただし、

R_A ; 可能日射量 (ANGOT value, $\text{cal/day} \cdot \text{cm}^2$), n/N ; 日照率, n ; 日照時数, N ; 可照時数, T_a ; 気温 ($^{\circ}\text{K}$), δ ; STEFANS' const. $= 1.183 \times 10^{-7} (\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{day}^{-1})$, e_a ; 大気の蒸気圧 (mb),

で計算した。また, R_A の計算¹⁴⁾は、

$$R_A = I_0 T / \pi r^2 (\sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \sin t_0) \quad (30)$$

によった。

ただし、

I_0 ; Solar const. $= 1.94 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$, r ; 地球の動径, φ ; 地点の緯度, δ ; 太陽の視赤

9) H. L. PENMAN; A general Survey of Meteorology in Agriculture and an account of the Physics of Irrigation Control, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **75** (1949) 293.

10) H. L. PENMAN; Evaporation over the British Isles, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **76** (1950) 372.

11) H. L. PENMAN; The Water Balance of Catchment Areas, Assemblée Générale de Bruxelles, I. A. S. H., **III** (1951), 434.

12) H. L. PENMAN; Evaporation over Parts of Europe, Assemblée Générale de Rome, I. A. S. H., **III** (1954) 168.

13) H. L. PENMAN; Estimating Evaporation, Transactions American Geophysical Union, **37** (1956), 43.

14) 福井英一郎; 気候学 (1956), 47.

*) 蒸気圧の単位は mb を使い, 原論文が mmHg 単位であったので, 係数値 0.092 を 0.078 とした。

緯, $2t_0 = N$, T ; 1 日間の総時数 = 1440 分,

また,

$$\cos t_0 = -\tan \varphi \tan \delta \quad (31)$$

(28) 式をあらためて蒸発量単位で熱量をあらわし書き直すと,

$$H_e = E_0 + K_e \quad (32)$$

となる。ここで,

H_e ; H_0 の蒸発量単位 = $H_0/59$ (mm), E_0 ; 蒸発量 (mm), K_e ; K の蒸発量単位 = $K/59$ (mm) である。 E_0 と K_e との間には, BOWEN が求めた¹⁵⁾ 関係があり,

$$K_e/E_0 = \beta = \gamma \{(T_w - T_a)/(e_w - e_a)\} P_s/P_0 \quad (33)$$

ただし,

β ; BOWEN 比, T_w ; 表面水温 ($^{\circ}\text{F}$), e_w ; 水温に対する飽和蒸気圧 (mmHg), T_a ; 気温 ($^{\circ}\text{F}$), e_a ; 大気の蒸気圧 (mmHg), P_s ; 気圧 (mmHg), P_0 ; 1 気圧 = 760 (mmHg),

で, γ の値は理論的には, $\gamma = 0.246$ (mmHg/ $^{\circ}\text{F}$) であるが, PENMAN は理論との多少の違いを考慮して, $\gamma = 0.27$ (mmHg/ $^{\circ}\text{F}$) を用いた。また, P_s を 1 気圧と考えた。

また, DALTON によれば,

$$E_0 = f(u)(e_w - e_a) \quad (34)$$

で, $f(u)$ は風速の函数で, PENMAN は経験的に,

$$f(u) = 0.26^{**}) (0.5 + 54^{**}) u/100 \quad (35)$$

2 m の高さの風速 (u) について, (35) 式を用いた。

PENMAN は, (32), (33), (34), (35) 式から, 水面からの月平均の蒸発量 E_0 (mm/day) を求める式,

$$E_0 = (0.417^{***}) \Delta H_e + \gamma E_a / (0.417^{***}) \Delta + \gamma \quad (35)$$

を, ここで,

Δ ; 気温の飽和蒸気圧勾配 ($\text{mb } ^{\circ}\text{K}^{-1}$) = $de_a/dT_a = (e_w - e_a)/(T_w - T_a)$,

e_a ; 気温に対する飽和蒸気圧,

また,

$$E_a \equiv f(u)(e_a - e_d) \quad (36)$$

とおいた。

15) 野満隆治・瀬野錦蔵; 新河川学 (1961), 36.

*) e の単位として, 原論文では mmHg を使い係数値は 0.35 であったが, ここでは mb を使い, 係数値を 0.26 とした。

**) 原論文では u の単位は, miles/day であったが, ここでは m/s を使い, 係数値 54 を乗じた。

***) 原論文では, Δ の単位は mmHg $^{\circ}\text{F}^{-1}$ であったがここでは mb $^{\circ}\text{K}^{-1}$ を使ったので, 係数値 0.417 を乗じた。

Δ の値は、気象常数表¹⁶⁾には 1°C ごとの値しかなかったので、 0.1°C ごとの値を、Goff-Gratch の式の温度微分式で計算した。

水飽和に対して、 Δw ($\text{mb } ^\circ\text{K}^{-1}$) は、

$$\Delta w = e_{aw}/T^2 (6790.5 - 5.02808 T + 4916.8 \times 10^{-0.304 T} \cdot T^2 + 174209 \times 10^{-1302.88/T}) \quad (37)$$

氷飽和に対して、 Δi ($\text{mb } ^\circ\text{K}^{-1}$) は、

$$\Delta i = e_{ai}/T^2 (5721.9 + 3.56654 T - 0.0073908 T^2) \quad (38)$$

で、水飽和、氷飽和について、それぞれ $w; i$ の Suffix をつけた。計算結果は、 $\Delta w, \Delta i$ をそれぞれ、第3表、第4表に示した。

旭川では、12月～3月まで月平均気温が 0°C 以下であるが、このとき Δ および e_a の算出には、氷飽和の表によった。

また、大気の蒸気圧 e_a は、相対湿度を $F(\%)$ とすると、

$$e_a = e_s \cdot F/100 \quad (39)$$

によって計算した。

PENMAN の方法で計算に用いられる基本的な気象要素は、気温、日照時数、湿度、風速であるが、それぞれ月平均値を用い、月平均日蒸発量を計算した。なお、風速については、一般に 10 m 内外の高さで測られているが周囲の建物の影響を考え、この風速をそのまま用いた。

R_A および N の値は、(30), (31) 式により計算したが、 φ は旭川の緯度 $\varphi = 43^\circ 46'$ で、また、 δ, r の値は経年変化がわずかであるので、1960年の天体位置表¹⁷⁾を使って、1年間の日毎の値を計算し、月可照時数 N および月平均の R_A の値を求め、1957年から1964年の蒸発量の算定に使った。第5表、第6表に旭川の値も含めて、道内23カ所の気象観測所についての R_A と N の計算値を示した。

(29) 式の計算に用いた反射係数 r は、PENMAN に従って、月平均気温が 0°C 以上の月に対しては、水面の値 $r = 0.05$ とし、月平均気温が 0°C 以下の月に対しては、雪面からの反射を考え $r = 0.63$ とした。また、月平均気温が 0°C 以上になる春の最初の月の融雪期間は、 $r = 0.26$ を使った。

北海道においては、ほぼ、12月から3月までが積雪期であるが、これらの融雪のために要する熱量 M を無視することはできない。

PENMAN¹⁸⁾ に従って、次のような仮定をおいて、 M を考慮することにした。

月平均気温が 0°C 以下の月では、降水はすべて雪で、また、この期間は融雪は起こらない

16) R. J. LIST; Smithsonian Meteorological Tables, (1961), 372.

17) The Astronomical Ephemeris 1960, London, Her Majesty's Stationery Office (1958), 18.

18) 前掲 12).

第3表 飽和蒸気圧勾配 (水飽和に対して)

Table 3. Slope of Saturation vapour pressure curve over water.

Δw		(mb °K ⁻¹)								
Temp. (°C)	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
-10	0.2262									
- 9	0.2427	0.2410	0.2393	0.2376	0.2360	0.2343	0.2327	0.2311	0.2294	0.2278
- 8	0.2601	0.2583	0.2566	0.2548	0.2530	0.2513	0.2495	0.2478	0.2461	0.2444
- 7	0.2787	0.2768	0.2749	0.2730	0.2711	0.2693	0.2674	0.2656	0.2638	0.2619
- 6	0.2984	0.2964	0.2943	0.2923	0.2904	0.2884	0.2864	0.2845	0.2825	0.2806
- 5	0.3193	0.3171	0.3150	0.3129	0.3108	0.3087	0.3066	0.3045	0.3025	0.3004
- 4	0.3414	0.3391	0.3369	0.3346	0.3324	0.3302	0.3280	0.3258	0.3236	0.3214
- 3	0.3649	0.3625	0.3601	0.3577	0.3553	0.3530	0.3506	0.3483	0.3460	0.3437
- 2	0.3897	0.3872	0.3846	0.3821	0.3796	0.3771	0.3746	0.3722	0.3697	0.3673
- 1	0.4160	0.4133	0.4106	0.4080	0.4053	0.4027	0.4001	0.3974	0.3949	0.3923
- 0	0.4438	0.4410	0.4381	0.4353	0.4325	0.4297	0.4269	0.4242	0.4214	0.4187
0	0.4438	0.4467	0.4496	0.4525	0.4554	0.4583	0.4612	0.4642	0.4672	0.4702
1	0.4732	0.4762	0.4793	0.4823	0.4854	0.4885	0.4916	0.4948	0.4979	0.5011
2	0.5043	0.5075	0.5107	0.5139	0.5172	0.5204	0.5237	0.5270	0.5203	0.5337
3	0.5371	0.5404	0.5438	0.5472	0.5507	0.5541	0.5576	0.5611	0.5646	0.5681
4	0.5717	0.5752	0.5788	0.5824	0.5860	0.5897	0.5933	0.5970	0.6007	0.6044
5	0.6082	0.6119	0.6157	0.6195	0.6233	0.6272	0.6310	0.6349	0.6388	0.6427
6	0.6467	0.6506	0.6546	0.6586	0.6626	0.6667	0.6707	0.6748	0.6789	0.6831
7	0.6872	0.6914	0.6956	0.6998	0.7040	0.7083	0.7126	0.7169	0.7213	0.7256
8	0.7300	0.7344	0.7388	0.7432	0.7477	0.7521	0.7567	0.7612	0.7658	0.7704
9	0.7749	0.7796	0.7842	0.7888	0.7935	0.7983	0.8030	0.8077	0.8125	0.8174
10	0.8222	0.8271	0.8320	0.8369	0.8419	0.8469	0.8518	0.8568	0.8619	0.8669
11	0.8720	0.8772	0.8823	0.8874	0.8926	0.8979	0.9031	0.9084	0.9136	0.9190
12	0.9243	0.9297	0.9351	0.9406	0.9460	0.9515	0.9570	0.9626	0.9681	0.9737
13	0.9793	0.9850	0.9906	0.9964	1.0021	1.0078	1.0136	1.0195	1.0253	1.0312
14	1.0371	1.0430	1.0490	1.0549	1.0610	1.0670	1.0731	1.0792	1.0853	1.0915
15	1.0976	1.1039	1.1101	1.1164	1.1226	1.1290	1.1354	1.1418	1.1482	1.1547
16	1.1612	1.1678	1.1743	1.1809	1.1875	1.1942	1.2009	1.2075	1.2143	1.2211
17	1.2279	1.2347	1.2416	1.2485	1.2555	1.2624	1.2695	1.2765	1.2836	1.2907
18	1.2978	1.3049	1.3122	1.3194	1.3267	1.3340	1.3413	1.3487	1.3561	1.3635
19	1.3710	1.3785	1.3861	1.3937	1.4012	1.4089	1.4166	1.4243	1.4321	1.4399
20	1.4477	1.4556	1.4635	1.4714	1.4794	1.4874	1.4955	1.5035	1.5117	1.5199
21	1.5280	1.5363	1.5445	1.5528	1.5612	1.5696	1.5779	1.5864	1.5949	1.6034

第 4 表 飽和蒸気圧勾配 (氷飽和に対して)

Table 4. Slope of saturation vapour pressure curve over ice.

Temp. (°C)	Δi (mb °K ⁻¹)									
	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
-20	0.0990									
-19	0.1081	0.1071	0.1062	0.1053	0.1043	0.1034	0.1026	0.1017	0.1008	0.0999
-18	0.1179	0.1169	0.1159	0.1149	0.1138	0.1129	0.1119	0.1110	0.1100	0.1090
-17	0.1285	0.1274	0.1263	0.1252	0.1241	0.1231	0.1221	0.1210	0.1200	0.1189
-16	0.1401	0.1389	0.1377	0.1365	0.1354	0.1342	0.1331	0.1319	0.1307	0.1296
-15	0.1524	0.1512	0.1499	0.1486	0.1474	0.1461	0.1448	0.1436	0.1424	0.1413
-14	0.1658	0.1645	0.1631	0.1617	0.1604	0.1590	0.1577	0.1563	0.1551	0.1537
-13	0.1803	0.1788	0.1773	0.1758	0.1743	0.1728	0.1714	0.1700	0.1686	0.1672
-12	0.1958	0.1943	0.1926	0.1910	0.1895	0.1879	0.1863	0.1848	0.1832	0.1818
-11	0.2126	0.2109	0.2091	0.2074	0.2057	0.2040	0.2023	0.2007	0.1990	0.1974
-10	0.2306	0.2287	0.2268	0.2251	0.2232	0.2214	0.2196	0.2178	0.2161	0.2143
- 9	0.2500	0.2480	0.2459	0.2440	0.2421	0.2401	0.2382	0.2362	0.2344	0.2324
- 8	0.2708	0.2686	0.2665	0.2644	0.2623	0.2603	0.2582	0.2561	0.2541	0.2520
- 7	0.2932	0.2909	0.2886	0.2863	0.2841	0.2819	0.2797	0.2774	0.2752	0.2730
- 6	0.3174	0.3149	0.3124	0.3100	0.3075	0.3051	0.3027	0.3003	0.2979	0.2956
- 5	0.3432	0.3406	0.3379	0.3352	0.3326	0.3300	0.3274	0.3249	0.3223	0.3199
- 4	0.3709	0.3681	0.3652	0.3624	0.3596	0.3568	0.3540	0.3513	0.3486	0.3458
- 3	0.4006	0.3975	0.3945	0.3914	0.3885	0.3855	0.3826	0.3797	0.3767	0.3738
- 2	0.4324	0.4291	0.4258	0.4226	0.4194	0.4162	0.4131	0.4098	0.4068	0.4036
- 1	0.4665	0.4630	0.4595	0.4561	0.4526	0.4492	0.4457	0.4424	0.4390	0.4357
- 0	0.5029	0.4992	0.4954	0.4917	0.4880	0.4844	0.4807	0.4771	0.4736	0.4700

第 5 表 道内測候所の月平均可能日射量 (1960 年)

Table 5. ANGOT value of maximum possible radiation at each meteorological station in Hokkaido Island (1960).

R_A		1960 (cal/day·cm ²)											
Month	St.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hakodate		339.3	466.6	636.1	812.7	936.0	987.3	959.7	857.7	699.3	527.5	376.7	305.0
Esashi		338.9	466.1	635.7	812.5	935.9	987.3	959.4	857.6	699.0	527.1	376.3	304.6
Mori		331.0	458.8	630.0	809.0	934.7	987.3	959.2	855.1	694.1	520.3	368.6	296.7
Suttsu		325.0	453.1	625.6	806.3	933.8	987.3	958.8	853.1	690.4	515.0	362.7	290.7
Kutchan		324.0	452.2	624.8	805.9	933.6	987.3	958.7	852.8	689.8	514.2	361.7	289.7
Otaru		315.7	444.3	618.7	802.0	932.3	987.3	958.1	850.0	684.6	506.9	353.5	281.4
Sapporo		316.9	445.4	619.6	802.6	932.5	987.3	958.2	850.4	685.3	507.9	354.7	282.6
Iwamizawa		315.4	444.0	618.5	801.9	932.2	987.3	958.0	849.9	684.4	506.6	353.3	281.1
Rumoi		309.0	438.0	613.7	798.9	931.1	987.2	957.5	847.6	680.3	500.9	347.0	274.7
Haboro		299.5	428.9	606.5	794.3	929.4	987.1	956.6	844.3	674.2	492.5	337.6	265.3
Wakkanai		284.6	414.6	595.0	787.0	926.5	986.6	955.1	838.8	664.3	479.1	322.9	250.4
Kitamiesashi		294.6	424.2	602.7	791.9	928.5	986.9	956.1	842.5	670.9	488.1	332.8	260.4
Ōmu		297.6	427.1	595.0	787.0	926.5	986.6	955.1	838.8	664.3	479.1	322.9	250.4
Monbetsu		299.7	429.1	606.6	794.4	929.4	987.1	956.7	844.3	674.3	492.7	337.8	265.4
Abashiri		302.6	431.8	608.8	802.5	962.4	985.7	922.4	781.5	597.9	422.4	297.4	264.1
Nemuro		314.4	443.1	617.7	801.4	932.0	987.3	958.0	849.5	683.7	505.7	352.3	280.1
Kushiro		323.3	451.5	624.3	805.5	933.5	987.3	958.7	852.5	689.3	513.5	361.0	289.0
Hiroo		329.4	457.3	628.9	808.3	934.5	987.3	959.1	854.5	693.2	518.9	367.0	295.1
Obihiro		323.9	452.0	624.8	805.8	933.6	987.3	958.7	852.7	689.7	514.0	361.5	289.6
Asahikawa		310.6	424.8	614.9	799.6	931.4	987.3	957.6	848.2	680.7	502.4	348.5	276.3
Urakawa		330.4	458.2	629.6	808.8	934.6	987.3	959.2	854.9	693.8	519.8	368.0	296.1
Tomakomai		326.3	454.4	626.6	806.9	934.0	987.3	958.9	853.5	691.3	516.2	364.0	292.0
Muroran		329.1	457.0	628.6	808.2	934.4	987.3	959.1	854.8	692.9	518.6	366.7	294.8

湖沼水位の安定性についての研究

第 6 表 月 可 照 時 数

Table 6. Monthly possible duration of bright sunshine.

N		1960 (hr)											
St.	Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hakodate		290.3	291.3	365.3	395.1	444.7	448.5	454.7	423.4	370.4	339.5	291.6	280.6
Esashi		290.3	291.3	365.3	395.2	444.8	448.7	454.9	423.5	370.4	339.4	291.5	280.6
Mori		288.8	290.4	365.2	395.8	446.2	450.6	456.6	424.5	370.5	338.9	290.2	278.8
Suttsu		287.3	289.9	365.2	396.4	447.5	451.7	458.1	425.4	370.6	338.4	289.1	277.5
Kutchan		287.1	290.3	365.1	396.4	447.6	451.7	458.2	425.5	370.7	338.4	289.0	277.3
Otaru		285.5	288.6	365.0	397.3	448.9	454.2	459.7	426.5	371.0	337.7	287.5	274.9
Sapporo		285.5	288.7	365.0	397.2	448.9	454.1	459.7	426.5	371.0	337.7	287.6	275.3
Iwamizawa		285.4	288.6	365.0	397.3	449.0	454.3	459.8	426.5	371.0	337.6	287.4	274.9
Rumoi		283.7	287.8	365.0	398.0	450.5	454.9	461.4	427.5	371.2	337.3	286.3	274.1
Haboro		281.7	286.7	364.7	398.7	452.3	457.7	463.5	428.7	371.5	336.0	284.6	271.3
Wakkanai		278.1	284.7	364.3	400.4	455.5	461.7	467.2	430.9	371.6	334.9	281.5	267.2
Kitamiesashi		280.7	286.1	364.5	399.0	453.3	459.1	464.7	429.5	371.6	335.6	283.7	269.7
Ōmu		281.4	286.4	364.6	398.8	452.8	457.8	464.1	429.0	371.6	335.8	284.1	271.0
Monbetsu		281.7	286.7	364.7	398.7	452.3	457.7	463.5	428.7	371.5	336.0	284.6	271.3
Abashiri		282.5	287.3	365.0	400.5	462.8	457.3	451.7	410.6	351.6	317.6	272.3	269.7
Nemuro		285.1	288.5	365.0	397.5	449.5	454.5	460.4	426.7	371.0	337.6	287.2	274.7
Kushiro		286.8	289.6	365.1	396.5	447.7	451.7	458.3	425.6	370.7	338.2	288.8	277.3
Hiroo		288.2	290.2	365.2	396.1	446.6	451.1	456.9	424.8	370.5	338.8	289.9	278.2
Obihiro		287.1	289.7	365.1	396.4	447.7	451.7	458.2	425.5	370.7	338.4	289.0	277.3
Asahikawa		284.3	288.1	364.9	397.7	450.0	454.7	461.0	427.3	371.0	337.4	286.5	274.2
Urakawa		288.4	290.4	365.3	395.8	446.5	450.8	456.7	424.8	370.5	338.8	290.1	278.6
Tomakomai		287.7	289.9	365.1	396.2	446.9	451.5	457.4	425.3	370.6	338.4	289.4	277.7
Muroran		288.2	290.2	365.3	396.1	446.6	451.1	456.9	424.8	370.5	338.7	289.8	278.2

と考える。また、月平均気温が 0°C 以上になる春の最初の月に融雪が起こり、融雪期を通じて雪の表面温度は 0°C で、蒸発量 $E(\text{mm/day})$ は、

$$E = f(u)(e_0 - e_a) \quad (40)$$

で計算される。

ただし、 e_0 は 0°C に対する飽和蒸気圧で、 $e_0 = 6.107(\text{mb})$ である。

融雪期間について、 M を考慮した式は、(35) 式から、

$$E = \{0.417\Delta(H_e - M_e) + rE_a\} / (0.417\Delta + r) \quad (41)$$

となる。 M_e は M を蒸発量単位 (mm/day) であらわした値で、(40) 式から E を計算し、(41) 式で M_e を求め、月平均気温が 0°C 以下の月降水量の累計値を $P(\text{mm})$ とすると、融雪に要する日数 $D(\text{day})$ は、

$$D = 80 \cdot P / 590 \cdot M_e \quad (42)$$

で求められる。従って、融雪期間の総蒸発量は $E \cdot D(\text{mm})$ で、融雪の月の残りの日については、 $r = 0.05$ で (35) 式で計算される。

このようにして、旭川の気象資料によって、PENMAN の方法で E_0 を求めたが、前節の水収支から求めた E_g と同じ収支期間の E_0 との比 (f 値) を求め第 7 表に示した。1963 年から 1964 年は理由は不明であるが、 $f = 0.25$ と異常に小さく、これを除いて平均すると、 $f = 0.65$ が得られた。

第 7 表 石狩川上流域で求めた f 値

Table 7. f values estimated on Isikari basin upstream Ino.

Period No.	E_g (mm)	E_0 (mm)	$f = E_g/E_0$	Period No.	E_g (mm)	E_0 (mm)	$f = E_g/E_0$
1	395	582	0.66	4	368	606	0.61
2	468	618	0.76	5	334	569	0.59
3	404	646	0.63	6	166	607	0.27

PENMAN¹⁹⁾ は英国で $f = 0.75$ を得ており、山本・近藤²⁰⁾ は 4 年間の十和田湖の水収支から、周りの流域からの蒸発散量と湖面蒸発量との比として、 $f = 0.6$ を得ている。

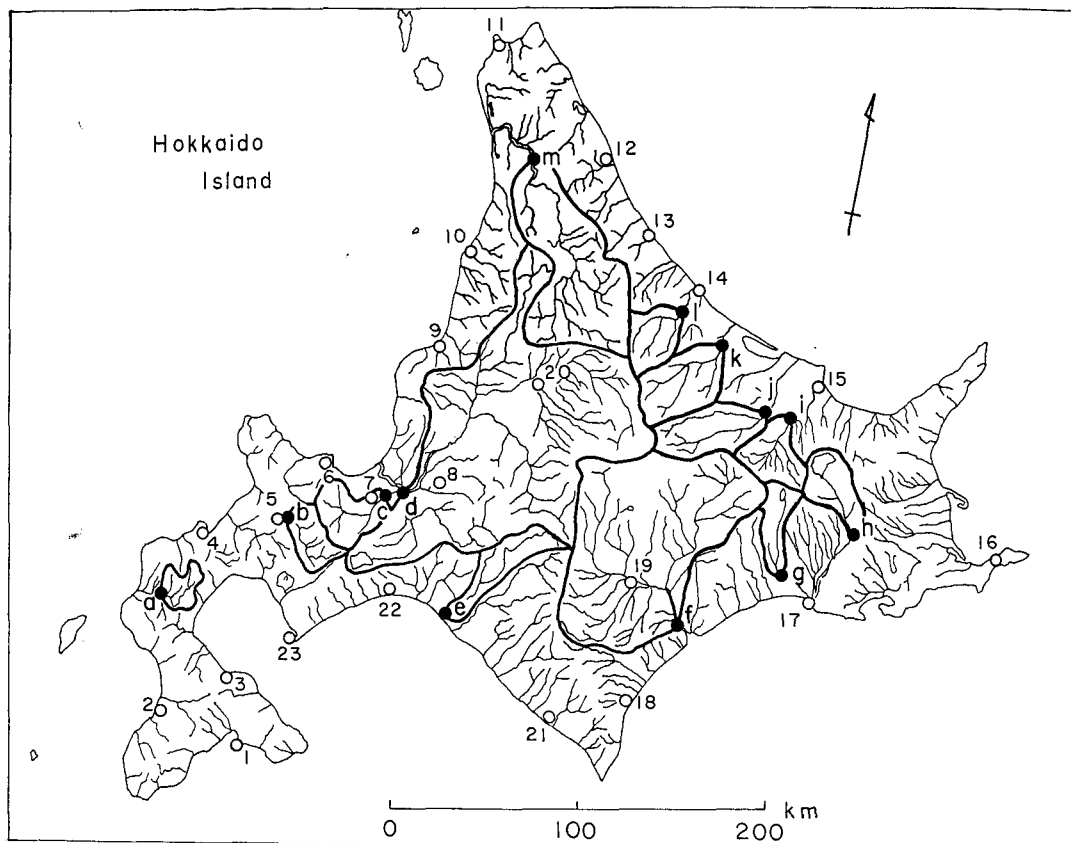
石狩川上流域で、地下水貯溜の変化を考慮した水収支と PENMAN の方法とから求めた f の値は他とくらべてもほぼ妥当な値と思われる。

3. 北海道各地における蒸発散量

北海道各地における蒸発散量を求めるために、気温、湿度、風速の月平均値および月日照時数の気象 4 要素のととのった 23 カ所の測候所について、PENMAN の方法で蒸発量を計算し、

19) 前掲 9).

20) 山本義一・近藤純正；湖面蒸発の季節変化について、電力気象 (1968), 87.



第 12 図 北海道における測候所および河川流域の概要

Fig. 12. Outline of main meteorological stations and river basins in Hokkaido Island.

前節で求めた $f=0.65$ を用いて、蒸発散量のおおよその値を得た。

測候所の位置は、第 12 図に St. No. 1 から No. 23 まで白丸印にて示し、第 8 表に、観測所の緯度、経度、標高および St. No. を示したが、23 カ所の観測所は北緯 $41^{\circ}49'$ (函館) から $45^{\circ}25'$ (稚内) の間にちらばっている。

用いた気象資料²¹⁾は 1955 年から 1964 年の 10 年間で、それぞれ月毎の 10 年間の平均をとり、第 9 表、第 10 表、第 11 表、第 12 表に月平均気温、月平均湿度、月平均風速、月日照時数の 10 年間平均値を示した。また、月平均気温から求めた e_a および Δ を第 13 表と第 14 表に、第 15 表に 10 年間平均の月降水量を示した。

また、 R_A および N の値は前述のごとく、1960 年の δ , r の値を使い、それぞれの観測所の緯度ごとに計算し、第 5 表と第 6 表に示してある。

このような値を用い、PENMAN の方法で計算された 23 カ所の月蒸発量を第 16 表に示し

21) 北海道気象協会；北海道の気象 (1956-1965)。

第 8 表 道内測候所の概要

Table 8. Outline of meteorological stations
in Hokkaidō Island.

St. No.	Meteorological station	Elevation (m)	Latitude ° ' N	Longitude ° ' E
1	Hakodate	33	41.49	140.45
2	Esashi	30	41.52	140.08
3	Mori	19	42.06	140.34
4	Suttsu	16	42.47	140.14
5	Kutchan	174	42.54	140.45
6	Otaru	24	43.11	141.01
7	Sapporo	17	43.03	141.20
8	Iwamizawa	33	43.13	141.47
9	Rumoi	22	43.57	141.38
10	Haboro	8	44.22	141.42
11	Wakkanai	2	45.25	141.41
12	Kitamiesashi	6	44.56	142.35
13	Ōmu	14	44.35	142.58
14	Monbetsu	16	44.21	143.22
15	Abashiri	38	44.01	144.17
16	Nemuro	28	43.20	145.35
17	Kushiro	32	42.59	144.24
18	Hiroo	32	42.17	143.19
19	Obihiro	39	42.55	143.13
20	Asahikawa	111	43.46	142.22
21	Urakawa	34	42.10	142.47
22	Tomakomai	6	42.38	141.35
23	Muroran	43	42.19	140.59

た。また、第 17 表に各地の 10 年平均の年雨量、年蒸発量、年蒸発散量 ($f=0.65$ で算出) をまとめ示した。

北海道各地において蒸発散量の概値が計算されたので、流量資料²²⁾のある河川流域について、年流出高と年蒸発散量との和 (推定年降水量) を求め、観測された年降水量の分布と比較した。

道内の主要な 13 河川流域で年流出高を蒸発散量を計算したと同じ、1955 年より 1964 年までの 10 年間にについて求めた。第 12 図に各河川の測水地点を黒丸印 (a~m) で示すとともに、流域の分水界を実線で示した。

10 年間にについて考えると、 $4S_e$ および $4S_g$ は無視することができ、10 年間平均の年流出高に、近くの気象観測地点の 10 年間平均の年蒸発散量を加え、平均の年降水量を推定した。第

22) 建設省河川局；流量年表，8，9，10，11，12，13，14，15，16，17 (1955-1964)。

第9表 1955年から1964年までの10年間平均の月平均気温

Table 9. Monthly mean air temperature during from 1955 to 1964 at the meteorological stations in Hokkaidō Island.

T_a												1955-1964 (°C)	
Month St.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Hakodate	-3.7	-2.7	0.5	6.8	11.6	15.1	19.5	21.3	17.4	11.4	5.2	-0.2	
Esashi	-1.4	-0.7	2.1	7.5	11.9	15.4	20.1	22.3	18.8	13.0	6.9	1.8	
Mori	-3.4	-2.5	0.5	6.3	11.1	14.6	19.3	21.3	17.4	11.4	5.2	-0.2	
Suttsu	-2.7	-2.0	0.8	6.2	11.1	14.3	18.9	21.0	17.7	11.9	5.6	0.3	
Kutchan	-6.5	-5.5	-2.1	4.2	10.6	14.5	19.2	20.3	15.4	8.8	2.2	-3.1	
Otaru	-3.8	-2.8	0.4	6.8	12.0	15.3	19.9	21.3	17.5	11.4	4.8	-0.6	
Sapporo	-4.9	-3.8	-0.1	6.7	12.3	15.7	20.3	21.3	17.1	10.6	4.2	-1.3	
Iwamizawa	-6.5	-5.3	-1.4	6.0	11.7	15.3	19.8	20.7	16.3	9.8	3.1	-2.7	
Rumoi	-5.3	-4.5	-0.9	5.7	10.8	14.5	19.1	20.3	16.5	10.3	4.1	-1.5	
Haboro	-5.6	-4.8	-1.1	5.7	10.7	14.4	19.0	20.1	16.5	10.3	4.0	-1.6	
Wakkanai	-5.6	-5.0	-1.4	4.9	9.2	12.3	17.0	18.4	16.5	10.7	3.7	-1.9	
Kitamiesashi	-6.9	-6.7	-2.8	4.7	9.4	11.9	16.6	17.9	15.7	9.4	2.6	-3.0	
Ōmu	-7.3	-7.2	-3.2	4.5	9.3	11.8	16.6	17.7	15.3	9.0	2.3	-3.2	
Monbetsu	-6.4	-6.6	-2.8	5.0	10.0	12.2	16.5	17.9	15.9	9.7	3.2	-2.6	
Abashiri	-6.6	-6.7	-2.8	4.7	9.8	12.6	17.4	18.3	15.8	10.0	3.6	-2.2	
Nemuro	-4.6	-5.0	-2.1	3.7	7.5	10.1	14.5	16.7	15.4	10.7	5.1	-0.3	
Kushiro	-6.7	-5.7	-1.7	4.0	8.2	11.3	15.6	17.6	15.4	9.8	3.7	-1.5	
Hiroo	-5.3	-4.5	-0.7	5.7	9.9	12.3	16.4	18.6	16.0	10.2	4.4	-0.9	
Obihiro	-8.7	-7.0	-2.0	5.8	11.2	14.3	18.5	19.5	15.7	9.1	2.4	-3.9	
Asahikawa	-8.5	-7.3	-2.5	5.4	11.8	15.9	20.4	20.4	15.5	8.6	1.8	-4.2	
Urakawa	-3.0	-2.6	0.1	5.4	9.7	13.0	17.4	19.8	17.0	11.7	5.8	0.5	
Tomakomai	-4.8	-3.8	-0.4	4.9	9.6	13.2	17.7	20.1	17.0	10.8	4.3	-1.0	
Muroran	-2.3	-1.9	0.5	5.9	10.5	13.9	18.3	20.7	18.0	12.6	6.3	1.0	

第 10 表 月 平 均 湿 度
Table 10. Monthly mean humidity

F		1955-1964 (%)										
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
St.												
Hakotate	78	78	76	75	77	83	88	87	80	77	75	76
Esashi	72	70	70	74	77	82	86	83	76	70	68	70
Mori	74	73	72	72	75	82	85	83	70	73	71	72
Suttsu	73	73	72	72	74	82	87	85	78	72	69	71
Kutchan	82	81	78	74	72	81	85	84	81	79	80	81
Otaru	74	72	69	66	68	76	83	81	73	68	68	72
Sapporo	74	72	71	66	67	76	80	80	76	72	70	74
Iwamizawa	81	78	77	65	71	80	85	84	81	78	79	81
Rumoi	80	78	76	72	74	82	85	84	80	74	73	78
Haboro	77	75	74	73	76	82	86	84	79	73	73	77
Wakkanai	75	73	74	72	77	84	86	85	76	68	68	72
Kitamiesashi	79	79	77	64	72	84	86	86	79	74	75	78
Ōmu	79	79	78	69	73	85	87	89	81	68	75	78
Monbetsu	75	77	76	67	71	85	87	89	79	71	71	74
Abashiri	75	76	76	68	71	82	86	87	78	72	69	72
Nemuro	74	75	80	79	83	90	93	92	85	77	70	70
Kushiro	74	73	75	78	81	88	90	89	84	78	72	71
Hiroo	67	69	71	70	76	87	90	89	81	74	66	64
Obihiro	73	72	71	67	69	81	85	86	80	76	71	71
Asahikawa	81	77	75	68	66	76	80	82	81	79	80	82
Urakawa	68	73	75	78	81	89	91	89	82	74	67	68
Tomakomai	72	72	75	78	81	89	91	88	81	76	72	72
Muroran	70	72	74	74	77	85	89	87	78	71	67	68

湖沼水位の安定性についての研究

第 11 表 月 平 均 風 速
Table 11. Monthly mean wind velocity.

1955-1964 (m/sec.)

u												
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
St.												
Hakodate	4.5	4.5	4.6	4.7	4.3	3.5	3.2	3.4	3.6	3.9	4.0	4.3
Esashi	9.0	8.1	7.1	6.6	4.7	3.8	3.6	3.7	4.8	5.3	7.6	9.0
Mori	4.3	4.1	4.0	3.9	3.4	2.6	2.4	2.5	3.0	3.4	3.8	4.0
Suttsu	7.8	7.4	7.3	7.6	7.5	7.0	6.7	6.3	5.9	6.2	6.6	7.2
Kutchan	2.9	3.0	3.2	3.4	3.7	3.3	2.9	2.6	2.4	2.4	2.6	2.6
Otaru	3.6	3.5	3.3	3.4	2.9	2.0	1.7	2.0	2.7	2.9	3.3	3.5
Sapporo	2.7	2.8	3.4	4.3	4.2	3.6	3.3	3.1	2.9	2.8	2.8	2.7
Iwamizawa	3.9	4.2	4.1	4.9	4.6	3.7	3.4	3.3	3.2	3.4	3.6	3.7
Rumoi	6.9	6.5	5.9	6.1	5.2	4.2	3.9	4.2	5.3	6.0	7.3	7.6
Haboro	5.3	4.6	4.5	4.9	4.1	3.1	2.9	2.8	3.8	4.4	5.6	6.0
Wakkanai	5.5	5.1	4.9	5.2	5.1	4.5	4.1	4.0	4.1	4.4	5.0	5.4
Kitamiesashi	3.8	3.8	4.0	4.6	4.4	3.5	3.1	3.4	3.9	3.9	4.0	3.9
Ōmu	4.5	4.3	4.5	5.3	5.0	3.6	3.0	3.3	4.1	4.4	4.5	4.7
Monbetsu	4.3	3.8	4.0	4.3	3.9	2.8	2.6	3.0	4.0	4.2	4.2	4.3
Abashiri	4.5	3.9	4.4	4.5	4.1	3.0	2.7	2.9	3.6	4.1	4.4	4.5
Nemuro	5.5	5.0	5.3	5.4	5.2	4.5	4.0	4.1	4.6	5.2	5.4	5.7
Kushiro	3.9	4.1	4.2	4.3	4.1	3.5	3.0	3.2	3.4	3.8	3.9	4.2
Hiroo	3.6	3.4	3.4	3.9	3.5	2.5	2.2	2.3	2.9	3.1	3.3	2.5
Obihiro	2.4	2.3	2.7	3.1	2.7	2.0	1.8	1.6	1.9	2.1	2.5	2.7
Asahikawa	1.9	2.2	2.5	2.9	2.8	2.3	2.0	1.9	1.8	1.8	2.0	2.1
Urakawa	6.0	5.8	5.6	5.3	4.3	3.5	3.0	3.2	4.7	5.2	6.1	6.3
Tomakomai	4.2	4.4	4.5	4.5	4.1	3.8	3.6	4.2	4.4	4.3	3.9	4.0
Muroran	7.1	6.4	5.6	5.5	5.1	4.5	4.0	4.0	4.7	5.2	6.4	7.2

第 12 表 月 日 照 時 数

Table 12. Monthly duration of bright sunshine.

<i>n</i>		1955-1964 (hr)										
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
St.												
Hakodate	107.5	128.9	167.0	199.2	227.6	172.1	152.8	155.9	173.1	170.3	127.8	101.6
Esashi	42.1	74.6	136.8	189.4	211.2	160.2	149.4	179.3	178.5	167.5	87.8	49.9
Mori	109.0	124.5	170.2	207.1	225.1	188.6	158.0	160.7	179.7	169.8	125.3	97.9
Suttsu	37.1	61.8	123.5	191.2	225.0	185.8	181.8	172.9	178.5	144.9	76.3	40.9
Kutchan	51.7	77.5	128.1	182.3	219.7	180.5	170.4	160.2	166.5	144.7	81.9	50.7
Otaru	72.7	91.3	136.1	187.4	215.0	181.6	169.2	158.2	179.4	147.4	95.1	66.4
Sapporo	100.6	120.0	159.9	210.8	241.0	204.8	195.2	177.1	187.1	166.3	112.2	91.6
Iwamizawa	97.2	127.9	176.0	201.1	236.9	195.0	178.5	165.1	179.7	158.8	96.6	72.5
Rumoi	53.9	86.0	139.7	181.4	221.0	182.7	167.5	169.1	182.3	148.6	67.1	37.0
Haboro	69.4	105.8	155.0	190.7	227.1	188.7	175.8	181.3	192.4	158.9	70.7	44.4
Wakkanai	49.5	98.6	144.9	188.4	223.4	170.6	156.9	138.8	186.1	149.6	76.9	43.5
Kitamiesashi	80.9	115.6	148.9	188.0	207.3	146.2	140.0	105.7	169.5	159.1	99.2	71.7
Ōmu	103.7	131.4	173.4	200.7	220.3	163.7	160.8	119.3	181.3	169.2	122.9	102.8
Monbetsu	105.7	133.6	168.8	192.7	209.0	162.5	148.1	119.2	174.1	172.1	120.6	93.9
Abashiri	114.9	155.8	182.6	206.6	216.4	185.4	181.0	147.3	181.8	170.8	139.6	116.2
Nemuro	150.1	160.0	188.7	198.0	196.5	141.0	133.9	124.7	158.2	164.0	153.2	142.5
Kushiro	176.1	181.8	206.2	202.6	201.5	138.5	129.9	123.3	162.5	176.9	172.9	170.6
Hiroo	118.3	172.1	206.7	209.6	212.6	146.4	133.8	123.6	168.7	174.2	161.2	156.8
Obihiro	166.5	173.7	211.0	215.9	214.4	156.9	133.9	111.6	156.8	168.9	165.1	156.5
Asahikawa	68.6	104.4	152.1	179.1	227.3	185.1	171.7	153.9	160.4	135.6	76.5	53.6
Urakawa	145.5	171.4	204.6	217.0	228.4	174.2	148.7	146.1	187.5	181.6	140.6	123.0
Tomakomai	150.2	160.3	183.1	196.6	212.0	152.5	131.0	135.4	171.8	172.7	144.1	131.4
Muroran	95.2	137.4	185.3	210.0	220.7	177.2	152.2	157.0	185.3	154.9	118.1	86.6

湖沼水位の安定性についての研究

第 13 表 月平均気温に対する飽和蒸気圧

Table 13. Saturation vapor pressure at monthly mean air temperature.

1955-1964 (mb)

e_a		1955-1964 (mb)										
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
St.												
Hakodate	4.485	4.878	6.333	9.876	13.652	17.154	22.659	25.323	19.864	13.472	8.841	6.007
Esashi	5.439	5.764	7.105	10.362	13.925	17.487	23.518	26.918	21.691	14.969	9.944	6.954
Mori	4.600	4.961	6.333	9.542	13.207	16.610	22.379	25.323	19.864	13.472	8.841	6.007
Suttsu	4.878	5.173	6.472	9.476	13.207	16.291	21.827	24.861	20.244	13.925	9.090	6.242
Kutchan	3.529	3.846	5.130	8.244	12.775	16.503	22.240	23.811	17.487	11.320	7.156	4.717
Otaru	4.447	4.838	6.287	9.876	14.486	17.376	23.229	25.323	19.990	13.472	8.598	5.812
Sapporo	4.049	4.447	6.057	9.808	14.297	17.827	23.811	25.323	19.490	12.775	8.244	5.485
Iwamizawa	3.529	3.913	5.439	9.346	13.742	17.376	23.085	24.406	18.524	12.108	7.629	4.878
Rumoi	3.913	4.190	5.670	9.154	12.946	16.503	22.101	23.811	18.762	12.521	8.186	5.394
Haboro	3.813	4.084	5.577	9.154	12.860	16.397	21.964	23.518	18.762	12.521	8.129	5.349
Wakkanai	3.813	4.015	5.439	8.658	11.630	14.297	19.367	21.155	18.762	12.860	7.759	5.217
Kitamiesashi	3.409	3.468	4.838	8.538	11.787	13.925	18.882	20.501	17.827	11.787	7.363	4.757
Ōmu	3.292	3.321	4.678	8.419	11.708	13.833	18.882	20.244	17.376	11.474	7.207	4.678
Monbetsu	3.560	3.499	4.838	8.719	12.272	14.203	18.762	20.501	18.057	12.027	7.683	4.920
Abashiri	3.499	3.468	4.838	8.538	12.108	14.581	19.864	21.023	17.942	12.272	7.903	5.087
Nemuro	4.154	4.015	5.130	7.959	10.362	12.355	16.503	19.002	17.487	12.860	8.780	5.958
Kushiro	3.468	3.781	5.305	8.129	10.869	13.383	17.713	20.117	17.487	12.108	7.959	5.394
Hiroo	3.913	4.190	5.764	9.154	12.190	14.297	18.643	21.422	18.173	12.438	8.361	5.670
Obihiro	2.913	3.379	5.173	9.217	13.295	16.291	21.288	22.659	17.827	11.552	7.259	4.409
Asahikawa	2.965	3.292	4.961	8.965	13.833	18.057	23.959	23.959	17.600	11.168	6.954	4.298
Urakawa	4.757	4.920	6.152	8.965	12.027	14.969	19.864	23.085	19.367	13.742	9.217	6.333
Tomakomai	4.084	4.447	5.909	8.658	11.947	15.166	20.244	23.518	19.367	12.946	8.302	5.623
Muroran	5.045	5.217	6.333	9.282	12.690	15.874	21.023	24.406	20.630	14.581	9.542	6.566

第14表 月平均気温に対する飽和蒸気圧勾配

Table 14. Slope of saturation vapour pressure curve at monthly mean air temperature.

Δ

1955-1964 (mb °K⁻¹)

Month St.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hakodate	0.3797	0.4098	0.4583	0.6789	0.9031	1.1039	1.4089	1.5528	1.2555	0.8926	0.6157	0.4954
Esashi	0.4526	0.4771	0.5075	0.7083	0.9190	1.1226	1.4556	1.6380	1.3561	0.9793	0.6831	0.4979
Mori	0.3885	0.4162	0.4583	0.6586	0.8772	1.0731	1.3937	1.5528	1.2555	0.8926	0.6157	0.4954
Suttsu	0.4098	0.4324	0.4672	0.6546	0.8772	1.0549	1.3635	1.5280	1.2765	0.9190	0.6310	0.4525
Kutchan	0.3051	0.3300	0.4291	0.5788	0.8518	1.0670	1.3861	1.4714	1.1226	0.7658	0.5107	0.3975
Otaru	0.3767	0.4068	0.4554	0.6789	0.9243	1.1164	1.4399	1.5528	1.2624	0.8926	0.6007	0.4807
Sapporo	0.3458	0.3767	0.4992	0.6748	0.9406	1.1418	1.4714	1.5528	1.2347	0.8518	0.5788	0.4561
Iwamizawa	0.3051	0.3352	0.4526	0.6467	0.9084	1.1164	1.4321	1.5035	1.1809	0.8125	0.5404	0.4098
Rumoi	0.3352	0.3568	0.4700	0.6349	0.8619	1.0670	1.3785	1.4714	1.1942	0.8369	0.5752	0.4492
Haboro	0.3274	0.3486	0.4630	0.6349	0.8568	1.0610	1.3710	1.4556	1.2009	0.8369	0.5717	0.4457
Wakkanai	0.3274	0.3432	0.4526	0.6044	0.7842	0.9406	1.2279	1.3267	1.1942	0.8568	0.5611	0.4357
Kitamiesashi	0.2956	0.3003	0.4068	0.5970	0.7935	0.9190	1.2009	1.2907	1.1418	0.7935	0.5237	0.4006
Ōmu	0.2863	0.2886	0.3945	0.5897	0.7888	0.9136	1.2009	1.2765	1.1164	0.7749	0.5139	0.3945
Monbetsu	0.3075	0.3027	0.4068	0.6082	0.8222	0.9351	1.1942	1.2907	1.1547	0.8077	0.5438	0.4131
Abashiri	0.3027	0.3003	0.4068	0.5970	0.8125	0.9570	1.2555	1.3194	1.1482	0.8222	0.5576	0.4258
Nemuro	0.3540	0.3432	0.4291	0.5611	0.7083	0.8271	1.0670	1.2075	1.1226	0.8568	0.6119	0.4917
Kushiro	0.3003	0.3249	0.4424	0.5717	0.7388	0.8874	1.1354	1.2695	1.1226	0.8125	0.5611	0.4492
Hiroo	0.3352	0.3568	0.4771	0.6349	0.8174	0.9406	1.1875	1.3413	1.1612	0.8320	0.5860	0.4700
Obihiro	0.2561	0.2932	0.4324	0.6388	0.8823	1.0549	1.3340	1.4089	1.1418	0.7796	0.5172	0.3738
Asahikawa	0.2603	0.2863	0.4162	0.6233	0.9136	1.1547	1.4794	1.4794	1.1290	0.7567	0.4979	0.3652
Urakawa	0.4006	0.4131	0.4467	0.6233	0.8077	0.9793	1.2555	1.4321	1.2279	0.9084	0.6388	0.4583
Tomakomai	0.3486	0.3767	0.4880	0.6044	0.8030	0.9906	1.2765	1.4556	1.2279	0.8619	0.5824	0.4665
Muroran	0.4226	0.4357	0.4583	0.6427	0.8469	1.0312	1.3194	1.5035	1.2978	0.9570	0.6586	0.4732

湖沼水位の安定性についての研究

第15表 10年間平均の月降水量
Table 15. Monthly precipitation.

P		1955-1964 (mm/mon.)											
Month	St.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hakodate		62.3	52.2	60.2	98.2	92.3	102.9	132.0	155.9	141.2	111.9	80.8	75.0
Esashi		128.1	84.9	84.2	107.5	96.0	155.8	142.9	127.6	152.9	101.7	105.7	103.2
Mori		70.0	65.6	72.9	111.4	86.2	85.2	115.6	152.9	140.1	94.1	81.2	69.7
Suttsu		92.4	74.9	66.0	100.9	76.1	71.3	135.2	166.9	132.9	124.0	155.6	129.4
Kutchan		199.9	122.3	102.4	103.1	75.8	83.5	143.7	181.4	131.2	122.5	177.2	206.2
Otaru		126.9	90.9	87.0	83.1	56.9	65.7	99.9	159.1	133.6	105.7	115.9	131.2
Sapporo		115.9	85.1	73.7	81.9	64.3	76.9	100.8	149.7	140.8	101.0	85.7	105.7
Iwamizawa		114.8	69.3	61.0	84.7	71.9	108.9	152.1	156.3	140.6	104.0	114.3	124.3
Rumoi		125.0	94.6	69.9	72.4	72.9	81.2	146.3	159.2	149.7	128.5	130.9	138.1
Haboro		113.2	75.5	79.4	84.5	78.5	93.4	127.4	154.5	153.7	140.6	151.1	145.7
Wakkanai		114.2	60.0	72.2	74.0	83.5	92.0	144.6	125.4	146.1	126.4	122.6	127.7
Kitamiesashi		101.0	67.3	84.6	69.0	93.5	105.8	119.2	170.7	150.8	105.8	113.3	115.9
Ōmu		58.7	52.1	57.2	53.0	82.5	97.0	120.3	158.3	121.8	82.5	72.4	55.3
Monbetsu		60.5	46.0	56.1	55.1	72.5	89.7	102.0	139.4	116.1	53.8	53.2	59.6
Abashiri		69.2	37.5	64.5	50.4	71.1	82.6	80.0	118.4	93.6	79.1	51.7	64.0
Nemuro		67.3	52.0	74.2	93.7	114.6	123.7	113.0	144.5	146.0	137.7	76.2	56.2
Kushiro		58.8	59.0	71.8	97.8	118.8	136.3	106.7	171.3	148.4	125.1	61.9	50.4
Hiroo		97.6	91.7	93.7	167.1	143.0	179.0	143.6	295.2	209.9	170.9	138.8	82.1
Obihiro		44.9	49.6	48.2	68.8	93.0	98.6	105.4	164.4	127.0	95.4	61.6	43.0
Asahikawa		81.9	59.8	63.8	78.5	77.4	87.4	133.8	218.7	120.4	86.5	104.3	94.0
Urakawa		46.0	39.0	60.7	124.6	116.4	155.3	155.0	185.7	145.4	131.8	91.3	63.6
Tomakomai		44.0	44.0	60.6	101.2	108.7	140.7	186.2	210.8	149.4	106.0	73.6	47.8
Muroran		61.2	65.2	66.0	98.5	122.1	134.4	173.4	181.8	146.0	119.3	69.9	54.1

第16表 10年間平均の気象要素から計算した月蒸発量

Table 16. Monthly evaporation calculated by mean meteorological data during from 1955 to 1964.

E_0		1955-1964 (mm/mon.)										
Month St.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hakodate	2.4	3.9	30.9	84.3	114.7	106.8	108.5	106.3	86.7	56.7	29.7	3.4
Esashi	32.9	29.1	27.9	96.3	114.7	107.4	113.2	121.5	104.1	78.1	63.0	53.9
Mori	3.7	5.6	33.2	81.6	108.5	105.3	108.5	106.6	91.8	56.4	31.2	5.0
Suttsu	25.4	22.4	51.5	100.2	135.5	124.5	129.0	125.2	103.5	76.3	51.6	40.3
Kutchan	1.6	2.3	7.8	13.8	110.4	107.4	113.5	102.6	71.7	40.0	17.7	0.9
Otaru	5.3	6.7	32.2	81.3	112.8	106.2	110.7	103.5	85.8	54.3	29.7	6.8
Sapporo	-1.0	1.7	11.2	57.5	128.7	123.0	130.5	115.9	85.2	49.9	24.3	-1.1
Iwamizawa	-0.7	1.9	8.4	58.4	124.3	116.1	119.7	108.2	79.5	46.8	21.3	0.7
Rumoi	10.9	10.9	15.8	53.7	118.1	111.0	116.6	112.2	92.4	66.3	45.9	19.5
Haboro	10.5	5.9	13.0	45.9	109.7	106.5	112.5	106.6	85.5	56.7	36.6	14.0
Wakkanai	11.2	8.7	14.3	49.3	107.6	99.9	106.3	95.8	88.2	61.4	36.6	15.8
Kitamiesashi	1.0	0.9	8.4	45.5	107.6	90.3	97.7	84.3	80.4	50.2	23.7	2.4
Ōmu	0.3	0.7	7.4	63.5	111.9	93.0	101.1	82.8	78.9	58.0	23.4	0.2
Monbetsu	1.8	0.4	8.1	60.9	107.9	90.9	96.4	82.8	82.5	56.7	27.9	3.4
Abashiri	1.5	-0.5	8.4	62.5	112.8	99.9	104.8	84.9	72.3	46.5	25.8	2.2
Nemuro	2.0	2.8	8.7	54.8	91.8	81.6	86.2	81.5	76.2	59.5	38.1	6.5
Kushiro	-5.0	-0.1	8.1	53.5	93.0	83.7	89.0	84.6	73.5	50.5	26.4	-4.3
Hiroo	3.4	0.6	8.1	49.5	102.0	85.8	89.9	84.6	76.8	51.5	29.1	-6.5
Obihiro	-6.8	-3.6	4.3	63.6	106.6	95.1	97.0	83.1	69.0	41.5	19.2	-7.8
Asahikawa	-1.8	-0.8	5.0	45.5	113.2	110.7	115.9	98.3	66.9	35.0	14.4	-1.3
Urakawa	10.2	7.0	42.2	81.6	103.5	95.1	97.7	96.1	90.6	68.5	49.5	34.7
Tomakomai	-0.4	3.4	11.5	56.3	99.2	91.8	95.5	98.9	87.6	57.7	28.5	-0.1
Muroran	19.5	13.2	42.5	41.5	113.5	105.9	106.3	106.6	98.4	73.2	53.1	42.8

第 17 表 10 年間平均の年蒸発量, 年蒸発散量, 年降水量
Table 17. Yearly values of evaporation, evapotranspiration and
 precipitation averaged during from 1955 to 1964.

(mm/year)

Meteo. st.	E_0	E_g	P
Hakodate	734	477	1726
Esashi	942	612	1391
Mori	737	479	1145
Suttsu	985	641	1326
Kutchan	590	383	1649
Otaru	735	478	1256
Sapporo	726	472	1182
Iwamizawa	685	445	1302
Rumoi	773	503	1369
Haboro	703	457	1398
Wakkanai	695	452	1289
Kitamiesashi	592	385	1297
Ōmu	621	404	1011
Monbetsu	620	403	904
Abashiri	621	404	862
Nemuro	590	383	1199
Kushiro	553	359	1206
Hiroo	575	374	1813
Obihiro	561	365	1000
Asahikawa	601	391	1207
Urakawa	777	505	1315
Tomakomai	630	409	1273
Muroran	817	531	1292

18 表に各流域の平均年流出高, 平均年蒸発散量および推定した年降水量を示した。

第 13 図に, 河川流域で求められた推定年降水量の分布を図示したが, 気象協会²³⁾で, 1931~1960 年までの 30 年間の道内各地の観測雨量資料をもとに作った平均の年降水量分布図 (第 14 図) とくらべると, 流出高より推定した年降水量がやや多めになっている。これは降水量の観測地点が平地に多く, 降水量分布が全体的にやや過少に見積られていると考えられる。

23) 気象協会; 北海道の気候 (1964), 384.

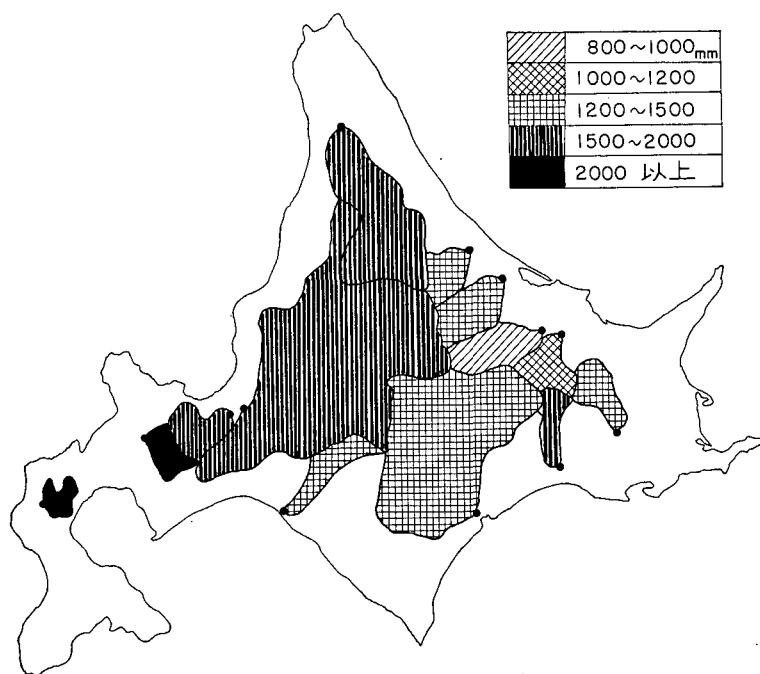
第 18 表 道内主要河川の年流出高

Table 18. Annual run-off (mm/year) of main river basins in Hokkaidō Island during from 1955 to 1964.

Basin No.		a	b	c	d	e	f
River Basin		Shiribetsu	Gosito-shibetsu	Ishikari Toyohira	Ishikari	Mu	Tokachi
Gauging Station		Kimobetsu	Imagane	Kariki	Ishikari ōhashi	Kakō	Moiwa
Drainage Area (km ²)		230.8	361.4	650.6	12697	1228	8277
Annual run-off (mm/year)	1955	1573 ⁺	—	—	1531	1072	873
	1956	1769 ⁺	2820	1219	1156	713	704
	1957	1864 ⁺	2719	1314	1417	—	669
	1958	1531	1787	1520	1197	1166	1072
	1959	1737	1943	1369	1198	822	928
	1960	1751	2151	1022	1028	803	729
	1961	2219	2464	1613	1193	803	867
	1962	—	2551	1826	1320	584	1140
	1963	1526	2071	1407	1143	1345	796
	1964	1608○	1440	1125	—	1810	693
Mean (mm/year)		1731	2216	1379	1243	1013	847
E_0 (mm/year)		383	641	472	418	409	365
Estimated Pre. (mm/year)		2114	2857	1851	1661	1422	1210

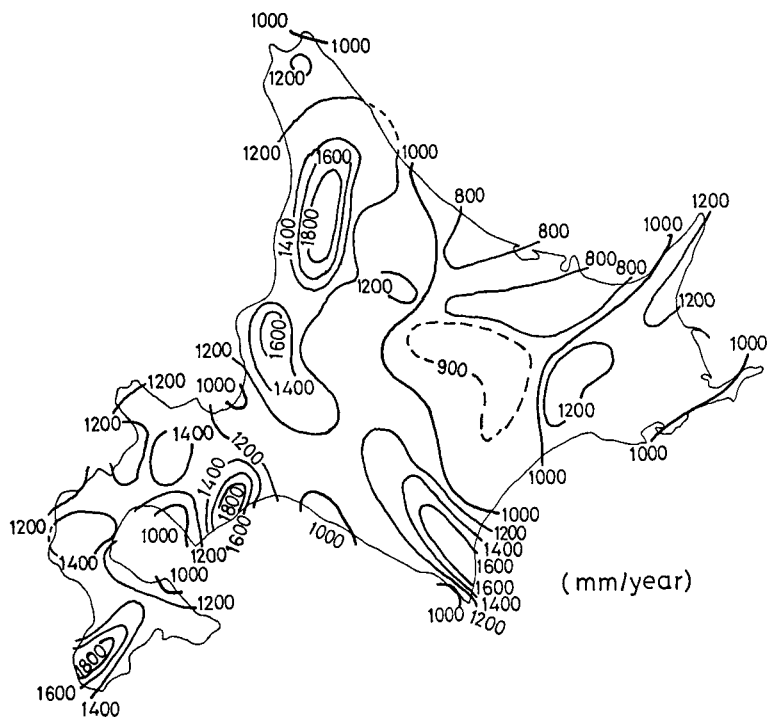
Basin No.		g	h	i	j	k	l	m
River Basin		Akan	Kushiro	Abashiri	Tokoro	Yubetsu	Shokotsu	Teshio
Gauging Station		Onnebira	Shibecha	Bihoro	Kitami	Kaisei	Kami-shokotsu	Ponpira
Drainage Area (km ²)		636.0	894.0	824.4	1394	1403	1051	4029
Annual run-off (mm/year)	1955	—	—	467	713	—	575	2321
	1956	—	583	561	489	833	888	—
	1957	1288	1020	732	555	845	1421	1409
	1958	1348	917	501	567	1239	1146	1242
	1959	1377	980	584	506	1081	793	956
	1960	1397	1141	711	667	695	792	997
	1961	1019	933	—	475	591	667	—
	1962	976	1014	685	676	1416	865	1365
	1963	937	990	730	553	702	775	1669
	1964	—	1122	528	590	639	943	2028
Mean (mm/year)		1192	967	611	579	860	887	1498
E_0 (mm/year)		359	359	404	404	403	403	417
Estimated pre. (mm/year)		1551	1326	1015	983	1267	1290	1915

+ Kuttuchan 717.3 km²○ Nakoma 140.2 km²



第13図 推定年降水量分布

Fig. 13. Distribution of mean annual precipitation estimated by annual run-off and evapotranspiration during from 1955 to 1964.



第14図 30年平均の年降水量分布(1931年~1960年)

Fig. 14. Distribution of annual precipitation averaged during from 1931 to 1960.

IV. 湖沼水位の経年的安定性

1. 一般的概要

湖沼の水位は年間を通じて季節変化し、また、経年的にも年々の降水量あるいは蒸発量の差異により多少の変動はあっても、現在、ほとんどの湖沼が年々一方的に増加あるいは減少するという傾向はなく、ある変動幅の中でほぼ安定を保っているようにみえる。このことは、第II章で述べたごとく、長年月を平均してみれば、現在では、 $(aP - bE_0)$ がどのような流出形態にしる流出し、収支が釣り合っていることになる。勿論、変動幅の大小は湖沼独自の調節機能によっている。

筆者らは、これまでに、流出河川を有するリヤウシ湖²⁴⁾、また、閉塞湖沼である俱多楽湖(カルデラ湖)^{25), 26)}、天塩砂丘沼(蓴菜沼)²⁷⁾、および半月湖(火口湖)の水収支の調査を比較的短期間ではあるが行なった。

俱多楽湖については、あとで詳述するが、リヤウシ湖は網走、砂丘沼は稚内、半月湖は倶知安とそれぞれの測候所において、第3章で求めた10年間平均の年降水量、年蒸発量によって、湖沼からの年間の流出量である $(aP - bE_0)$ を計算し、第19表に示した。

第19表 経年的湖沼水位の安定条件

Table 19. Condition of annual stability in lake-level.

		Lake Riyaushi (Abashiri)	Dune Swamp (Wakkanai)	Lake Hangetsu (Kutchan)
P	(mm/year)	862	1289	1649
E_0	(mm/year)	621	659	590
A_1	(m^2)	0.416×10^6	0.629×10^5	4.5×10^4
A_2	(m^2)	4.28×10^6	2.5×10^5	8.5×10^4
a		16.1	4.9	2.9
b		10.8	3.5	2.2
$aP - bE_0$	(mm/year)	7200	4100	3500

リヤウシ湖は網走市の中心街から西南方約6 km、網走湖と能取湖との間の低地帯に位置し、湖面の標高はほぼ2.3 mで小川によって網走湖に流出している。

第19表によると、リヤウシ湖は年間にして、湖水位で7200 mmが河川によって流出しなければならぬ。筆者らが調査した7月末はやや低水位の時期と考えられるが、湖からの流出量は、調査の期間(6日間)平均して、 $1.1 \times 10^3 (m^3/day)$ で、これは湖水位で年間970 mmにあ

24) 前掲1).

25) 中尾欣四郎・愛沢行三・大槻 栄; 俱多楽湖の水収支, 北大地球物理学研究報告, 15 (1966), 21.

26) 中尾欣四郎・大槻 栄・田上竜一・成瀬廉二; 閉塞湖からの分水界漏出 — 俱多楽湖 —, 北大地球物理学研究報告, 17 (1967), 47.

27) 前掲3).

たり、7200 mm にくらべて著しく少ないが、調査の期間中に、降雨のため 4 cm 程度水位が上昇した日には流出量が 5.0×10^3 (m³/day) と増大し、湖水位と河川流出量との関係は (8) 式のごとく、水位の変化に対応して流出量の変化も大きく、また、湖の周囲は、湖の表面積の 3 倍近い約 1.1×10^6 m² の湿原によって囲まれており、湖からの河川流出、湖水面積の変化の点からみて、湖の水位調節機能は大きく、湖岸にはリヤウシ湖形成後著しい水位変化を示す湖岸段丘は見当たらないようである。

天塩地方の砂丘沼は稚内市街の南約 25 km サロベツ原野と日本海との間の約 2~3 km の地帯にある。この地帯は海岸側に数列の直線状砂丘と内陸側に馬蹄型砂丘があり、この間に多数の沼および湿地があり、水収支の調査を行なったのもこれら内陸側にある沼の一つである。

調査によれば、砂丘沼からの流出は透水性のよい砂丘を通る自由水面地下水による流出で、湖水位として年平均 4100 mm (第 19 表) が砂丘をへだてた周りの湿地、さらに原野へと地下流出している。

羊蹄山山麓の半月湖は倶知安町の南方約 6 km のところにある閉塞湖である。湖面の標高 270 m で第 19 表によれば、年間平均 3500 mm の分水界漏出をしている。1968 年 6 月末に行なった水収支の調査²⁸⁾によれば、蒸発による水位低下を除いて漏出によるものが、1 日 9.4 mm でこれは年間湖水位にして 3400 mm になり、 $(aP - bE_0)$ とほぼ同程度であった。なお、湖面積および周りの流域面積は田中館秀三²⁹⁾の計測によった。

2. 倶多楽湖水位の経年的安定性

i) 倶多楽湖の概要

倶多楽湖は登別温泉の東方約 2 km、室蘭の北東約 26 km に位置し、平均の半径 1.2 km のほとんど円形のカルデラ湖で、周囲は標高 400~500 m の急な火口環壁により囲まれ、流出河川をもたない閉塞湖である。湖面の標高は 257 m (2 万 5 千分の 1 地形図による。) であり、湖水面積 (A_1) は 4.72 km²、湖の周りの流域は急なカルデラ壁で、斜面長は 500 m ならずであり、周りの流域面積 (A_2) は 3.48 km² で、周りからは河谷はあってもふだんは涸沢で降雨時に流水をみるにすぎない。

湖盆は田中館の測深³⁰⁾によれば、最大深度 146.5 m、平均深度 105.0 m の標式的な碗状形態をなしている。

湖の周りは第四紀の倶多楽火山噴出物で、湖の西側は倶多楽西山熔岩で東側は虎杖浜火山岩層堆積物である。また、道路の切り通しのカ所には浮石の層がみられ、汀線近くでは浮石が厚く堆積している。

28) 中尾欣四郎・大友和雄・川村政和；半月湖の水収支調査 (1968), 未発表。

29) 田中館秀三；北海道火山湖研究概報, 北海道庁 (1925), 114.

30) 前掲 29)。

堀江^{31),32)}は倶多楽湖岸に現在の湖面より約6mおよび15m上に2段の段丘のあることを指摘し、さらに、6m段丘中の埋木の年代がC¹⁴により、1,090±60年と推定され、2回にわたる湖面の低下を考えている。

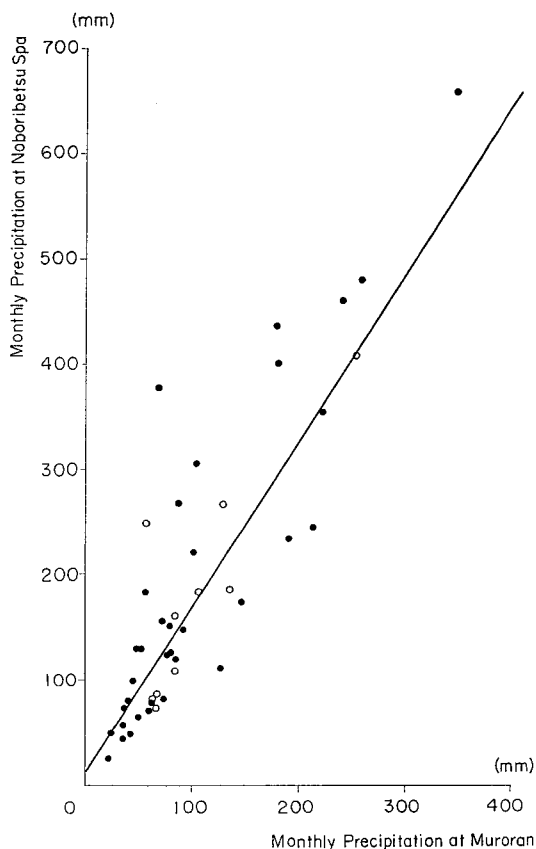
山本³³⁾は最近の気象観測値についてみると、西南日本の雨量と北海道の雨量は逆相関の傾向があり、古記録により本州では旱災数はA.D. 800年代にPeakを持っており、倶多楽湖の事実よりみて、800年代は本州とは逆に北海道では多雨期の極にあった可能性があるとして述べている。これら水位変化の痕跡としての湖岸段丘は、緒論でも述べたごとく、湖水位の調節機能の面から水文学的に評価されなければならない。

倶多楽湖における長年月の水収支に必要な降水量およびPENMANの方法による蒸発量算定の基礎となる気温、湿度、風速の月平均値および月日照時数などの気象資料を長年にわたって観測している近接した測候所は室蘭管区気象台で、1923年以来観測が継続されている。

ii) 降水量

第14図に示した北海道における30年平均の年降水量分布をみると、室蘭が1000~1200mm程度であるのにくらべて倶多楽湖周辺は1800mm以上の局地的な多雨地域にあたり、これは主に夏季(5月~10月が多雨傾向が顕著)の地形性降雨による。

倶多楽湖から約2kmで同じ多雨地域にある登別温泉の雨量記録が1962年から1964年までであり、地理的にみても倶多楽湖とほぼ等しいと考えられるので、登別温泉と室蘭との月降水



第15図 室蘭と倶多楽湖周辺の月降水量の相関

Fig. 15. Correlation between monthly Precipitation at Muroran and that in the neighbourhood of Kuttara lake, black circles are correlation between Muroran and Noboribetsu and white circles are correlation between Muroran and Kuttara lake.

31) 堀江正治; 気候変化と湖水の汀線, 科学, 27 (1957), 33.

32) 堀江正治; 日本の湖—その自然と科学—, 日経新書 (1964), 80.

33) 山本武夫; 歴史時代における日本とその周辺の降水量の長期変動に関する二、三の考察, 第4紀研究, 6 (1967), 63.

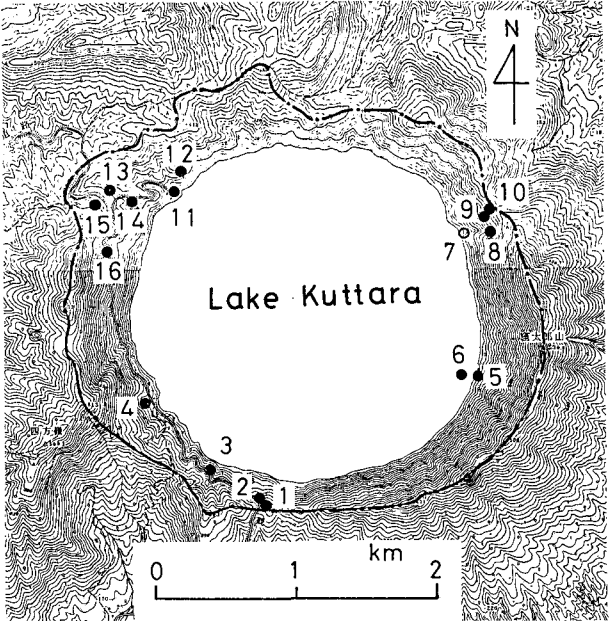
量を比較し第 15 図に黒丸印で示した。なお、倶多楽湖東南湖岸において、1968 年より 1969 年までの夏の期間に雨量を自記したので、月雨量を室蘭と比較し白丸印にて図示したが、登別温泉と室蘭との関係とよく一致している。

地理的にみても、湖畔での雨量観測によっても、登別温泉と倶多楽湖の月降水量はほぼ等しいと考えられるので、室蘭 (P_m) と倶多楽湖の月降水量 (P_k) の関係は、第 15 図によって、mm 単位で

$$P_k = 1.70 P_m + 12.6 \quad (43)$$

とした。

冬の降雪については、1968 年、



第 16 図 倶多楽湖流域の積雪調査地点

Fig. 16. Snow survey points in the watershed of kuttara lake.

第 20 表 積雪調査結果

Table 20. Results of snow survey.

St. No.	6~7 March 1968			11~12 March 1969			8~9 March 1970		
	Water equiva- lence (mm)	Regional mean (mm)	Density (g/cm ³)	Water equiva- lence (mm)	mean (mm)	Desity (g/cm ³)	Water equiva- lence (mm)	mean (mm)	Density (g/cm ³)
1	170	152	0.25	158	144	0.24	460	503	0.277
2	150		0.19						
3	120		0.20						
4	170		0.22						
5	180	161	0.43	120	141	0.19	425	478	0.308
6	95		0.25						
7									
8	105		0.16						
9	140		0.21						
10	185		0.23						
11	205	163	0.29	65	104	0.16	400	465	0.299
12	90		0.33						
13									
14	160		0.29						
15	200		0.21						
16	160		0.19						
Mean		159			130			482	

1969年および1970年の3月上旬の融雪期直前に第16図に示した地点で積雪調査を行なった。それぞれの地点での積雪水量、密度を第20表に示したが、流域の平均はおおよそ湖の北東部、北西部、南西部ごとで平均して求めた。流域平均積雪水量は1968年で159mm, 1969年130mm, 1970年は全道的に例年にくらべて雪が多く482mmであった。幾分、雪面からの融雪、昇華あるいは地温融雪が考えられるが、室蘭の前年の12月より2月までの降水量と比較してみると室蘭では、それぞれ、135mm, 163mm, 291mmであり、(43)式の推定では、1968年, 1969年の冬季についてはやや過大に見積るきらいはあるが年雨量としては大きな差は生じない。

iii) 気温・湿度

倶多楽湖の周辺で気温が登別また年によっては登別温泉で、ある期間観測されている。観測地点の標高は登別で270m, 登別温泉が280mであり、倶多楽湖の湖水面の標高が257mではほぼ等しい高度にあることからみて倶多楽湖とこれらの地点の気温をほぼ等しいと考えてよからう。従って、室蘭(標高43m)の月平均気温から倶多楽湖の月平均気温を推定するには、室蘭と登別あるいは登別温泉との関係をそのまま用いることにした。使用した月平均気温は登別が1957~1961年, 登別温泉が1962~1964年の資料³⁴⁾で、室蘭との相関では、登別および登別温泉の両地点で特に差異はなかった。

室蘭と登別あるいは登別温泉との月平均気温の関係を調べると、5月から8月までの夏の間と、その他の月とでは相互の関係に差があり、5月から8月の期間について第17図に、それ以外の月については第18図に示したが、夏の間は、海岸にある室蘭とこれより約230m高く山地部に位置する登別あるいは登別温泉の気温とでほとんど差がない。

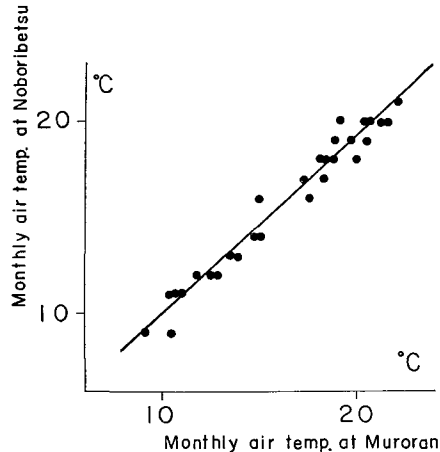
最小二乗法で求めた関係式は、室蘭の月平均気温を T_M 、倶多楽湖(登別あるいは登別温泉)の月平均気温を T_K とすると、 $^{\circ}\text{C}$ 単位で、

$$T_K = 0.93 T_M + 0.62 \quad (44)$$

であらわされる。

夏以外の月(1月~4月, 9月~12月)では、

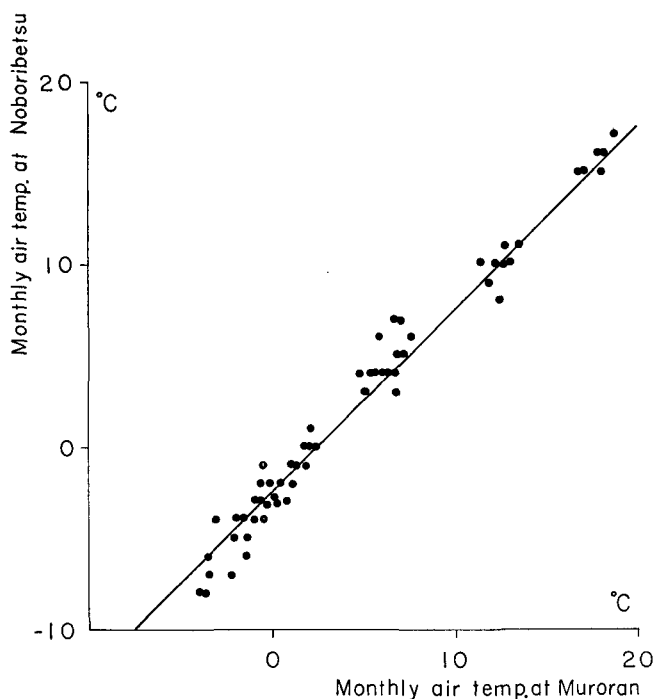
$$T_K = 1.0 T_M - 2.5 \quad (45)$$



第17図 室蘭と倶多楽湖周辺の登別温泉および登別との月平均気温の相関(5月~8月)

Fig. 17. Correlation of monthly air temperature at Muroran and at Noboribetsu spa or Noboribetsu during May~August.

34) 北海道気象協会; 北海道の気象(1957-1965).



第 18 図 室蘭と倶多楽湖周辺の登別温泉および登別の月平均気温の相関 (1月~4月, 9月~12月)

Fig. 18. Correlation of monthly air temperature at Muroran and at Noboribetsu spa or Noboribetsu during January~April, September~December.

で、高度上昇に伴う気温の減率は普通よりやや大きく、 $1.1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ となっている。

このような季節的な差異は太平洋岸にある室蘭の気温が海流により特に影響をうけているためと考えられる。

湿度については、近藤・渡部³⁵⁾は経験則として、 100 m で相対湿度が 0.8% 増加するとしているが、室蘭と倶多楽湖の高度差は 210 m 程で、補正するまでもなく、室蘭の湿度をそのまま用いた。

iv) 可能日射量・可能日照時数

倶多楽湖の緯度は室蘭にくらべて1分程度の差しがなく、前章で計算した室蘭の可能日射量および可能日照時数を用いた。

また、 R_A , N の計算に必要な太陽の視赤緯および地球の動径は経年的な変化はごくわずかで、1960年と1970年³⁶⁾との毎日の値を計算し、月平均可能日射量および月可能日照時数の各月の値を第21表に示したが、ほとんど差がなく、蒸発量算定に用いた1923年より1968年まで

35) 近藤純正・渡部 勲; 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 (1969), 81.

36) 海上保安庁; 昭和45年天体位置表 (1970), 11.

第 21 表 室蘭における R_A および N の 1960 年と 1970 年との値の比較Table 21. Comparison of R_A or N values for 1960 and 1970 at Muroran meteorological station.

Year \ Month		1	2	3	4	5	6
R_A (cal./day·cm ²)	1960	329.1	457.0	628.6	808.2	934.4	987.3
	1970	330.7	457.2	628.3	806.1	933.3	987.4
N (hr)	1960	288.2	290.2	365.3	396.1	446.6	451.1
	1970	288.7	290.9	364.4	395.5	446.2	450.7

Year \ Month		7	8	9	10	11	12
R_A (cal./day·cm ²)	1960	959.1	854.8	692.9	518.6	366.7	294.8
	1970	960.1	856.3	693.4	521.0	368.3	295.0
N (hr)	1960	456.9	424.8	370.5	338.7	289.8	278.2
	1970	457.3	425.4	371.2	339.3	290.2	278.5

の 40 数年間でも R_A , N の値はほぼ一定と考えられ, 全期間に 1960 年の値を用いた。

v) 蒸発量・蒸発散量

湖面からの蒸発量を求める方法としては, 空気力学的な方法^{37), 38)} があるが, 風速, 気温, 湿度の垂直的な観測値が必要であり, 俱多楽湖からの長年にわたる蒸発量の算定には室蘭の気象資料をもとにして, PENMAN の方法で求めた。この方法はもともと陸地からの蒸発散量を算定する基になる値を出すため提案されたもので, 熱貯溜を無視できる浅い水面からの蒸発に対応するものである。

深い湖で年単位より短い期間の蒸発量を算定するには, 近藤・渡部³⁹⁾ も指摘している様に, 熱貯溜を考慮する必要がある。俱多楽湖において, PENMAN の式で, 湖の熱貯溜を入れて計算した月蒸発量と (35) 式で求めた月蒸発量とを比較した。

1969 年 3 月から 1970 年 3 月まで 7 回にわたり, ほぼ湖心において水温の垂直分布をサーミスター温度計によって測定した。その結果は第 22 表に示した。

各測定時での湖に貯溜された単位面積当たりの熱量 S_h は, 0°C を基準にして,

$$S_h = \rho \cdot c \sum_{n=1}^n \theta_n (RT)_n \quad (46)$$

で, ρ は密度, c は比熱, θ_n は各層の平均水温で, RT は reduced thickness と呼ばれ, 或る深度間隔で輪切りにした層の容積を表面積で除した値で, いいかえれば湖水表面積に引き直し

37) G. YAMAMOTO and J. KONDO; Evaporation from Lake Towada, J. Met. Soc. Japan, **42** (1964), 85.

38) 山本義一・近藤純正; 野尻湖の蒸発 (完結報), 東北電力 (1967).

39) 前掲 35).

第 22 表 倶多楽湖における水温の垂直分布

Table 22. Vertical distribution of water temperature in Kuttara lake.

Depth (m)	1969							(°C) 1970
	13. Mar.	23. May	29. June	11. Aug.	1. Sept.	30. Oct.	5. Dec.	8. Mar.
0	0	5.1	15.2	21.7	20.3	11.2	6.0	0
1	1.3	5.1	15.1	21.4	20.3	11.2	6.0	0.5
2	1.4	5.1	15.1	21.3	20.3	11.3	6.0	1.0
3	1.4	5.1	15.1	21.3	20.2	11.3	6.0	1.1
4	1.5	5.0	15.1	21.2	20.1	11.3	6.0	1.1
5	1.5	5.0	15.1	20.8	20.1	11.2	6.0	1.1
6			15.1	19.4	20.1		6.0	1.1
7			15.1	16.2	20.1	11.2	6.0	1.2
8			7.7	13.9	20.0		6.0	1.2
9			7.3	12.1	15.6		6.0	1.2
10	1.7	4.9	7.1	11.0	13.3	11.2	6.0	1.2
20	2.1	4.7	6.1	7.1	7.7	8.5	6.0	1.9
30	2.2	4.6		5.6	5.7	6.3	6.0	2.6
40	2.3	4.4		4.9	4.8	5.1	6.0	3.0
50	2.5	4.2		4.5	4.5	4.7	5.3	3.2
60	2.8	4.2		4.3		4.3	4.8	3.3
70	3.0	4.1		4.1		4.1	4.4	3.4
80	3.2	4.1		4.0		4.1	4.2	3.4
90	3.3	4.0		3.9			4.0	3.6
100	3.4	4.0		4.0		4.1	3.9	3.7
110	3.4	3.9						3.7
120	3.4	3.9						3.7
130	3.4	3.8						3.7
140	3.5							3.7

た厚さで、ここでは求和は深度間隔 20 m ごとにおこなった。 n は 20 m ごとの層の番号である。なお、湖全体の総熱量は S_n に湖の表面積を乗じれば得られる。

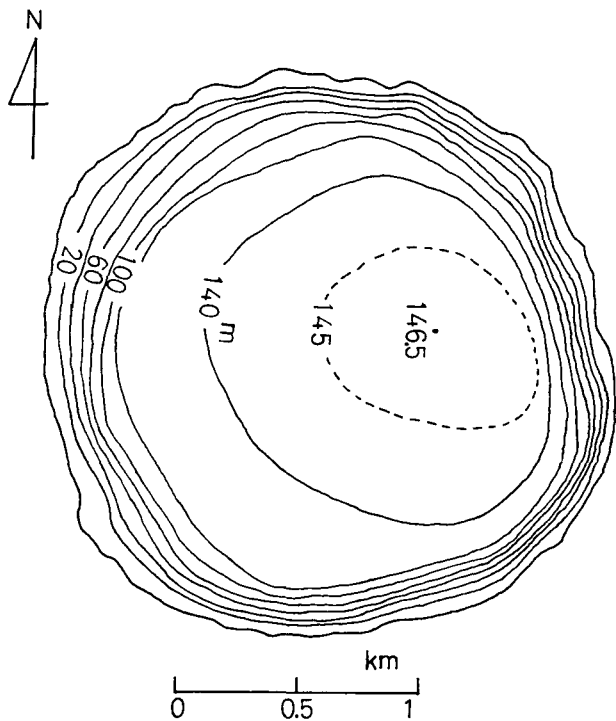
RT の計算は田中館による深度図⁴⁰⁾ によった。第 19 図に深度図を、また、 RT の計算結果を第 23 表に示した。

(46) 式で 1969 年から 7 回の水温測定時における貯熱量を計算し、第 24 表に示したが、表中、 ΔS_n は前回の水温測定時からの貯熱量の変化を示しており、(+) は前回に較べ貯熱量の増加、(-) は減少を意味する。

PENMAN の蒸発量を求める式 (35 式) で、貯熱量の変化を考慮すると、

$$E_0 = \{0.417\Delta(H_e - \Delta S_{he}) + \gamma E_a\} / (0.417\Delta + \gamma) \quad (47)$$

40) 前掲 29).



第19図 倶多楽湖の深度図

Fig. 19. Contour map of depth in Kuttara lake.

第23表 倶多楽湖におけるRTの計算

Table 23. Calculation of reduced thickness (RT) in Kuttara lake.

Depth (m)	Area in depth contour (m ²)	Depth interval (m)	Volume (m ³)	RT (m)
0	4.72×10 ⁶	0— 20	900×10 ⁵	19.1
20	4.28	20— 40	842	17.8
40	4.13	40— 60	800	16.9
60	3.87	60— 80	744	15.8
80	3.57	80—100	684	14.5
100	3.27	100—120	618	13.1
120	2.91	120—140	464	9.83
140	1.72	140—147	60	1.27
Sum				108.3

となる。ただし、 $4S_{ne}$ は各月の日平均貯熱量変化を蒸発量単位であらわした。

$4S_{ne}$ を求めるには、水温を測定した期間ごとで日平均値を出し、各月の値としたが、2月、3月は倶多楽湖では結氷しており、氷上の雪による被覆によって、湖水と大気の熱交換が少ないと考え、近似的に熱貯溜の変化を0とした。また、4月の融雪は(41)および(42)式で計算す

第 24 表 倶多楽湖における貯熱量の計算

Table 24. Calculation of heat capacity in Kuttara lake.

Date		13. Mar. 1969		23. May		11. Aug.		1. Sept.	
Depth interval (m)	RT (m)	θ (°C)	θ (RT) (g·cal/cm ²)	θ (°C)	θ (RT) (g·cal/cm ²)	θ (°C)	θ (RT) (g·cal/cm ²)	θ (°C)	θ (RT) (g·cal/cm ²)
0—20	19.1	1.7	33×10 ²	4.9	94×10 ²	13.7	262×10 ²	14.9	285×10 ²
20—40	17.8	2.2	39	4.6	82	5.8	103	6.0	107
40—60	16.9	2.5	42	4.3	73	4.5	76	(4.5)	76
60—80	15.8	3.0	47	4.1	65	4.1	65	(4.1)	65
80—100	14.5	3.3	48	4.0	58	4.0	58	(4.0)	58
100—120	13.1	3.4	45	3.9	51	(3.9)	51	(3.9)	51
120—140	9.8	3.4	33	(3.8)	37	(3.8)	37	(3.8)	37
140—147	1.3	3.5	4.6	(3.8)	5	(3.8)	5	(3.8)	5
Sum	108.3		292		465		657		684
$\Delta(\sum\theta(RT))$					173		192		27

Date		30. Oct. 1969		5. Dec.		8. Mar. 1970	
Depth interval (m)	RT (m)	θ (°C)	θ (RT) (g·cal/cm ²)	θ (°C)	θ (RT) (g·cal/cm ²)	θ (°C)	θ (RT) (g·cal/cm ²)
0—20	19.1	10.5	201×10 ²	6.0	115×10 ²	1.3	248×10 ²
20—40	17.8	6.6	117	6.0	107	2.5	44.5
40—60	16.9	4.7	79	5.4	91	3.2	54.1
60—80	15.8	4.2	66	4.5	71	3.4	53.7
80—100	14.5	4.1	59	4.0	58	3.6	52.2
100—120	13.1	(4.0)	52	(3.9)	51	3.7	48.5
120—140	9.8	(4.0)	39	(3.9)	38	3.7	36.3
140—147	1.3	(4.0)	5	(3.9)	5	3.8	4.9
Sum	108.3		618		536		319
$\Delta(\sum\theta(RT))$			-66		-82		-217

第 25 表 倶多楽湖における熱貯溜を考慮した蒸発量の計算

Table 25. Calculation of monthly evaporation considered change of heat capacity in Kuttara lake.

Mon.	1969. 3	4	5	6	7	8
H_0 (cal/cm ² ·day)	-35	122 (197)	254	261	264	220
ΔS_h (cal/cm ² ·day)	0	0 (468)	468	243	243	129
E_0 (mm/mon.)	21.2	39.8	107.3	99.9	109.1	96.7
E'_0 (mm/mon.)	21.2	-10.2	-28.5	26.1	25.7	48.7

Mon.	1969. 9	10	11	12	1970. 1	2
H_0 (cal/cm ² ·day)	178	84	16	7 (-44)	13 (-46)	-40
ΔS_h (cal/cm ² ·day)	-112	-112	-228	-381	-381	0
E_0 (mm/mon.)	93.3	65.4	42.3	28.5	13.6	16.8
E'_0 (mm/mon.)	127.5	97.3	94.8	96.1	91.5	16.8

ると、1969年は4月16日に終わるが、湖水の解氷もこの期日とし、4月については、この日までを熱貯溜の変化を0とした。なお、 H_0 の計算に用いた反射係数は、PENMANに従えば月平均気温が 0°C 以下になる12月から3月まで、雪面の反射係数 $r=0.63$ を用いているが、12月と1月は結氷しておらず、ここでは、水面の値 $r=0.05$ を12月と1月に対して用いた。

第25表に1969年3月から1年間の各月について、 H_0 および ΔS_h 、PENMANの方法で求め

第26表 倶多楽湖における月蒸発量

Table 26. Monthly evaporation estimated by PENMAN's method in Kuttara lake.

E_0		(mm/mon.)											
mon. year	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1923	8	0	9	—	100	87	109	114	78	58	39	12	
24	7	10	9	31	103	98	149	130	93	65	40	19	
25	12	7	12	31	94	105	113	91	73	54	31	8	
26	9	4	8	28	95	98	104	105	72	47	27	4	
27	2	3	7	32	92	112	102	103	76	53	29	14	
28	8	9	15	24	96	86	98	111	70	51	33	9	
29	8	6	8	21	78	81	112	110	77	54	28	8	
1930	12	5	7	19	99	103	95	98	78	53	29	7	
31	7	4	11	24	83	66	85	105	74	47	26	12	
32	7	5	9	31	95	84	92	83	67	54	29	9	
33	7	3	8	24	102	109	105	98	78	52	28	3	
34	2	2	8	23	87	100	101	109	73	50	27	6	
35	6	3	9	21	98	91	102	87	71	49	32	8	
36	7	1	6	16	80	105	87	99	73	51	29	5	
37	7	7	12	26	87	115	94	110	81	49	27	7	
38	3	4	5	21	92	104	86	87	84	49	25	9	
39	6	4	6	7	84	88	114	97	75	49	29	10	
1940	2	2	7	26	94	86	87	93	73	49	29	13	
41	8	9	13	24	102	115	87	74	79	48	26	9	
42	5	7	9	30	103	98	109	98	74	55	29	6	
43	3	4	3	41	80	111	105	115	80	49	29	12	
44	8	5	7	26	105	98	108	121	80	51	32	10	
45	3	3	7	25	73	83	82	92	80	47	30	10	
46	5	4	11	21	77	107	111	112	85	50	25	4	
47	5	1	8	25	109	86	110	100	75	46	26	7	
48	3	2	7	21	101	84	101	112	74	47	27	6	
49	10	8	11	17	100	92	100	101	84	59	27	14	
1950	8	2	7	28	102	87	114	120	74	47	26	8	
51	5	5	6	19	108	105	115	112	79	45	28	—1	
52	15	14	11	34	124	109	106	102	85	67	42	20	
53	14	16	16	21	105	91	96	122	87	66	40	19	
54	9	9	10	32	112	88	88	87	81	68	44	21	
55	18	15	16	27	86	113	135	114	93	68	49	29	
56	19	16	12	45	138	104	76	102	95	73	51	21	
57	13	11	14	50	120	98	95	87	92	69	50	23	
58	18	11	25	28	120	116	109	113	85	69	47	30	
59	22	16	14	39	114	76	104	112	86	71	51	25	
1960	20	13	17	46	95	101	123	124	101	66	50	27	
61	19	11	12	50	113	113	107	109	89	76	45	15	
62	11	8	17	51	115	124	103	104	83	68	42	21	
63	12	3	11	38	150	100	97	100	98	58	47	22	
64	14	10	11	37	106	103	99	78	91	61	41	14	
65	12	18	16	42	108	106	99	98	88	65	46	17	
66	19	18	23	16	122	101	98	84	90	58	48	20	
67	19	13	13	52	104	113	116	110	71	72	44	17	
68	15	5	12	41	85	99	109	92	81	62	39	36	

た月蒸発量 E_0 と熱貯溜変化の量を補正し (47 式) で求めた月蒸発量 E'_0 を示した。なお, 表中, 12 月, 1 月の括弧内の値は $r = 0.63$ のときの H_0 で, E_0 の計算には PENMAN に従いこの値を用いた。これによると, 倶多楽湖の様に平均の深度が 105 m もある深い湖では, 十和田湖, Superior 湖⁴¹⁾ などの例と同様に, 月蒸発量は季節的に大きくずれて, 気温の低い秋から冬にかけてむしろ蒸発量が多い。

年蒸発量は $E_0 = 734$ mm, $E'_0 = 607$ mm で, この 1 年間については, ΔS_h は無視できず (+) で, E_0 が E'_0 にくらべてやや多くなっているが, 長年月について平均的にみれば, ΔS_h は無視できる。

第 26 表に, 1923 年より 1968 年まで PENMAN の方法に従って計算した月蒸発量を示した。流域からの蒸発散量の算定には, この蒸発量に第 III 章で求めた $f = 0.65$ を乗じて求めた。

vi) 倶多楽湖における経年的な水収支

倶多楽湖の経年的な水収支を調べるために, 室蘭測候所開設以来の 1923 年から 1968 年ま

第 27 表 倶多楽湖における 45 年間の水収支
Table 27. Water budget of lake Kuttara during forty-five years.

(mm/year)

year	E_0	P	$ap - bE_0$	Δh	yeay	E_0	P	$ap - bE_0$	Δh
1924	746	1757	1953	-803	1947	596	2563	3578	822
25	640	1647	1919	-837	48	584	1941	2513	-243
26	604	2442	3355	599	49	614	2143	2820	64
27	613	2278	3057	301	50	629	2138	2789	33
28	612	1896	2393	-363	1951	634	2049	2627	-129
29	591	1671	2033	-723	52	706	1833	2144	-612
30	606	1970	2531	-225	53	692	2143	2705	-51
1931	538	2477	3514	758	54	647	2072	2647	-109
32	567	2477	3466	710	55	755	2756	3678	922
33	622	2008	2573	-183	56	757	2269	2828	72
34	584	1957	2541	-215	57	720	2310	2953	197
35	574	2160	2908	152	58	762	2621	3433	677
36	560	2585	3669	613	59	734	2127	2615	-141
37	620	1748	2124	-632	60	783	2032	2377	-379
38	566	1714	2144	-612	1961	770	2355	2958	202
39	567	2399	3335	579	62	741	2337	2969	213
40	557	1938	2548	-208	63	733	2180	2708	-48
1941	598	2176	2901	145	64	672	2435	3241	485
42	626	2146	2808	52	65	711	2250	2863	107
43	623	1864	2321	-435	66	693	2753	3764	1008
44	652	1702	1996	-760	67	747	1777	1986	-770
45	534	2319	3245	489	68	659	1984	2477	-279
46	617	1679	2008	-748	Mean	648	2135	2756	

41) 近藤純正; 蒸発についての問題点, 海と空, 45 (1969), 49.

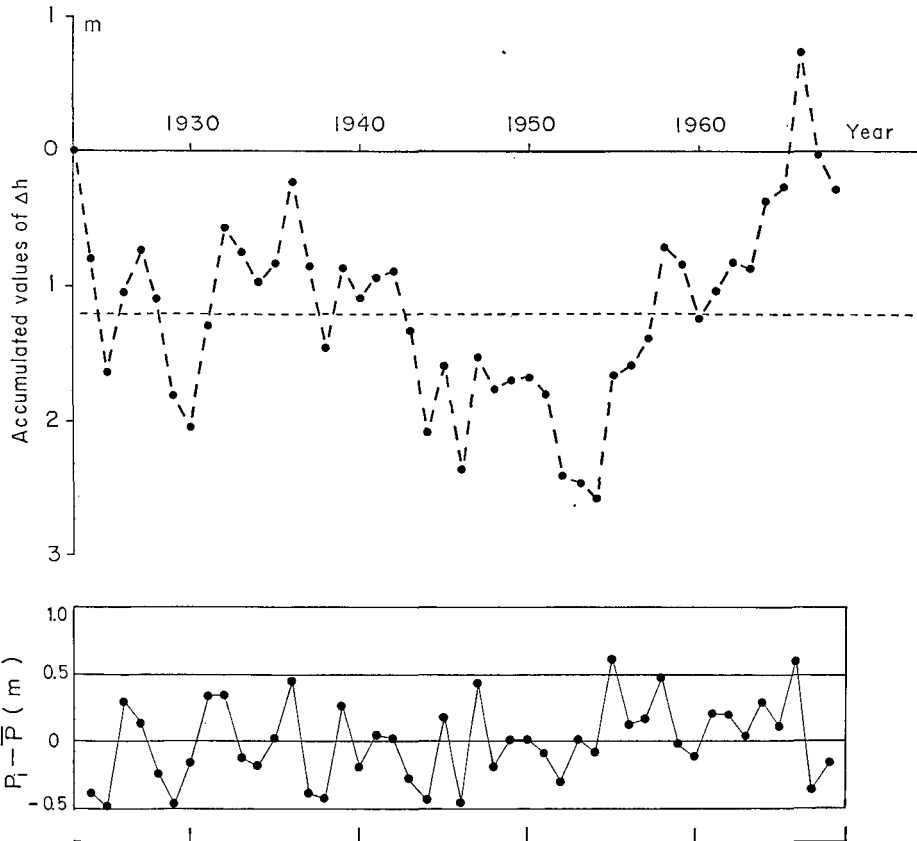
での 46 年間の各年ごとに、倶多楽湖における降水量、蒸発量を室蘭の気象資料をもとにして求めた。水年の区切りは、ほぼ、根雪になるのが 12 月であり、12 月になるといずれの年も月平均気温が 0°C 以下になることからみて、12 月とした。

第 27 表に、12 月を水年の区切りにした各年の E_0 および P の値を示した。

第 2 章で述べたごとく、長期間の収支では地下水貯溜の変化は無視でき、閉塞湖である倶多楽湖は、(4) 式で $Q_{Ro}=0$ であり、湖からの地下水流出量 (分水界漏出量) は、

$$Q_{60} \cdot \Delta t / A_1 = aP - bE_0 - \Delta h \quad (48)$$

となる。倶多楽湖については、 $A_1=4.72 \text{ km}^2$ 、 $A_2=3.48 \text{ km}^2$ で $f=0.65$ を用いると、 $a=1.74$ 、 $b=1.48$ で、各年について、 $(aP - bE_0)$ を計算し第 27 表に示したが、45 年間の $(aP - bE_0)$ の累計は $124 \times 10^3 \text{ mm}$ であり、若し、この期間の始めと終わりで数 m の水位変化 (Δh) があったとしても、 $\Delta h=0$ と考えて、45 年間の収支から分水界漏出量 $Q_{60} \cdot \Delta t / A_1$ を求めたときの誤差は数 % にすぎない。 $\Delta h=0$ とし、(43) 式から求めた 45 年間平均した分水界漏出量は、年間湖水位に



第 20 図 倶多楽湖で分水界漏出量が変わらないと仮定して求めた湖水位変化

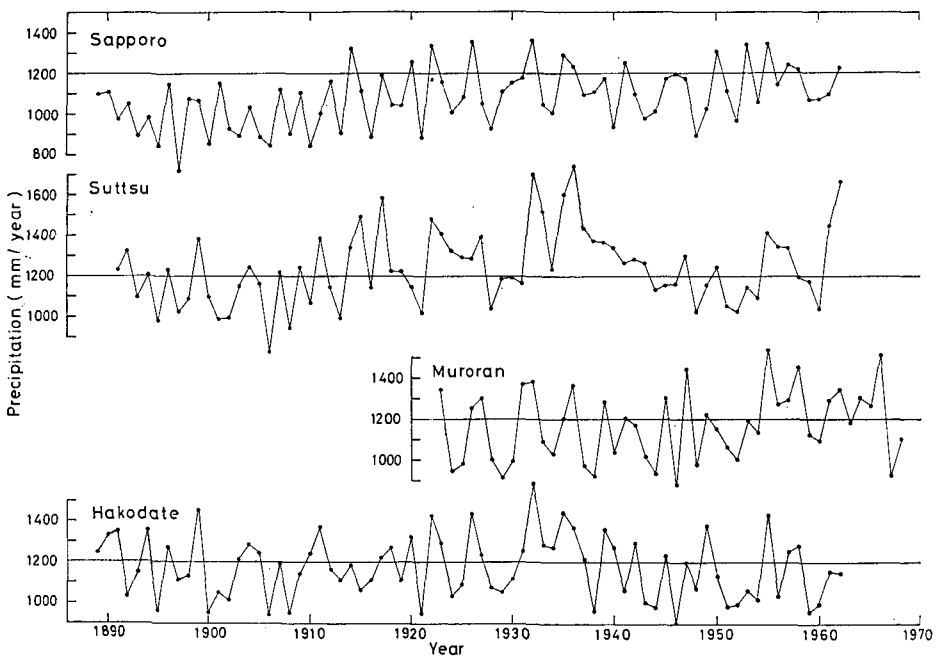
Fig. 20. Annual change of water-level in Kuttara lake as assume constant leakage.

して 2760 mm であった。

いま、分水界漏出量が湖水位のちがいによって変化がなく、また、年間で地下水貯溜量の変化高が無視できると考えると、毎年の $(aP - bE_0) - 2760$ mm が湖水位の年間の変化 Δh となる。

第 20 図に Δh の累加を示したが、この変化図は 1923 年 12 月の水位を基準にし、かりに、倶多楽湖の水位調節機能がないとしたときの年単位の大まかな湖水位の経年変化を示している。

年蒸発量の 45 年間での変動幅は、平均偏差 $(E_{0t} - \bar{E}_0) = 62$ mm であったが、年降水量の変動はこれに比べてはるかに大きく、平均偏差は $(P_t - \bar{P}) = 243$ mm である。従って、湖水位の経年変化には主として降水量の変動が影響する。第 20 図に、45 年間の平均年降水量からのずれを示したが、1940 年代から 1950 年代の中頃までは比較的寡雨の傾向にあり、推定した湖水位も低水位となっている。北海道西部における札幌、寿都、室蘭、函館の年降水量を測候所開設以来第 21 図に示したが、1910 年代の中頃から 1940 年頃までの多雨傾向にくらべ、それ以後やや寡雨の傾向が一般的にみられる。



第 21 図 年降水量の経年変化
Fig. 21. Annual change of precipitation.

vii) 倶多楽湖からの分水界漏出量と水位調節機能の検討

45 年間の水収支の解析から求められた分水界漏出量をを、これまでの調査の結果から検討するとともに、分水界漏出量が湖水位の違いによって変化するかどうかを考察する。

倶多楽湖について、1964 年以来短期間の水収支の調査を行なった。水収支の式は、収支の期間が短期間であるので、収支の領域を湖沼にかぎって考え、(1) 式によった。(1) 式で、湖は流

入する河川も流出する河川もないので, $Q_{RI}, Q_{RO}=0$, また, 降雨のない期間をえらべば,

$$(Q_{GO}-Q_{GI}) \cdot \Delta t / A_1 = -\Delta h - E_0 \quad (49)$$

となる。

短期間の水収支で, 湖面蒸発は U. S. Geological Survey type の Floating Pan (蒸発面は 1 m 四方, 深さ 50 cm) で測定した。蒸発計によって測定された蒸発量から広い水面での蒸発量を求める補正係数は, 長さ 25 m, 幅 10 m のプールに Floating Pan を浮べ, プールからの蒸発と比較して 0.80 を得た⁴²⁾。

蒸発計からの蒸発と湖沼などの広い水面からの蒸発との差異については種々の研究⁴³⁾があるが, Floating Pan の補正係数については, C. ROHWER⁴⁴⁾が Colorado Fort Collins での 3 年間の蒸発記録から求めた 4 月から 11 月迄の平均値が 0.77 で, 筆者らが求めた 0.80 とほぼ等しい。

湖水位の測定は直径 0.5 cm, 長さ 3 m のビニールパイプで湖と連絡した直径 14.8 cm の塩化ビニール円筒内で, ダイヤルゲージを用いた電気式水面計⁴⁵⁾で 3/100 mm の精度で測定した。このように細いパイプによって湖水とつながっている円筒内の水位は, 湖水位の変化に follow するためには時間的遅れが生じ, 短周期の静振, 風波などの水位変動は damping され平均的な水位を示す。

1964 年 7 月 18 日から 8 月 2 日までの調査で, $(Q_{GO}-Q_{GI})/A_1$ として, 平均すれば 5.2 (mm/day) を得た。また, 1965 年 3 月 6 日より 8 日までの結氷時における水位低下から, $(Q_{GO}-Q_{GI})/A_1=5.2$ (mm/day) を得た。なお, この時期には, 倶多楽湖は湖の全面にわたって, 約 40 cm の氷厚で完全に結氷していた。

1964 年の調査では長周期 (約 3 時間周期) の湖面振動⁴⁶⁾が水位測定の誤差になり, 毎日の収支の平均は 5.2 (mm/day) であったが, 平均値のまわりはかなりばらつき, 平均偏差は 0.6 (mm/day) であった。

そこで, 1965 年 8 月 7 日から 8 月 12 日までの水収支の調査では, 湖面振動の nodal line をへだてた 2 地点で水位の測定を行ない, 両地点の水位変化を平均して水位低下高を求め, 収支の結果, $(Q_{GO}-Q_{GI})/A_1=6.1$ (mm/day) を得た⁴⁷⁾。

以上の水収支の結果を第 28 表にまとめて示した。1964 年, 1965 年での 3 回の水収支調査の結果を平均すれば, $(Q_{GO}-Q_{GI})/A_1=2000$ (mm/year) となり, 45 年間の水収支から求めた,

42) 前掲 26)。

43) G. H. HICKOX; Evaporation from a Free Water Surface, Trans. A.S.C.E., **111** (1946), 1.

44) C. ROHWER; Evaporation from Different Types of Pan, Trans. A.S.C.E., **99** (1934), 673.

45) 前掲 1)。

46) 中尾欣四郎・三宅秀男・大槻 栄・小泊重能・大友和雄・川村政和; 倶多楽湖における湖面の長周期振動,

北大地球物理学研究報告, **21** (1969), 13.

47) 前掲 26)。

第 28 表 倶多楽湖における短期間の水収支
Table 28. Water budget of short period in Kuttara lake.

収 支 期 間 (Period)	$(Q_{G0}-Q_{Gr}) \Delta t/A_1$ (mm)	
	$\Delta t=1 \text{ day}$	$\Delta t=1 \text{ year}$
1964 年 7 月 18 日～8 月 2 日	5.2	1900
1965 年 3 月 6 日～3 月 8 日	5.2	1900
1965 年 8 月 7 日～8 月 12 日	6.1	2200
mean		2000

$Q_{G0}/A_1=2760$ (mm/year) を与えると, $Q_{Gr}/A_1=760$ (mm/year) となる。次にこの値を検討してみる。

倶多楽湖の周りの流域について, 流域の表面貯溜および地下水貯溜を無視して水収支を考えると,

$$P(1-r_f)-fE_0=Q_{Gr} \cdot \Delta t/A_2 \quad (50)$$

となる。 r_f は周りの流域から湖への表面流出率であり, r_f を観測から求めるには, 降雨直後の水位上昇 (Δh) を測り, この間の蒸発を無視すれば,

$$r_f = \{ \Delta h + (Q_{G0} - Q_{Gr}) \cdot \Delta t / A_1 - P \} / (A_2 / A_1) P \quad (51)$$

である。

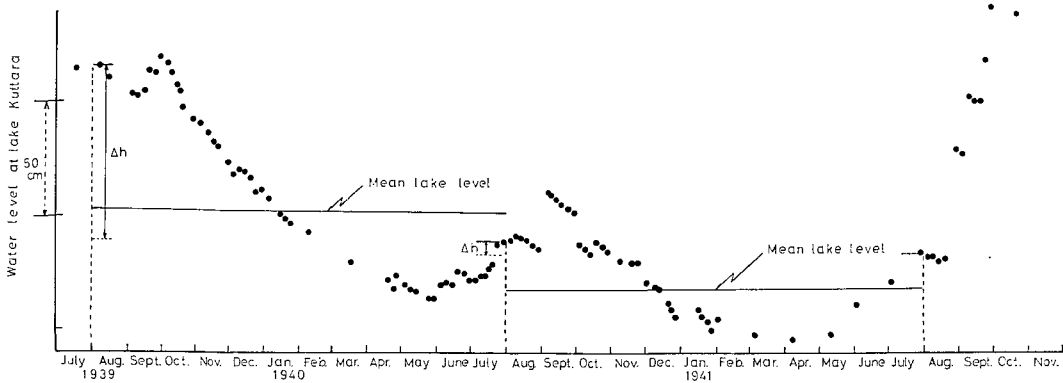
1964 年の調査期間中, 2 度の降雨があり, それぞれ, r_f を求めた。

7 月 23 日の降雨については, $P=12.5$ mm, $\Delta h=11.42$ mm, $\Delta t=18$ hr であり, 7 月 31 日の降雨では, $P=32.0$ mm, $\Delta h=35.5$ mm, $\Delta t=7.5$ hr で, また, 水収支の結果, 調査期間で平均すると, $(Q_{G0}-Q_{Gr})/A_1=5.2$ (mm/day) で, (51) 式から r_f を求めると, $r_f=0.33$ および 0.25 が求められた。

r_f の平均 0.29 を用い, 45 年間の平均年降水量 $P=2135$ mm, 平均年蒸発量 $E_0=648$ mm で, (50) で年間の地下水流入量を求めると, 年間で, $Q_{Gr}/A_2=1100$ (mm/year), 湖水位としては, $Q_{Gr}/A_1=810$ (mm/year) となる。この値と先に求めた $Q_{Gr}/A_1=760$ (mm/year) とがほぼ等しいことからみて, 45 年間の水収支の結果求められた分水界漏出量 $Q_{G0}/A_1=2760$ (mm/year) は, これまでの短期間の水収支の結果からみてもほぼ妥当な値と考えられる。

また, 1968 年 12 月より 1969 年 12 月までの 1 年間についての水収支をみると, 実測から, $\Delta h=-427$ mm で, 降水量は 1969 年 5 月 24 日から 11 月 30 日までの値については, 湖岸で自記した実測値を用い, 他の期間については室蘭の降水量から (43) 式によって推定した値である。年間の降水量は 2009 mm, 蒸発量は 750 mm で, これから, (48) 式によって計算し, $Q_{G0}/A_1=2810$ (mm/year) で, この値は 45 年間の収支から求めた値とほぼ等しい。

これまでの水収支の調査, 解析からみて, 湖からの分水界漏出量は湖水位にして 2800 (mm/year) 程度であるが, 次に, 分水界漏水量が湖水位の差によって, 変化するかどうかを検



第 22 図 俱多楽湖の水位変化 (July. 1939~Oct. 1941) (石川俊夫の水位資料による。)

Fig. 22. Change of water-level in Kuttara lake during July. 1939~Oct. 1941.

討する。

1939 年 7 月から 1941 年 10 月までの俱多楽湖における湖水位が、ほぼ 5 日間隔で石川⁽⁴⁸⁾によって測られている。第 22 図に湖水位の変化を図示したが、量水標の 0 点は任意に定めた基準高である。

この水位の観測がなされているほぼ 2 年間について、1 カ月ずつずらした 1 年間のそれぞれの収支期間について、(48) 式から、 Q_{60}/A_1 を求め第 29 表に示した。ただし、年収支期間での表面貯溜の変化高が 0 でない期間と 1941 年 8 月からの水位の急激な上昇の月が収支期間の終わりになる 1 年期間は除いた。

第 29 表に示したそれぞれの収支期間での平均の水位と分水界漏出量 Q_{60}/A_1 を第 23 図に示したが、年収支では、収支期間での地下水貯溜量の変化高あるいは熱貯溜量の変化量を考慮

第 29 表 1939 年から 1941 年までの間の年収支

Table 29. Annual water budget in Kuttara lake.

$\Delta t = 1 \text{ year}$		(mm)					
Period	P	E_0	aP	bE_0	Δh	$\bar{h}$	$Q_{60} \cdot \Delta t / A_1$
1939. 8~1940. 7	1798	564	3129	835	-770	-470	3060
. 9~ . 8	1817	560	3162	829	-670	-480	3003
. 10~ . 9	1827	558	3179	826	-690	-540	3043
. 11~ . 10	1910	558	3323	826	-580	-590	3077
. 12~ . 11	1938	557	3372	824	-500	-640	3048
1940. 5~1941. 4	2001	578	3482	855	-250	-810	2877
. 6~ . 5	2135	585	3715	866	- 50	-820	2900
. 7~ . 6	2096	615	3647	910	- 20	-820	2757
. 8~ . 7	2065	632	3593	935	- 60	-820	2710

(48) 石川俊夫；登別温泉の地質学的研究，温泉科学，16 (1966)，29.

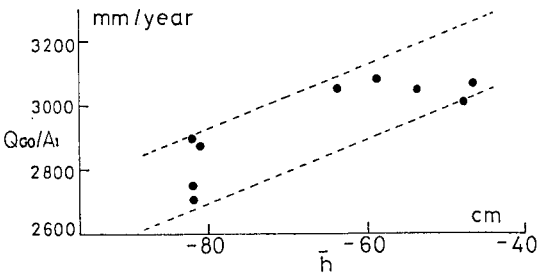
しない年蒸発量算定の誤差などが考えられ、点のばらつきがあるが、湖水位の上昇に伴い、分水界漏出量が増加するという傾向にある。

倶多楽湖からの分水界漏出は被圧地地下水流出であり、この場合の湖水位と地下水流出量との関係は (19) 式に示した直線関係にある。

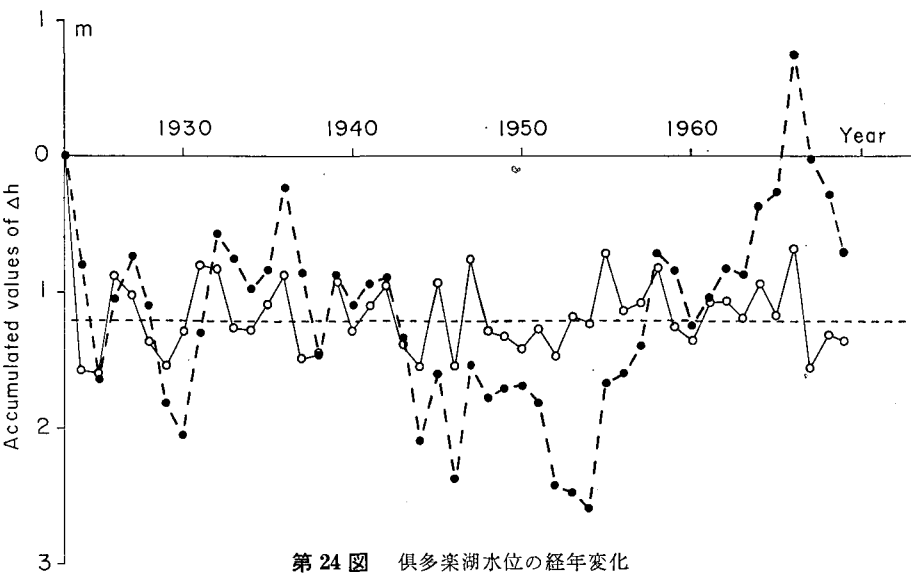
いま、第 23 図に点線で示したようなおよその関係が、水位と漏出量との間にあるとすれば、年平均湖水位に 1 m の差があるとき、漏出量には湖水位にして年間 1 m の増減があることになる。

第 24 図に、湖水位の違いによって漏出量が変わらないと仮定して先に計算した 45 年間の水位変化を点線で、平均水位を鎖線で示したが、この平均水位から各年の水位に差があるとき、2760 (mm/year) から前述の割合で漏出量が増減すると考え、新たに計算した。

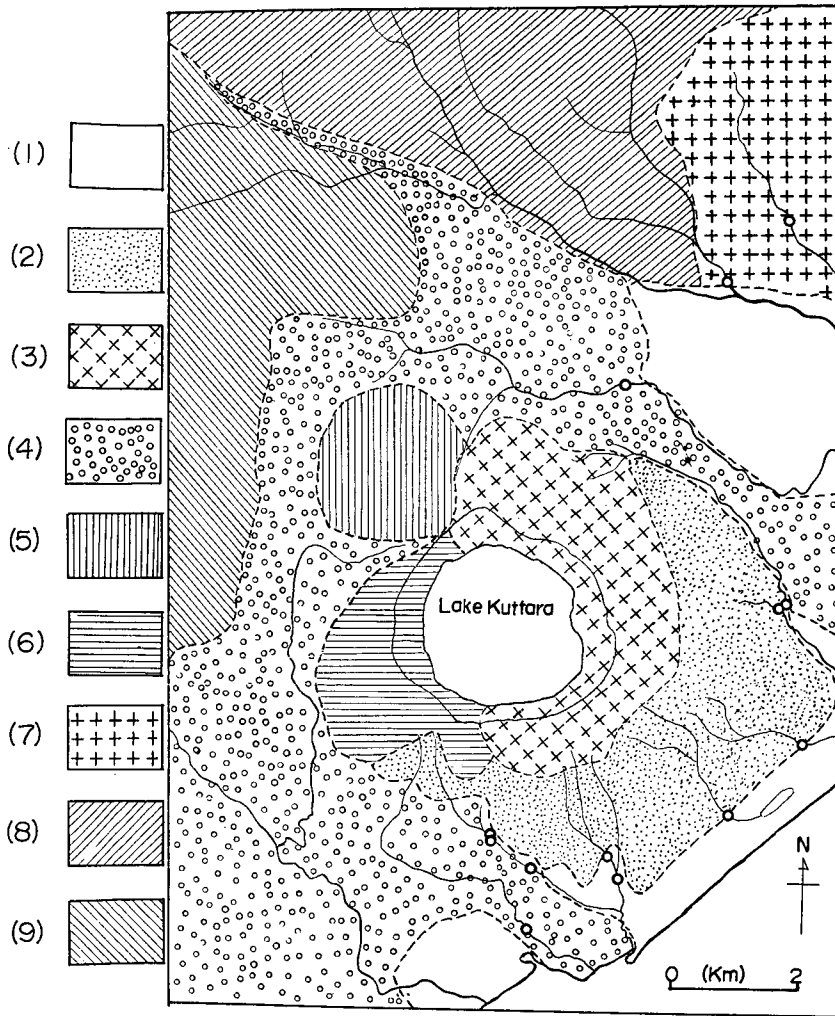
計算は、まず、 $(aP - bE_0) - 2760$ を Δh とし、前年の水位に加えて、仮の水位とし、前年の水位との平均の水位と 45 年間の平均水位 (鎖線) との差によって、漏出の変化量を求め仮の水位を補正した。このような計算を、初めの年から順次に行ない、近似的ではあるが漏出量の変化を考慮した 45 年間の水位変化を求め、第 24 図に実線で示した。これによると、漏出量の変化による水位の調節作用のため降水量の経年変動は、かなり緩和され水位変動にあらわれる。



第 23 図 倶多楽湖の平均水位と漏出量との関係
Fig. 23. Relation between annual mean water-level of the Kuttara and annual leakage from the lake.



第 24 図 倶多楽湖水位の経年変化
Fig. 24. Annual change of water-level in Kuttara lake.



第 25 図 倶多楽湖周辺地域の地質図

白丸は流量測定地点

- | | | |
|--------------|----------|----------------|
| 1. 現河床・海岸堆積物 | 2. 崖錐堆積物 | 3. 虎杖浜火山岩屑堆積物層 |
| 4. 登別泥熔岩 | 5. 北山熔岩 | 6. 倶多楽西山熔岩 |
| 7. 支笏泥熔岩 | 8. 瓦斯山熔岩 | 9. 丸山熔岩 |

Fig. 25. Geological map in neighbourhood of lake Kuttara.

(White circles are observed points of streamflow)

- | | |
|--|------------------------------|
| 1. River and shore deposits in recent. | 2. Talus deposits in recent. |
| 3. Kozyohama volcanic detritus deposits. | 4. Noboribetsu mud lava. |
| 5. Kitayama lava. | 6. Kuttara Nishiyama lava. |
| 7. Shikotsu mudlava. | 8. Gasuyama lavas. |
| 9. Maruyama lavas. | |

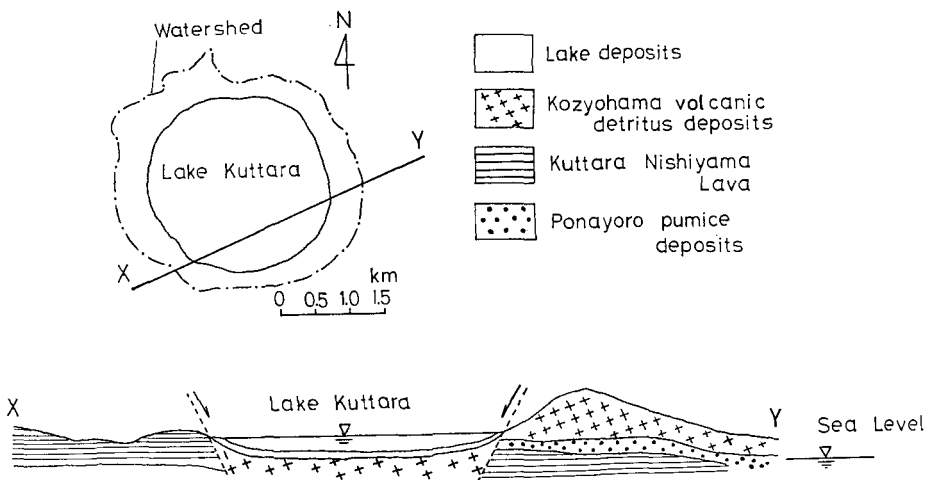
viii) 分水界漏出による倶多楽湖周辺の河川流域の涵養

倶多楽湖における短期間の水収支の調査あるいは、45 年間の水収支の解析結果からも、倶多楽湖の分水界をこえて地下水流出(分水界漏出)していることは明らかであり、この分水界漏出量は 45 年間の水収支の結果によれば、湖水位にして年間 2760 mm で、 $Q_{eo}=0.41$ (m³/sec)である。

第 25 図に倶多楽湖周辺地域の地質図および第 26 図に倶多楽湖における XY 断面の地層を示した^{49)~53)}。

地質からみて、倶多楽湖からの分水界漏出は、虎杖浜火山岩屑堆積物層あるいはポンアヨロ浮石層の凝灰岩の割目あるいは火山礫、火山砂、浮石など比較的透水性のよい地層を通路として、倶多楽湖の東側に主に流出していると考えられる。

周辺諸河川流域の涵養量を定量的に調べるために、周辺諸河川の冬期渇水流量とその時間的減水を調査した結果⁵⁴⁾、倶多楽湖からの分水界漏出によって、分水界を越えた河川流域が涵養されている総量は 0.35 (m³/sec) と推定された。一方、倶多楽湖における 45 年間の水収支の結果求められた分水界漏出量は 0.41 (m³/sec) で、分水界漏出量の大部分は河川流域を涵養し、残りの部分は更に深層の地下水を涵養しているものと考えられる。



第 26 図 倶多楽湖における X-Y 地層断面
Fig. 26. X-Y Cross section in Kuttara lake.

49) 鈴木 醇・石川俊夫・石橋正夫；登別温泉及び倶多楽湖，北大理学部地質鉱物学教室 (1943).

50) 斎藤昌之・小山内照・酒匂純俊；5 万分の 1 [登別温泉] 地質図及び図幅説明書，北海道地下資源調査所，(1953).

51) 太田良平；5 万分の 1 [徳舜磐] 地質図及び図幅説明書，地質調査所 (1954).

52) 山口久之助・二間瀬冽・小原常弘・国府谷盛明・早川福利；苫小牧，室蘭水理地質図及び図幅説明書，北海道地下資源調査所 (1963).

53) 前掲 48).

54) 前掲 26).

V. 総括および結論

1) 湖沼水位を安定に保つための湖沼の自己調節機能として主要な要因をあげれば、(i) 河川流出量、(ii) 地下水流出量、(iii) 河川流入量、(iv) 地下水流入量、(v) 湖沼の表面積で、これらが、湖沼水位の変化にともない、湖沼の貯溜量の変化を解消するように作用する。特に、経年的な湖沼水位の安定性を考える場合には、(i) および (ii) が調節機能の主たる要因で、開放湖沼の場合には (i) で、閉塞湖沼の場合には (ii) が働く。

2) 湖沼水収支の式は、収支の期間の長短によって、収支の領域を別にして考える。

収支の期間が短いとき、収支の領域を湖沼にかぎって考えると水収支式は、

$$A_1 \Delta h = (P - E_0) A_1 + (Q_{RI} - Q_{RO}) \Delta t + (Q_{GI} - Q_{GO}) \Delta t$$

となる。

収支の期間が年単位で長い場合には、収支の領域を湖沼流域の分水界まで広げて考え、また、流域の地下水貯溜、表面貯溜の収支期間での変化高が無視できるので、

$$(Q_{RI} + Q_{GI}) \Delta t = (P - E_0) A_2$$

となり、水収支の式は、

$$\begin{aligned} \Delta h &= aP - bE_0 - (Q_{RO} + Q_{GO}) \cdot \Delta t / A_1 \\ \begin{cases} a = (A_1 + A_2) / A_1, & f = E_0 / E_0 \\ b = (A_1 + fA_2) / A_1, \end{cases} \end{aligned}$$

となり、湖沼水位が経年的に安定であるということは、年毎の変動 (Δh) はあっても、ある長年月の期間については、流入と流出がつりあっていることである ($\Delta h = 0$)。また、開放湖沼か閉塞湖沼かの湖沼型によって、 Q_{RO} または Q_{GO} が主要な調節機能となる。

3) 湖沼からの流出量 (Q) と湖沼水位 (h) との関係は、

河川流出の場合には、

$$Q_{RO} = a_0 (h \pm h_0)^n$$

となり、 n は河川の断面形状により異なり、拋物線断面とみなされるとき、 $n=2$ で、短形断面の場合には、 $n=3/2$ となる。

地下水流出の場合には、

$$Q_{GO} = a_0 (h \pm h_0)^n - b_0$$

で、自由水面地下水流出では、 $n=2$ 、被圧地下水流出のとき、 $n=1$ 、 $b_0=0$ である。

これらの結果からみて一般に、調節機能は河川によるものが大きく、次いで、自由水面地下水流出、被圧地下水流出の順になる。

4) 湖沼の周辺流域からの蒸発散量を算定するために、PENMAN の方法により蒸発量を計算し、これに定数 f を乗じ求めることにした。 $f = E_0 / E_0$ を定めるのに、石狩川上流流域につい

て、水収支によって E_g を求め、 f 値 0.65 を得た。また、この水収支解析では、今までと全く無視されていた流域の地下水貯溜量の変化 ΔS_g を考慮した。

5) 北海道内の主要な 23 カ所の気象観測所において、1955 年から 1964 年までの 10 年間について、気温、湿度、風速、日照時数の月平均値を用い、年蒸発量および年蒸発数量を求めた。また、同じ 1955 年から 1964 年までの 10 年間の道内主要な 13 河川流域について、年平均流出高を求めたが、これと先の年蒸発散量との和は流域平均の年降水量となる。このようにして推定された道内主要河川流域の年降水量は、1931 年から 1960 年までの 30 年間の道内各地で観測された雨量資料をもとに作られた年降水量分布よりも、やや多めになったが、これは、降水量の観測点が多くて平地に多いことによると考えられる。

6) 筆者らがこれまで調査した湖沼で、流出河川をもつリヤウシ湖、また、閉塞沼で自由水面地下水流出する天塩砂丘沼、閉塞湖で被圧地下水流出(分水界漏出)をする半月湖(火口湖)、倶多楽湖(カルデラ湖)の経年的な安定条件を調べたが、 $(aP - bE_0)$ は河川流出によるリヤウシ湖が多く、自由水面地下水流出、被圧地下水流出の順に少なく、水位調節機能の大きさと対応している。

7) 倶多楽湖における 3 回の短期間の水収支調査の結果と室蘭の気象資料をもとにした 45 年間の水収支の結果および最近 1 年間の倶多楽湖での雨量観測、水位測定などを使った年収支の結果から倶多楽湖からの分水界漏出量は湖水位にして、年間 2800 mm 程度であることが明らかになった。

8) PENMAN の式をもとにして、湖水の熱貯溜の変化量を考慮した式で、蒸発量を計算したが、倶多楽湖の様に平均深度が 105 m もある深い湖では、十和田湖、Superior 湖などの例と同様に、月蒸発量は季節的に大きくずれて気温の低い秋から冬にかけて蒸発量が多い。

9) 倶多楽湖からの分水界漏出量が湖水位の違いにより変化するかどうかを 1939 年 7 月から 1941 年 10 月までの水位記録によって検討した。ほぼ 2 年間で 1 カ月ずつずらした 1 年収支期間について、年平均水位と年分水界漏出量との関係を求めたが、この間には被圧地下水流出としての直線関係は認められるが、年収支で地下水貯溜および熱貯溜の年間の変化を無視した誤差などが考えられ、点はかなりばらつき、現在の水面より 6 m 上(段丘面といわれる高さ)での安定条件の定量的な議論は、今後に待ちたい。

45 年間の漏出量に変化するとしたときの近似的な水位変化を推定し、第 24 図に実線で示した。

10) 倶多楽湖からの分水界漏出が分水界をへだてた周りの河川流域を涵養していることを、周辺諸河川の冬期渇水流量とその時間的減水を調査し、定量的に確かめた。

その結果、倶多楽湖からの分水界漏出量は 45 年間の平均として、 $0.41 \text{ (m}^3\text{/sec)}$ であるが、周辺諸河川の調査から求められた涵養量は $0.35 \text{ (m}^3\text{/sec)}$ と推定され、分水界漏出量に比べやや少ないが、残りは深層地下水を涵養していると考えられる。

おわりに、御指導いただいた福富孝治教授並びに調査に際して御助力、御助言をいただいた陸水学講座の皆様には厚く感謝いたします。なお、蒸発量の計算には北大計算センター NEAC 2203 G を使用した。(本論文は昭和 45 年に北海道大学に提出した理学博士の学位論文である。)

2. A Hydrological Study on the Stability of Water-level of a Lake or a Swamp

By Kinshiro NAKAO

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Water-level of a lake or a swamp changes seasonally and fluctuates annually due to the difference of seasonal or yearly precipitation and evaporation.

But, in the recent time is hardly seen the gradual increase or decrease of the water-level.

When we pay attention to the vicinity of the lake, we happen to recognize some terrace which shows the past shore-line of the lake. In such case, it is evident that a stable period and unstable period existed in the past in regard with the secular balance of water in the lake or the swamp.

In general, main factors working on the regulation of the lake-level or the swamp-level, that is, the reducing factors for the range of fluctuation of water storage of the lake, are pointed out as follows;

- (1) River discharge from the lake.
- (2) Ground water discharge from the lake.
- (3) River inflow to the lake.
- (4) Ground water inflow to the lake.
- (5) Surface area of the lake.

Specially, the change of discharge by a river (open lake) or through a ground water aquifer (closed lake) works mainly concerning annual stability of the lake-level.

If the domain of water budget is confined to a lake, this relation may be expressed by following equation for the short time interval.

$$A_1 \Delta h = (P - E_0) A_1 + (Q_{RI} - Q_{RO}) \Delta t + (Q_{GI} - Q_{GO}) \Delta t$$

Here, A_1 is the surface area of the lake, h the height of water-level of lake and Δt the period of water budget. P and E_0 denote, respectively, the precipitation and the evaporation during the period of water budget Δt , Q_{RI} and Q_{RO} are, respectively, the inflow and outflow of the lake by rivers, Q_{GI} and Q_{GO} are, respectively, the inflow and the outflow through ground water aquifer.

When the period of water budget is longer than a year and that expressed by unit of a year is the integer, the region to be studied for water budget must be enlarged to the divide of the watershed of the lake. In this case, change of ground water storage and that of surface storage covered with a snow is neglected in comparison with the other values, then,

$$(Q_{Rl} + Q_{gl}) \Delta t = (P - E_g) A_2$$

and the equation for water budget is given by

$$\Delta h = aP - bE_0 - (Q_{go} + Q_{ro}) \cdot \Delta t / A_1,$$

where

$$\begin{cases} a = (A_1 + A_2) / A_1, & f = E_g / E_0, \\ b = (A_1 + fA_2) / A_1, \end{cases}$$

and, E_0 and A_2 denote, respectively, evapotranspiration from watershed around the lake and its area.

The stable condition of the lake-level is established by a balance between inflow and outflow for the lake. It means that water quantity expressed by $(aP - bE_0)$ flows out annually by rivers for an open lake or by aquifer of ground water for a closed lake. In this case, it is important that value of Q_{ro} or Q_{go} changes with the lake-level variation.

The relation between discharged flow Q and lake-level is generally given by

$$Q = a_0 (h \pm h_0)^n - b_0$$

In the case of discharge by a river from a lake, the coefficient n varies for the difference shape of cross section of the river.

For example, in the case of rectangular shape, n is, $3/2$, in the case of parabolic shape n is 2.

In the case of ground water discharge, n becomes 2 for a phreatic aquifer, and $n=1$, $b_0=0$ for a confined aquifer.

Generally, regulating works for lake level is accomplished mostly by a river and also that is done by ground water discharge through a phreatic aquifer and a confined aquifer.

In the study of water budget in the lake watershed, it is necessary to estimate the ratio f between evapotranspiration and evaporation.

Evapotranspiration E_g is estimated by water budget among precipitation, river-discharge and changed quantity of ground water storage in the upper basin of Ishikari river and evaporation E_0 is calculated by PENMAN's method from meteorological data at the Asahikawa meteorological station. Thus, f value during five years is estimated as 0.65.

To study the stability of water level for any lakes or Swamps in Hokkaidō Island, yearly evaporation and evapotranspiration are calculated by using monthly mean of air temperature, relative humidity, wind velocity, duration of bright sunshine during from 1955 to 1964.

The writers have investigated the water budget for the lake Riyaushi (open lake), the lake Hangetsu and Kuttara lake (closed lake) etc. Annual values of $(aP - bE_0)$ of the closed lakes are smaller than that of the open lake.

The writer have investigated on water budget in Kuttara lake from 1964 till present, and got the result that the watershed leakage from the lake is about 2800 mm per a year in the reduced value to the height of the lake-level.

To ascertain the question whether the amount of the watershed leakage from Kut-tara lake changes with the height of the water level or not, the relation between h and Q_{gr} is investigated, using data of the water level during from 1939 to 1941. In the result of this study, relation between yearly mean of the water-level and yearly amount of watershed leakage which are estimated by the water budget between each water year, is a positive relation suggesting a ground water discharge through a confined aquifer.

When the secular change in water level is estimated in consideration with this relation between h and Q_{gr} , the water level fluctuates a little amount of less than one meter.