HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	6. 閉塞湖からの分水界漏出　倶多楽湖
Author(s)	中尾, 欣四郎; 大槻, 栄; 田上, 龍一 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 17, 47-64
Issue Date	1967-02-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.17.47
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13924
Type	departmental bulletin paper
File Information	17_p47-64.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

6. 閉塞湖からの分水界漏出 —倶多楽湖—

中尾欣四郎・大槻　栄
田上龍一・成瀬廉二
(北海道大学理学部地球物理学教室)
—昭和41年10月受理—

I. 緒　　言

倶多楽湖における水収支の調査は昭和39年の7月から8月に行ない，既に報告した[1]。その後昭和40年3月，昭和40年8月に再び調査を行ない，倶多楽湖から地下流出のあることを確めた。昭和40年3月の調査時には倶多楽湖は一面結氷しており，従って蒸発もなく，このときの湖水位の低下を測定した。

倶多楽湖からの地下流出は分水界漏出即ち湖の周りの倶多楽火山噴出物の割目或いは火山礫，火山砂等比較的透水性のよい地層を通路として，流域外に地下流出している。従って倶多楽湖は地形的には閉塞した流域であるが，水文的水循環からみれば必ずしも孤立した流域ではなく，倶多楽湖分水界の外側の河川流域に対し涵養源としての役割を果している。又倶多楽湖周辺にある諸河川の冬期渇水流量及び流量の減水状態を調査したがこの結果，流域の保水程度を示す地下水保水量 S を定義し，倶多楽湖からの分水界漏出が流域外の諸河川の涵養に一部寄与していることを定量的に確めた。

II. 倶多楽湖の水収支

閉塞湖における水収支の式は，降雨がないとき簡単に，

$$dh/dt-dE/dt=(Q_1-Q_2)/A_1 \qquad (1)$$

となり，$(Q_1-Q_2)/A_1\equiv dh^*/dt$ とする。但し h は湖水位，E は蒸発量，Q_1, Q_2 はそれぞれ湖からの地下水流出量，及び湖への地下水流入量で，A_1 は湖水面積である。又 dh^*/dt は地下水流入，流出のみによる水位変化高である。

昭和39年7月から8月にかけて，湖水位・蒸発量・降雨量等水収支の調査をした結果，$dh^*/dt=4.9$ mm/day，従って地下水流出量 $Q_1=Q_2+0.27$ m^3/sec となる。即ち湖から net には 0.27 m^3/sec より，自由水面地下水流入量 Q_2 だけ多い量が被圧地下水のかたちで，分水界を越えて地下流出していることがわかった。

その後湖水位が最も低下する結氷期の調査を昭和40年3月に行ない，更に昭和40年8月にも再度調査した。

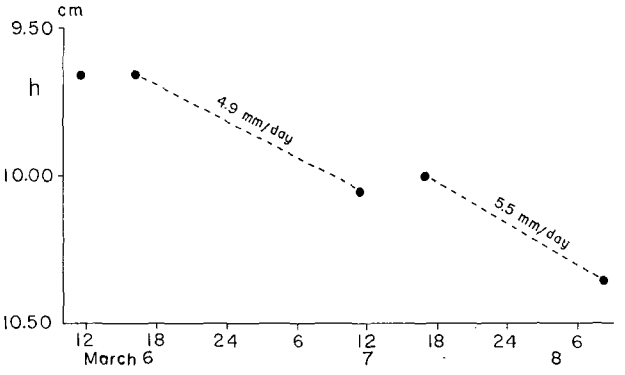
---

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

1. 結氷期の水収支

倶多楽湖は水深が深い(平均深度 105 m) ため，完全に結氷するのは遅く，土地の人の話では例年2月中旬頃とのことであった。

調査を行った昭和40年3月上旬には，湖は全面にわたって完全に結氷していたが，ただ湖岸と湖氷との間には幾分隙間がみられた。氷の厚さは約 40 cm で，氷上積雪は 20 cm であった。



第1図 結氷時の湖水位の変化

Fig. 1. Change of water level of lake Kuttara in March, 1965.

結氷時には蒸発はなく，dh/dt はそのまま $(Q_1-Q_2)/A_1$ 或いは dh^*/dt をあらわしている。湖水位は3月6日から8日の3日間，氷に穴をあけポイントゲージで，1/10 mm の精度まで測定した。湖の水位は前回の調査時 (昭和39年7月) よりも約 28 cm 低下していた。尚湖水位は氷の下面よりやや上にあり，被圧されていた。従って水位は湖氷が受ける風圧によって上下し易く，水位の測定には風のないときを選び，尚数回の測定値の平均をとることにした。第1図に水位の測定結果を示した。図中の縦軸の湖水位 h はポイントゲージの読みをそのまま示したもので，ある高さから下に測った水位である。測定の日数は短いが，第1図をみると午前中に測定した水位と午後の水位ではほとんど水位低下がみられないが，これは日中に融雪があるためと考えた。融雪の影響がないと考えられる，6日の16時から7日の11時迄と，7日17時から8日8時の間で，dh/dt はそれぞれ 4.9 mm/day，5.5 mm/day であった。然し7日11時の水位には幾分融雪の影響があらわれているかもしれない。

平均すれば $dh/dt=5.2$ mm/day で，$Q_1-Q_2=0.28$ m^3/sec となった。

2. Floating Pan の補正

使った蒸発計は U. S. Geological Survey type の Floating Pan (1 m 四方，深さ 50 cm) で装置の概要は前報[2]に述べた。蒸発計からの蒸発と湖等の広い水面からの蒸発との差異について種々の研究[3),4)]がなされている。然し自然の湖や沼などの蒸発と蒸発計の蒸発との比較は，

2) 前掲 1).

3) C. ROHWER; Evaporation from Different Types of Pan, Trans. ASCE, **99** (1934), 673-703.

4) G. H. HICKOX; Evaporation from a Free Water Surface, Trans. ASCE, **111** (1946), 1-66.

地下水流出量或いは地下水流入量の測定を精度よくやることが難かしいため，非常に困難である。そこで漏水や地下水流入のない人工的な池が比較のために用いられている。従来までの研究では，Floating Pan, Sinking Pan, Insulated Pan[5] が Land Pan にくらべて，広い水面からの蒸発と良い相関があることが報告されている。相関の良いと云うのは，気象条件の違いに対して補正係数の変動の小さい Pan である。

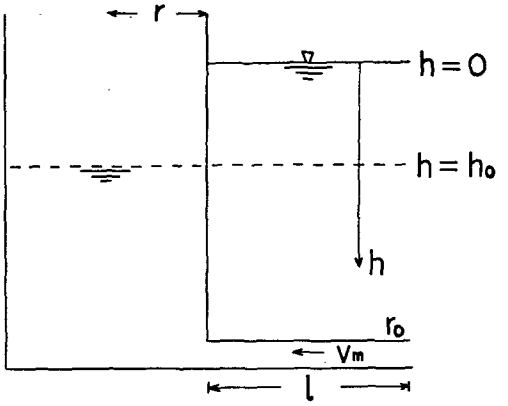
筆者等が比較の対象にしたのは，長さ 25 m，幅 10 m，深さ 1.5 m のプールで，測定の期間は 7 月 23 日から 30 日の約 1 週間であった。蒸発計は，プールの中央に浮べた Floating Pan の外に，直径 20 cm，深さ 10 cm の銅製の Land Pan 及び市販されている自記蒸発計を用いた。自記蒸発計は，小浮子を有するタンク中に水を充し，これと底部を連結した円筒に毛細管力で水が供給され，円筒上端におかれた直径 2.5 cm の漏紙の表面から蒸発させ，タンク中の水位低下を自記するようになっている。

プールからの蒸発量を知るために，プールの水位をダイヤルゲージを用いた電気式水面計[6] で測定したが，水位の測定精度は，蒸発量の測定精度とほぼ等しい 3/100 mm である。水位の測定水面が風波等により変動するのを防ぐために，直径 0.5 cm，長さ 3 m のビニールパイプを底部につけた，直径 14.8 cm の塩化ビニール円筒内の水位を測定した。この様にすると，円筒外（プール或いは湖）の水位の変動に応じて円筒内の水位が変化するためには，細いパイプを通り水が流れなければならない。そこで水の粘性により円筒内外の水位が一致するにはある時間の遅れが起る。

従って短い周期の水位変動の繰返しに対しては水位の変動は damping され，平均的な水位を示すことになる。

円筒外の水位が上るか，下るかしたとき円筒内の水位が，測定精度で等しくなるまでの時間は次の様に求められる。

第 2 図で，円筒外の上昇した水面を $h=0$ とし，下方に h をとる。円筒の内と外とで h の水位差があり，長さが l で，半径 r_0 のパルプを通して，円筒内に流入する断面についての平均流速 v_m は，HAGEN-POISEUILLE の法則によって，



第 2 図　湖或いはプールの水位変化に伴う水位計の測定水面の変化

Fig. 2. Water surface measured by water level gauge and water surface of lake or pool.

5) T. J. NORDENSON and D. R. BAKER; Comparative Evaluation of Evaporation Instruments, J. Geophys. Research, **67** (1962), 671–679.

6) 福富孝治・藤木・須川・中尾・和田・小林・北原；リヤウシ湖および付近地下水の地球物理学的調査，北大地球物理研究報告，**12** (1964), 137.

$$v_m = \frac{r_0^2}{8\mu}\frac{\rho g h}{l} \tag{2}$$

となる。但し μ, ρ, g はそれぞれ水の粘性係数，水の密度及び重力加速度である。又円筒の内外で h の水位差があるとき，Δt 時間に，円筒の外からの流入によって，半径 r の円筒内の水位が Δh 上昇したとすれば，

$$\pi r_0^2 v_m \Delta t = -\pi r^2 \Delta h \tag{3}$$

となる。(2) 式を (3) 式に代入すれば，

$$\Delta t = -\frac{8\mu l}{\rho g}\frac{r^2}{r_0^4}\frac{\Delta h}{h} \tag{4}$$

となり，$t=0$ に円筒外の水位が h_0 上昇し，その t_1 時間後に，円筒内外の水位差は測定精度 h_1 になったとすれば，測定精度の範囲で円筒内外の水位が等しくなった云える時間 t_1 は，

$$\int_0^{t_1} dt = -\frac{8\mu l}{\rho g}\frac{r^2}{r_0^4}\int_{h_0}^{h_1}\frac{dh}{h} \tag{5}$$

従って

$$t_1 = \frac{2.30\times 8\mu l}{\rho g}\frac{r^2}{r_0^4}\log_{10}\frac{h_0}{h_1} \tag{6}$$

となる。但し，厳密には水位差が 0 になるには無限の時間がかかる。測定に用いた円筒及び管は，$r=7.4$ cm, $r_0=0.25$ cm, $l=300$ cm で，粘性係数は水温 20°C の値，$\mu=10.0\times10^{-3}$ (g/cm・sec) をとり，今仮に，プールに 10 mm の水位上昇が起り，その後水位変化がないとすれば，円筒内外の水位差が測定精度 0.03 mm になる迄の時間 t_1 は (6) 式から 37 分となる。円筒内外の水位が測定精度で等しくなるまでの時間の遅れによって，風波や周期の短い静振等による，上下変動は damping され，平均化された水位を測ることになる。事実定時のプールの水位測定ごとに数回読取を行なったが，いずれも測定精度程度の差異しかなかった。

水位，蒸発量，水温，気温，湿度の測定値は第 1 表に示した。表中，水位低下高 (dh/dt), 及び蒸発量 (dE/dt) はいずれも，表中の日・時から 1 日間の値で，1 日後の測定値がないときには前後の測定値から内挿した。dE_F/dt は Floating Pan, dE_N/dt はプールの長軸方向北側に置いた 20 cm 径の Land Pan, dE_S/dt は南側の Land Pan で，dE_R/dt は自記蒸発計の蒸発量である。又，Floating Pan 内の水温とプールの表面水温とを示したが，平均すれば，0.2°C Pan 内の水温が高い。然し早朝や夕方には逆に Pan 内の水温が低いことが多く，1 日より短い時間間隔で，Floating Pan の補正係数を求めれば測定毎で違いが大きいことが予想される。

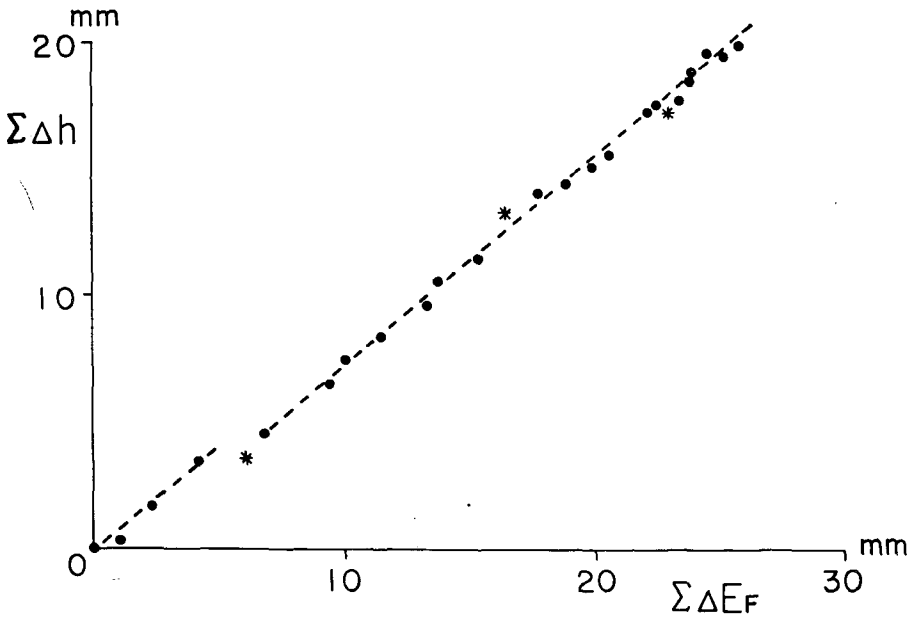
第 3 図にプールの水位低下高の累加と Floating Pan からの蒸発量の累加との関係を示したが，勾配 0.8 でほぼ原点を通る直線となる。このことは，このプールが漏水或いは滲入がなく，水位低下高はそのままプールからの蒸発量であることを示している。尚第 3 図に，＊印で示した測定間では 0.5 mm 以下の小雨があった。

第1表 プールにおける観測結果

Table 1. Hydrological observation at pool.

dE_F/dt (Floating pan), dE_N/dt (Land pan at the north side), dE_S/dt (Land pan at the south side), dE_R/dt (Self recording evaporimeter), are respectively daily evaporation for one day after its time.

日・時 Time	h (mm)	dh/dt (mm/day)	dE_F/dt (mm/day)	dE_N/dt (mm/day)	dE_S/dt (mm/day)	dE_R/dt (mm/day)	Water temp. in floating pan (°C)	Surface water temp. in pool (°C)	Air temp. (°C)	Relative humidity (%)
July 23. 12	16.41	3.54	4.57			4.13	21.2	21.0	18.7	77
15	16.63	3.77	4.69	2.01	2.16	3.72	22.1	21.8	18.4	74
18	17.98	2.89	4.48	2.40	1.95	3.51	21.0	20.8	16.3	78
24. 11	19.80	2.95	5.07	3.87	3.81	4.35	20.2	20.0	18.6	70
18	20.87	3.85	4.70	4.90	5.05	5.55	19.7	19.9	16.9	78
25. 12	22.86	3,94	4.38	4.95	4.65	4.82	21.1	20.5	20.0	62
15	23.77	3.62	4.64			5.19	21.2	20.8	20.1	66
18	24.72	3.24	4.10	4.74	4.84	5.38	20.7	20.9	17.8	80
26. 8	26.03	4.27	4.43			5.76	20.2	20.4	21.2	60
12	26.80	3.88	4.72	3.79	4.17	5.93	23.7	23.3	25.1	51
17	27.77	3.52	4.61	3.40	3.60	5.49	23.6	23.1	20.9	62
27. 8	30.30	3.34	4.65			5.85			19.2	77
13	30.68	3.26	4.24	5.40	3.50	5.39	22.3	22.0	24.4	60
17	31.29	3.62	3.82	5.00	3.95	4.25	22.8	22.5	22.0	71
20	31.89	3.11	3.33			4.11	21.9	22.1	19.9	76
28. 5	33.51	1.98	2.23			3.71	20.0	20.4	21.0	80
9	33.68	2.05	2.06			3.31	22.3	22.1	25.6	65
13	33.94	1.73	2.03		3.40	3.90	22.4	22.3	24.7	70
17	34.91	1.04	1.88			4.73	22.4	22.2	23.2	77
22	35.06						22.2	22.2	19.1	94
29. 9	35.73						22.3	21.9	23.8	74
12	35.67						26.3	26.0	29.3	54
19	36.05						23.8	23.8	22.1	89



第3図 Floating Pan からの積算蒸発量とプールの水位低下高との関係 (＊ 印の間では，0.5 mm 以下の降雨があった。)

Fig. 3. Relations between accumulated evaporation from floating pan and lowering height of water level in the pool.

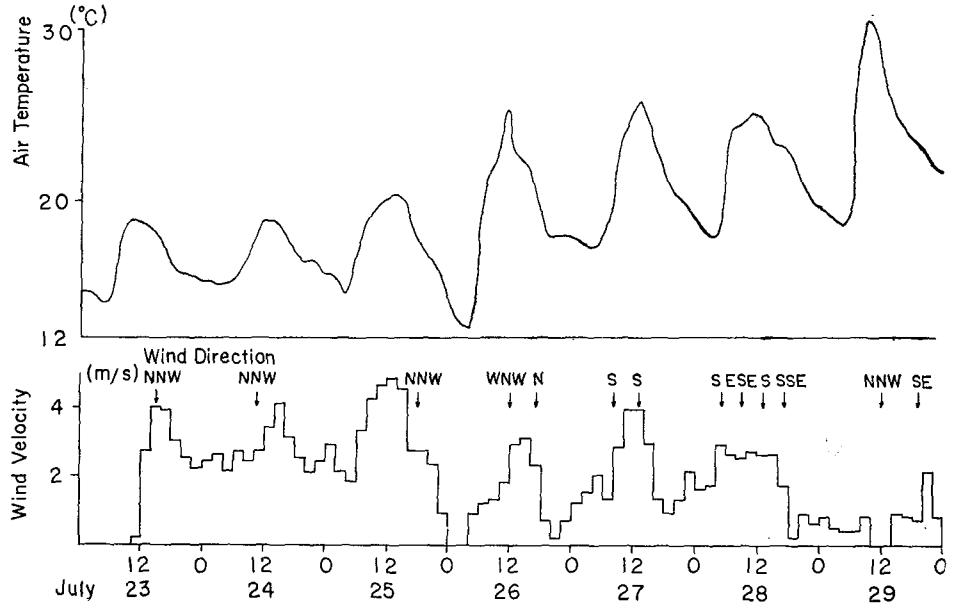
第2表 3種類の蒸発計による蒸発量から広い水面の蒸発量を計算するための補正係数

Table 2. Daily values of factor for computing the equivalent evaporation from the large water surface for evaporimeter of three types.

日・時 Time	$\Delta h/\Delta E_F$	$\Delta h/\Delta E_N$	$\Delta h/\Delta E_S$	$\Delta h/\Delta E_R$	日・時 Time	$\Delta h/\Delta E_F$	$\Delta h/\Delta E_N$	$\Delta h/\Delta E_S$	$\Delta h/\Delta E_R$
July 23. 12	0.77			0.86	July 27. 8	0.72			0.57
15	0.80	1.88	1.75	1.01	13	0.77	0.60	0.93	0.60
18	0.65	1.20	1.48	0.82	17	0.95	0.72	0.92	0.85
24. 11	0.58	0.76	0.77	0.68	20	0.93			0.76
18	0.82	0.79	0.76	0.69	28. 5	0.89			0.53
25. 12	0.90	0.80	0.85	0.82	9	1.00			0.62
15	0.78			0.70	13	0.85		0.51	0.44
18	0.79	0.68	0.67	0.60	17	0.55			0.22
26. 8	0.96			0.74	Mean	0.80	0.95	0.96	0.67
12	0.82	1.02	0.93	0.65	Mean deviation	0.09	0.27	0.24	0.13
17	0.76	1.04	0.98	0.64					

第2表に，1日間の水位低下高即ちプールからの蒸発量と，それぞれの蒸発計からの1日間の蒸発量との比（補正係数）を示した。補正係数の平均値は，Floating Pan，自記蒸発計でそれぞれ 0.80，0.67，Land Pan で 0.95，0.96 で南側と北側に置いた Pan ではほとんど差がなかった。Land Pan の補正係数は1に近いが，日によって値の違いが大きい。ばらつきの度合を第2表に平均偏差で示したが，ばらつきの最も少ないのは Floating Pan で，自記蒸発計も比較的ばらつきが少ない。

補正係数のばらつきは，気象要因の影響の度合が広い水面と蒸発計で異なるため，日による気象条件の違いにより起るものと考えられる。特に Land Pan は気温の変化に伴い Pan 内の水温が著しく変化するが，湖や沼，池等では表面水温は非常にゆっくりと変化する。然し測定期間中の気温，風速を第4図に示したが，補正係数のばらつきに対して，特に相関は認められなかった。気温はバイメタル自記温度計，風速は3杯自記風速計で測定した。



第4図　気温及び風速の変化

Fig. 4.　Change of air temperature and wind velocity.

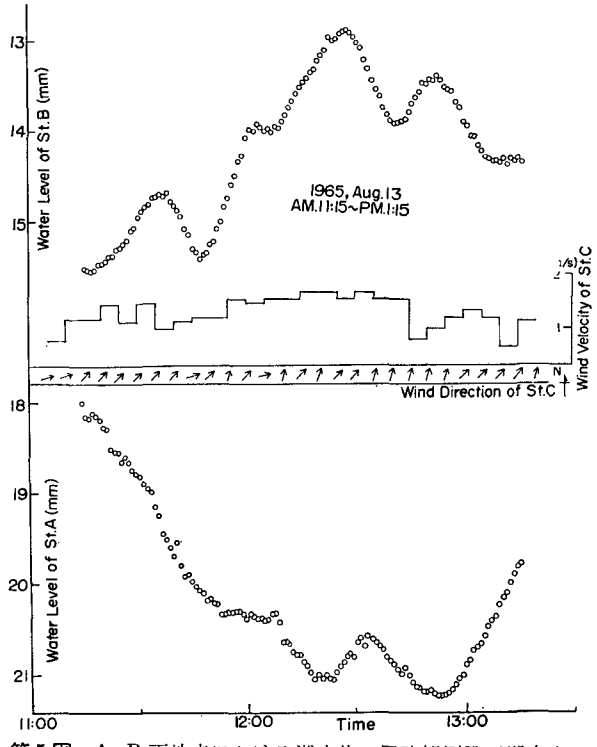
広い水面からの蒸発を測定するためには，使った3種類の蒸発計の中では，Floating Pan が最も適当であることがわかった。U. S. Bureau of Agricultural Engineering で，Collorado Fort Collins の3年間の蒸発記録から，Floating Pan について C. ROHWER[7] が求めた4月から11月迄の月ごとの補正係数の平均値は 0.77 で，筆者らが求めた 0.80 とほぼ等しい。

7)　前掲 3).

3. 昭和40年8月の水収支

昭和39年7月の調査では，既報[8]の如く dh^*/dt は平均4.9 mm/dayであったが，この値は日によっては，2.9 mm/dayから6.3 mm/dayに変化し，平均値のまわりにかなりのばらつきがあり，平均偏差は0.6 mm/dayであった。然しこの観測期間中水位の変化幅は約50 mmにすぎず，Q_1 が湖水位によって変化する割合は無視できる。このばらつきの原因は，風の吹き寄せによる水位上昇により，測定した水位が湖全体の平均された水位を示さないためと考えられる。その外に，倶多楽湖で田中館[9]は湖面が約3時間半の周期をもって上下することがあるのを報告している。又Floating Panで測った蒸発量と湖水面からの蒸発量との相違があるためとも考えられたが，先に述べた如くプールでの実験で求めた，Floating Panの補正係数の日によるばらつきは少なく，又あらたに，補正係数0.8で dh^*/dt を求めたが，dh^*/dt のばらつきにはほとんど差異はない。

今回の調査では第7図に示したA地点及びB地点で水位を測定し，Floating PanはC地点のいかだの中央に浮べた。水位は測定毎に2地点で約30分間，1分おきの同時観測をした



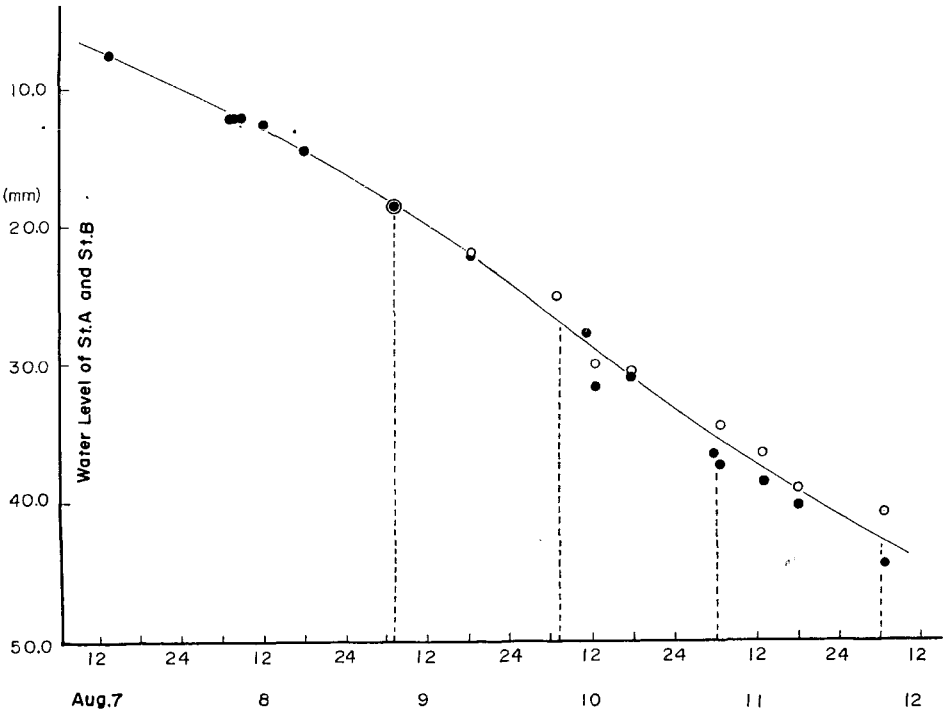
第5図 A, B両地点における湖水位の同時観測及び湖中央のいかだ上で観測した風速，風向

Fig. 5. Water level of St. A and B, and wind velocity and wind direction on raft.

8) 前掲1).

9) 田中館秀三；北海道火山湖研究概報，北海道庁 (1925), 75-99.

が，両地点の水位はちょうど反対の変化の傾向を示すことが多く，その代表的な例を第5図に示した。この水位変化は吹き寄せか，或いは内部静振が原因と考えられるが，今後に残された問題として観測カ所を増し，観測時間を長くして調査することが必要である。然し2地点の水位を使って，dh/dt を求めれば誤差は前回にくらべて，かなり小さくなることが予想される。今回の観測は雨が多く，無降雨の期間は8月7日から12日までの5日間で，しかも7日から8日までは，B地点の水位計のパイプに気泡があり，測定値は使えず，結局収支の期間は3日間にすぎなかった。



第6図　倶多楽湖の湖水位変化
黒丸は測点A，白丸は測点Bの水位測定値

Fig. 6. Change of water level of lake Kuttara.
Black circles are water level measured in St. A and white circles are that in St. B.

湖の水位の変化は第6図に示した。図で黒丸はA地点，白丸はB地点のそれぞれ任意の高さから下に測った水位である。9日7時の測定は7時をはさんで，1分間隔で30分間の水位の読取りをしたが，両地点ともに水位変化は小さく，この時刻では両地点の水面の高さはほとんど等しいと考え，Bの読取値をA読取値にあわせて，それ以後の水位を図示した。尚他の時刻の水位測定も約30分間の読取り値の平均である。第6図の実線で示した平均的な水位の低下曲線から，1日間 dh/dt を求め，Floating Panからの蒸発量 dE_F/dt とで dh^*/dt を計

算した結果を第3表に示した。期間は短いが，昭和39年7月の収支の結果にくらべて，dh^*/dt の値のばらつきは小さく，平均 6.1 mm/day を得た。

第3表 昭和40年8月の水収支の結果

Table 3. Result of water balance in August, 1965.

Period 日/時	Δh (mm)	0.8 ΔE_F (mm)	dh^*/dt (mm/day)
Aug. 9/7～10/7	8.5	2.5	6.0
10/7～11/6	8.5	2.3	6.5
11/6～12/6	7.4	1.5	5.9
		Mean	6.1

4. 水収支の結果

昭和39年7月20日より8月1日までの水収支の結果，dh^*/dt は平均 4.9 mm/day と計算されたが，今回プールで求めた補正係数 0.8 を用いて，Floating Pan の蒸発量を補正し，あらたに dh^*/dt を求め，平均 5.2 mm/day を得た。

昭和40年8月の調査時には昭和39年7月の時よりも 5 cm 水位が低く，dh^*/dt は平均 6.1 mm/day であった。又昭和40年3月の結氷期には昭和39年7月よりも，水位は 28 cm 低下しており，dh^*/dt は平均して 5.2 mm/day を得た。

第4表 水収支の結果（昭和39年7月，昭和40年3月，昭和40年8月）

Table 4. Results of water balance (July, 1964, March, 1965, August, 1965).

年 月 日 Period	dh^*/dt (mm/day)	Q_1-Q_2 (m^3/sec)
1964. July 20～Aug. 1	5.2	0.28
1965. May 6～May 8	5.2	0.28
1965. Aug. 9～Aug. 12	6.1	0.33

3回の水収支の結果求まった，dh^*/dt，Q_1-Q_2 を第4表に示した。Q_1-Q_2 は 0.28～0.33 (m^3/sec) で，冬季渇水期の Q_2 の値は次の章で述べるように，倶多楽湖周辺河川の冬期流量調査から推定した。

III. 倶多楽湖からの分水界漏出

倶多楽湖から分水界漏出即ち岩石の割目或いは比較的透水性のよい地層を通って，被圧地下水として湖の分水界外の流域に地下流出していることが3回の水収支の調査から確められた。倶多楽湖からの分水界漏出によって，倶多楽湖の分水界を越えて，周りの諸河川流域に対して涵養源としての役割を果していると考えられる。そこで周辺諸河川の冬期渇水流量及びそ

の時間的減水を調査し，倶多楽湖からの分水界漏出が周辺河川流域の涵養にどの程度寄与しているかを定量的に調べた。筆者等の知るかぎりでは，分水界漏出量の定量的な見積りは，今までにほとんど報告されていない。

1. 流域の地下水保水量

洪水期間を除いて，渇水期の河川流量は地下水流出だけで涵養されている。ある地点の河川流量 Q は，その流域内に地下水として保水されている水量 S に比例すると考え，

$$Q = \alpha S \tag{7}$$

と定義した。α は時間の逆数の次元をもつ比例定数であり，S を流域の地下水保水量と名付ける。

又降雨等により地下水層に水の供給があるとき，供給量を I とすれば，

$$I-Q = dS/dt \tag{8}$$

で地下水保水量は変化する。

然し河川流量を調査した12月下旬から2月までの冬季渇水期には，降雨による供給はなく，融雪の影響は少ないと考えてよい。従って，倶多楽湖からの分水界漏出がないとすれば ($I=0$)，(7) 式と (8) 式とから，

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \tag{9}$$

となる。実際に渇水期の河川流量の減水はほぼ指数函数になることが知られている。

又任意時刻を $t=0$ とし，そのときの地下水保水量を S_0 とすれば，

$$S_0 = \int_0^\infty Q\,dt \tag{10}$$

と定義され，(10) 式に (9) 式を入れれば，

$$S_0 = Q_0/\alpha \tag{11}$$

となる。(11) 式は任意時刻で云えることで，(7) 式をあらわしている。即ち (10) 式は又 S の定義でもある。

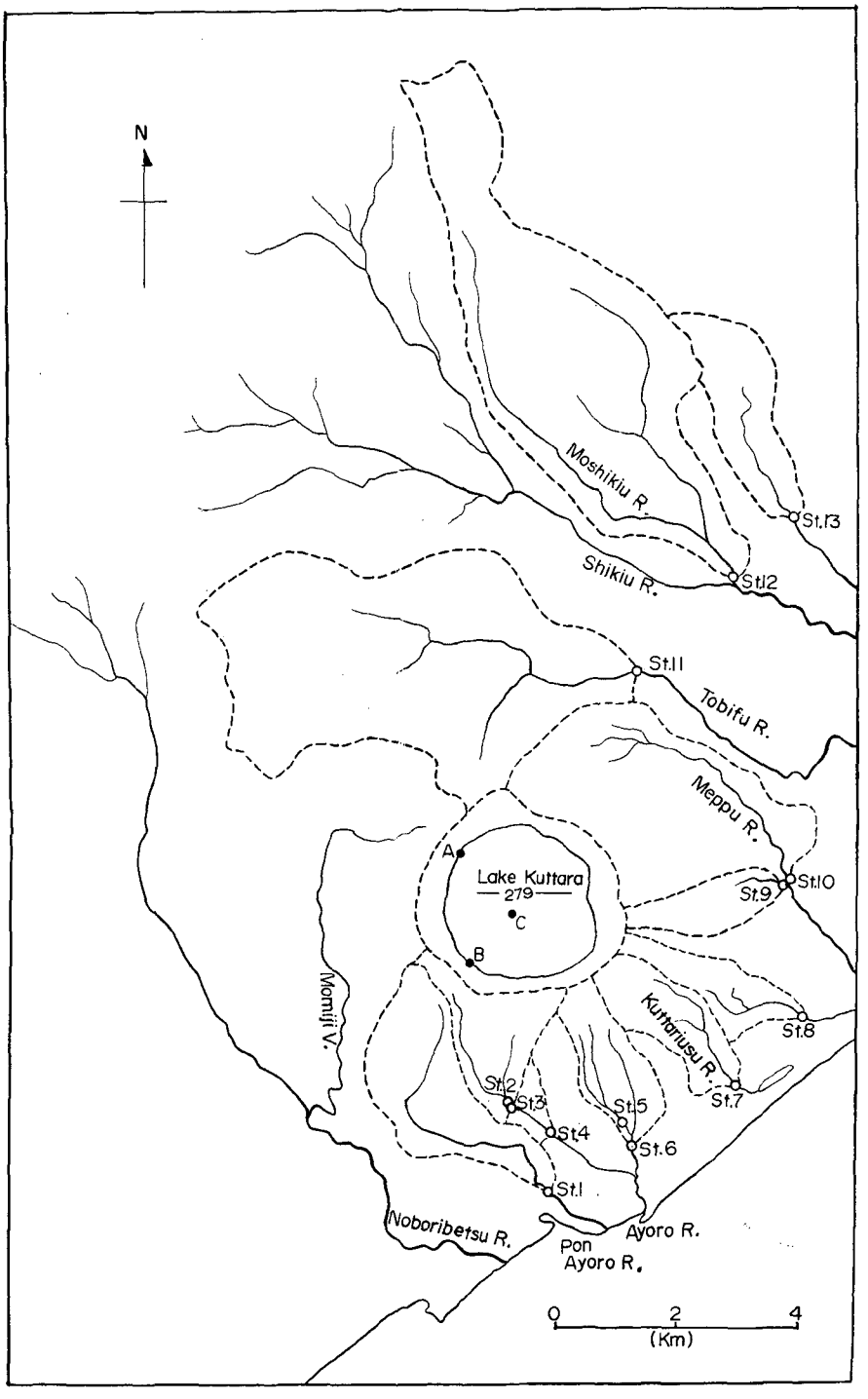
倶多楽湖からの分水界漏出がある河川流域で，しかもこの期間，漏出量 I が変化しないと考えれば，(7) 式と (8) 式から流量の減水は

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} + I(1-e^{-\alpha t}) \tag{12}$$

となる。

2. 周辺河川における冬期渇水流量の調査結果

調査の対象に選んだ河川は倶多楽湖の分水界を流域の上限とする周辺河川と，これと隣接する地域の2河川である。これらの河川は登別から萩野にいたる海岸で，いずれも海に注ぎ，登別側からポンアヨロ川，アヨロ川，クツタリウス川，メツプ川，飛生川，毛敷生川等8河川



第7図 倶多楽湖周辺の河川流域の概略
白丸は流量測定地点，A と B は湖水位測点，C はいかだの位置

Fig. 7. Location of river basins and stations (white circles) measured streamflow around lake Kuttara. Water level of the lake was measured in the points of A and B, and point of C is place of raft.

である。但し紅葉谷は上流に登別温泉があり，人口密集度も高く，流量に人口的な影響があることも考えられるので調査河川から除いた。

測定カ所は 13 カ所で，第 7 図に示した。図の点線は分水界である。海岸線と山麓線との間はほぼ 700 m 幅の低湿地で，この地帯では河からの伏流水が多くなると考えられるので，河川流量の測定カ所は，できるだけ山に入った狭窄部を選んだ。

第 5 表　流量及び比流量

第 1 回調査；昭和 40 年 12 月 21 日～25 日
第 2 回調査；昭和 41 年 1 月 28 日～30 日
第 3 回調査；昭和 41 年 2 月 18 日～20 日

Table 5. Watershed area, streamflow and specific runoff for the rivers around lake Kuttara.

First; 21–25 December, 1965.
Second; 28–30 January, 1966.
Third; 18–20 February. 1966.

St. No.	流域面積 Watershed area A (km²)	流量 Q Streamflow (m³/sec)			比流量 Specific runoff (m³/sec·km²)		
		第 1 回調査	第 2 回調査	第 3 回調査	第 1 回調査	第 2 回調査	第 3 回調査
1	5.20	0.109	0.087	0.089	0.0211	0.0167	0.0170
2	0.16	0.012	—	—	0.0750	—	—
3	2.15	0.189	—	—	0.0878	—	—
4	3.55	0.388	0.335	0.337	0.1092	0.0945	0.0948
6	2.75	0.354	0.310	0.316	0.1287	0.1125	0.1147
7	1.86	0.173	0.149	0.134	0.0931	0.0799	0.0722
8	1.57	0.141	0.107	0.092	0.0901	0.0679	0.0587
9	1.98	0.214	0.177	0.169	0.1080	0.0893	0.0852
10	9.60	0.472	0.393	0.415	0.0492	0.0409	0.0472
11	18.33	1.183	0.985	1.007	0.0645	0.0537	0.0549
12	17.47	0.060	0.034	0.045	0.0035	0.0020	0.0026
13	4.63	0.195	0.117	0.125	0.0422	0.0252	0.0269

流量の調査は 3 回行ない，第 1 回は昭和 40 年 12 月 22 日～12 月 25 日，第 2 回は昭和 41 年 1 月 28 日～1 月 30 日，第 3 回は昭和 41 年 2 月 18 日～2 月 20 日で，測定結果及び 1 km² 当りの流量（比流量）を第 5 表に示した。流量の測定には広井式流速計を使ったが，調査の目的が流量の時間的な減水を求めることにあるので，3 回の調査とも同一基準で流速を測定するとともに，各測定断面で測定点を密にし，測定精度を良くした。測定断面での流速測定は，横断では河幅のほぼ 10% の間隔をとり，垂直方向には 10 cm 間隔とした。第 1 回目に測定した各測点の断面は第 6 表のとおりである。

第 3 回目の調査を始める前日の 2 月 17 日から 18 日の早朝に，この月には珍しく，5 mm（室蘭）の降雨があり，各測点の流量は第 2 回目にくらべて，むしろやや増加している。従って以下に述べる解析には第 3 回目の測定値は除いた。

第6表 第1回測定時の河川流量測定断面及び平均流速

Table 6. Cross sections at the stations measured streamflow and mean velocity in December, 1965.

St. No.	河 幅 Width (cm)	平均水深 Mean depth (cm)	平均流速 Mean velocity (cm/s)	St. No.	河 幅 Width (cm)	平均水深 Mean depth (cm)	平均流速 Mean velocity (cm/s)
1	95	13	88.3	8	245	11	50.2
2	70	10	17.2	9	157	17	80.7
3	233	20	40.4	10	425	37	30.3
4	370	19	55.1	11	140	16	26.8
6	230	24	64.5	12	385	24	21.3
7	163	22	48.1	13	980	41	29.5

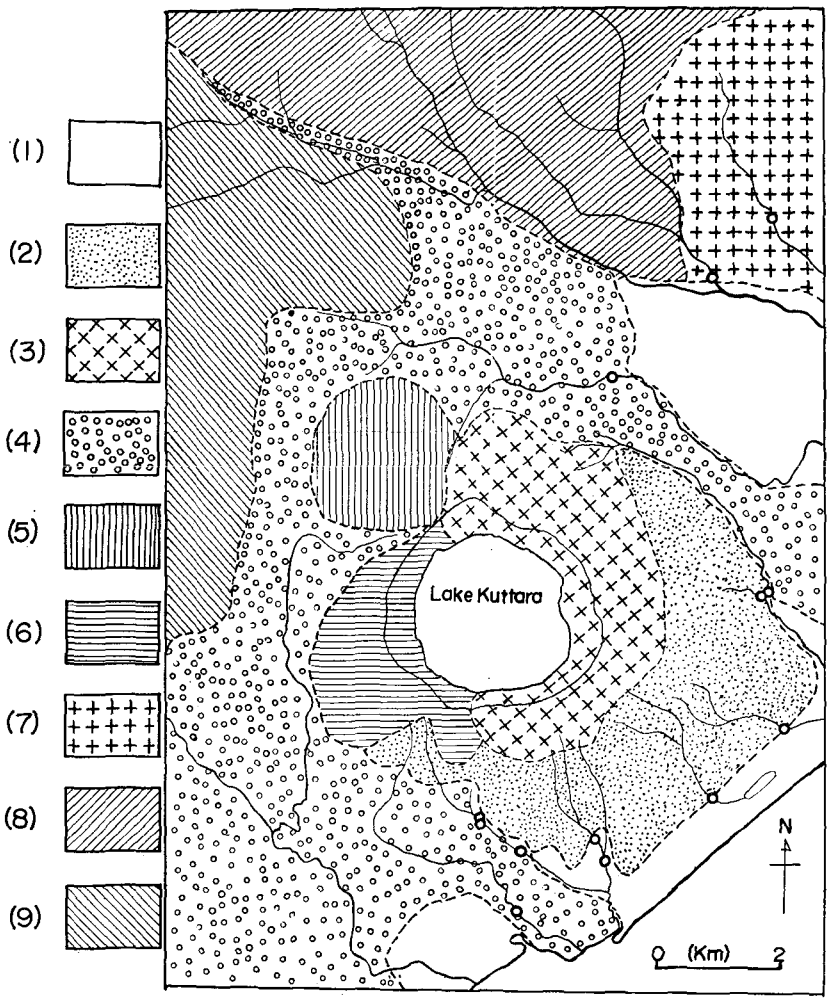
第7表 減水係数 (α), 第1回測定時の比地下水保水量 (S_0/A) 及び河川水温 (A は各河川の流域面積)

Table 7. Depletion constant (α), specific ground water storage (S_0/A) in December, 1965, and water temperature in the rivers (A; watershed area).

St. No.	α (day^{-1})	S_0/A (m^3/km^2)	Water temp. (°C)		
			第1回	第2回	第3回
1	0.00582	3.13×10^5	5.0	0.2	0.4
2	—	—	7.7	—	—
4	0.00365	25.80×10^5	7.0	5.0	6.0
5	—	—	9.0	—	—
6	0.00341	32.69×10^5	9.0	8.0	8.5
7	0.00413	19.48×10^5	6.0	5.3	5.7
8	0.00765	10.18×10^5	8.0	7.0	7.2
9	0.00513	18.19×10^5	9.0	8.4	8.7
10	0.00500	8.50×10^5	5.0	3.7	6.0
11	0.00539	10.34×10^5	4.5	5.7	7.0
12	0.01615	0.18×10^5	4.0	2.0	2.7
13	0.01474	2.48×10^5	4.0	2.4	3.7

第1回と第2回の測定値で, (9) 式から減水係数 α を求めた。流域面積に比して流量が大きく (比流量が大), 減水係数の小な流域は, 地下水保水量が大きいことを意味している。

第1回の測定流量を Q_0 とし, 第1回測定時の地下水保水量 S_0 を (11) 式から求めた。第7表に α, 水温及び各流域を比較するため, 1 km^2 当りの地下水保水量 S_0/A を示した。尚 α 及び S_0 は, 供給がない ($I=0$) ときの式, (9) 式, (11) 式から求めた。然し, 倶多楽湖からの分水界漏出がある流域の流量の減水は (12) 式であらわされる。従って第7表に示した α 及び S_0/A で, 倶多楽湖からの分水界漏出がある流域の値は, 見掛上の値である。



第8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. 8. 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.

第8図に倶多楽湖周辺の地質図[10)~14)]を示した。これによれば，S_0/A が St. 1, 12, 13 に較べて比較的大きい流域 (St. 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11) は，いずれも虎杖浜火山岩屑堆積物層と崖錐堆積物の地域であった。尚 St. 1 の流域は主として登別泥熔岩，St. 12 の流域は瓦斯山熔岩で St. 13 は支笏泥熔岩の流域である。このうちでも，St. 4, 6, 7, 9 は他に比較して異常に大きく，又水温も概して高い。従ってこれらの流域では，倶多楽湖からの分水界漏出が河川涵養に加わっていると考えられる。事実この4流域では，測定点の上流に岩の割目から多量に湧出する湧泉が知られている。St. 5 は St. 4 の上流にある湧泉の1つであり，St. 4, 6 附近では水量が四季を通じて豊富で，冬でも水温の高い川水を利用して，虹鱒の養殖が行なわれている。

次にこれらの流域が倶多楽湖からの分水界漏出によって，どの程度涵養されているかを推算した。(12) 式は流域に倶多楽湖からの分水界漏出量 I が Constant にあるときの流量の減水を示している。(12) 式を I についてあらためて書くと，

$$I = \frac{Q - Q_0 e^{-\alpha t}}{1 - e^{-\alpha t}} \tag{13}$$

となる。S_0/A の値から分水界漏出があると判断した，St. 4, 6, 7, 9 で仮に分水界漏出による供給がない場合の指数減水の係数 α が推定できれば，(13) 式から4流域の分水界漏出量をそれぞれ算出することができる。但し第7表に示した α は，上記4流域についても，I が0として (9) 式から求めた見掛けの α である。

S_0/A の値からみて分水界漏出がないと判断され，しかも地質的にほぼ等しい，St. 1, 8, 10, 11 流域の α の平均値 0.00598 day^{-1} を St. 4, 6, 7, 9 流域の真の α と取り，(13) 式で Q_0, Q をそれぞれ第1回調査の流量，第2回調査の流量，t を第1回目と第2回目の調査間の日数をとり，I を求め第8表に示した。

第8表の如く，倶多楽湖からの分水界漏出によって4流域が涵養されている総量は 0.35 m^3/sec と推定され，この大部分は St. 4, 6 等のアヨロ川流域に漏出している。

一方倶多楽湖の水収支の調査結果から求められた地下水流出量 Q_1 は夏期で Q_2+0.28~0.33 (m^3/sec)，冬期には Q_2+0.28 (m^3/sec) であった。

冬期の湖水調査時における，湖の周囲の流域から自由水

第8表 倶多楽湖からの分水界漏出による河川の涵養量

Table 8. Amount feeding by the watershed leakage from lake Kuttara to the rivers.

St. No.	I (m^3/sec)
4	0.130
6	0.140
7	0.051
9	0.025
Total	0.346

10) 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).
11) 斎藤昌之・小山内熙・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).
12) 太田良平；5万分の1［徳舜瞥］地質図及び図幅説明書，地質調査所 (1954).
13) 山口久之助・二間瀬洌・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).
14) 石川俊夫；登別温泉の地質学的研究，温泉科学，**16** (1966), 29.

面地下水としての流入量 Q_2 は，地質が同じ河川流域における地下水流出のみによって涵養されている冬期河川流量とほぼ同程度と考え推定することにした。倶多楽湖からの分水界漏出がないと考えられた，St. 1, 8, 10, 11 の流域で，第2回目の比流量の平均値は 0.045 $m^3/sec \cdot km^2$ であり，倶多楽湖周囲の流域面積 3.48 km^2 から，$Q_2=0.16\ m^3/sec$ と推定した。従って倶多楽湖から地下流出する量 Q_1 は 0.44 m^3/sec となる。

分水界漏出量を倶多楽湖の水収支の調査と周辺河川の冬期における流量の減水とから求めたが，それぞれ 0.44 m^3/sec と 0.35 m^3/sec となった。河川流域への涵養量がやや少ないが，残りの部分は恐らく更に深層の地下水を涵養しているものと考えられる。

IV. 結　　語

倶多楽湖は地理的にみて，流出河川も流入河川もない閉塞湖であるが，水文的な水循環の立場からは closed basin ではなく，分水界漏水があることが水収支の調査の結果わかった。

水収支の諸調査のうちで，蒸発量の測定には Floating Pan を使ったが，広い水面からの蒸発に対する補正の係数は 0.8 で，Pan からの蒸発とプールからの蒸発を日単位で比較して求めた。

3回の水収支結果，(Q_1-Q_2) はほぼ等しく，昭和 39 年 7 月には 0.28 m^3/sec，昭和 40 年 8 月で 0.33 m^3/sec，又昭和 40 年 3 月の結氷期の調査では 0.28 m^3/sec であった。湖周囲の流域からの自由水面地下水流入量 Q_2 は直接測定できなかったが，それぞれの時期での河川の地下水流出のみによる流量とほぼ等しい流入量と考えられる。従って冬期の Q_2 は，周辺河川の冬期渇水流量調査から，0.16 m^3/sec と推定し，結局冬期の倶多楽湖からの地下水流出量 Q_1 は 0.44 m^3/sec と求められた。

北海道の河川では，冬期には地下水保水量への降雨による供給はなく，流量は地下水保水量の減少により，定常的に減水する。倶多楽湖周辺河川の冬期渇水流量の調査を 12 月，1 月，2 月に行なったが，倶多楽湖からの分水界漏出のある流域では，流量の減水もゆるやかで，しかも比流量も大きい。この差異から倶多楽湖からの涵養量を求めた結果 0.35 m^3/sec となり，湖の水収支から求めた値とほぼ等しい。

この涵養量の大部分はアヨロ川など虎杖浜付近の河川流域 (St. 4, St. 6) に流出している。即ち地質的には倶多楽湖からの分水界漏出の通路は主として虎杖浜火山岩屑堆積物層にあり，倶多楽西山熔岩は透水性が悪いと考えられる。

おわりに，御指導いただいた福富教授並びに倶多楽湖周辺の地質について種々の御助言をいただいた石川教授に厚く感謝いたします。又昭和 40 年 3 月の調査に同行していただいた，愛沢行三，三好日出夫並びに和気徹氏に，又調査にあたり色々お世話になった倶多楽湖畔ユースホステルの小野純一氏に厚く感謝します。尚この研究費用は，昭和 40 年度文部省科学研究費（特定研究）及び昭和 40 年度北海道科学研究費によった。

6. Watershed Leakage from the Closed Lake — Lake Kuttara —

By Kinshiro NAKAO, Sakae ŌTSUKI, Ryuichi TANOUE and Renji NARUSE
(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Lake Kuttara is a closed lake having no outlet and inlet, but it is not a closed lake, in the point of view of hydrological water cycle. This is shown by the study of water balance in which it has been shown that the watershed leakage discharges as an artesian ground water to outside of the divide of lake Kuttara.

The amount of watershed leakage (Q_1) was investigated from the results of three field observations of water balance during the period from 1964 to 1965 and it was respectively estimated as $Q_2+0.28$ (m^3/sec), $Q_2+0.33$ (m^3/sec), and as $Q_2+0.28$ (m^3/sec) for July, 1964, August, 1965 and for March, 1965. The lake surface was covered by ice in March.

The discharged flow of free surface ground water to the lake (Q_2) could not be measured directly, but it was estimated from a base flow of the rivers around Kuttara basin. Its amount was 0.16 m^3/sec in winter. Consequently, Q_1 in winter is estimated as 0.44 m^3/sec.

The purpose of this study was, also, to investigate quantitatively the amount of watershed leakage from the lake by observing streamflow depletion of the rivers around Kuttara basin.

In Hokkaido, the streamflow in winter is fed only from the ground water storage of watershed and the streamflow decreases in accord with the decrease of ground water storage.

If the ground water storage is not supplied by rainfall or watershed leakage, the depletion curve of streamflow (Q) is shown by

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t},$$

where α is the depletion constant, S_0 the initial ground water storage, which is expressed by

$$S_0 = Q_0/\alpha .$$

A is the watershed area of river, the value of S_0/A in the rivers fed by watershed leakage was very larger than that of others.

In the river basin fed by watershed leakage, the depletion curve of streamflow is given by

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} + I(1-e^{-\alpha t}).$$

Consequently, the amount of watershed leakage (I) feeding the rivers was estimated from the difference of depletion curve of streamflow as 0.35 m^3/sec.

Thus, the amount estimated by water balance was nearly coincident with that obtained by the study of streamflow in winter.