

融雪水の浸透流出に関する研究*

福尾 義昭・奥西 一夫

ON THE INFILTRATION AND RUNOFF OF SNOW-MELT WATER

by Dr. Sci. Yoshiaki Fukuo and Kazuo Okunishi

Synopsis

From March to May 1963, an investigation was carried out on the infiltration and runoff of snow-melt water in the drainage area of Kuzuryu River, Fukui Prefecture, strongly damaged by heavy snow during the previous winter. Flow velocity of snow-melt water through the snowpack, the temperature and moisture of soil layer underlying it were observed and the effect of infiltration of snow-melt water upon the variation of soil temperature was considered.

Secondly, measuring the level, density, electrical conductivity and BCP alkalinity of river water until the snowpack disappeared, the correlations among them were examined. Finally, it was pointed out that the thawing rate of snow was closely related with the time of occurrence of daily minimum level of ground water.

1. まえがき

昨年12月末から本年(昭和38年)2月頃まで北陸地方は多量の降雪に襲われた。このため、各交通機関は寸断され、なだれが発生し、融雪洪水の起ることも懸念され、豪雪による災害は測り知れないものであった。これに対処して、各方面で雪害対策が検討され、科学的な面からも、各専門分野にわたっていろいろの立場から広く調査された。

融雪期に、降雨量が少なかったせいもあって、融雪出水による災害は比較的軽微であったことは不幸中の幸いであったが、所々に出水による災害を発生している。輻射熱、暖気、暖雨などのためにできた融雪水がどのように積雪層やその下の土壌内へ浸透し、さらに河川に流出していくかは融雪出水の規模や継続時間と密接に関係し、したがってその浸透流出についての研究は融雪洪水に対処する有用な知識を提出するものと思われる。

このような立場から、豪雪に見舞われた福井県九頭竜川流域の現地において、融雪水の浸透流出に関する調査をおこなった。

2. 融雪水の浸透について

融雪水の浸透に関する観測は、福井県大野市の南よりにある福井営林署上庄苗畑の敷地内でおこなった。その位置は、Fig. 1に示される。土地の傾斜はきわめてゆるやかであり、観測場所の土壌層は表面から約50cmまでは腐植土、その下約50cmまでが砂まじりの粘土、さらにその下に粘土層がある。観測は昭和38年3月15日から20日まで6日間にわたっておこなわれた。

a) 観測当時の気象状況

輻射交換計による日射及び雪面からの輻射エネルギーの収支*、積雪高の変化及び観測場に隣接した水田

* 昭和38年度日本陸水学会大会で一部発表

それぞれちがった時間間隔の後に掘り返し、どの深さまで雪が着色しているかを追跡して、時間と到達距離の関係を観測した。この場合、フクシンによる着色のために、積雪表面の太陽光線の吸収率が大きくなり、他の場所よりも融雪量が大きくなると思われるが、不飽和流においては、含水比によって透水率が変化するので、この効果は、融雪水の浸透速度に多少の誤差をもたらすと考えられる。**Photo. 2** は、このような調査を 20° ぐらいの勾配の斜面でおこなった時の断面を写したものであるが、融雪水が重力の方向のほか、積雪の層理の方向にも流れていることがみられる。このことから、傾斜地においては、融雪水は地面に達するまでに、すでに一部は側方流れを起していることがわかる。積雪面の傾斜がない所で、融雪水がどれぐらいの速さで浸透するかを調べた結果を **Fig. 4** に示してある。それによると、正午近くの日射が強い時には、浸透速度が急増するようで、その時の速さは、平均 32cm/hr である。

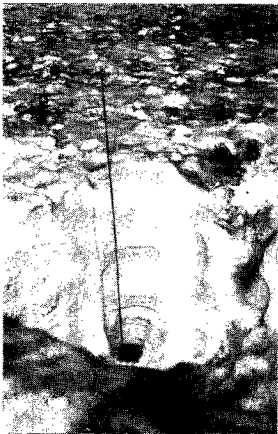


Photo. 1 Stratification in the vertical section of snow pack dyed with fuchsin.

つぎに、積雪面が傾斜 ($20^\circ \sim 30^\circ$) した所でも実験をおこなった。その方法は、まず、適当な位置にスノーサンプラーを用いて、積雪表面から地表面まで、直径 5cm の孔を周囲の雪を乱すことなく掘り、その孔の中へ、雪にフクシン粉末をまぜたものをつめこむ。こ

のようなフクシンをつめこんだ雪柱を数箇所ほぼ同じ状態の所に作っておく。のちに適当な時間をおいて、フクシンをつめこんだ孔を中心として、その周囲の随所で、スノーサンプラーでコアサンプルを採取する。採取したコアサンプルの一例は **Photo. 3** に示してあるが、この写真にも特に赤く濃く着色された縞がみられる。この縞の地表面からの高さを測り、融雪水の移動を追跡した。**Fig. 5** はフクシンを孔につめてから約 6 時間後にいろいろの距離でコアサンプルを取った結果をまとめたもので、流出水は図中の点線に沿って流れたものと思われる(流線はほぼ地面に平行になっている)。この場合積雪中の顕著な側方流は必ず氷粒の層の上側にあり、上から浸透した水が透水性の小さい氷粒の層にさえぎられて側方へ流れるためと考えられる。これは **Photo. 1** において氷粒層では水が動きやすかったのとは逆であるが、空隙の大きさと水の動きやすさの関係は、表面張力が主な力である場合と、圧力勾配と粘性抵抗が主な力である場合とでは全然別であろうと思われる。時には、地面に沿ってはフキシンの色が全然見出されないこともあったが、これはおそらく、流れがないためではなく、多量の水が流れたために、フクシンが洗い流されてしまったためと思



Photo. 2 A cross section of the snowpack over which fuchsin powder was spread. It was seen that the snow-melt water, dissolving fuchsin, infiltrated downward and also flowed along the strata.

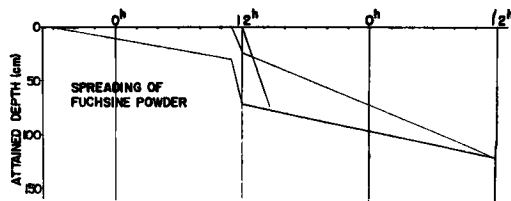


Fig. 4 Downward infiltration of snow-melt water through snowpack measured by spreading fuchsin powder on the surface of snowpack.

われる。なお、流れはほとんどもっぱら斜面の主方向に向いており、それに直角な方向には6時間経っても20cmぐらいいか広がらなかった。**Fig. 6**は上述の追跡結果をまとめたもので、積雪層を地表面から10cmごとの層に分け、各々の層の中で最も速く流れた例をひろって、時間—到達距離の関係を描いたものである。これらの図から、大よその流速を計算することが出来る。その結果を、地表からの高さ別の流速分布として**Fig. 7**に示す。地表面から20cmまでは、 10^{-2} cm/secの程度であり、20cm~60cmでは、 10^{-3} cm/secである。60cm以上では流れは見られなかった。フクシン粉末の撒布実験によって得られた融雪水の下方向の流速は**Fig. 4**の折れ線から求めたように、おおよそ 10^{-2} cm/secであり、0~20cm層の側方流れの速さと、その程度は一致している。また積雪斜面に、フキシンの濃い水溶液(0°C)を撒布した場合には、溶液は積雪中を斜面方向に 10^{-1} cm/secの程度で流れた。このように条件によって、流速が極端に変化するの、主に含水比の変化によって透水係数がかかるためと考えられる。



Photo. 3 One of core samples of snow extracted by snow sampler. Fuchsin-colored stripes reveal the presence of sideways flow along the strata at a height of 20 cm.

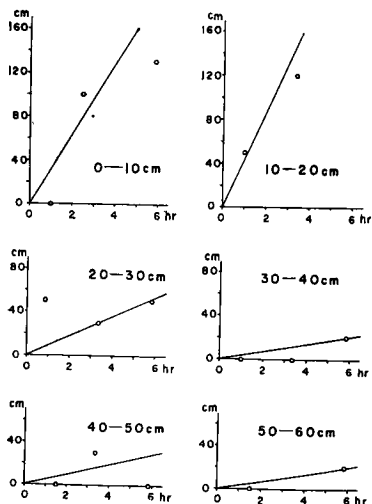


Fig. 6 Time-travel diagram of snow-melt water along each 10cm layer of snowpack obtained by core sampling.

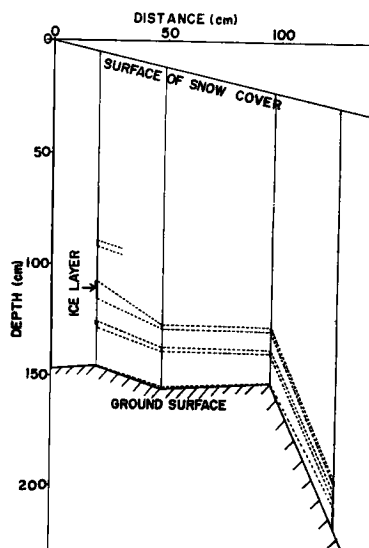


Fig. 5 Path of snow-melt water in the inclined snow layer. The vertical line at zero distance shows the position of the snow column containing fuchsin powder, which was set 6 hours before core sampling.

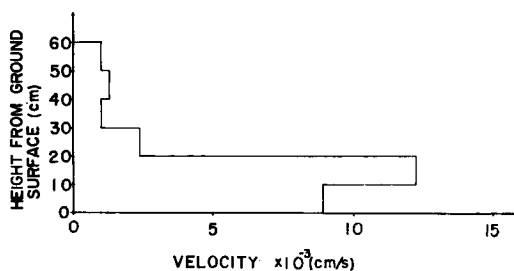


Fig. 7 Vertical profile of velocity of snow-melt water along the inclined strata of snowpack calculated from **Fig. 6**.

c) 積雪下の土壌内での融雪水の移動

積雪下の土壌内で融雪水がどのように浸透していくかを調べるために、さらに土壌の含水比の分布と地中温度の分布を調査した。

含水比の測定は、石膏電極による電気抵抗式水分計と赤外線水分計を併用したが、含水比が大きくてほぼ飽和に近かったため、石膏電極による水分計では感度が悪く、各深さにおける含水比の時間的変化を求めることが出来なかった。赤外線水分計は試料を赤外線ランプで加熱して水分を蒸発させ、重量変化から含水比を求めるもので、これは、いちいち試料を採取しなければならないので、1日に6個ほどの試料しか処理できなかったが、大ざっぱな含水比の時間的変化を得ることができた。その結果を Fig. 8 下段に示す。16日に表面近くで含水比が大きな値を示しているのは降雨の影響と思われる。17日は融雪量が少ないため (Fig. 2 参照) 顕著な含水比の変化は見られない。18日は融雪量が多かったため、18日18時に地表面から深さ 9 cm と 23 cm で採取した試料は大きな含水比の値を示した。18日夜半から19日午前にかけて、深い所で含水比が大きくなっている。19日にも多量の融雪があったが、顕著な含水比の変化は見られない。18日から19日にかけての等含水比線の低下から、浸透水の浸透の速さを大まかに見積ると 10^{-3} cm/sec 程度である。

地中温度は、精度 0.1°C のサーミスター温度計を用いて、地表面より、深さ 10cm, 20cm, 30cm, 40cm, 及び 50cm の5点で2時間毎に観測をおこなった。その結果を Fig. 8 上段に示す (深さ 20cm での測定結果は、サーミスターエレメントの絶縁不良のため不正確であり、省略)。16日における地中温度変化は少なく、顕著な傾向はみられないが、17日以後は明瞭な日変化があらわれている。

地表面は積雪のため常にほぼ 0°C に保たれており、深くなるほど平均温度も高く、日変化の振巾も大きくなっている。Fig. 8 中段は各時刻の地中温度の鉛直方向の勾配の時間的変化を示したものである。

この図から、顕著な日変化がある時には、温度勾配は夜中から朝11時ごろにかけて徐々に増加し、逆に13時ごろから17時ごろにかけては比較的急に減少していることがわかる。その原因として次の2つが考えられる。

1. 融雪水の浸透によって土壌の含水比が増加し、そのために土壌の熱伝導度が増加して温度勾配が減少する (下方からの heat flux はほぼ一定と考えられる)。

2. 0°C の融雪水の浸透による冷却の効果 (地表面は常にほぼ 0°C に保たれる)。

観測当時は含水比が field capacity に近く、このような地中温度変化は主として2.の原因によるものであろう。

地中温度は、深い所ほど高いから、融雪水の浸透がない場合には、地中内部から熱伝導によって地表面へむかって熱の輸送がおこなわれる。地表面では、温度はほぼ常に 0°C に保たれており、また地中の充分深い所では、ほぼある一定の温度に保たれていると考えられるから、土壌の熱伝導率を一定と仮定すると、定常状態では、地中温度 θ は

$$\theta = Az \quad \theta \leq z \leq H \quad (1)$$

で表わされる。ここに A は温度の下向きの勾配、 H は地中温度が一定に保たれている深さである。土壌の熱伝導率を k 、地中内部からの熱流量を q で表わせば

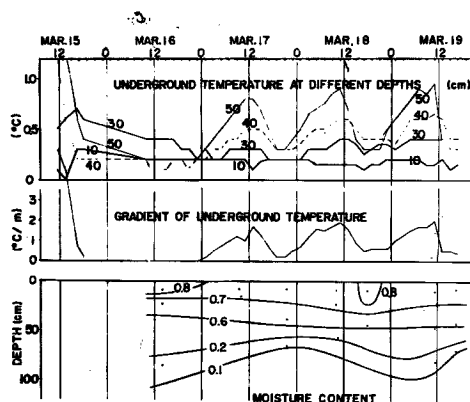


Fig. 8 Distribution of underground temperature and soil moisture with depth.

$$A = \frac{q}{k} \quad (2)$$

(1)式の温度分布は、融雪水の浸透による冷却効果のため変形されるであろう。その浸透速度は遅く、浸透水は充分附近の土壌温度となじみながら下方へ浸透すると考えられるから、融雪水の冷却効果を熱の移流項として表現すれば、熱伝導方程式は

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c \theta) = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \rho_w c_w f \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3)$$

$$\begin{cases} \theta = 0 & \text{at } z = 0 \\ \theta = AH & \text{at } z = H \end{cases} \quad (4)$$

ここに、 $\rho, c; \rho_w, c_w$ はそれぞれ土壌及び融雪水の密度、比熱であり、 f は浸透の速度である。土壌の乾燥状態における密度、比熱を ρ_s, c_s 、またその空隙率を β とすると

$$fc = \beta f_w c_w + (1 - \beta) \rho_s c_s \quad (5)$$

(3)式の定常解を解くと (f は一定と考える)

$$\theta = AH \frac{e^{Bz} - 1}{e^{BH} - 1} \quad (6)$$

但し

$$B = -\frac{f \rho_w c_w}{k}$$

地表面付近の温度勾配は

$$\left(\frac{d\theta}{dz} \right)_{z=0} = \frac{ABH}{e^{BH} - 1} = -\frac{q}{k} \frac{BH}{e^{BH} - 1} \quad (7)$$

(6)式の解は z が負の領域(積雪の中)でも温度勾配が 0 にならないので、その効果が advection によって z が正の所へ効いて来る。しかし z が負の所での温度勾配は小さく、 $z \rightarrow -\infty$ で $\frac{d\theta}{dz} \rightarrow 0$ となるので誤差はあまり大きくないと思われる。また深さと共に温度勾配が大きくなる現象は(5)式では説明できないが、これは深い所ほど含水比が小さいため、土の比熱が小さく、advection の効果が大きいためと考えられる。Yin Chao-Yen³⁾は、温度勾配のある多孔物質の中を流体が流れている場合の温度分布を実験によって得ているが、その結果は、(6)式と同じ形になっている。

(2)式及び(7)式にそれぞれ Fig. 8 の温度勾配の極小値と極大値を入れると

$$(2) \rightarrow -\frac{q}{k} = 0.02 \text{ deg/cm} \quad (8)$$

$$(7) \rightarrow \frac{q}{k} \frac{BH}{e^{BH} - 1} = 0.002 \text{ deg/cm} \quad (9)$$

これより

$$BH = \frac{f \rho_w H}{k} = 3.6 \quad (10)$$

大ざっぱに $H = 1.0 \text{ m}$, $k = 2.6 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}$ とおくと $f = 7.2 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ となる。一方含水比変化から求めた浸透水の front の速度 (v) は、 $1.2 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ であるから、これから有効空隙率は、

$\frac{f}{v} = 0.06$ と計算される。この値は腐植土の値としてオーダー的に大体合っているようである。

Table. 1 は、積雪中及び土壌中における融雪水の流れの速度の観測値をまとめたものである。

Table. 1 Velocity of flow of snow-melt water through the snowpack and soil layer underlying it.

Medium	Flow direction	Position of observed layer (cm)	Flow speed (cm/sec)
Snow pack (unsaturated)	inclination 20°~30°	0~10 above the ground surface	0.89×10^{-2}
		10~20 "	$1.22 \times$ "
		20~30 "	$0.24 \times$ "
		30~40 "	$0.10 \times$ "
		40~50 "	$0.13 \times$ "
		50~60 "	$0.10 \times$ "
		60~150 "	0
" (almost saturated)	inclination 30°	0~150 "	1.0×10^{-1}
" (unsaturated)	downward	0~150 "	$9 \times 10^{-3}(\text{max})$ $6 \times 10^{-3}(\text{mean})$
Soil (almost saturated)	downward	0~50 beneath the ground surface	1.2×10^{-3}
" (")	downward	0~50 "	$7.2 \times 10^{-5*}$

* is filtering velocity. Others are pore velocity.

3. 融雪水の流出について

a) 観測及びその結果

融雪の進行にともなう、融雪水がどのように河川に流出していくかを調べるために、適当な地点で河川水位、地下水位、及び河川水の水質調査をおこなった。

河川水位の観測は、小舟渡（九頭竜川本川上流）朝宮（日野川下流）及び布施田（本川下流）においては、その場所に設置してある建設省福井工事事務所および福井県土木部所管の自記水位計で得られた記録を利用させていただいた。また武生土木出張所の御好意により日野川上流に自記水位計を設置し3月17日より5月上旬まで水位を記録した。さらにこれらの地点で、同時に、3月16日より20日までは3時間おきに、21日以後5月10日までは毎日9時及び18時に河川水の採水を行なった。採取した河川水は当研究所に持ち帰り、その比重、電気伝導度、BCP アルカリ度（Brom cresol purple 指示薬を用いて計ったアルカリ度）を測定した。地下水位については、大野市内にある滝波氏方の井戸に、同じく自記水位計を設置し不圧地下水位の変動を、3月20日より5月10日まで測定した。

これらの測定結果の中、3月中のものを示したのが、**Figs. 9~12** である。また、これらの図に、降水量、積雪高、河川水温の変化が記されているが、それらは「福井県気象月報」昭和38年3月に掲載された資料によるものである。

まず、電気伝導度、BCP アルカリ度及び比重と水位との変化の対応をみると、大まかな傾向として、水

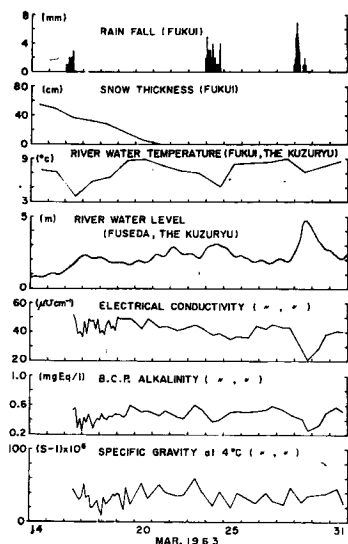


Fig. 9 Observation concerning the runoff of snow-melt water at Fuseda. Diurnal variation of river water level is conspicuous when the influence of rainfall is little.

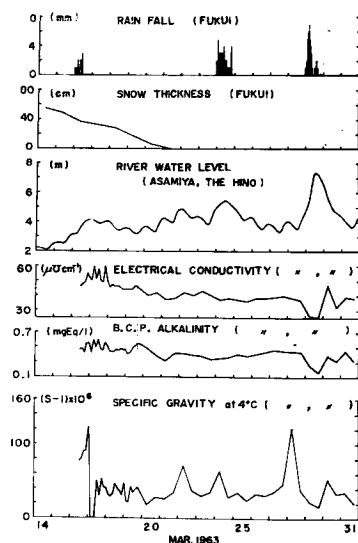


Fig. 10 Observation at Asamiya.

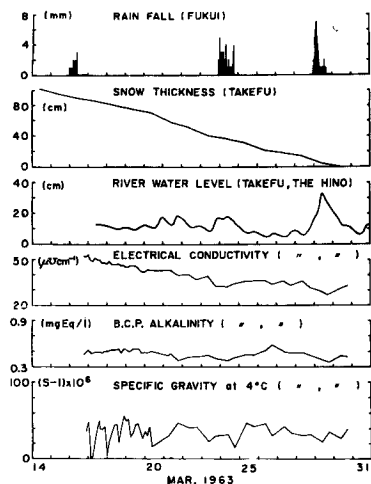


Fig. 11 Observation at Takefu.

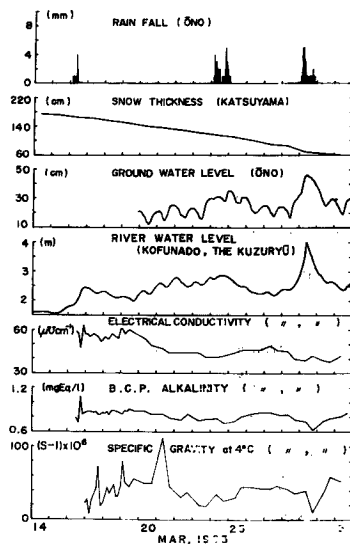


Fig. 12 Observation at Kofunado.

位の増減と他の3量の増減は、相反していることがうかがえる。それで各地点ごとに、水位に対する電気伝導度、BCPアルカリ度及び比重の相関を求めてみると、Fig. 13 のようである。電気伝導度やアルカリ度と水位の間には、良好な相関がみられる。密度に関しては、あまり良好とは言えないが、これはイオン化

の弱い泥とか、有機性腐植土中のあまり伝導度やアルカリ度に寄与しない成分が河川水に溶解する場合でも、比重は大きくなるからであろう。

b) 融雪期の地下水位及び河川水位の日変化

降雨のない期間の河川水位には、あざやかな日変化が存在して、夜間に高く日中は低いことが、**Figs. 9~12** をみるとはっきりとわかる。興味深いのは、大野市内で測定した不圧地下水位が河川水位と並行して変化していることである。河川水位と地下水位の日変化の極大極小時刻を表にまとめると、**Table. 2** のとおりである。

河川水位の日変化については、すでに古く野満⁴⁾が、阿蘇黒川においてくわしく観測し、冬期における水

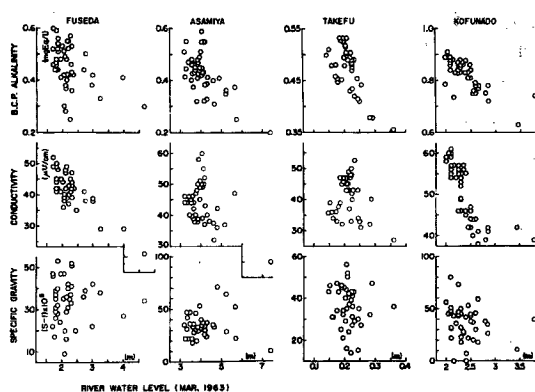


Fig. 13 Correlation diagrams among the river water level, BCP alkalinity, electric conductivity and specific gravity of river water at each observing station.

Table. 2 The time of occurrence of daily maximum and minimum levels of river water and groundwater levels.

Date (1963)	River water level								Ground water level	
	Fuseda		Asamiya		Takefu		Kofunado		(Ono)	
	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min
Mar. 14	6 hr	14 hr	1 hr	13 hr	hr	hr	8 hr	— hr	hr	hr
15*	6	13	2	13			—	6		
16*	—	—	—	—			—	—		
17	3, 23	16	0, 23	13			2	15		
18	—	18	23	14		15	0	15		
19	6	16	—	13	0	13	0	15		
20	6	14	2	13	0, 21	12	6	15		14
21	6	15	2	13	19	12	4	14	2, 23	11
22	5	19	1, 23	15	21	13	2	18	23	14
23*	3	15	—	12	—	12	4	12	—	13
24*	15	—	12	—	9	—	14	—	0	20
25	—	17	21	14	19	13	—	17	2, 22	14
26	0	17	23	14	21	12	—	17	—	13
27	2	15	23	13	22	11	5	13	22	14
28*	5	15	—	13	—	11	—	—	—	12
29*	15	—	14	—	10	—	10	—	10	—
30	—	—	—	—	—	—	—	—	21	13
31	—	16	—	14	—	11	—	13	21	10

* : The day when diurnal variation is not obvious because of the influence of rainfall.

位日変化は、我々の観測と同じように夜間高く日中低いことを見出し、その理由として、融雪水(雪汁)の効果を指摘している。それによると「融雪最盛時は、河水位上昇率最大の時刻に当り、最高水位はそれよりずっと遅れ22時内外になる。」と述べている。

河川水位観測地点と地下水位観測地点とが地理的にかけはなれていて、直接結び付けるわけにはいかないが、観測結果を利用して、融雪期になぜ上述のような日変化が表われるかをさらに考察し、野満の見解を補ってみよう。

融雪期には **Fig. 8** でみたように、土壌の含水量は何処でもほぼ飽和状態に近いと思われる。したがって、地下水面は、融雪水が土壌に浸透しだすと同時に、一様に上昇するであろうし、またそれは直ちに河川への地下水流出量の増大をもたらし、河川水位も地下水位と殆んど同時に平行して上昇すると考えられる。ところで、融雪は、積雪面のごく上層に限られることは2・(b)で述べた観測事実や、あるいは、雪面を通過した輻射熱が積雪面下約10cmで5.4%程度になってしまう⁵⁾ことからいえる。積雪層の上層にできた融雪水が下方に浸透して地表面に達するのに、どれ位の時間が必要かを見積ってみよう。我々は**Table. 1**に積雪層中を浸透する融雪水の、おおよその速さを見積った。それによると、輻射量最大の正午前後には32cm/hrであり、融雪している間の平均の速さは20cm/hr程度であった。当時積雪量の厚さは150cm前後であり、したがって積雪表面から地表面まで達するのに約5~7時間かかる。**Fig. 2**によると有効輻射量は、6時頃から正となり17時前後に負となるから、融雪もほぼ時を同じくして始まり終るだろう。こう考えれば、融雪水が積雪層を下降して、地表面に達する時刻は12時前後になる。

Fig. 8 でみるように地中温度が12時前後から下り始めることや、また地下水位もその頃から上昇しだすことがうなずける。更に、6時間遅れた18時頃に、地下水位が最大上昇率を示すことも理解できる。地下水位の最大上昇率出現時刻が、輻射量最大の時刻から約6時間おくれる理由を、上述のように説明するならば、当然積雪層の厚さが減少するに従って、地下水位最低の時刻は前進する筈である。この関係を調べてみたのが**Fig. 14**である。水位極小時刻は積雪層の厚さが減少するに従って、前進する傾向がみられる。この図からその割合を求めると、おおよそ30cmの積雪層減少は極小水位出現時刻を1時間早めることになり、前に述べた積雪層内を融雪水が下降する速さとはほぼ一致する。融雪水の浸透と地下水位の変化を、以上の如く結びつけると、融雪水が地下水位に貢献する時間は、大体地下水位が上昇している時間に対応する。

そこで1日間に融けた融雪水の量のうち、一部は流出し、残りの部分が地下水位を日変化の極小から極大まで上昇させると考えるならば、次のようにして土壌の有効空隙率を見積ることができるであろう。

積雪高の1日間の減少量を相当水深に直した値を h とし、その流出率を α 、またその日に対応する地下水位の極大と極小の差を H 、土壌の有効空隙率を β とすれば

$$(1-\alpha)h = \beta H \quad (11)$$

h は、雪の密度がわかれば評価することができる。幸い、福井地方気象台発行の気象月報にその資料があるので、計算することができる。流出率 α を求めることを次に考える。

布施田水位観測所(建設省福井工事事務所所管)における水位流量曲線を用いて、まず1日間の総流量を各日毎に求める。次に九頭竜川流域にある気象観測点(**Fig. 1**参照)で測定された積雪深の日変化量と、その観測点の代表する面積を分水嶺等によって、適当に九頭竜川流域を分割して、大まかに1日当りにできる

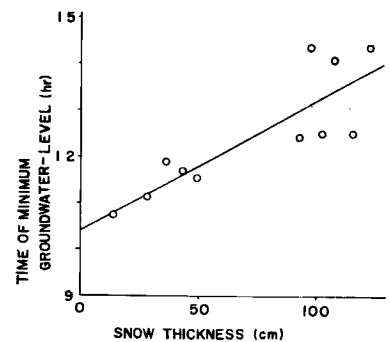


Fig. 14 Correlation diagram between the time of occurrence of minimum groundwater level and the thickness of snowpack at Ono. The slope of the straight line shows the inverse number of the velocity of snow-melt water infiltrating downward through the snowpack.

融雪水量を見積り、これに降水量も加算して、地上に出来た総水量を求める。さきに求めた布施田の1日間総流量と融雪によってできた1日間総水量の関係を図に画くと **Fig. 15** がえられる。平均して流出率は約84%であることがわかった。尙ここで用いた布施田の水位流量曲線は、水位の範囲が0.4~2.2mであるため、降雨のため警戒水位に達した28, 29, 30日の計算はできなかったが、21日は流出率が105%になっている。

以上のようにして、 $\alpha = 0.84$ が求まったから(11)式に毎日の h , H を入れて β を求めると **Table. 3** のとおりで、平均して $\beta = 6.4\%$ となる。この値は、地中温度変化から求めた有効空隙率とはほぼ一致する。

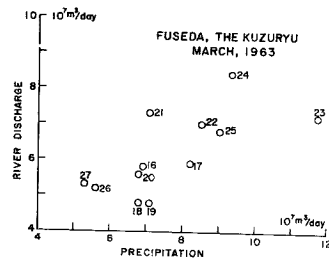


Fig. 15 Relation between the daily precipitation (rainfall plus snowmelt) and daily river discharge of the drainage region of Kuzuryu River.

Table. 3 Calculation of noncapillary porosity from snowmelt(h), coefficient of runoff(α), and the change of groundwater level(H), by means of eq. (11).

Date	h (cm)	$(1 - \alpha)h$	H (cm)	β (%)
Mar. 20				
21	2.90	0.46	8.0	5.8
22	2.24	0.36	11.5	3.1
23	3.42	0.55	6.5	8.4
24	4.53	0.72	14.5	4.9
25	4.11	0.66	7.3	9.0
26	2.24	0.36	4.2	8.5
27	2.55	0.41	5.0	8.1
28	2.55	0.41	7.0	5.8
29	7.52	1.20	30.0	4.0
Mean				6.4

4. まとめ

以上の調査結果のうち、主要なものをまとめると次のようである。

- (1) 積雪の中には地表面に平行な層理があり、透水度を非等方にする。そのため、傾斜地においては融雪水が積雪中で側方流れを起こす。しかし、それは河川水位に顕著な影響を及ぼすほどの量ではないようである。
- (2) フクシンで着色された融雪水の追跡によって、積雪中の融雪水の流れは、含水比が異常に大きい場合を除き、 10^{-2} cm/sec の程度の速度をもつことがわかった。
- (3) 土壌層の中の温度分布と含水比分布の変化から、浸透水の流量流速と空隙の中の流速が、それぞれ 7.2×10^{-5} cm/sec 及び 1.2×10^{-3} cm/sec と計算され、有効空隙率が6%ぐらいであることがわかった。
- (4) 河川水の電気電導度とBCPアルカリ度は河川水位との間に良好な相関がある場合が見出された。
- (5) 不圧地下水位と河川水位はほとんど平行して昇降し、降雨に影響されない日には、明瞭な日変化を示

し、日中に低く夜間に高い。

(6) 融雪水が積雪中を下方に浸透して地表面に達するのに数時間かかるため、融雪の最盛時刻と地下水位上昇の最盛時刻との間にはそれだけの時間のずれが現われる。

(7) 降雨の影響のない日の流出率は約84%であった。残りの16%と地下水位の上昇を対応させることにより、土壌層の有効空隙率が求められた。

(8) 融雪水の積雪中の浸透速度と土壌層の有効空隙率はそれぞれ2つの方法で求められ、共にほぼ一致した値が得られた。

(9) 九頭竜川流域は融雪期には比較的温暖であるため、融雪水の再凍結はわずかであり、土壌層の凍結は全く見られなかった。そのため、融雪出水の機構は比較的簡単であり、一種の地下水流出と考えてよさそうである。

謝 辞

この研究に際して、種々御教示を賜わった京都大学理学部速水颯一郎教授、ならびに有益な助言をいただいた当研究所奥田節夫教授に深く感謝いたします。

現地の調査に際しては、建設省福井工事事務所長興梠博英氏始め所員各位、ならびに福井営林署上庄苗畑事業所の所員各位に色々と御配慮をいただいたことを申し上げ、ここに厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 山元龍三郎, 佐橋謙, 光田寧, 水間満郎: 融雪機構に関する気象学的研究 京大防災研年報第7号 昭和39年 pp. 218~228
- 2) 若浜五郎: 融雪の機構 低温科学 物理篇 第21輯 pp. 45~74
- 3) Yin-Chao Yen: Heat Transfer in Ventilated Snow; J. of Geophys. Res. Vol. 68, no. 4; 1963; 1093-1101
- 4) 野満隆治: 河水位の日変化に就いて〔阿蘇黒川の研究第2報〕地球物理第6巻 昭和16年 pp. 199~210
- 5) 関西電力株式会社: 人工融雪実験報告書 昭和31年