



Title	北海道北部の蛇紋岩・第三紀層流域における融雪流出の比較
Author(s)	野村, 睦; 矢崎, 慶子; 笹, 賀一郎; 佐藤, 冬樹; 芦谷, 大太郎; 菅田, 定雄
Citation	北海道大学 演習林研究報告, 58(2), 1-9
Issue Date	2001-08
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/21473
Type	bulletin (article)
File Information	58(2)_P1-9.pdf



[Instructions for use](#)

北海道北部の蛇紋岩・第三紀層流域における 融雪流出の比較

野村 睦¹ 矢崎 慶子² 笹 賀一郎³
佐藤 冬樹⁴ 芦谷大太郎¹ 菅田 定雄¹

Comparison of snowmelt runoff in Tertiary with in serpentine basin
by

Mutumi NOMURA¹, Keiko YASAKI², Kaichiro SASA³, Fuyuki SATOH⁴,
Daitaro ASHIYA¹ and Sadao SUGATA¹

要 旨

北海道北部の近接する第三紀層と蛇紋岩の山地源流域において1997年と1999年に融雪流出の観測を行なった。その結果、蛇紋岩流域は流量変動が大きい特徴を有すること、それに対して第三紀層流域は流量変動が小さいことがわかった。蛇紋岩流域の極大流量は第三紀層のその約2倍だった。1日もしくは2日単位の水収支解析を行なったところ両流域とも流出率は100%以上だった。経験的な手法で直接流出を分離し、その流出率を調べたところ、第三紀層流域は30%未満、蛇紋岩流域では40%以上で60%を超える場合もあった。河川水温の平均値は第三紀層流域が約5℃、蛇紋岩流域が約2℃で3℃ほどの差があった。これらの値は、第三紀層流域では100cmよりも相当深い深度、蛇紋岩流域では50cm深の地温に等しい。このことから、第三紀層流域では土壌の深部に、蛇紋岩流域では浅層部に流出経路があると推測した。

キーワード：北海道北部、第三紀層、蛇紋岩、融雪流出、河川水温

2001年3月5日受理, Received March 5, 2001.

- 1 : 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター天塩研究林, 幌延町字問寒別, 098-2943
Teshio Experimental Forest, Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, Toikanbetsu, Horonobe, 098-2943
- 2 : 北海道大学大学院農学研究科環境資源学専攻, 札幌市北区北9条西9丁目, 060-0809
Division of Environmental Resources, Graduate School of Agriculture, Hokkaido University, Kita 9 Nishi 9 Kitaku Sapporo, 060-0809
(現在) 国土防災技術株式会社西日本事業部, 広島市西区庚午北1-20-6, 733-0821
Japan Conservation Engineers Inc., 1-20-6, Kōgokita, Nishiku, Hiroshima, 733-0821
- 3 : 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター森林圏ステーション, 札幌市北区北9条西9丁目, 060-0809
Forest Research Station, Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, Kita 9 Nishi 9 Kitaku Sapporo, 060-0809
- 4 : 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター雨龍研究林, 名寄市徳田250, 096-0071
Uryu Experimental Forest, Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, 250 Tokuda, Nayoro, 096-0071

1. まえがき

山地源流域における流出過程を明らかにすることは、水循環機構の解明に不可欠なことであり、水資源の利用・洪水対策などの実用上の問題からも重要である。源流域の流出過程を支配する因子として重要なもののひとつは基盤地質であろう(谷, 1992)。この論文では地質の異なる二流域の流出特性の違いを観測結果に基づき示す。ひとつの流域は過去に研究例の少ない蛇紋岩流域を対象にした。蛇紋岩流域は崩壊地が多いこと、土壌層に重金属を多く含有するなどの特徴をもち、流出過程の解明は土砂移動・物質循環の機構を明らかにするためにも重要である。

融雪流出は冬期に堆積した積雪が春期に融解し1ヶ月程度の高流量の期間をもたらす積雪地域独特の水循環過程で水文学的に重要なイベントである。過去にはその水収支特性(本山ら, 1983)や流出機構(MOTOYAMA, 1983; NOMURA, 1994)、森林伐採との関係(志水, 1990)などの研究が行われてきた。また供給される水が0℃で一定であることを利用して水温をトレーサーにした流出成分の分離(KOBAYASHI, 1985)などの研究も行われている。しかし降雨時の流出に比べ研究例は少ない。

この論文では、第三紀層・蛇紋岩を基盤岩とする二流域の融雪流出を対象に流出特性の違いを示し、さらに河川水温の特徴から流出過程の検討を行なった結果を示す。

なお、2001年4月1日に改組により、この論文で述べる観測を行なった天塩地方演習林は北海道大学北方生物圏フィールド科学センター天塩研究林に名称が変わったが、本文中では観測時の名称を用いる。

2. 試験流域と観測方法

観測は北海道北部に位置する天塩川水系問寒別川源流の二流域で1997年と1999年の融雪期に行なった。ひとつは問寒別川の西側に位置し第三紀シルト岩の流域であり、もうひとつは東側に位置する白亜紀蛇紋岩の流域である。それぞれの流域が位置する地域の名前を用いて、以下では前者をヌカナン流域、後者を中の峰流域と呼ぶ。流域の概要を図1と表1に示す。ヌカナン流域の植生は北海道北部で一般的な針広混交林である。ただし、それほど密ではない。一方、中の峰流域はおもにダケカンバ二次林からなるが、源頭部には

蛇紋岩地帯特有のアカエゾマツ林が存在する。両流域とも林床はチシマザサに覆われている。これらの流域は北海道大学天塩地方演習林内にあり、流域末端の量水堰で1時間毎に水位・水温の測定を行なっている。1999年には流域末端からやや上流の斜面において地温を測定した。測定深度はヌカナン流域が0, 10, 30, 50, 100cmで、中の峰流域が0, 10, 30, 50cmである。測定間隔は1時間毎である。いずれも斜面の勾配は約30°で、針葉樹と広葉樹の混交した林内にある。地温計は河道から斜面長で約10mの地点に設置した。

表1 試験流域の概要

流域名	面積km ²	高度m	基盤地質
ヌカナン	0.43	50-240	第三紀シルト岩
中の峰	0.38	100-360	白亜紀蛇紋岩

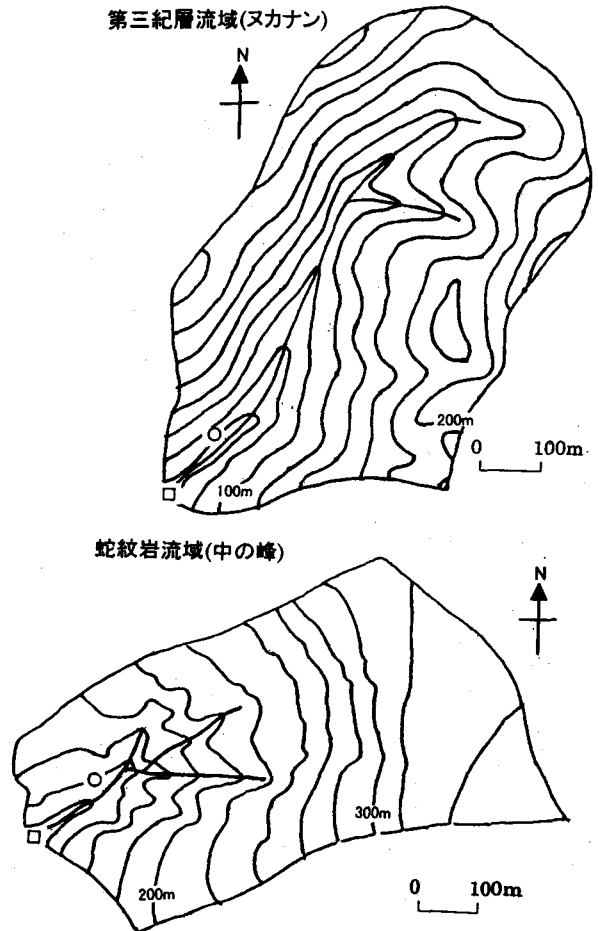


図1 試験流域
□は量水堰, ○は地温測定地点を表わす。

問寒別市街にある演習林庁舎の露場では積雪深の測定を行ない、また雪面低下量・積雪表層密度の測定から融雪量を求めた。以下では庁舎露場をたんに露場と呼ぶ。ヌカナン流域は露場から直線距離で約5 km北西に、中の峰流域は10km北東に位置する。各流域では融雪量を測定していないが、とくにことわらないかぎり融雪量は露場とほぼ等しいものとして扱う。このような仮定は、両流域の距離から気象条件に大きな違いがないと予想されること、また300m程度の高度差では融雪量に大きな違いがないという報告(MOTOYAMA, 1986; NOMURA, 1994) などからはほぼ妥当なものと判断する。

時間がかかるためである。とくに積雪内浸透は融雪流出特有の過程で、KOBAYASHI and MOTOYAMA (1985) や NOMURA (1994) は積雪深が1 m大きくなると極大値の出現が2 から3 時間遅れることを報告している。今回の場合、1997年は4月1日の積雪深が61cm、消雪日は4月18日であり、1999年は4月15日が64cmで消雪日は4月26日であった。両年とも積雪深が小さく広い範囲のデータが得られていないので、積雪深の低下に伴う極大値出現時刻の遅れの減少については不明瞭な結果しか得られなかった。積雪内浸透に要する時間がその日の融雪量に左右される(NOMURA, 1994) のも不明瞭さを助長する一因であろう。

3. 流出応答と流出率

図2に1999年の融雪期に得られたハイドログラフの一例を示す。図に見られるように、いずれの流域においても日変動を伴う活発な流出が観測された。流量の日変動は、積雪表層部における融雪が日射の大きい正午頃に大きく、夜間にはほとんど起こらないという日変化をすることに起因する。以下ではまず日変動に注目し、流出応答を調べた結果を示す。続いて、流出率について述べる。

1) 日極大流量の出現時刻

流量の日極大値が出現した時刻を図3に示す。両年両流域とも極大値が出現するのはおおむね15時から20時の間が多く、両流域における差は見られなかった。積雪表層における融雪量の極大は通常正午頃であるが流量の極大がそれに対し数時間ほど遅れるのは、積雪内浸透や、地表もしくは地中を融雪水が流下するのに

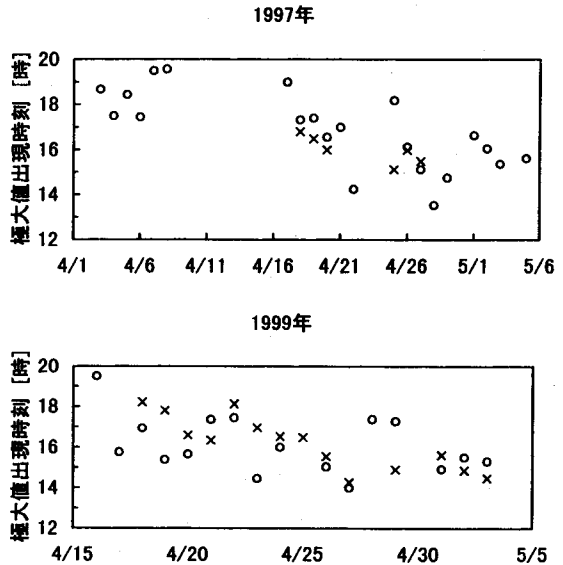


図3 流量は極大値の出現時刻
×はヌカナン流域、○は中の峰流域を表わす。

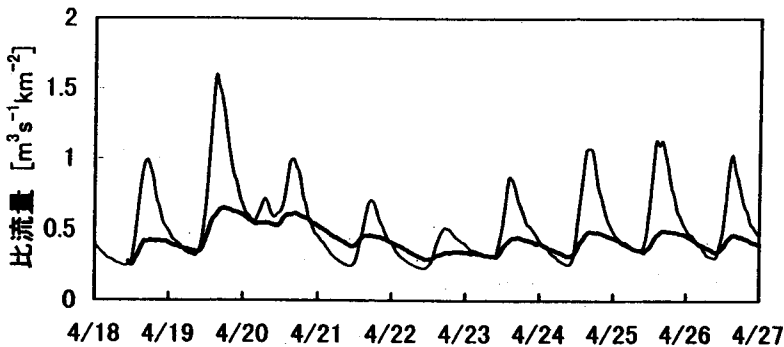


図2 融雪期のハイドログラフ
1999年4月18日から4月26日の結果。太線はヌカナン流域、細線は中の峰流域の結果を表わす。

2) 日極大流量の比較

図 2 からわかるとおり、中の峰流域はヌカナン流域に比べ極大流量が大きく、また極小流量はしばしばヌカナン流域よりも小さい。図 2 以外の日も含めて図 4 に日極大流量を比較した結果を、図 5 に日極大流量と日極小流量の比を比較したものを表わす。図 4 に見られるように、両流域の極大流量はおおむね正の関係をもつが、中の峰流域の極大流量はヌカナン流域のそれに比べ 2 倍程度大きい。一方、極大・極小流量の比 (図 5) を見ると、ヌカナン流域では大きくても 2 未満であるのに対し、中の峰流域は 2 から 4、ときにはそれ以上であった。北海道北部の安山岩の流域 (流域面積 1.3km²) で得られたこの比は 2 から 3 程度のものである (注)。このような値を参考にすると、中の峰流域は流量変動の大きい流域、ヌカナン流域は比較的流量変動の小さい流域と言えよう。

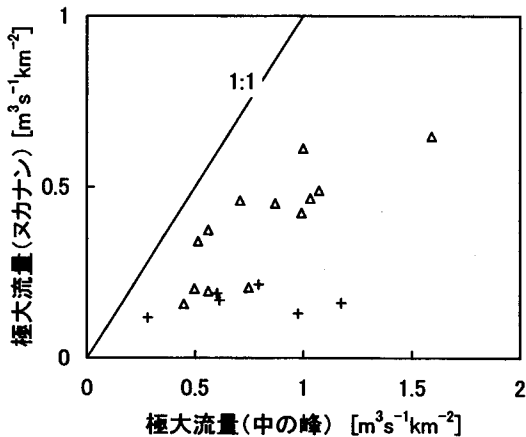


図 4 極大流量の比較
極大流量は比流量で表わしている。+は1997年、△は1999年の結果を表わす。

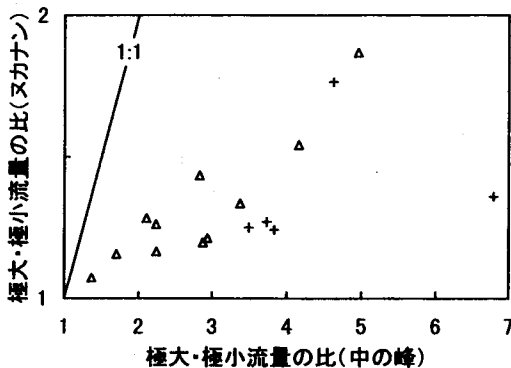


図 5 極大・極小流量の比較
+は1997年、△は1999年の結果を表わす。

3) 減水部の比較

各流域の減水の特徴を明らかにすることも、流出特性の記述には重要であろう。ここでは、ハイドログラフを片対数で描いたとき、その減水部が 1 ないし 2 本の直線で近似できることに注目し、その近似線の傾きを比較した。近似線は流量を Q としたとき、 $Q = Q_0 \exp(-kt)$ となる。ここで、 Q_0 は減水が始まる時の流量、 t は時間である。 k が近似線の傾きを表わす値で、ここでは減水係数と呼ぶことにする。図 6 に減水係数を比較したものを示す。減水部を 2 本の直線で近似した場合は流量が小さくなった時の近似線の係数を比較の対象にした。図 6 を見ると、1999 年は両者に正の関係が見られた。また、減水係数の値は中の峰流域が 0.03 から 0.06 h⁻¹、ヌカナン流域の 1999 年は 0.01 から 0.03 h⁻¹ であった。減水係数から流量の半減期を求めてみると、中の峰流域では 12 から 24 時間、ヌカナン流域で 1 から 3 日となる。この結果は、中の峰流域では減水がすみやかで高流量の時間が比較的短いことを、逆にヌカナン流域では減水が遅いことを意味する。

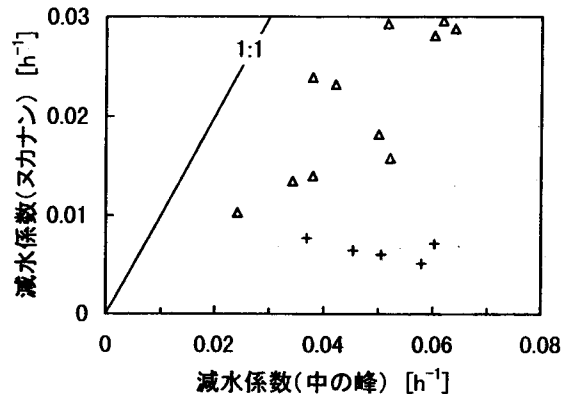


図 6 減水係数の比較
+は1997年、△は1999年の結果を表わす。

ヌカナン流域の 1997 年はいずれも 0.005 h⁻¹ 程度で、ほかの年、流域に比べかなり小さかった。また、中の峰流域との関係も見られなかった。この年のヌカナン流域は流量も比較的小さいまま推移した。これらの理由は現在のところ不明である。なお、0.005 h⁻¹ の減水係数では半減期は約 6 日である。

4) 直接流出の比較

直接流出の流出率を用いて各流域の比較を行なった。この論文では、直接流出とは洪水流の早い流出応答成分を形成する流出とし、ハイドログラフ上では対象日の極小流量と翌日の極小流量を結ぶ直線の上部の流量がそれに相当するとした。結果を表2に示す。なお、1997年は露場の消雪前のデータが少なく融雪量との比較ができないので、1999年の結果のみを示した。表に見られるように、ヌカナン流域では流出率は1例を除いて30%未満だった。一方、中の峰流域はおおむね40%以上で60%を超える場合もあった。流出率が100%を超えている場合が1例あったが、これについては次節で考える。いずれの流域でも融雪量と流出率の関係はとくには見られなかった。ただし、両流域の流出率には正の関係が見られた。流出率の大小を決める因子のひとつとして流域の湿潤状態が考えられる。比較的近い距離にある流域では、日々供給される融雪水の量はほぼ同じなので、流域の湿潤・乾燥化の履歴がその絶対値は別として似ているであろう。このような点が流出率に正の関係を生じさせる理由として考えられるが、詳細はわからない。

ハイドログラフ上における直接流出の分離は多分に便宜的なもので、必ずしも流出機構に結びつくものではない。ただ、流量変動(図5)や減水係数(図6)を比較した結果も含めて考えると、中の峰流域ではすみやかに大量の水を流出させる経路が存在すること、ヌカナン流域はそれに対し比較的緩慢に水を流出させる経路をもつことが言えそうである。

5) 短期水収支

融雪期の水収支を考える場合には、雪面における蒸発・凝結量が融雪量に比べかなり小さいこと(本山ら, 1983)、植物の開葉期前で蒸散量がほとんどないことから、融雪量と河川流出量の比較がもっとも重要である。ここでは1日もしくは2日単位で総流出高を求め融雪量と比較した。日単位の総流出高は、減水部が指数関数で近似できることを利用して見積もった。具体的には、対象日前日の減水部を指数関数で近似し、その近似線を対象日の極小流量出現時刻からさらに延長し、対象日と前日分の流量を分離する。また、対象日についても同様の操作を行ない、対象日と翌日分の流量を分離する。これらの分離によって対象日の総流出高を見積もった。解析を行なったのは、1999年4月19日から4月25日の間の5期間で、その内訳は1日単位が3例、2日単位が2例である。

求めた総流出高と融雪量の関係を図7に示す。図に見られるように、両流域とも融雪量と総流出高はほぼ1:1の関係にある。また、期間全体の融雪量と流出高を求めると、融雪量は236mm、流出高はヌカナン流域が261mm、中の峰流域が339mmだった。今回の観測では流域における融雪量は測定していない。そのような点を考慮するとヌカナン流域の流出高と融雪量は等しいとみなせ、流出率はほぼ100%と言ってよいだろう。一方、中の峰流域の流出高は融雪量に比べ100mmも大きい。この原因として、まず融雪量が中の峰流域で大きいことを考えねばならないが、7日間で100mmもの融雪量の差が生じる機構の存在は考えにくい。中の峰流域には常緑のアカエゾマツが密に存在する地域

表2 直接流出の流出率(1999年)

期 間	露場融雪量 (mm)	ヌカナン流域		中の峰流域	
		直接流出高(mm)	流出率(%)	直接流出高(mm)	流出率(%)
4/16	23	-	-	8	35
4/17	-	-	-	15	-
4/18	-	7	-	22	-
4/19	32	13	39	36	114
4/20	33	7	22	14	42
4/21	25	6	25	16	62
4/22	26	3	12	10	39
4/23	27	8	28	19	70
4/24	52	9	17	25	49
4/25	42	9	21	27	65

流出率は直接流出高を融雪量で除した値。

-は欠測、もしくは欠測のため値が得られなかったことを意味する。

があり、むしろ融雪量が少なくなる可能性もある。現在のところ積極的に支持するデータはないが、地表の地形から判断する集水域と地中まで含めた集水域の違いなどがあるのかもしれない。前節で直接流出の流出率が100%を超えている場合があったことを述べたが、これは総流出高の流出率が100%を超えるという事情から生じたものであろう。今後、水収支の精査が必要と考える。

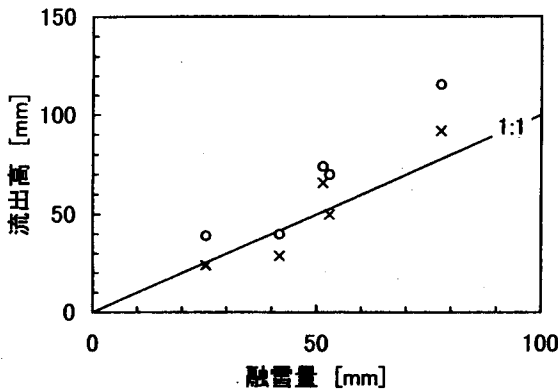


図7 流出高と融雪量の比較
×はヌカナン流域、○は中の峰流域の結果を表わす。

以上のように両流域とも高い流出率をもつことがわかった。ちなみに、同様の手法で山地源流域の融雪期の短期水収支を解析した例では、本山ら(1983)が約0.9、NOMURA(1994)が0.75程度の流出率を得ている。いずれも降雨流出に比べ高い流出率であり、今回対象とした流域がとくに流出率が高いということはない。

4. 河川水温の特性

前章ではハイドログラフ上の解析から流出特性について調べた。その結果、蛇紋岩流域では流量の変動が大きいく、第三紀層流域では変動が小さいことがわかった。そして、この変動の大小は洪水流の早い流出応答成分の違いに起因する可能性を指摘した。そこで本章では流出機構の検討を河川水温に注目して行なう。

1) 水温と気温の関係

河川水温は、供給される水の温度、斜面の流出経路における熱交換、河道中での熱交換によって決まる

値である。融雪期は供給される水は融雪水なので0℃で一定である。また高流量のため熱容量が大きく河道流下中には大きな温度変化をしないと考えられる。高流量時は流速も大きく、このことも温度変化を妨げる方向に働く。河道中の熱交換には水面と河床での熱交換があるが、日平均水温を扱うならば水面での熱交換が重要である(近藤, 1995)。水面へ供給される熱の指標として気温を用い水温と比較した結果を図8に示す。図には融雪期中の4月と融雪期終了後の流量の少ない6月のデータを示した。気温は天塩演習林の露場で測定したものである。図に見られるように、いずれの流域でも4月は6月に比べ水温が低く、また気温に対する水温の変化は小さい。これらは上に述べたように、供給される水が低温であること、河道中での熱交換が小さいことを反映した結果である。ここで、興味深いのは4月の両流域の水温が大きく異なることである。ヌカナン流域は平均すると5.2℃、中の峰流域は2.4℃であった。このような約3℃の違いは、河道での熱交換が小さいと考えられるので、河道に流出するまでの経路における熱交換の違いによって生じたものであろう。そこで、次節では地温と水温との比較を通じて流出経路の考察を行なう。

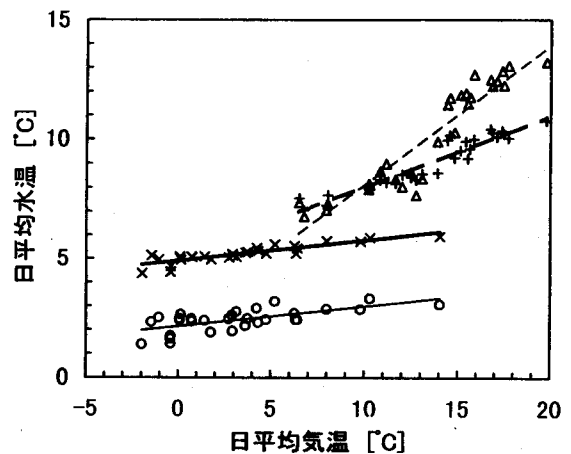


図8 日平均気温と日平均水温の関係(1997年)
×と+はヌカナン流域の4月、6月を、○と△は中の峰流域の4月、6月を表わす。太い実線と波線はヌカナン流域の4月、6月に対する傾向線を、細い実線と波線は中の峰流域の4月、6月に対する傾向線を表わす。

以上では日平均水温で議論したが、ここで日較差に触れておく。4月はヌカナン流域は約1.5℃、中の峰流域では約1℃で、気温の日較差が約10℃であるの

に比べかなり小さい。このことは、やはり河道での熱交換が小さいためであろう。なお、6月はヌカナン流域が約1.5℃、中の峰流域は約4℃であった。中の峰流域の場合は、流量の低下が日較差の増大をもたらしたと容易に推測できるが、ヌカナン流域の日較差が変わらない理由は不明である。また、図8に見られるように、6月の両流域の水温と気温の関係には違いがある。これらのことは渇水期の供給水の水温や水面での熱交換の違いを反映していると推測され興味のあるところだが、この論文の目的からははずれるので指摘にとどめておく。

2) 水温と地温による流出過程の考察

図9に両流域で得た地温の測定結果を示す。ヌカナン流域では4月23日に10cm深の地温の上昇と日変動が見られ、この日には測定地点が消雪したことがわかる。一方、中の峰流域の消雪は4月18日であった。以下では消雪日前について考える。ヌカナン流域では、50cm深まで地温は1℃未満の低い状態で多量の融雪水が地中に浸透していることがうかがえる。中の峰流域は、10cm深の地温はヌカナン流域と同程度で低いが、30cm深・50cm深ではヌカナン流域よりも高い温度で推移した。このことは融雪水が深くまで浸透していないことをうかがわせる。

河川水温はヌカナン流域が約5℃、中の峰流域が

約2℃だった。この温度と等しい地温になる深さは中の峰流域で約50cmである。ヌカナン流域では100cm深でも地温は2℃以下なので、さらに深い。50cm深から100cm深までの温度増加率で地温が深さとともに上昇するとしたならば、5℃に達する深さは200cmから300cmになる。北海道北部における融雪期の地温の観測例(石井と小林, 1994)によれば、地温が5℃になるのは200cmよりも深い。したがって、全流量が同じ流出経路をたどって形成されたとするならば、その経路はヌカナン流域では100cmよりも深い、おそらく200cm以深にあることになり、中の峰流域では50cm深にあることになる。

実際には流出経路はひとつで表わせるものではないだろう。水温や化学物質をトレーサーにした流出成分の分離では、地表流・地中流(KOBAYASHI, 1985)、新しい水・古い水(鈴木と小林, 1987)など二成分に分けることが多い。佐藤ら(1993)は今回と同じ第三紀層・蛇紋岩流域で溶存有機物をトレーサーにして降雨流出を直接流出(地表流)と基底流出(地中流)に分離している。その結果によれば、蛇紋岩流域では地表流が卓越し、第三紀層では地中流の占める割合が大きい。水温を用いた二成分の分離には地中流の水温を仮定する必要があるが、今回はこの仮定のためのデータがないので成分分離は行なわない。しかし、蛇紋岩流域では河川水温が低いこと、土壤深部への融雪水の

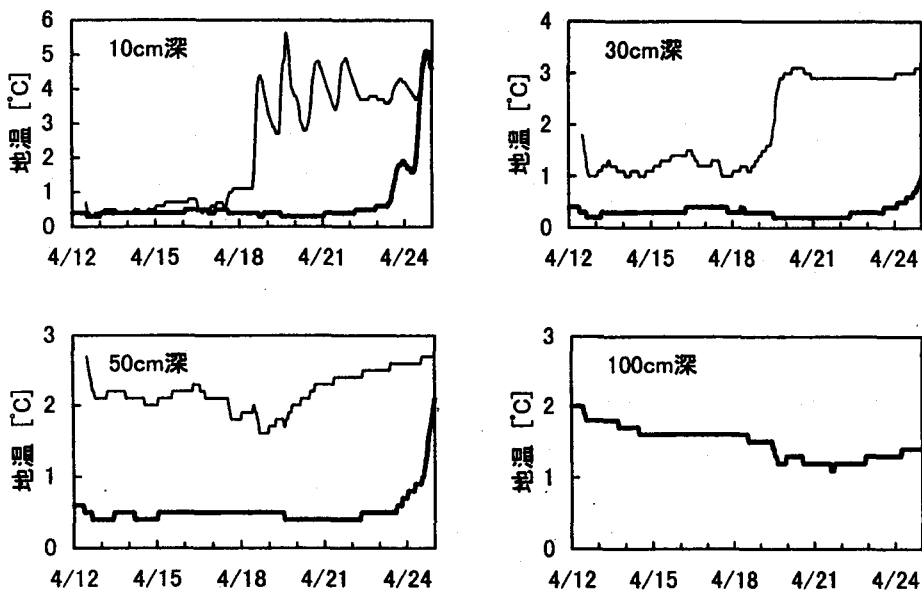


図9 ヌカナン流域と中の峰流域の地温 (1999年)
太線がヌカナン流域、細線が中の峰流域を表わす。

浸透が顕著でないことから、土壤の比較的浅い部分に洪水流を形成する経路が存在することが予想できる。反対に、第三紀層流域では土壤深部へ浸透してから河道に流出する成分が大きいものと推測される。このような推測は佐藤ら(1993)の推定とおおむね一致する。そして、これらの流出経路の違いが、3章で述べた流出応答特性の差異を引き起こしているのであろう。

5. まとめとあとがき

北海道北部の近接する第三紀層と蛇紋岩の流域において融雪流出の観測を行ない、流出特性を調べた。また、河川水温の特徴から流出過程の考察を行なった。以下に結果をまとめる。

- (1) 蛇紋岩流域は第三紀層流域に比べ極大流量が約2倍で、また減水もすみやかであり、流量変動が大きいという特徴を有する。それに対し第三紀層流域は流量変動が小さかった。
- (2) 短期の水収支解析を行なったところ、いずれの流域でも流出率は100%以上だった。流出率が100%を超える理由は現在のところ不明で今後の課題である。経験的な方法で直接流出を分離した場合の直接流出の流出率は、第三紀層は30%未満だったが、蛇紋岩流域は40%以上で60%を超えることもあった。
- (3) いずれの流域でも期間中の河川水温の変動は小さかったが、平均水温でみると第三紀層流域では約5℃、蛇紋岩流域では約2℃と大きな違いがあった。地温の測定結果とも照らし合わせ、第三紀層では土壤の100cm以深に、蛇紋岩流域では比較的浅層部に流出経路があると推測した。

この研究は北海道大学演習林試験課題「蛇紋岩地帯の水・物質循環と森林の機能に関する観測」・「第三紀層地帯の水・物質循環と森林の機能に関する観測」の一環として実施した。天塩演習林の職員の皆様には多くの支援を受けました。厚く御礼申し上げます。

(注) 北海道大学雨龍演習林にある北海道大学低温科学研究所と演習林が共同研究を行なっている試

験流域のデータを参考にした。

参考文献

- 石井吉之・小林大二(1994): 母子里試験地の山腹斜面における地温観測(その1), 低温科学物理篇資料集, A53, 1-10
- Kobayashi D. (1985): Separation of the snowmelt hydrograph by stream temperature, Journal of Hydrology, 76, 155-162
- Kobayashi D. and Motoyama H. (1985): Effect of snow cover on time lag of runoff from a watershed, Annals of Glaciology, 6, 123-125
- 近藤純正(1995): 河川水温の日変化 (1)計算モデル - 異常昇温と魚の大量死事件 -, 水文・水資源学会誌, 8, 184-196
- 本山秀明・小林大二・小島賢治(1983): 融雪期における小流域の水収支 I - 短期水収支と長期水収支 -, 低温科学物理篇, 42, 123-133
- Motoyama H. (1985): Studies on basin heat balance and snowmelt runoff models, Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A35, 1-53
- Nomura M. (1994): Studies on the delay mechanism of runoff to snowmelt, Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A39, 1-49
- 佐藤冬樹・持田二葉・笹賀一郎・市川一・芦谷大太郎(1993): 降雨時流出に対する森林および地質の影響, 北海道大学演習林試験年報, 11, 41-42
- 志水俊夫(1990): 森林伐採が融雪流出に及ぼす影響, 雪氷, 52, 29-34
- 鈴木啓助・小林大二(1987): 森林小流域における融雪流出の形成機構, 地理学評論, 60, 707-724
- 谷誠(1992): 森林斜面での雨水流動, 現代の林学 6 森林水文学(塚本良則編) III章 4節, 102-157, 文永堂出版, 東京

Summary

Hydrological observations were made in a Tertiary and a serpentine basin at the northern Hokkaido during snowmelt seasons in 1997 and 1999. It is showed that the serpentine basin is characterized by large fluctuation of discharge and the Tertiary basin has comparatively mild fluctuation. The peak discharge in the serpentine basin was about two times of that in the Tertiary basin. The daily total runoff coefficients in both basins were about or more than 100%, but the coefficients of direct runoff, which were estimated with empirical method, were notably differed. The coefficients of the Tertiary basin were under 30% while those of the serpentine basin were from 40% to 100%. Daily average stream temperatures were about 5°C in the Tertiary basin, about 2°C in the serpentine basin. The former temperature was probably equal to the soil temperature under about 200cm depth while the later was about 50cm depth. These results suggest that the Tertiary basin has the runoff path in the deep part in soil and the flow in the upper part of soil exits in the serpentine basin.

Key words : northern Hokkaido, Tertiary basin, serpentine basin, snowmelt runoff, stream temperature