

論 文

気温上昇が多雪山地流域の降雪，融雪，積雪水量 に及ぼす影響

水 津 重 雄¹⁾

要 旨

地球温暖化による気温上昇が積雪に与える影響を明らかにするために，新潟県の標高の異なる魚野川小出上流域（平均標高：510 m）と芋川竜光上流域（同 271 m）の 2 流域と小出付近の標高の異なる 4 地点を対象に，過去 30 年にわたって降雪量，融雪量，積雪水量の計算を行った．また気温を 2℃ 上昇させた条件でも計算を行った．気温上昇の場合には降雪量，積雪水量，積雪面積の減少と最大積雪水量，最大融雪量の早期出現が見られる．これらの変化は標高の低い流域や地点で著しいことが示された．その原因は，厳冬期の日平均気温が 0℃ 付近の標高では，少しの気温上昇で降雪が降雨に変わる割合が増え，また積雪があれば冬季を通しての日融雪量の増加が著しくなるためであることが示された．このことから，日本の積雪地域の中で比較的温暖な地域が気温上昇の影響を受けやすいことが示唆される．

魚野川と芋川の 1979/80 年以降の流域降雪量，積雪水量の計算では，標高の低い芋川で明瞭な減少傾向が見られるが，魚野川では減少傾向が見られない．両流域とも気温上昇の影響を受けているが，敏感に反応する低標高の流域で明瞭な結果が現れたと考えられる．さらに気温上昇が進めば高標高の流域でも降雪量，積雪水量の減少が起こればと考えられる．

キーワード：地球温暖化，降雪，融雪，積雪水量

Key words: global warming, snowfall, snowmelt, snow water equivalent

1. はじめに

近年，地球温暖化が自然環境や人間の生活に与える影響が懸念されており，それに関する報告や解析も数多くなされている（たとえば IPCC, 2008）．雪氷の分野においては，氷床，氷河，積雪への影響が懸念されている．氷床，氷河については多くの研究が発表されている（たとえば，Ohmura, 2006）．力石（2006）は衛星観測のデータを用いて積雪域を解析し，北半球全域での消雪が早まり，ヒマラヤ・チベットで特に顕著であることを指摘した．

日本国内の降雪，積雪については，小川・野上（1997）が降水形態判別気温と気象庁のメッシュ気候値を用いて，地球温暖化のシナリオに基づく冬季降雪量の計算を行った．井上・横山（1998）は気温と降水量から経験的モデルにより月降雪深

を，さらに統計的手法により最深積雪を推定した．また，この手法に地球温暖化シナリオを適用し，降積雪状況の地域的な変動の特徴を予想した．その続報である井上ら（2001）や Inoue and Yokoyama（2003）では，国内主要河川の流域で降雪水量を計算し，温暖な積雪地域で降雪の減少が顕著であることを示し，水資源への影響を懸念している．

温暖化が日本の積雪に与える影響に関するこれまでの研究は，気温と降水量から統計的あるいは経験的手法を用いて月ごとの降雪量や積雪深を推定したものであり，水資源に直結する融雪量や降雪，積雪の時系列の解析は行われていない．

本論文では，流域や地点での降雪，融雪，積雪水量の時系列の計算に基づき，地球温暖化を念頭において，気温上昇の影響を解析する．融雪時期や最大積雪水量の時期の変化についても解析する．

1) 株式会社ジオシステムズ

〒183-0012 東京都府中市押立町 4-11-20

2. 計算方法

2.1 対象流域

地球の温暖化は降雪、融雪、積雪に影響を与えると考えられるが、その影響は地域や標高により異なるであろう。その違いを解析するために、多雪地帯の標高の異なる流域で、降雪量、融雪量、積雪量の計算を行った。対象としたのは新潟県魚野川小出上流域（以下、魚野川と略記）と芋川竜光上流域（芋川）である。図 1 に両流域の位置を、図 2 に標高分布を示す。両流域は近接しているが、標高分布は大きく異なり、魚野川が高く芋川が低い。

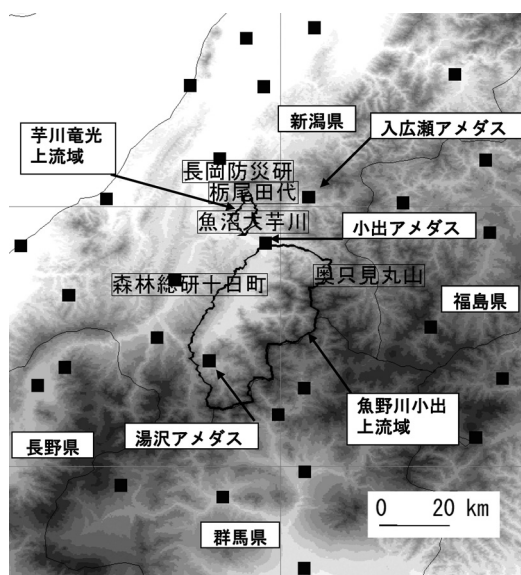


図 1 計算対象流域。(■は計算に用いたアメダス地点の一部。長岡防災研、栃尾田代、魚沼大芋川、森林総研十四町、奥只見丸山は積雪水量観測地点で、名前の中心が位置を示す。)

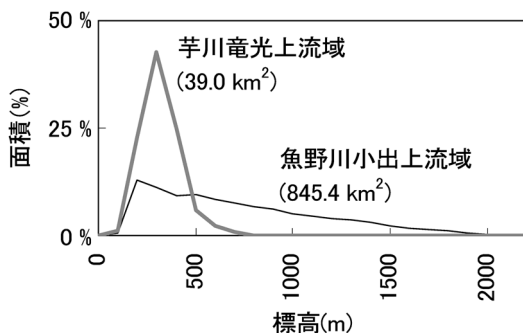


図 2 魚野川小出上流域、芋川竜光上流域の面積の標高分布。

2.2 使用モデル

流域や地点での降雪、融雪、積雪量の計算には、水津 (2002) のモデルを用いた。このモデルでは一般に公開されている気象、標高、植生データだけを用いて、日単位で任意の地点の降雪量、融雪量、積雪量の計算ができる。アメダスデータと任意地点の地形因子（標高、海岸からの距離等）の統計解析結果から、任意地点の降水量、気温、日照時間を推定する。それを基に降雪量と融雪量を計算し、その差を翌日に持ち越し積雪量を算出する。計算に必要な時系列データは気象庁のアメダスデータである。

降雪量は降水量、気温と降雪発生確率から推定する (水津, 2001)。気象官署の気象観測特別値の気温と降水の種別データより、図 3 に示す降雪発生確率と気温の関係を求める。全体の発生確率が実測と等しくなるように直線で近似し、近似直線の降雪発生の上限気温を降雪 0% 気温、降雪 100% の下限気温を降雪 100% 気温と呼ぶ。降雪 100% と 0% 気温の間の多くの日で双方の降水発生が確かめられているので (水津, 2001)、その間の気温の日の降水は、気温に対応する発生確率に応じた割合の降雪と降雪があるとする。

降水量計の受水口付近では気流が乱され、降雪の一部は降水量計に捕捉されない。その補正計算には、降水量計の型式によって決まる捕捉率と降水量計受水口での風速が必要である (横山ら, 2003)。風速は対数分布を仮定して日平均風速から計算する。地表面粗度として積雪の粗度を使うと受水口での風速が過大になるので (水津, 2008)、

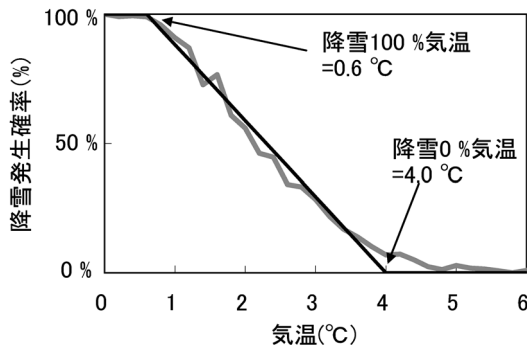


図 3 降雪発生確率と気温の関係。(太灰色線が実測に基づく確率、細黒線が近似直線。新潟、高田、前橋気象官署データを総合)

桑形・近藤 (1990, 1991), 近藤ら (1991) に示された周辺の地形, 地物を考慮した値を用いる. 風速計および降水量計受水口の地上高さはそれぞれのアメダスの値, および年最大積雪深の平均値の半分の積雪があるとして, 地上高を補正する. 助炭の有無は気象台に確認し, RT-3 型の降水量計に助炭がつけられた場合には, 横山 (2003) に従い, 助炭つきの RT-4 型と同じ捕捉率とした.

融雪量は降水量, 気温, 日照時間から熱収支各項を推定する簡易な熱収支法により計算する (水津, 2002). 井上ら (2001) は温暖化によって積雪が乾き雪から湿り雪に変化するため, 融雪係数など現在の観測値から得られた経験的な融雪量の計算方法は適用が難しいと指摘している. しかし, 水津 (2002) の融雪計算法では, 熱収支各項を計算していること, またアルベドの推定には山崎ら (1994) による湿り雪や降雪後の経過日数を考慮した式を使っていることから, 温暖化した条件にも適用できると考えられる.

2.3 計算期間

計算に用いる両流域周辺のアメダス観測点の一部の位置を図 1 に示す. 降雪量, 融雪量, 積雪量の計算は, これら全てのアメダスのデータが利用可能になる 1979/80 年以降, 2008/09 年までの 30 年間にわたって行った.

2.4 気温と降水量の長期傾向

この地域の長期の気温と降水量の変動を図 4, 図 5 に示す. 図のデータは森林総合研究所十日町試験地 (十日町市), 新潟地方気象台 (新潟市), 高田測候所 (上越市) の寒候期 (12~3 月) の 30 年間の移動平均である. 横軸の年はその前年からの寒候期を示す. 本論文のグラフの年の表示はすべて同様である. 十日町のデータは竹内ら (2008) によるが, 平均気温の計算方法が期間により異なる. それに起因する差を避けるため, 3 地点とも 12 月から 3 月の月平均日最高気温と月平均日最低気温の平均値を寒候期の平均気温とした.

気温では 1930 年代に極小があるが, その後は 1970 年代に一旦下降するものの上昇傾向である. 3 地点のデータがそろそろ最近 55 年間は 3 地点とも同様の变化である. この期間の 3 地点の平均気温上昇率は $0.022^{\circ}\text{C}/\text{年}$ であり, 上昇率が大きくなる最近 20 年間では $0.032^{\circ}\text{C}/\text{年}$ となる.

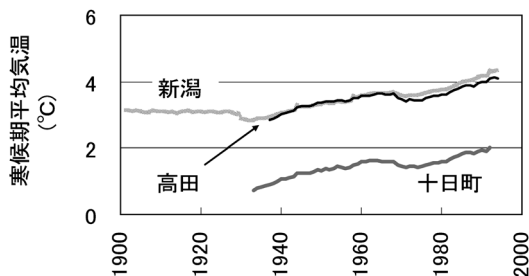


図 4 十日町, 新潟, 高田の寒候期 (12~3 月) の 30 年間移動平均気温. (平均期間の中央の年に平均値を示す. 横軸の年はその前年からの寒候期で, たとえば 2000 は 1999/2000 年の寒候期を示す.)

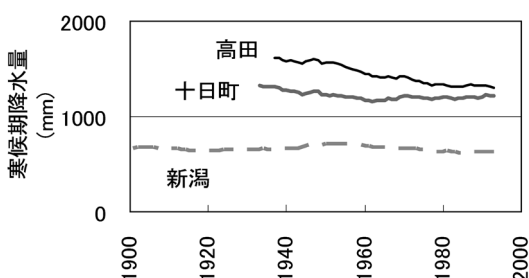


図 5 十日町, 新潟, 高田の寒候期 (12~3 月) の 30 年間移動平均降水量. (平均期間の中央の年に平均値を示す.)

降水量は全体としては減少傾向であるが, 傾向は地点により異なる. 高田は明瞭な減少であり, 新潟はわずかに減少傾向である. 十日町では 1960 年代に極小となりその後はわずかに増加傾向である.

対象流域に近い小出, 入広瀬, 湯沢アメダスの 30 年間の 12~3 月の平均気温と捕捉補正済み降水量を図 6, 図 7 に示す. 気温では図 4 と同様に $0.026\sim 0.039^{\circ}\text{C}/\text{年}$ の明瞭な上昇傾向が見られる. 降水量は変動が大きく明瞭ではないが, わずかに増加傾向である.

2.5 温暖化の気象条件

温暖化の影響を解析するために, 30 年間それぞれの降雪量, 融雪量, 積雪量の算出に加え, 気温が上昇した場合のそれらについても計算し比較を行った.

ここでの温暖化の気温条件は, 積雪の変化が明瞭に見える 2°C の上昇とした. これは, 図 4 や図 6 の気温上昇率が今後も継続すると仮定すれば, 100 年以内に現実となり得る条件である. 降水量は図 5 に示すように, 長期間としては減少傾向であるが,

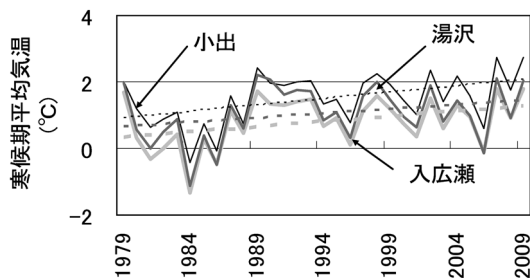


図 6 小出, 入広瀬, 湯沢アメダスの寒候期 (12~3 月) の平均気温変化。(点線は回帰直線)

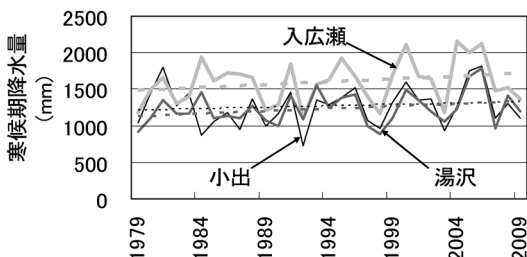


図 7 小出, 入広瀬, 湯沢アメダスの寒候期 (12~3 月) の捕捉補正済み降水量変化。(点線は回帰直線)

対象流域に近いアメダス (図 7 参照) や十日町 (図 5 参照) の近年ではわずかな増加傾向がある。本論文ではまず気温上昇の影響の解析に焦点を絞り、降水量は変化しないとして計算を行った。

2.6 モデルの検証

この流域周辺では、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター (長岡市, 長岡市 (旧栃尾市) 田代, 魚沼市芋川, 奥只見丸山) や森林総合研究所十日町試験地が積雪重量計によって積雪水量の連続観測を行っている (位置は図 1 を参照)。これらの地点でのモデルによる推定値と実測値の比較を図 8 に示す。実測値は阿部・清水 (2000), 防災科学研究所雪氷防災研究センター (<http://www.bosai.go.jp/seppyo/>), 森林総合研究所十日町試験地 (<http://ss.ffpri.affrc.go.jp/labs/tkmcsw/wareas/wareas.htm>) による。データの期間は地点により異なるが、最長で 1989/90 年から 2007/08 年である。融雪開始後の積雪水量実測値は、積雪層中の融雪水も含む。そこで、モデルによる推定値は最大で積雪水量の 10% の融雪水を含むとして計算した。図 8 に示すように 2 乗平均平方根誤差は 168 mm であり、推定値にばらつきは見られるものの、モデルは積雪水量を十分再現してい

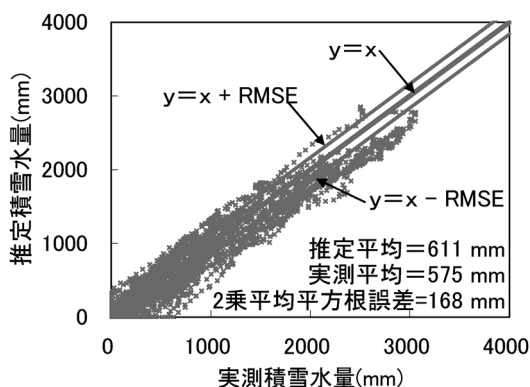


図 8 積雪水量推定値と実測値の比較。

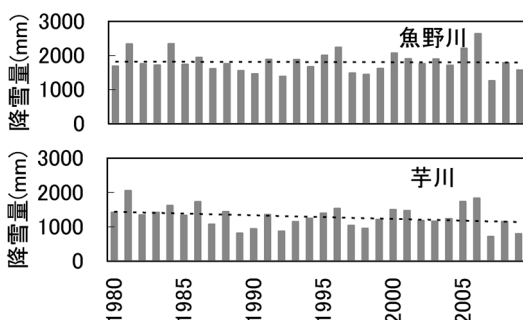


図 9 2 流域の平均降雪量の変化。(点線は回帰直線)

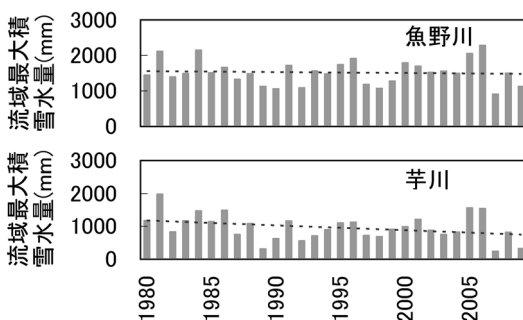


図 10 2 流域の流域最大積雪水量の変化。(点線は回帰直線)

ると考えられる。

3. 降雪, 融雪, 積雪水量の計算結果

3.1 流域の降雪量と最大積雪水量の年々変動

モデルで計算した魚野川と芋川の 30 年間の流域平均降雪量を図 9 に、流域の最大積雪水量を図 10 に示す。魚野川に比べ、標高の低い芋川で降雪量、最大積雪水量ともに少なく、年々の変動は大

きい。魚野川では降雪量、最大積雪水量とも長期的な変化傾向はみられないが、芋川では降雪量、最大積雪水量ともに減少傾向が見られる。

図 11 は、図 10 に気温が 2°C 上昇した場合の流域最大積雪水量とそれに伴う流域最大積雪水量の減少量を加えた図である。 2°C 上昇による減少量の 30 年間の平均は魚野川では 341 mm であるが、標高の低い芋川では 555 mm と多く、また年ごとの変動も大きい。

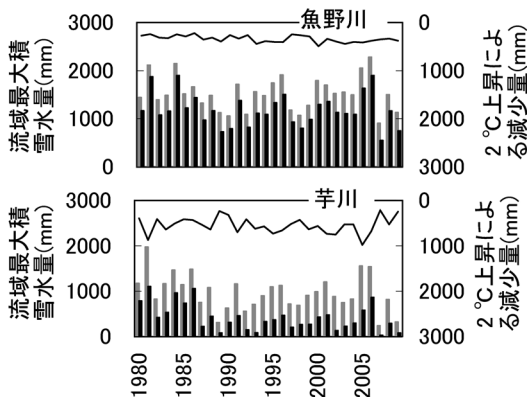


図 11 2°C 流域の 2°C 上昇による流域最大積雪水量の変化。(灰色が各年の計算値、黒が 2°C 上昇の場合を示す。折れ線グラフは 2°C 上昇による最大積雪水量減少量で、右目盛で示す。)

3.2 流域の日降雪、日融雪、積雪水量の変化

魚野川と芋川の日ごとの降雪量、融雪量、積雪水量および積雪面積の 30 年間の平均値（平年値と呼ぶ）と気温が 2°C 上昇した場合のそれらの時系列を図 12 に示す。積雪面積は流域面積に対する割合で表す。 2°C 上昇の場合には、両流域で降雪量、積雪水量、積雪面積は減少し、最大積雪水量、最大融雪量の出現時期は早まる。芋川と魚野川の減少量は、降雪量では 39% と 16% 、日最大融雪量は 55% と 25% 、最大積雪水量は 61% と 23% であり、いずれも標高の低い芋川の減少が著しい。また気温が上昇した場合に最大融雪量の出現時期は各々 16 日と 4 日早まり、最大積雪水量の出現は 19 日と 10 日早まる。これらの早まり方も芋川で著しい。

2 流域の日ごとの降水種別降水量の平年値と気温が 2°C 上昇した場合の時系列を図 13 に示す。薄い灰色は 2°C 上昇の場合の降雪、濃い灰色は平年での降雨を、黒は 2°C 上昇により降雨に変わった降雪、すなわち降雪減少量を示す。薄い灰色と黒の和が平年の降雪量である。降雪減少量はグラフの縦軸を反転させた右目盛りでも示す。魚野川に較べて標高の低い芋川で降雪の減少は大きい。魚野川の降雪の減少は 12 月と 3 月に大きく、1～

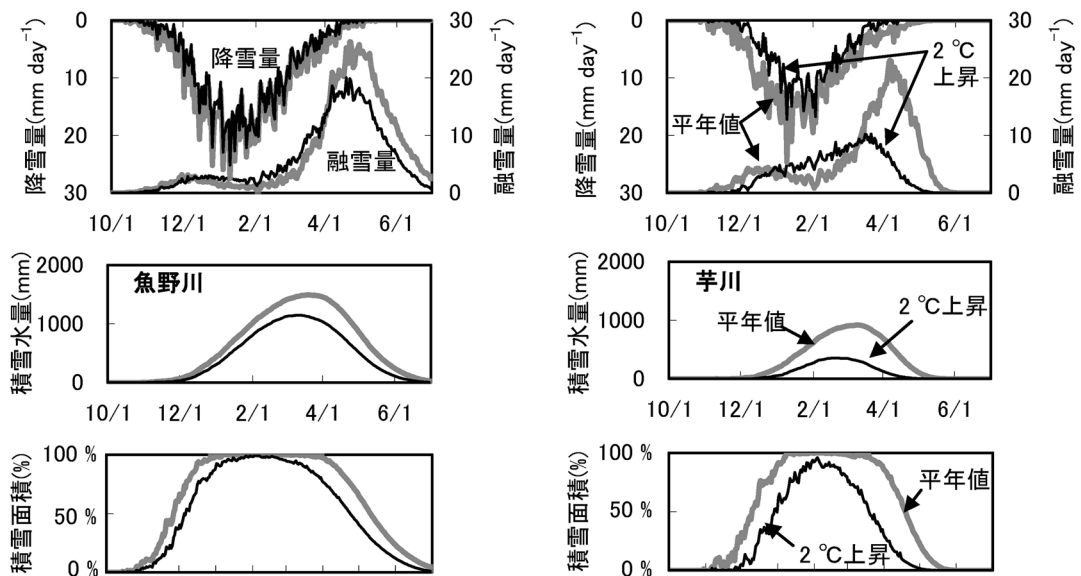


図 12 2 流域の平年値と 2°C 上昇による降雪量、融雪量、積雪水量および積雪面積の時系列。(左が魚野川、右が芋川。太灰色線が平年値、黒線が 2°C 上昇の場合を示し、融雪量は右目盛で示す。)

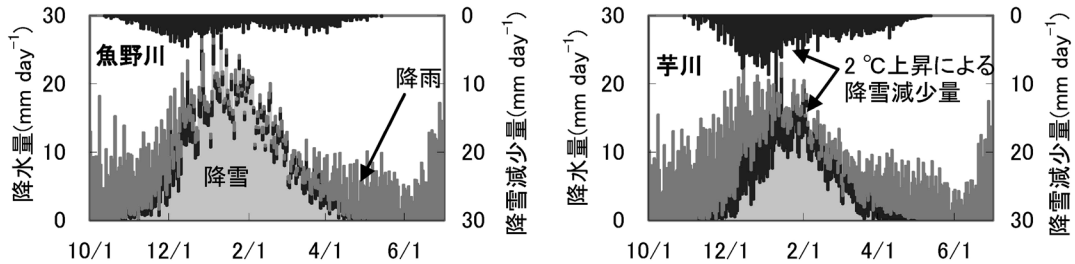


図 13 2 流域の平年と 2℃ 上昇の降水種別降水量変化の時系列. (左が魚野川, 右が芋川. 2℃ 上昇の場合の降雪を薄灰色, 平年の降雨を濃い灰色, 2℃ 上昇による降雪減少量を黒で示す. 降雪減少量は右目盛りでも示す.)

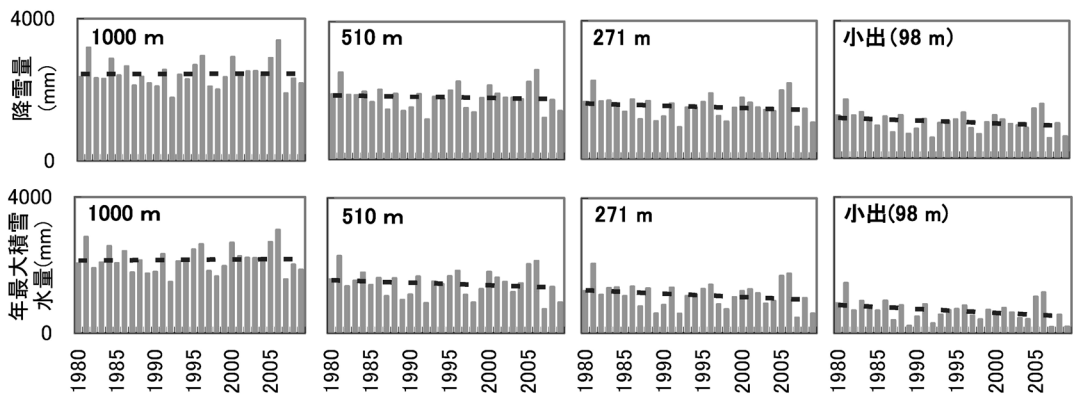


図 14 小出周辺の標高の異なる 4 地点の年降雪量と年最大積雪水量の変化. (点線は回帰直線)

2 月の厳冬期は少ないが, 芋川では厳冬期でも大きい.

以上のように, 2℃ の気温上昇の場合には降雪量, 積雪水量, 積雪面積の減少と最大積雪水量, 最大融雪量の早期出現が見られるが, それらの変化は標高の低い芋川で著しいことが示された. これらの原因について 4 章で考察する.

4. 考 察

4.1 標高の異なる地点の降雪量と最大積雪水量の年々変動

標高の異なる両流域の降雪量, 融雪量, 積雪水量の違いを明らかにするために, 魚野川流域内の標高の異なる 4 地点でそれらの計算を行い, 比較を行う. 4 地点は近接しており, 標高は各々 98 m (小出アメダス), 271 m, 510 m および 1000 m である. 小出アメダスの標高は魚野川, 芋川双方の流域の最低標高にほぼ等しい. また, 271 m と 510 m は各々芋川, 魚野川の平均標高に相当する. なお, 斜面の向きや植生の違いによる融雪量

の差がでないように, 4 地点とも水平な裸地であるとして計算した.

4 地点の年降雪量と年最大積雪水量の変化を図 14 に示す. 図中の点線は回帰直線である. 標高が低い小出や, 芋川の平均標高に相当する 271 m 地点では降雪量, 最大積雪水量ともに年々減少する傾向が明瞭であるが, 標高が高くなるにつれて減少傾向が弱まり, 標高 1000 m 地点では減少傾向は見られない. このことから, 前章で示した, 気温が 2℃ 上昇した場合の降雪量, 積雪水量の減少が魚野川に較べて芋川で著しいのは, 芋川では標高 300 m 以下の面積が 66% と大きい (図 2 参照) ためと考えられる.

4.2 標高の異なる地点の日降雪, 日融雪, 積雪水量の変化

標高の異なる 4 地点において気温が 2℃ 上昇した場合の日降雪, 日融雪, 積雪水量の変化を比較し, 気温上昇が及ぼす影響の違いを考察する. 図 15 には, 気温や降水量が 30 年間の平均に近い 1993/94 年とこの年の気温を 2℃ 上昇させた場合

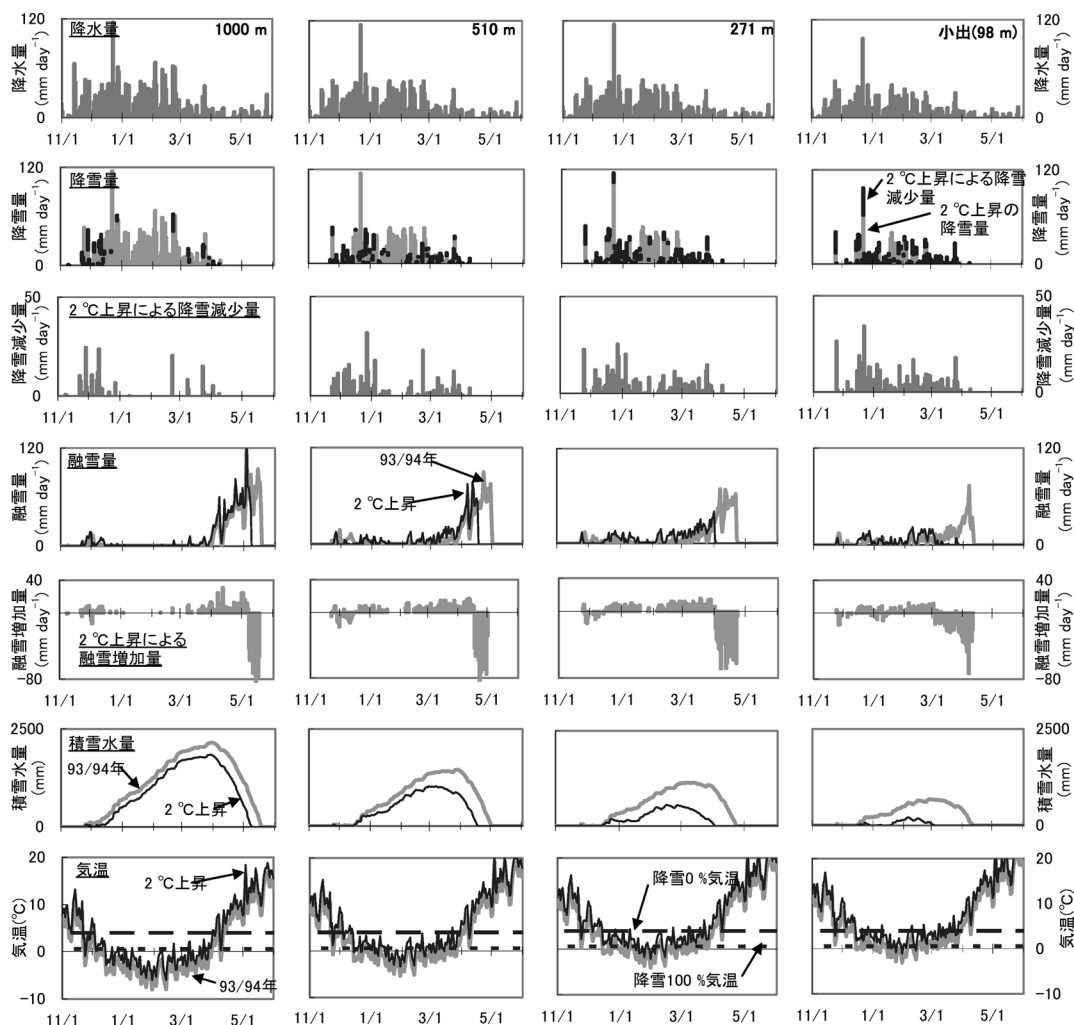


図 15 小出周辺の標高の異なる 4 地点の 1993/94 年と 2°C 上昇による降水量、降雪量、降雪減少量、融雪量、融雪増加量、積雪水量、日平均気温の時系列。(左から標高 1000 m, 510 m, 271 m 地点, 小出アメダス (標高 98 m)). 折れ線グラフでは太灰線が 1993/94 年, 黒線が 2°C 上昇を示す. 降雪量では 1993/94 年を棒全体の長さ, 2°C 上昇の降雪を灰色, 2°C 上昇による減少量を黒色で示す. 気温の破線は降雪 0% 気温, 点線は降雪 100% 気温を示す.)

の日ごとの降水量, 降雪量, 降雪減少量, 融雪量, 融雪増加量, 積雪水量, 気温を示す.

2°C の気温上昇による降雪の減少は, 1000 m 地点では冬の初め (11~12 月) と春 (2 月下旬以降) に限られ, 1~2 月の厳冬期には起こらない. しかし, 低標高では厳冬期でも降雪の減少が起こるようになり, 出現日数, 減少量とも多くなる. 低標高の厳冬期の日平均気温は, 図 15 に示すように降雪と降雨の境界温度に近く, かつ厳冬期では日平均気温の日々の変化が小さいので, 2°C 程度の

気温上昇で降雪が降雨に変わる日が多くなる. そのため低標高では降雪量の減少が著しくなるといえる. また, 対象とした地域では図 13 や図 15 の降水量に示すように, 厳冬期に降水量が多い傾向がある. 降水量が多い期間の降雪が降雨に変わるため, 低標高ではより一層降雪が減少する.

低標高の小出では平均的な気温の年においても厳冬期に融雪が起きている. 2°C の気温上昇による厳冬期の融雪量の増加は低標高ほど大きく, 小出では冬期間を通して融雪量増加がみられる. 一

方, 1000 m 地点の厳冬期は気温が低く, 2°C 上昇しても融雪は起きていない. なお, 融雪増加量の負の値は, 1993/94 年には融雪が起こるが, 気温が 2°C 上昇した場合に積雪がなく, 融雪が起こらないことを意味する.

2°C の気温上昇による日融雪量の最大値の出現日は小出では 4 月 7 日が 2 月 9 日と 57 日も早くなり, 低標高で出現が早くなる傾向が見られる.

低標高では, 少しの気温上昇でも降雪量の減少が著しい, また, 積雪があれば冬季を通して日融雪量が増加するため, 積雪水量の減少が著しい. また, 根雪の開始が遅れ, 最大積雪水量に達する日や消雪も早まるが, 低標高でその傾向が著しい.

以上のように, 対象流域の低標高の地域は, 厳冬期の日平均気温が 0°C 付近で, 2°C 程度の気温上昇で降雪から降雨に変わる量が多いこと, 積雪があれば融雪量の増加が多いことが明らかになった. 同様に, 日本の積雪地域で厳冬期の日平均気温が 0°C 付近の地域では, 2°C 程度の気温上昇による降雪と積雪水量の減少, 融雪量の増加, 最大積雪水量, 最大融雪量の出現早期化が著しいと示唆される.

対象流域では, 図 9, 10, 14 に示したように降雪量と積雪水量の年々変化において, 高標高では減少傾向をみせないが, 低標高では明瞭な減少傾向を示す. これらの変化は図 4 や図 6 に示す気温上昇によると考えられる. 高標高で減少傾向がみられないのは, 降水量にわずかの増加傾向があることと高標高では気温が低いために少しの気温上昇があっても降雪量, 融雪量の変化が生じないからといえる.

4.3 降水量の長期変動の影響

この論文では温暖化に際し降水量は変化しないものとして取り扱ってきた. しかし, 図 5 に示したように, 長期間では減少傾向にある. Takeuchi *et al.* (2008) は冬季の北陸地方では気温が高いほど降水量が少ないという結果を示している. また, Kimoto *et al.* (2005) による数値気候モデルによる将来予測では, 本州の日本海側ではわずかに降水量が減少するとしている. これらから, 温暖化により降水量が減少する可能性は高いと考えられる. その場合には, この論文で示した降雪量の減少と融雪時期の早期化, 積雪水量の減少はさらに顕著になることが予想される.

5. まとめ

気温上昇による積雪の変化を明らかにするため, 新潟県魚野川小出上流域 (平均標高: 510 m) と芋川竜光上流域 (同 271 m) を対象に, 過去 30 年間の降雪量, 融雪量, 積雪水量の計算と気温を 2°C 上昇させた場合の計算を行った. 気温上昇の場合には降雪量, 積雪水量, 積雪面積の減少と最大積雪水量, 最大融雪量の早期出現が見られ, それらの変化は標高の低い芋川で著しいことが示された.

また, 気温上昇で降雪の減少と融雪の増加が著しいのは, 厳冬期の日平均気温が 0°C 付近の標高, 気候の場所であり, 少しの気温上昇で降雪が降雨に変わる量が増え, また冬季を通して融雪量が増加するためであることが示された. 芋川流域内の広い面積がこの条件に該当する. この条件から, 日本の積雪地域の中で比較的温暖な地域が気温上昇の影響を受けやすいことが示唆される.

魚野川と芋川の過去 30 年間の降雪量, 積雪水量の計算結果では, 魚野川では増加や減少傾向は見られないが, 標高の低い芋川では明瞭な減少傾向が見られる. 両流域とも気温上昇の影響を受けているが, 敏感に反応する低標高の流域で明瞭な結果が現れたと考えられる. さらに気温上昇が進めば高標高の流域でも降雪量, 積雪水量の減少が起こると考えられる.

積雪は農業用水としても利用される重要な水資源である. 今後, 温暖な積雪地域で積雪の減少, 河川への早期流出が農業に与える影響が懸念される. 流域の水管理を行う上では, 温暖化による積雪, 融雪の変化の評価が必要となろう.

謝 辞

積雪資料の収集にあたっては防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの佐藤篤司氏, 山口 悟氏, 森林総合研究所十日町試験地の竹内由香里氏のお世話になった. 気象台の担当者の方からは気象官署, アメダスの降水量計の情報を得ることができた. 名古屋大学太田岳史教授, 二人の査読者の方, 株式会社ジオシステムズの田中洋一氏, 竹中修平氏からは有益なコメントを頂いた. ここに記して感謝の意を表します.

文 献

- 阿部 修・清水増治郎, 2000: 積雪分布と気象観測資料 (2) (1992/93 年~1995/96 年 4 冬季). 防災科学技術研究所研究資料, **201**, 284pp.
- 防災科学研究所雪氷防災研究センター: 今冬の降雪・積雪状況. <http://www.bosai.go.jp/seppyo/>.
- 井上 聡・横山宏太郎, 1998: 地球環境変化時における降積雪の変動予測. 雪氷, **60**, 367-378.
- Inoue, S. and Yokoyama, K., 2003: Estimates of snow-fall depth, maximum snow depth, and snow pack environments under global warming in Japan from five sets of predicted data. *J. Agric. Meteorol.* **59**, 227-236.
- 井上 聡・横山宏太郎・大野宏之・川島茂人, 2001: 地球環境変化時における降積雪の変動予測(続報)―国内主要河川流域における降積雪水量の変動. 雪氷, **63**, 489-499.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2008: Climate change and water. edited by Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S. and Palutikof, J.P., IPCC Secretariat, Geneva, 210pp.
- Kimoto, M., Yasutomi, N., Yokoyama, C. and Emori, S., 2005: Projected changes in precipitation characteristics around Japan. *SOLA*, **1**, 85-88, doi: 10.2151/sola.2005-23.
- 近藤純正・桑形恒男・中園 信, 1991: 地域代表風速の推定法. 自然災害科学, **10**, 171-185.
- 桑形恒男・近藤純正, 1990: 東南北部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, **37**, 197-201.
- 桑形恒男・近藤純正, 1991: 西日本アメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, **38**, 491-494.
- 小川真由美・野上道男, 1997: 温暖化が冬季の降雪量に与える影響. 水文・水資源学会誌, **10**, 79-86.
- Ohmura, A., 2006: Changes in mountain glaciers and ice caps during the 20th century. *Annals of Glaciology*, **43**, 361-368.
- 力石國男, 2006: 雪氷圏の衛星観測―最近の季節積雪の衰退傾向―. 雪氷, **68**, 581-587.
- 森林総合研究所十日町試験地: 十日町試験地の気象・積雪情報. <http://ss.ffpri.affrc.go.jp/labs/tkmcs/weares/weares.htm>.
- 水津重雄, 2001: 簡易熱収支法による融雪・積雪水量モデル. 雪氷, **63**, 307-318.
- 水津重雄, 2002: 広域に適用可能な融雪・積雪水量モデル. 雪氷, **64**, 617-630.
- 水津重雄, 2008: 降水量計の捕捉率の計算方法. 雪氷研究大会(2008・東京)講演要旨集, 60.
- Takeuchi, Y., Endo, Y. and Murakami, S., 2008: High correlation between winter precipitation and air temperature in heavy-snow areas in Japan. *Annals of Glaciology*, **49**, 7-10.
- 竹内由香里・庭野昭二・村上茂樹・山野井克己・遠藤八十一・小南裕志, 2008: 新潟県十日町市の気象 90 年報. 森林総合研究所研究報告, **7**, 187-244.
- 山崎 剛・田口文明・近藤純正, 1994: 積雪のある森林小流域における熱収支の評価. 天気, **41**, 71-77.
- 横山宏太郎, 2003: 測器の捕捉特性を考慮した冬期降水量の評価に関する研究. 新潟大学学位論文, 174pp.
- 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上 聡・川方俊和, 2003: 冬季における降水量計の捕捉特性. 雪氷, **65**, 303-316.

Effects of atmospheric temperature rise on snowfall, snowmelt and snow water equivalent in a heavy snowfall area in Japan

Shigeo SUZU¹⁾

1) Geosystems Inc. Oshidate-cho 4-11-20, Fuchu-shi, Tokyo 183-0012

Abstract: Snowfall, snowmelt, and snow water equivalent (SWE) are estimated in Uonogawa basin (average elevation: 510 m) and Imokawa basin (average elevation: 271 m) as well as at four sites with different elevations in Niigata prefecture for the last 30 years to understand the effect of global warming. These estimations are carried out under the condition of 2°C rise in air temperature. In both the basins, as the temperature rises, the snowfall, SWE, and snow-covered area decrease and SWE and snowmelt achieve their maximum value in a season at an earlier date. These changes are more remarkable in the lower basin. The difference in changes can be attributed to the changing rate of snowfall to rain and to the fact that the amount of snowmelt increases around the elevation where the daily mean temperature is around 0°C during the coldest period of winter. The above reasons suggest that snowfall and snow cover are affected strongly by a rise in temperature in warm snow districts. The estimation of snowfall and SWE from 1979/80 to 2008/09 in the Uonogawa and Imokawa basins reveals that snowfall and SWE decrease in the Imokawa basin and that no clear tendency is observed in the Uonogawa basin. It can be concluded that both basins are affected by temperature rise, but the results for the lower basin are clearer because the lower basin reacts more sensitively to a rise in temperature. Snowfall and SWE will decrease in the higher basin, if the temperature continues to rise.

(2009 年 1 月 15 日受付, 2009 年 5 月 28 日改稿受付, 2009 年 10 月 19 日最終改稿受付,
2009 年 11 月 1 日受理, 討論期限 2010 年 7 月 15 日)