

---

## 少雪寒冷地流域の土壌特性が融雪流出に及ぼす影響に関する実証的研究

---

(研究課題番号 09650559)

平成9年度～平成11年度科学研究費補助金[基盤研究(C)(2)]

研究成果報告書



成12年11月

00008663819

研究代表者 早 川 博

(北見工業大学工学部助手)

## は し が き

我が国は比較的水資源に恵まれた国であり、水資源としての積雪にも利点が注目されている。これは、冬期間に積雪として山地に蓄えられた雪が、春から夏にかけて長期間安定した水を人間社会に供給するからである。しかしながら、短期間に生じる急激な融雪流出は小河川を氾濫させ融雪洪水を引き起こすこともあり、融雪の制御に向け融雪流出機構の解明が重要である。

北海道の道東地域は他の積雪地域と異なり、積雪が少なく、かつ、最低気温が $-20^{\circ}\text{C}$ 以下にもなる、いわゆる少雪寒冷地域であることが知られている。この地域では冬期間に土壤が凍結し、ガス・水道などの地下埋設物や道路が凍上現象による破損被害を受ける事が多い。また、この土壤凍結は春先の融雪出水にも多大な影響を与えている。凍結土壤が難透水性となるため、この時期に降雨を伴うと、夏期の降雨流出と比べて短期間に流出する異常出水を引き起こしてきた。

本邦において多雪地帯の融雪流出に関しては、これまで多くの研究がなされているが、本研究の対象とした富里ダム流出試験地の位置する北海道東部地域のような少雪寒冷地域では、融雪期間中に土壤の凍結層の存在が確認されている。したがってこの地域では、他の積雪地域と異なる融雪流出が見られる。

著者らは、1992年11月北見市近郊の富里ダム流域に流出小試験地を設けて以来、流域が土壤凍結している場合の融雪流出特性について、観測・解析を継続してきた。これまでの観測結果から、流域の土壤凍結の進み具合によって融雪流出特性に明確な違いが認められた。本研究はこの凍結土壤の存在が融雪流出機構に及ぼす影響について、まず、土壤凍結を引き起こす気象要素を長期的な観測結果を基に解明し、並行して土壤凍結を考慮した融雪流出モデルの開発・研究に取り組み、土壤凍結による融雪流出への総合的な評価・検討を試みたものである。したがって、本研究は富里ダム流出試験地というケーススタディー的な研究ではあるものの、本研究の成果はわが国以外の亜寒帯に属するロシアやカナダ地域での融雪流出現象にとっても有力な情報となることが期待される。

450  
H46 官庁刊行物

00008663819

北見工業大学

特別資料室

## 研究組織

研究代表者：早 川 博 （北見工業大学工学部助手）

研究分担者：内 島 邦 秀（北見工業大学工学部助教授）

## 研究経費

平成 9 年度 2,000 千円

平成 10 年度 500 千円

平成 11 年度 700 千円

計 3,200 千円

## 研究発表

### 1. 水工学論文集

- (1) 早川博・斎藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究，第 42 巻, pp.127～132, 1998.
- (2) 早川博・松本隆志・内島邦秀：少雪寒冷地における凍結土層の存在を考慮した融雪流出モデルに関する研究，第 45 巻, pp.67～72, 2001.

### 2. 土木学会北海道支部論文報告集

- (1) 早川博・藤田陸博・内島邦秀：周波数応答法による降雨流出系の流域スケールの検討，第 54 号(B), pp.18～23, 1998.
- (2) 木口満・早川博・内島邦秀：降雨流出系の周波数領域における応答特性の検討，第 55 号(B), pp.2～7, 1999.
- (3) 松本隆志・早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について（第 3 報），第 55 号(B), pp.40～45, 1999.
- (4) 松本隆志・早川博・内島邦秀：凍結土層の存在を考慮した融雪流出モデルに関する研究，第 56 号(B), pp.230～233, 2000.
- (5) 木口満・早川博・内島邦秀：降雨流出系の周波数領域における過渡応答特性，第 56 号(B), pp.270～273, 2000.

## 目 次

第1章	序 論	1
1.1	本研究の目的	1
1.2	本研究の構成	2
第2章	流出試験地の流出特性	4
2.1	概 説	4
2.2	流出試験地の概要	4
2.3	観測項目	5
2.4	降雨流出特性	7
2.5	融雪流出特性	19
2.6	結 語	25
第3章	降雨流出解析	27
3.1	概 説	27
3.2	3列4段タンクモデルの同定	27
3.3	保水タンクパラメータとサクションの関係	31
3.4	直列4段タンクモデルによる解析	32
3.5	結 語	33
第4章	土壌凍結深の推定	35
4.1	概 説	35
4.2	土壌凍結現象	35
4.3	土壌凍結予測モデル	36
4.4	結 語	44
第5章	融雪量の推定	45
5.1	概 説	45
5.2	融雪量の算定	45
5.3	積雪水量の算定	53
5.4	結 語	56
第6章	土壌凍結を考慮した融雪流出モデルの構築	58
6.1	概 説	58
6.2	土壌凍結による流出パラメータへの影響	58
6.3	積雪水量の空間分布	64
6.4	凍結深予測モデルの導入	67
6.5	結 語	70
第7章	結 論	71
	付 録	74

# 第1章 序 論

## 1. 1 本研究の目的

我が国は比較的水資源に恵まれた国であり、水資源としての積雪にも利点が注目されている。これは、冬期間に積雪として山地に蓄えられた雪が、春から夏にかけて長期間安定した水を人間社会に供給するからである。しかしながら、短期間に生じる急激な融雪流出は小河川を氾濫させ融雪洪水を引き起こすこともあり、融雪の制御に向け融雪流出機構の解明が重要である。北海道の道東地域は他の積雪地域と異なり、積雪が少なく、かつ、最低気温が $-20^{\circ}\text{C}$ 以下にもなる、いわゆる少雪寒冷地域であることが知られている<sup>1)</sup>。この地域では冬期間に土壌が凍結し、ガス・水道などの地下埋設物や道路が凍上現象による破損被害を受けている。また、この土壌凍結は春先の融雪出水にも多大な影響を与えている。凍結土壌が難透水性となるため、この時期に降雨を伴うと、夏期の降雨流出と比べて短期間に流出する異常出水を引き起す<sup>2)</sup>。

本邦において多雪地帯の融雪流出に関しては、これまで多くの研究がなされているが、富里ダム流出試験地の位置する北海道東部地域のような少雪寒冷地域では、融雪期間中にも土壌の凍結層の存在が確認されている。この地域では、他の地域と異なる融雪流出が見られる。

本研究では、これまでに北見市近郊の富里ダム流域に流出小試験地を設け、流域が土壌凍結している場合の融雪流出特性について、観測・解析を進めてきた<sup>3~5)</sup>。その観測結果から、土壌凍結の進み具合によって融雪流出特性に違いが認められ<sup>3)</sup>、この違いを凍結土壌の存在を考慮して構築した融雪流出モデルに適用し、土壌凍結による融雪流出への影響を評価・検討した<sup>5)</sup>。本試験地は流域面積が $0.084(\text{km}^2)$ と小さいにも拘わらず流域の積雪水量や土壌凍結深などの空間分布を考慮する必要があるため、融雪流出モデルとして河道から三地帯に分割して各々に土壌水分構造を有する直列四段タンクモデル<sup>5)</sup>をあてはめた三列四段タンクモデルを構築した。その結果、土壌凍結の影響は第一タンクの浸透孔開度の減少と土壌水分機構の容量低下によって表現できることが明らかとなった<sup>5)</sup>。しかしながら、土壌凍結深と浸透孔、あるいは土壌水分構造の容量との関係を定式化するまでには至っていない。従って、本研究では気温と積雪深から土壌凍結深の経時変化予測モデルを構築し、凍結深と浸透孔、土壌水分構造の容量との関係を踏まえた融雪流出モデルの検討を行うことを目的としている。

## 1. 2 本研究の構成

本編は全7章から構成されている。以下、各章ごとに本研究の概要を示す。

第2章では、本研究で設けた富里ダム流出試験地の融雪流出特性について検討する。まず試験地の概要、観測項目についての詳細を報告する。次に融雪流出解析を行う上で基礎となる、融雪現象、融雪流出現象の物理的メカニズムについて述べ、融雪流出モデル構築への足がかりとする。また、試験地の融雪流出特性として、これまでに報告された代表的な流出の例である1993、1996年の流出例を挙げ、更に1997～1999年の融雪流出例について検討し、その特性を明らかにする。

第3章では、本試験地の融雪流出解析で用いている三列四段タンクモデルの浸透孔開度と土壤凍結深との関係を明らかにし、融雪流出モデルに組み込むため、凍結深予測モデルを構築し、土壤凍結深の推定を行う。まず一般的な土壤凍結現象について述べた後、観測値から得られた凍結深、積雪深、積算寒度、積算暖度を基に重回帰分析を行う。また、土壤凍結の発達には凍結前の土壤水分の湿潤度が影響すると考えられ、この観点から降雪前の降雨量と最大凍結深の関係を検討する。

第4章では、本研究でこれまで融雪量算定に用いてきた、一般的な融雪量算定法であるDegree-Hour(以下D.H.)法と、1997年度より観測を開始した風向・風速、温・湿度、放射収支量の諸データを用いて熱収支法による融雪量の算定を行う。これにより、従来用いてきた経験的な算定によるD.H.法と物理的な算定によって導出する熱収支法との比較・検証を行う。

第5章では、本試験地の1993～1998年の夏期降雨流出例を用いて三列四段タンクモデル(夏期モデル)の構築を行う。はじめに本試験地で観測した1993～1998年の夏期降雨流出特性について検討する。次いで土壤水分構造を組み込んだ三列四段タンクモデルに付加している保水タンク内の初期貯留量と土壤水分の実測値との関係を明らかにするため、土壤水分構造の同定を行う。また、土壤の湿潤度を示すサクションと保水タンクパラメータとの関係についても検討する。

第6章は第2章から第5章までの検討を基に、土壤凍結を考慮した融雪流出モデルの構築を行う。ここでは夏期流出モデルに凍結深予測モデルを導入した結果と、夏期流出モデルのまま融雪流出を再現した結果について比較検討する。

第7章は第2章から第6章までの結論をとりまとめている。

### <参考文献>

- 1)内島邦秀・早川博：少雪寒冷地における春先の流出特性，土木学会北海道支部論文報告集，第44号，pp.223-228，1988.
- 2)北海道開発局釧路開発建設部：釧路川治水史，（財）北海道開発協会，1983.
- 3)早川博・斉藤靖史・石田哲也・内島邦秀：富里ダム流出試験地における融雪流出特性，土木学会北海道支部論文集，第52号，pp.94-99，1996.
- 4)斉藤靖史・早川博・内島邦秀：融雪流出における凍結土層の影響，土木学会第51回年次学術講演会講演概要集第2部(A)，pp.716-717.1996.
- 5)早川博・斉藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究，水工学論文集，第42巻，pp.127-132，1998.
- 6)小野延雄・石川信敬・新井正・若土正暁・青田昌秋：雪氷水文現象(基礎雪氷学講座第Ⅵ巻)，古今書院，1994.

## 第2章 流出試験地の流出特性

### 2.1 概説

北海道の道東地域は年間降水量が800mm以下と全国的に見ても少雨地域に属しているため、春先の融雪出水は量的にも、流出の時間的特性からも都市・発電・農業用水等の重要な水資源を確保する面で重要である。また、また春先の融雪出水は長期間にわたって高水位を持続するため、異常出水による洪水災害の抑止の面と併せて高精度の流出予測が必要である。本章では本研究で対象とする富里ダム流出試験地の流出特性を把握するために、1993年～1999年の観測結果を示し、降雨流出・融雪流出の特徴・特性を明らかにする。

### 2.2 流出試験地の概要

本試験地は、北見市の北西部に位置する常呂川水系仁頃川の富里ダム流域の支流に設けられている。流域面積は  $0.084\text{km}^2$  (8.4ha)、0次谷の山地小流域である。流域は、図-2.1 に示す様に長方形の形状をしており、河道長 250m、流域の高低差 150m、河道の平均勾配が約 0.24 (傾斜角 13 度) である。また、左右斜面の平均勾配は約 0.53 (傾斜角 28 度) と非常に急勾配でV字型の様相を呈している。試験地は大部分が植林によるトドマツ (樹齢約 30 年) で覆われ、河道近傍に広葉樹の雑木が目につく。また、図-2.2 は図-2.1 に示す掘削地点個所の土質柱状図で、河

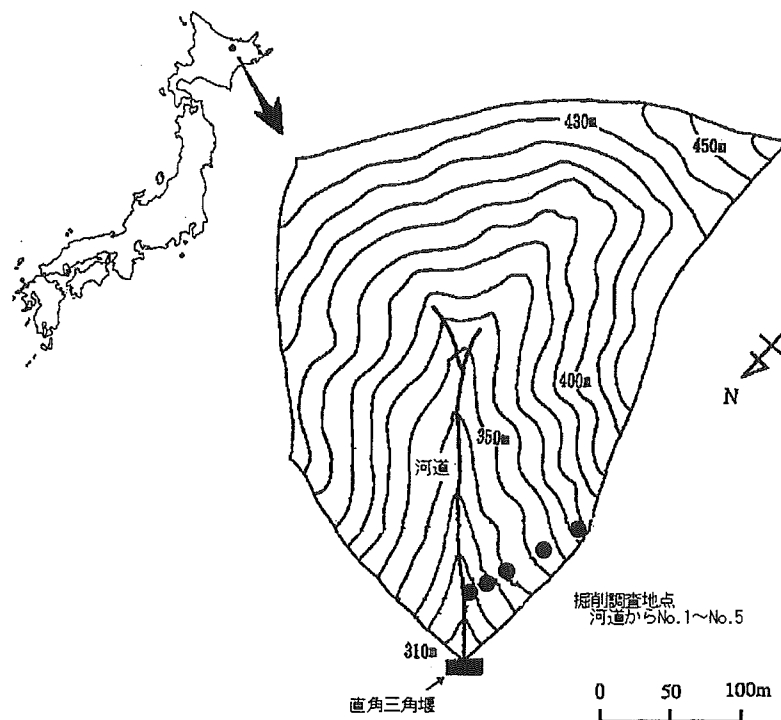


図-2.1 富里ダム流域の位置



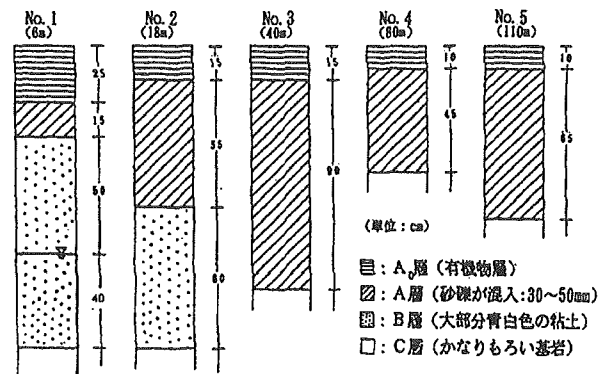


図-2.2 試験地の土質柱状図

道から尾根方向に No.1~No.5 とした。各地点とも表層から約 15cm までは植物の根が混入した黒土からなる A<sub>0</sub> 層で、その下に粒径 30~50mm の砂礫を含んだ茶褐色の A 層がある。河道近傍の No.1 と No.2 はこの下に青白色の粘土を多く含んだ層が存在しているが、No.3~5 にはない。更にその下は、かなり脆弱な基岩が現れる。基岩までの深さは河道近傍が最大で、尾根方向に浅くなっている。つまり、斜面がかなり急峻であるために河道部分に土砂が堆積し、その上を河道が流れているという状況である。観測開始の 1992 年から現在までの約 10 年間に、三角堰の設置した下流側から河床が侵食され、大出水の度に徐々に後退している。なお、更なる流出試験地の詳細は参考文献(1)~(5)を参照していただきたい。

### 2. 3 観測項目

本試験地での水文観測は、'92 年 12 月から開始した。試験地に設置した観測施設の配置は図-2.3 に示す通りである。流域最下流部に位置する直角三角堰において流量、堰近傍に設置した転倒柵雨量計により雨量を 10 分毎に測定している。'94 年 12 月からは、冬期間においても通年で流量観測を行っている。また、三角堰では、気温（地上高 1.5m）、地温（地下 10 cm 地点）、水温を 30 分毎に通年観測している。'94 年 9 月からは、D1 地点（河道から約 10m 地点の斜面域）で土壌水分（-10cm, -20cm, -30cm, -40cm, -50cm, -80cm）と地温（-10cm, -20cm, -30cm, -40cm, -50cm, -60cm）、また D2 地点（河道近傍部）で水温と地温（-10cm, -30cm, -50cm, -70cm, -90cm）を 30 分毎に計測している。冬期間は週一回の頻度で現地観測を行い、メチレンブルーを用いた簡易凍結深度計により土壌の凍結深を測定し、これに合わせて近接した地点で積雪深を測定している。また融雪期には、三角堰近傍の平坦な場所に設置した 90cm × 90cm のスノーライシメータにより、融雪量を 30 分間隔で測定している。'97 年 11 月より風向・風速計、温・湿度計を設置し、'98 年 2 月からは放射収支計を設置して観測を行っている。写真-2.1~2.7 に本試験地で用いている観測機器、および観測風景写真を掲載する。

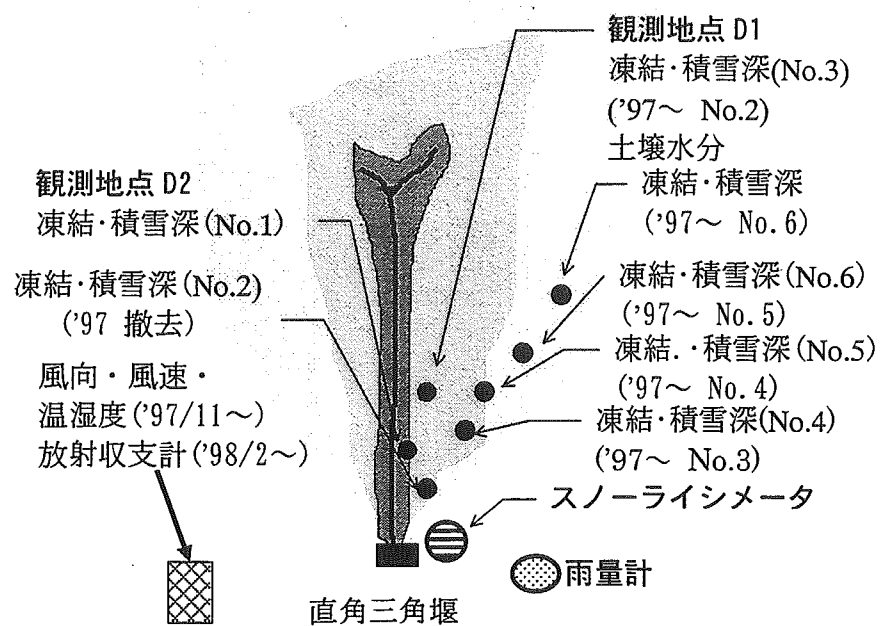


図-2.3 観測機器の配置

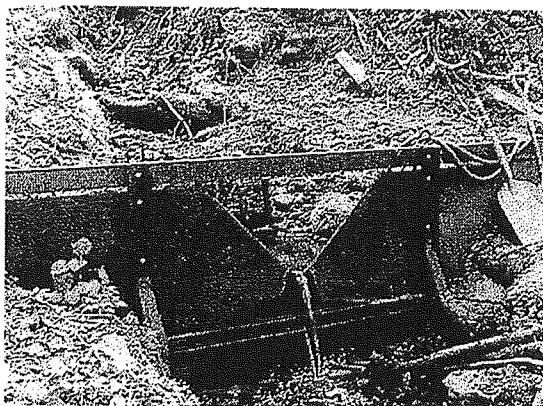


写真-2.1 直角三角堰



写真-2.2 転倒ます雨量計

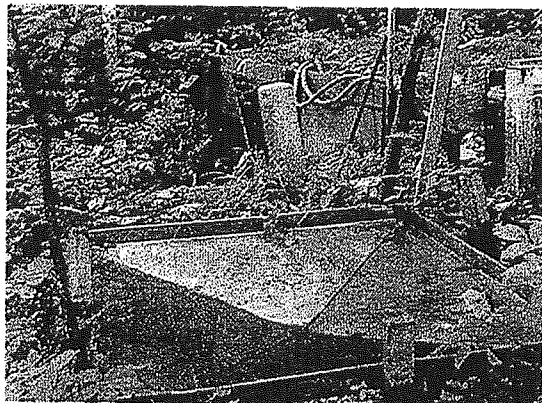


写真-2.3 スノーライシメータ



写真-2.4 土壌水分計 (pF計)

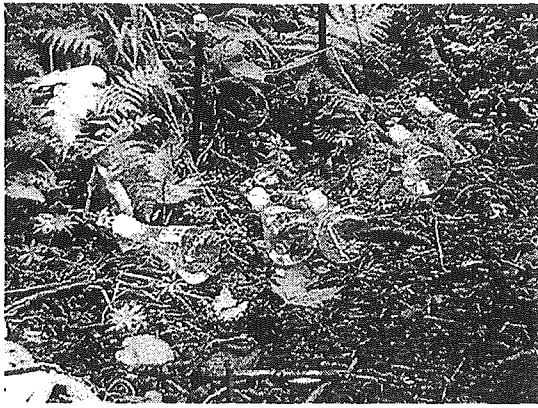


写真-2.5 土中水採取

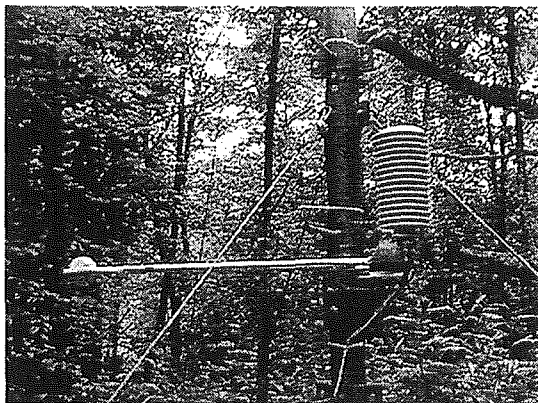


写真-2.6 温・湿度計と放射収支計

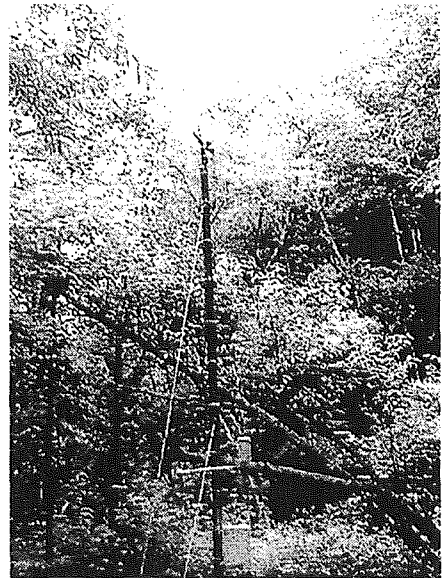


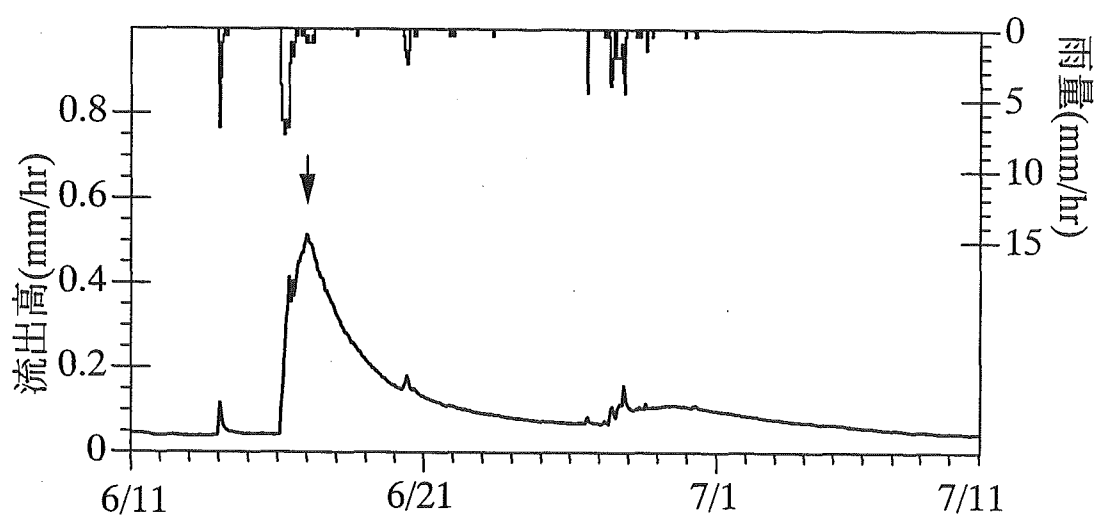
写真-2.7 風向・風速計

## 2. 4 降雨流出特性

'93 年から観測された主だった洪水流出の水文諸量を表-2.1 に、ハイドログラフを図-2.4a～2.4e に示す。年間降雨量の少ない北海道東部地域において、洪水 No.6-2 の総降雨量 97mm, No.6-3 の 76mm, No.14 の 102.5mm は最大規模の降雨にあたる。本試験地の流出率は大部分が 0.1 以下で、これ以上となったのは No.1 の 0.288, No.6-3 の 0.34, No.14 の 0.696 である。図-2.5a, b は代表的な洪水流出のハイドログラフと土壌水分変化(サクション)を示している。No.14 は'98 年 9 月の台風 5 号による出水で、No.6 とともに総降雨量が多く、流出高の大きい流出である。両出水とも土壌の湿潤状態を示すサクションが回復する前に次の降雨があり、地表面下 80cm の地点まで水分が浸透することによって土壌の湿潤度が高くなり、流域の保水能が低下するために大きな出水となっている。No.8 の出水は総降雨量が少なく降雨強度の大きい場合の流出であり、No.9 は降雨強度の弱い雨が比較的長時間続いた場合の流出である。両者とも降雨後のサクションは地表面下 50cm 以下の地点ではほとんど変化していなく、この程度の降雨では土壌中の湿潤度を高めるだけに寄与し、流出までに至らないことがわかる。そこで、次に総降雨量と損失降雨との関係を調べてみる。両者の関係は流域の規模や地質等によって変わってくるが、その流域の保水能を知る良い指標となる。図-2.6 は縦軸に損失降雨、横軸に総降雨量をプロッ

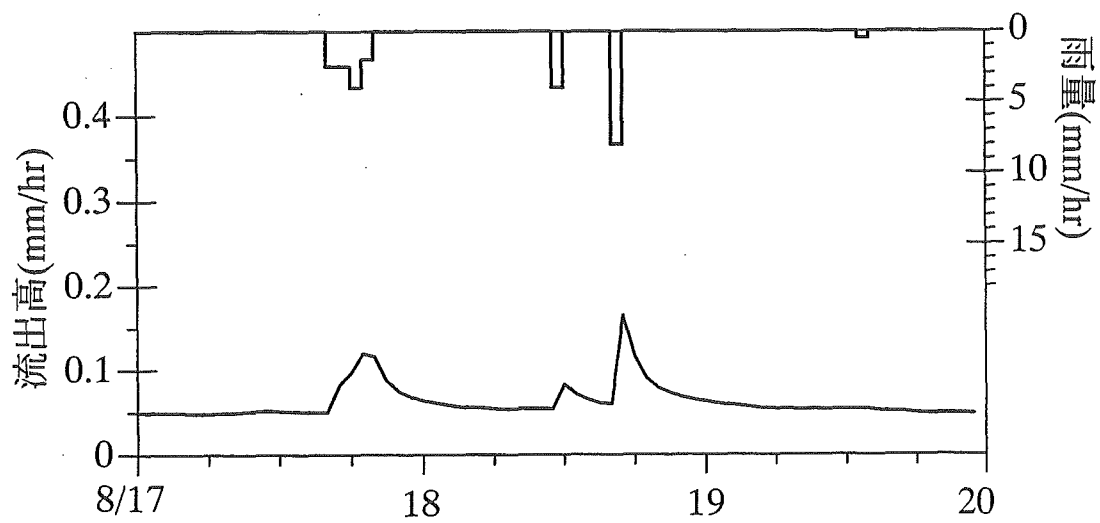
表-2.1 降雨流出の水文諸量

洪水番号	洪水流出日	総降雨量 (mm)	直接流出高 (mm)	流出率	初期流出高 (mm/hr)
No.1	930611	60.0	17.285	0.288	0.043
No.2-1	930816(8/17)	11.0	0.295	0.027	0.050
No.2-2	930816(8/18)	12.0	0.228	0.019	0.060
No.3	931022	64.0	3.497	0.055	0.026
No.4-1	940811(8/11)	20.0	0.215	0.011	0.003
No.4-2	940811(8/12)	20.0	0.312	0.016	0.008
No.4-3	940811(8/14)	31.0	0.893	0.029	0.007
No.5	940831	24.5	0.633	0.026	0.002
No.6-1	940914(9/16)	35.5	1.548	0.044	0.005
No.6-2	940914(9/20)	97.0	15.444	0.159	0.008
No.6-3	940914(9/24)	76.0	25.819	0.340	0.025
No.7	950711	41.5	0.459	0.011	0.025
No.8	960602	16.5	1.332	0.081	0.076
No.9-1	960710(7/11)	36.0	0.552	0.015	0.050
No.9-2	960710(7/18)	13.5	0.266	0.020	0.074
No.10-1	960922(9/23)	32.5	1.062	0.033	0.038
No.10-2	960922(9/25)	15.5	0.375	0.024	0.062
No.11-1	970515(5/15)	10.0	0.169	0.017	0.062
No.11-2	970515(5/16)	15.0	0.313	0.021	0.071
No.11-3	970515(5/17)	18.0	0.242	0.013	0.112
No.12	970808	61.5	2.241	0.036	0.011
No.13-1	970919(9/19)	30.5	0.598	0.020	0.018
no.13-2	970919(9/20)	18.5	0.512	0.028	0.033
No.14	980904	102.5	71.362	0.696	0.140
No.15	990728	29	1.119	0.039	0.054

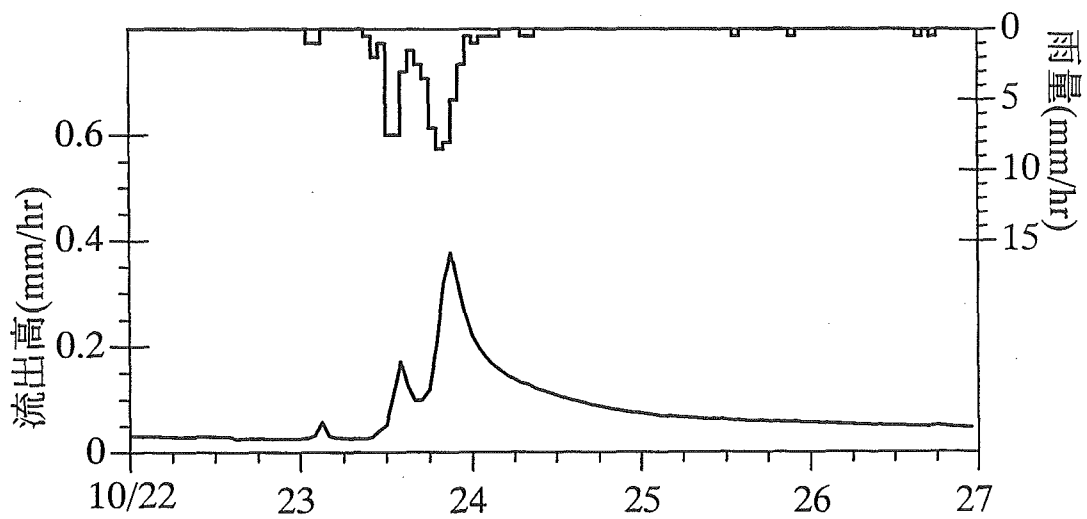


(No.1) 1993年6月11日～7月11日の出水

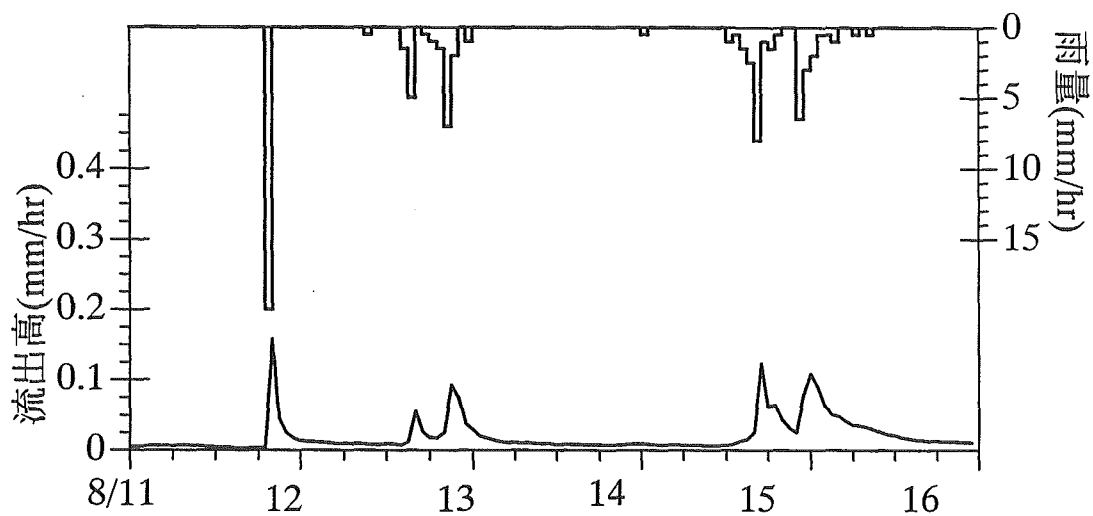
図-2.4a 降雨流出の代表例



(No.2) 1993年8月17日～8月20日の出水

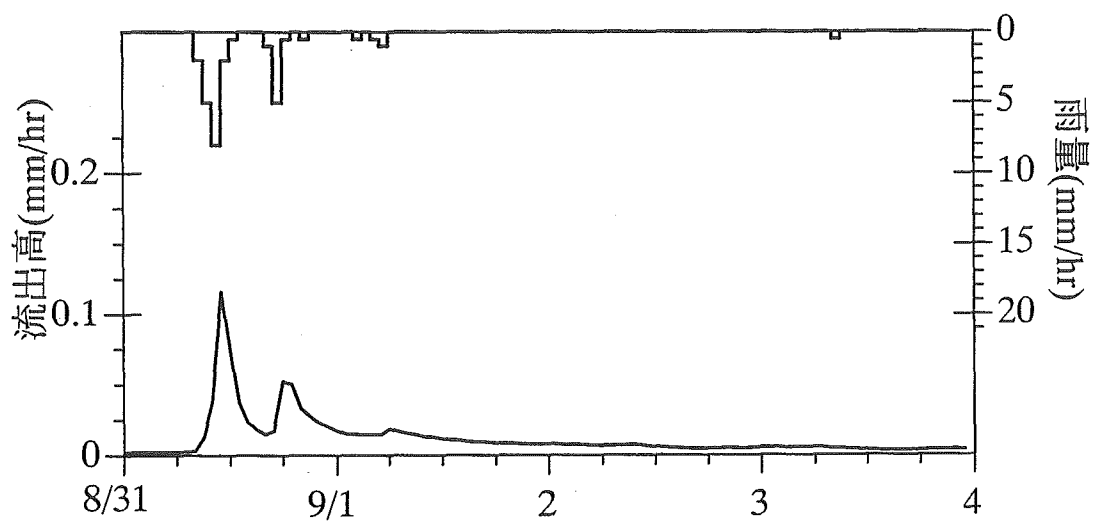


(No.3) 1993年10月22日～10月27日の出水

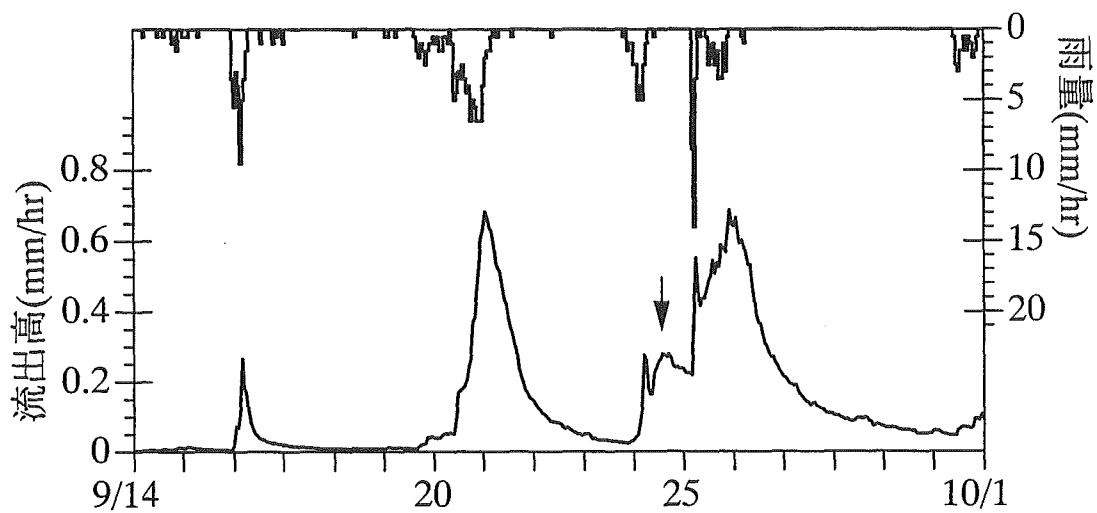


(No.4) 1994年8月11日～8月15日の出水

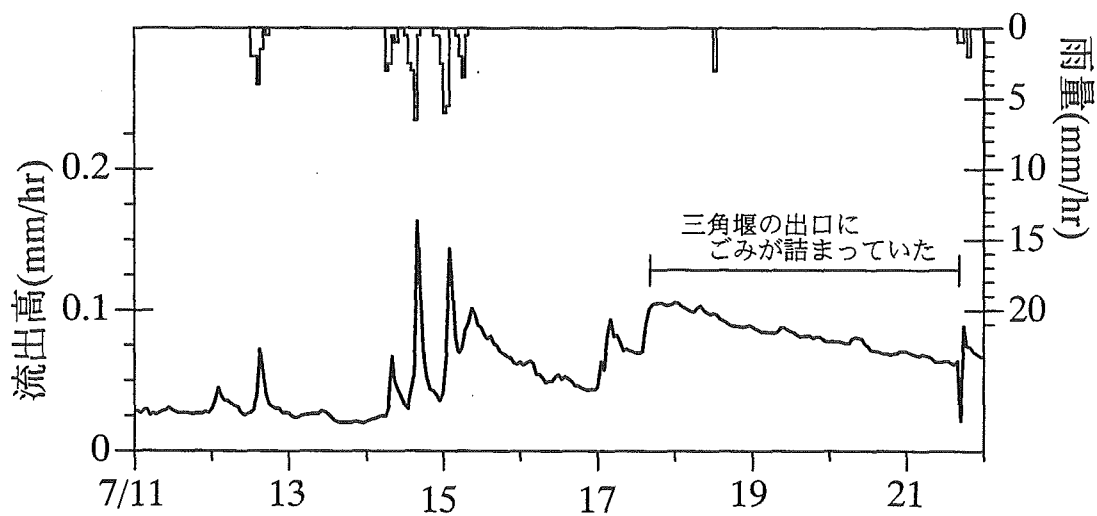
図-2.4b 降雨流出の代表例



(No.5) 1994年8月31日～9月4日の出水

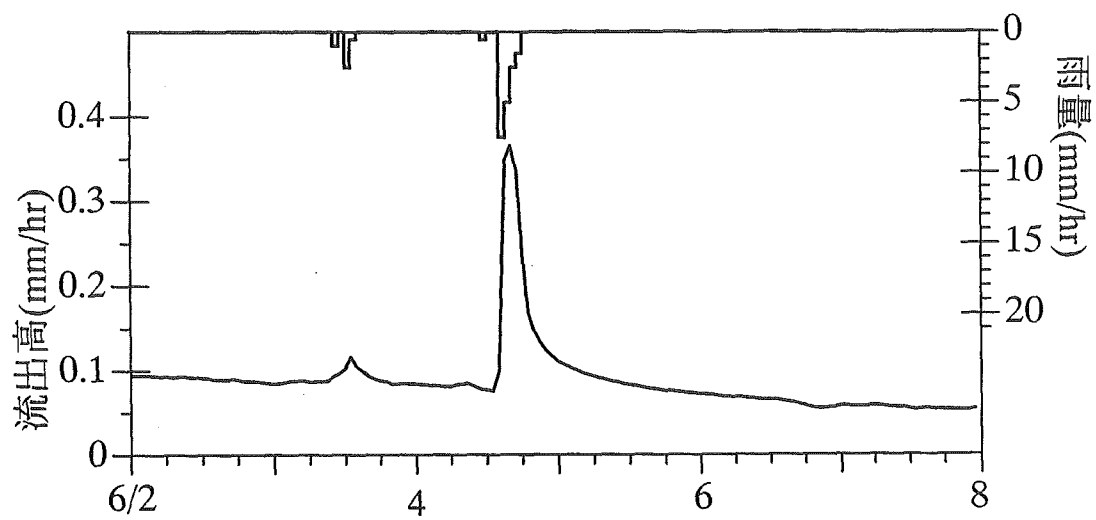


(No.6) 1994年9月14日～10月1日の出水

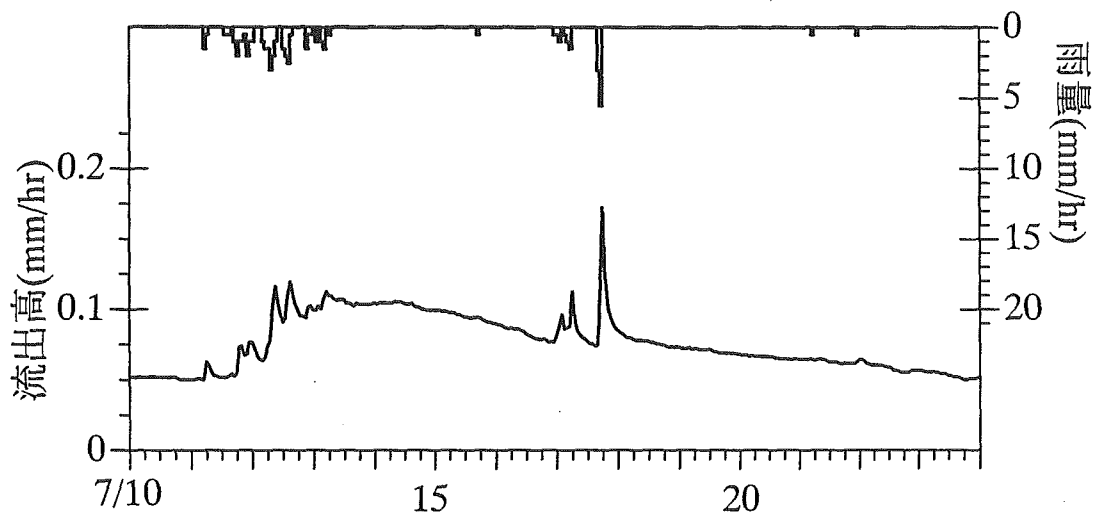


(No.7) 1995年7月11日～7月21日の出水

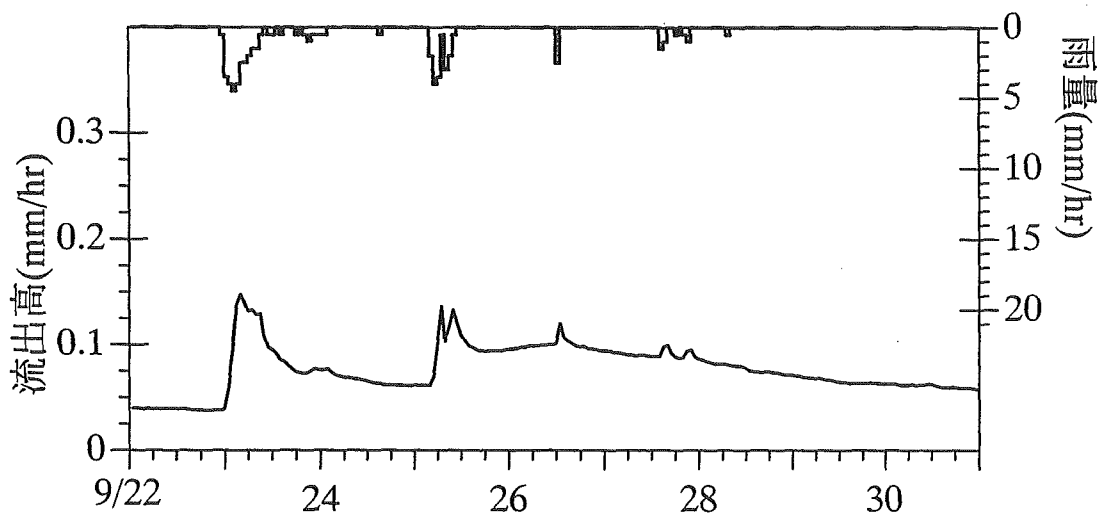
図-2.4c 降雨流出の代表例



(No.8) 1996年6月2日～6月8日の出水

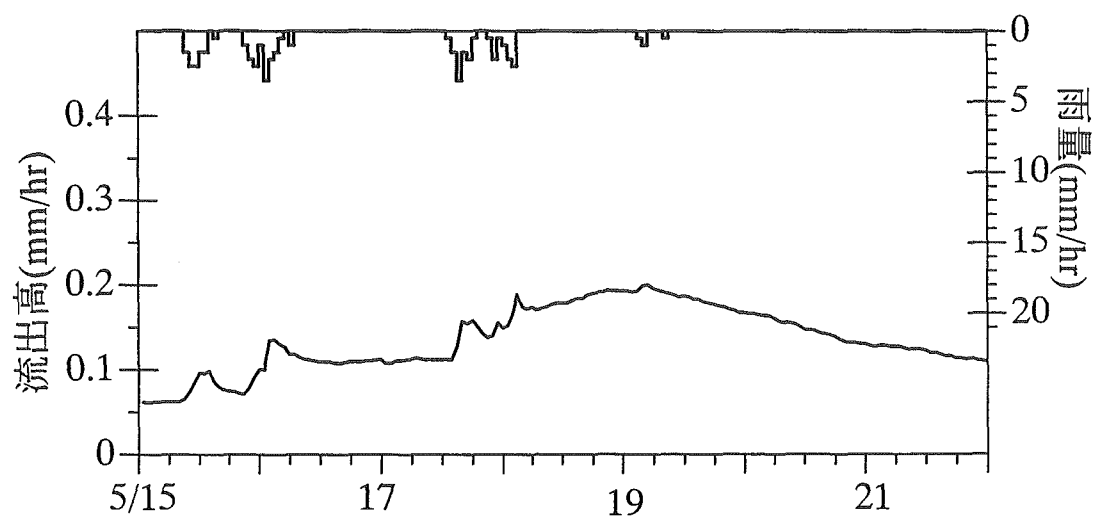


(No.9) 1996年7月10日～7月24日の出水

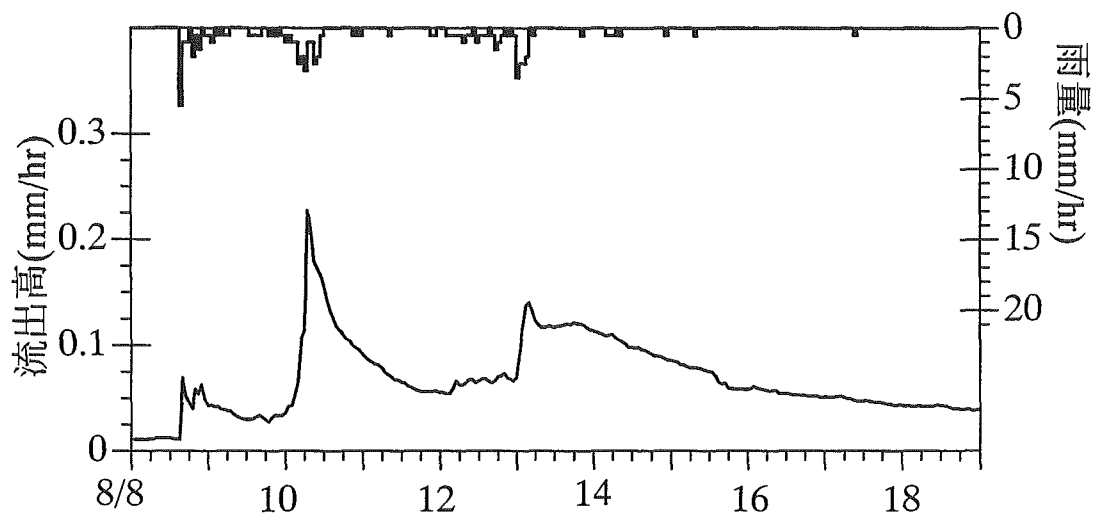


(No.10) 1996年9月22日～9月30日の出水

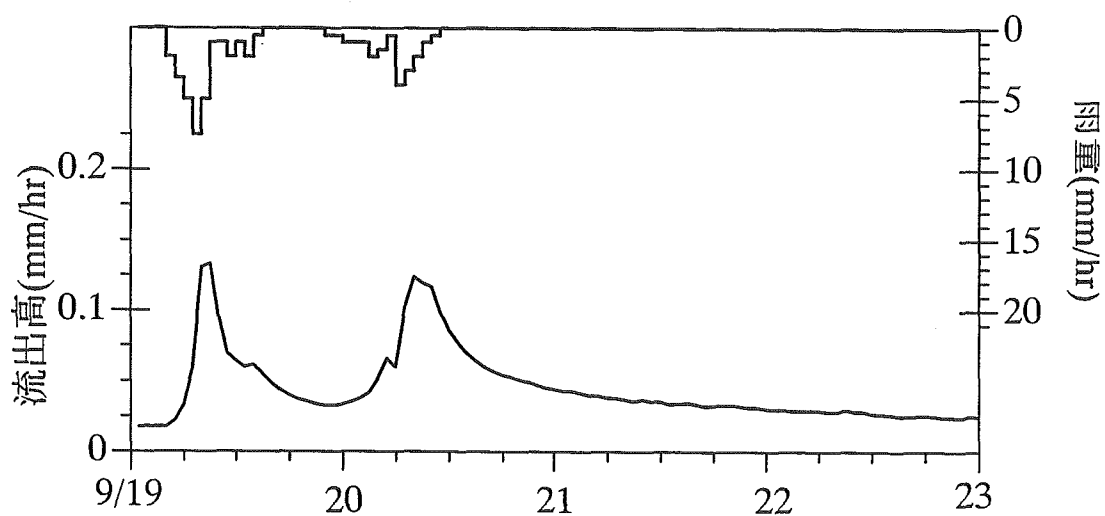
図-2.4d 降雨流出の代表例



(No.11) 1997年5月15日～5月21日の出水



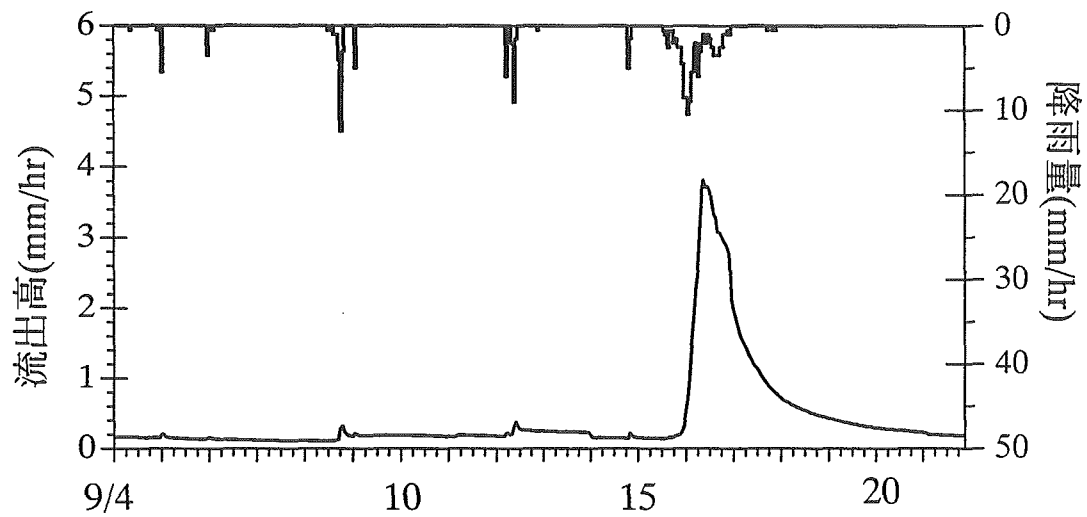
(No.12) 1997年8月8日～8月18日の出水



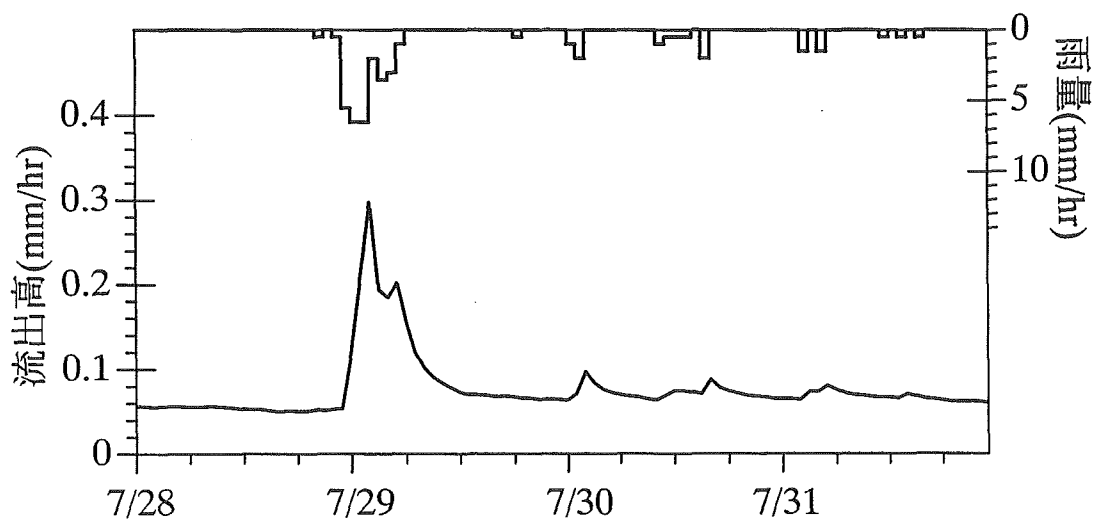
(No.13) 1997年9月19日～9月22日の出水

図-2.4e 降雨流出の代表例





(No.14) 1998年9月4日～9月21日の出水



(No.15) 1999年7月28日～8月1日の出水

図-2.4f 降雨流出の代表例

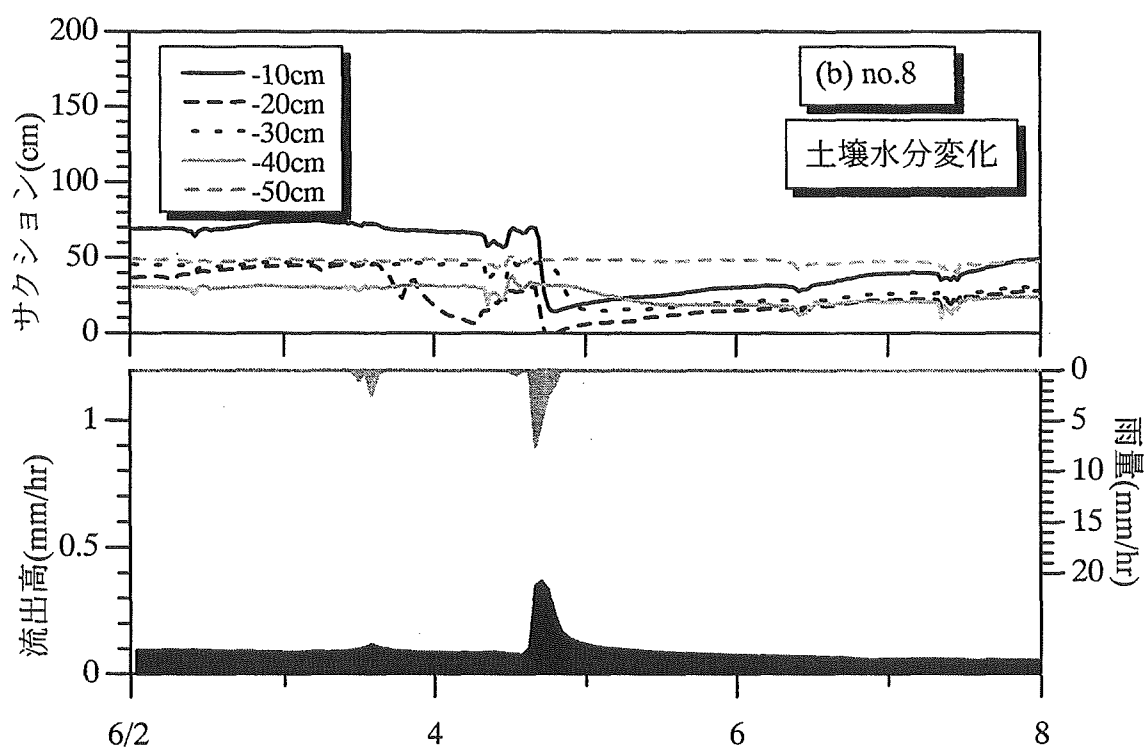
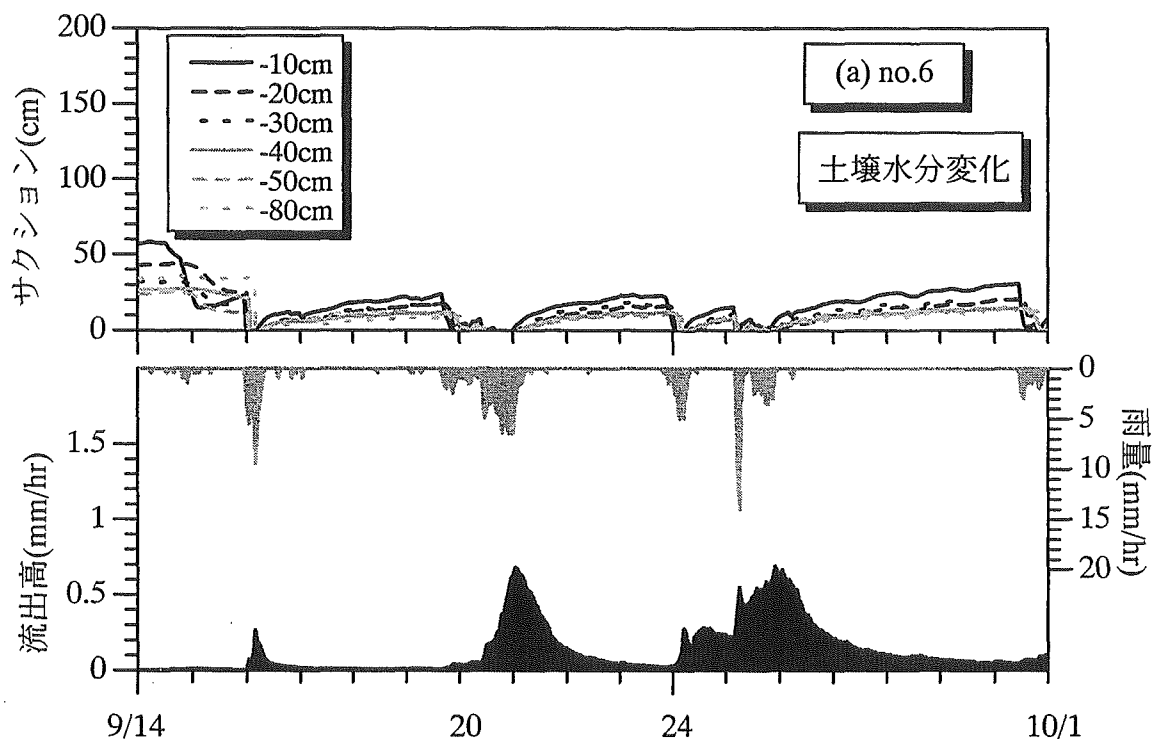


図-2.5a ハイドログラフと土壌水分（サクション）の変化（No.6 と No.8）

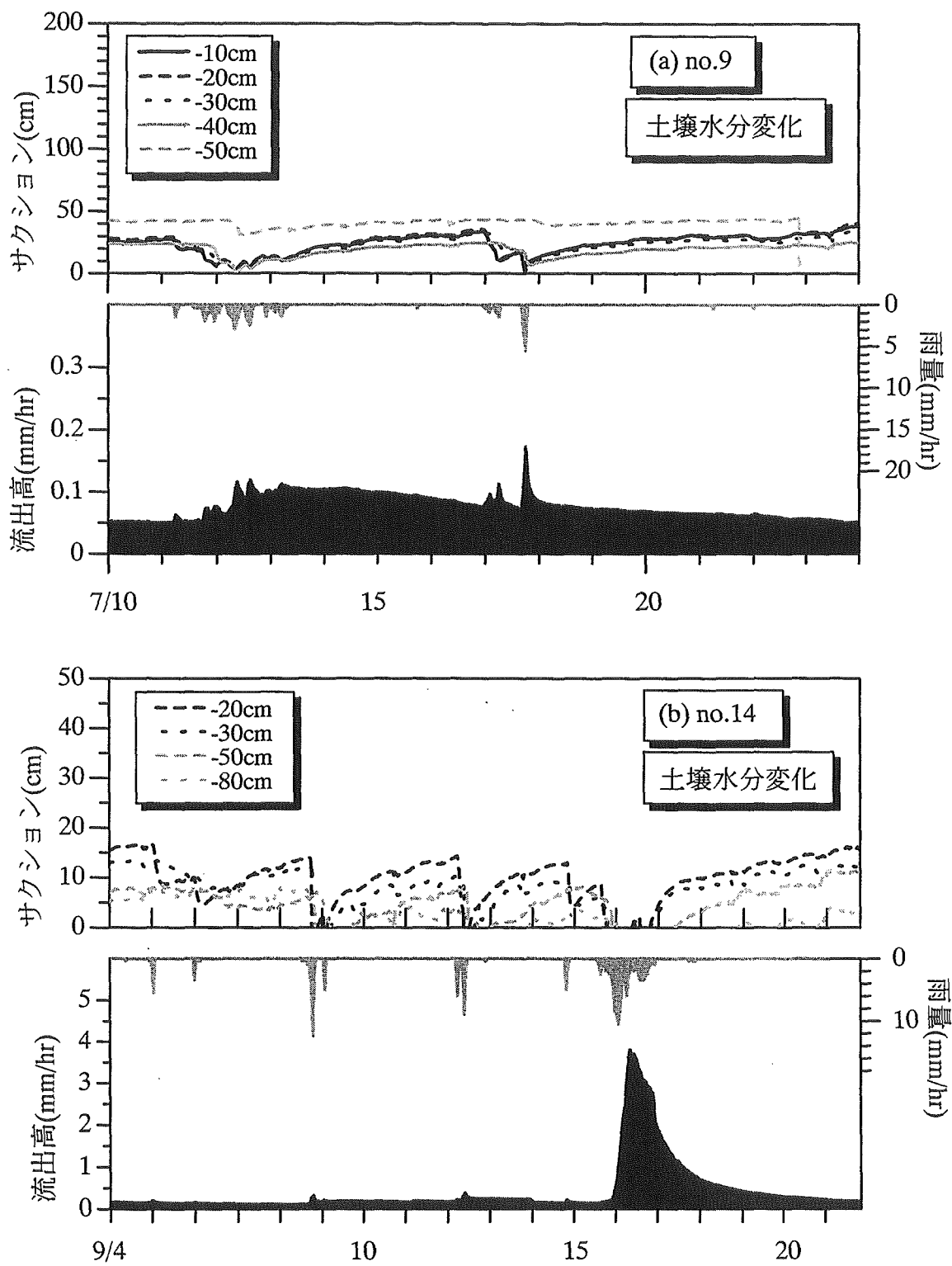


図-2.5b ハイドログラフと土壌水分（サクション）の変化（No.9 と No.14）

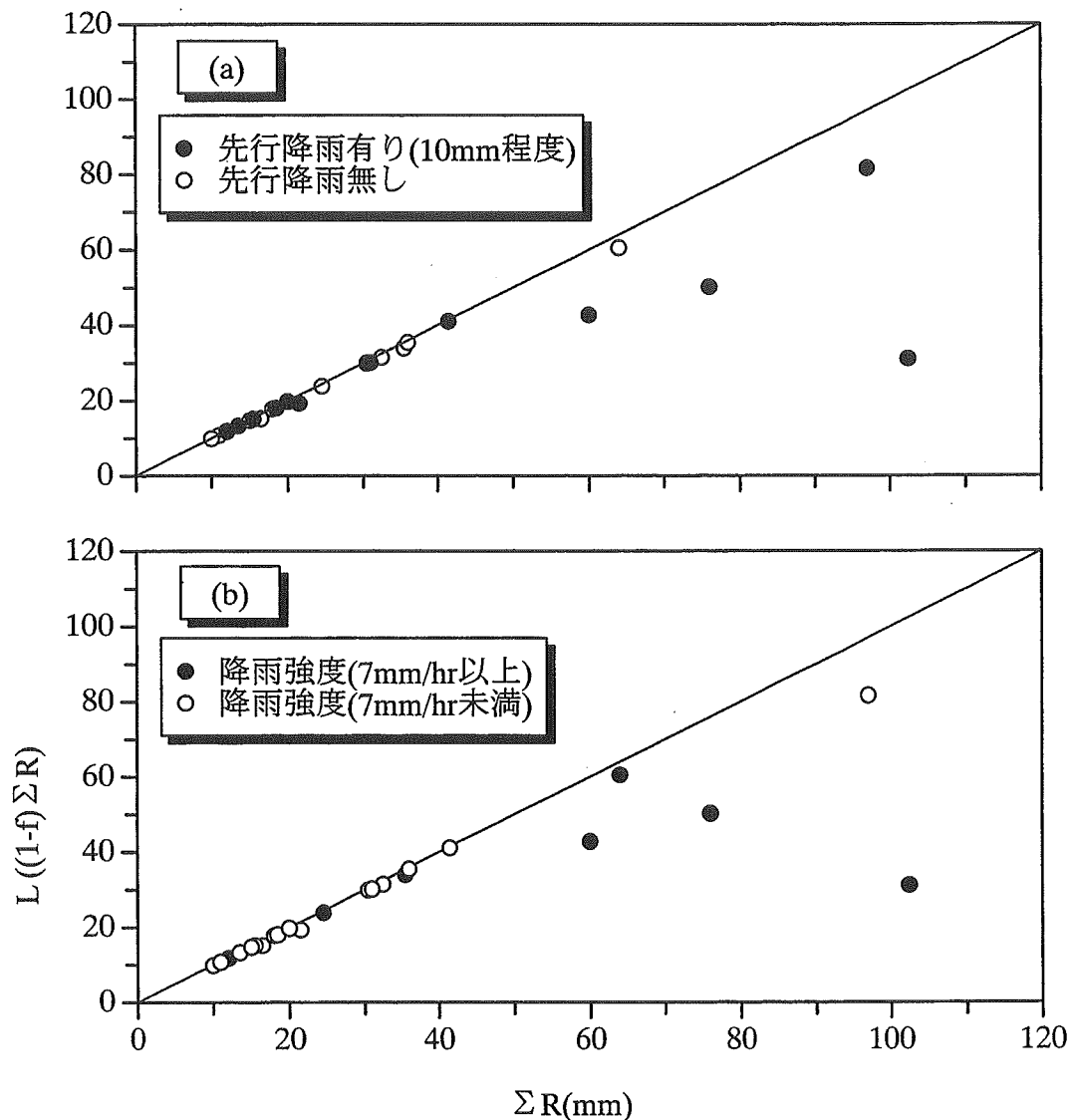


図-2.6 総降雨量と損失降雨の関係

トしたもので、図-2. 6 の(a)はこの関係について先行降雨の有無による影響を考慮して整理したものである。ここで、先行降雨とは対象とする出水の一週間程度前までの降雨のことであり、一応の目安として 10mm 程度のまとまった降雨を先行降雨とした。この図より先行降雨のある出水の方が当然の事ながら損失雨量とならずに直接流出成分となる比率が大きくなっている。これは先行降雨により流域の保水能が低下し、流出しやすくなったためと推察される。また、本試験流域では総降雨量が 40mm 程度であれば、先行降雨の有無に関わらず大部分が損失雨量として流域に浸透し、先行降雨が無い場合は 60mm 程度までが損失雨量となる。図-2. 6 の(b)はこの関係に対する降雨強度の影響を示したものである。この図から降雨強度がある程度強い場合でも、総降雨量が 40mm 程度までであれば大部分は損失雨量となることがわかる。

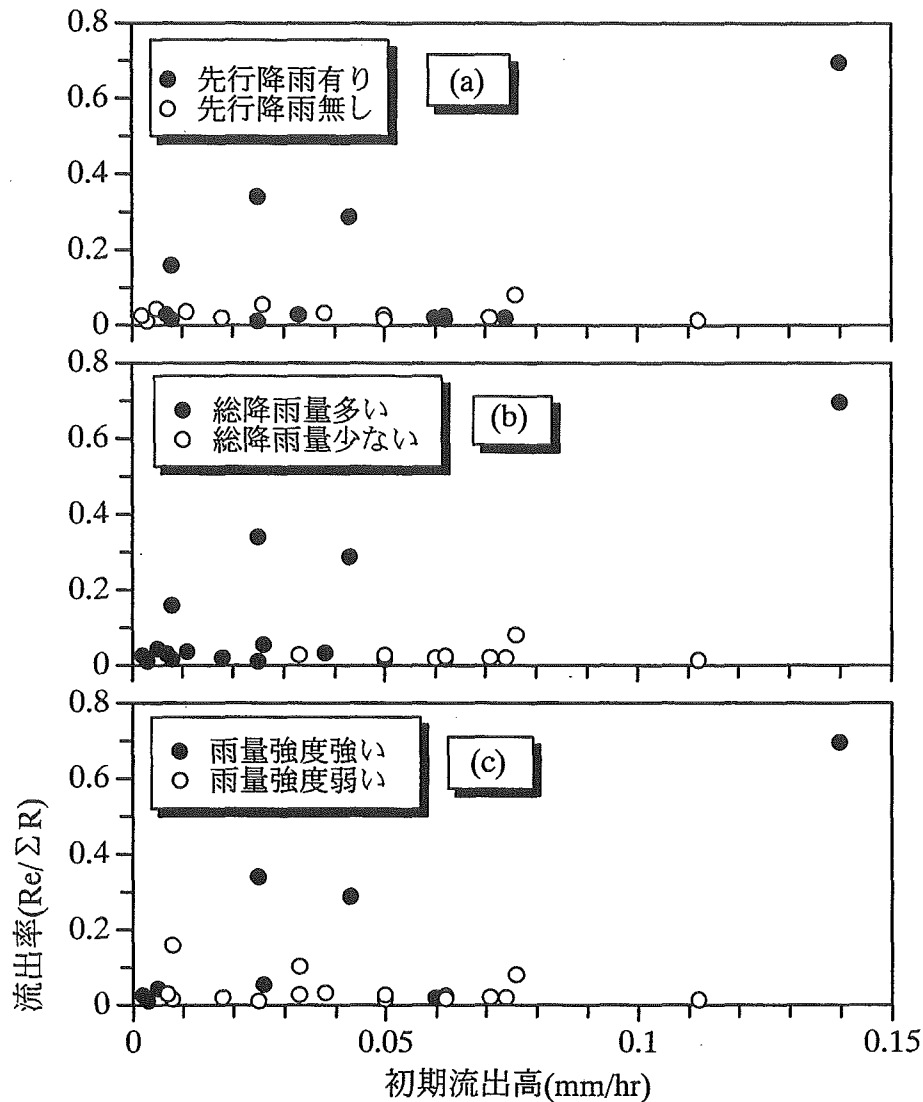


図-2.7 初期流出高と流出率の関係（先行降雨，総降水量，降雨強度）

次に，図-2. 7は初期流出高と流出率の関係を(a)先行降雨，(b)総降雨量，(c)雨量強度の各視点で捉えた結果を示している．ここで初期流出高とは，一般に初期流量と呼ぶハイドログラフの立ち上がり部の流量を流出高(mm/hr)で表したものである．これらを総括すると，先行降雨の無い場合は初期流出高の大きさに関わらず流出しにくく，先行降雨がある場合と総降雨量が多い場合(60mm 以上)，さらに雨量強度が大きい場合(8mm/hr)には直接流出成分として流出しやすい傾向にある．図-2. 8は流出率が0.1以下のものについては除外して流出率と初期流出高の相関をとったものである．これらの4点の総降雨量は図中左より97mm，76mm，60mm，102.5mmと他に比べて降雨量が多い．このように，本試験地ではこれだけの規模の降雨があった場合に流出率は初期流出高と相関が高く，逆を言えば，これだけの降雨がなければ降雨量の大部分が損失雨量となり，本試験地の流出形態は表面流などの直接流出成分より，浸透流による中間・地下水流出成分が支配的であることが推察される．

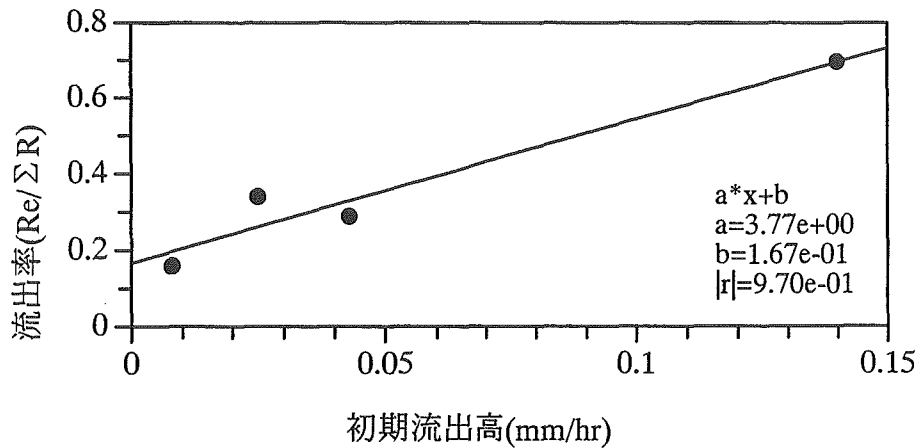


図-2.8 初期流出高と流出率の関係（流出率が0.1以上のみ）

また、本試験地の降雨流出の特徴として、図-2.4のNo.1の出水とNo.6の出水のハイドログラフを詳細に見てみると、降雨のピーク直後に流出量のピーク（第1ピーク）が現れ、その後12時間後に第2の流出量のピークが出現している。本試験地では、通常の出水でこのような第2ピークが現れることは少なく、流出率が0.1を超えるような場合にのみ出現する。これは流域の横断面が急峻なV字谷からなる場合によくみられる現象でもある。No.1の出水に対し同年のNo.3の出水は、総降雨量はほぼ同程度にもかかわらず、流出量の第2ピークは生起していない。これは前述したように先行降雨の有無によって、土壤中の湿潤状態が異なるためである。

No.6の出水において実施した河川水と土中水のフミン質濃度（吸光度  $E_{260}$ ）を指標とした流出成分の分離結果（図-2.9）によると、第1のピークは河道近傍の比較的浅い層を浸透してきた早い流出成分、あるいは浸透できなかった余剰降雨が地表面を流下して河道に流入したものから構成され、一方、第2ピークを構成するのは地中50cm以下に浸透して徐々に流出してくる成分であると考えられる<sup>2)</sup>。土壤

中の湿潤度が低い場合は、浸透してきた雨水で徐々に土壤水分量は増加するが、顕著な流出を引き起すまでには至らない。右図の9月20日からの出水（No.6）では明瞭な第2ピークが生起していないが、これは降雨が12時間以上も継続しているために、第2ピークを生起させる遅い流出成分と降雨に

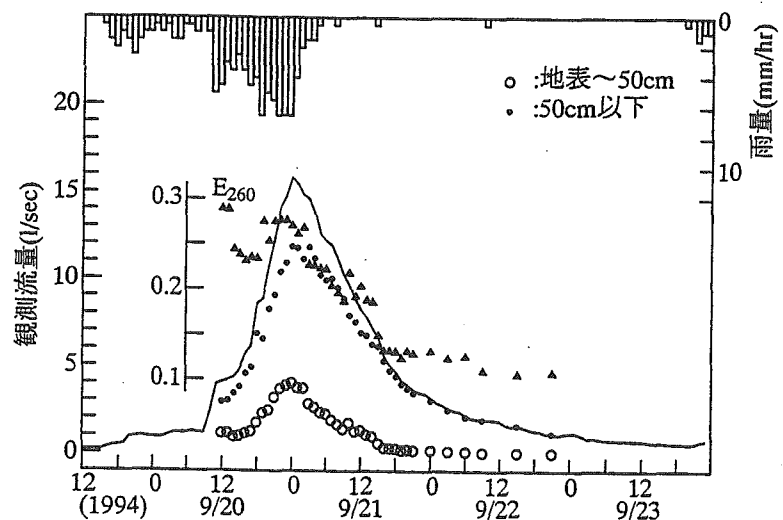


図-2.9 フミン質を指標とした流出成分の分離<sup>2)</sup>

よる早い流出成分が重なって流出しているものと考えられる。したがって、第2ピークが生起する時刻前に降雨が終了する場合には、この出水直後の9月24日の出水(図-2.4c 参照)のような典型的な第2ピークが観測されることになる。

以上、本試験地の降雨流出特性は、流域の土壤水分量の状態によって出水形態が大きく左右され、また年間降水量が全国的にみても最少な地域に位置するため、海外の雨期・乾期がある半乾燥地帯と同様な土壤水分特性を持ち合わせていると考えられる。したがって、流出モデルを構築する際にはこの点に留意する必要がある。

## 2.5 融雪流出特性

融雪流出は、積雪表面で日射や潜熱・顕熱などによる熱収支によって融解した水(融雪水)が、積雪層内を浸透して地面に到達し、大部分は地中に浸透してから、一部は地表面を流下して河道に流入して引き起こされる現象である<sup>7)</sup>。本試験地の大きな特徴として、雪が少なく冬期間-20℃以下になる少雪寒冷地域の位置するため、冬期間に土壤の一部が凍結し、融雪流出期間中も残存することが観測されている<sup>1~3)</sup>。したがって、わが国の他の積雪地域とは異なった融雪流出特性を示している。以下、1993年からの観測結果を基に、本試験地の融雪流出特性について述べる。

まず、写真-2.8~2.13は本試験地の融雪期の様子である。斜面域の勾配がきついため、河道域の積雪が多いことがわかる(写真-2.8)。また、融雪の最盛期になると樹木の周りから地表面が現れ始める(写真-2.9)。流量計測用の三角堰周辺は積雪が最も多い部分で、三角堰が雪に埋もれた状態になっている(写真-2.10)が、三角堰の出口の流量は融雪が進むにつれて、徐々に増大しているのがわかる(写真-2.12)。これらの写真はいずれも1999年4月の写真で、積雪量は例年より多い年で、後述するようにこの積雪深が土壤の凍結深度に関係し、積雪の多い年は凍結深が小さく、特に河道域はほとんど土壤が凍結しないことが観測から明らかになっている。

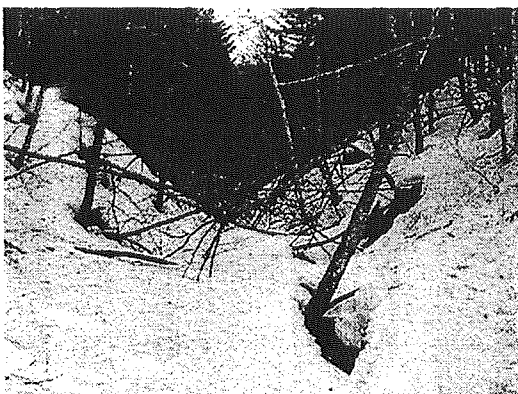


写真-2.8 堰の上流部(99.4.19)



写真-2.9 堰周辺の斜面部(99.4.19)

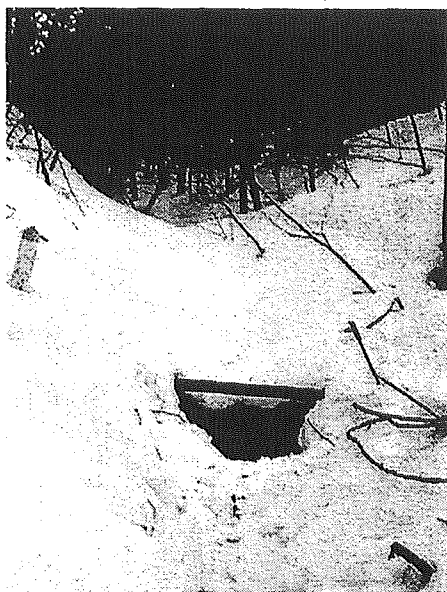


写真-2.10 三角堰の周辺（'99.4.12）

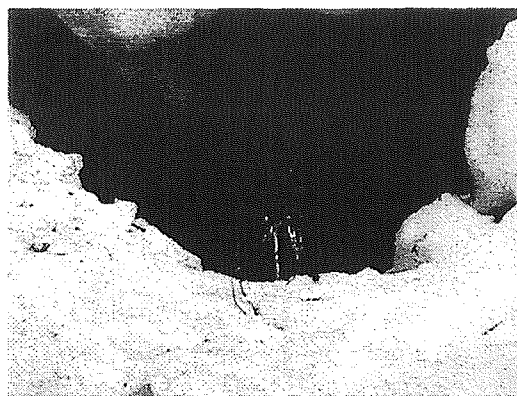


写真-2.11 三角堰の出口（'99.4.12）



写真-2.12 三角堰の周辺（'99.4.19）

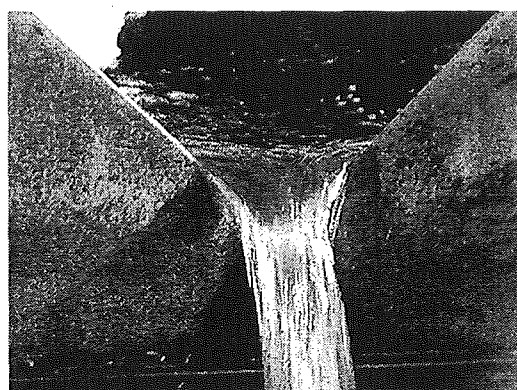


写真-2.13 三角堰の出口（'99.4.19）

次に、本試験地での典型的な融雪流出形態について示す。図-2.10 は'93～'96 年のハイドログラフである。この図をみると、本試験地の融雪流出は大きく二つのタイプに分けることができる。一つは'93, '94 年の融雪初期に見られる流量の長周期変動が確認できるタイプであり、もう一方は'95, '96 年融雪期のように、この長周期変動が認められないタイプである。両タイプの流域斜面域の土壌凍結状況として、図-2.11 は'94 と'96 年の融雪期における凍結深・積雪深の変化を示している。'94 年の凍結深の変化をみると、凍結土層が融雪期末期まで斜面域に残存していることが分かる。これは積雪前にある程度の深さまで凍結土層が形成され、その後の積雪も少ないために凍結土層が若干増加し、融雪期末期まで残存できたものと考えられる。これに対して、'96 年は、積雪深が11月下旬から1月中旬にかけて急激に増加しているため、積雪で外気の影響が遮断され、凍結深があまり成長できずに融雪期末期まで凍結土層が残存していな



い. この場合, 図-2.10 の'94 年にみられた融雪初期の流量の長周期変動が認められず, この変動の原因が凍結土層であることを示唆している<sup>3)</sup>.

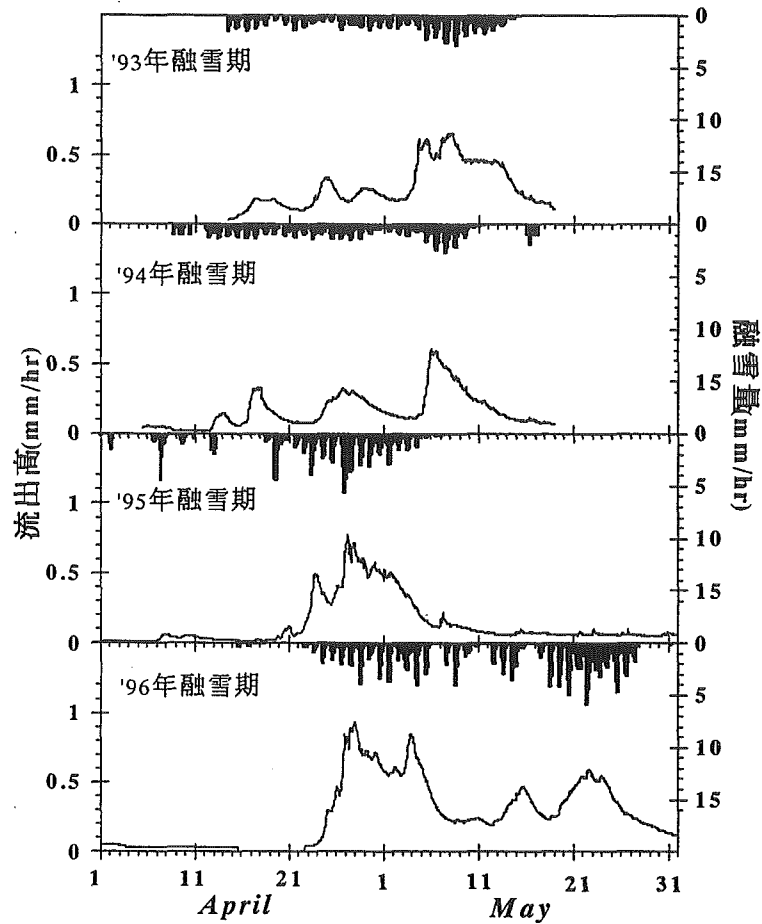


図-2.10 1993～1996 年の融雪期のハイドログラフ<sup>3)</sup>

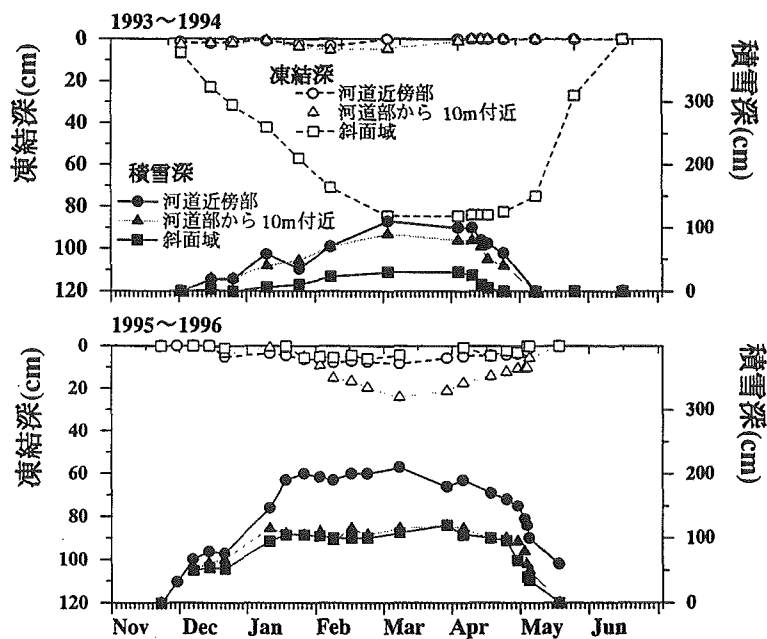


図-2.11 1994,1996 年の凍結深・積雪深変化<sup>3)</sup>

また、図-2.12 は'97～'99 年のハイドログラフ、図-2.13(a)～(e)は、上段に各年度に対応する日平均気温、積算寒度、積算暖度、下段に積雪深と土壤凍結深の観測結果を示している。

'97 年は図-2.13(c)に示すように、流域の上・中流域においても土壤凍結が未発達の日であるため、流量の長周期変動がない'96 年型の流出に類似すると思われたが、図-2.12 に示すように融雪初期の長周期変動が認められる。この要因は入力となる融雪量が'96 年型とは異なり、'97 年では3 月末からまとまった融雪が間欠的に生じたことによるものと考えられる。

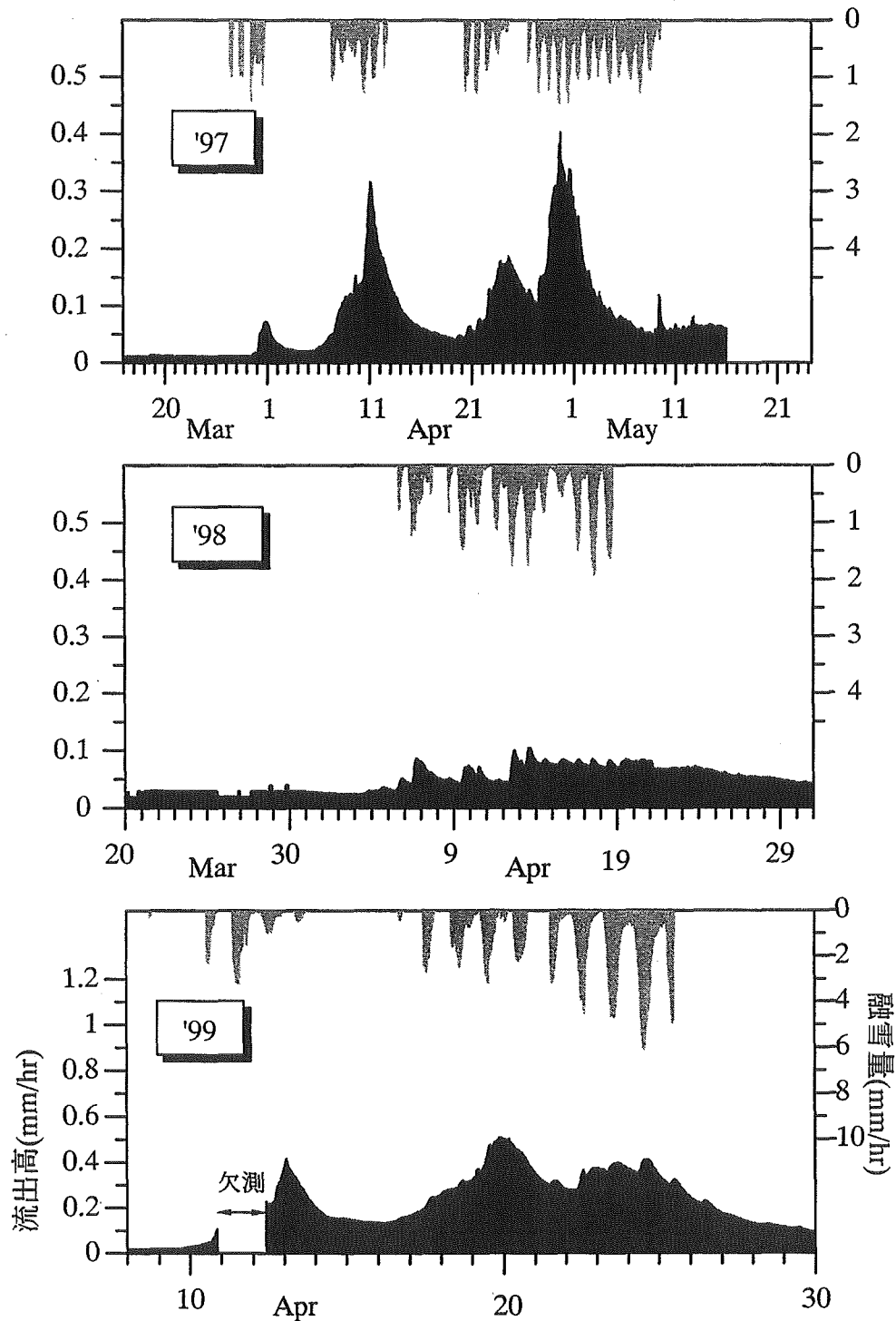


図-2.12 1997～1999 年の融雪期のハイドログラフ

’98年はこれまでの観測の中でも降雪量が極端に少なく、融雪流出も前年の二割程度である。この年は図-2.13(d)に示すように冬季の寒さが厳しく、流域の上・中流域において土壌凍結が発達している。特に、中流域における土壌凍結の発達が著しく、ハイドログラフの流出量は少ないものの、融雪初期において流量の長周期変動が確認できる。

’99年は図-2.12に示すように融雪量も多く、融雪流出量も多い年である。この年は、図-2.13(e)に示すように冬季の日平均気温が低く積算寒度もこれまでの観測の中で最大となっている。しかしながら、前年11月下旬頃より降雪があり、それが断熱材の役割を果たし土壌凍結は予想より発達していない。このため融雪水は凍結土層の影響を大きく受ける事なく流出し、ハイドログラフは’96年型の流出形態となっている。

以上より、’97～’99年融雪期の流出形態について総括すると、’98年の融雪流出は流域の土壌凍結が発達した年に見られる’93年型の流出形態であり、’97、’99年の融雪流出は土壌凍結が発達しなかった年に見られる’96年型の流出形態に分類できる。

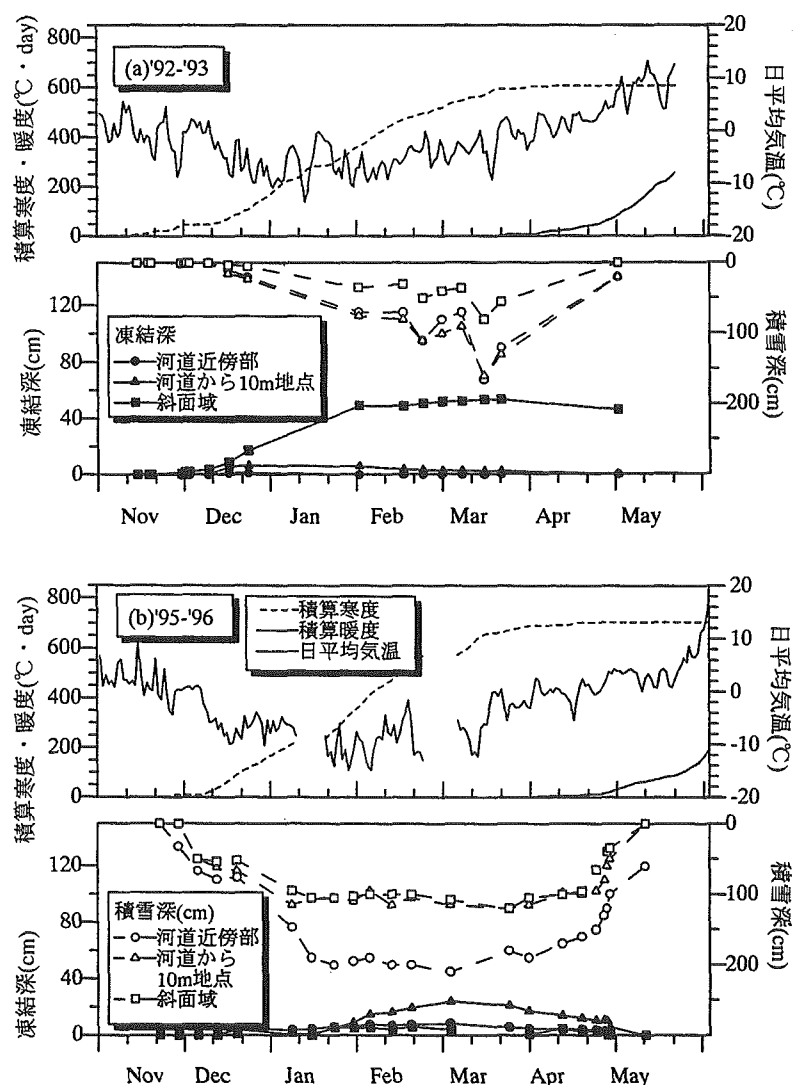


図-2.13 冬期間の積雪深，凍結深，気温等の経時変化

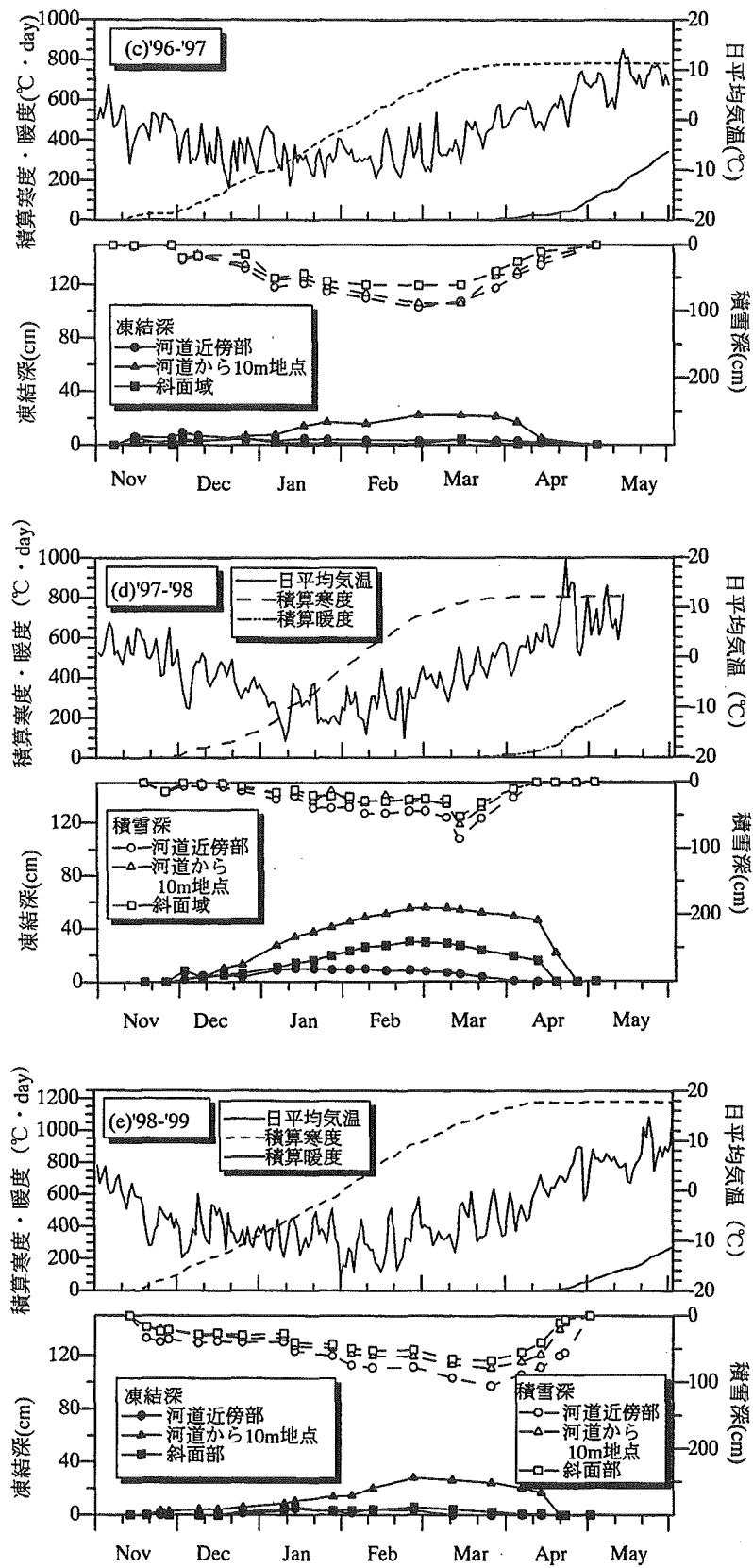


図-2.13 冬期間の積雪深，凍結深，気温等の経時変化

## 2.6 結 語

本章では本研究で設けた富里ダム流出試験地の降雨・融雪流出特性について検討した。以下に本章で得られた結果を要約する。

### 1) 降雨流出

- (a) 本試験地では総降雨量が 40mm 程度であれば、先行降雨の有無に関わらず殆どが損失雨量として土壤に浸透し、先行降雨がない場合は 60mm 程度までが損失雨量となる。このことから、本試験地は保水能が高く、流出形態は浸透流による流出が支配的である。
- (b) 本試験地の降雨流出の特徴として、図-2.4 の No.1 と No.6 の出水のハイドログラフにみられる、降雨のピーク直後に流出量のピーク（第1ピーク）が現れ、その後 12 時間後に第2の流出量のピークが出現する。これは流域の横断面が急峻な V 字谷からなる場合によくみられる現象で、土壤の湿潤度が高い場合に生起する浸透流による遅い流出成分が第 2 ピークを構成している。

### 2) 融雪流出

- (a) '97 年融雪流出は融雪初期の長周期変動が認められるものの、この要因は入力となる融雪量が'96 年型とは異なり、3月末からまとまった融雪が間欠的に生じたことによるものと考えられる。
- (b) '98 年融雪流出はこれまでの観測の中でも降雪量が極端に少なく、融雪流出も前年の二割程度である。この年は流域の上・中流域における土壤凍結が発達しており、流出量は少ないものの融雪初期において流量の長周期変動が確認できる。
- (c) '99 年は融雪流出量が多めの年である。この年は冬季の日平均気温が低く積算寒度もこれまでの観測の中で最大となっているものの、前年 11 月下旬頃より降雪があり、それが断熱材の役割を果たし土壤凍結は予想より発達していない。このため融雪水は凍結土層の影響を大きく受ける事なく流出し、'96 年型の流出形態となっている。

## <参考文献>

- 1) 早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性，土木学会北海道支部論文集，第50号，pp.324～329，1994.
- 2) 早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について（第2報），土木学会北海道支部論文報告集，第51号，pp.60～63，1995.
- 3) 早川博・斉藤靖史・石田哲也・内島邦秀：富里ダム流出試験地における融雪流出特性，土木学会北海道支部論文集，第52号(B)，pp.94-99，1996.
- 4) 早川博・斎藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究，水工学論文集，第42巻，pp.127～132，1998.
- 5) 松本隆志・早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について（第3報），土木学会北海道支部論文報告集，第55号(B)，pp.40～45，1999.
- 6) 斉藤靖史・早川博・内島邦秀：融雪流出における凍結土層の影響，土木学会第51回年次学術講演会講演概要集第2部(A)，pp.716-717.1996.
- 7) 小野延雄・石川信敬・新井正・若土正暁・青田昌秋：雪氷水文現象(基礎雪氷学講座第VI巻)，古今書院，1994.

## 第3章 降雨流出解析

### 3.1 概 説

本試験地の位置する北海道東部地域は年間降水量が 800mm 以下の全国的に見ても少雨地域に位置し、一年間を通してみると春先の融雪出水と同規模の降雨出水が観測されるのも希な地域である。第2章で述べたように、本試験地は総降雨量が 40mm 程度であれば、先行降雨の有無に関わらず殆どが損失雨量として土壤に浸透し、先行降雨がない場合は 60mm 程度までが損失雨量となることが、これまでの観測から明らかになっている。また、降雨のピーク直後に流出量のピーク（第1ピーク）が現れ、土壤の湿潤状態によって、降雨のピーク時刻から約 12 時間遅れの流出量の第2ピークが出現することも特徴的である。このような特徴は、本試験地の土壤の保水能が高いことにその要因があり、流出解析を行う際にはこの点に留意する必要がある。

本試験地の流出解析はこの観点から菅原<sup>1~3)</sup>が提案した多列型の3列4段タンクモデルを提案してきた<sup>4~9)</sup>。本章では本試験地の'93~'98年の夏期降雨流出例を用いて降雨流出解析のための3列4段タンクモデル(夏期モデル)について検討を行う。第2節は3列4段タンクモデルに付加している土壤水分構造の同定について説明し、第3節では保水タンク内の初期貯留量と土壤水分の実測値との関係から、土壤の湿潤度を示すサクションと保水タンクパラメータとの関係について検討する。最後に、第4節では一般的な単列の4段タンクモデルと3列4段タンクモデルとの比較・検証を行う。

### 3.2 3列4段タンクモデルの同定

本研究では、これまでに土壤水分構造を組み込んだ3列4段タンクモデルを提案し、本試験地の流出解析に用いてきた<sup>4~9)</sup>。図-3.1は3列4段タンクモデルの構造を示す。これまで行ってきた解析では、この土壤水分構造と実際の土壤水分状態との関係が明らかになっていない。土壤水分の実測値と土壤水分構造の保水タンクに占める初期貯留量  $X_s$  の比率との関係が明らかになれば、土壤水分構造へのパラメータの初期値として有効である。本節では、まず土壤水分の実測値と保水タンク内の初期貯留量の比率との関係を明らかにするため、これまで観測された出水例(表-2.1)の観測値を用いて3列4段タンクモデルの土壤水分構造の同定を行った。以下はその手順である。

(手順1) 各々の出水について保水タンク内の初期貯留高  $X_s$  を固定して、 $S_1$ ,  $S_2$  を最適同定する。これは、土壤の保水状態がタンク内の土壤水分構造に関連すると考えたため、それに対応する  $S_1$ ,  $S_2$  の大きさを知っておく必要がある。なお、 $S_1$  は一次土

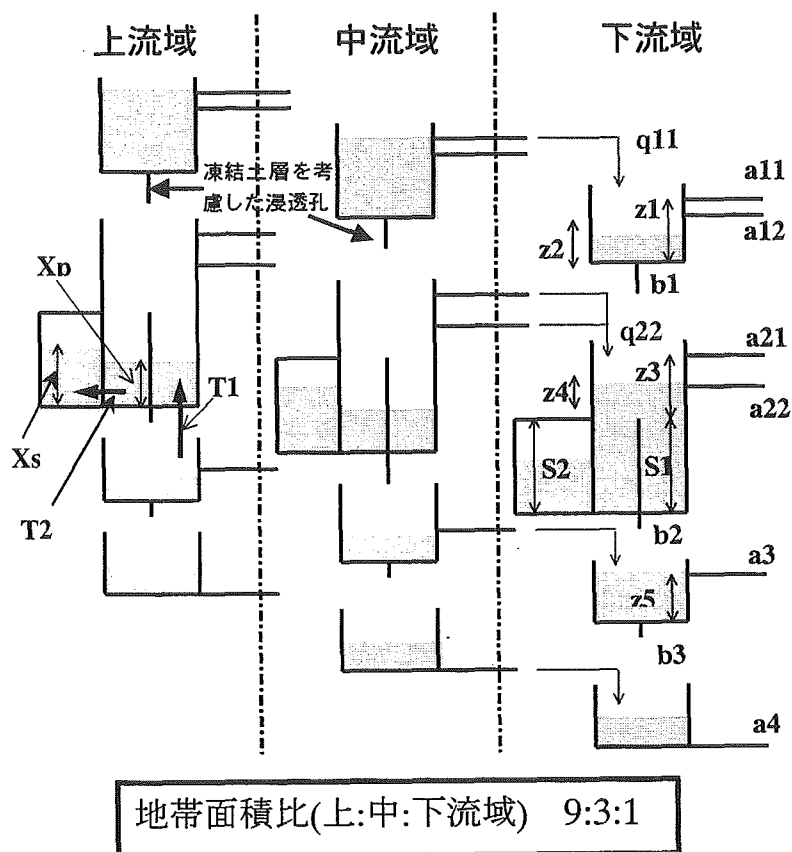


図-3.1 3列4段タンクモデル

壤水分の飽和容量を、 $S2$  は保水タンク内における二次土壤水分の飽和容量を示す。  
 (手順2) 個々の出水について同定された  $S1$ ,  $S2$  の最大値が土壤水分構造の飽和容量の大きさを規定する値と考えて、 $S1$ ,  $S2$  は洪水によって変化しないものとする。保水タンク内の初期貯留高  $Xs$  は(1)で同定した  $Xs/S2$  の比率が変わらないとして、この  $S1$ ,  $S2$  から再計算し、土壤水分構造の  $Xs/S2$  を決定する。  
 なお、他のモデルパラメータの値は各洪水で大きく変動しないように留意して同定した。以下、3列4段タンクモデル（夏期流出モデル）による解析結果を示す。

表-3.1 は各出水の同定したパラメータの一覧で、同定したパラメータの代表値を表-3.2 に示す。図-3.2 は同定した代表的な出水のハイドログラフの中で、総降雨量が多く規模の大きな洪水流出の例である。No.6 の出水について説明すると、No.6-1 の出水(9/16)は降雨強度が強かったため、流出の大部分が表面流として流出している。No.6-2 の出水(9/20)は総降雨量が多かったために、表面流出以外にも流出の遅れ時間が次第に大きくなる中間流出や基底流出が現れている。No.6-3 の出水(9/24)は遅い中間流出と基底流出が支配的であるが、降雨強度の強い降雨のため、表面流出と早い中間流出の比率が大きくなっている。No.6-2, 6-3 の出水は、それぞれ No.6-1,



表-3.1 夏期3列4段タンクモデルの同定したパラメータ

	no.1	no.2	no.3	no.4	no.5	no.6	no.7	no.8	no.9	no.10	no.11	no.12	no.13	no.14
	fr930611	fr930816	fr931022	fr940811	fr940831	fr940914	fr950711	fr960602	fr960710	fr960922	fr970515	fr970808	fr970919	fr980904
a11	0.1	0.08	0.08	0.06	0.06	0.1	0.05	0.1	0.08	0.04	0.06	0.08	0.05	0.08
a12	0.1	0.06	0.06	0.04	0.04	0.1	0.05	0.1	0.06	0.04	0.06	0.08	0.06	0.08
b1	0.8	0.3	0.35	0.27	0.27	0.5	0.27	0.24	0.26	0.2	0.25	0.27	0.32	0.06
a21	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.1	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.25
a22	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.1	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.25
b2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.04
a3	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.07	0.07	0.03	0.03	0.037	0.02	0.04	0.12
b3	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01
a4	0.014	0.016	0.013	0.006	0.005	0.005	0.009	0.021	0.013	0.016	0.015	0.003	0.006	0.017
z1	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
z2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
z3	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
z4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
z5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
h11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
h12	180	150	130	110	170	75	150	170	185	170	190	190	160	195
h13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
h14	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	40
h21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
h22	180	140	120	100	160	70	145	160	180	165	180	190	150	195
h23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
h24	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	50
h31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
h32	180	140	120	100	160	70	145	160	180	160	185	185	150	195
h33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
h34	30	40	30	10	10	10	40	60	50	30	50	20	30	100
xs0	90	70	55	50	80	40	70	80	110	90	100	115	70	175
xs1	90	70	55	50	80	40	70	80	110	90	100	115	70	175
xs2	90	70	55	50	80	40	70	80	110	90	100	115	70	175
s1	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
s2	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
k1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
k2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2

表-3.2 同定した3列4段タンクモデルパラメータの代表値

a11	0.05	a3	0.01~0.1
a12	0.05	b3	0.02
b1	0.2~0.5	a4	0.003~0.02
a21	0.05	xs	各洪水毎に決定
a22	0.05	s1	200
b2	0.1~0.2	s2	200

No.6-2 の降雨が先行降雨となっているため、土壤のサクシオンは降雨前の状態まで回復せず、高い湿潤状態を保持したままである。そのため、ハイドログラフの立ち上がり部分で表面流出成分が多く流出していることが、解析結果から判断できる。また、No.14 の出水はこれまで観測された最大規模の流出である。No.6 の出水と比較して表面流と早い中間流の各成分が支配的である。これはハイドログラフ立ち上がり部の初期流出高の違いから推察できる。No.6 と No.14 の初期流出高を比較すると、No.14 の方が多いことがわかる。このことから、No.14 の出水は先行降雨の影響を No.6 の場合より強く受けているため、サクシオンが回復せずに土壤の湿潤状態

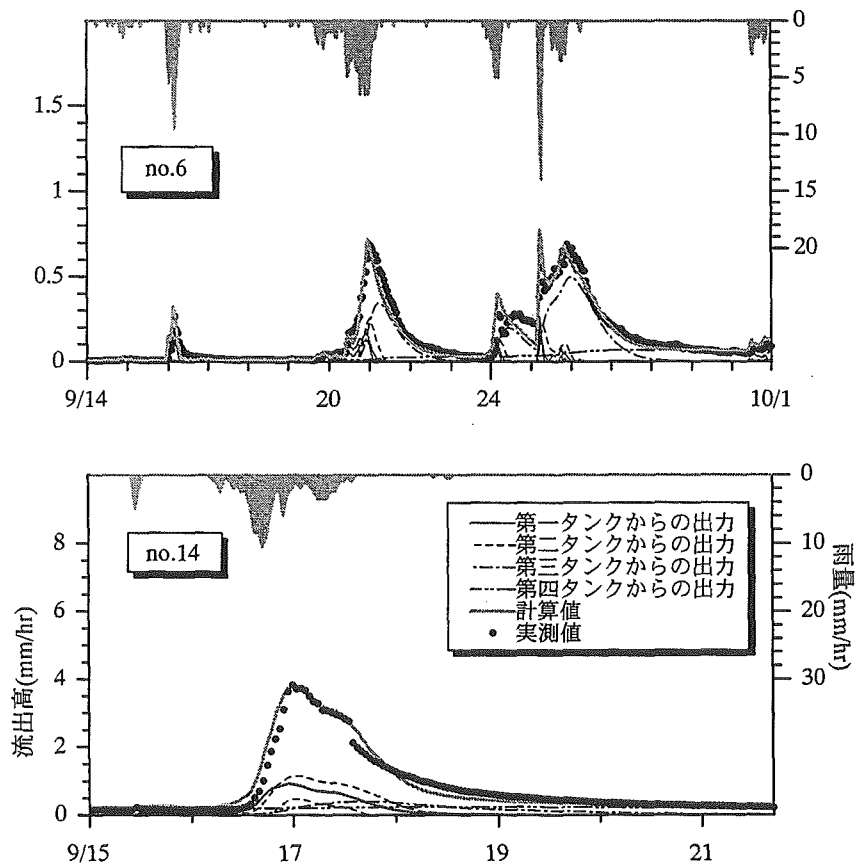


図-3.2 3列4段タンクモデルの同定結果（出水 No.6, No.14）

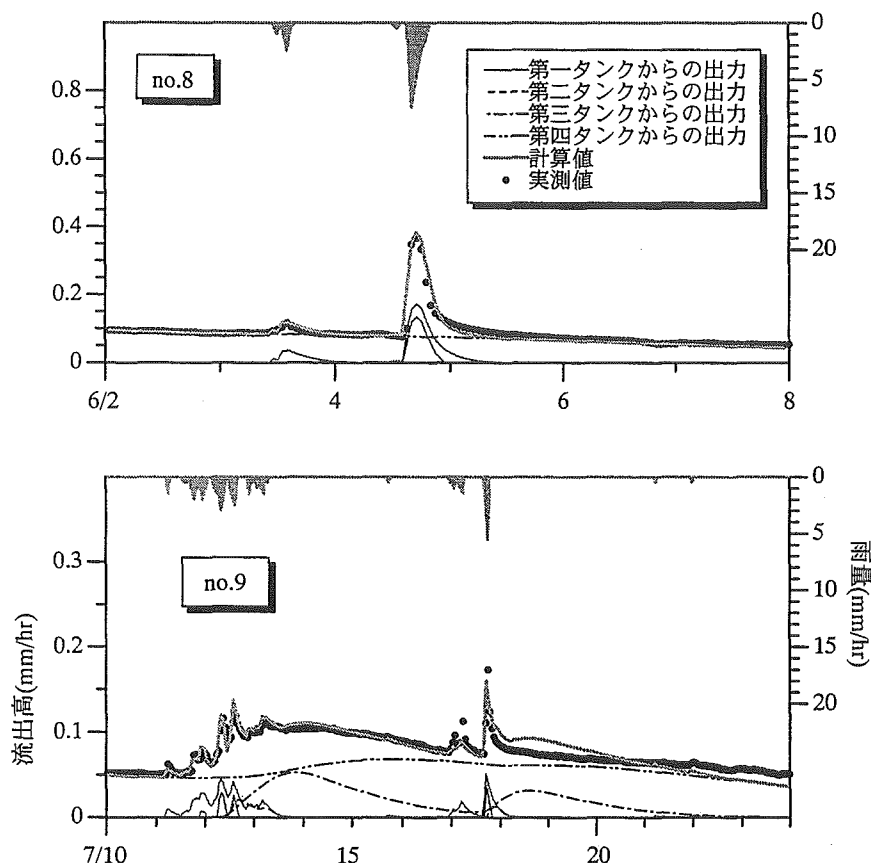


図-3.3 3列4段タンクモデルの同定結果（出水 No.8, No.9）

が高かったことと、降雨強度が強かったために表面、中間の各流出が支配的となったものと考えられる。

一方、図-3.3 は比較的降雨量の少ない規模の小さな出水の解析結果である。No.8 の出水は先行降雨が無く土壌は乾燥状態にあるが、降雨強度が強いため大部分が表面流としての流出である。No.9 の出水は、降雨強度は弱いものの、降雨継続時間が比較的長く総降雨量が多いので、中間、基底流出の割合が高くなると考えられる。しかしながら、2章の図-2.5b に示したサクシヨンの変化をみると、地表面下 50cm より下の土壌が乾燥状態にあるためにそれほど大きな出水にならなかったものと考えられる。

### 3.3 保水タンクパラメータとサクシヨンの関係

本研究で提案した3列4段タンクモデルは、第2段タンクに土壌水分構造を表現する保水タンクが付加されているのが特徴である。この保水タンクは土壌の水分量、湿潤状態を表現するものであるから、土壌のサクシヨンとの相関が高いものと推察される。図-3.4 はサクシヨン $\psi$ と保水タンクパラメータ( $X_s/S_2$ )の関係を示している。 $X_s/S_2$ は保水タンク内の初期貯留高の割

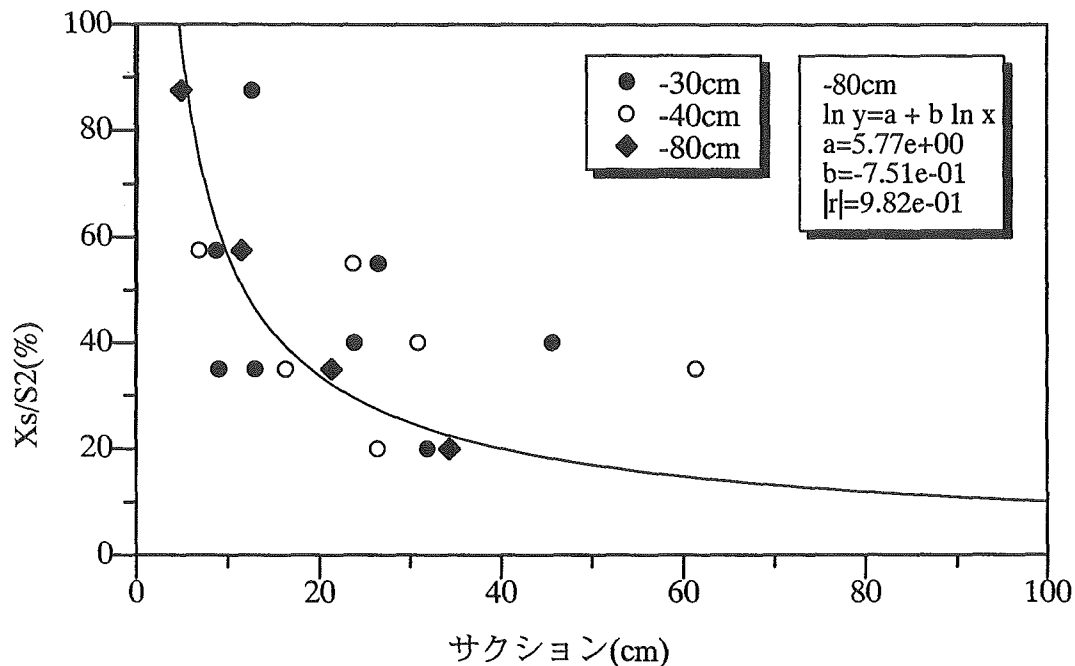


図-3.4 サクション $\psi$ とパラメータ  $X_s/S_2$  の関係

合であり、実際の土壌における体積含水率 $\theta$ に相当すると考えられる。 $\theta$ と $\psi$ の関係で比較的良好に用いられる式として、Brooks-Corey の式が挙げられる<sup>10)</sup>。この式は体積含水率 $\theta$ がサクション $\psi$ のべき乗で表される式である。このべき乗関係を  $X_s/S_2$  とサクション $\psi$  の関係にあてはめたところ、 $X_s/S_2$  は地表面下 80cm のサクションとの相関が高かった。このことから、タンクモデルの土壌水分構造の重要なパラメータである  $X_s/S_2$  は、その初期値を土壌水分の実測値から与えることが可能となる。

### 3.4 直列 4 段タンクモデルによる解析

本研究で提案した 3 列 4 段タンクは、本試験地の流域規模から考えると、かなり複雑なモデルと考えられる。しかしながら、融雪流出解析において流域が土壌凍結する場合には、融雪量の空間的な分布を考える上で必要であることがこれまでの研究から明らかになっている<sup>6)</sup>。そこで、本節では夏期の降雨流出で一般的な直列 4 段タンクモデルを本試験地に適用した場合の流出解析を示す。図-3.5 は直列 4 段タンクモデルによる再現結果である。緩やかな減水曲線を持つ流出については再現性が良いものの、表面流出成分の卓越する明確な変曲点を持つような減水曲線は巧く再現することができない。また、出水毎に同定したモデルパラメータも変動幅が大きく、本試験地の代表的なパラメータの値を導き出すことが難しい。これに対し、3 列 4 段タンクモデルでは各出水で同定したパラメータの変動幅が小さいので、土壌水分の状態に応じた保水タンクの初期貯留高を与えるだけで、後はパラメータの微調節で本試験地のほとんど

の流出形態に対応する事ができた。したがって、融雪流出解析を前提として構築した3列4段タンクモデルは、夏期の降雨流出解析にも有用であることが示された。

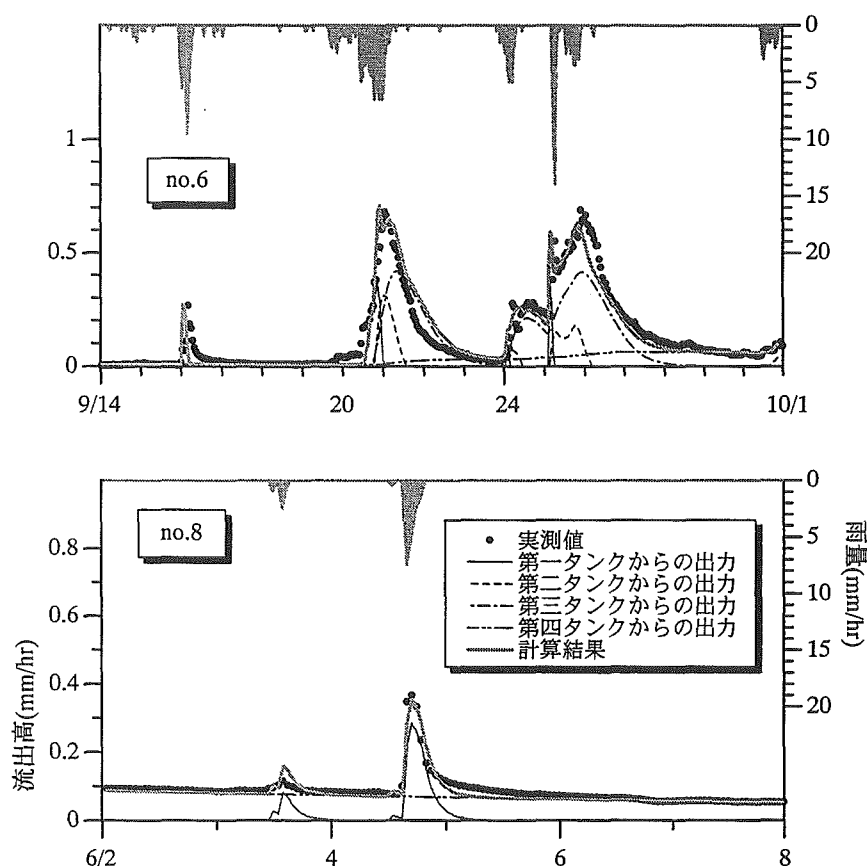


図-3.5 直列4段タンクモデルの同定結果（出水 No.6, No.8）

### 3. 5 結 語

本章では本試験地の'93～'98年の降雨流出例を用いて3列4段タンクモデル(夏期モデル)の構築を行った。本章第2節では3列4段タンクモデルに付加している保水タンク内の初期貯留量と土壤水分の実測値との関係を明らかにするため、土壤水分構造の同定を行った。第3節ではサクシヨンと保水タンクパラメータとの関係について検討し、第4節では直列4段タンクモデルと3列4段タンクモデルとの比較・検証を行った。以下に本章で得られた結果を要約する。

- 1) タンクモデルの土壤水分構造のパラメータ( $X_s/S_2$ )は地表面下 80cm のサクシヨンと相関が高く、サクシヨンの実測値からその初期値の推定が可能である。
- 2) タンクモデルの同定結果から、本試験地の3列4段タンクモデルパラメータの普遍的な代表値が得られた。土壤水分構造のパラメータ( $X_s/S_2$ )の初期値だけを土壤水分(サクシヨン)の実測値から与えることによって、ほとんどのタイプの流出形態が再現可能である。

## ＜参考文献＞

- 1) 菅原正巳・尾崎一郎・渡辺睿子・勝山ヨシ子：パーソナルコンピュータのためのタンク・モデル・プログラムとその使い方, 国立防災科学技術センター研究報告, 第 37 号, pp.1-57, 1986.
- 2) 菅原正巳：流出解析法, 水文学講座 7 巻, 共立出版, 1972.
- 3) 菅原正巳：続・流出解析法, 水文学講座別巻, 共立出版, 1979.
- 4) 早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について（第 2 報）, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 51 号, pp.60～63, 1995.
- 5) 斉藤靖史・早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の融雪流出解析, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 53 号, pp.94-99, 1997.
- 6) 早川博・斉藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究, 水工学論文集, 第 42 巻, pp.127-132, 1998.
- 7) 松本隆志・早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について（第 3 報）, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 55 号(B), pp.40～45, 1999.
- 8) 松本隆志・早川博・内島邦秀：凍結土層の存在を考慮した融雪流出モデルに関する研究, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 56 号(B), pp.230～233, 2000.
- 9) 早川博・松本隆志・内島邦秀：少雪寒冷地における凍結土層の存在を考慮した融雪流出モデルに関する研究, 水工学論文集, 第 45 巻, pp.67～72, 2000.
- 10) 日野幹雄・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫：洪水の数値予報＜その第一歩＞, 森北出版, 1989.

## 第4章 土壌凍結深の推定

### 4.1 概 説

北海道の道東地域は本州や北海道道央・道南地域の積雪地域と異なり、積雪が少なく、かつ、最低気温が $-20^{\circ}\text{C}$ 以下にもなる、いわゆる少雪寒冷地域である<sup>1)</sup>。この地域では、このような気象条件下にあるため、冬季間に土壌が凍結し、凍上現象による道路や地下埋設物、家屋等の破損被害が広く認知されている。

また、この土壌凍結は春先の融雪出水にも多大な影響を与えている。凍結した土壌が難透水性となるため、流域の不浸透域が拡大し一時的な流域の都市化現象を引き起こし、この時期に降雨を伴うと、夏期と比べて短期間に流出する異常出水を引き起こすことになる。昭和35年3月13日の釧路川での融雪洪水<sup>2)</sup>は、この典型例であろう。

本試験地の融雪流出解析で用いている3列4段タンクモデルは、土壌凍結による影響をタンク浸透孔係数の低減と土壌水分構造の保水能タンクの機能低下に結びつけた評価を行い、実現象をかなり良く再現してきた<sup>3)</sup>。しかしながら、この浸透孔係数、保水タンクと土壌凍結深との関係はまだ明らかにされていない。本章ではこの土壌凍結深の効果を融雪流出モデルに組み込むために必要な土壌凍結深予測モデルを構築し、土壌凍結深の推定を行う。第2節では一般的な土壌凍結現象について触れた後、第3節で凍結深予測モデルを構築するための、観測値から得られた凍結深と積雪深、積算寒度、積算暖度を基にした重回帰分析を行う。更に、土壌凍結の発達には凍結前の土壌中の水分量が影響すると考えられるので、この観点から降雪前の降雨量と最大凍結深の関係についても検討する。

### 4.2 土壌凍結現象

冬期間の寒冷な環境のもとでは、土壌や地盤が凍結することが知られている。北海道や東北だけでなく、九州の山岳地帯に至るまで土壌と地盤の凍結が生じている。一般に凍結に伴って、土中や地盤中の水分が凍結面(ほぼ $0^{\circ}\text{C}$ 等温面)に向かって吸い寄せられ、それが凍結して凍土中に氷が析出することがある。これを氷レンズ(アイスレンズ)と呼ぶ。その結果、凍土の体積が増加し、地盤を隆起させる。これを凍上現象と呼ぶ。実際に凍上現象が生ずると、道路の舗装面が破損したり、建物が傾いたりするなどの雪氷災害が発生する。

土壌の最大凍結深さを決めるのは、その場所の寒冷度合(凍結指数、積算寒度とも言う)、土壌の種類(土質)、地下水位である。厳密に凍結深さを推定するためには、潜熱の発生を伴う非線形熱伝導方程式を解かなければならないが、ここでは本研究でも用いた経験式による推定法について説明する<sup>4) 5)</sup>。

最大凍結深さ(Dcm)の推定には次の経験式が多く用いられている<sup>4)</sup>。

$$D = \alpha\sqrt{F} \quad (4.1)$$

ここで、 $\alpha$ は土の種類による係数で、 $2.0 \leq \alpha \leq 4.0$  程度の値をとる。ただし、この値は地表面に積雪がない場合であり、積雪がある場合には積雪層が断熱材の役割を果たすために $\alpha$ の値は減少することになる。また、 $F$ は土壌の凍結深さに関わる寒冷度合の気候値で、凍結指標と呼ばれる。算出方法は、冬期間における $0^\circ\text{C}$ 以下の気温の大きさと継続時間の積である。日平均気温を用いれば、 $0^\circ\text{C}$ 以下の日平均気温の総和になる。また、冬期のある期間までの日平均気温を積算して求めたものを積算寒度と言い、12月1日から翌年2月28日までの積算寒度というように用いる<sup>5)</sup>。しかし、道路工学の分野では $0^\circ\text{C}$ 以上の日についても加算して累積曲線を描き、最大の極値と最小の極値の差から求める場合もある<sup>6)</sup>。式(4.1)の経験式は積雪以外にも当然土壌の種類、地下水位にも左右されるので、対象とする地域によって実測値から経験式を予め定めておく必要がある。

また、積算寒度に対比させて本研究では積算暖度という用語を定義した。これは積算寒度とは反対に冬期間における $0^\circ\text{C}$ 以上の気温の大きさと継続時間の積である。すなわち、春先の3月以降では日平均気温が $0^\circ\text{C}$ 以上となると、融雪現象が開始するといわれており<sup>7)</sup>、土壌の凍結を融解させる因子として、本研究で導入した。

#### 4.3 凍結深予測モデル

本試験地の融雪流出解析では、入力となる融雪量の算出に Cold-Content<sup>8)</sup>を考慮した Degree-Hour 法を適用し、土壌水分構造を有する3列4段タンクモデルを適用してきた<sup>3)</sup>。これまでの解析から、土壌凍結が発達している場合は1, 2列目第1段タンクの浸透孔を絞り込むことにより融雪初期の長周期変動が再現されることを明らかにした。しかしながら、土壌凍結による浸透孔係数の低減は考慮しているものの、このモデルでは凍結深と浸透孔の開度との関係を明らかにするまでには至っていない。従って、本研究では土壌凍結深予測モデルを融雪流出モデルに組み込むことによって、融雪流出予測の精度の向上を目的にしている。

本研究では、凍結深  $Z(\text{cm})$  を目的変数、積算寒度  $D_c(^{\circ}\text{C} \cdot \text{日})$ 、積雪深  $h_s(\text{cm})$ 、積算暖度  $D_w(^{\circ}\text{C} \cdot \text{日})$  を説明変数とする重回帰分析を'92~'98年度の観測値を用いて行った。以下に回帰式を示す。

$$Z = \alpha\sqrt{D_c} - \beta\sqrt{h_s} - \gamma\sqrt{D_w} \quad (3.2)$$

この回帰式の第一項は最大凍結深が積算寒度の平方根に比例するという関係<sup>5)</sup>を表し、第二項が凍結の増加を妨げる断熱材としての積雪深の効果、第三項が土壌凍結を融解する熱源となる気温（積算暖度）の効果を表現している。重回帰分析から得られた各パラメータを表-4.1に、予測値の検証結果を図-4.1~図-4.4に示す。重回帰式から予測した凍結深の結果をみると、土壌



表-4. 1 凍結深の重回帰分析から得られたパラメータ

年度	地点	重相関 R	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	10,11月の降 雨量(mm)	可能最大 凍結深(cm)
92年度	斜面域	0.99	2.83	-0.88	-4.06	欠測	
93年度	斜面域	0.98	4.17	-3.56	-4.98	133	81.80
94年度	10m地点	0.84	1.31	0.89	-3.77	57	35.06
95年度	10m地点	0.9	1.03	-0.08	-2.5	16	9.84
96年度	10m地点	0.92	0.94	-0.31	-2.18	54.5	33.52
97年度	10m地点	0.96	2.25	-0.85	-3.88	84.15	51.75
同	斜面域	0.97	1.11	-0.43	-2.22	84.15	51.75
98年度	10m地点	0.88	0.95	-1.08	-5.18	53	32.60

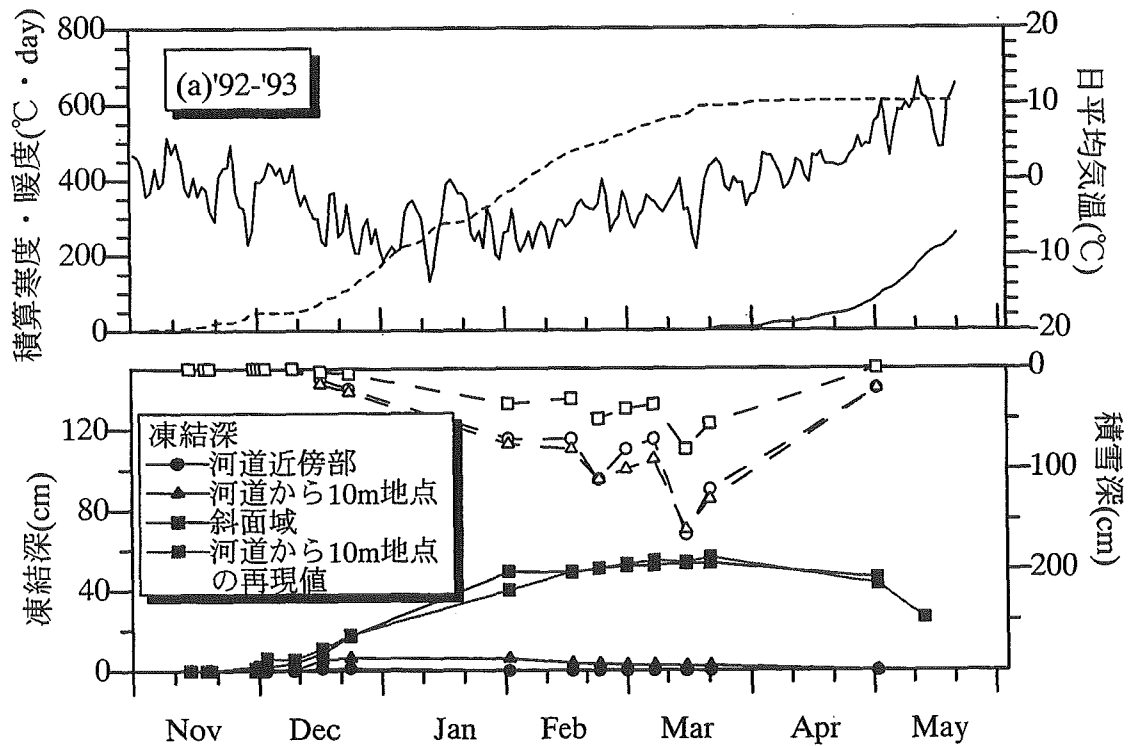


図-4.1 凍結深の推定結果 (1992年度)

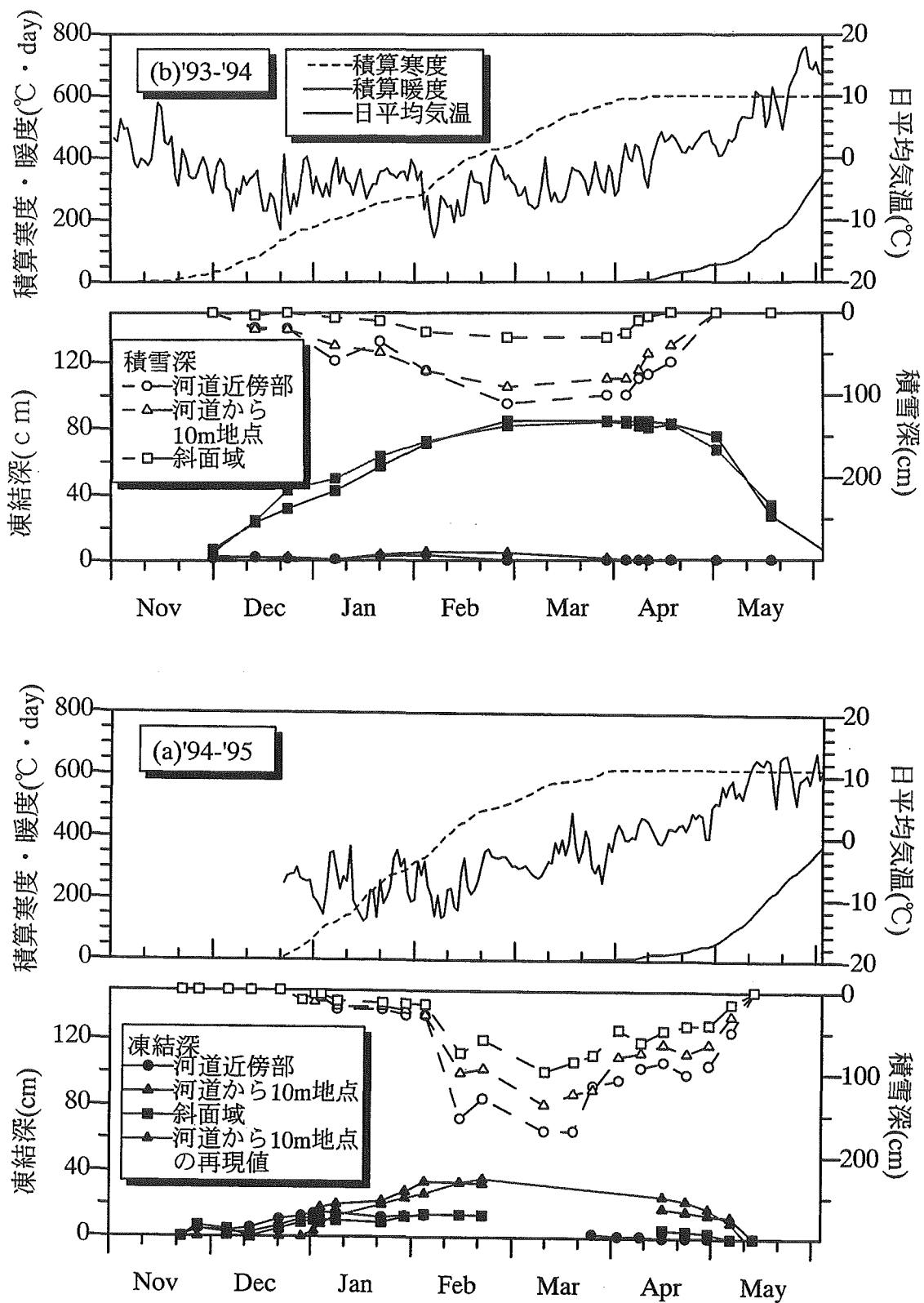


図-4.2 凍結深の推定結果 (1993, 1994 年度)

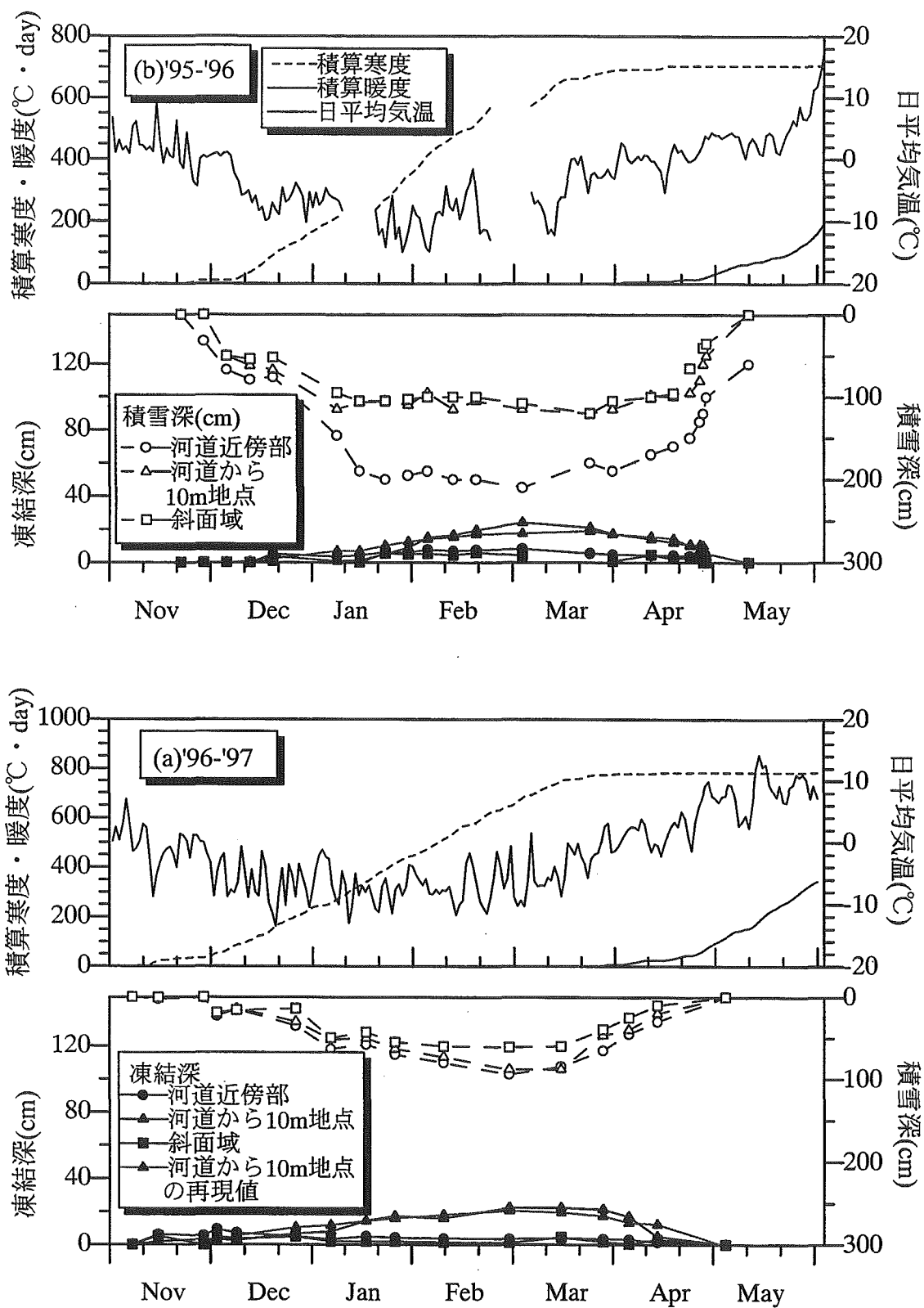


図-4.3 凍結深の推定結果 (1995, 1996 年度)

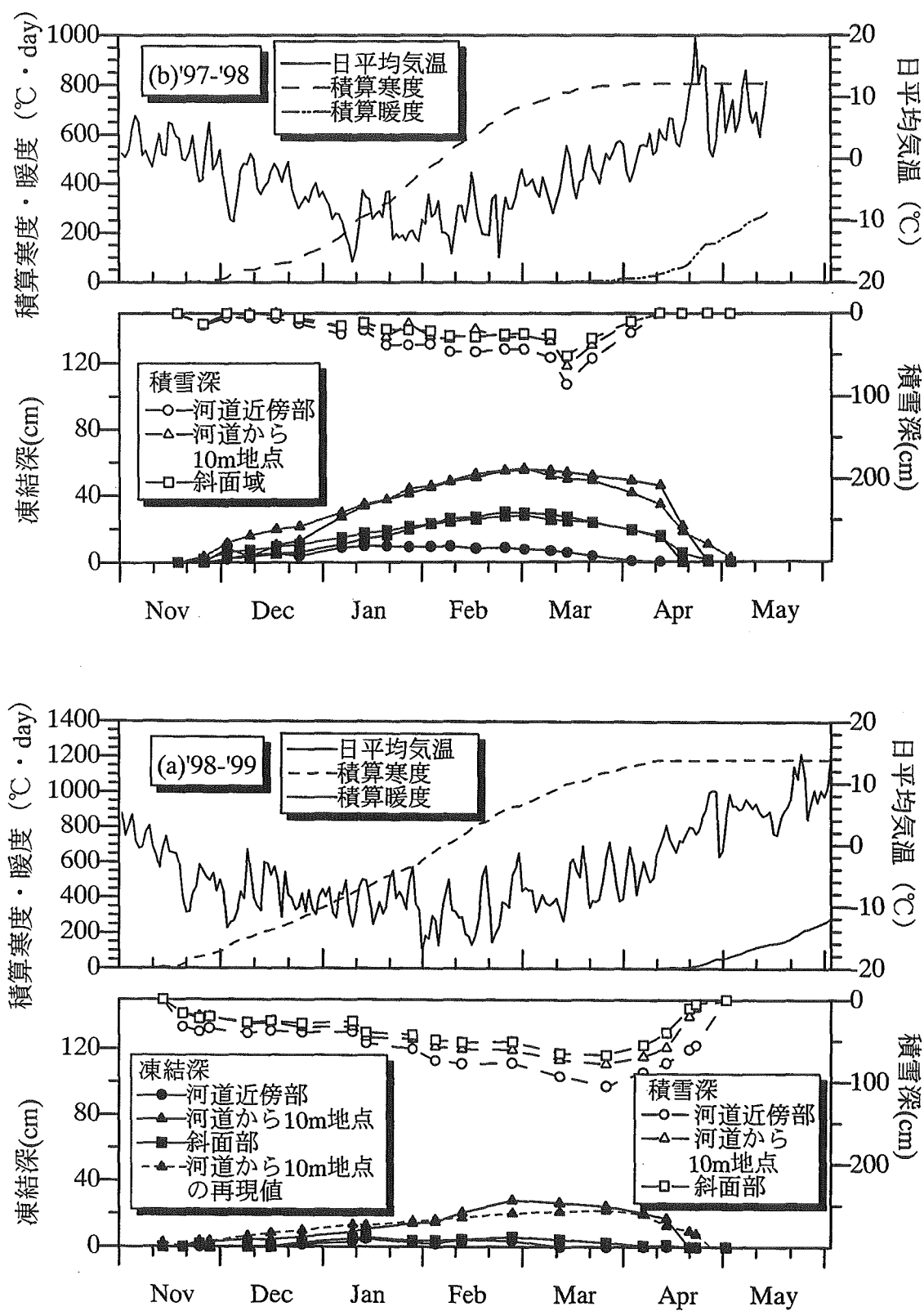


図-4.4 凍結深の推定結果 (1997, 1998 年度)

凍結の凍結から融解に至る経時変化を良好に再現している。このことから、融雪流出に影響を与える土壌凍結は、積算寒度、積雪深、積算暖度各々の平方根と高い相関があり、気温と積雪深から土壌凍結の経時変化を十分な精度で予測可能であると言える。

また、土壌凍結の発達には凍結前の土壌の水分量が影響するものと考えられる。つまり、土壌の凍結には凍結層下方からの水分供給が必要で、土壌中に水分がなければ凍結層は成長できない<sup>5)</sup>。この観点から、降雪前の前年の降雨量と最大凍結深の関係を調べてみた。図-4.5 は年間降水量と各地帯における凍結深の関係を示している。この図から、土壌凍結が発達する斜面域での相関が良いように思われる。図-4.6 は最大凍結深が 20cm 以上の値について相関をとった場合である。この図から前年の 10～11 月の晩秋期に降った降水量と最大凍結深との相関が非常に良いことが確認できる。この結果から、土壌凍結は晩秋期の降水量によって、たとえ寒さの指標である積算寒度が非常に大きな年でも、その凍結深の最大値は制約されることになる。したがって、本研究で構築した土壌凍結の推定式は、前年の総降水量による最大凍結深の制約条件を勘案して用いる必要があろう。

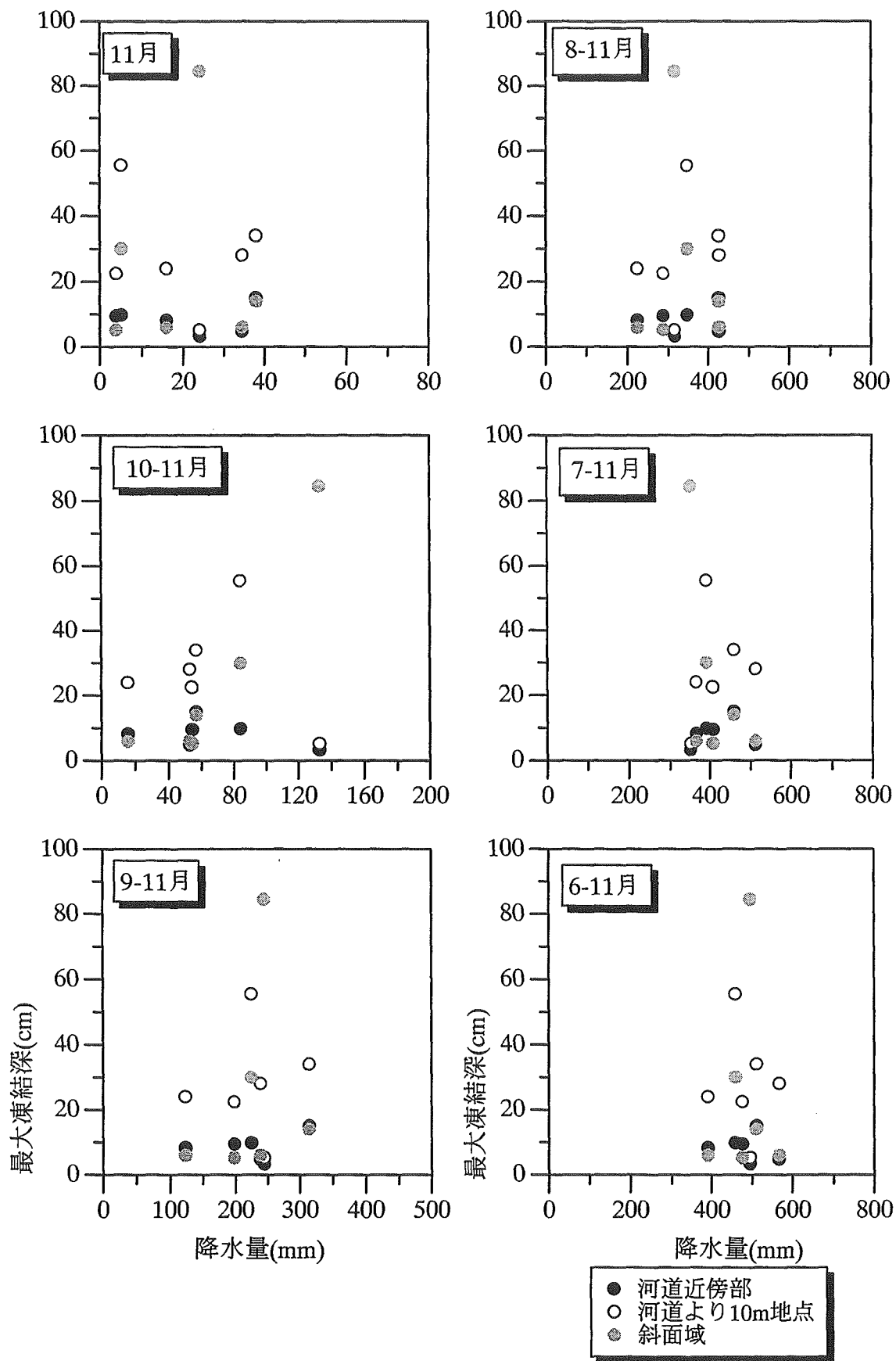


図-4.5 年間降水量と各地帯の最大凍結深の関係

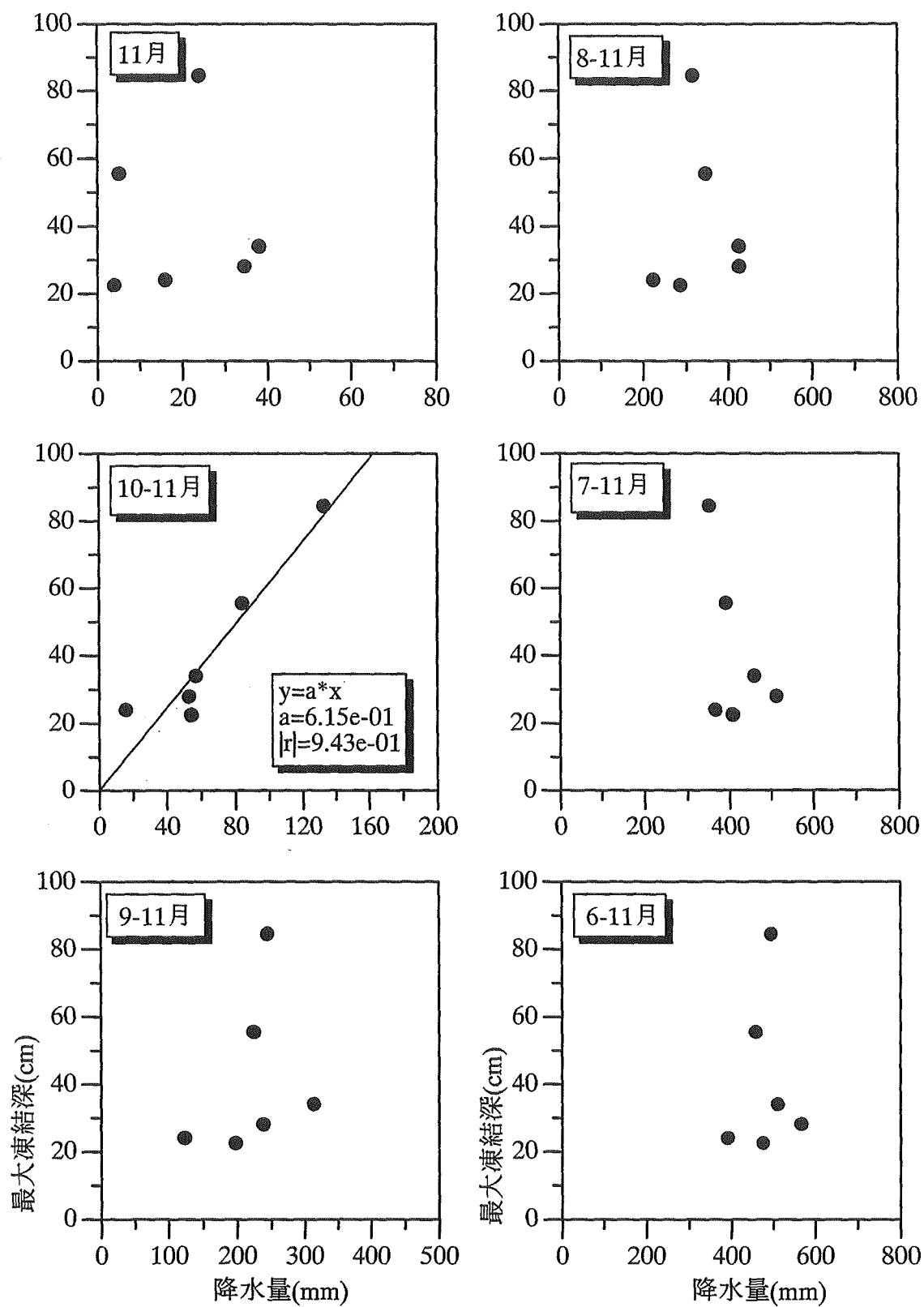


図-4.6 年間降水量と最大凍結深(20cm 以上)の関係

#### 4.4 結 語

本章では本試験地の融雪流出解析で用いた3列4段タンクモデルに凍結深予測モデルを組み込んだ融雪流出モデルを構築するため、土壌凍結深の推定法の検討を行った。本章で得られた結果を以下に要約する。

- 1) 融雪流出に影響を与える土壌凍結深は、積算寒度、積雪深、積算暖度のそれぞれの平方根と高い相関があり、気温と積雪深から土壌凍結の経時変化を十分な精度で予測が可能な推定式を導いた。
- 2) 本試験地の最大凍結深は前年10、11月の総降雨量と良い相関が見られる。このことから、土壌凍結は晩秋期の降水量によって、たとえ寒さの指標である積算寒度が非常に大きな年であっても、土壌凍結深の最大値は制約される。

#### <参考文献>

- 1) 内島邦秀・早川博：少雪寒冷地における春先の流出特性，土木学会北海道支部論文報告集，第44号，pp.223～228，1988.
- 2) 北海道開発局釧路開発建設部：釧路川治水史，（財）北海道開発協会，1983.
- 3) 早川博・斎藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究，水工学論文集，第42巻，pp.127～132，1998.
- 4) 東 晃：寒地工学基礎論「第4章 凍土と凍上」，古今書院，1981.
- 5) 日本雪氷学会北海道支部編：雪氷調査法，北海道大学図書刊行会，1991.
- 6) 土質工学会編：土の凍結—その制御と応用；第3章道路における凍上とその対策，土質工学会，1982.
- 7) 小野延雄・石川信敬・新井正・若土正暁・青田昌秋：雪氷水文現象(基礎雪氷学講座第VI巻)，古今書院，1994.
- 8) 中尾隆志・佐渡公明：積雪の含水率，温度を考慮した融雪モデルの研究，土木学会北海道支部論文報告集，第45号，pp.347-352，1989.



## 第5章 融雪量の算定

### 5.1 概 説

日本は比較的水資源に恵まれた国であるが、水使用量の増加に伴って水資源としての積雪の利点が注目されてきた。つまり、冬季間に積雪として山地に蓄えられた雪が、春から夏にかけて長期間安定した水を人間社会に供給してくれるからである。この融雪現象を有効利用するために、多積雪地帯では雪の形態のまま蓄積しようとする雪ダムの構想も検討されている。一方、急激な気温上昇によって起こされる融雪は、更に降雨まで伴うと夏期の降雨流出を凌ぐ規模の融雪洪水を引起すこともある<sup>1)</sup>。このような融雪災害を軽減するためには、融雪流出の入力である融雪量を的確に算定し、流域特性に準じた入力から出力への変換システムを構築することが重要となる。

本章では融雪流出解析に不可欠な融雪量の算定を行う。融雪は積雪層と積雪層外との間の熱交換によって生じると考え、その算定法には日射量や潜熱・顕熱などの熱収支各成分を考慮した熱収支法<sup>2~5)</sup>と、経験的に融雪量が気温のみで規定されとする経験則、ディグリー・デー(Degree-Day)法<sup>6)</sup>がある。熱収支法は熱収支解析に必要な項目をすべて連続的に観測することが難しく、かつ広範囲に実施することも現実問題として非常に困難である。そこで、広域にわたって融雪量を算定するために、ディグリー・デー法が最も一般的に利用されている。本試験地では1997年11月より風向・風速、温・湿度、放射収支量の諸データの観測しているため、第2節ではこれまで融雪量算定に用いてきた時間単位のディグリー・アワー(Degree-Hour)法<sup>7)</sup>(D.H.法と表記)に加えて熱収支法による融雪量の算定を行い、D.H.法で算定した融雪量との比較・検証を行う。第3節では積雪水量の空間分布について述べ、本試験地の積雪水量の経時変化をシミュレーションした結果を示し、第2節で算出した融雪量の妥当性を明らかにする。

### 5.2 融雪量の算定

融雪現象は雪氷面における熱収支を算定することによって、積雪表面の融雪量を求めることができる。熱収支とは、積雪層への熱の出入りの収支決算であり、エネルギーの保存則

$$\text{熱エネルギーの入力} - \text{熱エネルギーの出力} = \text{熱エネルギーの貯留} \quad (5.1)$$

で表される。積雪層への熱エネルギーの入出力はさまざまな形態で行われており、図-5.1は熱の入出力を鉛直方向に限定して模式的に示したものである<sup>8)</sup>。矢印は熱流(フラックス)の向きを表している。積雪層はその上面が接する大気、および下面が接する土壌とそれぞれ熱交換を行っている。すなわち大気-雪面間では、日射、雪面からの反射、大気放射、雪面からの地球放射、顕熱伝達、水蒸気輸送に伴う潜熱、雨による伝導熱を、一方、積雪層内には透過日射、雪

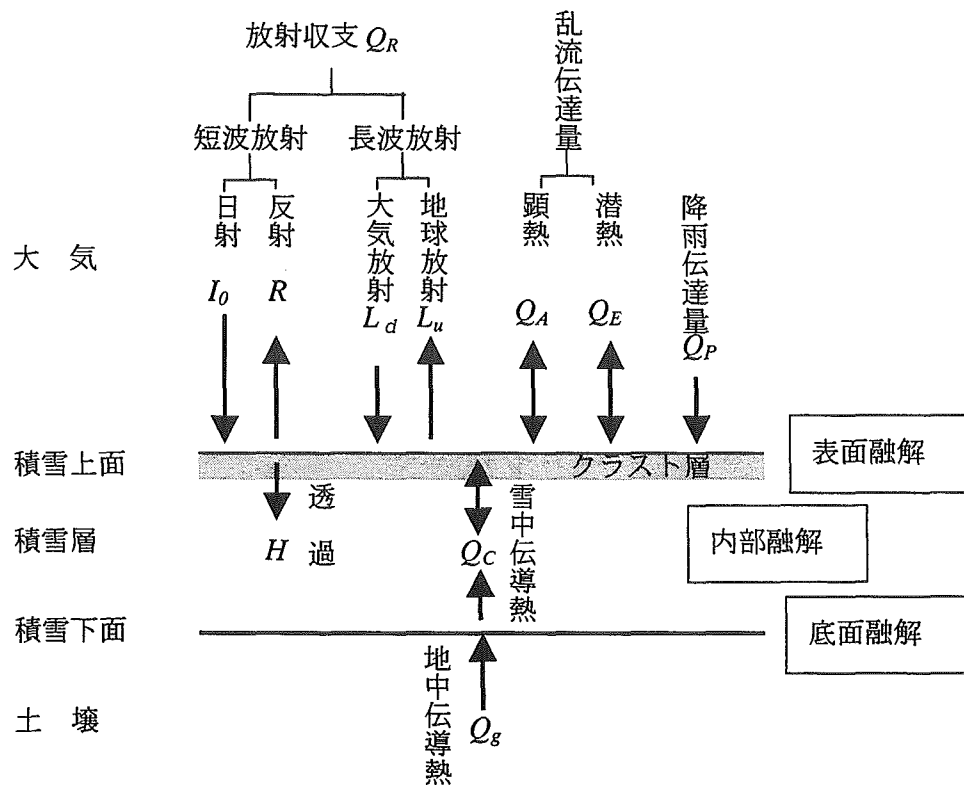


図-5.1 積雪層の熱収支模式図

中伝導熱，さらに土壌内では地中伝導熱を考えている．なお，熱収支要素は対象とする面へ流入する場合を正，その面から去る場合には負の符号をとることにする．

融雪最盛期には融解のため積雪表面は，1日数cmも低下し，さらに日射は積雪の表面から内部へ透過するが，減衰係数が大であるため表面から5～15cmの深さの $\Delta Z$ 層（クラスト層，図参照）を考えると，この層で透過日射のほとんどが吸収される．また，融雪期（積雪全層が $0^{\circ}\text{C}$ の時）でも積雪層内に滞留している表面近くの融雪水は夜間に再凍結し，表面クラスト層を形成することがある．以下，融雪量の算定には熱収支法とともにこのクラスト層の再凍結を考慮したディグリー・アワー法を述べる．

### 5.2.1 熱収支法

融雪量を算定するためには積雪表面に代わりにこの $\Delta Z$ 層の熱収支を考える<sup>8)</sup>．

$$Q_R + Q_A + Q_E + Q_P + Q_C = Q_M \quad (5.2)$$

ここで， $Q_R$ ：放射収支量， $Q_A$ ：顕熱交換量， $Q_E$ ：潜熱交換量， $Q_P$ ：雨からの伝達熱量， $Q_C$ ： $\Delta Z$ 層下面の伝達熱量で， $Q_M$ は $\Delta Z$ 層の蓄熱変化量である．以下，各項目を簡単に説明する．

第1項の融雪に関与する放射には大きく分けて短波長放射と長波長放射がある．短波長放射は太陽放射による日射量（ $I_0$ ）とその反射量（ $R = \gamma I_0$ ， $\gamma$ ：アルベド）であり，その差  $I_0 \cdot (1 -$

$\gamma$ )が積雪層に透過して、吸収される量である。一方、長波長放射には積雪表面から射出する上向き地球放射 ( $L_u$ ) と大気が射出する下向きの大気放射 ( $L_d$ ) とに分けられ、その差が夜間の放射冷却の重要な要因となる。放射収支 (正味放射) 量  $Q_R$  は短波長放射と長波長放射の和であり、次式で表される。

$$Q_R = (1 - \gamma)I_0 + L_d - L_u \quad (\text{SI 単位: W/m}^2) \quad (5.3)$$

この放射収支量は一般に日射計や赤外放射計から各要素を各々測定して求めることができるが、直接計測することもでき、本試験地では Middleton(社)の放射収支計 CN-1R(写真-2.6 参照)で直接計測している。

第2項の顕熱交換量とは積雪表面とその上の大気に温度差があると、雪面付近の大気の動きに従って熱がやり取りされる熱量をいう。融雪時にはほとんどの場合、気温が雪面温度より高いので、顕熱は雪面に向かって輸送され、 $Q_A$ は正の値をとることになる。顕熱  $Q_A$ を求めるには、空気力学的方法 (渦相関法、傾度法、バルク法) と熱収支法 (ペンマン法とボーエン比法) がある。各々の算定手法は参考文献(8)にまとめて詳しく解説されているので、参照していただきたい。本研究では、顕熱が風速と積雪表面の温度差に比例するとして求めるバルク法を適用し、成瀬ら<sup>9)</sup>が母子里の観測結果から得た経験式を用いて計算した。

$$Q_A = 3.95 u T_a \quad (\text{SI 単位: W/m}^2) \quad (5.4)$$

ここに、 $u$  は風速 (m/s, 高さ 1~3m),  $T_a$  は気温 (°C, 高さ 1.0~1.5m) である。本試験地では R. M. Yang (社) 製の風車型風向風速計 (写真-2.7 参照) を用いた観測をしている。

第3項の潜熱交換量とは大気と雪面間の水蒸気の輸送に伴って蒸発・凝結が起こり、その際に入出力する熱量を言う。なお、 $Q_E$  は凝結が生じるときに正の符号をとるものとする。潜熱  $Q_E$ を求めるには、顕熱と同様に渦相関法、傾度法、バルク法があるが、本研究では顕熱と同じくバルク法による成瀬ら<sup>9)</sup>の経験式を用いた。

$$Q_E = 2.50 \times 10^{-6} L_f (e_0 - e_1) u \quad (\text{SI 単位: W/m}^2) \quad (5.5)$$

ここに、 $L_f$  は氷の融解潜熱または水の気化熱 ( $2.5 \times 10^6$  J/kg),  $e_0$  は雪面温度における飽和水蒸気量で融雪時には  $e_0 = 6.11$  (hPa) であり、 $e_1$  は高さ 1m おける水蒸気圧である。なお、本試験地では静電容量式湿度計 (写真-2.6 参照) を用いて相対湿度を測定し、水蒸気量に変換している。

第4項の雨による伝達熱量は、融雪期間中の降雨  $P$  (mm/hr) によって雪面が融解する熱量であり、次式で表される。

$$Q_P = 1.163 P T_r \quad (\text{SI 単位: W/m}^2) \quad (5.6)$$

ここで、 $T_r$  は雨滴の温度 (°C) である。ただし、本試験地では融雪期の気温がそれほど高くないので、雨による融雪量は少ないとして無視している ( $Q_P = 0$ )。

最後に第5項のクラスト層 ( $\Delta Z$  層) 下面の伝達熱量は、積雪層内を伝達する伝導熱を意味

する。もし、積雪層内の雪温分布が精度よく測定できるならば

$$Q_c = \lambda_s \partial T_s / \partial Z \quad (5.7)$$

から求めることができる。ここで、 $\lambda_s$  は積雪の熱伝導率、 $T_s$  は雪温である。熱の伝わり方は積雪の構造に依存し、融雪期のように積雪がザラメ化した場合には積雪全層が  $0^\circ\text{C}$  となり、熱伝導は起きないので、本研究では無視した ( $Q_c=0$ )。

以上、本研究では式(5.2)を簡略化し、

$$Q_R + Q_A + Q_E = Q_M \quad (5.8)$$

として蓄熱変化量  $Q_M$  を求めると、融雪量  $M(\text{mm})$  は次式のように氷の融解潜熱  $L_m$  ( $3.34 \times 10^5 \text{ J/kg}$ , SI 単位) で除して得られる。

$$M = Q_M / L_m \quad (5.9)$$

図-5.2 は 1998～2000 年の融雪期における日単位の熱収支量を算定した結果である。蓄熱変化量  $Q_M$  の内訳をみると、図からわかるように本試験地の融雪は正味放射収支によるものが大部分を占め、融雪が活発になる 4 月後半になると風や気温の上昇とともに顕熱成分が増加している。水蒸気輸送に伴う潜熱も正の値となって融雪に貢献しているが、他の量と比べると少ないことがわかる。

$Q_M$  は正の時に融雪、負の時に融雪水の再凍結 (Cold Content) を意味する。したがって、融雪量を算定する際には、前日の夜間に蓄積された  $Q_M$  (負の値) によって凍結したクラスト層が次の日の  $Q_M$  (正の値) によって融解し、クラスト層がすべて融解してから融雪が生じるものとして日融雪量を算定するこ

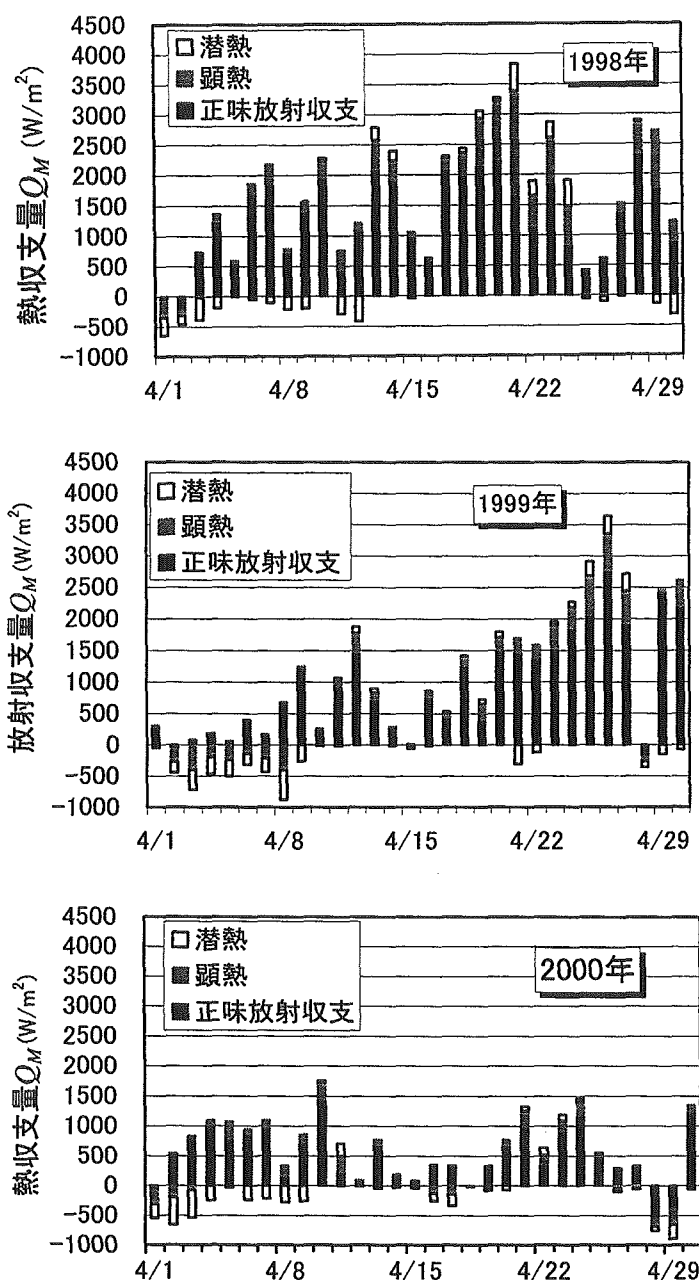


図-5.2 熱収支量の算定結果

とになる。この融雪水の再凍結は、融雪の開始時刻を遅らせることになり、後述のディグリー・アワー法でも考慮する必要がある。熱収支法による融雪量  $M(\text{mm})$  の推定結果が図-5.3 である。2000 年 4 月の融雪量は他の年度に比べ半分以下になっていることがわかる。

次に、上記の方法で算出した積雪表面での融雪量は積雪層内を浸透して地表面に到達するため、積雪層による流出の遅れを考慮する必要がある。中尾ら<sup>10)</sup>は融雪水の積雪層内の遅れを、貯留関数法を適用して推定した。本試験地にも同様に貯留関数法を適用し、雪面融雪量とライシメータの観測値から、一日毎に貯留係数、貯留指数と流出の遅れ時間を同定した。その結果、貯留指数は大部分がほぼ 0 になって、入力と出力の波形に大差がなく、流出の遅れ時間は積雪深によっても変わるものの約 3 時間程度で、単に遅れ時間だけを考慮するだけで良いという結果が得られた<sup>11,12)</sup>。

一方、積雪下面の地表面での熱収支は

$$Q_c + Q_g = Q'_M \quad (5.10)$$

で表すことができる。ここで、 $Q_c$  は積雪下面の伝導熱量、 $Q_g$  は地中伝導熱であり、符号は積雪下面に向かう場合を正とする。 $Q'_M$  が正の時、積雪下面の融解熱を表す。積雪は熱を伝えにくい物質のため、外気温が低い厳冬期でも積雪量が増加すると  $Q_c$  は小さくなり、地熱  $Q_g$  によって積雪は下面から融け、北海道の冬期の最低気温が  $-30^\circ\text{C}$  以下になる積雪地帯でも  $0.3 \sim 0.5 (\text{mm}/\text{日})$  の底面融解（地温融解）が観測されている<sup>13)</sup>。しかし、北海道東部地域は前述のよ

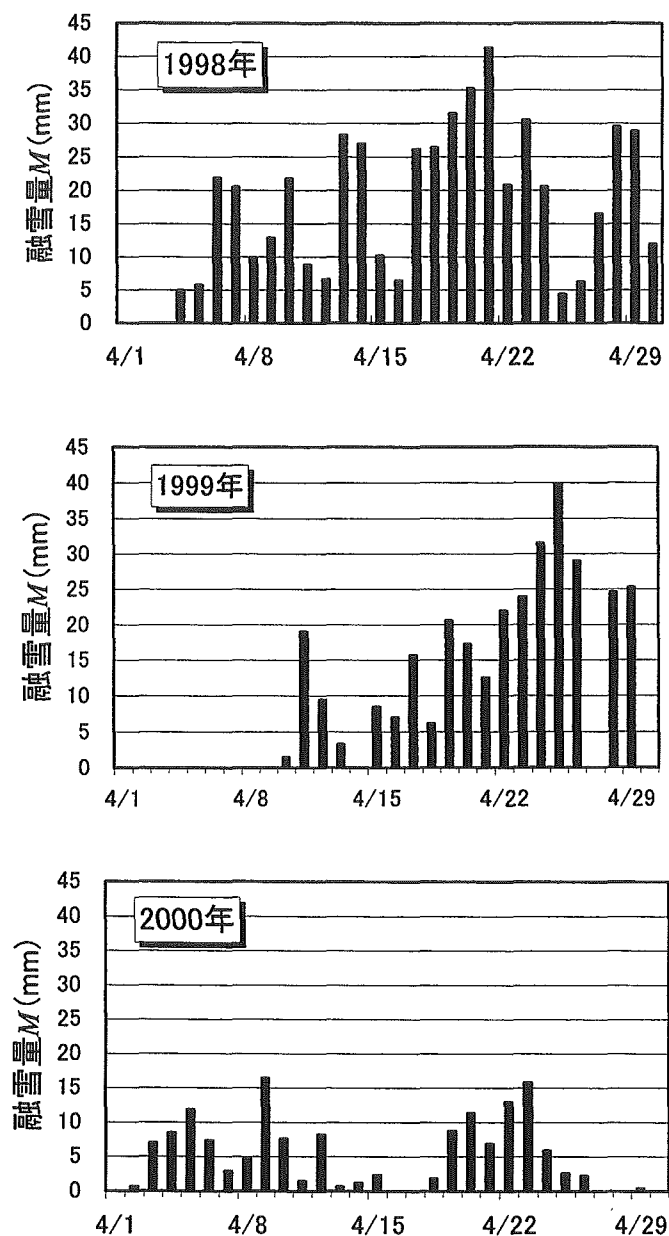


図-5.3 積雪表面融雪量の算定結果

うに積雪が少なく、根雪（積雪した雪が融けないで残っている状況）になる前から土壌が凍結しているために底面融解は小さいと考えられ、本研究では無視している。

以上のように熱収支法は融雪のメカニズムに従った解析方法であるが、各項目の測定や解析が複雑で実用的とはいえない面がある。本研究で用いた熱収支モデルはバルク法から顕熱量  $Q_A$  や潜熱量  $Q_E$  を算定している。このバルク法は風速と相対湿度を観測に基づいて仮定すると、顕熱と潜熱が温度だけの関数になることを意味している。さらに、放射収支量の中で長波長放射収支量  $Q_L$  は

$$Q_L = \sigma T_a^4 (a + b\sqrt{e_a})(1 + cn^2) - \sigma T_0^4 \quad (5.11)$$

で表される。ここに、 $\sigma$ ：ステファン・ボルツマン定数、 $T_a, T_0$ ：地上、雪面の温度、 $a, b$ ：経験定数、 $n$ ：雲量、 $c$ ：雲の種類で決まる定数であり、上式も雲による補正を施すと温度だけの関数になる。このように融雪量は気温との相関が高いことから、広域にわたって融雪量を算定するために、このバルク法の一つであるディグリー・デー法（Degree-Day 法）が一般的に利用されている。

### 5.2.2 ディグリー・デー法

ディグリー・デー法とは、ディグリー・デー・ファクター（Degree-day factor）と呼ばれる融雪係数に、日平均気温を乗じて日融雪量を算定する方法である<sup>6)</sup>。本研究において放射収支計等の気象観測機器が設置される以前は、時間軸を日単位でなく時間単位にして算出するディグリー・アワー法<sup>7)</sup>（Degree-hour 法、D.H.法と表記）を採用していた。D.H.法では気温が  $0^\circ\text{C}$  以上になると融雪が生じ、 $0^\circ\text{C}$  以下になると融雪はなくなり、逆に積雪面では再凍結が生ずる熱収支の考え方、いわゆる Cold-Content の考えを取り入れた改良を行っている<sup>11,12)</sup>。

まず、D.H.法の融雪量  $M(t)$  は次式で表される。

$$M(t) = d.h.f \times T(t) \quad (5.12)$$

ここで、 $d.h.f$  は気温時間融雪率 ( $\text{mm}/^\circ\text{C} \cdot \text{hr}$ )、 $T(t)$  は時刻  $t$  における気温である。 $d.h.f$  はスノーライシメータの観測融雪量と気温の測定値から推定することができる。図-5.4 は 1993 年から 1995 年にかけて観測した融雪量と気温の関係である。融雪の初期・

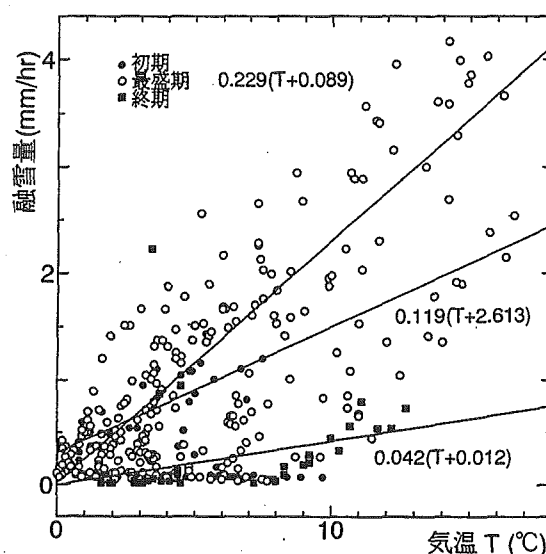


図-5.4 気温と融雪量の関係

$$M = \begin{cases} 0.042(T + 0.012) & \text{融雪初期} \\ 0.229(T + 0.089) & \text{融雪最盛期} \\ 0.119(T + 2.613) & \text{融雪末期} \end{cases} \quad (5.13)$$

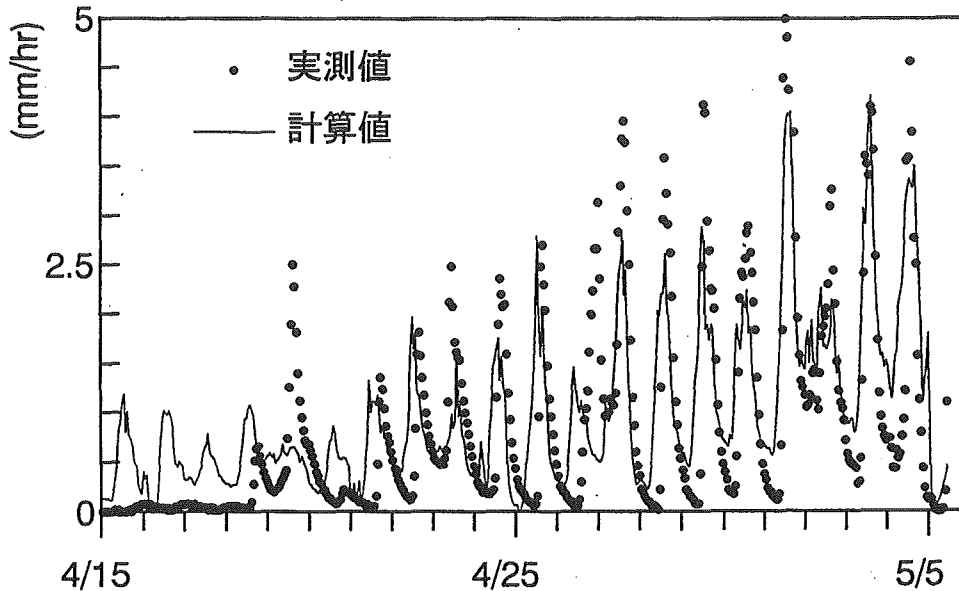


図-5.5 ディグリー・アワー法による融雪量の推定結果

最盛期・末期の時期毎に式(5.13)の回帰式が得られた。これから融雪が進むにつれて $d.h.f$ の値が大きくなり、最盛期を過ぎて融雪の末期になると逆に小さくなっている。また、融雪のはじまる気温についてみると、融雪末期では $-3^{\circ}\text{C}$ から融雪がはじまり、気温以外の風や日射などによる潜熱や顕熱が融雪を誘引していることが推察できる。この関係から1995年の融雪量を推定した結果が図-5.5である。この図は気温の要素だけから推定した結果であるが、スノーライシメータの融雪量の実測値をかなりうまく再現している。この $d.h.f$ の値は年度によって大きく変化することはない、本研究ではこの係数をこれ以降の解析で用いている。

一方、上記の計算では積雪表面のクラスト層の再凍結は考慮していない。熱収支モデルでは夜間、気温の低下によって積雪層の蓄熱量 $Q_M$ が負になってクラスト層が再凍結し、次の日の融解熱量で再凍結したクラスト層を融解して、融解終了後、融雪が生じる融解・凍結機構を考慮している。D.H.法においてもこのクラスト層の再凍結を考慮するために、再凍結したクラスト層の深さ、Cold-Content (以下、C.C.と表記)を導入した。C.C.の物理的意味は、積雪温度をある温度から $0^{\circ}\text{C}$ に上昇させるのに必要な熱量を $0^{\circ}\text{C}$ の水から奪ったときに、どれくらいの深さまで凍結させるかを表している。C.C.は次式で表される。

$$C.C. = c_i \times \rho_s \times h_s (0 - \theta_p) / (79.7 \rho_w) \quad (5.14)$$

ここで、 $c_i$ は氷の比熱、 $\rho_s$ は雪の密度、 $h_s$ は積雪深、 $\theta_p$ は積雪温度、 $\rho_w$ は水の密度を示す。

これは気温が  $0^{\circ}\text{C}$  以上であっても C.C. が正の場合、積雪表面の温度の上昇に熱量が奪われるため、氷を融解する熱量は残らず、融雪が生じないことを意味する。また、融雪は主に雪表面で起こるため、上式の  $\theta_p$  (積雪温度) は外気温に等しいと仮定し、気温から融雪量を推定した。C.C. は積算値で表されるために、計算の開始時期をどの時点にするかによってその効果は大きく影響を受ける。この C.C. の開始時期はスノーライシメータでの融雪量の観測結果を基に、年度毎に試行錯誤して決定した。図-5.6 は 1998 年、1999 年の融雪量をこの D.H. 法と前述の熱収支モデルで算定した結果の比較である。なお、両年ともスノーライシメータの集水孔に氷板が形成されて目詰まりを起こしたために、その部分が融けはじめた融雪末期に融雪量が急激に増加するデータが観測された。そのため、図-5.6 の融雪量の比較ではスノーライシメータの実測値がないので両手法による算定結果の精度については言及できないが、D.H. 法と熱収支モデルの対応は良好で、本研究で提案した D.H. 法は十分に実用的な算定法とすることができる。

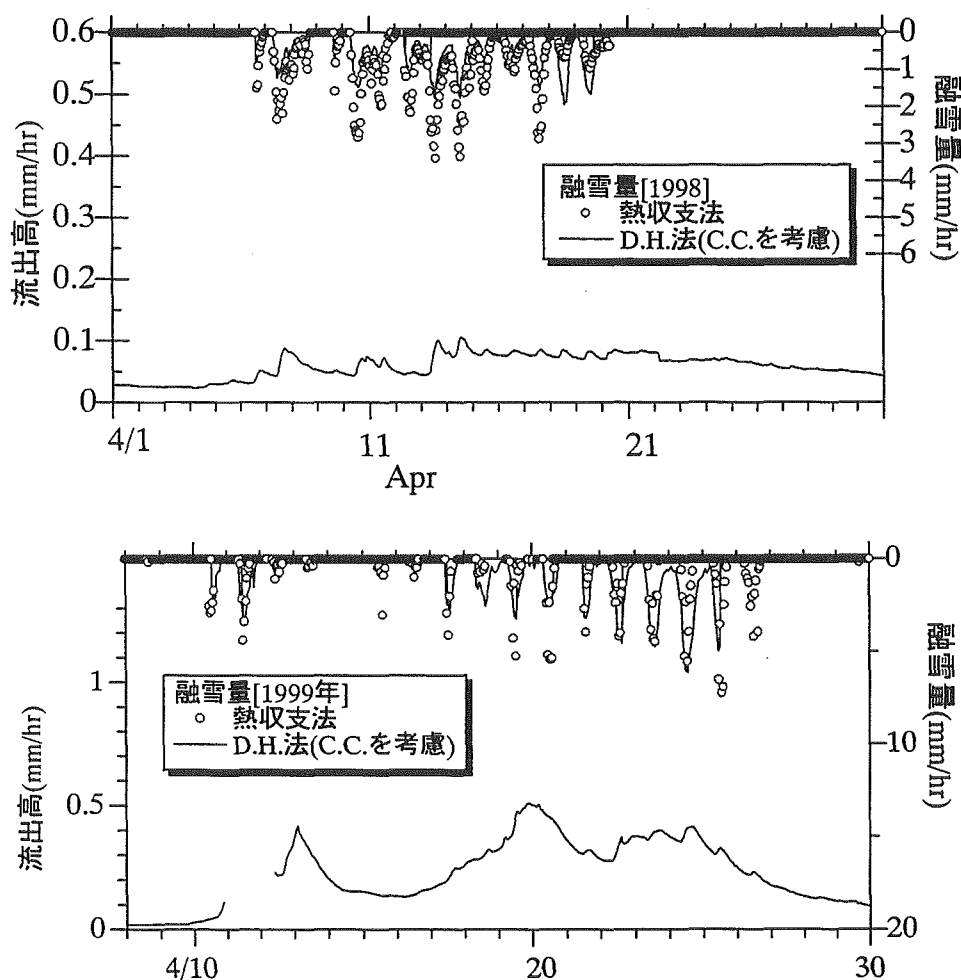


図-5.6 D.H.法と熱収支法による融雪量の算定結果



### 5. 3 積雪水量の算定

融雪流出は流域内の積雪の空間状況によって、その流出特性が大きく左右される。通常、融雪流出が進行していくと、流域の出口、すなわち、下流側から積雪が融解して消滅していき、上流方向に積雪の有無の境界、雪線が移動していく。融雪流出解析では積雪を水量の高さに換算した積雪水量（長さの次元）で表し、この水量の蓄積量が融雪によって融雪量として徐々に減少していくと考えている。この積雪水量は一般に融雪期直前の流域で実施されたスノーサーベイによる雪の密度と積雪深の観測から融雪量を算定する。図-5.7 は本試験地が属する富里ダム流域の最高峰である仁頃山（標高 829m）における積雪水量と標高の関係を示した図である。積雪水量は標高に比例して大きくなることがわかる。積雪水量はこのように標高とともに積雪水量が増加することや、流域の地形構造によって谷筋は積雪が多く尾根付近は少ないことが知られており、その空間分布を広域に把握することは難しいとされている。本流出試験地は標高差が 150m と小さいこともあり、標高による積雪水量の補正は必要ではないと考えられる。更に、試験地の流域面積が  $0.084(\text{km}^2)$  と小さいので、積雪水量の空間分布を考える必要はないと思われたが、地形的に非常に急峻な V 字谷の斜面を持っているため、河道近傍の積雪深が大きく、尾根に向かって積雪深が減少していく観測結果(図-4.1～4.4)が得られ、スノーサーベイの結果からも積雪水量の空間分布を考慮すべきであると判断した。

本試験地では図-2.3 に示すように河道から尾根に向かって 3 地帯に分割し、それぞれの積雪水量の経時変化を推定してみる。これは後述する融雪流出解析においてこの 3 地帯に対応したモデルを構築したためである。計算は各地点の積雪水量の初期値を与え、熱収支モデルあるいは D.H.法で算定した融雪量を各地点の積雪水量から逐次差し引いていき、積雪水量が無くなった時点で融雪が終了すると設定した。図-5.8, 5.9 は D.H.法の融雪量を用いて積雪水量の変化を

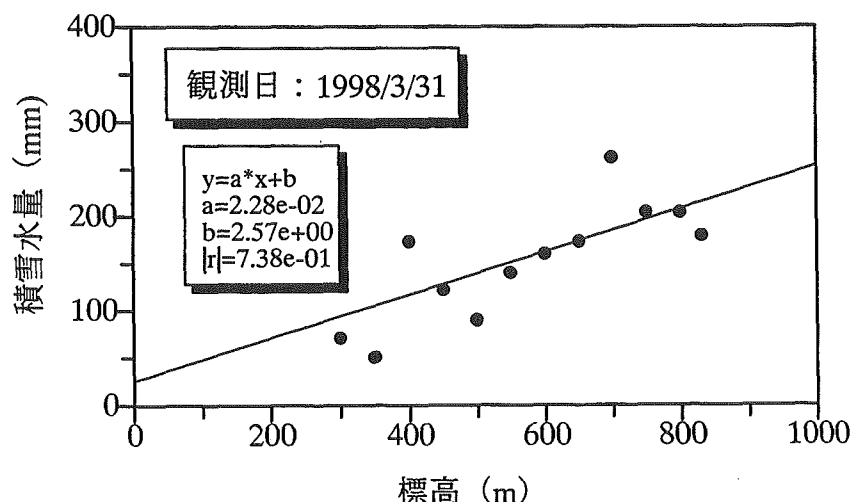


図-5.7 仁頃山での標高と積雪水量の関係

算定した1998, 1999年融雪期の各地帯融雪量であり、観測した積雪水量の経時変化に概ね一致していることがわかる。したがって、このことから本研究で算出した融雪量は妥当なものと判断できる。

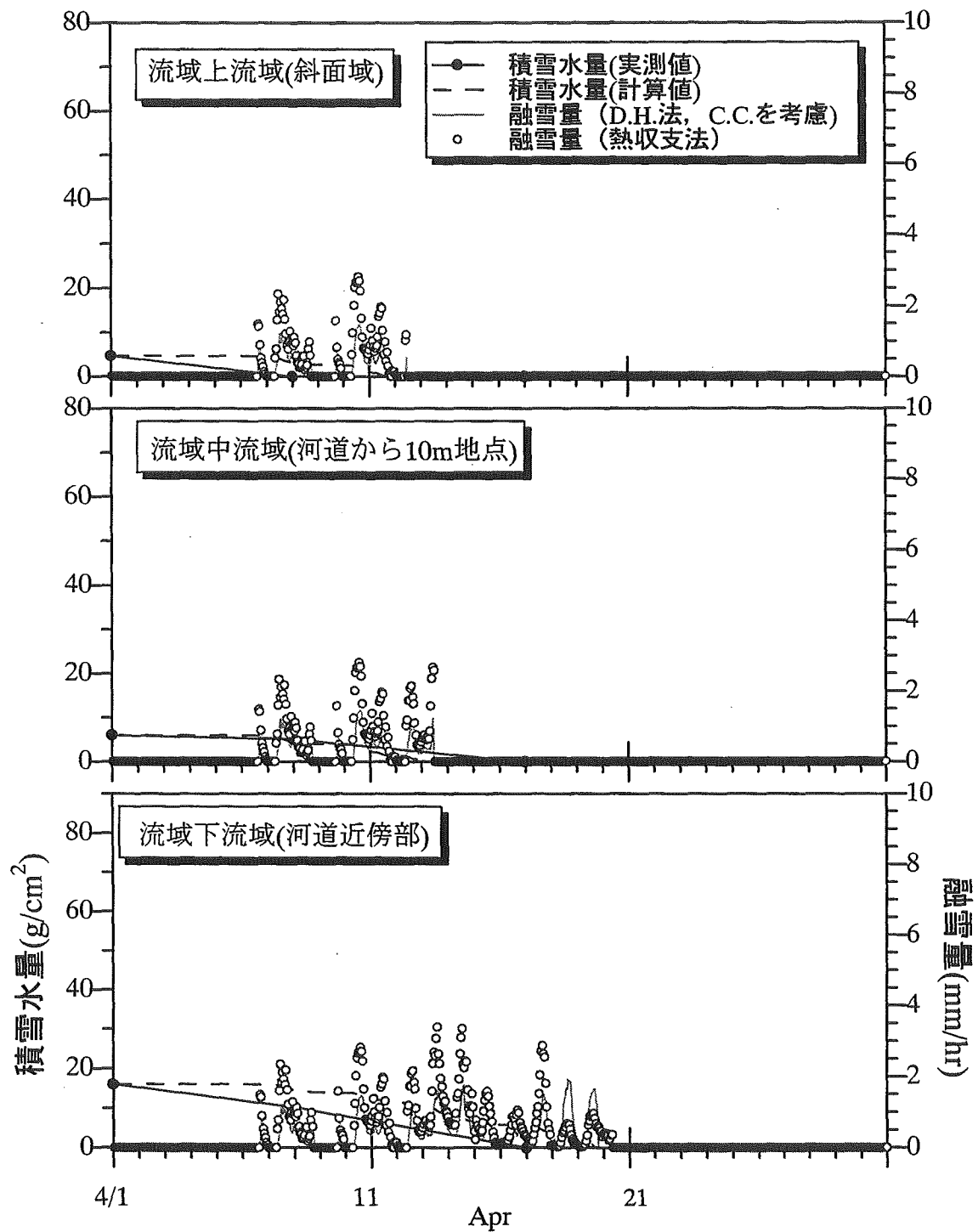


図-5.8 1998年融雪期の各地帯別融雪量，積雪水量の経時変化

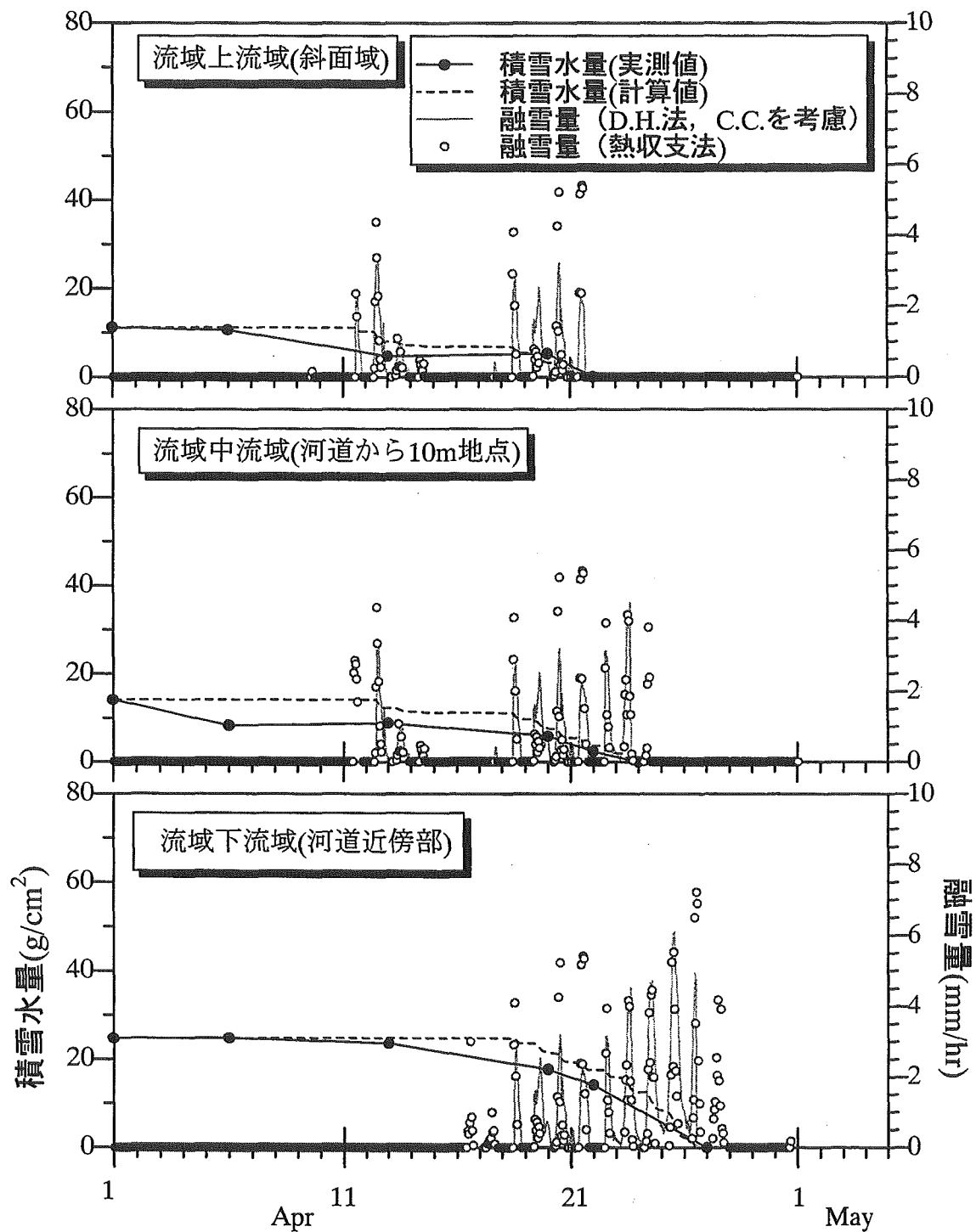


図-5.9 1999年融雪期の各地帯別融雪量，積雪水量の経時変化

#### 5.4 結 語

本章では融雪量の算定方法として、熱収支法と D.H.法とによる融雪量の算定を行い、本研究で従来から用いてきた D.H.法の妥当性の検証を行った。以下に本章で得られた結果を要約する。

- 1) 融雪は積雪表面のクラスト層での熱収支を考えると、D.H.法においてもこのクラスト層の再凍結を考慮する必要がある。
- 2) クラスト層の再凍結は Cold-Content の概念を導入することで D.H.法に取り入れることができる。
- 3) D.H.法によって算定した融雪量は、熱収支に基づいて算定した融雪量とほぼ一致し、実流域への適用が十分可能である。
- 4) 本試験地の積雪水量の観測結果から、流域面積が小さいにもかかわらず積雪水量の空間分布を考慮する必要がある。
- 5) 積雪水量の経時変化をシミュレートする手法を示し、観測値の経時変化を良好に再現した。この結果から融雪量の算定が妥当なことが示された。

## <参考文献>

- 1) 北海道開発局釧路開発建設部：釧路川治水史，（財）北海道開発協会，1983.
- 2) 小島賢治：融雪機構と熱収支，気象研究ノート，Vol.36，pp.1-38，1979.
- 3) 小島賢治・小林大二・小林俊一・油川英明・石川信敬：母子里の小流域における融雪，流出，および熱収支の研究Ⅰ，低温科学物理篇，vol.28，pp.175-190，1970
- 4) 小島賢治・小林大二・油川英明・成瀬康二・石本敬志・石川信敬・高橋修平：母子里の小流域における融雪，流出，および熱収支の研究Ⅱ，低温科学物理篇，vol.29，pp.159-176，1971.
- 5) 小島賢治・小林大二・油川英明・石本敬志・高橋修平・藤井俊茂：母子里の小流域における融雪，流出，および熱収支の研究Ⅲ，低温科学物理篇，vol.31，pp.159-177，1973.
- 6) Linsley R. K., M.A. Kohler and J. L. Paulhus : *Applied Hydrology, First edition*, pp.126-143, McGraw-Hill, 1949.
- 7) 境隆雄：河川の融雪流出に関する研究，土木学会論文集，Vol.95，pp.9-20，1963.
- 8) 小野延雄・石川信敬・新井正・若土正暁・青田昌秋：雪氷水文現象(基礎雪氷学講座第Ⅵ巻)，古今書院，1994.
- 9) 成瀬康二・大浦浩文・小島賢治：気温融雪の野外研究，低温科学物理篇，vol.28，pp.191-120，1970.
- 10) 中尾隆志・佐渡公明：融雪水の積雪内浸透に対する貯留関数法の適用，土木学会北海道支部論文報告集，第46号，pp.287-292，1990.
- 11) 斉藤靖史・早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の融雪流出解析，土木学会北海道支部論文報告集，第53号，pp.94-99，1997.
- 12) 早川博・斎藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究，水工学論文集，第42巻，pp.127～132，1998.
- 13) 小島賢治：低温多雪地域の冬期積雪下面における融雪量－時間変化と年による差異－，低温科学，物理篇，41，pp.99-107，1982.

## 第6章 土壤凍結を考慮した融雪流出モデルの構築

### 6.1 概 説

土壤凍結層の存在する本試験流域では、本州のような多雪型の地域とは流出形態が異なり、凍結した土壤が難透水性となるため、流域の不浸透域が拡大し一時的な流域の都市化現象を引き起こす。この時期に降雨を伴うと夏期と比べて短期間に流出する異常出水を引き起こすことになる。このため、従来用いられてきた降雨流出型のモデルでは正確な流出予測が困難である。

本章では第2章から第5章までの検討を基に、土壤凍結を考慮した融雪流出モデルを構築し、本試験流域での融雪流出解析に適用する。本研究で構築する流出モデルは直列4段タンクモデルを基本流出モデルとして、土壤凍結の影響を評価するために地表面部分に対応する最上段の第1段タンクの浸透孔に着目した。また、第3章で述べたように、本試験地では菅原らが半乾燥地域の流出モデルに採用した土壤水分構造が必要であり、この容量が土壤凍結によって低下することを考えている。更に、第5章では積雪水量の空間分布を考える必要があることが指摘されているので、流域を積雪水量の空間分布に対応した3地帯に区分し、それぞれにタンクモデルを対応させる3列4段タンクモデルを最終的な融雪流出モデルとした。

第2節では第1タンク浸透孔の開度と土壤水分構造の容量低下によって土壤凍結の効果が評価できるかについて、前段として並列4段タンクモデルによる検討を行った。第3節では積雪水量の空間分布の影響、第4節では第4章で構築した凍結深予測モデルを土壤水分構造を有する3列4段タンクモデルに組み込み、夏期の3列4段タンクモデルを準用した場合の融雪流出解析結果との比較・検討を行い、本研究で提案した融雪流出モデルの有用性について言及する。

### 6.2 土壤凍結による流出パラメータへの影響

本研究で構築した土壤水分構造を有する3列4段タンクモデルは、第3章で述べたように降水量が少ない半乾燥地帯に適合し、流域の保水能が高い本試験地には最適な流出モデルである。本邦の融雪流出解析では、降雨流出モデルを準用するのが一般的であるが、本試験地のように土壤が凍結する場合には流出パラメータを何らかの修正を加える必要がある。本研究では土壤凍結の影響が地表面に到達した融雪水の土壤への浸透を妨げる点を踏まえ、第1段タンクの浸透孔の開度が最も大きいと考えた。次に考えたのは本モデルの特徴である第2段タンクに附した土壤水分構造が、土壤の凍結による土壤中の空隙の減少によって、容量が低下することである。本節ではこの2つの流出パラメータの変化が流出に及ぼす影響について並列4段タンクモデルを用いて検討する<sup>1)</sup>。ここで、並列タンクモデルを用いたのは、本試験地における融雪水の河道への流出経路が図-6.1に示すように、斜面域で地面に到達した融雪水が凍結層上を流下し、

土壌が凍結していない河道付近で一旦地中に浸透して流出する経路が想定されたためである。つまり、斜面域と河道域それぞれに直列 4 段タンクモデルを適用し、これを連結することで斜面方向の水の動きを表現するモデルである。ただし、並列モデルでは積雪水量の空間分布までは考慮しておらず、浸透孔の開度と土壌水分構造の容量

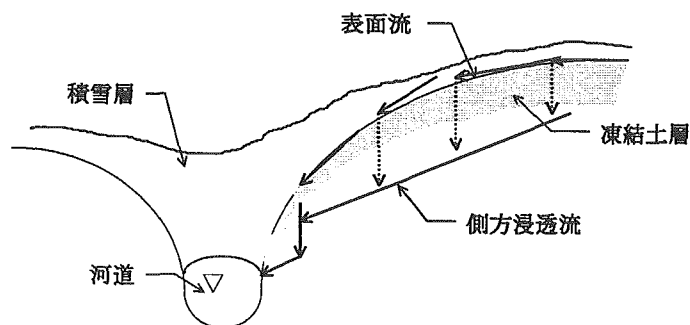


図-6.1 融雪水の流出経路

変化によって流出特性にどのような影響を与えるのかについて検討する。

### 6.2.1 土壌凍結と浸透孔の開孔度

図-6.1 の示す融雪水の流出経路に対応して、ここでは図-6.2 に示す並列タンクモデルを構築した。本モデルでは、土壌凍結によって第 1 段タンクの浸透孔の開度が狭くなり、浸透し難くなると考え、流域の斜面域に相当する第 1 列第 1 タンクの浸透孔の開孔度を凍結土層の状況に合わせて変化させる。土壌凍結層は完全に融雪水を遮断する訳ではなく、融雪の進行状況により浸透する量、浸透能は異なってくる、と予想される。凍結土層の影響を明確にする意味から一旦、土壌水分構造を降雨流出で予め同定しておいたパラメータ値に固定しておき、第 1 タンクの浸透孔の開孔度を変化させ場合の流出への影響を検討する。

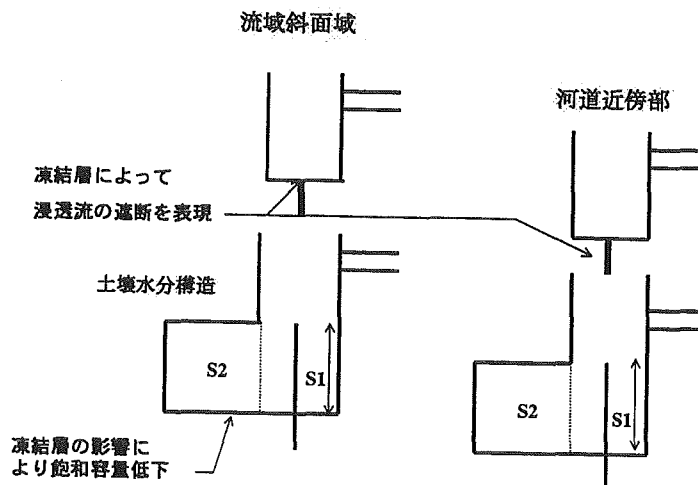


図-6.2 並列 4 段タンクモデル

図-6.3～図 6.5 は、'93 年から'95 年までの融雪開始時の初期開孔度を 0%、10%、30%、50% の 4 通りとし、融雪終了時において開孔度を全開になるよう設定したものである。ここで、開孔度とは降雨流出で同定した浸透孔パラメータ値を 100%とし、それに対する比率で表したもので、開孔度が 0%の状態は土壌がコンクリートのように完全に浸透を妨げている状態である。第 4 章で述べたように土壌凍結深度は気温の積算寒度、積雪深、積算暖度の 3 要素と強い相関があり、特に融雪期の土壌凍結の融解は積算暖度に左右される。したがって、融雪期間

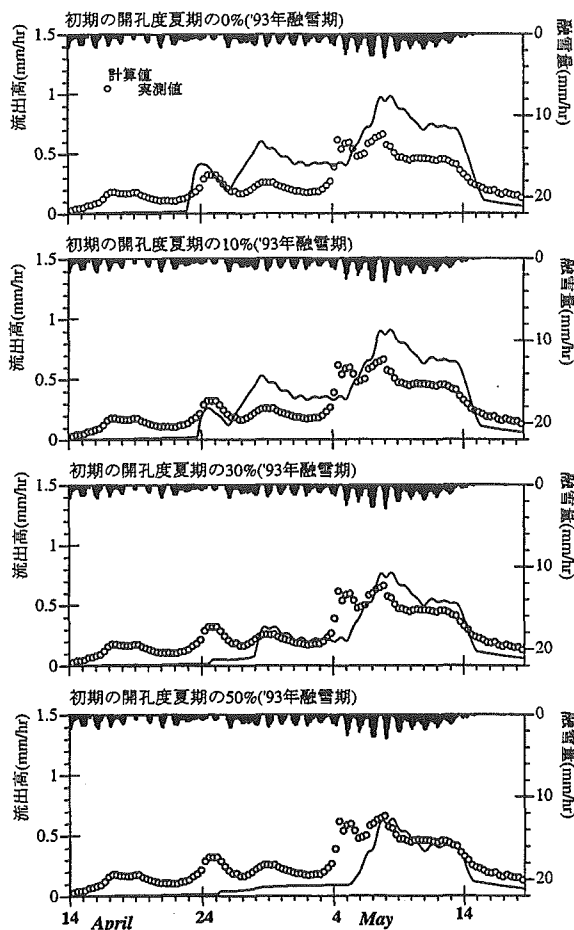


図-6.3 1993 年融雪期の初期開孔度の影響

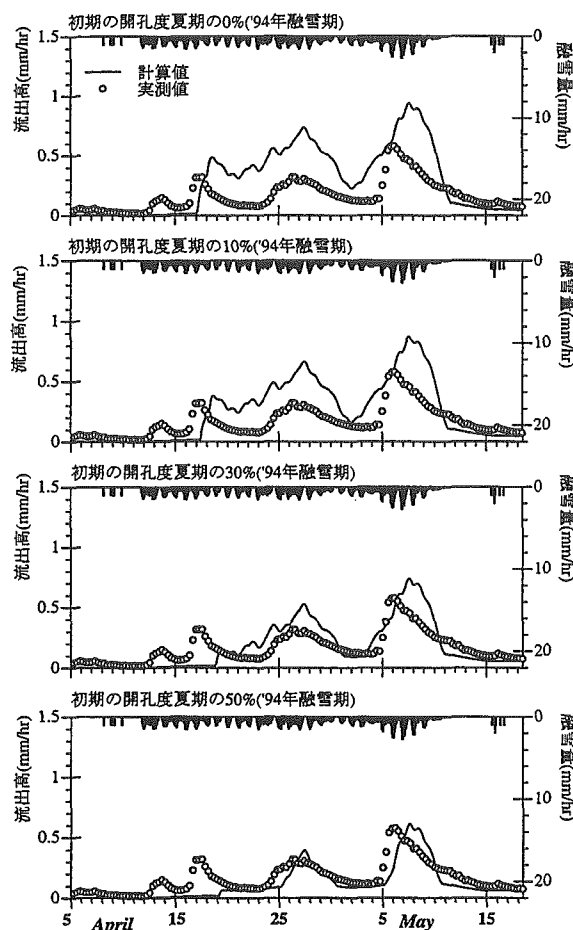


図-6.4 1994 年融雪期の初期開孔度の影響

中の開孔度の変化は、積算暖度の経時変化に比例して変化させた。図-6.3, 6.4 の'93, '94 年融雪期を見ると、融雪初期に観測されたような流量のうねりが生起しているのが分かる。例えば'93 年 4 月 24 日のうねりは、開孔度が 0%, 10% の場合にうまく再現できている。ところが、初期の開孔度を積算暖度の経時変化に比例させて徐々に拡大していくと、この融雪初期のうねりは次第に減少し、開孔度が 100% になった時、うねりは完全に消えてしまっている。この挙動は、図-6.4 の'94 年においても同様である。初期の開孔度が 50% 以上の場合、土壤凍結による浸透孔の絞り込みを行った影響が、ほとんど現れないように思える。また、図-6.5 に示す'95 年の融雪期では、この'93 年、'94 年の融雪初期に見られた流量のうねりは、計算だけでなく観測値にも見られない。

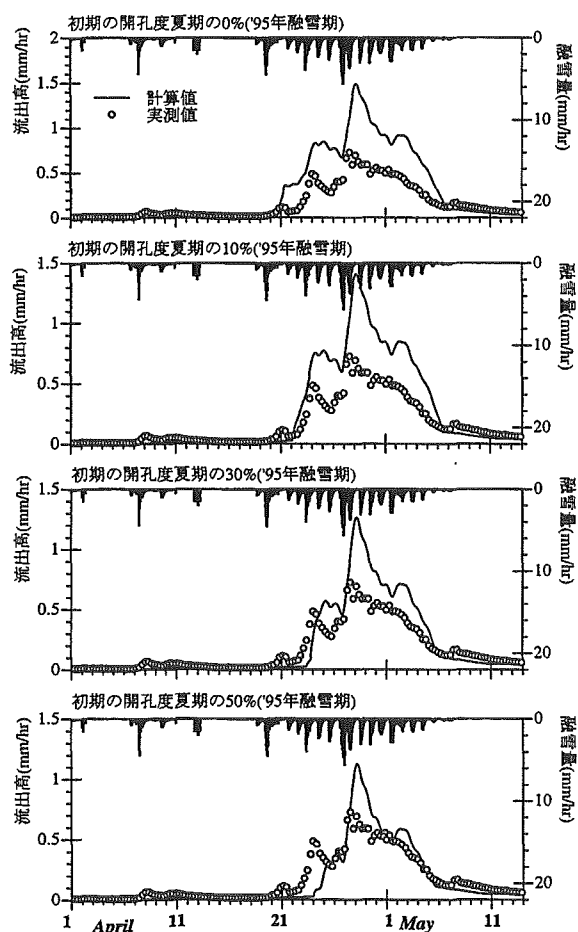


図-6.5 1995 年融雪期の初期開孔度の影響



次に、融雪初期のうねりがうまく再現された初期開孔度を夏期洪水パラメータの10%に固定し、融雪終了時点の浸透孔開孔度の違いによる影響について検討する。図-6.6～図-6.8は浸透孔が全開となる時期を融雪のピーク前した場合、ピーク時に全開にした場合、融雪終了時点で開孔度80%にした場合を3カ年毎に比較した計算結果である。全開にする時期を流量のピーク以前にした場合は3カ年のいずれも融雪初期にあらわれる流量のうねり部分を再現できていない。また、融雪終了時にまだ凍結部分が残存していると想定した開孔度80%の場合はどの年度においても流量との対応が良くなった。したがって、凍結土層の影響は第1タンクの浸透孔の開孔度を凍結深度に応じて、つまり積算暖度に応じて変化させるによって、評価できることが分かった。

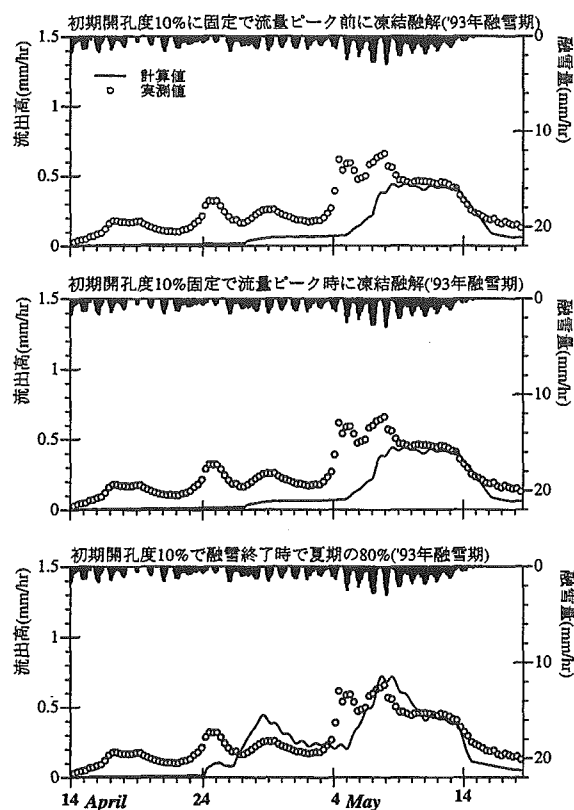


図-6.6 1993年融雪期の流出におよぼす融雪終了時開孔度の影響

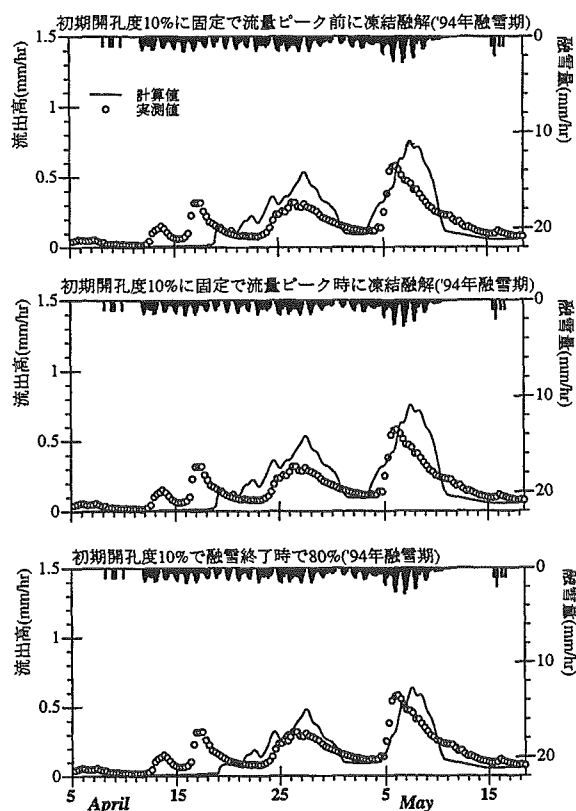


図-6.7 1994年融雪期の流出におよぼす融雪終了時開孔度の影響

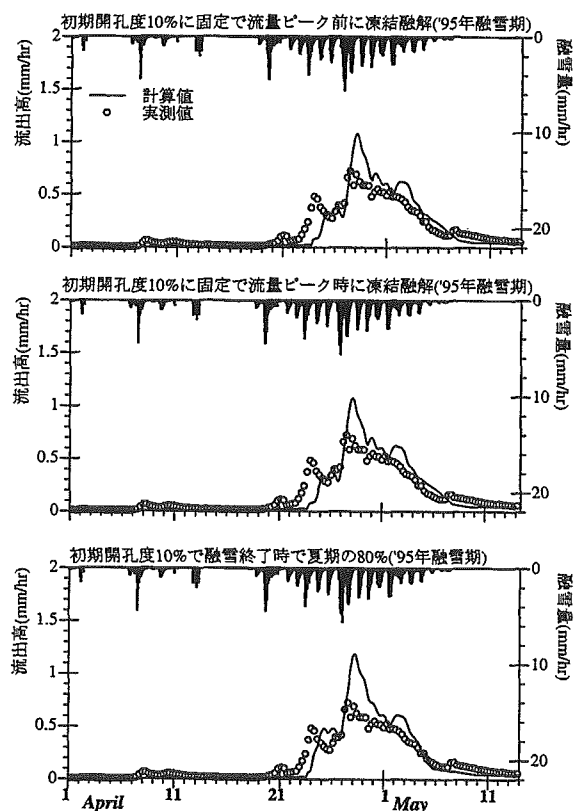


図-6.8 1995年融雪期の流出におよぼす融雪終了時開孔度の影響

## 6.2.2 土壤凍結と土壤水分構造の容量

土壤の凍結は土壤間隙中の水分が凍結する現象であるので、浸透してきた融雪水を保持できる間隙が減少する。つまり、土壤保水機能は夏期の降雨流出よりもその機能が低下するものと考えられる。そこで、図-6.2 に示すように、第2段タンクに付随する保水タンクの容量(S2)と浸透孔の高さ(S1)を夏期洪水パラメータの10%~50%まで変化させ、その影響を図-6.9~6.11 に示した。1993年から1995年の融雪期すべてにおいて、大きく低下させた方が融雪初期の流出を大きく出力していることがわかる。これらの計算結果を基に流出量の総体的な収支バランスから土壤水分構造の容量は65%に低下させた場合が最適と判断して計算した結果が図-6.12である。この結果をみると、1993、

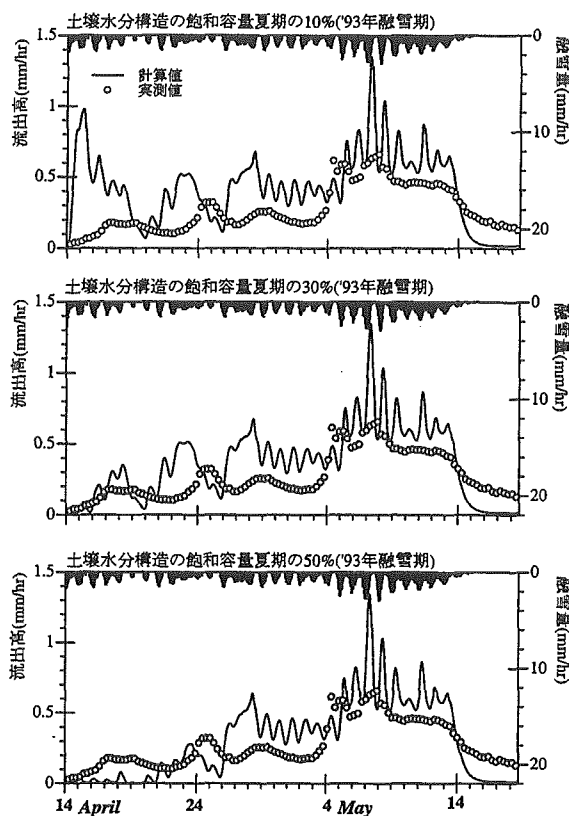


図-6.9 1993年融雪期の流出におよぼす土壤水分構造容量の影響

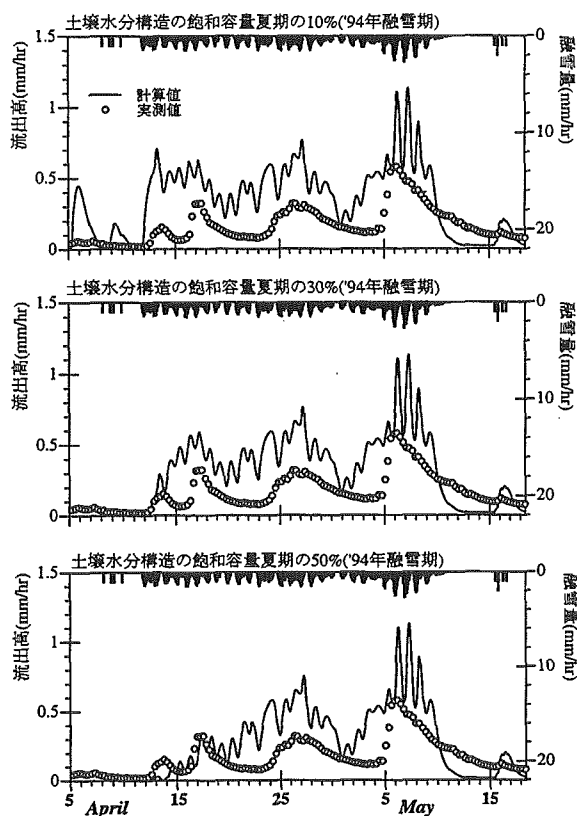


図-6.10 1994年融雪期の流出におよぼす土壤水分構造容量の影響

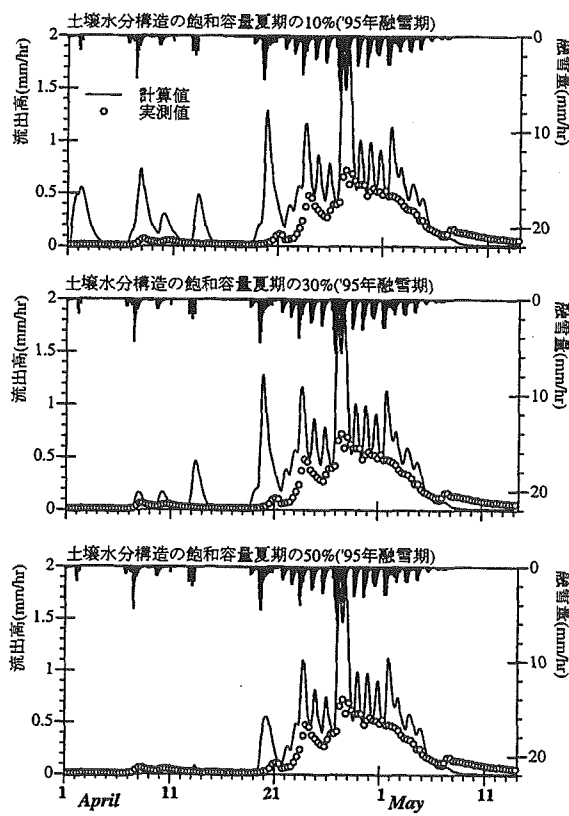


図-6.11 1995年融雪期の流出におよぼす土壤水分構造容量の影響

1994 年の融雪期にみられるうねり部分の流出が完全ではないもののかなり良く再現されている。したがって、融雪期に凍結土層の影響により保水機能が低下し、その低下が融雪初期のうねりの一因である仮定はほぼ妥当なものであると言える。

### 6.2.3 浸透孔の開度と土壤水分構造の容量

前節までの検討結果を考慮して、土壤水分構造の飽和容量を夏期洪水モデルの 65%に低下させ、第 1 段タンクの浸透孔の絞り込みは、融雪初期に夏期洪水モデルの 10%にし、融雪末期に 80%になる様に設定した最終的な再現結果を行った。ここで、融雪期間中の開孔度は、積算暖度の変化、すなわち土壤凍結深度の変化に比例させている。なお、計算開始時点の基底流量は観測値の基底流量に一致させてから流出計算を行った。図-6.13 は、このパラメータを用いた 1993 年から 1995 年の融雪期における再現計算結果である。1993、1994 年における融雪初期のうねりの主な流出成分は、第 1 タンクからの出力であり、斜面域の凍結土層上を流下する表面流の影響をうまく再現している。また、融雪最盛期における流量のピーク部分は凍結層の浸透能が増加することによって卓越する第 2 タンク以下の流出成分から構成されることを再現している。

以上、土壤凍結が融雪流出に及ぼす影響は第 1 タンクの浸透孔の開度変化と土壤水分構造の容量変化によって評価できることが明らかになった。しかし、前章で述べた流域内の積雪水量の空間分布を考慮するために、タンクモデルの列数を 3 列にしたモデルを検討する必要がある。

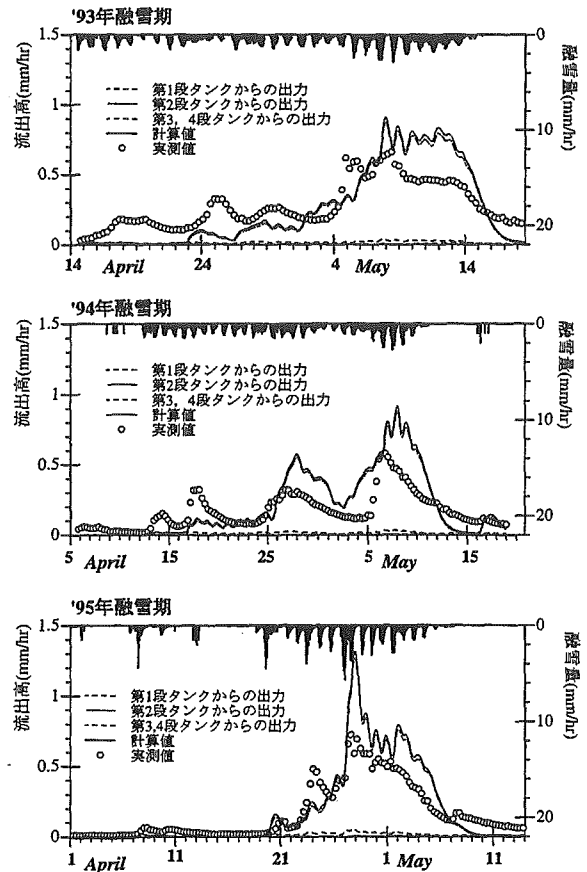


図-6.12 土壤水分構造の容量を 65%まで低下した場合の再現計算

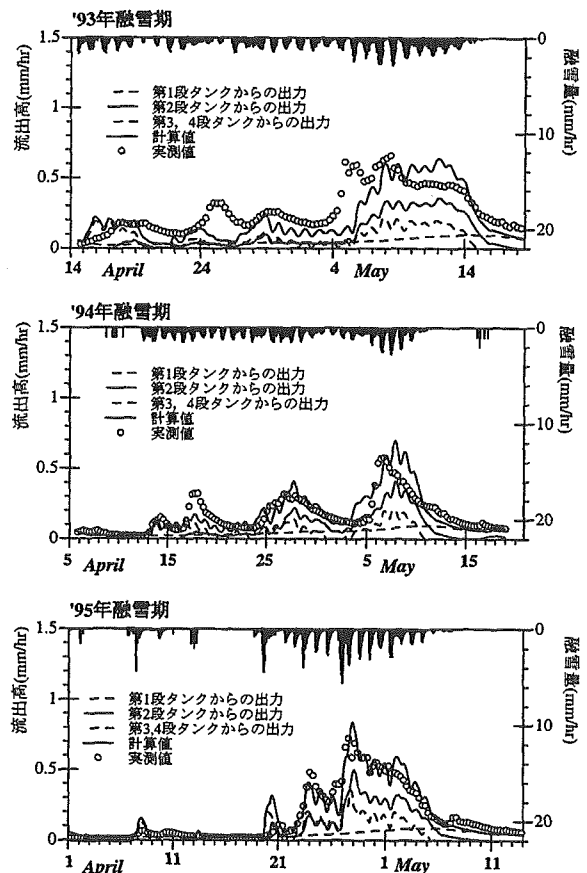


図-6.13 浸透孔開孔度と土壤水分構造の容量を考慮した再現計算

### 6.3 積雪水量の空間分布

本試験地の積雪水量の空間分布は、第5章で述べたように流域面積が $0.084(\text{km}^2)$ と小さい流域であるにもかかわらず、斜面勾配が急なV字谷であるために河道付近の積雪水量が最大で、尾根に向かうに従い徐々に減少していく空間分布をしている。このため、融雪流出解析ではこの空間分布を考慮できる流出モデルが必要となり、本研究では3列4段タンクモデル(図-3.1)を提案している。本節は本試験地の融雪流出特性の一つである融雪初期のうねりがある場合(1993, 1994年)とない場合(1995, 1996年)について、積雪水量の空間分布の影響を検討する<sup>2)</sup>。

#### 6.3.1 うねりをともなう融雪流出—1993, 1994 年型

図-6.14 は融雪初期において凍結層の影響が大きいと考えられている1993, 1994年融雪期の3列4段タンクモデルを用いた再現計算結果である。各列の入力となる雪面融雪量は第5章で述べたように積雪水量の空間分布を考慮して各列毎に融雪量を算定している。

まず、夏期の洪水流出について同定したパラメータを参考にして、1993年融雪期におけるパラメータが同定された。表-6.1が、1993年のパラメータの同定結果である。凍結土層の発達している流域斜面域に対応する1, 2列の第1段タンクの浸透孔は、融雪初期で夏期洪水パラメータの10%に絞り込み、積算暖度に比例してこの浸透孔を拡げていき、融雪終了時点で80%に設定している。更に、土壤水分構造も夏期洪水に比べ半分にしている。この設定は、前節の並列タンクモデルによる検討結果で最も対応の良い設定値であった。一方、凍結土層の影響が無視できる河道近傍部に

表-6.1 '93, '94年融雪期再現計算で用いたパラメータ

第一タンク		第二タンク		第三, 四タンク		土壤水分構造	
a1	0.1	a2	0.04	a4	0.012	S1	45(90)
a1'	0.0	a3	0.03	b3	0.0045	S2	50(100)
b1	0.3	b2	0.01(0.015)	z4	20	k1	0.1
z1	12	z2	90	a5	0.0008	k2	0.2
z1'	0	z3	4				

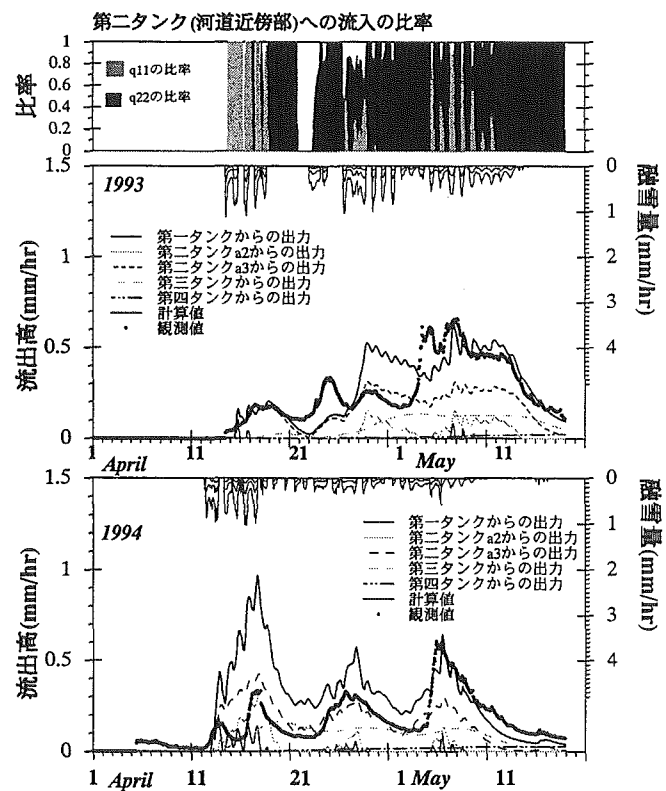


図-6.14 1993, 1994年融雪期再現計算結果

相当する3列目の第1段タンクは、浸透孔の絞り込みを行わず、土壤水分構造の飽和容量も夏期洪水と同じにした。表-6.1の土壤水分構造( )内のパラメータが3列目の値である。1994年は、1993年と同じパラメータを用いた結果、融雪初期の段階で実測流量よりかなり大きな流出

を示した。そのため、第2段タンクの浸透孔(表-6.1 中 b2( )内の値)を上げ、融雪末期のピーク部分が一致するように調整した。これは斜面域の凍結土層の影響を考慮する必要のある融雪流出において、特に第1タンクのパラメータを同じ条件に設定して流出特性を比較するためである。

両年の計算結果から融雪初期の流量の長周期変動成分は、河道近傍部の第3列の第2タンクからの出力が主成分であることがわかる。1993年についてその第2段タンクへの入力比率を図-6.14に併記している。この図は融雪初期に斜面域で凍結土層により遮断された融雪水が表面流として流下し(図-3.1 中 q11), 河道近傍部で浸透して第2段タンクから流出していることを示している。また、1994年融雪初期において、1993年に比べるとかなり過大に流出しており、凍結土層の影響を受ける第1段タンクのパラメータの値は、凍結の状況に応じて変える必要があることを示唆している。この点は今後の課題である。

### 6.3.2 うねりをともなわない融雪流出—1995, 1996 年型

1995, 1996 年融雪期は斜面域の凍結土層の影響が無視できると考えられるタイプで、図-6.15にその再現計算結果を示す。この両年の融雪流出は融雪初期においても凍結土層がそれほど発達していないので、凍結土層の影響を無視できるものとして斜面域の浸透孔の絞り込みと土壤水分機構の容量の低下は考えていない。この再現計算では1995年のパラメータを最適同定し、その結果を1996年の再現計算に用いた。その結果、第3段タンクからの出力が過大になってしまったので、第2段タンクの浸透孔(表-6.2 の( )内の値 b2)を絞ることによって、融雪末期の流出の傾向を一致させた。

両年の融雪流出の特徴は前者のタイプと比較すると、融雪初期にはほとんど流出がなく、融雪の最盛期に入ると急激に流出量が増加することである。斜面域の凍結土

表-6.2 '95, '96 年融雪期再現計算で用いたパラメータ

第一タンク		第二タンク		第三, 四タンク		土壤水分構造	
a1	0.1	a2	0.12	a4	0.012	S1	90
a1'	0.0	a3	0.01	b3	0.0045	S2	100
b1	0.3	b2	0.02(0.008)	z4	20	k1	0.1
z1	15	z2	60	a5	0.0008	k2	0.2
z1'	0	z3	3				

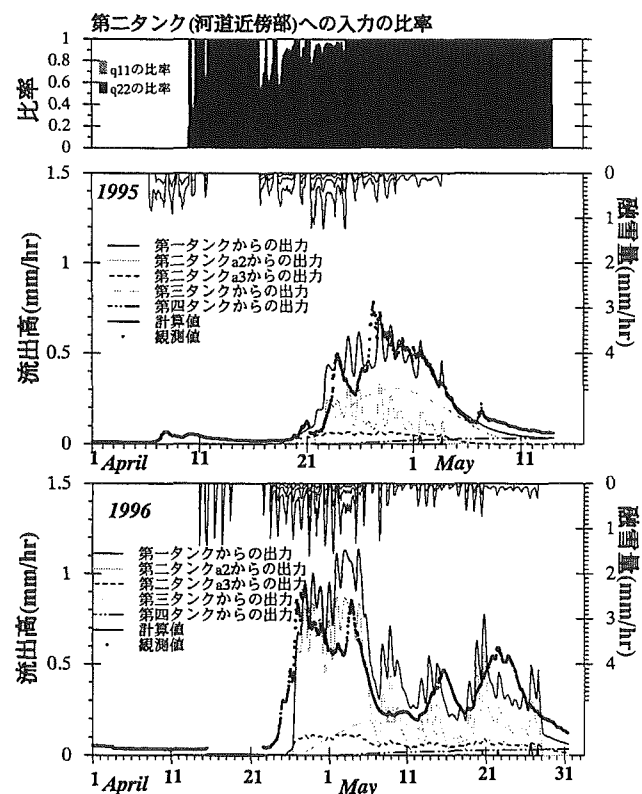


図-6.15 1995, 1996 年融雪期再現計算結果

層の影響が無視できる場合、流域の大部分が未凍結域となるので、融雪水はほとんど地中に浸透してしまう。図-6.15 中の 1995 年における河道近傍部の第 3 列の第 2 段タンクへ流入する入力成分の比率をみると、斜面域の第 2 列の第 2 タンクからの流出(図-3.1 中 q22)が大部分を占め、1993, 1994 年で卓越していた斜面域の第 1 段タンクからの流出(図-3.1 中 q11)がこの場合ほとんどみられないことが分かる。更に、再現計算結果の各タンクからの出力をみると、浸透した融雪水による第 2 段、第 3 段タンクからの流出成分が支配的である。また、凍結土層の影響がない場合にはほとんど表面流が起こらず、夏期の洪水流出と同程度のパラメータ値で実測流量を再現出来ることを示している。

### 6.3.3 融雪量の空間分布の影響

融雪量の空間分布が本試験地の融雪出水にどの程度影響しているのか、検討を加える。図-6.16 は 1995 年融雪流出について、各地帯毎に算定した融雪量を流域一様と仮定して入力した場合の計算例である。上が上流域の融雪量を中流・下流の地帯の入力とした結果で、以下、中流域、下流域の融雪量を入力した場合である。その結果、4 月 24 日頃の実測流量の第 1 ピークは上流域の融雪流出から形成されていることが分かり、次の 27 日頃の第 2 ピークは中流域の融雪流出から成ることが理解できる。しかし、両方の流量ピークを同時に再現するには、図-6.16 で示したように各地帯毎融雪量の空間分布を考慮しなければならない。したがって、本試験地規模の小流域においても、融雪量の空間分布が流出に与える影響は大きいことが示された。

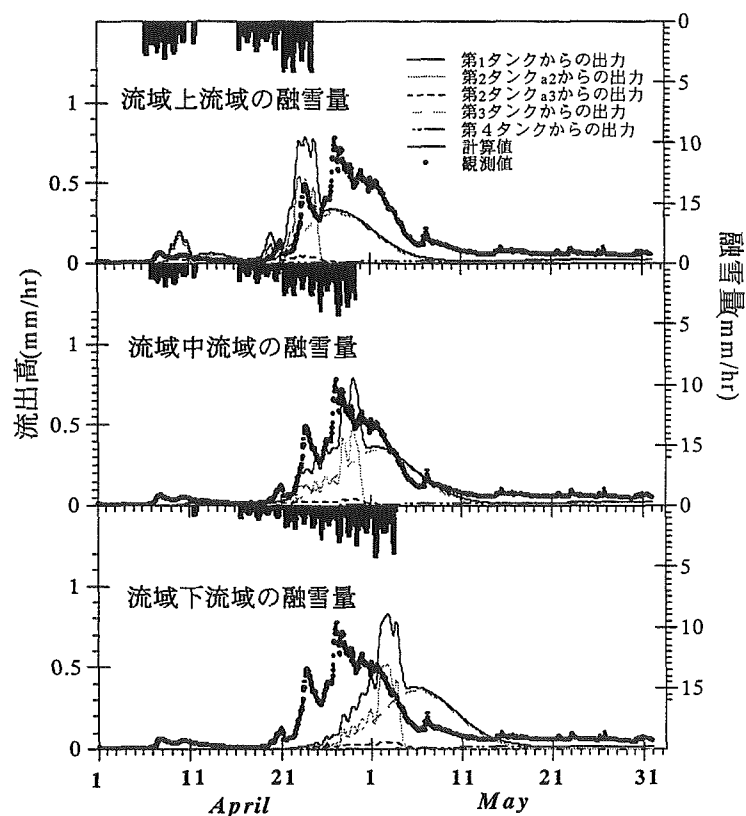


図-6.16 積雪水量の空間分布の影響

## 6.4 凍結深予測モデルの導入

### 6.4.1 凍結深予測モデルの導入

本試験地の融雪流出モデルは土壌水分構造を有する3列4段タンクを用いており、凍結層の発達する上流域、中流域では、それぞれに相当する、1, 2列目の第1段タンクの浸透孔を絞り込む必要があった。第5章での気温と積雪深を用いた重回帰分析による凍結深予測モデルによって、凍結深の発達は気温と積雪深との相関が高いという結果が得られており、凍結深予測モデルを用いて凍結深の減少に応じて浸透孔の開度を調節することが可能である。本試験地は表層から15cm程度が樹木の根が混入した $A_0$ 層から成り<sup>3)</sup>、20cm程度の凍結深では融雪水の浸透を遮断する効果が小さく、凍結層の発達中でも一部は土壌に浸透するものと考えられる。このため、その調節は凍結深が20cmに減少した時点から開始し、凍結深の減少に応じて浸透孔を徐々に開いていき、土壌凍結が全て融解した時点で、夏期モデルの開度となる一次式を適用した。なお、凍結深が20cmより大きい場合は、夏期モデルの10%の開度に固定しておく。また、融雪開始時点で土壌凍結深が20cm以下の場合には、一次式の関係をそのまま利用する。図-6.17に凍結深予測モデル導入のフローチャート<sup>4,5)</sup>を示す。

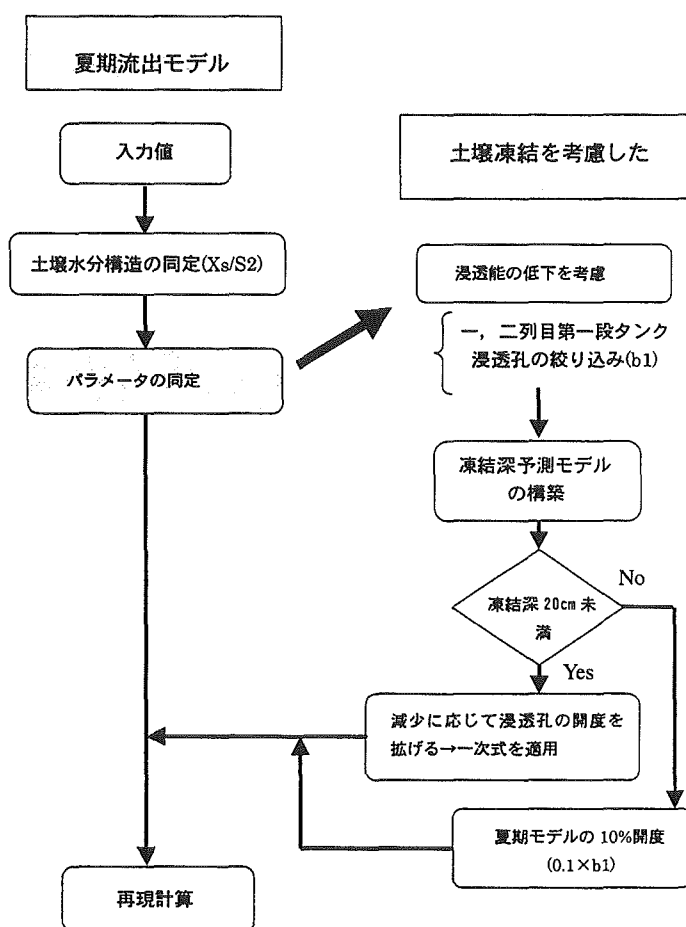


図-6.17 凍結深予測モデル導入のフローチャート

### 6.4.2 融雪流出の再現計算と考察

前節で示した凍結深予測モデルを組み込んで改良された融雪流出解析用3列4段を用いて、1997年、1998年の融雪流出解析に適用した結果が図-6.18に、計算に用いたパラメータが表-6.3に示されている。1997年は前年10, 11月の総降水量が少ないため、土壌は乾燥気味でサクションも高く、保水タンクのパラメータ( $X_s/S_2$ )は低い値となっている。1998年は前年10, 11月の総降水量が比較的多く湿潤状態にあったため、サクションが低く、保水タンクのパラメータも大

きな値となっている。1998 年はまた総降水量が多いため最大凍結深も大きくなると予想される。観測結果からも 1998 年は凍結層が発達し、流出形態は融雪初期において土壌凍結のために浸透孔開度が小さくなり、融雪水が浸透し難くなって表面流が支配的になったことが、再現

表-6.3 1997,1998 年の再現計算に用いたパラメータ

97 年融雪流出				98 年融雪流出			
a11	0.05	a3	0.05	a11	0.05	a3	0.01
a12	0.05	b3	0.01	a12	0.05	b3	0.02
b1	0.4	a4	0.003	b1	0.3	a4	0.003
a21	0.05	xs	75	a21	0.05	xs	180
a22	0.05	s1	200	a22	0.05	s1	200
b2	0.1	s2	200	b2	0.2	s2	200

計算結果から読み取れる。また、凍結層がそれほど発達できなかった 1997 年の流出形態は、浸透孔の開度が夏期とほとんど同じであるため、融雪水が浸透し易くなり、中間流出が支配的となっている。

この再現計算では  $X_s/S_2$  と第 1 タンクの浸透孔  $b_1$  以外は夏期流出モデルのパラメータをそのまま用いており、流出を概ね良好に再現することが出来ている。このことから、融雪流出解析

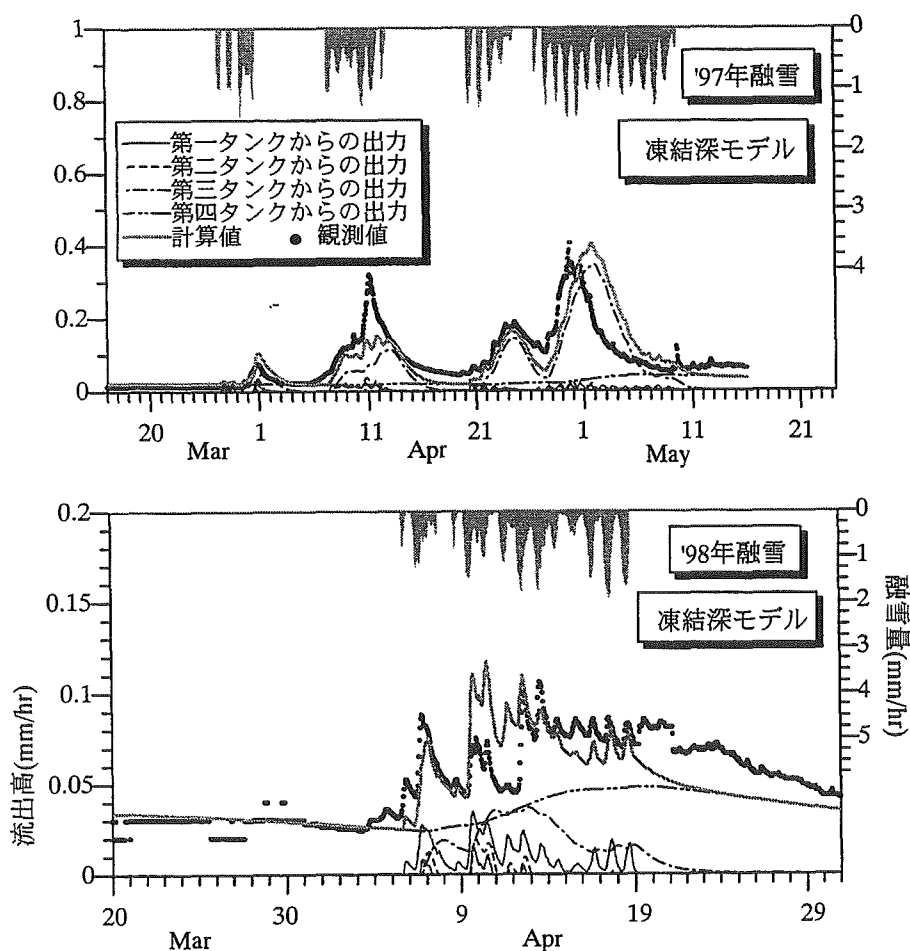


図-6.18 融雪期の再現計算結果（凍結深モデル）



に用いるパラメータは夏期流出モデルのパラメータで十分対応できる。

一方、図-6.19 は 1, 2 列目第 1 段タンク浸透孔の土壌凍結の影響を無視したものであり、夏期流出モデルのパラメータをそのまま融雪流出解析に用いて計算した結果である。他の積雪地方の融雪流出解析では、この様に夏期流出モデルを準用することが一般的である。計算結果は、両年とも凍結層が存在するために生ずる融雪初期の表面流成分がこの夏期流出モデルでは全く再現できないことを示している。

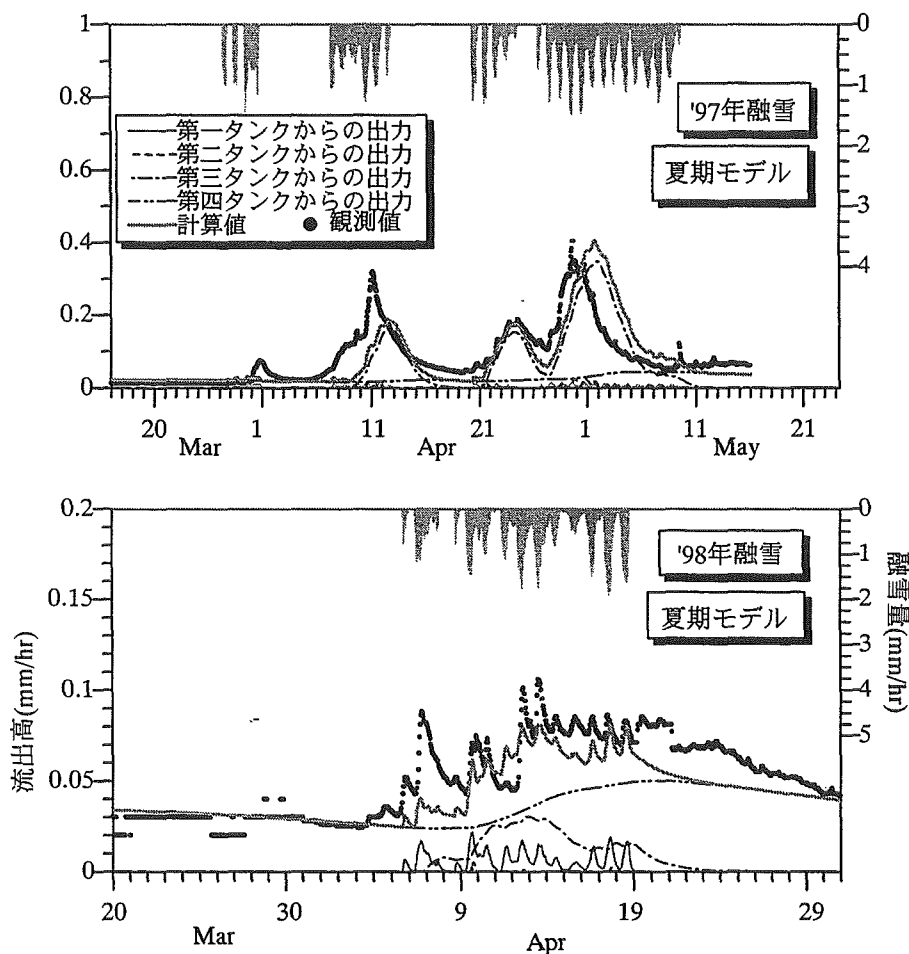


図-6.19 融雪期の再現計算結果（凍結深を考慮しない）

以上の解析結果から、富里ダム流出試験地のように土壌凍結によって地表が難透水性となる流域においては、流出の再現計算に凍結深モデルが有効であることが示された。

## 6.5 結 語

本章では第2章から第5章までの検討結果を基に、土壌凍結を考慮した融雪流出モデルを構築し、本試験流域での融雪流出解析に適用した。本章第2節、第3節では土壌凍結が融雪流出に及ぼす影響を評価するために、土壌水分構造を有する3列4段タンクモデルの第1段タンク浸透孔と土壌水分構造の容量との関係、流域における積雪水量の空間分布の影響について検討した。更に、第4章で構築した凍結深予測モデルを本モデルに組み入れ、凍結深予測モデルを適用した結果と、夏期流出モデルのままで融雪流出を再現した結果について比較・検討を行った。以下に本章で得られた結果を要約する。

- 1) 土壌凍結が融雪水を遮断する機構は、凍結深に応じて浸透能を低下させることで評価でき、具体的には第1タンクの浸透孔の開孔比を凍結深の一次式で表すことで、本試験地の融雪流出特性を再現できた。
- 2) 富里ダム流出試験地のように土壌凍結によって地表が難透水性となる流域においては、流出の再現計算に凍結深モデルが有効である。

## ＜参考文献＞

- 1) 斎藤靖史：富里ダム流出試験地における融雪流出メカニズムに関する研究，北見工業大学修士論文，1997.
- 2) 早川博・斎藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究，水工学論文集，第42巻，pp.127～132，1998.
- 3) 早川博・内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について，土木学会北海道支部論文集，第50号，pp.324-329，1994.
- 4) 松本隆志：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出モデルに関する研究，北見工業大学修士論文，2000.
- 5) 早川博・松本隆志・内島邦秀：少雪寒冷地における凍結土層の存在を考慮した融雪流出モデルに関する研究，水工学論文集，第45巻，pp.67～72，2001.

## 第7章 結 論

本研究は、北見市近郊の富里ダム流域に流出小試験地を設け、土壌凍結が存在する少雪寒冷地域での融雪流出特性についての観測・解析を行った。その結果から、本試験地は流域面積が $0.084(\text{km}^2)$ と小さいにも拘わらず流域の積雪水量や土壌凍結深などの空間分布を考慮する必要があった。そのため、融雪流出モデルとしては河道から流域を三地帯に分割し、各々の地帯に土壌水分構造を有する直列4段タンクモデルをあてはめた3列4段タンクモデルを構築した。

また、気温と積雪深から土壌凍結深の経時変化予測モデルを構築し、凍結深と浸透孔、土壌水分構造の容量との関係を踏まえた融雪流出モデルの検討を行った。以下、各章から得られた知見を要約して、本研究の結論とする。

第2章は本研究で設けた富里ダム流出試験地の降雨・融雪流出特性について検討した。主な結論は以下の通りである。

### 1) 降雨流出

- (a) 本試験地では総降雨量が40mm程度であれば、先行降雨の有無に関わらず殆どが損失雨量として土壌に浸透し、先行降雨がない場合は60mm程度までが損失雨量となる。このことから、本試験地は保水能が高く、流出形態は浸透流による流出が支配的である。
- (b) 本試験地の降雨流出の特徴として、図-2.4のNo.1とNo.6の出水のハイドログラフにみられる、降雨のピーク直後に流出量のピーク（第1ピーク）が現れ、その後12時間後に第2の流出量のピークが出現する。これは流域の横断面が急峻なV字谷からなる場合によくみられる現象で、土壌の湿潤度が高い場合に生起する浸透流による遅い流出成分が第2ピークを構成している。

### 2) 融雪流出

- (a) '97年融雪流出は融雪初期の長周期変動が認められるものの、この要因は入力となる融雪量が'96年型とは異なり、3月末からまとまった融雪が間欠的に生じたことによるものと考えられる。
- (b) '98年融雪流出はこれまでの観測の中でも降雪量が極端に少なく、融雪流出も前年の二割程度である。この年は流域の上・中流域における土壌凍結が発達しており、流出量は少ないものの融雪初期において流量の長周期変動が確認できる。
- (c) '99年は融雪流出量が多めの年である。この年は冬季の日平均気温が低く積算寒度もこれまでの観測の中で最大となっているものの、前年11月下旬頃より降雪があり、それが断熱材の役割を果たし土壌凍結は予想より発達していない。このため融雪水は凍結土層の影響を大きく受ける事なく流出し、'96年型の流出形態となっている。

第3章は本試験地の'93～'98年の降雨流出例を用いて土壌水分構造を有する3列4段タンクモデル(夏期モデル)の構築を行った。この提案した流出モデルは融雪流出モデルのベースとなるもので、3列4段タンクモデルに付加している保水タンク内の初期貯留量と土壌水分の実測値との関係、サクションと保水タンクパラメータとの関係について検討し、3列4段タンクモデルの検討を行った。主な結論を要約すると、

- 1) タンクモデルの土壌水分構造のパラメータ( $X_s/S_2$ )は地表面下 80cm のサクションと相関が高く、サクションの実測値からその初期値の推定が可能である。
- 2) タンクモデルの同定結果から、本試験地の3列4段タンクモデルパラメータの普遍的な代表値が得られた。土壌水分構造のパラメータ( $X_s/S_2$ )の初期値だけを土壌水分(サクション)の実測値から与えることによって、ほとんどのタイプの流出形態が再現可能である。

である。

第4章は本試験地の融雪流出解析で用いた3列4段タンクモデルに凍結深予測モデルを組み込んだ融雪流出モデルを構築するため、土壌凍結深の推定法の検討を行った。その結果、

- 1) 融雪流出に影響を与える土壌凍結深は、積算寒度、積雪深、積算暖度のそれぞれの平方根と高い相関があり、気温と積雪深から土壌凍結の経時変化を十分な精度で予測が可能な推定式を導いた。
- 2) 本試験地の最大凍結深は前年 10、11 月の総降雨量と良い相関が見られる。このことから、土壌凍結は晩秋期の降水量によって、たとえ寒さの指標である積算寒度が非常に大きな年であっても、土壌凍結深の最大値は制約される。

の結論が得られた。

第5章は、融雪量の算定方法として熱収支法と D.H.法とによる融雪量の評価を行い、従来から用いてきた D.H.法の妥当性の検証を行った。その結果は以下の通りである。

- 1) 融雪は積雪表面のクラスト層での熱収支を考えると、D.H.法においてもこのクラスト層の再凍結を考慮する必要がある。
- 2) クラスト層の再凍結は Cold-Content の概念を導入することで D.H.法に取り入れることができる。
- 3) D.H.法によって算定した融雪量は、熱収支に基づいて算定した融雪量とほぼ一致し、実流域への適用が十分可能である。
- 4) 本試験地の積雪水量の観測結果から、流域面積が小さいにもかかわらず積雪水量の空間分布を考慮する必要がある。
- 5) 積雪水量の経時変化をシミュレートする手法を示し、観測値の経時変化を良好に再現した。この結果から融雪量の算定が妥当なことが示された。

最後に第6章は、第2章から第5章までの検討結果を基に、土壌凍結を考慮した融雪流出モデルを構築するため、まず、土壌凍結が融雪流出に及ぼす影響の評価を行った。土壌水分構造を有する3列4段タンクモデルの第1段タンク浸透孔と土壌水分構造の容量との関係、流域における積雪水量の空間分布の影響について検討した。次に凍結深予測モデルを土壌水分構造を有する3列4段タンクモデルに組み入れ、融雪流出解析を行い本モデルの有効性を確かめた。主な結論は、

1) 壤凍結が融雪水を遮断する機構は、凍結深に応じて浸透能を低下させることで評価でき、具体的には第1タンクの浸透孔の開孔比を凍結深の一次式で表すことで、本試験地の融雪流出特性を再現できた。

2) 富里ダム流出試験地のように土壌凍結によって地表が難透水性となる流域においては、流出の再現計算に凍結深モデルが有効である。

である。

最後に、本研究で提案した融雪流出モデルはモデルパラメータと流域の凍結深、土壌特性と関連づけることが可能であるが、現実問題として、これらの諸データを実流域において観測することは困難であり、この構築した融雪流出モデルの実流域への適用が今後の大きな課題となる。

## 付 録

### 主要な研究発表論文

1. 早川博・斎藤靖史・内島邦秀：凍結土層を有する少雪寒冷地の融雪流出特性に関する研究，水工学論文集，第 42 巻，pp.127～132，1998.
2. 早川博・松本隆志・内島邦秀：少雪寒冷地における凍結土層の存在を考慮した融雪流出モデルに関する研究，水工学論文集，第 45 巻，2001.