

II-6

富里ダム流出試験地の流出特性について

北見工業大学工学部 正員 早川 博
北見工業大学工学部 正員 内島邦秀

1. はじめに

流出試験地は実流域における降雨-流出現象を把握する目的で、これまで全国各地に設けられており¹⁾、北海道でも札幌市宮の森試験地²⁾や室蘭試験地³⁾等で観測が行われている。著者らも、1992年11月に北見市郊外の富里ダムに流出試験地を設け、観測を開始したところである。本試験地設置の目的は、北見地方が年間降水量が750~800mmの全国的にも最たる少降水地域で、かつ、冬期間に積雪が少なく土壌が凍結する少雪寒冷地⁴⁾である、という特異な地域における流出特性を解明する事が第一点目に挙げられる。また、流出成分分離の新たな水質トレーサーとなり得る¹⁷O NMRスペクトル線幅⁵⁾と従来のトレーサーとの比較・検証を行う目的もある。しかし、今回はまだ観測を開始したばかりで観測データも十分ではないが、得られた観測結果から流出試験地の流出特性について若干の考察も併せて報告する。

2. 流出試験地の概要

流出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た北西向きの山地小流域である。流域は図-1に示す様にほぼ長方形の形状で、流域面積が0.084km²、河道長が250m、河道の平均勾配が約0.24(傾斜角約13度)である。図-2は、図-1の断面A-Aの河道横断面図を示すが、左右斜面の平均勾配が約0.53(傾斜角約28度)と非常に急勾配で、V字谷の様相を呈している。流域は大部分がトド松で覆われ、河道近傍だけに雑木(広葉樹)が茂っている。トド松は樹齢約30年で背丈が高く密に林立しているため、下草は夏期でもそれほど生育していないが、河道付近は夏期になるとかなり植物が繁茂している。この状態では、流域の蒸発散量は年間を通じてさほど大きくなく、変動も少ないことが予想される。

また、図-3は図-1に示す掘削調査地点の土質柱状図で、河道から尾根方向にNo.1からNo.5とした。各地点とも表層からほぼ15cmまでは植物の根が混入した黒土からなるA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。更にその下を掘ると、かなり脆弱な基岩が現れた。基岩までの深さは河道近傍が最大で、尾根方向に行くにしたがい浅くなっている。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

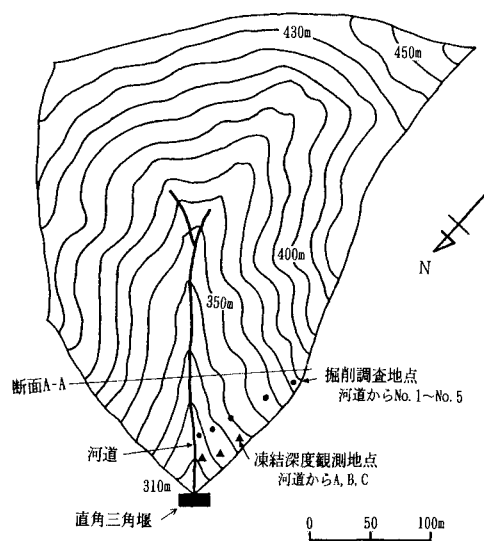


図-1 流域地形図

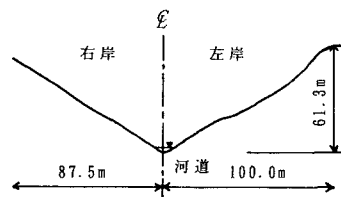


図-2 河道横断面図

である。そのため、河道は現在でも出水後に徐々に河床が低下し、流量観測の三角堰への流入土砂も多い。

3. 観測項目と観測体制

流量は標高300mの地点に直角三角堰を設け、越流水深を圧力式水位計で測定し、データーロガーに10分間隔で記録している。三角堰の流量係数は、現地にて数回流量測定を行い決定した。雨量も三角堰近傍の樹木間の開けた場所に転倒樹雨量計を設置し、同じく10分間隔で測定している。また、三角堰ではサーミスタ温度センサーにより気

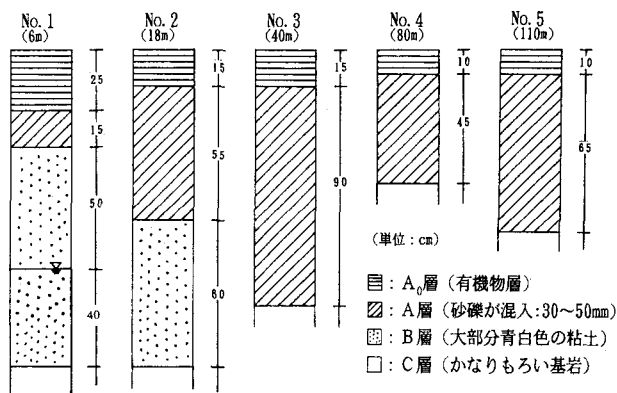


図-3 土質柱状図

温（地上高1.5m）と地温（斜面の地表から深さ10cm地点）、更に三角堰の水温を30分間隔で通年観測している。水質関係では、流出成分の分離を目的に、図-1に示すNo.1の掘削地点付近で表層から深さ10, 20, 30, 50, 100cmの5地点から土中水と河表水を適宜採水し、電気伝導度(EC), pH, フミン質濃度 (E_{260}) 他を測定している。ここで、 E_{260} は紫外部260nmの吸光度を表し、フミン質濃度と相関が高いことが知られている⁶⁾。

一方、冬期間は図-1に示す凍結深度観測地点で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と積雪深を適宜観測している。また、融雪期には三角堰近傍の平坦な場所に90cm×90cmのスノーライシメーターを設置し、転倒樹雨量計により融雪量を10分間隔で測定した。

4. 観測結果と考察

4.1 厳冬期から融雪期の観測結果

北見地方のような少雪寒冷地で、冬期間に流域がどの程度土壌が凍結し、それが融雪期の流出特性にどの程度影響するのかを明らかにするのが、この期間の観測目的である。図-4は上段から1992年12月から1993年4月までの日平均気温と積算寒度、凍結深、積雪深、そして日平均の地温(-10cm)と水温の観測結果である。ここで積算寒度とは日平均気温が0℃以下となる気温を積算したものである。また、凍結深の観測地点は、図-1に示すように地点Aが河道近傍、地点Cが尾根付近、地点Bがその中間で、地点Dが試験地に隣接する林道の法面である。

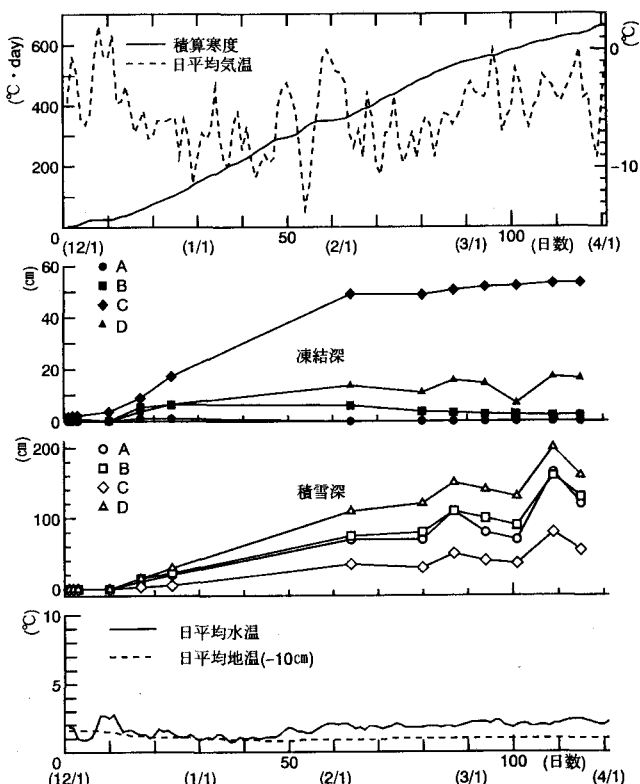


図-4 気温、積算寒度、凍結深、積雪深、水温と地温の観測値

凍結深は積算寒度の増加につれて増えているが、積雪深が一定となった2月頃からは積算寒度の増加に拘らず凍結深も定常状態に達している。これは、一般的に良く言われている、雪が断熱材の働きをしているためであると思われる。また、観測地点毎に見ると、河道近傍の地点Aはほとんど土壌が凍結せず、尾根付近の地点Cが最も凍結している。河道近傍の土壌が凍結しない理由として、この試験地が厳冬期でも湧水が枯れることなく流出し、その水温も地温(-10cm)より高いことから、河道に湧出してくる地下水はかなり暖かいことになる。つまり、河道近傍の土壌は地下水の流動によって常に熱量を供給されていることになり、その結果土壌が凍結しないと推定される。今後の詳細な観測によって、この仮定が妥当なものであるか実証していく予定である。

次に、図-5は1993年4月から6月中旬までの融雪期の観測結果で、上から富里ダム管理事務所観測された日降水量、三角堰の日流量とスノーライシメータの融雪量(測定期間は4月28日～5月18日)、次が日平均気温と積算暖度、一番下が日平均の水温と地温(-10cm)である。ここで、積算暖度とは日平均気温が0℃以上の気温を積算したものである。融雪流出は積算暖度の勾配が立ち上がる4月15日頃から始まり、融雪の終了はほとんど変化していなかった地温が急激に上昇した5月15日頃と考えられる。

まず、融雪開始とともに上昇し始めた水温に注目する。融雪水の水温をほぼ0℃と考えると、融雪水が河道に流入して水温が上昇するということは、小林⁷⁾が指摘したように融雪水が直接河道に流入するのではなく、一旦地下に浸透し暖められて流出してくると推定される。融雪水がこの様な流出経路を経るものと仮定すると、地下に浸透する途中に存在する凍結土層の有無が融雪流出特性に大きく影響することになる。今回の観測結果を見る限り、融雪流出に及ぼす土壌凍結の影響は観測結果に如実に現れていない。今後は観測データの蓄積は勿論のこと、凍結土層の有無

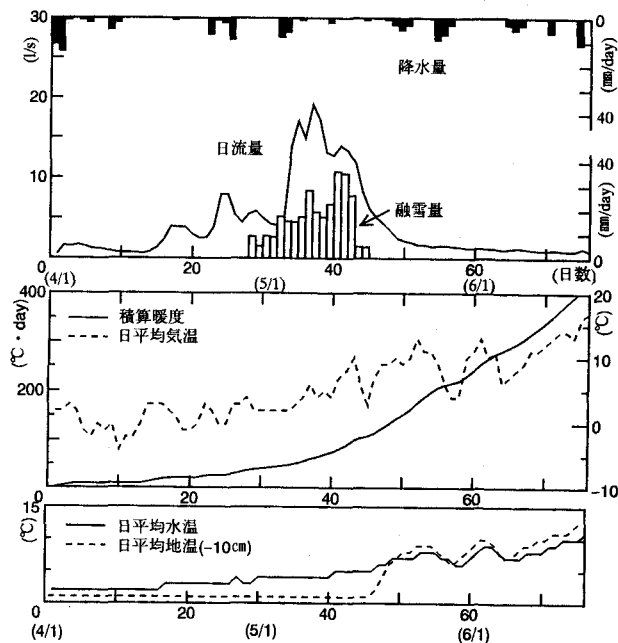


図-5 降水量、流量、融雪量、気温、積算暖度、水温と地温の観測値

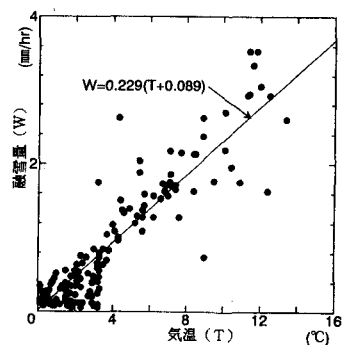


図-6 気温、融雪量の関係

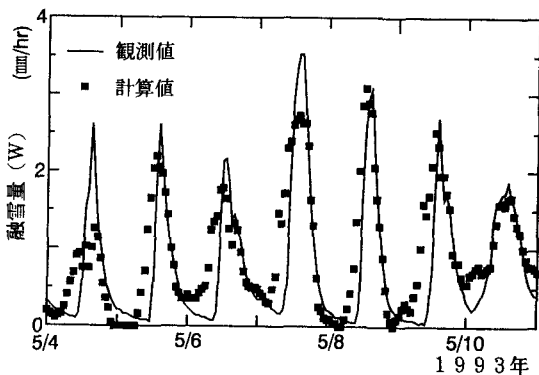


図-7 融雪量の観測値と、計算値の比較

を考慮した融雪流出モデルを構築することによって、土壌凍結の影響を明らかにする必要がある。

融雪流出モデルは、熱収支に基づく理論的方法と気温日数 (degree-day) 法による経験的方法に大別される。融雪に影響する気象要因としては、気温、日射、風、湿度、雨などが考えられるが、本試験地では気温しか観測していないので、藤田ら⁸⁾と同様に気温のみで融雪量の推定を行う。図-6は気温 (T) とスノーライシメータの融雪量 (W) の関係を示しているが、かなり良い相関がみられる。ただし、融雪の初期と末期はやや相関が悪いので、回帰式はこのデータを除いて求めた。

$$W = 0.229 (T + 0.089) \quad (\text{mm/hr}) \quad (1)$$

この回帰式の相関係数は $r=0.91$ である。この回帰式を用いて計算した融雪量と観測結果が図-7である。計算結果は融雪量の時間変化と良く対応しており、今後構築する融雪流出モデルではこの回帰式が十分実用となる可能性がある。

4.2 夏の観測結果

北見地方は年間降水量が750~800mmの少降水地域であり、降雪量の占める割合が高い。それ故、過去の降水資料を調べても、一雨降雨として100mmを越える降雨は1年に数回あるかないかである。1993年5月から降水量の観測を開始して最大の一雨降雨は、1993年6月16日の60mmと10月23日の64mmであった。この時のハイエト、ハイドログラフは図-8,9の通りである。図-8の出水例1は、最初小さなピークに続いて流出の主要部を成す大きなピークが現れている。最初のピークを第1ピーク、その後のピークを第2ピークと呼ぶことにすると、第1ピークは降雨のピーク後3時間、第2ピークは18時間後に出現している。このような流出形態は室蘭試験地でも観測され、河道近傍が厚い透水性土壌に覆われている場合の特性であることを指摘している³⁾。本試験地も既に述べた掘削調査結果がこの事を裏付けている。一方、図-9の出水例2は前者と同程度の降水量にも拘らず、第1ピークだけで第2ピークは出現していない。降雨のピークが2山であるので、それぞれの流出の遅れは2時間と40分である。第2ピークが出現しなかったのは、先行降雨の有無による流域の土壌の湿潤度の違いが影響している。事実、前者は出水前1週間以内に二度10mm前後の降雨が観測されていた。

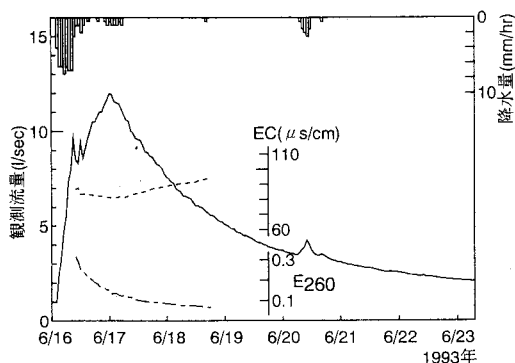


図-8 出水例1のハイエト・ハイドログラフ

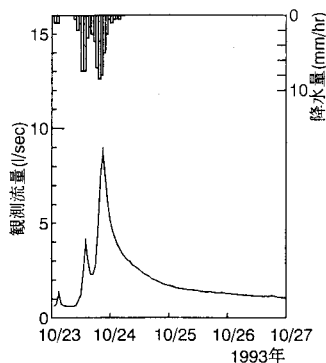


図-9 出水例2のハイエト・ハイドログラフ

次に、出水例1において三角堰で採水した河表水の電気伝導度(EC)とフミン質濃度(E_{260})の測定結果が図-8に併記されている。採水を第1ピーク後に開始しているので、それ以前の挙動は不明であるが、ECは第2ピーク付近で最小となり、流出量に反比例する傾向がある。一方、 E_{260} は第2ピークに関係なく第1ピークから徐々に減少している。このときの土中水のフミン質濃度は図-10に示す様に、土中深くなるほど指数関数的に減少する傾向が見られ、他の宮の森や室蘭試験地でも同様な結果が得られている^{2,3)}。このフミン質は流出成分の分離を行うトレーサーとして両流域で用いられているので、本試験地でも雨水の流出経路を特定する観点から同様の解析を行った。成分分離の算出方法は、流量及び質量の保存則から次式が成立するもの

として、 Q_s と Q_i を求めている。

$$Q = Q_s + Q_i \quad (2)$$

$$Q \cdot C = Q_s \cdot C_s + Q_i \cdot C_i \quad (3)$$

ここで、 Q ：流量、 C ： E_{260} であり、添え字s, iはそれぞれある深さを基準にして上層、下層からの流量および平均フミン質濃度を表す。 Q 、 C 、 C_s と C_i は観測から既知量である。地表から50 cmを境に分離した結果が図-11である。また、同図の Q_B と Q_D は片対数紙上でハイドログラフ低減部の第二変曲点から流量低減曲線を降雨終了時刻まで逆挿し、これを立上がり点と結ぶ方法によって分離した地下水流量と直接流量である。両者の分離結果は非常に良く一致しており、ハイドログラフの第2ピークが深さ50 cm以下の地下水流量によって形成されていると推定できる。また、図-12は地表から10 cmを境に分離した結果である。この場合、表層から10 cmの浅い層の流出が流出の第1ピークを構成していると考えられる。しかし、今回の分離結果は僅か1例だけしかなく、今後更に観測例を増やして検証を行う必要がある。併せて、新たな水質トレーサーとして期待される ^{17}O NMRスペクトル線幅を利用した分離手法も試みたい。

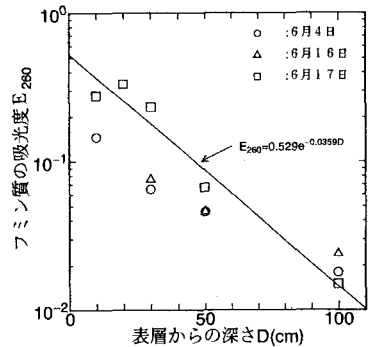


図-10 土中水の深さごとのフミン質濃度

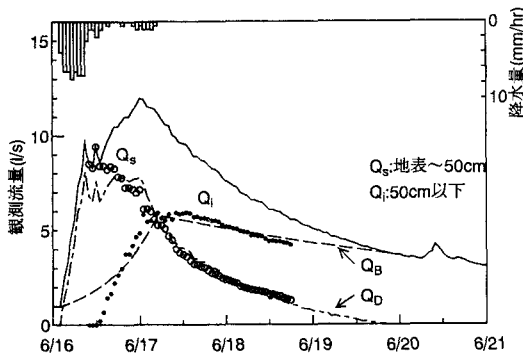


図-11 流出成分の分離結果（深さ50 cmを境として）

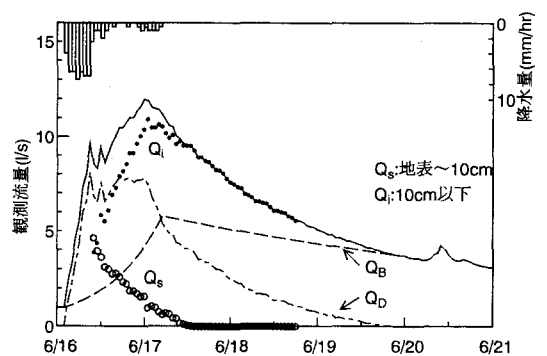


図-12 流出成分の分離結果（深さ10 cmを境として）

最後に、試験地の流出特性を明らかにする手始めとして、上記の流量低減曲線を用いて分離した直接流出量の再現計算を貯留関数法を用いて行った。有効降雨は一定比損失雨量法により算定した。貯留関数法の流出パラメータは貯留係数 K 、貯留指数 P と流出の遅れ時間 T_1 であり、 P の値によってある程度流域の特性が把握できる。パラメータの同定結果とハイドログラフの再現結果を図-13～15に示す。図-13は6月10日の出水例で総降雨が8 mmと少なく、雷雨性の降雨である。流出率 f も非常に小さく、 $f=0.01$ であった。他に8月と10月に同規模の出水が4例あり、いずれも総降雨が10 mm前後で流出率も0.01～0.02である。流出パラメータは K が0.7～2程度、 P が1.0前後、そして T_1 が0～20分の範囲であった。このときの P の値は一般的には中間流に相当している。次に図-14は前述の出水例2の場合である。総降雨が64 mmで流出率が0.04とやや大きくなっている。 K は2.27、 P が0.55で遅れ時間は無視できる。こ

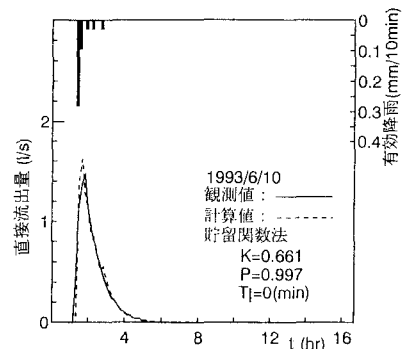


図-13 直接流出量の再現計算

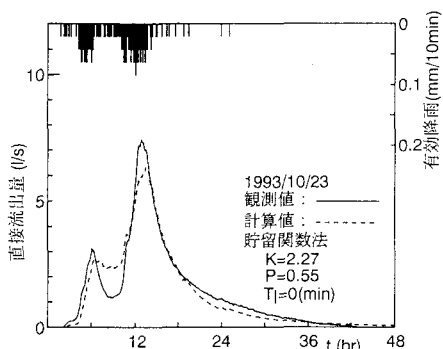


図-14 直接流出量の再現計算

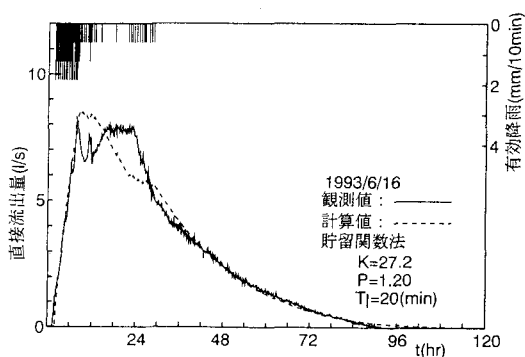


図-15 直接流出量の再現計算

のPの値はマニング型の表面流出に相当している。最後に図-15は出水例1の場合で、総降雨が60mmと出水例2と同程度であるが、流出率が0.20、Kが27.2と両方とも他の出水例より1オーダー大きい値になっている。しかし、Pは1.2、遅れ時間も20分と他と比べて大差ない。

以上、1993年度に観測された出水例を3ケースに分類してみたが、富里ダム試験地の流出特性として全ての出水がこの分類で整理できるのか、今後の観測結果を待って明らかにしていきたい。

5. おわりに

今回は、富里ダム流出試験地の厳冬期、融雪期と夏期における流域の場の状況や流出などの定性的な特性を報告した。まだ観測を開始して日が浅く、現在データの蓄積を計っているところである。本試験地は水文学的にみて特異な地域に位置しており、今後特に融雪流出における凍結土層の影響を重点的に解明していく予定である。

《謝辞》北海道開発局北見農務事務所より貴重な資料を提供して頂いた。また、本研究の一部は(財)河川環境管理財団平成3年度河川整備基金助成(代表:早川博)の補助を受けた。ここに記して深謝の意を表します。さらに、本研究を遂行するにあたり北見工大河川研究室の平成4、5年度の卒研生諸君には試験地の設営・観測等で多大なご助力を頂いた。併せて謝意を表します。

【参考文献】

- 1) 土木学会水理委員会水文小委員会: 全国試験流域調査表, 1985.
- 2) 藤田・洪・山田・長谷川: 宮の森試験地における流出特性と横流入に関する研究, 土木学会北海道支部論文報告集, 第43号, pp. 211-216, 1987.
- 3) 嵯峨: 山地流域の降雨流出現象に関する研究, 北海道大学学位論文, 1991.
- 4) 内島・早川: 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.
- 5) 早川・内島: 新たな水質トレーサーとしての ^{17}O NMRスペクトルの可能性, 水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp. 120-121, 1993.
- 6) 丹保・亀井: 自然系, 都市系の流出指標としての紫外外部吸光度とTOC, 水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp. 180-181, 1988.
- 7) 小林: 融雪水の流出, 気象研究ノート, 第136号, pp. 39-48, 1979.
- 8) 藤田・山崎: 融雪流出の実験的研究(その2), 土木学会第28回年次学術講演会概要集Ⅱ, pp. 153-154, 1973.