

小流域における降雨流出と融雪流出の比較

Comparison of runoff caused by rainfall and snowmelt in a mountainous small basin

北海道大学工学部 藤田 睦博 Mutsuhiro FUJITA

北海道大学工学部 山田 正 Tadashi YAMADA

北海道大学大学院 洪 廷芳 Tin-fun HONG

The runoff processes throughout a year including rainy and snowmelt season in two small neighbouring basins are studied. The obtained results are as follows: (1) It is shown that river runoff is composed of several runoff components from different vertical soil layers in a slope by using absorbance of ultraviolet 260nm as an index of water quality, also that they are sensitive to accumulated rainfall or rainfall intensity. (2) Geographic effects on runoff characteristics including runoff coefficient, peak discharge and the relation between accumulated rainfall and runoff are clarified. (3) A synthesized numerical model of runoff is proposed and applied to each basin in order to verify the several results of the field observation stated above.

Keywords: runoff process, contributing area, convergence slope, kinematic wave.

1. はじめに

本研究は山地小流域における春先の融雪流出と夏期の降雨流出の基本的な機構とその相違を明らかにすることを目的としている。本研究では札幌市の近郊の山地に二つの試験地(宮ノ森試験地)を設けている。流出追跡の直接的な手法として新たに紫外部260nm吸光度(E260)をトレーサーの指標とする手法¹⁾を用いている。E260は丹保ら¹⁾によりフミン質(腐植物)の濃度を決める一つの有効方法、または不飽和結合を有する有機物の代表指標にとることができることが示されている。

2. 対象流域の特性

試験地の面積は、1.3ha, 2.6haで互いに隣接している。この二つの流域の地形上の共通な特徴としては河道に沿う比較的勾配がきつく(約45°)V字形をした長さ6m程度の急斜面部分とそれに続く山腹中央部の緩勾配斜面の存在である。両試験地の最大の相違点は流域の谷頭部の地形にある。ひとつは大降雨時に現れる一時流路を持つ起伏ある斜面で構成され(A1流域)、もうひとつは斜面の収束点で融雪時と大降雨時に湧き水が観測される一様な勾配の円錐型集水斜面で構成されている(A2流域)。一方、2つの流域はほぼ同じ植生及び土壌組成を示している。植生はミズナラ、シラカバ、カツラ、イタヤ等の落葉広葉樹の混合林で、夏期には2cm-5cmぐらいの枯葉に覆われる。腐植物に富むA層は約10cm-15cmであり、地表から約50cm以下は安山岩と粘土で構成されている難透水層C層である。流域の詳細は参考文献2)を参照されたい。観測項目は降雨量、林内雨量(樹冠通過降雨、樹幹流)、流量、融雪量、積雪密度、融雪期の気温・水温、林内雨・河川水・土中水の水質(紫外波長260nm吸光度E260、電気伝導度E.C)などである。

3. E260をトレーサーとした流出の解析

宮の森試験地において林内降雨、地表から10cm~80cmの地中水、流量測定の際から採水した河川水などのE260・E.C(電気伝導度)の時間的・場所的変動を継続的に調べた。得られた結果は以下のようにまとめる。

(1) 樹冠通過降雨、樹幹流は木の種類、測定場所及び降雨量により変動する。しかし河川流出の主な源である土中水については、深さごとに採水した土中水は100mm以上の降雨中でもほぼ安定なE260の値を示しまた夏期、融雪期における季節的な変動も小さい。

(2) 図-1で示しているように土中水のE260の値はほぼ深さ方向に指数関数的に小さくなっている。よ

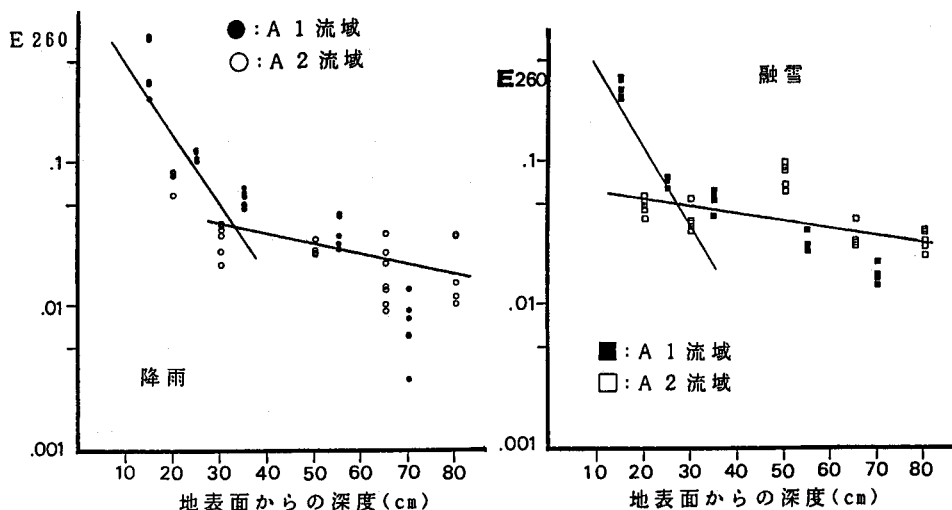


図-1 土中水の E260 値と深度方向の関係

り詳細にみると A1 流域及び A2 流域を通して A 層と B 層の接点である深度 20cm~30cm を境にその指数的減少の勾配が変化していることがわかる。融雪期では B 層以下の E260 値は夏期より大きくなっている。

(3) 図-2 は総雨量 40mm 以下の降雨中で観測した河川水の E260 値と流量の関係である。ここで注目すべきは図-1 の斜面における土中水の E260 値と図-2 の河川水の E260 値である。この両者を比較すると河道流出のほとんどは流域の B 層以深の成分であり、流量の増加とともに B 層中でもより上層部の流出成分の混入が多くなっていることである。

図-3 は一雨降雨量 102mm の場合の E260 値の連続観測例である。この図より大降雨時においては 20cm 以浅 (A 層) からの流出成分の増減は降雨量・降雨強度に影響され、これに B 層以下の流出成分と合わせた河道流出の E260 値と流量は図-2 に示すような明確な関係がなくなることがわかる。河道流出は 2 成分のみと仮定し E260 値を用いて流出成分分離を行うと総雨量 102mm の場合の流出は地中 20cm 以下の流出成分が河道流出の約 80% を占め、大部分の表層流出は河道流量ピークではなく、降雨ピーク前後で発生する結果が得られた³⁾。

(4) 図-4 は A1 流域における E260 と E. C の観測例を示したものである。これらの図より融雪期を通して河川水の E260 値は B 層以深の土中水と同程度の値を示している。流量が夏期の小降雨時より 1 ケタ以上大きいにもかかわらず E260 値の変動幅は小さく、大降雨時で見られるような表層流出成分の増大はない。

4. 降雨・融雪流出特性の比較

試験地における夏期の降雨流出及び融雪流出観測値より流出率、ピーク流量、累加降水量・累加流量の関係、ハイドログラフの逓減部、流域貯留など基本的な流出特性を比較、検討した。このとき、以下の特性が得られている。

(1) 融雪流出の入力となる積雪表面またはスノーライシーメータにおける融雪量は 2mm/hr 以下であり、降雨強度より 1 オーダ小さい。しかし融雪流出において特徴的なことは融雪が連続発生するため融雪後期

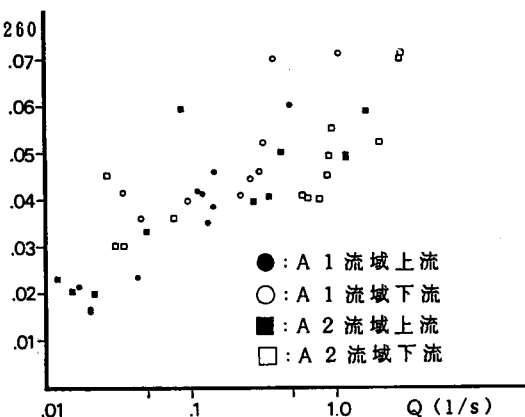


図-2 小降雨時の E260 値と河川流量の関係

における融雪流出ピークは総降雨量100mm以上の夏期降雨流出のピーク値よりも2倍以上大きい(図-5、図-10)ことである。一方、融雪期を通して河川水の水温が4℃前後という融雪水よりかなり高い温度を保っていることよりほとんどの融雪時の河道流出はB層以深の流出成分に占められていることが推定される。なお、紙面の制約から本論文では掲載していないが流量ピーク前後における河川水温の微小変化及び観測した湧水水温を参考に流出成分分離を試みている。その結果、流出の70%以上が地中流出であり、これに流出ピーク前に融雪水の一部が混入していたことがわかってい

(2)降雨量40mm以下の場合、二つの試験流域においては共に降雨に対する流出応答は非常に速く、流量ピークは降雨ピークに対して観測時間間隔の10分以内に到達する。しかし降雨量が40mm程度を超えると一様勾配集水斜面の谷頭部流域においては流出ピークの遅れ時間が大きくなる(図-10)。この現象は図-5で示すように降雨を含んだ融雪流出ハイドログラフにも見られる。これに関しては小降雨時及び全融雪期の河道流出の大部分はB層以深の成分であること、融雪時の河道水温低下は流出ピークの前に発生することなどから、降水の継続により斜面のA層・B層の境界でB層からA層への復帰流によるA層での“流出寄与域”が形成されて降水に対する速い流出応答をもたらす。一方流出の大部分を

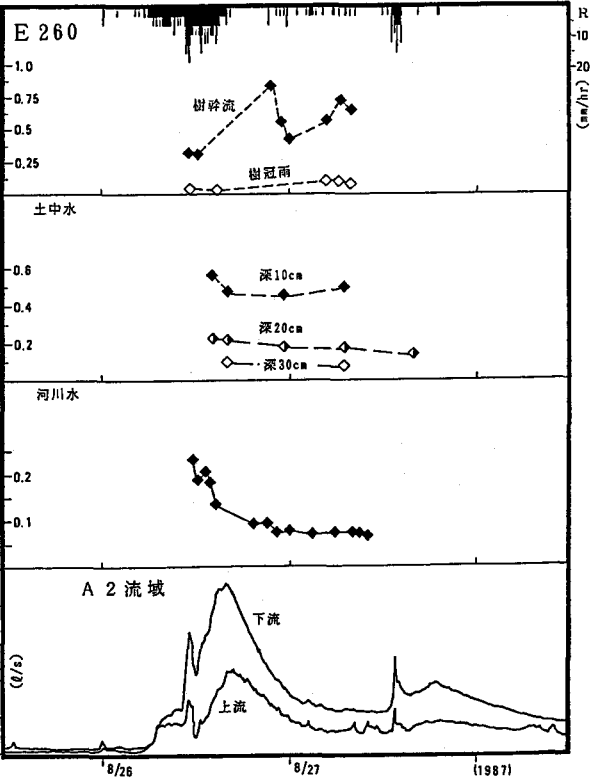


図-3 大降雨時の連続観測E260値

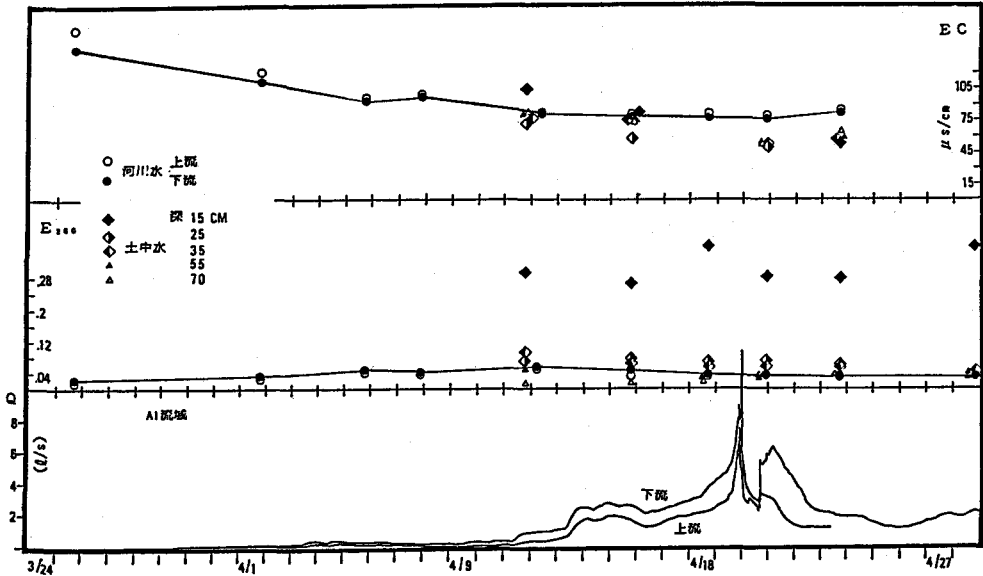


図-4 融雪期の観測におけるE260・E.C.の挙動(A1流域)

構成するB層以深の成分は斜面長が伸び、集中時間が増大することによって流量のピークが遅れてくることによると考えられる。

(3)図-6は流出の累加雨量と累加流出量の関係を片対数で表示し、流出の前半部を拡大したものである。降雨流出と融雪流出の流出率の違いにもかかわらず累加流出高に対しては相似な曲線となっている。また同程度の累加流出高の値において変曲点がみられ、その変曲点を境に流量が急増していることがわかる。これは前述のような流出機構によるものであると考えられる。

(4)一様勾配収束集水斜面の谷頭部においては、図-7, 8, 9により以下のような特性がみられる。累加降雨量が多くなるにつれてピーク流量及び流出率は他の斜面より急増する傾向を示し、貯留高のピークはつねに他の斜面より高い。また河道に沿う横斜面より緩やかな流出逓減曲線を示す。このように流域の微地形の違いにより、流出応答特性はかなり異なったものとなっている。

融雪時に谷頭部流出とそれを含む流域の流量ピークはほぼ同時に発生する。図-5より融雪と降雨が同時に発生したときには、谷頭部流量ピークはより遅れると同時に流量が急増している。このことは夏期流出と同じように地形の違いによるものであると考えられる。

5. 流出シミュレーション

試験地の2流出成分及び微地形の違いが降雨流出に与える影響を明らかにする目的で、砂田・洪による手法⁴⁾に基づき、本流域の降雨流出をシミュレーションしてみた。この解析においては

全流域を台形ブロックに分割し、斜面に降った雨は等高線に直交する最急勾配に沿って流下するものとし、土壌上層には速い流出成分としてマン

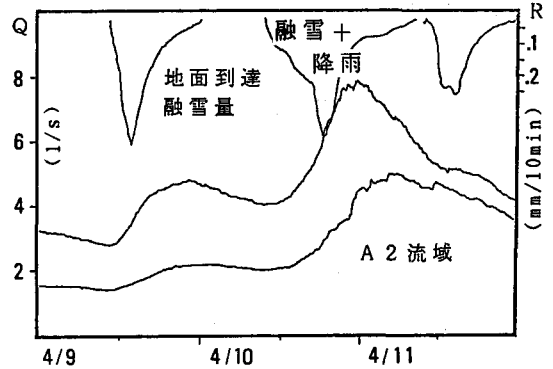


図-5 降雨を含んだ融雪期のハイドログラフ

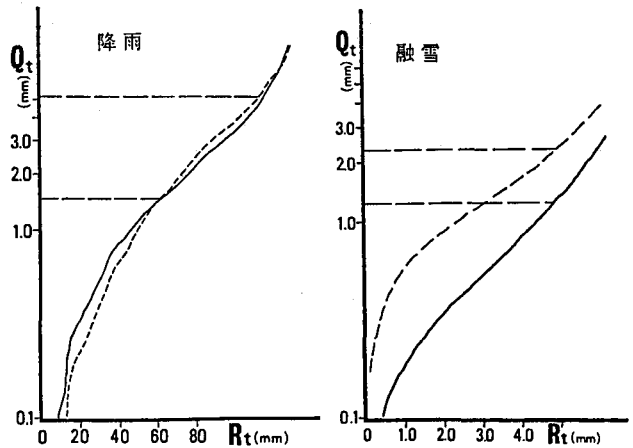


図-6 累加降水量と累加流出高

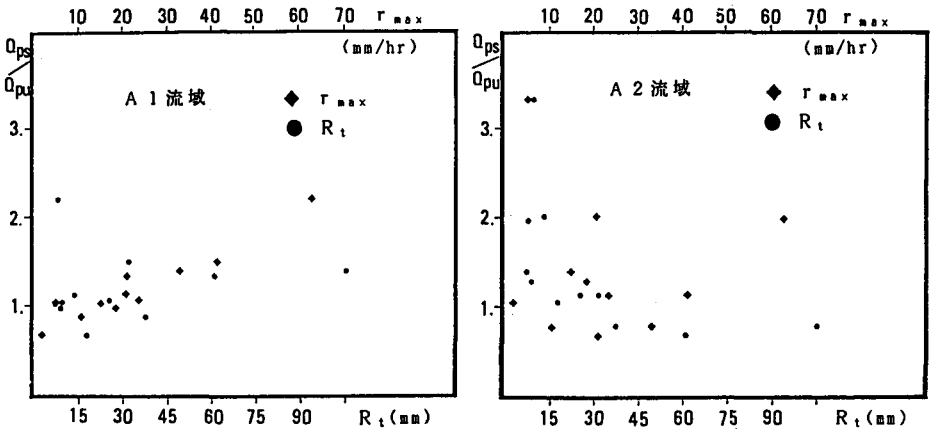


図-7 横斜面部分(Q_{ps})と谷頭部分(Q_{pu})からの流量のピークの流出高の比 (横軸は累加降雨量(R_t)とピーク降雨強度(r_{max}))

ニングを適用し、その下の浸透流には飽和ダルシー則を適用している。なお本計算ではKinematic wave、特性曲線法を用いている。基礎式は(1)式、特性方程式は(2)式のように

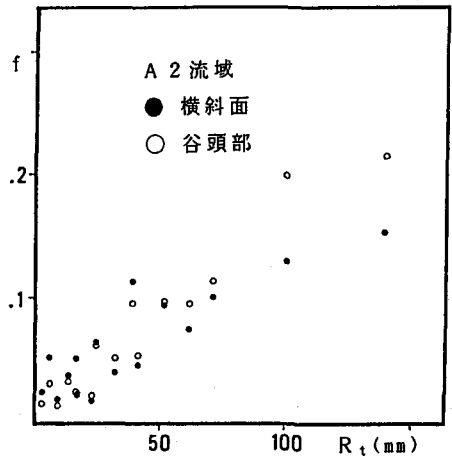
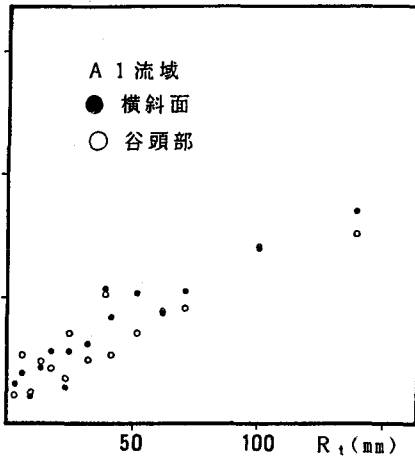


図-8 流出率と一雨累加降雨量の関係

になる。ここに h : 水深、 t : 時間、 x : 流下方向の距離、 $b = b(x)$: 斜面幅、 r : 有効降雨(供給)強度、深層からの浸出及び降雨を考慮した上層の速い流出への有効供給強度 r は r_0 (有効降雨) $+ \alpha c d^m$ (浸出) としている。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial (b q)}{\partial x} = r \quad (1)$$

$$q = \alpha h^m$$

$$\frac{d x}{d t} = \alpha m h^{m-1} \quad (2)$$

$$\frac{d h}{d t} = r + \alpha c h^m$$

$$\text{ここに } c = \frac{-1}{b} \frac{d b}{d x}$$

抵抗則としてマンニングタイプの経験式を使うと $\alpha = \sqrt{\sin \theta} / n$, $m = 5/3$, θ : 斜面勾配, n : 斜面の等価粗度係数であり、一方ダルシー則を使うと $\alpha = k \sin \theta / \lambda$, $m = 1$, k : 透水係数, λ : 有効空隙率である。

図-10(a)(b)は本シミュレーションの結果を示している。このモデルでは実測流量データから逆算した直接流出率に見合うように深層への浸透率を決めている。流域への分割は1/2500地形図に基づいて図-10(b)のように行っているが特に河道近傍の急勾配斜面はここでは一つの斜面要素として扱われている。計算で使

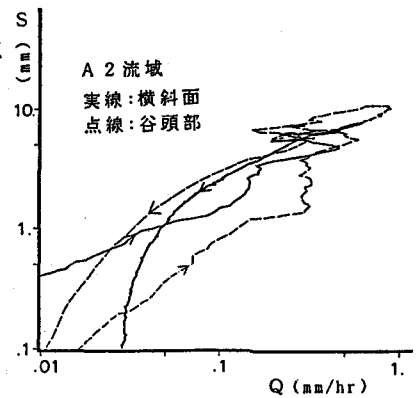


図-9 大降雨時における流域の貯留特性

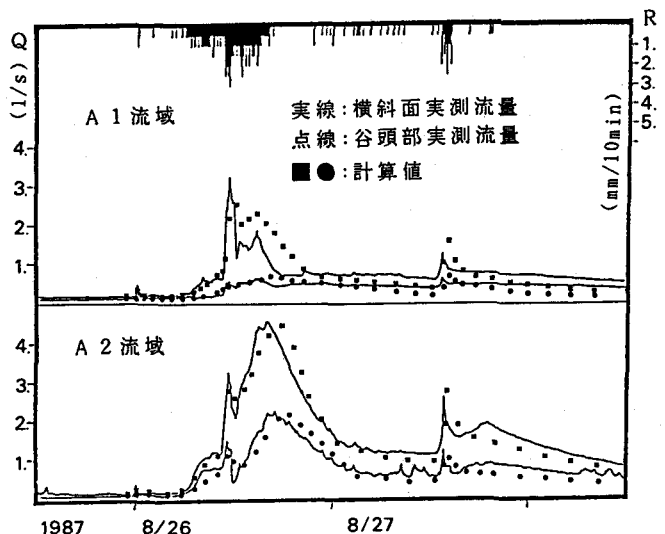


図-10(a) Kinematic wave モデルによるシミュレーション

用したパラメーターの値は以下のものである。マンニングの粗度係数:0.2、斜面表層透水係数:1.22cm/s、表層厚:23cm、有効空隙率:0.5。図-10(a)よりピークの時刻に多少の不一致が見られるが、A2流域の観測流出値は良く再現されていることがわかる。図-10(b)ではA1流域の谷頭部に存在する不定時河道(大降雨時及び融雪時のみ河道となる)を計算上取り入れていることで、観測ハイドログラフの特徴である降雨に対する速い流出ピークを十分に再現できなかった。A1流域とA2流域において計算流出量のピーク時に“飽和域”の発生した場所が図-7(b)に示されているがこの図より計算上の“飽和域”の発生場所は河道近傍の急勾配斜面部分ではなく、急勾配斜面とそれに続く緩勾配斜面との接続部付近と谷頭部流域であることを示している。なお本研究で言う“飽和域”は相対的に飽和度の高い流れの発生場所を指している。

6. まとめ

本論文では、降雨流出現象の基本的な場である山林地斜面の流出機構に関して、設定した小試験地における詳細な現地観測を通して検討した。さらに鉛直方向の土層構造と平面的な地形特性の流出機構に与える影響を明らかにしている。また流出追跡の直接的な手法として紫外部260nm吸光度(E260)をトレーサーとする手法を提案している。ここに得られた結果を要約すると、(1)小降雨時の河道流出量のほとんどは地中B層以深からの流出によって占められる。降雨の累加と共に地中B層以浅の表層近傍からの流出が混入し、一般に言われる飽和域による表面流の発生と似た現象が土層構造の境界で発生する。それぞれの流出成分の強弱により流量ピークの発生時間が異なる。(2)地形的に収束集水型の斜面域は降雨に対する応答が累加降雨量に対し他の斜面より敏感である。(3)著者らの提案する流出解析手法を用い、ハイドログラフのシミュレーションを行い、観測流出を再現した。この解析においても流出が主に地中流で構成され、流出ピーク時に急勾配斜面と接する緩勾配斜面での飽和域の発生を確認することができた。なおこのような流出過程が現地で観測した多くの大規模な表層滑り地の一因であると考えられる。

参考文献

- 1) 丹保憲仁・堤行彦: トリハロメタン生成能に関する研究(I), 有機成分の紫外部吸収とトリハロメタン生成能, 水道協会雑誌574号, 1982。
- 2) 洪 廷芳・藤田睦博・山田 正: 宮ノ森小試験地(札幌)における流出特性と横流入ハイドログラフに関する研究, 第31回水理講演会論文集, pp. 53~pp. 57, 1987。
- 3) 洪 廷芳・山田 正・亀井 翼・長谷川 和義: 宮ノ森小試験地の流出特性—E260及びE.C発現成分をトレーサーとした解析—, 第32回水理講演会論文集, pp. 55~pp. 58, 1988。
- 4) 砂田憲吾・洪 廷芳: 流域斜面特性の分布が直接流出に及ぼす影響, 第30回水理講演会論文集, pp. 50~pp. 60, 1986。

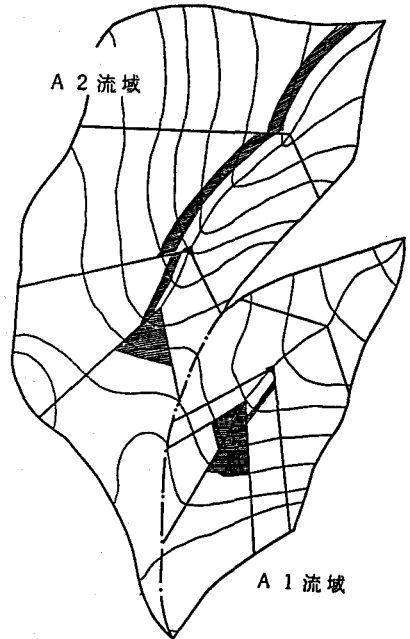


図-10(b) 図-10(a)に示すピーク流出時の飽和域発生場所(図中の斜線部分)