HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	源流域における斜面流の集中特性
Author(s)	石井, 吉之
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(理学)
Dissertation Number	甲第2401号
Issue Date	1987-06-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32539
Type	doctoral thesis
File Information	2401.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

源流域における斜面流の集中特性

石井　吉之

要　　旨

近年、湿潤地域における流出過程の実態観測から、降雨や融雪に対する早い流出応答(quickflow)が、地下を集中経路とする subsurface flow によってもたらされることが明かにされ、Hortonian overland flow の古典的流出概念が再検討されるに至った。

湿潤森林流域における subsurface flow の流出特性は、気候、植生、地形、地質などの流域特性を反映した表層土壌(soil mantle)の構造に密接に関連しており、これまで大別して３類型の流出形態が報告されてきた；１）飽和表面流、２）均質性地下水流、３）不均質性地下水流(基岩表面地下水流およびパイプ流)。

河川流出特性は源流域の流出機構に最も支配される。日本の源流域はほとんどが森林流域で、基岩上を厚さ１～２ｍの soil mantle が薄く覆い、山腹斜面における降雨時の早い流出応答として基岩表面地下水流が生じている。したがって、この研究では、基岩表面地下水流のような山腹斜面流の集中特性を明かにし、流れの集中する物理過程を実態に即して検討することを目的とした。

はじめに、源流域山腹斜面における降雨時の早い流出応答を調べるため、豊平川上流域の冷水沢川支川流域(流域面積 0.93 ㎢)を実験流域とし、斜面流の実態観測を行なった。

実験流域では、河道沿いの山腹斜面末端に斜面流観測用の壕を掘り、腐植層下面、soil mantle 中、基岩表面より流出する斜面流量を測定した(ここでは、それぞれを表層流、中層流、基岩表面地下水流と呼ぶ)。その結果、積雪期を除く 1984 年 10 月から 1985 年 11 月までの期間に 13 例の流出応答を観測し、次の点が明かになった。

１）　overland flow は全く観測されない。

２）　斜面流は基岩表面地下水流が最も卓越する。その hydrograph は、増水部に比べて減水部の変化が指数関数的で、形が非対称となっている。

3） 降雨に伴う土壌 suction の応答が必ずしも明瞭ではなく、soil mantle の透水係数は 10^{-3} cm/s で基岩表面に比べて著しく小さい。にもかかわらず、基岩表面地下水流が顕著に流出するのは、基岩表面に素早く浸透水を供給する鉛直方向の短絡経路が soil mantle 中に存在するためである。

4） 流域が極端に乾燥した時にのみ、腐植層を経路とする表層流が観測される。これは、鉛直方向の短絡経路が中空のパイプではなく、多孔質で、そこでの流れが浸透流としての性質をもつためである。したがって、極端に乾燥した条件下では「ぬれの角」が大きく、表層流が短絡経路を通じて浸透しづらくなり、斜面末端まで到達したと判断される。また、基岩表面地下水流は、土壌が乾燥状態にあるほど流出率が小さく流出の遅れ時間が大きくなるという点も、短絡経路の流れが浸透流であることを特徴付ける事実である。

5） 短絡経路を通じて基岩表面に供給された浸透水は、自由水面地下水型の飽和重力流を形成する。ここでの透水係数は 10^{-1} cm/s の桁である。

以上より明かになった斜面流の集中過程は、次のように要約される。

地表面から浸透した雨水は、透水性の良い腐植層中を流下するうちに、樹根や角礫の集中等による短絡経路に遭遇し、ここを降下浸透して素早く基岩表面へ到達する。こうした浸透水を集めながら、基岩表面地下水流が飽和重力流として河道へ到達する。

基岩表面地下水流の流動は Darcy 則にしたがうと考えられるが、実験斜面のような急勾配斜面では、流速はほとんど斜面勾配で規定されるため、kinematic wave として扱うことができる。しかし、基岩表面地下水流の hydrograph には、減水部の変化が増水部に比べてゆるやかで指数関数的であるという非対称性があり、これを説明するために基岩表面付近の透水性に二層構造があると考えた。その結果、湿潤および乾燥期の基岩表面地下水流の流出特性を、短絡経路の浸透に要する流出遅滞時間のみ変えるだけで、他は同じ常数値の解析手法で表すことが

できた。また、単位幅当りの流量と水深を関係付ける べき数 p が 0.6 となり、流速が水深によって規定されることから、基岩表面地下水流は平坦な面上を流れる薄い多孔質流であることが判明した。

次に、実験斜面で観測した基岩表面地下水流を降雨に替わる流入量として与え、冷水沢実験流域全体における早い流出応答を解析した。この際、流域は矩形モデルで近似し、測定した基岩表面地下水流の hydrograph を矩形モデルの斜面長、斜面勾配に応じて変換し、河道への横流入量として与えた。解析の結果、流域全体においても基岩表面地下水流の河道集中で quickflow が形成されていることが判明した。さらに、集中した降雨になるほど、平水時に流水のない支川が著しい斜面流集中をうけ、流水抵抗の小さい河道の機能をもつようになることが推察された。

目　　次

Ⅰ．序　　論

　　１．斜面流の集中概念 …… 1

　　２．研究目的 …… 3

Ⅱ．斜面流の観測

　　１．実験流域の概要 …… 5

　　２．観測結果 …… 12

Ⅲ．斜面流の集中特性 …… 35

Ⅳ．基岩表面地下水流の流動特性

　　１．流れの基礎方程式 …… 37

　　２．計算結果 …… 47

Ⅴ．流域における流出応答

　　１．流域モデル …… 52

　　２．計算結果 …… 56

Ⅵ．結　　論 …… 59

謝　　辞 …… 61

文　　献 …… 62

資　　料 …… 65

Ⅰ。　序　　論

1．　斜面流の集中概念

降雨降雪として流域に供給された水のうち、蒸発散分を除いた大部分は河道へ集中し、河川水となって流域外へ流出する。たとえば北海道札幌の場合、年降水量が約 1200 mm、年蒸発散量が 中尾(1971) により約 500 mm と見積もられているので、年間 700 mm 近い河川流出高となっている。

雨水の河道への集中過程には、集中時間が早く短期間の河川増水を引き起こす quickflow と、集中時間が遅く無降雨期の河川流量を維持する slowflow とがあり、Horton は、浸透能を越えた余剰降雨が表面流(overland flow)として quickflow を形成し、浸透した雨水が地下水流となって slowflow を形成するという Hortonian overland flow の集中概念を示した(Horton, 1933)。

しかし、植生のない乾燥地域は別として、湿潤森林流域では降雨強度が大きい時でも表面流が観測されず、Hortonian overland flow の集中概念が考え直されるようになった。

表面流が発生しない以上、河川の増水は地下を集中経路とする subsurface flowによってもたらされていることになるが、流水抵抗の大きな地下の流れが何故 quickflow になり得るかという大きな問題を説明するために、次に示す大別して３類型の集中概念が提案されてきた。

i)　飽和表面流 (saturated overland flow)

谷底の河道に近接した平坦な地域が、降雨初期に斜面からの地下水流をうけて飽和域となり、ここに Hortonian overland flow が発生し河道への quickflow になるという考え方で、降雨の継続とともに飽和域が拡大する variable source area concept の集中概念である(Hewlett, 1961a

and 1961b)。

急勾配の斜面が緩勾配になる幅の広い谷底部で発生すると考えられるが、この概念はあくまでも仮説であり、野外で確認された実例は少ない。

ii) 均質性地下水流 (homogeneous groundwater flow)[1)]

北アメリカ大陸のカナダなど融氷流水堆積物で厚く覆われた地域では、降雨時でも均質性地下水流の河道集中が卓越し(Sklash and Farvolden, 1979)、その流動システムは、ゆるい波状地形に対応し、地域的規模から一般に局所流、中間流、広域流に分けられる(Toth, 1962 ; Freeze, 1967)。また、日本の新しい火山地域は粗放な火砕流に厚く覆われ、融氷流水堆積物地域と同様な地下水流動システムで河道への集中が特徴づけられる。特に河川の中、下流域では、広域地下水流の寄与が大きい(石井・中尾, 1981)。

iii) 不均質性地下水流 (anisotropic subsurface flow)[2)]

quickflow となる subsurface flow の流出経路が表層土壌の不均質性に強く支配された流れで、基岩表面地下水流とパイプ流に分けられる。

基岩表面地下水流： Nakao, Ishii and Nishida(1986)は、北海道の2つの源流域山腹斜面において降雨や融雪の早い流出応答を実態観測した。その結果、基岩直上の著しく透水性の良い層を流出経路とする優勢な地下水流を見出し、Kirkby and Chorley(1967) や Troendle et al.(1971) が報告した “throughflow” の一種として“基岩表面地下水流(overbedrock subsurface flow)” と呼んだ。基岩表面地下水流は、流域の基岩上を表土が薄く覆う源流域山腹斜面で特徴的な流れで、基岩表面への早い水の供給は、樹根沿いあるいは礫の集中などによる鉛直方向の短絡経路によってもたらされる。

---

1),2) Nakao, Ishii and Nishida(1986)によってなされた類型化である。

パイプ流： イギリスの chalk 質流域では、地中に形成されたパイプを通しての流れが quickflow を形成するという例が多数報告されている(例えば Fletcher et al.,1954 など)。また、日本でも関東ローム流域にパイプ流の例が見られる(Tanaka et al., 1982)。こうした流域はいずれも風成や海成の微細粒子からなる堆積岩質層であるのが特徴であり、地中全体の透水性が悪いために、層理の中の粗い所に水が集中することでパイプが形成されるようになる。

以上の３類型をまとめて 表－１ に示す。

subsurface flow については Chorley(1978)、Ward(1984)、Nakao, Ishii and Nishida(1986)によって詳細な論説が報じられている。

湿潤森林流域における subsurface flow の流出特性は、気候、植生、地形、地質などの流域特性に応じて様々であるが、これらの相互影響の結果である基岩を被覆した表層土壌 (soil mantle) の構造に密接に関連している。

２． 研究目的

河川流出特性は源流域の流出機構に最も支配される。日本の源流域はほとんどが森林流域で、基岩上を厚さ１～２ｍの soil mantle が薄く覆う特徴を持ち、山腹斜面における降雨時の早い流出応答として基岩表面地下水流が生じている。したがって、この研究では、基岩表面地下水流のような山腹斜面流の集中特性を明らかにし、流れの集中する物理過程を実態に即して検討することを目的とした。

従来の流出解析では、降雨から流出に至る過程をブラックボックスとして扱う方法が用いられており、唯一集中過程を考慮した方法に kinematic wave 法(あるいは特性曲線法)があった(末石, 1955; 岸・中尾, 1962)。しかし、斜面の流れは表面流として扱われ集中過程の説明がされていた。ここでは、斜面の流れとして優勢な基岩表面地下水流の流動の実態に即した流出過程を考察する。

表－1　　quickflow の集中形態と発生する地域

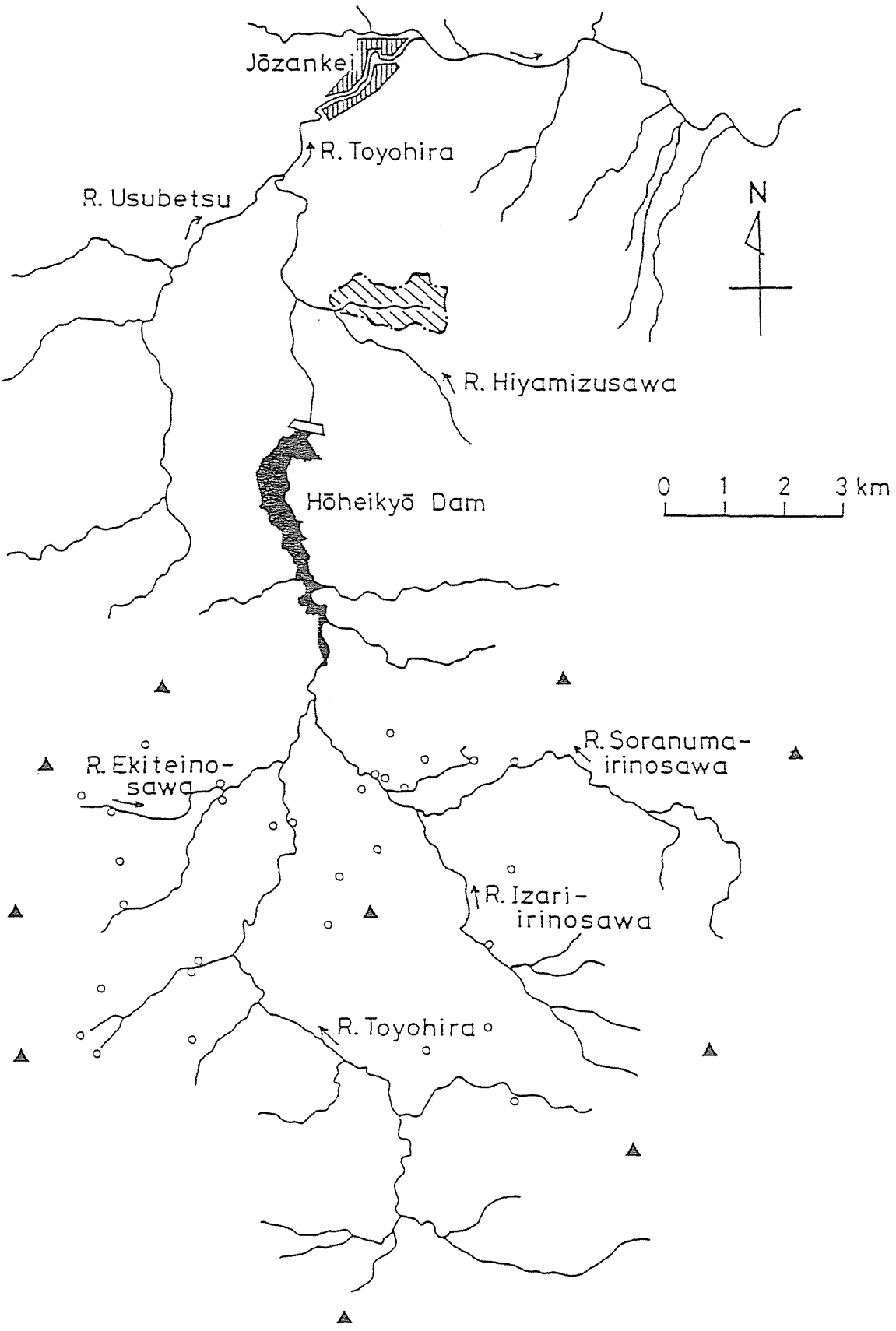
Type of quickflow		Regions
Hortonian overland flow		arid and semi-arid region characterized by no vegetation and sodic soils
Saturated overland flow		valley floor and floodplain adjacent to a river
Homogeneous groundwater flow		watershed covered thick with fluvioglacial sediments and volcanic products
Anisotropic subsurface flow	pipe flow	hillslopes formed by such fine sediments as aeolian soil and marine deposits
	overbedrock subsurface flow	general hillslopes in headwaters which are steep and covered by a thin soil mantle

Ⅱ．　斜面流の観測

１．　実験流域の概要

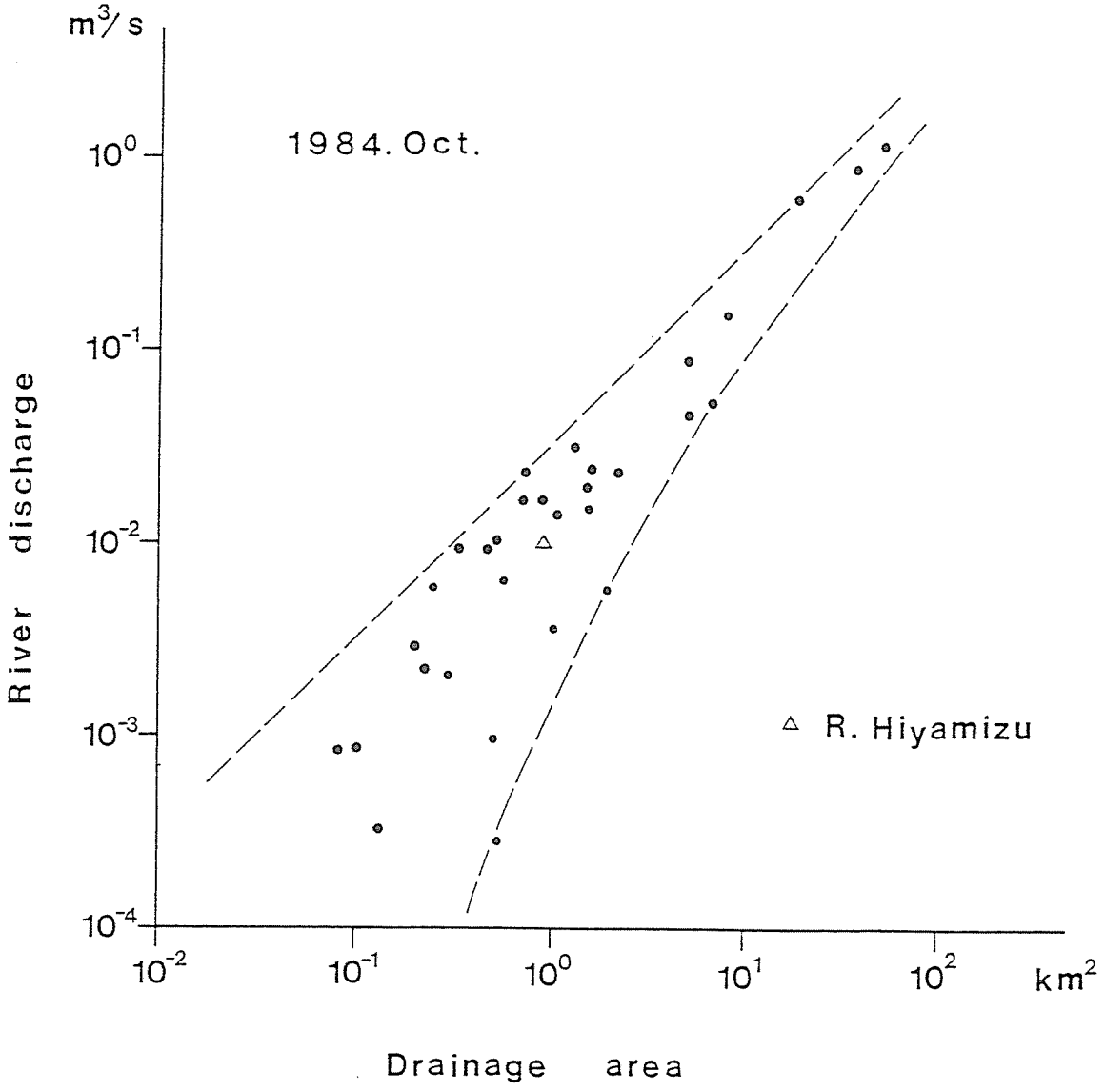
石狩川水系の豊平川上流域は、基岩上を soil mantle が薄く覆う一般的な山地流域の特徴をもつ。こうした山地部源流域における斜面流集中の実態を調べるために、林道敷設などの人為的影響が少なく、降雨時の観測に危険の無いような流域面積 １㎢ 程度の小流域として、冷水沢川支流域を選び実験流域とした(図－１)。

実験流域を選定する場合、一般に小流域ほど比流量の地域差が大きくなる(塚本，1979)。そこで、1984 年 10 月の降雨のない時期に、豊平川上流域における図－１ に ○ 印で表した 31 地点で河川流量を測定し、流域面積と河川流量の関係を 図－２ に示した。豊平川上流域でも流域面積が小さいほど比流量に地域差が見られるが、冷水沢実験流域は平均的な比流量をもつ流域である。



図－1　　豊平川上流域の概要

（ ▲：主要山岳 、斜線域：冷水沢実験流域、○：河川流量測定点 ）

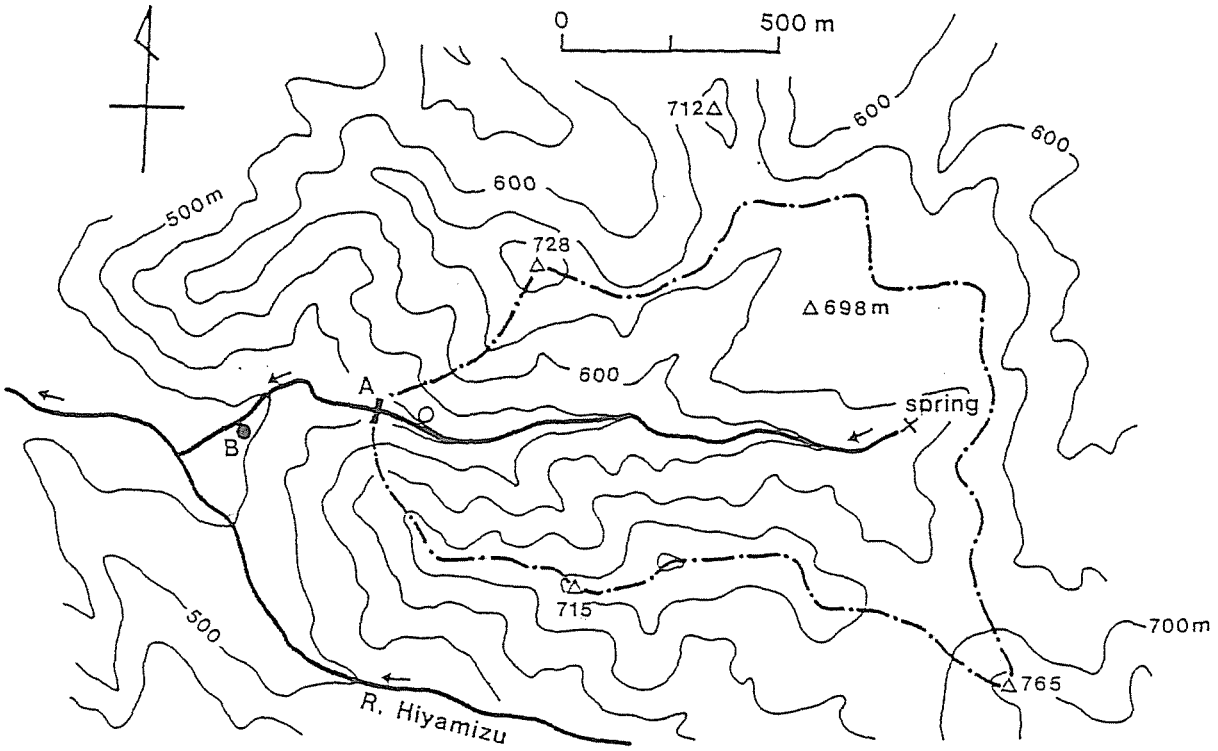


図－2　　豊平川上流域における 1984 年 10 月の河川流量と流域面積の関係

実験流域では、河床に基岩の露出した 図－３ のＡ地点より上流、流域面積 0.93 ㎢ を調査対象とした。流域の諸元は 表－２ のとおりで、標高は 500 ～ 700 m 、平均勾配26 ° 、soil mantle はほとんどが厚さ 1 m 以下の薄い崩土で構成され、源流域における典型的な特徴をもつ。河道長は 1.3 ㎞ 、平水時の河川流量 5 ～ 10 ℓ/s 、基岩の地質は石英斑岩(土居、1953)、森林はエゾマツ、モミ、シラカバなどで構成され、下草は主としてクマザサである。Ａ地点では河川水位を自記し、水位流量曲線から河川流量を連続観測するとともに、広さ約 500 ㎡ の草地(Ｂ地点)で降水量を自記した。×印地点は常時流水のある河道の末端で、基岩の割れ目からの湧水により谷が発生している。

測水地点(Ａ点)の上流約 70 m の山腹斜面末端(○ 印地点)には、斜面流出観測用の壕を掘った。壕の大きさは長さ 1.5 m、幅 1 m、深さ 50 ~ 70 ㎝ で、斜面流を排水するための水路も掘った。この斜面の河道横断方向の水準測量結果を 図－４ に示すが、斜面長 105 m 、勾配 45 ° の急斜面で、基岩上の soil mantle は、表層の薄い腐植層のほかは大部分が角礫を含む崩土である。壕では、地表より腐植層下面までの 20 ㎝ 深および風化基岩層上面までの 60 ㎝ 深に、幅 80 ㎝ 奥行き 20 ㎝のアルミニウム板を約 5 ㎝ 差し込み、また、基岩を 20 ㎝ 掘り下げてモルタル貼りの堰を設け、それぞれの深さから流出する斜面流を塩ビ製の樋や堰に集めて、ビニール製チューブで３台の転倒桝に導き計測した(図－５)。以後、それぞれから流出する斜面流を上から順に表層流、中層流、基岩表面地下水流と呼ぶ。また、壕より上方の斜面沿い 3.5 m および 16.5 m のところに 図－５ に配置を示すように、深さを変えて６個の tensiometer と５個の地温計を埋設し、浸透水の挙動を調べるとともに、地上 1 m の気温を測定した。

実験斜面におけるこれらの測定は、地温計と tensiometer は早坂理工㈱製のフィールドメモリー、転倒桝は北海道大学理学部附属地震予知地域センターの岡山宗夫氏の助言をうけ製作したデジタル電接計に記録し、北海道大学地球物理学教室の森谷武男氏発案の木製格納箱に格納した。

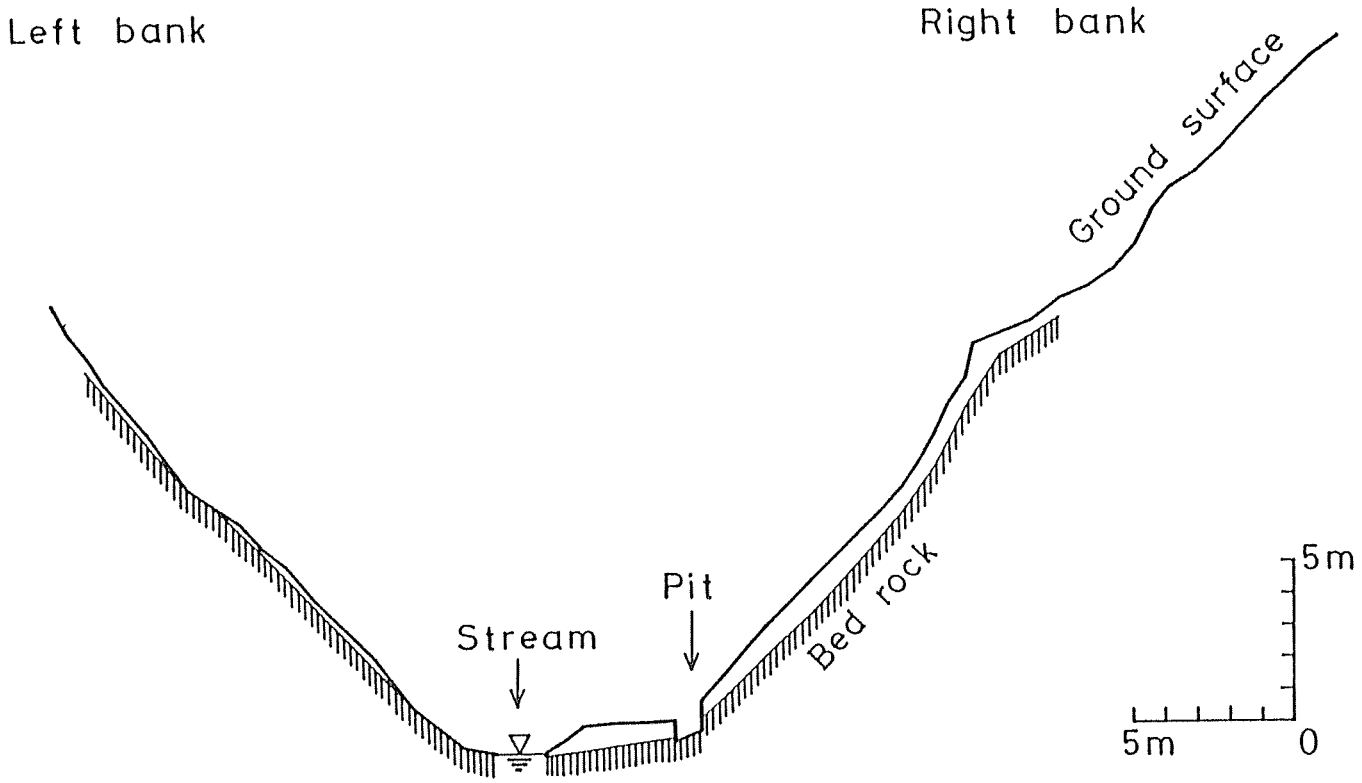


図－3　　冷水沢実験流域の概要

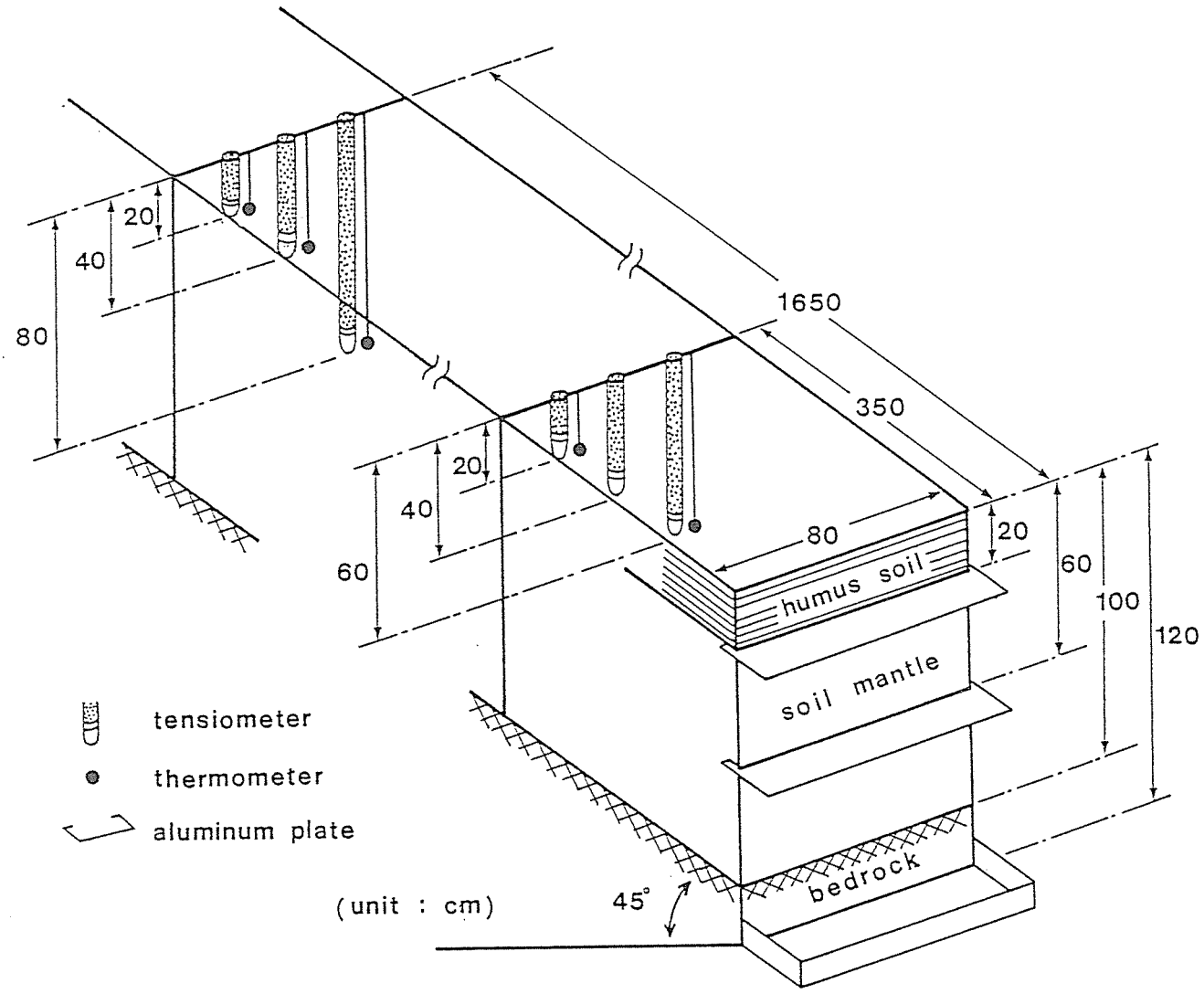
（ A：河川水位測定地点、B：降水量測定地点、O：実験斜面、 ×：水源 ）

表－2　　冷水沢実験流域の諸元

Drainage area	0.93 km^2
Elevation	500 ~ 700 m
Average incline	26°
Thickness of soil mantle	< 1 m
Channel length	1.3 km
River discharge	5 ~ 10 l/s
Bedrock	quartz porphyry
Vegetation	
trees	spruce, fir, white birch *etc.*
undergrouth	low striped bamboo


Left bank
Right bank
Ground surface
Pit
Stream
Bed rock
5m
5m
0

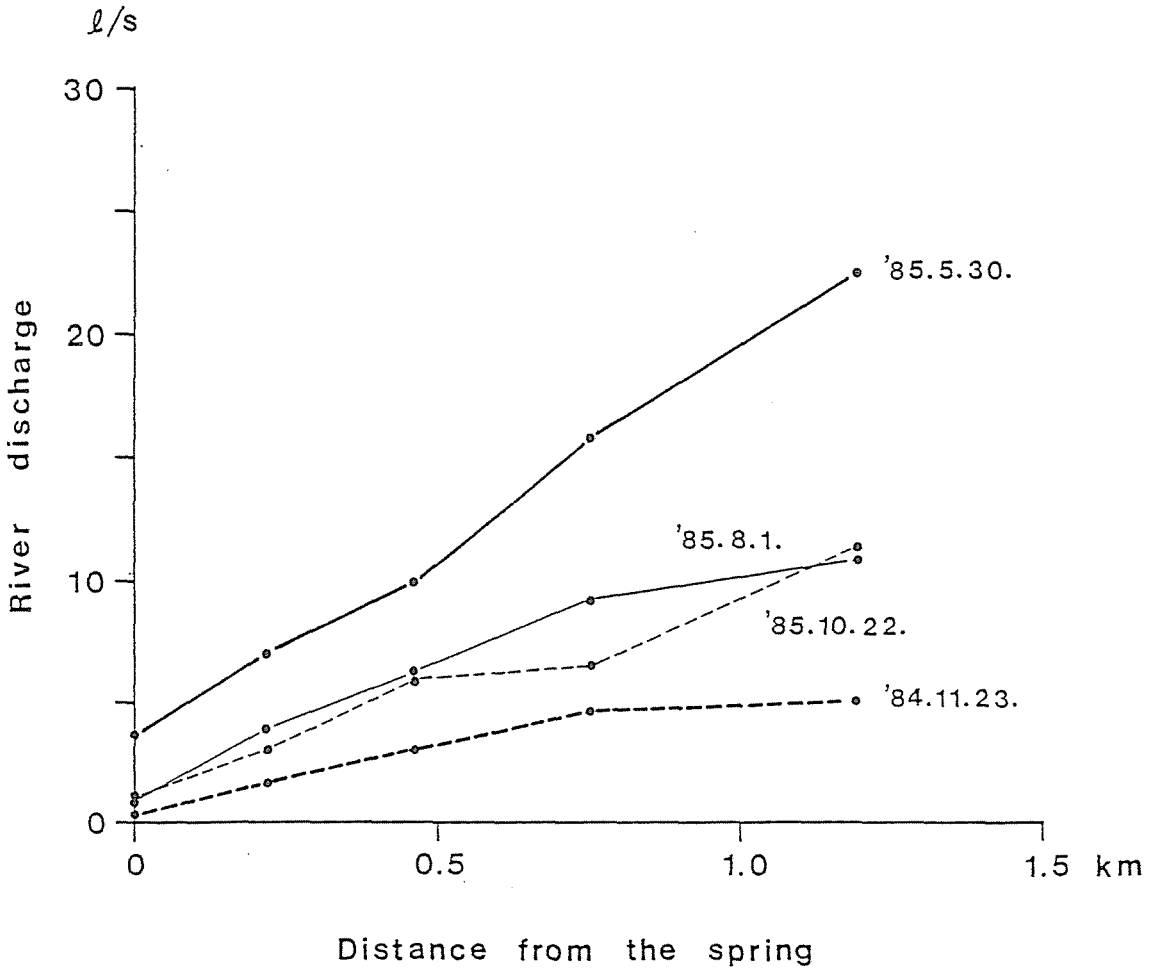
図－4　　実験斜面の概要



図－5　　実験斜面の観測施設

2．　観測結果

降雨のない時期に水源から下流方向にむかって河川流量を計測した結果を 図－６ に示す。太実線が融雪期末期、細実線が夏の渇水期、細破線が秋の長雨期、太破線が積雪期の結果で、季節により流量の差はあるが、いずれの時期も上流から下流へほぼ一様増加しており、河川への地下水流出に著しい差がない。



図－６　　水源より流下方向への河川流量変化

1984 年 7 月以来、斜面流の観測体制を整えてきたが、1984 年の夏は北海道は雨が異常に少なく、10 月下旬になってようやく総雨量 30 mm 程度の一連降雨を捉えることができた。しかし、11 月より降雪混じりになったため、わずかに 2 例の storm runoff を得るにとどまった。

1985 年春、融雪が進み河道に水面が現われ始めた 4 月中旬より、10 月末までの日降水量と、河川流量、壕より上方 3.5 m の土壌 suction 、斜面流々量の日平均値を 図－7 に示す。斜面流は、最も優勢であった基岩表面地下水流を示した。

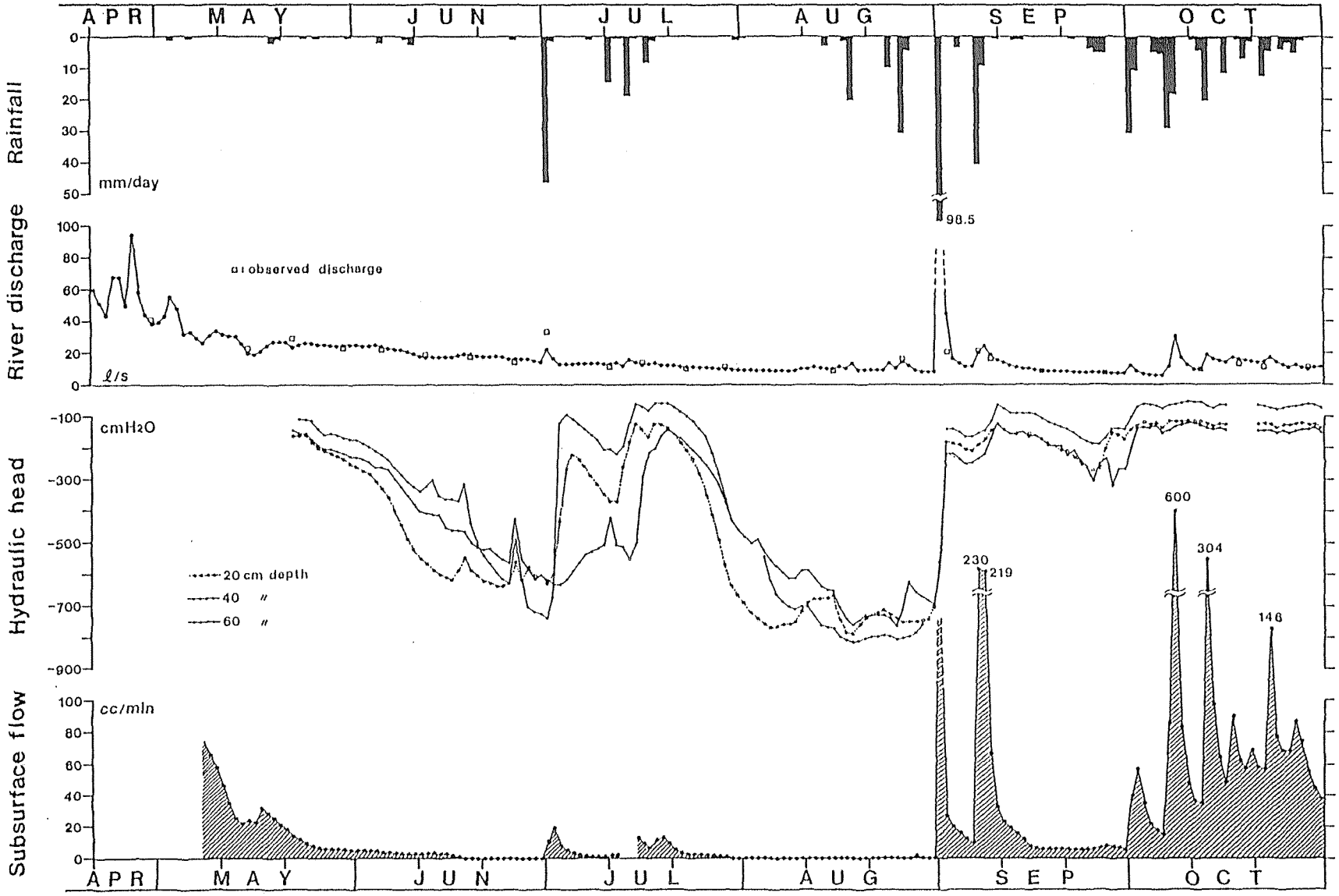
融雪出水以後、河川流量はゆるやかに減水し、夏の短期間の降雨に対して一時的な増水はしても、またもとの減水傾向を辿る。渇水期に基岩表面地下水流の流出がほとんど途絶えることから、無降雨期の河川流量は斜面流の集中により安定に保たれているのでなく、主として融雪期に貯留量を増した基岩の割れ目から流出する地下水で維持されていると判断される。

土壌 suction は、5 月以降表土層の乾燥化に伴い徐々に負圧が増し、7 月前半の降雨に対しては、基岩表面付近の 60 cm 深以外は緩慢な応答を示している。1984 年に引き続いて 1985 年も夏に雨が少なかったため、8 月後半には -700 ～ -800 cmH_2O[3)]にまで負圧が増し、流域は観測期間中で最も乾燥した。9 月 1 日に台風 8513 号による約 100 mm の降雨があった後、流域は急速に湿潤化し、降雨に対する基岩表面地下水流の流出率も著しく増加した。

---

3) 土壌 suction の測定には、ひずみ抵抗計を sensor とする共和電業㈱製の自記土壌水分計を用いた。使用前に飽和状態での検定を行っているが、負圧水頭値は一般に知られている値に比べかなり大きい。したがって、この研究では土壌の乾燥湿潤状態の相対値的判断資料とする。

なお、この研究では流出率を、地下を集中経路としながらも早い流出応答を示す subsurface flow の流出高を総雨量で割った値と定義し、流出高は斜面および河川について次のように求めた。斜面流 hydrograph の減水部を指数曲線で近似し、近似曲線が初期流量値まで減じる点と増水直前の点を直線で結び、この線より上の実測および近似曲線で囲まれた面積を早い流出の総流出量とした。さらに、総流出量を壌の幅で割り単位幅当りの量とした上で、斜面の水平長で割り流出高とした。また、河川の hydrograph は、peak 時までは初期流量から水平線を引き、peak 後はこの点から著しく減水傾向の異なる点までを直線で結び、これらの直線より上側の面積を早い流出の総流出量と考え、流域面積で割って流出高とした。



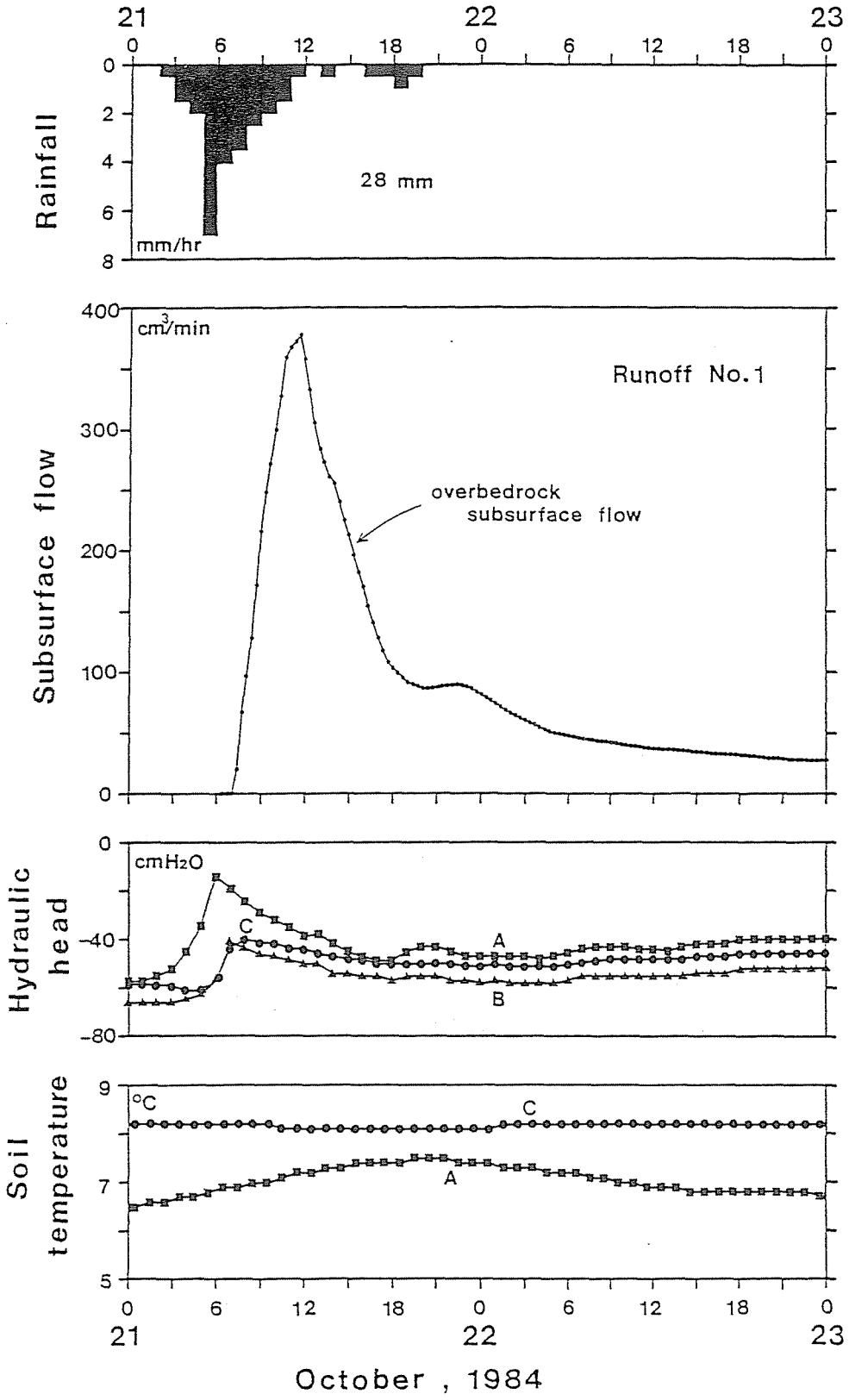
図－7　　1985 年 4 月から 10 月までの降水量、河川流量、土壌 suction 、基岩表面地下水流量の季節変化

実験斜面の壌では、1984 年 10 月から 1985 年 11 月までの期間に 13 例の storm runoff を捉えることができた。各例で観測した時間雨量、斜面流量、土壌 suction 、地温の経時変化を 図－８ ～ 図－２０ に示す。suction 、地温は壌より上方 3.5 m のもので、Aは 20 cm 深、Bは 40 cm 深、Cは 60 cm 深の変化である。Runoff No.11 ～ No.13 は、気温低下による測器不良のため、時間雨量と斜面流量のみ示した。

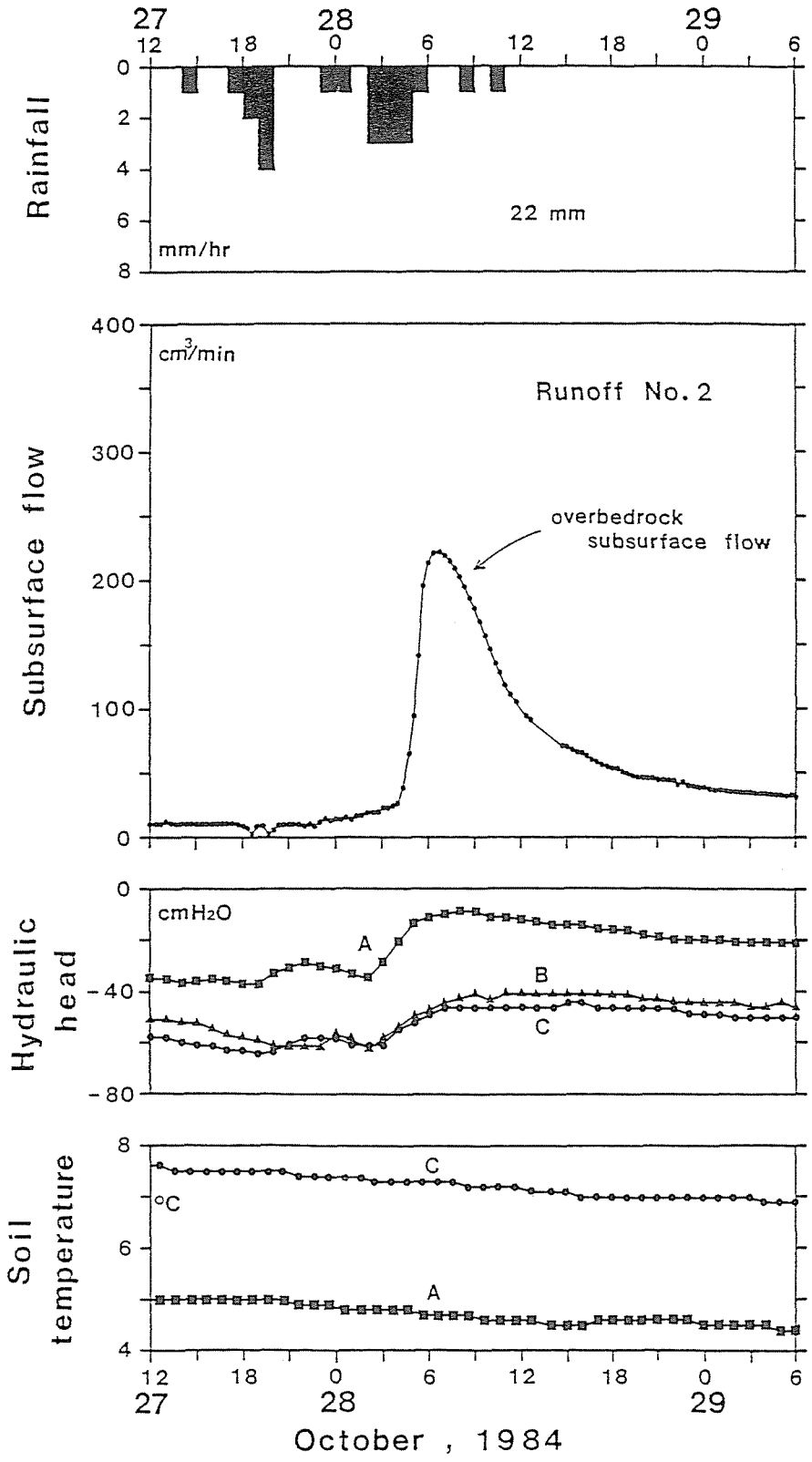
流域が湿潤状態にある時の例が Runoff No.1 (図－８)で、28 mm の降雨に対して、基岩表面地下水流のみが斜面流として観測され、peak 流量は 370 cm³/min であった。hydrograph は、減水部の変化が増水部に比べゆるやかで非対称形を示し、指数関数的に減水するという特徴がある。土壌 suction は、斜面流の発生に先立ち、浅い方から順に負圧が減少し含水量を増し、wetting front の降下を示す。しかし、地温には wetting front の降下に伴う変化は見られなかった。

図－１０ は乾燥状態での流出例(Runoff No.3)で、斜面流は表層流がまず発生し、それより 8 時間遅れて基岩表面地下水流が流出した。時間的には遅れるものの Runoff No.1 と同様、この例でも基岩表面地下水流が卓越する。しかし、総雨量 48 mm に対して peak 流量は 60 cm³/min で、Runoff No.1 に比べて流出率はかなり小さくなっている。また、基岩表面地下水流の hydrograph は、やはり減水部が指数関数的で非対称性を示す。土壌 suction は -600 cmH_2O 以上とかなり乾燥しており、wetting front の降下を示す変化は見られなかった。

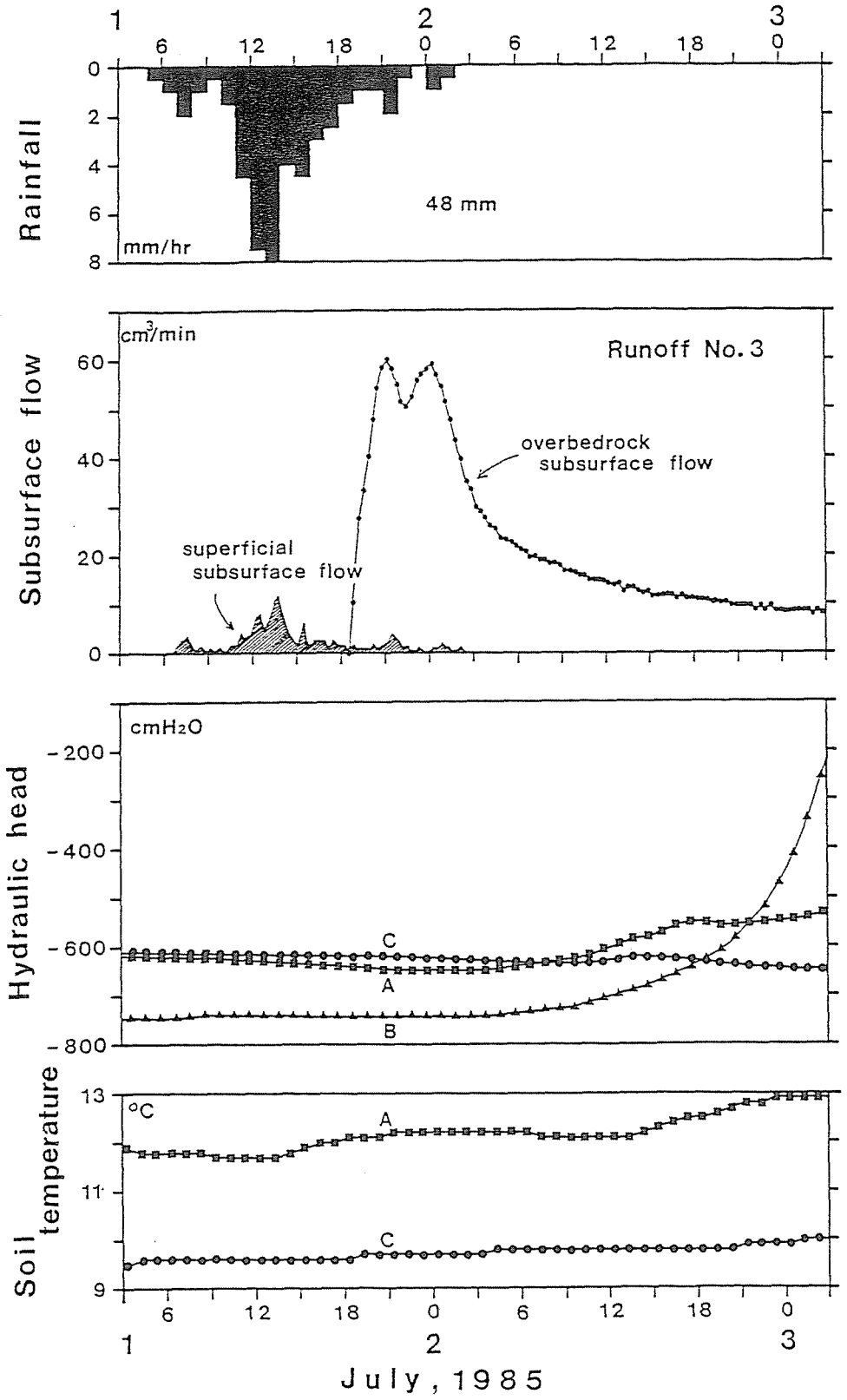
観測例の中で特異な例が 図－１１ の Runoff No.4 で、土壌 suction が -800 cmH_2O と異常に乾燥していた時に、1 時間だけ 15.5 mm のしゅう雨があった時の例である。斜面流は、表層流だけが降雨とほぼ同時に観測された。このような流出が起きたのは、土壌が極端に乾燥していたので「ぬれの角」が大きく、鉛直方向に存在する短絡経路への浸透が起りにくかったためと考えられる。丁度、カラカラに渇いた植木鉢に水をまいても全く浸み込まないのと同様な状況であったと推察される。



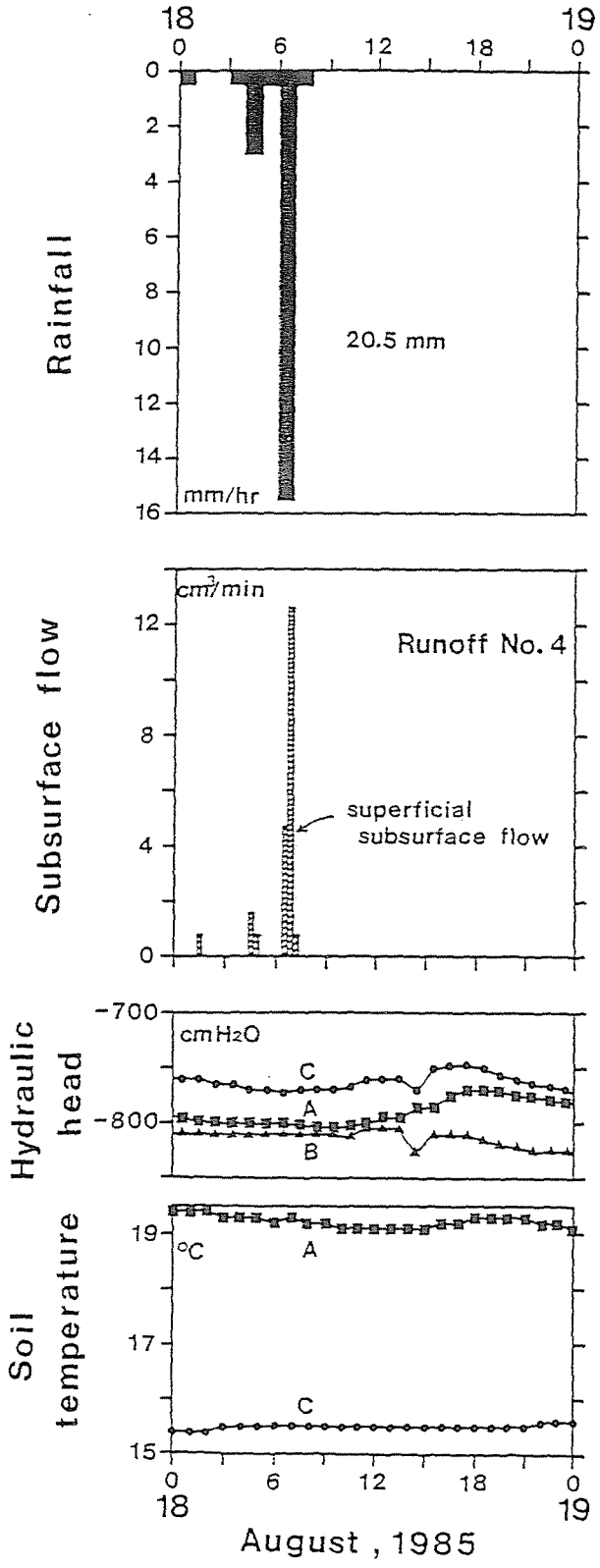
図－8　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.1)



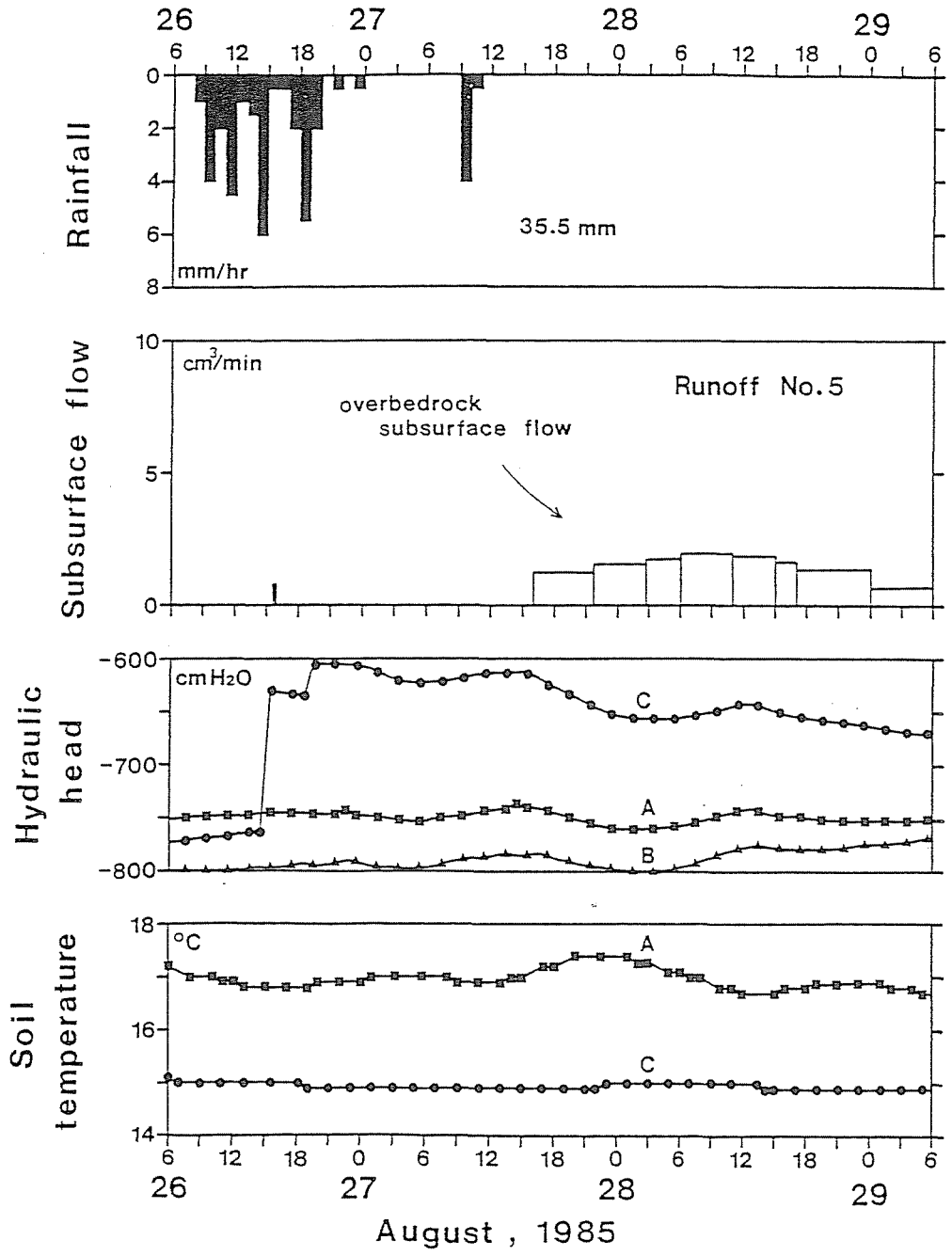
図－9　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.2)



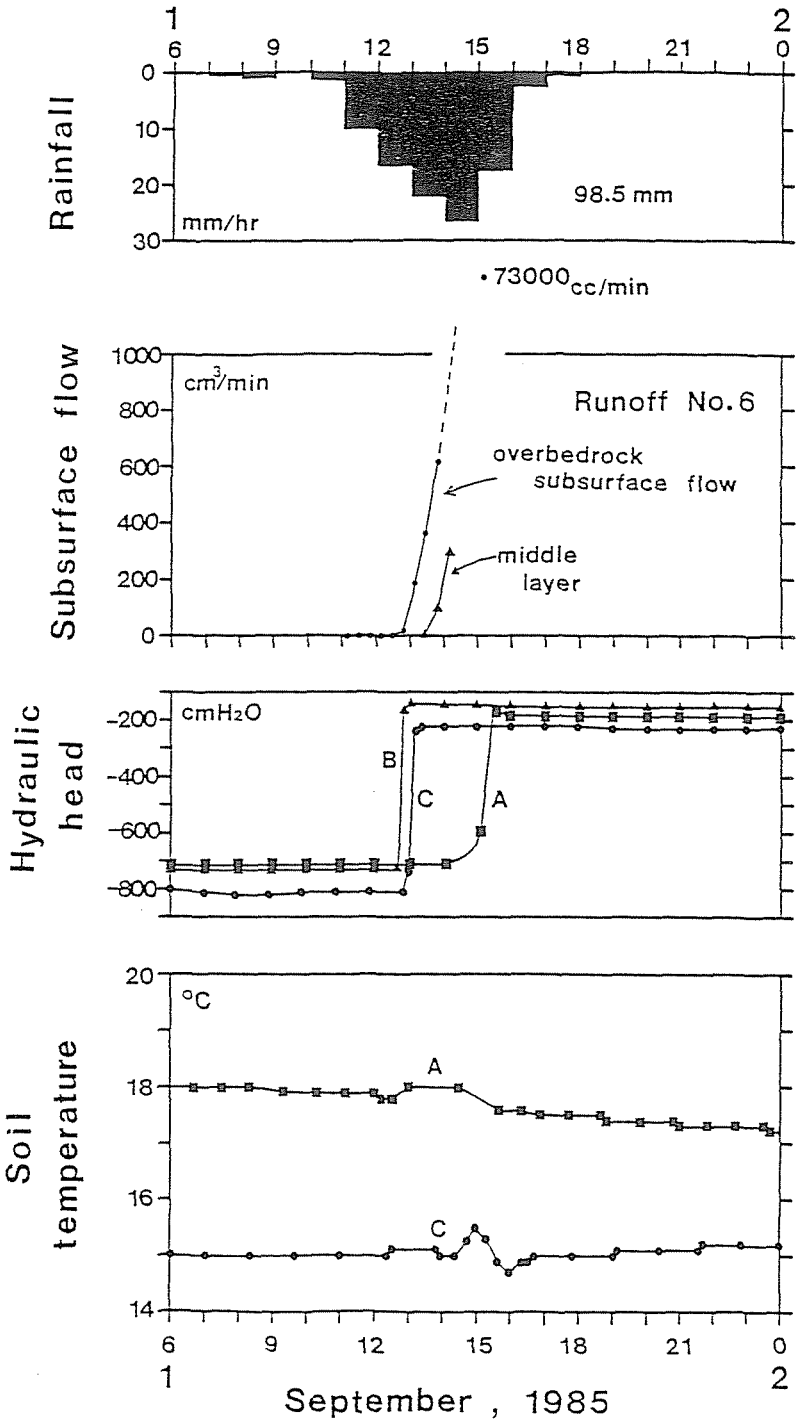
図－１０　　乾燥状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.3)



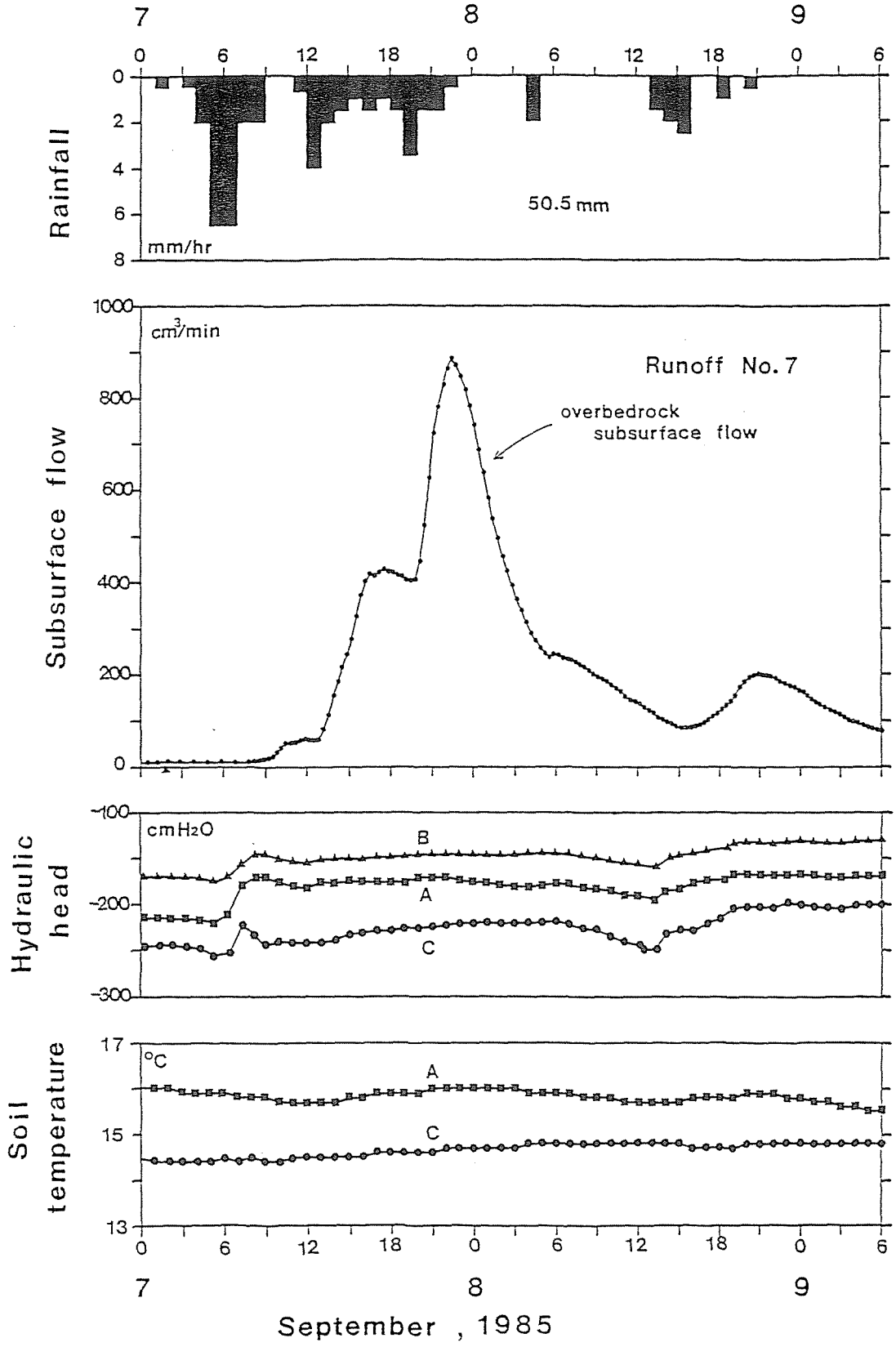
図－１１　　乾燥状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.4)



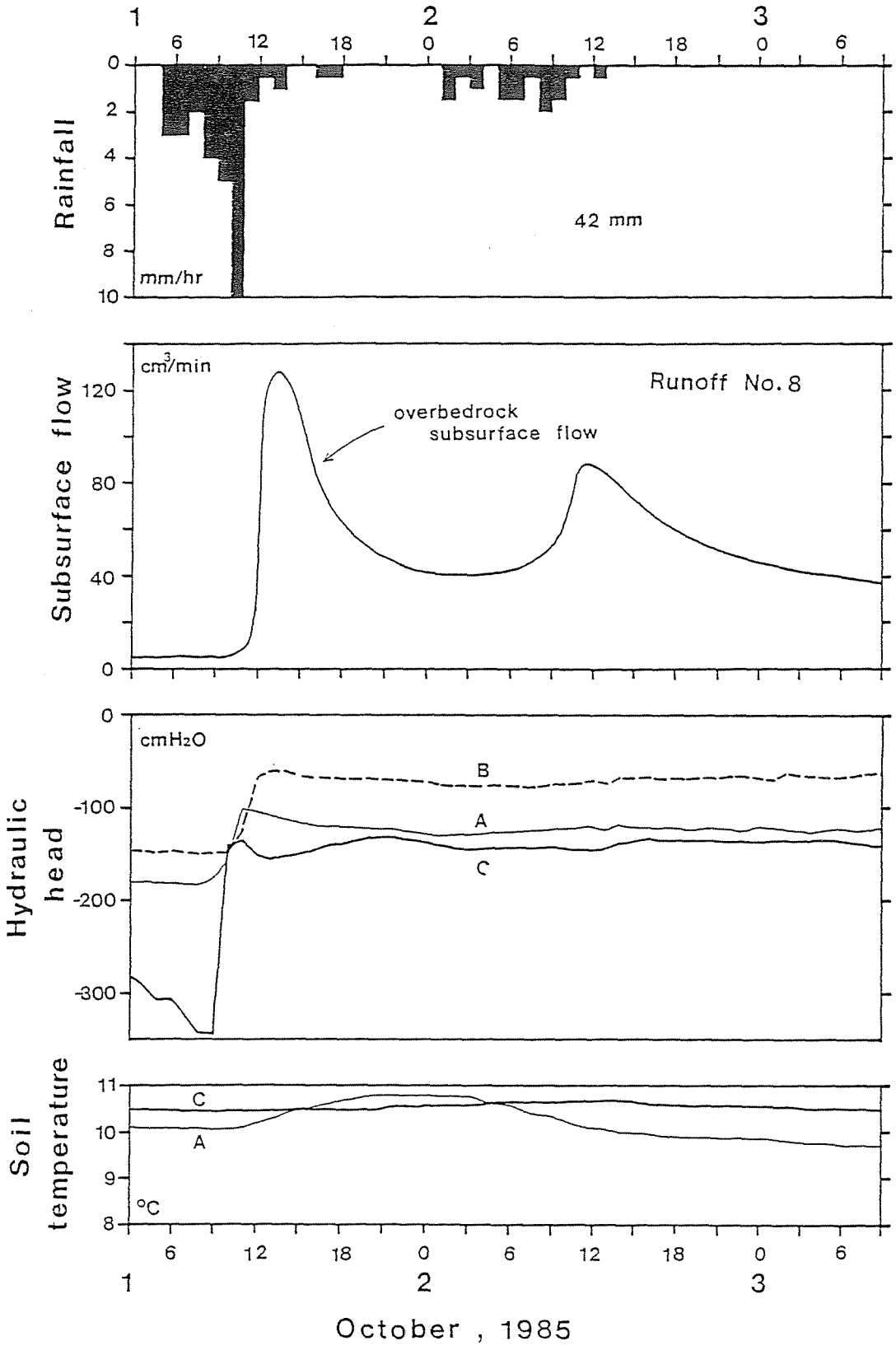
図－１２　　乾燥状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.5)



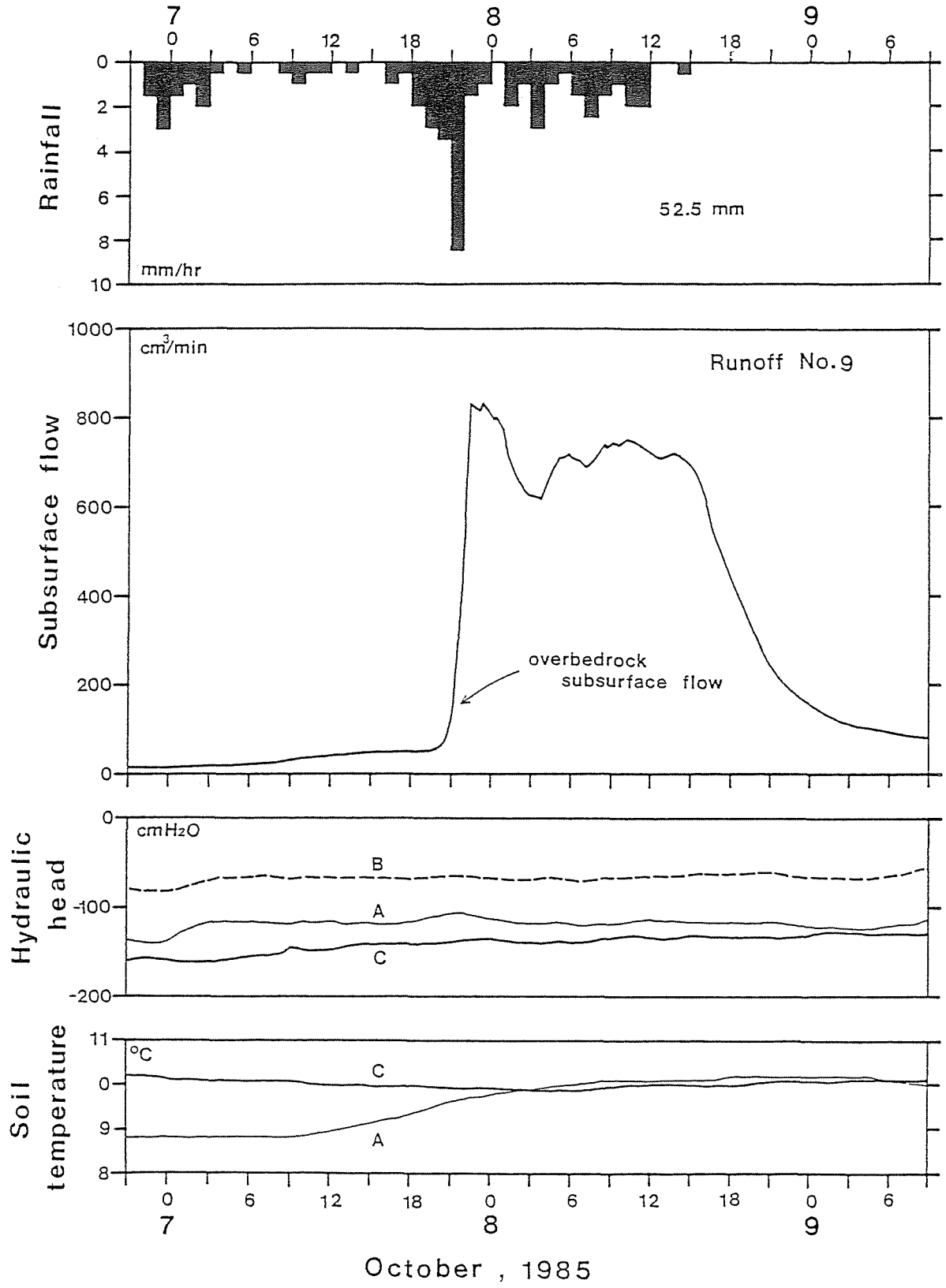
図－１３　　乾燥状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.6)



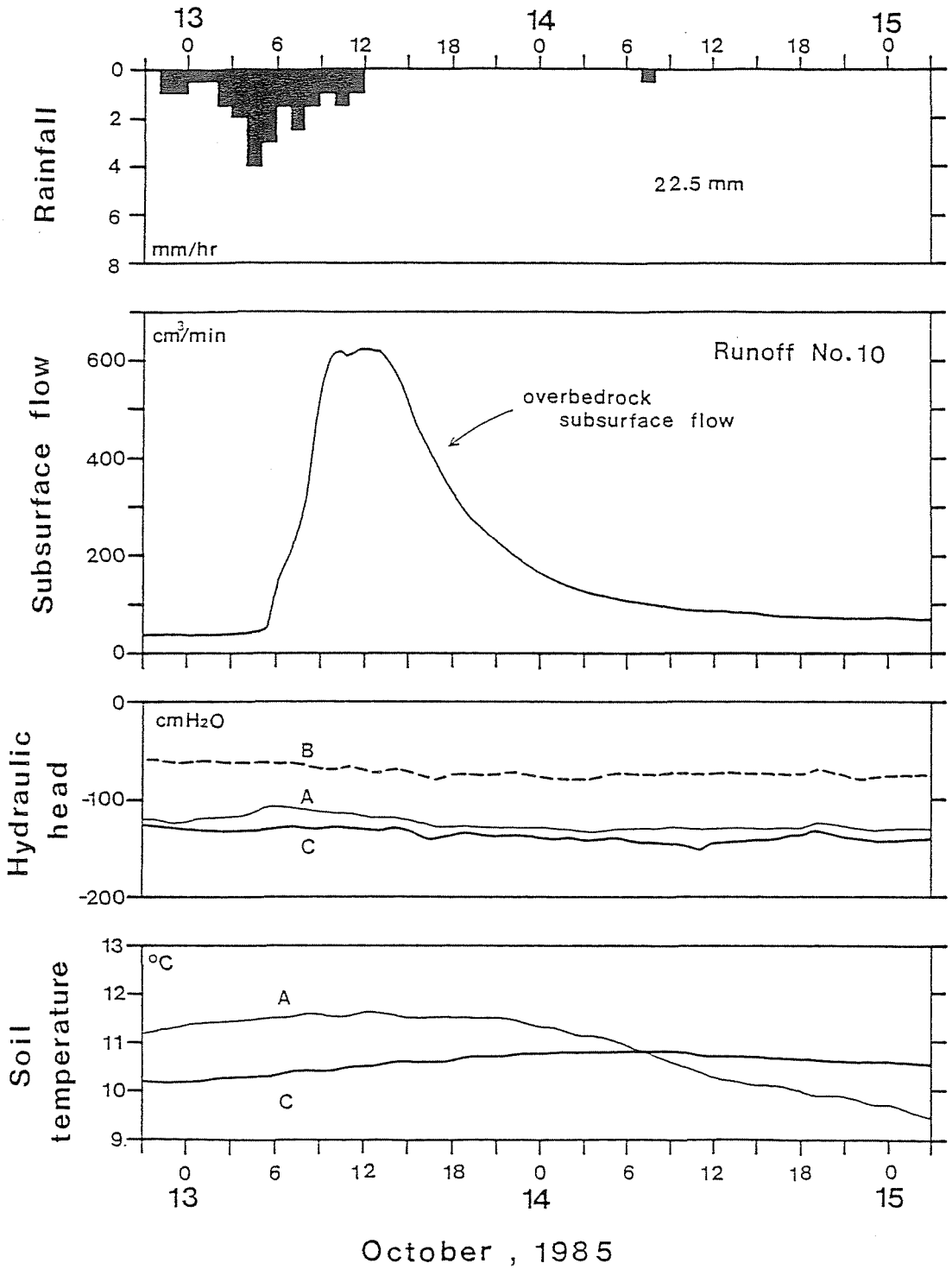
図－１４　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.7)



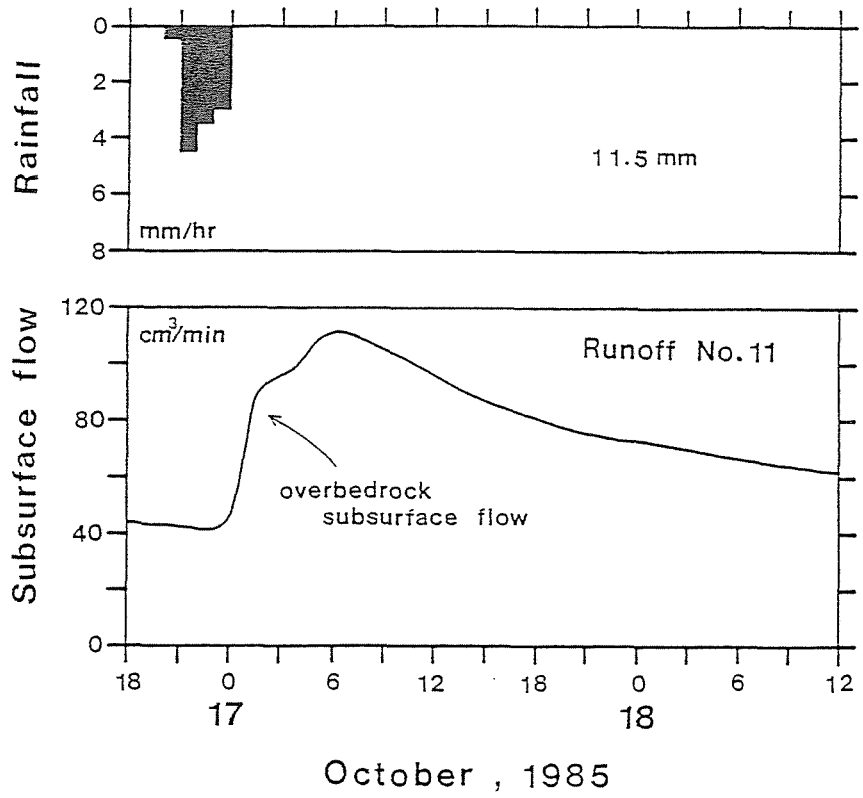
図－１５　　乾燥状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.8)



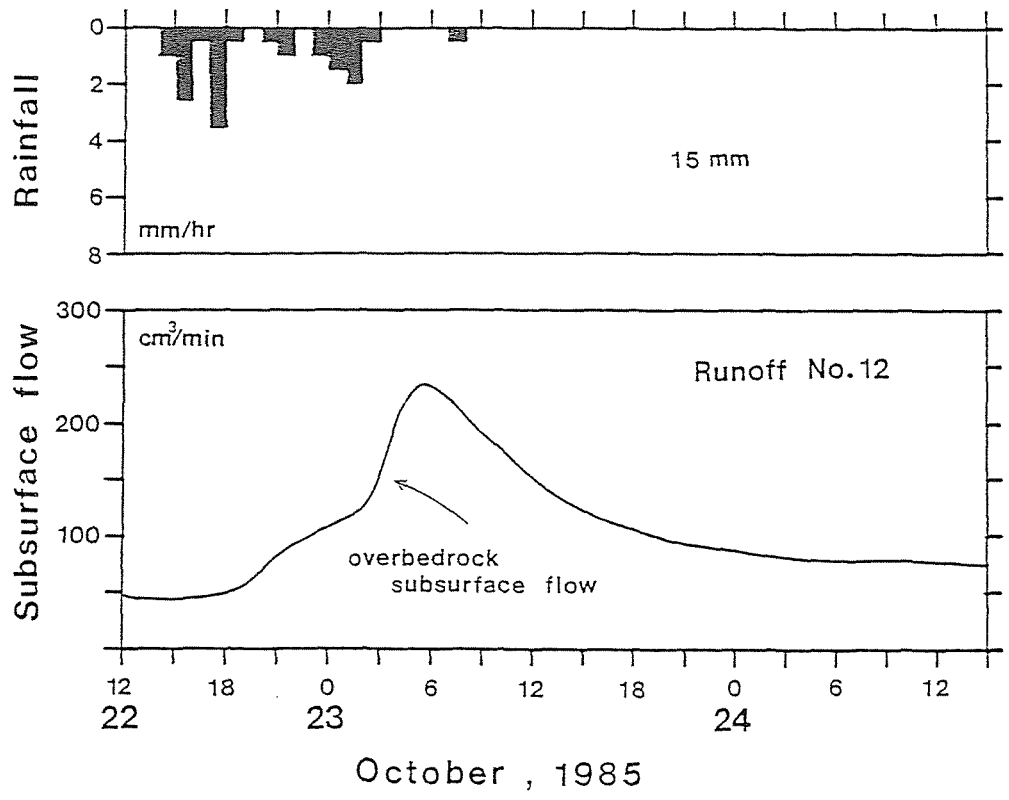
図－１６　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.9)



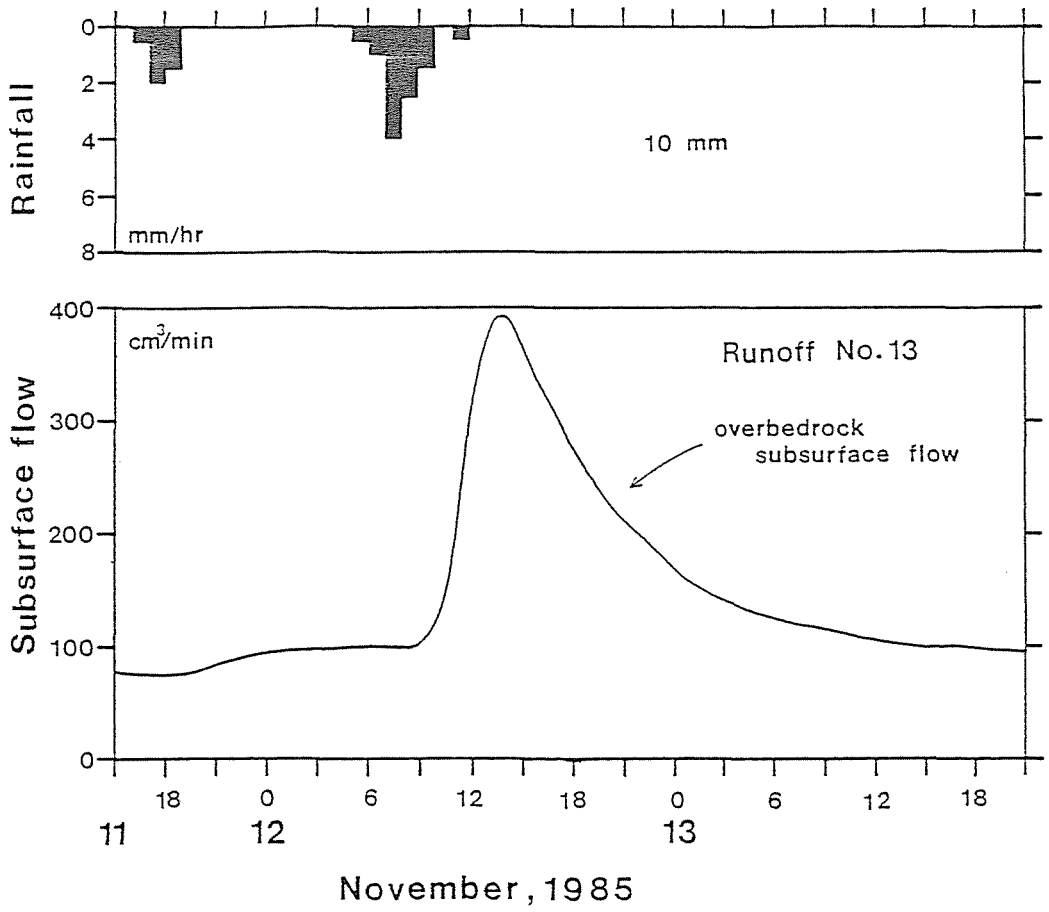
図－１７　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.10)



図－１８　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.11)



図－１９　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.12)



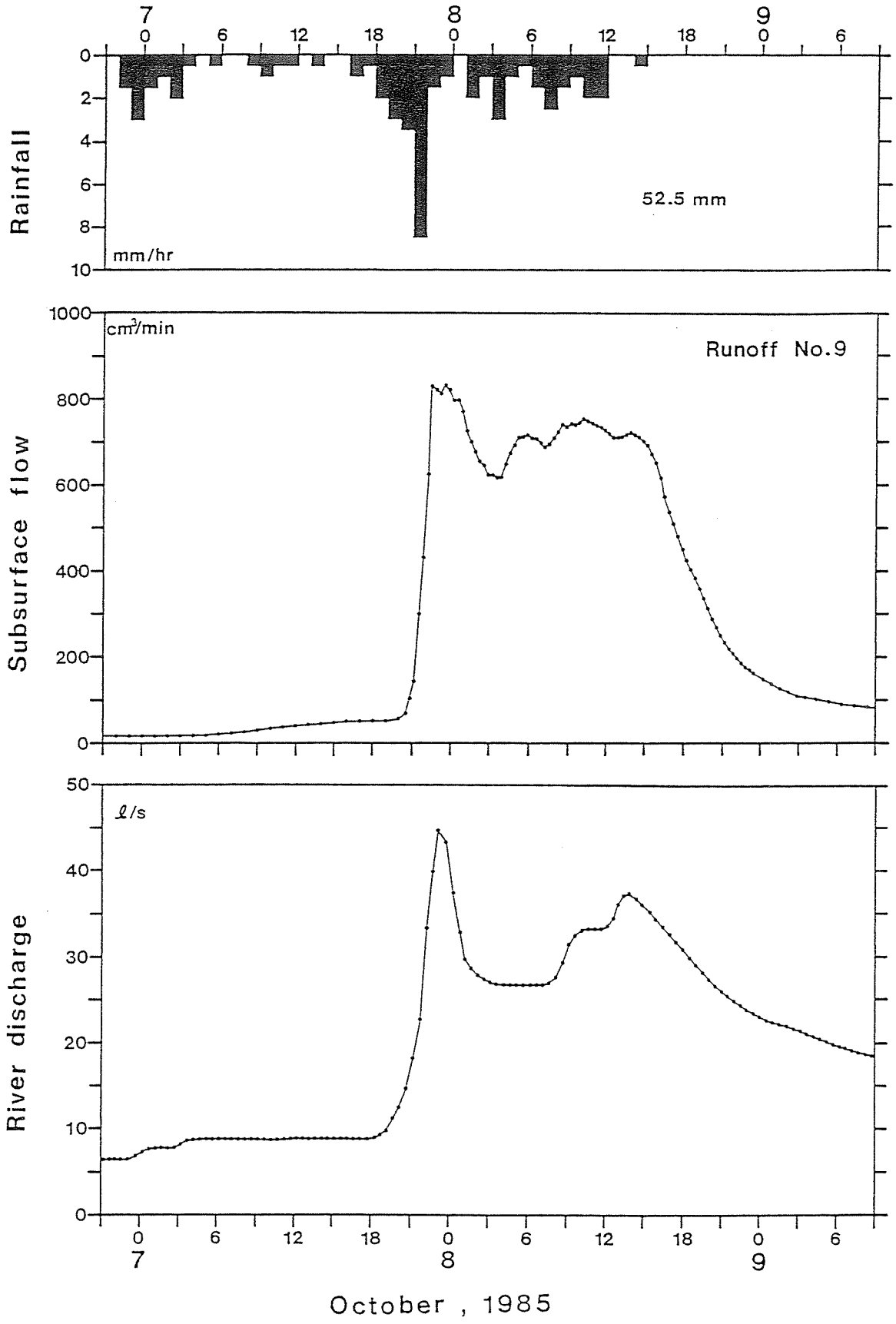
図－２０　　湿潤状態での subsurface flow の早い流出応答(Runoff No.13)

土壌が乾燥するほど基岩表面地下水流の流出率が小さくなり、極端に渇くと「ぬれの角」の影響を強く受け、浸透水は短絡経路を経て基岩表面に達しないという事実から考えると、土壌中に存在する鉛直方向の短絡経路は、中空のパイプではなく、多孔質で、流れは浸透流の性質をもつと判断される。

基岩表面地下水流と河川の hydrograph を比較して 図－２１ に示す。基岩表面地下水流の hydrograph の形状は、河川の hydrograph と極めて相似的である。

13 例の storm runoff の降雨特性と斜面および河川の流出特性をまとめて 表－３ に示した。土壌 suction が -300 cmH_2O 以上(マイナス値が大)の時を乾燥状態、以下の時を湿潤状態と考えると、Runoff No.3 ～ 5 および No.8 が乾燥状態の例で、他は湿潤状態の例である。斜面流はほとんど基岩表面地下水流のみの場合で、特に括弧で示した場合は表層流である。流域が非常に乾燥した時にわずかに表層流の発生が見られただけで、中層流は全く観測されず、斜面流として優勢なのは基岩表面地下水流である。また、基岩表面地下水流の流出は、乾燥状態では流出率が小さく流出の遅れ時間が大きい。湿潤状態では逆に、流出率が大きく遅れ時間が小さいという一般的な特徴がある。流出率は斜面流に比べ河川流出がかなり小さいものの、storm runoff 毎の流出率の変化傾向は、乾燥期を除き、よく対応している。

なお、基岩表面地下水流の遅れ時間は河川に比べ大きい。これは、流域の一般的な斜面に比べて、実験斜面の soil mantle が層厚 1 m で、流域内ではかなり厚い方に属していたことが原因と思われる。



図－２１　　基岩表面地下水流および河川の hydrograph の比較(Runoff No.9)

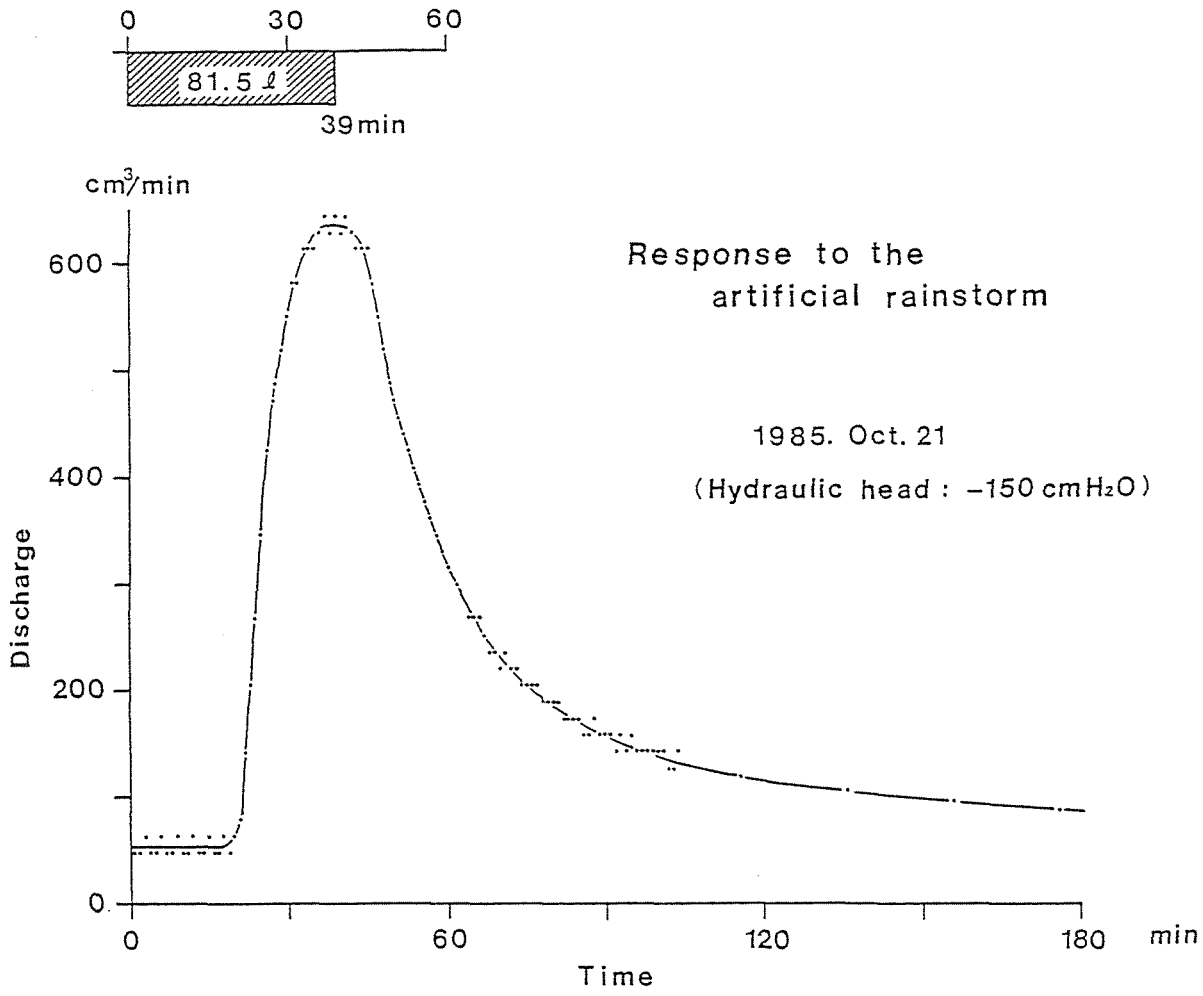
表－3　　冷水沢実験流域における降雨に対する早い流出応答の観測結果

Runoff No.	Date	Rainfall			Slope flow				Channel flow			
		Total precipitation	Maximum intensity	Duration	Total outflow	Peak discharge	Runoff ratio	Time lag	Total runoff	Peak discharge	Runoff ratio	Time lag
		mm	*mm/hr*	*hrs.*	*mm*	*cm³/min*	*%*	*hrs.*	*mm*	*l/s*	*%*	*hrs.*
1	'84.10.21-22	28	7	15	2.0	370	7.3	6.2	0.88	35	3.1	3
2	'84.10.27-28	22	4	21	1.1	220	4.9	4.2	0.35	18	1.6	3
3	'85. 7. 1- 2	48	8	21	o.48	60	1.0	9.7	1.0	40	2.1	1
					(0.03)	(11)		(0)				
4	'85. 8.18	20.5	15.5	8	0	0	0	-	0.33	39	1.6	1
					(0.005)	(13)		(0)				
5	'85. 8.26-28	35.5	6	27	0.04	2.4	0.12	11~12	0.79	26	2.2	1
6	'85. 9. 1- 3	98.5	26.5	11	-	>70×10³	-	2.5	-	500~1000	-	2
7	'85. 9. 7- 8	50.5	6.5	44	8.1	880	16.1	3.3	1.8	32	3.6	2.5
8	'85.10. 1- 2	42	10	32	1.7	130	4.1	3.0	0.79	34	1.9	1.5
9	'85.10. 7- 8	52.5	8.5	41	11.7	830	22.3	1.5	2.23	42	5.7	2
10	'85.10.13	22.5	4	14	4.8	620	21.4	5.7	0.72	23	3.2	4.5
11	'85.10.16-17	11.5	4.5	4	0.93	110	8.1	8.7	0.19	15	1.7	3
12	'85.10.22-23	15	3.5	18	1.8	230	11.8	4.0	0.30	19	2.0	2
13	'85.11.12-13	10	4	6	1.9	390	19.2	6.0	-	-	-	-

斜面流は、表層流、基岩表面地下水流を問わず多孔体中を流れているので、Darcy 則に従うと考えられる。そこで、基岩表面の透水係数を見積もるために、1985 年 10 月に散水実験を実施した。この時の土壌 suction は、壕の上方 3.5 m の基岩表面で - 150 cmH_2O で、かなり湿った状態にあった。散水は壕の上方 1.8 m のところに斜面傾斜方向と垂直に、長さ 90 cm 幅 20 cm にわたり 81.5 ℓ の水を 39 分間与えた。これは、降雨強度にして約 700 mm/hr に相当する。

斜面流は 図－２２ のように、散水開始より約 15 分遅れて基岩表面地下水流のみが流出した。

基岩表面の透水性は、Ⅳ 章で後述するように、必ずしも一層構造ではなく、また、soil mantle の短絡経路の浸透時間を考慮しない粗い見積りになるが、供給の重心から流出の重心までの時間を距離(1.8 m)と斜面勾配(45 °) で割ると、基岩表面の透水係数として 10^{-1} cm/s 程度の値を得た。一方、soil mantle の透水係数は、室内試験から 0.6×10^{-3} cm/sと求められ、これに比べると基岩表面は２桁程度透水係数が大きい。



図－２２　　散水実験における斜面流の流出応答(1985 年 10 月 21 日)

Ⅲ。　斜面流の集中特性

観測から明かになった斜面流の集中特性をまとめると次のとおりである。

1）　overland flow は全く観測されない。

2）　斜面流としては基岩表面地下水流が最も卓越する。その hydrograph は、増水部に比べて減水部の変化が指数関数的で、形が非対称となっている。

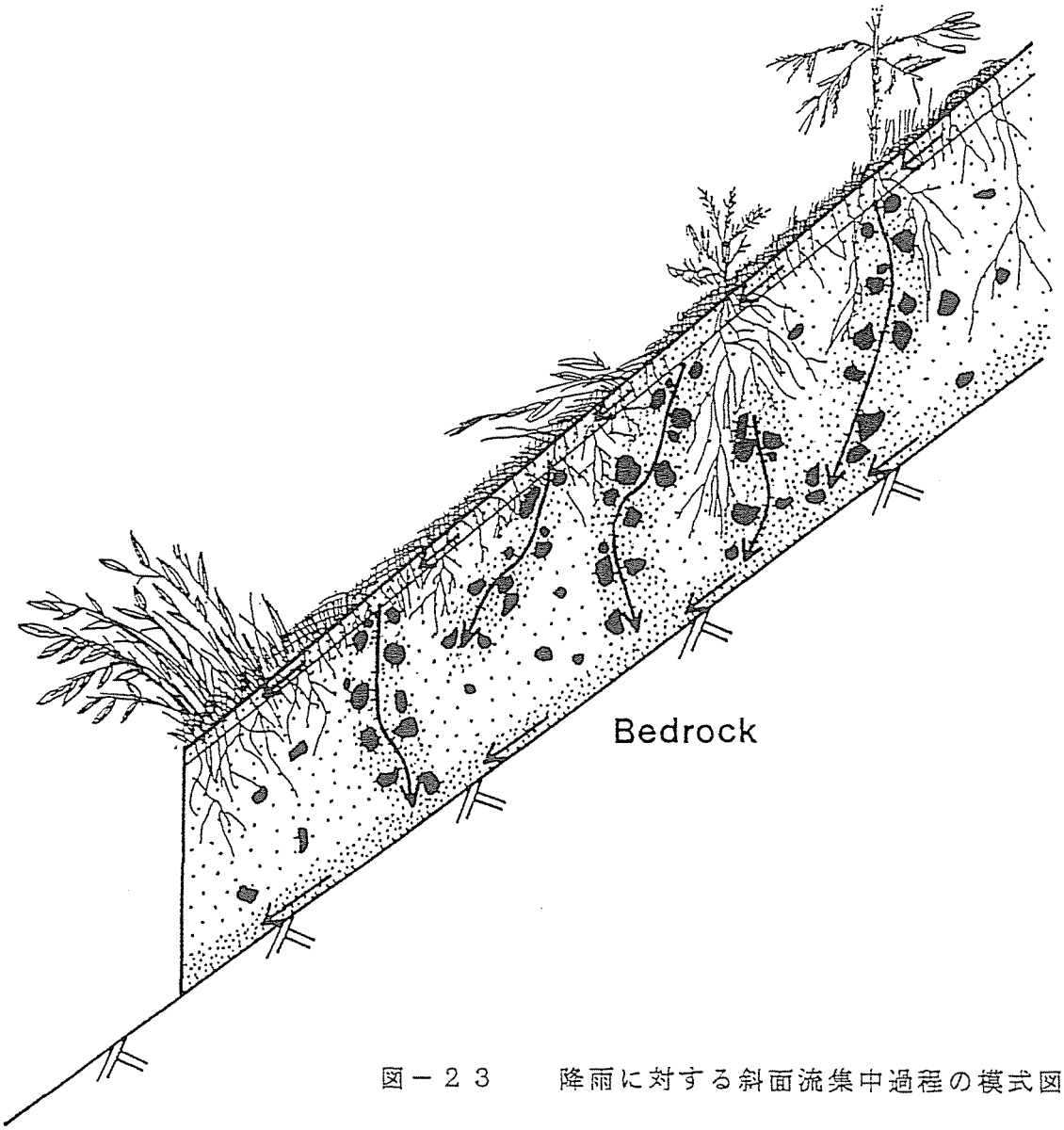
3）　降雨に伴う土壌 suction の応答が必ずしも明瞭でなく、soil mantle の透水係数は 10^{-3} cm/s で基岩表面に比べて著しく小さい。にもかかわらず、基岩表面地下水流が顕著に流出するのは、基岩表面に素早く水を供給する鉛直方向の短絡経路が soil mantle 中に存在するためである。

4）　流域が極端に乾燥した時にのみ、腐植層を経路とする表層流が観測される。これは、鉛直方向の短絡経路が中空のパイプではなく、多孔質で、そこでの流れが浸透流としての性質をもつためである。したがって、極端に乾燥した条件下では「ぬれの角」が大きく、表層流が短絡経路を通じて浸透しづらくなり、斜面末端まで到達したと判断される。また、基岩表面地下水流は、土壌が乾燥状態にあるほど流出率が小さく流出の遅れ時間が大きくなるという点も、短絡経路の流れが浸透流であることを特徴付ける事実である。

5）　短絡経路を通じて基岩表面に供給された浸透水は、自由水面地下水型の飽和重力流を形成する。ここでの透水係数は 10^{-1} cm/s の桁である。

以上より、斜面流の集中過程を模式的に表したのが 図－２３ である。

地表面から浸透した雨水は、透水性の良い腐植層中を流下するうちに、樹根や角礫の集中などによる短絡経路に遭遇し、ここを降下浸透して素早く基岩表面へ到達する。こうした浸透水を集めながら、基岩表面地下水流が飽和重力流として河道へ到達する。



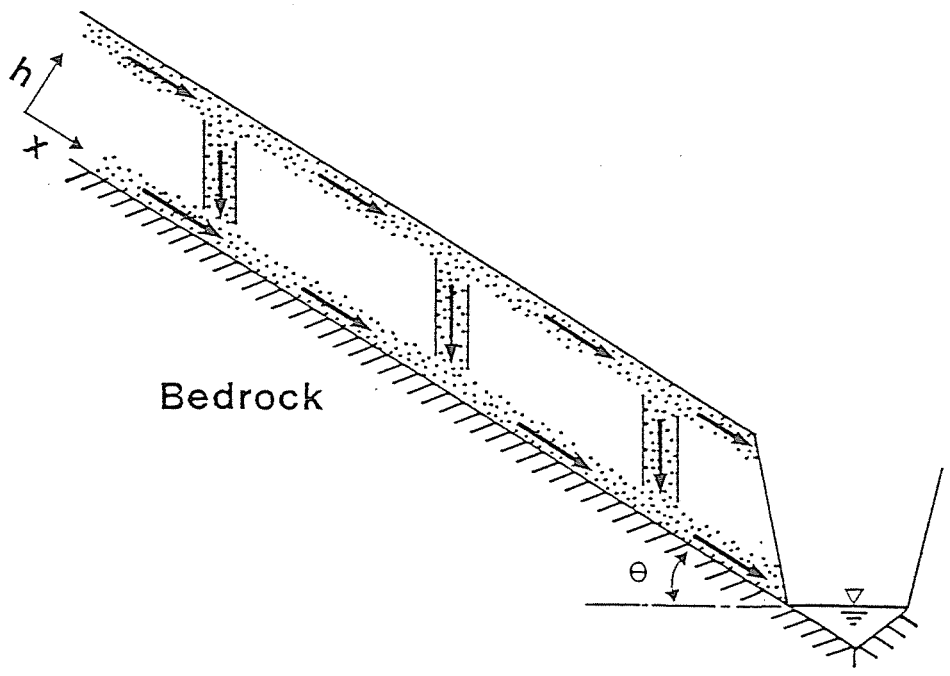
図－２３　　降雨に対する斜面流集中過程の模式図

Ⅳ。　基岩表面地下水流の流動特性

この章では、基岩表面地下水流の流動特性、本質的には流れの抵抗則について考察する。

１．　流れの基礎方程式

基岩表面地下水流が Darcy 則に従う飽和重力流だと考えると（ 図－２４ ）、傾斜基岩上の Darcy 則が（１）式で表される。また、斜面の最大傾斜方向の流れが卓越すると考えられるので、現象を一次元で扱い連続の式を（２）式で考える。



図－２４　　基岩表面地下水流の流出過程の模式図

$$q = -kh\left(\frac{\partial h}{\partial x}\cos\theta - \sin\theta\right) \qquad \cdots(1)$$

$$S\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = w\cos\theta \qquad \cdots(2)$$

ここで、q は単位幅当りの流量、k は透水係数、h は基岩の法線方向にとった水深、θ は斜面傾斜角、S は有効空隙率、w は短絡経路からの浸透量、x は流下方向を正とみた空間座標、t は時間である。なお、崩土と基岩表面近傍とで透水係数が著しく異なるが、短絡経路の存在と薄層の流れである点を考慮し、ここでは基岩表面地下水流を自由水面地下水流と考える。

(1)、(2)式より、Dupuit - Forchheimer の近似に準拠すると、流れの基礎方程式として (3) 式を得る(Henderson and Wooding, 1964 ; Childs, 1971)。

$$S\frac{\partial h}{\partial t} = k\cos\theta\,\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right) - k\sin\theta\,\frac{\partial h}{\partial x} + w\cos\theta \qquad \cdots(3)$$

ところで、山腹斜面のように勾配の急なところでは、水深 h が非常に小さく、流速はほとんど斜面勾配で規定される。この場合、Darcy 則は、

$$q = kh\sin\theta \qquad \cdots(4)$$

で表され、(4) 式および (2) 式より kinematic wave 解が得られる。そこで、(3) 式の近似解として kinematic wave 解が成り立つかどうかを検討した。

簡単にするため、(3)式と（2）および（4）式を（5）、（6）式のように無次元化し、（5）式の差分法による解と（6）式の kinematic wave 解を比較した。

$$\frac{\partial H}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial X}\left(H\frac{\partial H}{\partial X}\right) - 2\frac{\partial H}{\partial X} + \lambda \qquad \cdots(5)$$

$$\begin{cases} Q = 2H \\ \dfrac{\partial H}{\partial T} + \dfrac{\partial Q}{\partial X} = \lambda \end{cases} \qquad \cdots(6)$$

ここで、X、H、λ、Q はそれぞれ（7）式のような無次元変数、Lは斜面長である。

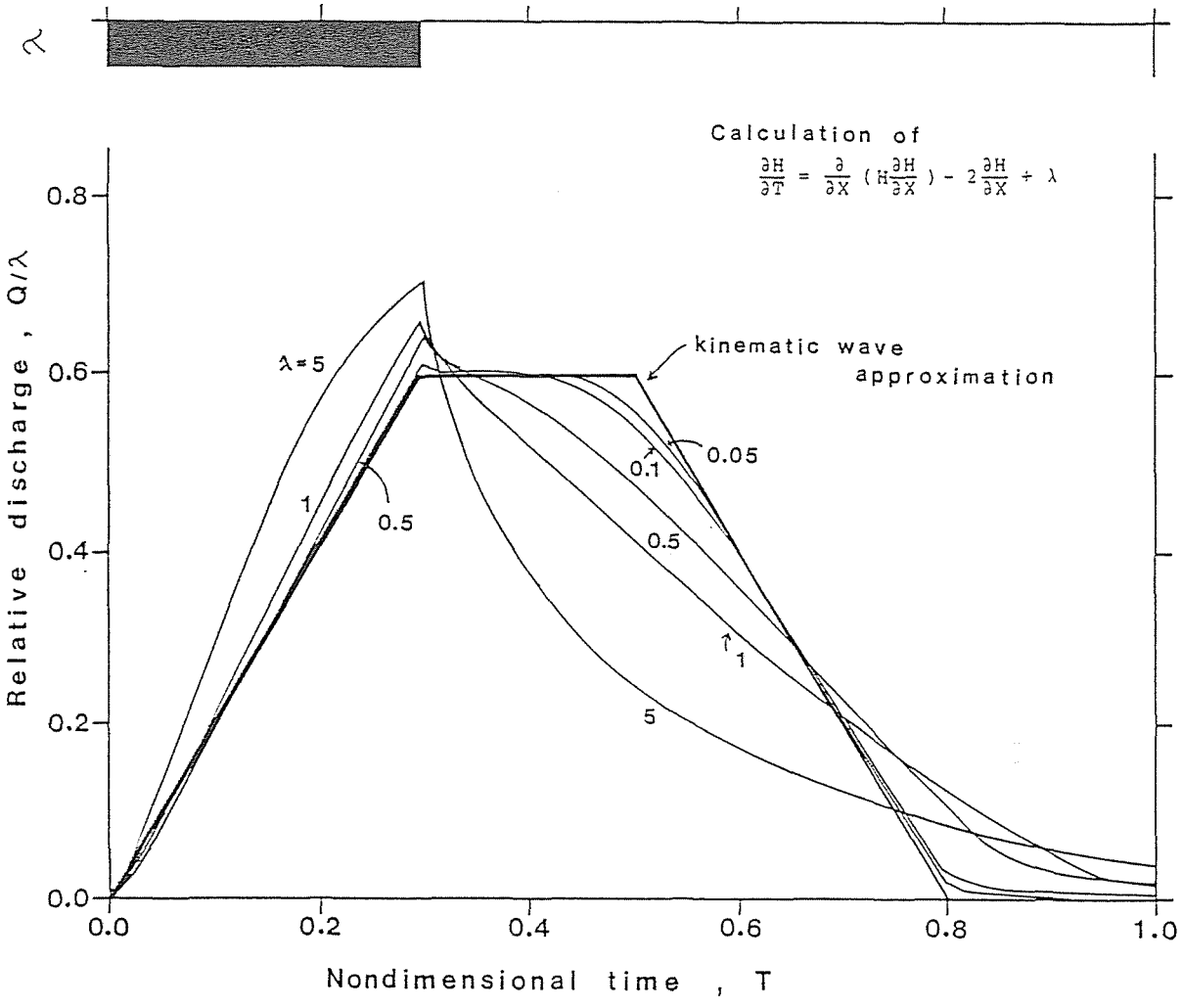
$$\begin{cases} X = x/L \\ H = 2h/L\tan\theta \\ \lambda = 4w\cos\theta/k\sin^2\theta \\ Q = 4q\cos\theta/kL\sin^2\theta \end{cases} \qquad \cdots(7)$$

また、(5)式の初期および境界条件は（8）式で与えた。

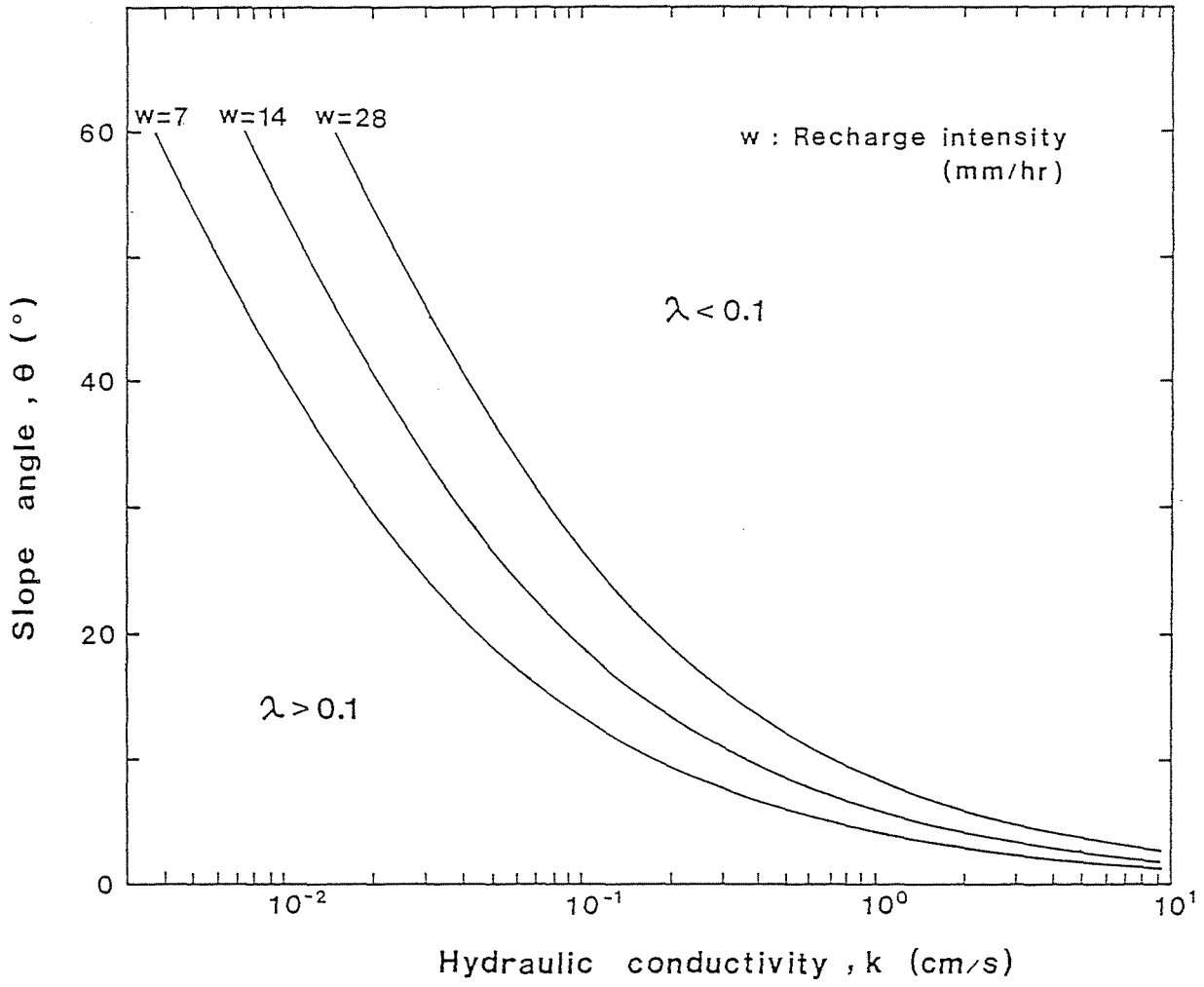
$$\begin{cases} H(X,0)=0 \ , \ T=0 \\ H(0,T)=0 \\ H(1,T)=0 \end{cases} , \ T>0 \qquad \cdots\cdot(8)$$

ある期間(T = 0.3)、一定量のかん養(λ)があった場合の計算結果が 図－２５ で、太線が kinematic wave 解、細線がそれぞれ λ = 0.05、0.1、 0.5、1、5 のときの（5）式の解である。図によれば、無次元かん養量 λ が 0.1 以下であれば、十分に近似が成り立つと判断される。（7）式を用いて、かん養量 w = 7、14、28 mm/hr の場合の λ = 0.1 となる透水係数（k）と斜面傾斜角（θ）の関係を示したのが 図－２６ で、斜面勾配がゆるやかになるほど、あるいは透水係数が小さくなるほど、また、かん養量が大きくなるほど、近似が成り立ちにくくなる。

実験斜面では $\theta = 45°$ 、$k \fallingdotseq 10^{-1}$ cm/s なので、10 mm/hr 以上のかん養があっても十分に近似が成り立つ。したがって、以後は、基岩表面地下水流を kinematic wave で扱う。



図－２５　　（５）、（６）式による計算結果の比較



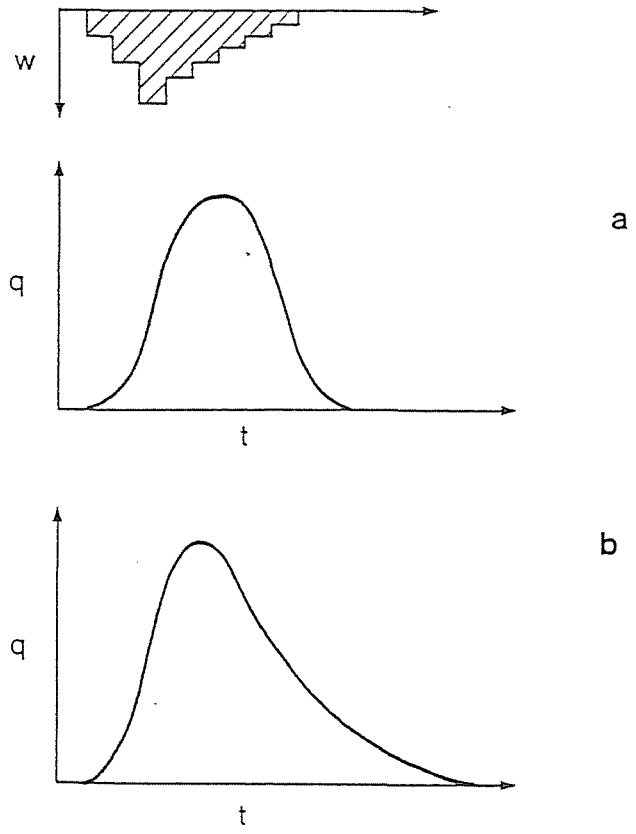
図－２６　　λ = 0.1 となる場合の透水係数 k と斜面傾斜角 θ の関係

ところで、Ⅱ 章で論じたように、基岩表面地下水流の hydrograph には、減水部の変化が増水部に比べてゆるやかであるという、非対称性の特徴があった。ところが、流れを（２）および（４）式で扱うと、

特性曲線　$\frac{dx}{dt} = \frac{k\sin\theta}{S}$　の上で、

$$\frac{dh}{dt} = \frac{w\cos\theta}{S} \qquad \cdots(9)$$

が成り立ち、流動する水塊の流速（ dx/dt ）が水深により変化せず一定値になる。このため、計算から求められる hydrograph は対称形となり、実態に即さない（ 図－２７ａ ）。



図－２７　ａ：Darcy 則から計算された hydrograph

ｂ：Manning 則から計算された hydrograph

一方、従来の kinematic wave 法(あるいは特性曲線法)では、流路の流れを等流に近いと仮定し、運動および連続の式が次式で表されていた。

$$A = KQ^p \qquad \cdots(10)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \qquad \cdots(11)$$

ここに、A は流路の断面積、Q は流量、q は流路の単位長さ当りの横流入量である。流れが Manning 則に従うとすれば、K および p は、

$$\begin{cases} K = [n'/\{ K_1^{\frac{2}{3}} (\sin\theta')^{\frac{1}{2}} \}]^p \\ p = 3/(3+2z) \end{cases} \qquad \cdots(12)$$

となる。ここに、n ′は流路の粗度係数、sin θ ′は流路の勾配、K_1 および z は流路の径深 R と断面積 A の関係を示す常数で、

$$R = K_1 A^z \qquad \cdots(13)$$

から定まる値である。例えば、広幅矩形断面の流路では、$K_1 = 1/b$ (b : 河幅)、z = 1 である。

さらに、山腹斜面上の流れは表面流と考え、(10)、(11) 式において横流入量 q を有効雨量 r_e に、流路の流量 Q を q に置き換えていた。薄層流を想定して単位幅流路で考えると、R = h = A となるので、(13) 式において $K_1 = 1$、z = 1 となり (12) 式は、

$$\begin{cases} K = (n/\sqrt{\sin\theta})^p \\ p = 0.6 \end{cases} \qquad \cdots(14)$$

で表される。ここに、n は斜面の粗度係数、sin θ は斜面勾配である。

$r_e = w$ とすると、

特性曲線　$\frac{dx}{dt} = \frac{q^{1-p}}{pK}$　の上で、

$$\frac{dq}{dt} = \frac{w}{pKq^{p-1}} \cos\theta \qquad \cdots(15)$$

となる。流動する水塊の流速（ dx/dt ）は q が h の関数であるから水深 h により変化し、図－２７ｂ のように計算から求められる hydrograph は非対称形となる。

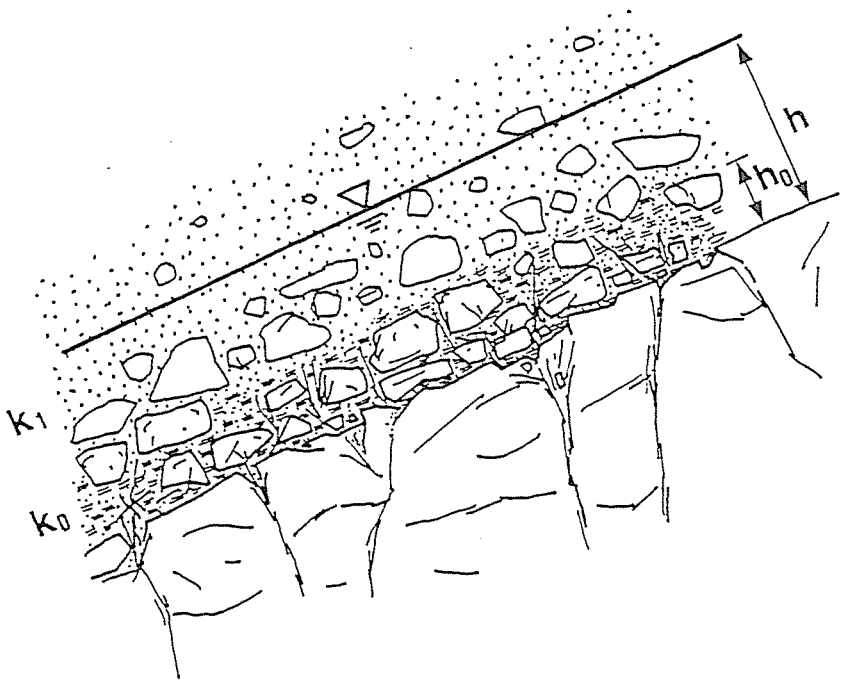
しかし、実際の斜面の流れは表面流として集中するのでなく、多孔体中を通って集中しているので、Manning 則を用いるのでは実態に即していない。

そこで、流れが Darcy 則に従い、しかも、観測で得られた様に hydrograph が非対称となる機構を検討した。

山腹斜面に露出した fresh な基岩は、凍結融解などで徐々に表面が破砕されて行く。ここに、斜面上方からの崩土が堆積して soil mantle が形成され、破砕部も土粒子で充填される。基岩表面附近の崩土層は、基岩表面地下水流が長年月にわたり粘土質細粒子を洗い流す結果、空隙に富む良透水層となるが、破砕部は崩土層以上には洗い流しを受けず、結果として良透水層よりやや透水性が悪くなっていると考えられる。従って、図－２８ の模式図に示すような、透水性の二層構造が考えられる。このために、水深が増すと透水性の良い上部の層の寄与が増し、見かけ上、（１６）式に示す全体としての平均透水係数 k が水深により変化していると考えた。

$$k = \{(h-h_0)k_1 + h_0k_0\}/h \qquad \cdots(16)$$

ここに、h_0 は透水性のやや劣る層の厚さ、k_0 はその層の透水係数、k_1 は微細粒子の洗い流された上の層の透水係数である。



図－２８　　基岩表面付近を拡大した模式図

そこで、（4）式を（１７）式で表し、k を h のべき関数と考えた。

$$q = k(h)h\sin\theta \qquad \cdots(17)$$

$$k(h)h = \alpha h^{\beta} \qquad \cdots(18)$$

この場合の流れは、（１９）式で示される。

$$\begin{cases} h = K_0 q^{p} \\ S\dfrac{\partial h}{\partial t} + \dfrac{\partial q}{\partial x} = w\cos\theta \end{cases} \qquad \cdots(19)$$

ここで、α と β は任意の実数、K_0 および p はそれぞれ、

$$\begin{cases} K_0 = (1/\alpha\sin\theta)^{p} \\ p = 1/\beta \end{cases} \qquad \cdots(20)$$

である。

また、$K = K_0 S$ とすれば、（１９）式は従来の kinematic wave 法による解析と全く同様になり、

特性曲線 $\dfrac{dx}{dt} = \dfrac{q^{1-p}}{pK}$ の上で、

$$\frac{dq}{dt} = \frac{w}{pKq^{p-1}}\cos\theta \qquad \cdots(21)$$

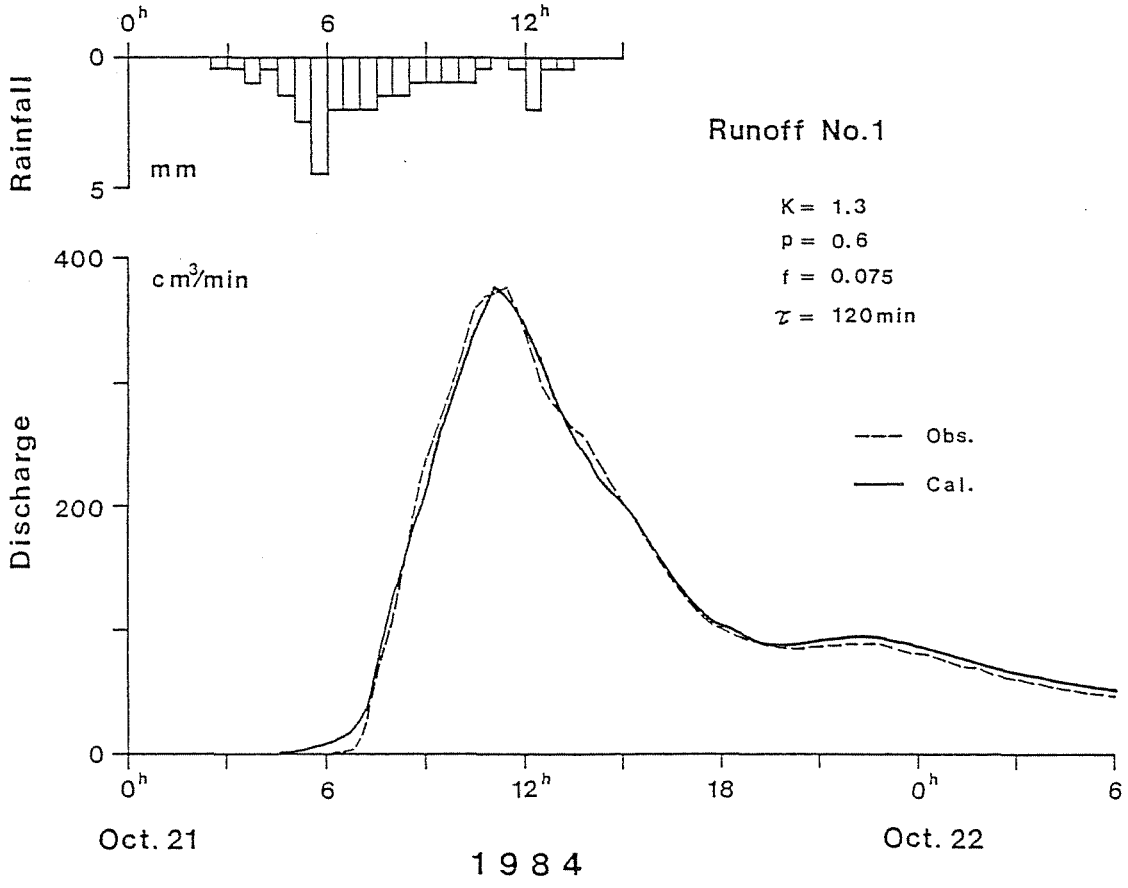
となる。

2．　計算結果

はじめに湿潤期の流出応答例の Runoff No.1、No.10 について（２１）式を計算し、実測の基岩表面地下水流の hydrograph と最も良く適合するような p と K を試行錯誤の上で求めた。

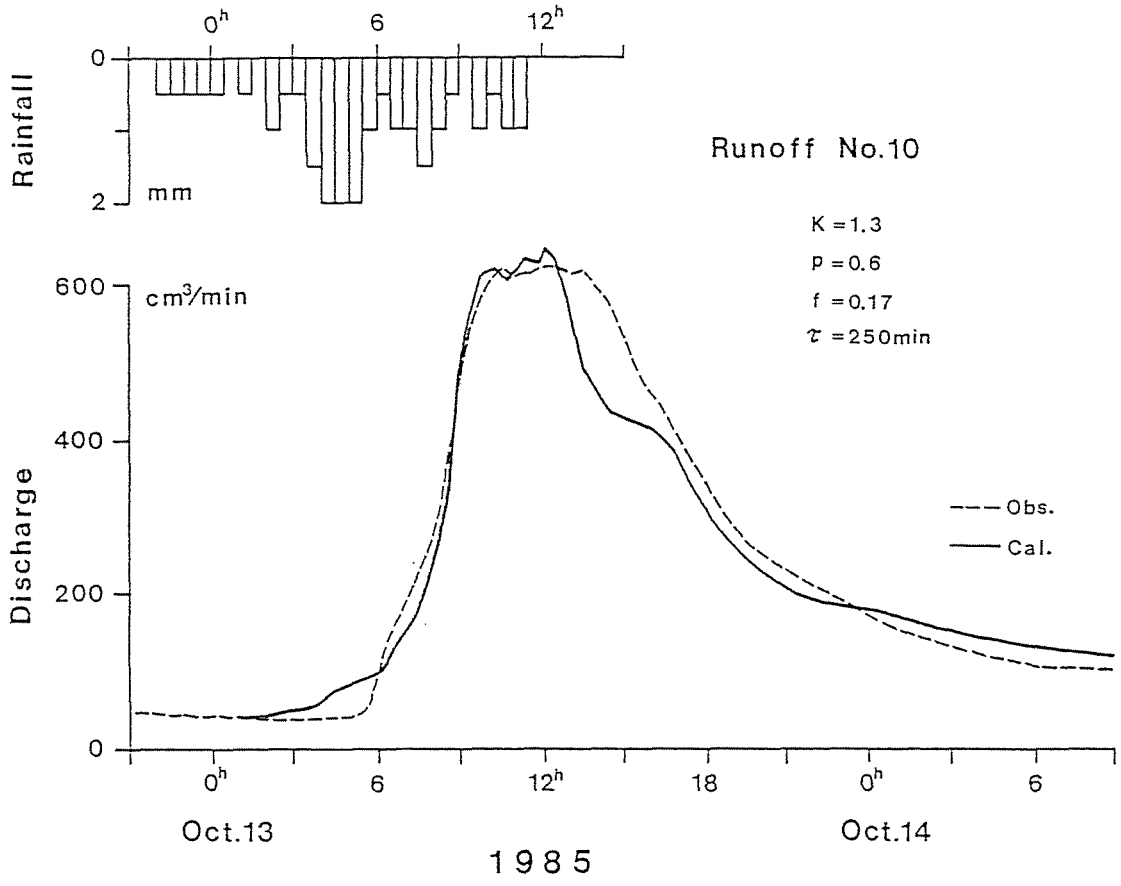
Runoff No.1 の計算結果を 図－２９ に示す。短絡経路からの浸透量 w は、実測降雨波形に基岩表面地下水流の流出率（f）7.5 % を掛けて与え、短絡経路を浸透するのに要する遅滞時間（τ）を考え、流出を 120 分遅らせた。計算の単位時間は 30 分にとり、K = 1.3 、p = 0.6 のときに実測値とほぼ一致した。

なお、実測曲線のうち減水がゆるやかになる部分の流量は、早い流出応答として考慮していなかった。そこで、計算曲線には考慮していなかった流量を加算して図示した。後述の Runoff No.10 および No.3 についても同様である。



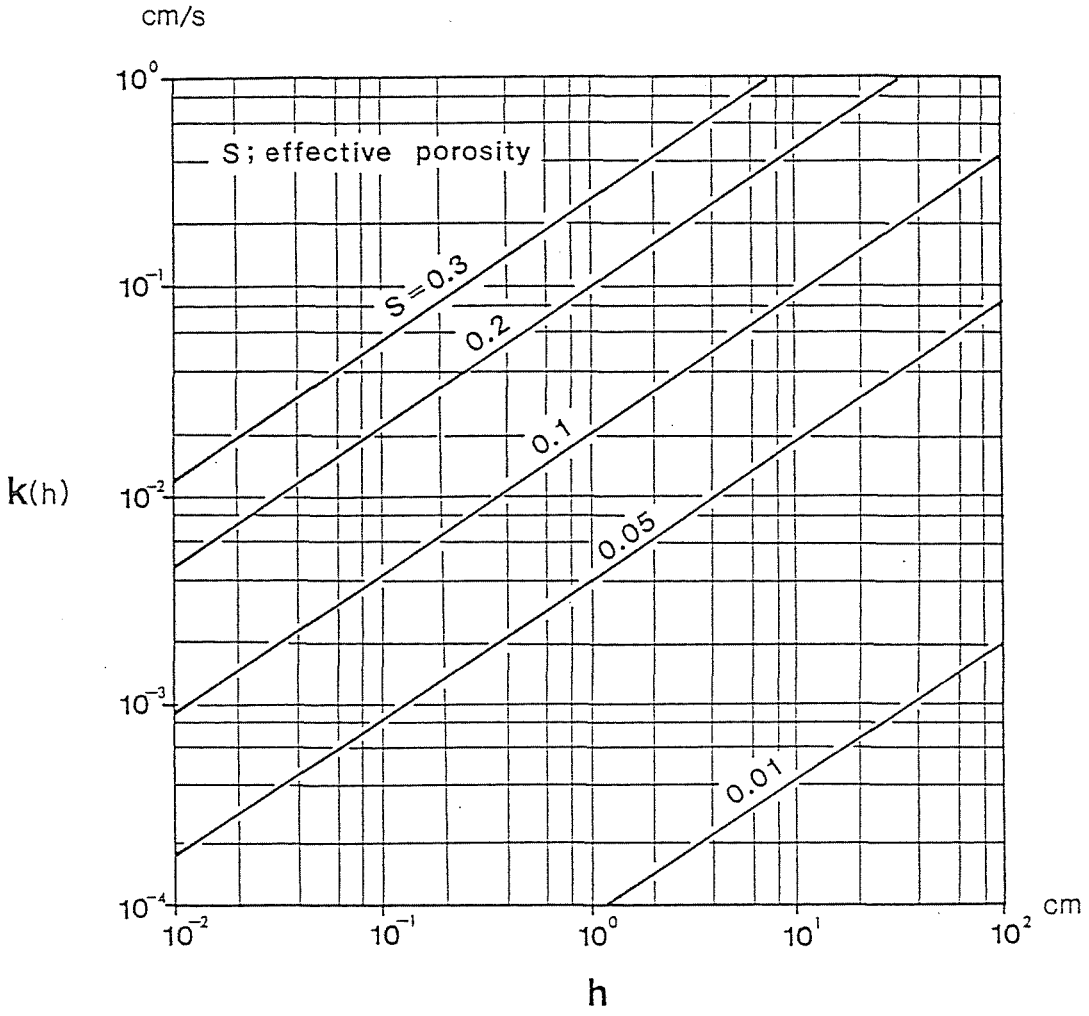
図－２９　　Runoff No.1 の計算値(実線)と実測値(破線)の比較

図－３０ は Runoff No.10 の例で、ｗ は Runoff No.1 と同様に、斜面での流出率 17 ％ 、遅滞時間 250 分で与えた。実測値との適合度はやや劣るが、No.1 と同じ K = 1.3 、 p = 0.6 を用い、かなり良い結果を得た。



図－３０　　Runoff No.10 の計算値(実線)と実測値(破線)の比較

以上の２例で得た Ｋ ＝ 1.3 、ｐ ＝ 0.6 を与え、（１８）および（２０）式により、水深 ｈ と透水係数 ｋ(ｈ) の関係を有効空隙率 Ｓ をパラメーターとして 図－３１ に示した。Ｓ ＝ 0.1 を仮定すると、観測される基岩表面地下水流の水深が数 ㎝ から 10 ㎝ 程度なので、透水係数は 10^{-1} ㎝/s 程度の値になり、散水実験で見積もった値とほぼ一致する。

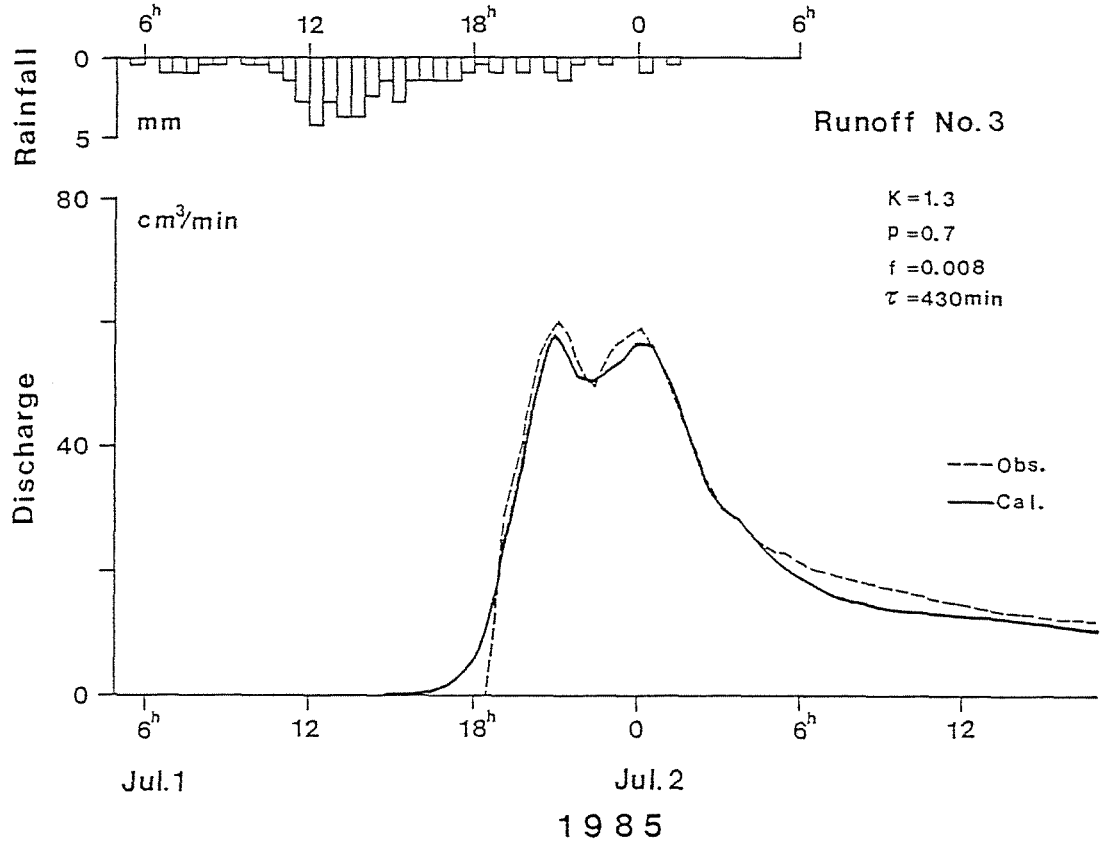


図－３１　　Ｋ ＝ 1.3 、ｐ ＝ 0.6 の場合の水深 ｈ と透水係数 ｋ(ｈ) の関係

つぎに乾燥期の Runoff No.3 について計算した。

かん養量 w は、これまでの例と同様、斜面での流出率 0.8 % 、遅滞時間 430 分で与えた。結果は K = 1.3 、p = 0.7 で 図－３２ のようになった。

soil mantle が乾燥したため、短絡経路の浸透に時間を要し、遅滞時間は湿潤期の例より大きくなった。また、 p は 0.7 とやや大きくなったが K は等しく、水深と透水係数の関係には大きな変化がない。したがって、湿潤期と乾燥期という異なる状況での基岩表面地下水流の流出応答が、遅滞時間のみ変化し、他は同じ常数値の計算モデルで表せたことになる。



図－３２　　Runoff No.3 の計算値(実線)と実測値(破線)の比較

以上のように、基岩表面地下水流の流動特性は、基岩表面付近の透水性の二層構造を考えることで十分に説明することができた。

また、p が 0.6 程度の値になることから次が考えられる。

従来の kinematic wave 法では、流速 v が径深 R と粗度係数 n を用いて、

$$v \propto R^{\frac{1}{n}} \qquad \cdots(22)$$

のように表されている。流路幅が水深に比較して十分大きい薄層流のような場合、R = h の近似が許され（２２）式は、

$$v \propto h^{\frac{1}{n}} \qquad \cdots(23)$$

となる。この時 p = 0.6 となっていた。

この研究では、流れを Darcy 則（１７）式で考えているので、流速が、水深によって変化する透水係数を用いて、

$$v \propto h\,k \qquad \cdots(24)$$

と表される。（２４）式は、流速が水深によって変化するという点で（２２）式と同様である。しかも、（２３）式と同じように R = h が成り立ち p ≒ 0.6 である。これらのことから、基岩表面地下水流は平坦面上を流れる薄い多孔質流であると判断される。

Ⅴ．　流域における流出応答

河川増水となって現われる流域全域での早い流出応答が、実験斜面と同様に基岩表面地下水流の河道集中で特徴付けられるかどうかを検討するため、ここでは、観測された基岩表面地下水流を降雨に替わる流入量として与え、冷水沢実験流域全体での早い流出応答を計算する。

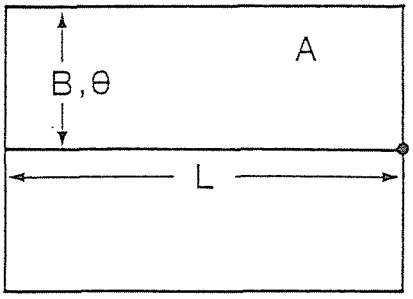
１．　流域モデル

流域規模の流出応答では、流域を矩形モデルで近似し、観測された基岩表面地下水流の hydrograph を矩形モデルの斜面長、斜面勾配に応じて変換し、河道への横流入量として与える。

矩形近似の仕方により斜面長が大きくなると、降雨をうける単位幅の面積が増すので流出量が大きくなり、また、流下距離も増すので peak 流量の発生時間が遅れるようになる。一方、斜面勾配が小さくなると、（２０）式で明らかなようにK_0 が $\sin\theta$ に逆比例するので、K が大きくなり、hydrograph が偏平になる。

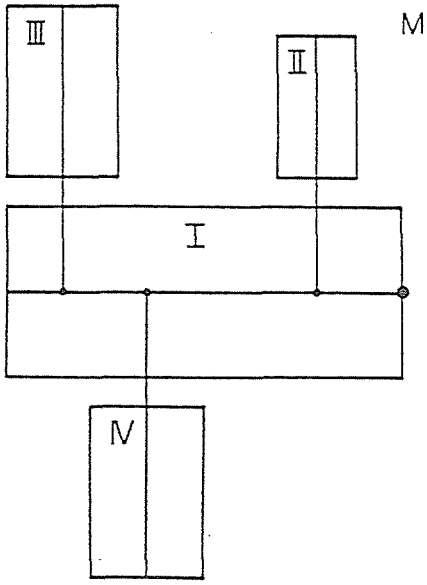
ここで具体的に検討した流域モデルは、最も単純な１つの矩形流域で近似したモデル１と、３つの大きな支川流域をそれぞれ矩形流域として分け、河道長を長く平均斜面長を短く扱ったモデル２の二通りである（ 図－３３ ）。

MODEL 1



A; drainage area
L; channel length
B; slope length
θ; slope incline

MODEL 2



	A	L	B	θ
MODEL 1	0.93 km^2	1320 m	350 m	26°
MODEL 2	Ⅰ 0.55	1320	210	29°
	Ⅱ 0.08	520	80	36°
	Ⅲ 0.16	740	110	22°
	Ⅳ 0.14	550	130	18°

図－３３　流域モデル １ と ２ の概要

横流入のある河道流下の計算は（１０）、（１１）式を用いて行なうが、冷水沢実験流域を含めた豊平川上流域における河川流量測定結果では、河川横断面積 A と径深 R の関係（（１３)式）において、

$$K_1 = 0.30 \quad , \quad z = 0.5$$

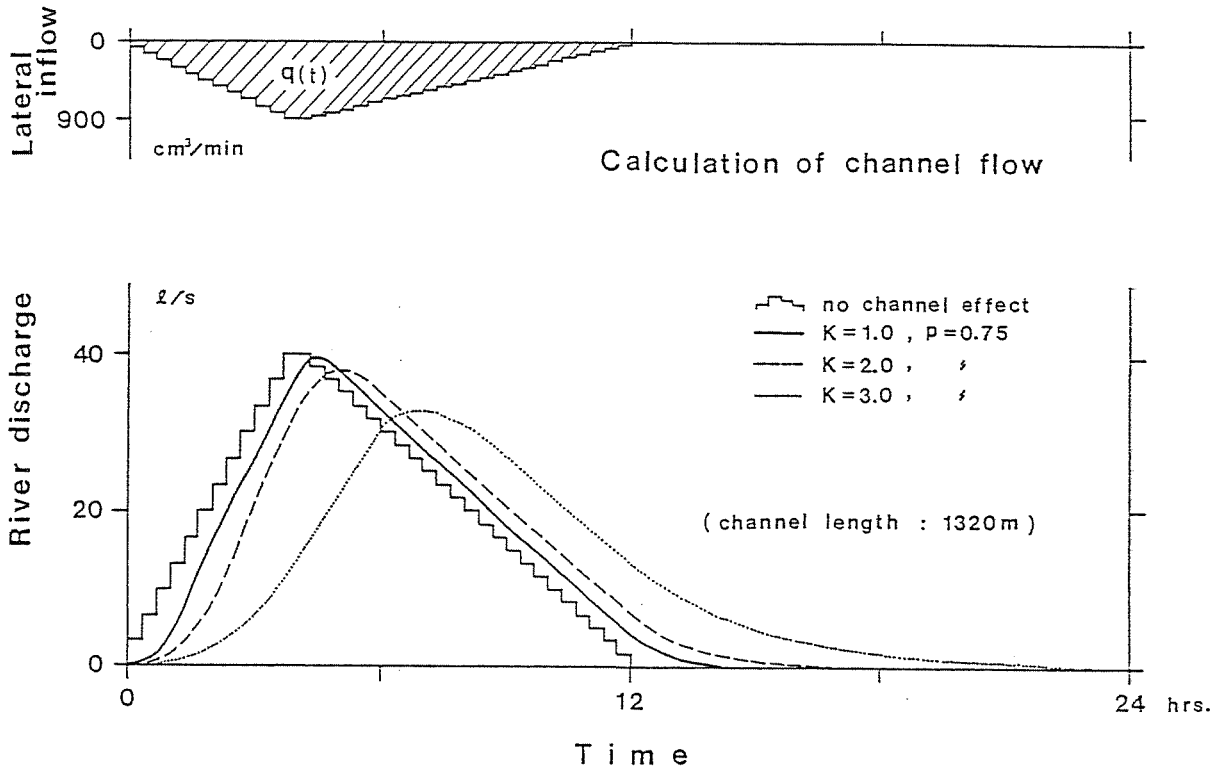
が得られた。また、1/25000 地形図判読によれば、河床勾配は河道長 1.3 km について約 6.5 ° で、水面勾配もこれに等しいと考えられる。さらに、流れに等流近似が許されるような区間での流量および水面勾配測定結果から、流路の粗度係数 0.2 $m^{-\frac{1}{3}}s$ が得られた。これらの値と Manning 則により、（１２）式における K と p は、

$$K = 1.24 \quad , \quad p = 0.75$$

となった。

河川の hydrograph は、斜面や河道での流下時間に応じて形成され、流下時間が無視できるほど小さいと、降雨波形とほぼ同様になる。この研究で対象とする急勾配の山地部小流域では、一般に、河道での流下時間は斜面に比べて十分小さく、河道における hydrograph の変形効果(ここでは「河道効果」と呼ぶ)が無視できると考えられる。そこで、流域モデル１において斜面流量 q(t) を 図－３４のように与え、これを全河道長について加算しただけの河道効果を無視した計算結果と、p を 0.75に固定し K = 1.0、2.0、3.0 と与えた河道流計算結果を比較した。

図によれば、K = 1.0 程度では、河道効果を無視した結果と大差がない。したがって、実際の計算では河道流についての計算は行わず、河道効果を無視し、変換から求められた河道への横流入量を同一時刻について加算するだけの計算とした。

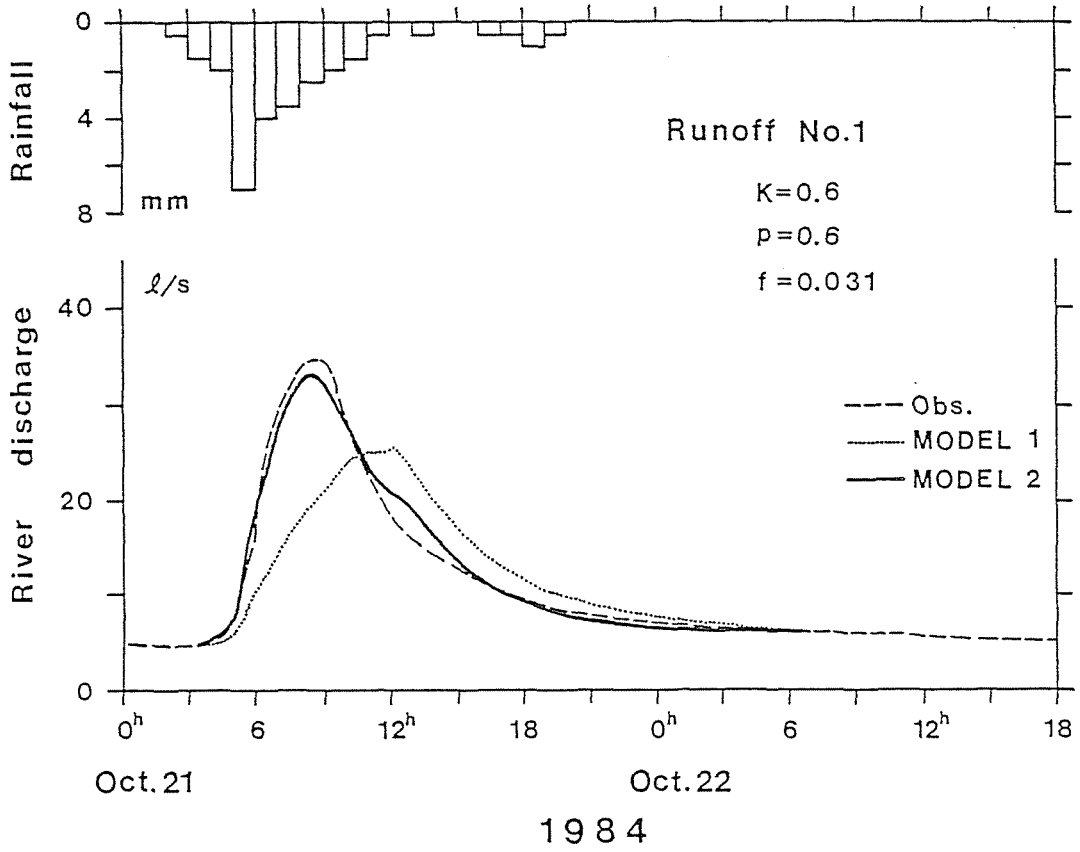


図－３４　　河道効果を無視した場合としない場合の河道流計算結果

2．　計算結果

Runoff No.1 の計算結果を 図－３５ に示した。破線が実測河川流量、点線がモデル１、実線がモデル２の計算河川流量を示す。Ⅳ 章の斜面流の計算では、K = 1.3 、p = 0.6 、流出率(f) 7.5 % としていたが、流域平均でみた値としては K = 0.6 、p = 0.6 を試行錯誤で求め、流出率は河川流量についての 3.1 % を用いた。

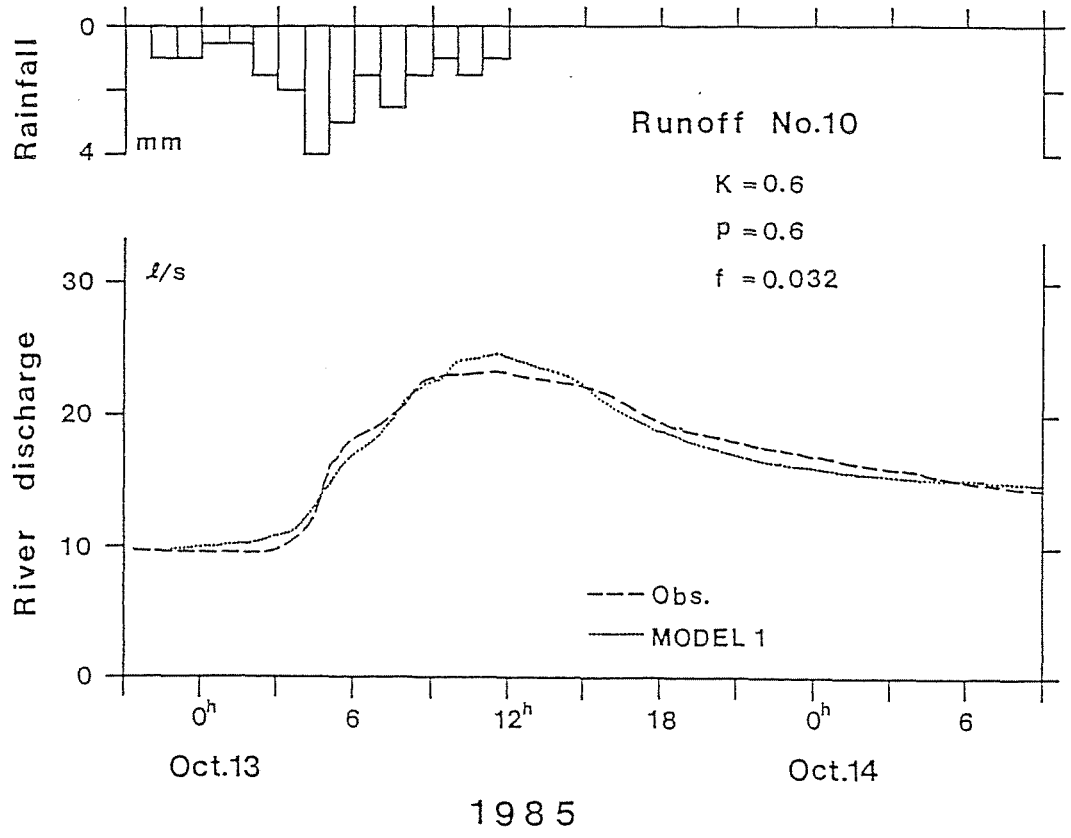
モデル１は流域を平均化しすぎているため、実測に比べて hydrograph が偏平になるが、モデル２では、ほぼ良好な結果を得た。



図－３５　　流域モデル １ (点線)および ２ (実線)の計算値と実測値(破線)の 比較

同様に、Runoff No.10 についての結果が 図－３６ で、K = 0.6 、p = 0.6 となった。Runoff No.1 とほぼ等しいK と p および流出率(3.2 %)であるにもかかわらず、実測 hydrograph がかなり偏平なため、モデル１で十分な結果を得た。それは、降雨波形自体が偏平で最大強度も 4 mm/hr と小さく、降雨の集中が弱かったためと考えられる。

なお、peak 時以降の実測流量に基底流量の増大が認められる。そこで、peak 時以降の計算値は、基底流量の増分 4.6 ℓ/s を加えた値とした。



図－３６　　流域モデル １ (点線)の計算値と実測値(破線)の比較

以上２つの解析例より、流域全体においても基岩表面地下水流の河道集中でquickflow が形成されていることが判明した。

また、平水時には流水がなく谷底が礫や腐植で埋められている支川を、モデル１ では流水抵抗の大きい斜面として、モデル２では流水抵抗の小さい河道として扱った。その結果、最大降雨強度 7 mm/hr の集中した降雨に対する応答例（Runoff No.1 ）がモデル２で、最大降雨強度 4 mm/hr の集中の弱い降雨に対する応答例(Runoff No.10)がモデル１で表せた。このことから、集中した降雨になるほど、平水時に流水のない支川が斜面から著しい基岩表面地下水流の集中を受け、流水抵抗の小さい河道の機能を持つようになると推察される。

Ⅵ. 結　　論

冷水沢実験流域における斜面流の観測結果、ならびに、斜面流集中の実態に即した quickflow の流出応答解析によって明かになった点をまとめると、次のとおりである。

1）　豊平川上流域に流域面積約 1 ㎢ の実験流域を設け、山腹斜面末端に斜面流観測用の壕を作成し、斜面流集中の実態を観測した。その結果、soil mantle と基岩の境界付近の著しく透水性の良い層を経路とする基岩表面地下水流が優勢な斜面流として観測された。また、流域が極端に乾燥した場合には、soil mantle 上面の腐植層を経路とする表層流が観測された。

2）　基岩表面の透水係数は散水実験から 10^{-1} ㎝/s 程度と見積もられ、これより上部の soil mantle に比べ、およそ2桁大きいことが判明した。

3）　地表面から浸透した雨水が透水性の良い腐植層中を流下するうちに、樹根や角礫の集中などによる鉛直方向の短絡経路に遭遇し、そこを降下浸透して素早く基岩表面へ到達する。こうした浸透水を集めながら、基岩表面地下水流が飽和重力流として河道へ到達するという過程で斜面流の集中が起きていると判断される。

4）　基岩表面地下水流の hydrograph は、減水部の変化が増水部に比べてゆるやかで指数関数的であるという、非対称性を持つ点が特徴的で、基岩表面の流れの抵抗則を Darcy 則で表し、透水性の二層構造を考えることで、非対称性をもつという流出特性を説明できた。

5）　基岩表面地下水流の単位幅流量 q と水深 h の関係

$$h = K_0 q^p$$

において、p は 0.6 程度の値になった。このことから、基岩表面地下水流は比較的平坦な面上を流れる薄い多孔質流であることが判明した。

6）　実験斜面で観測した基岩表面地下水流を降雨に替わる流入量として与え、冷水沢実験流域における早い流出応答を解析した。この際、流域は矩形モデルで近似し、測定した基岩表面地下水流の hydrograph を斜面長、斜面勾配に応じて変換した。解析の結果、流域全体においても基岩表面地下水流の河道集中で quickflow が形成されていることが判明した。

さらに、集中した降雨になるほど、平水時に流水のない支川が著しい斜面流集中をうけ、流水抵抗の小さい河道としての機能を持つようになることが推察された。

謝　　辞

この研究の遂行にあたり、北海道大学理学部 中尾欣四郎 教授には終始ご指導を頂いた。北海道大学理学部 藤木忠美 教授からは豊平川上流域の地形形成に関する知見をご教授して頂き、北海道大学工学部 浦上晃一 講師には数値解析にあたり有益な助言を頂いた。

北海道大学理学部附属地震予知地域センターの岡山宗夫氏と当時北海道大学大学院生の服部正巳氏には、デジタル電接計の製作に際し、計測手法や基礎技術の指導を授かった。

当時北海道大学大学院生の渋谷克之、佐々木隆光、山野井克巳、小野修造の諸氏には、野外での困難な調査に協力して頂いた。また、北海道大学地球物理学科陸水学講座の４年生の方々には、野外調査を補助して頂いた。

国際航業株式会社の大森正一氏には、源流域斜面の地質構造について有益な助言を頂いた。

以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

文　　献

1) Childs, E.C., 1971. Drainage of groundwater resting on a sloping bed. Water .Resour.Res., 7 : 1256 - 1263.

2) Chorley, R.J., 1978. The hillslope hydrological cycle. In: M.J. Kirkby (Editor), Hillslope Hydrology. Wiley, New York, N.Y., pp. 1 - 42.

3) 土居繁雄, 1953. 五万分の一地質図幅説明書「定山渓」, 北海道開発庁, pp. 1 - 88.

4) Fletcher, J.E., Harris, K., Peterson, H.B. and Chandler, Y.N., 1954. Piping. Trans.Am.Geophys.Union, 35 : 258 - 262.

5) Freeze, R.A., 1967. Quantitative interpretation of regional groundwater flow patterns as an aid to water balance studies. Int.Assoc.Sci.Hydrol., Publ. No. 76, pp. 154 - 173.

6) Henderson, F.M. and Wooding, R.A., 1964. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. J.Geophys.Res., 69 : 1531 - 1540.

7) Hewlett, J.D., 1961a. Watershed management. In: Report for 1961 Southeastern Forest Experiment Station. U.S.For.Serv., Asheville, N.C.

8) Hewlett, J.D., 1961b. Soil moisture as a source of baseflow from steep mountain watersheds. U.S.Forest Service, Asheville, N.C., Southe.For.Exp.Stn., Pap. No. 132.

9) Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans.Am.Geophys.Union, 14 : 446 - 460.

10) 石井吉之・中尾欣四郎， 1981.　河川水位の季節変動による地下水流出の調節.　北海道大学地球物理学研究報告， 40 : 31 - 45.

11) Kirkby, M.J. and Chorley, R.J., 1967.　Throughflow, overland flow and erosion.　Bull.Int.Assoc.Sci.Hydrol., 12 : 5 - 21.

12) 岸　力・中尾欣四郎， 1962.　豊平川の洪水解析.　北海道大学工学部研究報告， 28 : 45 - 77.

13) 中尾欣四郎， 1971.　湖沼水位の安定性についての研究.　北海道大学地球物理学研究報告， 25 : 25 - 87.

14) Nakao, K., Ishii, Y. and Nishida, H. 1986.　Characteristics of subsurface stormflow from hillslopes in Hokkaido, Japan. — Overbedrock subsurface flow —.
(ＩＡＨＳ workshop "Comparative Hydrology" の textbook に投稿中)

15) Sklash, M.G. and Farvolden, R.N., 1979.　The role of groundwater in storm runoff.　J.Hydrol., 43 : 45 - 65.

16) 末石富太郎， 1955.　特性曲線法による出水解析について — 雨水の流出現象に関する水理学的研究(第 2 報) —.　土木学会論文集， 29 : 74 - 87.

17) Tanaka, T., Yasuhara, M. and Marui, A. 1982.　Pulsating flow phenomenon in soil pipe.　Ann.Rep., Inst.Geosci., Univ. Tsukuba, No. 8, pp. 33 - 36.

18) Toth, J., 1962.　A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada.　J.Geophys.Res., 67 : 4375 - 4387.
Int.Assoc.Sci.Hydrol., Publ. No. 76, pp. 154 - 173.

19) Troendle, C.A. and Homeyer, J.W., 1971.　Stormflow related to measured physical parameters on small forested watersheds in

West Virginia. Trans.Am.Geophys.Union, 52 : 204 (abstract).

20) 塚本良則・城戸毅, 1979. 森林伐採による年流出量の増加について. 水利科学, No. 161 : 26 - 38.

21) Ward, R.C., 1984. On the response to precipitation of headwater streams in humid areas. J.Hydrol., 74 : 171 - 189.

資　　料

資料－１　冷水沢実験流域における 1984 年の日降水量と河川流量の変動

資料－２　冷水沢実験流域における河川流量測水地点での水位流量曲線

資料－３　Runoff No.1 ～ 13 の河川流出量曲線（ No.6 と No.13 は欠測 ）

資料－４　冷水沢実験流域における総雨量と河川の quickflow 流出高の関係

資料－５　実験斜面における総雨量と基岩表面地下水流総流出量の関係

資料－６　実験斜面の soil mantle の室内透水試験結果

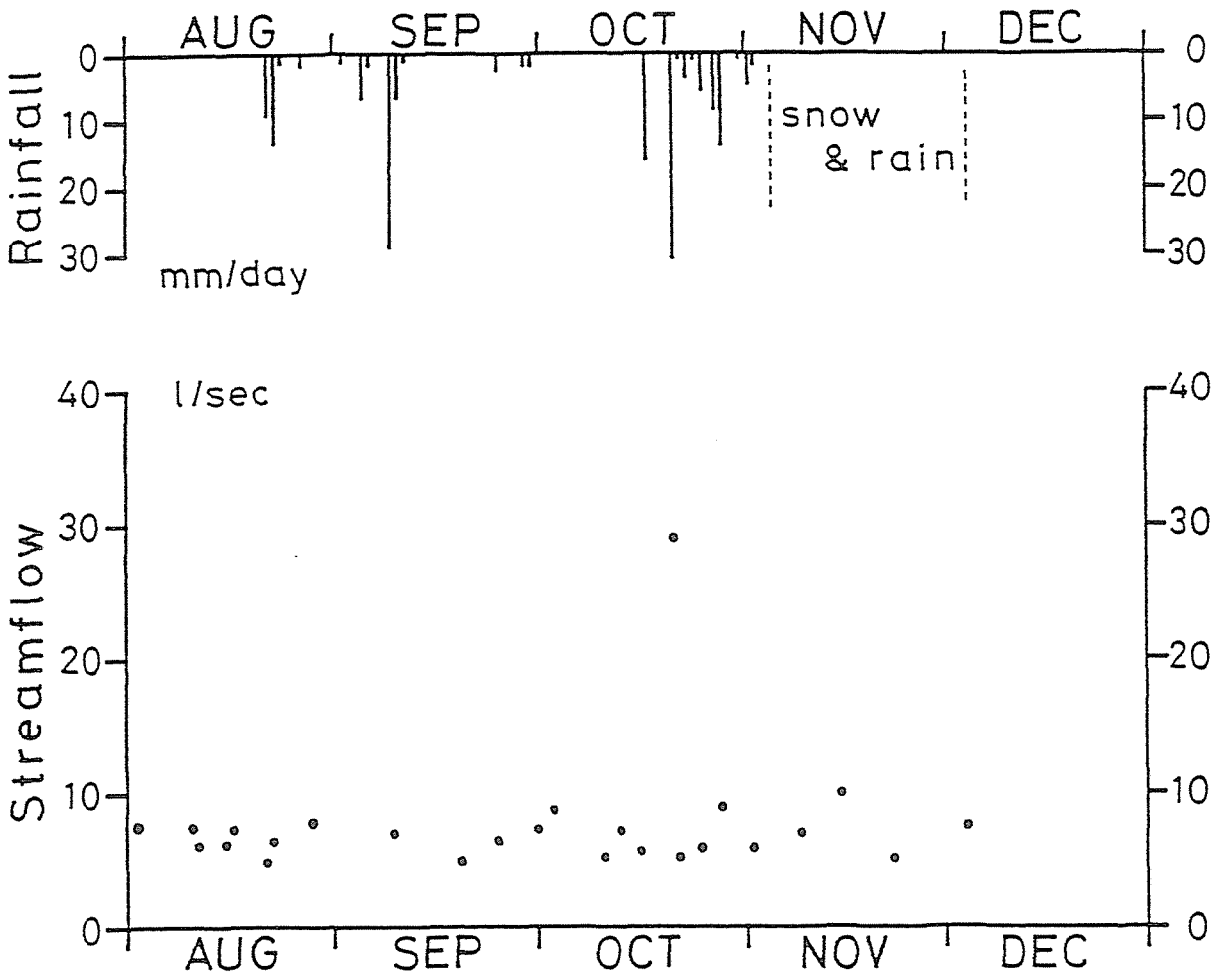
資料－７　豊平川上流域における河川横断面積と径深の関係（ 1984 年 10 月 ）

資料－８　豊平川上流域における河川横断面積と流量の関係（ 1984 年 10 月 ）

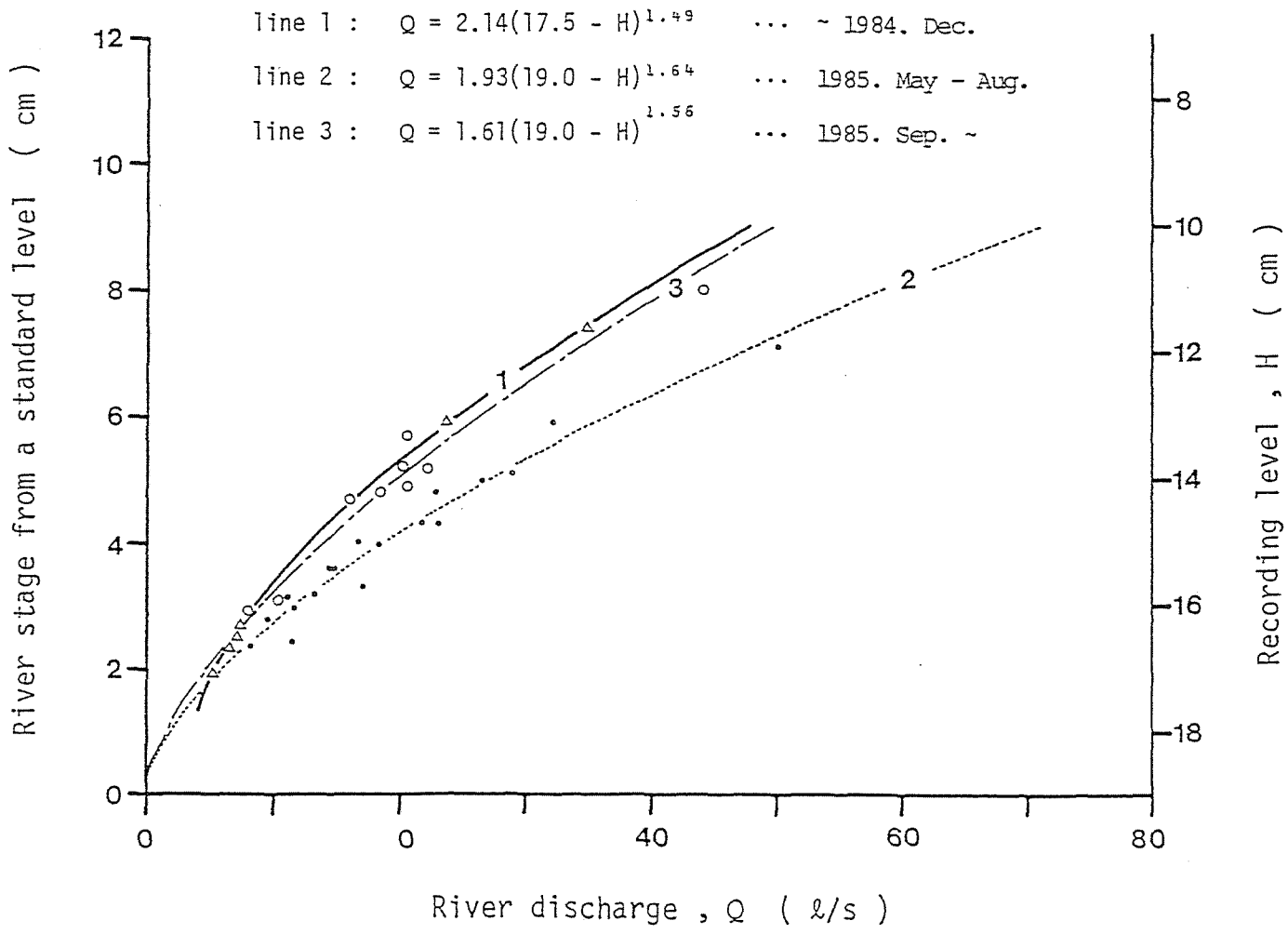
資料－９　豊平川上流域における河川の径深と Manning の粗度係数の関係
（ 1984 年 10 月 ）

資料－１０　冷水沢実験流域の河床勾配（ 1/25000 地形図判読による）

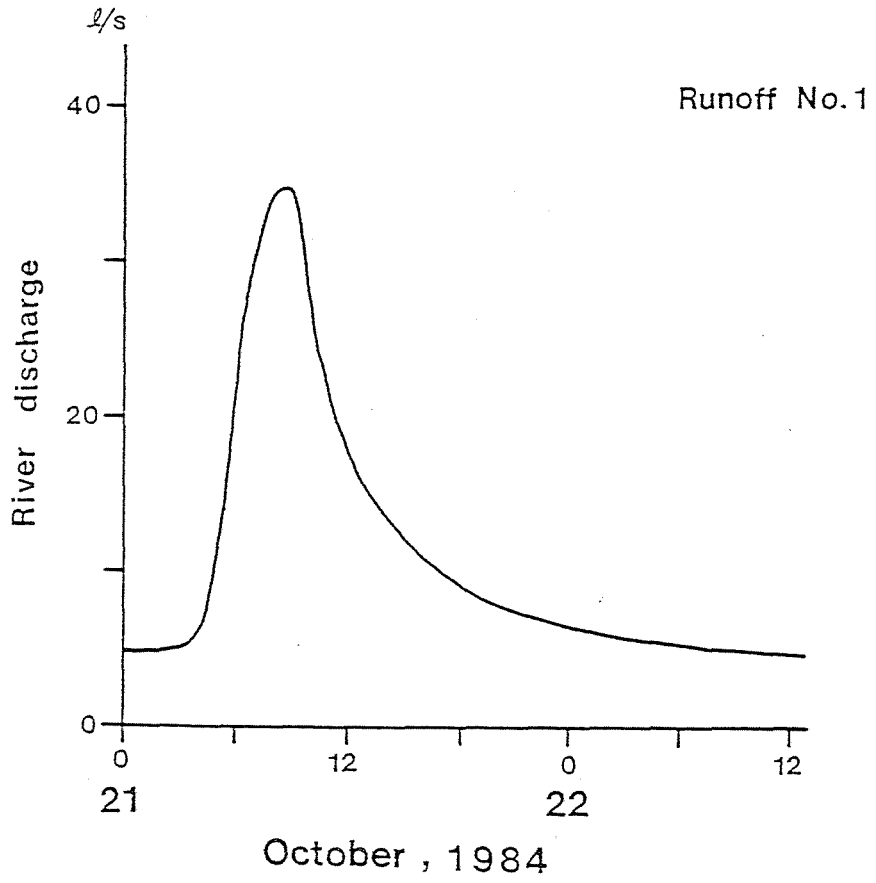
資料－１　　冷水沢実験流域における 1984 年の日降水量と河川流量の変動

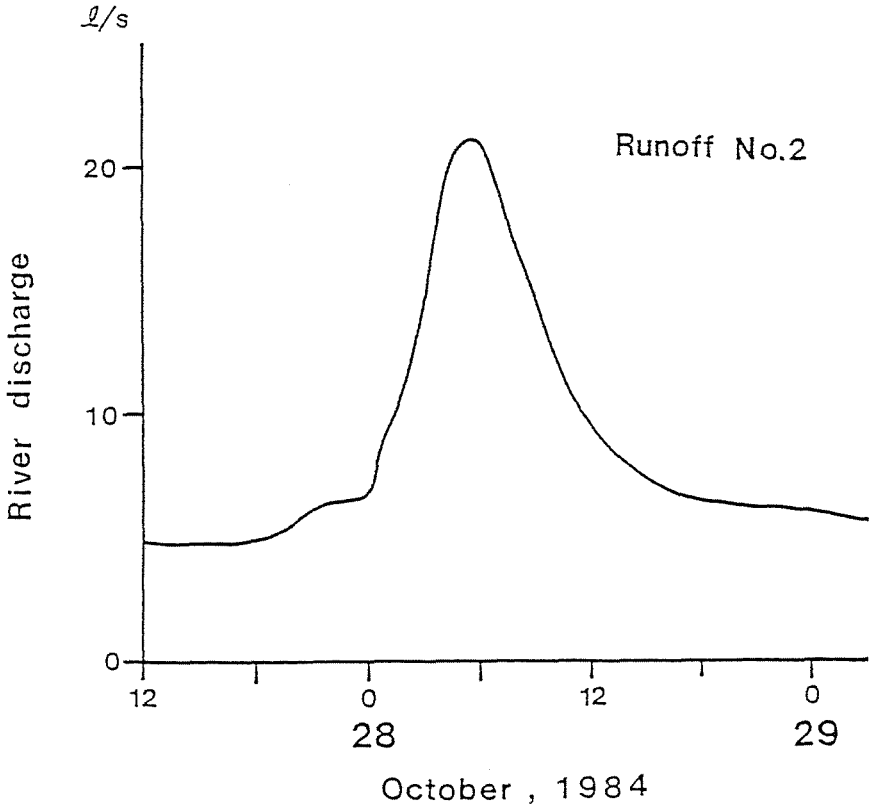


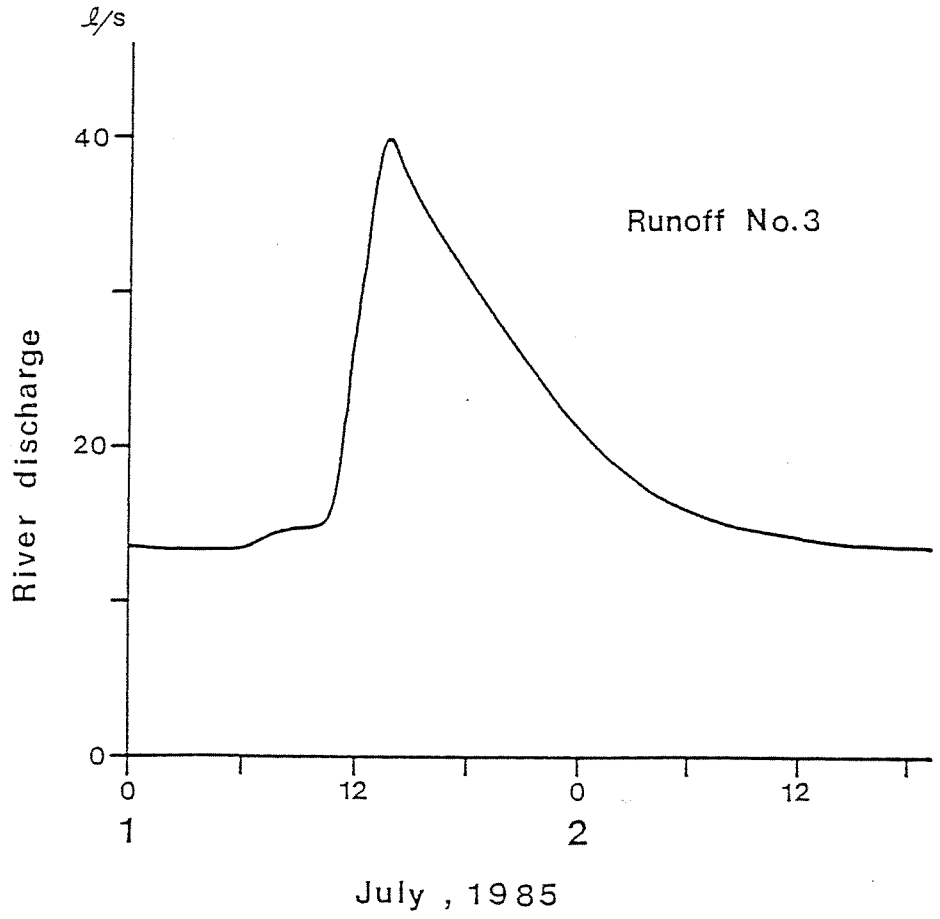
資料－２　　冷水沢実験流域における河川流量測水地点での水位流量曲線

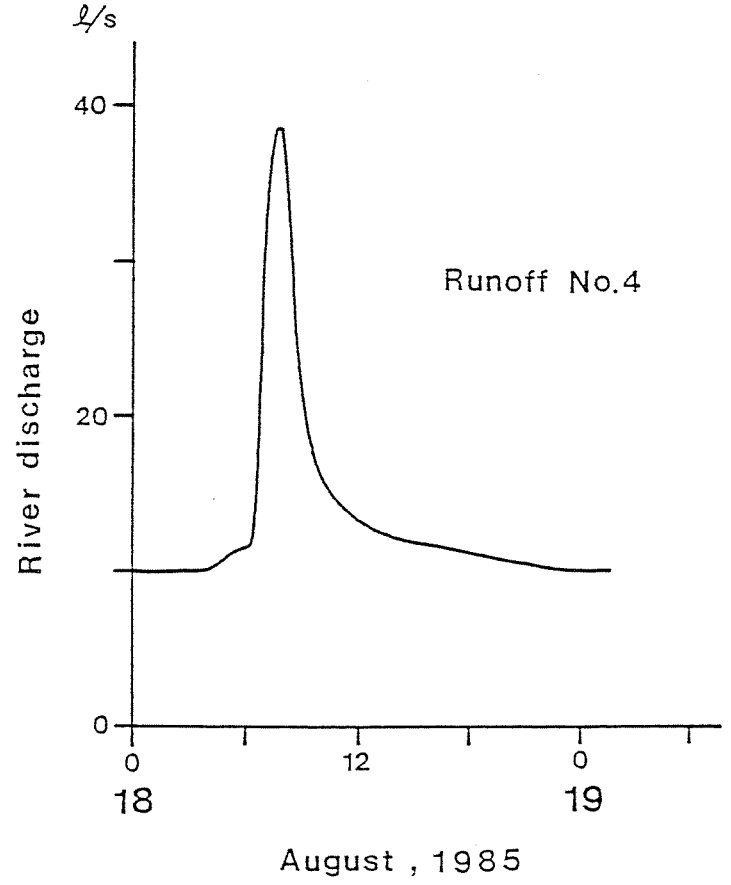


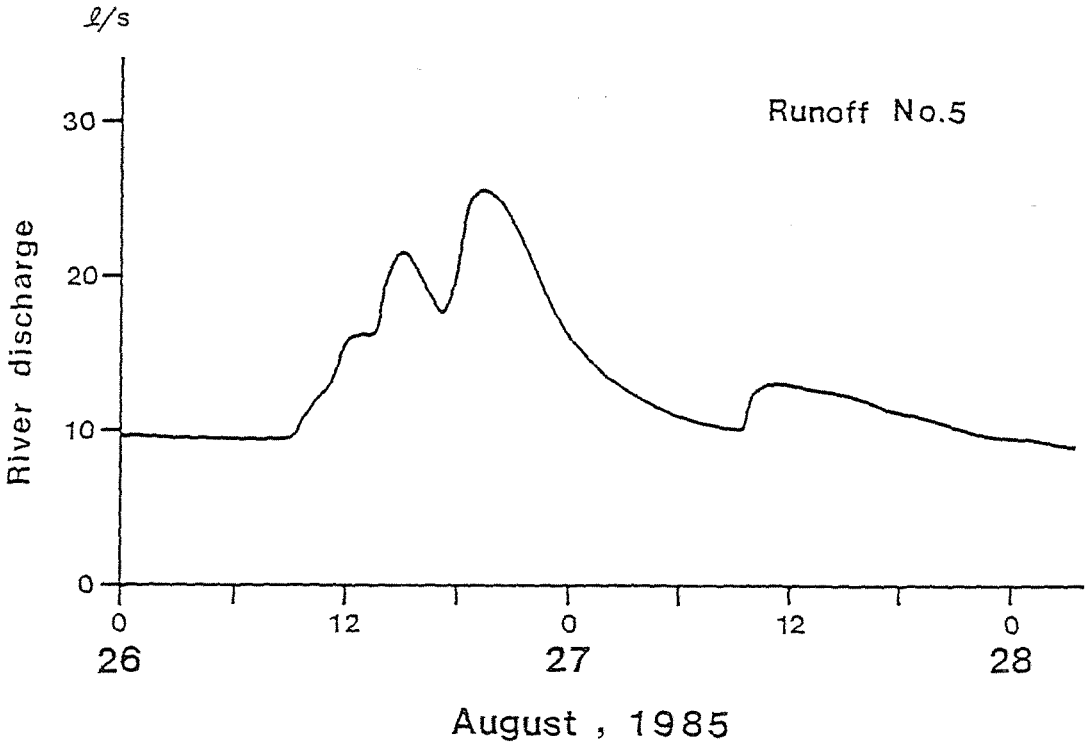
資料－３　　Runoff No.1 ～ 13 の河川流出量曲線（ No.6 と No.13 は欠測 ）

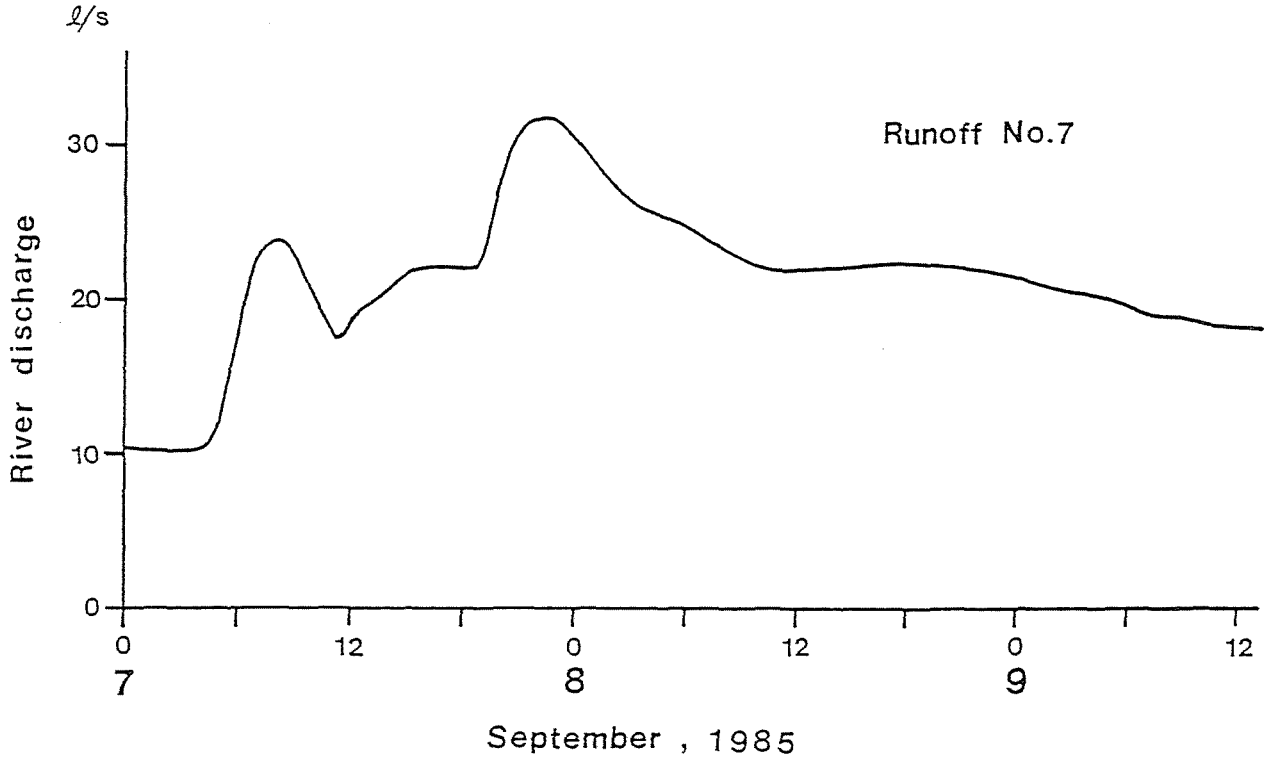


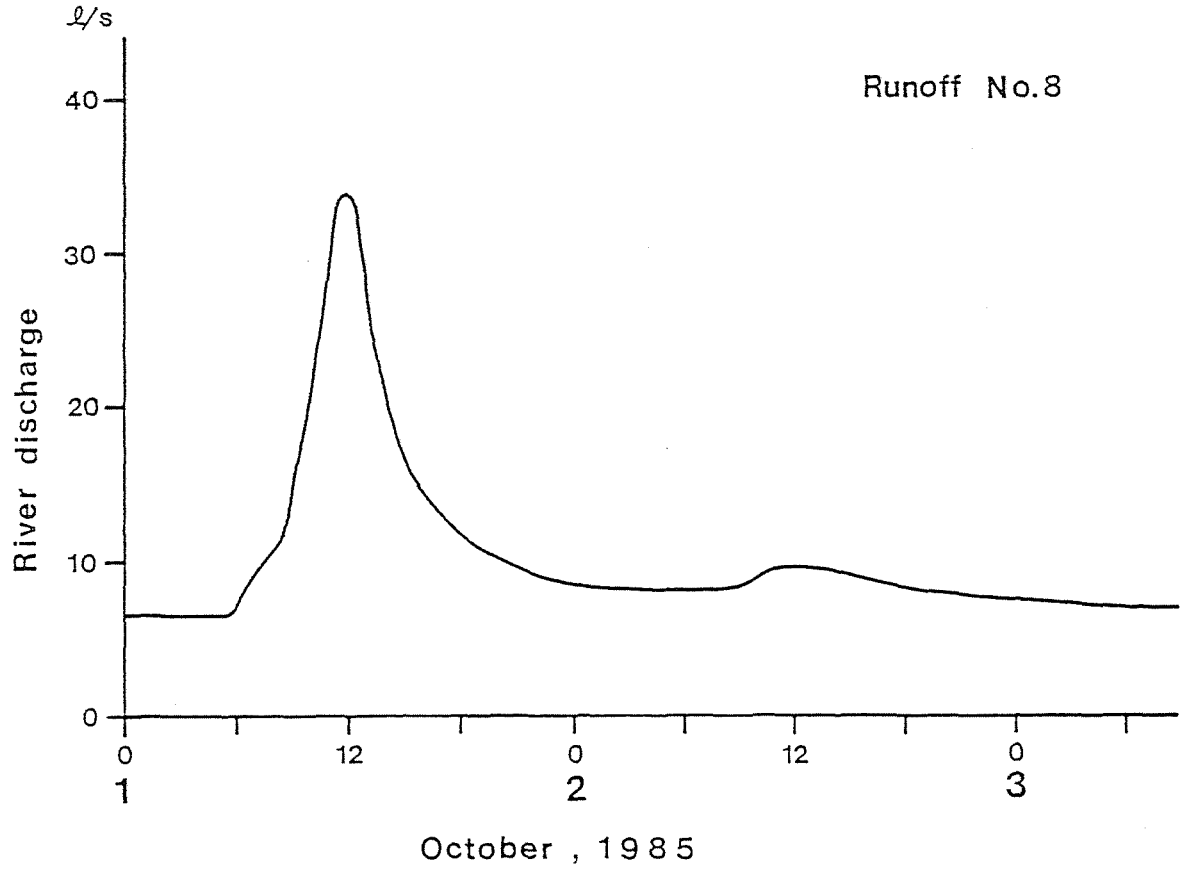


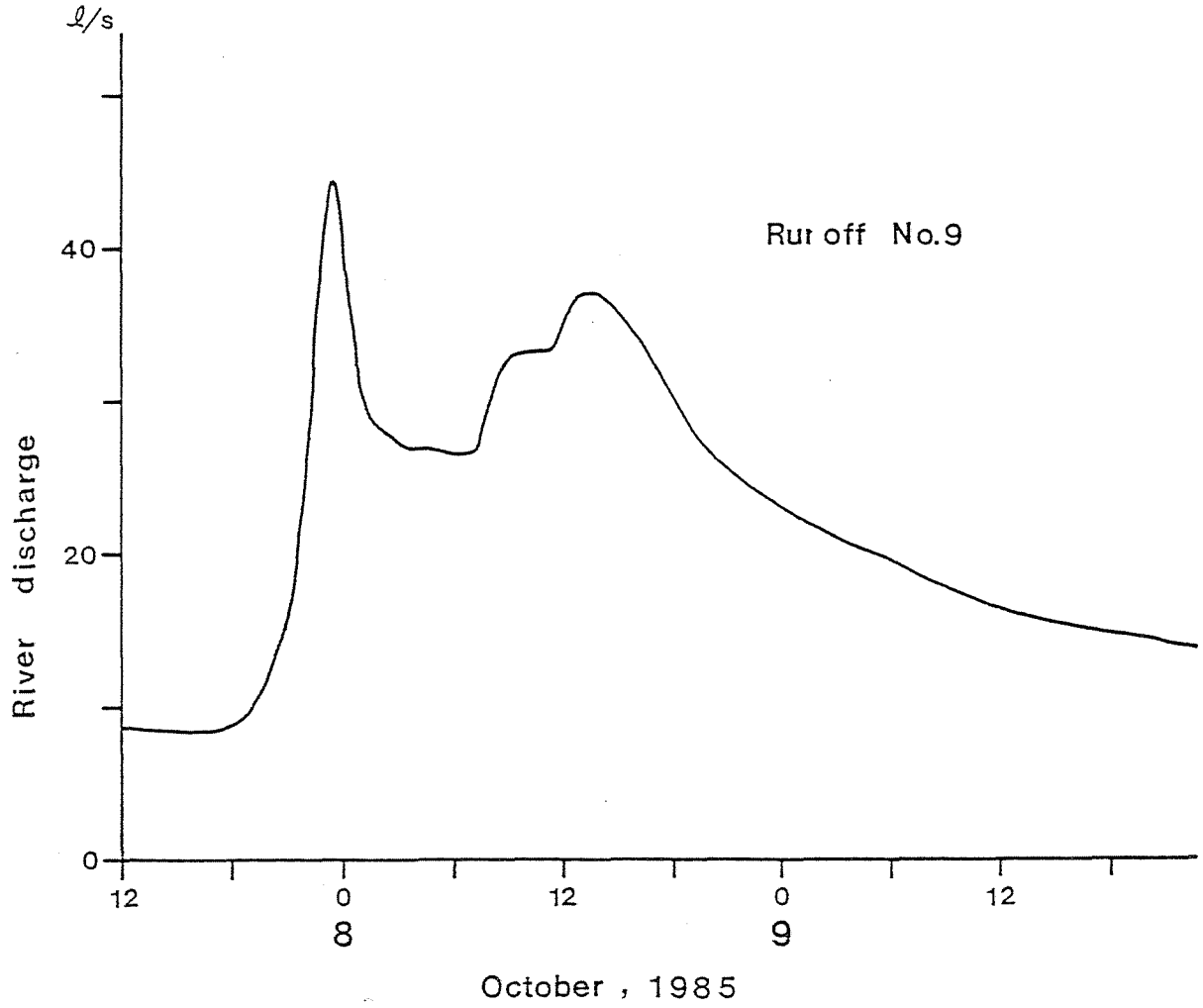

ℓ/s
40
20
0
River discharge
Runoff No.3
0
12
0
12
1
2
July , 1985

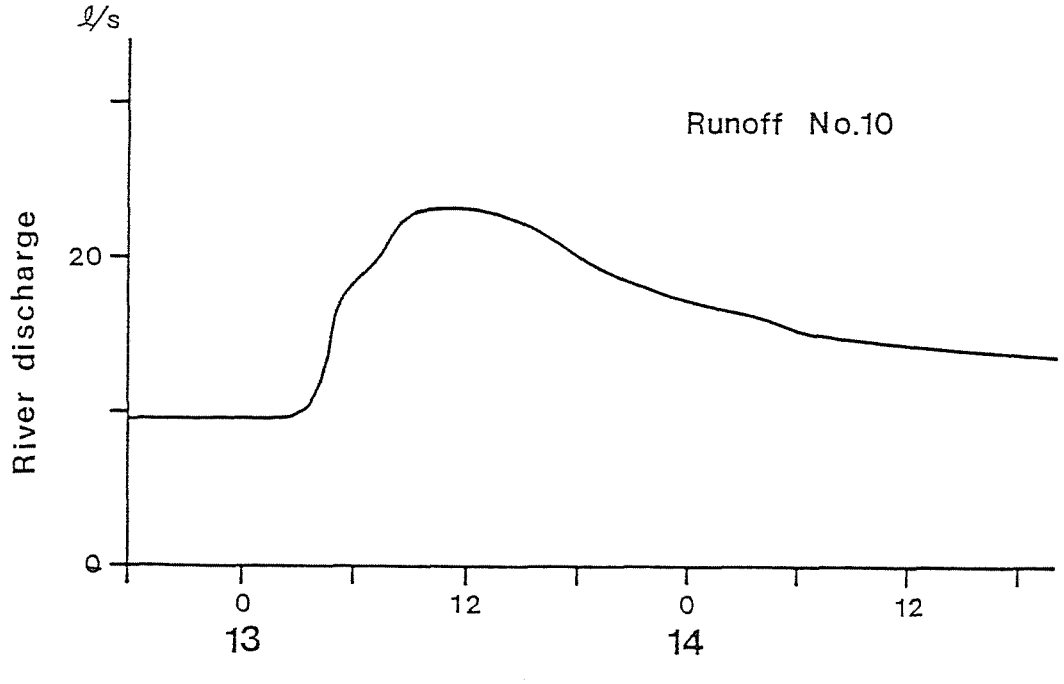

ℓ/s
40
20
0
River discharge
Runoff No.4
0
12
0
18
19
August , 1985

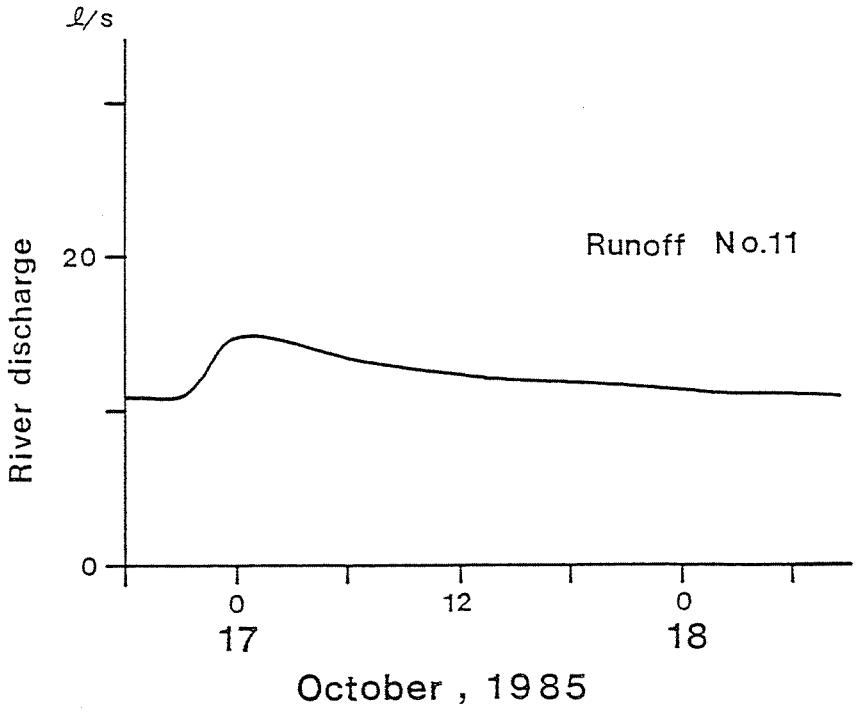

ℓ/s
Runoff No.5
River discharge
30
20
10
0
0
12
0
12
0
26
27
28
August , 1985

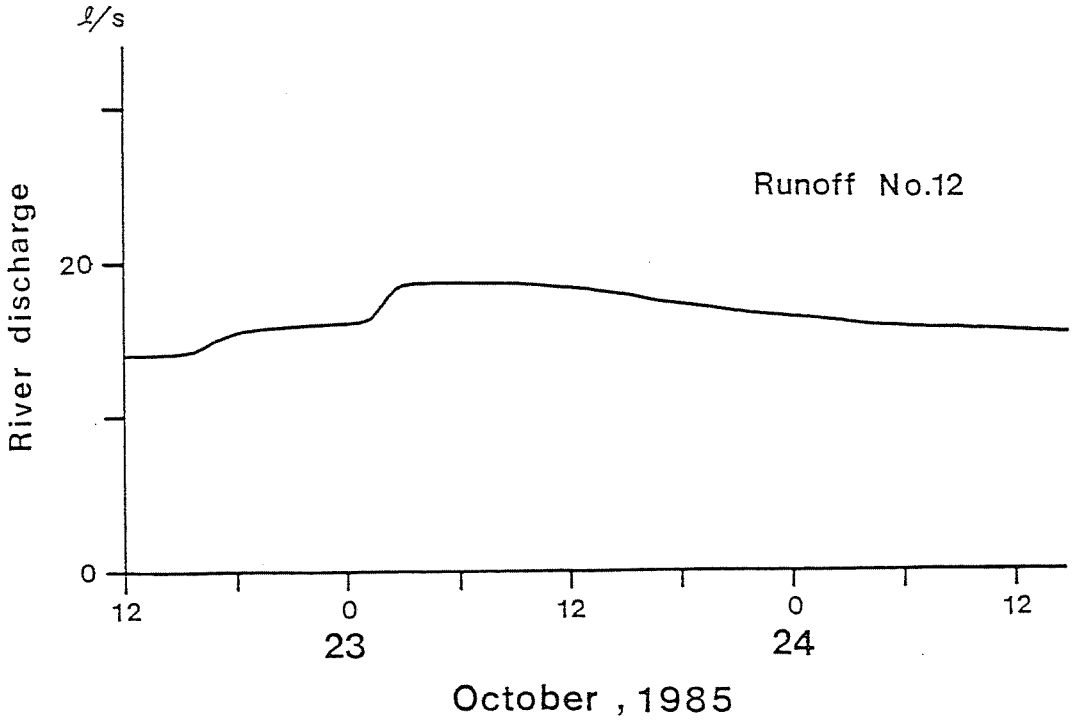

ℓ/s
Runoff No.7
River discharge
30
20
10
0
0
12
0
12
0
12
7
8
9
September , 1985


ℓ/s
Runoff No.8
River discharge
40
30
20
10
0
0
12
0
12
0
1
2
3
October , 1985

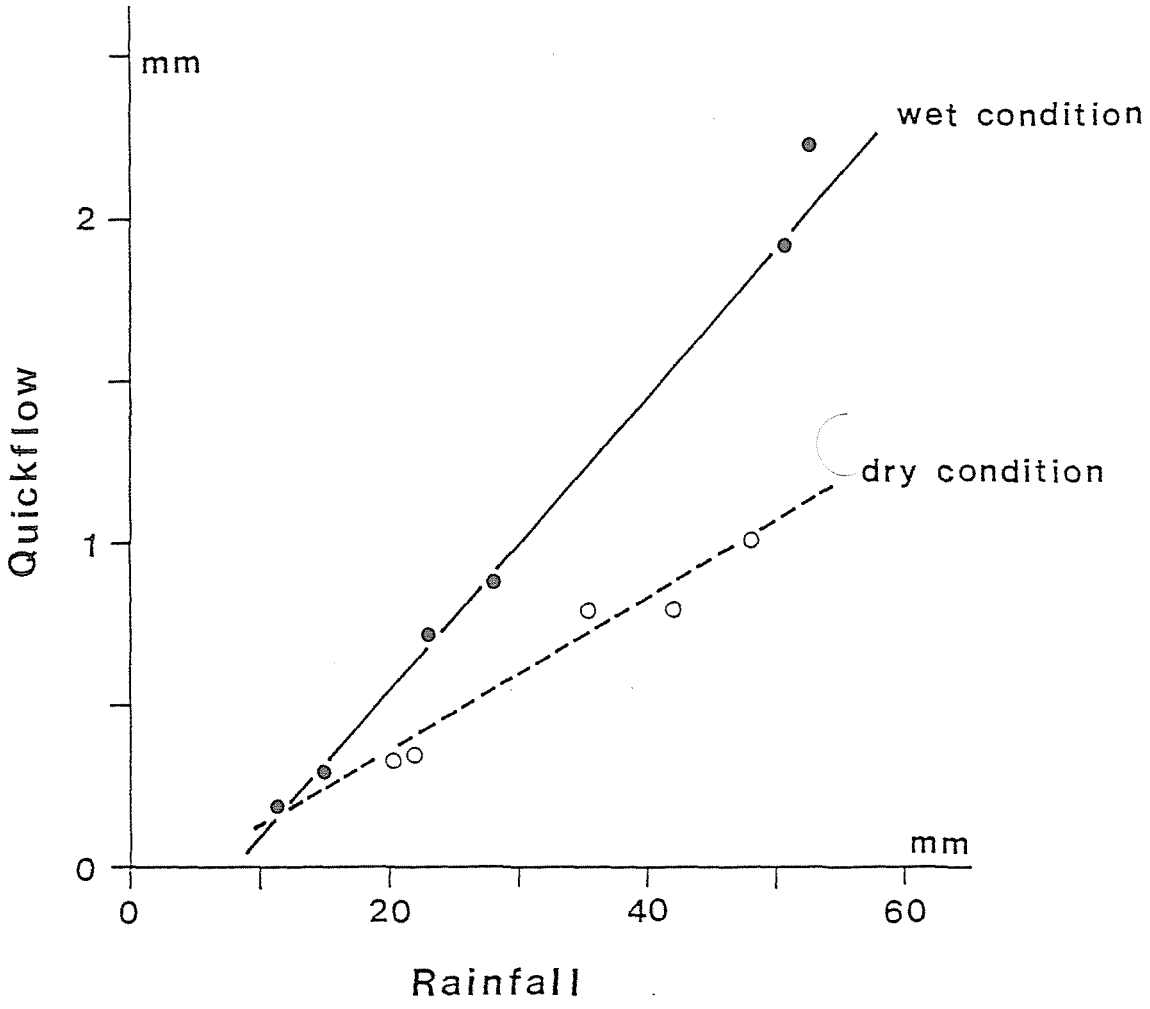

ℓ/s
Rut off No.9
River discharge
40
20
0
12
0
12
0
12
8
9
October , 1985


ℓ/s
Runoff No.10
River discharge
20
0
0
12
0
12
13
14
October , 1985

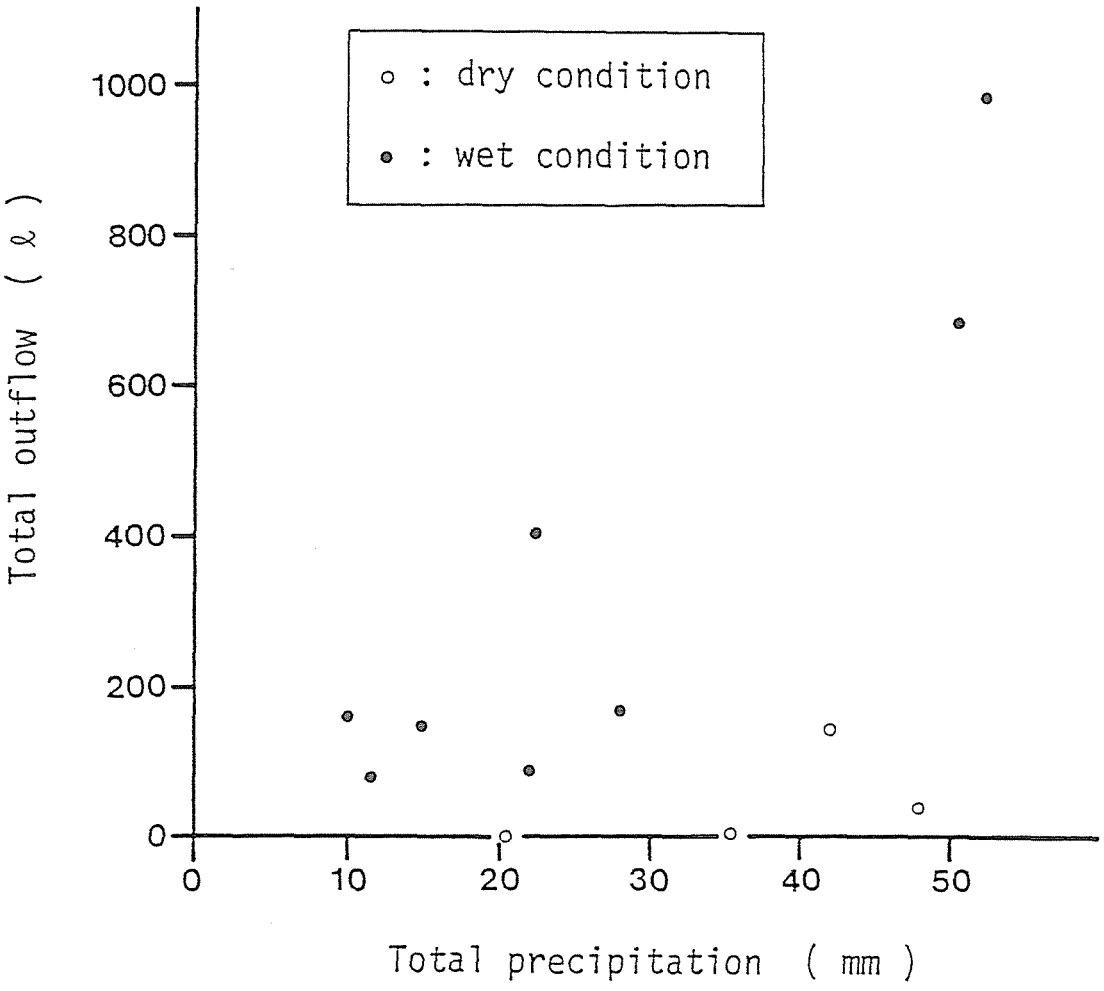

ℓ/s
River discharge
20
0
Runoff No.11
0
12
0
17
18
October , 1985


ℓ/s
River discharge
20
0
Runoff No.12
12
0
12
0
12
23
24
October , 1985

資料－４　　冷水沢実験流域における総雨量と河川の quickflow 流出高の関係



資料－５　　実験斜面における総雨量と基岩表面地下水流総流出量の関係



資料－６　　実験斜面の soil mantle の室内透水試験結果

室内透水試験データ

試験年月日　：　昭和 60 年 6 月 21 日
調査地点　　：　冷水沢実験斜面
試料番号　　：　soil mantle　(No. S-28)
試料の状態　：　不撹乱試料
予備飽和時間：　開始 6/20 8:45 － 終了 6/21 9:40　(12 時間 55 分)

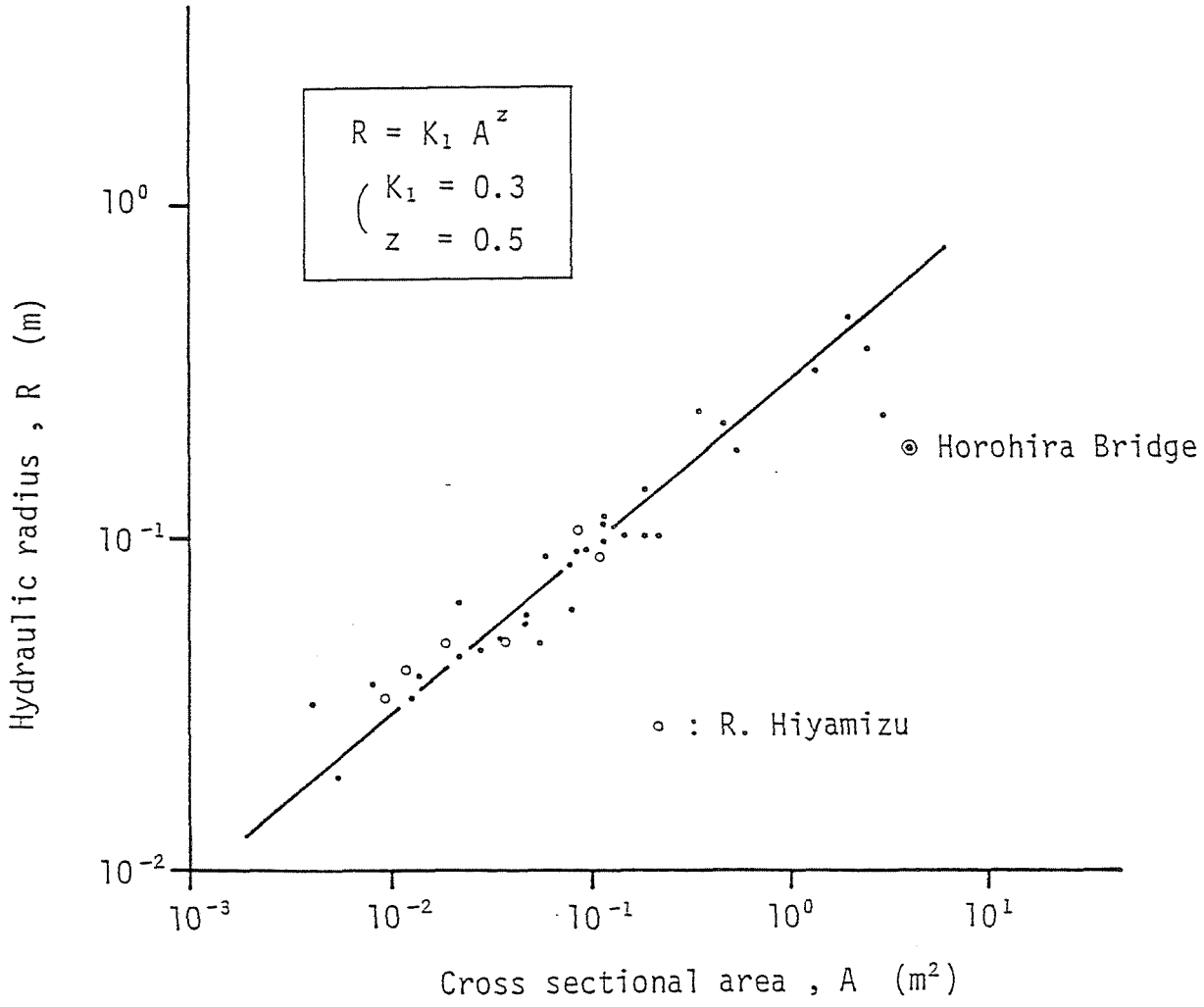
試料の長さ　l：　　l＝ 5.1 cm
試料の断面積　A：　　A＝ 19.6 cm^2
スタンドパイプの断面積　a：　a＝ 0.45 cm^2
水位差　h：　　h＝ 6.5 cm
浸透量　Q　(単位：cc)
円筒下部水面よりスタンドパイプ上部線までの高さ　h_1：
h_1＝ 17　cm
円筒下部水面よりスタンドパイプ下部線までの高さ　h_2：
h_2＝ 7　cm
時間　t　(単位：sec)

定水位法　：　$K_t = Q l / A h t$　→　$K_t = 0.04\ Q / t$

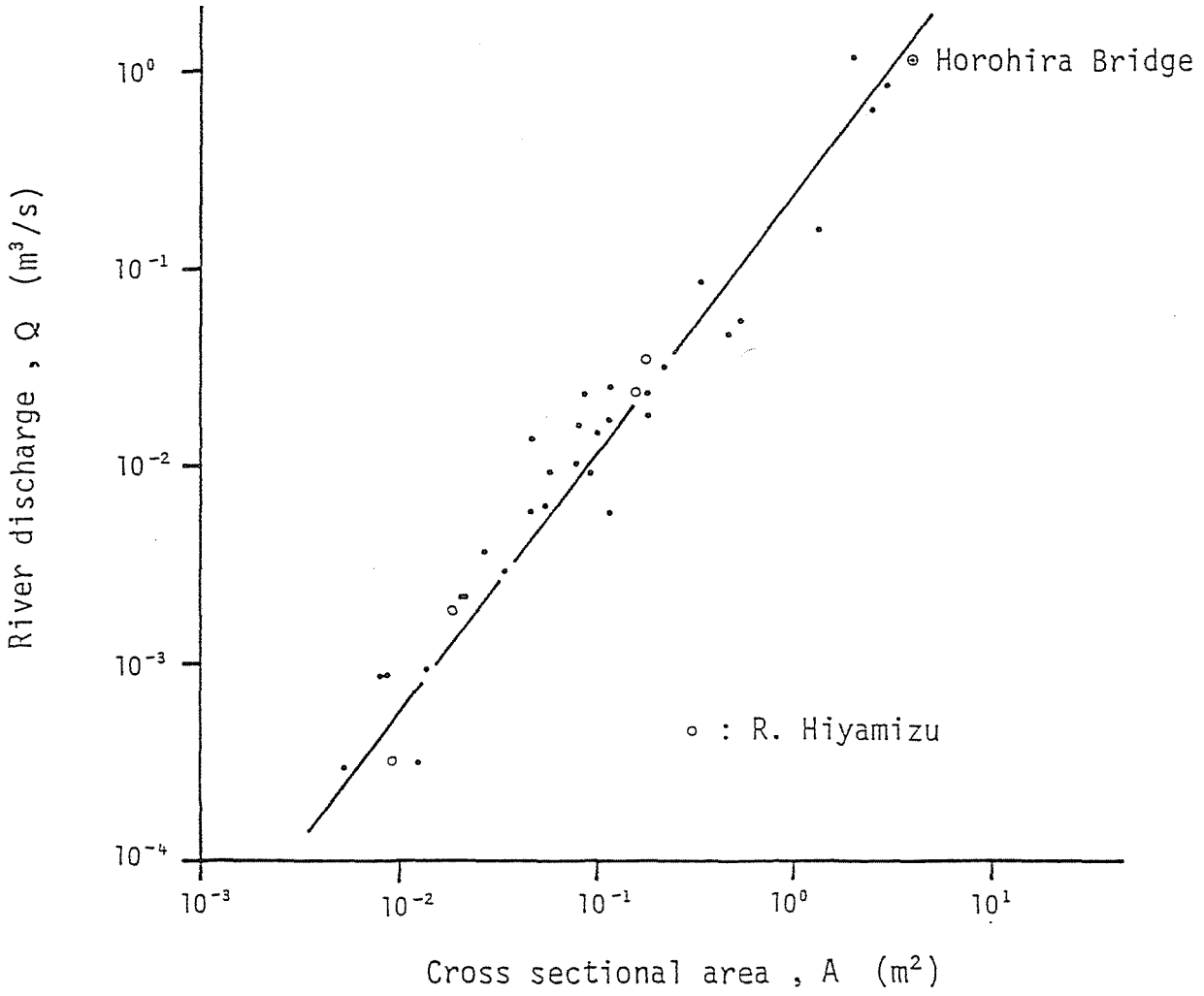
変水位法　：　$K_t = (2.3\ a\ l / A t) \log (h_1 / h_2)$
→　$K_t = 0.10378 / t$

方法	試料	測定開始時刻 t_1	測定終了時刻 t_2	$t_2 - t_1$ (sec)	Q (cc)	K_t	水温	$K_{15} = K_t \frac{\mu_t}{\mu_{15}}$	平均値 K_{15}
定	1	$10^h\ 09^m\ 20^s$	$11^h\ 00^m\ 00^s$	3040	77	1.01×10^{-3}	22	8.48×10^{-4}	
水	2	11 11 00	11 51 00	2400	81	1.35×10^{-3}	22	1.13×10^{-3}	9.78×10^{-4}
位	3	11 52 00	12 43 00	3060	89	1.16×10^{-3}	23	9.55×10^{-4}	
変	1	09 53 17	09 55 45	148		7.01×10^{-4}	22	5.89×10^{-4}	
水	2	09 56 42	09 59 06	144		7.21×10^{-4}	22	6.06×10^{-4}	6.06×10^{-4}
位	3	09 59 42	10 02 05	143		7.26×10^{-4}	22	6.23×10^{-4}	

資料－７　　豊平川上流域における河川横断面積と径深の関係(1984 年 10 月)

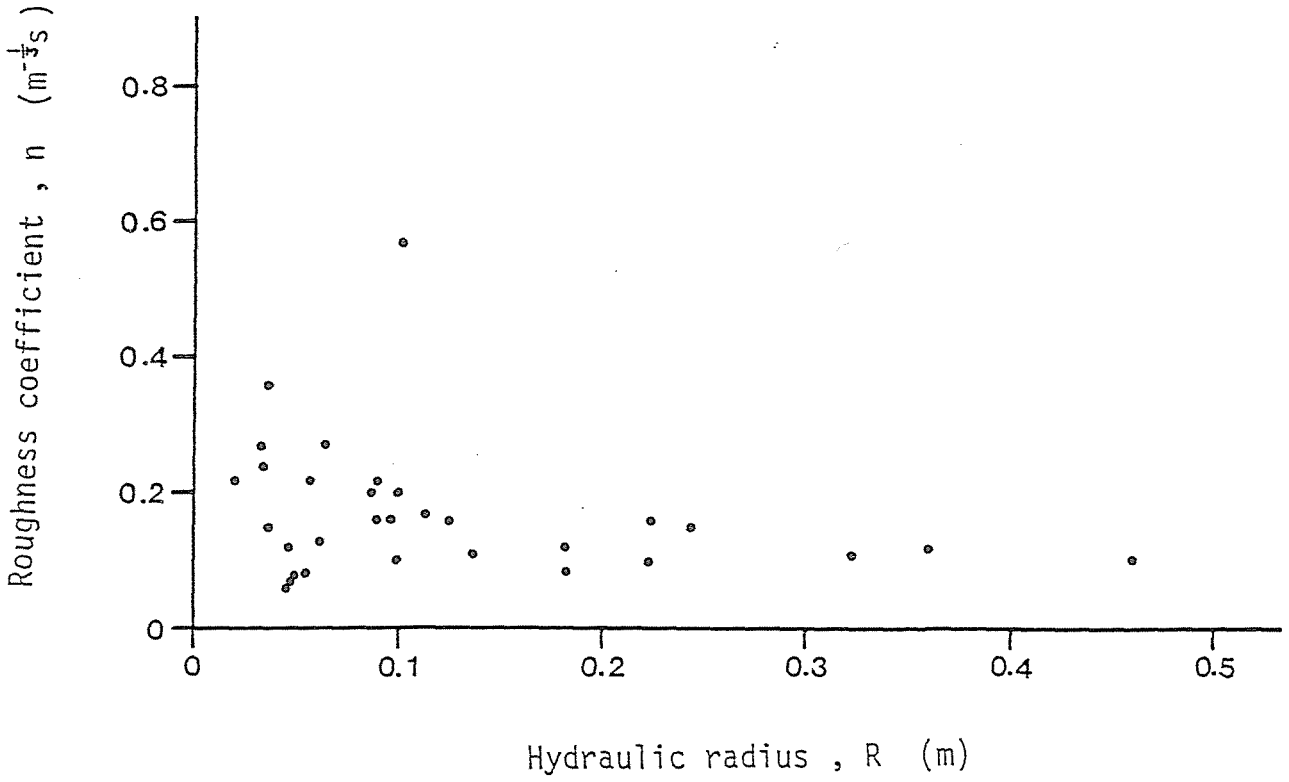
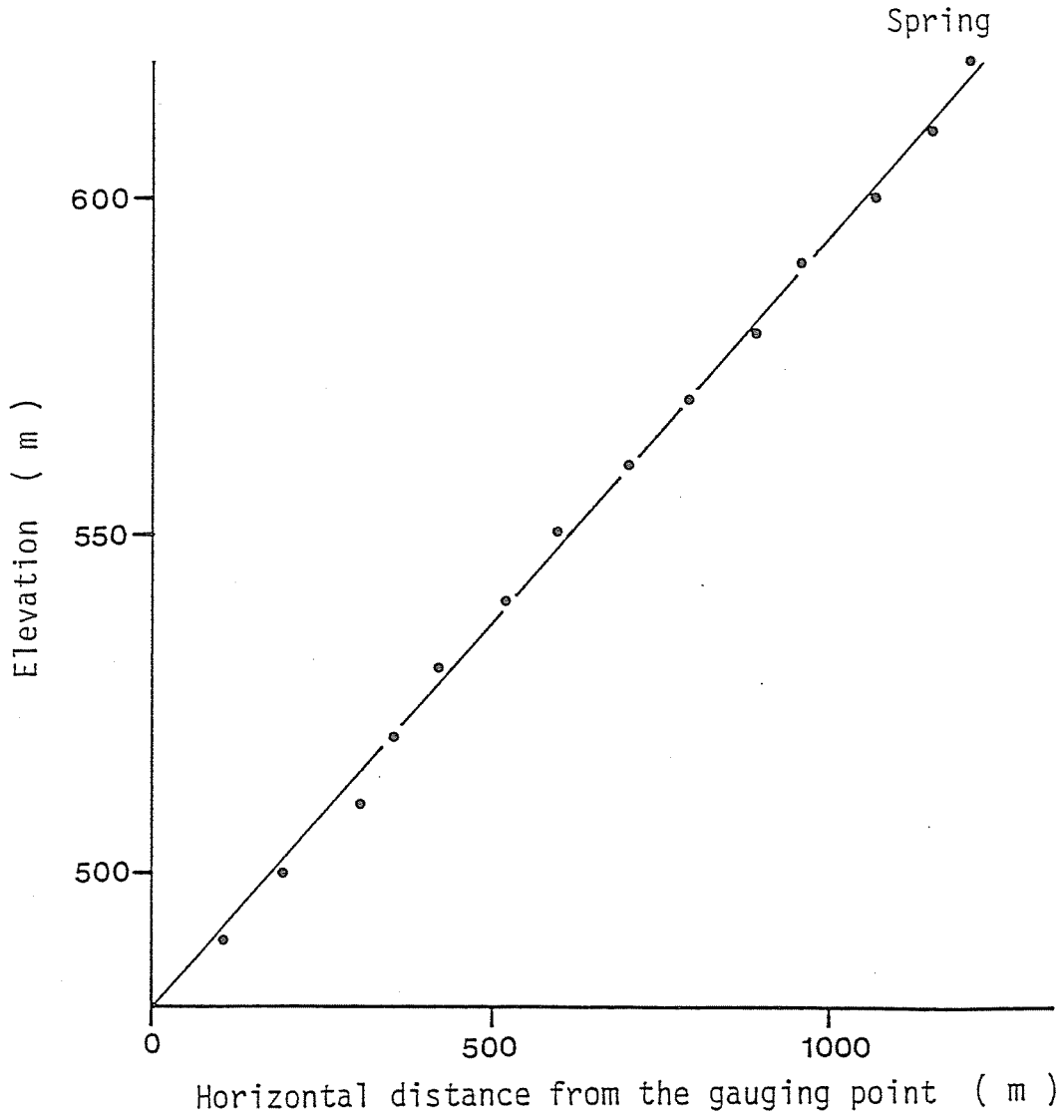


資料－８　　豊平川上流域における河川横断面積と流量の関係(1984 年 10 月)



資料－９　　豊平川上流域における河川の径深と Manning の粗度係数の関係

（ 1984 年 10 月 ）



資料－１０　冷水沢実験流域の河床勾配(1/25000 地形図判読による)