

斜面ライシメーターにおける植被別水収支の研究

近 嵐 弘 栄⁽¹⁾・服 部 重 昭⁽²⁾・竹 内 信 治⁽³⁾

Hiroei CHIKARASHI, Shigeaki HATTORI and Nobuji TAKEUCHI :
A Study of the Water Balance by the Different Vegetation
Cover in the Sloping Lysimeter

要 旨：斜面ライシメーターに、裸地区、草本区、灌木区を設けて、植被条件の相違が降雨の流出、蒸発散、土壤水分変化等に及ぼす影響を試験した。

植被の相違により、水収支に顕著な相違が生じ、5～11月の暖候期の総流出量、直接流出量、最大1時間流出量は、裸地区が最も大きく、次いで草本区、灌木区の順であった。

しかし、冬期間（12～2月）については、暖候期と異なり、いずれの流出量も灌木区が最も大きく、草本区、裸地区の順に小さくなった。

暖候期の蒸発散量は、裸地区1に対して、草本区1.6、灌木区2.9の比となり、冬期には区間の差は小さいが順位は暖候期の逆になった。ソーンスウェイト式による蒸発散能に対して、灌木区の蒸発散量は108%、草本区70%、裸地区57%に相当した。年間土壤水分は、灌木区が最も少なく、草本区、裸地区の順であり、生育期の降雨停止後の土壤水分減少割合は、裸地区が最も小さく草本区、灌木区の順で、休眠期には差がなかった。蒸発散による土壤水分減少は、根系分布に符合して、上層土層で多く、下層で少なかった。

土壤水分変化と、蒸発散強度から、浸透流出量を推定する方法が提案された。

目 次

I ま え が き	1
II 測定装置および測定方法	2
III 充填土壌の理学的性	6
IV 地 表 植 生	7
V 結 果	9
VI 考 察	30
VII 要 約	41
引 用 文 献	43
Summary	44

I ま え が き

林業試験場旧目黒本場内に設けられていた小型の斜面ライシメーターは、傾斜地における植被の変化と、降雨の流出、蒸発散、土壤水分などの諸関係とくに植物の土壤水分消費のメカニズムについて研究するため、昭和26年に設置されたものである。既往の研究としては、人工散水による理水工法の実験、土壤水分計による不飽和土層内の水分移行についての研究⁶⁾等がなされ、あわせて、測定用器機の検討と改良¹⁾³⁾がすすめられた。植被別の水収支の比較研究は、昭和50年から始められたが、この施設は、筑波学

園都市への移転に伴い、昭和52年3月まで使用した後、廃止された。したがって、観測資料は3年間に限られ、また土壌水分の観測は、後の2年間に行われた。

植生の活動期間における、植被別の水収支および、一降雨ごとの直接流出量については、一部のデータについて解析し中間報告している。

この報告は、これらの中間報告に資料を加えて検討し、とくに土壌水分の観測結果による総合的な検討を行い、とりまとめたものである。

この研究の遂行にあたり、流出量の観測関係は、近嵐が、土壌水分の観測関係は、服部が、また、降水量等気象関係は竹内が主として担当した。

植生の導入と管理については、治山第二研究室の岩川幹夫室長、原 敏男技官の助言を乞うた。ここに謝意を表する。

II 測定装置および測定方法

1. 斜面ライシメーター

斜面ライシメーターは斜面長4.5m、幅1.63m、深さ1.04m、傾斜角30度、南面しており、コンクリート製で3区画ある。構造をFig. 1に示す(Photo. 1)。

土層は、上層30cm(斜面に直角方向・以下同じ)、下層30cmとなっており、その下に15cmの砂利層がある。

各区画からの流出量は、地表流、中間流、基底流として、各々地下観測室へ導かれる。しかし、ここでは、中間流は、流出することが極めてまれで、少量であるため、基底流と合わせて、地下流出として取扱っている。

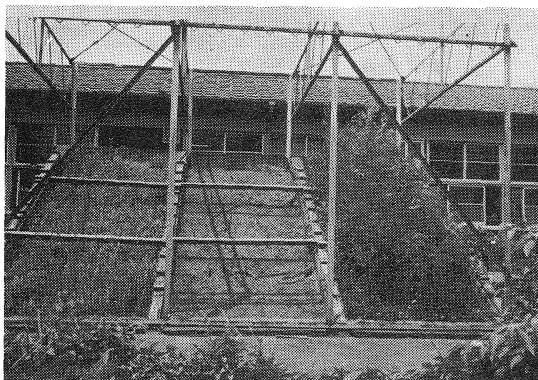


Photo. 1 斜面ライシメーターの全景
A whole view.

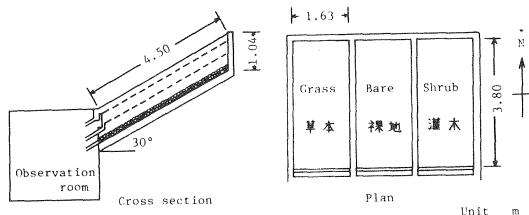


Fig. 1 斜面ライシメーター構造図
A plan of sloping lysimeter.

2. 量水器

量水器は、地下観測室におかれ(Photo. 2)、量水槽は、定型の容器にサイホン管をとりつけたものである。その排水機構はサイホン管の途中に取付けられた弁を、水位上昇によるフロートの引張力により開放し、サイホンを自動的にスタートさせる方式でボールタップ式といわれるものである。これによりほぼ一定の上下水位において、自動的に排水とその停止が繰り返される。量水槽は、流出量1lが水位上昇8mmに当たっている(Photo. 3)。

水位計は、LS-30型、自記水位計(ウイジン工業社製)、(Fig. 2, Photo. 4)を用い流出量による量水槽の水位上昇を自動的に記録する。流出量は1時間毎に水位の記録を読む。



Photo. 2 斜面ライシメーター
の地下観測室
Observation room.

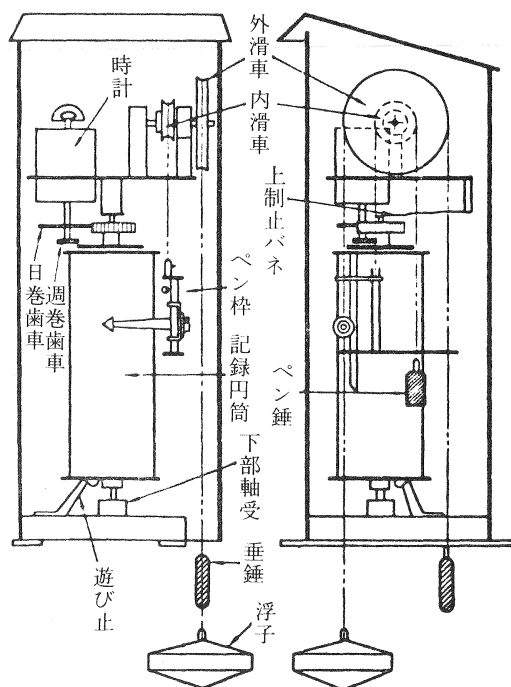


Fig. 2 自記水位計 (LS-30 型)
Water level recorder.

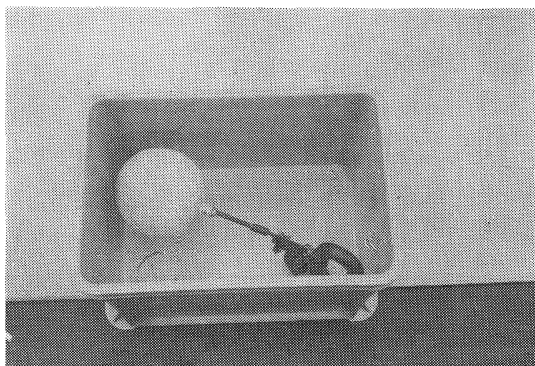


Photo. 3 ボールタップ式量水槽
Ball-tap type gauging tank.

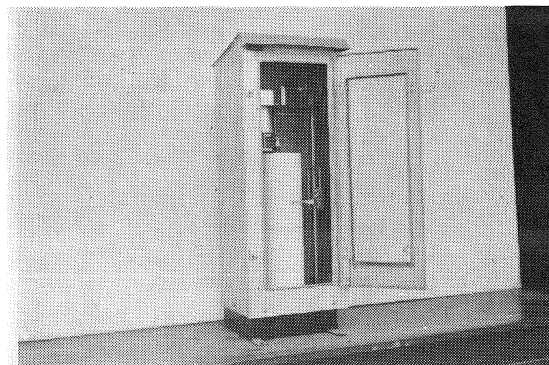


Photo. 4 自記水位計 (LS-30 型)
Water level recorder

み、それを水高 mm に換算した。

3. 雨 量 計

雨量計は、受水口が 10 cm の転倒ます型の自記雨量計と、口径が 20 cm の普通雨量計を並用した。時間当たりの降雨強度については、普通雨量計の測定値を基準にして、自記雨量計の測定値を修正した。

4. 温度計、湿度計

温度、湿度は、1 週間巻の自記温湿度計（中浅測器 KK 製）を、ライシメーターに隣接して、百葉箱の中におき、標準の乾湿計を併設して観測を行った。

5. 土 壌 水 分 計

現在用いられている土壤水分の測定法として、テンシオメーター法、電気抵抗法、誘電式水分計法、中性子法、熱伝導法、採土乾熱法がある。しかし土壤溶液濃度、温度などの影響を受けず、飽和から風乾までの土湿状態を経時的かつ精度良く追跡する測定法は見当たらない。したがって、研究の目的に応じて測定法を選択しなければならない。

本研究では土壤水分の測定に、自記誘電式土壤水分計 DIK・E-1 型 24 点式（大起理化工業 KK 製）を用いた（Photo. 5）。この水分計の原理は、土壤中に埋設する感体に高周波絶縁を施し、電気抵抗の影響を除き、土壤水分に直線的に変化する誘電電流を取り出すものである。一般に土壤固相の誘電率は 2～4

であり、水は 80 と前者に比較し大きな値を示す。しかも土壤水分は変化するが土壤固相は変化し難い。したがってその総合誘電率は土壤水分により変化する ことを利用している。

この水分計測定装置の感体の写真を Photo. 6 に示した。感体には発振、増幅、検出、検波の各回路が封入されている。下端の円筒部が土壤を充填する検出部で、外周電極と磁器製の中心電極からなる。その容積は約 160 cc である。この水分計の特性として、水分測定範囲が広いこと、測定の時間的遅れが即応的であること、再現性が高いこと、土壤の化学的影響を受けにくいこと、電流値（ μA ）と含水率が直線で表現できるなどがあげられる。

(1) 水分計の埋設および測定方法

水分計の配置およびその密度は、研究の目的、現地の状態、欠測の補充などを考慮して決定しなければならない。ここでは区画の大きさから判断して、斜面方向より深さ方向の水分変化が大きいと考える、斜面方向に 2 点、

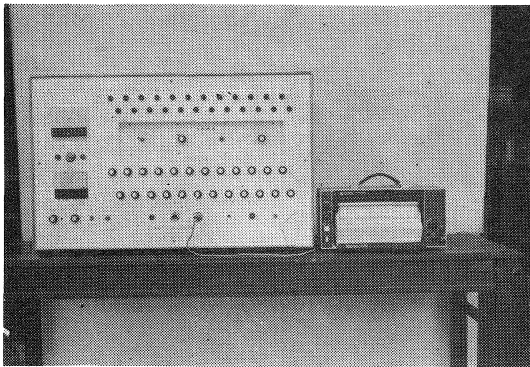


Photo. 5 土壤水分計 (DIK-E-1 型)
Soil moisture meter (DIK-E-1 type).

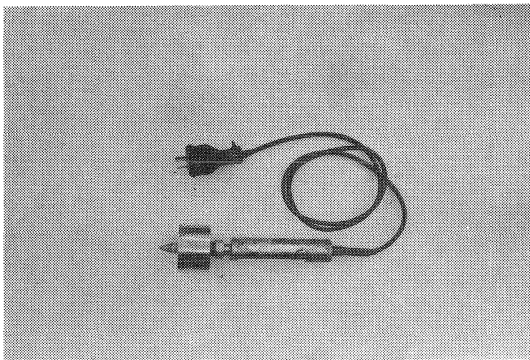


Photo. 6 土壤水分計のセンサー
Sensor of soil moisture meter.

深さ方向に3点とした。したがって水分計は各区画6個で、その位置は斜面下端より斜距離で125, 325 cmの2点で、深さ方向には斜面に垂直に11.5, 23.1, 52.0 cmである。前2点は上層に、残り1点は下層に位置する。

埋設は測定精度に大きく影響するので、慎重に行う必要がある。手順は以下の様である。

まずオーガーで水分計を埋設する深さまで穴を掘る。そして水分計感体のリング内に埋設深付近の土壌を充填する。水分計はリング内の水分量を測定するので、充填密度は周囲土壌のそれに等しくする。感体を穴に入れ、埋戻す。埋戻しも以後の透水性などに影響するので、その密度に復することが望ましい。また柔らかい土壌については、感体を圧入することも可能である。

測定の時間間隔も研究の目的に応じ決定しなければならない。ここでは主として水収支を行うことを目的としているので、必ずしも連続記録は必要でない。したがって1日4回を基本の測定時間間隔とし、4～11月は0, 6, 12, 18時に測定を行った。しかし冬期は降水量も少なく、水分変化が緩慢なので、1日2回、0, 12時を測定時間とした。

記録は自記記録計（出力0～100 μA 、記録紙送り速度18 cm/H）により棒グラフで表示される。1回つまり18点の測定におよそ35分かかる。

(2) 土壌水分計の較正曲線

得られたデータは μA 表示なので、これを含水率に変換しなければならない。つまり各感体ごとに μA と含水率の回帰式を決定しなければならない。今回は水分計の埋設深付近の土壌を採土し、それを炉乾燥させ含水率を計算する方法をとった。そしてその時の記録計の μA を読み取り含水率と対応させる。

キャリブレーションの際1回の採土におけるサンプル数および採土の回数は多いほど土壌水分の推定精度は良くなる。しかしそれにより斜面が乱されることも考慮しなければならない。今回の場合、1採土深からの、サンプル数は1個とし、その回数は4回にとどめた。また採土の時期は、含水率が広範囲にわたってキャリブレートされていることが望ましいので、土層が極めて湿潤な梅雨期、基底流出がなくなり土層が極度に乾燥する盛夏、およびその中間的な土湿状態の時期というように選んだ。また土層が飽和状態を呈するような時のデータを得るため、以下の方法も行った。それは縦×横×高さが40×40×40 cmの四角筒を水分計を囲む位置に静かに挿入し、その中に充分注水し土層を飽和させるものである。これにより飽和時の含水率と μA の関係を求めた。ただしこの方法は、上層に埋設された感体にも適用した。

以上の方法で得られたキャリブレーションカーブの代表例として草本区のそれをFig. 3に示した。なお縦軸は重量含水率で表現されている。

まずこのような方法で得られたキャリブレーションカーブより含水率を推定する場合の誤差を検討してみた。

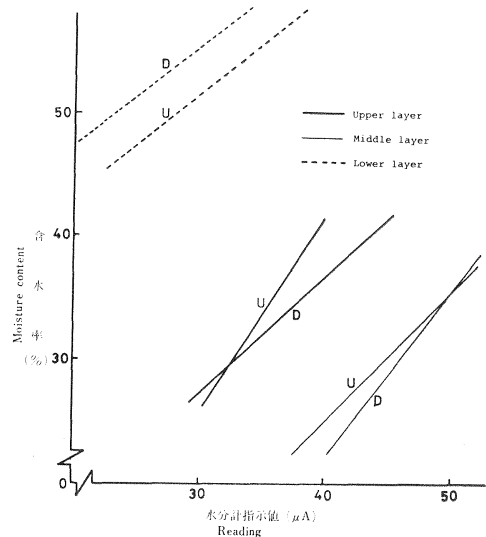


Fig. 3 草本区の土壌水分較正曲線
Calibration curves for grass plot.

これは植生を導入する以前つまり各区が裸地状態のときの測定結果である。各区の深さ 15 cm より 100 cc 円筒で 8 個をランダムに採土し、その含水率を比較した。その結果、草木区になった区の土層では、最大含水率 32.1%, 最小含水率 27.1%, 平均含水率 29.8% であった。また、裸地区になった区の土層では、最大含水率 33.3%, 最小含水率 27.4%, 平均含水率 30.0% であった。灌木区となった区の土層では、最大含水率 31.0%, 最小含水率 28.7%, 平均含水率 29.9% であった。この資料により、測定値は平均値より最大でも $\pm 10\%$ 以内におさまることがわかる。このことは裸地区における推定値の誤差は、上層では $\pm 10\%$ 以内であることを証明している。下層の場合、誤差は、キャリブレーションのとき採土した結果から判断して、上層とほぼ等しい範囲内にあると推察された。

植生導入後、つまり草木区、灌木区におけるこのようなデータがないので断定できないが、植被による降雨遮断、蒸散による吸収根付近の土壌水分の減少などの影響により、両区は裸地区より含水率のバラツキは大きくなることが予測される。したがって回帰式により土壌含水率を推定する場合、裸地区では 10% ぐらい、草本、灌木区ではそれよりいくぶん大きい誤差を含むことを考慮して解析を進めなければならない。

Fig. 3 に見られるように回帰式は直線で表現された。上層では 30~40% の水分域で変化し、下層では 50% 前後で変化する。水分の変化幅は上層の方が大きい。

またあらかじめ水分変化範囲が予想できるならば、その部分を拡大して記録することにより、推定精度を上げることが望ましい。

III 充填土壌の理学的性

充填土壌の理学的性を上、下層に分け、Table 1 に示した。

上層は関東ロームに川砂を混合したものであり、下層は関東ロームである。したがって表に見られるように、上層は下層より砂質で透水性が良くなっている。なお透水係数は定水位透水試験法、土壌硬度は山中式硬度計により測定されたものである。

上・下層の粒径加積曲線を Fig. 4 に示した。粒度分析は、フルイ分けと比重浮ヒョウ法によって行った。使用した分散剤はヘキサメタリン酸ナトリウムである。両曲線より均等係数 (D_{60}/D_{10}) をそれぞれ計算すると、ともに 10 以上になり、粒度分布が良いことがわかる。また有効径 (D_{10}) は、上層が 0.004 mm、下層が 0.003 mm であった。

下層の下には 15 cm 厚さの玉砂利層がある。玉砂利の最大径は 25 mm である。

ライシメーターの土層を 2 層とし、しかもその透水性を大きく異ならせている理由は、斜面方向の水の

Table 1. 充 填 土 壌 の 理 学 性
Physical properties of soils

層 Layer	項 目 Item	密 度 Density (g/cm ³)	間 隙 率 Porosity (%)	間 隙 比 Void ratio	真 比 重 Real-specific gravity	透水係数 Coefficient of permeability (cm/sec)	土壌硬度 Soil hardness (mg/cm ³)
上 層 Upper layer		0.721	73.3	2.8	2.7	5.8×10^{-3}	1.45
下 層 Lower layer		0.497	81.6	4.4	2.7	6.9×10^{-4}	7.65

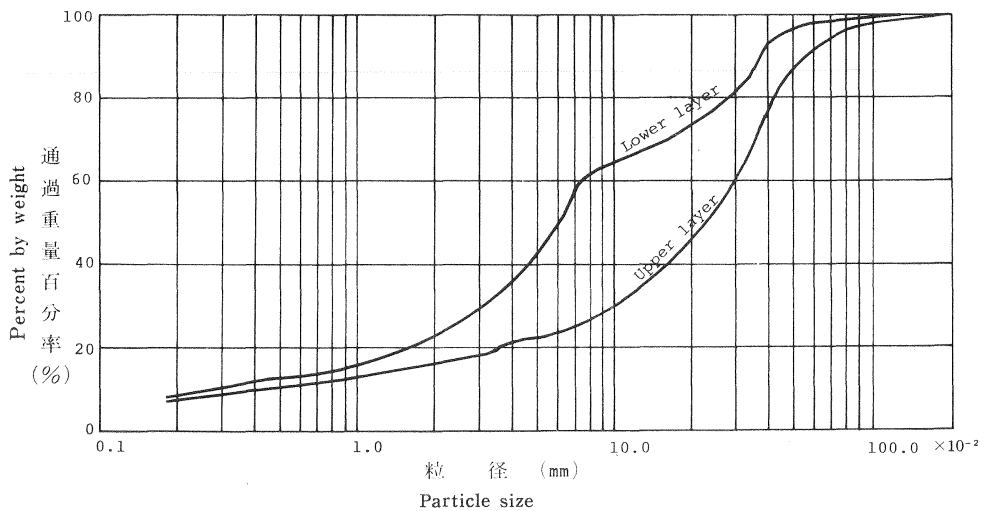


Fig. 4 ライシメーター充填土の粒径加積曲線
Particle size accumulation curves of soil.

動き、つまり中間流の動態を把握することを研究目的の1つとして設計されているからである。

IV 地 表 植 生

1. 植 生 の 選 択

この斜面ライシメーターによる研究の主旨は、森林と水収支についての研究の一部とすることであり、このことからすれば、導入する植生は、針葉樹、広葉樹等林木をとり入れることが望ましいのである。しかしライシメーターの斜面が、斜面長 4.5 m、幅 1.63 m、水平面積で 6.2 m² しかなく、喬木の生育は無理であり、また、研究期間が限られていることなどもあり、導入が容易で、生長が速く、あまり大きくならない植物を選ばなければならない。したがって灌木で生長の速いハギ類を選ぶこととし、草本類、裸地との比較を行うこととした。

2. 植生の導入と管理

ライシメーターの傾斜面は南面しており、地表面は昭和 50 年 3 月末に、雑草の根等を完全に除去し、3 区画とも同じ状態に地表面を整えた後、4 月 1 日から植生の導入にとりかかった。

地表植生は東から西に向って、灌木区、裸地区、草本区の順に配置し、灌木は、4 月 1 日にヤマハギ (*Lespedeza bicolor* TURCZ. var. *Japonica* NAKAI) を 1 m² 当たり 180 本の発芽を見込んで播種したが、発芽成績が悪く、他の雑草が侵入して、優位を占めるようになったので 6 月中旬に雑草を完全に除去し、苗畑に養成してあったイタチハギ (*Amorpha fruticosa* L.) の 2 年生の苗木を 1 m² 当たり 20 本を見込んで植栽し、実生のヤマハギと混植された形となった。

草本は、4 月 1 日にケンタッキー 31 フェスク (*Festuca elatior* var. *aundinacea*) を 1 m² 当たり 3,800 株を見込んで播種したが、これも発芽が悪く、逐次他の、イネ科のカヤツリグサ科等を主とする雑草により占められるようになった。

その主なものは、メヒシバ (*Digitaria adscendes* HENR.), エノコログサ (*Setaria vividis* P. BEAUR.

Table 2. 植被の年次別生産量
Annual products in grass and shrub

年 Year	草 本 区 Grass (g)	灌 木 区 Shrub (g)
1975	3,045	265
1976	1,131	4,534
1977	1,100	5,110

た。草本区については、前年の枯草を全部除去し、一たん裸地状にして、新しい草本類の侵入をまった。

第 3 年目についても、2 年目と同様の取扱いをしたが、第 2 年目以降は施肥を行わなかったため、草本はあまり成長はよくなく、草丈も初年度に比べて低かった。

草本ならびに灌木の生長による平均的な草丈の変遷は Fig. 10 に示すとおりである。

また、草本区、灌木区の年次別の生産量を参考のため Table 2 に示した。

これは生産物の気乾重であり、草本については、3 月における枯草の採取量であるが、灌木については、7～8 月頃における刈りこみによる着葉のものも一部分含まれているため、単純な比較をすることはできないと考えられる。

3. 植生の根系の発達状態

植生の根系の発達状態は、水分移動との密接な関係が考えられるが、観測を継続している間は、土層をかく乱することはできないので、1978 年 3 月に観測を終了した後、草本区、および、灌木区について、土層の中央部を切りとり、断面を作り、観察を行った。

その結果、標準的な生長をしているイタチハギ(灌木区)および数株だけ残っていたケンタッキー 31 フェスク(草本区)の根系の発達状態は次のとおりであった。

(1) イタチハギ: 深さ 80 cm の土層中、とくに下層土の圧密された硬さの層を主根および支根が貫通した状態で根を張り、ライシメーター底面の玉砂利層へ到達している。また玉砂利層上部には細根が網状に発達している (Fig. 5)。

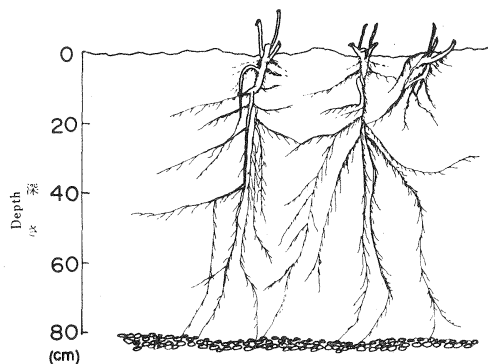


Fig. 5 イタチハギの根系の状況
Root system of shrub
(*Amorpha fruticosa* L.).

var. *minor* OHwi), カヤツリソウ (*Cyperus microiria* STEUD.), キツネノマゴ (*Justica procumbens* L. var. *leucantha* HONDA) 等であった。

裸地区は、放置すると雑草が侵入するので定期的に手で抜きとるほか、グラモキソン、プロバジン、シマジソ等の除草剤の散布を併せて行った。

第 2 年目は、植物の活動のはじまる 3 月中旬に、灌木は根元近くから伐りとり、萌芽をまつことにし

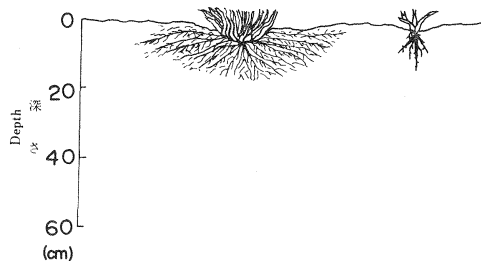


Fig. 6 草本の根系の状況
Root system of grass
(Weed and Kentucky 31 Fescue).

Table 3. 斜面ライシメーターの植被別土壌断面の硬度
 Soil hardness in the sloping lysimeter

深 さ Soil depth (cm)	植被別 Vegetation cover type	絶 対 硬 度 Soil hardness (mg/cm ³)		
		草 地 区 Grass	裸 地 区 Bare	灌 木 区 Shrub
10		3.4916	0.3125	0.4545
25		7.6500	0.4545	1.4463
35		2.2115	2.2115	0.7978
60		1.7742	2.2115	7.6500

注：1) 測定位置：各区画の中央部土壌断面

2) 使用器具：山中式土壌硬度計

3) 測定値は同一深さについて3～5回の平均値である。

(2) ケンタッキー 31 フェスク：根系は深さ 5 cm，幅 20 cm 程度に密に束生しており，その周囲から細根が深さ 10 cm，両側方へ 60 cm の範囲で密に発達している。このようにケンタッキーの根の発達方向は，比較的表層で浅く，側方へ網状に発達している (Fig. 6)。深さ別のハギの根量分布を Fig. 7 に示す。

また，根系の調査時における充填土層の深さ別土壌硬度を Table 3 に示した。

V 結 果

1. 月 別 水 収 支

観測の結果にもとづく，植被別の水収支を Table 4 に示す。

また，気温と湿度については，Table 5 のとおりである。

1975 年 は，土壌水分の測定結果がないので，月別の蒸発散量の算定ができない。

月降水量と対比して，月別の流出量，蒸発散量の植被別比較を Fig. 8 に示す。蒸発散量変化と対比するため，9時の平均気温，平均最高気温，平均最低気温，9時の平均湿度を Fig. 9 に，草丈の変遷を Fig. 10 に示す。

これらの表，および図によってみると，月別の

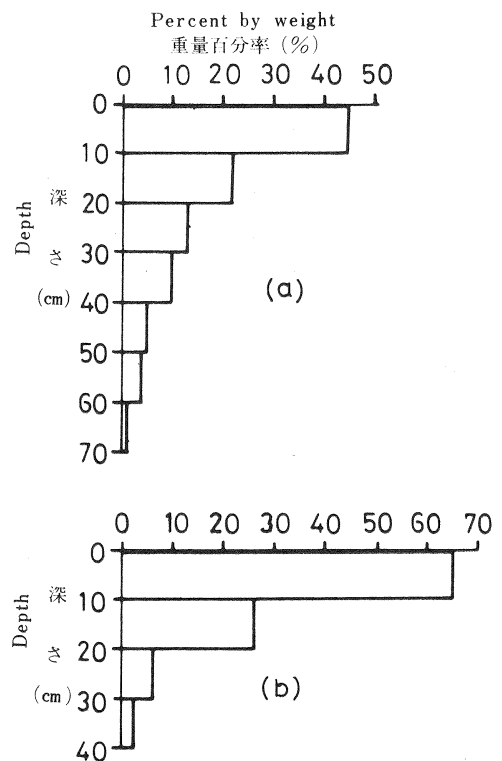


Fig. 7 灌木 (a) と草本 (b)

の根量分布 (気乾重)

 Distribution of root amount
 in shrub (a) and grass (b)
 (air dry weight).

Table 4. 植 被 別
Water balance tables for

年 Year	月 Month	降水量 (P) Precipitation (mm)	裸 地 区 Bare						草	
			流 出 量 (R) Runoff (mm)			流出率 Runoff per- centage R/P (%)	土壤水分变化 Change in soil moisture content ΔS (mm)	蒸發量 Evapo- ration E (mm)	流 出 量 (R) Runoff (mm)	
			地表流出 Surface runoff	地下流出 Seepage	計 Total				地表流出 Surface runoff	地下流出 Seepage
1975	4	166.5	4.73	94.89	99.62	59.8				
	5	152.3	3.24	120.49	123.73	81.2			4.31	115.43
	6	141.8	2.07	68.02	70.09	49.4			2.52	35.36
	7	182.7	5.08	151.01	156.69	85.8			3.53	129.12
	8	32.4	0.25	0.18	0.43	1.3			0	0
	9	201.2	3.48	114.27	117.75	58.5			1.13	38.63
	10	315.4	9.47	256.21	265.68	84.2			4.72	276.91
	11	245.4	10.54	234.28	244.82	99.8			4.96	261.77
	12	52.8	1.38	41.76	43.14	81.7			0.36	52.30
1976	4	136.3								
	5	214.7	6.32	197.57	203.89	95.0	-37.5	48.31	4.26	177.51
	6	174.0	4.96	110.00	114.96	66.1	-8.5	67.54	2.10	103.05
	7	132.6	3.86	118.27	122.13	92.1	-46.5	56.97	1.73	105.69
	8	150.6	5.91	49.91	55.82	37.1	+49.7	45.08	1.55	29.95
	9	257.3	10.15	231.43	241.58	93.9	-19.5	35.22	3.79	227.34
	10	145.3	3.20	113.59	116.79	80.4	-32.7	61.21	2.81	120.53
	11	81.9	1.58	49.54	51.12	62.4	-2.0	32.78	1.51	59.21
	12	35.2	1.23	4.80	6.03	17.1	-3.3	32.47	0.74	10.56
1977	1	21.3	0.55	2.92	3.47	16.3	-0.5	18.33	0.41	6.01
	2	27.6	0.45	2.68	3.13	11.3	-10.0	34.47	0.33	3.96
	3	180.5	6.97	123.28	130.25	72.2	+18.4	31.85	4.96	114.03
	4	113.8	5.14	80.19	85.33	75.0	-28.5	56.97	2.65	77.03
	5	85.0	1.77	55.15	56.92	67.0	-15.1	43.18	1.27	37.38
	6	205.2	3.79	145.36	149.15	72.7	+19.0	37.05	2.74	126.99
	7	71.0	1.43	23.36	24.79	34.9	-23.9	70.11	0.53	7.28
	8	298.2	10.48	267.81	278.26	93.3	-8.8	28.74	1.80	223.80
	9	259.3	7.00	195.84	202.84	78.2	+24.9	31.56	2.51	172.90
	10	63.6	0.23	59.49	59.72	93.9	-38.0	41.88	0.90	57.81
	11	116.9	5.82	62.83	68.65	58.7	+29.0	19.25	1.39	63.99
	12	49.6	1.05	18.44	19.49	39.3	-16.2	46.31	0.53	24.13
1978	1	28.4	0.10	17.52	17.62	62.0	-21.3	32.08	0.04	21.71
	2	29.7	0.43	0.60	1.03	3.4	+14.9	13.77	0.22	1.28
	3	129.0	3.57	67.77	71.34	55.3			2.22	61.07

水 収 支 表

three vegetation cover types

本 区 Grass				灌 木 区 Shrub					
計 Total	流出率 Runoff percentage R/P (%)	土 壌 水 分 変 化 Change in soil moisture content ΔS (mm)	蒸発散量 Evapo- transpi- ration E (mm)	流 出 量 (R) Runoff (mm)			流出率 Runoff percentage R/P (%)	土 壌 水 分 変 化 Change in soil moisture content ΔS (mm)	蒸発散量 Evapo- transpi- ration E (mm)
				地表流出 Surface runoff	地下流出 Seepage	計 Total			
119.74	78.6			3.83	112.02	115.85	76.1		
37.88	26.7			2.06	56.98	59.04	41.6		
132.65	72.6			6.94	141.19	148.13	81.1		
0	0			0	0	0	0		
39.76	19.8			2.13	0.36	2.49	1.2		
281.63	89.3			3.77	192.24	196.01	62.1		
266.73	108.7			4.27	236.58	240.85	98.1		
52.66	99.7								
				7.34	146.92	154.26	71.8	- 9.0	69.44
181.77	84.7	- 16.1	49.03	1.78	41.55	43.33	24.9	+17.0	113.67
105.15	60.4	+ 2.4	66.45	1.58	41.15	42.73	32.2	-29.6	119.47
107.42	81.0	-13.1	38.28	1.29	0.28	1.57	1.0	-19.9	168.93
31.50	20.9	+30.1	89.00	3.68	102.14	105.82	41.1	+30.6	120.88
231.13	89.8	-15.9	42.07	2.75	77.36	80.11	55.1	-24.0	89.19
123.34	84.9	-13.1	35.06	2.17	53.78	55.95	68.3	-17.1	43.05
60.72	74.1	- 8.8	29.98	1.23	11.04	12.27	34.9	- 2.5	25.43
11.30	32.1	- 6.6	30.50						
6.42	30.1	- 7.2	22.08	0.90	6.97	7.87	36.9	-10.4	23.83
4.29	15.5	+ 1.8	21.51	0.57	6.69	7.26	26.3	+ 0.3	20.04
118.99	65.9	+17.4	44.11	7.17	120.37	127.54	70.7	+21.7	31.26
80.38	70.6	-18.7	52.12	3.87	88.70	92.57	81.3	- 8.7	29.93
38.65	45.5	- 2.9	49.25	2.05	5.14	7.19	8.5	-20.5	98.31
129.73	63.2	+12.4	63.07	4.66	32.58	37.24	18.1	+36.8	131.16
7.81	11.0	-11.5	74.69	0.76	0.30	1.06	1.5	-32.9	102.84
225.60	75.7	+ 3.3	69.30	6.71	137.33	144.04	48.3	+31.4	122.76
175.45	67.7	+ 6.8	77.05	7.43	86.98	94.41	36.4	+20.2	144.69
58.71	92.3	-23.8	28.69	1.99	30.59	32.58	51.2	-55.4	86.42
65.38	55.9	+ 7.0	44.52	2.79	32.70	35.49	30.3	+21.9	59.51
24.66	49.7	+ 2.4	22.54	1.25	29.11	30.36	61.2	- 8.1	27.34
21.75	76.6	-11.7	18.35	0.18	24.46	24.64	86.8	-19.2	22.96
1.50	5.1	+ 8.5	19.70	0.69	3.00	3.69	12.4	+ 6.9	19.11
63.29				4.78	76.88	81.66	63.3		

Table 5. 月 別 の 温 度, 湿 度
Monthly air temperature and relative air humidity

年 Year	月 Month	平 均 気 温 Mean air temperature (°C)	平均最高気温 Mean maximum air temperature (°C)	平均最低気温 Mean minimum air temperature (°C)	平 均 湿 度 Mean relative humidity (%)
1975	4	13.9	18.3	10.1	50.7
	5	19.2	22.5	14.6	49.9
	6	20.7	25.2	19.2	64.8
	7	25.7	29.9	23.1	55.9
	8	27.6	31.9	23.7	54.5
	9	24.8	29.4	21.9	55.3
	10	16.4	19.8	13.9	55.4
	11	11.8	15.6	8.6	52.4
	12	3.9	9.9	— 0.9	49.9
1976	1	2.9	10.0	1.9	41.6
	4	12.4	16.7	8.7	66.7
	5	16.8	21.7	12.4	69.9
	6	21.0	24.7	17.7	74.0
	7	23.6	27.4	19.5	71.7
	8	25.3	28.9	21.0	69.5
	9	20.7	24.7	17.3	70.7
	10	16.2	20.7	12.6	60.0
	11	9.0	13.8	5.4	60.4
	12	4.0	10.9	0.4	65.3
1977	1	— 0.1	7.1	— 2.2	59.3
	2	2.6	9.1	— 2.1	54.6
	3	7.4	12.7	4.0	63.7
	4	14.4	18.9	9.5	58.7
	5	18.6	23.1	12.8	59.9
	6	20.3	23.6	17.5	74.5
	7	25.4	30.0	21.5	72.5
	8	23.7	27.8	21.4	78.4
	9	23.5	27.8	20.5	74.8
	10	16.6	22.3	13.6	71.0
	11	12.9	17.7	9.4	68.3
	12	5.7	13.0	2.6	63.4
1978	1	1.4	9.5	— 0.5	69.2
	2	1.8	8.5	— 1.7	58.9
	3	7.7	13.5	2.4	53.6

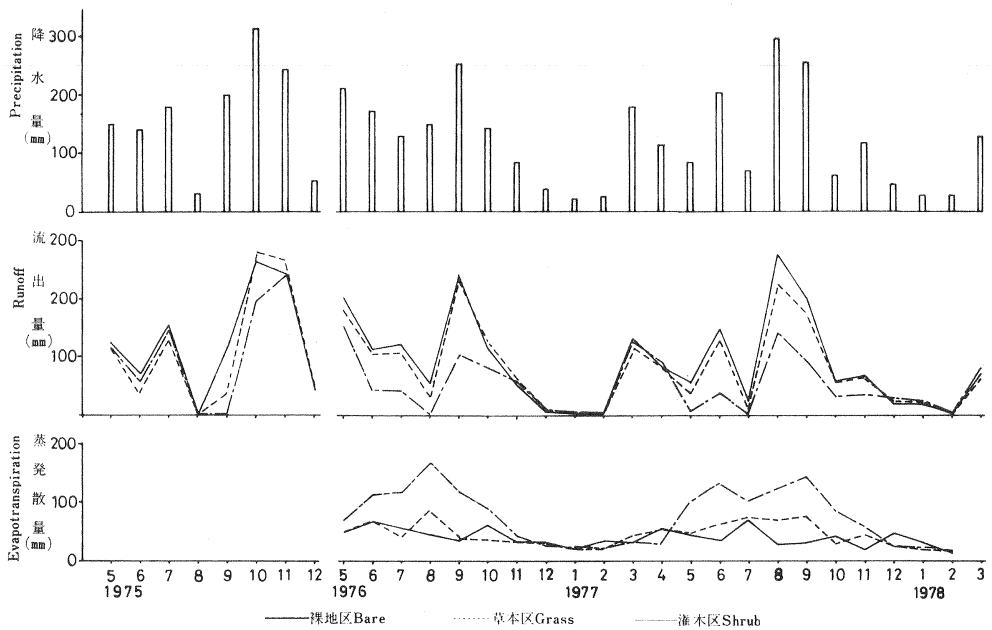


Fig. 8 月別流出量および蒸発散量の植被別比較
Comparison of monthly runoff and evapotranspiration among three vegetation cover types.

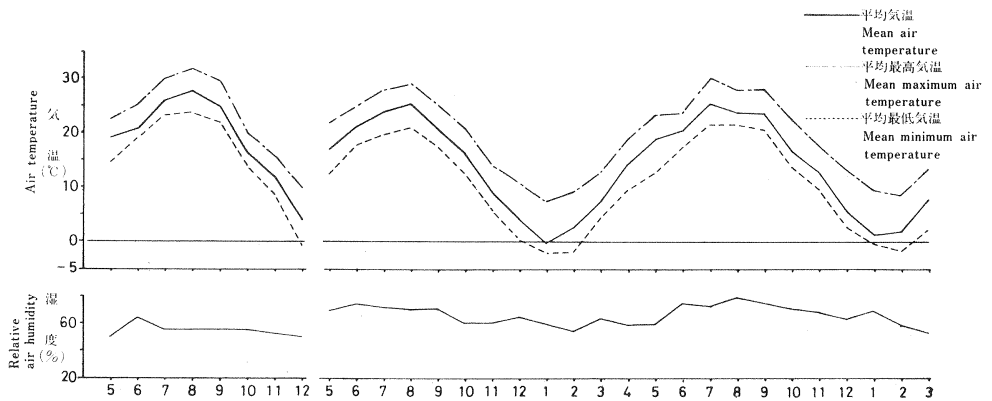


Fig. 9 月別の平均気温, 平均最高気温, 平均最低気温, 平均湿度
Monthly mean air temperature, mean maximum and minimum air temperature and mean relative air humidity.

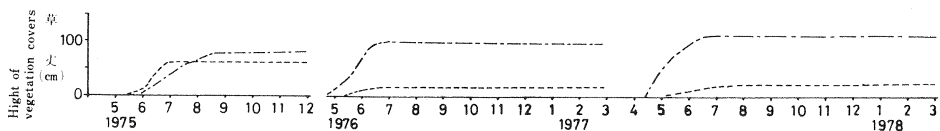


Fig. 10 草丈の変遷
Changes in grass height.

Table 6. 暖候期（5～11月）における植被別水収支
Water balance by vegetation cover types in growing season
(May～November)

年 Year	植 被 別 Vegeta- tion cover type	降 水 量 (P) Precipi- tation (mm)	流 出 量 (R) Runoff (mm)			流 出 率 Runoff per- centage R/P (%)	土壌水分変化 Change in soil moisture content ΔS (mm)	蒸発散量 Evapo- transpi- ration E (mm)
			地表流出 Surface runoff	地下流出 Seepage	計 Total			
1975	裸 地 区	1,271.2	34.13	945.06	979.19	77.0	292.01	
	草 本 区	"	21.17	757.22	878.39	69.1	392.81	
	灌 木 区	"	23.00	739.37	762.37	60.0	508.83	
1976	裸 地 区	1,156.4	35.98	870.31	906.29	78.4	— 97.0	347.11
	草 本 区	"	17.75	823.28	841.03	72.7	— 34.3	349.87
	灌 木 区	"	20.59	463.18	483.77	41.8	— 52.0	724.63
1977	裸 地 区	1,099.2	30.49	809.84	840.33	76.4	— 12.9	271.77
	草 本 区	"	11.14	690.19	701.33	63.8	— 8.7	406.57
	灌 木 区	"	26.39	325.62	352.01	32.0	+ 1.5	745.69

流出量は、植生の生育状況と関連してかなり顕著な変遷がみられ²⁾、植生の活動の旺盛な5～9月までは裸地区の流出量が多いが休止期に向う10～11月にかけては、草本区や灌木区の方が流出量が多くなる傾向がみられる。

さらに、植生の活動の休止する12～2月にかけては、夏期と反対に、灌木区が多く、草本区、裸地区の順に流出量が少なくなっている。

冬期間は、植被別の流出量が植生の活動期と逆転することは、一つの重要な結果であるが、冬期間は降水量が少なく、従って流出量の絶対量が小さく植被別の流出量の差も極くわずかである。

2. 暖候期（5～11月）における水収支

(1) 暖候期における植被別水収支

1975～1977年にかけての暖候期の植被別水収支を Table 6 に示す。

年流出量は、各年とも裸地区が最大で、草本区、灌木区の順に少くなっており、裸地区に比べ、草本区65～139 mm、灌木区で217～488 mmの差が生じている。

地表流出については、草本区と灌木区が入れ替り、裸地区が最も多く灌木区、草本区の順に少なくなっている。

蒸発散量については、1975年に土壌水分の測定を行っていないので、1976年と1977年分だけをみると、裸地区で272～347 mm、草本区で350～407 mm、灌木区で725～746 mmとなっており、灌木区が最も大きく、草本区、裸地区の順になる。

1975年についても、4月の終りと、11月の末の土壌水分の状態は、降雨、流出量の状態からみて大きな差はないと考えられるので蒸発散量と土壌水分変化とを合計した値から、同様の傾向がよみとられる。

灌木区および草本区と、裸地区との蒸発散量の差は、草本区が3～135 mm、灌木区で377～474 mmとなり、かなり顕著な差が生じていることがわかる。

(2) 暖候期における一降雨ごとの直接流出量

従来の流域試験においても、一降雨ごとの降雨量と流出量の関係について、検討されたものは多いが、関係する因子が多く、複雑であって、植被条件の相違による影響を単純な形で分析することは少々困難であったように思われる。

斜面ライシメーターにおいては、流域試験と異なり、関係因子も比較的単純であり、同一の降雨条件下において、ほぼ同じ土層の条件で、そこに異なった植被条件を設定することは、流域試験での極少単位の比較モデルとみることもできるので、資料数は十分といえないが参考のため、直接流出量、最大流量等の比較を行ってみたものである。

まず、1975～1977年の3年間の暖候期の主なる降雨における直接流出量について、述べてみるが、直接流出量の分離の手法等については、既往の報告⁴⁾に準じている。

1) 直接流出量の分離

① 直接流出量の分離は、一降雨量 20 mm 程度以上の場合で、できるだけ単純な形をした増水曲線を、各月に分布するように選り出した。

② 増水をはじめから、再び当初の水位に復するまでの期間を、直接流出期間とし、基底となる水位はその直接流出期間中は一定とみなす。

③ 直接流出期間中の全流出量から基底流出量を差し引いた量を直接流出量とする。

④ 増水開始後、基底水位まで復さないうちに次の降雨の増水が始まることがあるが、このようなときは、まだ高い水位のうちにつぎの増水が表われた場合、すなわち、ほぼ連続した増水とみられる場合は合併して計算する。かなり減水して、当初の水位に近いような場合には、次の増水開始時で計算を打ち切る。

各植被における一降雨ごとの水収支は次式のように考えられる。

$$P = R_1 + R_2 + E \pm \Delta S \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで P : 一降雨の雨量 (mm)

R_1 : 直接流出量 (mm)

R_2 : 基底流出量 (mm)

E : 蒸発散量 (mm)

ΔS : 土壌水分変化 (mm)

各年別にとりあげた増水曲線は、それぞれ 10～12 個で、その諸元は Table 7 に示すとおりである。

次に、一降雨ごとの雨量と直接流出量について、年次別、植被別に検討をすすめる。

2) 一降雨量と直接流出量

既往の流域試験の結果から、一降雨量と直接流出量との関係について次のような関係式が提示されている。

$$R_d = aP_t^b \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$R_d = aP_t - b \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\log R_d = aP_t - b \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここで R_d : 直接流出量

P_t : 一降雨量

a, b : 定数

この場合 P は 20 mm 以上という大きな降雨であるから、一般的には式 (3) が適合性が高いものと

Table 7. 暖候期における一降雨ごとの雨量と流出量
Runoff and rainfall of every storm in growing season

年 Year	降雨 No. Rainfall No.	植被区分 Vegetation cover type	降雨開始 Beginning of rainfall 月 日 時 Date	降雨量 (P) Rainfall (mm)	増水開始 Beginning of runoff 月 日 時 Date	流出期間 Period of runoff (hr)	流出量 (R) Runoff (mm)			流出率 Runoff percentage R/P (%)	最大1時間 雨量 Maximum rainfall per hour (mm/hr)	最大1時間 流出量 Maximum runoff per hour (mm/hr)
							直接流出量 Direct runoff R ₁	基底流出量 Base runoff R ₂	計 Total			
1975	1	草 本 区	6. 5. 3	57.2	6. 7. 3	189	25.61	0	25.61	44.8	9.6	0.41
		裸 地 区	"	"	6. 7. 3	189	40.12	0	40.12	70.1	"	1.00
		灌 木 区	"	"	6. 7. 1	189	31.49	0	31.49	55.1	"	0.64
	2	草 本 区	6. 22. 4	60.2	6. 22. 11	9	13.40	0	13.40	22.3	6.3	0.25
		裸 地 区	"	"	6. 22. 13	275	30.84	0	30.84	51.2	"	0.20
		灌 木 区	"	"	6. 22. 6	282	26.51	2.82	29.33	48.7	"	0.33
	3	草 本 区	7. 3. 22	169.3	7. 4. 2	214	128.47	2.14	130.61	77.1	31.8	15.00
		裸 地 区	"	"	7. 4. 2	334	143.22	6.68	149.90	88.5	"	15.00
		灌 木 区	"	"	7. 4. 2	394	135.55	7.88	143.43	84.7	"	15.00
	4	草 本 区	9. 5. 5	93.6	9. 5. 20	3	0.35	0	0.35	0.4	32.0	0.27
		裸 地 区	"	"	9. 5. 6	234	55.45	0	55.45	59.2	"	7.00
		灌 木 区	"	"	9. 5. 6	18	1.15	0	1.15	1.2	"	0.17
	5	草 本 区	9. 23. 14	74.8	9. 24. 5	118	21.98	0	21.98	29.4	13.9	0.92
		裸 地 区	"	"	9. 24. 0	123	46.52	0	46.52	62.2	"	2.40
		灌 木 区	"	"	9. 24. 2	11	1.02	0	1.02	1.4	"	0.27
	6	草 本 区	9. 29. 3	32.0	9. 29. 3	91	21.80	1.82	23.62	73.8	7.0	0.71
		裸 地 区	"	"	9. 29. 3	91	19.81	1.82	21.63	67.6	"	0.68
		灌 木 区	"	"	9. 29. 3	91	0.31	0	0.31	1.0	"	0.04
	7	草 本 区	10. 18. 1	96.2	10. 18. 1	287	75.75	14.35	90.10	93.7	7.0	5.20
		裸 地 区	"	"	10. 18. 1	287	74.42	8.61	83.03	86.3	"	5.50
		灌 木 区	"	"	10. 18. 10	278	66.94	2.78	69.72	72.5	"	5.10

1976	8	草 本 区	10. 30. 1	45.8	10. 30. 4	164	37.25	3.28	40.53	88.5	4.2	1.10
		裸 地 区	"	"	10. 30. 1	167	33.40	1.67	35.07	76.6	"	1.20
		灌 木 区	"	"	10. 30. 1	167	27.47	1.67	29.14	63.6	"	0.80
	9	草 本 区	11. 14. 22	65.4	11. 15. 3	106	61.35	2.12	63.47	97.0	11.8	0.82
		裸 地 区	"	"	11. 15. 13	96	53.81	0.96	54.77	83.7	"	0.82
		灌 木 区	"	"	11. 15. 6	103	51.69	2.06	53.75	82.2	"	0.88
	10	草 本 区	11. 19. 13	57.0	11. 19. 16	200	43.09	8.00	51.09	89.6	7.4	0.72
		裸 地 区	"	"	11. 19. 16	200	38.83	8.00	46.83	82.2	"	0.82
		灌 木 区	"	"	11. 19. 16	200	37.98	8.00	45.98	80.7	"	0.70
	1	草 本 区	4. 30. 4	68.9	4. 30. 8	256	47.41	5.12	52.53	76.2	4.2	0.48
		裸 地 区	"	"	4. 30. 18	246	52.39	4.92	57.31	83.2	"	0.58
		灌 木 区	"	"	4. 30. 8	256	45.22	5.12	50.34	73.1	"	0.42
	2	草 本 区	5. 17. 1	168.3	5. 17. 3	405	130.70	0	130.70	77.7	25.5	4.88
		裸 地 区	"	"	5. 17. 8	400	151.47	0	151.47	90.0	"	5.00
		灌 木 区	"	"	5. 17. 2	416	105.44	0	105.44	62.7	"	4.10
	3	草 本 区	6. 5. 7	35.9	6. 5. 18	126	14.51	2.52	17.03	47.4	3.1	0.43
		裸 地 区	"	"	6. 6. 0	120	17.13	2.40	19.53	54.4	"	0.56
		灌 木 区	"	"	6. 6. 10	47	4.30	0.94	5.24	14.6	"	0.60
	4	草 本 区	6. 13. 18	33.8	6. 15. 22	122	15.66	4.88	20.54	60.8	7.8	0.43
		裸 地 区	"	"	6. 15. 22	122	19.45	4.88	24.33	72.0	"	0.61
		灌 木 区	"	"	6. 15. 22	122	2.24	0	2.24	6.6	"	0.06
	5	草 本 区	6. 24. 2	92.2	6. 24. 6	162	62.54	1.62	64.16	69.6	21.2	6.50
		裸 地 区	"	"	6. 24. 13	155	65.36	1.55	66.91	72.6	"	6.50
		灌 木 区	"	"	6. 25. 7	78	37.40	0.78	38.18	41.4	"	1.85
	6	草 本 区	7. 10. 17	81.7	7. 11. 10	134	73.33	0	73.33	89.8	14.1	6.20
		裸 地 区	"	"	7. 11. 10	134	80.02	1.34	81.36	99.6	"	7.80
		灌 木 区	"	"	7. 11. 12	74	37.12	0	37.12	45.4	"	1.60

Table 7. (つづき) (Continued)

年 Year	降雨 No. Rainfall No.	植 被 区 分 Vegetation cover type	降雨開始 Beginning of rainfall 月 日 時 Date	降 雨 量 (P) Rainfall (mm)	増水開始 Beginning of runoff 月 日 時 Date	流出期間 Period of runoff (hr)	流 出 量 (R) Runoff (mm)			流 出 率 Runoff per-centage R/P (%)	最大1時間 雨 量 Maximum rainfall per hour (mm/hr)	最大1時間 流出量 Maximum runoff per hour (mm/hr)
							直接流出量 Direct runoff R ₁	基底流出量 Base runoff R ₂	計 Total			
1976	7	草 本 区	7. 19. 10	36.5	7. 19. 12	114	24.14	0	24.14	66.1	14.6	0.83
		裸 地 区	"	"	7. 19. 13	155	23.79	3.10	26.89	73.7	"	0.65
		灌 木 区	"	"	7. 19. 10	73	5.45	0	5.45	14.9	"	0.15
	8	草 本 区	8. 9. 8	28.6	8. 10. 14	3	0.20	0	0.20	0.7	4.8	0.02
		裸 地 区	"	"	8. 10. 9	99	4.94	0	4.94	17.3	"	0.08
		灌 木 区	"	"	8. 10. 14	2	0.10	0	0.10	0.3	"	0.02
	9	草 本 区	9. 8. 0	61.8	9. 8. 9	255	39.06	10.20	49.26	79.7	13.6	5.60
		裸 地 区	"	"	9. 8. 4	284	20.83	11.36	32.19	52.1	"	4.10
		灌 木 区	"	"	9. 9. 16	191	16.40	0	16.40	26.5	"	0.98
	10	草 本 区	9. 27. 23	39.8	9. 28. 9	111	21.97	1.11	23.08	58.0	4.5	0.64
		裸 地 区	"	"	9. 28. 8	112	21.09	1.12	22.21	55.8	"	0.68
		灌 木 区	"	"	9. 28. 19	89	5.44	0	5.44	13.7	"	0.16
	11	草 本 区	10. 9. 8	51.5	10. 9. 15	105	41.99	1.05	43.04	83.6	10.8	0.66
		裸 地 区	"	"	10. 9. 12	108	41.16	1.08	42.24	82.0	"	0.30
		灌 木 区	"	"	10. 9. 13	107	27.29	0	27.29	53.0	"	0.16
	12	草 本 区	11. 11. 5	77.5	11. 11. 14	466	53.92	4.66	58.58	75.6	7.6	0.61
		裸 地 区	"	"	11. 12. 1	455	44.82	4.55	49.37	63.7	"	0.43
		灌 木 区	"	"	11. 11. 21	459	50.55	4.59	55.14	71.1	"	0.53
1977	1	草 本 区	5. 4. 22	17.2	5. 5. 12	204	1.58	0	1.58	9.2	3.2	0.10
		裸 地 区	"	"	5. 5. 12	204	3.07	0	3.07	17.8	"	0.12
		灌 木 区	"	"	5. 5. 12	84	0.49	0	0.49	2.8	"	0.10

2	草 本 区	5. 15. 8	65.3	5. 15. 16	144	36.47	0	36.47	55.8	11.7	3.40
	裸 地 区	"	"	5. 15. 16	144	51.80	0	51.80	79.3	"	3.40
	灌 木 区	"	"	5. 15. 21	39	6.62	0	6.62	10.1	"	0.30
3	草 本 区	6. 17. 2	72.9	6. 18. 0	132	49.20	2.64	51.84	71.1	5.0	1.50
	裸 地 区	"	"	6. 17. 23	133	61.64	2.66	64.30	88.2	"	2.10
	灌 木 区	"	"	6. 18. 3	4	2.05	0.08	2.13	2.9	"	0.20
4	草 本 区	6. 23. 12	83.0	6. 24. 6	162	73.88	3.24	77.12	92.9	8.4	4.80
	裸 地 区	"	"	6. 24. 11	157	78.39	3.14	81.53	98.2	"	3.40
	灌 木 区	"	"	6. 25. 4	140	34.51	0	34.51	41.6	"	2.30
5	草 本 区	7. 16. 23	36.8	7. 19. 20	100	4.09	0	4.09	11.1	11.9	0.10
	裸 地 区	"	"	7. 17. 17	175	11.73	3.50	15.23	41.4	"	0.20
	灌 木 区	"	"	7. 17. 8	1	0.39	0	0.39	1.1	"	0.02
6	草 本 区	8. 13. 10	284.6	8. 14. 2	430	225.60	0	225.60	79.3	14.3	1.48
	裸 地 区	"	"	8. 14. 2	430	278.00	0	278.00	97.7	"	6.42
	灌 木 区	"	"	8. 13. 17	430	144.04	0	144.04	50.6	"	0.02
7	草 本 区	9. 8. 2	121.6	9. 9. 1	131	89.37	0	89.37	73.5	11.7	9.20
	裸 地 区	"	"	9. 8. 22	218	106.90	0	106.90	87.9	"	9.00
	灌 木 区	"	"	9. 9. 21	75	48.79	0	48.79	40.1	"	7.80
8	草 木 区	9. 18. 22	105.0	9. 19. 10	158	76.00	0	76.00	72.4	16.0	11.20
	裸 地 区	"	"	9. 19. 10	158	86.42	0	86.42	82.3	"	12.40
	灌 木 区	"	"	9. 19. 11	93	43.69	0	43.69	41.6	"	5.10
9	草 本 区	10. 3. 19	57.0	10. 4. 0	125	47.48	2.50	49.98	87.7	8.6	3.60
	裸 地 区	"	"	10. 4. 4	121	49.83	2.42	52.25	91.7	"	5.80
	灌 木 区	"	"	10. 4. 7	118	30.96	0	30.96	54.3	"	1.90
10	草 本 区	11. 16. 15	91.4	11. 17. 6	186	60.64	0	60.64	66.3	18.8	5.60
	裸 地 区	"	"	11. 17. 7	185	66.03	0	66.03	72.2	"	6.20
	灌 木 区	"	"	11. 17. 3	189	30.49	0	30.49	33.4	"	0.70

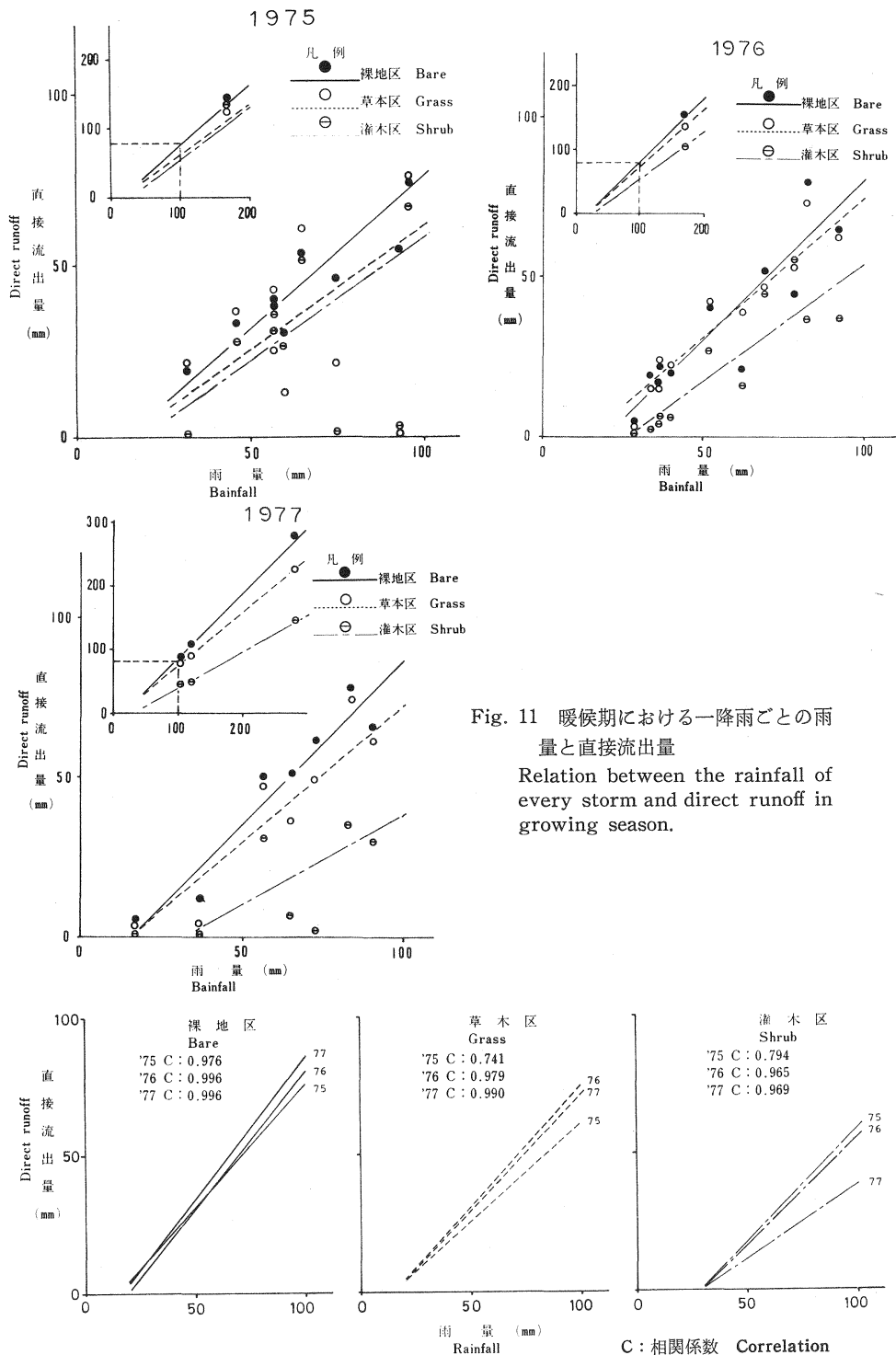


Fig. 11 暖候期における一降雨ごとの雨量と直接流出量
Relation between the rainfall of every storm and direct runoff in growing season.

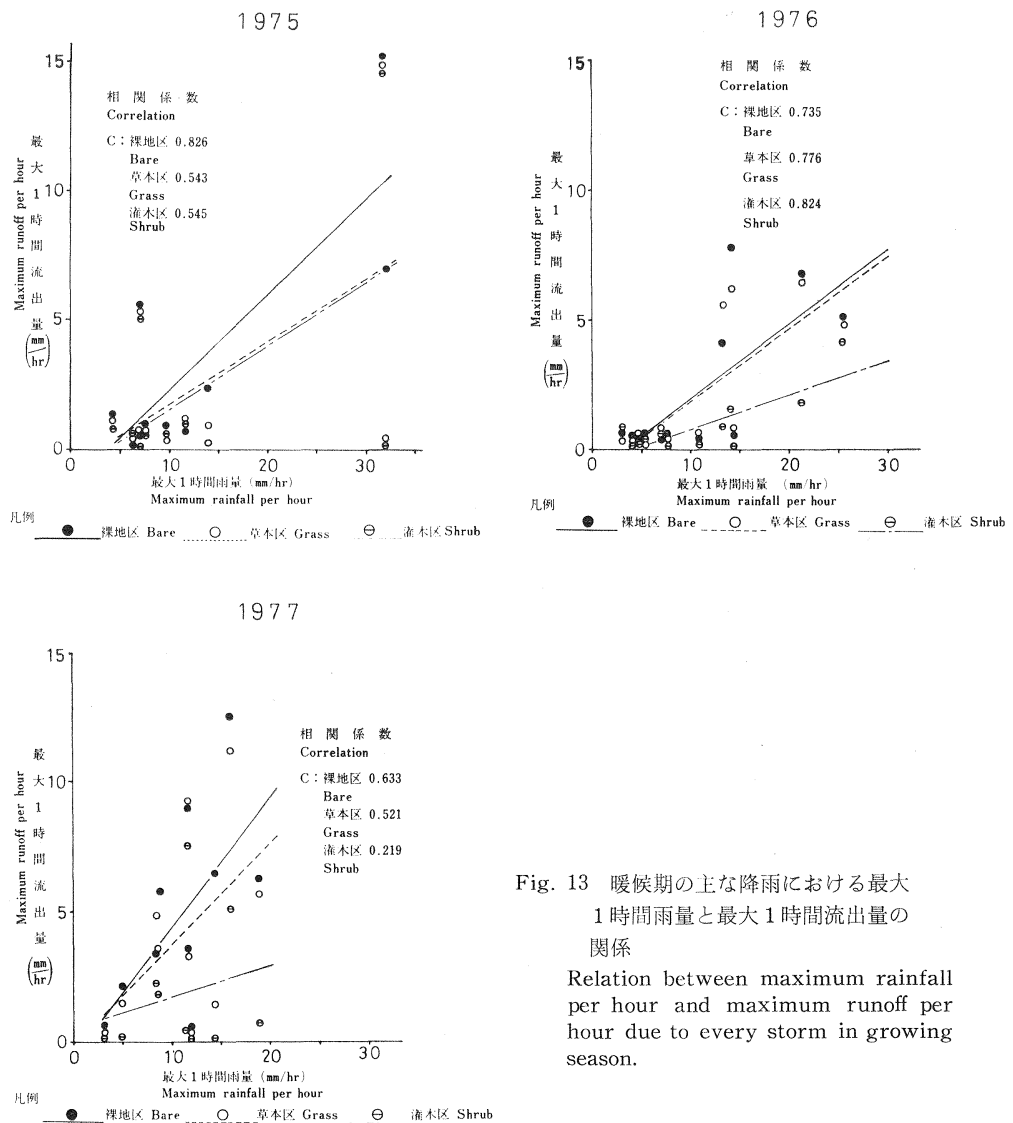
Fig. 12 暖候期における一降雨ごとの雨量と直接流出量の関係の年次変化
Change with the passage of year in the relation between the rainfall of every storm and direct runoff in growing season.

Table 8. 暖候期（5～11月）の降水量，気温，湿度（ライシメーター露場）

 Precipitation, air temperature and relative air humidity in
growing season (May～November)

(Lysimeter site)

年 Year	降 水 量 Precipitation (mm)	平 均 気 温 Mean air temperature (°C)	平均最高気温 Mean maximum air temperature (°C)	平均最低気温 Mean minimum air temperature (°C)	平 均 湿 度 Mean relative humidity (%)
1975	1,271.2	20.9	24.9	17.9	55.5
1976	1,156.4	18.9	23.1	15.1	68.0
1977	1,099.2	20.1	24.6	16.7	71.3


 Fig. 13 暖候期の主な降雨における最大
1時間雨量と最大1時間流出量の
関係

 Relation between maximum rainfall
per hour and maximum runoff per
hour due to every storm in growing
season.

予測されるが、上記 (2), (3), (4) の各式を適用して回帰を求め、相関係数を比較してみると、いずれの場合も、(3) 式による一次回帰が最も相関が高くなっている。

各年の一降雨ごとの雨量と直接流出量の関係を Fig. 11 に、またその回帰線を植被条件別に 3 年間まとめたものを Fig. 12 に示す。

各回帰線の相関係数は、Fig. 12 に示すようになり、すべて、有意水準 1% で有意性が認められる。各年とも、一降雨ごとの直接流出量は、裸地区が最も大きく、次いで、草本区、灌木区の順に少なくなっていて、しかも、乖離が逐年大きくなる傾向がみられる。

このような変化には、各年の気候条件が密接に関係していることは当然であるが、参考のため、3 年間の観測期間を通じての降水量、9 時の気温の平均、日最高気温、日最低気温の平均、9 時の湿度の平均を、Table 8 に示す。

この表から、1975 年は、平均気温が後の 2 年に比べてやや高く、また、湿度がかなり低かったことが見出せるが、これが、Fig. 12 における裸地区の 1975 年の回帰線がやや下に位置することに関係しているように考えられる。

(3) 主なる降雨の最大 1 時間雨量と、最大 1 時間流出量

前述の主なる降雨について、最大 1 時間雨量と、それに対応する最大 1 時間流出量をみると、Table 7 に示すようになっている。

この両者の関係について、直接流出量の場合と同様に直線回帰を求めてみると、Fig. 13 に示すようになる。

裸地区については、相関係数が高く、いずれも有意水準 95% を満足するが、草本区については 90% 程度と低くなり、灌木区については、相関は著しく低くなる。

要するに、植生の繁茂により、強雨時における流出量のばらつきが多くなることを示すものと考えられる。

3. 冬期 (12~2 月) における水収支

冬期間は、植生の活動が休止する 12~4 月を検討すべきであるが、観測資料の関係から、12~2 月についての検討を行った。

Table 9. 冬期 (12~2 月) における植被別水収支
Water balance by vegetation cover types in dormant season
(December~February)

年 Year	植 被 別 Vegeta- tion cover type	降 水 量 (P) Precipi- tation (mm)	流 出 量 (R) Runoff (mm)			流 出 率 Runoff per- centage R/P (%)	土 壌 水 分 変 化 Change in soil moisture content ΔS (mm)	蒸 発 散 量 Evapo- transpi- ration E (mm)
			地表流出 Surface runoff	地下流出 Seepage	計 Total			
1976~ 1977	裸 地 区	84.1	2.23	10.40	12.63	15.0	— 13.8	85.27
	草 本 区	"	1.48	20.53	22.01	26.2	— 12.0	74.09
	灌 木 区	"	2.70	24.70	27.40	32.6	— 12.6	69.30
1977~ 1978	裸 地 区	107.7	1.58	36.56	38.14	35.4	— 22.6	92.16
	草 本 区	"	0.79	47.12	47.91	44.5	— 0.8	60.59
	灌 木 区	"	2.12	56.57	58.69	54.5	— 20.4	69.41

この期間は、草本区、灌木区ともに枯れた植生をそのまま存置してあり、裸地との比較において、温度、湿度、日照、降雨等気象条件がわずかながら相異しているものと考えられる。

(1) 冬期における植被別の水収支

月別の水収支で述べたところであるが、1976～1977年および1977～1978年の2回の冬期間における水収支は、Table 9 に示すようになっている。

冬期間は、降水量が少なく、従って流出量もごくわずかである。晴天が多いので、蒸発散量は比較的多い。

流出量は、灌木区が最も多く、草本区、裸地区の順になり、暖候期と反対の傾向を示している。裸地区に比較しての差は、草本区で9～10 mm、灌木区で15～21 mmの増となる。

蒸発散量については、裸地区が最も大きく草本区、灌木区は、年によって変動しているがその差は比較的少ない。

(2) 冬期における一降雨ごとの直接流出量

暖候期の例にならって、冬期においても一降雨ごとの降雨量と、直接流出量との関係を検討した。その結果を Table 10 に示す。

冬期間は大きな雨が少なく、また、降雪によるものは対象外としたので、1976～1977年の2年間で最低16.6 mm のものまで含めて6例の降雨しかなかった。

したがって、年次別の比較は困難で、2年次を合わせて、検討してみた。

この一降雨ごとの降雨量と直接流出量との関係を Fig. 14 に示す。植被別の傾向をみるため、単相関を求めて図に入れてみた。

この場合、相関係数の有意水準は5～10%とやや低い。植被別に示す傾向は、冬期の全降水量と流出量が示す傾向と同様に、灌木区の直接流出量が最大で、草本区、裸地区の順になっている。

これを暖候期における一降雨ごとの雨量と直接流出量との関係に比べてみると、裸地区では、直接流出量が少なくなる傾向を示し、草本区ではほぼ同じ位となっており、灌木区では、冬期間の方が多くなる傾向がみられる。暖候期の場合と同様に、比較対象となった12～2月の期間における気候条件を示すと Table 11 のようになっている。

両年を比べると各因子とも特に目立った差は見出せない。

(3) 主なる降雨の最大1時間雨量と、最大1時間流出量

暖候期の例にならい、主なる降雨の最大時雨量と、それに対応する1時間当たりの最大流出量を見ると、Table 10 のようになる。

最大時雨量は3.9～20.1 mm にわたっているが、対応する1時間当たりの最大流出量は、0.05

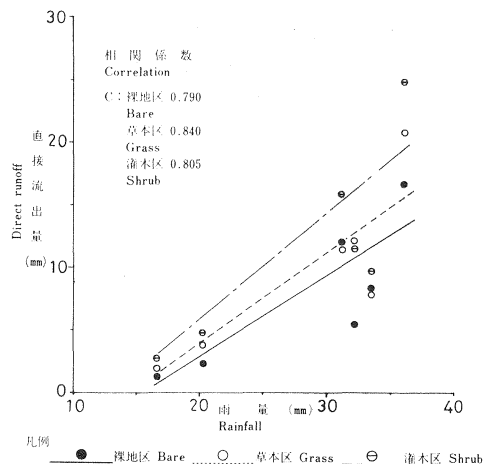


Fig. 14 冬期における1降雨ごとの雨量と直接流出量

Relation between the rainfall of every storm and direct runoff in dormant season.

Table 10. 冬 期 に お け る 一 降 雨
Runoff and rainfall of every

年 Year	降雨 No. Rainfall No.	植 被 区 分 Vegetation cover type	降雨開始 Beginning of rainfall 月 日 時 Date	降 雨 量 (P) Rainfall (mm)	増水開始 Beginning of runoff 月 日 時 Date	流出期間 Period of runoff
1976	1	草 本 区	12. 25. 2	32.3	12. 25. 2	598
		裸 地 区	"	"	12. 25. 2	595
		灌 木 区	"	"	12. 25. 4	644
1977	1	草 本 区	1. 26. 19	20.2	1. 26. 19	341
		裸 地 区	"	"	1. 26. 19	341
		灌 木 区	"	"	1. 26. 20	340
	2	草 本 区	2. 21. 9	16.6	1. 21. 10	182
		裸 地 区	"	"	1. 21. 10	182
		灌 木 区	"	"	1. 21. 9	231
	3	草 本 区	3. 17. 0	33.7	3. 17. 2	142
		裸 地 区	"	"	3. 17. 3	141
		灌 木 区	"	"	3. 17. 2	142
1978	1	草 本 区	12. 16. 4	36.1	12. 16. 17	319
		裸 地 区	"	"	12. 16. 17	319
		灌 木 区	"	"	12. 16. 17	319
	2	草 本 区	3. 10. 5	31.2	3. 10. 6	210
		裸 地 区	"	"	3. 10. 14	202
		灌 木 区	"	"	3. 10. 6	210

Table 11. 冬期 (12～2月) の降水量, 気温, 湿度 (ライシメーター露場)

Precipitation, air temperature and relative air humidity in
dormant season (December～February) (Lysimeter site)

年 Year	降 水 量 Precipitation (mm)	平 均 気 温 Mean air temperature (°C)	平均最高気温 Mean maximum air temperature (°C)	平均最低気温 Mean minimum air temperature (°C)	平 均 湿 度 Mean relative humidity (%)
1976～1977	84.1	2.2	9.0	0.1	59.7
1977～1978	107.7	3.0	10.3	0.1	63.8

～0.62 mm と雨量に比べて極めて少ない。これらの関係を Fig. 15 に示す。図中の直線は、暖候期と同様に単相関を求めたものである。相関係数は、2～5%の有意水準で有意性が認められた。また、暖候期間に比べると、回帰直線がかなり低く現われており、しかも暖候期とは反対に、大きい方から灌木区、草本区、裸地区の順になっている。

ど と の 雨 量 と 流 出 量
 storm in dormant season

流 出 量 (R) Runoff (mm)			流 出 率 Runoff percentage R/P (%)	最大1時間雨量 Maximum rainfall per hour (mm/hr)	最大1時間流出量 Maximum runoff per hour (mm/hr)
直接流出量 Direct runoff R_1	基底流出量 Base runoff R_2	計 Total			
12.00	0.50	12.50	38.7	6.2	0.16
5.31	0	5.31	16.4	"	0.05
11.58	1.07	12.65	39.2	"	0.19
3.66	0.28	3.94	19.5	5.6	0.12
2.15	0.28	2.43	12.0	"	0.20
4.79	0.57	5.36	26.5	"	0.24
1.82	0.46	2.28	13.7	4.8	0.06
1.37	0.30	1.67	10.1	"	0.12
2.67	1.16	3.83	23.1	"	0.12
7.67	0	7.67	22.8	3.9	0.14
7.80	0	7.80	23.1	"	0.14
9.69	0.24	9.93	29.5	"	0.29
20.70	0.53	21.23	58.8	20.1	0.49
16.63	0.27	16.90	46.8	"	0.35
24.38	1.06	25.44	70.5	"	0.62
11.50	1.84	13.34	42.8	3.9	0.23
11.97	1.52	13.49	43.2	"	0.18
15.82	3.41	19.23	61.6	"	0.29

4. 植被別の蒸発散量比較

植被別の蒸発散量は、水収支法により月ごとに計算している。なお蒸発散量は（1）式の水収支式から計算したので、植生および落葉による遮断水分の蒸発もこれに含まれている。1976年5月から1978年2月までの月平均日蒸発散量の推移を Fig. 16 に示した。

そこには、ソーンスウェイト式とハモン式で計算した月平均日蒸発散能の変化も示した。ソーンスウェイト式は、気象資料より推定する経験式で（5）式で与えられる。

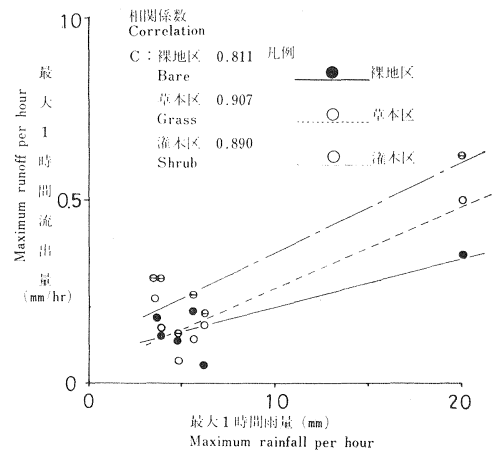


Fig. 15 冬の主な降雨における最大1時間雨量と最大1時間流出量の関係
 Relation between maximum rainfall per hour and maximum runoff per hour due to every storm in dormant season.

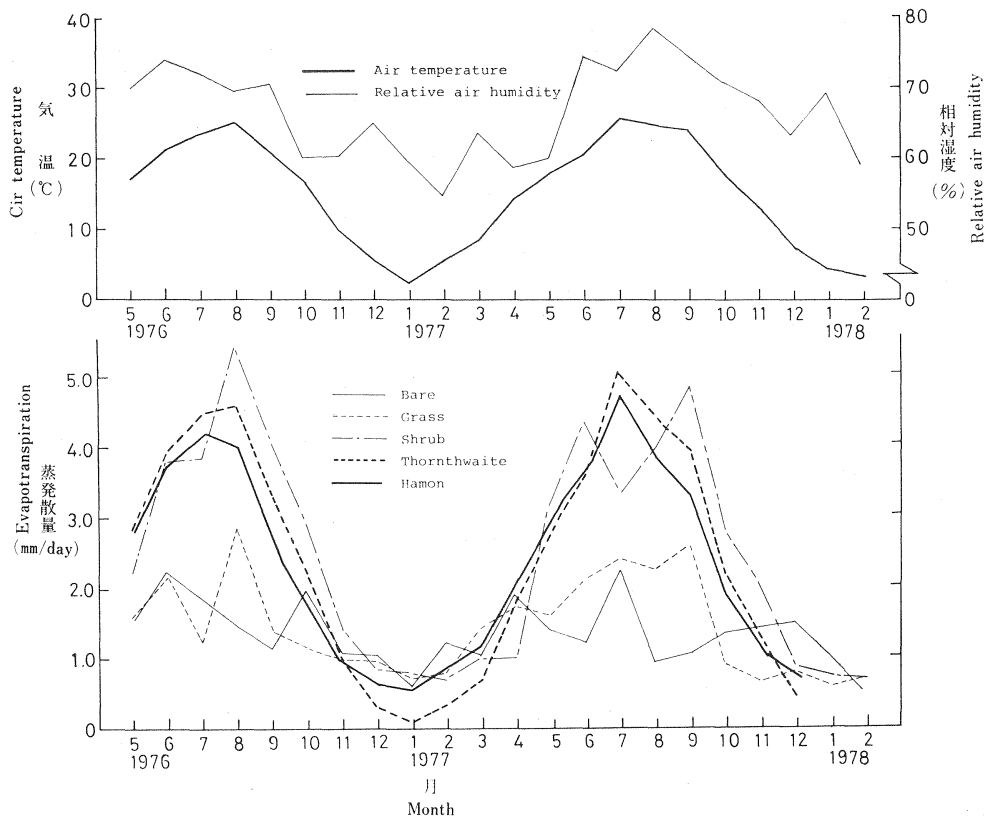


Fig. 16 蒸発散量の推移

Change in evapotranspiration with the passage of season.

$$\left. \begin{aligned} E_{pt} &= 0.533 D_0 \left(\frac{10 t_j}{J} \right)^a \\ a &= 6.75 \times 10^{-7} J^3 - 7.71 \times 10^{-5} J^2 + 1.79 \times 10^{-2} J + 0.49 \\ J &= \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{t_j}{5} \right)^{1.514} \end{aligned} \right\} \dots (5)$$

ここで, E_{pt} : 月平均日蒸発散能 (mm/day), D_0 : 可照時間 (12hr/day),

t : 月平均気温 (°C), j : 月, J : 年の指数。

ソーンズウェイト式を改変したものがハモン式で (6) で与えられる。

$$E_{pt} = 0.140 D_0^2 q_t \dots (6)$$

ここで, q_t : 日平均気温に対する飽和絶対度 (g/m³)。

これらの計算に用いた月平均気温は隣接露場で観測されたものを用いた。

Fig. 16 から植被区ごとにその変化の特徴も調べてみた。裸地区では, 蒸発量はもちろん活動期間に大きく活動休止期間に小さくなるが, その変化幅は3区の中で最も小さい。最大値は6~7月に出現し 2.3 mm/day, 最小値は1~2月に出現し 0.5 mm/day であった。1977年8月に 1.0 mm/day と蒸発が落ち込んでいるのは, 7月下旬から8月上旬にかけ 無降雨日が 17 日間連続したことにより 土層表面が極度に乾燥し蒸発が減少したこと, 逆に 8月13日から下旬にかけ 300 mm 近い降雨があり, この期間の降雨日

数も12日と多く蒸発機会が減少したことが影響していると考えられる。このように裸地区は夏期でも無降雨日が連続すると、下層からの水分補給がたたれるため、表層が水分不足をきたし蒸発量が急激に減少する傾向がほかにも観測された。

草本区で蒸発散量の季節変化の傾向は裸地区と同様であるが、その変化幅はそれ以上に大きくなる。最大値は8月に現われ2.9 mm/dayで、最小値は1月に現われ0.6 mm/dayであった。草本区は他区より早い時期(3月)に蒸発散量が増加する。これは早春に草の活動が開始されることによると考えられる。そして5~6月と草本が繁茂するにつれて蒸発散量も増加する。6~9月の期間は2.5 mm/day前後で推移した。そして9月から10月にかけて蒸発散量は急激に減少して行くが、明らかにこれは草本の地上部が枯れたことに起因している。ここで興味ある現象は、この時期に草本の蒸発散量が裸地区を下回ったことである。これは枯れた草本が地表面を被覆し、地面蒸発を抑制したためではないかと推察された。

つぎに灌木区の推移をみると、季節変化の傾向は他の2区と同様であるが、その変化幅は最も大きくなる。最大値は76年8月で5.5 mm/day、最小値は2月に現われ0.7 mm/dayであった。灌木区の蒸発散量は冬期(12~2月)はおおよそ0.75 mm/dayで一定している。そして4~5月にハギの伸長とともに蒸発散量は急激に増加し、5月には約3 mm/day、6月には約4 mm/dayに達する。76年の7月は梅雨の影響を受け横ばいであったが、77年の場合は減少した。77年の8月は中~下旬に降雨日が多く、蒸発散量は、おおよそ4 mm/dayであったが、天候が良好であれば'76のごとく5 mm/dayを上回ったと推察された。10月になるとハギの落葉で蒸散活動が低下するため、蒸発散量は徐々に減少する。

ソーンズウェイト式とハモン式による蒸発散能の変化を比較すると、5~11月はソーンズウェイト式の推定値がハモン式を上回るが、12~4月では逆にハモン式の推定値が上回る。両者に最も近い変化をするのは灌木区であった。灌木区の蒸発散量は、夏期はソーンズウェイト式、冬期にはハモン式で与えられる蒸発散量に近い値を示した。つまり灌木区の蒸発散量はほぼポテンシャル量に等しいことがわかる。

植被別変化をみると、明らかに蒸発散量は夏期活動期には灌木、草本、裸地の順で小さくなるが、冬期には、植被の地上部が枯れるので3区とも等しい蒸発量おおよそ0.7 mm/dayを示すことがわかる。

またこの値は、ハモン式で与えられる蒸発散能にほぼ等しい。これは冬期に無降雨日が長期間続いても蒸発強度が小さいため、下層からの水分補給が間に合う結果、ほぼ蒸発能に等しい強度で蒸発が続くと考えられる。

植被別の蒸発散量の変化および蒸発散能との関係を量的に比較するためTable 12にその数値を示した。なおTable 12の E_p はソーンズウェイト式の推定値である。

ここでは、1977年の例を用いて説明する。 E_p の年平均日蒸発散能は2.22 mm/day、裸地区のそれは1.26 mm/day、草本区は1.56 mm/day、灌木区は2.40 mm/dayであった。したがって E_p に対する個々の区の割合をみると、裸地区は57%、草本区は70%、灌木区は108%となり、灌木区は平均的には蒸発散能を上回ることとなった。この理由としてライシメーターが周囲の条件と異なった蒸発条件にあるため、いわゆるオアシス効果の影響も考えられるが、前に記したように土壤水分計の測定誤差が10%前後あることも考慮する必要がある。したがって現段階では、 E_p と灌木区の蒸発散量はほぼ等しいと考えたい。

つぎに裸地区に対する他の2区の割合をみると、草本区が1.24倍、灌木区が1.90倍となる。以上の結果は年間を通して見た場合であり、季節別に見るとその割合は変化する。冬期においては各区ともほぼ等

Table 12. 植 被 別 の 月 平 均
Comparison of monthly evapotranspiration

項 目 Item	月 Month	1976 5	6	7	8	9	10	11	12	平 均 Mean
蒸 発 散 能 (E_p) Potential evapo- transpiration		2.80	3.94	4.49	4.63	3.32	2.20	0.90	0.35	2.83
裸 地 区 (B) Bare		1.55	2.25	1.84	1.45	1.17	1.97	1.09	1.05	1.55
草 本 区 (G) Grass		1.58	2.21	1.24	2.87	1.40	1.13	1.00	0.98	1.55
灌 木 区 (S) Shrub		2.24	3.79	3.85	5.45	4.03	2.88	1.43	0.82	3.06
B/E_p		0.55	0.57	0.41	0.31	0.35	0.90	1.21	3.00	0.55
G/E_p		0.56	0.56	0.28	0.62	0.42	0.51	1.11	2.80	0.55
S/E_p		0.80	0.96	0.86	1.18	1.21	1.31	1.59	2.34	1.08
G/B		1.02	0.98	0.67	1.98	1.20	0.57	0.92	0.93	1.00
S/B		1.45	1.68	2.09	3.76	3.44	1.46	1.31	0.78	1.97

しい蒸発散量を示すので、当然夏期においては、その倍率は大きくなると考えられる。事実夏期（5～9月）の裸地区に対する他の2区の比率を調べると、草本区が1.6倍、灌木区が2.9倍と増大する。このように夏期には蒸散量が量的に大きなウェイトを占めることが明らかになる。

5. 土 壌 水 分 変 化

ここでは植被別の土壌水分変化の特徴を検討し、植生が土壌水分および流出に及ぼす影響を定性的に調べた。

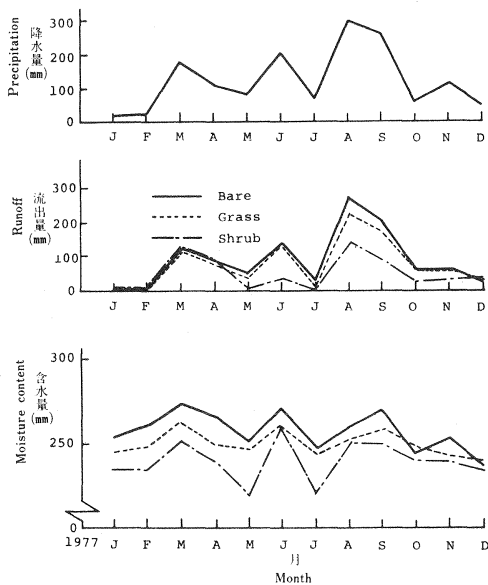


Fig. 17 植被別の土壌水分変化
Soil moisture change by vegetation
cover types.

べた。

以下の項では土層の全水分量を水高換算してmm単位で表現した。また土層は、0～15cmを上層、15～30cmを中層、30～60cmを下層とし、その水分量は斜面の上、下部の2個の水分計の平均値を用いた。Fig. 17には植被別に土層の水分量を降水量、流出量と対比して示した。ただしこれは各月の月末の水分量を表示したもので、必ずしもその月の平均的な水分状態を指してはいない。

まず各植被区の水分変化が月降雨量によく対応していることがわかる。そして平均的にいって、灌木区、草本区、裸地区の順で土層の水分量が多くなる。つまり土層は湿潤になる。しかし冬期たとえば10月以降のように、3区の水分量が接近し、ほぼ等しい水分状態を呈したことも付記する必要がある。

蒸 発 散 量 の 比 較
by vegetation cover types

1977 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均 Mean
0.07	0.32	0.68	1.77	2.77	3.58	5.08	4.44	3.97	2.22	1.29	0.49	2.22
0.59	1.23	1.03	1.90	1.39	1.23	2.26	0.93	1.05	1.35	0.64	1.49	1.26
0.71	0.77	1.42	1.74	1.59	2.10	2.41	2.24	2.57	0.93	1.48	0.73	1.56
0.77	0.71	1.01	1.00	3.17	4.37	3.32	3.96	4.82	2.79	1.98	0.88	2.40
8.43	3.84	1.51	1.07	0.50	0.34	0.44	0.21	0.26	0.61	0.50	3.04	0.57
10.14	2.41	2.09	0.98	0.57	0.59	0.47	0.50	0.65	0.42	1.15	1.49	0.70
11.00	2.22	1.49	0.56	1.14	1.22	0.65	0.89	1.21	1.26	1.53	1.80	1.08
1.20	0.63	1.38	0.92	1.14	1.70	1.07	2.41	2.45	0.69	2.31	0.49	1.24
1.31	0.58	0.98	0.53	2.28	3.55	1.47	4.26	4.59	2.07	3.09	0.59	1.90

さらにそれらの変化を詳細に検討すると、灌木区では極小値が5、7月に現われている。これはこの期間に降雨量が比較的小さいこと、ハギの蒸散活動が活発だったことに起因する。また6月に水分量が極大値を示すのは、梅雨の影響と考えられる。8月は降水量が300 mmと6月に比べ100 mmほど多いが、土層の水分量は6月より小さくなっている。これは7月の乾燥により土湿不足が大きかったこと、8月の蒸発散量が多いことを裏付けている。10月に入り降雨量は55 mmと減少するが、土層の水分減少は極めて緩慢になる。これはハギの落葉により蒸散活動が低下したこと、落葉の地面蒸発抑制が主として影響したと推察された。したがって前記したように、他の2区と水分状態がほぼ等しくなる結果が生じたと考えられる。草本区、裸地区についても同様の傾向がみられた。しかし水分変動の幅はそれより小さいものであった。

以上のごとく土壌水分の変化に蒸発散が密接に関係することは明白である。一方、蒸発散は流出現象にも関与しているので、その影響はハイドログラフからも知ることができる。

植被別の夏、冬期の減水曲線の代表例を Fig. 18 に示した。

まず植被区ごとに夏期と冬期の減水曲線の勾配を比較すると、明らかに夏期の方が急であることがわかる。また各植被区の冬の勾配はほぼ等しいが、夏期においては裸地区は、草本、灌木区よりそれが小さくなっている。これらの差異を与える原因は、主として蒸発散であると考えられる。それは夏期の方が蒸発散が盛んなので冬期より減水

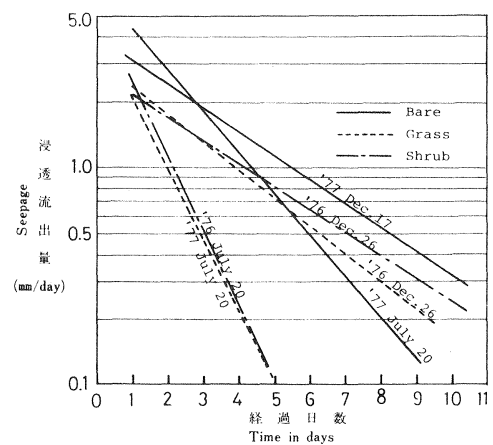


Fig. 18 植被別の減水曲線
Comparison of recession curves
among three vegetation cover
plots.

曲線の勾配が急になるが、冬期には植物の地上部が枯れるため、流出に及ぼす蒸散の影響が軽減され、減水曲線は3区ともほぼ等しい勾配を呈する。

さらに夏期の減水曲線の勾配が灌木区が大きく、草本、裸地の順で小さくなるのは、蒸発散強度の差によると考えられた。

このような蒸発散強度の差は、水分供給源である土層の水分分布にも差をもたらしていると考えられる。

VI 考 察

1. 植被別の水分消費特性

前項では、土壌水分の変化より植被の違いが蒸発散量および流出量に及ぼす影響を定性的に検討した。そして植被により蒸発散量が大きく異なることおよび流出量にもその影響が顕著に現われることが明らかになった。しかしそのような結果を生ずる過程はまだ明らかでない。したがってここでは、蒸発散量として消費される水分の供給源とその経時変化からさぐってみた。ここでは1977年5月15～20日、8月20～

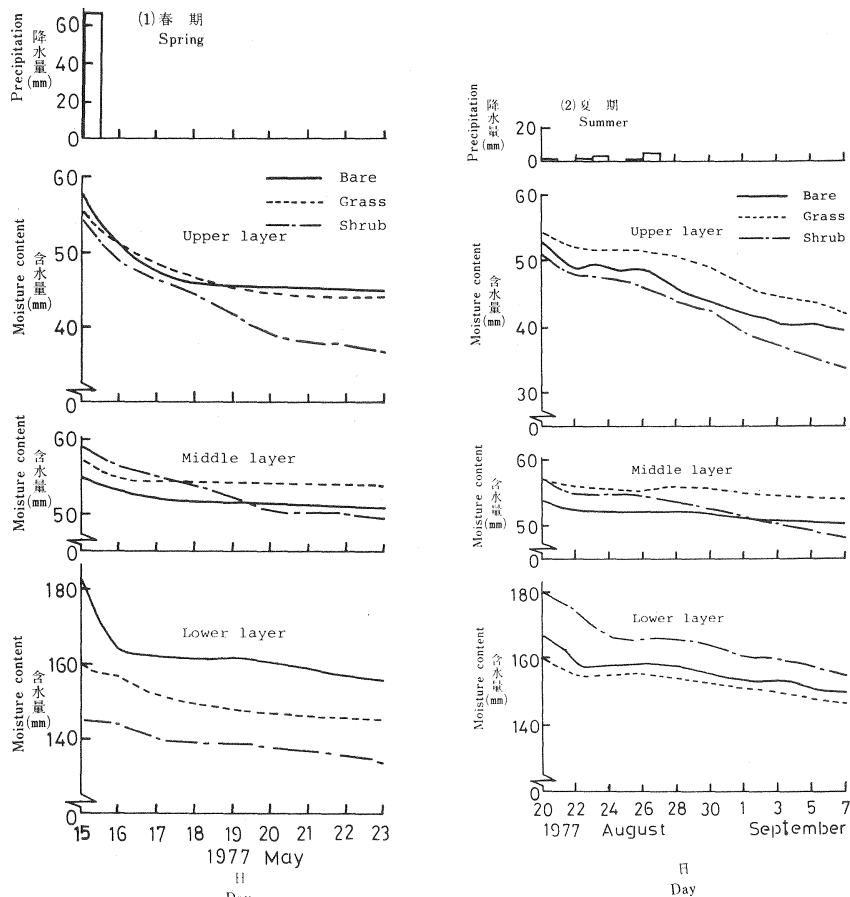


Fig. 19 季節による土壌水分変化
Change of soil moisture by season.

9月7日, 11月17~26日までの3個の代表例を用いて土壌水分の消失の違いを説明する。これらの期間は植生の活動状態に合わせて選出したもので, 春の活動開始期, 夏の活動最盛期, 冬の活動停止期を代表している。Fig. 19では土壌水分のピーク出現日以降における各層の水分減少の経過を示している。なおFig. 20には, この3期間における各植被区の水ロググラフを示した。

1977年5月15日に67mmの降雨があり, 各層の水分はFig. 19-(1)のように減少して行った。まず上層の変化をみると, 降雨後4日目までは各植被区ともほぼ同じ割合で水分が減少する。その後, 裸地区, 草本区はほぼ同じ減少割合を示すが, 灌木区はさらに急激に減少する。降雨直後の急激な水分減少は, 重力水, 毛管水の一部などの動きやすい水分が下方へ移動したこと, 土層表面がかなり湿潤な状態にあるため, 蒸発散が蒸発散能に等しい強度で進行したためと考えられる。4日目以降, 灌木区と他2区との水分減少割合に大きな差が生ずるが, これはハギの蒸散量が他の2区のそれを上回っていることを意味している。裸地区は表層が乾燥するので蒸発強度が小さくなり, 4日目以降水分減少割合が徐々に小さくなって行く。草本区も裸地区と同様の経過をたどる。

また流出量の変化と合わせてみると, 灌木区は4日目以降流出がなくなるので, それ以降の土層の水分

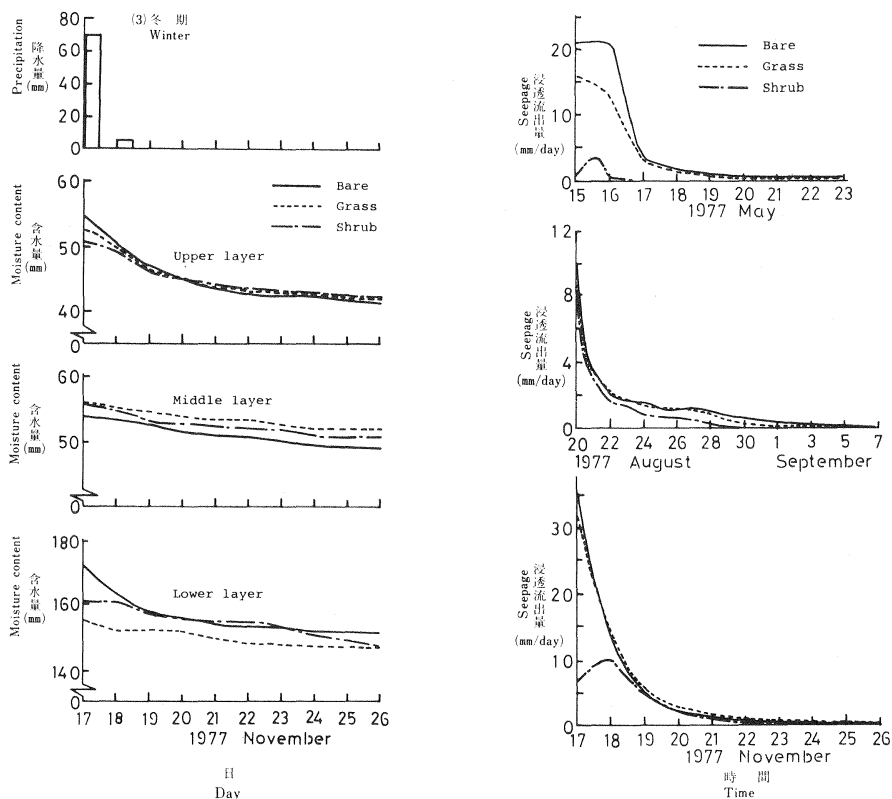


Fig. 20 植被別の流出水ロググラフ
 Hydrographs by vegetation cover types.

減少は蒸発散に起因するとみなせる。よって上層の蒸発散による平均水分減少割合をグラフより計算すると 1.5 mm/day となる。1 日目から 4 日目までの平均水分減少量は 2.5 mm/day である。したがって、いまこの期間も 4 日目で降と同じ蒸発散強度 1.5 mm/day であったとすると、両値の差 1.0 mm/day が下方への平均浸透強度になる。当然、降雨直後の 1 日目から経日的に浸透強度は小さくなるので、この値はあくまで平均値である。

裸地、草本区はこの期間を通して流出量があったので、灌木区のように蒸発散による上層の水分減少割合を推定できなかった。しかし上層の水分減少量と浸透流出量から推察して、すくなくとも期間の後半では土層の水分減少は、蒸発散が主体になっていることが推察された。

中層においても上層と同様の水分減少過程を観測することができる。各植被区とも降雨直後に大きく水分が減少し、時間とともにその変化は緩慢になる。また裸地区、草本区はほぼ同じ水分減少過程をたどるが、灌木区は他の 2 区より減少割合が大きく、しかもそれが長時間継続する。

流出が停止する灌木区の 4 日目で降の水分減少は、当然蒸発散に起因し、中層におけるその平均減少強度は 0.9 mm/day であった。灌木区の 1 日目から 4 日目までの水分減少割合は平均 1.3 mm/day なので、この期間も仮に 4 日目で降と同じ蒸発散強度 0.9 mm/day で水分が消費されたと仮定すると、その差 0.4 mm/day が下方への浸透による水分減少強度になる。これらの値は上層のそれより小さくなっている。

下層における各植被の水分減少傾向は、裸地区の 2 日目までの急激な減少を除くと、よく類似している。つまり各区ともほぼ等しい割合で水分減少が進行していることを示している。前記と同様に灌木区の 4 日目で降の平均水分減少割合を計算すると、1.2 mm/day となる。1 日目～4 日目までの平均水分減少割合は 1.5 mm/day なので、これより平均浸透強度を算出すると 0.3 mm/day になる。

以上のようにして算出された灌木区の無流出期間の蒸発散による平均水分減少量は、上、中、下層それぞれ 1.5、0.9、1.2 mm/day であった。したがってこれらの値の合計が、この期間の日平均蒸発散量になり、それは 3.6 mm/day である。灌木区の 5 月の日平均蒸発散量は 3.2 mm/day なので、この値は妥当なものと考えられる。

一方、流出量を前記のごとく対象期間を通して蒸発散強度が一定という仮定のもとで計算した。各層の流出による平均水分減少割合は、上、中、下層それぞれ 1.0、0.4、0.3 mm/day で、その合計値 1.7 mm/day は期間平均流出量となる。しかし実測値より得られた期間平均流出量は 1.24 mm/day となり、計算過程で蒸発散強度を一定としたことに起因したと考えられた。

以上と同様の解析を 1977 年 8 月 20 日～9 月 7 日までの水分変化にも適用した。Fig. 19-(2) の降雨量のグラフには示されていないが、8 月 13 日より 20 日まで連日降雨があり、その降雨量は 273.1 mm に達した。したがって土層はかなり湿潤な状態にあったといえる。

まず上層の水分変化をみると、8 月 20 日から 31 日までは各植被とも同程度の水分減少割合を呈するが、それ以降、灌木区が他の 2 区より多くなる。また各区とも降雨後であるにもかかわらず 8 月 26 日頃まで水分減少割合が小さくなっているが、これはその後も少雨ではあるが降雨があったことが影響していると考えられた。降雨のない 8 月 27 日以降 9 月 3 日まで、各区とも水分減少割合が増大し、その割合は裸地区 1.0 mm/day、草本区 0.93 mm/day、灌木区 1.07 mm/day でほぼ等しい値を示した。そして 9 月 3 日以降になると裸地区で水分減少割合が小さくなる。これは上層が蒸発により乾燥し、水分不足をき

たしたことによると考えられた。9月3日以降、上層の水分減少割合は灌木区、草本区、裸地区の順で小さくなる。

また浸透流出量の変化を参照すると、灌木区では8月31日以降流出がなくなるので、これ以降の水分減少量は蒸発散に起因することがわかる。この期間の蒸発散による平均水分減少割合は1.0 mm/dayであった。

中層においても全体的傾向は5月の場合とほぼ同様であった。裸地区と草本区は降雨直後に水分変化が大きいが、その後変化は緩慢になる特徴を示す。灌木区の変化は8月26日頃までは他2区と同様の推移を示すが、それ以降ではほぼ一定値0.6 mm/dayで減少していった。この期間の裸地区、草本区の平均水分減少割合はそれぞれ0.14, 0.21 mm/dayで、これらは灌木区の1/3~1/4に相当する。また流出が停止した31日以降の灌木区の減少割合は、0.7 mm/dayであった。

つぎに下層の水分変化を検討すると、各植被区とも水分減少割合がほぼ等しいことがわかる。これを流出量の変化と対比させてみると、土壌水分の減少を生じさせている原因が時間により異なっていることがわかる。つまり灌木区のように8月31日以降流出が見られない場合は、明らかにその日以降の水分減少は蒸発散に起因する。裸地区、草本区でも期間の後半になると流出量は極めて小さくなるので、ここでもやはり蒸発散が中心になることが知られる。

灌木区の8月31日以降の蒸発散による水分減少割合は平均1.0 mm/dayであった。

したがって灌木区の8月31日以降の上、中、下層における土壌水分減少量の合計値が、その期間の蒸発散量になる。それは2.7 mm/dayであった。これを水収支法で得られた9月の平均日蒸発散量と比較すると2.0 mmほど小さな値になった。また前記した5月の場合と比較して、中、下層はほぼ等しい値であったが、上層が0.5 mmほど小さい値となった。

灌木区について以上の2例とその他の計算例より、流出停止期における上、中、下層からの蒸発散による水分減少量の比率を求めた。資料数も少なく、その季節変化まで検討できなかったもので、活動期の平均値を出した。上：中：下層の比は4.0：2.5：3.5となった。下層は上、中層の2倍の厚さがあることを考えると、地表面に近い層ほど蒸発散により消費される水分量が多いことがわかる。またFig. 7のハギの根量分布より、上、中、下層の根量割合を調べると、それぞれ56, 24, 20%となる。このように各層の消費水分量は根量分布にほぼ比例していることが認められた。

最後に蒸発散量の少い冬期の例をFig. 19-(3)に示した。

まず上層についてみると、その変化が各植被区とも時間的にも、量的にも非常によく一致している。これは植生の地上部が枯れることにより、水分変化への蒸散の影響が見られなくなったためと考えられる。降雨直後の2日を除くと、その後の水分変化は、直線的な減少傾向を示した。したがってその平均的な減少割合を算出すると、裸地区0.71 mm/day、草本区0.57 mm/day、灌木区0.50 mm/dayであった。

中層においても各植被区とも同じような減少経過を示した。またその平均水分減少割合は、裸地区0.50 mm/day、草本区0.36 mm/day、灌木区0.36 mm/dayであった。

下層においても上、中層と同様の変化傾向であり、その割合は、裸地区0.43 mm/day、草本区0.36 mm/day、灌木区0.72 mm/dayであった。

したがって各植被区の日平均水分減少割合は3層の合計となり、裸地区2.07 mm/day、草本区1.64 mm/day、灌木区2.29 mm/dayとなる。一方、この期間の各植被区の日平均流出量は、裸地区0.96 mm/

day, 草本区 1.09 mm/day, 灌木区 0.72 mm/day であった。よって両値の差が各植被区のこの期における日平均蒸発量となる。それは裸地区 1.11 mm/day, 草本区 0.55 mm/day, 灌木区 1.21 mm/day となった。算出値は、草本区において小さな値となったが、裸地区と灌木区はほぼ等しい値を示した。同年 11 月の日平均蒸発散量は、裸地区 0.64 mm/day, 草本区 1.48 mm/day, 灌木区 1.98 mm/day なので、上記計算値とは多少の開きがみられた。しかし計算期間が 11 月下旬であること、したがって 12 月の日平均蒸発散量裸地区 1.49 mm/day, 草本区 0.73 mm/day, 灌木区 0.88 mm/day をも考慮すると、推定値はほぼ妥当な値であると考えられた。

以上のように植被の違いにより水分消費の型が異なることがわかる。灌木区は裸地区、草本区より、より深い土層の水分をも消費するので、長期間にわたり高い蒸発散強度を維持できることが知られる。しかしここでの解析は時間的に平均的な取扱いをしているので、今後、土壌水分の測定精度を上げると同時に資料数を増し、日単位で水分消費を追跡したい。そして植生の生産量、根量分布とその水分消費特性の関係をさらに詳細に究明する必要がある。

2. 基底流出量の予測

前項では土壌水分と蒸発散を中心に解析を進めてきた。ここでは流出現象に着目して、それが土層中の水分量とどのようなかわり合っているか、また水分収支を考慮して流出量を予測する場合、どのような問題点が存在するかを指摘したいと考える。

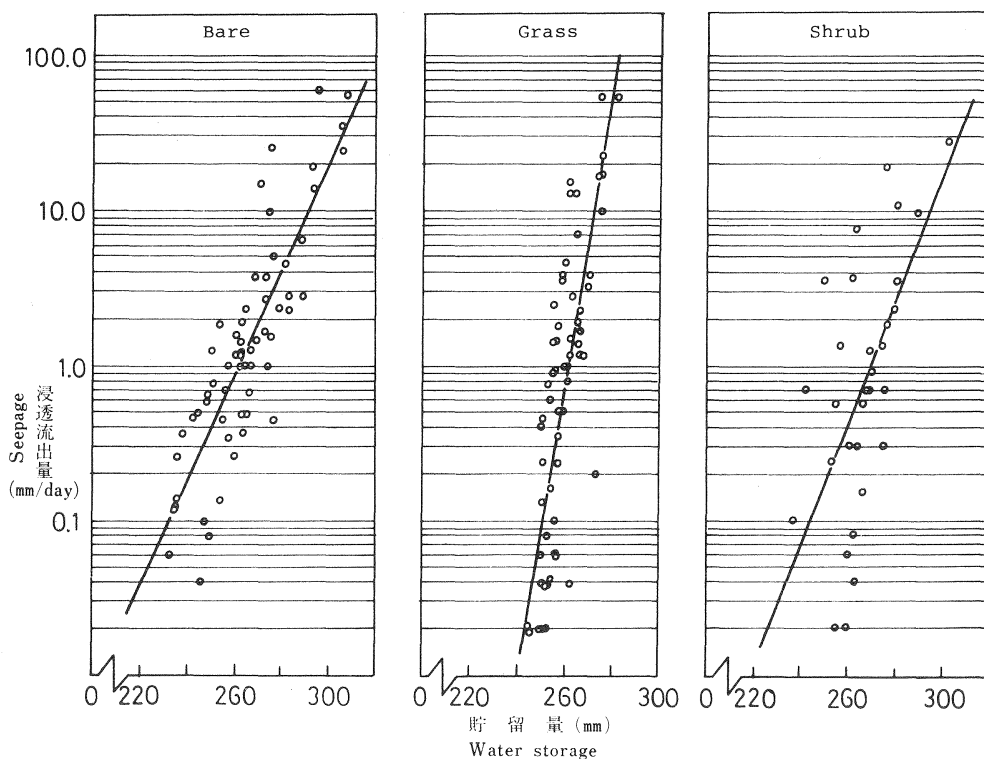


Fig. 21 貯留量と浸透流出量の関係
Relation between water storage and seepage.

浸透流出量を予測するには、それをある因子の関数として表現しなければならない。よってどんな因子を採用したら浸透流出量を精度良く推定できるかが問題になる。そこでライシメーターにおいて浸透流出が出現する過程を考えると、地表面に到達した雨水は土層を浸透降下し、基底において斜面方向に移動する。その過程に蒸発散による上方への水分移動がからんでくる。したがって流出現象の生起する場は土層中であり、時々刻々変化する土層の水分分布が流出量を決める重要な因子となることが考えられる。土層中の水分分布を経時的に追跡し、水分移動量を推定する研究は数多く行われている。たとえば岡等⁹⁾は、傾斜ライシメーターにおいて、テンシオメーターによる土壌水分測定を行い、それを用いて不飽和浸透流、地下水流理論を組み合わせた流出モデルにより、地下水流出ハイドログラフを推定している。また RICHARDS¹¹⁾、KLUTE⁹⁾、PHILIP¹⁰⁾に代表される、いわゆる拡散理論により、不飽和状態での水分移動を究明する研究も数多く報告されている。これらの研究においても土層の水分分布の測定は不可欠である。

以上のように流出量の予測には土壌水分の分布が重要な情報となることは明白である。しかしこのライシメーターの土壌水分計は必ずしもそのような情報が得られるように測定時間の設定、水分計の配置がなされていないので、拡散理論などを用いた数値解法による解析は困難である。したがって土壌水分分布にかわる情報として、土層中の全水分量が考えられる、土層中の水分は間隙中に保持貯留されているので貯留量と考えることができる。つまり流出量と貯留量がどのような関数で表現されるかを見い出せばよいことになる。以下では土層中の水分量を貯留量と表現する。

日浸透流出量とその日の零時の貯留量を片対数グラフ上に植被区ごとにプロットしたのが Fig. 21 である。前述したように貯留量は上、中、下層の全水分量を水高表現したものである。この図には 1977 年 5～9 月までの期間で、無降雨日を選出し、その減水過程の資料を用いた。図に見られるように、貯留量と流出量は (7) 式の指数式で表現された。

$$Q = a \exp \{b(S - S_*)\} \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 Q : 浸透流出量 mm/day, S : 貯留量 mm, a, b : 区毎に決まる定数,

S_* : 無効貯留量 mm。

無効貯留量は浸透流出に関与しない水分量である。つまり流出が停止した時点で土層中に含まれる水分量である。

各区の定数、相関係数および S_* を Table 13 に示した。表より以下のことがわかる。回帰線の傾きは、草本区で最大で、裸地区と灌木区のそれはほぼ等しい。しかし灌木区は相関係数が小さいので、5～9 月を一つの直線で表現するのは困難であろう。灌木区のこのようなバラツキは、季節により土層の水分

Table 13. 植被別の a, b , 相関係数, 無効貯留量
Constants a and b , correlation coefficient and ineffective
water storage by vegetation cover types

区 Plot	項目 Item	a	b	相 関 係 数 Correlation coefficient	無 効 貯 留 量 Ineffective water storage
裸 地 区	Bare	0.086	0.077	0.85	230.0
草 本 区	Grass	0.028	0.216	0.79	245.0
灌 木 区	Shrub	0.068	0.088	0.57	240.0

分布が他区より大きく変動することに起因すると考えられる。つまり降雨前の土層の水分分布および降雨量が等しくても、その後の水分分布が蒸発散などの影響で季節により他区より大きく異なるため、貯留量が等しくとも流出量に差が生ずることになる。しかし、たとえば月ごとにその定数、 S_* を決定することにより、その推定精度は高くなると推察された。

このことはつぎに相関係数の小さい草本区にもあてはまる。

S_* は前記したように、5～9月において流出が停止した日の貯留量であるが、それらの値にはっきりした季節変化の傾向も見られなかったので、その期間の平均値として算出した。 S_* は草本区で最大で、裸地区で最小となった。このような差について明確な説明はできないので、現時点では各区とも S_* は、240 mm 前後の値となった考えたい。この値 240 mm は、上、中、下層のすべての間隙が水で満たされた場合の水高 537 mm の 44.7% に当たる。しかしこの値が物理的に何を意味するのか、各区ごとにどれくらいの差があるのかについては、土壤水のエネルギー的概念をも考慮して、さらに詳細に究明する必要がある。

以上のように流出量が貯留量の関数として表現されたので、各日の貯留量がわかれば(7)式を用いて、その日の流出量を推定することができる。以下の解析では、推定式の精度が最も高かった裸地区について行ったものを示す。

ある日の貯留量は(8)式の水分収支式で与えられる。

$$S_n = S_{n-1} + P_n - Q_n - E_n \quad \dots\dots\dots(8)$$

ここで、 S_{n-1} 、 S_n : n 、 $n-1$ 日目の貯留量、 P_n : n 日目の降雨量、 Q_n : n 日目の流出量、 E_n : n 日目の蒸発量。

一方、流量 Q_n は(7)式を用いて次のように表わされる。

$$Q_n = a \exp\{b(S_{n-1} - S_*)\} \quad \dots\dots\dots(9)$$

したがって、計算開始日 $n=1$ のとき、(8)式は(10)式で示される。

$$S_1 = S_0 + P_1 - Q_1 - E_1 \quad \dots\dots\dots(10)$$

ここで S_0 は初期貯留量として、既知なデータとして与えられる。 Q_1 は(9)式に S_0 を代入し求められる。したがって E_1 が与えられると S_1 は計算できる。いま E の経日変化 $E_1, E_2, \dots\dots$ が与えられると前記と同様の手順で、 $S_2, S_3, \dots\dots$ が得られ、その値を(9)式に代入して流出量 $Q_2, Q_3, \dots\dots$ が計算される。

したがって問題は蒸発量 E をどのように推定するかになる。蒸発量は気象条件に強く支配される物理量であり、あらかじめそれを予測することは困難である。しかし、ここでは無降雨日の減水過程を解析の

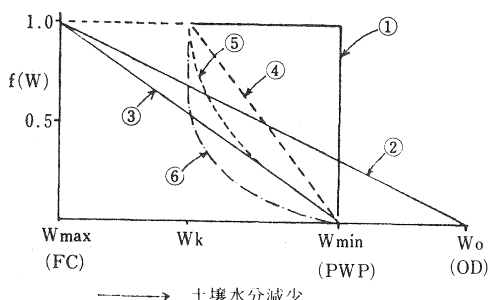


Fig. 22 土壤水分の水収支に用いられている蒸発比と土壤水分との関係 (樫根による)

- $W_{\max}$: 圃場容水量 (FC) での含水量
- W_k : 臨界点での含水量
- $W_{\min}$: 永久しおれ点 (PWP) での含水量
- W_0 : 乾燥炉で乾かした状態 (OD) での含水量

対象期間としているので、気象条件は蒸発を制限する因子として作用しないと仮定する。このことは土壤水分のみが蒸発の制限因子となり得ることを意味している。したがって蒸発量と土壤水分がどのような関係にあるのかを究明すればよいことになる。

蒸発散量と土壤水分に関する報告は数多くある。樫根はそれらの方法を整理し、土壤水分の水収支に用いられている蒸発散量と土壤水分の関係を Fig. 22 のように表わした⁷⁾。ここで縦軸の $f(w)$ は蒸発比であり、これは次式で与えられる。

$$\frac{E_a}{E_t} = f(w) \quad \dots\dots\dots (11)$$

E_a : Actual evapotranspiration

E_t : Potential evapotranspiration

Fig. 22 にみられるように、土壤水分の減少とともに蒸発散量がどのように変化するかについては、多く意見が提出されていることがわかる。とにかくこのように蒸発散量が土壤水分の影響を受けることは明白で、それを流出量の計算にも導入しなければならない。しかし今回の解析では土壤水分の推定精度が十分でなく、Fig. 22 に見られるような関係を知ることはできなかった。したがって以下のような方法をとった。

降雨により十分土層が湿った場合、その後の無降雨により土層が乾燥して行く過程における蒸発は、一

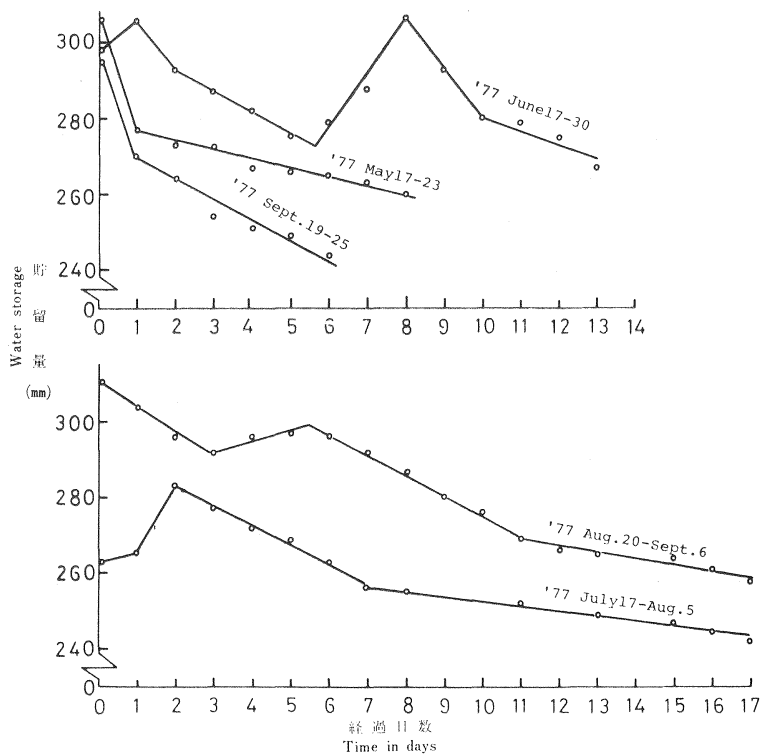


Fig. 23 裸地区の貯留量の経時変化

Change of water storage in bare plot with the passage of day.

定の貯留量になるまでは一定の強度で行われ、それ以後は貯留量の減少とともに徐々に減少して行く、したがって時期を限ることによって、一定貯留量に達する。この時間がどれ位であるかを貯留量の経日変化より調べた。蒸発強度に大きな変化が生ずれば、それが貯留量の変化にも現われると推察されるからである。

いま後述の V-5 で用いた裸地区の各月の代表例について、それらの貯留量の経時変化を Fig. 23 に示した。これらの線に見られる折点は、降雨後 1～2 日目に出現するものと、6 日目ぐらいに出現するものの 2 種類が存在する。前者は、動力水などの流れ易い水分がすみやかに流出したことによる流出量の急激な変化に起因すると考えられる。後者の折点付近に流出量の変化点がないこと、この付近では流出量より蒸発量が多いことより、ここで蒸発強度が変化したと考えた。

以上のことより蒸発量 E は、十分な降雨があったとき、降雨後から 6 日目までは土層が湿っているのでソーンスウェイト式で得られる蒸発能で、それ以後は Table 12 に示した月平均蒸発量で蒸発が行われると仮定した。

これで (8) 式の水分収支式の右辺が満たされ、経日的に S_n が求められる。したがって (9) 式により Q_n が計算される。このような計算手法により、5～9 月の裸地区の浸透流出量を計算したのが Fig. 24 である。前記したように、これは土層が十分に湿った場合の減少過程に適用して得られた値である。

その結果、5～6 月上旬の 2 回の減水曲線において適合が悪いが、その他の減水曲線では実測値とよい適合を示した。実測値と大きな差が見られた原因として、まず貯留量と流出量の関係式から生ずる誤差が考えられる。これは 5～9 月を 1 本の回帰式で表現したが、より精度を上げるには灌木区のごとく季節あるいは月により回帰式の定数を変えることが考えられる。もう一つの原因として蒸発量の推定方法による誤差がある。ここでは蒸発量は降雨後 6 日間は一定値とし、その後は月平均強度を用いたが、蒸発現象が気象条件、土湿状態に支配されることを考えると、多少無理があったと考えられる。やはり蒸発量の予測には、土湿状態を考慮した推定方法が良いと考えられた。

またこの解析では、無降雨日の減水過程を中心に行ったが、流出ハイドログラフを完成させるためには降雨により増水する過程をどのように取扱うか今後検討しなければならない。さらに土壤水分変化が複雑

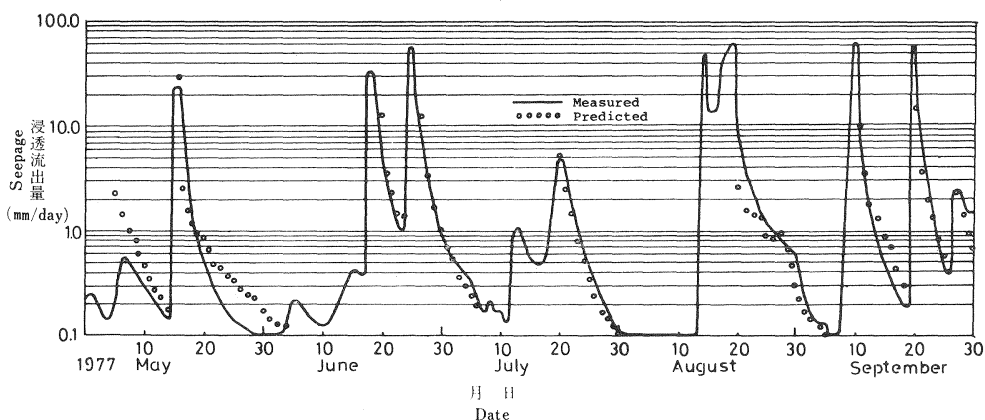


Fig. 24 浸透流出量の予測
Prediction of seepage from bare plot.

な草本区、灌木区を同様の手法で計算する場合には、流出量と貯留量の関係式、蒸発散量の推定式についてのもっと詳細な研究が不可欠であろう。また両区については土壌水分の時々刻々の変化を数値解法により追跡し、それより流出量を決定することを試みて、ここで用いた簡便な手法とその精度を比較することも有益であると考えらる。

とにかく今後土層中の水分移行を考慮した流出モデルを検討し、そこで植生がどのように影響しているのか、定量的に把握したいと考える。

3. 植被別のハイドログラフと流出の特性

最後に植被別の流出の特性をみるため、暖候期、および冬期間における、植被別の代表的なハイドログラフを選びその特徴を比較し、考察を加える。

1975年6月6～10日、1976年7月19～24日、1976年12月25～31日の比較されたハイドログラフを、Fig. 25 に示す。

このハイドログラフは、地下流出によるもので地表流出はごくわずかであるので入れていない、また渇水部分を詳しくみるため、縦軸の流出量は対数にして示してある。

Fig. 25 の (1), (2) は、時期的にはいずれも植生の活動期にあたっているが、両者の最も大きな違いは、1975年においては、灌木区の流出量が草本区よりも大きく、1976年においては、この関係が入れ替わっていることである。

Fig. 25 の (3) は冬期間であって、植生の活動は休止しており、流出量は1976年の夏期間である Fig. 25 の (2) とは反対に、灌木区が最も大きく、次いで草本区、裸地区の順になっている。

これらのハイドログラフにみられる流出量の大小関係は、いずれもそのハイドログラフの属する月、あるいは、その属する月を含めた季節における月別の流出量、一降雨ごとの流出量、最大時雨量とそれに対

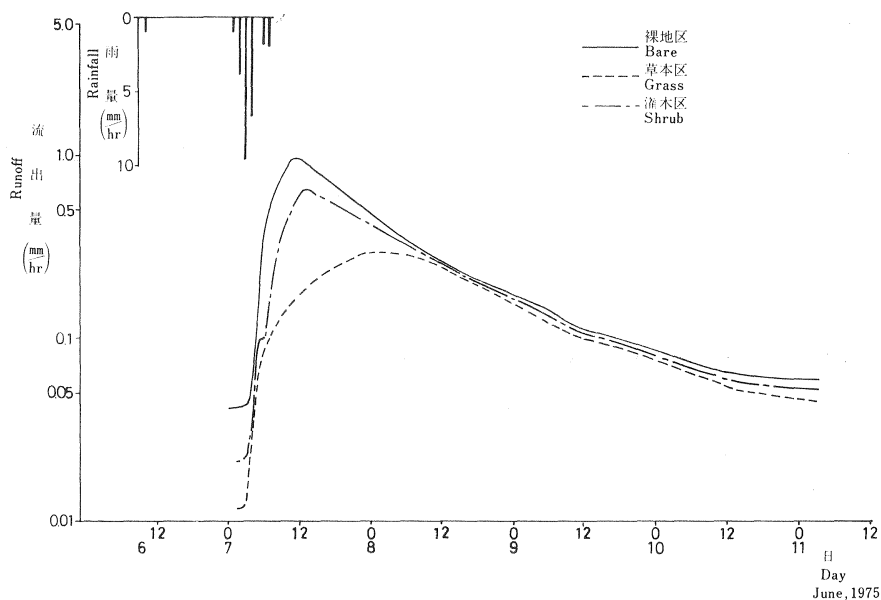


Fig. 25 植被別のハイドログラフ
Storm hydrograph for different vegetation types.

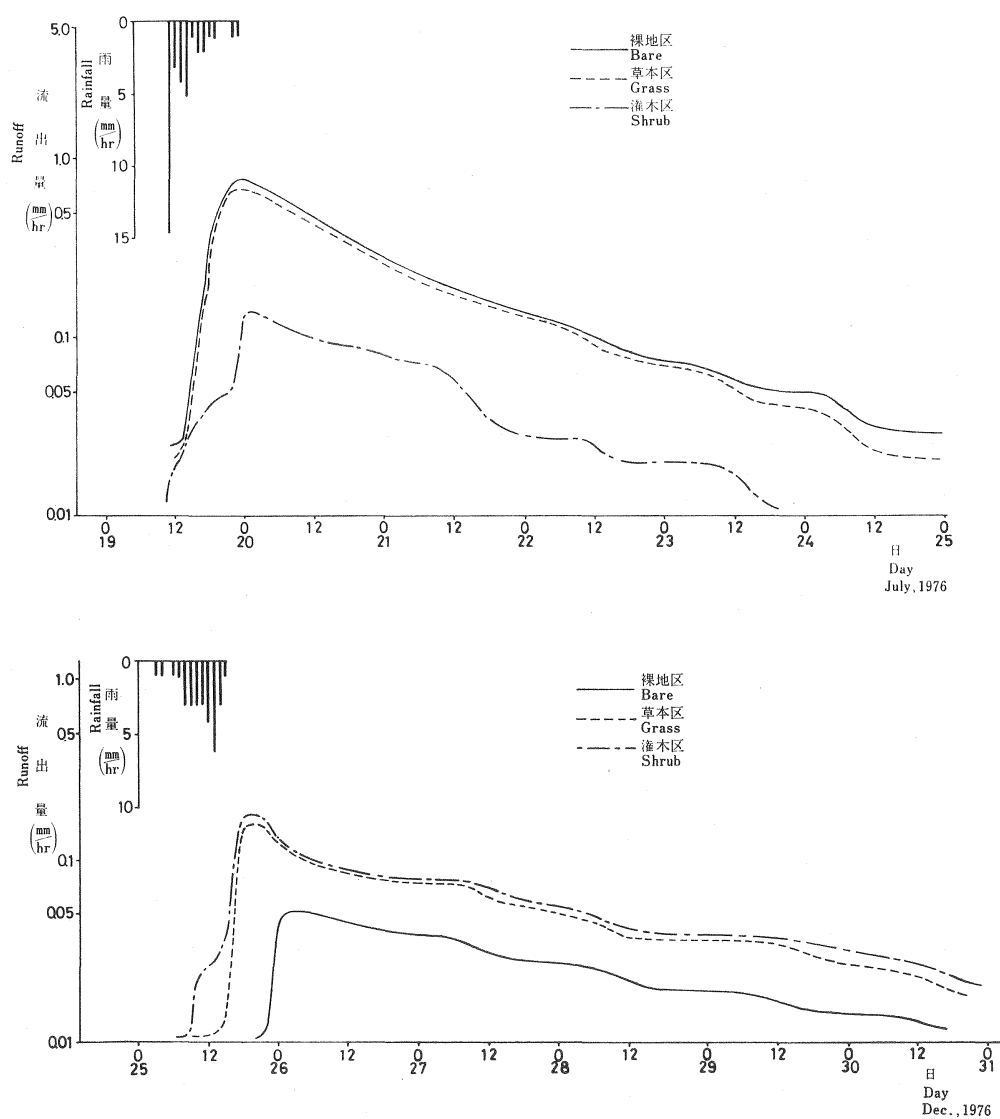


Fig. 25 (つづき) (Continued)

応する 1 時間当たりの最大流出量等の関係と符合している。

次に、ハイドログラフの形の上にみられる植生の影響について考察する。

Fig. 25 の 1976 年 7 月 19~24 日のハイドログラフをたどってみると、減水曲線の上に明らかな日週変化がみられ、その変化の度合も、灌木区が特に大きく、植生の活動の比較的少ない草本区は、裸地区とそれほど大きな差はみられない。

また、Fig. 25 の (3) によれば、減水曲線の日週変化は、冬期間においてもいくらかみられることがわかるが、これは、植生の活動によるものではなく、日照、温度、湿度等、気象条件と蒸発によって生ずるものと考えられる。

溪川流量の日週変化については、遠藤により、ステップ型、逆気温型、気温型、ピーク型の4つに分類されているが⁶⁾、この斜面ライシメーターの場合は、形の上だけからみれば、ステップ型に当たるように見受けられる。

しかしながら、溪川流量の日週変化が目立つ渇水時においては、流出水の水源は、深層の中間水とか、地下水であるのに対して、ライシメーターの場合はそのような供給源はなく、限られた土層からの流出水であるから、同列において比較することはできず、むしろ溪川の流量のうち、表層土壌からの供給水と対比することが適当であるように考えられる。冬期間において、植被別の流出量、蒸発散量が、植生の活動期間である夏期と異なった傾向を示すことについては、蒸発散量、土壌水分変化等の分析を通じて考察を行ったところであるが、草本区における枯草と腐植、灌木区に残っている枯れた枝条や落葉、残存する根系等による地表面の気温分布、地中温度等微気候への影響と水分移動との関係については残された問題として、今後の検討が必要と考えられる。

土壌水分の分布とその変化の過程からの追求については、このたび使用した誘電式の土壌水分計は、その埋設個数も少なく、また、測定精度の面からも、結論を導くまでには、到っていないので、今後の問題として残されている。

冬の12月から2月にかけての灌木区、草本区の流出量の裸地区のそれに対する超過量は、Table 9にみるごとく、それぞれ、9~10 mm、15~21 mm 程度とごく少ないが、面積1 ha 当たりにとれば、90~100 m³、150~210 m³ となり、広域水収支の問題としてみれば、決して無視できない量である。

この研究では、針葉樹の植被区がないので比較できないが、寡雨地帯等で、冬期渇水が問題になる場合の造林樹種の選択について、落葉広葉樹は、冬期間に水の消費が特に少ないことから針葉樹との比較検討の余地が残されていることを示唆すると思われる。

Ⅶ 要 約

地被条件の相違が、降雨の流出、蒸発散、土壌水分変化等に及ぼす影響を定量的に解明するため、斜面ライシメーターに、裸地区、草本区、灌木区 という3つの植被条件を設定し、1975~1977年の3年間にわたり、水文観測を行い、比較検討した。

斜面ライシメーターは3区画あり、各区とも、斜面長4.5 m、幅1.63 m、深さ1.04 m、傾斜30°で、充填された土層は2層に分かれ、上層は砂質ローム質、下層はローム質である。

1) 月別の水収支をみると、各年とも、植生の生長と活動に伴い、流出量に顕著な相違が生じ、5~11月の暖候期において、降水量1,100~1,271 mm に対して、裸地区の流出量810~945 mm、草本区は701~878 mm、灌木区は326~739 mm となり、裸地区に比べ、草本区で65~139 mm、灌木区で217~488 mm 少なかった。

12~2月の冬期間には、降水量は84~108 mm と少ないが、流出量は、灌木区が最も多く、草本区、裸地区の順になっており、夏とは反対の傾向を示した。裸地区に比べた流出量の差は、草本区で9~10 mm、灌木区で15~21 mm それぞれ多かった。

2) 一降雨量が20 mm 程度以上の場合における一降雨量と直接流出量との関係をみると、各区とも、1次回帰による相関が最も高い。各年とも、一降雨ごとの直接流出量は、暖候期は裸地区が最も大きく、次いで草本区、灌木区の順となっており、植生の生育により、回帰線のかい離が逐年大きくなる傾向がみ

られた。

冬期間については、資料数が少なく、年次別の変化を比較することはできなかったが、1976～1977 年の 12～2 月において、暖候期と逆に、灌木区の直接流出量が最も大きく、次いで、草本区、裸地区の順になっている。

3) 同じ最大 1 時間雨量に対する最大 1 時間流出量は、暖候期については、裸地区が最大で、草本区、灌木区の順になっているが、草本区、灌木区については相関が低く、いわゆる“ばらつき”が大きい。

冬期間については、暖候期と異なり、相関は高くなり、かつ、逆に、灌木区の最大 1 時間流出量が最も大きく、草本区、裸地区の順になった。

4) 植被別の蒸発散量をみると、植生の活動期においては灌木区が最大で、つぎに草本区、裸地区の順になる、その比率は、裸地区を 1.0 とすると、草本区 1.6、灌木区 2.9 であった。しかし、休眠期には、灌木区、草本区、裸地区の順に大きかったが、植生の地上部の枯れによる蒸散作用の停止により、絶対量は比較的小さく、かつ、各区間の差は小さかった。したがって、年蒸発散量を比較すると、裸地区 1.00、草本区 1.24、灌木区 1.90 となった。

5) ソーンズウェイト式により推定された年蒸発散量 (E_p) に対する各区のその割合は、裸地区 57%、草本区 70%、灌木区 108% となり、灌木区の蒸発散量は、 E_p に大体等しいことがわかった。

6) 植被別の土壤水分変化をみると、各区とも、気象条件の影響を強くうけ、変化することがわかる。土層全体としては、裸地区が年間を通して最も湿潤で、つぎに草本区、灌木区となる。これは、植被の蒸発散量の差に起因すると考えられた。

7) 生育期における、植被別の上、中、下層の土壤水分変化を調べると、降雨後数日間は各区とも同じ水分減少割合を呈するが、その後の変化は、植被により異なる。つまり、灌木区は、他の 2 区よりもその後の減少割合が大きい。これは、灌木区が、裸地区、草本区より蒸発散強度が大きいことを示している。

しかし、休眠期の各区における上、中、下層の水分変化は殆んど差がみられなかった。

8) 灌木区の土壤水分減少、つまり、蒸発散による土壤水分減少を、層別に比較すると、上、中、下層の比は 4.0 : 2.5 : 3.5 であった。上層ほど蒸発散により消費される水分量が多いことがわかる。また、この割合は、ハギの根量分布にほぼ比例していた。

9) 浸透流出量と、貯留量には指数関係が成立した。そして、草本区と灌木区については、月あるいは季節ごとに両者の関係式を作ることにより、精度が高くなることがわかった。

また、式に用いられた無効貯留量については、植被の違いによる差および、その物理的意味をこんど明らかにする必要がある。

10) 水分収支式と、9) で述べた指数式より、裸地区の浸透流出量の予測が試みられた。そして結果は、5～6 月上旬の減水曲線を除くと、実測値とよい適合を示した。

このような手法により、流出量の予測を精度よく行うために、残された問題として、蒸発散量の高精度の推定がある。蒸発散現象が、気象、土湿条件に支配されることは明白であるが、それがどのように影響しているか、定量的に把握する必要がある。そのために、土層の水分分布の経時変化を詳細に追跡し、植生～土壌系における水分移行を物理的に究明しなければならない。

11) 暖候期、冬期における植被別の代表的なハイドログラフの数例を示し比較してみると、植生の活動による流出量への影響が顕著にみられ、暖候期と、冬期間では異なった傾向を示す。特に、暖候期にお

いては、植生の活動による流出量の日週変化が顕著に見出された。

引用文献

- 1) 荒木真之・近嵐弘栄：水位計付量水槽の排水装置の改良，林試研報，297，157～167，（1977）
- 2) 近嵐弘栄・服部重昭：斜面ライシメーターにおける水収支（Ⅰ），日林論，88，399～400，（1978）
- 3) ————：流量測定のための自動排水装置の試作，日林誌，60，183～185，（1978）
- 4) ————・服部重昭：斜面ライシメーターにおける水収支（Ⅱ），日林論，89，355～357，（1979）
- 5) 遠藤泰造：溪川流量の日週変化，北方林業，24，224～229，（1972）
- 6) 服部重昭：斜面ライシメーターにおける水分流動の研究，日林誌，57，255～260，（1975）
- 7) 樋根 勇：蒸発散に関する最近の問題，天気，14，271～284，（1967）
- 8) KLUTE, A. : A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. Soil Sci., 73, 105～116, (1952)
- 9) 岡 太郎・角屋 睦：裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出（2），京大防災研報，17B，523～533，（1974）
- 10) PHILIP, J. R. : The theory of infiltration : 1. The infiltration equation and its solution, Soil Sci. 83, 345～357, (1957)
- 11) RICHARDS, L. A. : Capillary conduction of liquids through porous mediums, Physics 1, 318～333, (1931)

A Study of the Water Balance by the Different Vegetation Cover in the Sloping Lysimeter

Hiroei CHIKARASHI⁽¹⁾, Shigeaki HATTORI⁽²⁾ and Nobuji TAKEUCHI⁽³⁾

Summary

Comparative hydrological observations were made to find out the quantitative effect of vegetative cover on runoff, evapotranspiration, soil moisture etc. For this purpose, 3 plots of bare, grass and shrub were set up on sloping lysimeter.

The sloping lysimeter is composed of 3 sections and each section is 4.5 m in slope length, 1.63 m in width, 1.04 m in depth and 30° in gradient. Of two soil layers in each inclined concrete box, the upper layer is sandy loam and the lower layer loam.

(1) Monthly water balance shows significant variation in runoff. In the growing season of May to November, while the precipitation is 1,100~1,271 mm, runoff from bare plot is 810~945 mm, grass plot 710~878 mm and shrub plot 326~739 mm. Comparing bare plot, a decrease of 65~139 mm in grass plot and 217~488 mm in shrub plot was observed.

In the dormant season of December to February, while the precipitation is as low as 84~108 mm, the runoff is the most in the shrub plot and then, the grass and bare plots in order, contrary to the summer season. Comparing bare plot, the runoff shows an increase of 9~10 mm in grass plot and 15~21 mm in shrub plot.

(2) The relationship of rainfall amount and direct runoff in case of one rainfall being over 20 mm, each plot indicates the highest correlation coefficient in linear regression as compared with semilogarithm or general logarithm.

In each growing season, regression line of direct runoff due to one rainfall shows the highest in the bare plot, the middle in the grass plot and the lowest in the shrub plot.

In addition to the above, the separation of regression line is more evident year by year along with the growth of vegetation cover.

In the dormant season, because of few of available data, it is hard to compare the yearly variation but in December 1976~February 1977, contrary to the growing season, the direct runoff in the shrub plot is the highest and then, the grass and bare plots come.

(3) In the relationship between maximum rainfall per hour and the maximum runoff per hour, the highest runoff is the bare plot and then grass plot and shrub plot in order and of the grass and shrub plots, the correlation is low and so-called "irregularity" is significant.

In the dormant season, the correlation is high for all plots, and contrary to the growing season, the highest runoff per hour is the shrub plot and then, the grass and bare plots come.

(4) Of the evapotranspiration, in the growing season, the shrub plot is the highest and then, the grass and bare plots come. The ratio, suppose 1.0 of the bare plot, is 1.6 of the grass plot and 2.9 of the shrub plot.

In the dormant season, the evapotranspiration in the shrub plot is the highest and then, the grass and bare plots come, but because of reduction of evapotranspiration in vegetated

Received December 25, 1978

(1) (2) (3) Forest Influences Division

plots, the evapotranspiration in each plot was comparatively small and the difference of the evapotranspiration in each plot was also small. In consequence, the yearly evapotranspiration showed 1.00 of the bare plot, 1.24 of the grass plot and 1.90 of the shrub plot.

(5) The ratio of yearly evapotranspiration in each plot to potential evapotranspiration given by Thornthwaite equation shows 57% of the bare plot, 70% of the grass plot and 108% of the shrub plot. Evapotranspiration in shrub plot was almost equal to the potential evapotranspiration.

In addition to the above, the separation of regression line is more evident year by year along with the growth of vegetation cover.

In the dormant season, because of few of available data, it is hard to compare the yearly variation but in December 1976~February 1977, contrary to the growing season, the direct runoff in the shrub plot is the highest and then, the grass and bare plots come.

(3) In the relationship between maximum rainfall per hour and the maximum runoff per hour, the highest runoff is the bare plot and then grass plot and shrub plot in order and of the grass and shrub plots, the correlation is low and so-called "irregularity" is significant.

In the dormant season, the correlation is high for all plots, and contrary to the growing season, the highest runoff per hour is the shrub plot and then, the grass and bare plots come.

(4) Of the evapotranspiration, in the growing season, the shrub plot is highest and then, the grass and bare plots come. The ratio, suppose 1.0 of the bare plot, is 1.6 of the grass plot and 2.9 of the shrub plot.

In the dormant season, the evapotranspiration in the shrub plot is the highest and then, the grass and bare plots come, but because of reduction of evapotranspiration in vegetated plots, the evapotranspiration in each plot was comparatively small and the difference of the evapotranspiration in each plot was also small. In consequence, the yearly evapotranspiration showed 1.00 of the bare plot, 1.24 of the grass plot and 1.90 of the shrub plot.

(5) The ratio of yearly evapotranspiration in each plot to potential evapotranspiration given by Thornthwaite equation shows 57% of the bare plot, 70% of the grass plot and 108% of the shrub plot. Evapotranspiration in the shrub plot was almost equal to the potential evapotranspiration.

(6) Variation of soil moisture in each plot was significantly influenced by the meteorological conditions. Of the variation of soil moisture throughout the year, the bare plot was the wettest and then, grass plot and shrub plot in order. This is considered due to the difference of evapotranspiration of vegetative cover.

(7) Variation of moisture contents of upper, middle and lower layers by vegetative cover shows that for several days after rainfall, there was equal reduction of moisture content in each plot but thereafter, variation differs by vegetative cover. In other words, the shrub plot shows more reduced ratio of moisture than other two plots. This tells higher evapotranspiration rate of the shrub plot than grass and bare plots. However, in dormant season, there was almost no difference in variation of soil moisture in each layer of 3 plots.

(8) Calculation of the ratio of reduction of soil moisture by the evapotranspiration in each layer of the shrub plot showed 4.0 of the upper, 2.5 of the middle and 3.5 of the lower layer. Since the lower layer is double in thickness comparing with other layers, the higher the layer, the more the soil moisture consumed by evapotranspiration. This ratio is almost proportionate to the distribution of the root system of shrub "Hagi".

(9) Seepage yield from lysimeter was defined in exponential equation of soil moisture

storage. But the equation of grass and shrub plots must be testified in detail to estimate the seepage yield with high accuracy. Of ineffective storage applied in the equation, differences due to vegetative cover and its physical sense should be clarified.

(10) With water balance equation and motion equation of the above, seepage yield in bare plot was predicted. As a result, estimated values were best fit for measured one except the hydrograph of May to early June. One of problems to be left to estimate seepage yield is an accurate measurement of evapotranspiration. Although evapotranspiration is influenced by climate and soil moisture, there is a need to grasp quantitatively how much it influences. For this purpose, soil moisture movement in plant-soil system should be traced from the physical point of view.

(11) When representative and hydrographical instances by vegetative cover in growing and dormant seasons are compared, we find significant influence of vegetative cover and also quite different tendency in two seasons. Particularly, in growing season, daily variation of runoff is noteworthy.