

東山流域の水文学的性格 II

—流域の水収支について—

塚 本 良 則

Yoshinori TSUKAMOTO

Hydrologic Characteristics of Higashiyama Watershed

—with special reference to water balance of the watershed—

目 次

まえがき	83	考 察	101
基礎的考え方	84	参考文献	103
諸要素の計算方法	91	英文要約	104
東山流域への適用	97		

ま え が き

水は地表と大気の間をつねにバランスを保ちながら交互に移動している。大気から地表に降水として水は降下する。地表に達した水は地中にしみ込むか、地表を流下する。そして溪流に達したものはそのまま流下を続ける。一方、地中に滲透したものは土壌中の水分不足を補充し、残りは地中深く入り地下水となる。地下水は後日遅れて河川に流下してくる。この土壌中に貯留されたものと地下水の一部は蒸発や植物の蒸散作用により大気中へ再び還っていく。この作用により土壌中には次の降雨に対して貯留の場所が作られる。このように土壌水分、地下水、蒸発蒸散による水分消失、および河川流出の諸量は降雨を中心にして相互に関係しあっている。

植物を育て、水を利用する立場からみると、土壌中に貯留されている水、地下水として貯留されている水、さらにこれらの水の蒸発蒸散による消失が降雨とどのような関連をもち、その結果が降雨の流出にどう影響しているかはきわめて大切な問題である。特に土地利用と水との関係の研究は、地表流下水、滲透水をふくめ、滲透水の土壌内貯留、地下水貯留、および貯留水の消失と河川流出との問題を全体的に把握することが目的であると考えられる。

この報告では、一つの流域についてこの水の循環を構成している諸要素が、日々どのように変化しているかを調べることを目的として研究を進めた。流域内部は水文学的にはいろいろ性質の異なった部分からなりたっている。例えば河川水表面に降った雨は全部がすぐ流出するであろう。一方流域土壌面上に降ったものは降雨がもし土壌の水分不足以下であれば、多くの部分は流域の土壌断面内に貯留され、河水に影響をあたえるものはほとんどなく、地表流下があればその量だけであろう。このようにこれらの地帯は同一流域内にあっても水文学的性質は全く異なると

みられる。そのためにまず流域を水文学的機能によりいくつかの地帯に分け、それらの水文学的性質について主として水収支の面より考察を行なった。次に流域単位の水収支計算法のための基礎式を作り、さらに基礎式を構成している諸要素の計算法について一つの提案を行なった。以上において基礎の考え方を述べ、次にこの方法を東大愛知演習林内東山流域に適用した。最後に東山流域への適用結果を検討し、この方法の誤差の問題について考察した。

この研究は水の収支計算が一つの流域についてかなり正確にできるようになった時には、気象資料（降雨も含む）のみを使って蒸発蒸散により流域から消失する水分量を計算し、これを基にして土壤水分の変化、地下水貯留の変動を推定し、さらに河川流出量の変動までも気象資料より導きうるであろうとの考えのもとに行なわれつつある研究の一部である。結果としてはまだ不満足な点が多いが、現在までの結果を一応ここに報告する*。

この研究を行なうにあたり御指導をいただいた森林理水および砂防工学教室教授荻原貞夫博士に深く感謝する。

基礎的考え方

土壤断面にある水は土壤孔隙の作る吸引力の差により保持されている力が異なる。土壤断面の水は便宜的に分けると、水が重力に抗して土壤中に保持されうるか否かにより、毛管水 (Capillary water) と非毛管水 (Noncapillary water) または重力水 (Gravitational water) の2種類になる。これらの水は Retention water および Detention water とも呼ばれている。この水の区分は水文学においては非常に重要である。それは毛管水は重力に抗して土壤中に保持されるから河水として流出することはないが、非毛管水は早い遅いの別はあるにしても、いつかは河水となり流出してくる。

降雨中や降雨直後の数日間の雨水が土壤断面を透過しつつある時を除けば、毛管水と非毛管水が貯留されているところはきまっている。すなわち非毛管水は地下水貯留帯にあり、毛管水は地下水貯留帯以上の土壤断面の部分にある。さらにこの地下水貯留帯以上の土壤断面は下に説明するように土壤水帯、中間水帯、毛管縁水帯の各種地帯に一般に分けられている。

それゆえ流域断面にみられる水の水文学的分類として次のものが考えられる。

(I) 毛管水 (Capillary Water)……Retention Water

土壤孔隙の毛管張力により土壤中に保持されている水

- (1) 土壤水 (Soil Water)——土壤水帯——植物根群の範囲で植物の蒸散や蒸発により毛管水の消失をうける土壤部分
- (2) 中間水 (Intermediate Water)——中間水帯——植物根群の範囲と毛管縁水帯との中間の部分

* 参考文献 14) にも一部報告してある。

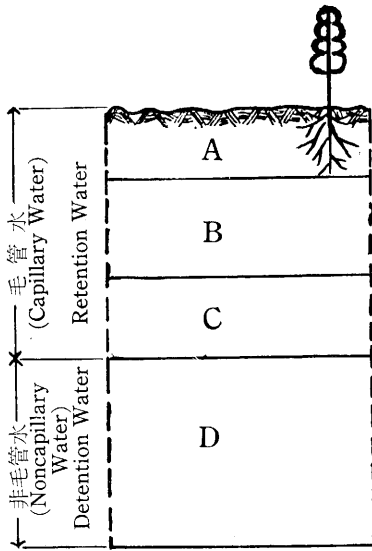
(3) 毛管縁水* (Capillary Fringe Water)——毛管縁水帯——地下水帯の上縁部分、地下水帯より水の供給をうける。

(II) 非毛管水 (Noncapillary Water)……Detention Water

毛管水以外の水

(1) 重力水 (Gravitational Water) または地下水 (Ground Water)——地下水帯——重力により土壤中を移動している水。

以上のことは第1図に示されている。流域内にある水はこれらのうちのどれかに属するわけ



第1図 水文学的に分類された地下の水
Fig. 1. Subsurface water calssified hydrologically

- A—土壤水帯 (Soil water belt)
- B—中間水帯 (Intermediate water belt)
- C—毛管縁水帯 (Capillary fringe water belt)
- D—地下水帯 (Ground water belt)

ある。一つの流域について考えてみるとこれらの水は降雨が地表に達し、河川に流出するまでの中間に位置しているので降雨が地下水として河川に流出してくるまでには土壤中のこれら各種貯留水帯の影響を受けながら流出してくる。それゆえ降雨を中心として蒸発蒸散による地表面からの消失、土壤水分、地下水貯留を中間に置き河川流出にいたる過程を考えると、一つの流域におけるこれら各種の水と水の循環との関係を明らかにしておかなくてはならない。

まずこれらの水のうち毛管水はその性質において二つに分けられなくてはならない。毛管縁水は下方の地下水帯より常に水を供給されており、地下水の一部とみなされうるが、土壤水と中間水は地下水と無関係であるということである。後者は降雨によりその水分不足が補充される。なお中間水には植物根群の範囲外にあるので一般に水分不足をおこすことはなく、常に圃場容水点近くに保たれている。

一つの流域内における土壤断面について考えてみると、第1図に示したように土壤断面が構成されているとは限らず、一般には地下水位の高さとともいろいろ異なった断面構成をしている。第1図の場合は地下水が深い場合であるが、地下水位が浅くなると中間水帯の厚さは減少し、地下水帯の上の毛管縁水帯と土壤水帯が接近し、ついには中間水帯はなくなるだろう。地下水がさらに浅くなると毛管縁水帯と土壤水帯が一部重なってくる。地下水位の浅いところほどこの重なり度合は大きくなり、ついには毛管縁水帯と土壤水帯が完全に重なる。ここでは毛管縁水帯が地表まで達している。さらに地下水が浅くなるにつれ毛管縁水帯と土壤水帯が重なったまま

* 一般には毛管水と呼ばれているが、ここでは土壤水、中間水を含めた意味の毛管水と区別するために毛管縁水と呼んだ。

薄くなり、最後に地下水は地上に現れる。それゆえ地下水湧出点においてはその断面の下に地下水帯がないとすると流域断面はこの点においては地下水帯のみからなっているとみられる。このことをさらに拡げて考えてみると、河道は地下水帯の一部とみなされる。

以上を整理して断面構成の違いにより流域を分類してみると次のごとくなる。

河道面は地下水が地上に現れたとみられるので断面は地下水帯のみからなっているとみられる(第1表のA)。

第1表 流域土壌断面の水と降雨の消失、貯留、流出との関係

Table 1. Waters in soil profiles and their influences to loss, storage and runoff.

	流域断面を構成する水帯帯 (Water belts in a soil profil)	場 所 (Locality)	蒸発蒸散による消失 (Loss by evaporation and transpiration)	降雨の貯留場所 (Reservoirs for storm water)	降 雨 の 流 出 (Runoff)
A	地下水帯 (Ground water belt)	河道 (Channel surface)			地下水帯貯留よりの蒸発蒸散をうけた残りが流出 (Runoff = Rainfall - Evaporation and transpiration from the ground water belt)
B	毛管縁水帯 (土壌水帯と重なっている) (Capillary fringe water belt that coincides with the soil water belt) 地下水帯 (Ground water belt)	河道に近い所又は源の近く (Areas near streams or springs)	地下水帯より (From the ground water belt)	地下水帯 (Ground water belt) [Detention storage]	
C	土壌水帯 (Soil water belt) 毛管縁水帯 (一部が上層の土壌水帯と重なっている) (Capillary fringe water belt that coincide partly with the above soil water belt) 地下水帯 (Ground water belt)	Bに次ぎ河道又は源に近い所 (Areas close to streams or springs next to B)	土壌水帯および地下水帯より (From the soil water belt and ground water belt)	土壌水帯, 残りは地下水帯 (Soil water belt [Retention storage], and ground water belt [Detention storage] which store the remainder of soil water storage)	土壌水帯貯留と地下水帯からの蒸発蒸散による消失の残りが流出 (Runoff = Rainfall - [Storage in the soil water belts + Evaporation and transpiration from the ground water belt)
D	土壌水帯 (Soil water belt) 中間水帯 (Intermediate water belt) 毛管縁水帯 (Capillary fringe water belt) 地下水帯 (Ground water belt)	山脚又は山腹下部 (Lower parts of mountain slopes)	土壌水帯より (From the soil water belt)		
E	土壌水帯 (Soil water belt) [中間水帯 (Intermediate water belt)]	山頂又は尾根筋附近 (Upper parts of mountain slopes)			

河道附近や地下水湧出点附近の地下水位の高いところでは地下水帯とその上に地下水帯から水の供給を受けて広がる毛管縁水帯の2つより断面はなりたっていて、土壌水帯は毛管縁水帯と重なっている(第1表のB)。

河川よりさらに離れると毛管縁水は地表面まで達せず断面の途中において終り、その上に地下水と無関係の土壌水帯が乗り、断面は地下水帯、毛管縁水帯、土壌水帯の3種から構成されている(第1表のC)。この範囲は毛管縁水帯と土壌水帯が完全に重なるところから完全に離れるところまでの間の部分である。

地下水がさらに深くなると毛管縁水帯の近くまで植物根系が発達せず、土壌水帯と毛管縁水帯

とは離れてその間に中間水帯が現れる。ここでは断面は地下水帯，毛管縁水帯，中間水帯，土壤水帯よりなりたっている(第1表のD)。このようなところは流域のうちでも最も地下水の深い山脚部か山腹中腹までの地帯であると考えられる。一般に流域内で最も広い面積を占有していると考えられる。

また山地流域では一般に尾根部分は土壤が浅く，その下はすぐ母岩が現れ，その上に地下水帯を持たないのが普通である。このようなところは降雨時に一時的に母岩上に地下水帯を持つが，それは降雨が土壤断面中や母岩上を斜面方向に流下する時に生ずるものである。それゆえ降雨時以外は土壤水帯のみか，または土壤水帯の下方に中間水帯を持つ断面を作っているとみられる(第1表のE)。

次にこれら A, B, C, D, E の各地域が降雨，貯留，水分消失，流出に対してどのように働いているかを少し詳しく調べてみよう。この場合地表面流出として河川に達するものについては考えず，降雨のうち滲透したものについてのみ取扱う。

この前に流域内植生の降雨遮断について考えてみる。樹冠表面に遮断，貯留されている降雨も，土壤中に貯留されそれが樹体内を通して葉表面より蒸散せんとしている水も，土壤中の水分が不足してきて土壤の水分不足が蒸散の制限因子にならない状態においては，同様に葉面から蒸発していくと考えられる。このことは葉表面における熱収支の一環として蒸発蒸散の問題をみるときより一層明白に説明される¹⁾。要約的に言えば樹冠に貯留されているものも地中に貯留されているものも，水分消失の面からみれば同じものであると考えられる。このことより樹冠遮断量を土壤断面の貯留量と区別して考える必要はなく，代表として土壤断面貯留の一つにまとめて考えた方がより合理的とみられる*。

A地域すなわち河道水表面に降った降雨は全部が河水となり，地下水帯から流出してきたもの(Detention Water)に加わる。むろんこの場合河道水表面を覆っている樹木による降雨遮断はあるが，これは前述のごとく河道水表面より直接の蒸発を抑制しているとみられる。

B地域に降った雨も全部が地下水となる。非常に蒸散の激しいときで地下水帯より毛管縁水帯への水分供給がまにあわないような状態のときに降った雨は一部毛管縁水帯に貯留されるであろう。

C, D, E の各地域に降った雨は，もし降雨が土壤水帯水分不足量〔樹冠遮断量+土壤の可吸水量-その時の土壤水分量〕よりも小さいときには，土壤水帯に貯留されて地下水にはならない。降雨量が土壤水帯の水分不足よりも多いときには，その降雨のうち水分不足に相当する量だけ土壤水帯に貯留され，残り〔降雨量-土壤水帯の水分不足量〕は地下水帯に入って行く。このように降雨は貯留の面からみると土壤水帯に貯留されるもの(Retention Storage)と，地下水帯に入り一時貯留されているが流出の状態にあるもの(Detention Storage)の二つに分けられる。

* 以後土壤水帯貯留とは樹冠，樹幹，落葉，落枝の貯留をふくめた意味に用いる。

蒸発蒸散による水分消失については、蒸発は地表面、水表面、葉面の別を問わず水分のあるすべての表面から起こる可能性をもっている。蒸散は水が植物体内を通して葉面より発散する現象をさし、植物が十分に地表面を覆っているときはその所からの水分消失は蒸散のみとみなしうる。上に分類した各地域についてみると、Aでは河道水表面から直接に、Bでは毛管縁水帯を通して間接に地下水帯から蒸散蒸発により水は消失してゆく。Cにおいては土壤水帯と毛管縁水帯が一部重なっているため、重なっていない部分の土壤水帯からと、重なっている部分の毛管縁水帯を通して地下水帯の両方より蒸散により水分消失をおこす。土壤水帯と毛管縁水帯が接している場合はDの一部と考えられるべきだろう。D、Eの各地域では土壤水帯と毛管縁水帯とは離れているため、水分消失も土壤水帯のみよりおこる。ゆえに水帯消失は二つに区別される。一つは地下水帯貯留より、他は土壤水帯貯留よりおこる。

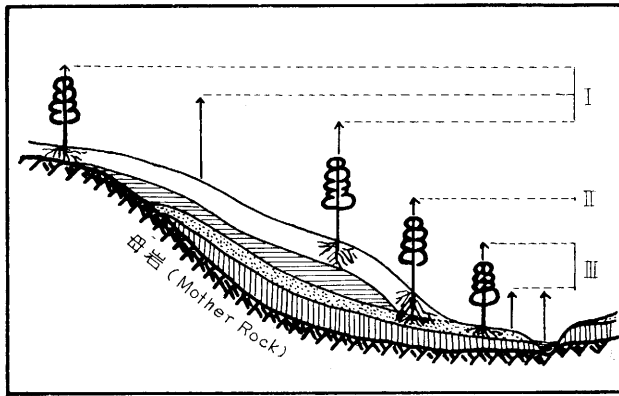
前者は地下水帯がなくなるまで続く。むろん地下水位の低下とともにこの地下水帯貯留より蒸発蒸散のおこる面積は減少することが考えられる。面積的にはA、BおよびCに限られるので割合に小さく、蒸発蒸散はポテンシャルレートでおこっているとみてさしつかえないと思う。この地下水帯よりの蒸発蒸散が原因で河川流出量の日中変化がおこる。すなわち蒸発蒸散の著しい日中は地下水帯貯留のうち上記の地帯(A、B、C)にあるものが蒸発蒸散により一部消失してゆくの地下水帯貯留のうち上記の地帯(A、B、C)にあるものが蒸発蒸散により一部消失してゆくの地下水帯貯留のうち上記の地帯(A、B、C)にあるものが蒸発蒸散により一部消失してゆくの地下水帯貯留のうち上記の地帯(A、B、C)にあるものが蒸発蒸散により一部消失してゆくの地下水帯貯留のうち上記の地帯(A、B、C)にあるものが蒸発蒸散により一部消失してゆくの地下水帯貯留のうち上記の地帯(A、B、C)にあるものが蒸発蒸散により一部消失してゆく。

一方、後者は地下水帯とは全然関係のない土壤水帯よりの蒸発蒸散であるから、植物の可吸水分量には限界があることが前者と異なる。すなわちこの蒸散に使われうる水分範囲は土壤の圃場容水量と永久萎凋点との間の水分であり、土質により異なる。さらに利用範囲は植物根系の発達程度により決定される。範囲は土壤水帯の範囲と同じである。これら二つの範囲に制約されながらおこる蒸散に関してはまだ多くの問題が未解決である。しかし土壤が圃場容水量に近いときはポテンシャルレートで蒸散するが、永久萎凋点に接近したところではポテンシャルレートよりも小さくなることは明らかである。この土壤水帯よりの蒸発蒸散が降雨貯留の場を作るわけである。

次に降雨の貯留と水分消失から進んで降雨流出について考えてみよう。

貯留のところで説明したごとく、土壤水帯以上に貯留されたもの(Retention Water)は河川には流出せず完全に貯留されて、再び蒸散や蒸発により大気中にかえってゆく。一方、地下水帯にDetention Waterとして入ったものは河川に流出してくるが、前に消失のところで説明したごとく地下水帯よりの蒸発蒸散による消失を受け、その残りが現実の河川流出となるわけである。それゆえ降雨と河川流出との関係の研究にはこの中間にある貯留や消失の問題を充分考慮する必要がある。土壤水帯の水分不足が降雨よりも大きいときは、土壤水帯は完全に降雨を保留し、河川流出はAおよびB地域からのみおこる。土壤水帯の水分不足よりも大きい降雨のときはA、B地域からは全部の雨水が地下水帯に入り、C、D、Eの各地域からも降雨量と水分不足量の

差だけ Detention Water として地下水帯貯留に入る。以上はあくまでも一般的考え方であり、実際には土壤水帯はいろいろの厚さを持つので、土壤水帯の貯留能力は場所により異なる。これを流域全体を一つにして土壤水帯の貯留能力（水分不足量）とすることは問題をふくむ。また土壤の水分不足量よりも大きい降雨があった場合でも、はたして土壤は圃場容水点まで降雨を吸収するかということも問題であり²⁾、さらに地表流下がおこるようなところではその取扱いが第一の問題であろう。これらいろいろの問題をふくむが、単純に考えれば前述のように表現されうるであろう。



第2図 流域断面の水文学的描写

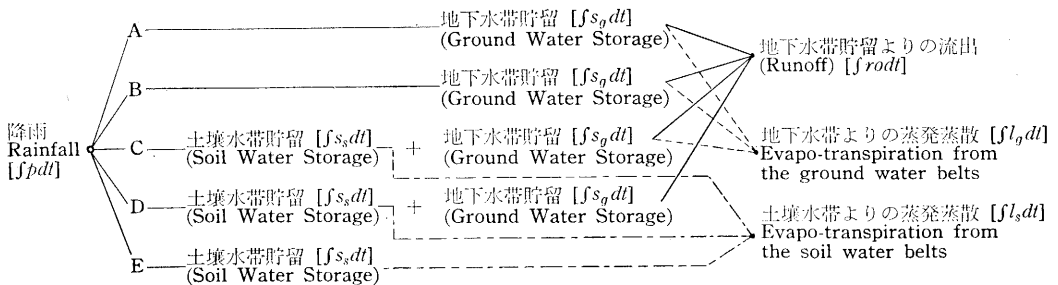
Fig. 2. Hydrologic depiction of a watershed profile

- 土壤水帯 (Soil water belt)
- ▨ 中間水帯 (Intermediate water belt)
- ▤ 毛管縁水帯 (Capillary fringe water belt)
- ▧ 地下水帯 (Ground water belt)

- I 土壤水帯より蒸発蒸散 (Evaporation and transpiration from the soil water belt)
- II 土壤水帯及び地下水帯より蒸発蒸散 (Evaporation and transpiration from the soil water belt and the ground water belt)
- III 地下水帯より蒸発蒸散 (Evaporation and transpiration from the ground water belt)

以上のように流域は水の貯留、消失からみているいろいろの種類の地域に分類され、それらの地域が水文学的にはたず役割について説明がおこなわれた。これを要約したものが第1表であり、第1表を概略的に図示したものが第2図である。

次にこの表を用いて一つの流域内における降雨、貯留、消失および河川流出の間の相互関係について考えてみよう。まず降雨の貯留については土壤水帯貯留と地下水帯貯留の二つがある。水分消失については、地下水帯貯留から直接または間接に蒸発蒸散により消失するものと、土壤水帯貯留より消失するものとある。また河川流出



第3図 降水、貯留、消失と流出との関係

Fig. 3. Relationship between precipitation, storage, loss and runoff.

はこれらの貯留や水分消失をうけた残りともなされる。このことより、これらの関係は第3図のごとく描写される。第3図においては地表流出はないものとして考えている。地表流出のある場合は地表流下水は降雨からすぐ河川流出につながる。この図は滲透水についてあてはまる第3図は流域内におけるの水収支関係図であるが、これを図中の符号を使って等式に書いてみると次のようになる。

$$\int p dt = \int r_o dt + \int l_g dt + \int l_s dt + \int s_g dt + \int s_s dt$$

p : 降雨レート

r_o : 地下水帯貯留からの流出レート, 実際の河川流量で測水点におけるもの。ただし地表流下は一応おこなないとしている。

l_g : 地下水帯貯留からの水分消失レート。

l_s : 土壌水帯貯留からの水分消失レート。

s_g : 地下水帯貯留の変化レート。

s_s : 土壌水帯貯留の変化レート。

また $\int^a p dt$, $\int^t p dt$, $\int^T p dt$ は各々日単位 (a) の, 一降雨を対象とした期間 (t) の, 全計算期間 (T) の積分値をしめす。

この図にも, ま等式中にも, 地下水帯から直接流域外に流去する水, すなわち滲漏水はないものとして考えた。実際には大なり小なり滲漏という現象はおこっているだろうが, 測定が不可能なためこのような取扱いをした。またこの式でも地表流下水は入っていないが, 地表流下のおこるところでは r_o の中にそれを含めることにより説明がつく。

これら6コの要素を決定することにより, 流域を単位とした水収支は完全に計算されるわけである。また5コの要素を決定すれば他の一つは未知数として決定可能になる。

上記の諸要素が個々に計算されたとすると, 一つの流域内においてそれらは上記の等式のようにバランスを維持しながら降雨を中心として日々変化してゆくわけである。

降雨 (p), 地下水帯貯留よりの水分消失 (l_g), 土壌水帯貯留よりの水分消失 (l_s) は気象条件*により決定される。

土壌水帯貯留は蒸発蒸散による消失量 (l_s) ずつさがってゆく, 降雨のときには降雨の土壌水帯貯留 ($\int^t s_s dt$) に相当する量だけ土壌水分量が上昇し**, その時から再び l_s の割合で下降してゆく。

* l_s は土壌水分条件をふくむ。

** 今まで水収支計算においては土壌水分不足量より大きい降雨があれば土壌は圃場容水量まで降雨を貯留し, 残りが流出すると考えられていたがこれについては後述するように疑問があるのでここではこのように表現した。

地下水帯貯留は地下水帯よりの水分消失量 (l_q) と地下水帯よりの流出量 (ro) との和 ($l_q + ro$) の割合で日々減少し、降雨があれば降雨のうち土壌水帯を通過して地下水帯に入った量

$$\left[\int^t p dt - \left\{ \int^t s_s dt + \int^t l_s dt \right\} \right]$$

だけ上昇し、再びそこから ($l_q + ro$) ずつ下降してゆく。

地下水帯貯留からの流出量 (ro) は、地下水帯貯留増減の結果として日々変化してゆく。すなわちその時の地下水帯貯留量から決定される予想流出量* から地下水帯からの水分消失量 (l_q) を引いた量ずつ流出してくる。

諸要素の計算方法

基礎式中の諸要素の計算方法について一つの提案をしてみた。多くの不備な点がふくまれているが、東山流域のデータを使用しながら説明してみる。

1) 降雨量 (p) の測定

出来るだけ流域内降水量の平均値をあたえるよう設置された雨量計の記録を使う。この流域内には自記記録もあるが、計算には $\int^a p dt$ の日雨量を使う。

2) 地下水帯貯留からの流出量 (ro) の測定

河川流出量を堰堤法、または他の方法で測定する。東山流域の堰堤で連続測定したのから計算した $\int^a ro dt$ を使って計算を進めた。

3) 土壌水帯よりの水分消失量 (l_s)

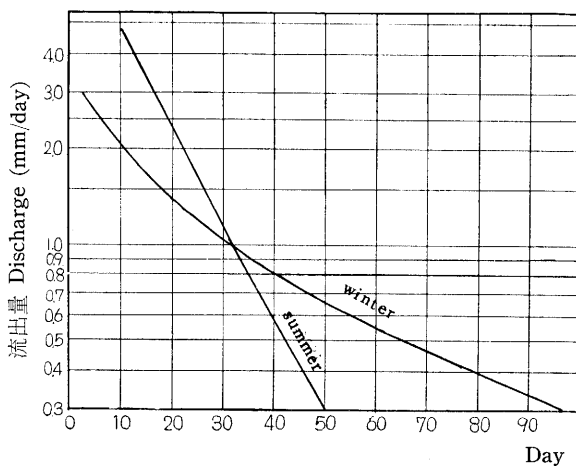
緑色植物により完全に被覆された土地より、蒸発蒸散により消失する水分量を算定するにはいろいろの方法が提案されている。これらのうち最も一般的で広く用いられているものに BLANEY & CRIDDLE, PENMAN, 福田・鈴木, THORNTHWAITE 等の方法がある。これらはいずれも気象資料より蒸発蒸散により土地から消失する水量を推定しようとするものである。これらの方法はその適用の便宜さや精度において一長一短がある。この論文ではこれらの方法自身についての議論を主眼としないので、最も取扱いに便利な THORNTHWAITE の方法を採用した。ここでは $\int^a l_s dt$ の日消失量をもって計算を進めた。これらの方法自身についての議論は別の機会にゆずる。

この東山流域は松と広葉樹の森林で覆われ、少なくとも 50 年以上は人工が加わっていないので、樹根は良好な発達をしてきたとみられる。土壌は花崗岩風化土で微細砂を主とするものである。これらのことより、この流域内平均位置の土壌水帯の最大貯留量、すなわち植物の最大可吸水分量 (樹根分布領域内にある土壌水分で圃場含水量から永久萎凋点までの範囲) は THORNTHWAITE³⁾ の方法にしたがい大約 250 mm と推定した。

4) 地下水帯貯留量の変化 (s_s)

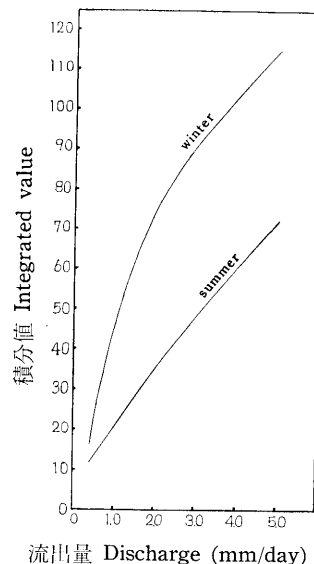
* 仮にそう名付ける。

流域内における地下水帯貯留量を推定する方法としては、一般に無降雨時地下水流出曲線を利用している。降雨の流出量曲線は東山流域のごとき小流域では、降雨終了後数日すれば地下水流出のみよりなると一般に考えられている。すなわち数日後には地表面流出や中間流出のような成分は流去し、河水は地下水帯貯留の流出のみからなっている。このように地下水帯貯留からの流出が河水を構成しているときには、河川流出量はそのときの流域内の地下水帯貯留の大きさをしめす指標となりうるとみられている。このことは、ある一つの季節について、無降雨日が続いた後の地下水流出曲線をいろいろの流量について選び出して結合したものが、その季節特有の地下水流出曲線を作ることによりたしかめられている。それゆえある流量における地下水帯貯留量は、地下水流出曲線とその流量以後につき積分したものでしめされる。しかしここで考えなくてはならないことは、前述したごとく地下水帯貯留量からの流出は、その途中にある A, B および C の地域において地下水帯貯留よりの蒸発蒸散をうけることである。したがって地下水帯貯留と地下水帯貯留からの流出量との正しい関係を把握するには、地下水帯貯留からの蒸発蒸散による水分消失量を考慮に入れなくてはならない。地下水帯貯留よりの蒸発蒸散が無視されうほど小さい時期の地下水流出曲線を描くことができれば、それを使って直接に地下水帯貯留量は計算できる。もし地下水帯貯留よりの水分消失が著しい時期の地下水流出曲線を使うときは、地下水帯貯留はその地下水流出曲線の積分値にその地下水流出期間の地下水帯貯留よりの水分消失量を加えなくてはならない。以上を行なうことにより、河川流出量が地下水帯貯留のみよりの流出からなっているときは、ある期間における地下水帯貯留量の変化はその期間の初めと終りの流量を知ることにより計算できる。



第4図 地下水流出曲線

Fig. 4. Ground water depletion curve



流出量 Discharge (mm/day)
第5図 地下水流出曲線の積分
冬期: 地下水帯貯留量曲線
夏期: 予想流出量の累計曲線

Fig. 5. Integration of the ground water depletion curves in winter (ground water storage curve) and in summer (sum curve of the expecting runoff)

東山流域では冬期地下水帯貯留よりの蒸発蒸散は後述のごとく無視しうる程度に小さい。それゆえ冬期 (1, 2 月) の地下水流出曲線の積分値はそのまま地下水貯留量をしめす。一方春, 夏, 秋には蒸発蒸散が激しいのでこれらの季節の地下水流出曲線の積分値は地下水帯貯留よりの蒸発蒸散の影響により真の地下水帯貯留量より小さいと考えられる。

5) 地下水帯貯留よりの水分消失量 (l_0)

第1表において, 地下水帯貯留は蒸発蒸散による水分消失をうけることをしめした。これが原因で流域よりの流出量の一つの著しい特徴である日中変化がおこることのべた。

精密な流量測定をしてみると, 溪流では1日のうち午前中 (早期) に流量の最大を記録し, 午後 (正午から日没の間) に最小を記録する。日々, 河川流出量はこのような変化を繰り返している。このことは広く知られた事実であり, またこれは河道水表面や河岸植生からの蒸発蒸散によりおこることも知られている。地下水流量曲線の日中変化は A, B, C 以外の地下水帯の貯留から A, B, C の地下水帯貯留への流入と, A, B, C の地域からの水分消失および地下水流出 (測水所からの) の相互変化の関係をしめすのみで, 地下水帯貯留からの水分消失の大きさをしめしてはいない。それゆえ A, B, C の各地帯の地下水貯留から消失する水量は, 流出量の日中変化のみからは求められない^{4,5)}。そこで著者は日流出量を使って描いた地下水流出曲線により, 地下水帯貯留より蒸発蒸散による水分消失量を計算する方法を提案した*。ここではその方法を略述してみる。

日流出量を用いて地下水流出曲線を描くと, 季節に固有の曲線上にかなり正確にのる。そしてこの地下水流出曲線は季節により通減率を異にしている。季節により通減率が異なる理由としては, 地下水帯貯留よりの蒸発蒸散による水分消失量の季節による差異と地下水の温度が季節により異なり, そのために水の粘性に差異を生じ地下水の運動速度が変化するという二つのことが考えられる。もしこの地下水流出曲線の通減率におよぼしている温度変化の影響を取除くことができれば, 蒸発蒸散による影響のみとすることができる。

今二つの異なった季節における地下水流出曲線を第5図のごとく比較してみる。両曲線を流量が ro_{ta} から 0 になるまで積分したもの, すなわち $\int_{ta}^{tA} ro_A dt$, $\int_{ta}^{tB} ro_B dt$ と両曲線が流量 ro_{ta} から 0 まで (A 曲線の場合は $ta \sim tA$, B 曲線では $ta \sim tB$) 低下する間に地下水帯から蒸発蒸散により消失する水分量 $\int_{ta}^{tA} l_0 dt$, $\int_{ta}^{tB} l_0 dt$ との間には次のような関係がある。

$$\int_{ta}^{tA} l_0 dt + \int_{ta}^{tA} ro_A dt = \int_{ta}^{tB} l_0 dt + \int_{ta}^{tB} ro_B dt$$

これは, ある流出量における地下水帯貯留はそれ以後無降雨日が続くと仮定すると, 流出するかまたは蒸発蒸散により消失するかのいずれかになることをしめし, これは地下水の温度変化が流出曲線の通減率におよぼす影響とは無関係になる。この方法により温度の因子を除去することが

* 参考文献 15) に詳述してあるが一部繰返す。

できる。これより

$$\int_{t_a}^{t_B} r_{oB} dt - \int_{t_a}^{t_A} r_{oA} dt = \int_{t_a}^{t_A} l_g dt - \int_{t_a}^{t_B} l_g dt$$

で両曲線より求められる積分値の差は両曲線の期間における蒸発蒸散による水分消失量の差をしめす。それゆえもし $\int_{t_a}^{t_B} l_g dt = 0$ (地下水帯貯留より蒸発蒸散のないとき) のような曲線が描ければそれと月曲線とを比較することにより A 曲線の季節の地下水帯よりの蒸発蒸散は

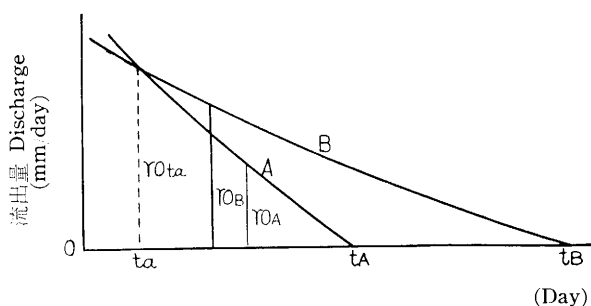
$$\int_{t_a}^{t_A} l_g dt = \int_{t_a}^{t_B} r_{oB} dt - \int_{t_a}^{t_A} r_{oA} dt$$

として t_a から t_A にいたる総量がえられる。

毛管縁水帯には地下水帯から毛管張力により水が常に供給されているので、地下水帯貯留よりの蒸発蒸散はおおよそポテンシャルレートでおこっていると考えられる。それゆえ一つの季節の地下水帯貯留よりの蒸発蒸散による水分消失量がわかれば他の季節についてはその時の蒸発蒸散位を計算することにより決定される。

東山流域についてみると、冬期は非常に温度が低く、1948~1958年の1月

と2月の平均温度は3.6°Cである。そのため1月と2月にはこの流域内地下水帯貯留からの水分消失量はきわめて小さく、殆んど0に近いのではないかと考えられる。このことは第7図の冬期における蒸発蒸散からもうかがえる。この図は冬期1,2月、夏期7,8月の地下水流出曲線を描くために無降雨期の地下水流出曲線より資料をとった期間の蒸発蒸散位を計算したものである。これより東山流域では地下水帯貯留より1,2月に蒸発蒸散はおこらないと大約みなしうる。一方、この地方では夏期7,8月が温度が一番高く蒸発蒸散が一番激しい時である。そのためにこの夏期

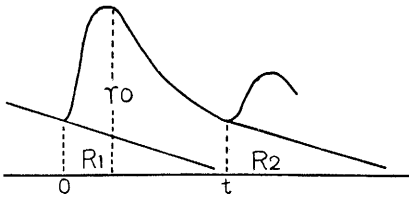


第6図 異なった季節における地下水流出曲線
 A—暖い季節の曲線
 B—寒い季節の曲線
 Fig. 6. Ground water depletion curves in different seasons
 A—In a warm season
 B—In a cold season

第2表 いろいろな流出量における地下水帯貯留からの消失量

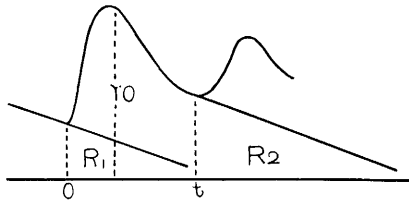
Table 2. Evapo-transpiration amounts from the ground water belt at different discharges.

地下水流出 (Ground water discharge) (mm/day)	変化に要する期間 (Period for the change) (day)	期間内の蒸発蒸散量 (Evapo-transpiration loss for the period) (mm)	平均蒸発蒸散量 (Average evapo-transpi- ration loss) (mm/day)
0.4~0.6	6.2	8.7	1.40
0.4~0.9	12.2	18.3	1.50
0.4~1.4	18.8	28.3	1.50
0.4~2.2	25.1	36.6	1.45



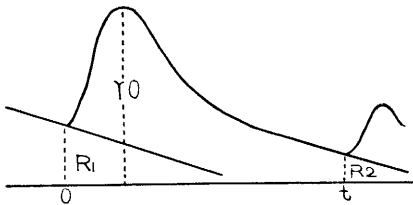
$$\int_0^t s_g dt = R_2 - R_1 = 0,$$

$$\int s_s dt + \int l_s dt = \int p dt - \int r_o dt - \int l_g dt$$



$$\int_0^t s_g dt = R_2 - R_1 > 0,$$

$$\int s_s dt + \int l_s dt = \int p dt - \int r_o dt - \int l_g dt - R_2 + R_1$$



$$\int_0^t s_g dt = R_2 - R_1 < 0,$$

$$\int s_s dt + \int l_s dt = \int p dt - \int r_o dt - \int l_g dt + R_2 - R_1$$

第7図 いろいろな流出量において
 $\int s_s dt + \int l_s dt$ を求める方法
 $R_{1,2}$: tr_1, tr_2 における地下水帯貯留量
 Fig. 7. Method to compute $\int s_s dt$
 $+ \int l_s dt$ at different discharges
 $R_{1,2}$: The amount of ground water
 storage at tr_1, tr_2

の曲線と冬期の曲線とより夏期における地下水帯貯留よりの蒸発蒸散の平均値が求められる。現実には地下水流出曲線が0までさがることはないで、計算は現実におこる地下水流出変化の範囲内で行なわなければならない。東山流域では日流出量の最低が大約0.3 mm である。そのため0.4 mm を最低としてそれ以下については冬期と夏期との流出総量の差はそれ以上の値に比し極めて小さいと仮定した。第2表ではいろいろの流量に対してそれ以後0.4 mm になるまでの期間における平均日消失量が求められてある。正確に言えば地下水帯貯留量の変化とともに地下水水位が変化し、地下水帯貯留からの蒸発蒸散をおこすA, B, Cの面積が異なってくることが考えられる。そのために流出量が小さくなるとA, B, Cの面積が小さくなり、その結果地下水帯よりの水分消失も小さくなることが予想される。しかし第2表は流出量が異なってもほとんど地下水帯貯留よりの水分消失は変化がないことをしめしている。これは地下水帯貯留が場所的に決まってい、地下水水位の変化があってもそれほどB, Cの面積には変化がないと考えることが正しいようである。これより、地下水流出曲線の通減率の季節的差異は主として地下水帯貯留からの蒸発蒸散による水分消失の差が原因になっていることが推定できる。

次に各季節における地下水帯貯留よりの水分消失量を計算するために、夏期の地下水流出曲線から求められた平均値1.45 mm (第2表) と第6図中の夏期蒸発蒸散位の1.45 mm に対する平均値4.85 mm との比0.299 が計算された。この比とその日の蒸発蒸散位との積が東山流域における地下水帯貯留より蒸発蒸散による日水分消失量である。またこれにより平均してこの流域の3割程度がこの地下水帯貯留よりの蒸発蒸散の影響をうけているとみられる。

6) 土壤水帯貯留の変化 (s_s)

降雨のうちどのくらいの部分が土壤水帯に貯留されるかを決定するには、前述の地下水帯貯留の変化量を降雨量から引けば求められる。実際の計算には水収支基礎式を応用すると簡単である。一降雨をはさむ期間 (t) に基礎式を適用すると、降雨量からその期間の流出量と地下水帯貯留の変化量、およびそこから消失量を引いたものが土壤水帯貯留の変化量である。すなわち $\int s_s dt + \int l_s dt$ である。

$$\int s_s dt + \int l_s dt = \int p dt - \left\{ \int ro dt + \int l_g dt + \int s_g dt \right\}$$

これを降雨の前後の流出量に適用すると式の右辺は容易に計算できる。

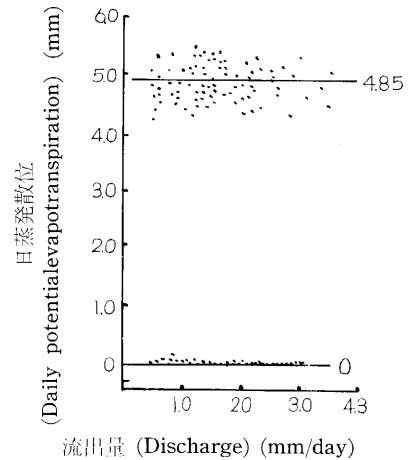
一般的な考え方をすれば、この土壤水帯貯留量の変化はそのときにおける土壤水帯の水分不足量以下の降雨量では完全に流域内土壤水帯に貯留され、水分不足量以上の降雨量の場合にはじめて雨水の一部は土壤水帯を通過して、降雨量と地下水帯貯留量の差に等しい雨水が地下水帯に入って行くことになる。しかしこれは土壤水帯の各々の地点についてはかなり正確にあてはまるとみられるが、流域全体を一つにまとめた土壤水帯については疑問の点がある。しかるに上記の方法により土壤水帯貯留量の変化を計算すれば、地表流下は流出量として測定されるし、その他の土壤水帯貯留に関与しないものは一応地下水帯貯留として理論上測定可能となるので、より正しい値が求められると考えた。

7) 誤差の調整

以上の方法により基礎式の各要素は決定される。もし上記の算定方法により正確に各要素が決定されるとすれば、それらの値を基礎式に代入すればつねに等式は満足され、等式の両辺は等しい値をしめすはずである。しかし実際にはこれらの算定方法は相当の誤差をふくむことは避けられないので、基礎式は満足されない。この報告では流域単位の水収支の諸要素が年間を通じてどのようなバランスをもちながら変化しているかを検討するのが一つの目的であるから、バランス図を作製するためにこれらの誤差を修正した。

水収支計算をおこなう全期間に基礎式をあてはめると、各要素はその期間について式を満足させなくてはならないのでこれを利用して誤差の調整ができる。

実測をしている降水量 (p)、流出量 (ro)、および気象資料から決定される地下水帯貯留からの



第8図 夏期(7, 8月)と冬期(1, 2月)における日蒸発蒸散位(地下水流出曲線を選んだ時におけるもの)

Fig. 7. Daily values of potential evapotranspiration in summer (July & August) and in winter (Jan. & Feb.) during the time when normal ground water depletion curves were selected

蒸発蒸散による水分消失量 (l_g) の三つは、独立に決定されるので正確であると仮定する。次にこの水収支計算を行なう場合にはその開始および終了時期における各貯留量を知る必要がある。すなわち土壌水帯貯留量と地下水帯貯留量がわかっていることが必要である。これらのうち、地下水帯貯留量は流出量がわかればそれよりかなり正確な値が算定される。土壌水帯貯留はこのような算定方法がないので、実測値があればよいが、もしそれが無い場合には何等かの方法により土壌水帯貯留量を決定しなくてはならない。一つの方法として土壌水分が圃場容水量にあるときを利用するか、またはそれに近い時期を見出すことである。一つの流域が圃場容水量にある季節がわかったとすると、その季節に降る最も大きい降雨の時を開始および終了の時とし、その時に圃場容水量に近い値をしめすとす。実際には完全に圃場容水量になっていないであろうが、計算期間を長くすればとるほどその誤差は期間全体に分配されるので割合と誤差の影響は小さくするとみられる。このように考えると、期間の初めと終りについては $\int^T s_s dt = 0$ となる。そして全期間 (T) については各要素の和について

$$\int^T p dt = \int^T r dt + \int^T l_g dt + \int^T l_s dt + \int^T s_g dt$$

が成立し、これを書きかえると、

$$\int^T l_s dt = \int^T p dt - \left\{ \int^T r dt + \int^T l_g dt + \int^T s_g dt \right\}$$

になる。この式の右辺における $\int^T p dt$, $\int^T r dt$, $\int^T s_g dt$ は正確に測定できると考える。また $\int^T l_g dt$ は THORNTHWAITE の値を使うが一応正確に算定できるものとする。すると式の右辺は正確な値となる。 $\int^T l_s dt$ はそれにあわせて修正する。

次に一降雨の土壌水帯に貯留される水分量のこの期間 (T) における合計値 $\left[\sum \left(\int^t s_s dt + \int^t l_s dt \right) \right]$ は、この期間における土壌水帯から蒸発蒸散による水分消失の総量 $\left(\int^T l_s dt \right)$ と等しくなければならない。

$$\sum \left(\int^t s_s dt + \int^t l_s dt \right) = \int^T l_s dt = \int^T p dt - \left\{ \int^T r dt + \int^T l_g dt + \int^T s_g dt \right\}$$

となり、 $\sum \left(\int^t s_s dt + \int^t l_s dt \right)$ は前の $\int^T l_s dt$ の場合と同様に $\left[\int^T p dt - \left\{ \int^T r dt + \int^T l_g dt + \int^T s_g dt \right\} \right]$ にあわせて調整する。これにより土壌水帯貯留が期間の初めと終りで一定値（この場合は圃場容水量）となるという仮定が満足される。

東山流域への適用

東山流域は愛知県瀬戸市の東方に在り、気候は一般の表日本気候を呈す。降水の大部分は雨として降り、梅雨と台風期に降雨量が集中している。流域面積は 106.7 ha で植生は赤松と広葉樹

を主とする森林よりなり、上層を赤松が構成し、下層は落葉性広葉樹がしめる2段林的型をなしている。この流域の森林は少なくとも50年以上は人工が入らず、極めて良く保存された状態を保っている。基岩は花崗岩よりなり、山腹斜面は割合と急峻である。土壤は花崗岩の風化したもので非常に透水性に富み、また地表面も充分な落葉層により保護されている。そのため滲透も非常に良好である。地表流下はむろん、土壤表層における中間流もきわめて少なく、多くの降雨は土壤の水分不足を補充しながら、土壤水帯以下または土壤水帯下部の母岩か、この流域内によくみられる粘土層上にある地下水帯貯留に入ってゆくとみられる。この流域では1929年に流量観測を堰堤法により開始し、これと同時に気象観測もおこない現在にいたっている。

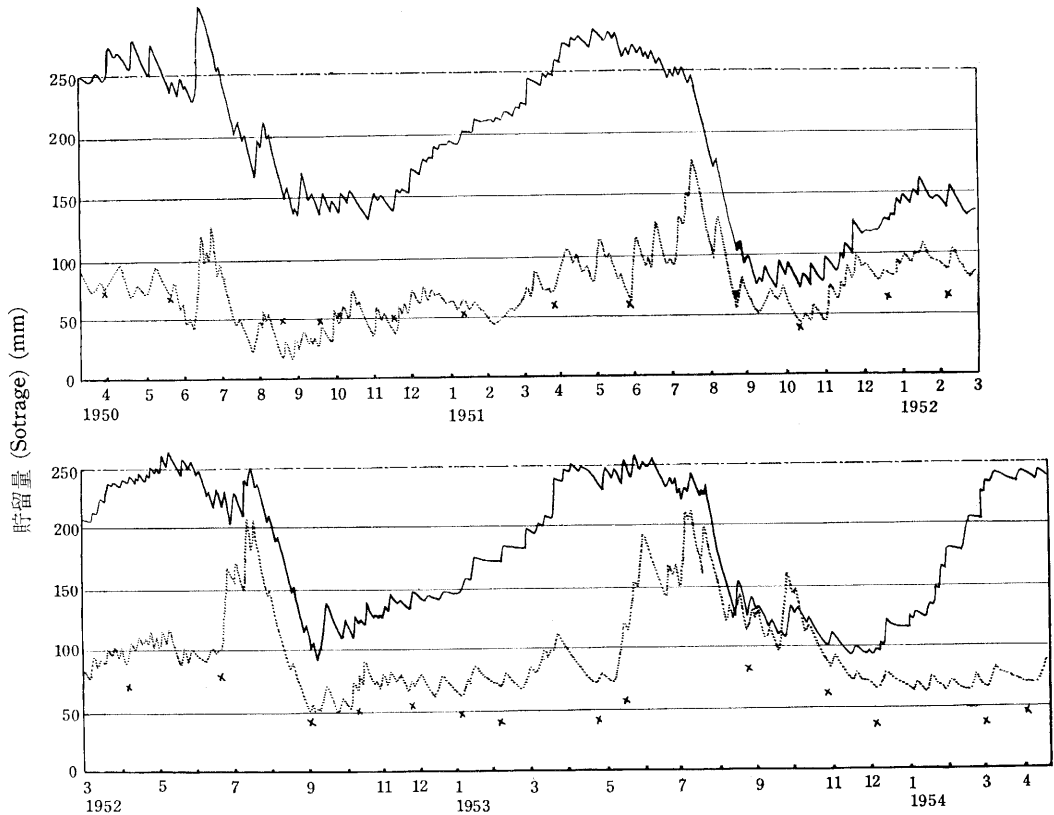
このような水の循環を取扱う場合、その計算の開始時期を何処に置くかは非常に重要な問題である。東山流域では1年のうち土壤水分が一番高くなるのは平均的にみて6月であり、次に4月にピークが現われる。6月の最高は梅雨による多量の雨が原因になっており、4月のそれは蒸発蒸散による水分消失量の小さい冬の降雨の蓄積によって生ずる。それゆえ4月がより定常的ピークであるとされている^{6,7)}。このことを考えて3月と4月の比較的大きい降雨を計算の初めと終りに選んだ。1950年3月7日の降雨により、土壤水帯水分量が圃場容水量にかえるとして計算を進めた。実際には圃場容水量になっているかどうかについては疑問があるが、誤差は4年間に分配されるのでそう大きな問題にならないだろうと考えた。この仮定のもとに降雨量、流出量および地下水帯貯留量からの水分消失量をもとにして、前述の方法にならい誤差を調整した。誤差の大きさや修正値は第3表にしめされている。これより相当の誤差が生ずることがわかる。誤差の中心となるものはあくまでも土壤水帯より蒸発蒸散により消失する水分量の推定方法にあり、THORNTONWAITEの方法もこの東山流域では相当の誤差を生ずることがわかる。これらの数量に対して修正が行なわれると、この全期間については基礎式が満足されるようになるわけである。

次にこれらの修正値を用いて、この期間における基礎式各要素のうち土壤水帯貯留と地下水帯貯留の変化を追跡してみた。前述のごとく土壤水帯貯留は1950年3月7日を基点として、その時が有効水分量250mmで圃場容水点にあり、それより l_s ずつ減少してゆき、降雨があるとき一降雨の $(\int s_s dt + \int l_s dt)$ に相当する量だけ上昇し、また l_s ずつの下降を繰返す。地下水帯貯

第3表 東山流域における計算値と実測値 (1950年3月7日から1954年4月19日の計算期間について)
Table 3. Computed values and measured values of Higashiyama watershed for the period from March 7, 1950, to April 19, 1954.

	計 算 値 Computed value (mm)	測 定 値 Measured value (mm)
土壤水帯より消失する水量の合計 Sum of evapotranspiration from soil water storage $(\int l_s dt)$	2054	2761
1降雨の土壤水帯に貯留される水量の合計 Sum of the storm water retained in the soil water belt $\sum (\int s_s dt + \int l_s dt)$	2353	2761

留量は 1950 年 3 月 7 日の貯留量を，その時の地下水流出量と地下水貯留量曲線（冬期の地下水流出曲線を積分したもの）とより求め，およそ 90 mm と決定した。この 90 mm を基点として毎日 $(ro+l_0)$ ずつ減少し，降雨のあるとき $\left[\int^t p dt - \left(\int^t s_s dt + \int^t l_s dt\right)\right]$ だけ上昇して，また $(ro+l_0)$ の下降を繰り返す。この場合 ro は実測値を用いた。このようにして求めたものが第 9 図である。



第 9 図 東山流域における土壌水帯貯留と地下水帯貯留の日変化

— 土壌水帯貯留 (soil water storage)
 地下水帯貯留 (ground water storage)

Fig. 9. Daily variation of soil water storage and ground water storage in Higashiyama watershed

ここでこの土蒸水帯貯留と地下水帯貯留の変動曲線が一応正しいものとして降雨量，蒸発蒸散量と両曲線の変動との関係を検討してみよう。

土壌水帯貯留の変化は，降雨のうち貯留される部分の量と蒸発蒸散により消失される量との相互関係により決定される。蒸発蒸散により消失する量は，同一の季節においては年ごとに大きく変化しない。しかし降雨量の分布は同一の季節でも年により相当異なるので，土蒸水帯貯留量の変動は主として降雨分布を中心にして年間変化の様式を異にしてくるとみられる。一般的変化の傾向をみるために，降雨量のうち土壌水帯に貯留される量と蒸発蒸散により消失する量との

大小関係を考へて第9図をみると、土壤水帯貯留量の年内平均変化についておよそ次のようなことがわかる。4月、5月は両者がおおよそ等しく、平衡を保っている時期である。6月は梅雨の大小により年ごとに大きく異なるが平均して貯留の傾向が大きいか、または両者が等しい状態にある。7月、8月は消失量が貯留量をはかるに上廻る時期である。9月、10月、11月は両者がおおよそ等しく、12月、1月、2月、3月は貯留量が消失量を上廻る。それゆへ土壤水帯の貯留量曲線は4月、5月は水平で、6月は水平かまた上昇をしめし、7月、8月に急下降する。9月、10月、11月は低い方で水平を保っている。12月末、1月、2月、3月は上昇をしめす。このような貯留量と消失量の相互関係をまとめたものが第4表である。この関係は野口が同じ流域で計算したものと良く一致している⁷⁾。

ここでは降雨の土壤水帯内貯留量は前述した方法により求められている。そしてこの一降雨の土壤水帯貯留量の全期間における合計 $\left[\sum^T \left(\int^t s_s dt + \int^t l_s dt \right) \right]$ と、この期間に土壤水帯より消失した水分量の合計 $\left[\int^T p dt - \left\{ \int^T r_0 dt + \int^T l_0 dt + \int^T s_0 dt \right\} \right]$ との誤差 (第3表) がそれほど大きくないことより考へて、この方法により求めた一降雨の土壤水帯貯留量はそれほど大きな誤差をふくむとは考へられない。すると第9図からもわかるように土壤水帯の水分不足量より大きい降雨があつても、土壤水帯が圃場容水量まで降雨を貯留し、残りが地下水帯貯留に入るという考へ方には疑問が生じてくる。従来の水収支計算⁸⁻¹²⁾ では土壤の水分不足量よりも大きい降雨のときは、土壤水帯は圃場容水量にかへり、残りが地下水帯貯留になるとされ、水分不足よりも小さい降雨では完全に土壤水帯に貯留されて地下水帯には入ってこないと考へて計算した。上述の一降雨の土壤水帯貯留の求め方自身にも、地下水流出曲線というきわめて標準化されたものを使つているので、いくらか疑問があり、確言できないが、従来のような水収支計算法では、特にそれを一つの流域に適用する場合には疑問な点がふくまれているということは充分言えると思へられる。

次に地下水帯貯留量の変化について考へてみよう。地下水帯貯留量変化は降雨と土壤水帯の水分消失がもとでできる貯留量の大きさが第一に規定し、第二には地下水帯貯留から流出する流出量と地下水帯から直接蒸発蒸散する消失量が規定する。そのために変化は非常に複雑である。

第4表 土壤水帯における蒸発蒸散による消失と降雨による補充との関係 (月単位)
Table 4. Comparison between the loss by evapotranspiration and the replenishment by rainfall in the soil water belt by month.

月 (Month)	降雨のうち土壤水帯に貯留された量 (Sum of the storm water retained in the soil water belt)	土壤水帯より蒸発蒸散による消失量 (Sum of the loss by evaporation and transpiration from the soil water belt)
4, 5		=
6		≥
7, 8		<
9, 10, 11		=
12, 1, 2, 3		>

第9図の地下水帯貯留曲線は相当の誤差がふくまれていることが予想されるが、一応この図よりわかることは、土壤水帯貯留の変化のごとくはっきりした季節的変化様式が地下水帯貯留の場合には認めにくいということである。しかし一般的には降雨量の多い梅雨期に最も貯留量が多くなり、降雨量が少なく、地下水帯貯留より水分消失の多い8月終りが最低をしめす。他の季節は降雨分布のちがいにいろいろと変化している。

考 察

この水収支計算法と、それを東山流域に適用した結果について検討してみる。

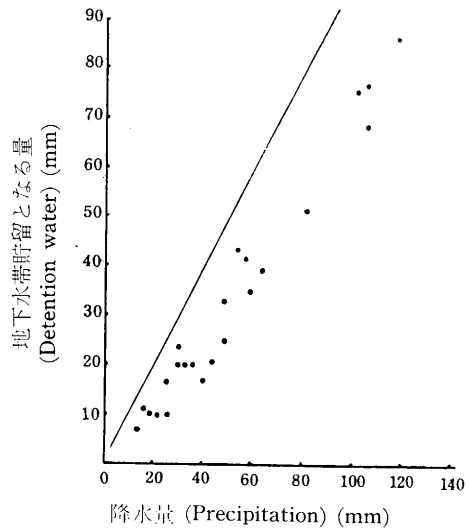
まず東山流域への適用結果について調べてみよう。降雨量、流出量および気象資料の観測結果は一応正しいものとして考える。土壤水帯貯留の年間変動の精度を直接実測により検討することは不可能にちかい。それは土壤水分測定器により、土壤断面の水分変化を直接測定してえられる結果は、気象資料より蒸発蒸散による水分消失量を計算して求めた土壤水分変化の精度よりすぐれているとは考えられないからである¹³⁾。また流域全体の土壤水分の平均値変化を直接測定することはほとんど不可能であるためである。

地下水流出曲線が正常減水状態にあるときは、地下水帯貯留量変化は実測流出量と地下水帯貯留量曲線（第5図）を利用して、比較的正確に推定できることが予想される。それゆえこの方法により求められる地下水帯貯留量をいろいろのときにおいて求め、降雨と気象資料を主に使って計算した地下水帯貯留量曲線とより求めた地下水帯貯留量をしめす。これら二つの地下水帯貯留量の間にはかなりの相異がある。初期（1950, 1951）には割合と接近した値をしめし、かなりよく適合しているが、後期（1952, 1953）にはかなりの誤差が入ってくる。この原因としては種々のものが考えられる。しかしこの地下水帯貯留量変化を計算するための要素は、1950年3月7日と1954年4月19日の間で基礎式を満足するように修正してあるから、土壤水帯貯留量よりの水分消失量 $\left(\int l_s dt\right)$ および一降雨の土壤水帯への貯留量 $\left(\int s_s dt + \int l_s dt\right)$ からは誤差はあまり入ってこないものと考えられる。するとこの基礎的仮定である1950年3月7日と1954年4月19日の降雨で、この流域の土壤水帯への貯留量が圃場容水量になるということにかなり誤差がふくまれていたのではないかと考えられる。この仮定に誤差があっても、土壤水帯貯留は誤差修正をしたものを使って計算したので、1954年4月19日に圃場容水量に還ってゆくように作られた。もしこれが実際は圃場容水量以下にあったとしたらどうということになるであろうか。土壤水帯貯留は圃場容水量に始まり圃場容水量に終るとする仮定のもとに誤差を配分したので、一見誤差はないようにみえるが、この誤差をふくむ土壤水帯貯留を使って描かれる地下水帯貯留曲線に誤差が現われるであろう。1954年4月9日に圃場容水量以下であれば、正しい土壤水帯貯留量変化曲線は、この日以前においてもこの貯留量変化曲線よりも小さい値をしめしているわけである。このことは地下水帯貯留が、降雨のうち土壤水帯に貯留された残りであるという基本的考え方に従え

ば、逆に計算された地下水帯貯留量変化曲線が実際より大きい値をしめすことが考えられる。この曲線を計算する場合、日々、地下水帯貯留量が減少する量の $(\int^a rod t + \int^a l_p dt)$ のうちの ro が実測値を用いたので誤差を大きくした。この地下水帯貯留量変化曲線の開始の値として実測値を使ったために、初期においては割合と良く地下水帯貯留の計算値と実測値が適合するが、期間の後半に適合度が悪くなるということが説明される。すなわち仮定に誤差が含まれていたために、その誤差が地下水帯貯留量変化曲線に集積されて比較的大きい誤差となった。

次に上の仮定をもう一度検討するために次のようなことを行なってみた。もし土壤水帯が圃場容水点にあるとすれば、降雨のうちの大部分は地下水帯貯留になるだろうと考えられる。このために4月の一降雨のうち地下水帯貯留になる量を前述の地下水帯貯留の変化を求める方法と同様にして計算してみた。東山流量観測資料のおおよそ30年間より4月(3月の終りを一部にふくむ)の降雨のうち、前後において流出量が正常地下水減水状態に入っているものを使って求めた。この図よりわかることは4月においても平均して土壤水帯が圃場容水点にあるとは考えられない。この圃場容水点にないというのは降雨の前についてであるから、これらの降雨により圃場容水量近くになるのではないとも考えられるが、図の資料全体につき降雨が100%地下水帯貯留になっている例がないことよりみて、4月において土壤水帯が圃場容水点に常にあるという仮定には少し無理が感じられた。この面よりすると、計算の開始時期として長期間続いた梅雨の終期を始点および終点にする方がより合理的とも考えられる。

この方法により流域における水のバランスを正確につかむことはまだできないが、理論的には「基礎的考え方」のところで述べた方法で充分と考えられる。問題は各要素の変化を計算する方法にあると考えられる。そして各要素の計算方法の中でも、土壤水帯よりの蒸発蒸散による水分消失量の推定方法が過去においてもそうであったように、これからも中心の問題であろう。それはこの水収支という考え方が土壤よりの水の蒸発蒸散、それにより生ずる降雨貯留能というものを基礎として成立しているからである。



第10例 4月の降雨で地下水帯貯留に入る部分
Fig. 10. Detention water of storms in April
 $(\int^t p dt - \int^t s_s dt - \int^t l_s dt)$

参 考 文 献

- 1) 塚本良則： 林地における蒸発蒸散について，第 70 回日本林学会大会講演集，昭和 35 年 4 月
- 2) C. A. CARISON, R. G. REINHART and J. S. HORTON: Predicting Moisture in the Surface foot of soil, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1956.
- 3) C. W. THORNTHWAITTE and J. R. MATHER: Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance, Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, Vol. 10, No. 3, 1957.
- 4) 塚本良則，林和夫： 流出量の日中変化について，日本林学会誌，第 42 卷，2 号，1960.
- 5) H. C. TROXELL: The diurnal fluctuations in the ground water and flow of the Santa Ana river and its meaning, Trans. Amer. Geophy. Union Vol. 17, 1936.
- 6) 野口陽一： 愛知における Hydrologic year について，東大演習林報告，第 53 号，1957.
- 7) 野口陽一： 日本中部地方の Hydrologic Season について，東大演習林，第 12 号，1957.
- 8) H. L. PENMAN: Components in the water balance of a catchment area, Q. J. Met. Soc., Vol. 81, No. 348, 1955.
- 9) H. L. PENMAN: The water balance of catchment areas, Proc. Brussels. Assembly, Ass. Int. d'Hydrologie Sci., 3, p. 434, 1951.
- 10) J. R. MATHER: Mannual of evaporation—Supplement to interim report No. 10, The Johns Hopkins Univ., Laboratory of climatology, 1950.
- 11) C. W. THORUTHWAITE and J. R. MATHER: The water balance, Drexel Institute of Technology, Laboratory of climatology, Vol. 8, No. 1, 1955.
- 12) 日本部正雄： 福岡における水の収支，気象庁，研究時報，9 卷 7 号，1957.
- 13) H. L. PENMAN: An introductory survey, Netherlands Journal of Agricultural Science, Vol. 4, No. 1, 1956.
- 14) 塚本良則： 一つの水収支計算法とその山地流域への適用について，日本林学会誌，第 41 卷 8 号，1959.
- 15) 塚本良則： 小流域内地下水帯からの蒸発蒸散，日本林学会誌，第 42 卷 1 号，1960.

Summary

This paper is written as a preliminary study of water balance of a small watershed. A watershed is divided into several areas from the viewpoint of hydrology. Next, the relationship among loss by evaporation and transpiration, storage of storm water and runoff is investigated in connection with these classified areas. Then, a basic equations is presented to express the above relationship.

$$\int p dt = \int r_o dt + \int l_g dt + \int l_s dt + \int s_g dt + \int s_s dt$$

p : rainfall, r_o : runoff, l_g & l_s : loss by evaporation and transpiration from ground water storage and soil water storage, s_g & s_s : variation of ground water storage and soil water storage.

To solve the above equation means to give solution to the water balance of the watershed. A method to estimate each element of the equation is explained in this paper. This method is applied to Highshiyama watershed of Tokyo University Forest in Aichi. Finally is showed and discussed the yearly variation of each element of the equation in this watershed.