

受入ID- 1520020117B00042

27.1.5



地表流下量の計算に関する滲透法

Howard L. Cook: The infiltration approach
to the calculation of surface run-off.

平 田 德 太 郎 譯

昭和 26 年 10 月

林 業 試 驗 場 防 災 部

東 京 • 目 黒



02000-00131072-9

滲透法は降雨とこれに伴う流出量との関係について新しい
かつ物理的根拠に基いた一方法である。これが展開と適用
についてはなお考究すべき多くの点を残しているが、森林
の理木機能についての研究方法としては、具体的に土地及
び地被植生またはその取扱による滲透特性を明らかにし、
その降雨量と地表流下量との間に於ける作用を數量的に表
わし得る点に於いて、從來要求されても容易に達成し得る
かつた点の研究に対し、甚だ有望ある研究法といつてよく、
しかもこの研究を重ね多數の資料を得るに至らば林相その
他の地被植生の流出量に及ぼす影響を數量的に判定し得、
治山技術上甚だ有益ある一方法となるべきことを期待する
ことも敢て不當にあらざるものと云つてよいと思われる。
Cook 氏の論文は滲透法の最近の段階を知るに便利である
ので、平田博士がこれを訳されたから取り敢えず謄写し
て関係各位の参考に供せんとするものである。

林業試験場 防災部長

王 手 三 素 寿

訳者のことば

一流域に於ける個々の降雨の量とそれに伴つて流れ出る河の一断面を通る流量との関係については、從來最も広く行われるものは所謂流出率で、該降雨の総量に対する全増水量の比である。しかしこの両者の関係は降雨前の流域の乾燥や降雨の型式（強度および其時間的分布）や流域の面積分布等の諸因子によつて變るので、或場合の比によつて他の場合の雨量からの流量を推算することは出来ない。そこで出水予報、洪水防禦、灌漑等の重要な目的のためにこの両者の関係について研究し、降水量の観測から信頼すべき増水量を推算せんとする種々の試みがなされている。例えば Unit hydrograph 法や更にこれを拡張した Synthetic unit graph 法なども実用的方法の一つである。しかしこれら今まで提出された方法は何れも経験的のもので或程度の誤差で実用に供し得るといふに過ぎない。然るに 1933 年始めて Robert E. Horton に依つて提唱され、その後國民自身並にその共鳴者達によつて展開された滲透法は、雨水が河水と互る経過途上に起る諸事象を捕捉し、これに根拠を置いたもので、その基本上ある考え方は物理的合理的なものである。しかしこの方法の実際の適用に当つては、水の流域上の経過に於いて未だ具体的に明らかにされていない点があり、且つお多くは推定と判断に頼らなければならぬ点もあり、現在では未だ一般に採用される方法とはなつてないといえる。この方法が提唱されて以來実際の河川にこれを適用した例も少くないが、往々これを誤用したものもあり、またその用語も区々になつてゐるので、こゝに紹介する Cook の論文はこれらを一応整理し、今後研究を要する諸点を明らかにし、かつこの方法の展開に依つて今後に期待される適用価値について述べ、滲透法の現段階を明らかにした点に就いて甚だ有益なものと信ずる。

降雨が河水と互る経過は、まず地上に到達した雨水（植生のある場合は降雨の一部はその枝葉に遮断される）は地表面に於いて一部

分は吸收され、吸收し切れない部分は地上に溜積り、それが或程度になると傾斜に従つて流動り始める。地表斜面上を流れるものを地上流 (Overland flow) といふか、地面の通り易いところを流れ、所謂雨裂を作り、これが集まつて小水流となり、更に雨谷に入り谷に集まつて次第に恒久的水路に入るのである。かくして地表面を流れて河に入るものを地表流下量 (Surface runoff) と称し、これが降雨によつて河水の增高を來すものである (この外に河道の水面上に直接降る雨もある)。従つて増水を來す地表流下を起すには雨の強度が地面で雨水が吸收されるレート (単位時間の量) を越すようにならなければ起らない。地面の水を吸收することを滲透 (Infiltration) といふ。滲透レートを i とし、降雨強度を i とすれば $i - f$ は地表流下となるべき雨の部分で、これを降雨餘剰 (Rainfall excess) といふ。たゞしこゝに注意すべきは降雨強度が滲透レートを越せば直ちに地表流下が起るのではなく、地表に水の流れが起るには或程度の厚さの水層が出來なければならぬ。普通山腹は平坦ではなく大小の凹凸があるから、まずその窪みの部分がすべて水に充たされ、更に水がこれを越すようにならなければ斜面一体の流下は起らない。かく地表流下の実際に起るようになつたときに地表面に残つている水量を地表残存量 (Surface detention) または地表貯留量 (Surface storage) といふ。地上に植生のある場合にはその遮断量も地表貯留量中に含まれるのが普通である。

一方地中に滲透した水の方は最初に地表附近の土層の土湿不足 (Moisture deficiency) (土の保湿容量と現在の土湿との差) を補うのに費やされ、なお滲透する水があれば次第に下方に移動して地下水面に達してこれを高める。河水は降雨 (または融雪) があれば主として地表流下によつて増水するが、その影響が無くなつてからは地下水によつて養われる。地下水からの供給は地下水の高さによつて決まり、新たに地下水との供給が無い場合は日を経るに従つて減水する。この減水の状況は地下水減水曲線 (Depletion curve)

によつて表わされる。降雨 (または融雪) によつて地下水の増高があれば、それに応じて地下水供給も増す。そこで或降雨に伴う流量の実測値から地下水供給を差引いたものが地表流下量であるといふことになる。

然るにこゝにもう一つ別の経路を探つて河水となるものがある。それは一旦地中に滲透するが、土壌の層位によつて水を透過する能力が異なり、上層はよく水を透すが下層は透しにくい場合、または岩上の土層が浅くかつ透水性の良い場合などには、眞の地下水ならずして途中の透水性の悪い層の上に溜積して所謂宿水となり、これが側方の速度を得て河道に入るものがある。これを地下流出 (Subsurface flow) または中間流出 (Inter flow) といふ。普通流域では以上の三つの経路を経て河水となるのであるが、中間流出があるかないか、またそれが比較的多いか少いかは土層構成によるがまた降雨の量や時間にもよるので一々の流域によつて異なるのである。

滲透法による流出量の推算は一方に土地の各状態毎にその滲透レートを測り、他方降水量の自記り録から降雨強度を知り、この両者から該地区に於ける降雨餘剰を算出して、これによつて該降雨による地表流量を計算するので、厳格にいえば全増水量中地表流下による部分のみを知ることが出来るのである。全増水量中地下水供給による部分を分離することは実用的にはこれを用いたり得る方法が提出されてゐるが、中間流出については、これが地表流下量に比較して甚だ少い場合はこれを無視しても大した誤りはない。それが増水の大きさ割合を占める場合はこの部分は別の方法で分離しなければならない。地表流下は直接に降雨強度の変化を反映しかつ降雨強度が滲透レート以下になつた後短時間で止むが、中間流出の方はこれと流出状況が異なる点から、これらを分離することについて試みられている。

さてこの方法の基本となる滲透を測定する方法は次の各種ある。

1. 人工降雨による実験室内的測定

- 2 人工降雨による野外測定
- 3 実験区に於ける自然降雨による野外測定
- 4 土層状態の整一なる小流域に於ける降雨と流量の記録によるもの

こゝには測定法について述べることは省くが、これらの方により滲透レートを測定したところによると、滲透レートを f とするとき次の関係があることが知られている。

$$f = f_c + (f_0 - f_c)^{-kt}$$

こゝに f_0 は初め土地の乾燥しているときの滲透レートで、 f_c は長時間の降雨または給水により土地が充分湿めつたときによる最終レート、 t は降雨または給水の時間、 k は一定の常数である。要するに滲透レートは土地の湿りの程度によつて変化し、乾燥している時に大で湿るに従つて減少し、土壤によつて決まつた一定値にあることを示すのである。この式の表わす曲線形を滲透特性といふ(式の f_0 、 f_c 、 k の値によつて定まる)。滲透特性は土壤の種類、構造、層位等による外地表植生、地貌等の諸因子によつて相違するので、滲透法による流出量の推算に最も肝要なことは滲透特性の同一と見做される一区域を一複合区(Complex)とするのである。即ち土地、地被物、その取扱その他の條件の整一なる地区を一複合区とするので、普通流域は單複合区(Single complex)と見做される場合は多く多複合区(Multiple-complex)であるから、かゝる場合は各複合区毎に流出量を算出し、これを合計したもののが全流域からの流出量となるのである。

さて森林の河水調節作用は一般に広く信ぜられており、また從來の実験は大体に於いてこれを裏書きするものではあるが、これまで行われた研究方法、すなわち一方で流域の降水量を細かく測定し、他方流量を実測してこの両因子間の関係を統計的に分析するという方法は、両者の中間に当る山(流域の土地)の状態による因子を具体的に掴まることが出来ないから、單に総括的に流域の森林の有

無またはその良否と対照して、これと河水変化の状況の傾向とを関係づけるのみである。従つてこの方法を幾年間継続しても山と河水の変化とを直接に結びつけることは不可能である。蓋しこれまでの研究方法の基礎となる考は欧洲の諸学者の採つた流域水收支の計算法で、この水收支に対して森林がどう影響するかとの考の方に基くものである。これを究明することは学問上の興味はあり有益なことはあるが、治山技術上の問題についての資料はこれによつて得られないことは從來刊行された報告によつて明らかだといえる。Hortonが新たに降雨餘剰と滲透との二因子を取り入れ、更に滲透曲線の研究から複合区の考を取り入れたことによつて、山の一定の土壤状態に対し地上植生またはその取扱方によつて各複合区からの流出が、いかに及ぶかを数量的に推算し得る方法を打ち立てたことは一大進歩であり、これを森林の河水調節機構の研究に取り上げることによつて、從來要求されており、しかも達成し得なかつた欠陥を補うことになる。しかも Cook もいつてゐる如くこの方法に必要なデータが各地に於いて多數得られるに至れば、單に降雨の記録のみから物理的性質の知られた流域からの流出量の推算も可能となるであろう。この方法に日本を含む幾多の未完成の部分があるが、林学関係者もこれが完成に協力し、この方法を信頼し得べき実用手段とし、使用に便利な形のデータを與えるようになれば、治山上治水計画とが始めて具体的な結合をなし得るに至るものと私は期待している。

(昭和26年8月 平田)

地表流下量の計算に関する滲透法

Howard L. Cook,⁽¹⁾ The infiltration approach to the calculation of surface runoff.
(Trans. Amer. Geophys. Union, 1946:726-743)

緒 云

水文学の発達に因る将来の歴史家は現代を“滲透時代”と呼ぶこととするかも知れない。ともかく現代水文学者の流出量に関する滲透説に対する熱意と、彼等がこの考え方を実用に供する為に至る莫大の努力とは、現代に於ける頭著なる事実として認めざるを得ない。勿論それにはこの問題に対して多くの興味を惹くに甘く論理的理由もある。すべての科学上同様、この問題の新しさに惹きつけられたものも少くない。他の人々……そして最も熱心に協力した人々……は多額の費用を要する洪水制禦や、給水その他の仕事の成否に関する地表流下量の推算を必要とする、勇敢な実際技術者達から成つている。また他のグループは純粹の科学的興味によるもので、流出量の計算は水文学上の中心問題であり、水文学的循環のすべての段階を含むものである事実に刺戟されたものである。

これらの人々の内には土壤、植物及び気象の分野に於ける科学者がある。これら種々の動機の結果として自然守旧派の人々から起る非難に对抗するために多大の労力を費やされ、かつまた多くの過大な要求がなされたし、又他の重要な研究方面を一時闲却された。しかし眞の進歩がなされ、流出量の一層正しい推算が可能となつた。以前の方法では殆ど解決し得なかつた問題が今は解くれるようになつた。たゞし解決は時として概略な近似的のこともある。当然の結論として今や水文学者の装備の中に大に実際的価値のある道具が加えられたといえる。

(1) U. S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

明らかに進歩はなされたとはいえる、滲透法は亘る幼児であることは疑いない。充分に発達した技術的方法として正規に適用されるまではなつてない。どの方面での適用にも基礎的データの煩わしい分析を要するし、かつ多くの場合科学的知識の代りに判断を用いなければならない。これに加えて今後の進歩は定義の混雑、基礎的考え方の不徹底及び刊行されたデータの甚だ乏しいことなどで妨げられている。

今や從來行われた事を顧み、進歩を妨げている問題を整理すべき時が來た。この論文の主なる目的はこれまでなされたものを批評的に吟味し、将来の進歩の基となるべき考え方の原理を明らかにし、かつ解決されなければならない主なる諸問題を一瞥するにある。

標題が示すように地表流下量の計算に限つてある……滲透によつて調制される全流量の一部である……、そして降雨によつて土地に供給されれた水にのみ止めた。物理的作用としての滲透の論議はこの論文から省いた。この論文に用いた主なる用語と記号は次のように定義する。

滲透 地表面を通して地中に水の通過

ϕ 滲透率 (普通 in/hr で表わされる)

ϕ_p 滲透能或は潜在的滲透率、即ち或時刻に水の供給が滲透容量に等しいか又はこれを越すとき起る滲透率

f_{av} 平均滲透率、即ち水 (雨) が ϕ_p に等しいか、またはこれを超過する強度で供給される期間の滲透の平均率

ϕ_{index} 降雨量が流出量を越す降雨強度

W_{index} 複合区に対し f_{av} を決定すると同じ方法で複合区に対する index

$W_{min-index}$ 流域が全部湿めり滲透能が最小値になつた後に起る降雨に対する W の値

Se 有効地表貯留即ち地表貯留とならなかつたら流出すべき水の深さ、これは窪みに溜る水上通過中の水の滲透したものとの和

q_s 地表流下のレート 即ち或時刻に与えられた区域から通過する地表流下のレート

i 降雨強度、地上降雨の強度で換算すれば或時刻に地上に到達する水のレート

P_s 超過雨量 (Supra-rain)、或る定めた強度以上の強度…時間クラフの面積で表わされる降雨の深さ。これは以前降雨余剰 (excess rainfall) と呼ばれたのは適當な名称であるが、全く異なる量である降雨強度と滲透レートとの差に適用したのでその価値が減せられた。人によつてはこの異なる二つの量を混同している。このための混雑は進歩を妨げた。

荒天期間 (Storm period) 草一荒天に歸すべき降水量の起つた期間。荒天期間は普通数個の降雨期間から成る

降雨期間 (Rain period) 一時間以上降雨の止むことなくつづいた期間、故に一連続降雨の期間

複合区 (Complex) 土地、地被物及び滲透曲線が作られる條件の複合

地表及び地下流出

或区域からの流出量 (runoff) はそれから地表面を水流としてまたは地上流 (Over land flow) として流れる水である。この水の部分は地表下になることはない。これを地表流下量と呼ぶ。他の一部は以前に地中に入り後に地表に戻る。これを地下流出 (Subsurface runoff) と呼ぶ。正常の河日地表流下と地下流出の双方から成り両者の割合は時によつて変る。洪水の時に土層の厚い流域から放出される大部分の水は通常地表流下による。しかし貯留能の小さい (土層の浅い) 土地では増水の大部分が地下流出から成ることもある。また長い乾燥期中の河水の大部分は地下水源から供給される。

まず初めに地下流出を扱まざるこよが望ましい。滲透を正しく論ずるには三つの重要な点が理解されなければならぬ。即ち (1) 地

表流下量のみが滲透データから直接決定される。 (2) 流出量に地下流出を含むときは、地表流下量を全流出量から分離しなければ、この地域の滲透データを誘導することが出来ない。 (3) 一般には流量レートの記録のみが得られる時に地表流下と地下流出とを分離する方法がない。

第一の制限の理由は明瞭である。少くとも地表流下の機構について後に論するところで明らかにされる。

第二点も可なり明瞭である。増水記録が地下流出を含むときはそれから誘導した滲透レートも index も過小であろう。これらは地表面の水を滲透する能力を示すのではなく、流域の現在の状態の下で水を保留する能力を示すのである。このことの認識を誤つたために不合理な結論に到達したものが少くない。例えば Arkansas に於ける土層の浅い流域で、流量記録から導いた滲透 index は大荒天中この地域からの滲透能は 0.02 in/hr を出でないことに至つた。この流域は森林地帯で人工降雨法による研究では地表の大部分の最小滲透能は 1 in/hr を越した。故にこの増水中地表流下が起つたとしてもそれは少量であつたのである。この種の記録の分析で流域が良好な地被物を持つ場合でも長く続いた雨の下では流域の滲透能は 0 に近づくとの説を広めるに至つた。実際には滲透能は大であることに変りはないが、土壤の貯留能が制限因子となつたのである。

第三の点即ち地表流下量と地下流出とは一般に分離するのが不可能であるということは、或種の所謂滲透データの誤つた解釈に対し、また普通の河川記録から確められる結果について、過分の樂観的見解に対する警告として提出された。地下流出が恒久地下水位下の帯から全部出し地下水増加が起らぬ特殊の場合に対しては、地下流出の推定は簡単に地下水減水曲線を延長することで成される。なおもう一つの特殊な場合は全地下流出が全地表流下量に較べて甚だ少量である場合で、かゝる場合には地下流出の推算に誤差を有しても、誘導した滲透データの上には大した影響

がない。けれども地下流出が全増水の比較的大部分を占す場合、そして地下水増加の起つた場合、かつ特に飽水帯が一時的に出来た場合（浅い土層の流域の場合の如き）には單なる流量の記録から水の給源をつきとめる方法はない。かゝる條件の下に地表流下と地下流出とを分離するには、地表流下と地下流出とを支配する変数を独立に測定することが必要である。かゝる測定は特殊な研究計画に対しての外は行うことが出来ないし、又実験流域でもデータが完全であることは稀である。

地表流下の機構

雨が滲透するレートを越す強度で降るようになると次の事が順次起る。（1）水の薄い膜が地表に出来下方への流れが始まる。（2）流れる水は地面の窪みに溜る。（3）窪みに水が充たされると水が流れ始める。（4）地上の流れは微細な水路に入り雨裂を作り、雨裂が合して小水流を作り、更に小雨谷に集まり次第に主排水路なる河川に入る。（5）各集水路に沿って日地表面を流れる水の流れが起る。

地表流下が起る前に上記の全行程に於いて土中の滲透がある。滲透の演ずる役割は土の滲透能を越す整一強度の連続的降雨に対してFig. 1に図示している。簡単にするために図示の例は区域を数 feet 平方で土、地被その他の條件は整一であると假定した。

Fig. 1 の A は滲透レート q_s は大きめで始まり、降雨期間の初期中に急に減少し、その後雨

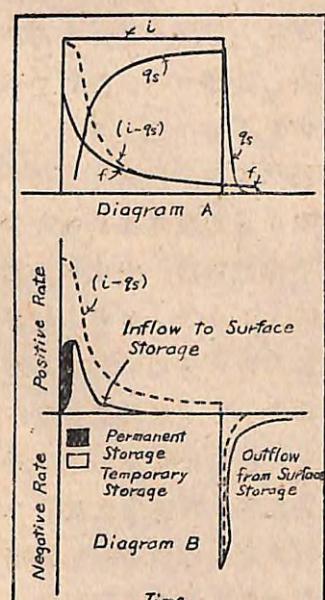


Fig. 1 Characteristic variations of infiltration and storage rates during rainfall of constant intensity

がつやくに従つて平になり一定値に近づくようになる。同じ図に $(i-q_s)$ と記した曲線を示す。降雨が流出レートが一定に近づくまでつゞくならば、保留レート (Retention rate) 曲線と滲透レート曲線とは一致する。この二曲線の間の面積は或る与えられた時刻に地表面に保留された水量を表わす。Fig. 1 の B はこの地表貯留が降雨の初に貯えられることと、雨が降り止んだ後には地表流下と滲透とになることを示す。 $(i-q_s)$ 曲線は A のそれを B に再出したのである。

Fig. 1 は滲透が地表流下レートを支配する因子の唯一のものであることを示す。しかし流出しない地表上の水のすべて（地表貯留から蒸発するものを除く）は最後には滲透によつて処理されるこことを認めなければならぬ。故に滲透は地表流下作用の支配的因子である。しかし上記の論考から明らかに滲透が全流出量を支配するのでは無い。それは全流出量には常に地下流出が含まれているからである。

地表流下量計算の問題

滲透曲線法

与えられた複合区の地表流下レートの精密な計算を行つには、厳格にいえば Fig. 1 に説明した方法の逆である。即ち与えられた降雨中に成立する滲透曲線を作り、降雨中及びその後に地表貯留及びこれの流出と流入のレートを計算することである。一般にはこれらの要素を精密に計算することは不可能である。降雨中に起る全地表流下量を推算することの方は一層容易である。實際には流出が流域のある部分から出るレートを正しく知ることは実用上の興味は少い。何故ならば小面積からの流出の量は曲線は直きに変化する。それは河道系を通るとき河道の貯留のためと、流域内の他の部分からの洪水波と結合して変化し平滑されるからである。

Fig. 1 が完全に理解されるならば地表流下量は次に挙げる諸因

子が不变である区域に対してのみ精密に計算することが出来る。
(a) 雨の量と強度、(b) 渗透特性、(c) 地表貯留の特性。この内
第二の要求は渗透を支配する因子である土壤、植物被及び地表状
態又はその取扱に因し該区域は整一でなければならないことを意味する。かゝる整一なる結合を二)では土壤—地被—状態の
複合区または簡単に複合区と呼ぶことにする。すべての実際的の
目的に対して、このことは流域内の比較的小区域に渗透曲線の適用性を制限する。蓋し相当大きな面積では土壤、地被及び状態が
大いに変化することがよく知られているからである。

地表貯留特性は渗透を支配するものと同一因子……土壤、地被
状態……に傾斜の因子を加えたものに支配される。

以上述べたところから渗透データは比較的小さい物理的に整一
な区域からの地表流下量の計算にのみ合理的に使用することが出来
る。このことは大きな複雑な流域からの地表流下は、流域を組成する種々の複合区からの流出量を夫々に計算し、これを結び合
せて与えられた降雨に伴う全地表流下量を得ることで合理的に推
算される。総括すればこの方法は(1)流域の必要な複合区の面積
と場所を決定する。(2)かゝる各複合区に対する渗透データを得
る。(3)与えられた降雨による各複合区に起る流下量を推算する。
(4)すべての複合区からの地表流下量を結び合せて全地域からの
全量を得る。

流域からの流出は流域を組成する各複合区からの流出量の合計
として常に考へなければならぬ。技術者の心中にこの合計の考
え持つことは基本的で、しかも広く信ぜられる考え方の誤に対する
保護することになる。又あこれが或種の複合区の index または
は係数を用いて得られる結果の制限についても明瞭にする。

Index 法

流出量に対する渗透説は渗透曲線によつて地表流下量を計算す
る真の合理的方法を水文学者に提供する外に、流出作用の正しい
物理的考え方を提供して、流出係数について以前よりも優れた発

展を來たすことになつた。これらのものを時として渗透示標 (index) と呼びかつ眞の渗透レートとして表わすことさえある。しか
しこれらは以前の原始的な流出量—降雨比よりも幾分多くの因子を
考へに入れてはあるが、かゝる係数によつて得られた結果は根本的
には経験的のものである。特にこれらの index は土壤—地被—状
態複合区の広い範囲から成る流域に対して誘導されたときに実験的
の性質を持つ。そしてこれらの index の用いられるのはかゝる複
合区の取扱についてである。

この型の index は嚴格に云々ば單に流出係数であるが、これら
に対して区別した名称をつけることが便利である。

これらは單に流出量に関する渗透の考え方によつて出来たものである
から、かつこれらの名称は已に広く用いられているから、こゝでは
渗透示標 index と呼ぶことにする。しかし渗透はかゝる index
の内に入つて来る因子の一つであることは明瞭に理解されなければ
ならぬ。

渗透 index の特殊の種類はそれを表わすのに記号が用いられる。
Sindex, Windex その他の如きである。

渗透曲線

渗透曲線は一つの複合区を表わすことが出来るのみであること
はすでに示した如くである。そこでこの節の残りの部分は單一複合
区について取扱うのであることを了解されたい。

基礎データを集めること

渗透法の発展の現状に於いてはまず粗資料から始めることが常に
必要である。これらのデータを集めるには(a) 実験区または小流域
或はこれら相の降雨量及び流出量記録分析；(b)これらの記録が
すでに得られていまい時は実験区又は小流域を選定する；(c) 渗透
曲線を必要とする種々の複合区の代表的な小実験区に人工雨を降ら
す。時にはこれらの方法の組み合せが必要である。

必要な基礎データを得るのに出合う多くの困難な問題はこの論文

では取扱わぬ。

滲透レートの誘導

滲透曲線を作るのにオーラに起る問題は滲透レートの誘導である。滲透は降雨量及び流出量の測定で直接に測らなければならぬので、このことは困難な仕事である。これら後者の変数の精密な記録がある場合でも、これから誘導した滲透レートは必然的に近似値である。それは流出レートが一定でありかつ地表に貯留される水量が一定割合で変ることが無いとしあればならないからである。故に非常に小さい区域に対してでも或時刻に及ける降雨強度と流出レートとの差は地表貯留の変化のレートに対して補正したときにのみ滲透レートを表わすことになる。地表貯留の補正が近似的にのみ及ぶされるものであるから、誘導された滲透レートはそれ自身近似的のものである。

滲透曲線の為のデータを誘導する二つの方法は次の如くである。

(1) 通過時間を無視し得る場合 甚だ小さい区域(実験区)で滲透レートを越す強度の整一降雨の場合は降雨強度と地表流下レートとの差は或時刻に及ける滲透レートのオーラ近似値である。流出レートが一定に止まるようになれば正確に滲透レートに等しくなる(Fig 1を見よ)。流出レートが変化する間でも地表貯留の影響に対して補正を行なうことが出来(引用文献 Horton, 1939)。そして眞の滲透レートに甚だ近い値が得られる。現在ではこの方法は人工降雨法で得られる結果の分析に限られる。それは自然降雨は現在の方法で分析し得るほど充分に整一で起ることが稀であるからである。

(2) 通過時間を無視し得ない場合 大きな区域(小流域)では雨水が降下した点から出口まで通るに要する時間は相当大きいので、降雨強度と流出レートの差は滲透レートのオーラ近似値としても取ることが出来ない。且あ地表貯留を独立に連続的に測らなければ……特別な研究目的の外にはかかる測定を近似的に行なうことさえもつかしい……貯留の変化のレートに対する補正の途はない。

故に小流域の記録から滲透曲線を導く普通の方法は種々の降雨期間から成る降雨を選び各期間の平均滲透レートを推算するのである。即ち各降雨期に対する後に論する f_{av} を導くことである。これらの値を後に論する方法で標準曲線を作るのに使用するのである。

オーラの方法による滲透レートの誘導については別にいう必要はないが、 f_{av} の計算については説明を要する。

f_{av} の値は Fig 2 に図解してあり次の方法で誘導される。

(1) 降雨強度が滲透能を超過する期間に起つた全滲透量 F_c は次の式で決定される。

$$F_c = P - (Y_s + S_e + F_i) \quad (1)$$

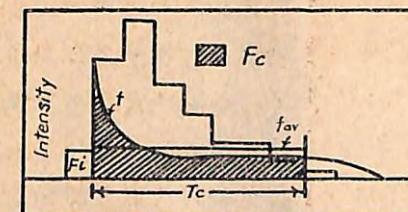


Fig. 2-Diagram illustrating derivation and meaning of f_{av}

ここに P を流出を起した雨量、 Y_s = 与えられた降雨による地表流下量、 S_e = 有効地表貯留(普通推定)、 F_i = 降雨強度が滲透能を越す以前に起る滲透量(普通推定)。(2) 時間 T_c は推算した滲透レートが容量レートで起つた期間(この期間は降雨強度が滲透レートを越す時に始まり一時的の地表貯留が無くなるときには終る)。(3) f_{av} の値は F_c を T_c で除して得られる。

滲透曲線の種類

滲透曲線には3種ある；(1) 滲透レート曲線(子曲線)、特定の降雨中の滲透レートを示す；(2) 滲透能曲線(f_p 曲線)、特定の降雨中の或時刻に於いて、その時刻に降雨強度が滲透能に等しいかまたはこれを越すときの滲透レートを示す。(3) 標準滲透能曲線(標準 f_p 曲線)、降雨強度が連続的に滲透能を起すよう標準的降雨下の滲透レートを示す。

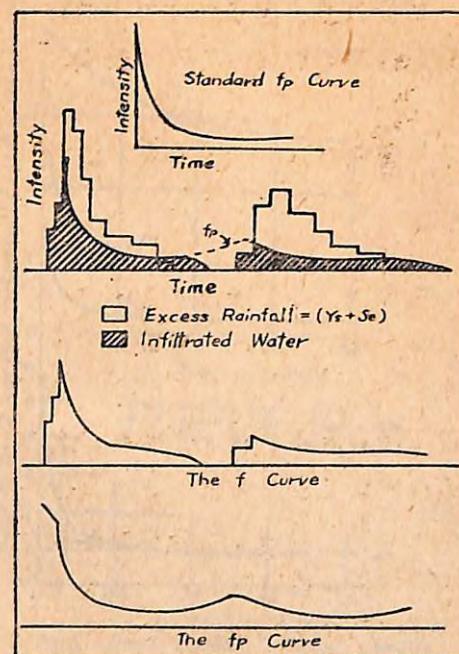


Fig. 3 The three kinds of infiltration curves

標準 f_p 曲線の形

これまで行われた研究によれば異なる複合区に対する標準渗透曲線の比較的の形は大に異なる。この変化についての觀念は Fig. 4 で得られるが、与えられた複合区に対して各季節及び種々の先行条件下で得られた曲線の形の相違は、渗透法に出て来る他の誤差の原因を考えると、該複合区に対して只一つの形の渗透曲線を使用することを妨げるほど大きともいふではない。このことは湿润状態に用いられる曲線は乾燥状態に対する曲線と全体として同じ関係的の形を持つという意味ではない。寧ろ f_p の一つの考え方された値がこれより小さい値に移行するには曲線は同じ途に従うということを假定するのである。とにかく一つの標準曲線を作りその各部を種々の先行条件に対して用いることは基準的の実際的方法であるのである。

生育期と休止期とに対して異なる標準 f_p 曲線を作ることは正し

上記の3種の曲線は Fig. 3 に図解してある。渗透レートと渗透能曲線はこれらのものを誘導したと正しく似た降雨にのみ用いられるることは明らかである。しかし標準曲線は一般にいづれの降雨に対しても f と f_p の近似値を得るのに用いられる。かつまたデータを或標準形に変えることによつてのみ種々の土壤-地被-状態複合区の渗透特性の比較を行うことが出来る。

い改良であることは明らかである。季節及他の因子によつて曲線形を変えることが良いか悪いかは経験を積むに従つて長く疑問として残ることは古いであろう。

Horton (1939) は広く変化する渗透曲線は次の式で表わされるとした。

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-K_f t} \quad (2)$$

この式で $f_c = t$ が増すに従つて曲線がこれに接近する f の一定値、 $f_0 = t = 0$ に対する f の値(当初値)、 K_f = 常数、 t = 時間、 e = 自然対数の基数。

この式は標準 f_p 曲線を表わすのに使われる。かゝる曲線の式を作ることの利益は、曲線そのものを表記するか再出する代りに常数を示して置けばよいことで、かくしてこれらを示す紙面を大に節約する。 f_0 、 f_c 及び K_f の如き示標を得ることのもう一つの利益はこの曲線を得た複合区の物理的特性を知ることに關係するからである。このことで物理的條件による渗透特性の変化の研究を簡単にすることは明らかである。かゝる関係は未だ実驗的データの得られていない複合区の渗透特性を予知するのに実際的の価値があることが分ることは確かである。

標準 f_p 曲線の製作

標準 f_p 曲線を得る第一段階は標準と考えられる状態の選定である。この状態の持続は勿論曲線の使用目的に従つて変る。例えは人工降雨法によつて導かれる曲線に対しては次の諸條件が挙げられる。先行湿润状態、24時間以前全く湿めていた；季節、生育期；状態、普通夏季の状態、近く耕耘されないそして最近の耕耘後少くとも 1 in の降雨あり、特に踏みつけまたは他の方法で固めない。

或研究では休止期に対する標準曲線を別に作られた。また他の研究では生育期の標準曲線を休止期に用いるために簡単に補正された。標準曲線はこれを誘導した状態に対してのみ正確な結果を与えるのは勿論である。他の状態に対する地表流下量の計算には

曲線そのものにか、またはこれを用いて計算した流出量に補正しなければならない。しかし幸いに多くの仕事に採用した標準状態の下で起るであろう流出量を計算しても満足し得られる。これが可能であるとする計算は大いに簡単である。

人工降雨法で得られたデータから標準 f_p 曲線の成作は比較的簡単であり、かつ散水が自然降雨に似るようになされる、即ち水滴の大きさや速度が自然降雨とほどほど同一ならば、これから得た曲線は直ちに地表流下量の計算に適用してよい。Horton (1940) は自然降雨と異なる散水で得た滲透データを補正する方法を提案した。人工降雨データから滲透率の誘導は已に論じたことである。試験した条件が標準的ならばこれから決定した f の値は單に時間に対してプロットして標準曲線が得られる。自然数ヶ所で測定がなされるのが普通であり、かつ各複合区に対する最終の曲線は該複合区を代表する箇所のすべてに対する曲線を考慮して作られる。

標準 f_p 曲線を小流域のデータから作ることは一層困難である。かゝるデータを取扱う普通の方法は一荒天中に起る種々の流出量を起す降雨に対する平均滲透率 (f_{av} 値) を推定するのである。これらの値は滲透曲線の各部分の平均縦座標を示す。時間スケールの上ではかゝる曲線の部分は流出量を起した雨の降つた時間を占める。

一荒天中に数回の流出量を起す降雨期間があつたとすれば、 f_{av} の値は各降雨期間に対し算定し、かつこれらの値を降雨が続いたとして起るであろう時刻に、時間スケールの上にこれらの値をプロットして標準曲線を近似的に得られる。これは f_{av} 値の圧縮と呼ばれている。

Fig. 5 の A に假定した f_p 曲線の最大縦座標を越す強度の整一降雨の三期間から成る簡単な一荒天の場合を示す。図にこの荒天中の f_p の変化を示す曲線を描いてある。これを描く爲に降雨期の間の f_p の恢復は問題を明瞭にする爲に拡大してある。右あ

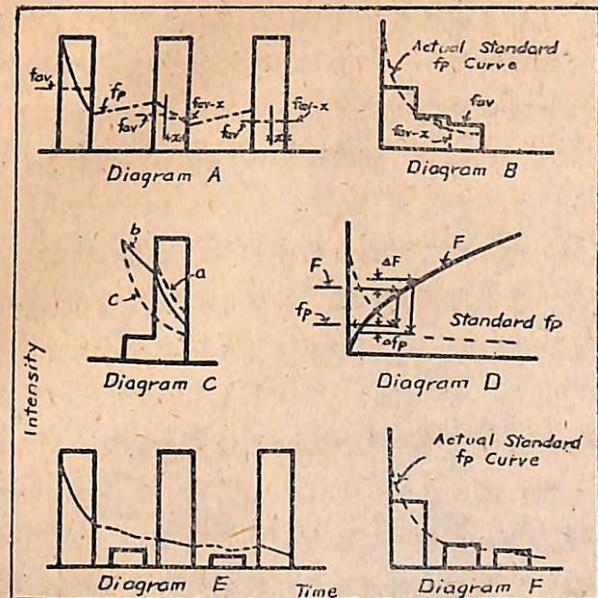


Fig. 5 Diagrams illustrating problems met and methods used in deriving standard infiltration capacity curves

曲線の形は時間によつて変らないと假定してある。即ち降雨強度が滲透率を起すときは f_p の特定の値の間の曲線の面積はすべて等しいと假定した。また図中に滲透能が実際に示してあるように変るならば各降雨期間中に見出されるであろう f_{av}

の値を示してある。各降雨期間中 X で表わした期間は標準 f_p 曲線中以前には作用しなかつた部分を示し、 $f_{av}-X$ の値はこの期間の f の平均値を示す。

A 図には降雨期間相互の間には雨が降らむかつたのであるから、 f_p 曲線を圧縮する方法は図 B に示してあるように互に近い f_{av} の値をプロットすればよい。これらの平均の縦座標を通して曲線を描けば標準曲線の一近似を得られる。しかし図 B は f_{av} のプロットした値は実際の曲線の末の低い部分ではよく合わないことを示している。 f_{av} を誘導した f_p 曲線の部分は、 f_{av} の前の値を誘導するに用いられた部分から一部は成つている。即ち曲線のこれらの部分は一度以上用いられたのである。これは降雨と降雨の間で f_p の恢復があつたためである。実際上この二度使うことの影響は屢々見逃されている。しかし曲線の或部分が恢復のために二重に使用されるならば近似的の補正は次の様にして貰

される。(1) 標準曲線のオーバー近似を作るために補正し直し f_{av} 値を用いること。(2) 弧に書き入れるのにこの値を用いる。(3) 以前に作用しなかつた弧の部分に対して f_{av} の新らしい値をプロットする。これは勿論望むだけ繰り返してよいが、実際上には常に他の誤差を伴い、かつ高い精度を得んとするには時間の浪費がある。

流下を起す雨が f_P より小さい強度の雨に先立たれたときにもう一つの困難が起る。この問題は簡単に図 C に図解してある。 f_P に対する当初の雨の影響についてはすでに二三の假定がなされた。これらのうちで

- (a) f_P の値は流下を起す強度に亘るまでは減少し直しとする明らかに正しく直し假定。
- (b) 或時刻に於ける f_P の値はその時刻までに起つた滲透に關係するとの假定、これから与えられた期間の算の滲透は f_P を起す強度と共に起るであろう滲透の或割合 Z となり、 f_P の減少は標準的減少の Z 倍、即ち Δf_P (実際の) = $Z \cdot \Delta f_P$ (標準) で、この $Z = \Delta F / \Delta (\sum f_P)$ であるということに亘る。図 D に示したように標準曲線下の面積の積算曲線を用いて、当初降雨期間中の f_P の変化は図 C 曲線 (b) のように示される。 f_P が i を起す期間に対しては f_P が (b) に假定したように積算滲透量に關係する場合でも、また Horton (1940) が假定したように先行降雨に關係する場合でもこの方法は正しい解答を与える。
- (c) 滲透能は降雨強度に無關係に同一レートで減少するとの假定。この假定から来る f_P 曲線は図 C の (c) に示したものである。

現在では假定 (b) が良いとされるが、当初降雨の影響を正確に予知する前に多くの研究が必要である。

もう一つの面倒な問題を Fig. 5 の図 E に図解してある。こゝでは図 A に用いた降雨を再出したが、その間に強度の小さい雨の

期間がはさまつている。一つの疑問は…… f_P の値が地表流下を起す降雨の間でいかに変るか？ もう一つは…… f_{av} の値をかえる間歇的降雨の起る時にいかにして圧縮することが出来るか？ である。オーバーの疑問に対する答は当初降雨の処理に用いた假定即ち假定 (b) の採用で直し得ることは明らかである。しかししてこの假定を採用するならばオーバーの疑問も同時に解かれる。それは f_{av} の二つの計算値の間の時間差隔は中间の降雨中の全雨量をこの期間中の滲透レートで除したものによる。換言すれば f_{av} の値は出来上つた標準 f_P 曲線下の面積が流下を起す雨の間の期間中実際に起る滲透に等しいように置かれなければならぬ。かくしてこゝでも逐次近似法が一般に用いられる。試みの f_P 曲線を流下を越す雨の間に描き、試みの時間差隔を計算するためにこの曲線から採つた値を描く。この試みの時間差隔を用いて f_{av} の値をプロットし、試みの標準 f_P 曲線が描かれる。時間差隔を計算するに用いた f_P の値がこの曲線に近くプロットされなければならぬ。この方法を誘導した曲線を用いて繰り返す。図 F は図 E の降雨期間に対する f_{av} 値のオーバーの試みのプロットを示す。これらの値を通して描かれた曲線を用いて先に論じた二重計算の影響に対する補正を必要ならば行うことが出来る。

Fig. 5 に用いた例はこの考え方と原理とが明瞭に了解されたならば一層複雑した場合にも容易に適用し得ることを説明するため簡単にしたものである。

小流域のデータの取扱には一荒天のデータから良い標準曲線を誘導することは実際的に不可能であることを認めなければならぬ。普通のやり方は多数の荒天に対する曲線を誘導しあつこれらをすべてを考慮して最後の標準曲線を作るのである。

以上の研究と Fig. 5 の図とは小流域のデータから標準 f_P 曲線の成作に於いて出遇われる問題を示し、かつ一層の研究の必要を強調するであろう。これらの問題は次の如く要約することが出来る。

- (1) 標準 f_P 曲線の急反転或は鋭く曲つた部分は f_{av} 値で正確に表わすことが出来ない。それは f_{av} の値はやゝ長い時間又隔を覆う平均縦座標であるからである。これら長い時間は標準 f_P 曲線の鋭い弯曲と多くの複合区の当初滲透能の高いことと不眞面目にする影響を持つ。
- (2) 降雨相互間の f_P の恢復は或る場合には計算に入れなければならぬ。そして現在ではこの恢復のレートについて知られていることが殆んどない。
- (3) 標準 f_P 曲線の弧の形は不变であることを假定する必要がある。即ち f_P の或えられた値からこれより低い値への経過に於いて曲線は常に同一の経過を採る。この假定の適用度と制限とは今後の研究で検定されなければならぬ。
- (4) f_{av} 値をプロットするには中间の降雨に対して補正しなければならぬ。假定 (b) はかかる補正に対する基礎として広く用いられているが、それが充分正しい結果を与えないならば、これを検定し更に良法が見出されなければならぬ。
- (5) f_P より弱い強度の当初降雨の影響は計算に入れなければならぬ。現在では假定 (b) が用いられる。
- (6) f_{av} の値を高度の精密さで決定するのは困難である。特に地表貯溜に対してなされる補正是屡々不正確である。そしてこのことがデータから導かれた標準曲線は降雨の初期の間にるべきよりも鋭く反したことである。以上の問題の研究に加えてこの方法で得られた曲線と人工降雨法で得られたものとの比較について多くの研究が行われることを要する。

滲透曲線の考究を終るに當つてこれらの曲線のすべてが必然的に近似的のものであり、近似的程度は使用した基礎データによるのみでなく、また誘導方法によることに注意を喚起しなければならぬ。滲透曲線を適当に用いるにはその先行條件を充分に検討しなければならないということになる。

滲透示標

— 24 —

滲透示標の種類はこれらの示標を誘導する方法と同様多數ある。一般にすべてこれらの方法の多くは全降雨期間（または時として数回の降雨期間から成る全荒天に対して）に対し、同一の雨によつて起されるであろう流出量の推定をすすむための係数を得ることである。示標は普通降雨量の実際の測定と流量測定による流出量とから決定される。

示標の三つの型が一般に用いられる。(a) 超過雨量 (Suprarain) と流出量を等置することで導かれる示標、(b) 降雨期間中の平均滲透レートを表わすと思われる示標。單一複合区に対してはこれは f_{av} である。多複合区の流域に対してはこの論文では W -index と称することにする。(c) 長くつづいた雨の後に到達した最小滲透レートを表わさんとする示標。多複合区に対し W -index と同一方法で誘導されるならばこれは W_{min} -index と呼ばれる。

ϕ -index

この示標は單に地表流下量に等しい雨の深さ以上の降雨強度（超過雨量）である。この値は超過雨量曲線を描きこの曲線に流下量を入れて誘導することが出来る。そのやり方は Fig. 6 に図解してある。

ϕ -index は單一複合区に対しても又多くの複合区を含む複雑な流域に対しても誘導し得ることは勿論である。

單一複合区に対しては Fig. 6 を見て分るよう実際に起つた流下量を生ずるために雨量から差引かるべき水量の整一レートである。実際にはこの差引きのレートは一定ではなく、かつ独り滲透によるもののみでなく、地表貯溜によるものもある。中の値は滲透と貯溜の影響を表わすから、これ

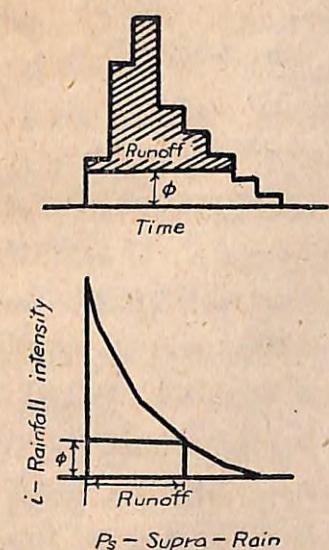


Fig. 6 Diagrams illustrating derivation, meaning, and use of the ϕ index

— 25 —

は正しくは保留率 (Retention rate) という方が滲透示標というよりも良い。

中の値に対する地表貯留の影響は滲透量が地表貯留に比較して大なるときは僅少に過ぎない。故に滲透能の大なる地域に長雨が降るときは中の値は f_{av} の値に甚だ近くなる。他方地表貯留が全滲透量に比較して大なるときは中の値は f_{av} よりもはるかに大きくなるであろう。この状態は比較的不透水性の地域が強度の大なる短時間の雨に逢つたときに通常起ることである。

中の値について更に完全に不透水性の地面で、等高線に沿う畝、貯水溝或は自然の窪みがあるために地表貯留能が大なる假定的の流域について考えて見る。かゝる地域に豪雨があつたとするときとして深さ 2 in. にも及ぶよう右可及り大量の水が地表に貯留する。この場合の中の値は大であるが、それは地表貯留のため滲透の尺度とはならぬのは明らかである。

以上のことから單一複合区に対しては ϕ -index は容易に了解

し得る物理的意義を持つことが証明される。けれども複合区に対してはこの示標の意義が不明瞭である。このことは流域の $1/3$ は不透水性で、 $1/3$ は耕地、他の $1/3$ は草生地または林地であるという假想的の流域に対して中の値を計算して図解するところである。假定として(1)これらの複合区から起るのは地表流下だけとする。(2)この流域に整一強度でそれが 0.2, 0.5, 1.0, 2.0 及び 3.0 in./hr.

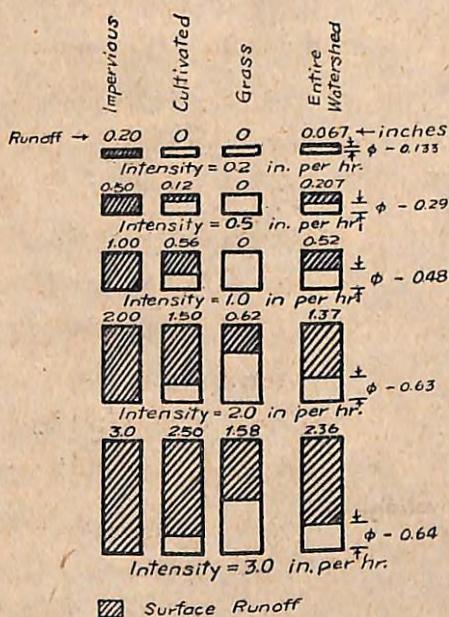


Fig. 7 Simple illustration of reason for variation of ϕ with intensity

の 5 回の降雨が各々一時間降つたとする。(3) 流域の滲透の特性は各回の降雨中変らないとする。換言すれば各変数は強度を除いては各降雨中同一に作用したと假定する。5 降雨は Fig. 7 に図示してある。

各降雨に対し最初の 3 ブロックは夫々不透水区、耕地及び草生区からの流下量を示す。最後のブロックは全流域からの流下量と中の値とを示す。図を見ると中の値は次のように変る。

| 強度 in/hr | ϕ in/hr |
|-------------|-----------------|
| 0.2 | 0.133 |
| 0.5 | 0.293 |
| 1.0 | 0.48 |
| 2.0 | 0.63 |
| 3.0 | 0.64 |

雨の強度が増すに従つて中の値は増し一定値に近づくことが注意される。これは強度が高いほど降雨中流下を記す面積の割合が大きくなるからで、滲透能が雨の強度と共に増すためではある。

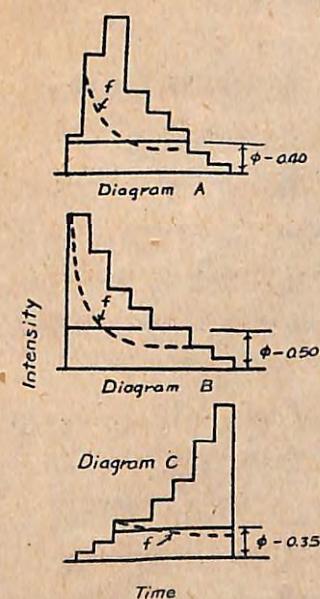


Fig. 8 Diagrams illustrating effect of time distribution of intensity on ϕ

| 分布型 | ϕ in/hr |
|-----|-----------------|
| A | 0.133 |
| B | 0.293 |
| C | 0.48 |

(b)に従つて変ると假定した。強度の大きな短時間の雨では変化は更に大となるであろう。

f_{av} と W_{index}

W_{index} は單一複合区に対して f_{av} を導いたと同一方法で (Fig. 2 を見よ) 多複合区に対して得られる。この示標と f_{av} とは單複合区に対しては同一量となることは明らかである。しかし、 f_{av} は実際のもので説明し得る物理的意義を持つが、多複合区に対してはこの示標は後に示すようにこの意義を持たない。この故に後者に対しては異なる記号を用いる方が良い。

量 f_{av} は普通標準滲透能曲線を作る途中で計算され示標としては用いられない。 W_{index} は広く大流域に対して使用され、時として眞の滲透レートを表わすとの印象の下に用いられる。

先きに明らかにしたように f_{av} は滲透曲線の或部分の弧の平均縦座標を表わす。示標として f_{av} の値を使用するのに主たる困難は特別の場合の外は、誘導された f_{av} の値が曲線のどの部分を表わすかをないうことが出来ない点にある。

この特別な場合の一つは降雨が滲透レートを越す大きな強度で始まる時である。この際 f_{av} の値は与えられた條件に対し時刻のから T_c までの滲透能曲線の平均縦座標を表わす。もう一つの場合は分析すべき降雨期間に先立つて長い降雨があり滲透レートが一定になつたと見られる時である。故に f_{av} は滲透がほど一定値に近づくかまたはそれに達した時の標準滲透曲線の部分の平均縦座標を表わす。

W_{index} は ϕ_{index} が多複合区流域に対して持つ以上の眞の物理的意義を持たない。

$W_{min-index}$

$W_{min-index}$ は非常に湿つた状態に対する W_{index} である。これは普通数ヶの降雨期間から成る長い荒天の終りの降雨期間に対して計算され最大洪水量を推算するのに用いられる。かゝる極端な状態に対しては中の値と W_{min} の値とはほど同一にあること

が見出されるであろう。

この示標は流域を構成するすべての複合区の最小滲透レートの平均(面積の重みをつけた)に近いものである。この場合は極端な洪水を起す状態にあるために流域のすべての部分が流下量を記すようになつている。

すでに述べたようにかゝる極端な状態に対しては W_{min} と中の値とは同一に近くである。

示標の区別

使用される示標が多いことからこれらを誘導する方法が一層多いこと、標準的の記号が未だないことを考えて、すべての示標は明瞭に区別されなければならぬ。発展の状態では示標を区別する唯一の安全な方法はそれを誘導した方法を記載することである。

滲透曲線の使用

滲透曲線の使用については問題の性質と利用し得るデータの種類によつてやり方が決まる。与えられた降雨に先行する実際の状態について独立の測定が行はれていない時に最も困難に遭遇する。そしてその当時の実際の状態の下で特定の降雨によつて起るべき流出量の推算が要求されるのである。しかる実際に起る問題のすべてが複雑であると言はれない。比較的容易に解決することの出来る特別の問題は最大洪水流出量の推算である。この際簡単にするための假定は地域全部が先行する降雨のために湿めていたとするのである。これは湿润状態に於いて得た滲透曲線を補正することなくそのまま使用することが出来る。もう一つの特殊な場合は降雨前に実際の土温の測定と状態の観測とが行われたときである。実際にはかゝる記録は実験区に於いてのみ得られる。しかし重要な仕事の場合には研究の初めに当つて記録蒐集のための或期間を置きかゝる測定を行うことは可能である。故にどの研究でもその事情によつて特殊の場合として計算を簡略にし精確な結果

を得ることが出来る。換言すれば滲透曲線の使用上の制限は大部分物理的であるよりも経済的のものである。

すべて雨量タイアクラムに滲透曲線を適用するに當り方の主要な段階は同様である。これを次に説明し Fig. 3 に図解してある。
(1) 与えられた降雨の強度一時間グラフの上に滲透曲線を描く。
(2) 雨量グラフの下で滲透曲線から上の面積を測る。これは余剰降雨ですむれどそれが降つたときに滲透しない雨量で流下するか又は地表に貯留し後に滲透と蒸発になるものである。余剰降雨を与えた整一強度以上の雨量と混同してはならない。後者はこの論文では超過降雨と呼ばれるものである。(3) これが該降雨によつて生ずる全地表流下量である。

このやり方は基本的には簡単であるが実際の適用には眞に困難な疑問が起る。これらの疑問の内には、(a) 雨が降り始めた時刻に当ける湿润度に対する当初滲透能はどれだけであるか？ (b) 滲透能が降雨強度を越す期間中に滲透能がどう変るか？ 初期降雨及び流下を起す降雨期間の間の強度の弱い期間にどう変るか？ (c) 前後の降雨期間の間に滲透能がいかに恢復するか？ (d) 季節の影響はどうか？ (e) 地表貯留の影響に対してもいかに補正するか？ これらの面倒な問題の各々について簡単に考究をして見よう。

先行条件の影響

或降雨の初めに当ける滲透能又はその代りに滲透曲線上の或点の時刻を推算するために多くの方法が採用された。その目的は降雨型式に関して選定した滲透曲線上の点の位置を決める事である。

一般の方法は当初滲透能と先行条件の或示度との間の関係を求めるにある。普通用いられる假定は降雨前の地域の湿り度が支配因子であるとし、かつかゝる示度は土湿と密接な相関があるとする事である。実際の土湿の測定は試験区に於いてのみ得られるのであるから問題は普通次の二つにある。第一には湿り度の実用

的の示度を見出すこと、次にそれが如何にしてこの示度を用いて当初滲透能或は標準滲透能曲線上の点を見出すかである。

Horner (1943) が Texas 州の Blacklands において見出した先行する湿りの一つの示度は次のように表わされる。

$$M = Fa + Ma + My \quad (3)$$

ここで Fa = 滲透能が 0.4 in/hr の値に下るまでの降雨中に起る全滲透、 Ma = 降雨の前 30 日間に起る滲透量の重みをかけた値の積算、たゞ重みは 0 日以前に對しての 1 から 10 日前の 0.4、 30 日前の 0.1 に変るもの、 My = 降雨の前 30 日に終る 40 日間の平均降雨量を越す、またはこれ以下の雨量の 5%。

合衆国農務省の用いる先行条件の示標は多くの洪水調節法に於いて次の式で表わされる。

$$\sum (P/T)_n = P_1/1 + P_2/2 + \dots + P_n/n \quad (4)$$

ここで P_n = 流出量を計算すべき降雨に先立つ n 番目の日に於ける雨量、 n の値は実用上では 10 日から 20 日の間である。

この示標は P の値の代りに滲透水深を用いた方が土湿との関係は密接である。下の値をこの式の P に代用する事が出来るけれども降水量を使用する方が耕地についての取扱いでは重要な利点があることを指摘しなければならない。それは降水量の示標は雨滴の打撃の影響を反映しており、この打撃が保護されない土の滲透能を低下する因子であるからである。

先行条件の示標として用いられるもう一つのものは降雨直前の流量である。このことに著む假定は乾燥期の流量は地下水位に關係し、これはまた土湿に關係するというのである。けれども地表面に当ける土湿と地下水位とは夏には關係がない。なぜならばこの季節には降雨の大部分からの滲透は地下水位まで到達しないからである。又休止期にも一般には信頼すべき相関が成立しない。

現在では上に論じた示標と滲透能との間の関係は特殊な仕事に對して人工降雨と流下量との特別な研究を行つて誘導しなければ

まらぬ。普通既存の実験区又は実験流域の記録を用いて瓦される。人工降雨法による最近の研究は先行条件と渗透能との間の相関をこの方法によつて定める二つの可能性を示した。

遅つに先行条件と假定してよい場合は問題は大に簡単になるのは勿論である。

降雨強度の弱い間の渗透能の変化

この問題に対する基礎は標準 f_P 曲線の作成について先に論じたことに含まれている。現在ではその考究に述べた假定 (b) の適用以上の良法は見出されていない。標準 f_P 曲線から実際の渗透曲線を作るための方法は少し研究して見れば分る。或時刻に於ける f_P の値を推算する標準 f_P 曲線の積算タイヤグラムの使用法は Fig. 3 に図解してある。

渗透能の恢復

或複合区に対して降雨期相互間に渗透能の恢復することは実験区または小流域の記録の分析または人工降雨法の使用によつて瓦されなければならぬ。現在では不幸にしてこの種のデータの刊行されたものは不足で特殊な仕事に対しては特に研究する外ない。けれどもかゝる報告を一層多く刊行することは規定的のやり方の発展を可能にするし、また使用に便利な形にしてデータを刊行するようになることが期待される。

季節の影響

季節は渗透作用上の眞の独立変数ではない。これはむしろ变数群に対する便宜な名称を与える複合の一環である。これら变数群の内の重要なものは土中の生物活動、湿度、及び固まり方である。季節の影響は先行土湿とは注意して区別しなければならぬ。土は或季節中は普通湿めつてあり、これがこの季節の渗透能を低下させることは眞である。しかし土湿の影響と季節的影響とは、他の变数は複合中にそのまゝとしてこの兩者を区別する方がよい。厳格にいえば季節的影響を生ずる各独立变数は別々に渗透に關係するから、最後にはこれを分ける研究が瓦されなければならぬ。

そうすれば季節的の補正是必要が瓦るであろう。

季節の影響についてより多くの報告が刊行されるまでは、渗透説の適用についてこの因子が与かる場合には季節の研究を加えることが必要であろう。

地表貯溜の影響

この問題の解決は先に述べた他のこと、同様に問題の地域に適用し得る特殊のデータの分析を要する。換言すれば一つの値が已刊のデータを参照して得られるところまでこの分野は未だ発展していない。しかしこの問題の解決のために実際水分学者の心配を緩和する二つの考え方がある。オ一は大きな荒天の場合でこれは実際水分学者が興味を持つものであるが、貯溜の推算に大きな誤差があつても計算流出量に大きな割合の誤差を生じないことである。オ二には地表貯溜は流出量問題中に入つて来る他の因子の或もの、ようによくの変数に關係するものでない。与えられた地被状態や、耕軒の取扱に対して地表貯溜はすべての土や世界中のどの部分に対してもほど同様である。それ故に一度与えられた地被や取扱に対して因子が決定されるとこれを広く使用することが出来る。

已に行われた多くの研究で得た結果を刊行すれば地表貯溜の影響について現在必要な知識を充たして余りあるであろう。

示標の使用

或複合区示標は厳格にいえばこれを導いたと同じ雨、流域及び状態にのみ用いることが出来ることは先に示した如くである。けれども多數のかゝる示標が降雨や流域の異なる種々の場合について得られるならば、かつまた巧みな選択が或流域について瓦されるならば有益な推算を爲し得る。ともかくかゝる示標は流量と雨量との率ある比または流量レートと降雨強度との比である係数の上に進歩を來した。しかしがかゝる示標の使用は渗透説の合理的適用となるものではなく、またこれらを用いて得た結果は常に程

験的のものであることを認めなければならぬ。

示標は常に数ヶの降雨期間から成る荒天に対してはよく、個々の降雨期に対して誘導されかつ適用されなければならぬ。

示標はこれを誘導した方法が知られている場合にのみこれを用いるのが利巧である。なぜならば適用はこれを誘導したことの裏返してあるからである。

中-index の適用

中-index の適用は甚だ簡単である。複合区に対して推算する場合に日超過降雨曲線が普通作られる (Fig. 6 を見よ)。この曲線を降雨強度のスケール上に中の或選定した値を取つて入れる。他の軸上のこの中に相当する値は降雨によつて生ずる流下量である。これと同一の結果は超過降雨曲線を作らなくとも降雨強度タイアグラムの中に等しい強度を越す部分の面積をフランメーターまたはその他の方法で測ることで得られる。

far と W-index の適用

W-index を適用する方法はこれを計算した方法の裏返しである。滲透が容量レートで起つた期間 T_c は雨の強度 - 時間グラフを見かつ流域の知識から推定される。この T_c の値に far の採用値または W を乗じて量 F_c が得られる。当初滲透量 F_i の容積はかくして降雨グラフから決定され、かつ地表貯留 S_e は流域の知識から推算される。これらの量が分れば地表流下量 y_s は次の式で計算される。

$$y_s = P - (F_c + F_i + S_e) \quad (5)$$

Wmin-index の適用

この示標は最大洪水流量の推算にのみ用いられる。大荒天に対しては式 (5) の量 F_i と S_e とは一般に流下量に比較して小であるからこれを無視してよい。かゝる事情の下で流下量は中-index によると同様に計算することが出来る。一般的場合には Wmin-index は W-index と同一方法で用いられる。

示標の選定

單複合区から成る地域に対する示標を誘導するには簡単な中-index よりは面倒だが far 示標を計算する方が幾分有利である。しかし複合区流域を取扱うには中-index よりは少いが W-index でも有利ではない。W-index で得られるより少い結果を求めるならば滲透曲線を用いて個々の複合区よりの流下量を計算し、示標法は捨てる方が一般によいとされる。

代表的示標

中の量とその変化とを説明する値は篇末の引用文献中に与えてある。

要 約

以上で滲透法が一般的の使用に便利でかつ信頼出来るものに有るため解説しなければならない諸問題について述べた。これらを流下量を計算せんとする技術者の要求する形に要約することが出来る。

これらの要求の大部分は物理的作用としての滲透をよく理解することであるのはいうまでもない。滲透そのものについてはこの論文で考究していないが、隠された問題の眞の性質から主なる欠点は滲透の物理及び化学の知識のないことであるのは明らかである。もし この欠陥が充たされるならば多くの問題は消え去るであろう。しかし基礎知識の貧困から救うことに加えて実際技術者は複合区の広い範囲に対して次の如き要求を持つ。

- (1) 滲透能が降雨強度を越す期間中の滲透能の変化の経験的知識。
- (2) 或降雨の初に於ける当初滲透能を予知する方法。これには先行条件の示度の定め方とかこれら示度の当初滲透能との関係を発展させることを要する。
- (3) 降雨の止んだ期間中の滲透能の恢復についての知識。
- (4) 標準滲透能曲線の特性についての組織的表わし方特に降雨強度、季節及び同様の因子のこれら曲線の比較的の形に及ぼす影響。
- (5) 滲透に及ぼす季節の影響或は季節的影響を支配する因子につ

いての実験的知識。

- (6) 地表貯溜の影響を推算する一層面当るデータ。この目的に對しては地表貯溜を直接測れるところで人工降雨実験を行ふべきである。
- (7) 渗透データの誘導に対し、及び地表流下量の定まつた計算法に対する一層適當な方法と技術。
- (8) 渗透データを得るための人工降雨法の能力と制限についてよく理解すること、その装置及び方法の標準化。
- (9) 大流域からの流出量を測定し計算流出量との直接比較の彙数。
- (10) 広い範囲の状態について渗透データを彙量に刊行しあつ終極的にはこれらのデータを使用に便宜をもよに組織立てること。
最後に与えられた物理的特性の複合区に対し特別な実験的データが無い場合にも、標準渗透能曲線を作ることの出来る方法を展開しあければならない。このことはこれらの物理的の属性と実験的に決定した曲線の特性（式中の常数として表わされるものや、ジメンションの無い図示その他）との間の関係の研究によつて有されることが期待される。

要 点 の 痕 要

次にこゝに再記する必要ある要点を摘要する。

- (1) 渗透法は甚だ重要な道具ではあるがなお発達の初期にあり、これが広く用いられる日までには多くの問題を解決し彙量のデータが刊行されなければならない。
- (2) 渗透データを用いて地表流下量のみが決定される。反対に渗透データは地下流出を含む流出量の測定からは誘導することが出来ない。
- (3) 渗透法の嚴格な適用は流下量は各複合区に対し別々に計算し、彙合区からの流出量はこれらの値を合計したものであることを要する。この方法を逆にすることが出来ないことは明らかである。故に個々の複合区に対する渗透曲線は彙合区の流域の

流出量と雨量の記録からは誘導することが出来ない。

- (4) 軍複合区からの流下量の計算の唯一の合理的方法は渗透曲線の使用によるものである。
- (5) 渗透曲線には3種がある。(a) 一降雨または一荒天中の実際の渗透レートの変化を示すもの、(b) 渗透能の時間による変化を示すもの、(c) 標準渗透能曲線。
- (6) 渗透示標はこれを適当に選定しあつ使用するならば多くの目的に適する流出量を推算することが出来る。軍複合区に対してはこれら示標は充分の物理的意義がある。彙合区流域に対しては物理的意義が不明瞭である。軍複合区に対しても彙合区に対しても示標を用いて得た結果は経験的なものと考えられる。
- (7) すべての渗透データはこれを導いた方法の充分な記載をしてなければならぬ。このことによつてのみデータの正しい適用がなされ得る。

引 用 文 献

- Horner, W. W., Role of the land during flood periods, Trans, Amer, Soc, Civ, Engns, V. 109, 1269-1324, 1944.
- Horton, R. E., Determination of infiltration capacity for large drainage basins, Trans, Amer, Geophys, Union, V. 18, 371-385, 1937.
- Horton, R. E., Analysis of runoff-plot experiments with various infiltration capacity, Trans, Amer, Geophys, Union, 693-711, 1939.
- Horton, R. E., An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity, Proc, Soil Sci, Amer, V. 5, 399-417, 1940.