



土木研究所資料 第645号

降雨の原因と分析

昭和46年3月

建設省土木研究所

序 文

建設省技術研究会は昭和45年より3カ年の予定で計画降雨に関する研究に取り組むことになった。この研究の内容は降雨データの収集を全国的に行ない、その統計的解析と整理、それを河川計画・ダム計画などにとり入れて行くためにどのように解釈するかの研究である。

昭和45年度は降雨データを収集することに主眼をおいた。昭和46年度には解析と整理に移るので、この機会に降雨に関する何かよい参考書がないかと探したところ、Ven Te Chow の編集になる Handbook of Applied Hydrology の一部分に Charles S. Gilman 著による適切な章をみつけた。

その内容は、(1)現在米国で実施されている主要な降雨の観測方法を紹介し、(2)降雨の物理学的・流体力学的研究の最近の成果を述べ、(3)シノプティック気象学の水文領域に関係する部分を取扱い、(4)降雨の空間的・時間的特性の主として統計的な解析方法を解説し、(5)その設計への応用の方法論を述べたものである。

これをほん訳する機会をえたので、単に土研内だけの資料とするのではなく、計画降雨に関する研究にたずさわっている方々に読んでいただくことを意図して印刷に付すことにした。これを基にして大いに議論の湧くことを望むものである。

本印刷物はもちろん非売品であるが、これの取扱いには十分の注意をし、原著の尊厳を傷つけないように配慮していただきたい。

水文研究室長 木 下 武 雄

目 次

I はじめに	1
II 降雨の測定	1
III 雨の物理学と流体力学	9
IV 雨のシノプティック気象学	20
V 降雨の空間・時間的特性	29
VI 降雨データの設計への応用	52
参 考 文 献	68

なお〔 〕は参考文献番号を示し、その中に W.B. とあるのは U.S.Weather Bureau の意である。

I はじめに

本書は、水文学者がその領域における重要な問題を理解しやすいようにし、また二つの科学の間の共通事項を知ることができるようにし、もし必要ならばどこでどのようにしてより進んだ知識を求めたら良いかを知るに十分な降雨の気象学を与えようとするものである。過去から持ち越されてきた気象学の多くの概念は、明らかに時代遅れである。水文学者がその領域への気象学の最近の成果の影響を理解するためには、降雨の生成に関する物理学とシノプティック気象学の知識が必要である。最初の節では、すべての水文学及び水文気象学の基礎である降雨の測定について幅広い角度から取り扱う。第二の節では、降水の人工的誘因をも含めて、物理学と流体力学について扱う。この方面は、過去10年間の主要課題であり、そして近い将来における、より一層の進歩が期待されるところである。永久に興味のありそうなこれらの方面に全力を集中しようという試みがなされて来ている。雨のシノプティック気象学に関する第三の節においては、旧来の教科書とは非常に異なっている点が注目されるであろう。この領域においては、ある点では実践が研究を追い越していて、20年以上前に教科書に現われたいくつかの概念についてこれを批判し評価することが必要である。降雨の時間的・空間的特性に関する第五節と、降雨データの計画応用に関する第六節は、多くの水文学的問題へ直接に応用できるものである。これらの応用においては、最新の情報を使用する試みがなされている。

II 降雨の測定

A. 雨量計の型

降雨及びその他の形の降水は深さに換算して測定され、アメリカ合衆国とカナダにおいてはインチ、イギリスを含む他の国々ではミリメートルで表現される。(オーストラリアは、ある国内的な目的にはインチ、国際的な目的にはミリメートルを使用している。)

雨量計は、底はあるがふたはない中空の円筒状の容器を戸外にさらすという単純な考えに基づいている。雨(又は降水)は容器の中へ降り込み、そしてその深さ(又は体積か重さ)が測定される。なお、雪とか他の氷結した形態のものは測定前に融かされる。困難な点は主に、

- (1) 雨量計の存在が風場を乱しその結果降水の自由な落下が妨げられる可能性がある。
- (2) 円筒の縁の部分の積雪や氷も降水の降下を妨げる可能性がある。
- (3) 樹木、建物、集水域として設けられた屋根、その他の物体が露場の代表性を失わせる可能性がある。
- (4) 降水の一部は、蒸発とか雨量計や受水マスの側面を浸すことにより失われる可能性がある。
- (5) 受水口の縁のくぼみとか、体積を測定することによる他の多くの要素が誤った値を与える可能性がある。

- (6) 極端な場合には、物体へ又は物体からはねる水が降雨の真値を変えてしまう可能性がある。

これらの原因の大部分は適切な注意によって最小にできるであろう。

1. 非自記雨量計

8インチ雨量計(図1)はアメリカ合衆国において標準的なものである。それは、直径8インチの銅製容器、受水器(または漏斗)、断面積が雨量計のその十分の一である受水マスから成り立っている。温暖な気候の間は受水マスは雨量計内に置かれ、その上部に受水器が取り付けられている。もしも降水量が雨量計の高さの十分の一以下であるならば、雨量はマスの実際の深さを10で割ることによって簡単に測定できる。それ以上の雨量の場合には、受水マスはあふれてしまうが、全雨量を測定するまで雨量計から受水マスへ水を繰り返し注いで満たさなければならない。寒冷な気候の間は、受水器と受水マスは積雪を妨げないように雨量計から取りはずされる。

2. 自記雨量計

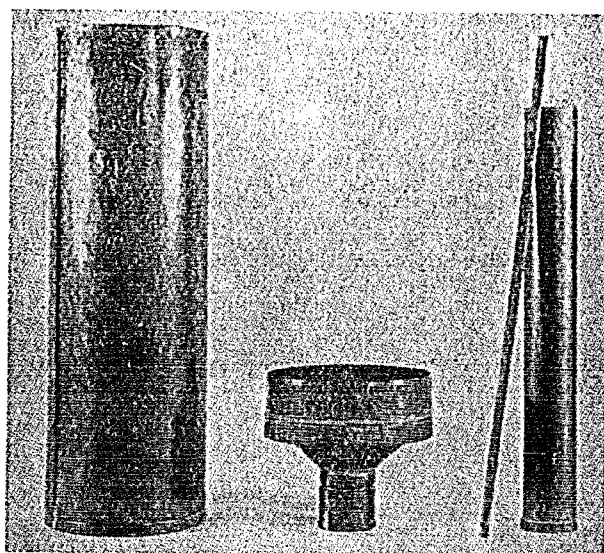
降雨の強度や総量を入手による普通の雨量計での測定によって得られるよりは、より短い期間について知るために、自記雨量計が用いられる。それは時分割したドラムの上に連続的な記録を印す。ペンを動かすためには、いくつかの機構がある。(1) フロート、(2) 重さを測定する装置、(3) 転倒マス。入手による測定によって全体の降雨についての検査ができ、さらに降雨強度を検定できるように、全雨水が保存されることが望ましい。はじめの二つの方式の原理は自明である。転倒マスは一對の小さな容器から成り、ある一定の降雨(合衆国気象局の型では、0.01インチ分)が一方の容器に降ると転倒して、他方を次の降雨を受ける位置へ持ってきて中味を貯蔵器にあげ、電気接点を閉じて記録紙上にペンによる印をつけるよう設計されている。フロート型雨量計はイギリスにおいて使用されている。重量測定型(図2)は、降雨と同時に降雪も記録することが望まれるような寒冷な気候に適している。転倒マス型(図3)は特に遠隔記録に採用され、1890年代初頭より合衆国気象局第一種測候所で使用されている。合衆国の大部分の自記観測所には、重量測定型が装備されている。

3. 貯留型雨量計

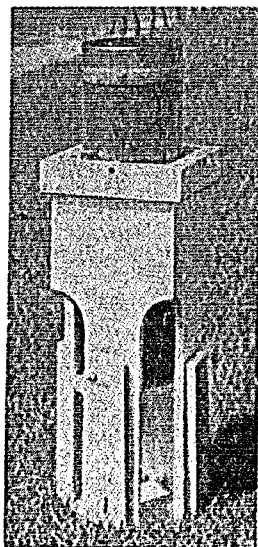
貯留型雨量計は2ないし6カ月毎にしか記録入手を必要としない遠隔地用に使用される。豪雪地帯に設置されるものは、縁が最大積雪深よりも上に出るよう十分な高さがなければならない(図4)。

B. レーダーによる降雨の測定

レーダーは最初は飛行機を探知するために設計されたのであるが、大気中のすべての形の水文気象現象に対する優れた探知機でもある(図5)。降雨強度の地域分布を決定する能力は、使用されるレーダーの型に依存するが、最上の全目的気象用レーダーは次のような特性を備えたものであろう。(1) 降水による減衰が最小になるような波長。(2) 出力とパルス波長とが、有意な最小の降水量を最大の範囲で探知するように選ばれること。(3) 探知範囲が



(a) 構 成



(b) 使 用 中

図 1 標準 8 インチ雨量計 (W. B.)

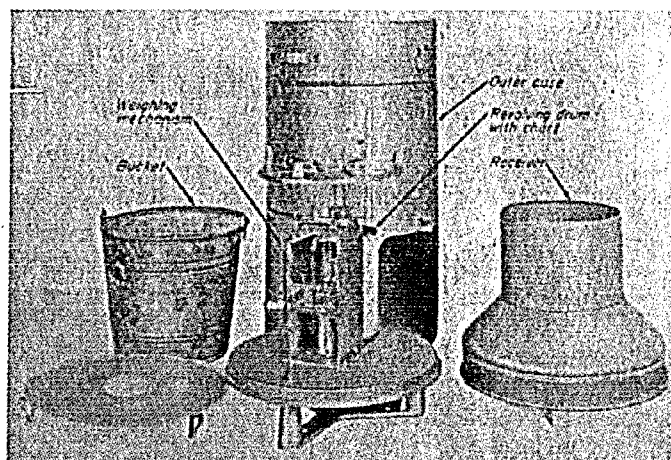


図 2 重量型雨量計

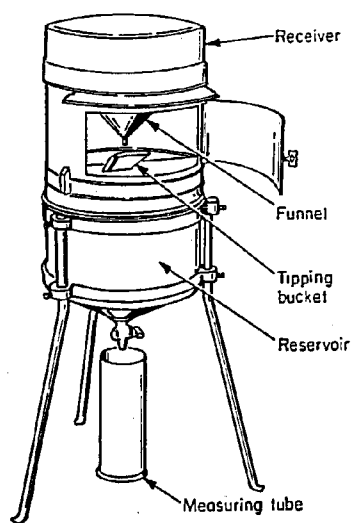


図 3 転倒マス型雨量計 (W.B.)

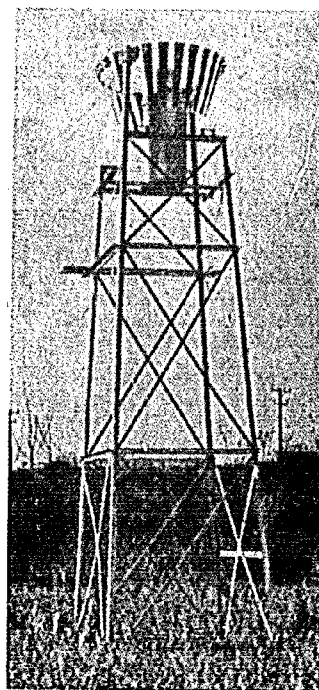


図 4 最大積雪深上に雨量計をおく (W.B.)

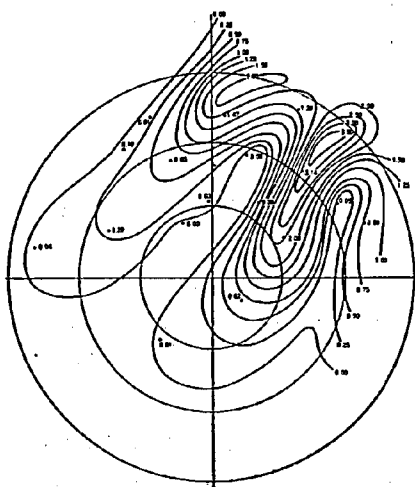


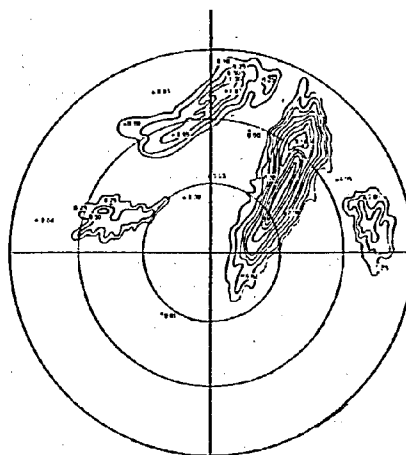
図 5(a) 雨量計だけから作られた雨量図



(b) 6時間多重露出をしたレーダー・エコー

正確に把握できる。(4) 可能な限りビームの幅が狭い。(5) 可能な限り弱い反射波を受信しうよう十分に大きなアンテナを有する。

今日、気象探知に使用されているいくつかのレーダーのうちで、気象局WSR-57が気象学者と水文学者の要請に適合する。WSR-57の水文学的範囲即ち洪水予報と貯水池管理を目的としたときに、これに対して有意なすべての降雨を探知できる最大の範囲は、約125マイル(約200Km)であることが経験上知られている。この範囲の外では、ビームが大きくなりすぎてしまうので、結果的に方位角がゆがんでしまう。しかしながらこの範囲外でも強雨の中心を探知することはできる。



(c) (a), (b)を併せて作成された雨量図 (W. B.)

レーダーエコーを累積し、これと降水とを関連させるために写真による方法が用いられる。1~3時間にわたって、5分間隔で撮影する。累積されたエコーの強度を実測された降水によって検定する。そこで経験を積んだレーダー操作者は降雨の分布についてかなり良い定量的分析をすることができる。しばらくの間はレーダーエコーの検定は雨量計に依存すること

が必要であろう。しかし遠からず経験と電子計算機の改良とがこの限界を克服するであろう。

0. 雨量計網

雨量計の密度は国により、また同じ国の内においてさえも非常に異なる（図6）。世界の広範な地域にわたって実際、降雨量に関する情報が殆んどない。地球上の全降水量さえも概算的にしか知られていない。先進的な、人口の稠密な国々においては、70～100年間にわたるかなり良いネットワークが存在する。容易に想像されるように、最も稠密なネットワークは、降雨の地域変化が経済的に大きな意義を有するような地域において設立されている。たとえばハワイ島においてはパイナップルと砂糖の熱帯農業は降雨と密接に関係している。カリフォルニアにおいても又急激な人口の増加が水資源に関する長期計画の必要を引き起こした。これらの要因は、特に第二次世界大戦後に非常に稠密な雨量計網の必要をもたらした。不幸なことに、このようなネットワークのための安定的な規準を決定できるまでには数十年を要することであろう。

合衆国においてはいくつかの基礎的な雨量計網が存在する。

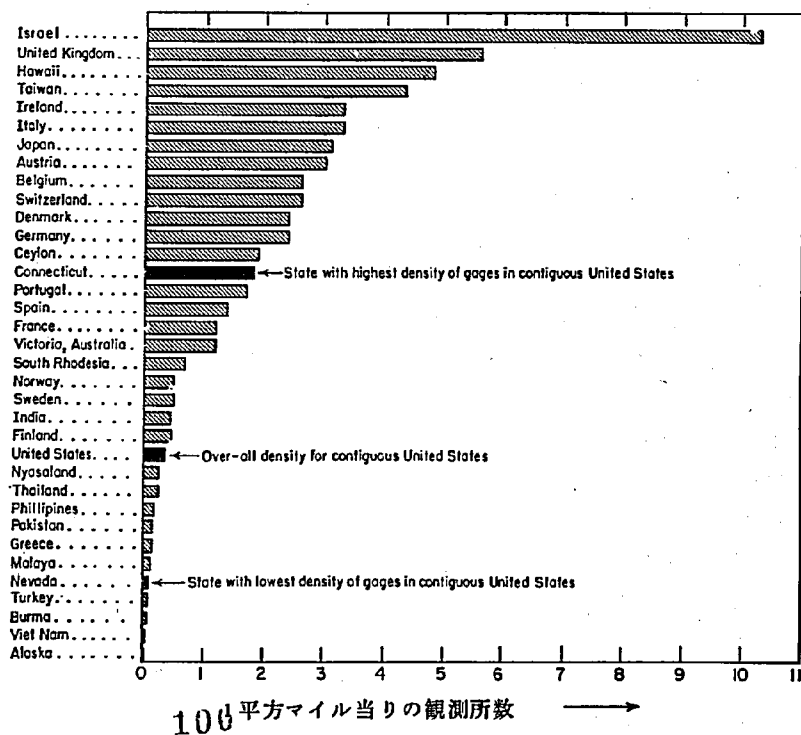


図6 雨量計密度の比較（1960年）（W.B.）

(1) 第一種測候所のシノプティック・ネットワークは、通常の気象観測の一部として降雨量の測定を行っている。これらのデータは天気予報に利用されるが、普通 6 時間毎に測定され受信地点に向け送られる。

(2) 特別報告ネットワーク (Special Reporting Network) は降雨量測定を 24 時間毎に行なうか、ある量 (1 インチ / 日) を超えた場合にのみデータを送信する。これらの値はしばしば水位の報告と共に測定される。同様の目的を有するものが無線ロボット雨量計であり、これは容器に受けた降水量を自動的に送信してくる。レーダービーコンはそのような情報を他の目的に使用されている普通のレーダー装置によって受信できるように考案された。

(3) 自記ネットワーク。これは水文ネットワークとも呼ばれるが、合衆国においては約 3,500 の重量測定雨量計から成っている。このネットワークによる記録は規則的にまとめられている。

(4) 非自記ネットワークは約 11,000 の雨量計から成り立っているが、これらは 24 時間毎に自発的な観測者によって読まれる。このネットワークのデータは月の終わりにのみ送られ次の月間に公表される。

多分、上に述べたすべてのグループを合せたものの数倍の観測データが存在すると思われる。それらは、ある程度の規則性をもって、降雨量に個人的ないし経済的利害を有する人々によって維持されている。たとえば多くの農業関係の会社は広告のために雨量計を設置している。大変な豪雨の場合には、データの一部は全国的なテレタイプ回線、ラジオ網、テレビ網によって報告される。

基本的なネットワークに加えて、特殊な目的のために多くのネットワークが維持されている。これらのうちのいくつかは、流出量とか土壌浸食とかいった、降雨の効果のうちのある特定の性質について研究するための非常に稠密なネットワークである。たとえばこれらのなかには 40 平方マイルにつき 1 個の雨量計というテネシー峡谷のフレンチブロード盆地のもの、18 平方マイルあたり 1 個というオハイオ州マスキングム盆地のもの、3 平方マイルあたり 1 個のニューメキシコ州メキシカン・スプリング地帯、そして 1 平方マイルあたり 14 個の雨量計という南カリフォルニアのサンダイヤモンド試験林などがある。イリノイ州の水利調査所も又いくつかの稠密なネットワークをもっている。

1. バケツ調査 (Bucket Survey)

値が疑われるほどの記録的な降雨の場合には、調査団が特にその地方へ派遣され、雨量計やそのほかたまたま豪雨量を把えているかもしれない容器から、可能な限りの情報を収集する。この種の容器というのは、貯水おけ、古い浴槽、牛乳バケツ等である。勿論、それらの値が誇張されたものでないか確認するために多くの注意を払わなければならない。これらの調査における質問の言い回しの訓練を指導することが、反対尋問弁護人の名誉となるほどである。この調査は多くの制約を有するが、狭い地域に降った大きな雨に関する知識の大部分は、当分それらに依存し続けなければならない。というのは、そのような測定が可能などんな方法もそれよりは数倍も高価になってしまうのである。

雨量計の最適な密度は多くの計測困難な事柄に依存している。現存するネットワークを世界的に見ると、人口密度、地域の経済的發展、経済における水資源の重要性に関係しているように思われる。必要な密度を量的に決めようとする全ての考えにおいて、ネットワークはある目的に関連するべきであろうし、その目的というものは時代により国により変化しうるものであろう。一般の気候学上の目的のために、現在の合衆国気象局の計画では625平方マイル(約1600平方キロメートル)あたり1個の雨量計を要求している。そしてその中の約五分の四が現在作動中である。必要でありながら残されている地点の多くは非居住地域である。より小さなネットワークが水準点観測所から成ることになっている。これらは気候の長期変動を研究するという大目的のために、長期間にわたって環境の変化なしに維持することができる。水文学の目的のために、Linsleyは次のような提案をしている。研究の対象とする流域(500平方マイルー約1300平方キロメートルー以下の大きさが望ましい)では、その中に1個の第一種水文気象観測所及び3ないし4個の降水観測所を有するか、又は100平方マイル(約260平方キロメートル)につき1個の観測所を備えるべきである。雷雨の分析とか、他地域との関連なしに急激に起こる洪水を予報するためのシステムなどには、1平方マイルあたり1個という雨量計密度が唱えられている。

D. 降雨の記録

ほとんどすべての国で、降雨量の測定値を収集し公表するための何らかの努力がなされている。2, 3年もたつと、手書きの記録は膨大なものとなり、それらの管理が一つの問題となる。合衆国における記録の処理の略史は、処理法の変遷に関するある種の徴候を示す。

1870年以前の合衆国における気象観測は、駐屯地において軍医によってなされてきた。これらの記録は国家文書保管所において軍医総監報告の中に保管されている。又、ニューヨーク大学評議委員会・スミスソーニアン学術協会その他の観測者によって設立されたネットワークから多くの記録が集められ、国家文書保管所に保存されている。1870年から1891年にかけては気象事業は通信隊によって運営され、その間の記録は、同じく国家文書保管所の通信隊の長の部分に保存されている。気象局が1891年に設立され、以後の記録は気象局に保存されている。当然ながら、1891年以来、時代によって、データを扱う方法も公表の仕方也大いに変遷した。現在では、報告は観測者から3つの気象記録処理センターのうちのいずれかに送られ、そこで機械的手段で集約され刊行される。それから、記録はノースカロライナ州アッシュビルの国立気象記録センターに送られ、手書き、またはマイクロフィルムで保存される。合衆国気象局の図書館には、多くの外国の記録や、他の国々で保存されている記録に関する知識が集積されている。

E. 降雨データの資料

現在、合衆国では、降水量データは、州ごとに、又合衆国全体について、すべての観測所の日雨量と、自記雨量計による1時間毎の値を掲載した概要が刊行されている。刊行所は長

年の間はかなり変遷している。1890年代初頭以前には、いくつかの分隊（おおむね個々の州に相当する）が24時間降水量の独自の記録を公表していた。1909年から1914年までは、データは「Monthly Weather Review」に公表された。それから1940年代後半までは気象学のデータとして表わされた。時間毎のデータは、1940年頃に水文ネットワークを設立した時から、1948年、1949年に国内の種々の部署で公表が機械的方法に移行されるまで、「Hydrologic Bulletins」に発表された。1951年7月以来、データは「Climatological Data」に時間降水記録として公表された。毎週及び毎月の合衆国全体の降水量地図が「Weekly Weather and Crop Bulletin」と「Monthly Weather Review」に発表されている。「The Climatic Summary for the United States」が1950年までの毎月と毎年のデータを集約している。

いくつかの州と官庁が、その所有している雨量計によるデータを公表している。注目すべきものは、リオグランデ盆地の International Boundary and Water 委員会の「Water Bulletin」と、T.V.A. の「Precipitation in the Tennessee River Basin」である。

Ⅲ 雨の物理学と流体力学

A. 雨の形成

現在の最高の知識によれば、観測しうる程度の量の降雨が生成するためには次の4つの条件が必要であるとされている。

- (1) 大気の冷却を引き起こすメカニズム
- (2) 凝縮を起こすメカニズム
- (3) 雲粒の生長をもたらすメカニズム
- (4) 観測された降雨強度を説明するのに十分な大きさで水分の集積をもたらすメカニズム

知られている限りでは、これらすべてのメカニズムの同時発生は、豪雨の十分条件である。勿論、これらの条件のうちのあるものが、常に大気中において満たされていて、他の条件が何らかの原因によって満足されるように変化した時に降雨が生ずる、という場合も可能である。たとえば、冷却が凝結に帰着しないというケースは全然ないと言って良いようにみえる。又、ある一つの条件の充足が必然的に他の条件の充足を意味する、とすることも可能である。多くのシノプティック気象学者は次のように感じている。もしも正味の水分の流入が十分な強さならば、それで強雨が起ころうと。ということは、それゆえ他の3つの条件は必然的に満たされているに違いないことになる。雲の物理学者のある人々は、他の条件が満たされている時に、第三の条件が充足されないということが起こりうる、と考えている。そして、その非充足から充足への変化が降雨を引き起す、と言うのである。

1. 冷却のメカニズム—上昇運動と関連した圧力の断熱変化

物理学的研究は、次のような冷却の方法では、軽い霧雨と霧を除いては、多分降水を説明するには小さすぎる、ということを示している。

- (1) 低気圧への水平運動による断熱冷却
- (2) 放熱冷却
- (3) 冷たい陸塊や海面との接触による冷却
- (4) 2つの気団の混合

大気が地表付近から大気の上層部まで上昇するときの圧力減少のメカニズムは、最も遅いものを除いては、あらゆる降水強度を説明するのに十分な温度の低下をもたらすことができると知られている唯一の機構である。冷却は所与の体積の空間が水蒸気を含む能力を低下させる。上昇運動中に飽和水蒸気量が減少する割合は、過飽和有効水分生成率と呼ばれるべきものである。

熱力学では、この比率を大気の垂直的な速度と飽和された大気層の平均温度で与える。結果は次のようになる。もしも、降水強度が有効水分生成率と等しいとするなら、1万ないし2万フィート（約3～6 Km）の高度において、1時間に当り数マイルという程度の上昇速度で強雨が発生するだろう。

高い降雨強度は、次のどちらかによりある程度説明することができるだろう。

- (1) 降下雨滴の水平方向の収束が、降雨強度を有効水分生成率よりも大きくする。
- (2) 一時的に垂直の気流によって支えられた大量の液状の水が、気流の速度が落ちたり気流が止んだりした時に、急激に落下する。

2. 凝結のメカニズム—核と分子拡散

実験室内のある特定の制御された条件下では、気温の低下は凝結を引き起さない。すべての異質の粒子を除去された大気中で、液状の水が小滴の形状—多分、分子の集合であるが—をとるまでに、1000%の相対湿度まで冷却されうるということがわかっている。イオン化した清浄な大気中においては、相対湿度400ないし500%になった時点で小滴の形式が始まる。大気中における凝結は吸湿核のまわりで起こる。それは、大気が飽和されていない時でさえも水に対して親和力を有するような物質の微粒子である。そのような物質の最も良い例は塩化ナトリウムと三酸化イオウである。静穏な大気中で、凝結核として知られている異質の物質の微粒子の周囲に形成される水滴は、暗室内で光線のビーム中に見られるチリの分子よりもずっと小さい。核の大きさは、 10^{-3} ないし10ミクロンという程度である。サハラ砂漠において砂あらしの前後に測定したところでは、活性核の数が不変であることがわかった。同様の結果は、室内でじゅうたんをたたいた前後においても得られる。核の数は地方によって非常に異なる。ひどく汚染された工場地帯の大気中では 1 cm^3 あたり何百万個であるが、山岳地帯や高空においては 1 cm^3 あたりわずかに2、3個である。核の発生源は大部分が地球に存在するものであると思われる。即ち、砕波・砂あらしなどを例とするような大気下層のじょう乱・自然燃焼作用等である。雨水の化学的分析によれば、塩化ナトリウムの、塩化カリウム・塩化マグネシウムに対する比率はおおよそ海水における比率と同じである。凝結作用を行なう大気中の吸湿性の核が、常に十分存在することは明らかである。下層部の大気が飽和点まで冷却されると常に凝結が起こる。多くの場合においては飽和点に達する以前から起きている。水滴の成長につい

ては、理論的な観点から詳細に研究されている。エネルギー的な考察では表面の曲率が増加するに従って飽和水蒸気圧が増加することを示している。それゆえ、大気が平面に対して過飽和になりさえすれば、凝結は表面が非常に大きな曲率を有する小滴において起こる*。小滴が非常に小さい間は、曲率の効果と吸湿性の効果が互いに干渉し合う。水が粒子に引きつけられるにつれて後者は後退し、その水に対する吸引力が減少する。一方、小滴の曲率が減少すると、そこで凝結がおこるには比較的小さな過飽和でよい。小滴の半径が約 10^{-4} cm に達した後は、曲率と吸湿性の効果は無視して良いようになる。その後の小滴の成長は分子拡散作用を考慮して研究されねばならない。それによって水分は周囲の大気中の気体状態から雨滴の一部としての液状へと変化してゆく。この過程は数理的に研究されている。それらの研究の重要な成果の一つは、小滴は成熟するに従って均一な大きさになる傾向がある、ということである。理論的に導かれたこの結果は、観測によって証明されている。更に進んだ結論によれば、直径 200 ミクロン以上の小滴の生成は凝結によってのみ可能である、ということである。

雲中の小滴は以下のようにして測定されている。

- (1) 水滴をカーボンブラックと酸化マグネシウムか、または異なった濃度の 2 種の油を塗ったガラス板の上に集め、顕微鏡か写真で観測する。
- (2) 光学法則と、光のかさ (halo) といったような光学現象で観測された結果に基いて理論的な計算を行う。
- (3) 種々の大きさの回転柱上に蓄積した水の粒子を研究する。
- (4) 落下速度を観測する。

図 7 は、典型的な雲において、種々な大きさの小滴中に含まれる液体状の水の割合 (%) を示している。

雨滴の大きさは以下のようにして測定される。

- (1) 水溶性の染料を塗ってある紙に雨滴があたった時に作るしみの直径を観測する。
- (2) 雨滴が、ひかれたばかりの小麦粉中に落下した時にできるこね粉の丸玉の重さを測る。

どちらの方法も、既知の大きさの人工的な水滴を使用することにより検定される。異なった強度の雨について測定した結果が図 8 に示されている。明らかに、雨滴は雲粒よりも非常に大きいし、凝結だけで生成されたとするにはあまりにも大きすぎる。

3. 水滴成長のメカニズム—衝突及び氷晶と水滴との共存

雲はコロイド類似の浮遊質、またはむしろエアロゾルとみなすことができる。水滴が小さいままではいようとする傾向 (それゆえ落下しないのであるが) は、コロイド安定と呼ばれる。それに対し、水滴が癒着 (合体) し、それによって摩擦抵抗に打ち勝って落下するに十分な大きさになる傾向があるとき、雲はコロイド不安定と呼ばれる。

水滴の大きさの関数である落下速度は、次のようにして調べられる。

- (1) それらを支えるに必要な気流の速さによって測定する。
- (2) シャッター機構を用いる。
- (3) ストロボを使う。

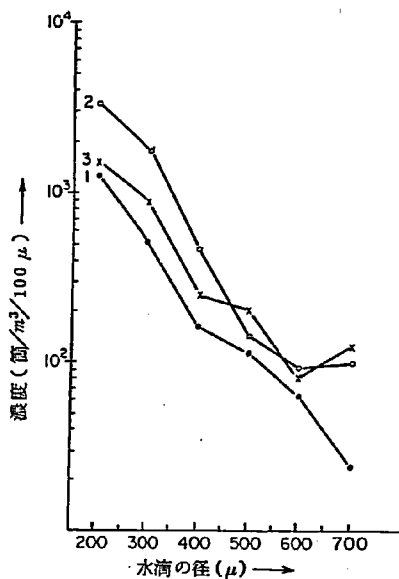


図7 熱帯の積雲中の水滴の寸法
(直径150乃至650 μ)

1. 雲高 6000~9000 ft. (46ケース)
飛行高度 5500~7000 ft.
濃度 2131 箇 / m^3
2. 雲高 9000~12000 ft. (35ケース)
飛行高度 7000~9000 ft.
濃度 5979 箇 / m^3
3. 雲高 12000 ft 以上 (12ケース)
飛行高度 7000~9000 ft.
〔参 2〕

(4) 水滴に電荷を誘導し、オシログラフで、距離のわかっている鉛直方向の2つの誘導リング間を水滴が落下する時に生ずるパルスの時間間隔を測定する。

4番目の方法によって1949年に得られた結果が、図9、図10である。

雨滴を形成する水滴の癒着(合体)が次のような過程で説明不可能なことは現在明らかである。

- (1) 水滴の電荷
- (2) 流体力学的な力

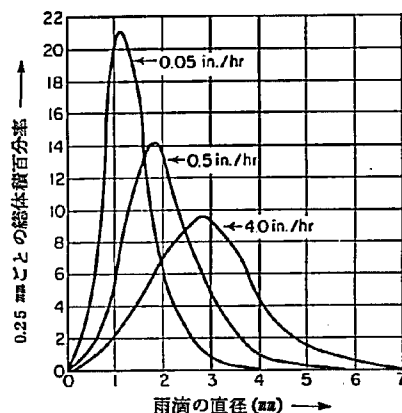


図8 強度の異なる降雨の粒子構成
〔参 3〕

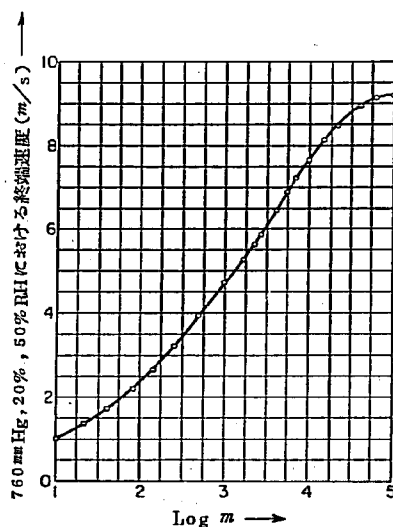


図9 水滴の大きさと終端速度の関係
〔参 4〕

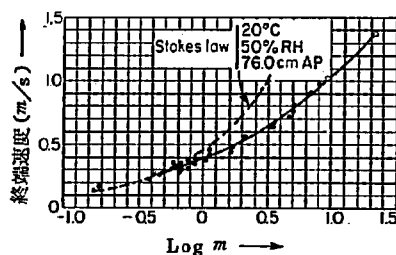


図10 微小水滴の終端速度〔参 4〕

(3) 曲率半径の効果に基づく小さな滴からの蒸発と大きな滴への凝結

(4) じょう乱

理論的な研究でこれらのそれぞれの作用が弱すぎるということがわかっている。非常に効果的だと思われる2つの作用は

(1) 大きな滴と小さな滴との間の速度の相違

(2) 氷晶と水滴の共存

である。2番目の作用では、水に対する飽和圧力と氷に対するそれとの相違によって、水滴の蒸発と、その結果としてのそのように気化した水分の氷晶上への凝結が起こると説明する。

小滴の成長の初期の段階では、氷晶効果がより重要であり、後半では衝突効果であろう。Houghton は次のように言っている。

定量的評価をしてみると、小滴が雲の要素の大きさから霧雨と同じ程度の大きさの結晶へと成長するときは、氷晶効果の方が衝突効果よりもずっと急速であることがわかる。一方、雨滴程度の大きさの粒子については、衝突効果の方が氷晶効果よりも急速である。更にまた、温い雲の中においては、もしも液状の水の含有量が高く雲が稠密で雲粒の大きさの分布範囲が大きいときには、衝突の効果だけで降水を始めうることもわかる。

異なった温度をもった滴の間でも、氷と水の違いにおける同様の飽和蒸気圧の差による効果があるだろうということがいわれている。

何年もの間、氷晶効果が明白であることは多くの気象学者により確信されていた。最近、この問題に対する大部分の科学者の態度は、以前よりも不確かなものとなった。氷晶理論に都合の良い証拠となる主要な点は次の通りである。

(1) 中緯度における大部分の積乱雲では、その上部が氷晶雲になったことが観測された頃に降水を始める。また、中緯度において降水をもたらす他の雲もその中のどこかに通常氷点以下の温度の部分がある。

(2) 強力な冷蔵庫の中へ息を吹き込むといったような方法で生成された人工雲についてみると、非常に冷たい物体の導入は若干の氷晶の形成をもたらす。それから、すべての霧は氷晶に変化しそして沈下して姿を消す。すべての氷晶が視野から消えてしまった2、3秒後に、冷凍器の中に再び息を吹き込むと、新しい水滴は姿を消し氷晶によってとって代られるであろう。しかしながら、もしも息の吹き込みがもっとずっと遅れるならば、新しい水滴の霧が残存するであろう。

(3) ドライアイスを通冷却された自然の雲の中に落したときに起こる雲の消散は、この理論に好都合な証拠とみなされる。

これらの議論のそれぞれに対する論駁として、この理論に対する批判者は、反論と観測事実を提出する。論(1)に対しては、熱帯地方においては強い降雨が温度が完全に氷点を上回るような雲から観測されている。論(2)及び(3)に対しては、水滴の消滅というのはそれらが雨滴の大きさに成長したとか、あるいは過程がもっと続くならばそうなるであろう、というようなことを必ずしも意味しないともいえる。

-40°C程度の冷凍棒は、霧箱中におけるドライアイスと同様の効果を有する。多くの物質とりわけ沃化銀は、ずっと高い温度で氷晶を生成することができる。

4. 氷結核の役割

過冷却された水滴を含む雲が、大気中において、ことに0°Cと-15°Cとの間において通常生ずる、ということについては多くの証拠がある。-50°Cの霧箱中の清浄な空気中において水滴の霧が生成される。水滴が-70°Cにおいて数時間にわたって液体状に保たれたという報告もある。一方、固体の不溶解性・親水性の粒子が存在している場合には、水滴を-33°C以下に過冷却することは不可能である、ということがわかっている、これらのそして他の多くの観測が氷晶が異質の粒子の上に形成されるということを示している。もしも氷晶が昇華によって形成されるならば、粒子は昇華核と呼ばれる。そしてもし氷晶が液状の水の氷結によるならば、それは氷結核と呼ばれる。本当の昇華核は大気中においては多分非常に稀である、という証拠がある。沃化銀の結晶は結晶の構造がかなり氷のそれに近いので、特に効果的な不溶解性の氷結核として活発である。沃化銀が存在すると、氷晶は露点において-4°Cという温度で現われる。

過冷却された水滴を含む雲中に、ドライアイスと沃化銀を落す実験の結果は、結論的にこれが人工的方法により非常に影響されうる降水形成過程の一段階であるということを示している。地表に達する感知しうるような降水を引き起すことについてのその効果は、また別の問題である。

5. 水分集積のメカニズム-収束

降水を起す他の条件が満たされているかどうかについてはかまわず、簡単な推論を試みる。ここに感知しうるほどの雨があるとしてみる。すると、雲と地上との間で蒸発によって失われる水分の損失を十分に補うために、かなりの量の水分が存在しなければならないということになる。又、更に重要なことは、強雨の量は降雨の初期における垂直な柱状の空間部分の水蒸気を越えており、そして降雨地域上の垂直な柱状の空間部分の水蒸気は同量に保持されるか、または少くともある一定の時点までは降雨期間中、実際に増加するということである。これらの理由から、雨域上の柱状の空間への、水蒸気の大きな水平の流入があるに違いない。この過程は収束と呼ばれ、そしてそれは単位面積あたりの水平な流入の純量で定義される。

この定義の結果、大気の流入に従って動く柱状空間の水平な面積は時間とともに減少するに違いない。このように、収束は面積の減少の時間あたりの割合に等しいということが示される。図11は、最初の気塊の形状の変化を当該地域上への降水量を与えるように示している。その形状変化は、時間の長短に拘らず、降雨期間中に起きる。垂直の動きは大きく、また高い強度の降雨が起きる時にはその形の変化は大きく、大気の下層から上層へ膨大な量の大气が運ばれることが示されている。

雲の中の液状の水分の量は次のようにして測定される。

- (1) 雲の中から集められた既知の量の大气を5酸化リンとかその他の乾燥剤の中を通し、それらの重量の増加を調べる。

- (2) 大気を熱した時の蒸気の増加量を、サイクロメーターの最初と最後の読みを見ることにより調べる。
- (3) 視程測定による。
- (4) 雲中を飛行して、飛行機により実際に水分を捕獲する。
- (5) レーダー測定による。

大部分の雲においては、これらの結果は 0.1 ないし 0.5 g/m^3 といったオーダーである。2万フィートの厚さの雲でさえも、100分の2ないし3インチ分の液体の水しか

含んでいないであろう。密集した積雲や雨雲の中の観測では、1ないし 10 g/m^3 という値を示しているものもある。高い値の場合は、降水が実際に既に起こりつつあったり、あるいはほんの少しあとで起こったりするときである。

そのような観測から引き出される結論は、大部分の雲においてある瞬間にすべての液状の水が降水として地上に降るようになったとしても、大部分の場合にその量は無視しうる程小さいということである。活発な上昇と収束が存在すれば、それで感知できる程度の降水に必要な量の水分が供給されるであろう。そのような上昇や収束を人工的な方法によって加速したり増加させたりできるか否かについては、現時点の最良の証拠によってもかなり疑わしいということしかわかっておらず、議論の余地のあるところである。

B. 降水の人工的生成

大部分の原始的な種族においてはある個人に雨を降らす能力があると主張されてきた。我々の文明においても、この能力を主張している人々がいる。19世紀の間に、いくつかの特許が降雨製造者や気候制御者に対して認可された。1890年代に、議会は砲撃によって雨を生成する実験に対し1万ドルを支出した。もしも通常の量の雨を降らせたならば、降雨製作者に対し6000ドル支払うことにある協会が同意したという記録がある。他にも多くのケースを引用することができる。疑いなく多くの開業者は自分たちが気候に影響を与えるのであると信じていた。しかし、真面目な科学者たちは、そのような主張には何らの根拠もないのだということを言明している。

降水の人工的生成のような議論の余地ある主張の両側面を評価しようとする時には、いくつかの考えに留意しなければならない。まず第一に、科学の進歩というものは、あることがいかにしてなされるかという仮説から出発し、この仮説を実験により検証することによって、

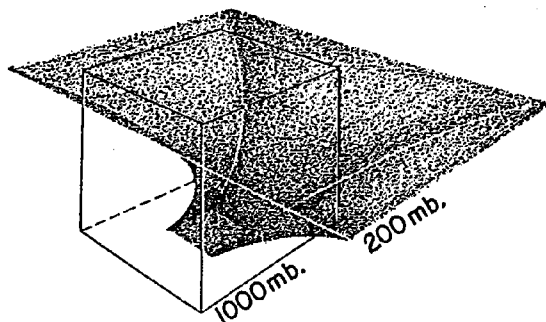


図11 気塊の変形

降水量は2インチ以上。1000 mbの面は地上にあり、200 mbの面は約50000 ft.にある。立方体が原形で、影の部分が変形後。

だけ可能である。多くの仮説が提案され、それが後の実験によって誤りであることが証明されるということは当然のことである。それゆえ、科学者はどんな仮説もそれが検証され再検証されるまでは疑い傾向をもっている。第二に、乾燥地帯においては降雨の人工的生成の経済的重要性は非常に大きいので、実業家や農民がどんな小さな成功の可能性に対してもかなりの額の投資でも正当性があると考えるのはもっともなことになる。第三に、現在の降水の原因に関する知識はまだ不十分なものであるので、どの特定量が自然の原因によったものか、どの特定の量が人工の原因の結果であるかを判定することは、非常に困難である。最後に、もしも統計論的な議論が用いられるとするならば、その実験は実験計画論に精通した人によって注意深く計画されなければならない。

1. 雲への種まき

雲への種まきの提案者によって出された理論は以下のようなことを主張している。かなりの量のコロイド的に安定な過冷却水滴を含む雲が存在する。この水あるいはその大部分の水は自然条件下では降水として落下しないであろう。このままでは利用しえない水である。このうちのある部分を地上の降水として到達させるために、ドライアイス・沃化銀その他の化学剤を加えることにより、雲をコロイド的に不安定な状態にすることができる。この理論の不明確な部分は、この Bergeron-Findeisen の条件が絶対に必要かどうかということ、及びコロイド的に安定な雲の中に経済的にひきあう量の降水をもたらしに十分な液状の水が存在するかどうかという点である。

これらの計画の現状についての権威ある報告が、アメリカ気象学会・世界気象学協会・気候制御に関する合衆国諮問委員会で作製されている。最後のものの報告を一部分取り上げてみる。

散布剤として沃化銀を使用した冬の雲への種まきの統計的評価に基いて、委員会は以下のように結論づけている。

1. 統計的処理の結果は、合衆国西部の山岳地帯における冬のストームの雲への種まきは、種をまかれた非常に可能性の大きいストームから平均して5ないし10%の降水の増加を生じ、そしてこの増加は雨量の自然変化の結果ではないことを示した。
2. 非山岳地帯においては、同じ統計処理の結果、雲への種まきに起因する降水のどのような増加も検出できなかった。これは効果が生じなかったかもしれないということを意味するものではない。非山岳地帯における降雨の型は非常に大きな多様性をもつもので、そこで起きたであろう小さな変化を検出するには、山岳地帯で使用された場合よりは検出技術を比較的感度の悪いものにしてしまうのである。
3. 降水の増加を意図したどの計画の評価も、雲への種まきが降水に対して検出する否定的な効果を生じたという証拠は何も発見されなかったとしている。
4. 利用する程度のヒョウの頻度に関するデータは、評価の目的には完全に不十分である。ヒョウの抑制計画の有効性については結論が得られなかった。

C. 水蒸気の純内部輸送

水分の貯留についての方程式は次のように書かれる。

$$P = E + R + \Delta S_g \quad (1)$$

- ・ P はある一定時間中に地表の一定面積上にあった降水量
- ・ E は P と同じ地域から大気中への蒸発散量
- ・ R は P と同じ地域からの流出量
- ・ ΔS_g は P と同じ時間中のその地域の下の中水分の変化量

平均すると ΔS_g は無視して良く、方程式は次のようになる。

$$P = E + R \quad (2)$$

地球の全陸地における流出の記録と降水量の記録との比較によると、R は約 $\frac{1}{4} P$ であり、E は約 $\frac{3}{4} P$ となる。

1. 一定体積の空間内の貯留

(2)の方程式は次のような形をとる。

$$I + E = O + P + \Delta S_a \quad (3)$$

- ・ I と O はそれぞれある時間内における一定体積の空間内外への水分の流入量および流出量である。
- ・ E と P はその空間への蒸発量・降水量である。
- ・ ΔS_a はその空間の水分貯留の変化量

前述と同じように ΔS_a は平均として無視して良く、方程式は次のようになる。

$$I + E = O + P \quad (4)$$

2. 一定体積の地上空間における貯留

地表のある地域上に広がる空間の体積を考えれば、その空間への蒸発は地表からの蒸発に等しく、その空間からの降水は地表への降水に等しい。そこで、前述の(2)式と(4)式から

$$R = I - O \quad (5)$$

最近の研究によれば、R は I や O よりもずっと小さいことがわかる。ミシシッピ峡谷についていうと、Benton と Estoque は 1 年間に R が 6.6 インチであり I が 14.6 インチであると見積っている。

3. 一定量の気塊における貯留

大気中における水蒸気のもう一つの形式の貯留方程式は、

$$E_m - P_m = \Delta S_m \quad (6)$$

- ・ E_m は一定の時間における一定の気塊中への蒸散量
- ・ P_m は同じ時間におけるその気塊からの降水量
- ・ ΔS_m は同じ時間における気塊中の水分の変化量である

気塊が地域を横切って進むにつれてのその中の水分変化についてのシノプティックな研究の結果と、最後の方程式に基いて、Holzman は次のように結論づけている。中部合衆国で起こった蒸発の大部分は、極地方の大陸性の気塊に流れ込み、逆に大部分の降水は熱帯の海洋性の気塊からのものである。ミシシッピ峡谷においては、極地方の大陸性の

大気からの降水は10%であり、熱帯の海洋性の大気からの降水は90%であると見積られている。しかしながら、これら二つの気団には、ほぼ同量の水が蒸発して流入しているのである。

4. 局地的な蒸発が局地的な降水に及ぼす効果

以前は、蒸発を増加させるような土地利用の実施はその付近の地域の降水を多少増加させるものと信じられていた。今日では、この観点は気象学者によって殆んど捨て去られている。

流出量の測定により、陸地での蒸発は観測された降水量の3/4を供給することができるということがわかった時、多くの気象学者はこの蒸発が大陸上の大気中の水分の主要な源に違いないという結論を性急に出してしまった。実際には彼らは(4)式に含まれる意味を無視していたのである。この式は、どんな地域においても、水分の供給源の相対的な重要性は、その地域上の空間へ風によって運び込まれる水分と、逆に運び出される水分との評価によってのみ判定しようということを示している。

Holzman は大陸上での蒸発は、大陸上の降水に対し無視しうる程度の貢献しかできないということを示した。彼の議論は式(6)を使って理解されるであろう。シノプティックな研究から、彼は次のように結論づけている。合衆国東部(BentonとEstoqueによれば北緯35°より北)での蒸発の大部分は、大陸性の気流に乗り、そしてそれは若干の損失があったとしても、獲得した水分を殆んど失うことなく大陸を横断する。一方、大部分の降水(少くともグレートプレーンの東部における降水)は、海洋性の熱帯の気流からおこる。そしてそれは通常、内陸に上陸する直前で最も多くの水分を含んでいる。彼は気団の循環を強調している。その循環というのは、大陸性の極地方の大気が大陸から大洋へと南下し、大洋で蒸発による水分を獲得すると同時に熱せられて海洋性の熱帯の気団となり、それから、降水によって水分を、輻射と伝導によって熱を失いながら大陸を北上し、最後には再び大陸性の極地方の気団になるといったものである。蒸発散によって増加した水分量が、同じ地方の降水に対して有する効果については、水分が蒸発流入した気流が、通常わずか2、3時間後には、何百マイルも離れたところへ行ってしまう、ということを明記すればよいだろう。

大気の水分の源は、勿論地表面である。その水分は蒸発と蒸散によって補われている。年間を通じて、又地球全体についてみると、非常に大量の水が大洋から与えられている。しかしながら、熱帯雨林地帯とか夏の合衆国東南部といったような温湿な地域も又重要な源として貢献している。

このようにして大気中に蓄えられた水分は、それが再び降水として地上に降りそぐ前に、通常非常に大きな距離を輸送される。あげられる正確な数字はないが、それらは、おそらく夏には数百マイルというオーダーであり、冬には数千マイルというオーダーであろう。この水分の輸送は、大部分大気の最も下層の部分において行なわれる。図12と図13は、水蒸気の輸送の典型的な高度分布を示している。また、湿った気流が活発な上昇運動のおきている部分へ達すると、2、3時間のうちに何千フィートも上昇する。

大気の水を貯える能力は小さい。ここでもまた正確な数字はないが、かなり良い概算としては、どんな時点においても、全大気中の水蒸気は世界の平均降水量の約2週間分を説明するだけの量しかない。

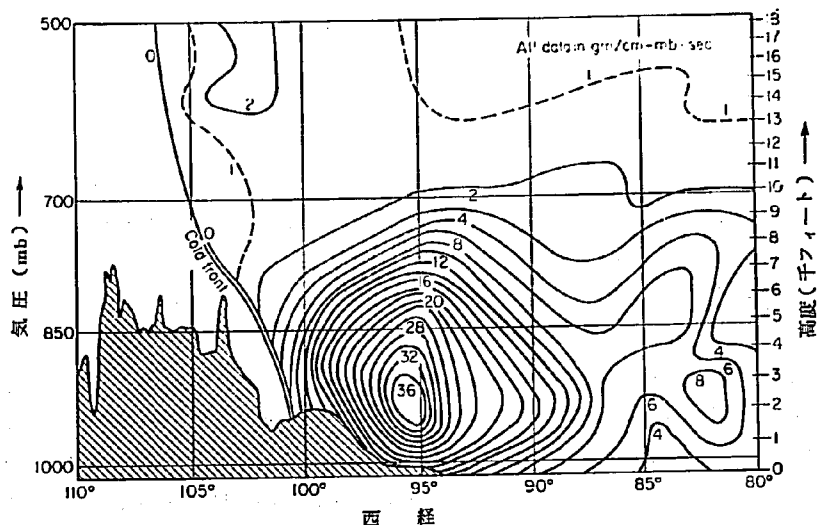


図 12 強雨期の水蒸気輸送

1943年5月8日午後9時(合衆国東部標準時)
30°Nの緯線をこえるもの [参 6]

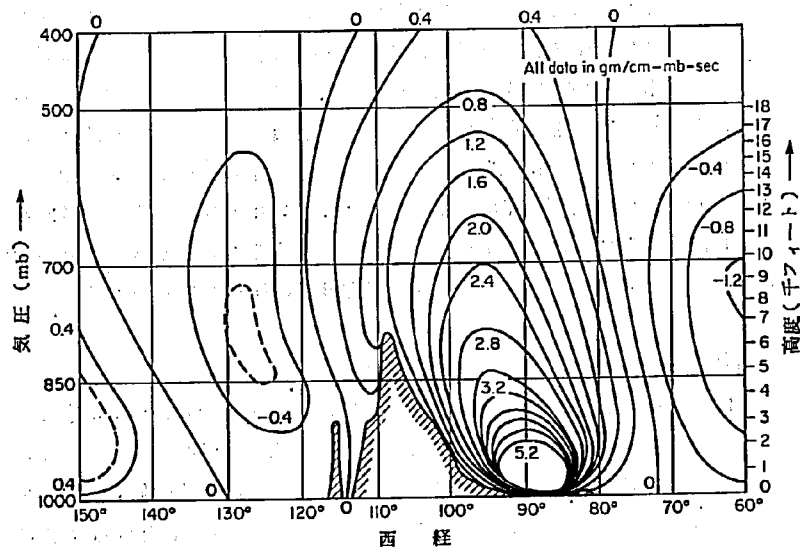


図 13 1949年冬期30°N緯線を越える北方への長期的水蒸気輸送

(図12と同様輸送の中心は2000から3000フィートにある) [参 7]

IV 雨のシノプティック気象学

この節では次のことを述べる

- (1) 降雨，特に強雨と，気温・気圧・風とかいった他の観測された気象学的要素との関係について，シノプティック気象学において得られた経験的知識を要約すること。
- (2) 強雨が時間や地域に関して決まった型で生ずる傾向について要約する。
- (3) この知識を，大気のエネルギ―変換過程と，一般的な方法で関連させる。

大気中のポテンシャルエネルギーと熱エネルギーは，暖気団と寒気団の対比によって表わされる。それは寒冷な大気の下降運動と同時に起こる温暖な大気の上昇運動によって，風の運動エネルギーに変換される。タイプの異なる2つの初期分布が，風の発達をもたらす。すなわち，

- (1) 寒冷な大気と温暖な大気のまず水平な対比と
- (2) 温暖でおそらく湿潤な下層大気の上に寒冷な大気が存在することで特性づけられる鉛直分布である。

寒冷な大気と温暖な大気との間の境界線が鋭いとき，それは前線と呼ばれる。先の鉛直分布は不安定条件と呼ばれている。不安定な場合，上昇する気流の熱の一部分は凝結による潜熱の放出により供給される。気流の上昇は降雨の生成に必要であり，暖気流の上昇は運動エネルギーの生成に必要であるので，この2つの作用の間には一般的に相互関係がある。しかしながら，この相関関係はそれほど厳密なものではない。多くの強雨が大気の循環システムの最終段階と関連して生ずる。これは特に熱帯の低気圧の最終段階に良くあつまる。

「ストーム」という語の使用に関してありがちな混同について銘記しておく。シノプティック気象学者はこの語によって通常低気圧の地域を意味する。それは殆んど「サイクロン」という語と同義である。冬期には，平均すると1週間に2個から3個のストームが合衆国を通過する。一方，水文学者及び水文気象学者は，通常，その語をある特定の流域（大きなものも，小さなものも，単数のものも複数のものも含む）における「強雨の期間」という意味で使う。水文学者の意味ではストームで表わされる期間に，流域にいくつものサイクロンがやってくるかもしれない。強い比較的短い時間の降雨は水文学者によって豪雨（burst）と呼ばれる。これらの豪雨は，しばしば（常にではないが）シノプティック気象学者の言うストームの通過と一緒にやってくる。以下，この節では，この語は水文気象学者の意味で使用される。

A. 温帯性の機構による降雨

低緯度地方の地表面の過熱と高緯度地方の亜低温は，極方向へ流れる暖気流と赤道方向へ流れる寒気流が時おり発生することによって相互に補われる。運動エネルギーは寒冷な大気の下降と温暖な大気の上昇とに起因する。温暖な大気の流れは，多くの場合湿潤である。それらは舌のような侵入をするのであって，時間も地域も集中している。それらは地表のサイクロンの東側に最も多く分布している。それらは鉛直方向に数万フィートのオーダーが広がっている。通常，そのような舌の中のすべての大気は，結局非常に高々度に持ち上げられ，そして遅かれ早かれすべての水分を降水として実際に放出する。降雨量は上昇の集中度と湿

舌の部分に最初から含まれている総水分量とに依存する。多くの場合気塊の状態は、非常に寒冷な北極の大気と温暖なやや湿潤な中緯度の大気との中間にある。そのような場合には、熱帯から強く長く続いている気流から成る温暖な大気の舌から生ずる降雨よりずっと少ない降雨しか生じない。

近年、大気システムの「深さ」が、気象学的研究によって強調されてきている。地表天気図上に見られるじょう乱は、8万フィートかそれ以上の高さにわたる大気の非常にはっきりした乱れと関係している。寒冷な大気と温暖な大気の深い気塊が、しばしば非常に近接して存在し、そして約4万フィートの高度に強い風のベルトを伴う。このベルトはジェット気流と呼ばれ、その中の風はしばしば時速100ないし200マイルに達する。上昇運動の集中度は、ジェット気流のある特性に関係しているのである。

約1万フィートの高度において、合衆国東部では、多くの降雨の状況が低気圧前方の南下する流れによって特徴付けられる。そのような場所には、水平方向の収束・垂直方向の上昇運動・豊富な水分・対流の不安定を伴い、それがメキシコ湾からの南方性気流を特徴付けている。

比較的低い層においては、強雨は通常気温の著しい差と低気圧に関連している。しかしながら、これらの関係はそれほど単純ではない。気圧について言えば、最も強い降水が常に最も気圧の低い部分で起こるとは限らない。降雨の位置をきめるうえで比較的重要な要素は、大気圧勾配の強弱である。

気温の対比について言うと、強雨は通常前線の近傍にある。温帯性低気圧の前線モデルが、しばしば、降雨の発生を分類するために使用される。しかし、それはあらゆるモデルでそうであるように、本当の世界を正確に叙述することに、ある点で失敗している。そして、ここでは強雨の量と位置を説明するのに失敗している。モデルによれば、降水は温暖前線及び寒冷前線の寒冷な大気の側になければならない。温暖前線の北側での降雨は、均一な継続的な型のものでなければならない。寒冷前線に伴う降雨は、にわか雨でしかも前線の後方でなければならない。モデルに一致した継続的な霧雨や弱い降雨が、しばしば、温暖前線の前方で観測される。そして、にわか雨模様の降雨がしばしば寒冷前線の通過の頃に起きる。又、強い降雨や雪が発達しつつある緩慢な動きのサイクロンの中心付近の寒冷な大気の中でしばしば発生する。しかしながら、他の多くの事実はモデルと一致しない。

- (1) 前線面の単純なすべり（水平風の前線の勾配に沿って吹くもの）に関する鉛直速度は、霧雨が非常に弱い雨を説明するのにしか役立たない。
- (2) しばしば、温暖前線に伴われた降雨は、均一でなく、際立って多くなり、前線の50ないし100マイルも北方であり、そして単なる上方へのすべりだけで説明しうるよりもずっと大きい。
- (3) 最も多くの量の降水は、圧倒的にどちらの前線からも100ないし200マイルの距離の温暖な領域において起るが、その位置というのは前線理論によっては如何なる降水もありえない場所である。
- (4) 合衆国における大部分の寒冷前線は、それらに伴う降水を殆んどか全然といっていい

くらいにもたない。それらによって起こる降水は短時間で非常な強度であるが、一箇所に大きな量をもたらすほど長時間継続することはめったにない。

言うまでもないことだが、サイクロンモデルが強雨の事実に対する説明で失敗したことは、決してそのモデルの他の気象学上の問題に対する価値を減ずるものではない。

何人かの気象学者は、前線理論は、上述したいくつかの反論に対応できるよう修正できると主張している。たとえば、温暖前線の北部には、地表付近に時々非常に浅い冷たい大気層があり、強雨をもたらす実際の寒冷なくさび状の斜面はもっと北の方で始まっていると主張する。この説明の特にこの場合限りの性格は別としても、それは前線の斜面によって増加されたどのような水平の風によっても、現実にはそのような強さの降水が何故おこるかを説明していない。繰り返すが、寒冷前線における現象の説明の不満足さは、下層部で寒冷な大気が前線を越えて流れてしまうという事実と併せられており、そこで非常にはっきりした熱力学的不安定を条件として設定しているのである。温暖な地域における強雨はスコール線とか不安定線とか呼ばれる前線類似の層の存在が原因とされている。

サイクロンに伴う降雨の型は、たとえ同一のサイクロンの一生のうちの異なった期間においてすら、必ずしも同一でない。たとえば、多くのサイクロンが合衆国のグレートプレーンにおいて非常に乾燥した状態で発生する。それらは、東部海岸へ達するまでは、国を横切って東へ移動する間殆んど降水をもたらさないであろう。そして、東部海岸へ着くと、水分を吸収し、それから非常に強雨をもたらす。

サイクロンは波動の性質をもっている。そこを通過して新しい大気が継続的に移動し通過し、そして次の大気にとって代えられる。サイクロンの1万フィートかそれ以上の高さにある現在の大気は、24時間前には何百マイルも離れたところでも2000フィートもの下層にあったかも知れない。ストームが東方へ移動するのに対し、この大気は西方へ移動し、それから北へ向きを変えて波のようなサイクロンと出会う。これと反対に、サイクロン西側下層の大気は、数百マイルも北又は北東からサイクロン系へ流入してきたのであろう。サイクロンも又連続的に変化する構造体であり、それは発達し盛んになりそしてそれから何日かの進行の間に消滅する。

速く動くサイクロンは、広い地域にわたって適度の降雨をもたらすことが多い。広い地域にわたる軽微な降水は、しばしば殆んど静止している温暖な大気が、非常に高さまで上昇させられたのちの老年期の低気圧部において生ずる。強雨の典型状態は、サイクロンの2、3百マイル前方の活発で寒冷な大気の赤道方向への流れが、その動きを遅くしエネルギーを増加する場合に起こる。

図14はミシシッピ峡谷での強雨の発生のいくつかの条件を図式的に示したものである。

B. 局地的な対流性降雨と雷雨

位置エネルギーと熱エネルギー（不安定）の鉛直分布は、水平分布に較べ、エネルギーの発散とか降雨その他の大気の因子を集中する能力が大きい。たとえば、強い鉛直乱流とヒョウを伴う tornado は、前もって不安定が存在するときのみ発生する。

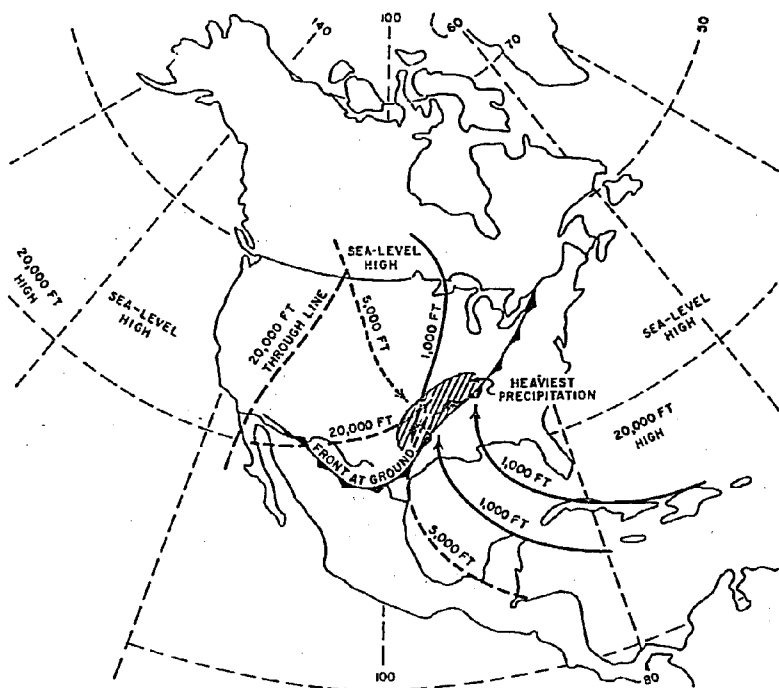


図 1 4 中央ミシシッピー谷に強雨をもたらした状況
(矢印は気流) [参 6]

もっと激しい tornado の勃発や、強い地域的な雷雨の時には、垂直的なエネルギー発散の分布と水平的な発散分布の両方が存在する。たとえば、1947年7月22日の Holt, Mo. ストーム(42分間に1.1インチの雨が降った)は、前線の接近につれてそのような垂直的な不安定が発散した例である(図15)。フロリダにおいては、雷雨の散発的な発生(それは垂直的な状態に伴ったものであるが)が、半島の周囲の海風の収束につれて変化することが発見されている。そして、海風は水平的な効果であり、1日のうちの陸地の過熱と海加熱不足との著しい対比に依存している。tornado の予報において、不安定は引き金効果によって起こると考えられている。そしてそれは低気圧の移動とか中程度の気圧の谷の接近とかジェット気流の期待特性とかいった大規模な大気のプロセスに付随して起こる。

降雨の発生は二重のスペクトルを持っている。

- (1) 大きな量から小さな量まで
- (2) 非常に広い地域から1平方マイルかそこの地域まで。

これらの2つのスペクトルによって表わされた領域の一つの隅に、地域的な強雨がある。降雨とは異なった破壊的な効果ということで、この領域は tornado の発生をもって表わせるであろう。若干の妥当性がないわけではないが、このように表示されたストームは、比較

的一般的な雨とは異なった包括的なタイプではないかという一般の考えがある。以上の議論から、その区別は正確でないことが理解されるであろう。多くの広地域にわたる中緯度の系は主に水平的な分布をしているが、それらの存在している期間に付加された不安定効果をもっている可能性がある。雷は強い地域的強雨と必ずしも密接に関連してはいない。しばしば、雷は広い地域にわたって殆んど降雨なしに聞かれる（乾いた雷雨である）。それは、降雪地帯の広がりの方ただなかで聞かれる。亜熱帯の強雨に伴う雷は、殆んど降雨をもたらさない中西部の雷雨に比べてずっと弱い。（気象学用語は thunderstorm を thunder の音として定義している。）

Air-mass Showers はシノプティックな圧力系を何ら伴わない分散した降雨に与えられた名前である。それらは夏の合衆国南東部においてしばしば生ずる（西海岸では実際夏は雨が少ない）。通常それらは量が少なく、たとえば降雨排水設計の基準を設定することよりは農業にとって実質的な重要性がある。それらの強度と地域範囲は日によってかなり変化する。Air-mass Shower と Prefrontal Shower との間には、明確な限界は存在しない。Instability Shower は冷たい大気が温かい大地の上へ移動したときに発生する。たとえば、大西洋岸の沖で冷たい大気団が陸上へ移動したときなどである。冬の五大湖沿岸において、冷たい大気が相対的に温暖な湖の上にとどまっている時には多くの非常に激しい吹雪が発生する。

0. 熱帯の雨

温暖な大気の上に寒冷な大気があるという湿潤状態における垂直のエネルギー分布は、夏の後半から秋にかけて低緯度地方の大洋上に広く広がる。他の季節においてもそれは時々現われる。ハリケーンの破壊的な風の運動エネルギーの原因は、この温暖で湿潤な大気

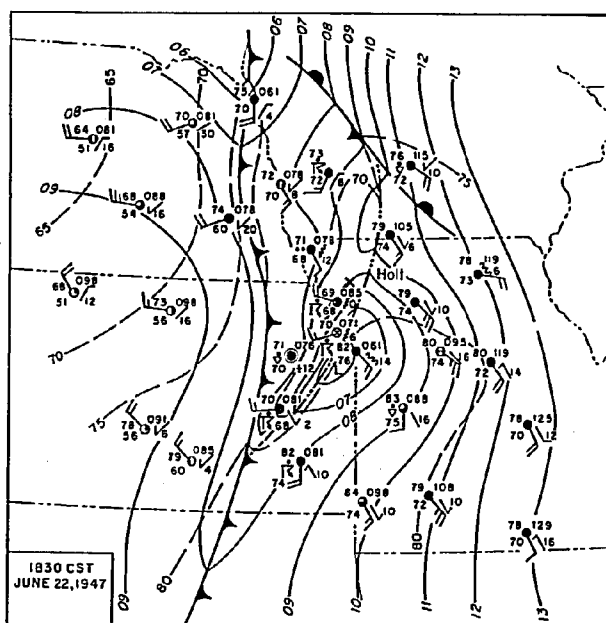


図 15 Holt, Mo. ストームの 2 時間前の天気図
〔参 11〕

（寒冷前線は強雨の西方 100 マイルにあり、強雨は直前 2 時間に形成された小規模な低気圧部で起った）

の上昇に伴う転換作用にある。とりわけ、どのようにその上昇が始まり、どのように維持されるかという問題については、現在調査計画によって鋭意研究されている。熱帯のストームの一生の間に、莫大な量の大気の下層において系の中へ引き入れられ、その水分が降雨として凝縮され、大気の上層部でストームの循環から排出される。降雨は前方ではストームの中心の軌跡において、北半球にあつては右よりもむしろ左側で殆んどが生ずる。しかしながら、これらの原則に対しては多くの例外がある。

熱帯のストームに伴った多くの降雨ストームがメキシコ湾に沿った州で発生する。合衆国の他の多くの部分において発生するものもある。記録的な洪水をもたらした雨はまさにそのようなストームのときにおこつた。1955年8月のペンシルバニアとニューイングランド、1955年10月のニューヨーク西部とオンタリオ南部、1916年と1940年のノースカロライナ(図16)。1940年8月のルイジアナ。その他多くのものがある。そのように直接同時にやってくるものの他に、熱帯のストームが衰えた段階、ことにしばしば、ストームの強い風がやんでしまった2、3日あとに強雨が発生することが非常に多い。

1921年9月8日から10日にかけての Thrall Texas ストーム(図17)は、メキシコ海岸タンピコ付近に接し、その風が非常に急速に衰退してしまったハリケーンの通過した軌跡に沿って発生した。1931

年8月21日の Baldwin Maine ストームはニューイングランド海岸の沖合へ抜けたハリケーンの2日後に発生した。1944年9月15日から22日にかけての

Covesville Va. ストームは、Great Atlantic ストームが9月16日に海岸へと通過した2日後に生じた。1939年の9月の間に、3つの熱帯性のハリケーンがカリフォルニア湾をさか上り、

その結果、地域的な強い降雨ストームがアリゾナとインペリアル峡谷とカリフォルニアに隣接した地域に発生した。Great Valley of California の Red Bluff でおこつた強雨を伴ったストーム(1918年9月)は、メキシコ西海岸の沖合からやってきて衰えたハリケーンと一緒にであった。

明らかにハリケーンの活発な循環

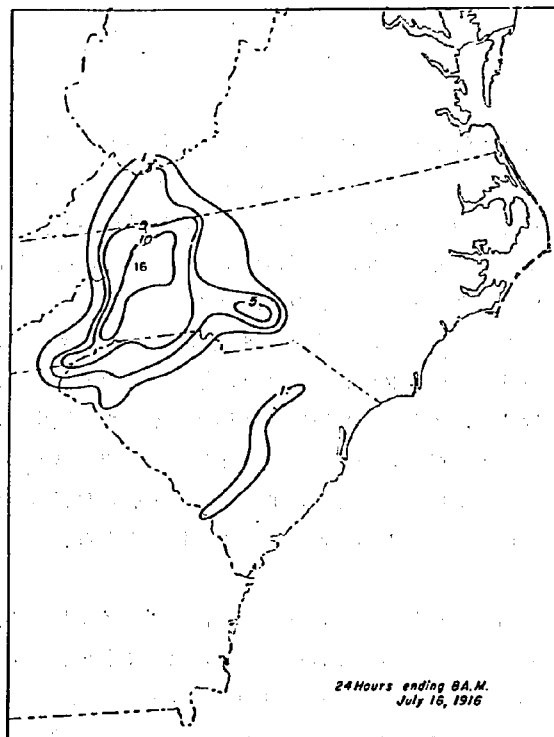


図16 ハリケーンに際してのカリフォルニアバ
ージニア上の降雨分布〔参12〕

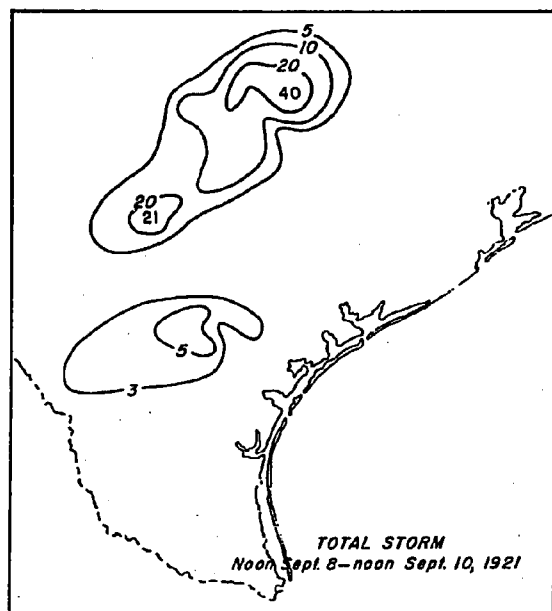


図 17 ハリケーンに際してのバージニア上の降雨分布〔参 12〕

は、地域の気温、風、気湿等の大気条件を非常に乱すので、その結果、降雨がそれ以外の状態では起りえないような場所においても発生することがある。たとえば Covessville ストームは、高気圧地域の中心近くで発生した。

弱い風を伴った多くの熱帯性の系も又おびただしい降雨をもたらす。いくつかは、弱くてどちらかというと拡散した低気圧か、又ははっきりした中心を持たない気圧の谷に伴なわれる。

D. 山岳性降雨

大部分の高い山脈の風上側では強い降水を経験する。一方、風下側の斜面や地域は通常非常に乾燥しており、山脈の Rain Shadow にあると言われている。ワシントン州が良い例を提供している。大平洋岸に沿っては、地形

的な変化は殆んどないのであるが、年間の降雨量は平均して約 60 インチである。若干の地勢の変化のあるところでは、年間の全雨量は 20 インチほど増加して 80 インチとなる。

Olympic 山脈の西側の斜面では、値は増加して 150 インチが記録される。しかしながら東側の Puget Sound-Willamette Valley では、平均 40 インチ前後である。更に東へいってカスケード山脈の斜面では 60 ないし 70 インチの降雨がある。カスケード山脈の分水嶺の両側では、雨林から Sagebrush へのあざやかな変化がある。山脈の東側の谷の降雨量は非常に少ない。ヤキアでは年間 7 インチである。もっと東へいくと降雨量は再び徐々に増加し、スポーケン周辺では約 20 インチに達する。

ある地域においては、水分を運ぶ風の向きはワシントン州におけるほどははっきり定まてはいない。たとえば、アパラチア山脈の東側の斜面は、ある条件下では風上であり、別の条件下では風下の斜面ということになりうる。しかしながら、水分は通常南方から接近してくる。

山岳的な条件下での降水量は、大ざっぱに言って、斜面を昇る風の速度と大気中の水分の量とに比例する。山は低気圧系に比べて水分を大気から除去するのにそれほど効果的ではない。カリフォルニアの海岸山脈とシエラ山脈を横断する強い風の流れの多くの山岳性の条件の下では、その地域へ流れ込んで来た水分の約 30% が降水として落下するということが観測されている。このように、山岳は与えられた大気の流れから水分を除去する点で、他の原因よりも効果的ではない。多分、これは山岳的な原因においては上昇の全体量が、他の

原因による場合よりもずっと少ないからであろう。しかし、山岳は同一の場所で繰り返し何回も、又は長期間にわたって絶え間なく降水を地表へもたらすことでは、非常に効果的である。円筒状の空間内の全水分に対する24時間の降水量の割合の最も高い例は、山岳地帯において観測されている。

収束によって生成された降水は、しばしば、純粹に山岳的な降水と一緒に起こる。カリフォルニアで最も強い降水をもたらす多くのストームは、中緯度地方のいたる所において強い冬の降水をもたらすストームと同じ特徴を備えている。これらの特徴というのは、強い気温の対比、低気圧の谷の存在、温い大気中における多くの降水などである。ある場合において、他の場合と比較すると、谷における降水量の方が、斜面や屋根におけるよりも相対的に強いことがある。事実、ロサンゼルス周辺での都市の平地における降雨量は、北方の山地よりもずっと大きい。

ストームによる降水量の年平均の型との関係は、降水量の相対的な重要性和、1年の型を決定する場合の頻度の相対的な重要性和に依存する。たとえば、カリフォルニア州オレゴン州境付近の地域では、カリフォルニア南部と比べて、ストームは比較的多く、平均全年量はずっと大きい。24時間合計の年間最高は大きくない。西海岸の全地域においては、平均の年間の型は、同じ型の多くの storm の蓄積であると考えて良い。ある程度まで、その地方で起きるそれぞれの大きな冬のストームの降雨型は、年間の平均の型の特徴を作り上げる。大部分の降雨は風上の斜面で発生し、風下の斜面や隣接する谷間は非常に乾燥している。しかしながら、型の再生の程度は決して完全ではない。個々のストームの全年平均量に対するパーセンテージが最大なのは、山脈に対して垂直な帯状の地域に限られている。そしてこの地域の両側では、全年平均量に対する割合は小さくなっている。収束による降水が山岳的なものと同時に起こるときには、型は明らかに修正されるであろう。

きわめて小さな地勢が軽微なあるいは温和な降雨の頻度に何らかの影響を与えるということの証拠がいくつかある。又、いくつかの大きなストームが、テキサス東部の Balcones Escarpment に沿って、あるいはその近くで発生したということも知られている。これらのストームのシノプティックな特徴を研究している気象学者の一般的な意見は、次の通りである。ストームは絶壁自身によって生ずる引き金効果により、他の地域におけるよりも絶壁の近くの方が頻度が多い。しかし、時々同様に強い storm が付近の地域において生ずる。このように、絶壁はその地域で起こりうる最大値について、明らかに注目しうるのである。他の多くの場合において、小さな山地は大きな降雨量をもたらすというよりはむしろ降雨の頻度に対する引き金効果としての方がずっと有効であると考えられている。このことは、2ないし300フィートの丘において殊にそうである。一般の地方的信念にあっては、気象学者よりもずっと大きな効果をこの丘に対して認めている。事実大部分の水文気象学者は、一般の気象学者達が小さな山脈の効果を、殊に強い降雨との関係で誇張しすぎていると感ずるであろう。

E. 量的な降水予報

1940年代の初め以来、約1万平方マイルの地域にわたって降水量をインチで示す予報が、合衆国気象局の手によって水文上の利用のためになされてきている。初期にあっては、たいていの技術は1インチ以下の量の予報にあった。最近では、もっと大きい量の予報のためかなりの仕事が行なわれている。2つの一般的接近法が使用された。一つの方法では、水分の流入及び数値天気予報で使用する数学的モデルの副産物である垂直速度の近似値を

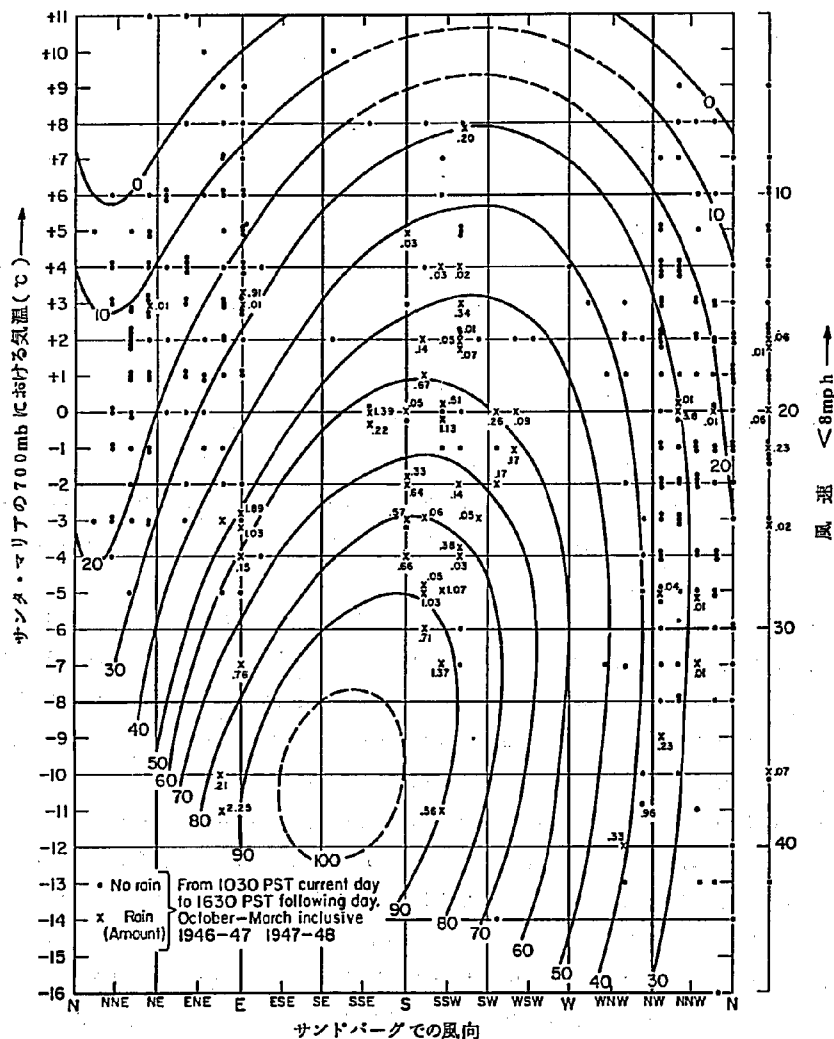


図18 簡単な気象パラメータと降雨の関係

ロサンゼルス为例

同様な図はいろいろな量の降雨の確率を評価するために用いられている。〔参13〕

使用する。これらの速度は、雲のある地域と、軽い降雨の広く分布している地域との間でかなりの相関関係を示している。そのようにして得られた結果は大部分の水文学的に重要な降雨量を説明するには小さすぎる。疑いもなく、実際の状態によい近似を与えるような緻密なモデルを開発するには、広範な領域にわたる作業を必要とする。

早急に実効的な結果をもたらす方法は、収束を生ずる等圧の配置への水分の流入、気圧の場の降水量に対する関係、冷たい大気と温かい大気の異なった高度における相互に関係した運動、及びそれらの垂直速度に及ぼす効果、気圧の系の発達に関する綿密な研究を利用している。

それに加えて、いくつかの研究がなされているが、それは特定の地域における将来の温和な降雨量を非常に単純な気象学上の媒介変数に関係させるについて、統計的な手法を使用してかなりの巧妙さを示している。

非常に効果的な手法が、トンプソンによってロサンゼルス市の降雨量の予報のために工夫された(図18)。

tercile の頻度の5日間の統計による予報が合衆国全域にわたって週に3回なされる。すなわち、予報はある地域の降水量が以前の年における同じ時期に生じた統計の上中下3段階のどの段階に該当するかを示す。検証により、予報としてはかなりの精度が得られることがわかった。ここ数年のうちに降水の量的な予報における実質的な改善が行なわれるように思われる。そのような予報が利用できるようにするという作業を行なう技術者は、この開発を計画し、そして目標の設定が低すぎないように彼らの要求を広く知らさなければならない。

V 降雨の空間・時間的特性

A. 分析の技術

1. ダブル・マス・カーブ法 (Double-mass Curve)

この技術は、場所による変化とか、雨量計の露場条件とかいう表面に現われにくい要素を考慮するために降水記録を調整する方法である。それは問題の雨量計の積算総量を付近の雨量計の代表的なグループの相当する総量と比較することによりおこなう。付近の雨量計の記録が相互に均質になればなるほど、この手法がより正確になることは自明である。通常、少なくとも10箇所の観測所が比較のための基礎ネットワークとして使用される。そのような分析をしてみると、曲線の勾配にはっきりとした変化がしばしば現われ、しかもそれらが往々にして雨量計の場所の変化とかその他の変化に関係しているであろうことが発見されている。たとえば図19において、曲線の傾きが変化していることは、1923年に雨量計の場所が数マイル移動されたという事実によって説明しうる。早期の記録は最近の記録と一貫しているならば237/238の率で増加するはずである。精度を最大限に

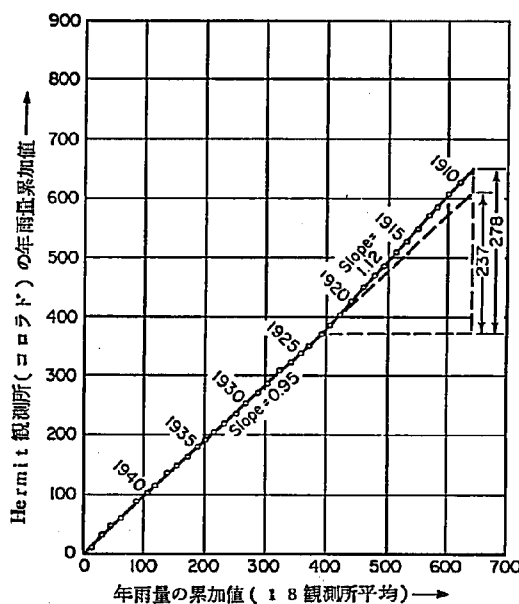


図 19 ダブル・マス・カーブ〔参 14〕

線分を使用すべきである。しばしば、ある特定の年間に、1つの観測所が付近の観測所よりも大きな観測値を出すことがある。このことは、年間の降水量の大きな部分が、1つか2つの大きな集中的降雨でもたらさせるような場所では殊にそうである。この手法は集中的な降雨や日々の降雨量については薦められない。

2. 観測所年数法 (Station-year Method)

これはある観測所の度数曲線の記録の長さを伸長する手法である。多くの観測所の同一の又は異なった期間の記録は、含まれている年数の総計に等しい期間の一つの観測所の記録とみなして良い、という仮定に基いている。たとえば、もし100の観測所の50年間の記録が使用可能ならば、それは1つの観測所の5,000年と等価であるとみなされるであろう。この手法に対しては、2つの重要な反論を提出することができる。まず第一に、もしも何千年というような非常に長い期間にわたって観測所が同一の度数分布を有しているであろうという想定をしなければ、この手法は厳密には応用することができない。その場合には、観測所は水文気象学的に均質であると言われる。この均質性の要求のため、実際に山岳地帯においてはこの手法は使用できない。更に第二には、異なった観測所における最大値が同一のストームやあるいは同種のストームその他の偶発的でない形で発生する傾向があると、この手法は厳密には応用できない。最大値が常に同時に発生するというような極端な場合には、この手法は単一の観測所の記録程度の意味しかないであろう。最大値が地理的に離れた地域性の強いストームに伴なって発生するような地域では、この手法はかなり応用できると考えて良い。再現期間の概算は、大ざっぱに言って単一の観測所の

あげるために、基礎グループのそれぞれの観測所の記録も、ダブル・マス・カーブ法によって検証されるべきである。勾配に感知しうるほどの変化を示している観測所は、基礎グループから落とされ、その記録は上記のように修正されるべきである。降水が明白な季節的变化を示す地方においては、この手法を用いる場合全年の総量よりも季節ごとの積算総量の方がより典型的な結果を与える。

この分析を行なう人の中には、ダブルマスカーブ法を使い過ぎる傾向がある者も見られる。勾配の変化は、もし位置や露場条件あるいは他の変化と相応した、少なくとも5年間は持続する変化が存在しなければ、意義のあるものとみなされるべきでない。

もしも、ある特定の年が他と著しく異なる累加量を示しているならば、2つの平行な

記録の N 倍 (N はそれぞれのストームを抽出する観測所の数) であると言われている。

観測所年数法の限界にも拘らず、どの観測所の記録も数年といった長さしかない場合にリターンペリオドを評価するための方法としては、信頼しうる方法である。この手法は、その中に含まれている統計的な落とし穴を完全に理解し、種々の観測所の最大値用の相互関係の検証を含めて記録を詳細に研究している人によって使用されるならば、信頼できる概算値を提供するであろう。

3. 降雨記録の補間法 (Interpolation of Rainfall Records)

しばしば、ある観測所特に協観測所の記録が 1 日あるいは数日にわたって欠測していることがある。価値ある情報を失わないために、月間の合計・年間の総計を計算するのにこのような日々の量を見積る技法を有することが望ましい。合衆国気象局はこれらの見積りのために 2 つの手法を使用しているが、どちらも欠測した観測所にできるだけ接近しかつできるだけその周囲に均等に分布している 3 つの観測所の同一時の記録に基づいている。

(1) もしも、これらのそれぞれの観測所の平均年間降水量と欠測した観測所のそれとに 10% 以内の差しかないならば、3 つの観測所の降水量の単純な算術平均値が概算値として使用できる。

(2) もしも、3 つの観測所の平均年間降水量のどれかが欠測した観測所のそれと 10% 以上異なっているならば、別の手法 (Normal-Ratio Method) を使用する。この手法は平均年間降水量の値の比率による重み付けから成っている。

$$P_x = \frac{1}{3} \left(\frac{N_x}{N_A} \cdot P_A + \frac{N_x}{N_B} \cdot P_B + \frac{N_x}{N_C} \cdot P_C \right) \quad (7)$$

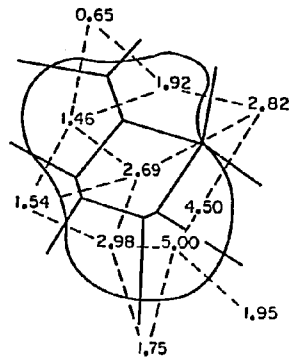
ここに N は平均年間降水量である。

既に明らかなように、この 2 番目の手法は降水に大きな変化のある山岳地方に向いている。この 2 つの手法は機械的手段に適合するよう改良され、気象局によって日常的に使用されている。

4. 面積平均雨量 (Average Depth of Rainfall over Area)

流域の平均の降水量を算定するためにいくつかの手法が使用されている。最も簡単で、最もしばしば利用されており、ことに比較的平坦な地方で使用されている手法は、多くの観測所の算術平均をとるだけのものである。長年にわたって気象局は各州のすべての観測所の月間降雨量の算術平均を公表していた。この業務は、多くの事例に照らして代表性がないと考えられたので 1956 年に中止された。代りに、算術平均は現在では州の気候課のために発表されている。

ティーセン法は、どの観測所の値も、任意の方向について次の観測所との中間地点までは採用することができる、と仮定する。この方法はティーセン多角形の網を構成することにより使用される。この多角形は、付近の観測所を結んだ線分の垂直二等分線により形成される (図 20)。それぞれの多角形の面積が測定され、そして多角形の中心にある観測所の降雨量に対する重みとして使用される。多角形は、観測所が追加されたり、ネットワークから除去されたり、観測所のどれかが欠測したりするごとに、変更されねばならない。



Thiessen method:

Observed precip (in.)	Area [*] (sq mi)	Per cent total area	Weighted precipitation (in) (col 1 x col 3)
0.65	7	1	0.01
1.46	120	19	0.28
1.92	109	18	0.35
2.69	120	19	0.51
1.54	20	3	0.05
2.98	92	15	0.45
5.00	82	13	0.65
4.50	76	12	0.54
	626	100	2.84

Average = 2.84 in.

*Area of corresponding polygon within basin boundary

図 20 ティーセン・ダイアグラム [参 14]

等雨量線法では、等雨量線 (Isohyets) を引く。この際、観測所において得られた値と、観測所間で修正又は補間するため利用しうる付加的な要素は、どんなものでも使用する。それから、それぞれの等雨量線の組の間の面積に、両等雨量線の値の平均値を乗じ、これを加え合わせ全面積でわることにより平均雨量が計算される。

平均年間百分率法 (Percentage-of-mean-annual Method)。これは山岳地帯のひと雨平均に利用される。ストーム雨量の季節ごとまたは年間の平均降水量に対する比率が、それぞれの観測所に割り当てられる。ついで等率線を引く。曲線間の領域の比率の平均はこれをはさむ等率線の平均とする。各領域のストーム雨量を算出するため、これらに平均年間降水量を乗ずる。さらに領域雨量を足し合わせその和を全面積で割ることにより、平均雨量を得る。

簡易等百分率法 (Abbreviated Isopercentual Method)。各観測所について、ストーム雨量の平均年間雨量に対する比を計算する。この比にティーセン多角形によって重み付けする。そして重み付けされた各々の比に流域平均年間降水量を掛ける。この簡易法は、同一の流域上に数個のストームが同時に存在したり、ストーム期間がいくつか分かれていたりするときに役立つ。

5. 面積平均雨量に対するネットワークの稠密度の効果

多くの強雨の中心は集中していたり、不規則な地域的分布をしているので (図 21)、雨量計の稠密度を増加させるとしばしば、見かけの面積平均雨量を増加させるような効果がある。何人かの研究者が、この稠密度が見かけの平均に及ぼす効果について研究している。図 22 は 1 つの例である。

6. 山岳性降水に対する手法

大部分の山岳地帯においては、雨量計を降水量の最も大きい場所に設置し、維持することがむずかしい。谷間に位置している雨量計は、全域にわたる年間及び一雨の降水量について、通常あまり代表性をもっていない。平均年間降水量を見積るために 2 つの手法が、

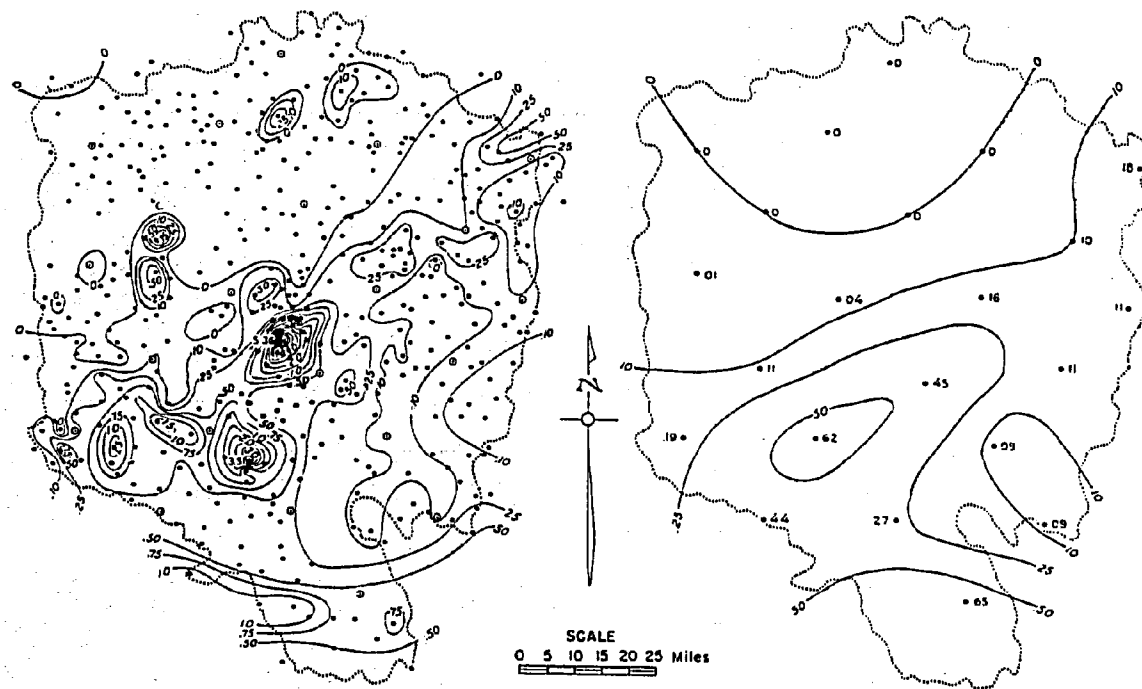


図 2 1 降雨パターンの解析における雨量計密度の影響 [W. B.]
オハイオ州マスキンガム流域, 1939年8月3日の等雨量線
(a) 449雨量計(18平方マイル当り1箇)
(b) 22雨量計(375平方マイル当り1箇)

ストーム降水量のためには1つの手法がそれぞれ開発されている。

(1) パーソン法(又はサクラメント法)は、サクラメントの Corps of Engineers District のために開発された。山岳地帯の平均年間降水量を測定するために使用されている。それは平均年間降水量の観測だけでなく、流出量の観測と、土壌と植生に関する分析的知識を使用する。この手法は、観測された降水量と一致し、そしてすべての面積平均雨量の値と、計測されたその地域からの流出量が、土壌と植生の特徴と分析家の判断とに一致するような、首尾一貫したパターンを形成するように、平均年間降水量を構成することを提唱している。これは

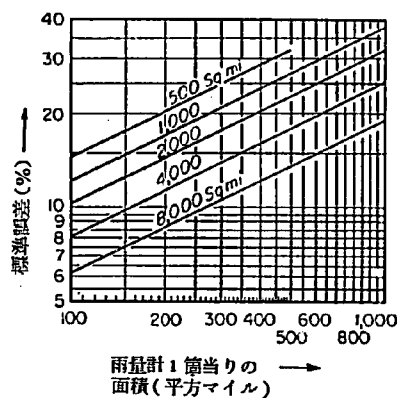


図 2-2 マスキングム流域における雨量計網の関数としての平均雨量の標準誤差 [W.B.]

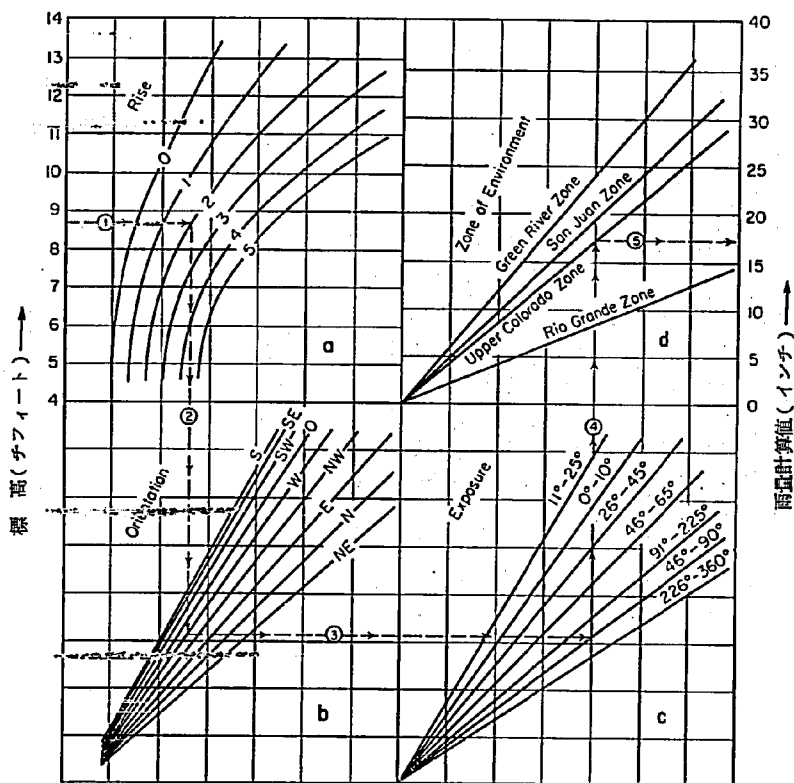
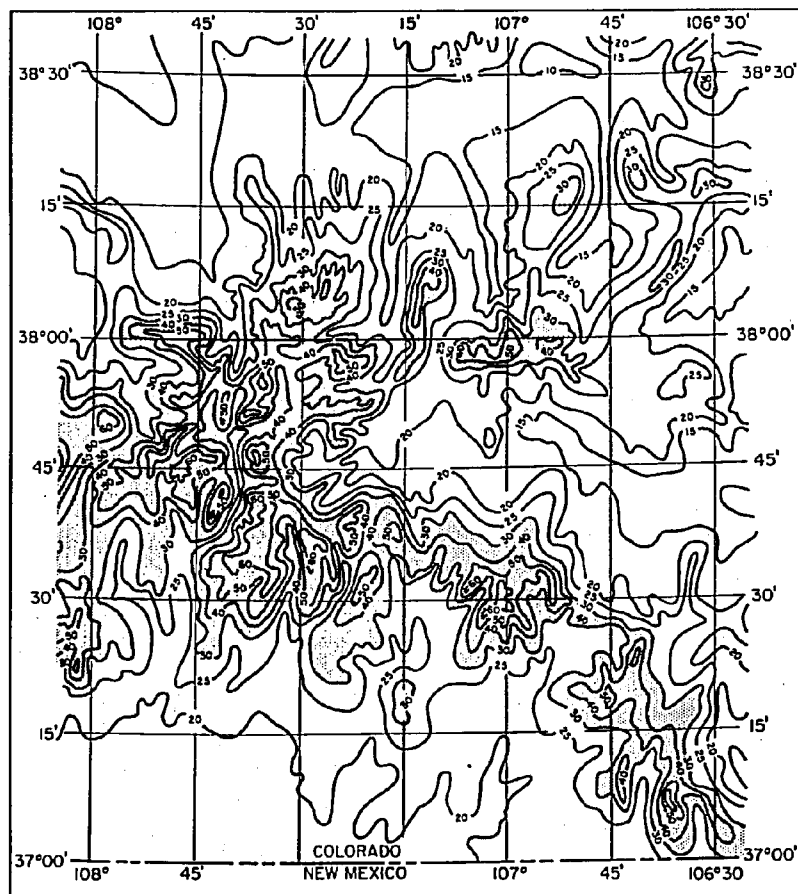


図 2-3 季節的降雨と地勢パラメータの関係(コロラド西部) [参 2-6]

合衆国西部で最もよく利用されている。この地方においては、たいていの降水観測所は谷間に位置しているものの、より高地からの流出量を測定する多くの流出測定観測所もまた存在しているのである。

(2) スプリーン法は、多くの地形上のパラメータが年間又は季節の雨量計の位置での総雨量に対して与える影響についての統計的分析から成っている(図23)。それから、その関係が雨量計間の地域の雨量を見積るために用いられるパラメータとしては、

- 1) 降水観測所の標高：(1,000フィート単位で)
- 2) 比高：観測所と半径5マイル以内で最も高い地点との高度の差(1,000フィート単位)
- 3) 開度：観測所より1,000フィート以上高い障壁を含まない半径20マイルの扇形の中心角の総計。



(a)

図24 平均年雨量の地形による修正効果(コロラド南西部)〔参26〕

(a) 修正したもの

4) 方位：上で定義された開度のうち最も大きいものを8方位で区分するもの。

他のパラメーターも他の研究者によっては使用されている。最も普通に意義のあるものとされている2つのパラメーターは多分上記又はそれと類似の定義による比高と観測所に向って水分を運ぶ風が吹いてくる方角に存在する障害物の高さである。図24はスプリーン法の適用の結果例である。

山地のストームでは、等百分率法(Isopercentual Method)による分析が最も頻繁に使用される。この方法は、ストーム総降雨量の平均年間(又は平均季節)雨量に対するパーセンテージをすべての雨量計について計算し、これらについての等百分率を地図の上に描き、そして各点の平均年間(又は平均季節)雨量にパーセンテージを掛けてストーム雨量を求める。もちろん、この方法は同様の方法で全降水量よりは、むしろ短い期間のス

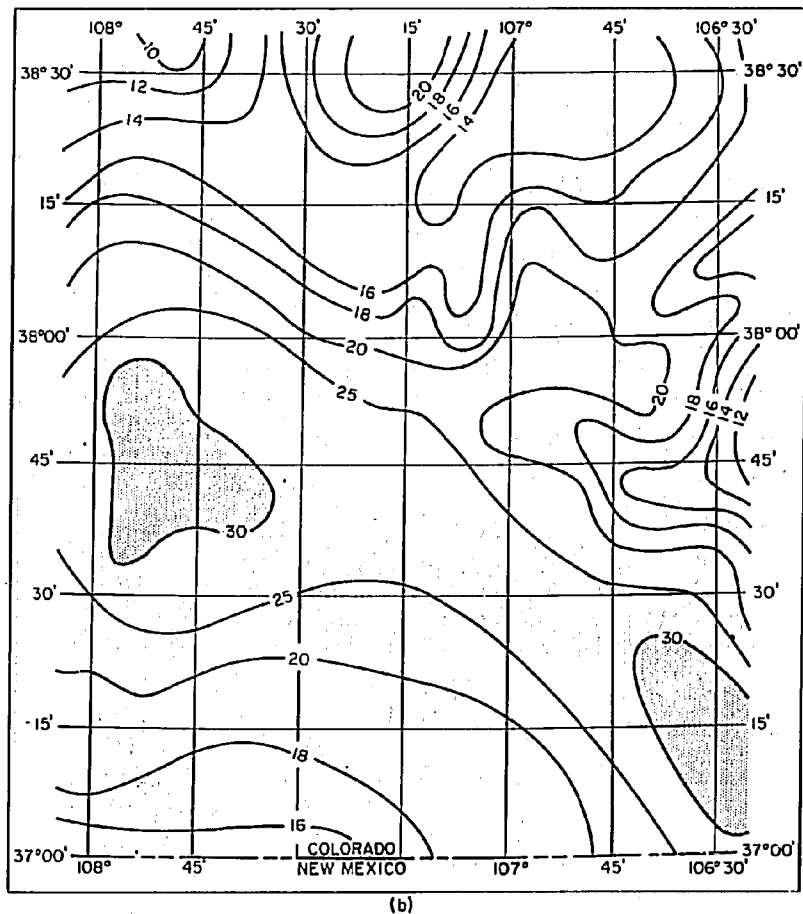


図24 平均年雨量の地形による修正効果(コロラド南西部)〔参26〕

(b) 修正しないもの

トームの分析に使用することができる。特別な応用は、欠測記録を補間するための Normal-ratio Method (前出) である。

7. D A D 分析

D A D 分析は種々の大きさの面積をもつ地域の種々の継続時間について、ある時期の最大降水量を決定するために工夫された。したがって、この手続きはそのような最大雨量のうち少なくとも一つを与えるであろうと思われるストームについてのみ通常適用される。本法は以下のように構成されている。

- (1) その周囲の地域よりも大きな D A D 値をもつと考えられる地域または中心を複数個選択する。
- (2) これらのいくつかの地域から出てきた値を、地域の面積と継続時間について比較し、最大のものを決定する。

Part I : 第一のステップは詳細な時間に関する分析からなっている。なぜならば、データの多くは 24 時間の積算値からなっているのに対し、水文学的には 6 時間の値が必要となるからである。各観測所の積算雨量曲線の用意を最終結果として、24 時間より短時間の値を推定するには、付近の自記雨量計とシノプティック気象学の充分な駆使をする必要がある。

Part II : 第二のステップは 3 つの部分から成る。

1. いくつかの一続きのストームについて雨量一面積曲線を準備する。
 - a. 総ストームの雨量図を主要な降雨中心 (Center) を考慮して zone に分割する。
 - b. 各 center を取囲む閉等雨量線内の面積を測り、各面積の平均雨量を算定する。
2. これらの雨量一面積曲線からそれぞれ、以下の方法でより短時間の雨量を推定する。

- a. 総ストームの各等雨量線によって取囲まれている個々の観測点雨量を当該観測所のティーセン面積中その等雨量線内に含まれる面積とその等雨量線内の総面積に対する比率によ

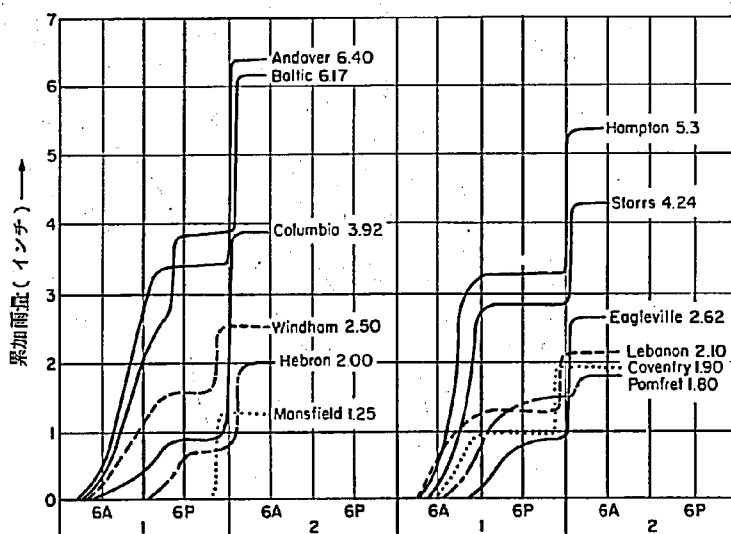


図 25 雨量マスカープ [参 14]

って重み付けする。とくに、その等雨量線内に少なくとも6個以上の観測所がかなりよく分布している場合には、各観測所の重みを等しくとってよい。

b. 上のようにして重み付けされたこれらの観測所における総ストーム降雨の時間分布に従って、各閉等雨量線内の総ストーム平均雨量を時間方向に分配する。

3. それらのすべてをダイアグラム上にプロットし、包絡線を引くことによって得られた値を相互比較する。

この手続きを、1例をあげて説明しよう。図25は積算雨量曲線の1組である。図26は2つの領域 (Zone) に区分された総ストーム等雨量線図と、ティーセンの多角形を示す。等雨量線間に囲まれる面積をプランニメーターで測定した結果は、総ストーム面積-雨量曲線のデータも含めて図27の第5列と第10列に出ている。第7列の値は目測で見積られ、2つの等雨量線間又は中心 (Center) を囲む閉等雨量線内の平均雨量をあらわす。図28では観測点雨量の6時間毎の積算雨量の読み取りが行なわれている。"Absolute max."

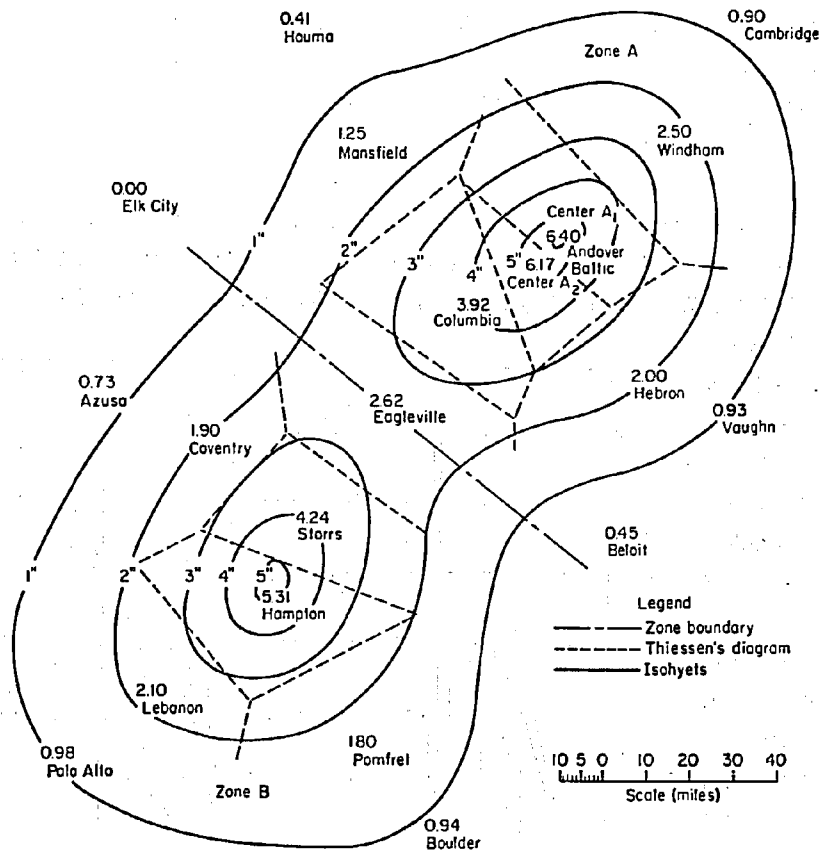


図 2 6 総雨量についての等雨量線図

(1947年9月1日午前3時から24時間)(参14)

Line No.	Rainfall center or zone	Isohyet inches	Area enclosed		Net area in sq mi	Average depth of rainfall in inches	Volume of rainfall in inches/sq mi		Average depth of rainfall in inches (Col. 9 ÷ Col. 5)
			Planimeter reading	Area in sq mi			Increment (Col. 6 × Col. 7)	Accumulative	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	A	6.4	—	STAT. N	—	—	—	—	6.4
2	Center A ₁	6	9	14	14	6.2	87	87	6.2
3									
4	Center A ₂	6	7	11	11	6.1	67	67	6.1
5									
6	Center A ₁ +A ₂	6	—	25	—	—	—	154	—
7		5	123	189	164	5.5	902	1056	5.6
8		4	551	815	626	4.5	2817	3873	4.8
9		3	1580	2424	1609	3.5	5632	9505	3.9
10		2*	3652	5602	3178	2.5	7945	17450	3.1
11		1*	6704	10284	4682	1.5	7023	24473	2.4
12									
13	B	5	36	55	55	5.3	292	292	5.3
14		4	319	489	434	4.5	1953	2245	4.6
15		3	1171	1796	1307	3.5	4574	6819	3.8
16		2*	3122	4789	2993	2.5	7482	14301	3.0
17		1*	6749	10353	5564	1.5	8346	22647	2.2
18									
19									
20	A+B	2	—	10391	—	—	—	31751	3.1
21		1	—	20637	—	—	—	47120	2.3
22									
23									
24	* Isohyet does not close within this zone								
25									

図 2 7 等雨量線からの雨量面積計算 [参 1 4]

Line No.	Zone or center	Station	Time of observation	Absolute max. precip.				Contemporaneous acc. precip. in inches					
				Duration in hours				Time in hours at end of period					
				6	12	18	24	6	12	18	24	30	36
1	A	Andover		3.0	3.4	5.6	6.4	9A1	3P1	9P1	3A2		
2		Baltic		2.4	3.7	5.4	6.2	0.9	2.6	3.8	6.2		
3		Columbia		3.0	3.3	3.8	3.9	0.2	0.8	0.9	3.9		
4		Windham						0.8	1.5	1.6	2.5		
5		Hebron						0.0	0.2	0.7	2.0		
6		Mansfield						0.0	0.0	0.0	1.2		
7													
8	B	Hampton		2.8	3.2	4.4	5.3	2.0	3.2	3.2	5.3		
9		Storrs		2.3	2.8	3.7	4.2	0.9	2.8	2.8	4.2		
10		Eagleville						0.0	0.5	0.8	2.6		
11		Lebanon						0.9	1.3	1.3	2.1		
12		Coventry						0.5	1.0	1.0	1.9		
13		Pomfret						0.2	1.1	1.5	1.8		
14													
15													
16													
17													
18													
19													
20													

図 2 8 降雨のマスカープからのデータ表作成 [参 1 4]

precipitation”の列の値は、特定の期間の特定観測所における積算雨量曲線上のすべての点を検索することによって見つけられた最大値である。それらは、強雨中心の近傍に

おいてのみ選ばれ、そして通常 10 平方マイルの面積に任意に割り当てられる。

“Contemporaneous accumulated precipitation” の下の値は直接積算雨量曲線から読みとられる (図 25 参照)。観測点雨量の平均値によって実降雨を継続時間に応じて分配する手続を図 29 に示す。“Encompassing isohyet” の下のデータは図 27 の表か

Line No.	Center or zone	Station or item description	Encompassing isohyet			Effective area controlled by sta		Product (1)			
			Inches	Average P in Inches	Area enclosed sq mi	Planm. reading Kx1534	Station weight in %	Time in hours (2)			
								6	12	18	24
								9a1	3p1	9p1	3a2
1	A	Andover (Absolute max. station precip.)						3.0	3.4	5.6	6.4
2		(e) End of period of max. precip.						2a2	3p1	1a2	3a2
3											
4	A	Baltic (Absolute max. station precip.)						2.4	3.7	5.4	6.2
5		(e) End of period of max. precip.						3a2	2a2	2a2	3a2
6											
7											
8	A	Andover	6	6.2	14	-	100	1.3	3.4	3.4	6.4
9	(Center A ₁)	(b) Adjusted mass curve						1.3	3.3	3.3	6.2
10		(c) Adjusted increment						1.3	2.0	0.0	2.9
11		(d) Max. depth-duration						2.9	3.3	4.9	6.2
12		(e) End of period for (d)						3a2	3p1	3a2	3a2
13											
14											
15	A	Baltic	6	6.1	11	-	100	0.9	2.6	3.8	6.2
16	(Center A ₂)	(b) Adjusted mass curve						0.9	2.6	3.7	6.1
17		(c) Adjusted increment						0.9	1.7	1.1	2.4
18		(d) Max. depth-duration						2.4	3.5	5.2	6.1
19		(e) End of period for (d)						3a2	3a2	3a2	3a2
20											
21											
22	A	Andover	5	5.6	189	67	54	0.70	1.84	1.84	3.46

148	B		2	3.0	4789	-	46	0.43	0.69	0.94	1.59
149	A+B		2	3.1	10,391	-	100	0.71	1.66	1.85	3.64
150								0.6	0.8	0.2	1.5
151								1.5	1.7	2.5	3.1
152								3a2	3a2	3a2	3a2
153											
154		Computations based on unweighted av. of mass curves for various stations enclosed by									
155		various isohyets									
156											
157	A	Sum of precip. at 6 stat	1	2.4	10,284			3.2	8.5	10.4	22.2
158	B	Sum of precip. at 6 stat	1	2.2	10,353			4.5	9.9	10.6	17.9
159	A+B	Sum of precip. at 12 stat	1	2.3	20,637			7.7	18.4	21.0	40.1
160		(a) Unweighted mass curve (Average of 12 stations)						0.64	1.53	1.75	3.34
161		(b) Adjusted mass curve						0.4	1.1	1.2	2.3
162		(c) Adjusted increment						0.4	0.7	0.1	1.1
163		(d) Max. depth-duration						1.1	1.2	1.9	2.3
164		(e) End of period for (d)						3a2	3a2	3a2	3a2
165											
166											
167											
168											
169											
170											

REMARKS: (1) Accumulative station rainfall x station weight, except as otherwise noted.

(2) At end of period (or duration of maximum precipitation)

図 29 流域平均雨量の継続時間分析

ら直接写される。“Effective area controlled by station” の下のデータは、
 プラニメーターによる測定によって得られる。その目的は、それぞれの観測所に対する
 ティーセン多角形の内部に含まれ、かつ閉等雨量線の内部に含まれる面積の百分率を算定
 することにある。観測所の行のうち最後の4列にある数字は、この百分率に図28の
 “Contenporaneous acc. precip.” の値を乗ずることによって得られる。a行の値は
 1つの閉等雨量線によって囲まれたおのおのの領域のこれらの量を加えることにより出て
 くる。そのようにして最後のa行に得られた総ストーム平均値は、必ずしも図27で得ら
 れたそれと同じではない。後者はb行の最後の列に入れられ、そしてa行のその他の値に
 は、b行の最後の列の値のa行の最後の列の値に対する比率が乗じてある。このようにし
 て得られた修正積算雨量曲線の値が、b行に記入されている。c行はb行の値を前後の列
 で引き算することにより得られる。c行の値のうち最大のものをd行の6時間の列に記入
 する。12時間の列には、c行の連続した2列の値の和で最大のものを記入する。18時

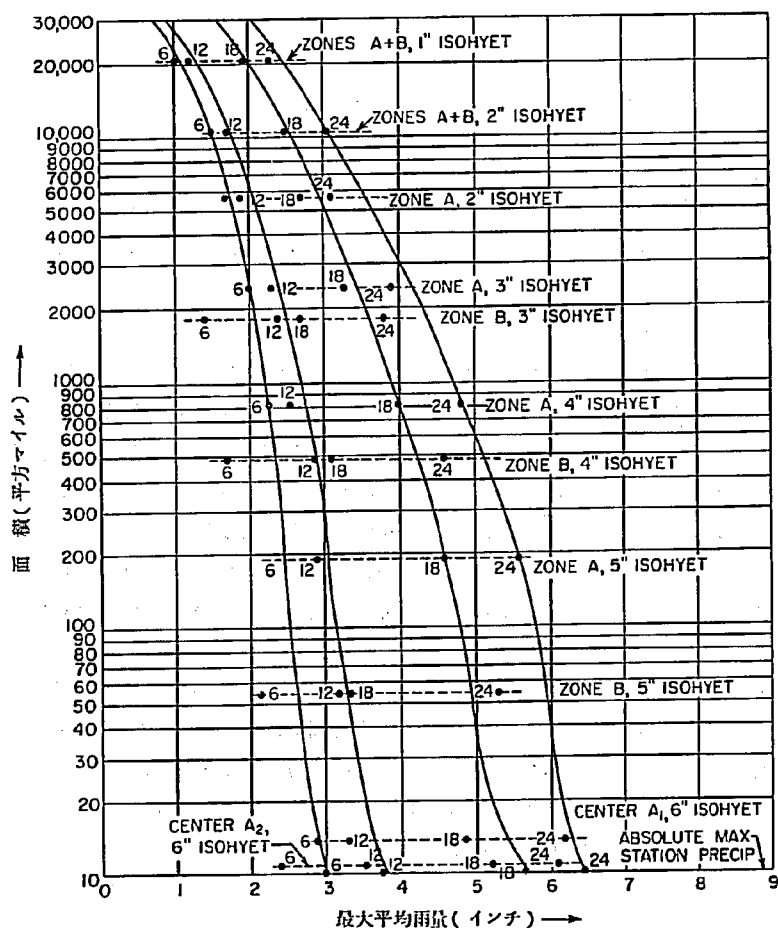


図 3 0 最大 D A D 曲線

間については連続した3行の和の最大を、24時間には4行の総和を記入する。d行の値とそれに対応する等雨量線によって囲まれる面積値をDADダイアグラム中に記入する(図30)。このダイアグラムの包絡線を引く。面積と継続時間の標準的な値について、この包絡線から雨量を読みとって最終結果(図31)を得る。

Area in sq mi	Duration of rainfall in hours										
	6	12	18	24	30	36	48	60	72	96	120
10	30	37	56	64							
100	2.5	3.2	4.8	5.8							
200	2.4	3.0	4.5	5.5							
500	2.3	2.9	4.2	5.1							
1000	2.2	2.7	3.9	4.8							
2000	2.0	2.4	3.5	4.3							
5000	1.8	2.1	3.0	3.6							
10000	1.5	1.8	2.4	3.1							
20000	1.1	1.3	2.0	2.5							

図 3 1 最大平均雨量 (インチ)

8. 強 雨

合衆国気象局の定義では5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 80, 100, 120, 150, 180分間に、次の公式によって示される割合に等しいか又はそれを超える割合で降った降水を言う。

$$P = t + 20 \quad (8)$$

ここで、Pは1/100インチ単位の降水量、tは分単位の時間である。

1936年以前において公表されたデータは、強度が $P = t + 20$ 以上の累積降雨量であった。その場合の表は、5分間あたり0.25インチの強度が始まった5分間から始まり、そして、強雨が卓越するまで、5分、10分又は20分さきで続く。しかしながら、1933, 1934, 1935年の表は、たとえ強雨がすぐに終了しても、120分の全期間にわたって掲載されている。1936年まで使用された書式の下にある特定の継続時間について掲げられた値は、必ずしもその継続時間の最大量ではないということを理解することができる。

1936年に始まって、強雨の表には、5から180分までの間の最大の降水量が掲載されている。その量は、降雨が実際に特定の継続時間に最大であった期間のものである。

例として、このように特定の持続期間にたとえば5分のところに記載された量は、180分間のすべてを5分間隔でとったときの最大量である。1936年から1948年にかけては、ノースカロライナ、サウスカロライナ、ジョージア、フロリダ、アラバマ、ミシシッピ、テネシー、アーカンサス、ルイジアナ、テキサス、オクラホマ各州の強雨の下限が $P = 2t + 30$ という公式によって定義された。しかし、1949年には、 $P = t + 30$ という公式の使用が全合衆国で回復した。

図 3 2 は実際の記録から、強雨の表を例示している。

強雨のデータの要約が、1895年から1934年にかけては気象局長の年次報告書で、1935年から1949年には合衆国気象学年鑑で、そしてその時以来は、気候学データ、全国概要の年次号で公表されている。時代を通じて使用された技法の詳細は、気象局により準備され、合衆国資料管理長から利用できる気象学記録資料の鍵3081号に掲載されている。

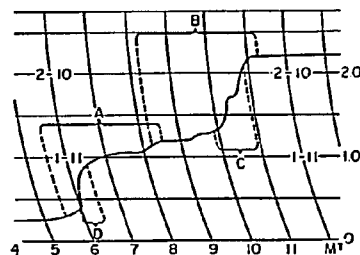


図 3 2 (a) A は強雨期間 D に関してとられた 180 分最大雨量。
B も C に関して同様。

Interval.....	5	10	15	20	30	45	60	80	100	120	150	180
Amount for period D.....	0.20	0.35	0.43	0.46	0.52	0.58	0.63	0.69	0.73	0.76	0.80	
Amount for period C.....	0.18	0.25	0.33	0.38	0.45	0.70	0.82	0.90	0.95	1.00	1.00	1.00

図 3 2 (b) C および D の強雨期間に関しての作表。C と D は 180 分以上はなれているので別個に取られており、どちらも 1.8 インチより小さい。同様 A と B はオーバーラップしているので表には大きな値しか書き込まれていない。〔W.B.〕

B. 降雨の空間一時間分析の結果

多くの分析が準備され、広く利用しうるようになった。ここに最も有用な分析を示し、さらにもし必要ならば他の分析を得ることができるということを示唆するために、一つの見本を選んでみる。平均年間降水量図(図 33)は、一般的に有用である。季節平均・月間平均・2週間平均・週間平均量も又有用である。年間量の信頼性は、非常に多くの研究が対象としている。マップは、中間値・4分値・5分値・6分値(図 34, 図 35),そして、最大観測値,最小観測値(図 37)のものが有用である。

月間総計の季節変化は、米国内の異なった地方相互間で、全く異なっている。注目すべきものとしては、西海岸の乾燥した夏、ニューイングランドの1年を通しての平均降水量の月間の総計、Central Gulf から Ohio Valley の諸州へかけての冬と春の最大量、アリゾナの6月の乾燥から7月の雷雨への突然の転換などである。降水量の季節的变化は、わずかに2,3の観測所について分析されているにすぎない(図 39, 図 40)。多くの地点ではワシントンと同様の傾向を示す。そこでは、夏に比較的大きな降雨があり、冬にはわずかな降水が長時間持続する。

毎月の24時間最大雨量は、第一種気象局観測所によって定期的に作り上げられ、地方気候概要に公表される。合衆国の何千という共観観測所における、記録期間中12カ月それぞ

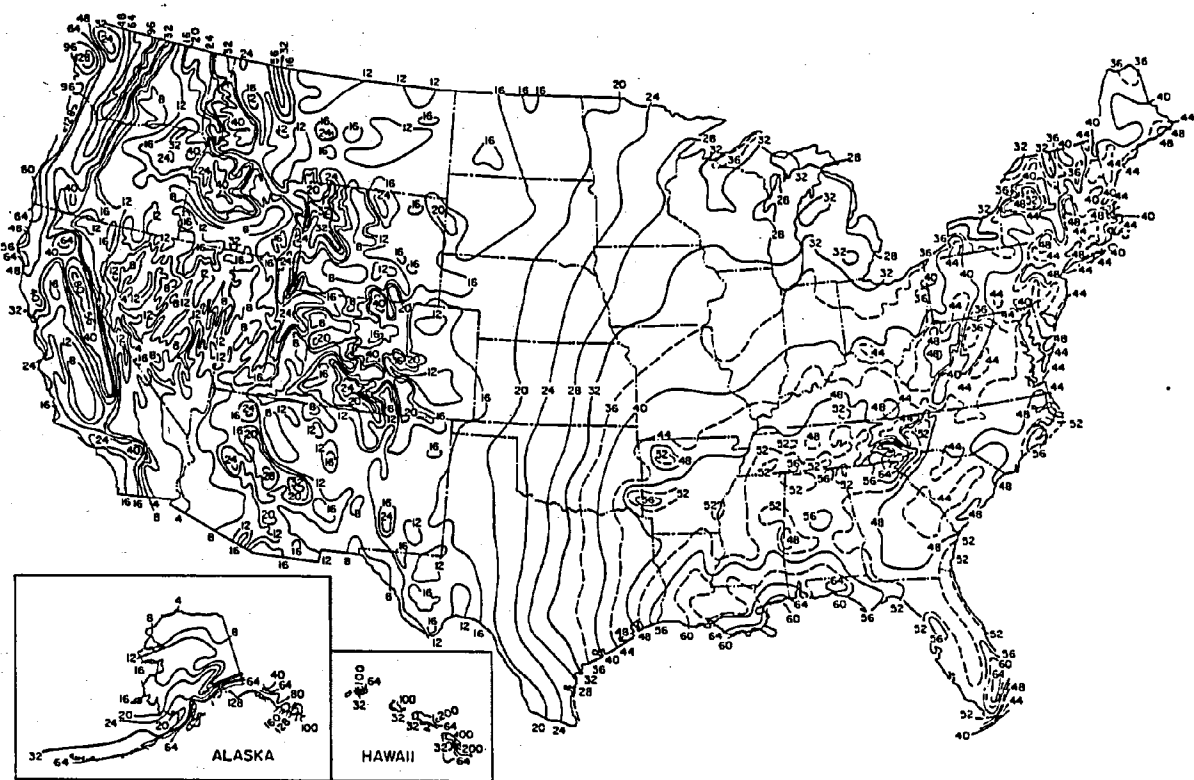


図 3 3 合衆国の平均年間降水量（インチ）〔W.B.〕

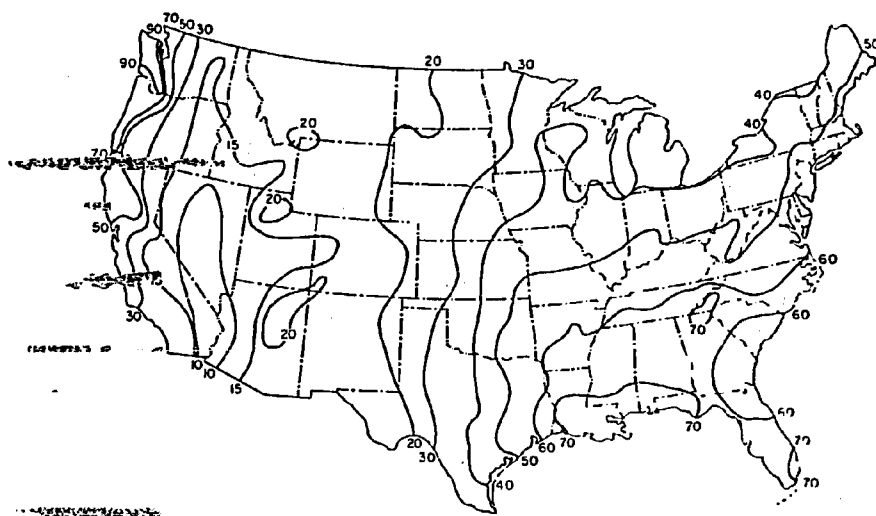


図 3 4 多雨の年雨量分布 (超過確率 8 分の 1) [参 2 9]

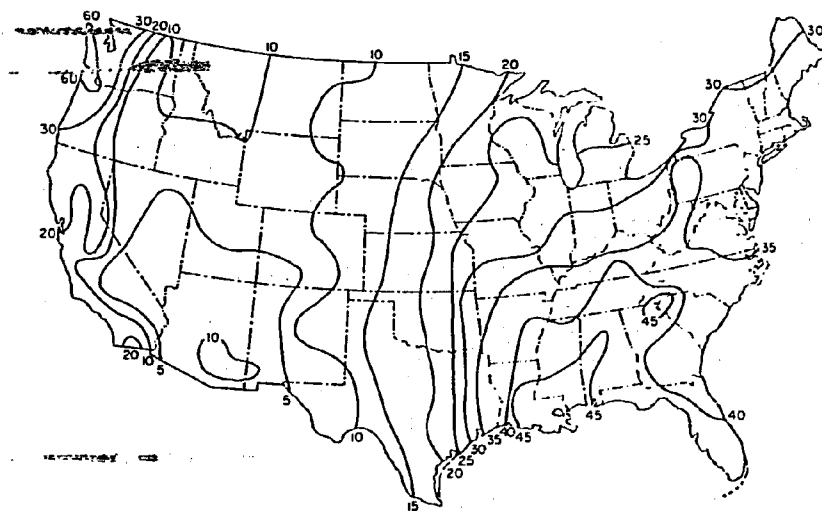


図 3 5 寡雨の年雨量分布 (非超過確率 8 分の 1) [参 2 9]

れの日最大量が、気象局技術文書 1 6 に公表されている。

降水の発生と降雨量の日変化 (図 4 1, 図 4 2) の研究が、強力に進められている。米国の東部の午後後半の最大値と比較された中西部の夜間の最大値は、いくつかの解釈を与える。

月間降水量は、米国の一部と他の部分との意味ある差異を示している (図 4 3)。

合衆国における約 2,500 の自記雨量計の 12 カ月それぞれに生じた 1, 2, 3, 6, 12, 24

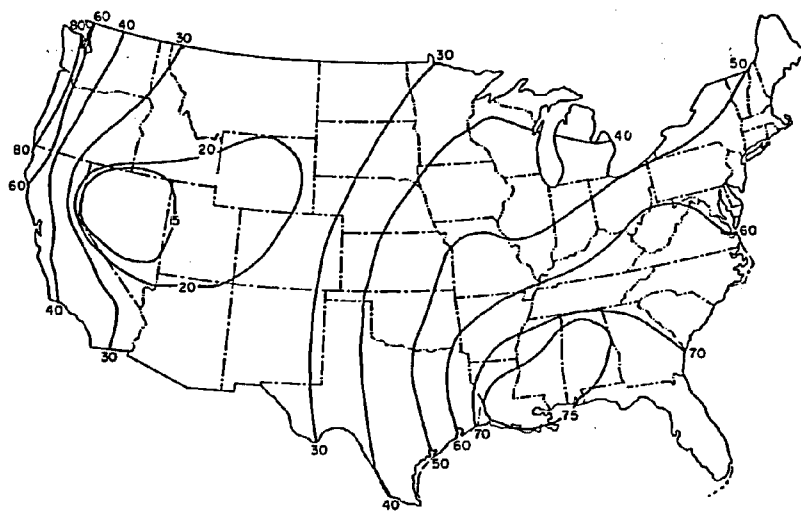


図 3 6 最大年雨量 [参 3 0]

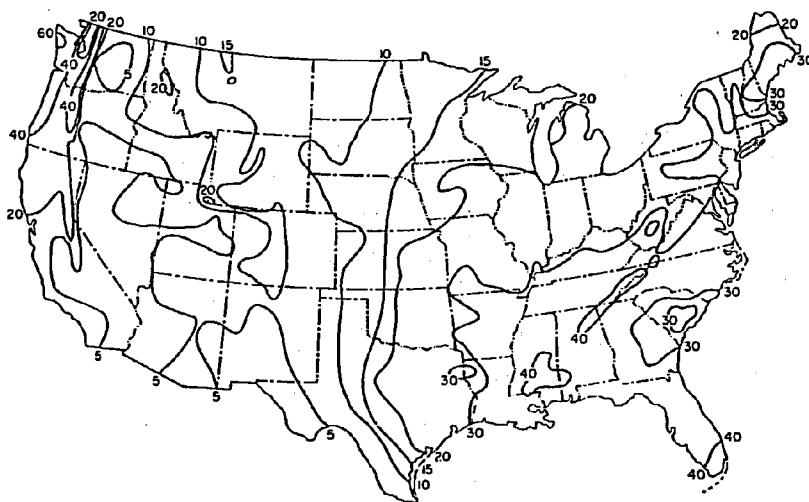


図 3 7 最小年雨量 [参 3 0]

時間についての最大値が、気象局技術文書 1 5 として調製されている。その成果は、米国の東側半分と西部の特定の州について殆んど完成されている。

1 時間以下の最大値の記録は、多くの観測所にとって有用である。典型的な値を表 1 に示す。世界中で観測された最大値を図 4 4 に要約する。D A D の合衆国で観測された最大値が表 2 に掲載されている。これらの値は、技術団と開拓局によって編集される値のうち最大の

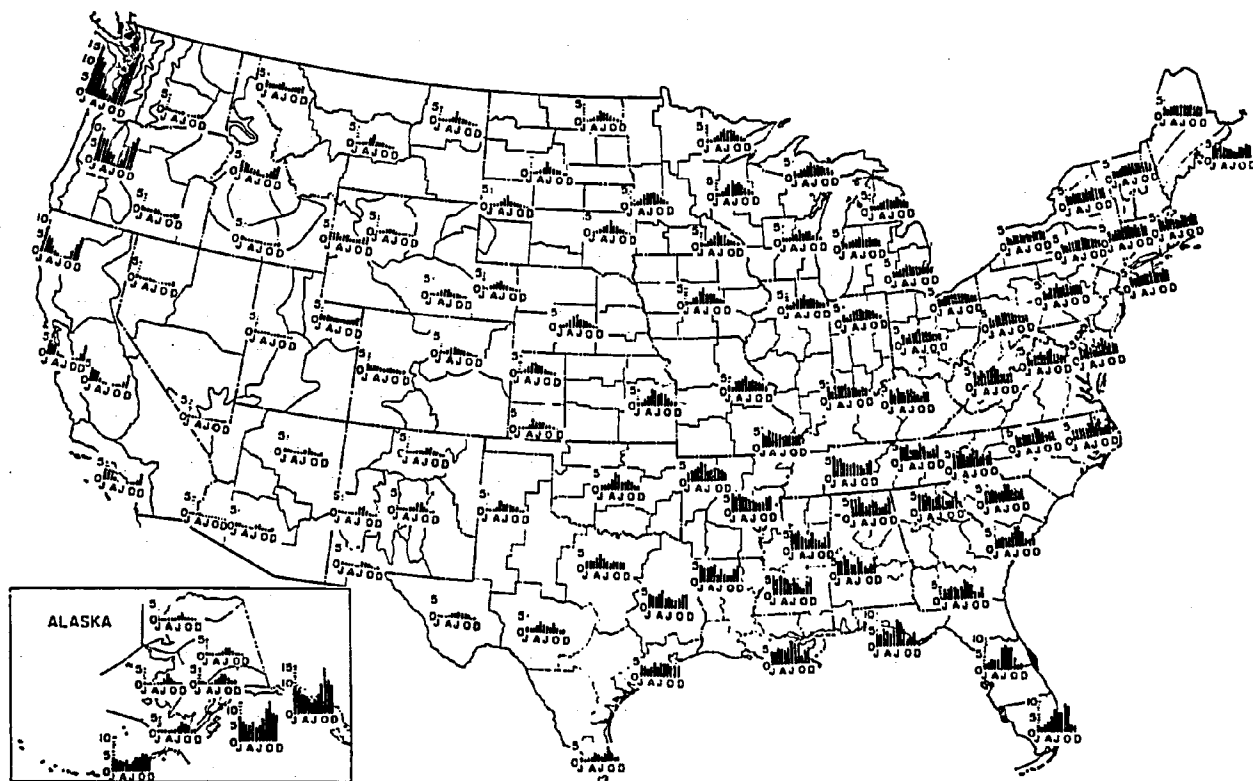


図 3 8 合衆国各地の月雨量 [W. B.]

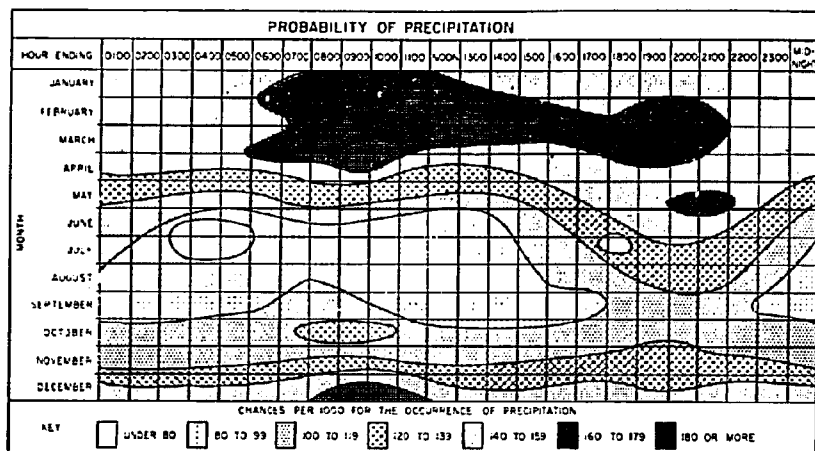


図 3.9 ワシントン D. C. における降水の時刻別生起確率 (W. B.)

ものである。

降水量データの周期性は多くの研究の対象となっている。人間はどんな種類のデータにも周期性を読みとろうとする傾向があるようだ。その中でランダムな数の組が、熟練技術者によって試験的に扱われているが、彼らのうちの多くは、自分たちはデータの中に規則的な周期性を捜していると思っている。もしも地質時代以下のサイクルが存在するとすれば、その降水量の総計は多分非常に小さいであろう。24時間と365日以外で最も支持する根拠のあるサイクルは、約11年の太陽黒点のサイクルに関連している。

「傾向」も又同様に多く

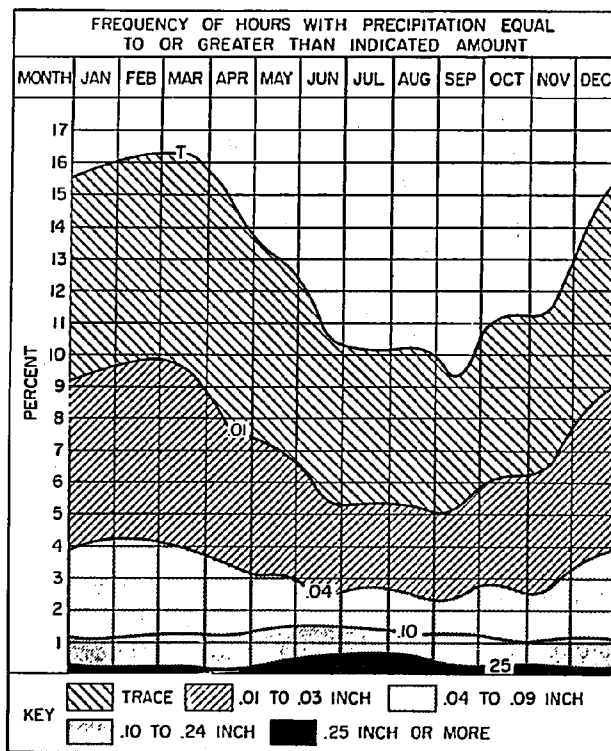


図 4.0 ワシントン D. C. における時間雨量頻度 (W. B.)

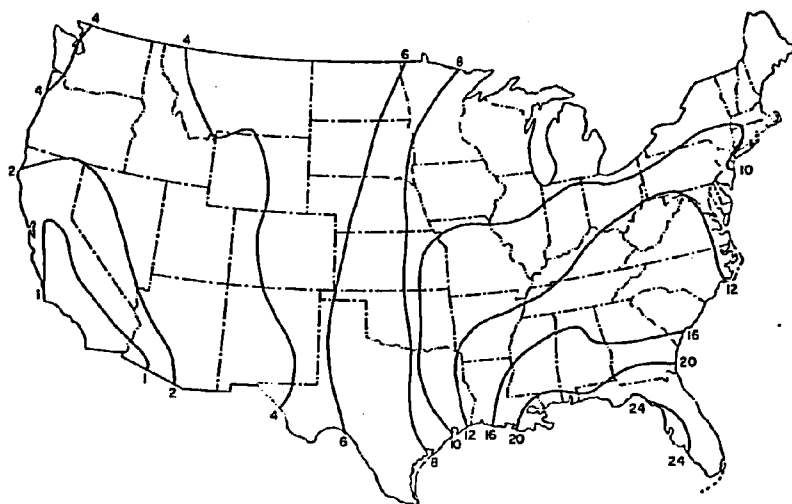


図 4 1 通常の温暖な季節における昼間降水量分布 [参 2 9]

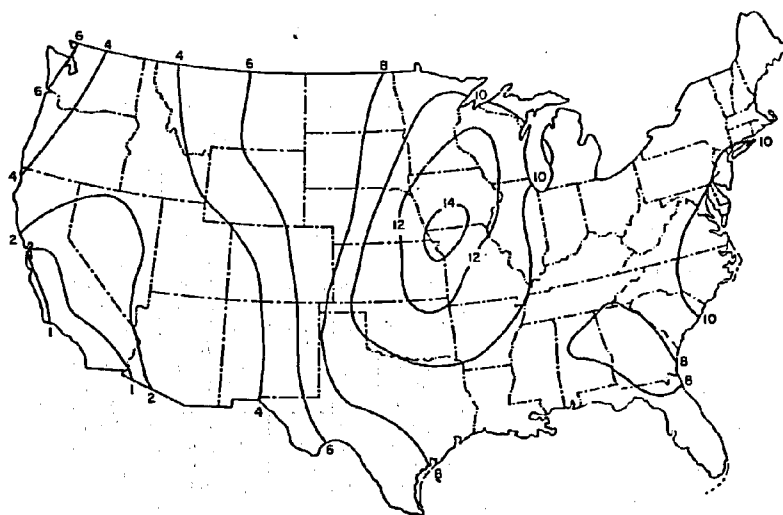


図 4 2 通常の温暖な季節における夜間降水量分布 [参 2 9]

の注目を受けている。広い地域にわたって注目すべき洪水のある年や、非常に乾燥した年が存在することは確実である。中高緯度にある観測所の過去半世紀の冬の気温のはっきりとした「傾向」が実証されている。しかしながら、現地点においては、ずっと遠い将来の「傾向」を予測することは信頼できるほどの意義を有さない。それ故に実用的な計画としては、「傾向」は無視されるべきである。過去の頻度の研究とスペクトルの極値とに、もっと信頼が置かれるべきである。

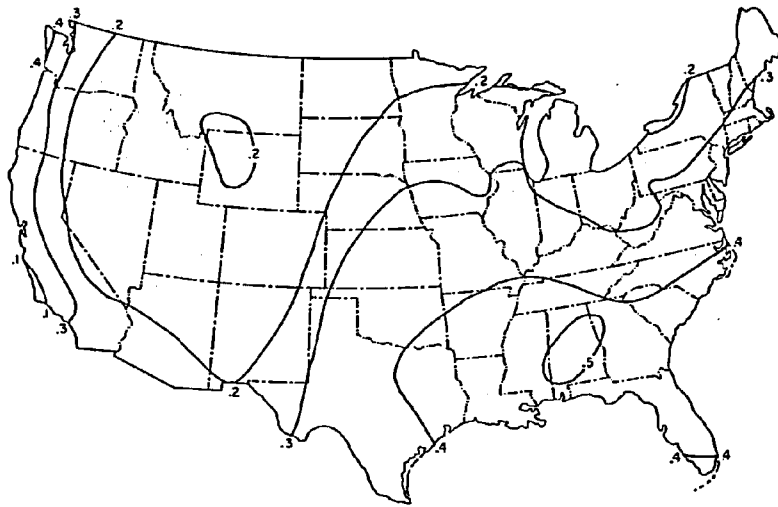


図 4 3 一雨天日あたりの通常の降水分布 [参 3 2]

表 1 最大記録降雨 [参 3 4]

観 測 所	継続時間(分)			
	5	15	30	60
Boston, Mass.....	0.56 8/7/08	1.12 8/7/08	1.45 8/7/08	1.80 8/24/01
Chicago, Ill.....	0.64 7/15/06	1.31 9/13/36	2.03 7/7/21	2.81 7/6/43
Atlanta, Ga.....	0.88 6/10/33	1.64 6/10/33	2.43 8/11/26	3.23 8/20/14
Denver, Colo.....	0.91 7/14/12	1.54 7/14/12	1.72 7/14/12	2.20 8/23/21
Seattle, Wash.....	0.29 8/24/21	0.52 6/23/17	0.61 9/11/07	0.80 9/11/07
Los Angeles, Calif.....	0.44 1/14/08	0.81 2/18/14	1.12 2/18/14	1.51 2/18/14

表 2 合衆国において観測された最大雨量

Area, sq mi	Duration, hr						
	6	12	18	24	36	48	72
10	24.7 _a	29.8 _b	36.3 _c	38.7 _c	41.8 _c	43.1 _c	45.2 _c
100	19.6 _b	26.3 _c	32.5 _c	35.2 _c	37.9 _c	38.9 _c	40.6 _c
200	17.9 _b	25.6 _c	31.4 _c	34.2 _c	36.7 _c	37.7 _c	39.2 _c
500	15.4 _b	21.6 _c	29.7 _c	32.7 _c	35.0 _c	36.0 _c	37.3 _c
1000	13.4 _b	22.6 _c	27.4 _c	30.2 _c	32.9 _c	33.7 _c	34.9 _c
2000	11.2 _b	17.7 _c	22.5 _c	24.8 _c	27.3 _c	28.4 _c	29.7 _c
5000	8.1 _{bd}	11.1 _b	14.1 _b	15.5 _c	18.7 _e	20.7 _e	24.4 _e
10,000	5.7 _d	7.9 _f	10.1 _g	12.1 _g	15.1 _e	17.4 _e	21.3 _e
20,000	4.0 _d	6.0 _f	7.9 _g	9.6 _g	11.6 _e	13.8 _e	17.6 _e
50,000	2.5 _{gh}	4.2 _i	5.3 _g	6.3 _g	7.9 _g	8.9 _g	11.5 _j
100,000	1.7 _h	2.5 _{hk}	3.5 _g	4.3 _g	5.6 _g	6.6 _j	8.9 _j

Storm	Date	Location of center	Assignment no.
<i>a</i>	July 17-18, 1942	Smethport, Pa.	OR 9-23
<i>b</i>	Sept. 8-10, 1921	Thrall, Tex.	GM 4-12
<i>c</i>	Sept. 3-7, 1950	Yankeetown, Fla.	SA 5-8
<i>d</i>	June 27-July 4, 1936	Bebe, Tex.	GM 5-6
<i>e</i>	June 27-July 1, 1899	Hearne, Tex.	GM 3-4
<i>f</i>	Apr. 12-16, 1927	Jefferson, Parish La.	LMV 4-8
<i>g</i>	Mar. 13-15, 1929	Elba, Ala.	LMV 2-20
<i>h</i>	May 22-26, 1908	Chattanooga, Okla.	SW 1-10
<i>i</i>	Apr. 15-18, 1900	Eutaw, Ala.	LMV 2-5
<i>j</i>	July 5-10, 1916	Bonifay, Fla.	GM 1-19
<i>k</i>	Nov. 19-22, 1934	Millry, Ala.	LMV 1-18

表 3 Partial-duration Series を Annual Series に変換する係数

再 現 年 数	変 換 係 数
2-year	0.88
5-year	0.96
10-year	0.99

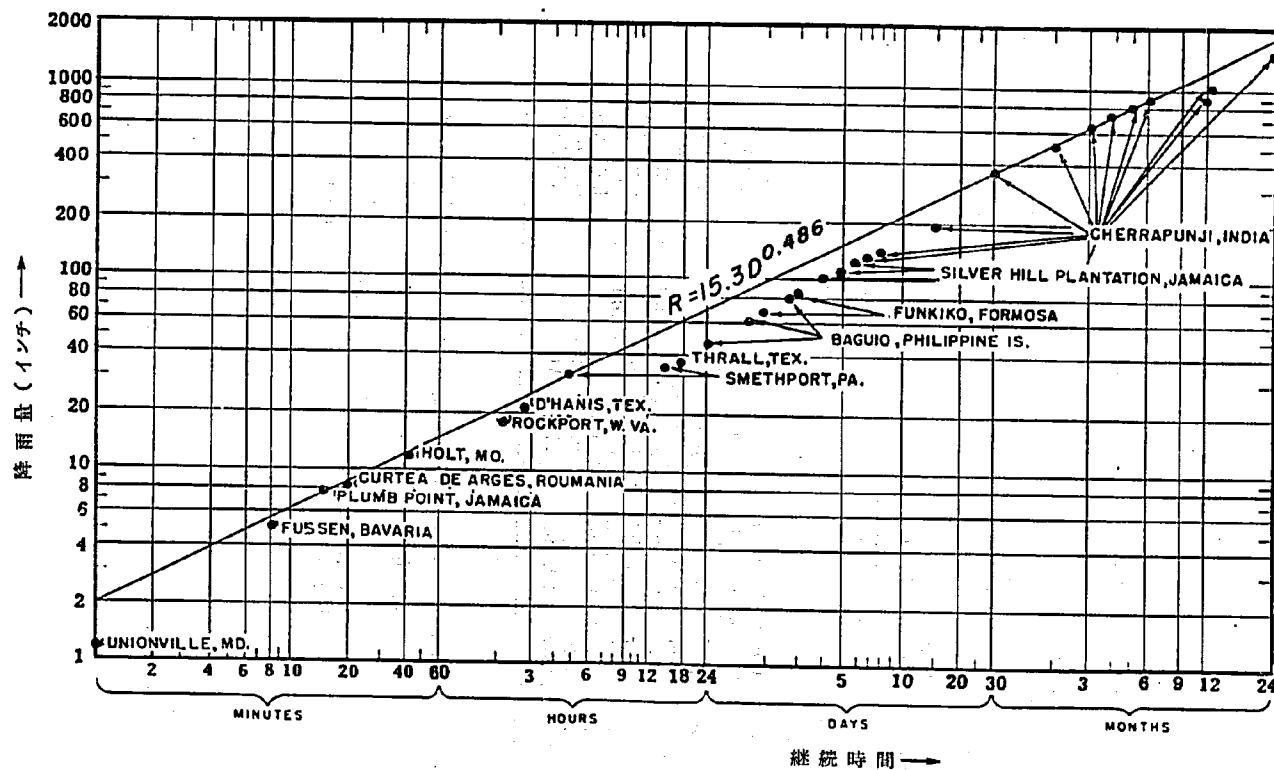


図 4 4 世界の記録的雨量値 [参 3 5]

Ⅶ 降雨データの設計への応用

どんな構造物の最適安全度も安全性を増すためのコストと、失敗によって引き起こされる損失とに伴なわれる経済性とに依存する。小さな飛行場の年1回の洪水は、高価な排水施設の費用と比較すれば受容できるであろう。反対の極端な例として、大都市上流の大きなダムについて、計算された失敗のリスクを冒すことは、非経済かつ非倫理的であろう。この両者の間に存在する規模の異なった種々の部分に対しては種々の設計規準が要求される。

A. 頻度分析

地点降雨量の頻度分析は多くの目的に利用される。すなわち、都市開発における下水道設計、高速道路の排水路設計、飛行場の排水施設設計などがある。長年の間、個々の特別な要求は個々の特別な研究により満たされていた。合衆国における最初の広範囲な降雨頻度研究は1930年代初めにYarnellによってなされ、いくつかの年代期間について、さかのぼって組合わされた一連の地図の形で発表された。合衆国気象局は最近調製した降雨頻度地図でこの仕事を、今日的なものとした。概算で4000の観測所(Yarnellが利用しえた観測所の20倍)がコンターを引くために使用された。最近の革新された統計には、季節的な基礎頻度の測定と、地点頻度値から地域頻度地への拡大の手続が含まれている。

Yarnell型の降雨頻度データは5分から24時間の継続時間と2年から100年の再現年数をカバーしている。もっと長い期間としては、マイアミ保護区が1日から6日の継続時間と15年から100年の再現年数で開発した。この研究においては、長さの不十分な記録は、前途のStation-year法によって分析され、カバーされる地域は合衆国大陸の103度の経線以東に限られている。

強雨のデータを選択する一つの方法である各年最大数列(Annual Series)は記録の中からそれぞれの歴年の最大値を選択することを意味する。もう一つの方法であるPartial Duration Series(P.D.S.)は、N年間の記録から最大のN個又はそれ以上の値を選択することであって、ある年から一つ以上の値を引き出すことも可能である。P.D.S.を編集することは、骨の折れる仕事なので各年最大数列の方がすぐに利用できる。たとえば、もしも2年、5年、10年のP.D.S.の地図(ここに掲載されている)から見積もられた値が1.00、2.00、3.00インチであるとする、それぞれ、表3の変換係数を乗ずると、各年最大の値は0.88、1.92、2.97インチとなる。降雨データの分析に使用される極値分布は、一部は経験的であり、又一部は理論的である。1年から10年では、P.D.S.に基づいて全く経験的である。20年間か、それ以上の再現期間となると各年最大データのGumbel分析に信頼が置かれる。

個々の観測所を、上で述べた方法によって分析する。そのような分析の典型的な結果を、図45にあげる。

図46から図57にかけての、P.D.S.について掲げられている12の地図は、4000以上の観測所からのデータで作られている。継続時間は、文字通り最大の雨量を与える時間である。すなわち、たとえば最大降雨量を含む連続的な1440分間というのは、24時間

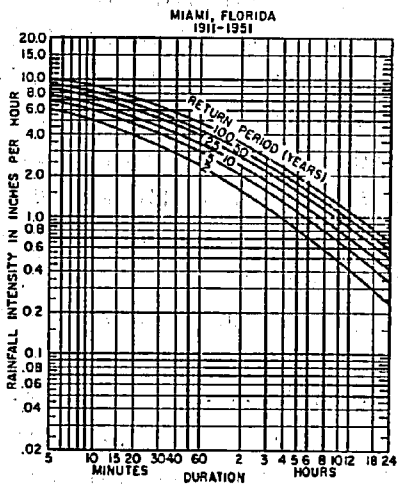
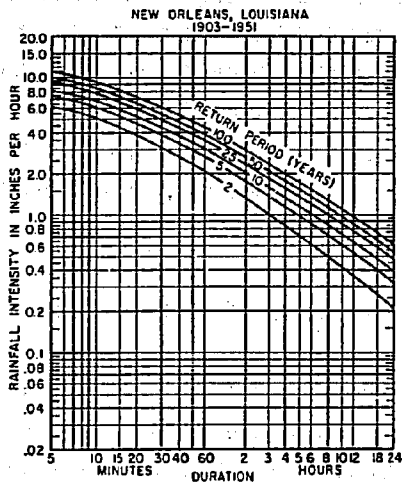
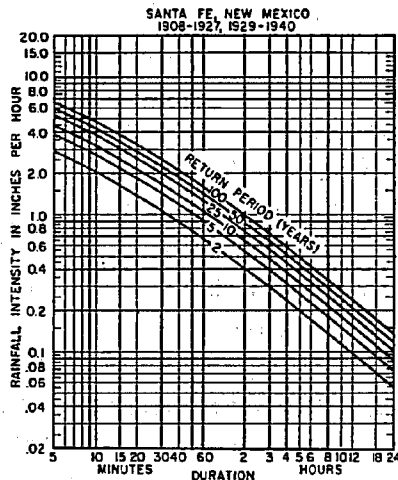
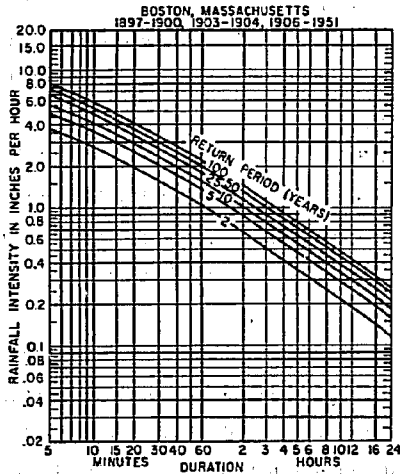
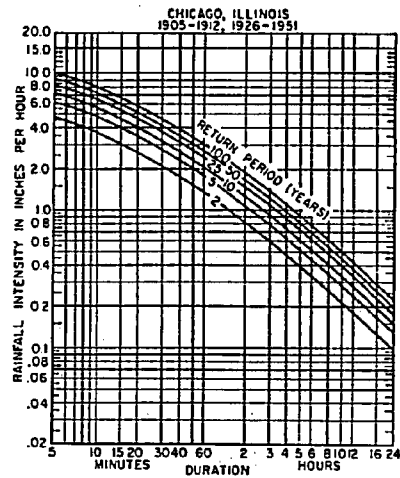
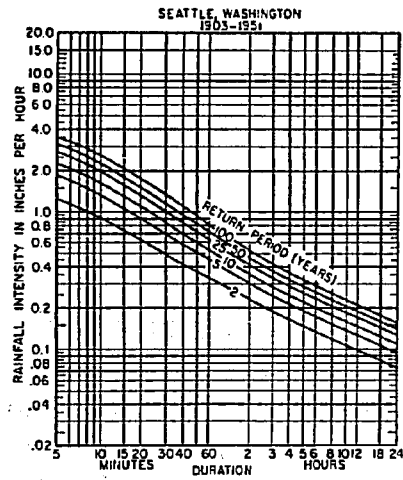


図 4 5 典型的な強度—継続時間—頻度曲線 [W. B. 参 3 8]

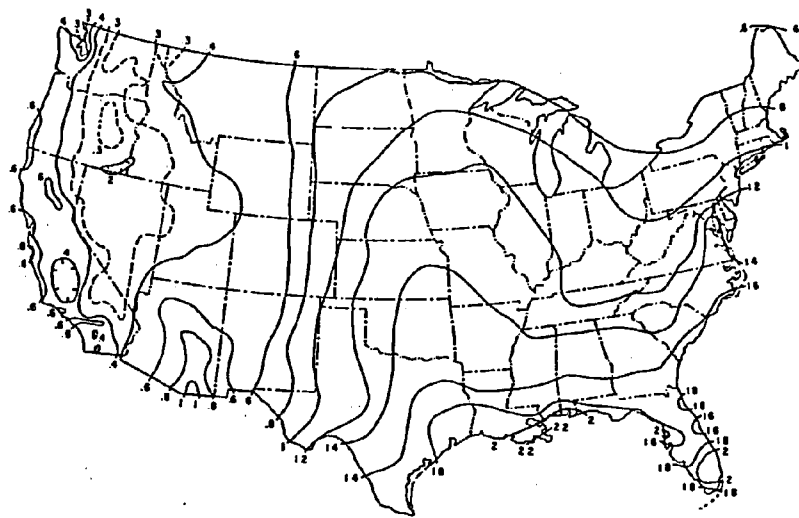


図 4 6 2年確率30分間降雨(インチ) [W. B. 参38]

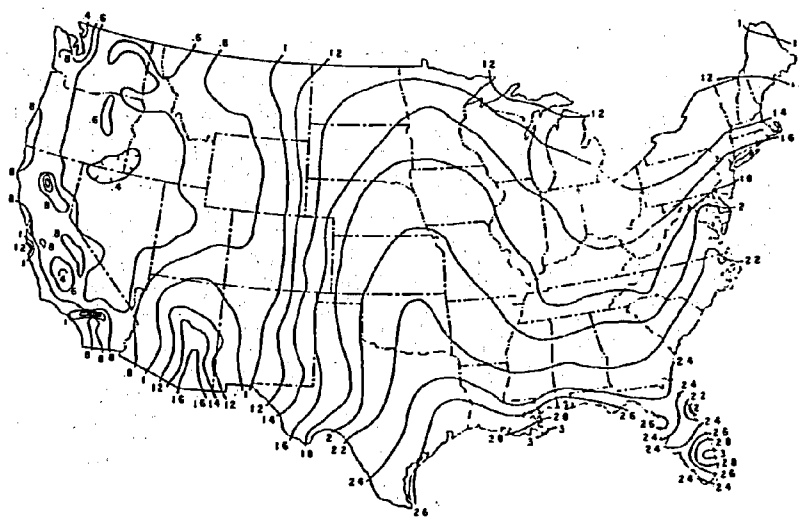


図 4 7 10年確率30分間降雨 [同前]

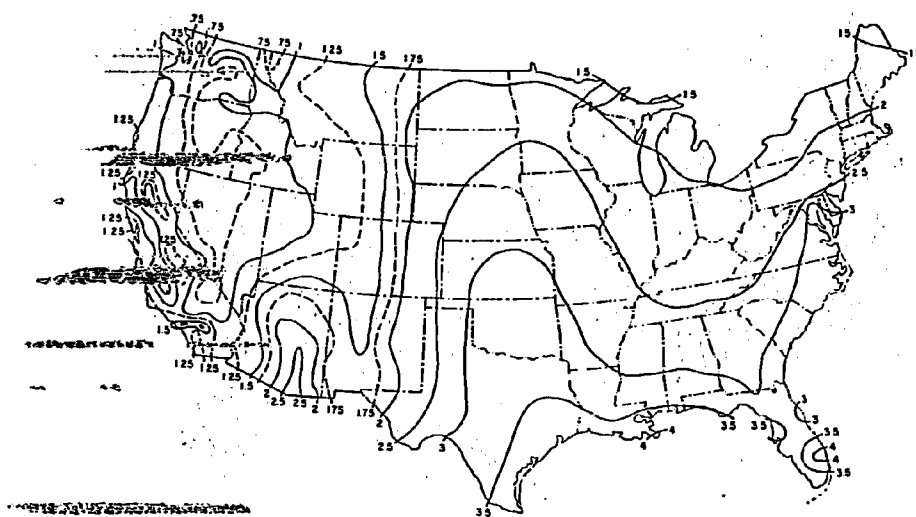


圖 4.8 100年確率30分間降雨 [同前]

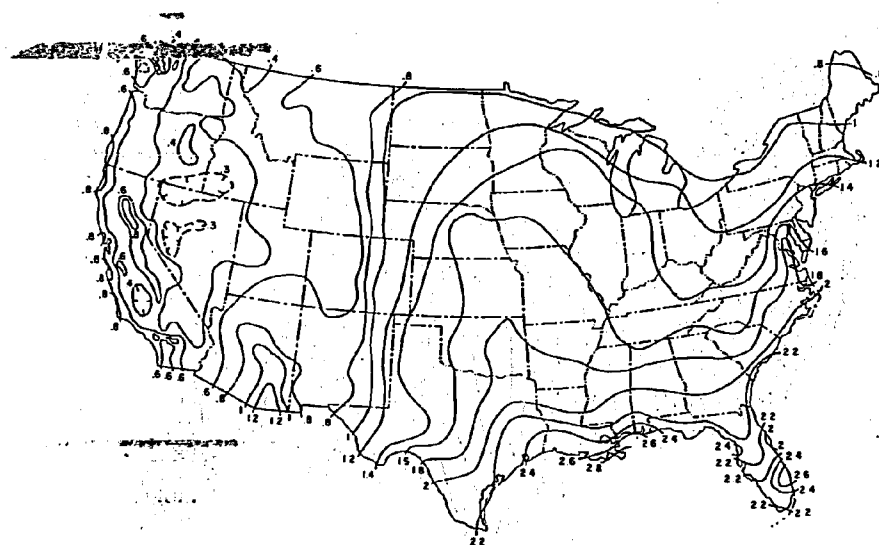


圖 4.9 2年確率1時間降雨 [同前]

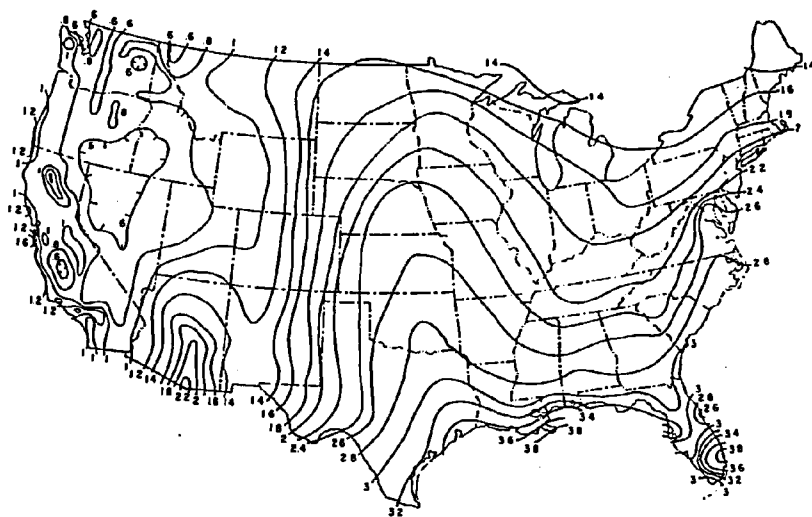


圖 5 0 10 年確率 1 時間降雨 [同前]

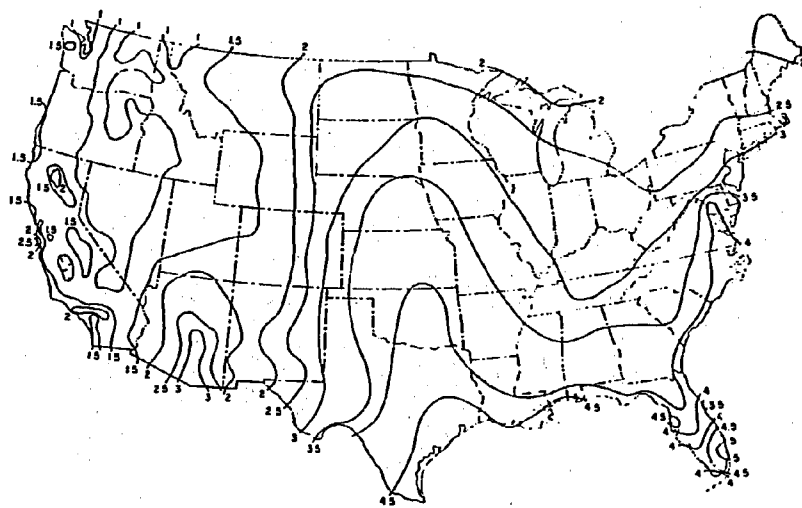


圖 5 1 100 年確率 1 時間降雨 [同前]

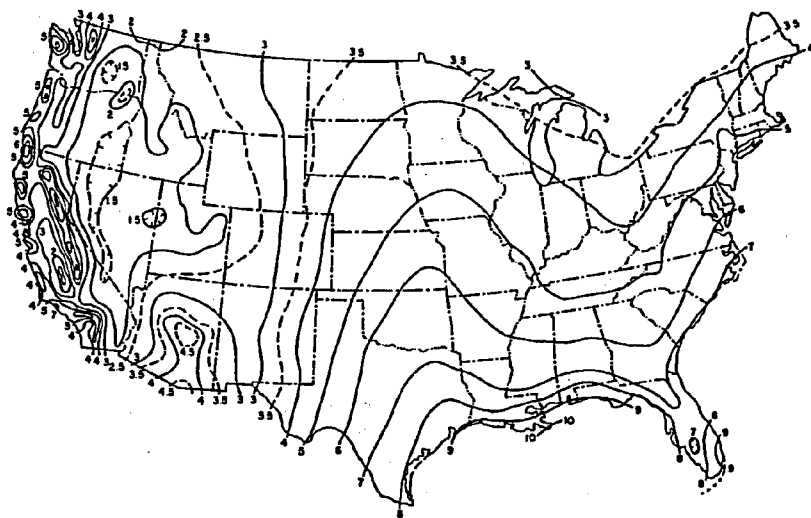


圖 5 4 1 0 0 年確率 6 時間降雨 [同前]

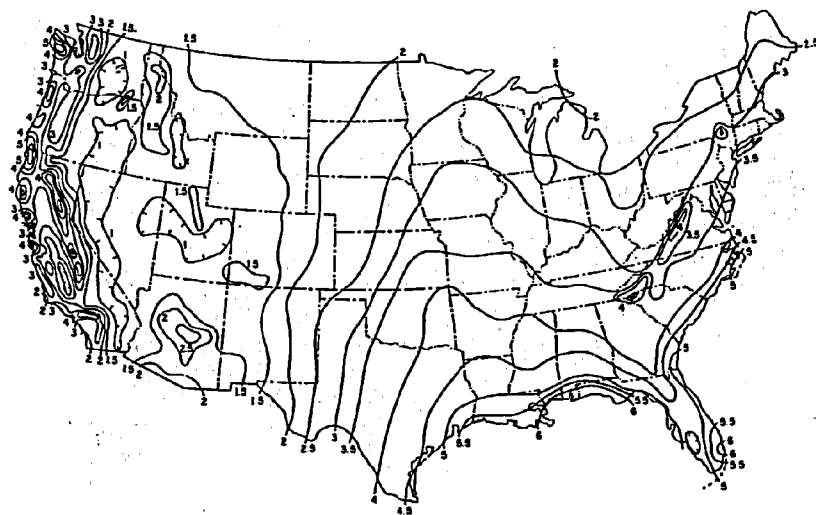


圖 5 5 2 年確率 2 4 時間降雨 [同前]

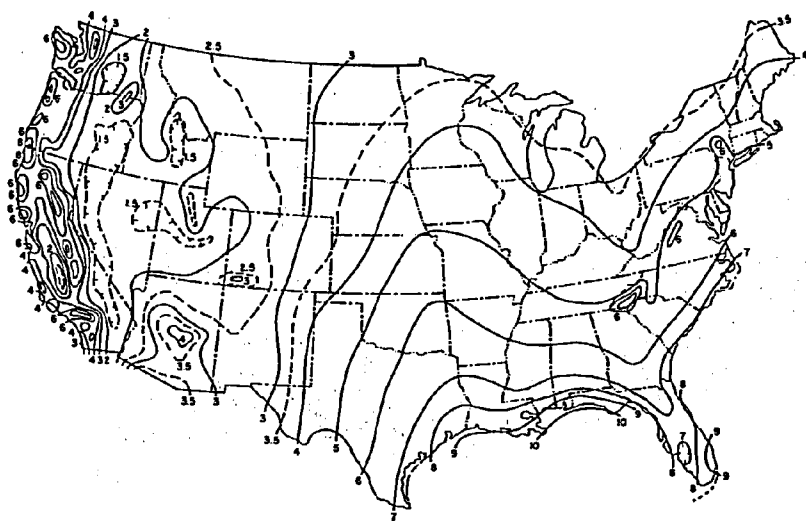


図 5 6 10年確率24時間降雨 [同前]

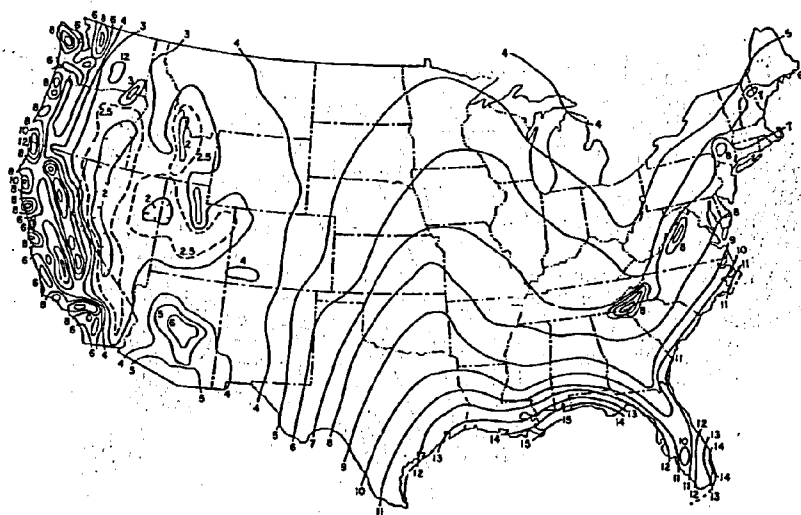


図 5 7 100年確率24時間降雨 [同前]

とか、カレンダー上の1日の降雨ではない。

これらの地図の上で与えられた継続時間と、再現年数を補なうために、特殊な地理的位置から12個の値(それぞれの地図から1個であるが)を読み取る。対数紙の上にこれらの点を通してなめらかに引かれた曲線は、補間的な再現年数および継続時間、又はその一方の見積りの基礎となる。

図58の一組の曲線は北緯41度、西経91度の地点におけるこの処理の例である。

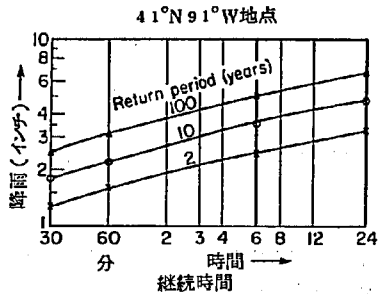


図58 雨量—継続時間—頻度値の外挿

1. 面積と雨量の関係

平均の面積—雨量関係は、地点値の百分率として、図59のダイアグラムから、400平方マイルの面積についてまで得ることができる。たとえば北緯40度、西経91度付近の6時間の降雨量の10年間の平均値は3.45インチである。しかし再現期間10年の排水域上の6時間雨量の平均は3.45インチ以下であろう。図59を参照すると、6時間の曲線が面積の目盛りを85パーセントにおいて切っているのが見

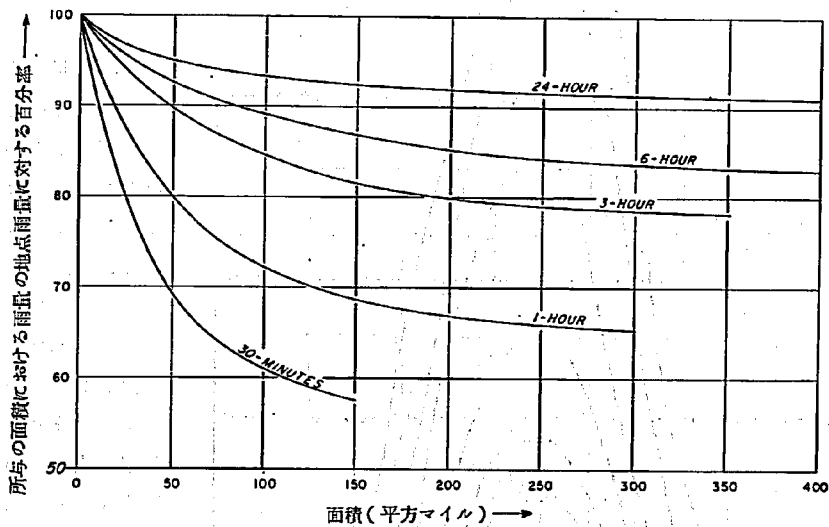


図59 面積と雨量の関係 [W.B.]

られる。従って、例における200平方マイルにわたる10年間の平均の6時間雨量は3.45に0.85を乗じたもの、すなわち2.9インチとなるであろう。

2. 季節的変化

このようにしてなされた頻度分析は、P.D.S. (Partial Duration Series) すなわちN年間の記録の最初のN個(又はそれ以上)の最大値に基づいている。明らかに1年のあ

る日は他の日よりこの数列に影響を与えているし、そして事実ある日はこの数列に全然寄与していないかもしれない。季節的变化を考慮する主要な理由は以下の事実によって例証されるであろう。10年確率の1時間降雨は、夏の雷雨に伴っておこり、かなり浸透してしまうのに対し、1.0年確率の洪水は、晩冬か初春に凍結したり雪におおわれたりした地域上で発生した小さな降雨から生ずるかもしれない。そうすると特別な降雨が発生する可能性がある季節の決定は、設計目的にとって重要な準備であるということになる。

図60に掲げられた図と同じような季節的变化のダイアグラムが西経90度以東の合衆

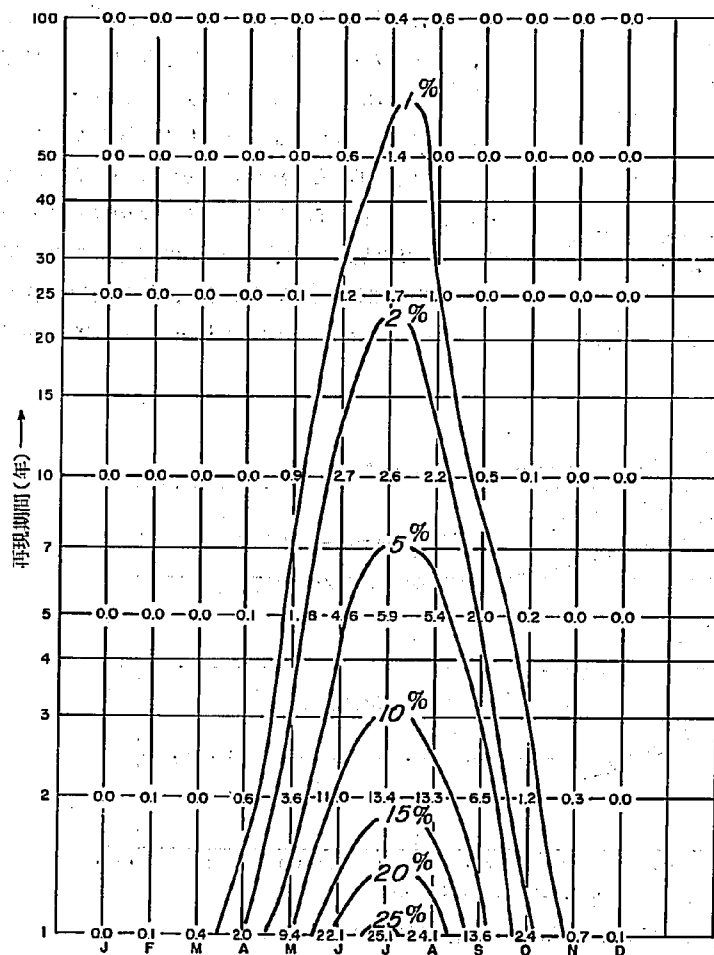


図60 ある再現期間の1時間降雨がある月におこる確率
(グレート・レーク地区) [W.B.]

ことを意味する。しかしながら大きな再現年数をもつ降雨が少くともN年間に1回は超えられてしまうかなりの可能性がある。与えられた再現年数を有し、少なくともN年間に1度発生する降雨の確率は、次の式で与えられる。

国の5つの小地方においていくつかの継続時間にわたって使える。6月から8月にかけての5年確率の1時間降雨について考えてみる。図60から、各々の月の確率はそれぞれ5, 7, 6パーセントと読みとれる。換言すれば、5年確率1時間降雨が6月に発生する確率はどの年においても5パーセントであり、7月は7パーセント、8月は6パーセントである。

3. 計算された危険

大きさを顧慮しないで(つまり小さな確率を考えないで)再現年数(すなわち反復期間)を使用することは、設計技術者が「計算された危険」をすすんで冒す

$$P = 1 - q^N$$

(9)

ここで q はある特定の年に事象が発生しない確率である。1つの例として、もしもある結果がそれぞれの試行につき $1/5$ の確率をもっているとしたら（5年間の再現期間）、それが少なくとも3年に1度生ずる確率はどのくらいであろうか？この場合に q は $1 - 1/5$ 、 N は3、そして P は $1 - (4/5)^3$ 、すなわち $61/125$ である。このことは、5年確率の値が次の3年間に1回超えられる可能性がほぼ2回に1回の割であるということの意味する。

計算された危険と設計再現期間との関係が、理論的計算から図61にグラフの形で例示されている。たとえば、もしも設計者が10年確率あるいはそれ以上の降雨が次の10年間に発生しないことにほぼ90パーセントの確からしさを求めるとすれば、彼は、100年確率の降雨として設計すべきである。合衆国気象局の降雨頻度地図には合衆国近隣の1年から100年の再現期間の30分から24時間までの継続時間の49枚の地図が含まれている。

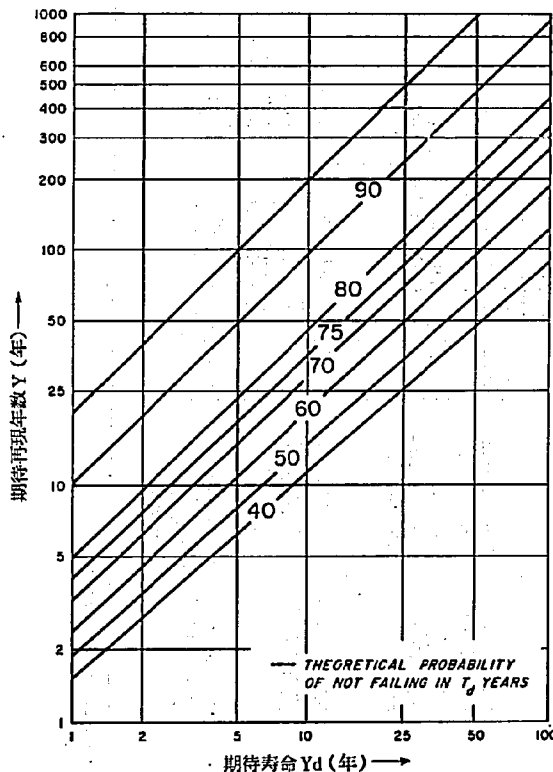


図61 「計算された危険」のダイアグラム [W. B.]

4. 確率処理の総合化

かなりの量の仕事が種々の気象学的パラメーターを確率処理に関係させることに対してなされている。そのような関係は、たとえば1日1回以下の観測しかなされていない地方における2年確率の1時間降雨量を見積もるために使用できるだろう（図62）。

B. 確率降雨強度公式

降雨量と確率の関係を表現するために、いくつかの公式が提案されている。初期のものの大部分は単純な形であり、それらは原因要素のうちの1つか2つしか考慮しておらず、地域性の強いわずかなデータから導かれている。グラフによって表現することは、データの精度に十分な注意を払ったことになるが、一方公式の開発はしばしば単なる曲線合わせの練習であるということが指摘されている。

表 4 強度と継続時間と頻度に関する公式、曲線、図

Item	(1) Locality to which formula, curve, or chart applies	(2) Formula or chart proposed by:	(3) Date	(4) Background date	(5) Formulas: Amount = I Intensity = i	(6) Limits of t , min	(7) Frequency, once in no. of years	(8) Remarks
1	United States east of Rockies	A. F. Meyer [42]	1917	Excessive precipitation, 1,962 storms at 43 stations 1896-1914	$I = \frac{At}{t+b}$ $i = \frac{A't}{t+b'}$	5 to 120	1, 2, 5, 10, 25, 50, 100	Formulas are given for five geographic groups and for the frequencies noted in col. 7.
2	All of contiguous United States	D. L. Yarnell [37]	1935	Excessive precipitation from 211 recording gages—all data up to and including 1933.	62 isohyetal charts	5, 10, 15, 30, 60, 120, 240, 480, 960, 1,440	2, 5, 10, 25, 50, 100	Values can be read directly from charts for any geographic location. Values for Far West to be used with considerable caution.
3	United States east of 101st meridian	Merrill Bernard [43]	1932	Data of Meyer and of Morgan	$i = \frac{KF^z}{t^n}$	120 to 6,000-9,000 (12 hr to 6 days)	5, 10, 15, 25, 50, 100	Values of K , z , and n are given for any location east of 101st meridian.
4	All of contiguous United States	U.S. Army Corps of Engineers [44]	1945	Yarnell's data and other data	Intensity-duration curves	0-240 min	Values along any one curve have same frequency	Requires determination of 60-min average intensity for the desired frequencies at the point under design. Maximum 60-min rate on curves: 4 iph.
5	United States east of 103d meridian	A. E. Morgan, Miami (Ohio Conservancy District rev. 1936) [39]	1917	Revised 1936 edition based on all available rain data through 1934	Graphs of time-area-depth curves for northern and southern states	1, 2, 3, 4, 5, 6 days	12, 25, 50, 100	Isopluvial charts given maximum 1-, 2-, 3-, 4-, 5-, or 6-day rainfall for frequency in col. 7, report also gives precipitation vs. area for every storm.
6	All of contiguous United States	D. M. Hershfield, U.S. Weather Bureau [38]	1961	Based on all available data	49 isopluvial maps	30, 60, 120, 180, 360, 720, 1,440 min	1, 2, 5, 10, 25, 50, 100 years	Return periods based on partial-duration series. Durations are for in-consecutive minutes containing maximum rainfall.

* Suggested by Jens [44].

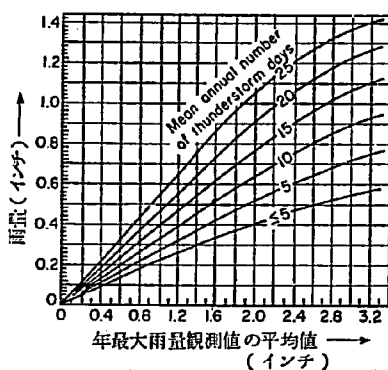


図 6-2 シノプティックに導かれた雨量—頻度曲線 2 年確率 1 時間降雨のダイアグラム [W.B.]

時には公式が電子計算機で使うために要求されるであろう。表 4 は提案された主要な公式と曲線を示している。

C. 降雨のあてはめ

降雨のあてはめはそれが発生した流域又は地域から、別の流域、地域への観測された DAD の型の具体的な移動によってなされる。あてはめは 1920 年代と 1930 年代初頭にマイアミ保護区において、熱心の開発された。あてはめの型はその機関によって開発されたが、今日の大部分の例は合衆国陸軍工兵隊、開拓局、土壌保護係の降

雨の型からとられている。またこの手続はおおいに可能最大降水量や標準計画の研究に採用され、まれには単独で使用されている。そのもっとも有用な部分は可能最大降水量にはきりとした絶対的な下限をもうけることにある。

あてはめの限界は通常水文気象学者によって決められている。地勢、調査中の流域に比較して、観測された地域にとっての水分を運ぶ風の源、降雨の通路等があてはめの限界をもうけるにつき考慮される要素である。

D. 可能最大降水量

大きなダムの放水路の設計に際しては、ほとんどすべての他の建造物の場合よりもずっと大きな降水量を使用することが必要である。まず第一に、建造物自体がしばしば非常に高価であるので、その損失は大きな経済的失費を意味するであろう。又、建造物は、それができることにより、あらたな形で下流部に生命、財産の莫大な損失の危険を作り出す。これに巻きこまれた下流部では、多くの場合、計画中の建造物から何らの直接的利益を受けない。もう一つの重要な考慮は、劇的に宣伝される出来事である。そのような建造物の失敗は、すべての公的・私的計画を危険にさらすように世論に不利な影響を与えるということである。このような理由から、設計者は、そのような放水路の設計の基礎として気象学者に可能最大降水量の予測を頼まなければならない。

見積もりは、起こりうる降水の現実的な上限に関する気象学者の最善の判断を示す。多くの気象学者は降水量のいかなる上限も存在しない、即ちどんな与えられた量も想像では発生しうると考えている。このような観点は現実的な数学的・物理学的議論ではない。なぜなら、起こりうる降水量に上限をもうけることは確かに可能だからである。そしてもしも上限を設定することが可能ならば最小の上限が存在するに違いない。そしてこれは可能最大降水量 (Probable Maximum Precipitation, PMP) と呼ばれる。

地形的な変化がほとんどない地方もしくはおだやかな地方の PMP を測定する手続が、一つの概数を与えるよう開発され広く応用されている。この手続は二つの段階を含む。(1) 研

究中の流域を含んだ地方についてのDAD曲線の可能最大値の準備 (2)その流域で使うための原型降雨 (Pattern storm) をこれらの曲線によって選択する。可能最大のDAD曲線は、研究対象の地方へあてはめが可能と考えられるあらゆる降雨についての水分修正されたDAD値を包絡することによって作製される。水分修正ファクターは、その地方の単位横断面上の柱状空間の大気中の最大の総水分量の、降雨期間に発生した同様の柱状空間中の総水分量に対する比率である。明らかに、異なった大きさの面積や、異なった継続時間の最大値は、たぶん異なった降雨から生じたものである。

原型降雨は面積の大きさと、それからそれほどではないが、水文学的に臨界とみなされる継続時間とに依存している。数百平方マイルの比較的整った地域については原型降雨はそれほど困難ではないし、また単一の原型が多くの流域に利用できる。1万平方マイルかそれ以上の大きさの地域や複雑な形状の地域には、現実的な一つの値を決定するためには、型についての綿密な研究が必要であろう。通常の場合には、原型は水文学的に、重要な面積の大きさと継続時間とに近いDADとの包絡値を与える降雨の型にたぶん基礎を置いているであろう。降雨に対するすべてのDAD値にはあるファクターを乗ずるのだが、そのファクターというのはある地点の値を包絡曲線に接するようにもってくるようなファクターである。複雑な流域形状や大きな地形的变化がある場合には、原型降雨は実際の降雨の異なった部分の結合に基礎を置くであろう。

使用される手続の長所はいくつかある。それは経済的又は統計的な制御を可能にする。値は既往最大のものに直接関係している。ある流域の経験がおきかえを通じて拡張される。実際の降雨を原型として使用することは、現実主義を確保し、そこでは正当化し難い人為的な統合よりはむしろ自然的な統合が使用される。このようにして、確率の過度の合成が最小におさえられる。

得られた結果のいくつかの様相は、注目する価値がある。可能最大降水量の最高の見積りが、ある流域の観測された降水量の最大値をほんのわずかしこ超えていないということがしばしばある。他の流域においては、観測された最大値の数倍の大きさかもしれない。所与のある流域における最も大きな最大化過程は降雨のあてはめである。もしも近くの流域において、与えられた問題の流域のどの降水値よりも数倍大きいような降水量が観測されているならば、実際の降雨において観測された雨量は、問題の流域の最大量を示すようあてはめうると考えられる。明らかに、このあてはめがどこまで拡張されうるかについては地理学的・地形学的・現象論的限界が存在する。地理学的規模は小さいが、明らかに年象学的に他の地域と均質でないような地域において困難が生ずる。そこで、単純なあてはめは明白に不可能であるが、あてはめる代用品がないということは確かに値の平均に影響を及ぼすであろう。そしてその平均値は、広い均質な地域におけるあてはめから得られる値に比し、相対的にずっと小さなものとなるであろう。この困難さが見られる主要な場所は合衆国西海岸地方のような高低のある山岳地帯である。山岳地帯における可能最大降水量の予測は、通帯広い均質な地域におけるそれよりもずっと不確実であると考えられている。

合衆国西海岸地方のようなはっきりとした山岳地帯においては、上に述べた手続は適用す

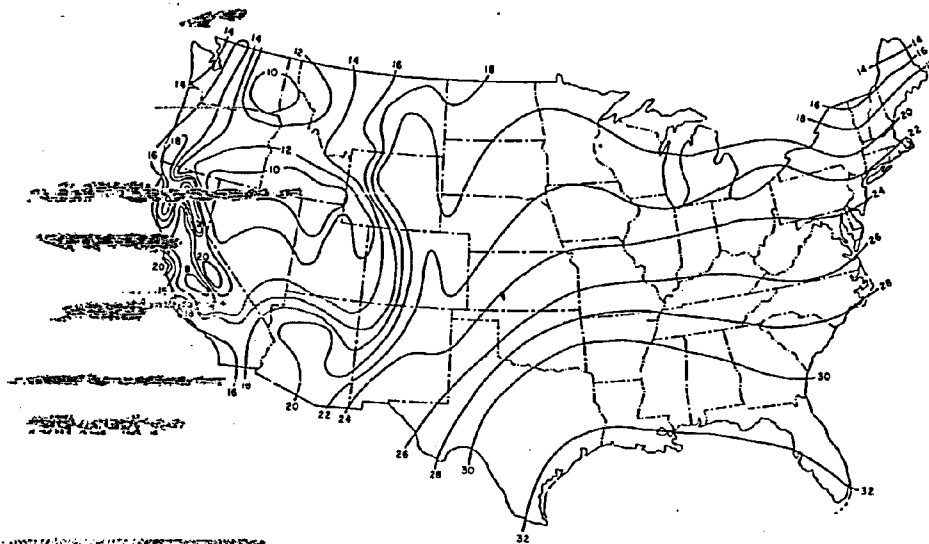


図 6 3 24時間200平方マイルにおける可能最大降水量[W.B.]

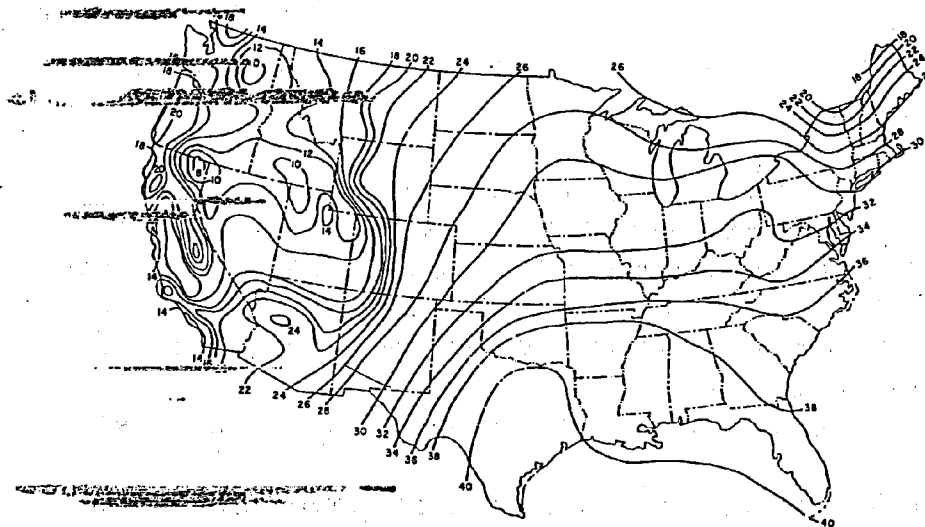


図 6 4 24時間10平方マイルにおける可能最大降水量[W.B.]

ることはできない。前に述べたように、あてはめは付近の地域の山岳が類似性をもっていないということによって厳しく制限されている。原型はしばしば研究中の流域で観測された降雨に基礎を置きがちであるが、いくつかの予測にあてはめは平均の年間の型の百分率へのあてはめや、観測所記録から引き出された種々の統計的なパラメーターに基づいている。最近、~~山岳地形と降水量との関係~~ 山岳地形と降水量との関係最大値と収束降水量とを結合した分析が使用されている。前者は発生した最も強い、継続的に斜面を上昇する風に基づき、後者は、ほとんど地勢のない地方

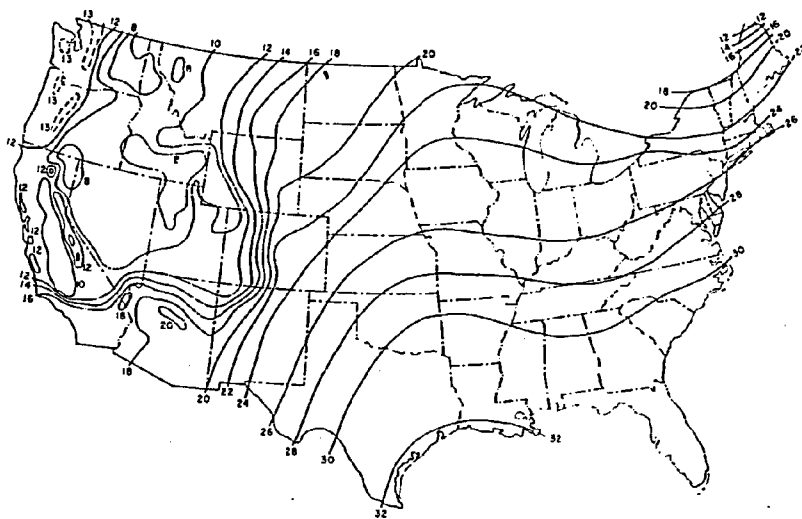


図 6 5 6 時間 6 平方マイルにおける可能最大降水量 [W.B.]

で使用される分析と同様のものに基づく。経済的かつ統計的考察に基づく制御がまだ本当に望ましいのである。

可能最大降水量の一般化された図表が、その季節的变化と一緒に、合衆国の小さな地域について作製されている (図 6 3 から 6 5)。

E. 標準計画ストーム (Standard Project Storm)

標準計画ストームは、可能最大降水量が表わすような大きな安全性を必要としない計画の設計の手引として開発された。一般化された手続きがほとんど常に使用されている。地理的位置と 1 年の季節に関してできるだけ統一的なある個数の降雨の値をおさえて開発するために、一つの企画がなされた。要求がしばしば政府の政策と関連するので、特別な機関がいつも規準に関しては諮問を受けることが望ましい。

参照として、合衆国陸軍工兵隊によって推せんされている標準計画ストーム (SPS) の仕様は次の通りである。

融雪を主として考慮する必要があるような特定の排水地域の 1 年の季節毎の標準計画ストーム予測は、最も危険な洪水を起こす降雨の DAD の関係と、降雨パターンとを同時に表わすべきである。パターンとは、流域の流出特性と水利構造物の存在とに考慮を払った排水域の位置する地方の特徴とみなしうるようなものである。融雪が標準計画洪水 (SPF) 流出曲線に相当な量で寄与するような季節と地域とに適用できる SPS 降雨の評価を行なう場合、SPF 流出曲線の計算において、適当に斟酌された融雪が SPS 降雨の量に含められる。洪水が圧倒的に融雪の結果であるようなところでは、SPF の予測は、その地方の特徴であると考えられている雪、気温、水の損失の最も精密な結合からする予測に基づいている。

"snow" という語は、研究対象の流域における危険な洪水の発生に寄与するような任意の

期間のあるいは任意の連続した降雨現象をも意味するよう広い意味で使用されている。

「地域」という上で用いられている語は、ストームの生成ファクターが実質的に比較しうるような与えられた流域を取り囲む地域を意味すると解釈されている。すなわち、そこでは気象学的影響と地勢とが、ストーム記録の実際上の信頼性との比較において共通の基礎上的修正を許すような一般的な地域である。そのような「地域」は、起伏が一般的に穏やかな合衆国の東半分においては非常に大きな地域を含み、極端な地勢に出合う合衆国西部のある部分においては相対的に小さな地域を意味する。

気象学的研究によって補なわれたその地方における最大のストームの記録の一般的な比較が、その地方の合理的な特徴とみなされる最も強いストームを表わすための降雨規準の選択の基礎として提供される。異常な強度のストームは、標準計画ストームとして正当に採用するには異常かつ極端すぎるとして排除されるであろう。

* p. 11

この点に関しては若干の疑問があると考えられる。(訳者註)

[参 考 文 献]

1. Linsley, R. K., Jr.: Techniques for surveying surface water resources, *World Meteorol. Organization Tech. Note* 26, Geneva, 1958.
2. Brown, E. N., and R. R. Braham, Jr.: Precipitation-particle measurements in trade-wind cumuli, *J. Meteorol.*, vol. 16, no. 6, pp. 609-616, December, 1959.
3. Law, J. O., and D. A. Parson: The relation of raindrop size to intensity, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 24, pt. II, pp. 452-460, 1943.
4. Gunn, Ross, and G. D. Kincer: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, *J. Meteorol.*, vol. 6, no. 4, pp. 243-248, August, 1949.
5. Houghton, H. G.: Preliminary quantitative analysis of precipitation mechanisms, *J. Meteorol.*, vol. 7, no. 6, pp. 363-369, December, 1950.
6. Lott, G. A., and V. A. Myers: Meteorology at flood-producing storms in the Mississippi River basin, *U.S. Weather Bur. Hydrometeorol. Rept.* 34, 1956.
7. Benton, G. S., and M. A. Estoque: Water-vapor transfer over the North American Continent, *J. Meteorol.*, vol. 11, no. 6, pp. 462-477, December, 1954.
8. Final report of the Advisory Committee on Weather Control, *Am. Meteorol. Soc. Bull.*, vol. 39, pp. 583-598, 1958.
9. Benton, G. S., R. T. Blackburn, and V. O. Snead: The role of the atmosphere in the hydrologic cycle, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 31, pp. 61-73, 1950.
10. Holzman, Benjamin: Sources of moisture for precipitation in the United States, *U.S. Dept. Agr. Tech. Bull.* 589, 1937.
11. Lott, G. A.: The world-record 42-minute Holt, Missouri, rainstorm, *Monthly Weather Rev.*, vol. 82, no. 2, pp. 50-59, February, 1954.
12. Schoner, R. W., and S. Molansky: Rainfall associated with hurricanes, *U.S. Weather Bur. Hurricane Res. Project Rept.* 3, 1956.
13. Thompson, J. C.: A numerical method of forecasting rainfall in the Los Angeles area, *Monthly Weather Rev.*, vol. 78, no. 7, pp. 113-124, July, 1950.
14. Linsley, R. K., Jr., M. A. Kohler, and J. L. H. Paulhus: "Applied Hydrology," McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 1949.
15. Kincer, J. B.: Determination of dependability of rainfall records by comparison with nearby records, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 19, pt. 1, pp. 533-538, 1938.
16. Merriam, C. F.: Progress report on the analysis of rainfall data, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 19, pt. 1, pp. 529-532, 1938.
17. Kohler, M. A.: Double-mass analysis for testing the consistency of records and for making required adjustments, *Am. Meteorol. Soc. Bull.*, vol. 30, pp. 188-189, May, 1949.
18. Weiss, L. L., and W. T. Wilson: Evaluation of significance of slope changes in double-mass curves, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 34, pp. 893-896, December, 1953.
19. Searcy, J. K., and C. H. Hardison: Double-mass curve, Manual of Hydrology, Part 1, General Surface-water Techniques, *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 1541-B, 1960.
20. Clarke-Hafstad, Katherine: A statistical method for estimating the reliability of a station-year rainfall record, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 19, pt. II, pp. 526-529, 1938.
21. Clarke-Hafstad, Katherine: Reliability of station-year rainfall frequency determinations, *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, vol. 107, pp. 633-683, 1942.
22. Paulhus, J. L. H., and M. A. Kohler: Interpretation of missing precipitation records, *Monthly Weather Rev.*, vol. 80, pp. 129-133, August, 1952.
23. Thiessen, A. H.: Precipitation for large areas, *Monthly Weather Rev.*, vol. 39, pp. 1082-1084, July, 1911.
24. Reed, W. G., and J. B. Kincer: The preparation of precipitation charts, *Monthly Weather Rev.*, vol. 45, pp. 233-235, May, 1917.
25. Sacramento method of correlating storm precipitations with normal seasonal precipitations and runoff, *U.S. Army Corps Engrs. Rept.*, Sacramento District Office, 1941.
26. Spreen, W. C.: A determination of the effect of topography upon precipitation, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 28, pp. 285-290, 1947.
27. "Climate and Man," *U.S. Dept. Agr. Yearbook*, 1941.
28. Manual for depth-area-duration analyses of storm precipitation, *U.S. Weather Bur. Coop. Studies Tech. Paper* 1, 1946.
29. Visher, S. S.: "Climatic Atlas of the United States," Harvard University Press, Cambridge, Mass., 1954.
30. Lackey, E. E.: Annual rainfall variability maps of the United States, *Monthly Weather Rev.*, vol. 67, p. 201, 1939.

31. Jennings, A. H.: Maximum 24-hour precipitation in the United States, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 16, 1952.
32. Miller, E. R.: Raininess charts of the United States, *Monthly Weather Rev.*, vol. 61, pp. 44-45, 1933.
33. Maximum station precipitation for 1, 2, 3, 6, 12 and 24 hours, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 15. Pt. I: Utah, pt. II: Idaho (1951); pt. III: Florida (1952); pt. IV: Maryland, Delaware, and District of Columbia, pt. V: New Jersey, pt. VI: New England, pt. VII: South Carolina (1953); pt. VIII: Virginia, pt. IX: Georgia, pt. X: New York (1954); pt. XI: North Carolina, pt. XII: Oregon, pt. XIII: Kentucky, pt. XIV: Louisiana, pt. XV: Alabama (1955); pt. XVI: Pennsylvania, pt. XVII: Mississippi, pt. XVIII: West Virginia, pt. XIX: Tennessee, pt. XX: Indiana (1956); pt. XXI: Illinois, pt. XXII: Ohio (1958); pt. XXIII: California, pt. XXIV: Texas (1959); pt. XXV: Arkansas (1960); pt. XXVI: Oklahoma (1961).
34. Shands, A. L., and D. Ammerman: Maximum recorded United States point rainfall for 5 minutes to 24 hours at 207 first order stations, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 2, 1947.
35. Jennings, A. H.: World's greatest observed point rainfall, *Monthly Weather Rev.*, vol. 78, pp. 4-5, 1950.
36. "Storm Rainfall in the United States: Depth-Area-Duration Data," U.S. Army Corps of Engineers, since 1946.
37. Yarnell, D. L.: Rainfall intensity-frequency data, *U.S. Dept. Agr. Misc. Publ.* 204, 1935.
38. Hershfield, D. M.: Rainfall frequency atlas of the United States, for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years, *U.S. Weather Bur. Tech. Rept.* 40, May, 1961.
39. Engineering Staff of Miami Conservancy District: Storm rainfall of eastern United States, *Tech. Repts.*, pt. V, Dayton, Ohio, 1917.
40. Gumbel, E. J.: Statistical theory of extreme values and some practical applications, *U.S. Bur. Std. Appl. Math. Ser.* 33, Feb. 12, 1954.
41. Jens, S. W.: Engineering meteorology, in Proceedings of the Conference on Water Resources, October 1, 2, 3, 1951, *Illinois State Water Surv. Bull.* 41, pp. 99-116, 1952.
42. Meyer, A. F.: "The Elements of Hydrology," John Wiley & Sons, Inc., New York, 1st ed., 1917; 2d ed., 1928.
43. Bernard, Merrill: Formulas for rainfall intensities of long duration, *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, vol. 96, pp. 592-624, 1932.
44. Hathaway, G. A.: Military airfields—a symposium: Design of drainage facilities, *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, vol. 110, pp. 697-733, 1945.
45. Bernard, Merrill: The primary role of meteorology in flood flow estimating, *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, vol. 109, pp. 311-382, 1944.
46. Generalized estimates of maximum possible precipitation over the United States east of the 105th meridian, *U.S. Weather Bur. Hydrometeorol. Rept.* 23, June, 1947.
47. Generalized estimates of probable maximum precipitation for the United States west of the 105th meridian for areas to 400 square miles and durations to 24 hours, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 38, 1960.
48. Standard project flood determinations, *U.S. Army Corps Engrs. Civil Eng. Bull.* 5-2-8, Mar. 26, 1952, unpublished.
49. "Standard Project Rain-flood Criteria, Sacramento-San Joaquin Valley, California," U.S. Army Corps of Engineers, Sacramento District, 1957.

[その他の重要な参考文献]

降雨の観測および観測機器に関するもの

50. Middleton, W. E. K., and A. F. Spilhaus: "Meteorological Instruments," 3d ed., University of Toronto Press, Toronto, Canada, 1953.
51. Instructions for climatological observers, *U.S. Weather Bur. Cir. B*, 10th ed., October, 1955.
52. Kadel, B. C.: Measurement of precipitation, *U.S. Weather Bur. Cir. E*, 4th ed., 1936.
53. Kurtyka, J. C.: Precipitation measurements study, *Illinois State Water Surv. Rept. Invest.* 20, 1953.
54. Battan, L. J.: "Radar Meteorology," University of Chicago Press, Chicago, 1959.
55. Stout, G. E.: Radar for rainfall measurements and storm tracking, *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydraulics Div.*, vol. 85, no. HY1, pp. 1-16, January, 1959.
56. Kohler, M. A.: Design of hydrological networks, *World Meteorol. Organization Tech. Note* 25, Geneva, 1958.

降雨の形成および気象制御に関するもの

57. MacDonald, J. E.: The physics of cloud modification, *Advan. in Geophys.*, vol. 5, pp. 223-298, 1958.
58. Mason, B. J.: "The Physics of Clouds," Oxford University Press, London, 1957.
59. Dufour, L., F. Hall, F. H. Ludlam, and E. J. Smith: Artificial control of clouds and hydrometeors, *World Meteorol. Organization Tech. Note* 13, 1955.
60. Weickmann, Helmut, and Waldo Smith (eds.): "Artificial Stimulation of Rain," Pergamon Press, Ltd., London, 1957.
61. Weather Modification—a symposium: Seeding of west coast winter storms, by R. D. Elliot, and Seeding of clouds in tropical climates, by W. E. Howell, *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, vol. 127, pt. III, pp. 327-371, 1962.

D A D分析に関するもの

62. Thunderstorm rainfall, *U.S. Weather Bur. and U.S. Corps Engrs. Hydrometeorol. Rept.* 5, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss., 1947.
63. Huff, A. F., and G. E. Stout: Area-depth studies for thunderstorm rainfall in Illinois, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 33, pp. 495-498, August, 1952.
64. Huff, F. A., and J. C. Neill: Areal representativeness of point rainfall, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 38, no. 3, pp. 341-345, June, 1957.
65. Fletcher, R. D.: A relation between maximum observed point and areal rainfall values, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 31, no. 3, pp. 344-348, June, 1950.

降雨強度の頻度に関するもの

66. Chow, V. T.: Frequency analysis of hydrologic data with special application to rainfall intensities, *Univ. Illinois Eng. Expt. Sta. Bull. Ser.* 414, July, 1953.
67. Rainfall intensities for local drainage design in the United States, for durations of 5 to 240 minutes and 2-, 5-, and 10-year return periods, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 24: pt. I, West of 115th meridian, 1953; pt. II, between 105 and 115°W, 1954.
68. Rainfall intensity-duration-frequency curves, for selected stations in the United States, Alaska, Hawaiian Islands, and Puerto Rico, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 25, 1955.
69. Rainfall intensities for local-drainage design in western United States, for durations of 20 minutes to 24 hours and 1- to 100-year return periods, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 28, 1956.
70. Rainfall intensity-frequency regime, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 29: Pt. 1, Ohio Valley, 1957; pt. 2, Southeastern United States, 1958; pt. 3, Middle Atlantic Region, 1958, pt. 4, Northeastern United States, 1959; pt. 5, Great Lakes Region, 1960.
71. Rainfall-frequency atlas of the Hawaiian Islands for areas to 200 square miles, durations to 24 hours, and return periods from 1 to 100 years, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 43, 1962.
72. Probable maximum precipitation and rainfall-frequency data for Alaska for areas to 400 square miles, durations to 24 hours and return periods from 1 to 100 years, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 47, 1963.

最大可能降水量に関するもの

73. Commonwealth of Australia, Bureau of Meteorology: Conference on Estimation of Extreme Precipitation, Melbourne, 1958.
74. "Design of Small Dams," U.S. Bureau of Reclamation, 1960.
75. Showalter, A. K., and S. B. Solot: Computation of maximum possible precipitation, *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 23, pp. 258-274, 1942.
76. Seasonal variation of the probable maximum precipitation east of the 105th meridian for areas from 10 to 1,000 square miles and duration of 6, 12, 24 and 48 hours, *U.S. Weather Bur. Hydrometeorol. Rept.* 33, April, 1956.
77. Hershfield, D. M.: Estimating the probable maximum precipitation, *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydraulics Div.*, vol. 87, no. HY5, pt. 1, pp. 99-116, September, 1961.
78. Knox, J. B.: Procedures for estimating maximum possible precipitation, *Calif. State Dept. Water Resources Bull.* 88, May, 1960.
79. Generalized estimates of probable maximum precipitation and rainfall frequency data for Puerto Rico and Virgin Islands, *U.S. Weather Bur. Tech. Paper* 42, 1961.