

II-8 地形性降雨の数値実験に関する研究

北海道大学工学部 正員 山田 正
 北海道大学工学部 正員 藤田 睦博
 北海道大学工学部 ○学生員 渡部 元

I. はじめに

従来、土木工学及び水文学の分野では、降雨は与えられたもの、あるいはインプットデータとして扱われることが多い。しかし近年集中豪雨の予測あるいはレーダー雨量計などを用いた短時間の降雨予測を求める声が高まり、このため降雨の物理的特性そのものに触れる研究の必要性が生まれつつある。この様な状況を考え、本研究は、Kesslerのパラメタリゼーションに基づき、地形性の降雨の数値シミュレーションを行ったものである。

II. 降雨の物理的機構

降雨は空気中の水蒸気が凝結したものと考えられるのだが、実際には飽和水蒸気のもとで、必ず雨が降ると云うわけではなく、水分子の凝縮、捕捉など複雑なメカニズムが介在している。ここではそれらのうち次の4つの機構を考慮した現象を扱う。

- ① 雲粒子同士のオートコンバージョン
- ② 降雨粒子による雲粒の捕捉
- ③ 降雨粒子の蒸散
- ④ 水蒸気の凝結

また降雨の直接の原因としては、主に地形性の降雨を取り上げ、温度・気圧の影響、また水晶体が介在する降雨についてはここでは考慮にれない。

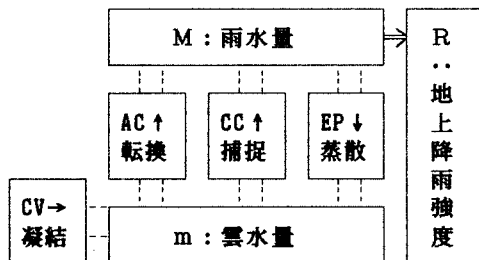


図-1 降雨機構の説明図

III. 基本式

降雨を計算する理論の中では、Kessler(1969)のパラメタリゼーションによるものが、最も扱い易い。

それは降雨粒子と雲粒子を空気に対する相対

速度によって分類したものである。

ここで用いた基本式は、大気中の水蒸気及び雨水についての質量保存式である。

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -u \frac{\partial M}{\partial x} - (w+V) \frac{\partial M}{\partial z} + AC + CC - EP$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -u \frac{\partial m}{\partial x} - w \frac{\partial m}{\partial z} - AC - CC + EP + CV$$

ここにM（雨水量）は空気に対し相対的に降下する粒子であり、m（雲水量）は空気に対し相対的に降下しない粒子である。ここでmは、

$$m = q - Q_s$$

（q：水蒸気量、Q_s：飽和水蒸気量）

として定義される。つまり飽和時には、m = 0である。

基礎式に於て、x軸は海岸線から山腹斜面に向かう方向を示し、z軸は海面から鉛直上方を示す。

速度項（u,w,V）については特に断わらない限り、u（水平方向）については一様分布で、w（鉛直方向）には斜面による強制上昇流を、また降雨粒子の降下速度には一般によく用いられている Marshall,Palmer(1948)による粒径分布を考慮した式を採用する。

式中の、AC、CC、EP、CVは、それぞれ、AC：雲水の雨水への転換、CC：雨水による雲水の捕捉、EP：雨水の蒸散、CV：凝結を表している。

これらの気象パラメーターについてはそれぞれ固有の条件がつけ加わってくる。ACは、mがある値αを越えると起こり始め、CCとEPはもちろん降雨粒子が存在してこそ起こる。CVについては、 $w \times (A + Bz)$ なる形の分布を用いる。（A,B：定数）ここで、雨水量Mを、地表での降雨強度Rに変換するには、

$$R = 138 \times N_0^{-1/8} \cdot M^{9/8}$$

なる式を用いた。（N₀：定数）

計算の対象範囲は水平方向25km、鉛直方向2000mとし、dx=1km、dz=100m、dt=20secとして差分計算した。

高さの上限を2000mとしたのは、降雨時に於いては1500から2000m付近に逆転層が生じ、地形性降雨をもたらす下層雲はこの高度以下で発生すると考えられることによる。

差分方法は比較的容易で、安定性が高いLax-Wendroffによる差分法（図-2）を用いた。この方法は両側差分であり、二次の項があるため片側差分よりも発散、振動が生じ難く、当該理論のような足し合わせを目的とする式に対しては有効である。

境界条件は、この種の計算においては極めて重要となってくるが、これも特にことわらない限り上層から降水粒子の供給はなく、風上側からは常に一定に飽和水蒸気が供給されるとする。風下側はその一つ風上の格子における値と同じ値を持つものとする。

風は水平方向で海から山の方向に、時間、高さに関係なく一定の風速で流れているとする。

IV. 各種条件の影響に関する計算と結果

本研究では、 α （オートコンバージョンの臨界点）、 u （水平風速）、 H （山の高さ）に対し、ほかの条件を一定とし、 R （地上降雨強度）、 m （雲水量）分布、 M （雨水量）分布、がどのように変化するかを観察してみる。

1) α の変化の影響

α はオートコンバージョンの開始点を決定するものであるが、定常時においては降雨強度、雲水量、雨水量分布とも余り大きな差異は見られなかった。よってこれ以降の試行においては、Kesslerの論文の中でも使われている $\alpha = 0.5$ [g/m^3] の値を採用することとする。

2) 水平風速の変化の影響

ここでは水平風速を 5 m/s 、 10 m/s 、 15 m/s の三種にかえて、地形は水平距離 1 km から 18 km の間に 640 m 上がるような一様斜面とした。

図-3 は地上での降雨強度と水平距離との関係を示している。これを見ると水平風速が変化しても最も強く雨が降る地点（強降雨地点）は変わらないことが分かる（約 18 km 地点）。

なお、ところどころ不連続な点が生じているのは、高さ方向の最小単位を 100 m 毎としたため、実際の地表の高さとの不整合が生じたことによるものと考えられる。よって地形の勾配が変化する前後ではこのことを考慮して見て頂きたい。

図より最大降雨地点が斜面の後半分にあることと、風速が大きいほど降雨強度も大きくなっていることが分かる。このことを別の視点から見てみよう。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = A' \frac{\partial u}{\partial x} + B' \frac{\partial u}{\partial z} \text{ なる微分方程式において、}$$

$$A = A' \frac{\partial t}{\partial x} \quad B = B' \frac{\partial t}{\partial z} \quad C = \frac{1}{2}(AB + BA) \text{ とすると、}$$

$$I^*[0,0] = (I - A - B) * [0,0] \\ + A(A+I) * [1,0] + A(A-I) * [-1,0] \\ + B(B+I) * [0,1] + B(B-I) * [0,-1] \\ + C\{[1,1] + [-1,-1] - [1,-1] - [-1,1]\}$$

図-2 Lax-Wendroff法の概要

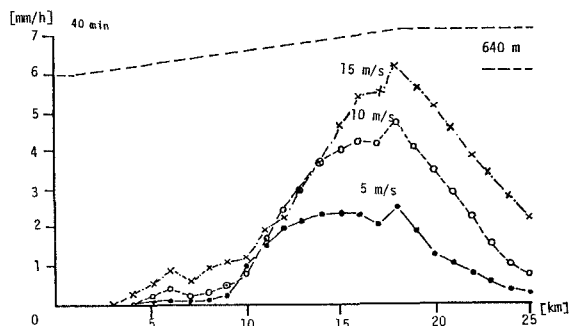


図-3 風速を変化させた場合の降雨強度分布

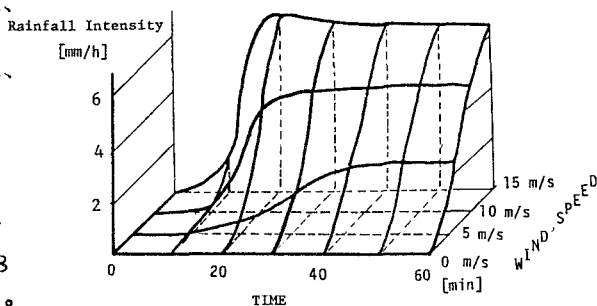


図-4 時間・風速・降雨強度分布

図-4 は縦軸が地上降雨強度 R [mm/h]、横軸が経過時間 t [min]、奥行き方向に水平風速 u [m/s] を取ったものである。これより、風速が大きいほど降雨強度も大きいことが分かるが、定常時においてはその関係が、かすかにS字を描いていることを除けば、ほぼ線形であることがグラフの右端の断面形で分かる。

また、 $R-t$ 平面をみると、風速によって定常に至る時間が異なってくることと、グラフの立ち上がりが異なっていることが分かる。つまり風速が大きいほど、早く定常状態になるといえる。特に 10 m/s 以上ではある時間を境に急に降雨が始まるようである。

図-5, 図-6は40分後の雲水量 m の分布を等値線で示したものである。これを見ると図-6の値の方が全体に値が大きいのが分かるが、その割合は地上での降雨強度 R ほどコントラストの強いものではない。

またその分布形は斜面上においてはほぼ相似と言えるもので最高値のある位置は図-4と同じく18km地点である。その地点以降では図-6においては分布形がその傾きを保持したまま収束するが、図-5においては地面が水平になる辺りでは、等値線が全体的に水平に流れる様に分布している。これはこの部分では雲を作る働きが弱まり移流が卓越することによると思われる。

次に図-7, 図-8は、 M (雨水量)の分布を示したものである。この図より解る様に、風速が大きいほど分布が風下側に移っている。具体的に m の分布の重心を見てみると、図-8(15m/s)においては18km地点にあったものが図-7(5m/s)においては16km地点に多少の乱れを伴って存在する。

M の値に注目すると、外殻部(0.01から0.05 $[g/m^3]$)に対して分布形に差異はないが、風速が大きいものほど中が詰まってくる。しかしこれも降雨強度ほどのコントラストを持つものではなく、 m と同様緩やかな増加に過ぎない。

水平部の移流はここでも見られ、その効果はむしろこちらの方が顕著である。これは構成粒子の大きさに関係するものと思われる。定義から、 M には降下速度 V が関与しているからであろう。

風速の異なるこの2つの計算例の共通点を挙げると、0.01~0.02 $[g/m^3]$ の等値線の位置と M の立ち上がりの位置、その形状である。これらは風速に関係なく M が存在できる領域が決っている事を示している。即ち地形性降雨は海岸からある一定の距離がないと生じないと言うことができよう。このことは実際の観測に於いても確かめられている。

ここでは5m/sと15m/sの2例しか提示していないが、その中間の10m/sに於ける諸量も、前二者の中間の分布を示していたことを付記し、その連続性を確認する。全体を見渡すと各々の分布形が地形に沿って傾斜していることが分かる。このことはこの降雨のメカニズムが絶対的の高度の上昇にともなう凝結に原因するというよりその他の影響によるものの方が大きいことを示している。言い替えると、降雨は、飽和した水滴がそのまま落ちてくるのではなく、それはきっかけに過ぎないということを表している。

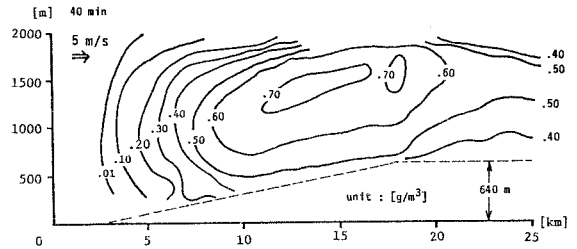


図-5 雲水量分布(風速 5 m/s)

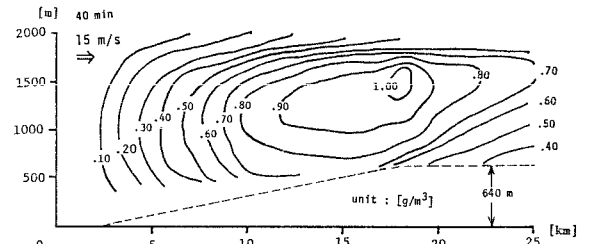


図-6 雲水量分布(風速 15 m/s)

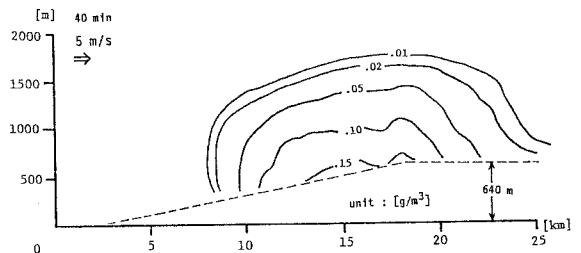


図-7 雨水量分布(風速 5 m/s)

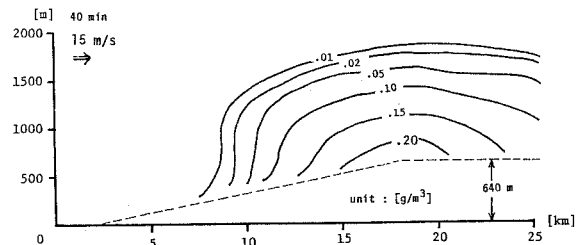


図-8 雨水量分布(風速 15 m/s)

【参考文献・1】

- 浅井 富雄, 1983『大気対流の科学』東京堂出版
戸川 隼人, 1973『微分方程式の数値計算』
近野 好文・菊池 勝弘, 1981: \ オーム社
「北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性(I)」
『北海道大学地球物理学研究報告 Vol.39』

3) 山の高さの影響

次に水平距離で、1 kmから18 km進む間に地形が240 m、480 m、640 m、960 m上昇する、4つのケースについて実験してみた。このとき風速は一律に10 m/sとする。

図-9は降雨強度と山の高さとの関係を示したものである。これを見ると山が高くなるほど、強降雨地域が海側に移動している。

図を見ると、960 mから480 m迄のあいだでは降雨強度は比較的直線的に増加している様に見えるが、240 mにおいて急激に落ち込んでいる。

図-10に時間方向との比較を示すが、ここでもある高さより低くなると急激に降雨強度が小さくなるような傾向がみられる。

この図をよくみると、960 mや480 mのグラフの立ち上げ部にみられるように上につき出たところが有り、完全にフラットになるのは全ケースに於いて40分以降であり、風速を変化させたときにみられた定常時間への影響は余り顕著ではない。

図-11、図-12は計算開始後40分における雲水量mの分布であるが 大きな違いと言えば、図-11の高さ960 mの方は、山頂の水平部に於いて閉じたような形を示すのに対して、図-12の高さ240 mのそれは地面と平行に流れている。

水平風速が等しいことを考えると、地面の勾配による上昇流の大きさが、mの分布に強く関与していることを示すものであろう。

次に図-13と図-14はMの分布を示しているが、図-14(960 m)のほうは15 km地点を中心に±5 kmの間に広く分布しているのに対し、図-13は比較的中心がはっきりしている。

しかし水平部(18 kmから)を見てみると、双方ともほぼ等しいことが分かる。風速が同じことを考えると、上昇流の止むこの部分の相似は合理的なものと言えよう。

更に山が高くなるほど、降雨強度が大きくなるばかりでなく、その範囲も拡大する傾向がみられる。それにしても、山の高さが240 mの場合に見られる降雨のピークが斜面よりも、平坦部にあるという結果は興味深い。

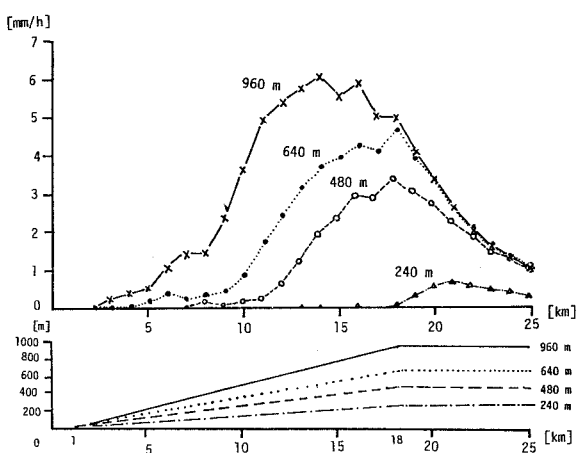


図-9 山の高さと降雨強度分布

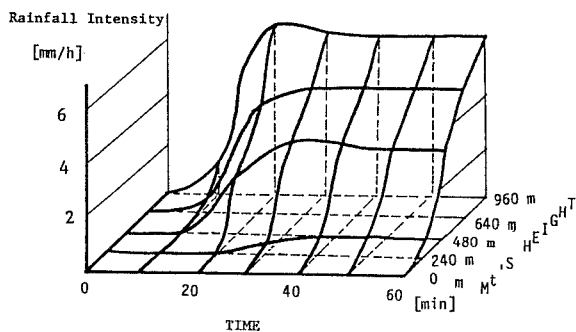


図-10 時間・山の高さ・降雨強度分布

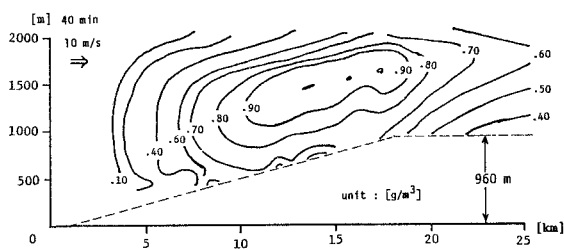


図-11 雲水量分布(山の高さ960 m)

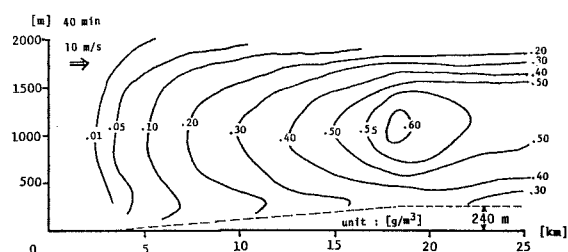


図-12 雲水量分布(山の高さ240 m)

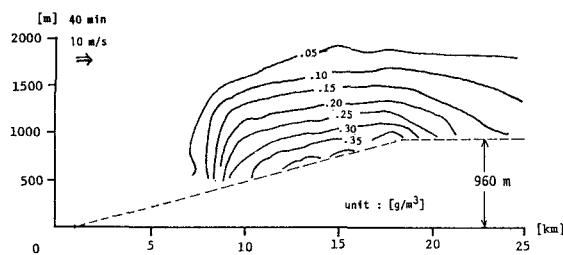


図-13 雨水量分布 (山の高さ960 m)

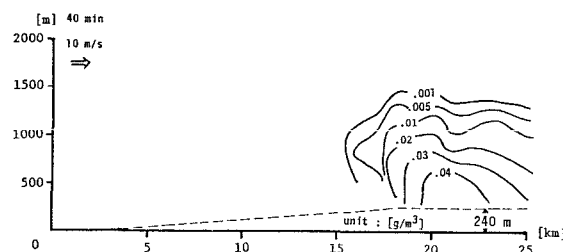


図-14 雨水量分布 (山の高さ240 m)

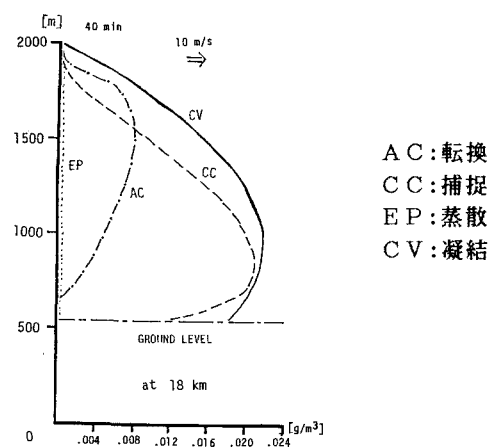


図-15 AC, CC, EP, CVの高度分布

4) 各気象パラメーターの寄与

図-15は、AC, CC, EP, CVがこの系の中でどの様に機能しているかをみるために、強降雨地点の定常時の各パラメーターの絶対値を示したものである(水平風速: 10 m/s, 地形: 1 km~18 km区間に640 m上昇、強降雨地点: 18 km)。

これによると最も値が大きいのはmにしかきかないCV(凝結)で、高度1000 mをピークに緩やかに分布している。次にCC(捕捉)であり、これは重心が随分下にある分布で、そのつぎにACである。これは逆に重心の高い分布であり、EPは常に他のパラメーターの 10^{-2} 以下のオーダーの値であった。

この図は、定常時に於いては、ほとんどの高さ(ここでは700 m~1800 m)においては、mへの供給(CV+EP)が、転換(AC+CC)を下回っていることと、EPがほとんど効いていないことを示している。またCCが地表近くに、ACが上限近くにピークを持っていることは興味深い。即ち、降雨の原因が地表近くと上空では異なっていることを示している。

V. 結論

これらの数値実験の結果をまとめてみると、この様になる。

- 降雨強度と水平風速はほぼ線形であった。
- 水平風速が大きいと、定常に至る時間が短い。
- 雨水分布は、水平風速が異なっても斜面上ではあまり差異はない。しかし平坦部になってからは、風速の大きいものほど尾を引く。
- 雲の分布は水平風速が大きいものほど、コントラストがはっきりしてくる。
- 水平部の降雨は風上部の移流によるものが殆どである。
- 山の高さがある値を越えないと、強降雨は起きない。
- 水平風速が大きいものほど、強降雨域は内陸側にできる。
- 山が高いものほど、強降雨域は海岸側に進み、幅広く分布する。
- どの場合に於いても上昇流が降雨強度に大きな影響を与えていることが確認された。
- 定常時に於いては、空間的収束を除くと、常に雲は雨に転化される傾向を持つ。
- 雨滴の蒸散は、ほとんど効いていない。

つまり、一般的には、

- 降雨強度は山が高いほど、勾配がきついほど、水平風速が大きいほど(上昇流の関係から)、大きくなり、
- 強降雨位置は、山が高いほど海岸よりに、(中腹から山頂にかけて)幅広く分布する。

降雨機構の面からは、

- 地形性降雨のメカニズムは、下部に於いてはCC(捕捉)、上部に於いてはAC(オートコグレーション)の寄与が大きく、EP(蒸散)はほとんど寄与しない。

・・・ということがいえる。

VI. 展開例 (山が2つ連なる場合)

さて今までは地形が一様上昇で、下降流が起こることはなかったが、実際には下りのない山は存在しないわけで、山の風下側の気象もまた考察の必要がある。そこで、ここでは下り斜面を付け加えて、かつ山の風下側にもう一つ山を作った場合を解析してみる。

条件は、水平風速が10 m/s、山の高さは双方とも480 m、計算範囲は40 kmまで拡大し、計算してみよう。

図-16は降雨強度と水平距離の関係だが、最初の山については今までに結果と同じ性質がみられる、一方2つめの山については時間によってピークが大きく変動するといった特異な現象が観測された。

定常時の40分(実線)と、中間時の20分(点線)では5 kmもの変動がみられる。これは平行移動ではなく、2.5 km付近にあったピークが時間と共に成長したものである。これは、前の山からの移流の一部でもある。(図-17の波線分より下は、乾燥部 ($m < 0$) を示している。)

一つ目の降雨分布がほとんど同じことを考えると、この40分におけるピークは、時間経過によって生じた一つ目の山の余剰水分であろう。

つまり40分以前には、一つ目の山における雲の形成に費やされていた水蒸気が、降雨と共に余剰化し始め、風下に、降雨では使いきれない水分が、移流し始めたことによると思われる。

更に、20分における降雨分布は、フェーン現象によって、水分が遞減させられた空気のみによる降雨であるが、40分以降のグラフは、それに1つめの山の余剰の水分を加えた空気による降雨であるため、ピークの位置が左に進んだのである。

これらの図では、ピークの位置が変わっても、最大降雨強度は変わっていない。これらの結果より、ある山の高さに対する降雨強度というのは決まっていて、値がその定常に達すると、余剰水分が風下に流れ始めているといった仮定ができる。

図-17は雲水量 m の分布を示している。この図より、1つめの山の分布形が上り勾配を保持しているのに対し、2つめにはその傾向は余りみられない。

図-18は雨水量 M の分布を示している。この図より、 M の分布形に余り違いはみられない。

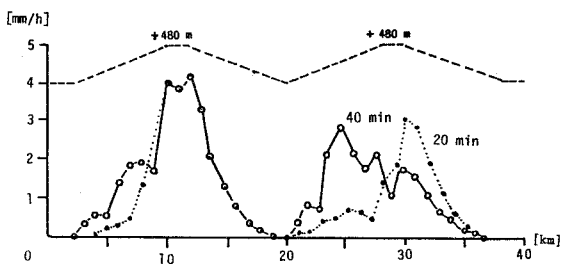


図-16 降雨強度分布(2つ山の場合)

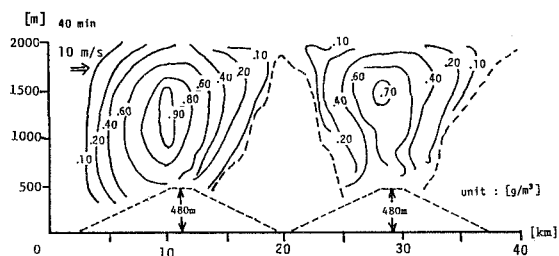


図-17 雲水量分布(2つ山の場合)

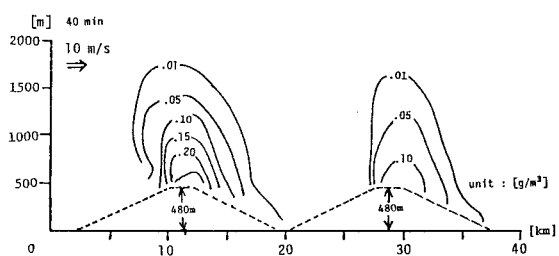


図-18 雨水量分布(2つ山の場合)

VI. おわりに

このようにKesslerのパラメタリゼーションを基にするモデルは、単純であるが、様々な現象を我々にみせてくれる。

この数値計算の結果と実際の現象との、またここでは考慮にいれなかったその他の気象要素を加えた結果との整合をいかにしてとるか、というのが今後の課題である。

最後に、札幌管区気象台文書課各位には貴重な文献をお貸し頂いたことに、また北海道大学地球物理学科の播磨屋先生には、多大なる御助言を頂いた。ここに記して感謝の意を表す。

[参考文献・2]

Kessler, E., 1969: "ON THE DISTRIBUTION AND CONTINUITY OF WATER SUBSTANCE IN ATMOSPHERIC CIRCULATIONS", Meteorological Monographs, vol 10