

流域スケールの降雨特性の研究 (その3)

— 山地流域における気流と降雨のシミュレーション —

Rainfall Characteristics in Catchment Area (3)
— Simulation of Wind and Rainfall in Mountainous Area —

中津川 誠* 竹本 成行** 山田 正***

Makoto NAKATSUGAWA, Masayuki TAKEMOTO and Tadashi YAMADA

本研究は流域スケールの降雨現象のうち、多くの集中豪雨に関連する地形性降雨のモデル化を図ったものである。

今日まで降雨流出については数多くのモデルが提案され、その物理機構についても次第に明らかにされつつあるが、降雨そのものについては統計的に、あるいは計画上想定されたものとして取扱われることが多かった。しかしながら、近年レーダ雨量計による観測体制の整備が進み、またメソスケールの数値気象モデルも種々提案されるに及んで、これらを有機的に組合わせた降雨の再現・予測の進歩に大きな展望が開けてきた。

本研究においては流域スケールの降雨場をモデル化するため、デジタル化した地形情報からポテンシャル流として気流を計算し、その際の山地斜面に沿う上昇気流からもたらされる降雨を Kessler のパラメタリゼーションによって再現した。さらに、このようなシミュレーションを実際の流域に適用し、降雨に及ぼす地形の効果を検討した。

《地形性降雨；気流場；降雨場；デジタルマップ；ケスラーモデル》

This paper conducts a numerical analysis of rainfall in mountainous areas using a physically based model.

Radar information can easily be incorporated into the proposed simulation model, which offers considerable promise for practical use in real-time forecasting and control systems for river basin management.

The wind field in mountainous areas is estimated as the potential flow by using the digital maps and spectral analysis. Combining the calculated wind field with the Kessler model, the rainfall field is simulated. Based on these investigations, some characteristics of orographic rainfall are derived and discussed.

Keywords : orographic rainfall, wind field, rainfall field, digital map, the Kessler model.

はじめに

地形性降雨については、気象学の分野で数多くの研究者によって研究材料とされてきた。代表的なものとしては、山地に沿う気流モデルを提案した Scorer¹⁾、インド西ガット山脈の地形性降雨を再現した Sarker²⁾、シエラネバダ山脈の地形性降雨を再現した Colton³⁾、ウエールズ

の山地を対象に種蒔き雲 (seeder cloud) の存在を考慮して、地形性降雨をシミュレートした Sawyer⁴⁾⁵⁾ のほか、わが国では鈴鹿山脈を対象地域として地形性降雨を解析した後町⁶⁾⁷⁾ や、最近では数値予報に適用されるプリミティブ方程式系を用いて地形と風系の解析を行った沖らの研究例⁸⁾⁹⁾ などがある。また、観測という点から山地流域における降雨を調べた例は第1報に示したとおりだが、特に菊池らによる北海道オロフレ山地における研

*環境研究室員 **同室長 ***北海道大学工学部助教授

究¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾、著者らによる夕張山地を対象とした研究¹⁴⁾¹⁵⁾¹⁶⁾などから山地における明瞭なコントラストをもつ降雨パターンが示され、これらから流域スケールの降雨に対する地形の寄与が明らかにされた。

このような地形性降雨のモデリングとその評価をとおして流域降雨特性の評価手法を構築し、それにレーダ観測情報をリンクして降雨予測を行ったり、適当な流出モデルを導入して洪水予測を行い得るような水文モデルの総合化が次に考えられてくる。これらによって、流域防災情報の精度向上を図ることを目指すわけである。本研究においては、その前段として地形性降雨について降雨プロセスの物理的側面を考慮しながらモデル化を行い、またその特性を考察するものである。

1. 解析対象とした箇所

北海道の多雨地帯は、道南の胆振地方から日高地方の太平洋岸に存在するが、菊池らはその中でオロフレ山系の南東斜面に着目し、降雨に及ぼす山地標高や気流の影響を現地観測をとおして調べてきた⁹⁾。この一連の観測結果により、オロフレ山系の南東斜面上に見られるいわゆる山岳性の降雨は、湿った南東風と深い因果関係があり、これが山腹斜面を滑昇するときに凝結して局地性の強い雨をもたらすとされている。当該地域は山が山脈状に連なっており、上記のような場合、雨域は山脈の走行に沿って南西から北東方向に形成されている。この検査領域を、以後オロフレ地域と称する。

著者らが北海道中央部に位置する夕張岳の斜面に多数の雨量計を設置して観測した結果については、すでに第1報に示したとおりである。ここでは、標高と雨量の線形関係や時間スケールの違いによる降雨特性の動向が明らかにされている。当該地域は芦利岳から夕張岳にかけて山地が南北に連なっており、それら山地の西斜面を中心にした検査領域を以後夕張地域と称する。

1988年8月下旬の豪雨により、留萌川が氾濫し流域一帯は大きな被害を受けた。このとき、すでに運用が開始されていた道央レーダ（ピンネシリ山に設置）によって雨域の状況が観測されていた。この留萌川流域を中心とした検査領域を、以後留萌地域と称する。

以上の検討対象地域の位置を、図1-1に示す。

2. 山地流域における気流のモデリング

2-1 ポテンシャル流による気流場の計算法

降雨に寄与する風は十分慣性が大きく、地形としても水平方向に対する鉛直方向の変化は十分緩やかなものと考えられることからポテンシャル流を想定した。

なお、大規模場の運動方程式を扱うとき地球の自転による効果、すなわちコリオリ効果を通常考慮するが、今

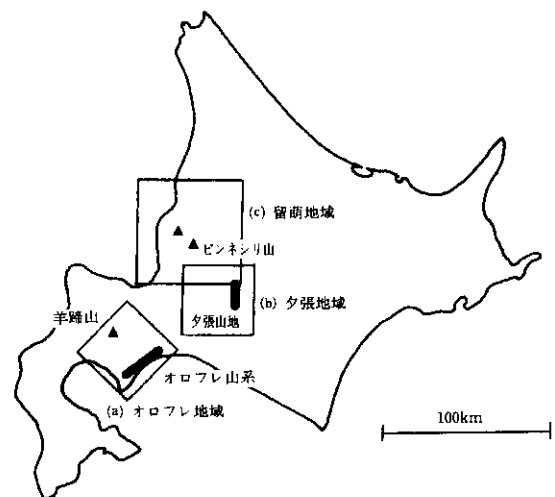


図1-1 解析対象位置

回扱うスケールでは以下の理由によりこれを無視している。運動方程式において、コリオリ力と加速度のオーダー比較を行うため次の無次元数が導入される。

$$Ro = U / (f \cdot L)$$

ここで、Roをロスビー数という。また、U：風速(m/s)、L：水平方向スケール(m)、f：コリオリファクター（中緯度付近で約 $1.0 \times 10^{-4} s^{-1}$ ）

今、 $U = 10 \text{ m/s}$ （温帯低気圧に伴う風の代表的速さ）、 $L = 100 \text{ km}$ （ $= 10^5 \text{ m}$ ）とするとロスビー数は1となる。よって、水平スケールLが 10^5 m のオーダー以下なら加速度項が卓越してコリオリ力を無視できるようになる。これは、場としてメソβスケール、また数100から10,000 km^2 程度の流域面積規模をもつ日本の典型的な河川流域スケールに相当する。

また、鉛直方向の風速を求めるために提案されているScorer方程式も大気が飽和し安定度が中立であるときで、かつ内部フルード数が1以上の場合には山岳後方に定在波は発生せず、基本式はポテンシャル流を表わすラプラスの方程式に帰することを参考までに述べておく。

計算手順を図2-1に示す。最初に地形のコンター図から標高を読みとり、地形情報のグリッド化、すなわちデジタルマップの作成を行う。さらに、これを用いて2次元離散データのFFT（高速フーリエ変換、Fast Fourier Transform）を実施し、地形データを周波成分（FFTデータ）に変換する。このFFTデータを3次元ラプラス方程式の離散化した解に組入れることによって、ポテンシャル風速を得るわけである。表2-1に、以上の計算に要する基礎式を掲載した。これによって、図2-2に示すように上空境界層にふたのある座標系に

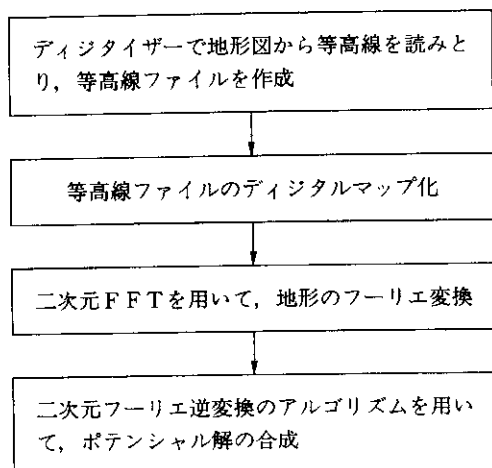


図 2-1 気流計算の手順

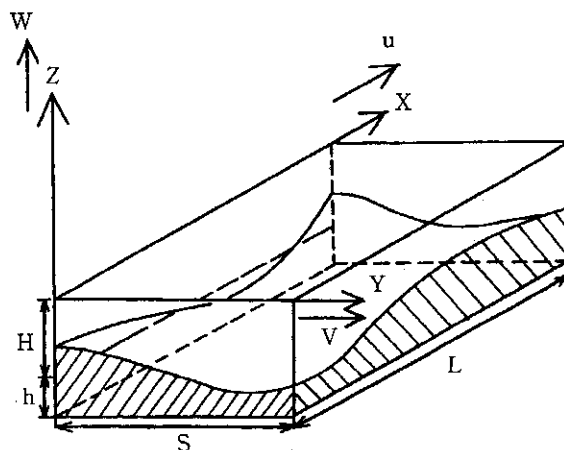


図 2-2 気流計算のための座標系

において上流端から適当な風速（主流風速U）を与えると、地形に沿った気流場が計算されるわけである。

2-2 計算例

最初に単純な地形でどのように計算されるかを検証するため、同心円のコンターラインをもつ円錐状の山と、風向に対して横方向に同一縦断面をもつ板状の山について風を計算して比較した。前者は富士山や羊蹄山などコーニー型の孤立峰、後者は紀伊半島南東部の山地やオロフレ山地のような山脈状の地形を想定したものである。また、両例のピーク標高と斜面勾配はまったく同じとした。図 2-3 には、鉛直方向風速（上昇気流）が主流風速（U）の 2% 以上となる領域をドットで示している。この際、上流端からは主流風速として一様に 10 m/s の

風を与えている。両例を比較すると山脈状の地形において上昇気流の卓越する領域が広く、高度が高くなってもそれが緩和されていないのがわかる。これは、孤立峰の場合風が横方向にまわり込むのに対し、山脈状の地形ではそれがすべて上昇気流に転じてしまう効果による。

次に、実際の地形上で計算した例として図 2-4 にオロフレ地域における水平方向と鉛直方向での気流ベクトル図を示している。この地域には、前述したように標高 1,200~1,300 m のオロフレ山系のほか、孤立峰である標高 1,893 m の羊蹄山が含まれている。この例においてはグリッドサイズが水平方向 1 km、鉛直方向 0.2 km の一辺 63 km の区域を計算対象領域とし、上流端から 10 m/

表 2-1 気流計算の基礎式

<p>3次元ラプラス方程式</p> $\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (2.1)$ <p>速度ポテンシャル</p> $\phi = Ux + \phi(z) \cdot e^{ikx} \cdot e^{ily} \quad (2.2)$ <p>地形を表わす関数</p> $\eta = -h + a \cdot e^{ikx} \cdot e^{ily} \quad (2.3)$ <p>境界条件</p> $\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad (2.4)$ $\frac{\partial \phi}{\partial z} = U \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad \text{at } z = -h \quad (2.5)$	<p>解</p> $u = U + U \frac{1}{N^2} \sum \sum F(p, q) \frac{k^2 \cdot \cosh(\beta z)}{\beta \cdot \sinh(\beta h)} \exp\left(-\frac{2\pi i}{N} mp\right) \exp\left(-\frac{2\pi i}{N} nq\right) \quad (2.6)$ $v = U \frac{1}{N^2} \sum \sum F(p, q) \frac{kl \cdot \cosh(\beta z)}{\beta \cdot \sinh(\beta h)} \exp\left(-\frac{2\pi i}{N} mp\right) \exp\left(-\frac{2\pi i}{N} nq\right) \quad (2.7)$ $w = -U \frac{1}{N^2} \sum \sum F(p, q) \frac{ki \cdot \sinh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} \exp\left(-\frac{2\pi i}{N} mp\right) \exp\left(-\frac{2\pi i}{N} nq\right) \quad (2.8)$ <p>ここで、</p> <ul style="list-style-type: none"> u, v, w; 各々 x, y および z 方向の風速 (m/s) U; 主流風速 (m/s) h; 地形の平均標高 (m) φ(z); 鉛直方向 (z 方向) の速度ポテンシャル (m²/s) k, l; 水平方向の地形波数 (β = √(k² + l²)) N; FFT の項数 F(p, q); FFT の成分
--	--

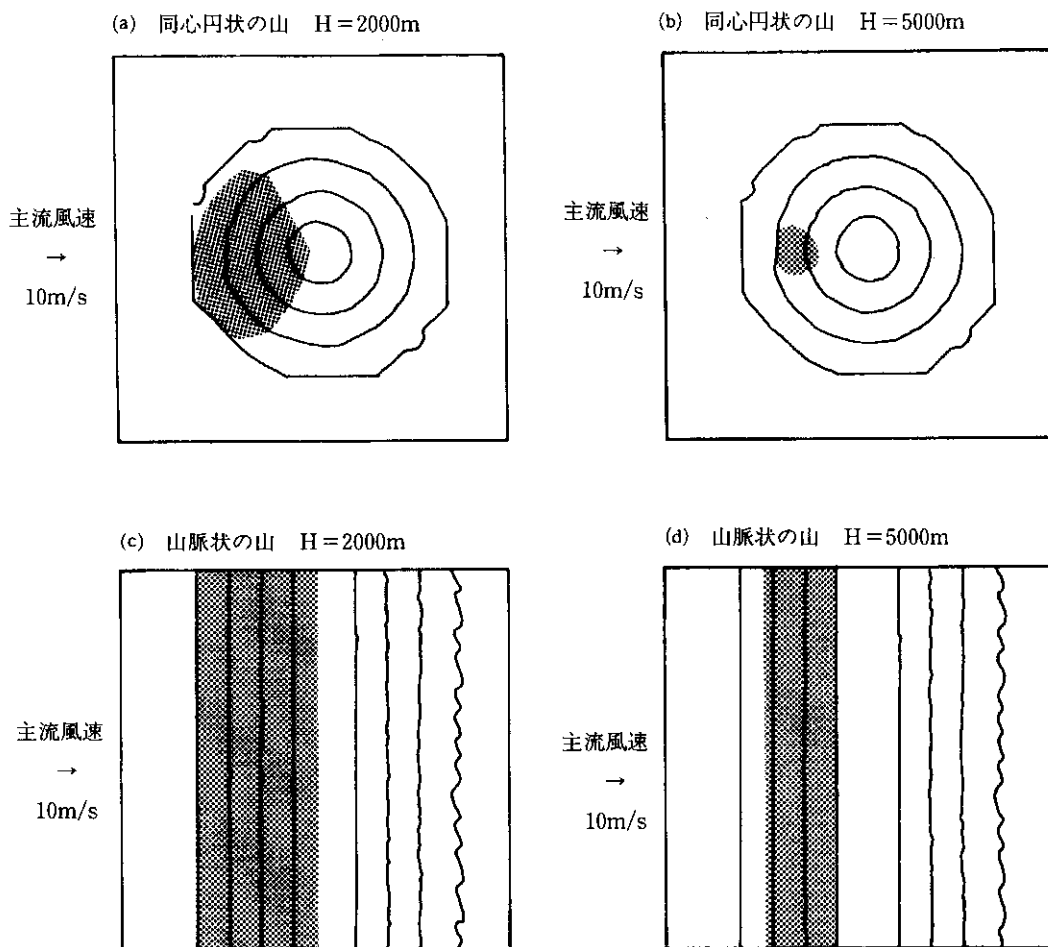


図 2-3 上昇風速の強い領域 (ドットは主流風速の 2% 以上の上昇風速を示す箇所)

s のような主流風速を与えている。降雨に直接寄与するのは上昇気流の程度だが、図 2-5 には上空 2,000 m および 5,000 m の面で上昇気流の卓越する領域 (主流風速の 2% 以上) をドットで表示している。(a), (b) は南東風が吹込む場合で、この場合はオロフレの山々がいわば壁のように作用して、南東斜面上空に広範囲にわたり上昇気流の卓越する場を形成している。これに対し (c), (d) は、南西風が吹込む場合で、この場合には、オロフレ山系付近の強い上昇気流場の形成に地形はほとんど寄与していないことがわかる。また、標高的には高い羊蹄山の上空では上昇気流が弱まっている。これは先に検討した地形形状の違い、つまり山脈と孤立峰における風のまわり込みの有無が影響しているといえる。

図 2-6 には、夕張地域に西風が吹込んだ場合に計算された上昇気流の強い領域 (上空 2,000 m および 5,000 m で主流風速の 2% 以上) をドット表示している。計算対象領域のスケールやグリッドサイズ、計算諸条件などは先の例と同様である。この例では南北に連なる山脈の西斜面上、すなわち夕張岳の斜面上空に卓越した上昇気

流場が再現されていることがわかる。

以上のような上昇気流領域は、次章以降で解説する強い雨域の形成に大きく寄与することが予想される。

2-3 風速場を計算する他のモデルとの比較

前述したように大気運動を考へるときには、コリオリ力、摩擦力、気圧傾度力 (気圧差によって生じる力) を通常網羅する。KAO モデル¹⁷⁾ は上記事項が考慮され、接地境界層、エクマン境界層 (回転流体中の境界層) からなる大気構造が設定されてその上層で地衡風 (摩擦力の影響しない気圧傾度力とコリオリ力のつり合いによって生じる風) が流れるような風系が再現されるようになっており、最初にこれを検討した。基礎式とその解を表 2-2 に示す。基礎式は静水圧分布を仮定した 2 次元の Navier Stokes 式と連続式で、境界条件を地表風速が 0 で各層境界で風速成分が連続的に推移すること、接地境界層の上層で気流ベクトルの向きは気流のシアベクトルの向きに一致すること、最上層で地衡風に一致することなどとし、解析的手法によって解を得ている。なお、このモデルは通常 10,000 km² 以上のスケールで適用さ

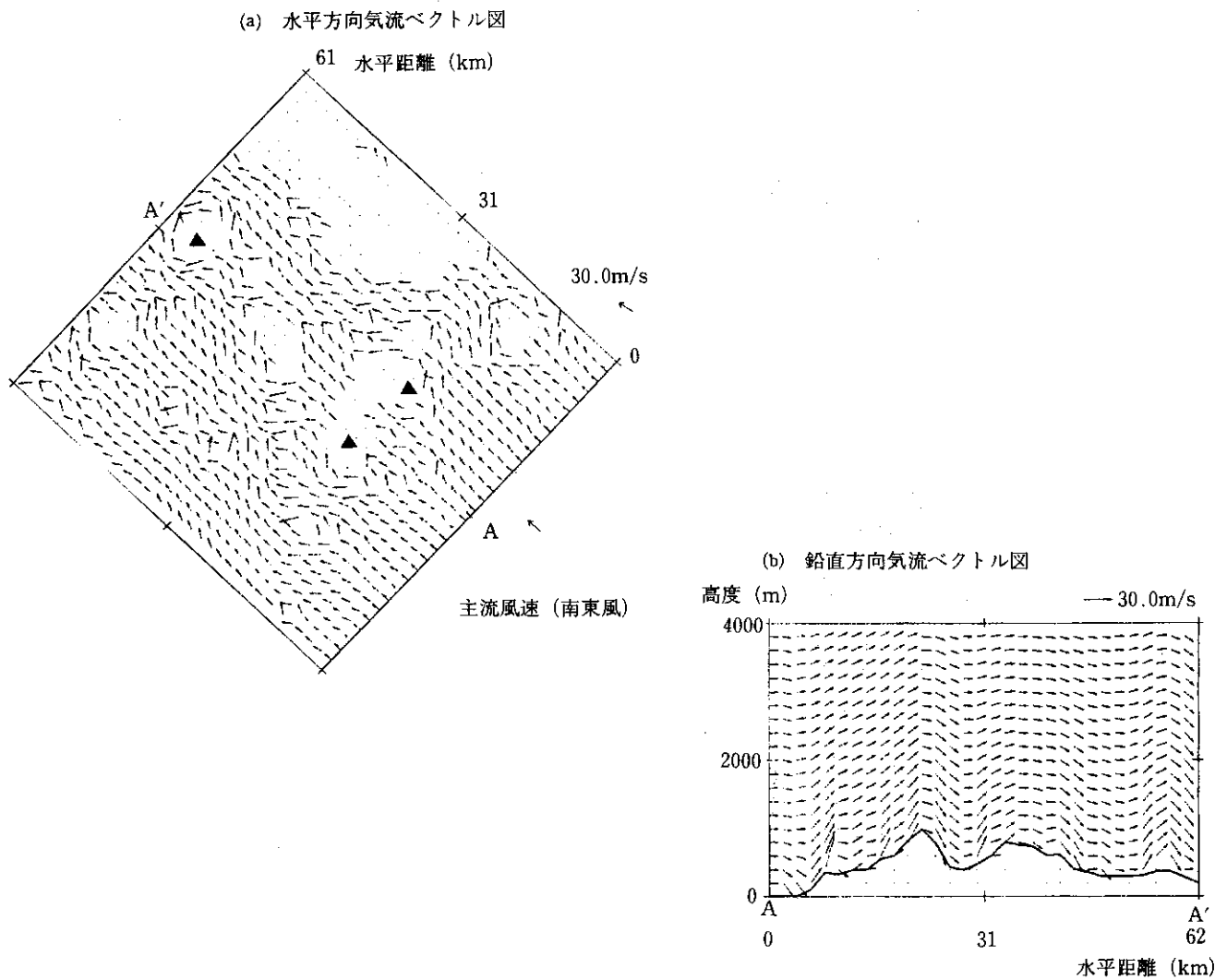


図2-4 気流ベクトル図 (オロフレ地域, 南東風)

れるものである。

このほか, Sherman らによって開発された MASCON モデル¹⁰⁾を検討した。基礎式を表2-3に示す。これは完全な解析的方法ではなく, 流域内の数カ所で観測された風速値から任意座標上での内挿値を求める方法で, このとき内挿値に含まれる誤差を修正するため, 式(2.19)の連続式を満たすように設定された汎関数式(2.20)を最小とするようにして風速を求めるものである。式(2.21)~(2.23)は, 式(2.20)の第一変分が0という条件から求めたもので, これを式(2.19)に代入し, 式(2.24)を得る。これを解くと, 最終的に誤差の修正された気流場が求められる。ただし, この方法で算定される気流場は内挿に必要な観測値の密度や, 経験的な決定を要するガウスの精度係数 α によって結果に大きな影響を受けることが知られている。

前述したポテンシャル流を含め, 以上のモデルで再現

される気流場の比較を留萌地域を対象に行った。この例では水平方向3 km, 鉛直方向0.2 kmのグリッドをもつ一辺90 kmの範囲が解析対象領域となっている。この地域には留萌川流域, 暑寒別岳(1,491 m), そして道央レーダの配置されているピンネシリ山(1,100 m)が含まれている。図2-7には水平方向の気流ベクトル, 図2-8には鉛直方向の気流ベクトルについて各手法で計算した結果を示している。計画にあたっての諸条件は, 1988年8月下旬豪雨の総観気象を勘案して設定しており, このとき当該地域では停滞前線に沿って南東から南西よりに平均10 m/s程度の風系となっていたことから, ポテンシャル流を適用したモデルでは主流風速として10 m/sの南風を, KAOモデルについては高度4,000 mで10 m/sの南向きの地衡風を与えている。また MASCONモデルでは, 1988年8月25日21時のゾンデデータおよびアメダスデータの観測値を与えている。図2-9には,

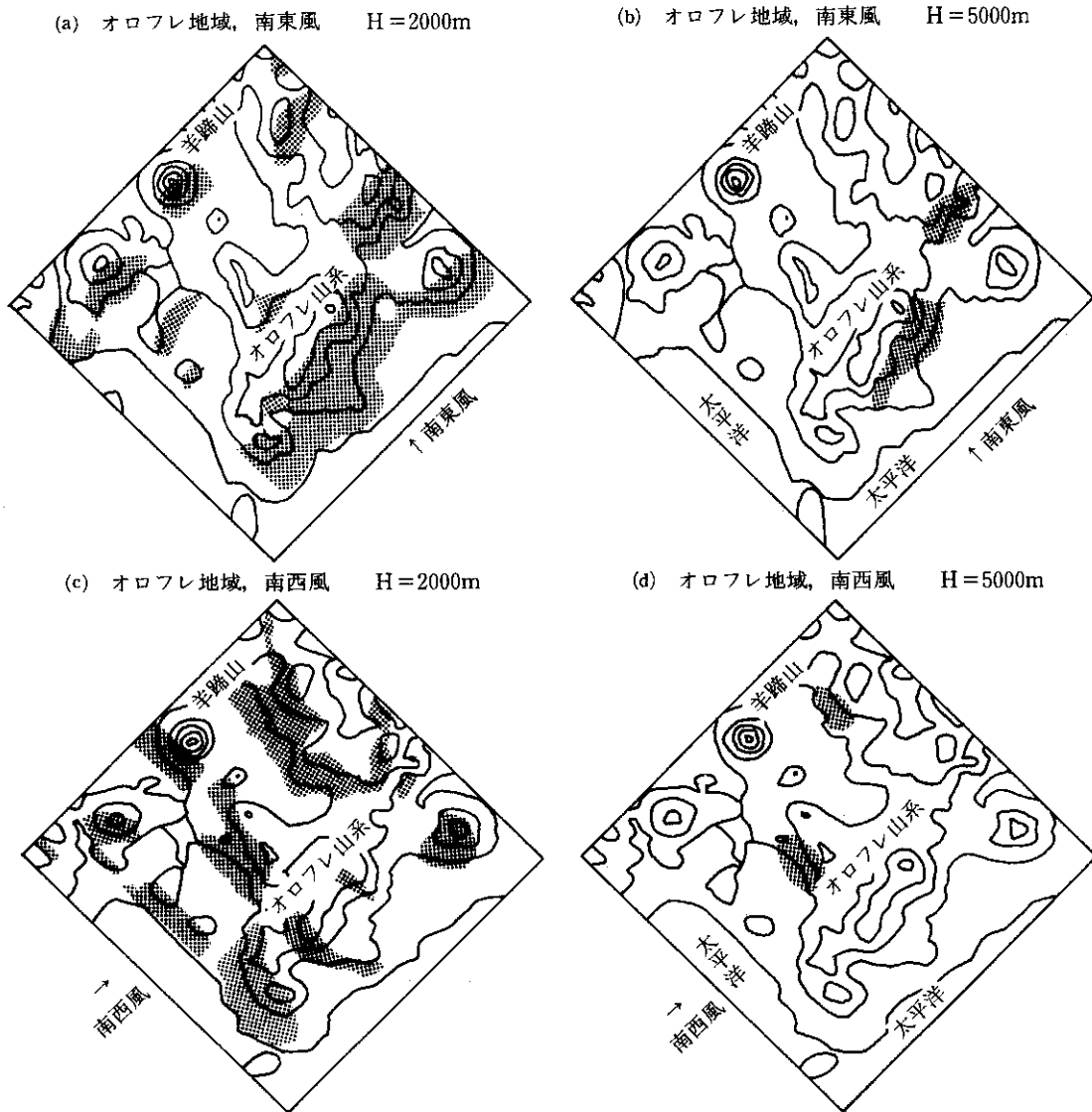


図 2-5 上昇風速の強い領域 (ドットは主流風速の2%以上の上昇風速を示す個所)

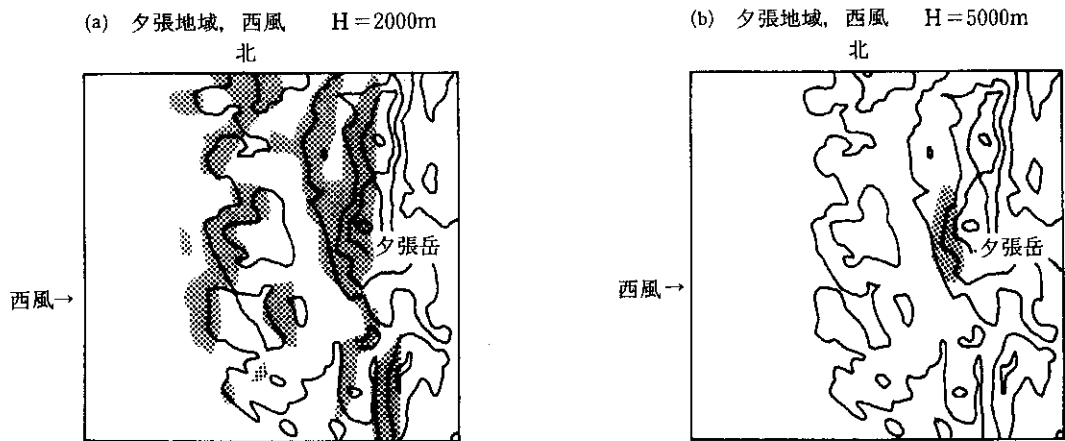


図 2-6 上昇風速の強い領域 (ドットは主流風速の2%以上の上昇風速を示す個所)

表 2-2 Kao モデルの基礎式

<p>ナビエ・ストークス方程式</p> $u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f(v - v_g) + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2.9)$ $u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -f(u - u_g) + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2.10)$ <p>静水圧方程式</p> $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (2.11)$ <p>連続式</p> $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.12)$ <p>境界条件</p> $u = v = w = 0, \quad \text{at } z = h(x, y) \quad (2.13)$ $u \rightarrow u_g, \quad v \rightarrow v_g, \quad \text{at } z \rightarrow \infty \quad (2.14)$ $u + iv = A \frac{\partial}{\partial z} (u + iv), \quad \text{at } z = h(x, y) + h_s \quad (2.15)$ <p>解 ($z > h(s, n) + h_s$)</p> $v_s = G (1 + 2^{1/2} \exp\{-\nu(z - h(s, n) - h_s)\}) \times \sin\{\nu(H - h(s, n) - h_s) - 3/4\pi\} \cos\nu(H - z) \quad (2.16)$ $v_n = 2^{1/2} G \cdot \exp\{-\nu(z - h(s, n) - h_s)\} \times \sin\{\nu(H - h(s, n) - h_s) - 3/4\pi\} \sin\nu(H - z) \quad (2.17)$ $w = G \frac{\partial h}{\partial s} + 2^{1/2} G \cdot \exp\{-\nu(z - h(s, n) - h_s)\} \times \sin\{\nu(H - h(s, n) - h_s) - 3/4\pi\} \times \left[\cos\nu(H - z) \frac{\partial h}{\partial s} + \sin\nu(H - z) \frac{\partial h}{\partial n} \right] \quad (2.18)$	<p>ここで、</p> $\nu = \sqrt{f/2K}$ <p>u, v, w ; 各々 x, y および z 方向の風速 (m/s) K ; 渦拡散係数 (m^2/s) f ; コリオリパラメータ u_g, v_g ; 各々 x および y 方向の地衡風速 (m/s) ρ ; 空気密度 (kg/m^3) g ; 重力加速度 (m/s^2) P ; 圧力 (kg/m^2) h ; 地面標高 (m) h_s ; 接地境界層厚 (m) v_s, v_n ; 各々地衡風に直角、平向な風速成分 (m/s) G ; 地衡風ベクトル ($= u_g + iv_g, m/s$) H ; 地衡風の流れる高度 (m)</p>
--	---

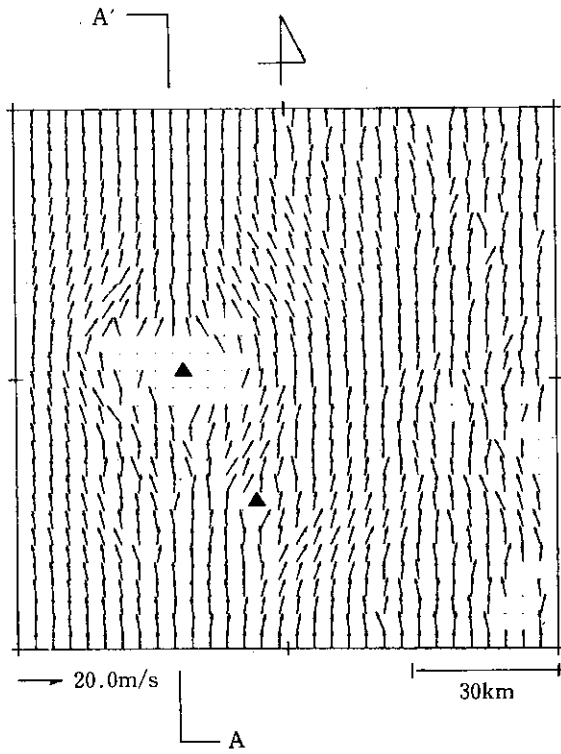
表 2-3 MASCON モデルの基礎式

<p>連続式</p> $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.19)$ <p>汎関数式</p> $E = \int \left\{ \alpha_1 (u - u_0)^2 + \alpha_1 (v - v_0)^2 + \alpha_2 (w - w_0)^2 + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right\} dx dy dz \quad (2.20)$ <p>汎関数 E を最小にするための式</p> $u = u_0 + \frac{1}{2\alpha_1} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (2.21)$ $v = v_0 + \frac{1}{2\alpha_1} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad (2.22)$ $w = w_0 + \frac{1}{2\alpha_2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \quad (2.23)$	<p>式 (2.21) ~ (2.23) を式 (2.19) に代入して得られる λ の方程式</p> $\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} + 2\alpha_1 \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial w_0}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.24)$ <p>ここで、</p> <p>u, v, w ; 各々 x, y および z 方向の風速 (m/s) u_0, v_0, w_0 ; 風速観測値 (m/s) λ ; Lagrange 未定係数 α_1, α_2 ; Gauss の精度係数</p>
--	--

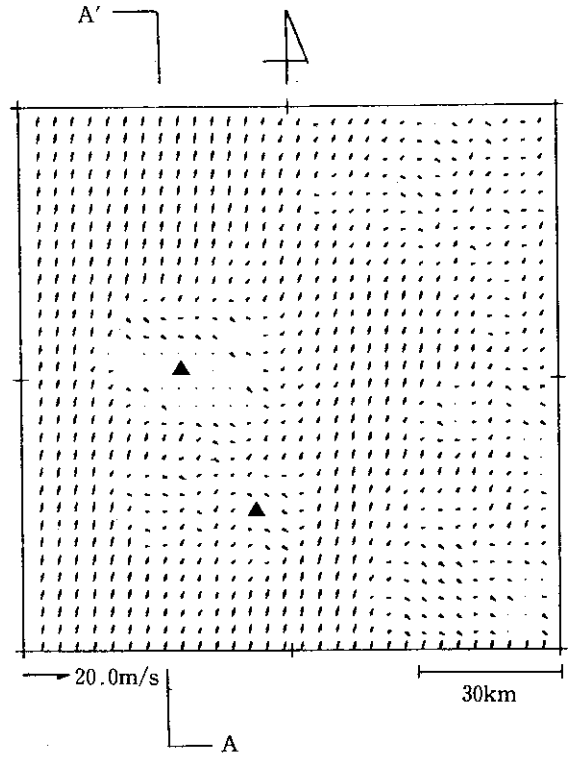
高度 2,000 m の面で主流風速の 1% 以上 (0.1 m/s) の上昇気流の生じている領域をドット表示している。以上の結果を見ると、MASCON モデルでは観測値を反映した

計算結果を得ることができるという利点を有するものの、地形効果、特に上昇気流が過小評価されているようにみえる。また、KAO モデルは力学的な裏づけをもった

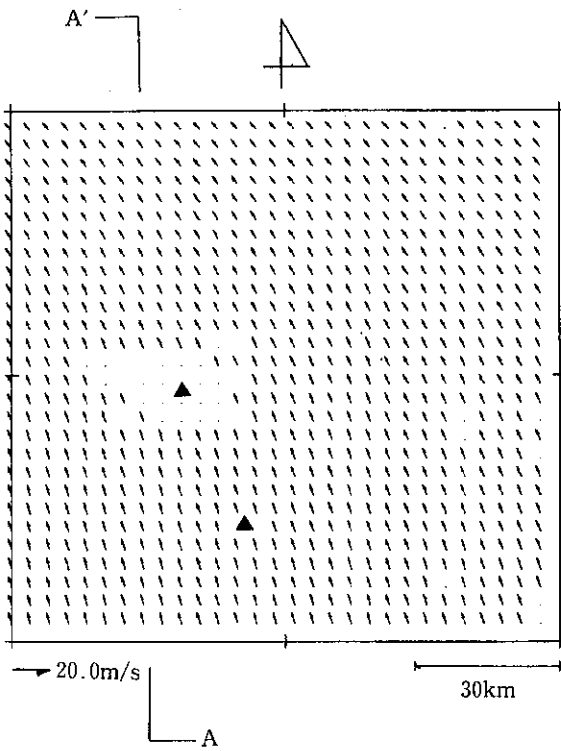
(a) ポテンシャルフローモデル, H=600 m



(b) Kao モデル, H=600 m



(c) MASCON モデル, H=600 m



(d) MASCON モデル, H=2,000 m

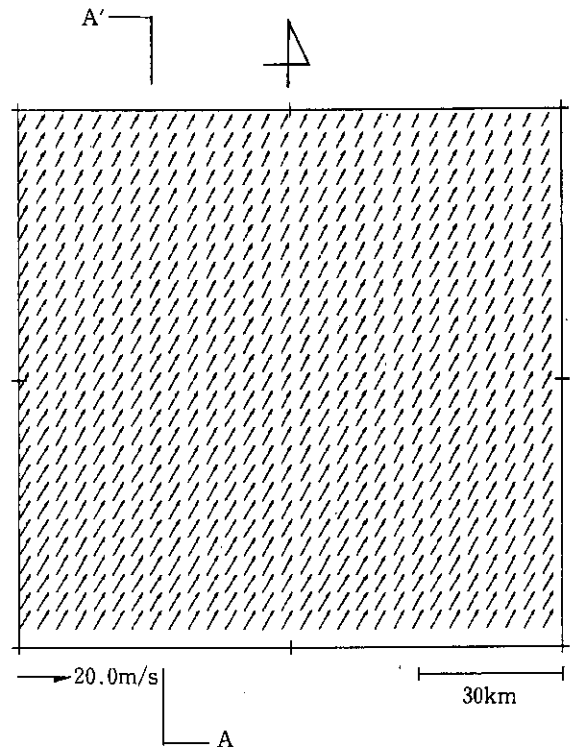
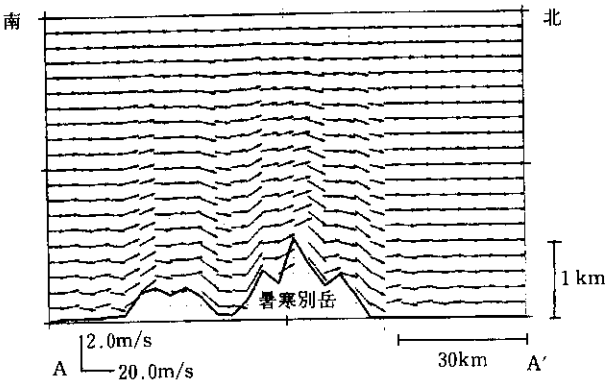
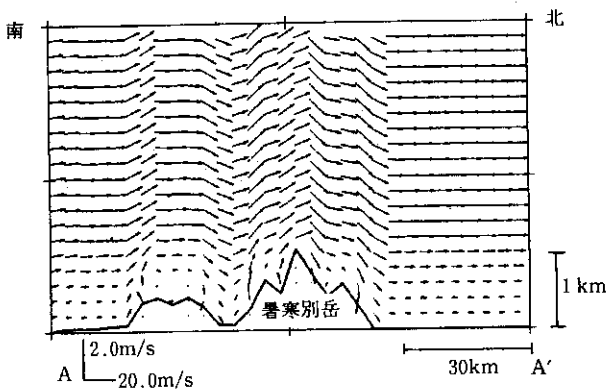


図 2-7 風速ベクトル図 (留荫地域, 水平方向)

(a) ポテンシャルフローモデル



(b) Kao モデル



(c) MASCON モデル

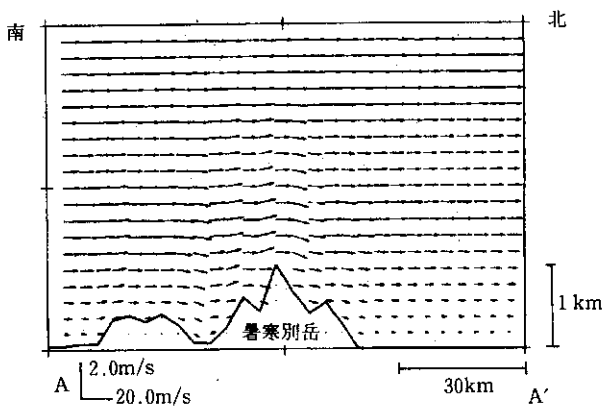
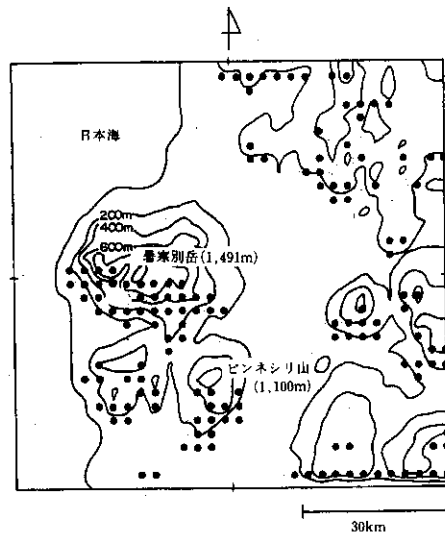


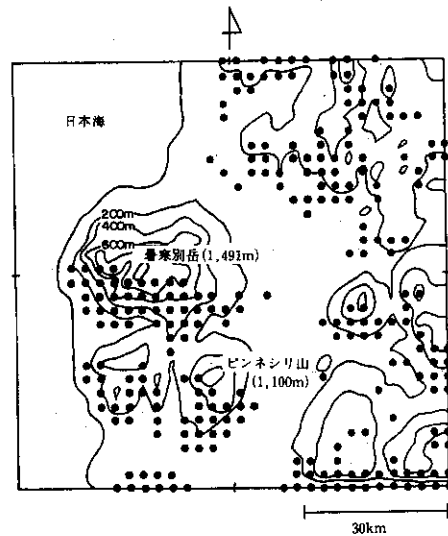
図 2-8 風速ベクトル図 (留萌地域, 鉛直方向)

風系が解析解として容易に得られるという利点をもつが、鉛直方向の気流が今度は地形に敏感に反応して過大評価され、かつ上空にいてもそれがなかなか減衰しないという不合理性を有する。結局、ここで検討した中では著者らによって示されたポテンシャル流によるモデルが地形に沿う上昇気流を最も適度に再現しているように見える。よって、この方法が前述したとおり、面積が 10,000 km²以下の流域において地形性降雨に関連した上昇気流の強さや位置を推定するため役だつてあろう。

(a) ポテンシャルフローモデル



(b) Kao モデル



(c) MASCON モデル

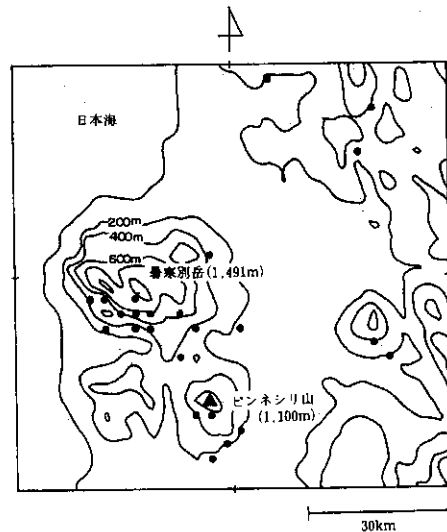


図 2-9 上昇風速の強い領域 (留萌地域, ドットは主流風速の 1% 以上の上昇風速を示す箇所)

ただし、ここで再現される風系は一方向の一般風に対する地形効果を評価するもので、コリオリ効果や渦動粘性の効果、またよりスケールの大きな気圧場のもつ3次元効果などを表現できないなどの欠点も見いだされる。より大きいスケールでの気流場を扱ったり、詳細な観測値の入手が可能である場合は、KAOモデルやMASCONモデルが利用できるものと考えられる。

3. 山地流域における降雨場のモデリング

3-1 ケスラーモデルによる降雨過程のパラメタリゼーション

先に計算された気流場とリンクして、雲物理過程や降雨過程に係わる水分量収支を考え降雨現象の再現を図る。ここでは、ケスラーのパラメタリゼーション¹⁹⁾によって大気中の水分量収支をモデル化し、降雨場のシミュレーションを行うもので、モデル中で考慮されている降雨のメカニズムを図3-1に示す。ここでは水分量

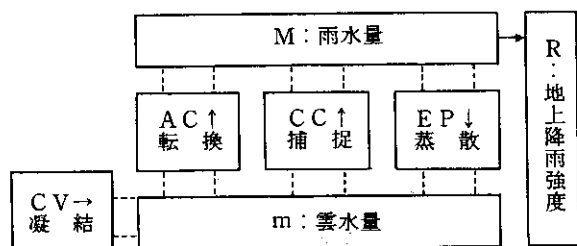


図3-1 ケスラーモデルによる降雨機構の概念図

を雲水量と雨水量に分け、水蒸気の凝結による雲の生成をはじめ転換、捕捉、蒸発などの相互作用を考えて降雨現象を表す。なお、ケスラーによるパラメタリゼーションはいわゆる暖かい雨を対象としたものであり、ここでは微細な熱力学的過程や氷晶、雪の介在についてはモデルのパラメータ中に組込まれておらず、計算上には現われていない。

表3-1には、モデルで用いられている基礎式を示す。式(3.1)(3.2)はそれぞれ雲水量、雨水量に関する3次元の保存式で、これを式(3.3)~(3.6)で表わされるsink-source termを考慮しつつ数値的に解く。また、計算に係わるパラメータとして雨滴の落下速度が式(3.7)、雨水量と雨滴落下速度から換算される雨量強度が式(3.8)で与えられる。なお、ここで設定されたグリッドは気流場のシミュレーションで用いたものと同様とし、その際得られた気流の計算結果を上記基礎式に定常的に与え雲水量、雨水量を逐次的、3次元的に計算する。また、この際の差分法は空間に関して風上差分、時間に関して前進差分とし、大気の初期状態を全空間飽和($m=0$)として計算をスタートする。

ここで、実施される計算にはいくつかの仮定が導入されている。例えば、一連の降雨過程において気流場が定常的であること、雨滴粒径分布にMarshall-Palmer分布が設定され、それから雨滴落下速度が算出されていることなどである。ただし、さまざまな降雨現象においては必ずしもこのような仮定が妥当でないものもある。また、大気対流に伴う降雨現象の運動力学・熱力学的評価

表3-1 Kesslerモデルの基礎式

基礎式	ここで、
$\frac{\partial m}{\partial t} = -u \frac{\partial m}{\partial x} - v \frac{\partial m}{\partial y} - w \frac{\partial m}{\partial z} - AC - CC + EP + CV \quad (3.1)$	m : 雲水量 (g/m^3)
$\frac{\partial M}{\partial t} = -u \frac{\partial M}{\partial x} - v \frac{\partial M}{\partial y} - (w+V) \frac{\partial M}{\partial z} + AC + CC - EP \quad (3.2)$	M : 雨水量 (g/m^3)
$AC = K_1 (m - a) \quad (m > a)$ $= 0 \quad (m < a) \quad (3.3)$	u, v, w : 各々 x, y および z 方向の風速 (m/s)
$CC = 6.96 \times 10^{-4} \cdot E \cdot N_o^{1/8} \cdot m \cdot M^{7/8} \cdot \exp(kz/2) \quad (3.4)$	AC : 雲の雨への転換 ($g/m^3/s$)
$EP = 1.93 \times 10^{-6} \cdot N_o^{7/20} \cdot m \cdot M^{13/20} \quad (3.5)$	CC : 雨による雲の捕捉 ($g/m^3/s$)
$CV = w \cdot (A + B \cdot z) \quad (3.6)$	EP : 雨の雲への蒸発 ($g/m^3/s$)
$V = -38.3 N_o^{-1/8} M^{1/8} \exp(kz/2) \quad (3.7)$	CV : 水蒸気の凝結 ($g/m^3/s$)
$R = 138 N_o^{-1/8} M^{9/8} \quad (3.8)$	V : 雨滴落下速度 (m/s)
	R : 降雨強度 (mm/h)
	K_1 : 転換項の定数 ($=10^{-3} S^{-1}$)
	a : 転換項の閾値 ($=0.5 g/m^3$)
	E : 捕捉率 ($=1$)
	N_o : Marshall-Palmer 定数 ($=10^7 m^{-4}$)
	k : 空気密度の鉛直方向減率 ($=10^{-4} m^{-1}$)
	Z : 高度 (m)
	A : 凝結項中の定数 ($=3 \times 10^{-3} g/m^4$)
	B : 凝結項中の定数 ($=-3 \times 10^{-7} g/m^5$)

もこの種の問題では抜きにできない。しかしながら、本研究においては地形のみの寄与で形成される層状性降雨 (Stratiform Rainfall) の特徴的なメカニズムを明らかにするため、上記仮定に基づく計算を実施したわけである。

3-2 ケスラーモデルで再現される降雨の基本的特性

ケスラーモデルによって再現される降雨特性について理解を深める目的で、単純な形状をもつ山を対象に種々の数値実験を行った。得られた結果を以下に要約する。

(1) 降雨現象の非定常特性

すでに著者らによって2次元空間 (x-z 面) で検討

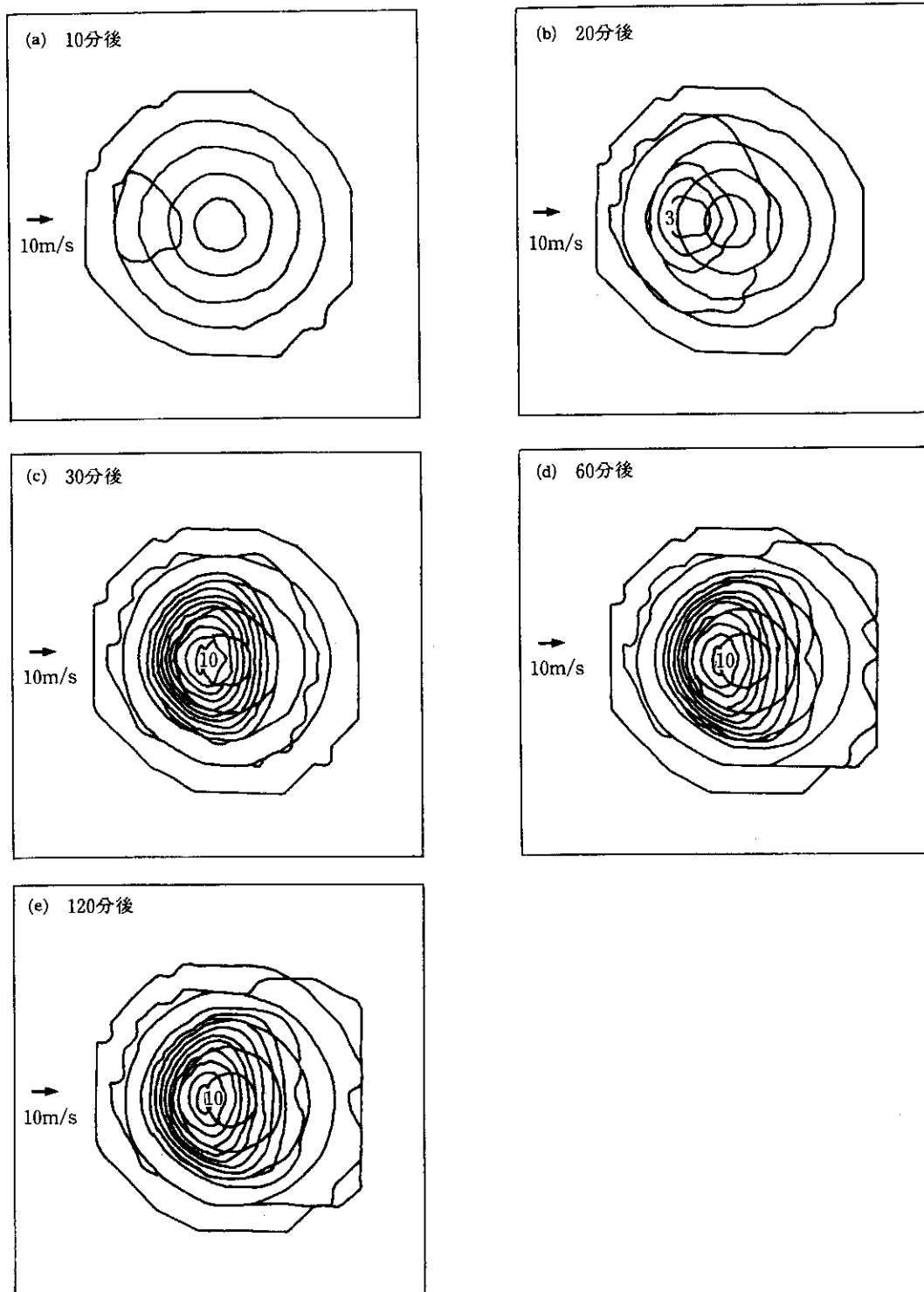


図3-2 時間の経過に伴う雨域の発達 (太線：地形コンター、細線：降雨強度コンター)

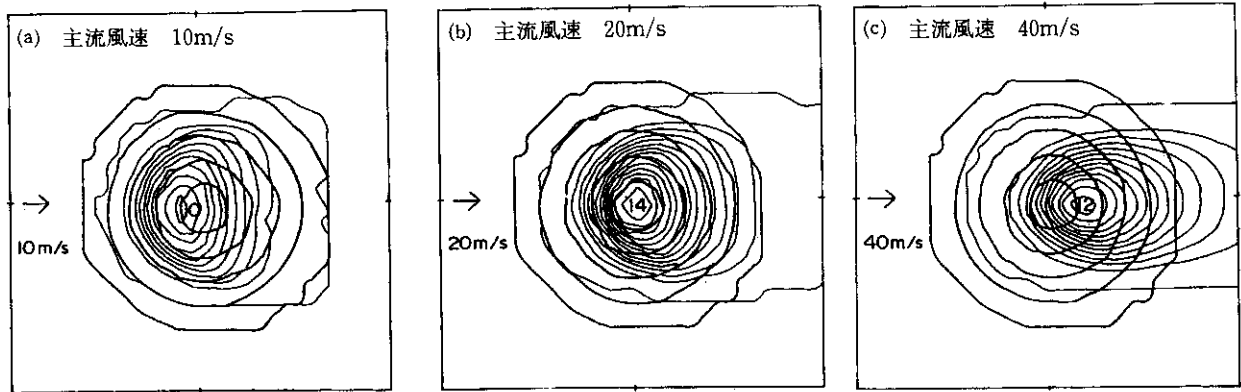


図3-3 主流風速の変化に伴う雨域の変化 (太線：地形コンター、細線：降雨強度コンター)

されているが、高さ1,000 mの同心円状の地形を対象に3次元計算を行っている本例においても、図3-2に示すように凝結を開始して雨域が定常に達するまでおおむね30~40分というところである。なお、モデル中の転換項(A C, Auto-Conversion)の臨界値を小さくすると、雲水量から雨水量への生成に対する応答を鋭敏にし、降雨は時間的により早く定常に達するようである。しかし、定常状態における降雨強度そのものにはなんらの影響も与えないようである。

(2) 主流風速が降雨特性に与える影響

解析対象領域の上流境界から与える主流風速をさまざまに変えて計算を実施すると、主流風速の増加に伴って上昇風速も増加することで降雨強度も大きくなる。ただし、水平方向の移流効果によって雨域は風下側に徐々に

シフトし、主流風速を過大に与えると逆に降雨強度の弱まる場合もみられる。図3-3には高さ1,000 mの同心円状地形に対し、上流端から種々の主流風速を与えて計算した結果を示す。

(3) 凝結効果が降雨特性に与える影響

図3-4には凝結作用が降雨にどのような影響を与えるかをみるため、試行的に凝結項(C V, Condensation)の値を変えて計算した結果を示す。本例においては高さ1,000 mの同心円状地形に対し、上流端から10 m/sの主流風速を与えて計算した地上降雨強度を、頂上を切る測線上で縦断的にプロットしたものである。結果をみると、凝結項の大きさに比例して降雨強度も大きくなっていく。ところで、凝結項の値は式(3.6)に示すように上昇風速に比例しているため、上昇風速に対し降雨強度

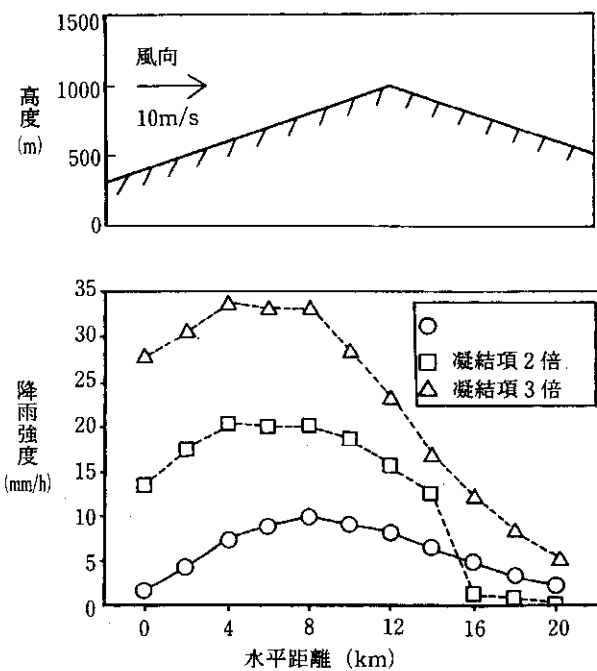


図3-4 凝結項の変化に伴う降雨強度の変化

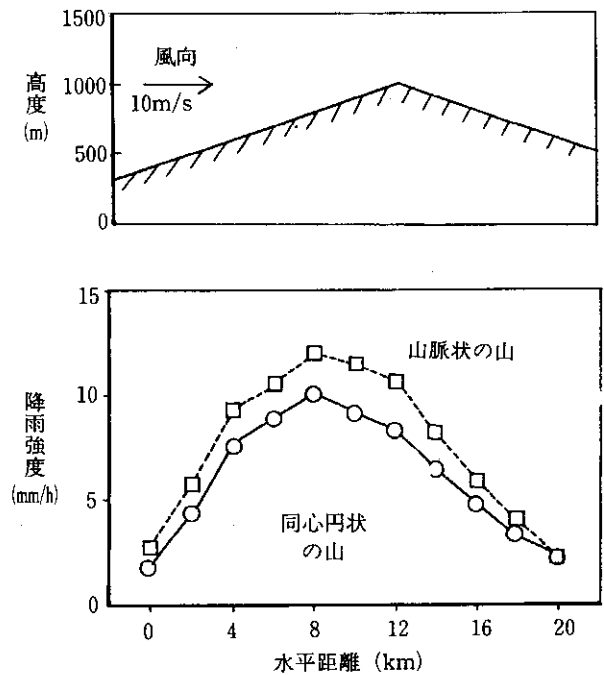


図3-5 地形形状の相違による降雨強度の相違

は線形に増加するとみることできる。

(4) 山の形状が降雨特性に与える影響

図3-5には同じ高さ(1,000 m)をもつ同心円状の地形と、風向に対し横方向に同一縦断面をもつ山脈状の地形で降雨強度を計算した結果である。この場合においても上流端から10 m/sの主流風速を与え、頂上を切る測線上(したがって、両者とも同じ断面形状)で地上降雨強度をプロットしている。また、図3-6には雨水量のプロファイルを示している。結果をみると、気流場の計算の際にも指摘したように上昇気流が相対的に強い山脈状の地形において明らかに雨も多い。すなわち、2次元的な風系となる山脈状の地形といわゆるまわり込み効果によって3次元的な風系となる同心円状の地形では上昇気流の程度に差を生じ、それが降雨強度の大小に反映されるわけである。このような地形形状の相違は、実地形上の降雨特性を類推する上でも重要な判断材料となるであろう。

3-3 実地形上における降雨の再現結果

降雨計算の再現計算は、オロフレ地域および夕張地域を対象として実施した。計算対象領域は両例とも気流の計算の際と同様に一辺63 km、グリッドサイズは水平方向で1 km、鉛直方向で0.2 kmとしている。図3-7は

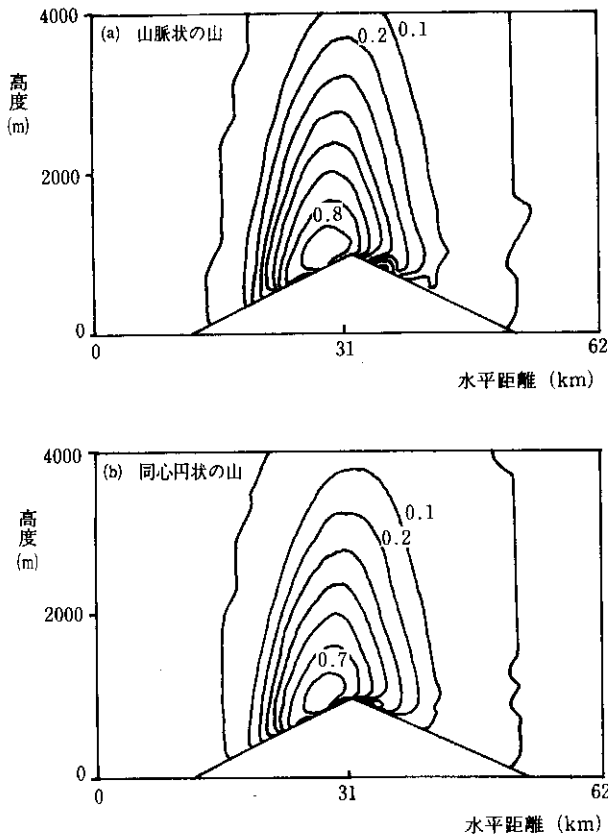


図3-6 雨水量のプロファイル (細線: 雨水量 (g/m³) のコンター)

オロフレ地域の降雨分布を示した図であり、(a)は南東風が吹込んだ場合、(b)は南西風が吹込んだ場合の地上降雨強度(mm/h)の等雨量線図を表わしている。条件としては上流境界から10 m/sの飽和した気流を供給し続け、2時間後の状態を再現したものである。南東風の場合、降雨強度の分布状況は菊池らの観測結果⁸⁾⁹⁾と同様の傾向をもっており、オロフレ南東斜面上に強い雨域の再現されることが確認された。一方、南西風の場合、オロフレ周囲に現われている雨域では雨量は南東風の場合の半分程度にすぎない。先に気流計算の結果にも現われたが、南東風の場合、山脈状に連なる地形が壁のように作用するのに対し、南西風ではそのような状況にならず、そこで再現される上昇気流の程度が降雨特性にも反映されているわけである。現にこの地域は1時間に数10 mm

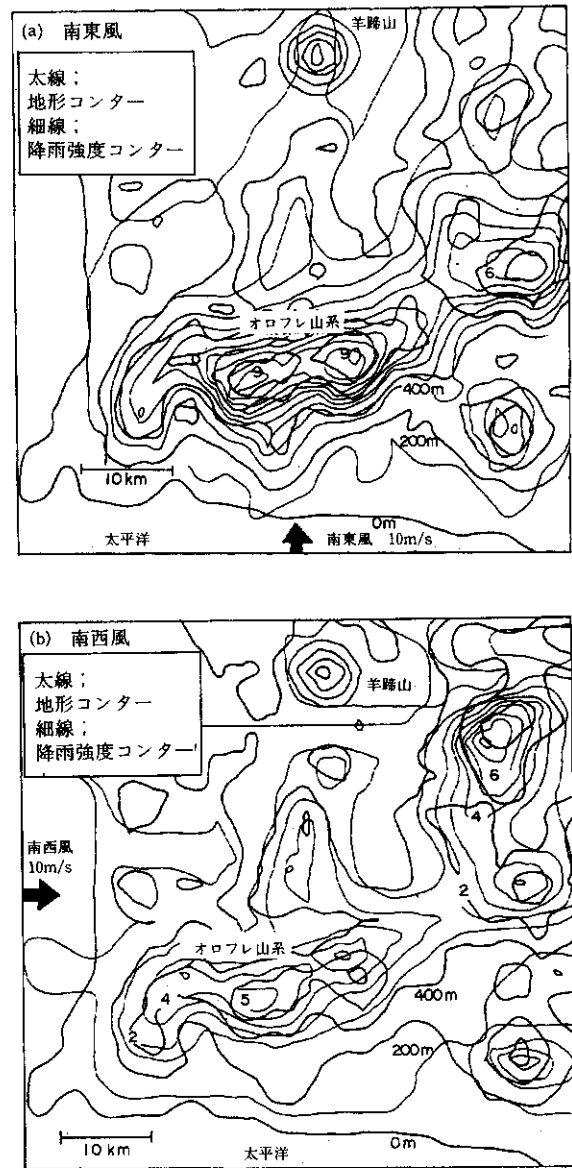


図3-7 地上降雨強度計算結果 (オロフレ地域、図中の数字は降雨強度 (mm/h))

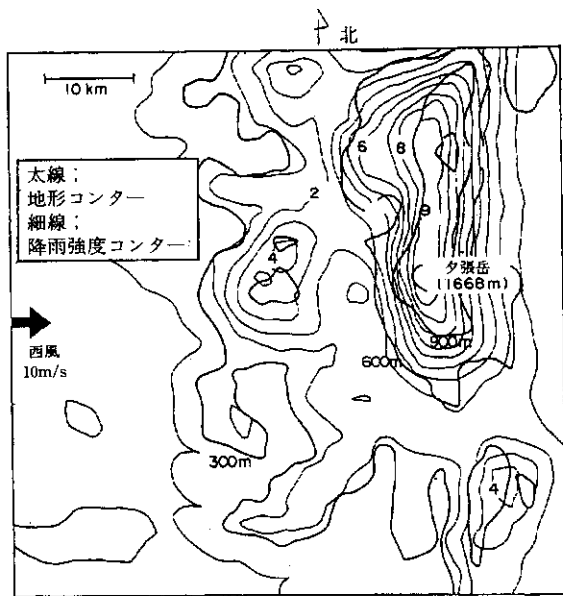


図3-8 地上降雨強度計算結果
(夕張地域, 図中の数字は降雨強度 (mm/h))

という激しい降雨に見舞われることがしばしばあるが、そのときの風は往々にして南東風となっている。

次に夕張地域に西風が吹込んだ場合について、降雨分布の計算結果を図3-8に示す。計算条件は前例と同様である。この例においても気流の計算結果が反映され、南北方向に連なる山脈状地形の西斜面上に強い雨域が再現されている。なお、第1報で示したように夕張岳西斜面には標高別に雨量計が設置され、観測が行われたが、それらに最も近接するグリッド上の降雨強度と標高の関係をプロットしたものが図3-9である。観測結果から一雨雨量以上の雨量と標高の間には比例関係のあること

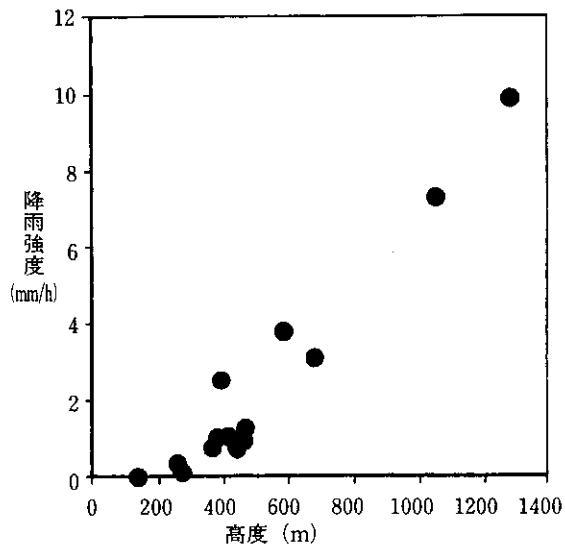


図3-9 計算された降雨強度と標高の関係(夕張地域)

が先に示されていたが、計算上においても標高とともに雨量が線形に増加する傾向が同様のパターンで再現されている。

3-4 降雨現象に与える地形スケールの影響

これまで示したモデルの中では実地形をデジタルマップ化し、それをフーリエ変換して気流や降雨のシミュレーションに利用してきた。ここでは降雨に与える地形スケールの影響、すなわちフーリエ変換を受けた地形の周波成分について検討した。図3-10はオロフレ地域の地形のフーリエ成分を視覚化したものだが、このう

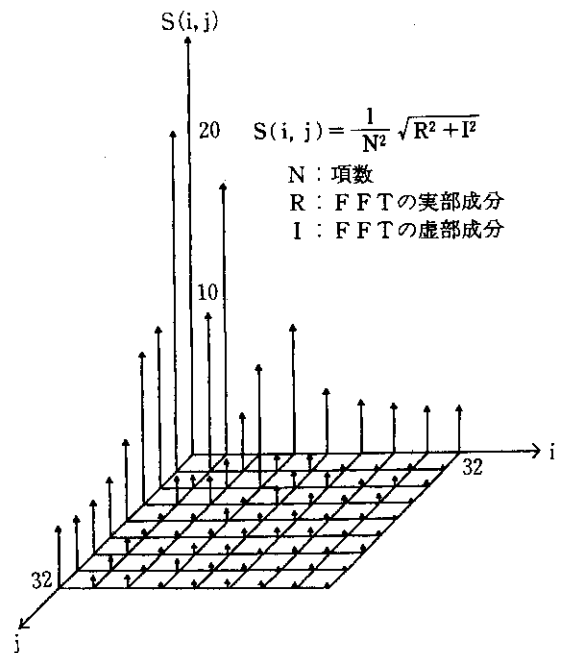


図3-10 実地形のフーリエ成分 (オロフレ地域)

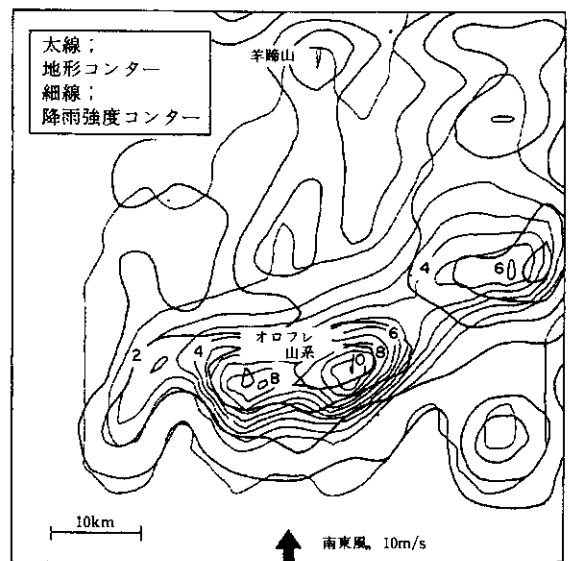


図3-11 地形の高周波成分除去後の地上降雨強度計算結果
(オロフレ地域, フーリエ成分の第10項以上除去, 図中の数字は降雨強度 (mm/h))

ち第10項以上の高周波成分を除去した地形に対して前例と同様に南東風を与えて一連の計算を行った(図3-7参照)。結果を図3-11に示すが、傾向的にはほとんど大差ない降雨分布が再現されている。このとき、サンプリング定理から考慮される地形の最小スケールは約5kmとなっている。すなわち、地形スケールで5kmより細かい地形の起伏は、地形性降雨に対して大きな影響を与えていないとみることができる。すなわち、地形性降雨をもたらす地形の水平スケールは5km以上のスケールをもった大きな地理的形状であり、これ以下のスケールの山の凹凸はそれ自身では地形性降雨の発生にとって重要な因子とはなっていないことがわかった。以上の知見については山田らの報告²⁷⁾に詳しく示されている。

4. 結論

本研究で得られた結果を、以下に要約する。

- (1) 本報告で検討したモデルにおいては、風向に対して山脈状に連なっている地形に湿った空気が吹込むと、風向に面した斜面上に強い上昇気流と、それに伴う強い雨域が再現される。
- (2) 山地斜面上に沿って標高と線形に増大する雨量の傾向は、本報告で検討したモデルによって再現される。
- (3) 以上の傾向は、観測結果によって実証されている。
- (4) シミュレーションにおいては上昇風速が大きくなるほど強い雨が降り、特に降雨強度は凝結項中で与えられる上昇風速に比例して大きくなる。ただし、水平風速の移流効果が過大なときには雨域が風下方向にシフトし、降雨強度が弱まる場合もみられる。
- (5) 実地形上における5km以下のスケールの高周波成分を除去しても、雨域の分布および降雨強度に大きな違いは現われない。

おわりに

本研究においては、気流と降雨のシミュレーションをとおして地形性降雨のさまざまな特徴を調べてきた。日本列島は南北に細長いモンスーン地帯であるため、季節により卓越的な風系が存在し、大規模場での気象条件も季節的変動をもつ。このような場の条件のもとで、またレーダのような広域的な観測情報を利用して局地的豪雨のような流域スケールのメソ擾乱を的確に再現・予知することが流域防災上の将来的課題であろう。地形による気流の強制上昇が豪雨のトリガーとなることは従来から指摘されているが、本報告ではこれを物理的メカニズムを背景にして、また観測値の検証のもとで検討したことは意義のあることと思われる。温暖前線のように冷氣塊の上に暖気流が乗上げて生起する降雨も地形の替わりに気塊を設定すれば、ここで示したものと同様の方法論が

展開できるであろう。いわゆる層状性降雨(Stratiform Rainfall)もしくは温かい雨(Warm Rainfall)と称されるものである。しかしながら、大気の熱的擾乱や浮力の作用するいわゆる対流性降雨については、熱力学的過程や乱流メカニズムを加味した対流セル構造のシミュレーションが必要である。往々にして、後者の方が豪雨(Storm)に密接に関連している。ただし、Navier-Stokes式や雲物理過程を再現する各種保存式の取扱いなど、そのシミュレーションには多大な労力を必要とするだろう。

本研究の実施にあたり、データや資料の収集・提供に協力をいただいた石狩川開発建設部洪水予報係の関係各位に対し、深甚なる謝意を表するものである。

参考文献

- 1) Scorer, R. S. ; Theory of waves in the lee of mountains, Quart. J. Roy. Met. Soc., 75, pp.41-56, 1949.
- 2) Sarker, R. P. ; Some modifications in a dynamical model of orographic rainfall, Mon. Wea. Rev., 95, pp.673-684, 1967.
- 3) Colton, D. E. ; Numerical simulation of the orographically induced precipitation distribution for use in hydrologic analysis, J. Appl. Met., 15, pp.1241-1251, 1976.
- 4) Sawyer, J. S. ; A study of the rainfall of two synoptic situations, Quart. J. Roy. Met., 78, pp. 231-246, 1956.
- 5) Sawyer, J. S. ; The Physical and dynamical problems of orographic rain, Quart. J. Roy. Met., 86, pp.326-345, 1956.
- 6) Gocho, Y. and Nakajima, C. ; Heavy Rainfall Around Suzuka Mountains, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol.21, Part 4, No.194, pp. 227-245, 1972.
- 7) Gocho, Y. ; Numerical Experiment of Orographic Heavy Rainfall due to a Stratiform Cloud, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., pp.405-422, 1978.
- 8) 沖 大幹, 高橋 裕, 玉井信行; 降雨分布の推定に関する研究, 第32回水理講演会論文集, pp.7-12, 1988.
- 9) 沖 大幹, 虫明功臣, 小池俊雄; 地形と風向とによる豪雨時の降水分布の推定, 土木学会論文集, 第417号, pp.199-207, 1990.
- 10) 武田栄一, 菊池勝弘; 北海道の局地的大雨(I) — 年間降雨量に対する大雨の寄与について —, 北海

- 道大学地球物理学研究報告, pp.19-29, Vol.37, 1978.
- 11) 武田栄一, 菊池勝弘; 北海道の局地的大雨(II)——道北と道南の集中豪雨の降雨機構について——, 北海道大学地球物理学研究報告, pp.1-16, Vol.38, 1979.
 - 12) 近野好文, 菊池勝弘; 北海道オロフレ山系南東斜面特性(I)——降雨量分布——, 北海道大学地球物理学研究報告, pp.1-18, Vol.39, 1981.
 - 13) 近野好文, 菊池勝弘; 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性(II)——雨滴粒度分布の二点観測——, 北海道大学地球物理学研究報告, pp.19-35, Vol.39, 1981.
 - 14) 山田 正, 茂木 正, 中津川 誠; 山地における降雨分布特性と石狩川流域の降雨量予測について, 土木学会北海道支部論文報告集, pp.303-308, 1990.
 - 15) 山田 正, 茂木 正, 中津川 誠; 山地における降雨観測と降雨の特性について, 第34回水理講演会水工学論文集, pp.85-90, 1990.
 - 16) 中津川 誠, 竹本成行, 山田 正, 茂木 正; 流域スケールの降雨特性の研究(その1)——山地流域での降雨観測事例から——, 開発土木研究所月報, No.445, pp.19-28, 1990, 6.
 - 17) Kao, S. K. ; An Analytical Solution for Three-Dimensional Stationary Flows in the Atmospheric Boundary Layer over Terrain, Jour. Appl. Met., vol.20, pp.386-390, 1981.
 - 18) Sherman, C. A. ; A Mass-Consistent Model for Wind Fields over Complex Terrain, Jour. Appl. Met., vol.17, pp.312-319, 1978,
 - 19) Kessler, E. ; Models of microphysical parameters and processes, Meteorological Monographs, No.10, pp.26-31, 1969.
 - 20) 山田 正, 渡辺英章; 一般的な山地地形における風の場の計算, 土木学会北海道支部論文報告集第44号, pp.287-292, 1988.
 - 21) 山田 正, 渡辺英章; 山地地形における風の場の解析, 第43回土木学会年次学術講演会概要集, pp.68-69, 1988.
 - 22) 山田 正, 渡部 元; 地形性降雨の数値実験に関する研究, 土木学会北海道支部論文報告集第43号, pp.183-188, 1987.
 - 23) 山田 正, 渡部 元; 地形性降雨の数値シミュレーション, 第42回土木学会年次学術講演会概要集第2部, pp.98-99, 1987.
 - 24) 中津川 誠, 山田 正, 内藤 修, 水島徹治; 流域スケールの風の場と降雨のシミュレーション, 第33回水理講演会論文集, pp.109-114, 1989.
 - 25) 館谷 清, 中津川 誠, 山田 正; 流域スケールの風の場の算出, 水文・水質源学会研究発表要旨集, pp.235-238, 1989.
 - 26) 中津川 誠, 山田 正, 館谷 清; 山地流域における降雨の現地観測とシミュレーション, 第44回土木学会年次学術講演会概要集, pp.4-5, 1989.
 - 27) 山田 正, 内藤 修, 中津川 誠; 流域スケールにおける風の場の算出手法に関する研究, 土木学会北海道支部論文報告集第45号, pp.317-332, 1989.
 - 28) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T. ; Investigatin of Rainfall by Field Observations and a Physically Based Model, Proc. of Pacific International Seminar on Water Resources Systems, pp.385-403, 1989.
 - 29) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T. ; Observations and Simulation of Rainfall in Mountaionus Areas, Proc. of International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar, 1989.
 - 30) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T. ; Observations and Simulation of Rainfall in Mountainous Areas, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, Vol.7, No.1, pp.1-11, 1989.
 - 31) 一法師隆充, 後藤穠三, 水島徹治; 8月25日, 26日の前線性豪雨について, 第32回北海道開発局技術研究発表会講演概要集, 共通部門, pp.11-16, 1989.