

熱的局地循環*

——1993年度日本気象学会賞受賞記念講演——

木村 富士男**

1. はじめに

今回、日本気象学会賞を戴くことになりましたが、正直考えても見ていなかったことなので、たいへん戸惑っています。また私にはふさわしくないと考えています。しかし受賞理由の局地循環の分野は、今回の大会では発表件数も内容も相当高いものとなっておりますが、中長期的に見ると、年々活発になってきているとは決して言えない状態がつづいているのではないかと思います。ここいらで、ひとつ活を入れる目的もあつてのご判断であろうと勝手な解釈をしまして、分をわきまえずこの賞を戴きに参りました。はなはだ微力ではございますが今後の発展の手助けに尽力したいと思います。

気象の分野に入って20年になりますが、私は幸運この上ないことに、諸先輩にたいへんに恵まれました。現在勤めている東北大学の気象講座では大気境界層の分野では世界的に著名な研究者であります近藤純正教授にご指導頂いております。また昭和48年から約3年前まで勤めていた気象研究所では竹内清秀博士、菊池幸雄博士、河村武博士、森口實博士、荒川正一博士、原田朗博士、故人であります靱山政子博士に毎日接することができました。気象研に着任したころには周りに若い人が少なかったため、これらの方々のご指導を半ば独占的に受けることができました。いま思い返すと大変な幸運に恵まれたものだと思います。

この場を借りてこれら諸先輩方及び東北大学、気象研究所でお世話になった方々、また現在も引き続きお世話になっている多くの方々に深い感謝の気持ちを述べさせていただきます。

さて局地循環にはフェーンやおろし風、ブロッキング、風下渦、カルマン渦列といった力学的な局地循環と山谷風、斜面風、平地台地風、海陸風、植生風など

の熱的な循環があります。全体の概要は木村(1992)などをご覧頂くとして、この講演ではこれらの中から熱的な原因によって起伏のある地形の上に発達する局地循環の性質を議論します。焦点を絞るために、関東地方と中部山岳地帯の局地風、それも熱的な局地風に限って話を進めることにします。ただし後半では地形を単純化した数値実験をもとに、もっと一般的な熱的局地風の性質を含めて議論をします。なお一部に投稿中の論文からの引用が含まれますがご容赦下さい。

2. 原田渦

第1図に示すのは Harada (1981) の解析した風の弱い晴れた日の夜の関東平野の風系です。関東平野の西部に低気圧性の渦が見えます。渦に伴う風速は1~2 m/s と弱いのですが厚さは1 km くらい、水平規模は直径で100 km 近くに達しています。原田さんの解析によれば渦は風の弱いよく晴れた日の夜にはしばしば観測できるそうです。渦は宵のうちに出現し、ゆっくり東ないし南に移動して朝には消滅します。

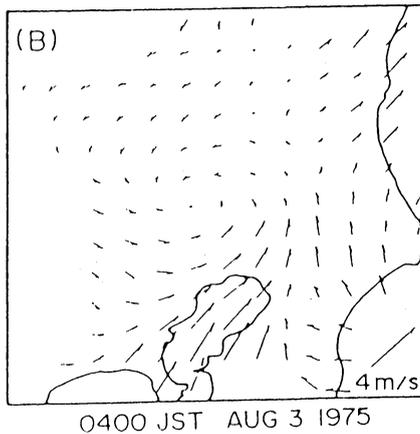
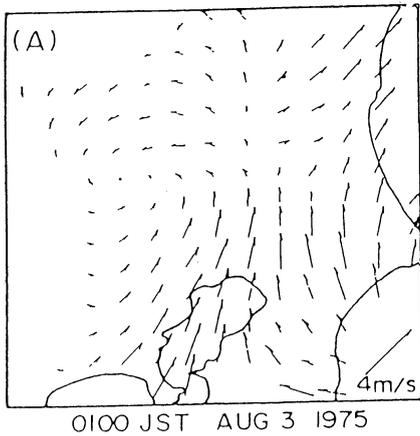
この渦は現実の地形を考慮した局地風の数値モデルで再現できます。ただし一般場の気象条件として無風か西ないし北北西の弱い風を仮定する必要があります。また面白いことに計算領域を関東平野とその周辺の山岳だけに限定すると渦は再現できません。中部山岳地帯の大部分を計算領域に入れてはじめて関東平野に渦が現れます。さらに計算を夕方からはじめたのでは渦が発生することはありません。朝から計算をはじめ、日中の局地風と混合層が形成された後に夜になってから渦が現れます。また地形と一般風だけを与え、地面からの顕熱輸送を考えない場合には渦は形成されません。

これらのことから渦の生成には中部山岳地帯における日中の局地風や混合層が重要であろうことが推測できます。原田氏の指摘している通り、海陸風や山谷風概念では説明できそうにありません。

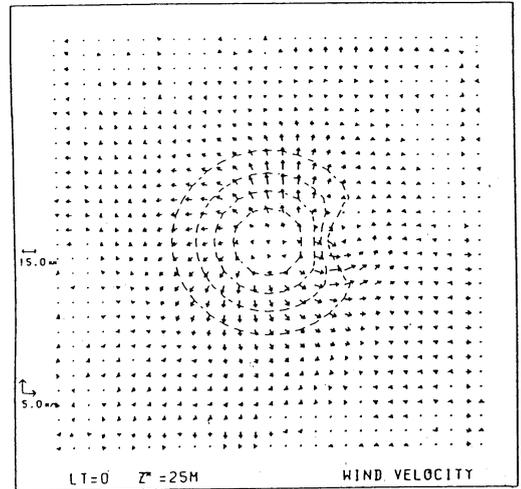
* Thermally Induced Local Circulations.

** Fujio Kimura, 東北大学理学部宇宙地球物理学科.

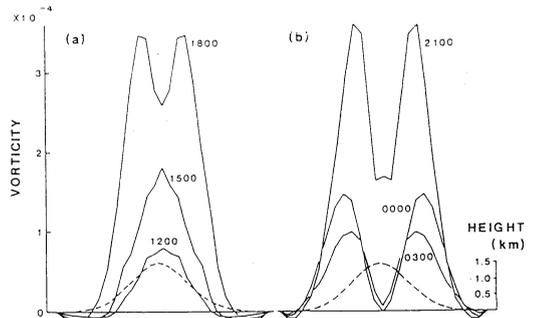
© 1994 日本気象学会



第1図 関東平野に夜間できる渦. 1975年8月3日午前1時(上)と4時(下)の地上風, Harada (1981) による解析.



第2図 数値モデルによって再現された単純化された条件下での小渦. 午前0時の地上高25mの風系 (Kimura, 1986より).



第3図 地上渦度の時間変化. 破線は地形を示す (Kimura, 1986より).

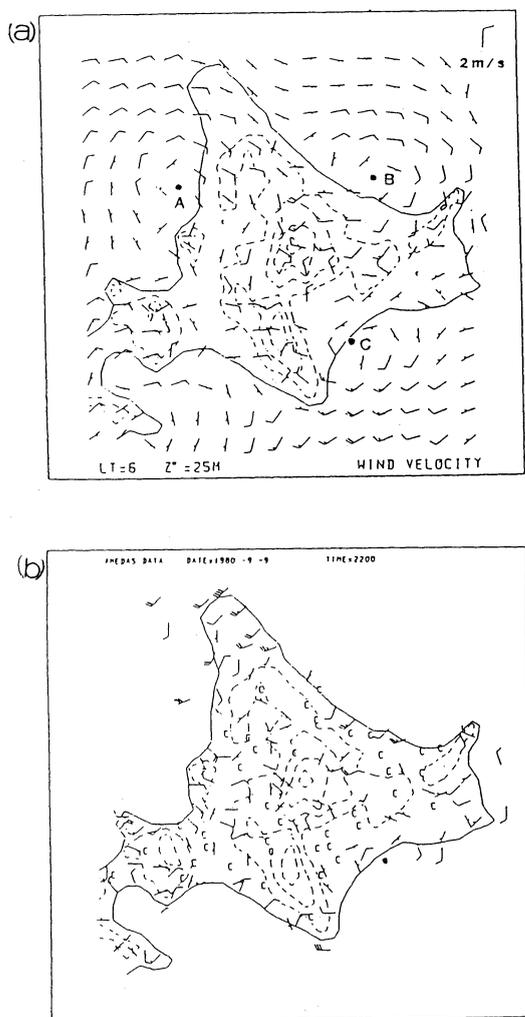
3. 数値実験

原田渦の発生メカニズムを調べるため中部山岳地帯を、お椀を伏せたような滑らかな孤立峰と考え局地風の数値実験を行いました. この結果、孤立峰のすそ野にクレータ状の地形を想定し、日の出から夜間までの局地風の数値実験を行うと、夜間になってクレータ周辺に弱い渦ができることが分かりました(第2図). クレータが風下になるように弱い一般風を与えると渦は強調され、原田渦とよく似た振る舞いをします. 日中の地上風をみると孤立峰の中心に低気圧性の循環を持つ強い収束域ができるのが目につきます. この循環がそのまま夜間の渦に移行するわけではありませんが、深い関係がありそうに見えます.

第3図は滑らかな孤立峰周辺の地上風の渦度を示し

ます. クレータは設けていません. 渦度は日中には孤立峰中心部で最大なるような分布をしていて、時間とともにどんどん増大します. 18時ごろは最大になりますが、中心部は山風が変わるため渦度は急速に減少に転じます. しかし周辺部の渦度の減少は緩やかで、21時ごろには渦度の高い領域は孤立峰をドーナツ状に取り巻くようになります.

原田渦はこのドーナツ状の高渦度帯が比較的小規模の地形の力学的影響を受けて独立した小渦になったものと考えられます. 夜になり大気安定度が増すと、地上風は低い起伏の力学的影響を受けやすくなるためです. 弱い一般風があると孤立山系の風下にはより多くの渦度が配分され、小渦は強調されます.



第4図 数値実験により得られたよく晴れた静穏の日の午前6時の地上風系(a)と1980年9月9日22時のアメダス局の地上風(b) (Kimura, 1986 より)。

4. 北海道とメルボルンの渦

原田渦が上記のメカニズムによって生成されているなら、中部山岳と類似な大規模山系の周辺には同じような小渦が存在していることが推測されます。日本地図を広げて地形をあらためて眺めると、北海道全体が規模こそやや小さいもののこの条件に近いように見えます。

第4図aは関東中部地方の数値実験と同様な計算により得られた朝6時の地上風です。留萌沖(A)、網走沖(B)、十勝沖(C)に3つの小渦が見られます。残念なことに3つの小渦は全て海上にあり、アメダスデータでは

確認が容易ではありません。数値実験では小渦が山岳地帯の風下になるような弱い大規模風があると小渦は強調されますが、その場合にはさらに沖に出てしまいます。平野部が広く、最も陸に近く発生する十勝沖の渦に着目してアメダスの風系を調べてみますと、幸にも何例かそれらしき風系が見つかりました。第4図bはその一例です。半分海上に出ています。計算で予測された小渦のように見えます。

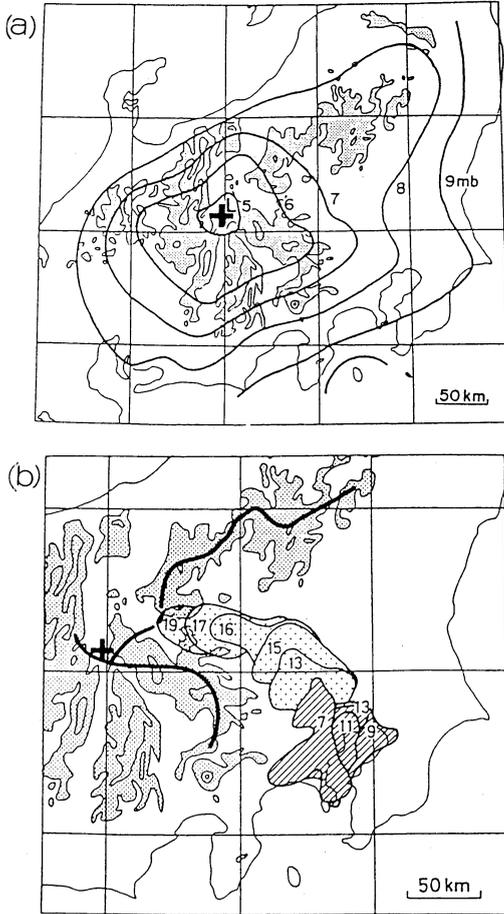
原田渦と同じような夜間の渦はオーストラリアのメルボルン周辺でも知られています。同様な数値実験の結果、原田渦と同様なメカニズムが働いていることがわかりました (McGregor and Kimura, 1989)。中部山岳の役割を演じているのはメルボルンの北西にある大規模な山脈です。ただしメルボルンの渦はシミュレーションでは地表からの顕熱を無視し、地形と大規模場の風だけでも弱いながら作ることができるので、原田渦よりも少しだけ力学的効果が強く効いているものと思われます。力学効果により山の後流に渦ができることについては例えば Smolarzewicz and Rotunno (1989) が論じています。

現実の大気での渦の生成メカニズムは複雑で、様々な要因が重なっているように思われます。渦の生成はモデルの分解能やサブグリッドのパラメタリゼーションに大いに依存するからです。しかし数値モデルによって、例えば単純な力学的生成メカニズムを大きく上回る強さの別の生成要因があることを示すことは可能であると思います。

5. 熱的低気圧

原田渦の解析は関東中部地方の局地循環に関していくつもの新たな興味を起こさせます。日中の低気圧性の循環の名残の過度が、夜になって独立した渦になる過程もそのひとつでしょう。これについては Satomura (1986) の考察があります。また原田渦のもとになる日中にできる中部山岳地帯に中心を持つ規模の大きい低気圧性の循環も興味を引きます。

この循環に対応するものとして、中部地方の熱的低気圧が古くから知られています。第5図aは Kurita, et al. (1990) の解析した熱的低気圧です。松本あたりに中心を持ち関東平野にも及んでいるのがわかります。彼らは熱的低気圧を考えることにより首都圏で排出された汚染質が北関東、碓氷峠をへて夕方から夜にかけて上田盆地にまで達する現象をうまく説明しています (第5図b)。



第5図 (a): 熱的低気圧の解析図, 1983年7月29日15時, (b): 高汚染気塊の移動 (数字は時間, 斜線: 窒素酸化物が40 ppb以上の領域, 点描: オキシダントが100 ppb以上の領域), (Kurita et al. 1990 より).

熱的低気圧は古くからその存在が知られ, 局地的な天気予報に際しても重視すべきだとの見方もありますが, それと同時にその実在性についての疑問も持たれていました(宇田川, 1968). この理由は以下の2点に集約できそうです.

①海面更正をしたことによる見かけの低気圧ではないか?

②起伏の激しい地形に等圧線を引いてよいのか?

これらの疑問に対して前述の宇田川や原田(1979)は海面更正の影響はたしかに小さくないが, その効果を除いても中部山岳地帯は平野に比べて低圧になっていることを示しました. 例えば, 海面更正をしない現地気圧の日変化を平野部のものと比べても, 中部山岳

地帯では日較差が大きくなっています. また栗田ほか(1988)による上空の気温解析では, 同じ高度の日中の気温をくらべると中部山岳地帯は高温になっていることを指摘しています. これらに加えて栗田ほかの一連の論文などにより関東地方の風系を議論する上でしばしば利用され, 熱的低気圧の存在を認めることはほぼ定着していると思います.

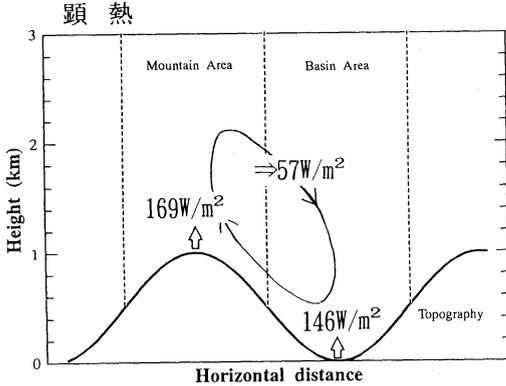
熱的低気圧が見かけのものでなく, 実在するのはほとんど疑う余地がありませんが, それでもまだ, なんとなく割り切れない感も残ります. 熱的低気圧といういわば2次元平面に射影した概念をあえて用いるよりも, はじめから斜面上昇風や Mannouji (1982) の平地台地風のような立体的な局地風の概念でとらえた方がよいようにも思えます. もし中部地方が全体で一つのお椀を伏せたような滑らかな地形であれば, 熱的低気圧による収束と大規模な斜面上昇風とはおそらく同じことを意味するのではないのでしょうか.

6. 斜面上昇風による熱の輸送

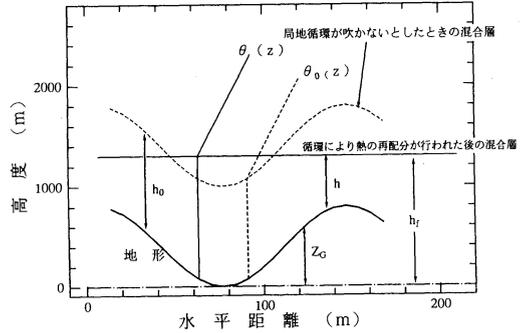
ここで地面の起伏による熱的局地風とそれによる熱の水平輸送についてあらためて整理してみましょう. 正味放射量やボーエン比, 輸送係数などが平地と山岳地帯では異なるので, 地表から大気に伝わる顕熱フラックスは必ずしも一様ではありません. しかしここでは簡単化のため顕熱フラックスは平地も山岳地帯も同じであると仮定しましょう.

局地循環の影響が及ばないほど上空の気圧が平地と山岳地帯で同じであると仮定できれば, 日中の気圧の降下量はその地点の大気のカラム積算昇温量に比例するはずで, 従って顕熱フラックスが同じで, 大気の移動もなければ気圧の日較差は平地と山岳では同じになります. 実際には下層では斜面上昇風により平地から山岳地帯に向かって下層の大気が集まり, また上層には反流があって, 両者による熱輸送の差引によりカラム大気の昇温が決まっています.

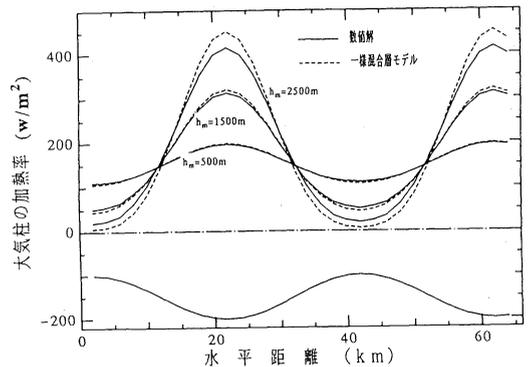
Kimura and Kuwagata (投稿中) は2次元の数値モデルによって無限につづく正弦型の地形を仮定し, 無風から出発して熱的局地循環のシミュレーションを行いました. 第6図はその結果から計算した熱収支の模式図です. 6時から18時までに山域の地表面から大気に伝わった顕熱は平均で 169 W/mm^2 , 谷域では 146 W/m^2 でそれほど大きな違いはありません. しかし局地循環により山域から谷域に 57 W/m^2 の熱量が輸送されています. 日中の斜面上昇風は暖かいので直感と



第6図 数値モデルによる谷域、山域別に平均した単位面積あたりの熱収支，6時から18時までの平均。



第7図 局地風による顕熱の水平輸送を表す簡易モデル（一様混合層モデル）の模式図。



第8図 数値モデル（実線）と簡易モデル（一様混合層モデル、破線）により計算されたカラム大気の見熱蓄積量，蓄積時間で割って単位を顕熱フラックスと同じにしてある。h_mは山の高さ。図の下には起伏の関数形を示す。谷幅は40 km (Kimura and Kuwagata 投稿中より)。

は逆のような気もしますが，上空の反流が下層より暖かい空気を谷側に輸送するためです。結局夕方には谷域には山域の2倍近くの熱量が蓄積されています。以上のことは Kuwagata *et al.* (1990) による地上データの解析によっても指摘されています。

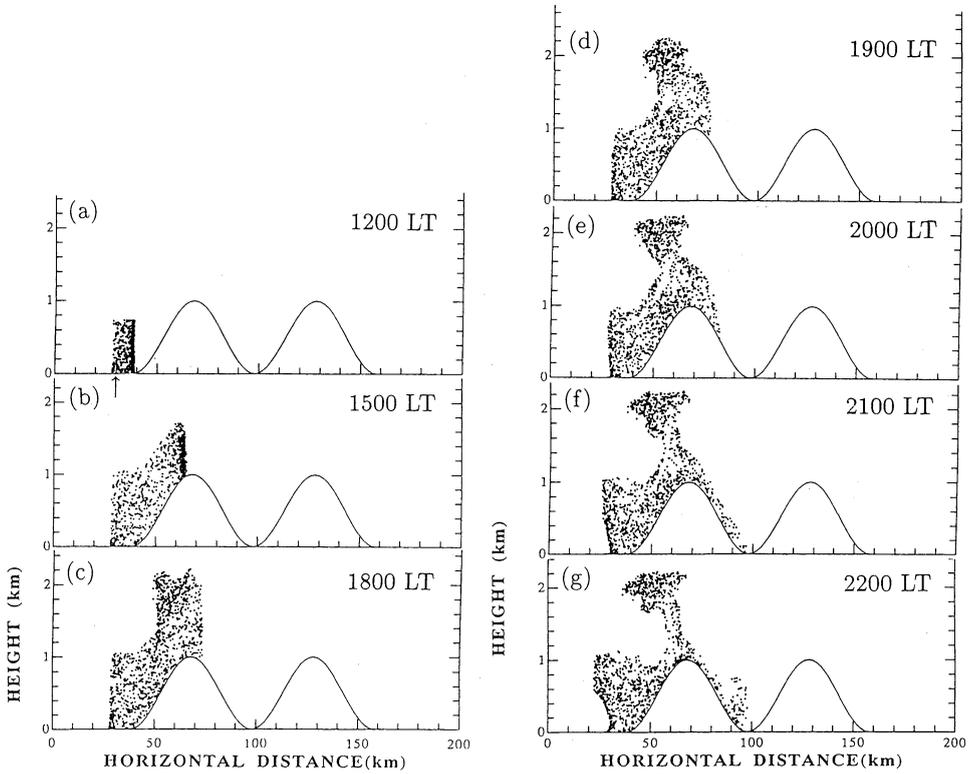
もし熱的低気圧をカラム大気の見熱量の大きさ，言い替えれば現地気圧の日較差の大きさで認識することにすれば，熱的低気圧は谷域だけに存在し山域は反対に「熱的高気圧」になります。これは観測事実と反するように見えます。しかし中部山岳地帯の気圧の観測点はほとんどが盆地にあり，局地的にはこの数値実験の谷域に相当します。中部山岳地帯でも標高の高い場所で気圧を観測すると，日較差はずっと小さいことが確認できます (Kuwagata *et al.*, 1990, Kimura and Kuwagata, 投稿中)。気圧の日較差で見た熱的低気圧は盆地内に限られ，中部山岳地帯全体に広がっているわけではありません。

これに対して，熱的低気圧を平地上空の同高度の気温や気圧との差として認識するのであれば，熱的低気圧は山岳も盆地も含めた中部山岳地帯全体に広がっていることとなります。ただしこの場合には海拔高度での気圧の比較ができないので，地上風の解釈には苦慮するかも知れません。

斜面上昇流による熱の水平輸送量を決めているメカニズムは以外と簡単かも知れません。とくに地形の水平規模が100 km以下のときはこれから述べる簡単なモデルがあてはまります。第7図はその模式図です。簡単のため，明け方の大気が無風で一様な鉛直温位勾配をしていると仮定します。日が出て地面が加熱され

ると下層には混合層が形成されますが，このとき地面からの顕熱はどこでも一様とします。仮に局地循環が起こらないと仮定すると，混合層高度は図の点線で示すように地上高が一定になります。つぎに局地循環による熱の輸送を考えます。このとき熱は有効ポテンシャルエネルギーが最小になるように輸送されると仮定します。また局地循環による輸送の後も，それぞれの地点では等温位の混合層ができ，その上空の自由大気の温度場は初期値と変わらないと仮定します。数値モデルによると，水平規模が100 kmより小さく，山の高さが1500 m以下のときには概ねこれらの仮定が成り立ちます。この結果，局地循環により水平輸送が行われた後の混合層高度は図の実線で示すように水平一様になるはずですが。

この性質を利用することにより，地面から大気に伝



第9図 山脈を越える熱的局地風の数值実験. 図の(a)の矢印はトレーサー粒子の放出点を示す (Kimura and Kuwagata 1993 より).

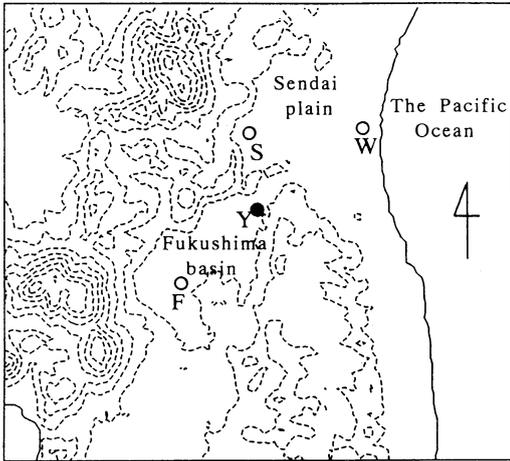
わった顕熱と地形が与えられていれば、各地点における混合層高度と大気中の顕熱蓄積量、気圧降量を簡単な幾何学的計算により求めることができます。この計算と数值モデルによる顕熱蓄積量の比較を示したのが第8図です。顕熱蓄積量は時間で割って顕熱フラックスと同じ次元にしてあります。図の実線が数值モデルによる顕熱蓄積量で破線が簡単な計算（一様混合層モデル）による結果です。それぞれ谷幅が40 kmで、山の高さが500, 1500, 2500 mの3種類の計算結果を示しました。山の高さが2500 mのときを除くと両者はよく一致しています。山が平地の混合層にくらべてかなり高いときに合わない理由は、上で仮定したような温位の鉛直一様な混合層にならないからです。

7. 峠を越える風

いままで述べてきたように谷の中には顕熱が集まり、地上気圧は平地よりも低くなります。そこで第9図のように2本の山脈に挟まれた谷と外側の平地を考え、数值モデルにより局地風を計算してみました。流れを見るため第9図aの矢印で示す点にトレーサーと

なる粒子の発生源を置きました。粒子は平均流に加えて乱流による鉛直方向のランダムな運動をするようにしてあります。粒子ははじめ混合層内を拡散し、ゆっくり山脈に向かって進みます。しかし夕方までは山脈を越えて谷側に進行することはありません。これは谷側から山頂に向かって吹く斜面上昇風（谷風）が存在するため、トレーサー粒子は山頂で阻止されるためです。しかし夜になると斜面上昇風は消滅しますが、平地と谷内の気圧差は残っていますから、平地側の大気は谷の内部に侵入します。この風系は斜面の冷却によって吹く山風と同じ風向ですが、その厚さは斜面下降風としての山風より格段に厚いので区別ができます。

詳しい計算 (Kimura and Kuwagata, 1993) によると夕方から夜間にかけて峠を越える局地風は地形の水平規模や標高差によって性質が異なることが分かりました。山脈の標高が2000 mを越えると峠を越える局地風は吹かなくなります。逆に1000 mより低くなると徐々に風速が弱まります。山が概ね混合層高度と同程度以下のときは、下層大気にとって山はポテンシャル障壁にはならないので、山を容易に越えること



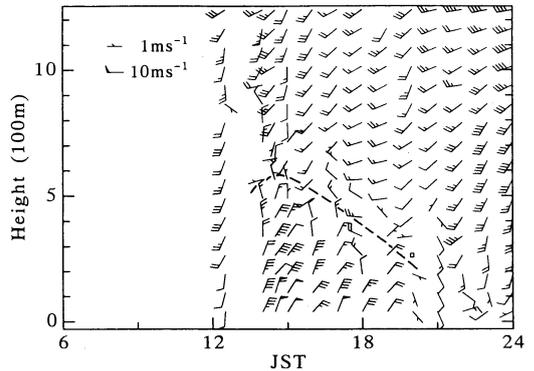
第10図 福島盆地の略図。Y点は上層風観測点。

ができます。これは混合層の温位プロファイルがほぼ等温位であることによります。しかし山があまり低いと平地と盆地の気圧差が小さく、風速は強くなりません。山の高さが混合層高度を大きく上回ると、下層大気の山越えのためには一時的にしろ重力に逆らって上昇する必要があるため、たとえ平地盆地間に気圧差があっても山を越える大気の移動は起こりにくくなります。せいぜい上層の大気の移動により上空の気圧差が解消されるだけです。

山の高さが混合層高度に近いときには山越え気流は最も顕著になります。このときは日中の斜面上昇風による障壁効果が強いので、山越えは日没後に起こりはじめます。山越え気流がいつ終わるかについては谷の水平規模に大きく依存しているようです。ここに示したシミュレーションのような単純な地形でなく、現実的な盆地の場合には熱的局地風の山越えはポテンシャル障壁の最も低いところ、つまり峠を越えて盆地内に侵入するはずで、先に示した汚染質の碓氷峠越えは碓氷峠の標高が 1000 m 程度であること、峠越えが夕方から夜間にかけて起こることから、ここで示した峠を越える局地風の性質とよく一致します。

3次元の数値シミュレーションによると峠の標高がもっと低い場合には、午後の早い時間にはすでに峠を越える局地風が侵入を開始します。第10図に福島盆地の地形を示しますが、この盆地の北端は標高の低い、幅の狭い谷により仙台平野につながっています。図に

June 5 1991



第11図 10図のY点で観測された峠を越える局地風。1991年6月5日 (Kimura and Kuwagata, 1993 より)。

Y (梁川) で示す地点で顕著な峠を越える局地風を観測することができました。高気圧におおわれ、よく晴れた穏やかな日に観測された時間高度分布の一例を第11図に示します。この日 (1991年6月5日) は12時ごろまでは地上から高度 2 km 以上まで南よりの風が卓越していました。ところが2時頃に突然北または北北東 (仙台平野の方向) の強い風が観測されました。風向などから峠を越える局地風であることが分かります。そのときの風系の厚さは 500 m くらいでした。風速は最大で 12 m/s ほどであり、徐々に厚さが薄くなりながら20時近くまで吹き続けました。気象条件の似た別な日にも同様な風が観測されています。

峠を越える局地風を考察することによって、山岳が局地風に及ぼす影響はその高度が日中の混合層高度を上回るかどうかにより、大きく異なることが確認できました。すなわち山岳が混合層高度より高い場合には障壁として働き、熱の水平輸送を妨げます。低い場合には下層大気は山を乗り越え気圧差を解消するように移動します。

8. まとめ

中部山岳地帯の熱的低気圧は、山岳地帯の盆地にできる熱的小低気圧の集まりと考えた方が理解しやすい面があるようです。気圧の日較差が平地より大きいのは中部山岳地帯でも盆地内だけであり、標高の高い山岳での日較差は小さくなります。また山岳が盆地の混合層高度より高い場合には局地風に対して障壁として働きますから、熱の水平輸送はあまり行われません。

従って中部山岳地帯の熱的低気圧が大きな水平規模を持つ連続したものであると考えるには少し問題がありそうです。なお山岳の障壁効果は盆地内の気温や気圧の日較差を大きくする働きもしています。

中部山岳地帯全体を覆う熱的低気圧に代えて、盆地内の熱的小低気圧を考え、盆地と平地、あるいは盆地と盆地の気圧差や温度差に着目して議論すれば標高差も比較的小さいので理解しやすいのではないのでしょうか。

しかし従来の熱的低気圧の考え方にも捨て難い長所があります。山岳地の上空では日中の顕熱カラム蓄積量は平地よりも小さいものの、同高度での気温や気圧を平地と比較すれば熱的低気圧のセンスになっています。またとくに中部山岳地帯の周辺部の熱的局地循環を考えるとときには熱的低気圧を考えると説明しやすいと思います。より大きな水平規模で考えれば、カラム大気で積分した顕熱は局地循環によって中部山岳地帯から周辺部に伝わります。このため晴れた日には関東平野の下層大気にとって中部山岳地帯は大きな熱源となり、それは平野全体を覆う規模の大きな局地風を引き起こすエネルギー源となるように見えます。中部山岳地域に中心を持つ熱的低気圧が関東平野にまで拡大し、大規模な局地風を吹かせているとの考え方は、起伏の激しい中部地方については必ずしも実態を正確に表現しているか疑問ですが、関東地方の平野部の局地循環を考える上では定性的には良いモデルと言えると思います。原田渦のもとになる日中に於ける渦度の蓄積も、このように考えれば容易に理解できると思います。

もし中部山岳地帯が複雑な山系ではなく盆地を含まない滑らかな孤立した山系であるとする、顕熱は盆地内には蓄積されず全て周囲に配分されるので、山系周辺に及ぼす熱的、局地循環的影響はさらに強化されるものと推測されます。

あとがき

長い間、私は数値モデルを利用した研究を行ってきました。先日「マーフィーの法則」(Block, 1977)と言う本に「ハンマーを持つ人にはすべてが釘に見える」(If all you have is a hammer, everything looks like a nail.) というのがあるのを見つけました。一つの手段に捕らわれた研究態度への戒めと読めました。

参考文献

- Block, A. 1977: "The Complete Murphy's Law", Price Stern Sloan, Inc., 「マーフィーの法則」倉骨彰訳, アスキー出版局, 270 pp.
- 原田朗, 1979: 中部地方の熱的低気圧の実態について, 研究時報31, 199~202.
- Harada, A., 1981: An analysis of the nocturnal cyclonic vortex in the Kanto Plains, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 602~610.
- Kimura, F., 1986: Formation mechanism of the nocturnal mesoscale vortex in Kanto Plain, J. Meteor. Soc. Japan, 64, 857~870.
- 木村富士男, 1992: 局地循環(気象学の手引き) 天気, 39, 377~383.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993: Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range, J. Appl. Meteor., 32, No. 9, 1538~1547.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, (投稿中): Mixing layer over complex terrain —A numerical study. (J. Appl. Meteor.).
- 栗田秀實・植田洋匡・光本茂記, 1988: 弱い傾度風下での大気汚染の長距離輸送の気象学的構造, 天気, 35, 25~35.
- Kurita, H., H. Ueda and S. Mitsumoto, 1990: Combination of local wind system under light gradient wind conditions and its contribution to the long-range transport of air pollution, J. Appl. Meteor., 29, 331~348.
- Kuwagata, T., M. Sumioka, N. Masiko and J. Kondo, 1990: The daytime PBL heating process over complex terrain in Central Japan under fair and calm weather conditions, Part I: Meso-scale circulation and the PBL heating rate, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 625~638.
- Mannouji, N., 1982: A numerical experiment on the mountain and valley winds, J. Meteor. Soc. Japan, 60, 1085~1105.
- McGregor, J. and F. Kimura, 1989: Numerical simulation of mesoscale eddies over Melbourne, Mon. Wea. Rev., 117, 50~66.
- Satomura, T., 1986: Topographic disturbance in viscous flow, J. Met. Soc. Japan, 64, 665~680.
- Smolarkewicz, P.K. and R. Rotunno, 1988: Low Froude number flow past three dimensional obstacles, Part I: Baroclinically generated lee vortices, J. Atmos. Sci., 46, 1154~1164.
- 宇田川和夫, 1968: 熱的低気圧と雷雨の関連について, 研究時報, 20, 657~665.