

第II輯 第59巻 第2号 1981年4月

- 村上多喜雄：冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の影響(Ⅲ)短周期変動
 村上多喜雄：冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の影響(Ⅳ)長周期変動
 黄栄輝・岸保勸三郎：中緯度におけるモデル大気の地形と定常的な熱源の強制に対する応答
 L. Mahrt：混合層上端にあるシアを持つ逆転層における循環
 中川清隆：稚内・輪島・館野・鹿児島における大気境界層の長波放射収支の年変化の計算
 斎藤隆幸：下向き長波放射のエアロゾルによる増加率と視程の関係
 伊藤朋之・若井邦中：南極大気中で起るエイトケン粒子濃度の急増現象について

要報と質疑

中村健治：ケルビンヘルムホルツ型不安定についてのコメント

冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の
 影響；第III部，短周期変動

村上多喜雄

(ハワイ大学気象教室)

冬期3ヶ月(12月, 1978~2月, 1979)間の風, 気温, 高度場のデータを3.5~5.5日周期帯についてフィルターし, それらのデータを経験関数で展開した. 第12項までの固有関数を考慮して, それぞれの量の合成図を作成した.

200 mb の合成図では東北-南西に傾いた擾乱がチベット高原の北側, 上空, 南側を同じ移動速度(12 m/s)で東進している. 500 mb での風の変動(3.5~5.5日周期)はチベット高原上の境界層内での摩擦効果により, 高原の北側に比べて非常に弱い. このために高緯度擾乱はヒマラヤの南側にまで達しないようである.

700 mb の合成図では長波の東進が50°Nに沿って顕著にみられる. これにともなってチベット高原の縁辺では地形効果による小規模高(低)気圧性擾乱が誘起される. もっとも顕著な小規模擾乱はチベット高原東北部で発生し, 東縁にそって南下し, 東南端で消滅する. 小規模高気圧が揚子江上流附近に達すると中国北部の下層対流圏(700 mb以下)では強い北東風(寒波)が卓越する. 3.5~5.5日周期の寒波は南支那海まで達しないが, 6~9日周期の擾乱は20°N以南にまで影響する.

冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の
 影響；第IV部，長周期変動

村上多喜雄

(ハワイ大学気象教室)

冬期3ヶ月(12月, 1978~2月, 1979)間の風, 気温,

1981年6月

高度場のデータを12~20日の周期帯についてフィルターし, それらのデータを経験関数で展開した.

第6項までの固有関数を考慮して, それぞれの量の合成図を作製した.

200 mb の渦度合成図では顕著な停滞性振動がインド東北部とビルマ上空附近にみられる. この停滞性振動の発生には, 冬の平均絶対渦度場と12~20日周期擾乱との間におこる非線型渦度交換が大きく貢献している. これらの停滞性渦度擾乱は弱い東向き(4 m/s)擾乱の上に重なっている. ヒマラヤ附近で, 地形により強制された上層の発散(収斂)場は, 平均風(45 m/s)による強い東向き渦度輸送効果を減少させている.

中緯度におけるモデルの大気地形と定常的な
 熱源の強制に対する応答

黄栄輝, 岸保勸三郎

(東京大学理学部地球物理学教室)

地形と定常的な熱源の強制によって励起される中緯度の停滞波を, 渦粘性と Newton 冷却を含めている準地衡風, 線型, 定常的な34層モデルを用いて考察した.

計算結果によれば, 冬の場合, このモデルで計算された停滞波と温度停滞波の振幅と位相の鉛直分布は, 実際の鉛直分布とよく一致しているばかりでなく, 経度方向の分布も実際の分布とよく一致している. また, 運動方程式と熱力学方程式の差分式を用いて解を求める時, 鉛直分解能が重要な役割を果している. 対流圏と成層圏を含めている34層モデルで得られた結果は, 簡単なモデル, 例えば, 2層モデルで得られた結果よりずっとよい結果を示している. しかし, 夏の場合には計算結果と実測値との間には差がある. このモデルで計算されたトラフとリ

ッジの位置は観測された停滞波の位置と大体一致しているが、太平洋中部では振幅に大きな差がある。計算されたトラフは実測よりずっと弱い。

最後に地形と非断熱加熱の南北幅と渦粘性の大きさは、モデル大気と非断熱加熱に対する応答に対し大きな影響があることも示す。

混合層上端にあるシアを持つ逆転層における循環

L. Mahrt

(Oregon State University, U.S.A.)

AMTEX '75 期間に混合層上端付近を航空機で観測し、そのデータから、上空の逆転層へ下方の混合層から突入する気塊の合成図をつくり、その水平構造を調べたものである。合成図のつくり方は、11個の突入気塊の風上側のエッジと風下側のエッジをそれぞれそろえて、横断飛行で得た風速、上昇流速度、温位それに混合比を平均してつくっている。ここで調べた観測日には、逆転層で風速(運動量)の西風成分が高度と共に増加する、シアを持つ条件であった。混合層の気塊は、その上空の大気とくらべて温位が低くまた風速が弱い混合比は大きい。

このようにして得た突入気塊の構造の合成図から分ることは、下方の混合層からの気塊は風速のはやい逆転層へ突入すると、エントレメントおよびそこのはやい気流に伴う気圧力で風下方向に加速される。この加速の結果として、上昇流の風下側で下向きの吸引流が生じる。逆転層に下からの気塊が突入したとき、その気塊の風上側で生じた高い気圧は気塊を風下側に加速する原因であるが、この気圧効果は逆転層と混合層の境界を横切って下向きに運動量を運ぶ作用を行なう。したがってこの効果は、従来考慮されてきたマス・エントレインメントによる運動量輸送への付加的作用になる。

混合層大気とその上空の自由大気との境界面は突入気塊の風下側で厚く、これは重要な混合と風下乱流ウエイクの可能性を暗示している。

稚内・輪島・館野・鹿児島における大気境界層の長波放射収支の年変化の計算

中川清隆

(金沢大学教育学部)

本論では、地上と 850 mb 面の間の気層を大気境界層として扱った。まず、1975年の毎日21時の大気境界層の

長波放射収支が、国内4地点、稚内・輪島・館野・鹿児島において理論的に計算された。次に、この理論計算値の地上気温、水蒸気圧および雲量によるパラメータ化が試みられた。

大気汚染物質による下向き長波放射の増加率と視程との関係

斎藤隆幸

(埼玉工業大学)

都市の大気汚染物質による下向き長波放射は非常に小さいので、地上における通常の放射の観測値から、その量を定量的に検出することはむずかしい。しかし水蒸気の射出率の小さい波長範囲では、そのような付加的放射の検出は比較的容易となることが予想される。それ故、8~17 μm の範囲の放射を感じ得る筒型の放射計を上方に向け、夜間、都心において天頂方向からの放射を測定した。その結果、その放射は視程の減少とともに顕著に増加することがみとめられた。

つぎにその測定結果をもとにして、計算により通常観測される下向き放射 flux におよぼす汚染物質の影響と視程との関係を求めた。図 (Fig. 7) に示されているように、視程の減少とともに下向き放射は徐々に増加し、例えば視程が 2 km の場合、同一水蒸気量に対して、その増加率は約 6.0 パーセントとなる。

また比較のために田園地域でも同様の観測を行った。その結果から、同一水蒸気量に対する $R/\lambda T_a^4$ (R は地上における下向き放射 flux, T_a は地表温度) の値は、両域において殆ど差がないであろうということが予想される。この事は、都市において付加的放射がないということにはならない。田園地域においては気温の逆転が $R/\lambda T_a^4$ の値を大きくしているからである。

南極大気中で起るエイトケン粒子濃度の急増現象について

伊藤朋之・岩井邦中

(気象研究所・信州大学教育学部)

1977年2月から1979年1月までの2年間、南極昭和基地 (69°00'S, 39°35'E) において、ポラックカウンターによるエイトケン粒子濃度と平均粒径の連続測定を行なった。ここでは、これらの観測期間中に見られた、エイトケン粒子濃度の急増現象について報告する。現象の特性をより詳細に理解するため、ミー粒子(直径0.3ミクロン以上)の濃度測定、エイトケン粒子の粒径分布や揮

発特性の測定，電子顕微鏡による粒子の観察などの結果も一部に参照した。

昭和基地で観測されるエイトケン粒子濃度の増大現象は，基地活動による汚染を受けていると見なせる場合を除いて，2通りの型に大別できることがわかった。第1の型（タイプ1）は，増大する粒子が極めて小さく（主として直径0.01マイクロン以下），揮発性に富んでおり，主に夏期に出現するといった特徴を持つ。第2の型（タイプ2）は，常に暴風に伴って出現するもので，不揮発性粒子の濃度が，広い粒径範囲にわたって増加し，夏には比較的現れ方が少ないといった特徴を持つ。

電子顕微鏡による粒子の観察結果と合わせて考えると，タイプ1の現象から，夏の南極上空には，光化学反

応でできた硫酸を組成とするエイトケン粒子が雲の様に浮かんでいる図が連想される。この粒子を地上にもたらず役をするのは，時折やってくる寒冷前面に沿った下降流であるかもしれない。タイプ2の現象は，低気圧系が南極大陸内部へ海洋性エアロゾルを輸送するのに重要な役目を果していることを示している。

今回の結果は，南極エアロゾルには大きく分けて2つの成分があって，その相対的な重要度が季節によって変るということを示すものであろう。つまり，冬期には低気圧系によって運ばれてくる海洋性エアロゾルが主体を占め，夏期には，気相反応によって生じるエアロゾルが主体を占めるのであろう。