

- 瓜生道也：傾圧不安定に伴うラグランジュ平均運動  
 井上 督：平行な二つの山脈を越えて流れる成層流中の風下波の共鳴  
 吉田 淳・廣田 勇：日本上空の対流圏および下部成層圏における風の1日周期振動  
 丸山健人：1968～1972年間のインド洋上空における赤道波の強度  
 武田喬男・磯野謙治・石坂 隆・岩坂泰信・和田 誠・藤吉康志：AMTEX 期間中の南西諸島海  
 域における降水の観測  
 岩谷祥美：強風時における風速変動の横方向の空間スペクトル  
 青木忠生：人工衛星によって観測される大気の大気放射に含まれる情報量について
- ノート
- C.E. プエンディヤ・A.T. モラレス・R.S. グズマン・O.W. リッター：全球熱力学モデルにおけ  
 る可変温度減率の導入について  
 三田昭吉：溶液滴のまわりの平衡水蒸気圧を表わす式についての再検討  
 小川俊雄・藤田 晃：大規模大気汚染のモニターとしての大気電場の測定  
 Y.K. ササキ・P.S. レイ・J.S. ゴアス・P. リンツ：水平成分の変分法的調節における不調和差分  
 誤差について  
 光田 寧・文字信貴・塚本 修：AMTEX における多良間島観測塔の風速計の検定について

傾圧不安定に伴うラグランジュ平均運動

瓜生道也（九州大学理学部物理学教室）

Eady 型の傾圧不安定論の解を用いて、時間的に増幅する傾圧波動に伴うラグランジュ平均運動を調べた。

ロスビー数の最低次の運動として、傾圧不安定波の発達と共に空気粒子は水平混合するが、2次のオーダーで南北境界壁付近に上昇・下降運動が起こり、中緯度付近では上層で南向き、下層で北向きの運動が起こる（ただし上面・下面付近には、ゆるやかな逆向きの流れがある。）これは、通常のオイラー平均の子午面内循環とは大きく異なっているが、Kida (1977) の数値実験における対流圏空気粒子の動き、および Richl・Fultz (1957) の回転水槽実験の解析結果と定性的に一致している。

ラグランジュ平均の子午面運動が Boussinesq 近似の下でも発散（収束）を示す (Andrews・McIntyre, 1978) という結果は、主として水平混合の効果に起因し一部 transverse-gradient 輸送の項も寄与している。それゆえ、ストークス速度からこれらの項を差し引くと、ラグランジュ平均子午面運動は非発散となり、その循環は散逸しつつある波によるもの (Matsuno・Nakamura, 1978) と等価である。

最後に、以上の結果に基づいて、いわゆる渦拡散係数

を見積ると、典型的な低気圧の条件下で、

$$K_H = 9.6 \cdot 10^9 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

$$K_v = 8.1 \cdot 10^9 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

が得られる。

なお、傾圧不安定波による南北の熱輸送は、down-gradient 輸送（粒子の混合）の項と transverse-gradient 輸送の項とから成り立っていて、後者は前者の20%位の大きさである。

平行な二つの山脈を越えて流れる成層流中の風下波の共鳴

井上 督（東京大学宇宙航空研究所）

非粘性・非圧縮性の成層流体中におかれた平行な二つの山脈を越える流れに生ずる風下波の共鳴現象を、流れが2次元・定常であると仮定して、調べた。Long (1953) により導出された式を、近似的な境界条件の下に解析的に解き、正しい境界条件の下に差分法と解析的手法を併用して得た解と比較した。その結果、(i) 山脈間の距離  $L$  が風下波の波長  $\lambda_1$  と等しい距離だけ離れるごとに同じ振幅（速度）をもった流れが第2の山脈下流に現われること、(ii)  $L = L_0 + n\lambda_1$  ( $n=0, 1, 2, \dots$ ) の時に風下波の振幅が最大になること、が判明した。ただし、 $L_0$  はフルード数によって変化する定数である。

## 日本上空の対流圏および下部成層圏における風の日周期振動

吉田 淳\*・廣田 勇

(京都大学理学部地球物理学教室)

1956年と1958年の気球観測データを用いて、日本上空1,000 mb~100 mb の間の9高度における風の1日周期振動(大気潮汐)を求めた。対流圏および下部成層圏では、この1日周期の大気潮汐振動は地形に強く影響されることがこの解析でも確かめられた。日本のような中緯度の地点でははっきりとした振動の季節変化は検出できないが、地点による不規則さは冬の方がより上層まで現われている。これは、冬の大気の性質(jet 気流など)によるものと考えられる。

さらに、中緯度の異なった地形環境にある気球観測地点での解析結果を他の論文から引用し、今回の解析と比較した結果では、海岸・大陸内部・大洋上空での1日周期振動に興味深い違いが発見された。Laplaceの潮汐方程式の解から予想される propagating modes と呼ばれ励起源から上下に遠くまで振動が伝わるような波は、観測では海岸上空で強く、trapped modes と呼ばれ励起源からあまり遠くまで振動が伝わらないような波は、大陸内部上空で比較的強いことがわかった。

対流圏・下部成層圏における、観測事実と Lindzen (1966, 1967) の理論的モデルとの食い違いは、地形の影響(主に海陸分布・地表温度の日変化・大山脈など)や平均場などを考慮することによって部分的に補正することができるであろう。

## 1968~1972年間のインド洋上空における赤道波の強度

丸山健人(気象研究所予報研究部)

インド洋領域の赤道に近い3地点のデータを用いて、赤道波の強度と東西伝播を1968年11月から1972年10月までの4年間について、スペクトル解析により調べた。3ヶ月ごとにスペクトル値を計算し、二つの型の波動擾乱が4年間の大部分を通じて、その振幅の強度は変動することが、検出された: すなわち、(1)風の東西成分と気温の東に伝播する波動擾乱で周期は10~20日、西風運動量を上に運ぶものと、(2)風の南北成分の西に伝播する波動擾乱で周期が4~5日のものである。これらは、それぞれケルビン波と混合ロスビー重力波と見られる。4年平均スペクトルを計算し、これらの二つの型の赤道波の基本状態の気候学的記述を試みた。3ヶ月ごとのスペクトル値の時系列の単純フーリエ変換による、波動強

度の2年周期および年周期成分を計算した。2年周期成分の準2年周期振動との位相関係は従来の研究結果とほぼ一致する。圏界面付近のケルビン波の強度は4~7月に最大値をもつ顕著な年周期を示し、70~100 mb 層の西風加速と上部対流圏の東風加速とはほぼ同位相である。30 mb より上の風の東西成分の擾乱がケルビンで波あるかどうかは結論できないが、他の型の赤道波は検出されていない。

## AMTEX 期間中の南西諸島海域における降水の観測

武田喬男, 磯野謙治, 石坂 隆, 岩坂泰信,  
和田 誠\*\*, 藤吉康志

(名古屋大学水圏科学研究所)

1974年, 1975年のAMTEX 期間中, 南西諸島海域, 特に南沖繩領域において降水のレーダ観測および氷晶核の測定を行ない, それらに基づいて温い海面上で変質する寒気団内の降水機構, 降水雲の構造を調べた。東支那海低気圧, 前線といった大気じょう乱に伴い起こった降雨を除くと, 寒気吹き出し時下層の積雲のみでは地上に降雨は殆どもたらされなかった(せいぜい6時間に0.5 mm)。この領域で寒気吹き出し時6時間に0.5 mm 以上の降雨があった場合, 降水系は下層の積雲と中層雲の2層の雲から構成されていたことが見出された。中層雲内の降雪粒子は, 西風により華南から運ばれてきた水蒸気および氷晶核により形成されたと推測される。

## 強風時における風速変動の横方向の空間スペクトル

岩谷祥美(日本大学生産工学部)

大気の接地境界層における風速変動の横方向の空間スペクトルを, 強風時における実測データをもとにした簡単なモデルから, 数値計算によって求めた。得られた対数空間スペクトルは, 地上40mの高度で, 波数で0.025  $m^{-1}$ , 波長に換算すれば, 250mの近傍にピークをもつ。この波数は, 風向方向の空間スペクトルのピークの波数の約3.2倍である。

上記のモデルを用いて, 横方向の空間相関, 空間スペクトルに与える風速の評価時間, 観測時間の影響の大きさについて調べた。観測時間のそれらに与える影響は小さいが, 評価時間の影響は大きく, それが1秒以上になると空間スペクトルのピークの波数にさえ, 影響が出てくることが判明した。また, この評価時間の影響と, 風向方向の空間スペクトルに与える評価時間の影響を比較すると, 後者に比べ前者は, 高波数領域では, 影響が比較的小さいのに対して, 低波数領域では, より低い波数

\* 現在, 米国オクラホマ大学気象学教室

\*\* 現在, 国立極地研究所

領域にまで影響を与えることが判明した。

得られた横方向の空間スペクトルを簡単な代数式によって関係近似を行なった。そして、それを Davenport (1964) の理論に適用して、横方向の空間距離で平均化された風速変動に関するガストファクタを得た。

風速の鉛直成分の横方向に離れた2点間の正規化されたコスベクトルを求めた。これを用いて、風速の鉛直成分の変動に関して、風速変動の場合と同様の方法で、横方向の空間スペクトルを得て、ごく大雑把にはあるが対数スペクトルのピークの波数を見積もった。

#### 人工衛星によって観測される大気窓領域の放射に含まれる情報量について

青木忠生 (気象衛星センター)

人工衛星による大気窓領域の放射測定から海面温度を推定するのに、海面温度、大気平均温度および湿度の統計的特性を取り入れる方法を開発した。観測された大気窓の放射の中に含まれる、海面温度、大気温度および湿度に関する情報量が大気中の水蒸気によって大きく変化することを示した。それによると、低緯度や夏の中緯度では、大気窓領域に含まれる海面温度に関する情報は非常に少なく、むしろ観測される放射は下層大気の温度および湿度の様子をよく伝えている。

#### 大規模大気汚染のモニターとしての大気電場の測定

小川俊雄 (京都大学理学部地球物理学教室)

藤田 晃 (甲南大学理学部地学研究室)

1975年10月～1976年10月の期間、三陸において、回転集電器を用いて大気電場を観測した。この期間のうち非常に乱日150日分のデータを用いて、年平均した電場の日変化を求めた。この日変化はUT変化をするが、地方時による効果を少し含んでいる。この地方時変化の

位相は、通常の地方時変化から約2時間遅れている。三陸におけるこの地方時変化の原因となる凝結核の主な源は、三陸の南西から北西50～90kmの内陸にある、一連の大都市にあるものと推定される。

#### 水平風成分の変分法的調節における不調和差分誤差について

Y.K. ササキ, P.S. レイ, J.S. ゴアス, P. ソリツ (オクラホマ大学, アメリカ合衆国)

偏微分方程式を差分形で書き表わすとき、もし差分形の不調和があると数値解に誤差が生じる。その例として、地表面気圧変化傾向をなくすように、水平風成分を変分的に調節する場合を示す。調和したものと不調和なものとの二つの相異なる差分形を用いて、三つのオイラー・ラグランジュ方程式を連立して解く。そして、調和、不調和の2通りの場合について、調節した水平風成分を用いた物理的導出量(すなわち、発散 $\tau\omega$ -速度)を調べた。

#### AMTEX における多良間島観測塔の風速計の検定について

光田 寧, 文字信貴, 塚本 修

(京都大学防災研究所)

気象集誌56巻1号に A.J. Dyer および J.R. Garratt によって投稿された論文において、多良間島50m観測塔で1974年の AMTEX 期間中に著者等が使用した超音波風速計の風速の値が異常であり、38%も過大評価しているのではないかと指摘があった。この点について調査したが、検定には何ら問題はなく、彼等が基準と考えた気象庁型風杯式風速計の低風速域での指示値に問題がある事が明らかとなった。