

—発表会要旨①—

平成16年度 第2回支部研究発表会要旨

日 時：平成16年12月15日（水）13時30分～15時50分
 場 所：札幌管区気象台大会議室

| | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|----|
| 1 積雪計による降雪量の測定方法について 岩見沢測候所 | 上田 崇裕 | 11 |
| 2 オプティカルフローを用いた気象データの解析 気象衛星センター | 下地 和希 | 12 |
| 3 北海道に強風をもたらした2004年台風第18号の解析 北大院・理 | 遊馬 芳雄 | 14 |
| 4 スマトラ島の降水システムの日周期変動と組織化 北大院・地球環境 北大・低温研 北大・低温研 | 本多 哲也 藤吉 康志 川島 正行 | 16 |
| 5 雲物理実験装置を利用した水の同位体分別過程の検証実験 北大院・地球環境 北大・低温研 地球環境フロンティア研 北大・低温研/ 地球環境フロンティア研 | 中嶋 聰 中塚 武 久芳奈遠美 藤吉 康志 | 18 |
| 6 大気大循環モデルで表現される赤道域降水活動の解像度依存性 北大院・理 東大院・理 北大院・理 地球バーレーセンター 地球バーレーセンター 北大院・地球環境 九大院・理 北大院・理 | 山田由貴子 三瓶 岳昭 高橋 芳幸 吉岡真由美 大淵 浩 石渡 正樹 中島 健介 林 祥介 | 20 |

1. 積雪計による降雪量の測定方法について

上田崇裕（岩見沢測候所）

1. 調査目的

平成14年12月26日から31日にかけて、岩見沢で毎日20cm前後の大雪となった。しかし、大雪が続いて降った場合は沈み込みのため、積雪差としては現れない。当時は、交通障害など、生活に影響を及ぼしていた。これを、より実態に近づくような測定方法の開発を試みた。

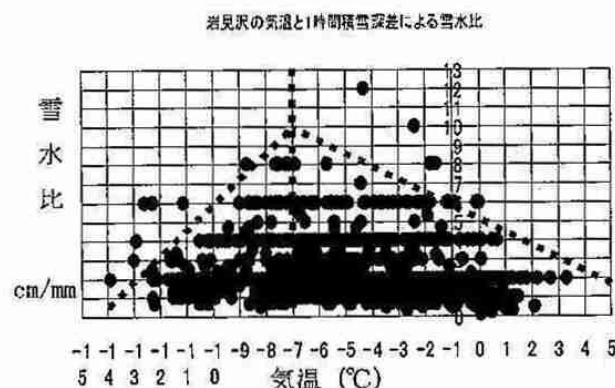
2. 調査方法

気象庁CD-ROMから1998年10月～2003年4月までの寒候期および2004年12月28日～29日の地上データ。雪水比は「積雪差（降雪量）[cm]÷降水量[mm]」と定義した。

3. 主な結果

3-1 気温と雪水比との関係

第1図は岩見沢の気温と1時間積雪深差の雪水比である。



第1図 岩見沢の気温と1時間積雪深差の雪水比

-7°Cを境にして山があり、それより気温が高くても低くても次第に雪水比は減少する。これは、中谷ダイヤグラム(1954)によると-15°C付近は、枝があり降水量の割には体積が大きくなる樹枝状の結晶ができる気温である。冬型の雪雲は850hPaで活発に

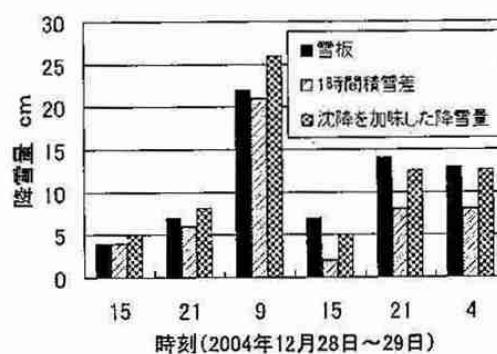
なっている。札幌の冬の850hPaの高度はおよそ1400mで、-15°Cから100mあたり0.6°C気温を上げると-7°Cになることから納得できる。-7°Cを境にして、それより気温の高い部分と低い部分で各々気温と雪水比との相関係数を求めたが、値は小さかった。

3-2 繼続雪水比を使用して求める方法

1時間積雪深差が無いときに、前の時間の雪水比を使用する。これをここでは継続雪水比と定義する。沈み込みのため積雪が増加しなくても増えた降水量を降雪量とすることが出来る。気温が高く雨になる時に雪水比を継続しないように、雪になる気温と湿度の関係を雨雪判別図(Matsuo et al. (1981))を使って行う。継続雪水比を用いることで、1時間積雪深差より雪板の値に近くなった。

3-3 沈み込みを加味して求める方法

積雪は、自分の重さで沈み込む。これを考慮して降雪量を求めた。



第2図 沈降を加味した降雪量

4. まとめ

いくつかの方法を試してみた。それぞれ有効だが、完璧とまではいかない。今後は、より汎用化できるようにさらに調査を進めたい。

2. オプティカルフローを用いた気象データの解析

下地 和希 (気象衛星センター システム管理課)

概要

気象レーダー、気象衛星等のような高分解能の測器で測定され、画像化された気象データからより多くの情報を引き出すことは有益なことである。本研究では画像上における特徴的な領域(エコーや雲など)の見かけの速度(オプティカルフロー)を計算する手法を提案した。

1. オプティカルフローの説明

時刻 t における画像上の点 (x, y) の輝度値(輝度に限らず降水量、雲頂高度等のような数値として与えられるものならば何でも良い)を $f(x, y, t)$ とし、微小時間 δt 後に対象が $(x + \delta x, y + \delta y)$ に移動したとする。このとき点の値が移動後も不変であるとすれば、

$$f(x + \delta x, y + \delta y, t + \delta t) - f(x, y, t) = 0$$

が成立する。左辺第一項を一次まで展開し(二時以降の項は微小であるとして無視)、両辺を δt で割れば上式は

$$v_x \frac{\partial f}{\partial x} + v_y \frac{\partial f}{\partial y} + \frac{\partial f}{\partial t} = 0$$

と変形することができて、点の移動速度 v_x, v_y が満足すべき式が求められる。ただし、

$$v_x \equiv \frac{\delta x}{\delta t}, v_y \equiv \frac{\delta y}{\delta t}$$

である。

2. 具体的な計算

上で求まった式では未知数 2 つに対して式は 1 つであるからそのままでは意味をなさない。

そこで原画像 f に何種類かの演算を行い、複数のデータを作成する。ここでは画像処理においてよく用いられるエッジ抽出(ラプラシアン、勾配)と縦横それぞれに平滑移動平均を施して得られたデータを用いて計算する。すなわち原画像 f を演算して得られた新しい関数を $\{f_1, f_2, \dots, f_n\}$ として、

$$\sum_n \left(v_x \frac{\partial f_n}{\partial x} + v_y \frac{\partial f_n}{\partial y} + \frac{\partial f_n}{\partial t} \right)^2$$

が最小値を取るように v_x, v_y を決定すればよい。こうすればすべての $\{f_1, f_2, \dots, f_n\}$ に関してオプティカルフローの式をできるだけ満足させるように、 v_x, v_y を決定できる。

上の式から明らかのように元の画像から何らかの特徴を抽出する演算(フィルタ)を多く持つていればいるほど拘束条件として厳しくなる傾向があるため、最小値を計算する場合において収束しない危険性が減少する。

3. 考察

実際計算してみると輝度の移動に対してフローベクトルは妥当な方向を向いている。しかし、その大きさ（速さ）に関しては実際より明らかに巨大な数値が出る場合がある。

これは元画像から作成した $\{f_1, f_2, \dots, f_n\}$ の要素数が少ない、もしくはデータとしての独立性が低いことに起因すると考えられる。もちろん、時間変化や空間変化に乏しい領域では良い結果を与えない。

4. まとめ及び今後の課題

いくつかの衛星画像データ及び気象レーダーのデータに関してそのフローベクトルを計算することができた。しかし、速度の大きさに関しては不完全であり、独立性の高いそれぞれ異なるフィルタを考慮する必要がある。また、現在気象庁で採用されている気象レーダーの空間分解能は年々高くなっているが、時間分解能がそれほど高くは無い。ここで紹介した手法は空間的な分解能に対応した時間分解能を持つデータが無ければ微分がうまく算出できないため良い結果を与えない。（現在のところこのようなデータを扱う際は平滑移動平均のような演算を用いて敢えて空間分解能を時間分解能に体感的にマッチするように落として計算している。そのため大雑把な移動を捉えることになってしまふ）

今後の課題として、着目している気象系の熱流体力学的特性を表現する無次元数からその気象系を観測するのに最も適した空間分解能と時間分解能の比を決定し、それに対応してどれくらい現画像の空間解像度を落とす（もしくは観測自体の時間間隔をどれくらい短くする）かを調節する方法を考え出す必要がある。これは気象観測を常に行っている気象庁にとってかなり重要なことだと思われる。

3. 北海道に強風をもたらした2004年台風18号の解析

遊馬 芳雄（北大院・理）

1. はじめに

2004年台風18号は、9月8日北海道に死傷者130名(死者8名、行方不明1名を含む)、農業や土木被害を中心に512億円にも達する強風災害をもたらした。この台風は8月28日マーシャル諸島周辺で発生し、発達しながら北西進し、9月5日に925hPaまで発達して沖縄本島を通過、7日には長崎に上陸し九州北部を横断して山陰沖に達した。その後、日本海上で構造を変えながら急速な速度で北東進し、8日3時には津軽海峡西方、9時には北海道留萌沖に達し、15時には温帯低気圧としてオホーツク海へと抜けた(図1)。北海道では8日早朝から午後にかけて強風が観測され、道内各地の気象官署やアメダス観測点での観測開始以来の極値を更新した。ここでは、この台風18号の北海道周辺での解析と強風発生状況について報告する。

2. 解析データ

解析には気象庁地上天気図、台風進路図、GOES-9気象衛星画像(可視・赤外・水蒸気画像)、北海道内気象官署1分値観測データ、気象庁ウインドプロファイラー(留萌・室蘭・帶広・宮古・酒田・高田)の10分値・1分値・スペクトルデーター、気象高層気象観測データ(札幌・稚内・根室・秋田・三沢・仙台)、気象庁領域客観解析データ(JMA RANAL)である。

3. 解析結果

気象衛星画像、気象庁天気図、客観解析データから北海道に接近する台風18号の温帯低気圧化の様子を調べた。衛星画像によると7日12時に台風18号は下関上空に位置し西方から乾燥空気が台風に追いつくように接近してきた。この乾燥空気は上層短波トラフに対応しジェットを伴っていた。台風は日本海上で進行速度を速め、この乾燥空気は7日深夜台風に追いつき上層雲を蒸発させて消し、境界領域では対流雲も見られた。北海道に強風をもたらした8日朝には赤外画像からは上層雲が消え、可視画像からは下層雲が残っている様子も伺えた(図2、3、4)。客観解析データからは上層ジェットと乾燥空気の中心は8日9時には北海道東部の中・下層にまで進入していた。

図5に道内の気象官署で観測された1分値データから最大瞬間風速と最小瞬間風速を示した。強風域が日本海側を南から北へと進んでゆく様子が見られ、最大瞬間風速が大きくても最小瞬間風速は小さく風の分散が大きい特徴が北海道の日本海側(西部)では見られるが、北海道東部では風が全体的に強くなっている。図6

に気温、露点温度、海面気圧、感雨計による降水の有無を示した。強風時には気温が全体的に上昇し、露点温度は減少しているので乾燥空気の進入が示唆されるが、感雨計では降水の存在が観測されている(ただし、降水量はゼロ)。全体的には上昇傾向にある気温変化傾向ではあるが詳細に見ると強風に対応して気温が低下している。留萌の気象庁ウインドプロファイラーでは乾燥空気の進入に伴い上層のエコーが徐々に消え、消えたエコーが下層に達するあたりから強風が始まっていた。スペクトルデーターからは、強風時風の分散が高度2-3km以下で地上に達する程急激に増加している様子も伺えた。

4. まとめ

2004年9月8日に北海道に強風をもたらした台風18号の解析を行った。台風18号は日本海上で西方から進入してきたジェットを伴う上層短波トラフの乾燥空気によって雲の構造を大きく変化させた。強風による大きな被害を出した北海道日本海側(西部)は乾燥空気進入の境界領域にあたっていた。地上観測によると強風時は空気が乾燥し気温は、全体的には上昇傾向にあったが詳細に見ると積雲スケールで強風に対応して低下していた。衛星画像より上層雲は消えていたが下層雲は残り、地上では大粒の雨滴がわずかであるが観測されている。風は間欠的で、1分間最大瞬間風速が大きい時でも最小瞬間風速は小さかった。また、ウインドプロファイラーから上層大気は大気が安定していてエコーが消え、エコーのない領域が徐々に高度を下げていた。スペクトルデーターからは高度2-3km以下で風の分散が高度が低くなる程大きくなっていた。以上を考えあわせると、上層に進入してきたジェットを伴う乾燥空気により台風に伴う雲の雲粒や降水粒子が蒸発し、下降流ができ地上で発散して上層の強風に加わって強風が形成されたものと考えられる。地上風の分散が大きかったことは、北海道の日本海側で特に農業や土木の大きな被害がでたこととも関連があると考えられる。

謝辞 地上天気図、台風進路図は気象庁ホームページから、GOES-9気象衛星画像は高知大学ホームページから入手した。また、北海道内気象官署1分値データ、ウインドプロファイラー10分値データは札幌管区気象台、ウインドプロファイラー1分値、スペクトルデーターは気象庁観測課から入手した。この場を借りて関係の方々に感謝の意を表します。

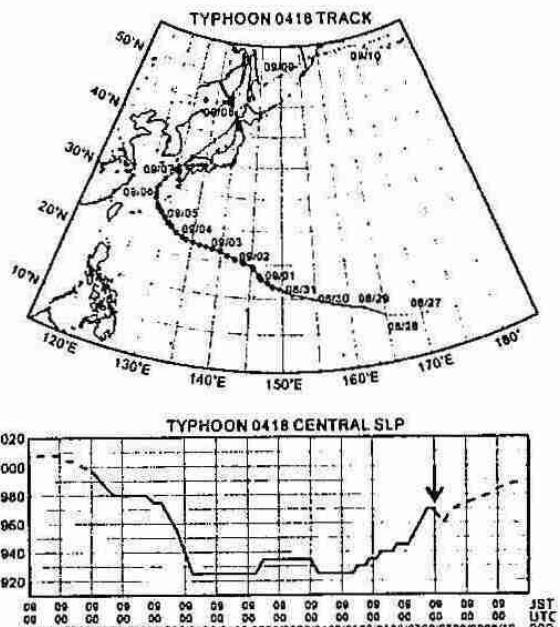


図1 2004年台風18号の経路図と中心海面気圧。矢印は、北海道に強風をもたらした2004年9月8日午前9時の位置と気圧を示す。

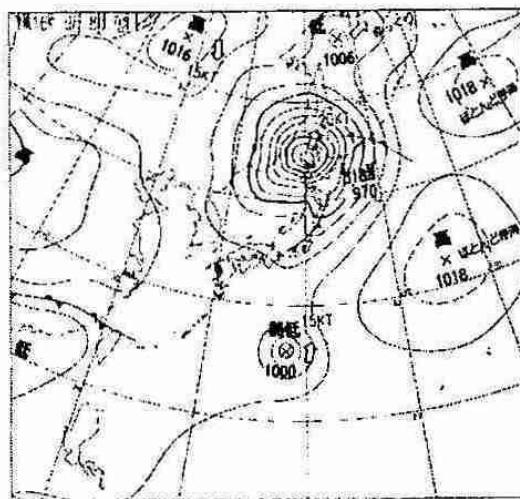


図2 2004年9月8日午前9時の気象地上天気図。

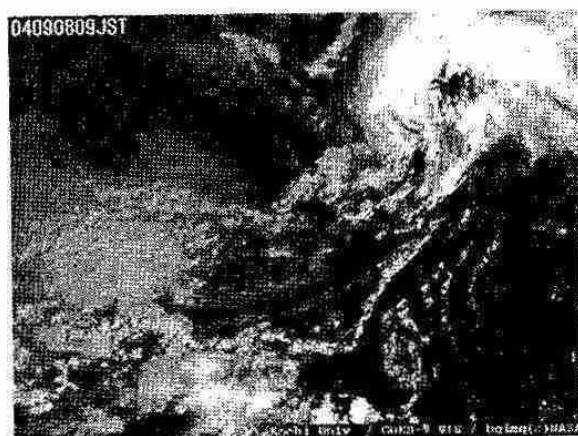


図3 2004年9月8日09JSTのGOES-9可視画像。

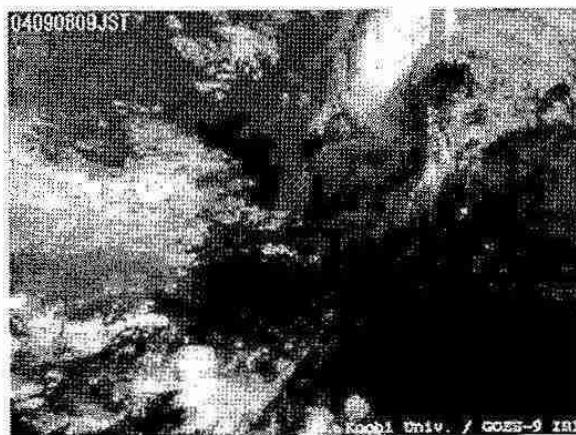


図4 2004年9月8日09JSTのGOES-9赤外画像。

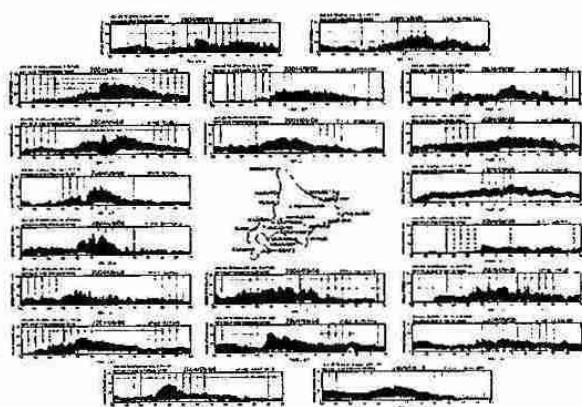


図5 北海道内気象官署で観測された1分値最大瞬間風速・最小瞬間風速。

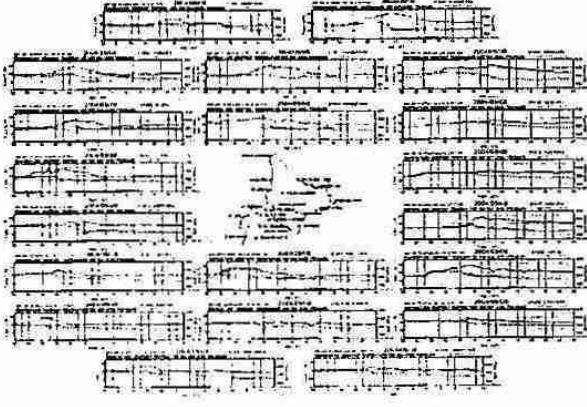


図6 北海道内気象官署で観測された1分値気温(実線)・露点温度(破線)・海面気圧(点線)・感雨計による降水の有無(時間軸上の横棒)。

4. スマトラ島の降水システムの日周期変動と組織化

本多哲也(北大院・地球環境)、藤吉康志、川島正行(北大・低温研)

1 はじめに

太陽光による加熱が地球上で最大となる熱帯域の対流活動は、大気の大循環を引き起こす熱源の役割りを果たす。大小の島々からなるインドネシア地域は豊富な水蒸気の供給がある一方で、陸上の熱しやすい性質を合わせ持つことから海洋大陸とも称され熱帯域の中でも特に対流活動が活発な地域となっている。この活発な対流活動により励起された重力波などの大気波動は中上層大気中の準2年周期振動や半年周期振動など大気循環をコントロールする働きを持つと言われおり、中上層大気の変動を理解する上でも重要な地域となっている。このような背景から近年になって赤道域の大気現象を対流活動により励起される波動を介在した上下方向の結びつきという観点から理解する目的で特定領域研究「赤道大気上下結合(CPEA)」が立ち上げられた。熱帯域はその大半が海に覆われており、また発展途上国が多いことから地上観測は現在でも十分に整備されていないため、従来の研究ではTRMMなどの衛星データを用いた解析が主流となっている。しかし、メソスケールの現象を捉えるには衛星観測では空間的にも時間的にも解像度が粗く、降水システムを本質的に理解するには限界がある。

現場観測からメソスケールの現象を理解する目的でCPEAによる第一次集中観測が2004年4/10～5/10にインドネシアの西端に位置するスマトラ島で行われ、可搬型のXバンドドップラーレーダーにより高解像度のデータが得られた。本研究ではこのデータを用いてスマトラ島の降水活動について理解を深めることを目的とする。近年のスマトラ島の降水活動の研究では降水システムが日周期で移動するという現象が注目されている。Mori et al.(2004)はTRMM(熱帯降雨観測衛星)の3年間の地表面の降水強度のデータを用いて日周期変動の統計的な傾向を描き出し、スマトラ島の西部山岳域で17:00をピークに対流性の降水が現れ、夜間から翌朝にかけて周辺海上に層状性の降水域が広がることを示した。このような日周期性の降水域の移動は熱帯域では一般的に見られるが、スマトラ島では東西二方向に移動が起こるという点で特徴的となっている。Sakurai et al.(2004)ではこの二方向に移動するという特徴に注目し、GMS(静止気象衛星)の赤外放射温度のデータを用いて雲システムの移動について解析を行った。その結果、移動方向には季節変化が見られ、西方向への移動は一年を通して見られるのに対して、東方向への移動は夏半球側でのみ起こることが分かった。しかし、これらの研究はいずれも衛星を使ったものであり、降水システムの実態やメカニズムについては不明瞭な点が多い。本研究ではスマトラ島の降水システムについて、移動を含めた日周期性の変動をXバンドドップラーレーダーのデータを用いて解析した。

2 使用したデータ

本研究ではXバンドドップラーレーダー(南緯0.36°、東経100.41°E、海拔1121m)のレーダー反射強度を用いた。範囲は水平方向80km、鉛直方向20km、空間解像度は水平、鉛直ともに0.5km、時間解像度は4分である。また、風向・風速を知るため、EAR(Equatorial Atmospheric Radar)のデータを用いた。EARは大型のウィンドプロファイラーで、ドップラーレーダーから北西へ約20kmの位置に設置している。空間解像度は150m、時間解像度は10分で鉛直方向2～12kmの範囲のデータを用いた。EARサイトでは00:00(UTC)から6時間毎にラジオゾンデが打ち上げられており、風向・風速(1～2km)、気温、相対湿度のデータを用いた。

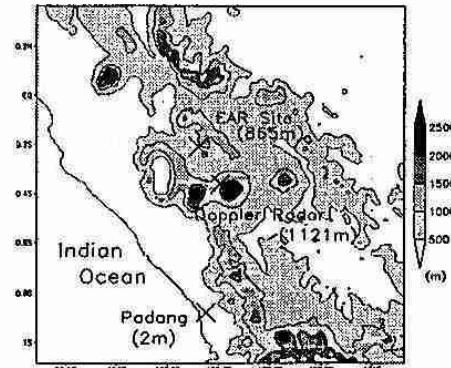


図1: ドップラーレーダー周辺地図。図中の数字はその地点の海拔高度を表す。

3 結果

観測期間中の降水システムの日周期変動を調べるために、10dBZ、40dBZ以上のレーダー反射強度がカウントされた面積の全体の面積に対する比を求め、それぞれ層状性、対流性の降水の指標とし、観測期間全体で時間変化を調べた。対流性の降水には明瞭な日変化が見られ、16:00頃にピーク

が現れた。層状性の降水は夜間～翌日の朝にかけて現れ、対流性の降水に比べて各日毎に持続時間や降水面積の違いが大きかった。対流性の降水は観測期間前半の 4/10～4/21 に

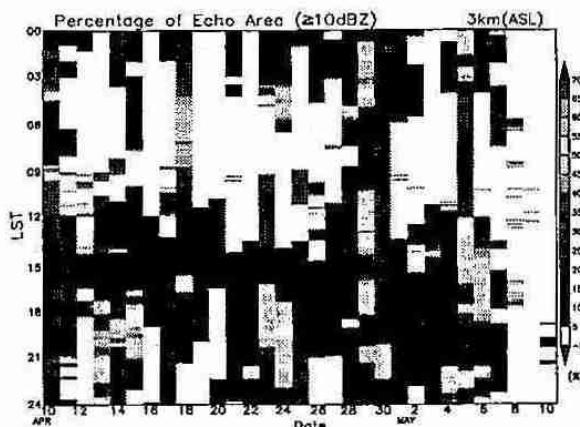


図 2: 10dBZ 以上のレーダー反射強度が解析領域内に占める割合 (3km 高度)。

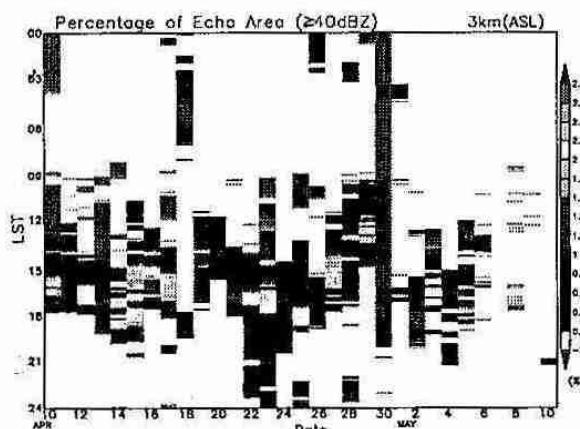


図 3: 図 2 と同様。レーダー反射強度は 40dBZ 以上。

顕著に現れたが、季節内振動 (Madden Julian Oscillation, MJO) の活発期となる 4/22～5/6 では、MJO を構成するスーパークラウドクラスター (SCC) が 3 度スマトラ島を通過し、このときは通常の日周期性の変動が崩れ、層状性の降水が広い範囲に長時間持続した。風との対応を見ると高度 2km 付近で下層が西風、上層が東風という特徴が共通して見られた。また、SCC 通過時前後では不活発期に比べ CAPE(対流有効位置エネルギー) の値が小さく、エコートッ

プの高度も低くなり、対流性の降水は抑えられる傾向にあった。また、MJO 活発期の終息後の 5/7～5/10 には高度 5km 以下に 15m/s を超えるような強い西風が現れ、CIN(対流抑制) が 300(J/kg) を超えるような安定な状態となりレーダーエコーがほとんど見られなかった。対流圏下層で西風が卓越するときに降水が抑えられるという現象は Murata et al.(2002) でも報告されており、この地域ではある程度一般性のある現象であると考えられる。日周期性の降水の移動について調べると、西方向への移動が多く、東方向への移動はほとんど見られなかった。西方向への移動が見られた日について、3km 高度と 9km 高度で移動速度を比較すると 9km 高度の方が移動速度が大きく、EAR の風向・風速とも良く対応していた。SCC 通過時には東方向への移動が見られたが、降水域が不連続的に東側に発生することで移動するという特徴が見られた。

References

- Mori,S., Hamada J.-I., Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings, Mon. Wea. Rev., 132, 2021-2039, 2004.
- Murata, F., and Coauthors, 2002: Relationship between wind and precipitation observed with a UHF radar, GPS rawinsondes, and surface meteorological instruments at Kototabang, west Sumatera during September-October 1998. J. Meteor. Soc. Japan, 80, 347-360.
- Sakurai,N, F. Murata, M. D. Yamanaka, S. Mori, J. Hamada, H. Hashiguchi, Y.I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, Diurnal cycle of cloud system migration over Sumatera Island, J. Meteor. Soc. Japan, submitted, 2004

5. 雲物理実験装置を利用した水の同位体分別過程の検証実験

中嶋 晃(北大院、地球環境科学研究所)、中塚 武(北大低温研)、
久芳奈遠美(地球環境フロンティア研究センター)、藤吉康志(北大低温研/地球環境フロンティア研究センター)

1. 研究の背景

水が海洋、大気、陸上の間をどのように循環するかは、気象学的、水文学的に重要であるばかりでなく、我々の人間生活にとっても死活問題である。水の循環を理解するために、水の安定同位体が利用されている。世界の多くの降水は $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ という直線(天水線)上にほぼ分布している。しかし、全ての水がこの線上に乗るわけではない。 $\delta^{18}\text{O}$ 軸の切片の値は、その空気塊に水蒸気が含まれたときの環境に大きく影響されるため、この関係からのずれが重要な情報となりうる。 $d = \delta D - 8\delta^{18}\text{O}$ として定義された d 値(d -excess)は、ある条件のもとでは、各水蒸気塊について保存すると考えられ、水蒸気塊のふるまいを追うためのトレーサーとして、水循環の研究に利用してきた。

しかし輸送過程で保存される同位体比も、雲形成時、また雨滴落下中の蒸発時には同位体分別によって値が変化する。これまで、世界各地で採取された雨や雪の同位体比は、極めて単純なモデル(レーイリー蒸留モデル)で説明してきた。また、同位体分別係数も、水平面と水蒸気の間で測定された実験値が使われてきた。しかし、雲粒は $10 \mu\text{m}$ 前後の大きさであるため、雲内の相対湿度は 100%以上である。従って、雲内での同位体分別係数は、従来の同位体分別係数とは異なる可能性がある。

そこで本研究では、閉じた系内に発生した雲の雲粒を直接サンプリングし、雲水中の安定同位体の鉛直分布を明らかにし、雲形成時における「見かけの同位体分別係数」を見積ることを目的とした。そのため、詳細な雲微物理モデルを用いて実験観測を再現し、これまで求められてきた平衡同位体分別係数を組み込むことで、同位体分別過程の検証を行った。

2. 実験の概要

実験は岩手県の釜石鉱山日峰坑中央立坑(長さ約430m)で行った。坑頂に設置したファンを稼動させることにより、立坑内に上昇気流(約1m/s)を発生させた。本研究では、2003年11月23日～29日(MMP03)、2004年11月21日～27日(MMP04)に行なわれた観測データを使用した。温度計は、onset社 HOBO H8 Proを使用した。精度は0.2°C、分解能は0.03°Cである。測定間隔は30秒とし、観測期間中連続計測した。なお、平均した時間帯の標準偏差は、0.015°C以下と極めて安定していた。

雲水サンプラーは、我々が自作した。サンプリングは立坑内に人のいない夜間のみ実施し、上昇によって成長してきた雲粒を自然な形で捕集できるように、強制吸引せず上昇流中にサンプラーをかざすだけにした。また、念のため、我々のサンプルと、中央大学が坑頂で細線式雲水サンプラーを用いて採取した雲水との同位体比を比較したが、誤差の範囲内であった。起源水蒸気となる坑底での水蒸気は、コールドトラップ法を用いて捕集した。サンプリングは、人為起源の影響(温度上昇や人の呼吸による水蒸気放出)がない深夜1時間を選び実施した。採取し

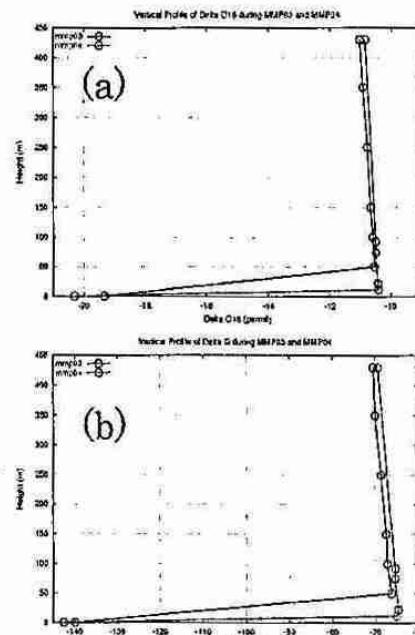


図 1 水蒸気と雲水中の $\delta^{18}\text{O}$ (上図 a)と δD (下図 b)の鉛直分布。

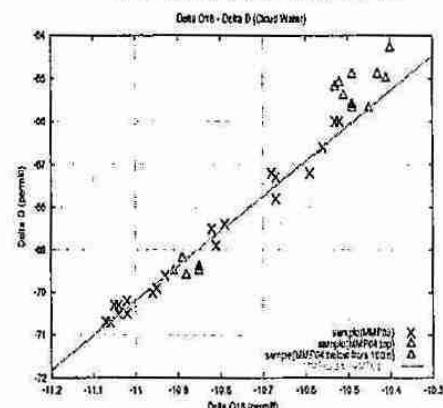


図 2 雲水の $\delta^{18}\text{O}$ - δD 分布。直線は、 $\delta D = 8.19\delta^{18}\text{O} + 19.9$
MMP03 の坑頂のサンプルデータから近似した直線は、 $\delta D = 8.19\delta^{18}\text{O} + 19.9$ とほぼ傾き 8 で近似でき、天水線の傾きとほぼ一致していた。

温度の鉛直プロファイルの時間変動は大変小さく、各期間とも標準偏差は 0.01°C 以下であった。下層(0mから 35m)のみの気温減率は、 $0.97^\circ\text{C}/100\text{m}$ とほぼ乾燥断熱減率で近似できた。一方、35m付近よりも上空では、 0.1°C 減少するのにおよそ 30m と急激に気温減率が減少し、湿潤断熱減率よりも気温減率の小さな層が存在することが確認された。これまでにも、Fujiyoshi et al.(2002)は、立坑実験で得られた温度の鉛直プロファイルから、雲底付近に存在するとされてきた過飽和層の検出に成功した。この層では、過飽和状態から一気に凝結が起こっており、その

た霧水および水蒸気のサンプルは、後日同位体質量分析を実施した。 ^{18}O は CO_2 を用いた平衡法で分析し、 D は H_2 を用いた熱分解法で分析した。

3. 測定結果

坑底で採取した水蒸気の $\delta^{18}\text{O}$ に対して雲水の $\delta^{18}\text{O}$ は、同位体の分別効果によって約 8%～9% ほど大きかった。水蒸気の δD に対して雲水の δD も、約 75% ほど大きかった。雲水中の $\delta^{18}\text{O}$ の鉛直プロファイルを見ると、高度が上がるにつれて、予想通り同位体比が減少していた(図 1a)。図 1b に示した雲水中の δD の鉛直プロファイルを見ると、 $\delta^{18}\text{O}$ ほど顕著ではないが高度が上がるにつれて同位体比が減少していた。図 2 に、雲水の $\delta^{18}\text{O}$ - δD 分布を示す。MMP03 の全データと

急激な潜熱放出によって気温減率が減少する。

4. 数値計算による検証

水蒸気の凝結やそれとともに同位体分別は、空気塊の上昇による気温の低下だけでなく、雲粒粒径などのさまざまな要因によって変化する。それにもかかわらず、これらのプロセスはレーリー蒸留モデルで計算されてきた。しかしながら、水蒸気と雲粒の間に生じる複雑な同位体分別過程を正確に見積もるためにには、個々の雲粒やその相互作用を計算できる詳細な雲微物理モデルが必要である。そこで本研究では、Kuba et al. (2003)で使用されている非断熱バーセルモデルを使用した。このモデルは雲粒粒径分布を求める上で、雲底での上昇速度とCCN粒径分布、CCN溶質の効果を考慮している。また、今回、新たに、雲水や水蒸気中の同位体比を計算する方程式を、このモデルに組み込んだ。

安定同位体分別係数は、気温に依存するため、まず立坑内の気温を正確に再現する必要がある。温度プロファイルを再現する上で、数値計算での最大過飽和度高度を、前節で求めた最大過飽和度の高度に合わせることに配慮した。モデルの初期値は観測で得られた値を用いるが、観測値が存在しないものに関しては、感度実験を行なった。感度実験のために値を変えた変数は、坑底湿度、坑頂気圧、坑底気温である。以上の作業によって、温度プロファイルを再現することができた(図3)

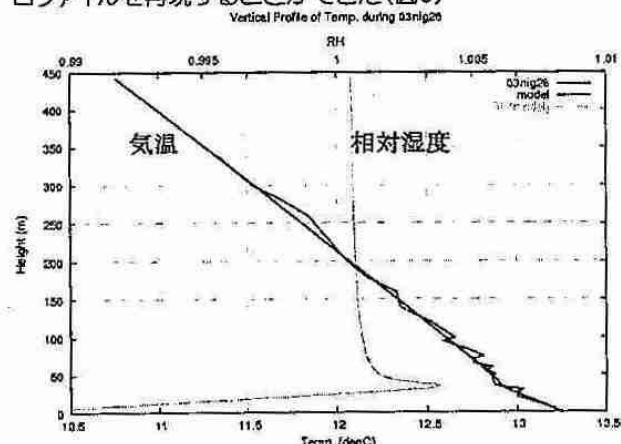


図 3 気温の実測値と、モデルで再現された気温と相対湿度の鉛直分布。

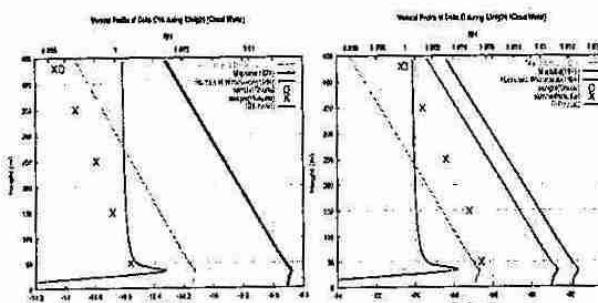


図 4 雲水の同位体比の鉛直分布(左: $\delta^{18}\text{O}$ 、右: δD)。観測値(x)と従来の同位体分別係数を用いて計算した値(実線)。再現された相対湿度の鉛直分布も示した。

再現された環境のもとで、初期値(起源水蒸気の同位体比)は変化させずに、同位体分別係数だけを変えて $\delta^{18}\text{O}$ を計算した。その結果、どの分別係数(Baertschi and Thurkauf, 1960; Majoube, 1971; Horita and Wesolowski, 1994)を用いても、計算結果は観測値よりも高い値を示した(図4)。また同位体比の高度減率は、理論値よりも観測値の方が小さい。理論値同士を比較すると、いずれの同位体分別係数を用いても、最大過飽和度に達した高度で、同位体比も最大となっていた。 δD の高度減率は、 $\delta^{18}\text{O}$ の計算結果とは逆に、理論値よりも観測値の方が小さい。また、 $\delta^{18}\text{O}$ の計算結果と同様に、最大過飽和度に達した高度と、最大同位体比に達した高度とが一致する。このような結果は、エアロゾルの効果を考慮しない、すなわち雲内の過飽和を計算しない単純モデルでは、再現できない特徴である。

以上のように、各種パラメータ(坑底温度、坑頂気圧、坑底気温、エアロゾル)を変えて同位体変動を計算したが、いずれの理論値も観測値との間に差が見られた。このことは、雲内での実際の同位体分別係数「有効同位体分別係数」は、実験室で求められた係数とは異なる可能性を示している。そこで、この「有効同位体分別係数」を独自に定義し、観測された同位体プロファイルをモデルで再現することを試みた。立坑内の温度範囲は、およそ13.3°Cから11.4°Cの間で小さいことから、この温度変化に対する同位体分別係数の変化は、ほぼ直線で近似出来る。この直線の傾きと切片を変化させて、観測値を再現できる有効同位体分別係数を見積もることができた(図5)。

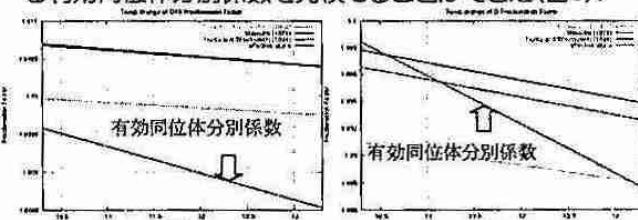


図 5 同位体分別係数の温度依存性(有効同位体分別係数と従来の実験式)。(左: $\delta^{18}\text{O}$ 右: δD)

図6は、この有効同位体分別係数を用いて再現した、同位体の鉛直分布であり、高度減率まで良く再現できていることが分かる。

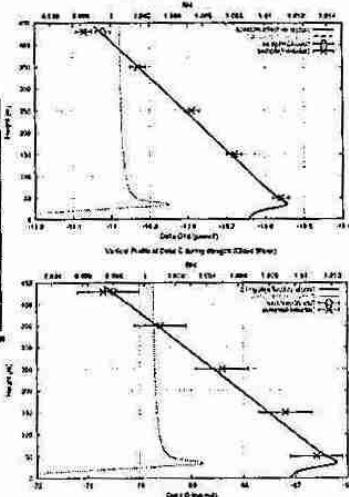


図 6 有効同位体分別係数を用いて再現した同位体比の鉛直分布。
(上: $\delta^{18}\text{O}$ 下: δD)

6. 大気大循環モデルで表現される赤道域降水活動の解像度依存性

山田 由貴子(北大・理), 三瓶 岳昭(東大・理), 高橋 芳幸(北大・理),

吉岡 真由美, 大淵 浩(地球シミュレータセンター),

石渡 正樹(北大・地球環境), 中島 健介(九大・理), 林 祥介(北大・理)

1. はじめに

赤道域には、組織化された降水構造(クラウドクラスター、スーパークラスター, Madden-Julian 振動)が階層的に存在すると言われている¹⁾. Hayashi と Sumi²⁾(以降 HS86 とする)は、大気大循環モデルを用いた水惑星(陸がなく海洋におおわれた惑星)実験により、スーパークラスターと Madden-Julian 振動的な波数 1 の降水強度変調とが自励的に発生することを示し、これらを赤道域の力学に内在する自然な降水構造であると主張した. 今日では、大気大循環モデル中の降水分布パターンは解像度、数値スキーム、物理過程の実装に強く依存することが分かってきているが³⁾、そのような依存性に関する組織だった調査はあまり行われておらず、降水分布パターンの相違をもたらす力学についての理解も不十分である. そこで我々は、HS86 の時代には困難であった密なパラメタ研究を、HS86 と同様の比較的単純な設定のもとで実施し、大気大循環モデルにおける降水活動の振舞、特にその組織化の発生と維持の様相をパラメタ空間内でできるだけ面的に再検討していくことにした.

ここでは、大気大循環モデルの鉛直および水平解像度を様々に変えて実験を行った結果について紹介する. 雲活動本来のスケールは大気大循環モデルの格子間隔に比べてずっと小さく、大循環モデル内の個々の湿润対流は最小格子スケールでいわば無理矢理生じさせられている. 積雲パラメタリゼーションが不完全である以上、降水分布パターンは解像度に応じて大きく変わる可能性がある. 本研究では、組織化構造や階層性が解像度に対してどのように表現されていくかに注目する.

2. モデルと実験設定

使用したモデルは、AFES(地球シミュレータ用に CCSRNIES AGCM ver 5.4.02 の並列化効率を高めたモデル)である⁴⁾. 積雲パラメタリゼーションには Emanuel スキーム⁵⁾を用い、境界条件として Neale と Hoskins⁶⁾の提唱する東西一様、南北対称の海表面温度分布を持つ水惑星条件を与えた. 実験は、水平 T39、鉛直 48 層(T39L48)を標準実験として、水平解像度を T39 から T319、鉛直解像度を 24 層から 96 層の範囲で解像度を変えて行った(表 1). 以下では、T39L48, T39L24, T39L96, T319L48 の実験結果について示す.

表 1: 実験リスト

| 解像度 | T39 | T79 | T159 | T319 |
|------|--------|--------|---------|---------|
| 24 層 | T39L24 | | | |
| 48 層 | T39L48 | T79L48 | T159L48 | T319L48 |
| 96 層 | T39L96 | | | |

3. 実験結果

標準実験(T39L48)では、格子点スケールの降水域の西進が顕著に見られる(図 1 a, e). 西進速度は 7.5 m/s 前後であり、背景風の平均東西風速とほぼ等しい. 対応するスペクトル分布は西進赤道波の分散曲線には乗らず、降水活動の西進は偏東風移流によると見られる. 鉛直解像度を下げた場合には(T39L24), 標準実験と同様に格子点スケールの降水域の西進が顕著に見られる(図 1 b, f)のに対し、鉛直解像度を上げると(T39L96), 降水強度の比較的弱い領域が広く分布し、西進する降水強度の強い領域の出現頻度は低くなる(図 1 c, g). 水平解像度を上げた場合には(T319L48), 標準実験と同様に格子点スケールの降水域の西進が見られる(図 1 d, h). T319L48 での西進降水領域は赤道の全周に均等に分布するのではなく、それぞれの時刻で 10,000 km 程度の東西幅の領域に集中している. しかもこの 10,000 km 規模の降水集中域は全体として 25 m/s 程度の速度で東進する.

4. 議論

上記の結果では、水平解像度の向上とともに、格子点スケールの西進する降水域とそれを包絡する東進する降水域、という階層的構造が次第に明瞭になる傾向を認めることが出来る. しかしながらここでの実験設定では、物理過程、特に積雲パラメタリゼーションの内部パラメタの設定の解像度依存性の問題と、水蒸気移流と赤道域の力学とによって現れるであろう降水構造表現の解像度依存性の問題とが共存しており、計算結果の解釈が困難になっている. 今後は、積雲パラメタリゼーションを用いて解像度依存性実験を行い、簡素化した系から積雲パラメタリゼーションを取り込んだ系へと、段階的に検証を行っていく予定である.

参考文献

- 1) T. Nakazawa: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, **66**, 823–839, 1988.
- 2) Y.-Y. Hayashi, A. Sumi: The 30–40 day oscillations simulated in an "aqua planet" model. *J. Met. Soc. Japan*, **64**, 451–467, 1986.
- 3) M.-I. Lee et al.: The influence of cloud-radiation interaction on simulating tropical intraseasonal oscillation with the Atmospheric General Circulation Model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14219–14233, 2001.
- 4) W. Ohfuchi et al.: 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator: Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Simulator*, **1**, 8–34, 2004.
- 5) K.A. Emanuel: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2313–2335, 1991.
- 6) R.B. Neale, B.J. Hoskins: A standard test for AGCMs including their physical parameterizations: I: The proposal. *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, 101–107, 2000.

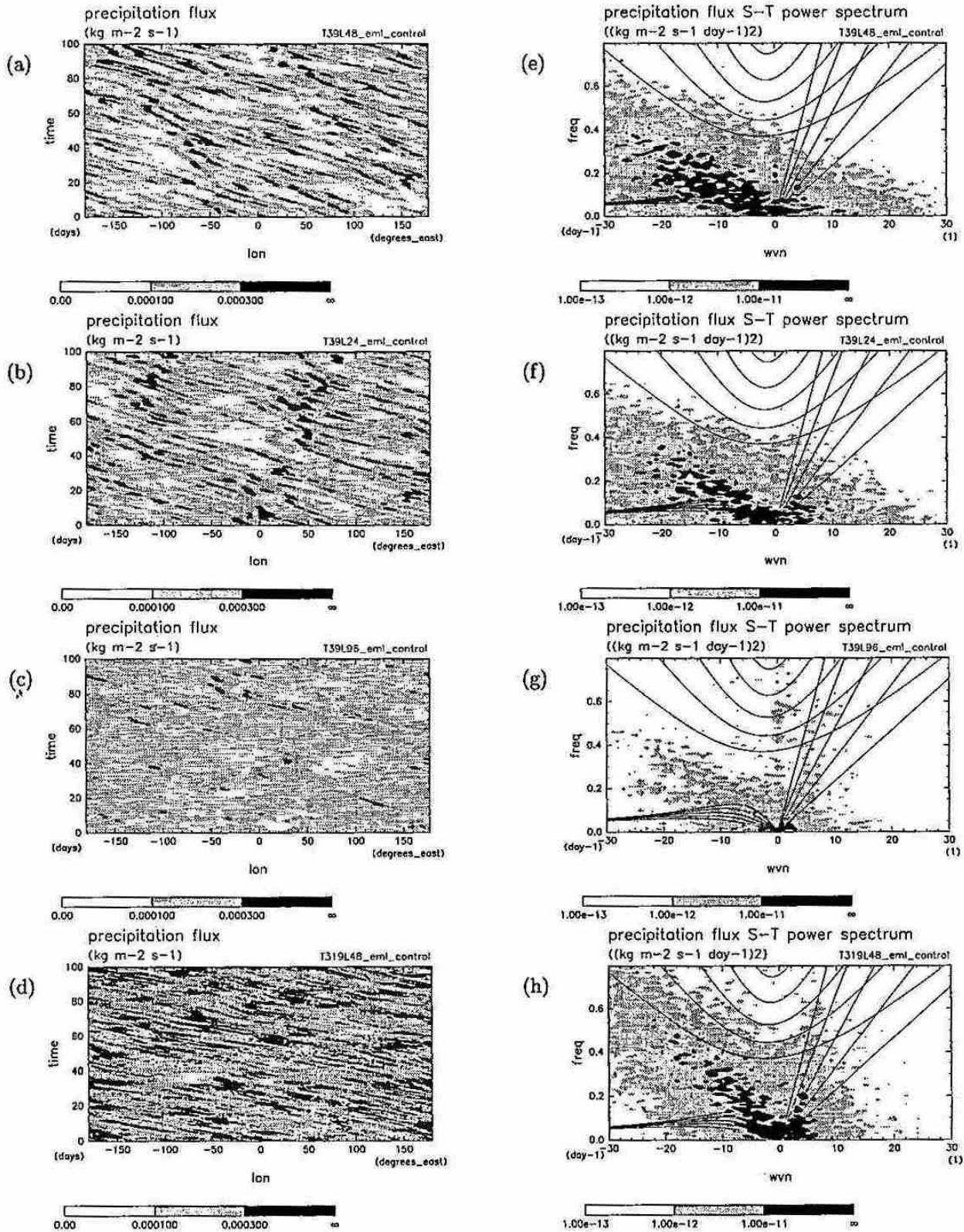


図 1: 赤道上における降水量の経度時間断面図(単位は $[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$): (a) T39L48, (b) T39L24, (c) T39L96, (d) T319L48, およびそれらの時空間スペクトル図: (e) T39L48, (f) T39L24, (g) T39L96, (h) T319L48. スペクトル図には、等価深度 $h = 12, 25, 50, 100, 200 \text{ m}$ におけるケルビン波と最低次のロスピーア波、慣性重力波の分散曲線を重ねている.