

# 雷活動の周期性と地球気候変動との 相関性

Periodicity of Global Lightning  
Activities and Their Relation to  
Climate Change

柳 芳紀

Yoshinori Yanagi

北海道大学理学部地球科学科地球物理科目  
惑星物理学研究室

Department of Earth Sciences, Undergraduate of Science,  
Hokkaido University  
Planetary Physics Laboratory

平成 21 年 1 月 30 日

## 要旨

近年、地球大気の温度の変動がとても注目されている。それと共に、温暖化に対して正のフィードバックの効果があると考えられている上部対流圏水蒸気の変動がとても重要視されている。しかし、大気温度の変動というのは振幅が小さく、地球温暖化の記録を見ても絶対温度にしてわずか 10 分の数%程度である。したがって、そのわずかな温度変動に対して関連している測定可能な物理パラメーターを決める事が出来れば非常に価値がある。また、上部対流圏水蒸気は直接測定するのが困難であり、これに関しても同様に関連している測定可能な物理パラメーターを定めれば、温暖化に大きく寄与している上部対流圏水蒸気の変動を追うことが出来る。本論文では、その物理パラメーターとしてシューマン共鳴 (SR) を提唱している Williams E. (1992) の論文と、SR と上部対流圏水蒸気量との関連性を示した Price C. (2000) のレビューをまず前半に行う。

後半はデータ解析の結果を紹介する。今回は雷の発生頻度が高い東南アジア、アフリカ、アメリカの各地域のデータを元に各地域の雷の相関性、周期性などを見ていく。

## 目次

1	序論	4
1.1	雷放電	4
1.2	Schumann Resonance	6
1.3	今回行ったデータ解析	9
1.4	本論文の目的	9
2	雷活動と熱帯域の表面温度	10
2.1	大気温度と雷活動の頻度の関係とその地域差	10
2.2	この論文におけるデータ検証	14
2.3	本論文の結論と考察	17
3	雷活動と上部対流圏水蒸気	20
3.1	上部対流圏水蒸気と気候変動	20
3.2	UTWV と SR の相関	21
3.3	本論文のまとめ	26
4	データ解析	28
4.1	使用したデータと観測方法	28
4.2	データ解析の手法	28
4.3	データ解析の結果と考察	42
5	まとめ	44
付録 A	クロススペクトル, コヒーレンス, フェイズの説明	46
	謝辞	50
	参考文献	51

## 目 次

1	電荷分離の模式図 . . . . .	5
2	NASA OTD による 1998 年の 1 年間の雷の発生頻度 <a href="http://thunder.msfc.nasa.gov/data/OTDsummaries/gifs/1998YTD_world.gif">http : //thunder.msfc.nasa.gov/data/OTDsummaries/gifs/1998YTD_world.gif</a> . . . . .	6
3	シューマン共鳴の波動伝播の概念図 <a href="http://www.kempelektroniks.nl/Shunt-Conditioners/Schuman-Resonance-Plug.aspx">http : //www.kempelektroniks.nl/Shunt- Conditioners/Schuman - Resonance - Plug.aspx</a> . . . . .	8
4	緯度で比較した雷の発生分布. 熱帯域での頻度が高い. . . . .	10
5	オーストラリアのダーウィン (12°S) での月平均の雷発生回数. 横軸は 1988 年の湿球最高温度の月平均 . . . . .	11
6	仏領ギアナのクールー (5°N) での月平均の雷発生回数. 横軸は 1989 年 の湿球最高温度の月平均 . . . . .	12
7	フロリダのオーランド (28°N) での月平均の雷発生回数. 横軸は 1989 年 の湿球最高温度の月平均 . . . . .	13
8	5.5 年に渡る月単位での表面温度と磁場強度とのずれ. 太線がロードアイ ランドで観測した月平均の磁場強度. 細線は表面温度の変動 . . . . .	15
9	月ごとの SR の振幅と表面温度のずれ. (データは Figure 8 と同じ) . . . . .	16
10	ロードアイランドのキングストンでの SR 強度と, バハマで測定した電離 層のポテンシャルを同時に測定したものの. . . . .	18
11	上部対流圏水蒸気量の季節変化. 215 mbar における月平均の水蒸気 量の集積具合 (MLS; 点線), 300 mbar 上における可降水量 (TOVS; 薄 い線), そして 500-300 mbar における可降水量 (NVAP; 太い線). NVAP と TOVS のデータセットの相関を見ると, 相関係数 $r=0.88$ . . . . .	22
12	NVAP の UTWV の変動の図. 月平均からのずれ (パーセント). それぞ れ陸上 (薄い線), 海上 (点線), そして全球 (太い線). 七年間の平均値: 陸 上, ~0.4 mm; 海上, ~0.6 mm; 全球, ~1 mm . . . . .	23
13	全球的なパラメーターとしてのシューマン共鳴. 8Hz の水平方向の磁場 の振幅を 1998 年の 25 日間に渡ってイスラエル (太い線) とカリフォルニ ア (細い線) で同時に観測したものである. ニヶ所からの観測は独立して いるが, それらの日々の相関係数は 0.9 である. . . . .	24

14	ELF の月平均強度と UTWV との相関. 南極で観測された 10 Hz の磁場の強度の変動の月平均 (細い線) と NVAP による UTWV の変動の月平均 (太い線) との比較. . . . .	25
15	ELF 強度と UTWV との日々の相関. 1998 年の 4 月 9 日から 5 月 19 日に渡る NVAP による 700 mbar 上の可降水量の日変動 (太い線) と, 南極で測定された 10 Hz の磁場の振幅 (細い線). . . . .	26
16	南北方向, 東西方向それぞれに置かれたサーチコイル磁力計 . . . . .	29
17	2002 年 8 月 27 日, 昭和基地で観測されたダイナミックスペクトルの波形データ. 上のパネルが H 成分であり, 下のパネルが D 成分である. . .	30
18	(a) はスペクトルの H 成分, (b) は D 成分で, 1~3 次モードのスペクトルをそれぞれ合計する. (c) は (a) と (b) の絶対値を取った全体のスペクトル強度であり, このデータをもとに日変動と年変動を同時にプロットする図を作成する. . . . .	31
19	2000 年 2 月 ~ 2004 年 12 月まで 5 年間の SR の日変動と年変化を同時にプロットした図. 横軸が日数で (1 メモリは 1 ヶ月を表す), 縦軸が UT(Universal Time) である. . . . .	32
20	アフリカ部分の 1796 日分のプロット . . . . .	33
21	40 日の window で移動平均方を使ってアフリカの長期変動を取りだしたものの . . . . .	34
22	図 19 から図 20 を差し引いたもの. これにより, 全体から長期変動の成分を取り除き, 短周期成分の抽出に成功した. . . . .	35
23	アジアの平均パワースペクトル. . . . .	36
24	アフリカの平均パワースペクトル. . . . .	37
25	アフリカのパワースペクトル. . . . .	37
26	アジアとアフリカのクロススペクトル, コヒーレンス, フェイズをプロットしたもの. 比較の基準はアジアで, 比較の対象はアフリカ. . . . .	39
27	アフリカとアメリカのクロススペクトル, コヒーレンス, フェイズをプロットしたもの. 比較の基準はアフリカで, 比較の対象はアメリカ. . . . .	40
28	アメリカとアジアのクロススペクトル, コヒーレンス, フェイズをプロットしたもの. 比較の基準はアメリカで, 比較の対象はアジア. . . . .	41

# 1 序論

## 1.1 雷放電

一般的に、雷雲は対流セルあるいは降水セルと呼ばれる秒速十数メートルの激しい上昇気流及び下降気流を含む対流の単位(セル)の集合体で構成されている。それぞれの対流セルは発達期、成熟期、衰弱期という特有のライフサイクルを持つ。このライフサイクルの中で、発達期のあられを主成分とする降水の形成にともない雲内で電荷分離が進行し電荷が蓄積され、大気の絶縁破壊強度を越えたときに放電が発生し、雲内の電荷が中和される。このことを雷放電と呼び、以上を総称して雷放電現象と呼ぶ。

雷放電の放電形態は、雲内放電、雲間放電、および雷雲地上間放電(CG: Cloud to Ground discharge)がある。雷雲地上間放電は、雲内の正電荷が大地におろされる正極性(+CG)と負電荷が大地におろされる負極性(-CG)というふたつの放電形態がある。正極性とは雷雲内の正電荷が放電により中和される現象であり、負極性とは負電荷が放電により中和される現象の事を指す。

図1の様に雷雲内の電荷分離の模式図を示す。雷雲内の電荷分布は正電荷が雷雲上部及び下部の一部、負電荷が雷雲中部及び下部に存在する構造をしている。

雷雲上空の大気では、雲内上部に存在する正電荷により力を受けた空間電荷が集中しており、そこでの電場を打ち消しあっている。また、+CGでは雷雲上部の正電荷が中和されるため、雷雲上部に取り残された空間電荷により準静電場が発生する。地球の高度約60kmより上空では、太陽光や宇宙線により中性大気の一部が電離している。このため、電場が発生すると、電離気体により電場が緩和される。しかし、雷放電により雷雲上空に発生する電場は、電離気体による緩和作用に要する時間にほぼ等しい、あるいはそれ以上の継続時間であるため、静電場と見なせる。このような電場を準静電場と呼ぶ。また、雷放電の放電の大きさは電荷モーメント(放電電荷量と放電距離の積で、単位はC・km)で表される。

近年では、衛星による雷放電の光学観測が行われ、その観測結果により雷放電の全球発生頻度分布が明らかになっている。衛星による雷観測として、1995年に打ち上げられたNASAのMicroLab-1衛星に搭載されたOTD(Oprional Transient Detector)による

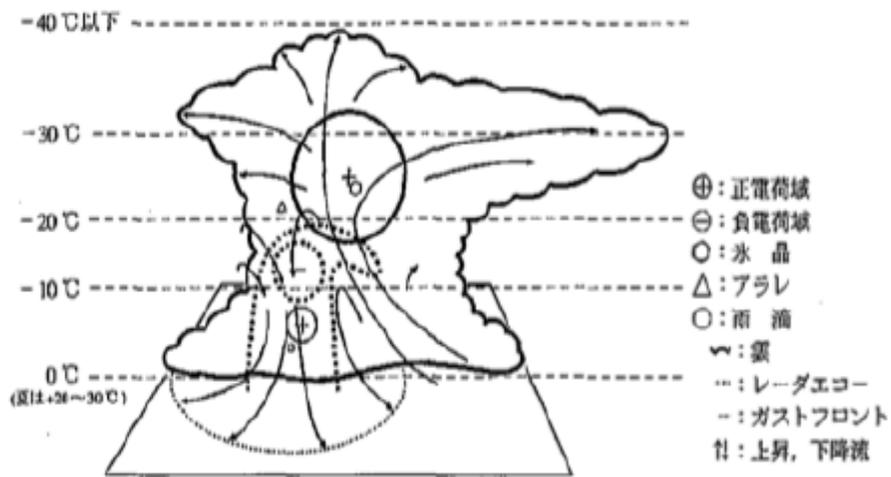


Figure 1 雷雲内の電荷分布の模式図 [Talahashi, T., 1986]

図 1 電荷分離の模式図

観測と、1997年に打ち上げられた日米共同の熱帯降雨観測衛星 (TRMM) に搭載された LIS (Lightning Imaging Sensor) による観測が挙げられる。このうち OTD による観測結果を図 2 に示す。これらの観測から、雷放電は主に夏半球の陸上で発生し、北緯 30 度及び南緯 30 度以内の熱帯、亜熱帯域で 80% 発生していることが判明している。また雷の発生頻度は全球で平均すると 50 flashes/sec という事も明らかになった。

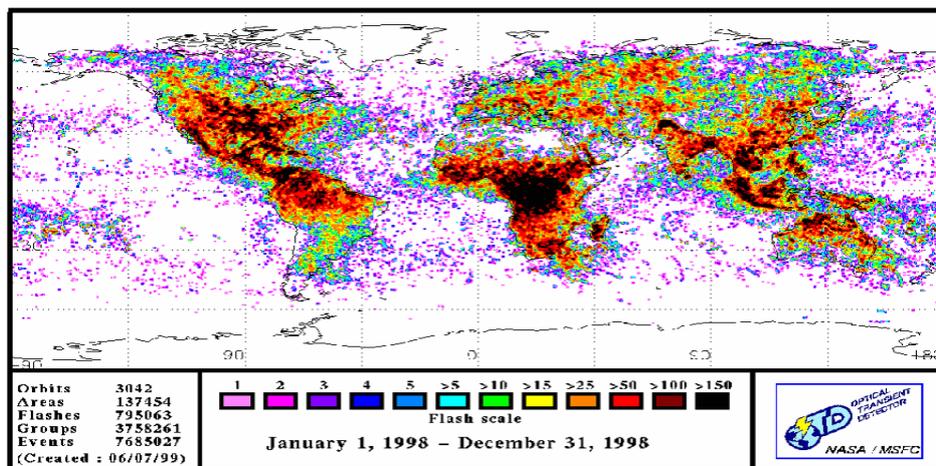


図 2 NASA OTD による 1998 年の 1 年間の雷の発生頻度 <http://thunder.msfc.nasa.gov/data/OTDsummaries/gifs/1998yTDworld.gif>

## 1.2 Schumann Resonance

全球的な雷の変動を地上から観測するにあたって、比較的簡単で低コストな方法とは、シューマン共鳴 (SR) を観測することである。1 発の雷放電からは数 Hz から数 100MHz の電磁放射 (電波) が球殻状に放出される。電磁波の周波数が低ければ低いほど、電磁波は減衰率は低くなり、伝播する距離は長くなる。極端に低い周波数 (ELF:  $8\text{Hz} < f < 50\text{Hz}$ ) においては、電磁波は完全に減衰する前に地球を数周する。これは、電離層導波管と呼ばれるもので、電離層と地表面それぞれに対して電磁波が反射することによって起こる。地球は一周 40000km という大きさなので、導波管における干渉は、波長が、 $f \sim nv/40000$  (ただし、 $v \sim 0.8c$ ,  $c$  は光の速度) の時に起こるので、観察される調波は、8, 14, 20, 26... Hz 付近であり、これらはシューマン共鳴として知られている。地球上では一秒間に 50 回規模で雷放電が起こるので、SR の強度の変動は、局所的、かつ全球的な雷活動の変動を連続的に観測したということを示す。地球の反対側において SR を同時に測定すると驚くほど一

致することが分かり、ある一つの観測所が全球的な雷の変動性を追跡するのに使われ得る。このシューマン共鳴の波動の伝播の様子を示す概念図を図 3 に示す。

SR の監視局は、1998 年からイスラエルのネゲブ砂漠で運営されていて、全球的な雷の活動の情報を一時間ごとに提供している。この観測点では、三成分の観測が行われている。その内訳は、二つの水平方向の磁場（南北方向と東西方向）と一つの鉛直方向の電場である。東西方向、そして南北方向の磁場の検出器は、それぞれ直交する方向から来る電磁波に反応するので、空間的に三つの主要な雷の地域（南米、アフリカ、東南アジア）からの成分に分ける事が出来る。さらに、三つの雷のホットスポットでは違った時間に雷がピークをむかえるので（南アメリカ: 2000UTC, アフリカ: 1400UTC, そして、東南アジア: 0900UTC), さらに地域を時間的に分けることが出来、SR の日変化の中で雷活動の三つの異なる最大値を観測することが出来る。従って、我々の異なる検出器を異なる世界時間に使用することによって、例えばアフリカから来る雷活動は他の物と分離しうる。また、磁場の測定では測定器は絶対校正されているので、雷の強度はピコテスラ (pT) の単位で定量的に測定できる。これらの観測器は一定間隔で再校正されているので、例えば時が経って観測器を変えたり更新したりしても、熱帯域の雷の強度を定量的に測定することが出来る。ただし、例え絶対校正されていても、pT オーダーの値というのは、雷放電と観測者の距離に同様に依存するので、各観測所において再校正される必要があることに注意すべきである。将来的に、観測物と観測者の距離を校正に含めれば、観測者の位置とは無関係に  $C^2\text{km/s}$  単位での雷が発生した地域でのもともとの観測物の強度まで分かるであろう。

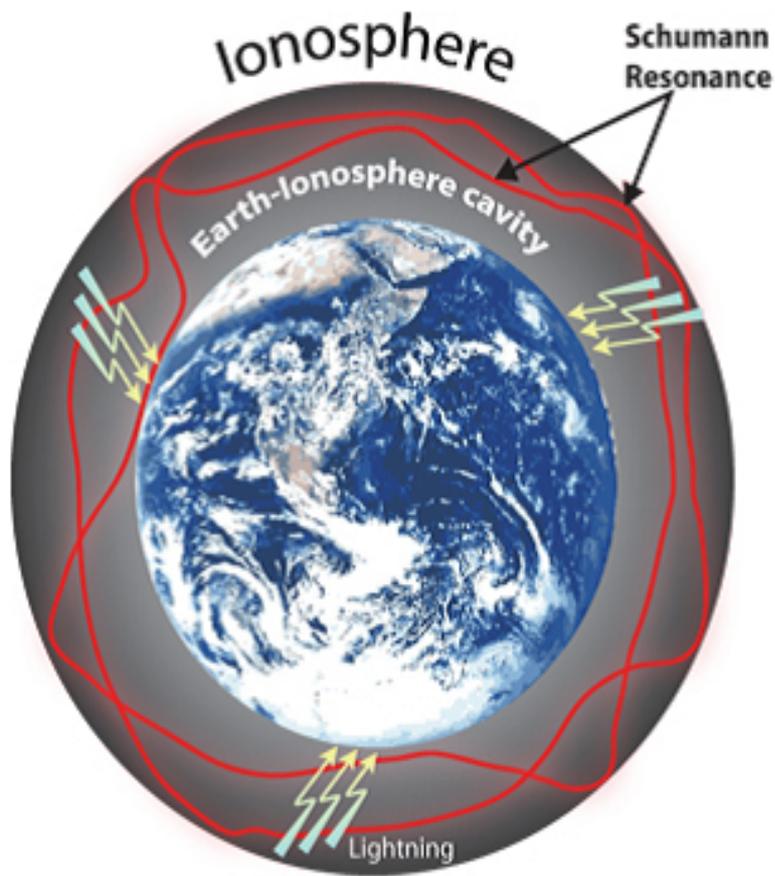


図 3 シューマン共鳴の波動伝播の概念図 [http : //www.kempelektroniks.nl/Shunt - Conditioners/Schuman - Resonance - Plug.aspx](http://www.kempelektroniks.nl/Shunt-Conditioners/Schuman-Resonance-Plug.aspx)

### 1.3 今回行ったデータ解析

今回は IDL のソフトを使ってデータ解析を行った。今回行ったデータ解析は南極の昭和基地で観測された ELF データから、三大スポット (アジア, アフリカ, アメリカ) の領域のスペクトル強度のデータを抜き取り、地域差を比較するというものである。例えば、アジアとアフリカの雷の間にはどのくらいの相関があり、また、どのくらいの位相のずれがあるか、といったパラメーターを調べた。

### 1.4 本論文の目的

本論文では、(1) シューマン共鳴と熱帯域の表面温度との相関性について述べた、Williams E.(1992) の論文と、(2) 全球的な雷活動と上部対流圏水蒸気との関係について述べた、Price C.(2000) の論文についてレビューする。これらの論文は最近の科学者が書いたこの分野に関する論文のリファレンスに必ずといっていいほど載っており、これらの論文を読む事によって雷と温度、雷と気象パラメーターとの関係を学ぶにあたっての基礎知識を習得する事を目指す。

また、後半には今回行ったデータ解析の手法と結果について紹介する。今回は与えられたデータから SR の強度をアフリカ, アメリカ, アジアの地域毎にプロットし、それぞれの雷活動が実際にどのように関連しているのか、また、どのような周期性があるのかを調べる。

## 2 雷活動と熱帯域の表面温度

### 2.1 大気温度と雷活動の頻度の関係とその地域差

一般的に、対流というのは高緯度の地域よりも熱帯域での方が激しく、発生頻度も高い。これは、極から赤道に向かうにつれて温度が増加することと、クラウジウス - クラペイロンの式が関係している。図 4 にあるように、だいたい雷の発生回数の 3 回に 2 回は緯度が  $\pm 23^\circ$  以内で起こっている。

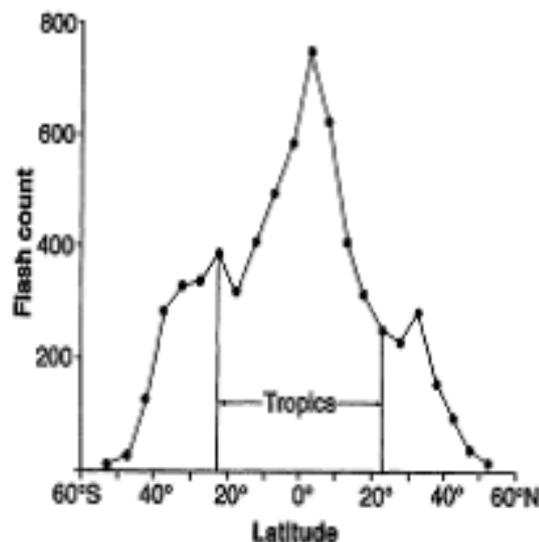


図 4 緯度で比較した雷の発生分布。熱帯域での頻度が高い。

宇宙空間から観測すると、雷は海上よりも陸上での発生回数が圧倒的に多い事が分かる。東南アジアやオーストラリア、アフリカ、そして南アメリカは特に発生頻度が高く、三大スポットと呼ばれている。

熱帯域の多数の観測点において、雷活動は表面温度に対して非線形的に増加している。次を比較すると、湿球温度は乾球温度よりも有用である。なぜならば、前者は温度と湿度を

同時に観測することが出来て、その二つは湿潤対流の熱力学においてとても重要だからである。実際には、表面温度だけではなくて、たくさんのパラメーターが対流の発達や雷活動に影響している（例えば、ウィンドシア、温度逆転、など）。従って、ある一つのパラメーター（この場合は湿球温度のこと）と雷活動との関係は日変化だと変動しやすい。しかし、月平均を考えた時、雷活動と温度の間には一貫性のある関係を見ることが出来るし、季節変化もはっきりしている。例えば、オーストラリアのダーウィン（12°S）から 50 km 以内の所では、湿球温度が 25°C と 27°C（いずれも 1 日の最高気温の月平均）の時を比べると月平均の雷の発生回数が二桁以上違うことが分かる（図 5 参照）。雷活動は雨季（11～3 月）にとっても多く発生している。

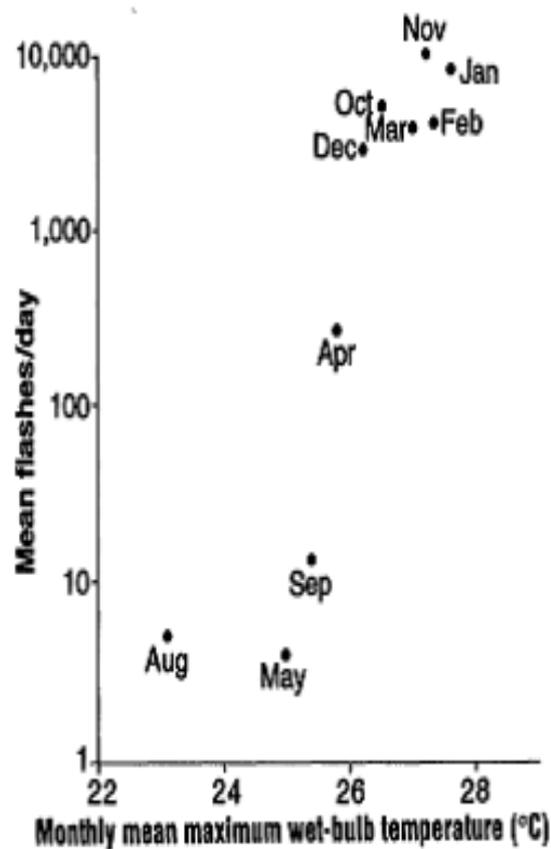


図 5 オーストラリアのダーウィン（12°S）での月平均の雷発生回数。横軸は 1988 年の湿球最高温度の月平均

図 6 に示してあるのは南米にある仏領ギアナのクールー (5°N) というところで観測したもので、同様に高い相関、および感度が見られる。この場所はダーウィンと比べると赤道に近く、湿球温度の年変化が小さいが、わずか 1.9°C という 1 年間の温度変化で雷活動には最小値と最大値の差は 20 倍にもなる。

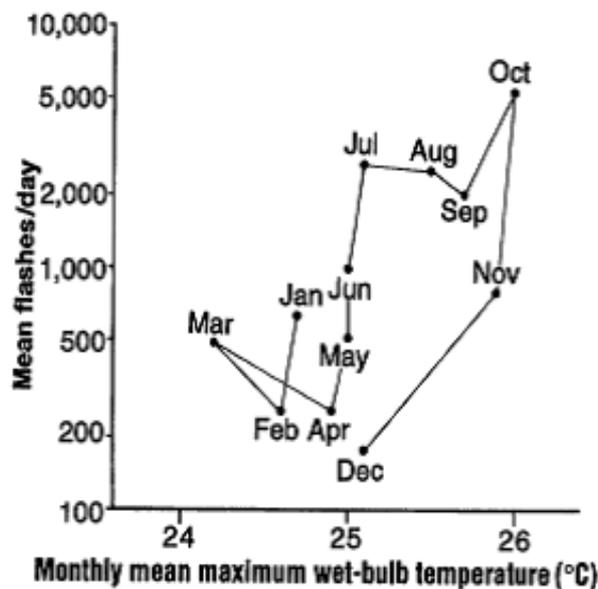


図 6 仏領ギアナのクールー (5°N) での月平均の雷発生回数. 横軸は 1989 年の湿球最高温度の月平均

熱帯域内ではあるがより緯度の高い場所では、湿球温度の年変化は増加する一方、雷活動の月平均の 1 年間の変化は同じままである。従って、温度の季節変化に対する雷の感度は緯度が増加するにつれて減少するという結論が得られる。メキシコ、ブラジル、アフリカのボツワナからのデータによると、湿球温度が 1°C 変化するとだいたい雷活動が二倍になる。フロリダのオーランド (28°N) は、熱帯域の外に位置しているがアメリカでは最も雷の発生頻度が高い場所であり、同様の感度が検出されている (図 7 参照)。雷と湿球温度に関する感度の説明は熱帯域の大気の熱力学的構造の観察と、氷の粒の衝突と異なる粒子の動きによる電荷分離が雷を起こすという推定を基に説明している。熱帯域内での様々な場所での観測によると、大気中で蓄えられて対流や雷に使われるエネルギー [Convective Available Potential Energy (CAPE)] は、ほとんどが境界層の空気の温位  $\theta_w$  によって決まることが分かった。温度プロファイルの変化というのは CAPE を決めるにあたって主

要な役割を果たすわけではない。大気中の温度プロファイルは固定されているが、境界層の空気の  $\theta_w$  が変動する場所を熱力学的な図で表すと、CAPE は湿球温度が断熱曲線を描いて増加するのに対して単調に（そしてだいたい線形的に）増加する。氷相が存在する熱帯域の大気中で CAPE を計算すると、熱帯域の雨季に  $\theta_w$  が  $1^\circ\text{C}$  増加すると、CAPE が約  $1000 \text{ J/kg}$  増加するということが分かった。また、CAPE は熱帯域の陸上での観測で  $\theta_w$  が  $23^\circ\text{C}$  を下回ると消失した。

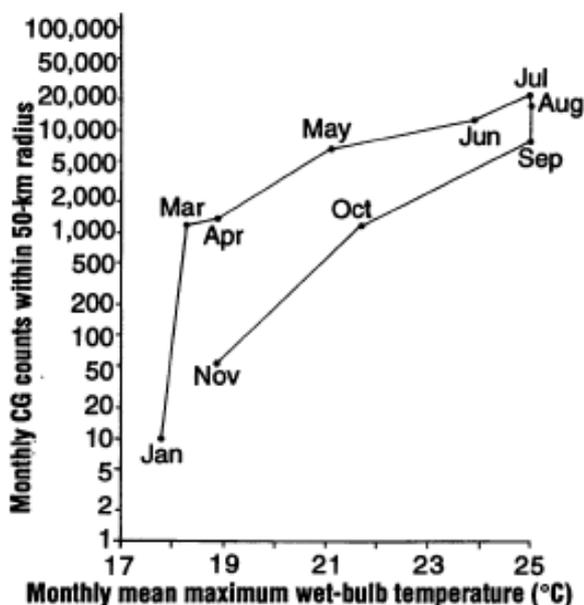


図 7 フロリダのオーランド ( $28^\circ\text{N}$ ) での月平均の雷発生回数。横軸は 1989 年の湿球最高温度の月平均

ある一つの理論によると、激しい対流内での上昇気流速度の取りうる最大値は  $(2CAPE)^{1/2}$  である。この式の結果というものは、図 5~8 に表れている非線形的な反応を十分に説明しているとは言えない。熱帯域の激しい対流をレーダー観測してみると、雷が非線形的に増加する原因は、上昇気流内での気相、液相、固相が混ざり合った部分での氷の粒子が成長することであることのように思われる。従って、上昇気流速度のわずかな変化は氷相の凝縮物の質量や電荷分離に用いられる重力エネルギーに大きな影響を与えられ思われる。

## 2.2 この論文におけるデータ検証

グローバルサーキットとは、世界中の荒れた天気による電氣的効果を集積したもので、全球的な自然な温度計の役割を果すのではないかと期待されている。グローバルサーキットは対流圏にある帯電した対流雲が電池の役割をしており、伝導性の地面と伝導性の上部大気、そしてイオン層で閉ざされている。この全球的な球状のコンデンサーは周波数の低い電磁波の空洞共振器となる。その電磁波は雷により発せられ、シューマン共鳴として知られている現象である。

過去にいくつかの研究において局地で観測した SR と熱帯域の雷との関係について述べている。一つの観測所で観測した SR が全球を代表する信号であるということに関する強力な証拠が最近の日変化の研究で発見された。この調査では、日々のイオン層の効果を修正し、同時にいくつかのモード (1 次, 2 次・・・・) からの寄与を合計し、そして、ある距離はなれた場所で記録してみたが、驚くほど似ている結果となった。この修正された日変化の記録は、三大スポットのピークを明確に表示していた。

SR が感度の良い全球の熱帯域の温度計となる、という考えを確かめるために、筆者は 5.5 年に渡って SR の磁場のデータを検証した。この記録はロード・アイランドにあるキングストン (71°W, 41°N) という所からのもので、ほぼ連続的に観測されており、また、磁場データは十分に較正されている。磁場の南北成分の月平均は (~8Hz の基本モード) 連続的に行われた日々の記録から抜粋されており、図 8,9 にプロットされている。その結果を見てみると、SR の振幅は温度の変動と極めて形が似ている (図 8)。暖かい期間は振幅が増強されており、寒い期間は振幅が抑制されている。長い期間 (~40 ヶ月) での温度のずれは、熱帯域全体に関連しており、それはエルニーニョ南方振動という現象が関係している。なお、1 年変化のずれは取り除かれている。気候学的な観点から見ると、図 8 では 1 年間の変動の振幅は長期間における変動の振幅と同程度あって良いはずなのだが、実際はそうはなっていない。また、もし基本モードのみを観測する場合、雷の発生源の緯度が変わると、ある一つの観測所での振幅は大きく変わる。

図 9 に書いてある点線の傾きは、地球の温度計の感度を表している。データによると、磁場強度は温度が 1°C 上昇するごとに約 2 倍になる。瞬間的な雷活動は共振器内のエネルギー密度と、そして振幅の 2 乗と釣り合っている。温度が 1°C 上昇するごとに雷が 4 倍

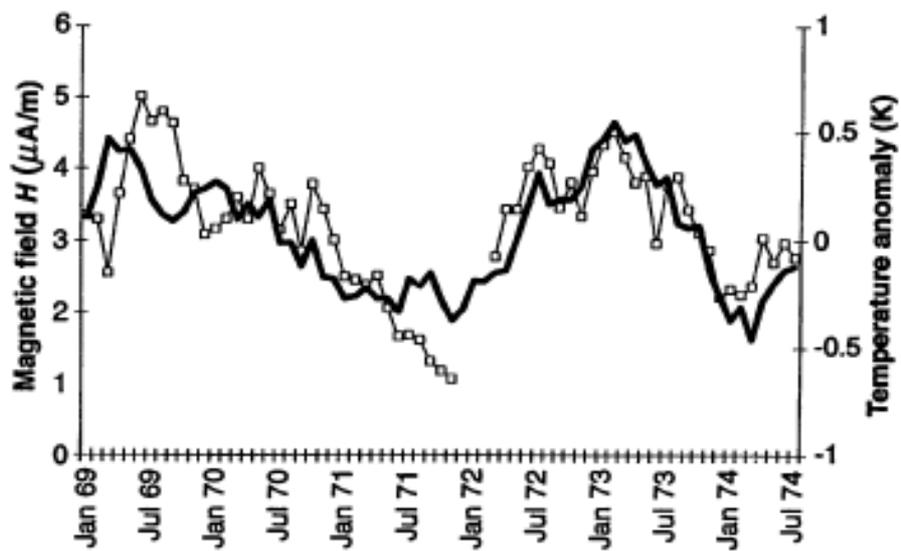


図 8 5.5年に渡る月単位での表面温度と磁場強度とのずれ. 太線がロードアイランドで観測した月平均の磁場強度. 細線は表面温度の変動

になるというこの結果は, Figure05 と 06 の感度と一致しており, そして局所的現象と全球的現象の関係を強化している.

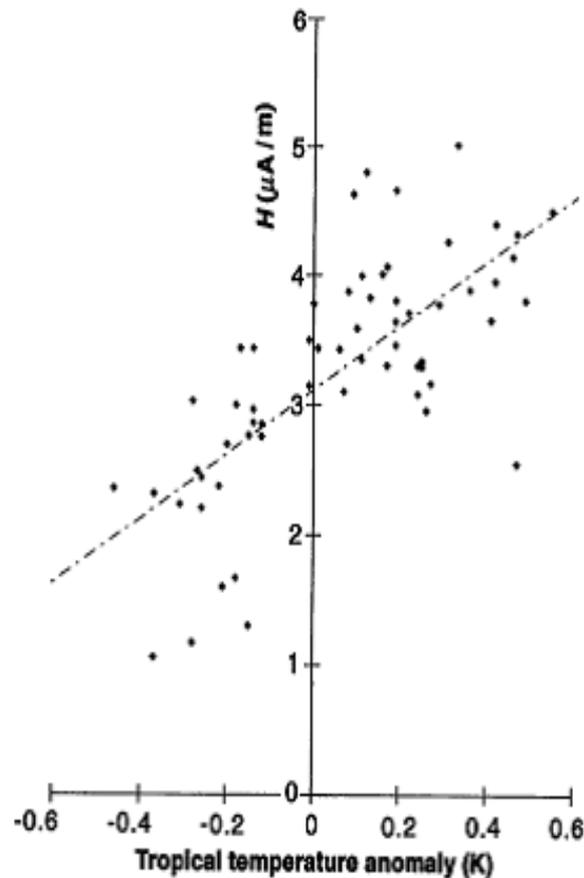


図 9 月ごとの SR の振幅と表面温度のずれ. (データは Figure 8 と同じ)

SR の振幅は 8Hz の基本モードであり, SR のゼロ次モードは電離層のポテンシャル  $V_I$  であり, 通常 250kV の値で球面コンデンサーにそって降下する (地面は負であり, 対流圏は正である). かつて  $V_I$  は, 世界中の荒れた天気による電流の集積したものを表すと広く信じられていたが, 最近の研究では放電電流が雷よりも  $V_I$  により多く寄与していると提唱されている.

図 8 で SR が観測されている期間は, 1972 年の 2 月 11 日 ~ 3 月 14 日, バハマアイラ

ンドで飛行機により  $V_I$  を観測した期間と重なっている。これらの測定により SR のゼロ次モードと 1 次 (基本) モードを直接同時に比較することが可能であり、1 日から 1 週間のタイムスケールの全球的な信号を確立するにあたってとても貴重である。なぜなら、温度の変動のデータは現状では 1 ヶ月未満のタイムスケールでは使い物にならないからである。この二つを比較すると、ロードアイランドにあるキングストンからの SR の磁場のデータはバハマで観測した  $V_I$  のデータから  $\pm 30$  分以内の時間差で記録されている。8 Hz のデータは電離層の日々の高度の変化を補正していない。

### 2.3 本論文の結論と考察

図 10 は、 $V_I$  と 8Hz の SR を同時に観測したものをプロットした図である。 $V_I$  の誤差は  $\pm 5\%$  程であると見積もられている。もしキングストンの天気の荒れ具合と共振空洞の線質係数以上に何も情報が無ければ、磁場測定の正確性を見積もるのは困難である。これらのデータは、 $V_I$  と SR の基本モードには強い関係があることを示している。従って、両方の信号は全球的な成分であるという考えを後押ししている。結果にばらつきがあるのは、両方の測定にノイズが絡んでいるのと (電離層の高度の日変化等による)、雷活動と全球的な放電電流の間の関係の予測のつかない変化に起因している。図 10 において、外挿データが  $V_I$  の軸に対してかなり高い位置で交わっているという事実は、 $V_I$  は雷以外のものによってコントロールされているという考えを裏付けている。SR は雷活動をありのままに集積したものであり、そして、観測によると SR は熱帯域の気温と共に増加している。そして、それは局地で観測した雷の気温に対する感度と一致している。このことから、SR は感度の良い熱帯域の温度計である、ということが言える。

ロードアイランドのキングストンで観測された SR の振幅と熱帯域の表面温度の変動との関係は、1 ヶ所で測定されたものが全球を代表するものであることを示していて、この測定がノイズの無い場所で行われれば、それは熱帯待機での温度変化と、激しい対流に対する貴重なリアルタイムでの指標となる。基本モードよりも高い次元でのモードを平均することにより、さらなる改善が期待できる。

また、SR が温度計としての昨日を果たすかどうかを議論するにあたって、熱帯大気の CAPE の存在はとても重要である、そしてグローバルサーキットと長期間に渡る熱帯域の気温の変動との関係によってこの結論は強調される。もし熱帯域の大気が湿潤的に中立な

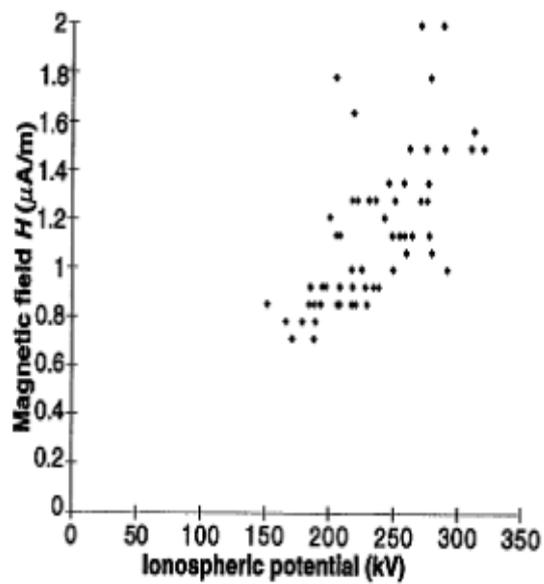


図 10 ロードアイランドのキングストンでの SR 強度と、バハマで測定した電離層のポテンシャルを同時に測定したもの。

状態（つまり、CAPE が 0 の状態）に保たれるとしたら、熱帯域は SR に影響をあたえることはないであろう。

結局図 8 に示されているような 5.5 年の記録では、雷の気候変動に対する依存性や、雷と CAPE、温度との関係を決定付けるには短すぎたが、長期間に渡る雷活動の記録は、全球的な雷活動は気候が温暖になるに従ってかなり増加していることを示唆している。

### 3 雷活動と上部対流圏水蒸気

#### 3.1 上部対流圏水蒸気と気候変動

前章では雷と熱帯域の地表温度との相関性について紹介したが、この章では雷と上部対流圏水蒸気との相関性について書かれた Price C.(2000) の論文を紹介する。

対流圏における水蒸気というのは地球の気候にとって重要な要素である。それは地球温暖化ガスに直接影響するし、同様に間接的にはあるが雲やエアロゾル、対流圏の化学物質との相互作用にも影響する。上部対流圏の水蒸気量のわずかな変化は地表近くの大気の水蒸気量のわずかな変化と比べると温暖化ガスに与える影響は大きい、この影響というのは正のフィードバックか負のフィードバックかはよく分かっていない。この問題を扱うにあたって、上部対流圏の水蒸気量は長期間に渡って観測するのが困難である、という課題がある。ここでは、上部対流圏水蒸気量の変動と全球に渡る雷活動には密接な関係がある事を示し、上部対流圏水蒸気量の変動は地上の一つの観測所から観測することのできる全球の雷活動の記録から推定することができる、という事を提唱する。この関係は、大陸上の激しい対流は大量の水蒸気を上部対流圏に輸送していて、そして地球上のほとんどの雷の発生に寄与している上部対流圏水蒸気量の変動を支配していることが影響している。また、雷は SR を引き起こすが、この SR を調査することは上部対流圏水蒸気量の変動を追うのに便利な手法であり、気候変動のプロセスを理解するのに役立立つ。

気候モデルを見ても観測結果を見ても、温度が高くなると上部対流圏水蒸気量 (UTWV) が増加するという考えを支持する事が出来る。観測結果は、UTWV はすでに増加している事を示している。いくらか反論はあるが、水蒸気の負のフィードバックが存在する、という考えを支持する証拠はほとんどない。気候モデルが予測するには、上部対流圏において水蒸気量は温度が 1 K 上昇するたびにだいたい 10% 増加する。表面温度が 1 K 上昇するたびに 20 %UTWV が増加すると予測する気候モデルもある。この検出感度は、クラウドス - クラペイロンの式の予想よりも大きい (300 K において、1 K あたり 6%)。なので、UTWV は温度だけでなく、地表面近くの大気からの輸送にも影響される。さらに、熱帯域の表面温度が 2-3°C 増加すると、熱帯の対流圏は 6-7°C 暖められると予測される。

UTWV は、激しい対流により上方に輸送され、上部大気で緯度方向に、そして経度方向

にはらまかれる。雲内を循環している水の質量のかなりの割合が液滴や氷粒子として上方輸送される。上昇気流が強くなると、これらの雲は大きくなり、降水粒子は雲の上部にまで輸送される。対流の強度は上方輸送される度合いだけでなく、これらの対流している雲内での電荷分離にも同時に影響する。熱帯域の激しい対流をレーダー観測した結果、広く雷活動をしていて、電荷分離を弱めているのに関連している嵐の垂直構造にかなりの違いが見られた。雷の周波数が大きな場合には、上昇気流は過冷却された水滴や雪あられの粒子を上部対流圏に輸送できるくらいに充分強い。最終的に、たくさんの氷で満たされた鉄床雲が昇華する事が上部対流圏水蒸気の主な成因である。これらのアンビルが降水したり昇華したりすることにより、中部対流圏の湿度は増加する。一方、海上を水蒸気が移流すると、海上に新たな巻雲を形成する。たくさんの肉眼では見る事の出来ない巻雲が熱帯圏の対流圏界面の近くで、熱帯域の大陸上の対流の中心から風下の方に作られる。これらの雲が地球放射を吸収すると、加熱されてゆっくり持ち上がり、海上に圏雲の層を形作って持続させる効果がある。

熱帯域の対流が強くなると上部対流圏の湿度が強くなるのは実証済みである。広い空間的、時間的スケールにおいて正の相関関係が観測されている。さらに、温室効果は低気圧経路上で、そしてたくさんの水蒸気が上部対流圏に輸送されることによってできる激しい対流の上で増強されることも示されている。シュミレーションによると、現在の量の二倍の量のCO<sub>2</sub>を気候モデルに入れてみると、熱帯域での上部対流圏水蒸気量は劇的に増え、それは熱帯域の激しい対流の位置に密接に関係がある。ここで、全球的なUTWVの変動を研究するにあたって、新たな特徴を紹介する。それは雷活動を制御するグローバルサーキットを使うものである。かつて、気候変動をモニターするのにグローバルサーキットを利用することは提唱されていた。しかし、これらの研究は熱帯域や全球的な温度の変動を研究するためにグローバルサーキットや雷活動に焦点を当てていた。

### 3.2 UTWV と SR の相関

この論文では、UTWVを三つの異なる情報源から分析している。一つ目は、Upper Atmospheric Research Satellite (UARS) Microwave Limb Sounder (MLS)からによるものである。二つ目は、Television Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder (TOVS) Pathfinder Aからによるものである。そして三つ目は、NASA Water Vapor Project (NVAP)からによるものである。これらのUTWVのデータセッ

トは熱帯域の陸塊上ではっきりとした最大値を見せており、その場所は激しい対流の雲が数多くあり、また、雷活動が最も活発な所である。季節の時間スケールだと、熱帯域の大陸の UTWV の集積は隣り合った海の部分よりも 50-60% 多い。従って、大陸上の対流の強度は全球的な雷活動を決めるのと同様に、全球的な UTWV の集積を決めるのでとても重要である。

三つの情報源による UTWV の月平均の変動が図 11 に示されている。

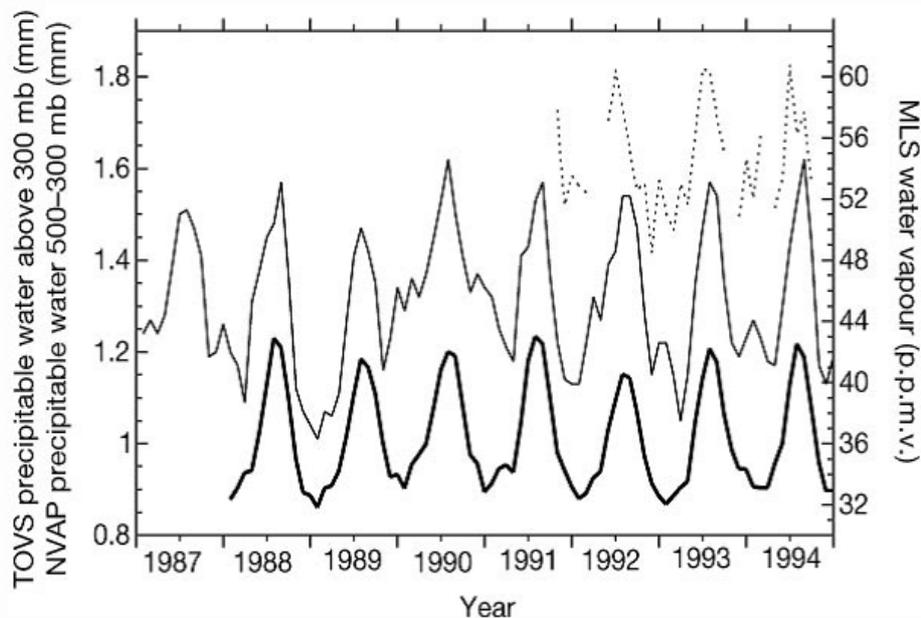


図 11 上部対流圏水蒸気量の季節変化. 215 mbar における月平均の水蒸気量の集積具合 (MLS; 点線), 300 mbar 上における可降水量 (TOVS; 薄い線), そして 500-300 mbar における可降水量 (NVAP; 太い線). NVAP と TOVS のデータセットの相関を見ると、相関係数  $r=0.88$

MLS データはリムサウンダーのもので、日の出と日没の時間しか測定しておらず、最も高い位置での観測である (215 mbar). TOV のデータは 300 mbar 上での可降水量を表している、一方 NVAP のデータは 500-300 mbar の層の可降水量を表している。データセットの UTWV の絶対値は違う値を示しているが、それらのデータからははっきりした 1 年周期を見る事ができ、北半球の夏では南半球の夏よりも UTWV の量がより集積されている。しかし、これらのデータセットをより詳しく解析してみると (図 12)、一年変動の主な原因

は陸上の UTWV であり, 海上の UTWV は一年を通してほとんど一定であることに気付く. 陸上の UTWV の変動はだいたい  $\pm 35\%$  であるのに対して, 海上の UTWV の変動はだいたい  $\pm 5\%$  である. 従って, 平均の UTWV の集積は常に海上での方が大きい (海上の平均,  $\sim 0.6$  mm; 陸上の平均,  $\sim 0.45$  mm), 全球的な UTWV の変動は陸上の対流が支配している. 海上で観測された UTWV の変動は実際には陸上の激しい対流からあふれ出したものによるものかもしれない.

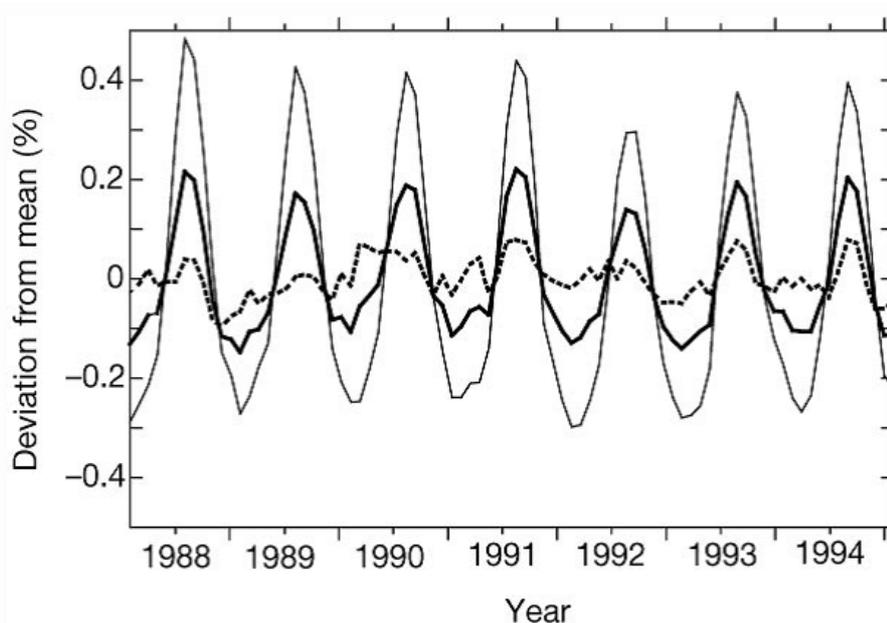


図 12 NVAP の UTWV の変動の図. 月平均からのずれ (パーセント). それぞれ陸上 (薄い線), 海上 (点線), そして全球 (太い線). 七年間の平均値: 陸上,  $\sim 0.4$  mm; 海上,  $\sim 0.6$  mm; 全球,  $\sim 1$  mm

比較的手軽で安価に雷の変動を観測する方法として, シューマン共鳴 (Schumann Resonance) がよく用いられる. 雷が起こると, あらゆる周波数で, そして, あらゆる方向に電磁波が放出される. 周波数が低ければ低いほど電磁波は大気中で減衰しにくく, 伝達距離は長くなる. 極端に周波数が低い場合には ( $ELF, 8Hz < f < 50Hz$ ), 電磁波は完全に減衰してしまう前に地球を数周する. これは電磁波が地面と電離層との間の導波管にはさまれておきる現象である. 共鳴の周波数は低い大気中での雷放電により励起されたものであり, そして雷は 1 秒間に約 50-100 回ほど起こるので, シューマン共鳴の強度の変動は全球的な雷活動の継続的な測定を表す. さらに, 地球の反対側で同時に測定してみると, 驚

くほど一致していることが分かる (図 13 参照). このことは, ある一つの観測所で全球的な雷活動を追うことができることを暗示している.

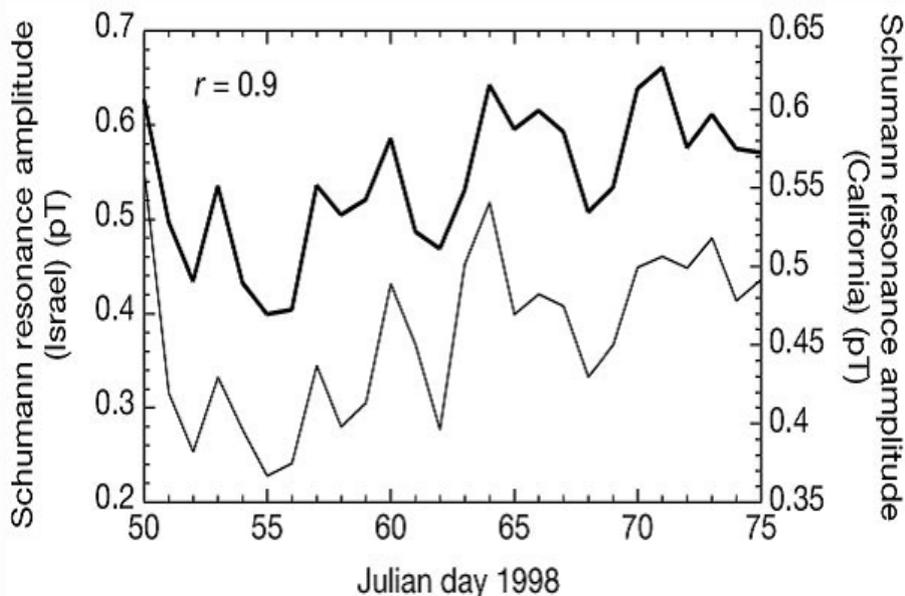


図 13 全球的なパラメーターとしてのシューマン共鳴. 8Hz の水平方向の磁場の振幅を 1998 年の 25 日間に渡ってイスラエル (太い線) とカリフォルニア (細い線) で同時に観測したものである. ニヶ所からの観測は独立しているが, それらの日々の相関係数は 0.9 である.

1985 年から南極の観測点で 10Hz の ELF 波動を観測している. この観測点では雷によって発せられる ELF 波動の水平方向の成分を記録している. データは一分間に 600 回記録し, 後に日平均や月平均に換算している. 南極で観測した ELF の月平均と NVAP による 500-300 mbar での可降水量の全球での月平均を比べると (図 14 参照), 陸上での対流は全球の UTWV の変動と全球の雷活動との両方を促進させていることは明らかである ( $r=0.85$ ). もし陸上の UTWV の値のみを使うと, 相関係数は  $r=0.88$  にまでなる (ELF と TOVS, MLS の全球的な UTWV との相関はそれぞれ  $r=0.65$ ,  $0.68$  である).

ELF と NVAP とのデータの一致具合は, 水蒸気の日平均データ自身のもので似ている (図 12). この関係の感度は, UTWV が 25 mm (全体の 1%) 増加すると, ELF の信号はだいたい 25% 増加する事を暗に示している. これは激しい対流の総量が増えるか, 激しい対

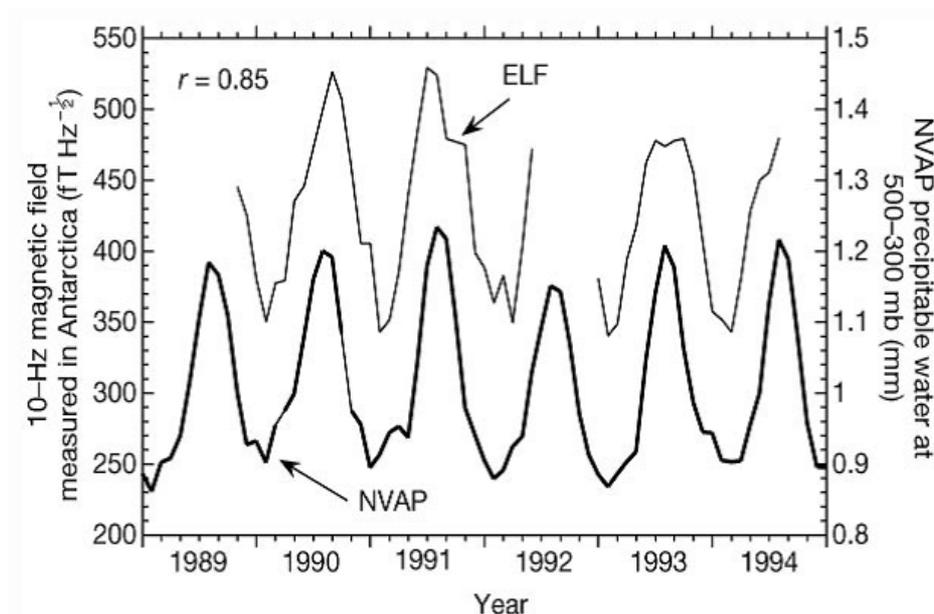


図 14 ELF の月平均強度と UTWV との相関. 南極で観測された 10 Hz の磁場の強度の変動の月平均 (細い線) と NVAP による UTWV の変動の月平均 (太い線) との比較.

流の強度が増加することによる。

UTWV の日変化はよりノイズをふくんでいるが、この時間スケールでは ELF と NVAP による UTWV との関係について有益な議論をすることができる (図 15 参照)。日変化のタイムスケールでは、ELF の最大値と最小値は、しばしば水蒸気のそれらよりも先行してあらわれる。つまり、UTWV のピークは雷活動のピークよりも一日あるいは二日遅れて出てくるかもしれない。

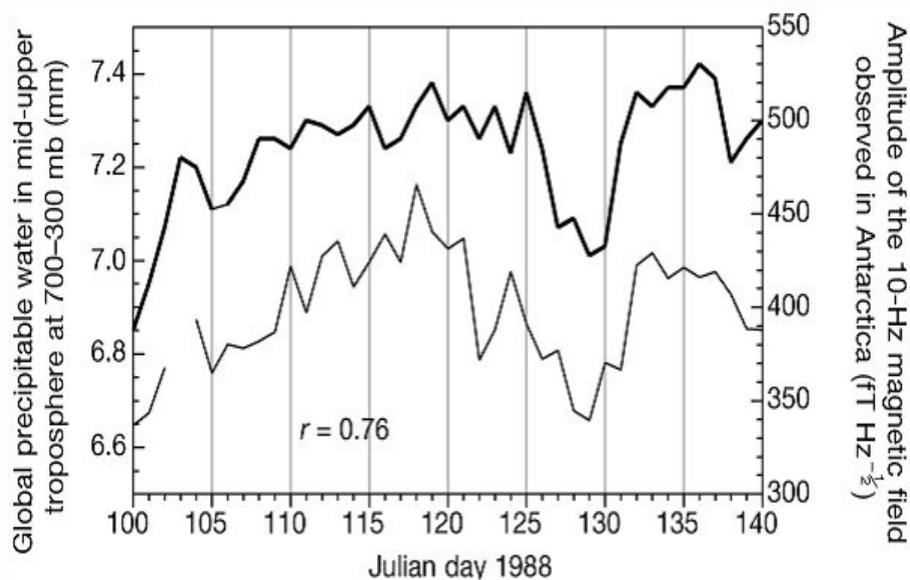


図 15 ELF 強度と UTWV との日々の相関. 1998 年の 4 月 9 日から 5 月 19 日に渡る NVAP による 700 mbar 上の可降水量の日変動 (太い線) と、南極で測定された 10 Hz の磁場の振幅 (細い線).

### 3.3 本論文のまとめ

UTWV の変動のデータセットのサンプリングの問題に加えて、南極で測定した ELF のデータは上記の期間では 10 Hz の周波数のものしか利用する事が出来ない。理想を言えば、図 13 にある 8 Hz のシグナルは全球の雷活動のより良い指標になるだろう。それにもかかわらず、10 Hz のデータは全球の雷活動の様子を表していて、日変化や月変化もほと

んど同じである。従って、よりよいデータセットが利用できるようになったとしても、この論文で述べた関係は改善こそされるものの、根本的には変わらないだろう。

ELF の強度の変動と全球的な UTWV の集積との議論は、ある一つの点でシューマン共鳴を観測する事により、UTWV の変動を低コストで、連続的に、そして長期間観測できるということを提唱する。この研究では UTWV の一年変動を主に扱ったが、気候モデルは激しい対流と雷活動は海上よりも陸上でさらに変化し、結果的に温暖化を促進させることを指し示している。従って、シューマン共鳴は地球温暖化を引き起こす上部対流圏水蒸気の量をモニターするにあたって役に立つであろう。

## 4 データ解析

この章では今回行ったデータ解析について紹介する。アフリカ、アメリカ、アジアの三大スポットに焦点を当てて、それぞれの雷活動から発せられたシューマン共鳴の強度をプロットし、地域ごとに相関があるかどうか、そして、雷にはどのような規則性、周期性があるのかを調べた。

### 4.1 使用したデータと観測方法

今回使用したデータは2000年2月～2004年12月までの1796日間に渡って南極の昭和基地で得られたELFのデータを使用した。また、データ解析を行うソフトとしてIDLを使用した。観測システムは、サーチコイル磁力計によるものである。水平2成分のサーチコイル磁力計を使い、1成分は南北方向に、もう1成分は東西方向に直交するように配置する(図16参照)。それぞれの磁力計は置かれた方向に対して垂直な方向から到来する電磁波を主として検出するため(例えば、南北方向に置かれている磁力計は東西方向から来る電磁波を主に検出する)、二つの磁力計から得られたデータを総合すると、どの方向からきた電磁波かを特定することが出来る。

SRのパワースペクトルの季節変動を見積もるため、2000年2月16日～2004年12月31日まで南極の昭和基地(69.018°S, 39.506°E)で得られた1-100 HzのELFの磁場の波形データを解析した。これらの波形データのスペクトル解析を行った。

### 4.2 データ解析の手法

図17は2002年8月27日の昭和基地から得られた1日のELFのダイナミックスペクトルである。上と下のパネルはそれぞれダイナミックスペクトルの磁気南北(H)成分と磁気東西(D)成分である。それぞれのパワースペクトルは1分間、そして0.167 Hz/div周波数の分解能である1-50 Hzの周波数を高速フーリエ変換(FFT)の手法を使って計算したものである。第7次までの調和構造は、ダイナミックスペクトルのH成分D成分共に8, 14, 20, 26, 32, 39, そして45 Hzの部分ではっきりと見る事ができる。スペクトルのパワーは、H成分では05-15 UTの間で、そしてD成分では11-17 UTの間で増強している。H成分とD成分の各センサーは主にSR波をアジア、アフリカ、アメリカの各地域に切り



図 16 南北方向, 東西方向それぞれに置かれたサーチコイル磁力計

分けて検出するために導入された。スペクトルのパワーが強まる時間が異なっているのは、雷の発生源が移動していることによるものである。また、図を見ると 5 Hz より低い周波数で 03-05 UT の間にスペクトルが強まっているが、これは昭和基地の近くで起こったオーロラによって発生した ULF(Ultra Low Frequency) によるものであることに注意する。

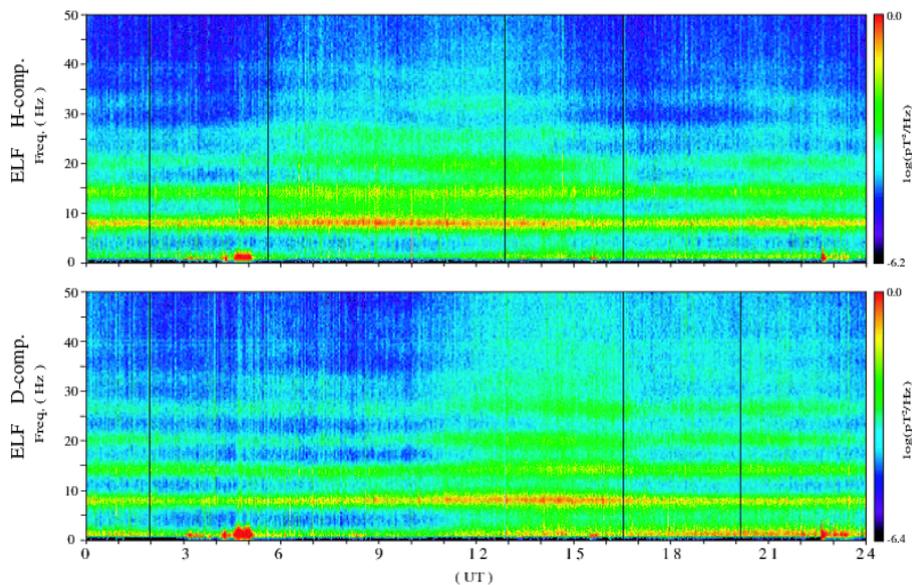


図 17 2002 年 8 月 27 日、昭和基地で観測されたダイナミックスペクトルの波形データ。上のパネルが H 成分であり、下のパネルが D 成分である。

次に、図 18 の (a), (b) にあるように H 成分と D 成分のスペクトルをそれぞれ 1~3 次モードまで UT の関数として計算する。そして、 $P_H = P_{H(f=8)} + P_{H(f=14)} + P_{H(f=20)}$  を H 成分として、また、 $P_D = P_{D(f=8)} + P_{D(f=14)} + P_{D(f=20)}$  を D 成分として、パワースペクトルの強度の合計をそれぞれ計算する。これらのスペクトルデータから 1~3 次モードまでのスペクトル強度の合計を図 18(c) のように  $P_{total} = \sqrt{P_H^2 + P_D^2}$  として得る事が出来る。そして、図 18(c) に描かれているように  $P_{total}$  を 5 年間分プロットした図を作る。

図 19 は 2000 年の 2 月から 2004 年 12 月までのスペクトル強度  $P_{total}$  を表したもので、縦軸が日変動、横軸が年変化を表した図である。図 19 を見ると、まず縦軸のどの部分でもきれいな一年変動を見る事ができる。次に、06-16 UT(Universal Time), 18-01 UT の部分が全体からみて強い値になっている。雷は地方時で言うと夕方、とりわけ 16 LT(Lorcal

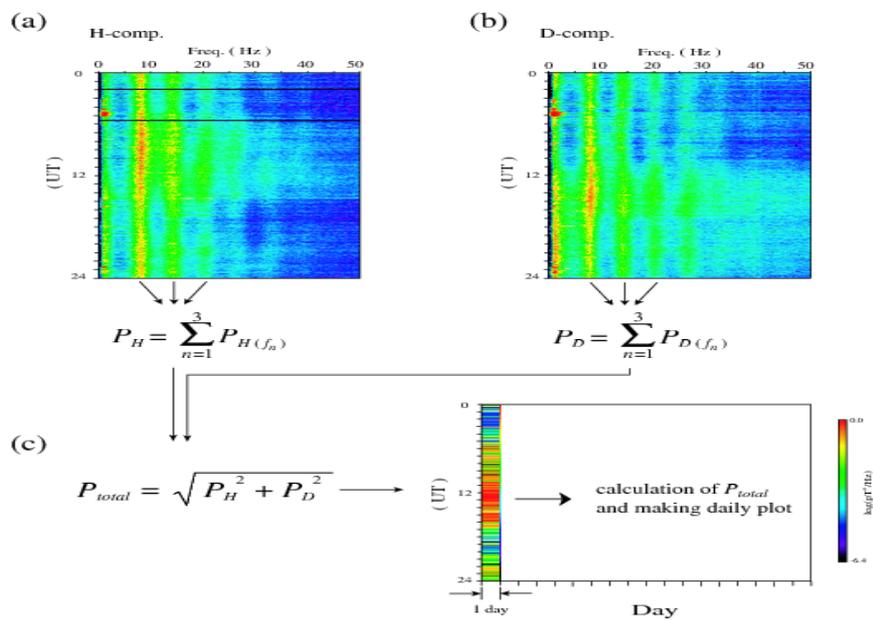


図 18 (a) はスペクトルの H 成分, (b) は D 成分で, 1~3 次モードのスペクトルをそれぞれ合計する. (c) は (a) と (b) の絶対値を取った全体のスペクトル強度であり, このデータをもとに日変動と年変動を同時にプロットする図を作成する.

Time) 付近でピークを迎えるので、図 19 の左側に 16 UT の世界地図を一緒に載せておく。例えば、図 19 の 06-13 UT の部分は、東南アジアや中国、インドあたりが 16 LT となっており、この地域の雷活動の寄与を表している。同様に、13-16 UT は主にヨーロッパやアフリカ、18-01UT は南北アメリカの雷を表している。

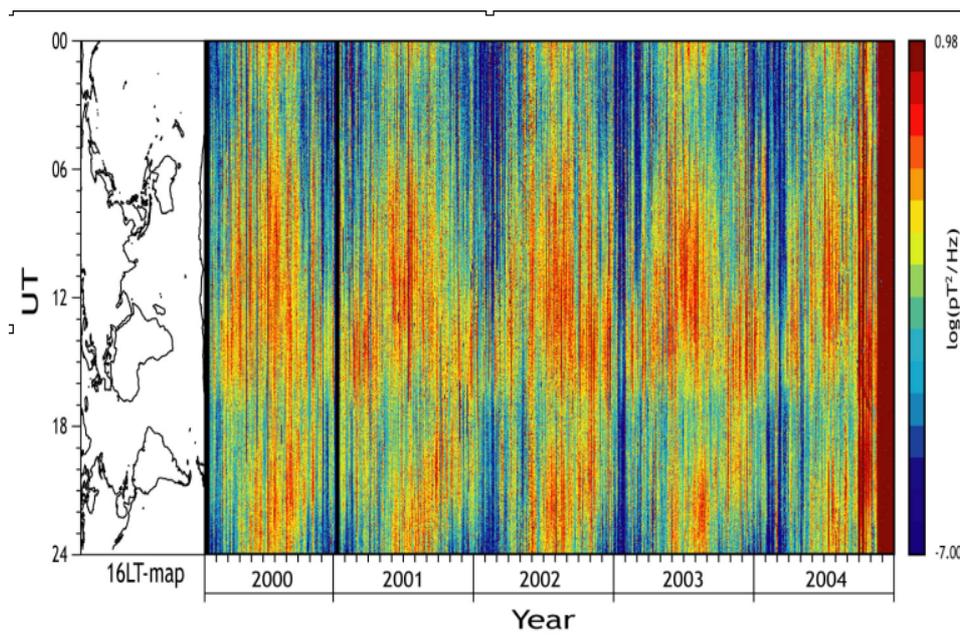


図 19 2000 年 2 月～2004 年 12 月まで 5 年間の SR の日変動と年変化を同時にプロットした図。横軸が日数で (1 メモリは 1 ヶ月を表す)、縦軸が UT(Universal Time) である。

そして、これらのデータから三大スポットの部分抜き出してプロットする。そうすると、全部で 1796 日分の変動が表れる。今回は、アフリカの場合を例にとって図を入れながら説明する。図 20 はアフリカの部分抜き取って 1796 日分のデータをプロットしたものである。

次に、このままのデータだと短周期成分と長周期成分が入り混じっているので、まず 40 日の window 移動平均をとって長期変動の成分を取り出す (図 21)。次に、図 19 から図 20 の成分を差し引いて、短周期成分を取り出す (図 22)。

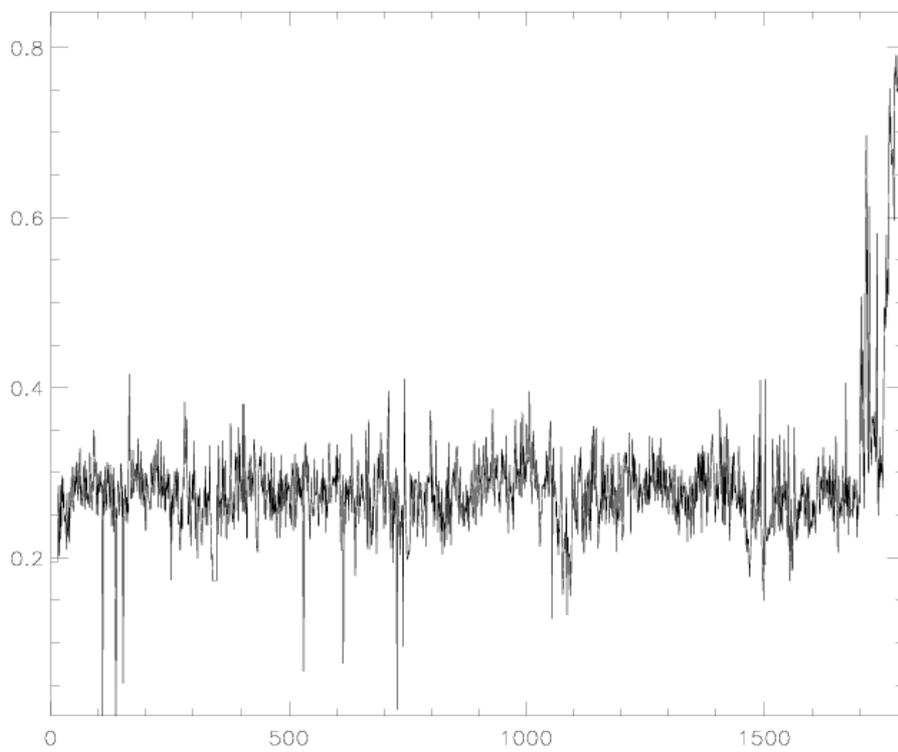


図 20 アフリカ部分の 1796 日分のプロット

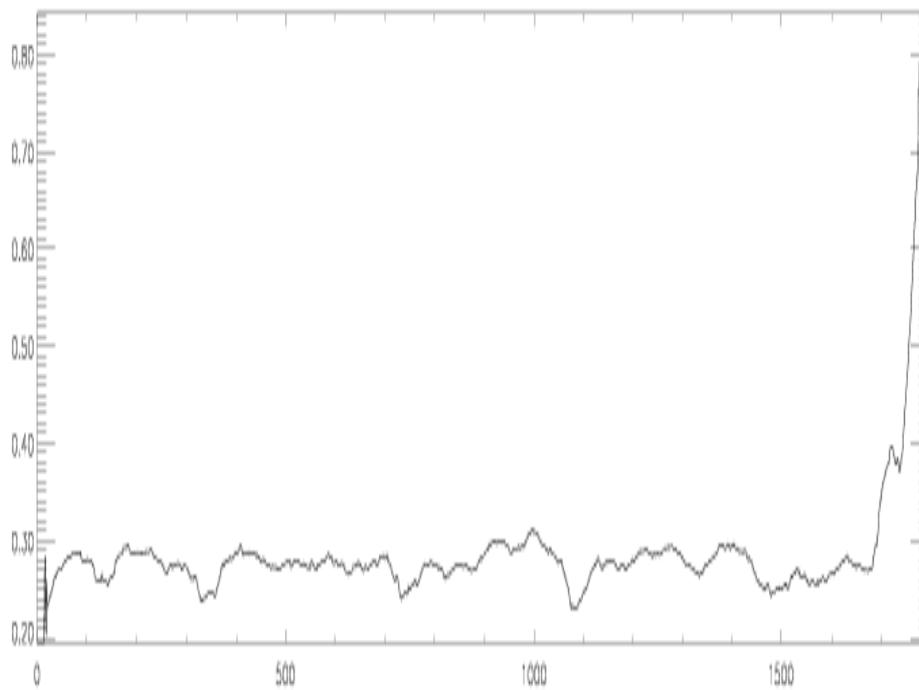


図 21 40 日の window で移動平均方を使ってアフリカの長期変動を取りだしたものの

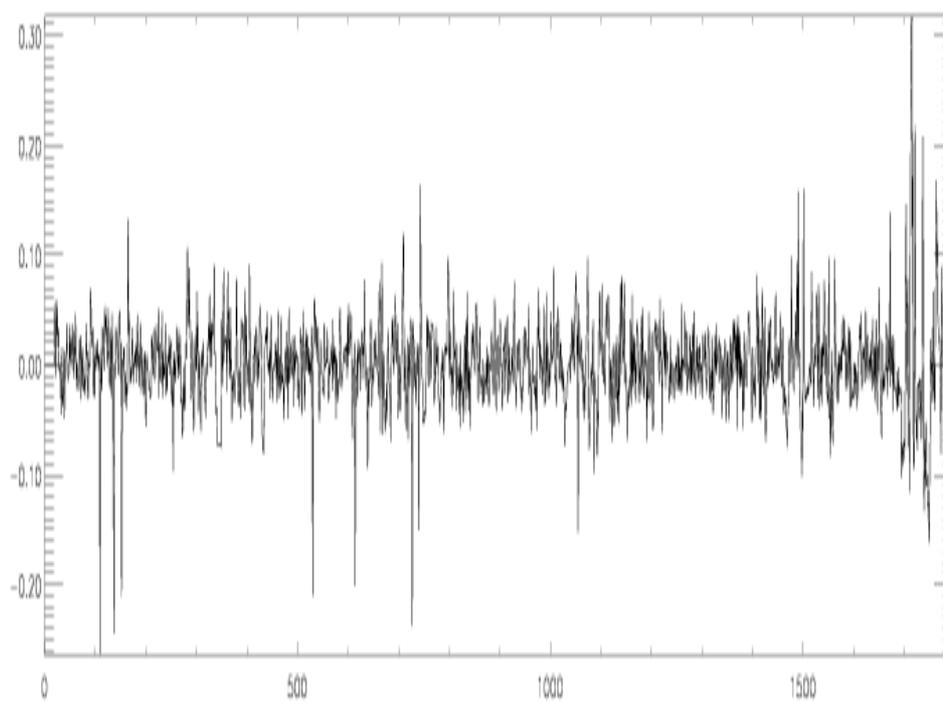


図 22 図 19 から図 20 を差し引いたもの. これにより, 全体から長期変動の成分を取り除き, 短周期成分の抽出に成功した.

ここから先は全ての地域をプロットしていく。まず、前述の手法で得られたアジア、アフリカ、アメリカでの一日変動成分からフーリエ変換によりパワースペクトルを計算する。パワースペクトルは400日のデータポイントで、ずらし幅40で計31個のパワースペクトルを作り、それを平均して一つの平均パワースペクトルを作る。アジア、アフリカ、アメリカと計3地域であり、0-1650日が使用したデータポイントである。以下、それぞれの地域をプロットした図である。

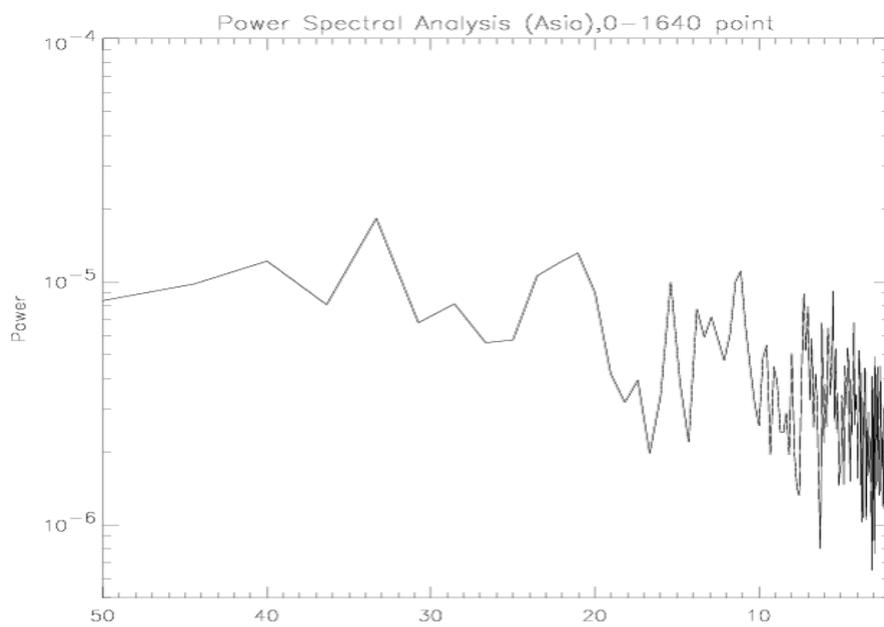


図 23 アジアの平均パワースペクトル.

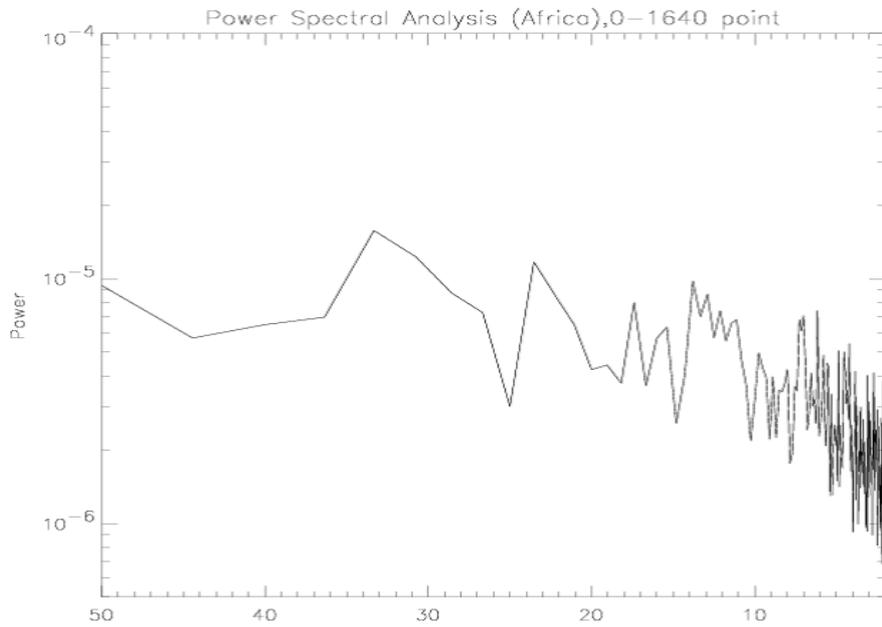


図 24 アフリカの平均パワースペクトル.

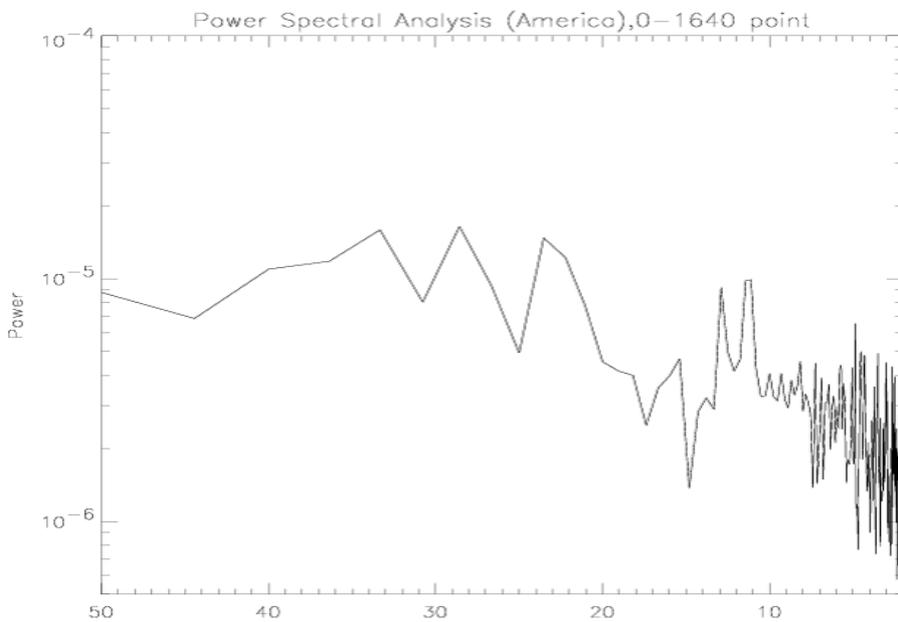


図 25 アフリカのパワースペクトル.

図 22 ~ 25 を見てみると、横軸が 23, 34 日周期の時にいずれもピークを読み取ることが出来る。そこで次に、アジア、アフリカ、アメリカの互いの相関関係を見るためにそれぞれのクロススペクトルを計算する。

クロススペクトルの式は、以下のように表される (詳細は付録 A 参照)。

$$S_{xy}(\omega) = E \left[ \frac{2\pi}{T} X^*(\omega) Y(\omega) \right] \quad (1)$$

ここから先では、比較対象の地域それぞれの 400 日のデータポイントを 40 日間ずらし (つまり、二つ目は 40 ~ 440 日のデータを利用する)、そこでまたクロススペクトルを計算する。そのクロススペクトルを計 31 個作り、それらの平均クロススペクトルを求める。そうして求めた平均クロススペクトルと、コヒーレンスとフェイズを求め、三つを同時にプロットすることにより、各地域での雷の相関性について議論する。

まずコヒーレンスについて、式で表すと下記のように定義する。

$$\text{coh}^2(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)} = \frac{K_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)} \quad (2)$$

次に、フェイズ  $\theta_{xy}(\omega)$  は、次のように定義される。

$$\theta_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \frac{Q_{xy}(\omega)}{K_{xy}(\omega)} \quad (3)$$

以上がコヒーレンス、フェイズについての式である。こうして得られるクロススペクトル、コヒーレンス、フェイズを同時にプロットしたのが次の図である。

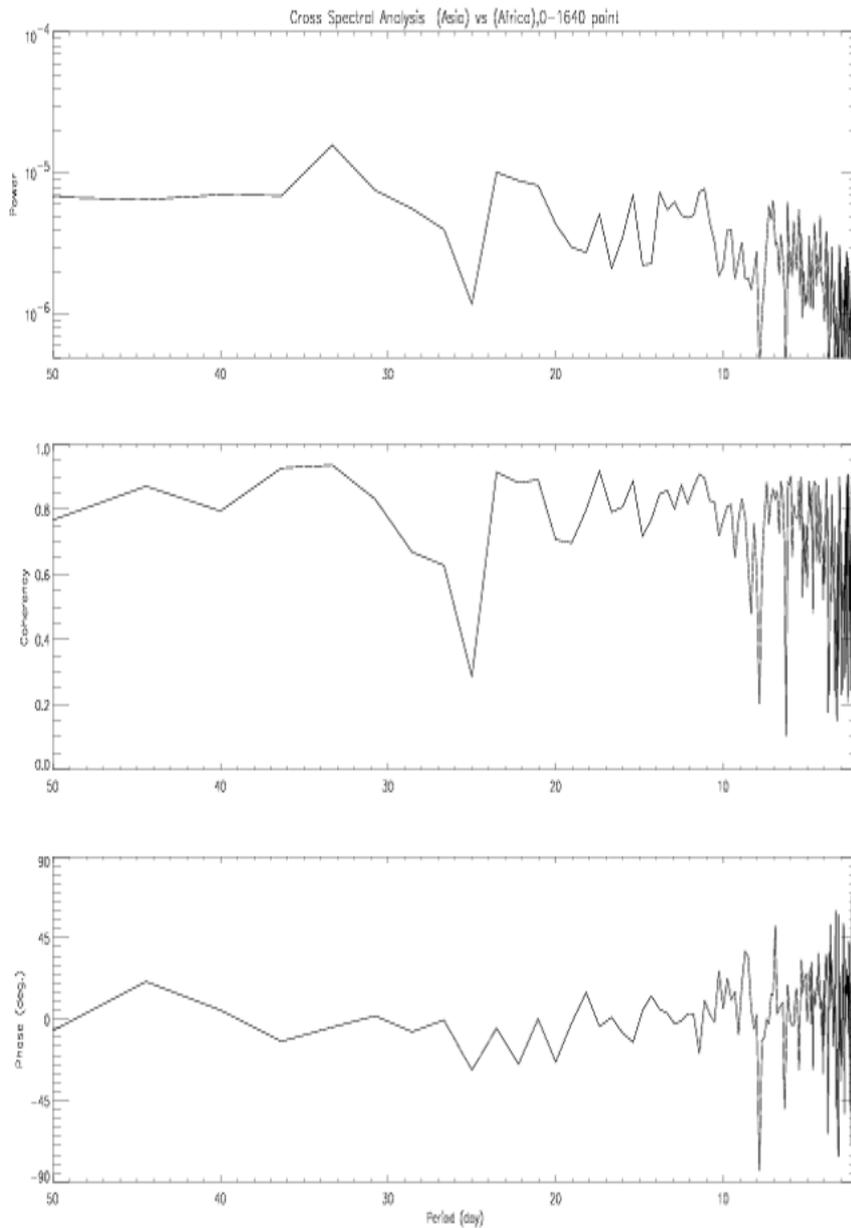


図 26 アジアとアフリカのクロススペクトル、コヒーレンス、フェイズをプロットしたもの。比較の基準はアジアで、比較の対象はアフリカ。

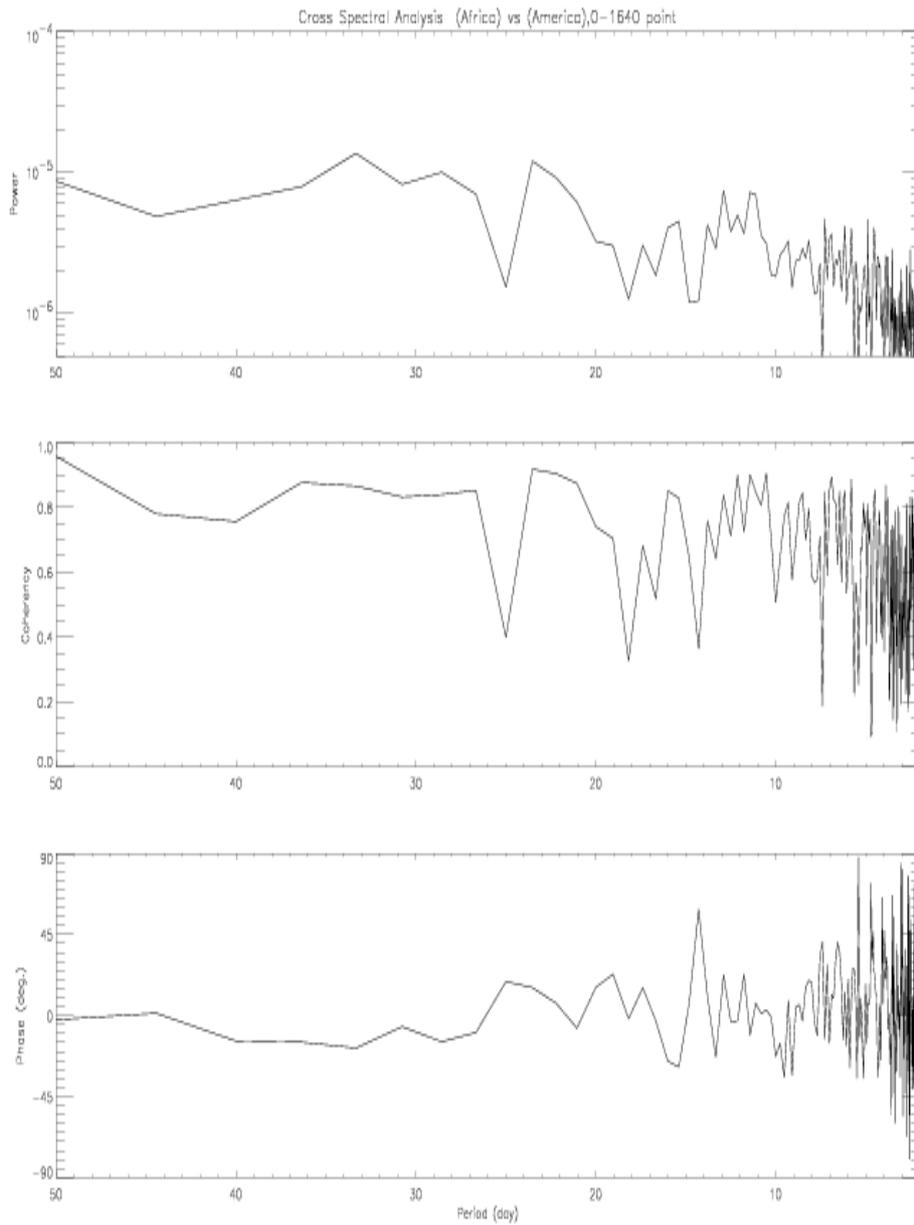


図 27 アフリカとアメリカのクロススペクトル、コヒーレンス、フェイズをプロットしたもの。比較の基準はアフリカで、比較の対象はアメリカ。

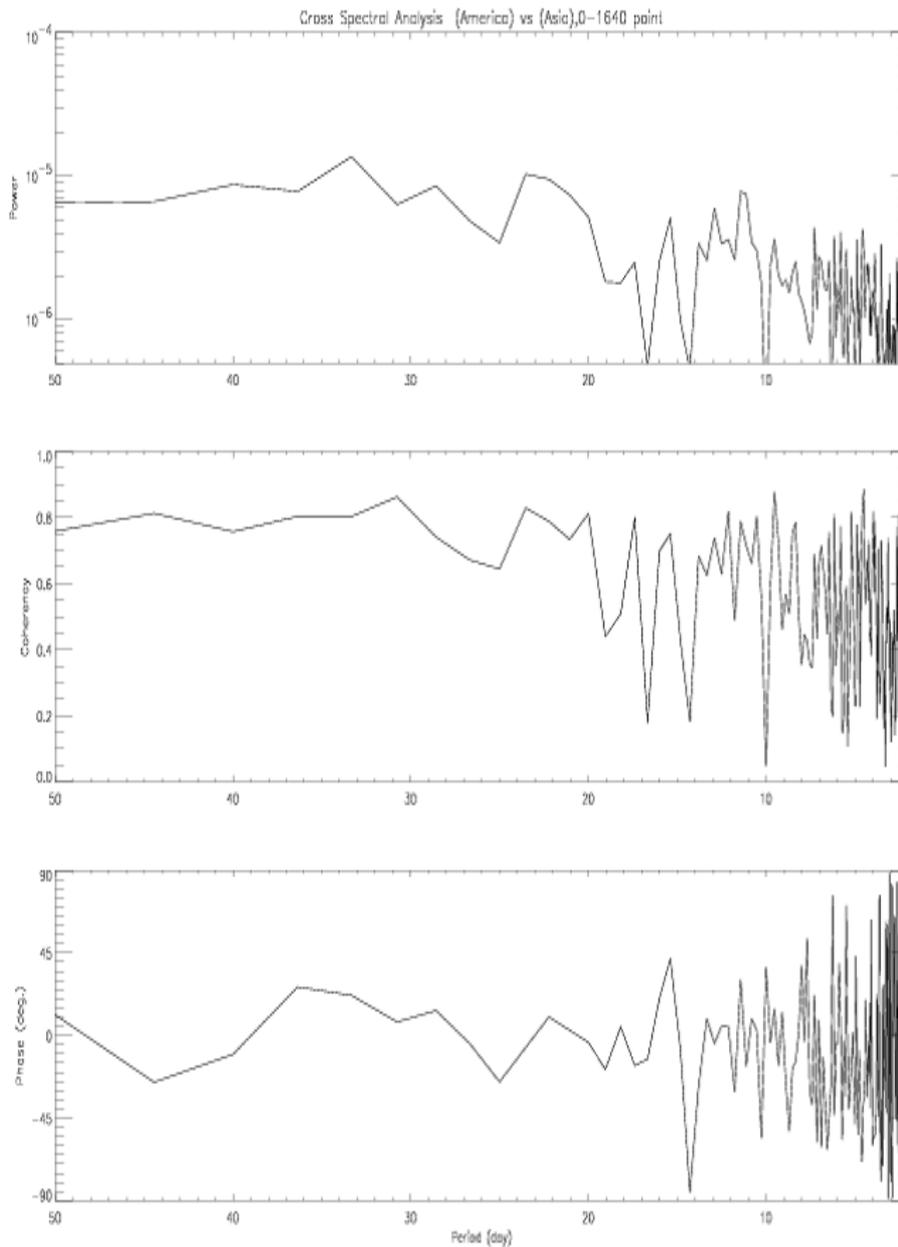


図 28 アメリカとアジアのクロススペクトル、コヒーレンス、フェイズをプロットしたもの。比較の基準はアメリカで、比較の対象はアジア。

### 4.3 データ解析の結果と考察

まず、周期約 23 日に表れるピークについて考察する。ピークは 23.5 日周期に表れているとみて計算する。

まず図 25 を見ると、まずコヒーレンスは  $0.9 < coh < 0.95$  の位置にプロットされている。これは非常に高い相関である。次に、フェイズを見てみると 23.5 日周期の所では  $-5^\circ$  と読み取れる。横軸は周期で表しているの、これを時間に直すと

$$-\frac{5}{360} \times 23.5 = -0.33 \quad (4)$$

$$-0.33 \times 24 = -7.8 \quad (5)$$

となり、この計算結果からアフリカはアジアに対して 7.8 時間遅れていることが分かる。

図 26 についても同様のことを行う。結果を載せると、コヒーレンスは  $0.9 < coh < 0.95$ 、フェイズは  $+15^\circ$  と読み取れる。同様の計算をすると、アメリカはアフリカに対して 23.5 時間進んでいることが分かる。

図 27 では、コヒーレンスは  $0.8 < coh < 0.85$ 、フェイズは  $-5^\circ$ 。アジアはアメリカに対して 7.8 時間遅れていることが分かった。

以上を総括すると、三大スポット全体を比較した時、まず相関が極めて高いことが挙げられる。いずれも  $0.8 < coh < 0.95$  という数字であった。次に、雷活動のピークは全球的に見て東から西へ遷移しており、アメリカとアジア、アジアとアフリカの時間差は約 8 時間である。

今回データを取った領域に関して考えると、アメリカ領域の中心の経度は約西経  $100^\circ$ 、アジアは東経  $140^\circ$ 、アフリカは東経  $20^\circ$  である。つまり、アメリカとアジア、アジアとアフリカ、アフリカとアメリカには経度で表すとそれぞれ約  $120^\circ$  ずつずれている。そして、雷活動というのは、地方時で夕方にピークを向かえるので、上の総括に書かれている結果には、雷活動は地方時の夕方にピークを向かえる事と、地球の自転の影響を考えると整合

性がある。ただし、アフリカとアメリカの時間差が 23.5 時間となった点に関してはよく分からないが、分解能の問題かもしれない。

次に、34 日周期くらいに表れているピークの部分を見てみる。まず、アジアとアフリカに関して見てみると、コヒーレンスは  $0.9 < coh < 0.95$  と極めて高い。そして、フェイズは  $-5^\circ$  である。時間に直すと、アフリカはアジアに対して 11 時間ほど遅れている。次に、アフリカとアメリカを見てみると、コヒーレンスは  $0.85 < coh < 0.9$ 。次にフェイズは、 $-15^\circ$  である。アメリカはアフリカに対して 33 時間ほど遅れている。最後に、アメリカとアジアに関して見てみる。コヒーレンスはほぼ 0.8 であった。フェイズは、 $+20^\circ$  であり、アジアはアメリカに対して 44 時間ほど進んでいる。

以上を総括すると、こちらも  $0.75 < coh < 0.95$  と全体的にコヒーレンスが極めて高く、また、順番はアジア、アフリカ、アメリカの順で、時間差はアジアとアフリカが 11 時間、アフリカとアメリカが 34 時間、アジアとアメリカが 44 時間差であった。今回はそれぞれの時間差の合計はちゃんと 0 になったのだが、各時間差が正しいかどうかは疑問に残る。

今回のデータ解析の考察をすると、アジア、アフリカ、アメリカの三大スポットのそれぞれの平均パワースペクトルからはだいたい同じ日数の周期の所にピークが出てきた。そして、各ピークでのフェイズは全体的に極めて高かった。そして、いずれも雷のピークは東から西へ遷移している事が分かった。以上をまとめると、雷は全球で同期していると結論づけることが出来る。ただし、データの信頼度など、細かい部分では議論が必要な所も残ってしまい、今後の課題も同時に見えてきた。今回は時間の関係上ここで留まったが、将来的な展望としては、今回行った解析結果を修正、改善し、気温データや UTWV のデータなどの気象パラメータと比較して、それぞれが自然界でこういった関係 (相関) があるのかを見ていきたい。

## 5 まとめ

本論文では、前半で Williams E.(1992) の、SR と熱帯域の地表面温度との相関について述べた論文を、そして、Price C.(2000) の、雷活動と上部対流圏水蒸気との関係について述べた論文をそれぞれレビューした。また、後半ではデータ解析でアジア、アフリカ、アメリカの三大スポットでの雷のそれぞれの相関や、また、雷の周期性について調べた。

まず、Williams E.(1992) の論文では、熱帯域において地表面温度と雷の発生頻度との関係を調べ、地表面温度が高くなると雷の発生頻度も上がることを示した。そして、SR が感度の良い全球の熱帯域の温度計となるかどうかを確かめるため、筆者は 5.5 年に渡りロード・アイランドで磁場のデータを連続して観測した。その結果、図 8 にあるように月平均の磁場強度の変動と表面温度の変動はとても似た形をしており、また、図 9 に書いてある地球の温度計の感度と図 5,6 から読み取れる雷の地表面温度に対する感度は一致している。SR は雷活動をありのままに集積したものであり、そして、観測によると SR は熱帯域の気温と共に増加している。そして、それは局地で観測した雷の気温に対する感度と一致している。このことから、SR は感度の良い熱帯域の温度計であることを示した。

次に、Price C.(2000) の論文では、SR と UTWV の関係について述べている。SR と UTWV を比較するにあたって、まず筆者は 1985 年から南極で 10 Hz の ELF 波動を観測している。一分間に 600 回記録し、後に日平均や月平均に換算している。この月平均のデータと NVAP による 500-300 mbar での可降水量の全球での月平均を比べたのが図 14 であり、相関係数は、 $r=0.85$  と極めて高い。また、図 15 では日々の相関がプロットされているが、こちらも  $r=0.76$  と、とても高い相関である。データセットにはまだ改善の余地はあるが、SR と UTWV のそれぞれの変動には関連があることが示された。

以上の二つの論文から、温暖化の研究の際に重要なパラメーターである温度、UTWV に対して雷は密接に関連していることが分かった。このことから、雷はこの二つのパラメーターをモニターするにあたって有用な指標であると言える。

一方、後半のデータ解析では南極での 1796 日間に渡る観測によって得られたデータからアジア、アフリカ、アメリカでの三大スポットの雷の相関性、そして、雷の周期性について調べた。図 23~25 のそれぞれのパワースペクトルからは 23.5 日周期と 33.5 日周期の

部分からピークを読み取る事が出来た。そして、それぞれのピークを調べたところ、各スポット同士の相関は極めて高く、いずれも東から西に雷活動が遷移していて、自転の影響を考えると、雷は全球で同期していると言うことができる。

## 付録 A クロススペクトル, コヒーレンス, フェイズの説明

ここでは, 第 4 章で出てきたクロススペクトル, コヒーレンス, フェイズについて簡単に説明する.

自己相関関数のフーリエ変換がスペクトルであるように, 相互相関関数のフーリエ変換としてクロススペクトル  $S_{xy}(\omega)$  が定義できる. これを式で表すと, 以下のようになる.

$$S_{xy}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} C_{xy}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (6)$$

上式の逆フーリエ変換より

$$C_{xy}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S_{xy}(\omega) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (7)$$

を得る.

ここで,  $C_{xy}(\tau)$  は相互相関関数を表す. ただし, この式は相互相関関数が予め分かっている状態で初めて使える. 予め相互相関関数が分かっている場合は (今回のデータ解析でもそうである), 別の方法からクロススペクトルを求める必要がある. そこで次に, クロススペクトルのフーリエ成分による定義を紹介する.

$x(t)$  及び  $y(t)$  をそれぞれフーリエ積分表示すると以下のようになる.

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (8)$$

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} Y(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (9)$$

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (10)$$

$$Y(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} y(t) e^{-i\omega t} dt \quad (11)$$

この関係式を相互相関関数の定義

$$C_{xy}(\tau) = \overline{x(t)y(t+\tau)} \quad (12)$$

に代入し, 変換すると

$$C_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t)y(t+\tau)dt \quad (13)$$

$$= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} Y(\omega)e^{-i\omega(t+\tau)}d\omega \right\} x(t)dt \quad (14)$$

$$= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} Y(\omega)e^{i\omega\tau} \left\{ \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t)e^{i\omega t}dt \right\} d\omega \quad (15)$$

$x(t)$  は  $(-\frac{T}{2}, \frac{T}{2})$  以外では 0 であると仮定すれば, 上式の右辺の  $(-\frac{T}{2}, \frac{T}{2})$  での積分は  $(-\infty, \infty)$  での積分に置き換えられ, さらに式 (10), (11) の共役関係

$$X^*(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{i\omega t}d\omega \quad (16)$$

を代入すれば

$$C_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{2\pi}{T} \int_{-\infty}^{\infty} X^*(\omega)Y(\omega)e^{i\omega\tau}d\omega \quad (17)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \left[ \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{2\pi}{T} X^*(\omega)Y(\omega) \right] e^{i\omega\tau}d\omega \quad (18)$$

あるいは, 上式の左右両辺に共役操作を行えば,

$$C_{xy}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \left[ \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{2\pi}{T} X(\omega)Y^*(\omega) \right] e^{-i\omega\tau}d\omega \quad (19)$$

式 (18) を式 (7) と比較すれば,

$$S_{xy}(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{2\pi}{T} X^*(\omega)Y(\omega) \quad (20)$$

あるいは、アンサンブル平均  $E$  として、

$$S_{xy}(\omega) = E \left[ \frac{2\pi}{T} X^*(\omega) Y(\omega) \right] \quad (21)$$

が得られる。

二つの変動量の間統計的性質を表すのに、相互相関関数  $C_{xy}(\tau)$  とクロススペクトル  $S_{xy}(\omega)$  の定義を導入した。しかし、クロススペクトルは一般的に複素関数であり、現象の把握、記述に不便であるので、さらにコヒーレンス (coherence) とフェイズ (phase) を次のように定義する。

まずコヒーレンスについて、式で表すと下記のように定義する。

$$\text{coh}^2(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)} = \frac{K_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)} \quad (22)$$

ここに、 $S_{xx}(\omega)$ ,  $S_{yy}(\omega)$  はそれぞれ  $x(t)$ ,  $y(t)$  のスペクトルを表し、 $K_{xy}(\omega)$ ,  $Q_{xy}(\omega)$  はコスペクトルとクオドスペクトルである。ちなみに、コスペクトルとはクロススペクトル  $S_{xy}(\omega)$  の実数部分を表し、クオドスペクトルとは虚数部分を表す。つまり、以下の式が成り立つ。

$$S_{xy}(\omega) = K_{xy}(\omega) - iQ_{xy}(\omega) \quad (23)$$

$$|S_{xy}(\omega)| = \sqrt{K_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)} \quad (24)$$

先に述べたように、クロススペクトル  $S_{xy}(\omega)$  は帯域フィルターを通した角周波数  $\omega$  の二信号の乗積平均  $\overline{x_\omega \cdot y_\omega}$  であるから、コヒーレンスの平方根  $\text{coh}(\omega)$  は二信号のフーリエ周波数成分の相互相関係数である。

次に、フェイズ  $\theta_{xy}(\omega)$  は、次のように定義される。

$$\theta_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \frac{Q_{xy}(\omega)}{K_{xy}(\omega)} \quad (25)$$

フェイズ  $\theta_{xy}(\omega)$  は、すでに前項で述べたように、変動  $x$  と  $y$  の  $\omega$  成分である  $X(\omega)$  と  $Y(\omega)$  との位相角を意味し、これを  $\omega$  で割った  $\tau_\omega$  は

$$\tau_\omega = \frac{\theta_{xy}(\omega)}{\omega} \quad (26)$$

二つの変動の間の時間遅れを表す。

もし、二点の距離が現象 (波) の伝播する方向に  $\epsilon$  だけ離れ、成分波の伝播速度が  $U_c(\omega)$  であるとすれば

$$\tau_\omega = \frac{\epsilon}{U_c(\omega)} \quad (27)$$

である。したがって、

$$\theta_{xy}(\omega) = \frac{\epsilon\omega}{U_c(\omega)} \quad (28)$$

となり、位相角  $\theta_{xy}(\omega)$  を測ることにより、成分波の伝播速度  $U_c(\omega)$  と  $\omega$  の関係を計測しうる。

## 謝辞

本論文を作成するにあたり、たくさんの方にお世話になりました。

特に担当教官の佐藤光輝講師は、プログラミング初心者の私に対し、熱心かつ的確で、粘り強い指導をして下さいました。この場を借りて厚く御礼申し上げます。また、M2の山下達也氏には修士論文作成中という多忙を極める中にも関わらず、Texの操作方法など、基本的な事に関するご指導をいただきました。本論文が無事に形になったのも、山下氏がご尽力してくださったおかげです。本当にありがとうございました。また、M1の吉田健悟氏には普段からお世話になっており、今回の論文作成にあたっても親身に相談に乗って下さいました。時にはデータ解析を手伝っていただき、本当にお世話になりました。また、今回ここまでたどり着くことが出来たのは周りの四年生のおかげです。この場を借りて深く感謝いたします。

## 参考文献

- [1] J.K.Angell, *Mon. Weather Rev.*114,1922(1986)
- [2] P.D.Jones et al., *Nature* 322,430(1986).
- [3] J.Hansen and S. Lebedeff, *J.Geophys.Res.* 92,13345(1987)
- [4] E.R.Williams, *ibid.*90,6013(1985)
- [5] M.Kotaki,I.Kuriki,C.Katoh,H.Sugiuchi, *J.Radio Res.Lab.(Tokyo)* 28,49(1981)
- [6] D.Mackerras, *J.Geophys.Res.* 90,6195(1985)
- [7] F.de la Rosa, personal communication
- [8] R. de Araujo, personal communication
- [9] R.jayarante, personal communication
- [10] R.Orville, personal communication
- [11] E.R.Williams and N.Renno, *Mon. Weather Rev.*, in press
- [12] S.A.Rutledge, E.R.Williams, T.D.Keenan, *Bull.Am.Meteorol.Soc.*73,3(1992)
- [13] E.R.Williams et al., *J.atmos.Sci.*, inpress
- [14] F.J.W.Whipple, Q.J.R. *Meteorol.Soc.*55, 1(1929)
- [15] W.O.Schumann, *Z. Naturforsch. Teil A7*, 149(1952)
- [16] P.V.Bliokh, A.P.Nikolaenko, Yu.F.Filippov, *Schumann Resonances in the Earth-Ionosphere Cavity* (Perigrinus, London, 1980).
- [17] C.Polk, in *CRC Handbook of Atmospheric*, H.Volland,Ed.(CRC Press,Boca Raton,FL,1982), vol.1,p.112.
- [18] M.t.Balser and C.A.Wagner, *J.Geophys.Res.* 67,619(1962).
- [19] T.R.Madden and W.Thompson, *Rev.Geophys.* 3,211(1965)
- [20] Gendrin and R.Stefant,in *Propagation of Radio Waves at Frequencies Below 30 kc/s*, W.T.Blackband,Ed.(Pergamon,New York,1964),p.371.
- [21] T.Ogawa, Y.Tanaka,M.Yasuhara, *J.Geomagn.Geoec.* 21,447(1969).
- [22] M.Clayton and C.Polk,in *Electrical Processes in Atmospheres*, H.Dolezalek and R.Reiter,Eds.(Steinkopff,Darmstadt,1977),pp.440-449
- [23] D.D.Sentman and B.J.Fraser, *J.Geophys.Res.* 96,15973(1991).
- [24] C.Polk, *Geophysics and Space Data Bulletin* [Space Physics Laboratory,Air Force Cambridge Research Laboratories,Hanscom Air Force Base,MA(1967-1974)].
- [25] A.H.Oort, *NOAA(Natl.Oceanic Atmos.Adm.)Prof.Pap 14* (April 1983).

- [26] R.E.Orville and D.W.Spencer, *Mon. Weather Rev.* 107,934(1979).
- [27] R.Markson, *Nature* 320,588(1986).
- [28] E.R.Williams and S.J.Heckman, *J.Geophys.Res.*, in press.
- [29] R.P.Muhleisen, *Pure Appl.Geophys.* 84,112(1971)
- [30] R.Markson, *J.Geophys.Res.* 90,5967(1985).
- [31] Hansen,J.et al.in *Climate Union and Climate Sensitivity* (eds Hansen,J.E.&Takahashi,T.)130-162(American Geophysical Union,Washington DC,1984).
- [32] Rind,d.et al.Positive water vapour feedback in climate models confirmed by satellite data. *Nature* 349,500-502(1991).
- [33] Del Genio,A.D.,Kovari,W.Jr.&Yao,M.S.Climatic implications of the seasonal variations of upper troposphere water vapor. *Geophys.Res.Lett.* 21,2701-2704(1994).
- [34] Sun,D.Z.&Held,I.M.A comparison of modeled and observed relationships between interannual variations of water vapor and temperature. *J.Clim.* 9,665-675(1996).
- [35] Rind,D.Just add water vapor. *Science* 281,1152-1153(1998).
- [36] Lindzen,R.S.Some coolness concerning global warming. *Bull.Am.Meteorol.Soc.* 71,288-299(1990).
- [37] Oltmans,S.J.& Hofmann,D.J.Increase in lower-stratospheric water vapor at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981-1994. *Nature* 374,146-148(1995).
- [38] Houghton,J.J.et al.(eds) *Climate Change 1995:IPCC Assessment Report* (Cambridge Univ.Press,Cambridge,1996).
- [39] Newell,R.E.et al.Walker circulation and tropical upper tropospheric water vapor. *J.Geophys.Res.* 101,1961-1974(1996).
- [40] Takahashi,T.Near absence of lightning in torrential rainfall producing Micronesian tunderstorms. *Geophys.Res.Lett.* 17,2381-2384(1990).
- [41] Williams,E.R.et al. A radar and electrical study of tropical "hot towers". *J.Atmos.Sci.* 49,1386-1395(1992).
- [42] Kent,G.S.et al.Surface temperature related variations in tropical cirrus cloud as measured by SAGE . *J.Clim.* 8,2577-2594(1995).
- [43] Houze,R.A.Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 115,425-430(1989).

- [44] Sun, D.-Z. & Lindzen, R. S. Distribution of tropical water vapor. *J. Atmos. Sci.* 50, 1643-1660 (1993).
- [45] Jensen, E. J. et al. High humidities and subvisible cirrus near the tropical tropopause. *Geophys. Res. Lett.* 26, 2347-2350 (1999).
- [46] Soden, B. J. & Fu, R. A satellite analysis of deep convection, upper tropospheric humidity, and the greenhouse effect. *J. Clim.* 8, 2333-2339 (1995).
- [47] Hu, H. & Liu, W. T. The impact of upper tropospheric humidity from Microwave Limb Sounder on the midlatitude greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.* 25, 3151-3154 (1998).
- [48] Williams, E. R. The Schumann Resonance: a global tropical thermometer. *Science* 256, 1184-1186 (1992).
- [49] Price, C. Global surface temperatures and the atmospheric electric circuit. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1363-1366 (1993).
- [50] Williams, E. R. Global circuit response to seasonal variations in global surface air temperature. *Mon. Weath. Rev.* 122, 1917-1929 (1994).
- [51] Reeve, N. & Tuomi, R. Lightning activity as an indicator of climate change. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 125, 893-903 (1999).
- [52] Markson, R. & Price, C. Ionospheric potential as a proxy index for global temperatures. *Atmos. Res.* 51, 309-314 (1999).
- [53] Read, W. G. et al. Upper-tropospheric water vapor from UARS MLS. *Bull. Am. Met. Soc.* 76, 2381-2389 (1995); also at [http://mhs.jpl.nasa.gov/joe/h2o\\_uptropdifjja.html](http://mhs.jpl.nasa.gov/joe/h2o_uptropdifjja.html).
- [54] Susskind, J. et al. Characteristics of the TOVS Pathfinder Path A dataset. *Bull. Am. Met. Soc.* 78, 1449-1472 (1997).
- [55] Randel, D. L. et al. A new global water vapor dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77, 1233-1246 (1996).
- [56] Latham, J. & Christian, H. Satellite measurements of global lightning. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 124, 1771-1773 (1998).
- [57] Heckman, S. J., Williams, E. & Boldi, B. Total global lightning inferred from Schumann Resonance measurements. *J. Geophys. Res.* 103, 31775-31779 (1998).
- [58] Fraser-Smith, A. C. et al. in *Environmental and Space Electrodynamics* (ed. Kikuchi, H.) 191-200 (Springer, Tokyo, 1991).
- [59] Price, C. et al. Possible implications of global climate change on global lightning

- distribution and frequencies. *J. Geophys. Res.* 99, 10823-10831(1994).
- [60] 日野 幹雄 著 (1977), スペクトル解析, 朝倉書店
- [61] 南 茂夫 編著 (1986), 科学計測のための波形データ処理, CQ 出版
- [62] Sato, M., Global lightning and sprite activities and their solar activity dependences, Doctor thesis, Tohoku University, 2004.
- [63] Yoshita, K., The generation processes of Transit Luminous Events and Terrestrial Gamma-Ray Flashes -The present state of observations and future missions-, Hokkaido University, 2008