

多様な地上・衛星観測データを用いた太陽活動に伴う宇宙圏、 および大気圏環境の長期・短期変動に関する研究

新堀 淳樹^{1*}

A study of long-term and short-term variations in space and Earth's
atmosphere environments associated with solar activity using
different kinds of ground-based and satellite observation data

Atsuki Shinbori^{1*}

概要

地球を取り巻く大気圏(対流圏・成層圏・中間圏・熱圏)、およびその周辺の宇宙圏(電離圏・プラズマ圏・磁気圏・惑星間空間)の基本構造と環境は、太陽から放射されるエネルギー(太陽放射、太陽風)を入力とした平衡状態によって規定される。しかしながら、太陽放射エネルギーは常に一定ではなく、太陽活動に応じて変動するため、大気圏・宇宙圏で観測される長期的な環境変動が太陽活動によるものか、人為起源によるものかを見極めるには、長期にわたる様々な地上・衛星観測データを統合解析することによって、太陽活動に対するこれらの領域の応答過程を解明し、定量的に一つのシステムとして捉える必要がある。このような研究を促進させるためには、様々な地上・衛星観測データを一元的に取り扱うデータ解析システムが必要不可欠となるが、2009年5月から開始された大学間連携プロジェクト「Inter-university Upper atmosphere Global Observation NETwork: IUGONET」において、様々な地上観測データを相互参照し、可視化・相関解析を行う研究インフラを開発してきた。現在では、多くの地上観測データが公開され、このデータ解析システムを駆使して大気圏・宇宙圏の短期・長期変動に関する研究を行える環境にある。本解説では、IUGONET プロジェクトの概要について述べ、これまで行ってきた大気圏・宇宙圏の太陽活動に対する応答とそのメカニズムに関する研究を紹介する。

1. はじめに

我々の生存環境である大気圏は、特徴的な温度構造を持ち、その温度の高度分布に従って地表面から順に対流圏(~10 km)、成層圏(10~50 km)、中間圏(50~90 km)、及び熱圏(90~1000 km)と名付けられている。成層圏と中間圏を合わせた領域はまた、中層大気(10~100 km)と呼ばれる。一方、太陽紫外線などによって中間圏・熱圏の一部の大気が電子とイオンに電離し、電離圏を形成している。電離圏もまた、電子密度の高度分布に従って下から順に D 領域(70~90 km)、E 領域(90~130 km)、F1 領域(130~250 km)、および F2 領域(250~1000 km)として区分される。とりわけ、高度 100km 以上の大気圏は超高層大気と呼ばれている。高度 1000 km 以上の領域になると、中性大気はほぼ完全に電子とイオンに分か

2016年8月18日受理。

¹〒611-0011 宇治市五ヶ庄 京都大学生存圏研究所学際萌芽研究センター。

* E-mail: shinbori@rishi.kyoto-u.ac.jp

れ、無衝突プラズマの状態にある。これらの荷電粒子は、背景と個々の粒子が作り出す電場や磁場の影響を受けながら運動する。地球磁場が支配する磁気圏、電離圏起源のプラズマで満たされている地球近傍のプラズマ圏、高エネルギー粒子からなる放射線帯、および惑星間空間におけるエネルギーのやりとりは、直接粒子間の衝突ではなく、電磁場と荷電粒子の相互作用を介して行われる。これが宇宙圏の特徴であり、大気圏と大きく異なる点である。

図1に太陽地球結合システムの概念図を示す。この図が示すように、太陽は絶えず周辺の惑星間空間へ2つのカテゴリーに属するエネルギーを放射している。第一のカテゴリーは電磁波の性質を持つ電磁放射であり、第二のカテゴリーは物質の性質をもつ太陽光および太陽高エネルギー粒子である。太陽放射は、電磁波であるため、地球磁場の影響を受けずに地球磁気圏・大気圏に直接侵入することができる。大気圏、地球表面が受け取る太陽放射エネルギーは、赤道域で最大となる。図2に示

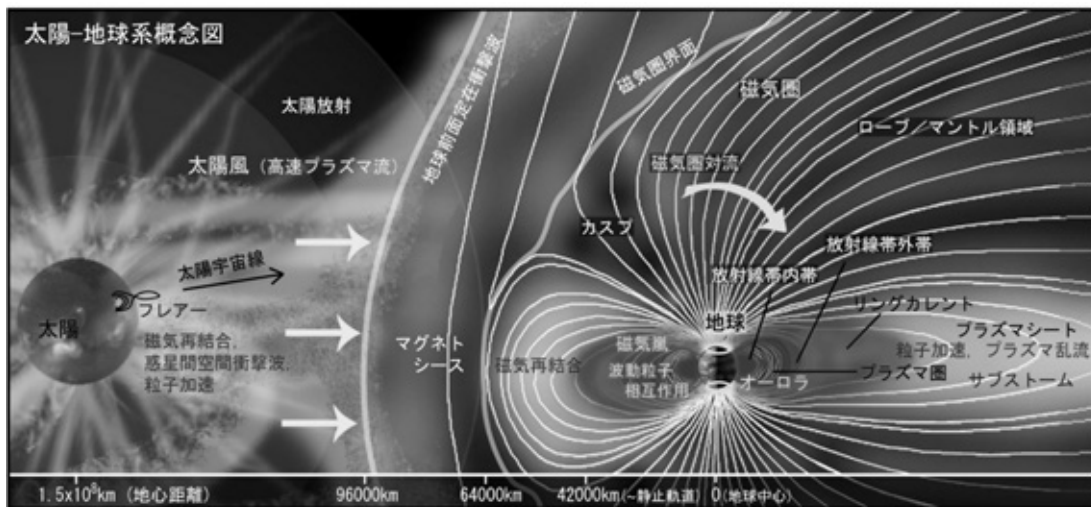


図1: 太陽地球結合システムの概念図¹⁾。

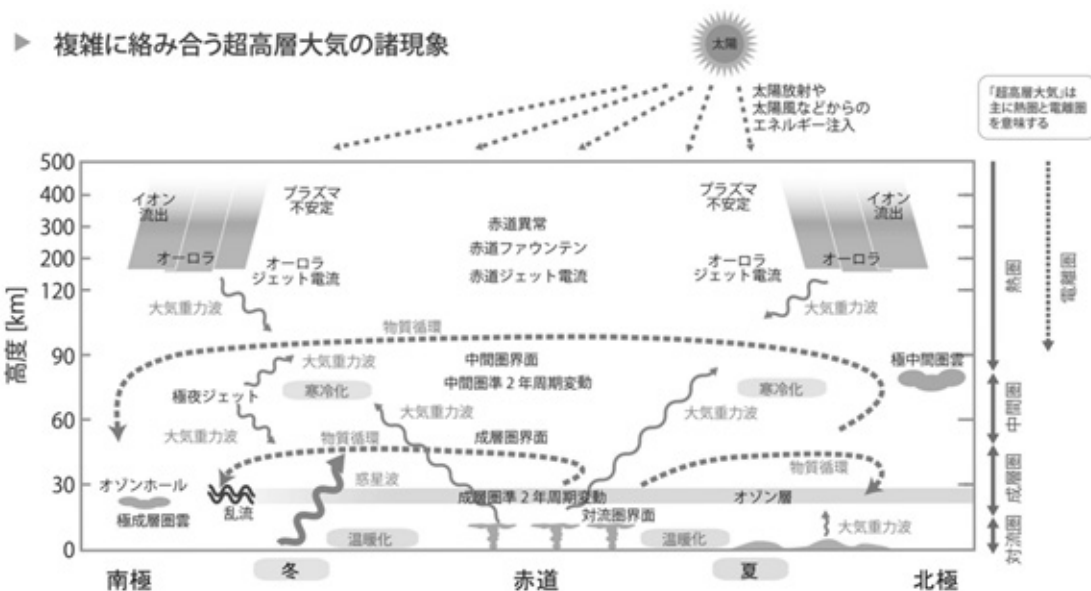


図2: 高度500 kmまでの地球大気中で観測される諸現象と各大気層の位置関係²⁾。横軸は緯度、縦軸は高度を示す。右軸に対流圏、成層圏、中間圏、熱圏、および電離圏の大まかな高度範囲を表す。

すように赤道域における対流圏では、強烈な太陽放射エネルギーによって地表面、および地表付近の大気が加熱され、活発な対流現象が引き起こされる。活発な対流現象に伴う大気擾乱を種として大気波動が励起され、大気波動が上方の大気層へ伝搬し、運動量とエネルギーを輸送する。また、高度 70 km の大気層では、短波長の太陽放射が吸収され、熱圏の加熱源と中性大気の電離源となっている。熱圏では 1000 度以上の高温となり、熱圏領域と重なるようにして電離圏が形成されている。一方、荷電粒子からなる太陽風、太陽高エネルギー粒子は地球磁場の影響を受け、磁気圏や大気圏に直接侵入することができない。太陽風-磁気圏相互作用を通じて発生した電磁エネルギーが磁気圏内を伝搬し、磁気圏内におけるプラズマ対流、環電流の発生、および放射線帯粒子の生成を引き起こす。

このように大気圏・宇宙圏における基本構造と基礎状態は、太陽放射エネルギーを入力としたエネルギー収支バランスの上で成り立っている。太陽は、一定エネルギーを絶えず放射しているわけではない。太陽活動によって太陽風、およびX線から紫外領域における太陽放射が大きく変動することに伴い、大気圏・宇宙圏におけるプラズマ、大気環境は太陽活動に呼応して変化する。プラズマ、大気環境が状態遷移する際に様々な擾乱現象が発生する。状態遷移による擾乱現象の発生過程や背景場の長期変動メカニズムを解明するためには、太陽活動による大気圏・宇宙圏の応答を捉え、太陽と地球を一つのシステムとして理解を深める必要がある。地球観測年(International Geophysical Year: IGY, 1957-58 年)以降、整備されてきた広域観測網から取得された太陽・地球大気圏に関する多種多様の観測データ、衛星観測、および数値モデリングを組み合わせることによって、グローバルなエネルギーの流れとエネルギー変換過程を明らかにすることが必須である。既に、2009 年 5 月から開始された大学間連携プロジェクト「Inter-university Upper atmosphere Global Observation NETwork: IUGONET」によって国内外の大学・研究機関が実施してきた太陽・地球大気の地上観測データに関するメタデータ交換システムの構築と観測データを可視化、解析するソフトウェアの開発が実施された。観測データを相互に有効活用し、分野横断的な地球大気環境変動に関する学際的な研究を実施できる研究基盤が整っている。

本解説では、筆者が主体的に取り組んできた IUGONET データ解析システムの概要と利用法、ならびに長期にわたる地上・衛星観測データを用いた太陽活動に伴う地球大気、宇宙圏の長期、短期変動とメカニズムに関する研究についてわかりやすく述べる。

2. IUGONET データ解析システムの概要と利用法

前章で述べたように、宇宙圏、および大気圏に入射する太陽放射エネルギーは、地球をとりまく空間の中を太陽エネルギーの形態を変えながら伝搬し、多様な物理現象の要因となる。地球大気圏・宇宙圏は異なる領域間でお互いにグローバルに強く結合しているため、地球大気圏・宇宙圏で観測される変動現象のメカニズムを定量的に理解するためには、各領域間における物質輸送や運動量輸送などの相互作用の実体を調査する必要がある。全球規模の地上観測ネットワークから長期的に得られた様々な観測データ（電離・中性大気、大気組成、オーロラ、地磁気、太陽風、太陽紫外線等）を組み合わせた分野間にまたがる総合解析を行うことが必要不可欠となる。本章ではまず、IUGONET 発足以前の観測データベースの在り方と問題点を述べた上で、IUGONET プロジェクトの概要とデータ解析システムについて解説する。

2.1 観測データベースの問題点と IUGONET プロジェクトのねらい

IUGONET 発足以前の太陽・超高層大気観測データベースは、観測を実施した各大学・研究機関の責任者の判断で独自に管理され分散していただけてだけでなく、観測データベースのホームページに観測データの意味、利用法、注意点などの記述が不十分であった。そのため、研究者が専門分野外の観測データを検索、取得、解析し、科学的成果を得るのに多大な労力を必要としていた。観測データの多くは特定の機関や分野での利用が中心となり、一部は利用可能なデータベースとして整理されず、未公

開のまま有効に活用されてこなかった。上述の理由によって、多様な観測データを用いた学際的研究を実施するのが困難となり、研究遂行上の障壁となっていた。観測データベースのあり方に関する問題を解決するために、2009年5月から開始された IUGONET プロジェクトは、図3に示すように観測データからメタデータを抽出してインターネット上で広く共有するシステムを開発し、各機関が国際地球観測年（1957-1958年）以来蓄積してきた種々の地上観測データを相互参照する研究環境の構築を

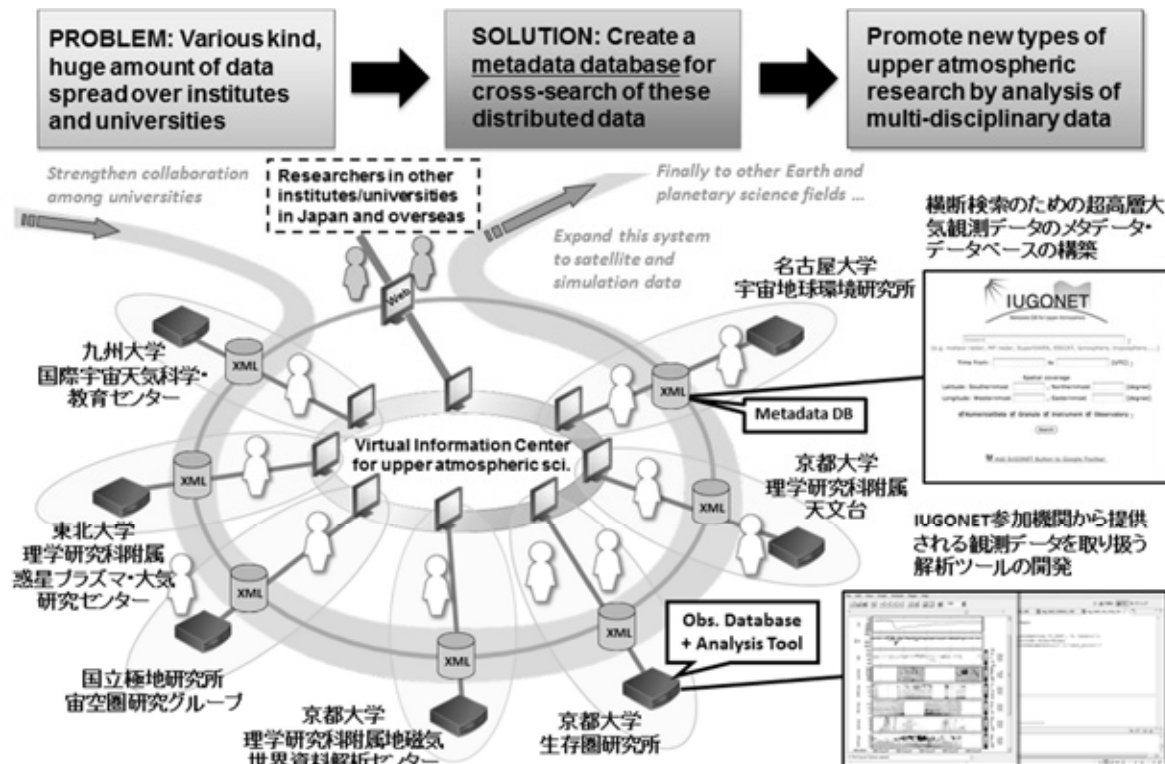


図3：IUGONET プロジェクトの概念図⁴⁾。IUGONET では、横断検索のための超高層大気観測データのメタデータ・データベースを構築し、それをインターネット上に共有することで各観測データの相互参照を可能にしている。

図る。異種の地上観測データを一つのプラットフォームで可視化、統計解析を行う解析ソフトウェアを開発し、観測データの総合解析を促進させる。全球規模で起こる地球大気圏・宇宙圏の諸現象の解明に貢献する研究基盤の構築とともに、分野横断的な研究促進を目指す^{3,4)}。

2.2 横断検索のためのメタデータ・データベース

前述のように IUGONET では観測データからメタデータを抽出してデータベース化し、インターネット上で共有するシステム（=IUGONET メタデータ・データベース）を構築している。IUGONET メタデータは観測データそのもの（実データ）ではなく、実データに付帯した情報を記述した、いわばデータのカatalogに相当する。つまり、太陽・地球大気分野の観測データに対するメタデータに含まれる項目としては、観測データの概要、謝辞、観測日時、観測領域、観測地点、データの保存形式、観測データの所在、装置の種類、問い合わせ先などが挙げられる。各機関が所有する個々の観測データからメタデータを抽出し、データベース化するためには、共通のフォーマットを策定する必要があ

る。IUGONET では、欧米の太陽地球系物理学の研究者らによる国際コンソーシアムである SPASE (Space Physics Archive Search and Extract)⁵⁾によって作成されたデータモデルを基本メタデータフォーマットとして採用した。SPASE モデルは衛星観測データ用に記述されていたため、IUGONET では独自に太陽や地球大気に関係する地上観測データの特徴に沿うように修正を加えて、共通メタデータフォーマットを策定した。修正事項として、地上観測器が見ている観測領域(緯度、経度、高度、座標など)を記述できるように、SPASE モデルの基礎部分に改良を加えた⁶⁾。既存の有力なフォーマットを基礎とすることによって、将来的に世界中の様々な太陽地球科学分野におけるコミュニティ間で、メタデータ交換や共有が進められることが期待される。IUGONET 共通メタデータフォーマットは1つのデータセットを記述するメタデータの他に、観測装置、観測サイト、人的リソース、実データのデータベースなどの情報のカテゴリー毎に独立している。カテゴリーに分けられたメタデータは個別の XML ファイルとして記述され、相互参照できる構造を持っている。個々のデータファイルに付随したメタデータ (Granule) も定義されており、データファイル毎のメタデータをアーカイブすることで、データファイル単位の検索も可能となっている。したがって、Granule に記述されているデータファイル単位の URL を通じて、直接、データを web 上で取得することができる。

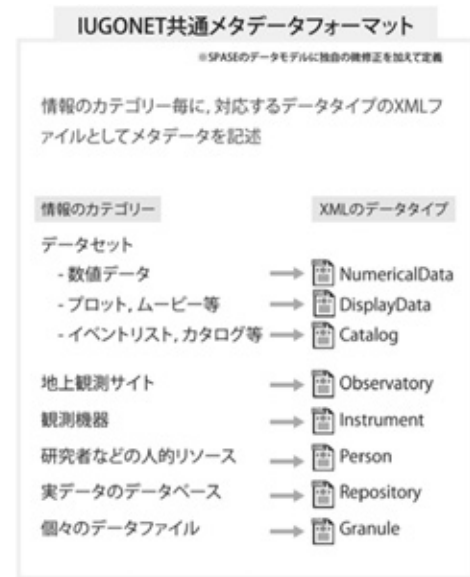


図 4: IUGONET メタデータのカテゴリー²⁾

2.3 IUGONET メタデータ・データベースの活用方法

IUGONET メタデータを介して各大学・研究機関が所有している観測データにたどり着くためにはまず、IUGONET メタデータ検索ページ(<http://search.iugonet.org>)にアクセスする。アクセスに成功すれば、図 5 のような検索ページがブラウザーの画面に現れる。メタデータ検索ページへのアクセスにあたっては、ユーザー登録が不要で誰でも自由にアクセスすることができる。検索したいメタデータに合わせて、キーワード、日時、地球や太陽面上の緯度・経度、データタイプなどの条件を入力し、検索(Search)ボタンをクリックする。入力した条件を満たすメタデータのリストが現れるので、該当する



図 5: IUGONET メタデータ検索ページのトップ画面²⁾。検索に必要な入力事項や活用方法などの説明が吹き出しの中に記述されている。

メタデータに記載された実データの所在地（URL など）から観測データに容易にアクセスすることができる。IUGONET メタデータ検索システムを利用する利点として、IUGONET 参加機関と協力機関が所有する観測データに関するメタデータを 1 回の問い合わせで横断的に検索できる点である。

キーワードの指定では、表 1 に示すように AND/OR 検索、固定文字列検索や特定ワードの除外などを条件に加えてメタデータの検索を絞り込むことができる。登録 ID でのメタデータの検索も可能で、一意検索、階層検索、ならびに両者を組み合わせたメタデータ検索にも対応している。一方、IUGONET メタデータ検索ページの左の欄には、検索ページの簡単な使い方を動画で紹介するページのリンクや IUGONET 各機関のメタデータ登録の進捗状況が機関ごとに一覧表へのリンクがある。メタデータ登録の進捗状況に関する一覧表からも該当する観測データのメタデータにたどり着くことができるようになっている。

表 1: 検索ワードの指定例²⁾

検索方式	フォームへの入力例	説明
AND検索	magnetogram kyoto または magnetogram AND kyoto	単語の間に半角スペースを入れる または 単語の間に半角大文字で AND を入れる
OR検索	magnetogram OR kyoto	単語の間に半角大文字で OR を入れる
ANDとORの組み合わせ	EISCAT (NIPR OR STEL) または EISCAT AND (NIPR OR STEL) など	半角カッコを付けて入れ子にする
固定文字列検索	"magnetogram kyoto"	固定文字列を半角ダブルクォート(")で囲む
特定ワードの除外	STEL-EISCAT	除外する単語の前に半角マイナス(-)を付ける

検索方式	フォームへの入力例／説明
一意検索	ResourceID:space¥//IUGONET/Granule/STEL/Induction/ATH/induction/64hz_ergsc_cdf/stel_induction_ath_2010032623_cdf
(説明)	ResourceID: に続けて ResourceID の文字列を入力する。 ※ このとき、space¥// の部分は ¥ マークを入れて space¥// のようにする。
階層検索	ResourceID:space¥//IUGONET/Granule/STEL/Induction/ATH/induction
(説明)	この階層下にあるメタデータをすべて表示する。
階層と検索ワードの組み合わせ	ERG ResourceID:space¥//IUGONET/NumericalData/STEL ERG magnetometer ResourceID:space¥//IUGONET/NumericalData/STEL など
(説明)	この階層下にあり、かつ、指定した単語を含むメタデータを検索する。

2.4 データ解析ソフトウェア – IUGONET data analysis software (UDAS)

IUGONET プロジェクトでは 2.3 節で述べたメタデータ・データベースを通じて取得した様々な観測データを解析、可視化する解析ソフトウェア、IUGONET Data Analysis Software (UDAS)^{7,8)}を開発してきた。IUGONET データ解析ツールは太陽地球物理コミュニティにおいて幅広く使用されている Interactive Data Language (IDL) 言語で書かれており、宇宙空間物理環境のためのデータ解析ソフトウェア (Space Physics Environment Data Analysis Software : SPEDAS) のプラグインソフトウェアである。UDAS は IUGONET 参加機関が提供する様々な地上観測データ(太陽、地磁気、大気光、風速、温度など)のロード関数、および高度なスペクトル解析ツールや統計検証パッケージから構成されている。UDAS を使用することにより、IUGONET 地上観測データの表示や解析を行うことが容易にできる。また、UDAS は ERG 衛星プロジェクト⁹⁾と共同で開発された解析ツールでもある。SPEDAS は、元々オーロラサブストーム現象を解明するために打ち上げられた THEMIS 衛星の観測データを一元的に取り扱う解析ツール(THEMIS Data Analysis Software: TDAS)の拡張版ツールである。TDAS にはコマンドライン(Command User Interface: CUI)だけでなく、初心者向けの Graphical User Interface (GUI) ツールも実装されているため、実際の解析では CUI、GUI とともに利用することができ、未経験者にとっても

直感的に操作しやすい仕様になっている。図 5 に示されている以下の手順に従って IUGONET のホームページ(<http://www.iugonet.org/software.html>)から UDAS をダウンロードし、UDAS を各個人の PC へ導入することができる。現在、SPEDAS VM バージョンが SPEDAS のホームページ(<http://themis.ssl.berkeley.edu/software.shtml>)から入手可能となっており、IDL VM (Virtual Machine)をインストールしなくても動作する仕様となっている。

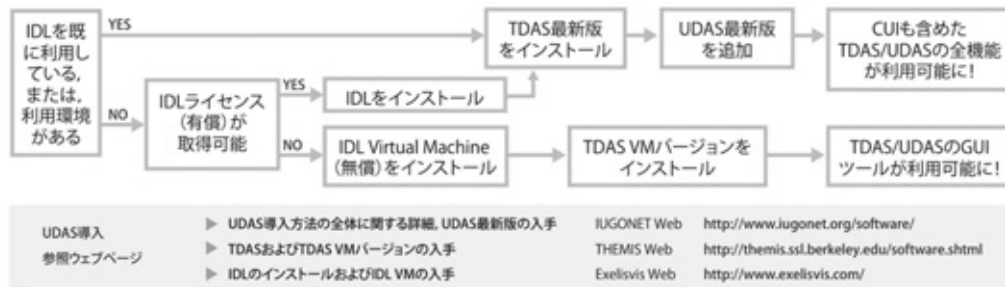


図 5. UDAS 導入までの流れ²⁾

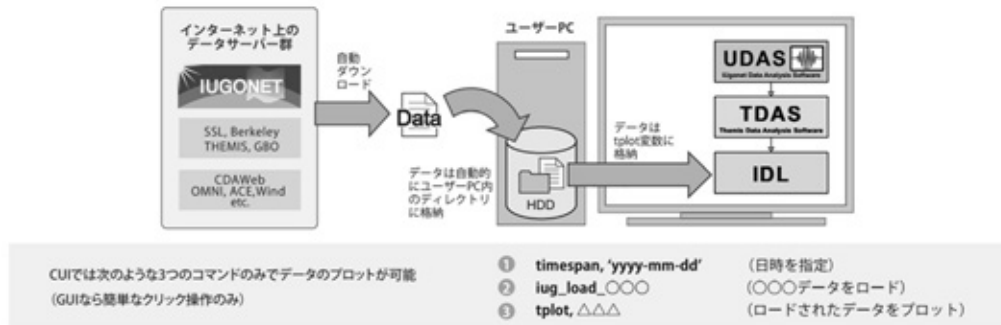


図 6: UDAS を用いた観測データのロードのイメージ²⁾

UDAS の最大の特徴はユーザーがデータの所在地やデータファイルのフォーマットを気にすることなくデータを自動的にダウンロード、表示や解析することができる点である。図 6 には UDAS を用いた観測データのロードのイメージ図を示している。図 6 が示すようにユーザーはたった 3 つのコマンドを打つことにより、データをダウンロードし、時系列プロットに表示することができる。SPEDAS でロードできる衛星データも含めた異種データの並列プロットを容易に作成でき、各データ間の相関を一目でみることができる。現在、IUGONET のホームページから公開されている UDAS s1.00.1 (SPEDAS v1.00 対応版) で提供している UDAS ロード関数は 29 種目である。表 2 に UDAS s1.00.1 で利用可能な UDAS ロード関数の一覧を示す。表 2 からわかるように太陽、超高層大気から一部の気象観測データまでを UDAS で取り扱うことができる。

UDAS には表 2 に示した 29 種のロード関数以外に SPEDAS では実装されていない IUGONET メタデータ・データベースとの連携ツールや様々なスペクトルと統計解析ツールが含まれている。表 3 には UDAS に実装されている統計解析のコマンド(IDL 関数)を示す。UDAS に含まれる統計解析ツールを利用することにより、異なるデータの相関解析から得られた結果の有意性を客観的に見ることができる。長期の観測データの中に見られる長期トレンドの有意性についても調べることができ、地球温暖化に代表されるような太陽地球環境の長期的な変動がデータの上で有意かどうかを判定できる。通常の短時間フーリエ変換では追うことができない非定常な変動現象(地震波、地磁気不規則変動など)に対しても、Stockwell 変換を施すことによって周波数と振幅の時間変化を詳細に調べることができる。

表 2. UDAS ロード関数の一覧²⁾

UDAS ロード関数	観測データ	提供機関
iug_load_smart	太陽磁場活動望遠鏡 (SMART) データ	京大天文台
iug_load_iprt	太陽 VHF/UHF 電波スペクトルデータ	東北大
iug_load_hf_tohokuu	HF 帯太陽・木星電波広帯域スペクトルデータ	東北大
iug_load_aws_rish	自動気象観測装置データ	京大 RISH
iug_load_blr_rish	境界層レーダーデータ	京大 RISH
iug_load_ltr_rish	L バンド下部対流圏レーダーデータ	京大 RISH
iug_load_ear	赤道大気レーダーデータ	京大 RISH
iug_load_mu	MU レーダーデータ	京大 RISH
iug_load_meteor_rish	流星レーダーデータ	京大 RISH
iug_load_mf_rish	MF レーダーデータ	京大 RISH
iug_load_wpr_rish	ウィンドプロファイラーレーダーデータ	京大 RISH
iug_load_ionosonde_rish	イオノゾンデデータ	京大 RISH
iug_load_radiosonde_rish	ラジオゾンデデータ	京大 RISH
iug_load_sdfit	SuperDARN レーダーデータ	名大 ISEE、極地研、その他 SuperDARN 関連機関
iug_load_eiscat	EISCAT レーダーデータ	名大 ISEE、極地研
iug_load_eiscat_vief	EISCAT レーダーデータ (イオン速度/電場ベクトル)	名大 ISEE、極地研
iug_load_irio_nipr	イメージングリオメータデータ	極地研
iug_load_lfrto	LF 帯標準電波観測データ	東北大
iug_load_avon_vlfb	アジア VLF 観測ネットワーク (AVON/VLF-B) データ	東北大
iug_load_camera_omti_asl	超高層大気イメージングシステム (OMTI) データ	名大 ISEE
iug_load_asl_nipr	全天イメージャデータ	極地研
iug_load_ask_nipr	全天イメージャケオグラムデータ	極地研
iug_load_gmag_wdc	AE, Dst, ASY/SYM 指数、観測所地磁気データ 1 時間値・1 分値	京大 WDC
iug_load_gmag_nipr	昭和基地・アイスランド磁力計、南極無人磁力計観測網データ	極地研
iug_load_gmag_mm210	210° 地磁気観測網データ	名大 ISEE、九大 ICSWSE
iug_load_gmag_magdas_1sec	MAGDAS 地磁気観測網データ	九大 ICSWSE
iug_load_gmag_stel_induction	STEL 誘導磁力計観測網データ	名大 ISEE
iug_load_gmag_nipr_induction	昭和基地、アイスランド誘導磁力計データ	極地研
iug_load_kyushugcm	九大 GCM シミュレーションデータ	極地研、九大

表 3. UDAS に実装されているスペクトル、統計解析ツール²⁾

IDL 関数名	入力データ数	用途
udata_interpolation	2	2 種類のデータの時間間隔と欠測値の有無を比較し、欠測値の部分と時間間隔を短いデータに合わせよう線形補間を行う。
ucross_cor	2	2 種類のデータの相互相関を求め、最大と最小の相関値とそれを与えるラグを求める。そして、求めた相関係数の有意性を t 検定によって判定する。
udifference_test	2	2 種類のデータを比較し、有意な差が認められるかを判定する。
utrend_test	1	1 種類のデータに対して有意なトレンドがあるかどうかを t 検定によって判定する。
uspec_coh	2	2 種類のデータのパワースペクトルを計算し、コヒーレンスと位相を算出する。
ustrans_pwrspc	1	1 種類のデータに対して Stockwell 変換を行い、周波数スペクトルを求める。
uchange_point_checker	1	1 種類のデータについてトレンドの変曲点、つまり上昇から下降に転じる時刻を求める。

IUGONET データ解析ソフトウェアは分野の異なる観測データを可視化するだけでなく、お互いの相関について詳しく調べる解析ツールである。IUGONET データ解析ツールを駆使することによって、各分野を専門とする研究者が分野横断的な研究を容易に実施することができると考えられる。図 6 で示した基本プロットコマンドを繰り返すだけで、異なる観測データの時系列プロットを縦に並べて描くことができる。図 7 に、UDAS を用いた太陽 F10.7 指数、MU レーダーで取得された長期にわたる

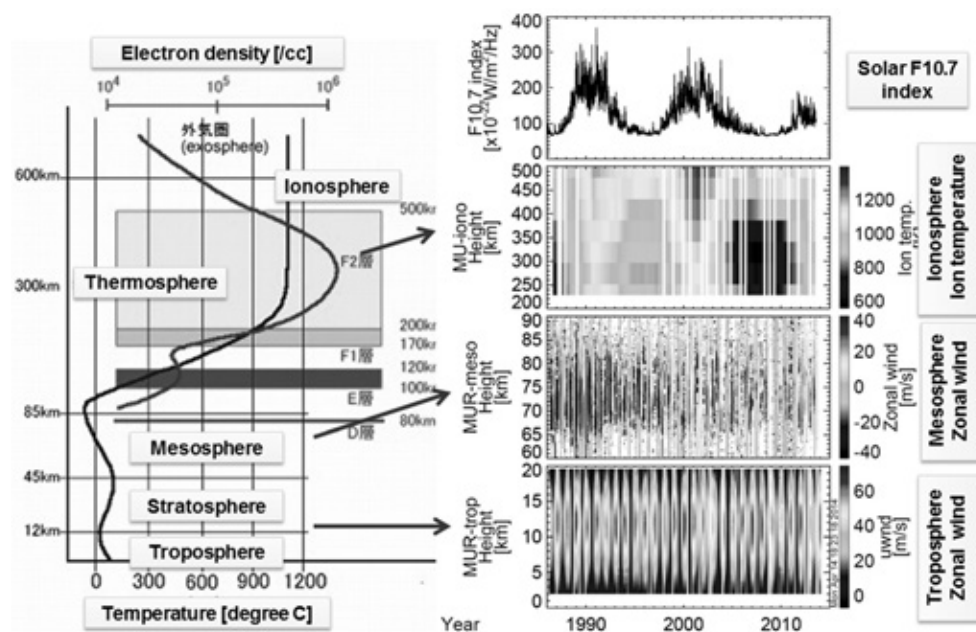


図 7: UDAS を用いた太陽 F10.7 指数、信楽 MU レーダーで取得された長期にわたる電離圏から対流圏までの観測データの並列プロット。

電離圏-対流圏データの並列プロット例を示す。横軸は年を表し、期間は 1986 年から 2015 年までである。各パネルのデータがどの大気層を示しているのかをわかりやすくするために、左のパネルに中性大気温度と電子密度高度プロファイルのポンチ絵を示している。図 7 の第 1 パネルに示される太陽 F10.7 フラックスは 1986 年から 2015 年までに 3 度、約 11-13 年の間隔をもって極大となっている。太陽 F10.7 フラックスの変動は 11 年の太陽活動周期を示すものであり、太陽活動が極大の時期に太陽 F10.7 フラックスが増加する。第 2 のパネルに示される電離圏イオン温度の高度分布は、太陽活動 11 年周期に同期して変動し、太陽活動が極大となる時期にイオン温度が上昇していることが分かる。太陽活動 23/24 周期の極小期(2007-2009)において高度 400 km 以下の電離圏イオン温度が極端に低下していることも見て取れる。中間圏、および下部成層圏・対流圏における東西風には顕著な季節変動が見受けられるが太陽活動に同期した変動は現れていない。図 7 から一目で太陽活動の影響がどの大気層まで及んでいるかを判定することができる。IUGONET データ解析システムを利用した研究例として筆者が行ってきた太陽地球環境の短期/長期変動に関する研究例を第 3、4 章で解説する。

2.5 まとめ

IUGONET 参加期間は長年にわたって多種多様の観測測器を両極域から赤道域までの広範な領域に設置し、太陽から気象観測データを取得し、データベース化を行ってきた。しかしながら、太陽地球観測データベースは各機関が独立に運営・管理していたため、太陽地球観測データベースが分散していた。太陽地球観測データを利用したい研究者はデータベースの場所、観測データの収集に多くの時間を要し、短時間で新しい研究成果を出すのが困難であった。このような問題点を解決するために 2009 年から開始された IUGONET プロジェクトは、個々の観測データからメタデータを抽出し、それをデータベース化し、インターネット上で共有できるようなシステムを構築してきた。IUGONET メタデータ・データベースを利用することによって、データ利用者は容易に各データベースにたどり着くことができ、メタデータから観測データに関する重要な情報(観測点の位置、観測測器、観測者、データフォーマット、観測期間と領域、データベースの場所など)を知ることができる。メタデータを介して収集した観測データを一元的に取り扱う IUGONET 解析ソフトウェア(UDAS)も開発してきた。UDAS を駆使することによって異分野の観測データを一つのプラットフォームで解析でき、時系列プロットを縦に並べて描くことができる。UDAS によって容易に異分野のデータ間の相関やスペクトル解析を行うことができる。IUGONET メタデータ・データベースと UDAS は既に公開されており、誰でも利用することができる。

現在では IUGONET メタデータ検索システムの弱点を補うために、新しい IUGONET データ解析システムの開発が行われている。現在公開されている IUGONET データ解析システムではメタデータ検索とデータの可視化が別々のツールに分かれていたが、新システムではメタデータ検索とデータ解析が一体化され、検索メタデータに関連したデータの Quick Look プロットを見ることができる。メタデータ作成に用いられるスキーマファイルにも改良を施し、デジタルオブジェクト識別子(Digital Object Identifier : DOI)を組み込んだメタデータ作成が今後可能となる。

3. 地磁気日変化の振幅に見られる超高層大気の長期変動特性について

本章では地磁気変動が比較的静かな日に現れる地磁気日変化に着目し、地磁気日変化の振幅変動から推測される高度 80-150 km の熱圏・電離圏の長期変動特性(季節変動、太陽活動、長期トレンド)について触れる。

3.1 はじめに

人類の活動によって地球大気圏に放出された温室効果気体(二酸化炭素、メタン)は、対流圏などの下層大気においては温室効果として働くが、成層圏・中間圏・熱圏などの中層・超高層大気では冷却

源として作用する。中層・超高層大気における大気密度や温度などの長期トレンドは、地球温暖化によって減少傾向を示すことが予想される。地球温暖化の影響が下層大気に比べて中層・超高層大気において大きく現れるため、上層の大気圏における観測パラメタ(気温、風速)の長期解析から、地球温暖化の影響をはっきりと捉えられると期待される。

1990 年以降、太陽地球大気環境に関する長期の観測データの解析研究やモデル・シミュレーション研究によって、超高層大気の長期変動の実態が明らかになりつつある¹⁰⁻¹⁵⁾。例えば、電離圏に目を向けると、電子密度構造を示すパラメタ(最大電子密度、それを与える高度)の長期トレンドは、以下の3つの要因が関係していると考えられている。

1. 地球温暖化ガスの増加^{16, 17)}
2. 地磁気活動の長期変化^{18, 19)}
3. 地球磁場の永年変化²⁰⁻²²⁾

本研究では、1 と 3 の効果に着目して電離圏や熱圏の長期変動を表すプロキシの1つである地磁気静穏日変化の振幅についての長期変動特性について焦点を絞り、地磁気静穏日変化振幅の長期変動から推測される電離圏・熱圏における長期変動特性とメカニズムについて考察する。

地上で観測される地磁気変動の中には、太陽フレアなどの太陽表面現象に伴う突発的な擾乱現象である磁気嵐以外に、比較的太陽活動の静穏なときに観測される規則正しい変動がある。後者の地磁気変動は地磁気静穏日変化(Sq: Solar quiet daily variation)と呼ばれており、電離圏 E、下部 F1 領域に相当する高度領域(85-125 km)を流れる電離圏電流の作る磁場擾乱である。Sq 変動を引き起こす電離圏電流は中間圏・下部熱圏における中性大気風と電離圏プラズマとの相互作用によって駆動される。Sq 電流は電離圏電気伝導度、電離圏電場および中性風による起電力の大きさや方向によって変化する。グローバルに分布する多数の地磁気観測点で観測される Sq 場の磁場振幅を長期に解析することで、下部熱圏・中間圏、および電離圏環境(中性大気・プラズマ密度、風速場、温度分布)の太陽活動や人類活動によって引き起こされる地球温暖化による長期変動を調べることができる。静穏時における地磁気の変化には、太陽時と太陰時に依存する2つの成分があることが古くから知られている。ただし、太陰時に依存する成分は太陽時に依存する成分に比べて非常に小さいので、正確な変化分を検出するためには膨大な資料を用いた複雑な統計解析を必要とする。

図8に柿岡、Guam、及び Huncayo の3地磁気観測点で得られた地磁気活動が静穏な期間の地磁気水平成分の変化を示す。柿岡は中緯度域に、残りの2観測点は赤道域に属する。この図からわかるように、Guam と Huncayo のような赤道域に位置する観測点では、Sq 場の水平南北方向の磁場変動は正の変動を示し、赤道域よりも高緯度側では負の変動を示す。Sq 場に伴う地磁気変動と電磁気学における

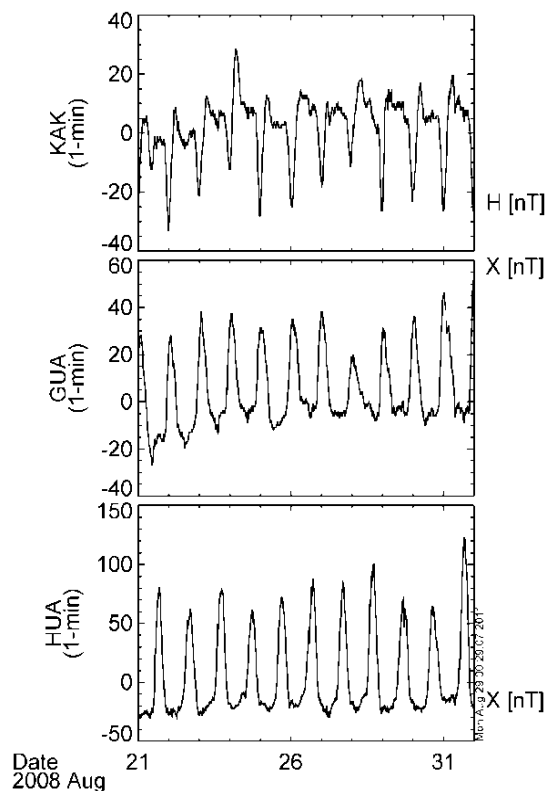


図8: 柿岡、Guam、及び Huncayo の3地磁気観測点で得られた地磁気水平成分の変化。プロットの期間は、磁氣的に静穏な2008年8月21-31日である。

基礎法則(アンペールの法則)を考慮すると、赤道域では東向きの電流が流れ、中緯度では西向きの電流が電離圏高度に流れていることが推測される。各日における Sq 場の振幅は常に同じではなく、日に応じて異なる。これは、各地磁気観測点の上空を流れる電離圏電流強度が日々変動をしていることを意味する。Sq 場に伴う地磁気変動を用いて作成された電流系は昼間側の中低緯度領域で支配的な反時計回りの電流系となっている。Sq 電流系の起源は電離圏高度における電離大気と中性大気との相互作用を介して発生するダイナモ電場である。ダイナモ電場によって電離圏 E 領域を構成しているイオンと電子が異なる方向に移動するので、電離圏 E 領域に電流が発生する。高緯度に目を向けると、磁気緯度 75 度付近に中心をもつ 2 セル型の電流系が形成されている。2 セル型の高緯度電流系は太陽風-磁気圏相互作用によって生じた電流や電場によって駆動されたものである。高緯度電流系による磁場変動はしばしば Sqp と呼ばれており、Sqp 変動を見ることによって過去の太陽風の状況を推定することができる。

さて、Sq を作る電離圏電流は、以下のオームの法則に従う。

$$\mathbf{J} = \Sigma \cdot (\mathbf{E} + \mathbf{U} \times \mathbf{B})$$

上式において、 Σ 、 $\mathbf{E}$ 、 $\mathbf{U}$ 及び $\mathbf{B}$ はそれぞれ、高度積分された伝導度テンソル、電場 $\mathbf{E}$ 、中性風 $\mathbf{U}$ と背景磁場 $\mathbf{B}$ である。オームの式からわかるように、電離圏電流の大きさは電気伝導度 Σ 、電場 $\mathbf{E}$ 、およびダイナモ電場に相当する中性風と背景磁場の掛け算に依存する。 Σ は電離圏の電子密度、中性大気と電離圏プラズマとの衝突周波数、および背景磁場強度に関係する。電離圏・熱圏におけるプラズマ、大気環境の影響を受けて変動する Sq 場の磁場振幅における長期変動特性を調べることで、電離圏・熱圏下部・中間圏における超高層大気の長期的な変遷を明らかにすることができる。

これまでの Sq 場の振幅についての長期変動に関する研究は数多く行われており、約 30 年に及ぶ長い歴史を持っている。代表的な研究例として Schlapp らと Elias らによるものが挙げられる^{24, 25)}。Schlapp らは 1911 年から 1986 年までの約 75 年間に及ぶ、ヨーロッパ地域にある地磁気観測点 Niemegk (NGK) から得られた Sq 場の磁場振幅と太陽黒点数の月平均値の変動との相関解析を行った。Schlapp らの結果を図 10 に示す。図 10 において上の曲線が Sq 場の磁場振幅を、下の曲線が太陽黒点数を表す。図 10 で最も特徴的な変化は Sq 場の磁場振幅が太陽黒点数に非常によい相関をもって変動

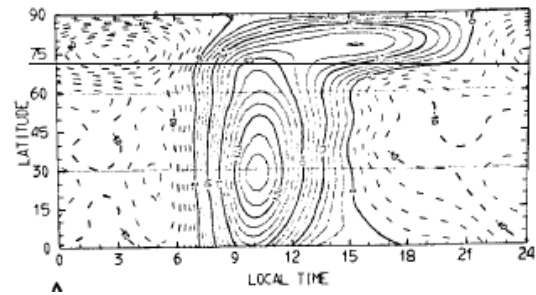


図 9: 地磁気日変化変動から導き出された電離圏高度でのグローバルな等価電流系²³⁾。

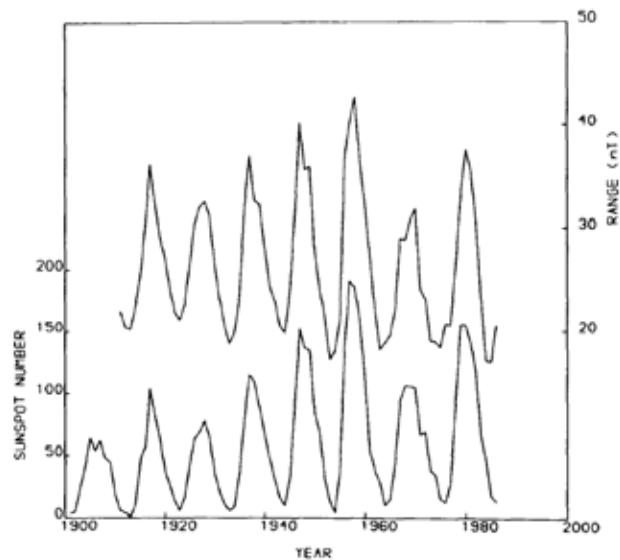


図 10: 1911-1986 年における国際地磁気静穏日について、ヨーロッパの地磁気観測点 NGK での Sq 場の磁場振幅と太陽黒点数の時系列プロット²⁴⁾。両者とも年平均データとなっている。また、左縦軸には、太陽黒点数、右縦軸には、測点 NGK での Sq 場の磁場振幅を nT で表している。

し、太陽活動極大期に Sq 場の磁場振幅が増大する傾向にある。太陽活動に同期した Sq 場の磁場変動は地球の超高層大気を電離させる太陽極端紫外線が太陽活動 11 年周期で変動するため、太陽活動に応じて電離圏の電子密度や電気伝導度が変化し、電離圏を流れる電流量が変化することを意味している。

太陽黒点数と Sq 場の磁場振幅の最大値のエンベロップの変化の仕方が似ていることから、太陽活動 11 年周期以外の太陽活動によっても Sq 場の磁場振幅が変化していくことが結論づけられる。特に、太陽活動が低調であった 1930 年代、1970 年代の Sq 場の磁場振幅の最大値が小さくなっている。

Schlapp らは 3 つの太陽活動周期に対して、太陽黒点数と Sq 場の磁場振幅の相関について解析を行った。図 11 から明らかなことは太陽黒点数に比例して地磁気日変化の振幅が増加することである。各太陽活動周期に対して、Sq 場の磁場振幅の傾きはほぼ一定であるが、1979 年に太陽黒点数が最大となる太陽活動周期では、y 切片が小さくなっていることが見て取れる。y 切片の値の変化は Sq 場の磁場振幅の長期変動に与える太陽活動以外の寄与、つまり、地磁気の永年変化成分や地球大気の長期変化が関与していることを示唆する。

一方、後者の Elias らは地磁気の永年変化成分や地球大気の長期変化が Sq 場の磁場振幅に与える影

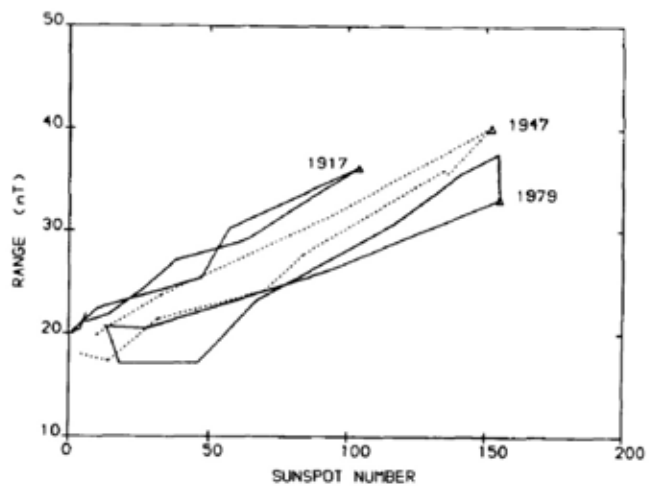


図 11: 3 つの太陽活動周期に対して、太陽黒点数と地磁気日変化の振幅の相関図²⁴⁾。各プロットの三角印は、各太陽活動周期の中で太陽黒点数の最大値を示す。

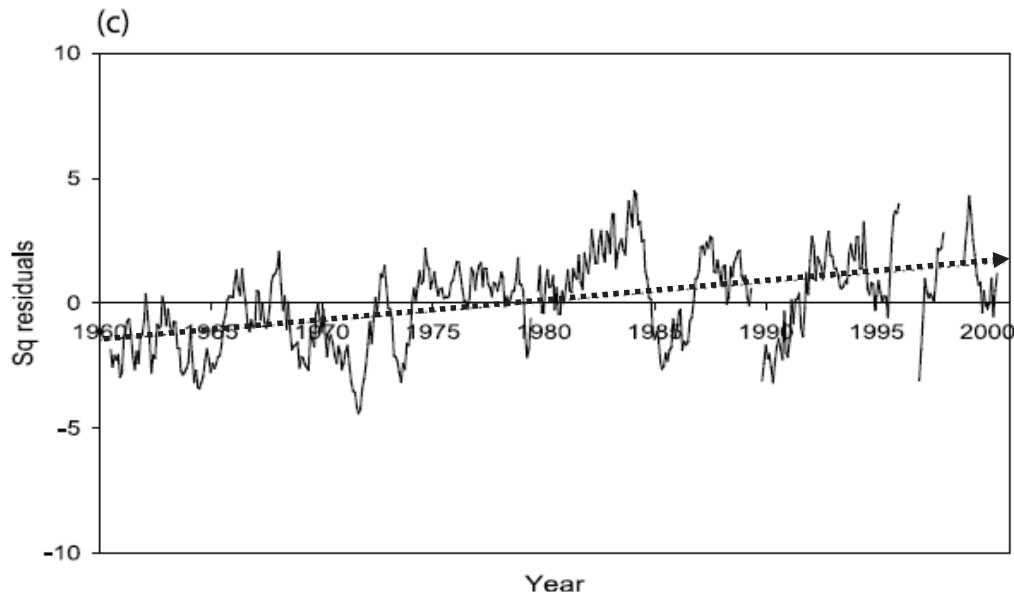


図 12: 1960–2001 年までの太陽活動成分を差し引いた南アフリカの地磁気観測点(ヘルマナス)における Sq 場の磁場振幅の長期トレンド²⁵⁾。

響について解析を行い、図 12 に示すように Sq 場の磁場振幅には右上がりの長期的なトレンドが存在することを示した²⁵⁾。Elias らは電気伝導度モデル値との比較を基に Sq 場の磁場振幅が示す右上がりの長期トレンドは、背景磁場の永年変化だけでなく、超高層大気の長期変動による電離圏電子密度増加による影響であると解釈した。超高層大気の長期変動の候補として地球温暖化ガス(CO₂)の増加による電離圏・熱圏・中間圏の寒冷化が引き起こす電離圏電子密度の増加が挙げられることをモデル計算から示唆している。しかしながら、Elias らの研究は、使用した地磁気観測点が 3 点のみであること、解析期間が 1960–2001 年までの 41 年間に限っていることから、長期的に見たときに果たして Sq 場の磁場振幅における増加トレンドが全球的に見られるのかという疑問が残る。また、Sq 場の磁場変動を駆動している下部熱圏・中間圏の中性大気風のデータを解析していないため、その下部熱圏・中間圏における風速変動の寄与がどの程度効いているか不明である。Elias らの解析では、中性風の寄与は電離圏電気伝導度に比べて相対的に小さいと仮定している。このような背景にあって、2009 年度から開始された IUGONET プロジェクトの保有する長期的な全球的な地磁気データ、および熱圏・中間圏における中性大気風データを用いて、全球的な Sq 場の磁場振幅の長期変動特性とメカニズムを明らかにすることを目的とする。本研究では、IUGONET で開発された観測データのメタデータ検索システムやデータ解析ソフト(UDAS)といった恵まれた解析環境を駆使することによって多種多様でかつ多量のデータ解析の効率化を図った。

3.2 観測データと解析方法

3.2.1 観測データ

本解析では京大地磁気センター(<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index-j.html>)から提供された 1 時間値の地磁気水平成分データを用いた。京大地磁気センターのサイトでは 274 の地磁気観測点で得られた地磁気観測データが利用可能となっている。Sq 場の地磁気変動を作り出す電離圏電流は、中・低緯度の中間圏・下部熱圏領域における太陽潮汐波による中性風によって駆動されるため、本研究では磁気緯度 60 度未満の領域に分布する地磁気観測点のデータを選んだ。太陽活動度指数(F10.7 フラックス)データが利用可能な期間(1947 年–現在)に該当するデータを選定すると、213 の地磁気観測点のデータが上記の条件に当てはまった。さらに、利用可能な観測データ期間が太陽活動 3 周期分以上であるという条件を付加した結果、69 の観測点が残った。以後の Sq 場の地磁気変動の統計解析(太陽活動との比較、長期トレンドなど)では 69 点の地磁気観測点で得られたデータを用いた。

地磁気静穏日を同定するため、GeoForschungsZentrum (GFZ, Potsdam, Germany) から提供された 3 時間値である地磁気 Kp 指数を用いた。Kp 指数は 1932 年 1 月から利用可能となっている。太陽活動の良い指標としてよく用いられる太陽 F10.7 電波フラックスの 1 ヶ月平均値を用いた。F10.7 データは Space Physics Interactive Data Resource (<http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/>)から提供されたものである。太陽黒点数の代わりに太陽 F10.7 電波フラックスを用いた主な理由は、太陽活動極小期ではしばしば連続した無黒点日数が現れるため、太陽黒点数がゼロになってしまうためである。長期間にわたってゼロ値が継続すると、Sq 場の磁場振幅と太陽活動度の相関解析を正確に行えなくなってしまう。一方、太陽 F10.7 電波フラックスは超高層大気の電離と加熱を引き起こす太陽極端紫外線(EUV)放射との物理的関連性を持つ。

3.2.2 解析手法

これまでの Sq 場の長期変動に関する過去の研究では、各月の中で最も静穏な 5 日間の地磁気静穏日リストを用いている²⁵⁾が、地磁気静穏日リストを使用した場合、必ずしも静穏ではない日が含まれるという欠点を含む。本解析では、地磁気静穏日として各 1 日を通じて Kp 指数の最大値が 4 未満である日として定義し、Kp 指数の最大値が 4 未満という条件を満たす日の地磁気水平成分の最大と最小値の差を Sq 場の磁場振幅とした。太陽活動に依存しない Sq 場の長期的な変動成分を調べるため、太陽活動依存性を除去することが必要となる。Kp 指数の閾値から同定された地磁気静穏日における

太陽 F10.7 フラックスの 1 日平均値と Sq 場の磁場振幅との相関関係から 2 次回帰曲線を求めることができる。2 次回帰曲線からのずれ(残差)を時系列としてプロットし、2 次回帰曲線からの残差にどのようなトレンドがあるのかと調べた。

3.3 解析結果

3.3.1 Sq 場の磁場振幅の太陽活動依存性

太陽活動度の指標である太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅との間にどのような関係があるのかを調べるため、両者のデータの相関解析を行った。図 13 には 1945–2015 年までの 1 ヶ月平均値の太陽 F10.7 電波フラックスと各観測点における Sq 場の磁場振幅の長期変動の時系列プロットが示されている。図 13 の左のパネルは主に赤道域に位置している観測点のもので、右のパネルは低緯度の観測点のものとなっている。両方のパネルから見て取れるように、太陽 F10.7 電波フラックスが示す 11 年太陽活動周期をもって Sq 場の磁場振幅が変動していることが分かる。すなわち、太陽 F10.7 電波フラックスの値が増加するにつれて Sq 場の磁場振幅も増加している。Sq 場の磁場振幅の大きさは各太陽活動周期の活動度に比例している。例えば、1970 年を極大とする太陽活動 20 サイクルは他の活動サイクルに比べて低調で、太陽 F10.7 電波フラックスの最大値も 150–160 程度と低くなっている。各観測点で得られた Sq 場の磁場振幅においても同様の傾向がみられる。1913 年以来約 100 年ぶりの超極小期であった 2008–2009 年付近の Sq 場の磁場振幅が極端に小さくなっていることが注目される。一方、Sq 場の磁場振幅には太陽 F10.7 電波フラックスに見られない比較的短周期の変動が重畳している。短周期の変動は、主として半年と 1 年周期の 2 つの成分からなっている。短周期の変動は

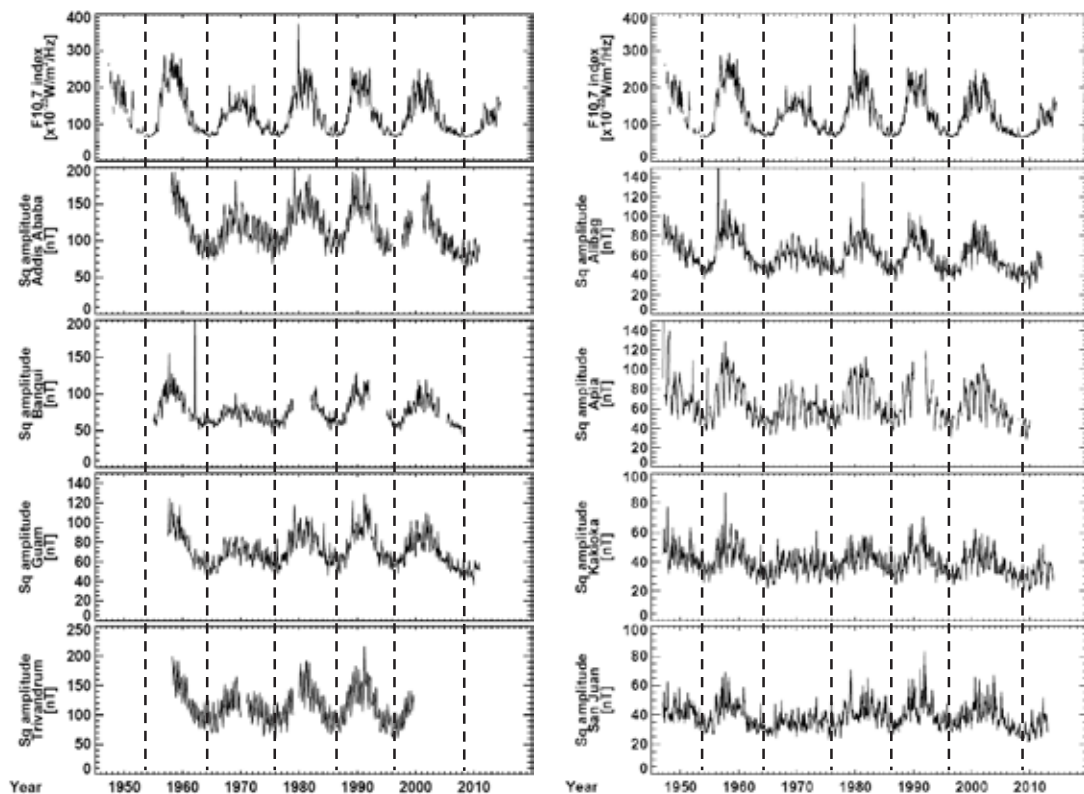


図 13: 左右のパネルは、1945–2015 年までの 1 ヶ月平均された太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅²⁶⁾。左のパネルは、赤道域に分布する 4 観測点における Sq 場の磁場振幅を表し、右のパネルは、中緯度に分布する 4 観測点のデータを示す。縦の点線は、太陽 F10.7 電波フラックスの値が極小となる時期、つまり、太陽活動極小点を示す。

地球の自転軸の傾きに起因した地球大気から見た太陽天長角の変動に伴う電離圏の電子密度や熱圏における太陽潮汐風などの季節変動に関係している。

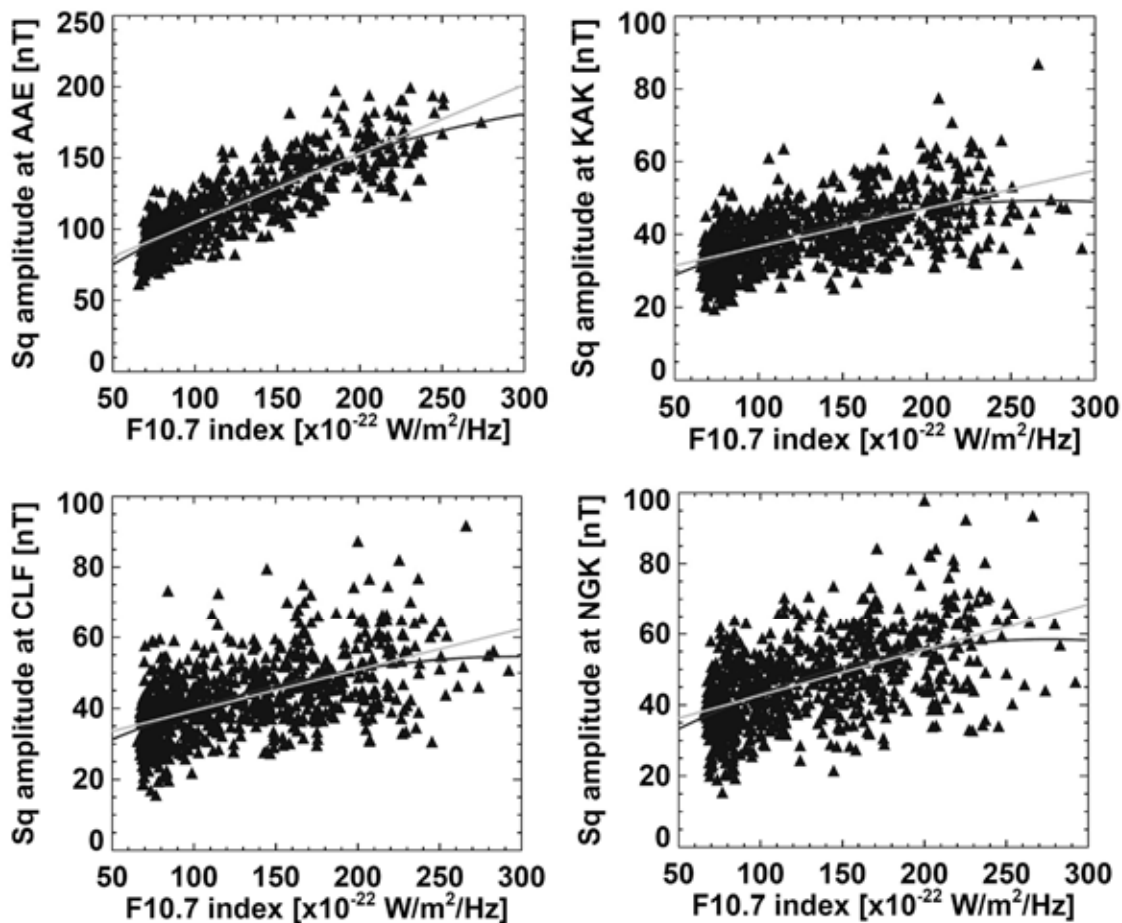


図 14: 1945–2015 年までの 1 ヶ月平均値の太陽 F10.7 電波フラックスと各観測点における Sq 場の磁場振幅との相関関係²⁶⁾。左上、右上、左下、右下図は、それぞれ AAE(赤道域)、KAK(低緯度)、CLF(中緯度)、及び NGK(中緯度)で観測された Sq 場の磁場振幅との関係を表す。また、各パネルに示されている 2 つの曲線は、相関解析から求めた 1 次と 2 次の回帰曲線である。

次に、太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅の相関関係を調べるため、図 14 の各 4 枚のパネルに示されるように、横軸に F10.7 指数、縦軸に各観測点で得られた Sq 場の磁場振幅とする散布図を作成した。図中には 1 次と 2 次の回帰曲線が描かれている。散布図を見てわかるように、全ての観測点での Sq 場の磁場振幅は太陽 F10.7 電波フラックスの増加とともに増加する。Sq 場の磁場振幅の増加率は太陽 F10.7 電波フラックスの増加とともに減少する。この傾向は磁気緯度が高くなるにつれて強くなっており、太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅との間の関係が線形でないことを示唆している。したがって、高い太陽 F10.7 電波フラックス領域では電離圏 E 領域の形成に必要な太陽紫外線 EUV フラックスとの間に線形関係にないことが推察される。一方、回帰曲線からの残差は太陽活動 11 年周期成分以外の変動要因を示しており、回帰曲線からの残差を解析することによって、図 13 で述べた季節変動やほかの要因(太陽風、地磁気永年変化、地球温暖化)について調べることができる。図 15 に、太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅の関係から求めた 2 次回帰曲線からの残差を時系列にプロットした結果を示す。ここで、曲線からの残差値を Residual Sq (Res-Sq) 場と定義する。図 15 からわかるように、図 12 で顕著に見られていた約 11 年の太陽活動周期成分が消えている

ことがわかる。図 15 から読み取れる顕著な Res-Sq 場の磁場振幅は 1 年周期以下の短周期の変動である。短周期の振幅は各観測点によっても異なるが、おおよそ 15–25 nT の範囲である。Res-Sq の磁場振幅の短周期変動は図 13 で述べたように電離圏の電子密度や熱圏における太陽潮汐風などの季節変動に相当すると考えられる。Res-Sq 場の磁場振幅についての季節変化の周期が赤道域から中緯度に行くにしたがって長くなっている。図 15 に示す 6 つの観測点における Res-Sq 場の磁場振幅についての回帰直線に着目してみると、赤道域の Addis Ababa、中緯度の Chambon-La-Foret と Neimegk における Res-Sq 場の磁場振幅は、顕著な減少トレンドを示している。特に、中緯度の Chambon-La-Foret の傾きが最も大きくなっており、各観測点によって長期トレンドの大きさが異なっている。各観測点における Res-Sq 場の磁場振幅における長期トレンドの有無を統計的に調べるため、IUGONET データ解析ツールに実装されている傾向性検定^{27,28)}を行った。その結果、低緯度の San Juan を除いて 5 つの観測点

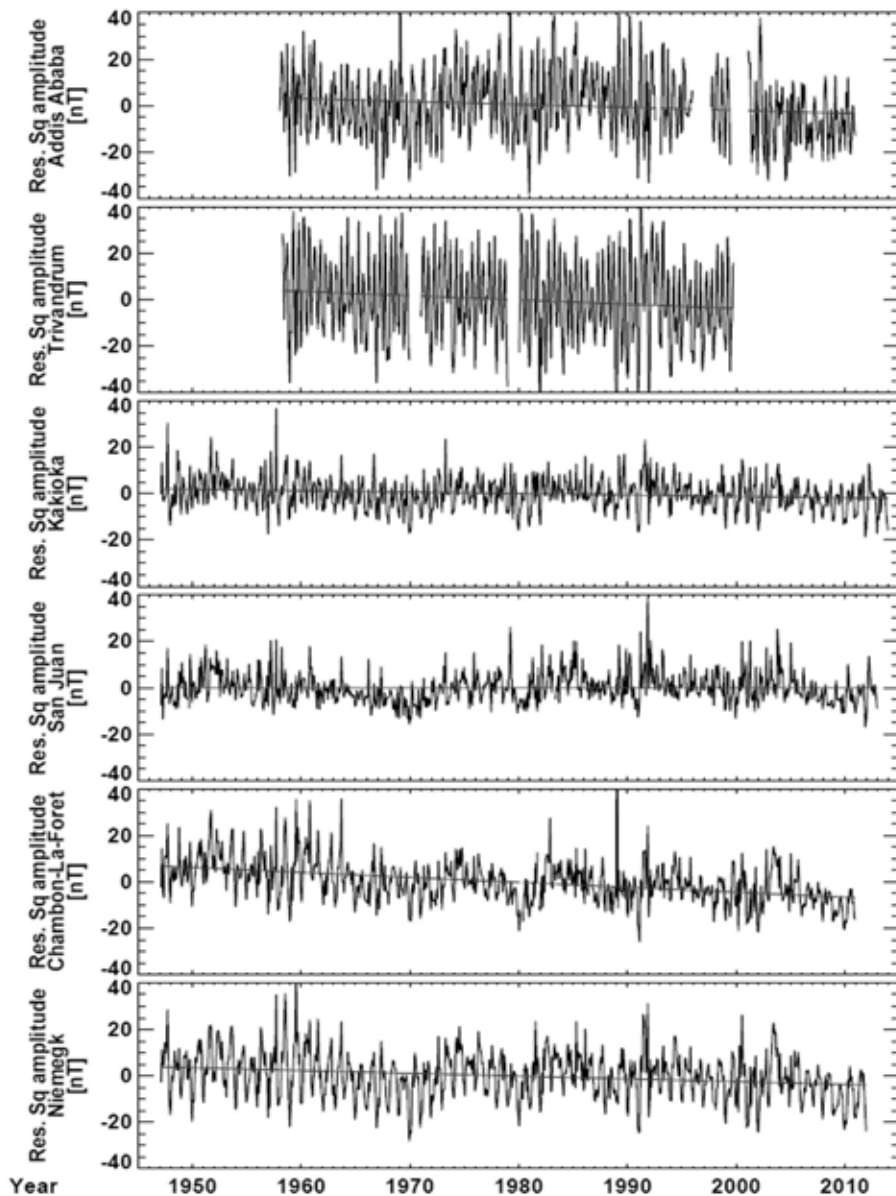


図 15: 1945–2015 年までの太陽活動成分を差し引いた 6 つの地磁気観測点における Residual Sq (Res-Sq) 場の磁場振幅の時系列プロット²⁶⁾。各パネルの直線は、Res-Sq 場の線形回帰直線を示す。

で Res-Sq 場には統計的に有意な減少トレンドが存在することが分かった。統計的に有意である回帰直線の傾きは、観測点にも依るが、 -0.12 – -0.21 nT/yr の範囲であった。負の長期トレンドを見出した時点で先行研究²⁵⁾によって示された Res-Sq 場の磁場振幅には顕著な増加トレンドが存在することが全ての観測点で成立しないことが判明した。

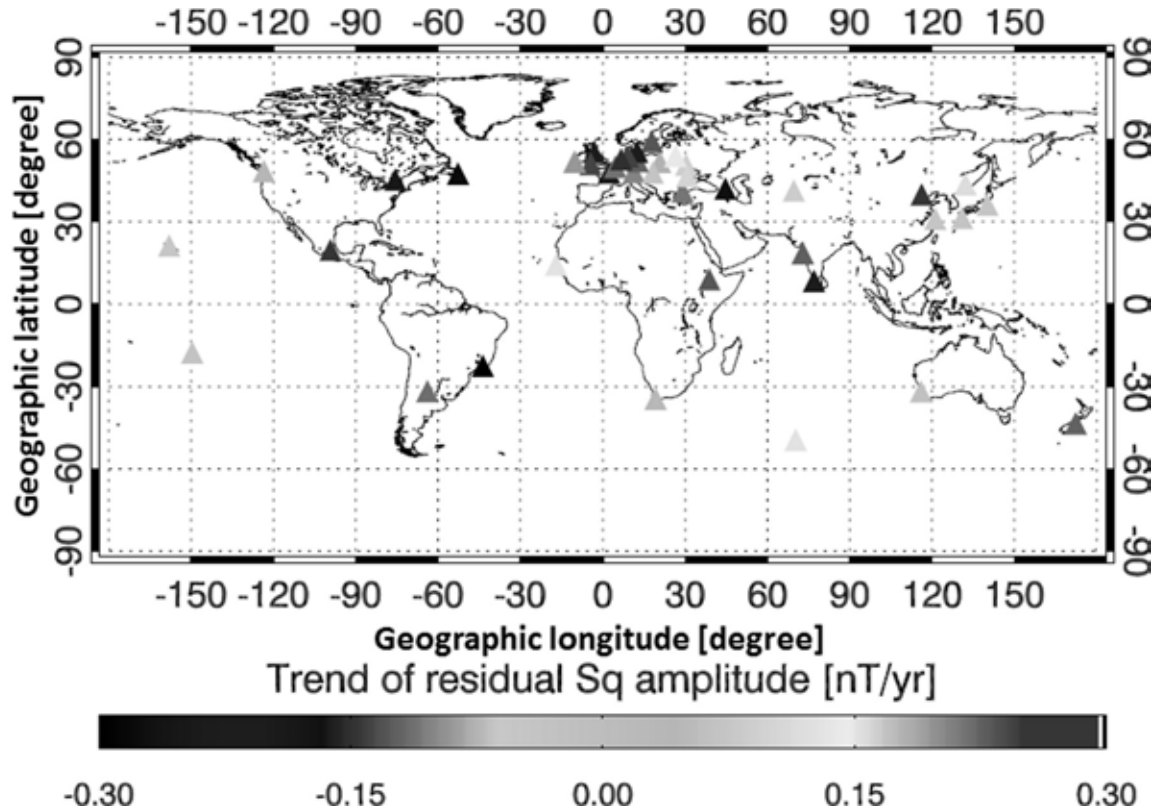


図 16: Res-Sq 場の磁場振幅についての長期トレンドの全球分布²⁶⁾。図のカラーバーは回帰直線の傾きの値を表す。ここには、傾向性検定を通過した 40 観測点のデータのみをプロットしている。

次に、Res-Sq 場の磁場振幅の長期トレンドにはどのような緯度、経度の依存性があるのかを調べるために、69 の赤道域から中緯度に分布する地磁気観測点のデータを解析した。その結果を図 16 に示す。図のカラーバーは回帰直線の傾きの値を ± 0.3 nT/yr の範囲で示している。図 16 には、各観測点のデータに対して傾向性検定を行った結果、有意なトレンドを持つと判定された 40 観測点のデータをプロットしている。結果、40 点中 29 点の Res-Sq 場の磁場振幅は負のトレンドを示し、負のトレンド値の平均値は、 -0.15 nT/yr であった。Res-Sq 場の磁場振幅における負のトレンドの全球分布は緯度と経度の依存性を持たず、全ての領域にわたって分布している。ただし、Res-Sq 場の磁場振幅のトレンド値は地域によって偏りを持ち、中でもヨーロッパ、インド、およびオセアニア域でトレンドの値が大きくなっている。図 16 の結果からも先行研究²⁵⁾によって示された Res-Sq 場の磁場振幅には顕著な増加トレンドが存在するという指摘は全球的にみると成り立たないことが結論づけられる。

3.4 考察

3.4.1 太陽活動 23/24 サイクルの超極小期における Sq 場の磁場振幅の低下要因

Sellek²⁹⁾は、赤道域から低緯度に分布する 3 つの観測点で観測された 1 年平均した Sq 場の磁場振幅には強い太陽活動依存性が存在することを示し、太陽黒点数が太陽活動の良い指標であると考えた。Sellek は、Sq 場の磁場振幅が年平均した太陽黒点数にほぼ線形的に比例することを見出すとともに、

地磁気の永年変化によって Sq 場の磁場振幅が変化することも発見した。本研究では、1 ヶ月平均した Sq 場の磁場振幅の長周期変動は図 13 で示したように太陽 F10.7 電波フラックスに見られる 10–12 年の太陽活動に 1 対 1 対応の関係をもち、太陽活動極大期には Sq 場の磁場振幅が増大することを示した。本研究の結果はこれまでの過去の研究^{24,29)}によって得られた結果と一致する。太陽活動極大期に Sq 場の磁場振幅が増加する主な理由として、(1)電離圏の電子密度の増加に伴って高度方向に積分された電気電導度が増加する、(2)電離圏高度における太陽潮汐波の活動度の増加に伴って電離圏ダイナモ電場が増加することが考えられる。

2 番目の理由について考察する。最近、Takeda³⁰⁾は低緯度の観測点で得られた長期の地磁気データと電離圏電気電導度モデル値を用いて、Sq 場の磁場変動から見積もった中性風には明瞭な太陽活動の影響が見られない、むしろ太陽活動と反相関であることを報告している。彼の研究の結論は Sq 場の磁場振幅に見られる太陽活動成分について電離圏高度における中性風ではなく、高度方向に積分した電離圏電気電導度の太陽活動成分が主に寄与していることである。興味深いことに、Liu ら³¹⁾は、山川とトムスクの長期のイオノゾンデデータを解析することにより、1 日と半日周期の潮汐波動の振幅が太陽活動の増加に伴って減少する傾向を示した。両者の関係は線形ではなく非線形であることも報告している。Liu らの研究結果は太陽活動極大期に太陽潮汐波動の活動度が低下するため、電離圏ダイナモ電場の大きさが小さくなることを意味する。太陽活動極大期に Sq 場の磁場振幅の増加は太陽潮汐波動による中性風変動ではなく、主に電離圏電気電導度の変動を反映していると結論できる。

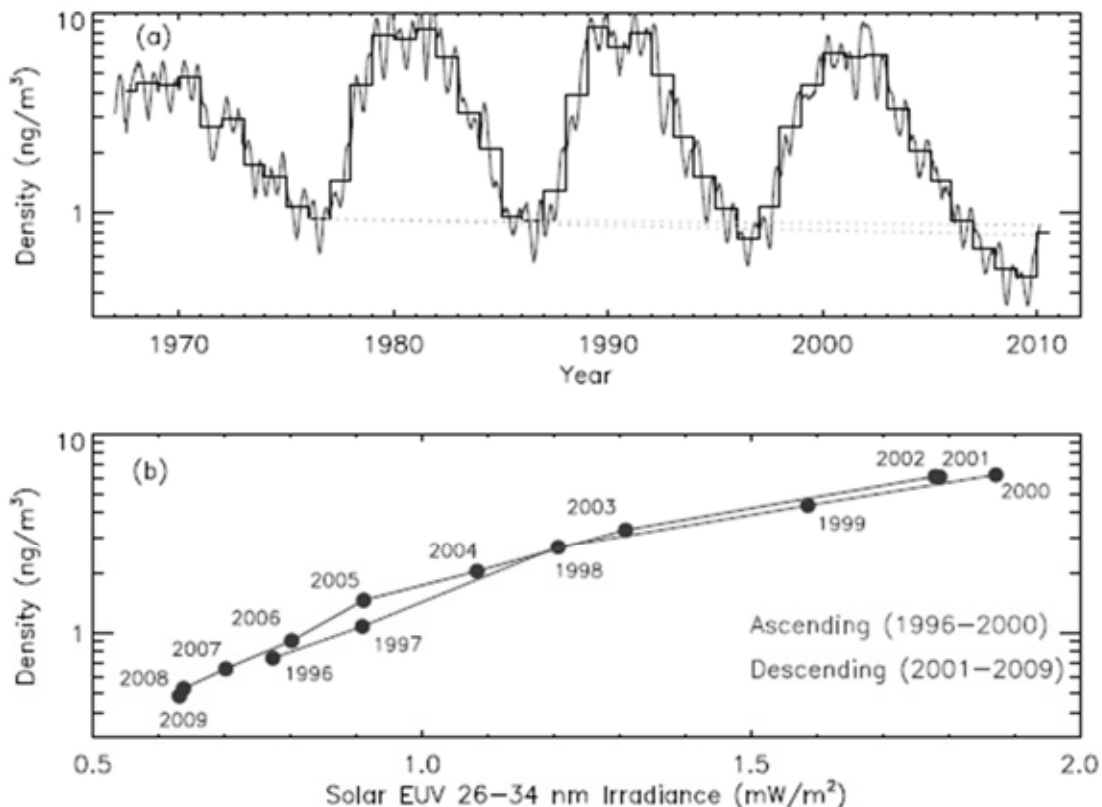


図 17: 衛星観測から得られた高度 400 km 付近の熱圏大気密度の変動(上段)と 1996 年以降の太陽極端紫外線(EUV: 26–34 nm)と熱圏大気密度との相関³²⁾。上段の線は、1 月平均値の密度を表し、黒線は 1 年平均値を表す。また、2 本の薄灰色の点線は、1976 年を基準にした二酸化炭素の量を 5% および 20% 増加させたときの熱圏大気密度の変化を表す。下段の 2 本の曲線はそれぞれ、太陽活動 23 サイクルの上昇期と下降期のものに対応する。

図 13 で示したように、赤道域から低緯度における Sq 場の磁場振幅が太陽活動 23/24 サイクルの極小期(2008/10)で前サイクルの極小期のものと比べて 10-15%の減少が認められた。太陽活動 23/24 サイクルの極小期における減少要因について上の考察を基にして考えると、Sq 場の磁場振幅の極端な低下は太陽活動 23/24 サイクルの極小期において電離圏の形成に関係する極端紫外線(EUV)の強度がかなり低下したことを意味する。Solomon ら³²⁾は太陽観測衛星 SOHO に搭載された EUV モニター測器から得られた長期の EUV フラックスデータを解析し、図 17 の下段が示すように前太陽活動極小期(1996 年)に比べて太陽活動 23/24 サイクルの極小期(2008 年)における EUV フラックスの値が 10-15%の低下を報告している。図 13 で既に示した赤道域にある観測点(グアム)における Sq 場の磁場振幅について実際に前太陽活動極小期と太陽活動 23/24 サイクルの極小期のものを比較すると、約 10 nT の減少が認められ、比で表すと約 17%の減少量であった。前太陽活動極小期に比べて太陽活動 23/24 サイクルの極小期における Sq 場の磁場振幅が小さいという傾向は、赤道域の観測点(グアム)以外の場所でも見られた。太陽活動 23/24 サイクルの極小期における Sq 場の磁場振幅の極端な減少は、電離圏の形成に関係する太陽極端紫外線(EUV)の強度がかなり低下したことによるものと結論できる。

3.4.2 太陽 F10.7 電波フラックスに対する Sq 場の磁場振幅の非線形応答

Sq 場の磁場振幅は太陽黒点数や太陽 F10.7 電波フラックスといった太陽活動度指数とよい相関を持つことがよく知られている^{24, 26, 29, 30)}。Sellek²⁹⁾は低緯度観測点(San Juan)で得られた 1929 年から 1965 年までの地磁気と太陽黒点数データを用いて、1 年平均した Sq 場の磁場振幅と太陽黒点数の間には正の相関が存在し、お互いに線形関係であることを示した。Schlapp らもまた太陽黒点数と Sq 場の磁場振幅の間に線形関係が存在することを報告しているが、両者の関係から求めた回帰直線の傾きは各太陽活動サイクルによって異なることを指摘した。彼らの解析結果は Sq 場の磁場振幅の最大値が 100 以上の太陽黒点数に対してあまり大きくならない傾向を示している。本研究で得られた結果では、太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅の関係はほぼ線形関係にあるが、69 点中 37 の観測点における Sq 場の磁場振幅と太陽 F10.7 電波フラックスの関係はむしろ非線形であった。図 14 で示したように太陽 F10.7 電波フラックスの値が 200 を超えると、Sq 場の磁場振幅があまり増加しない傾向であった。過去の研究では太陽活動度指数と Sq 場の磁場振幅の間の線形関係から太陽活動による変動成分を除去して Residual Sq 場の磁場振幅の長期トレンドの解析を行っていた。しかしながら、本研究では太陽活動が高くなると Sq 場の磁場振幅があまり増加しないという非線形効果を加味せずに行った場合、太陽活動極大期における Residual Sq 場の値に非線形効果による誤差が含まれることになる。非線形効果による誤差を小さくするためには線形回帰ではなく、2 次回帰曲線からのズレを解析したほうがよいと考えられる。

太陽 F10.7 電波フラックスに対する Sq 場の磁場振幅の非線形応答に関連した研究結果として、電離圏電子密度を高度方向に積分した全電子数(Total Electron Content: TEC)は、太陽活動極大期における極端紫外線フラックスや太陽 F10.7 電波フラックス値に対して非線形的な応答を示すことが報告されている³³⁻³⁶⁾。Balan ら³³⁾は、1981-1985 年における地磁気静穏日($A_p < 10$)に該当する電離圏 TEC 値と太陽 F10.7 電波フラックスの関係を調べた。結果、TEC 値は太陽 F10.7 電波フラックスの値に対して線形的に比例するが 200 を超えたところで非線形的な関係であった。太陽 F10.7 電波フラックスの値が 200-300 の間では、Sq 場の磁場振幅がほぼ一定になっていた。彼らは太陽 F10.7 フラックスとの非線形関係が現れる要因として電離圏の電子密度の飽和を提案している³⁴⁾。一方、Liu らは太陽 F10.7 電波フラックスと太陽極端紫外線放射の間の関係を調べ、両者がお互いに非線形であることを示した³⁵⁾が、電離圏の電子密度に関する太陽活動依存性を調べる際に、太陽 F10.7 電波フラックスとの非線形効果だけでなく、大気と電離圏における力学効果を加味する必要があることを指摘している。この議論を基に太陽 F10.7 電波フラックスに対する Sq 場の磁場振幅の非線形応答であった理由を考察すると、太陽 F10.7 電波フラックスと EUV の間の非線形な関係と太陽活動期における電離圏電子密度の飽和状態が考えられる。今後は SOHO 衛星などの観測データを加味した統合解析からこの要因を

明らかにしていく予定である。

3.4.3 Residual Sq 場の磁場振幅における長期変動の全球分布

これまでの研究から、いくつかの地磁気観測所で得られた Residual Sq 場の磁場振幅には正のトレンドが存在することが示されてきた^{24, 25, 29}。Elias ら²⁵)は低緯度域に分布する3観測点で得られた Residual Sq 場の磁場振幅の長期変動において明瞭な正のトレンドがあることを報告している。しかしながら、彼らの研究では1960–2001年の期間、かつ低緯度の3観測点のみの地磁気データを書き記しているに過ぎないので、Residual Sq 場の磁場振幅における長期トレンドの全球分布は未解明のまま残されていた。本研究では、赤道から中緯度に分布する多数の地磁気観測点から得られた長期(1947–2015)の地磁気データを用いて長期トレンドの全球分布を見出した。結果、図16に示すように半数以上の地磁気観測点における Residual Sq 場の磁場振幅は明瞭な負の長期トレンドを示した。長期トレンドを示す地磁気観測点の分布は地理緯度と経度の依存性はなかった。特に、ヨーロッパ、インド、カナダ東部、ニュージーランドにおいて負の傾向が強かった。 -0.20 nT/yr 以下の傾きをもつ地磁気観測点はヨーロッパ地域に集中していた。逆に、ユーラシア大陸、南北アメリカ大陸のいくつかの観測点では、Residual Sq 場の磁場振幅が正のトレンドを示した。上記の結果から Elias ら²⁵)によって提案された地球温暖化に伴う超高層大気のコリオリス効果による Sq 場の磁場振幅の増加というシナリオは本研究によって棄却されたことになる。仮に Sq 場の磁場変動を作る電離圏電流が流れる高度領域における電子密度の増加が地球温暖化に伴う中間圏・熱圏大気のコリオリス効果によって引き起こされるとすれば、地球温暖化の影響を打ち消す、あるいは妨げる他の要因が存在することが考えられる。最近、Cnossen と Richmond は、地球大気の全球モデル計算を基に、電離圏、熱圏、及び Sq 場の磁場振幅における長期変動の要因を調べた。結果、Sq 場の磁場振幅の大きな変動が南米大陸付近に見られ、彼らは Sq 場の磁場振幅の変動が

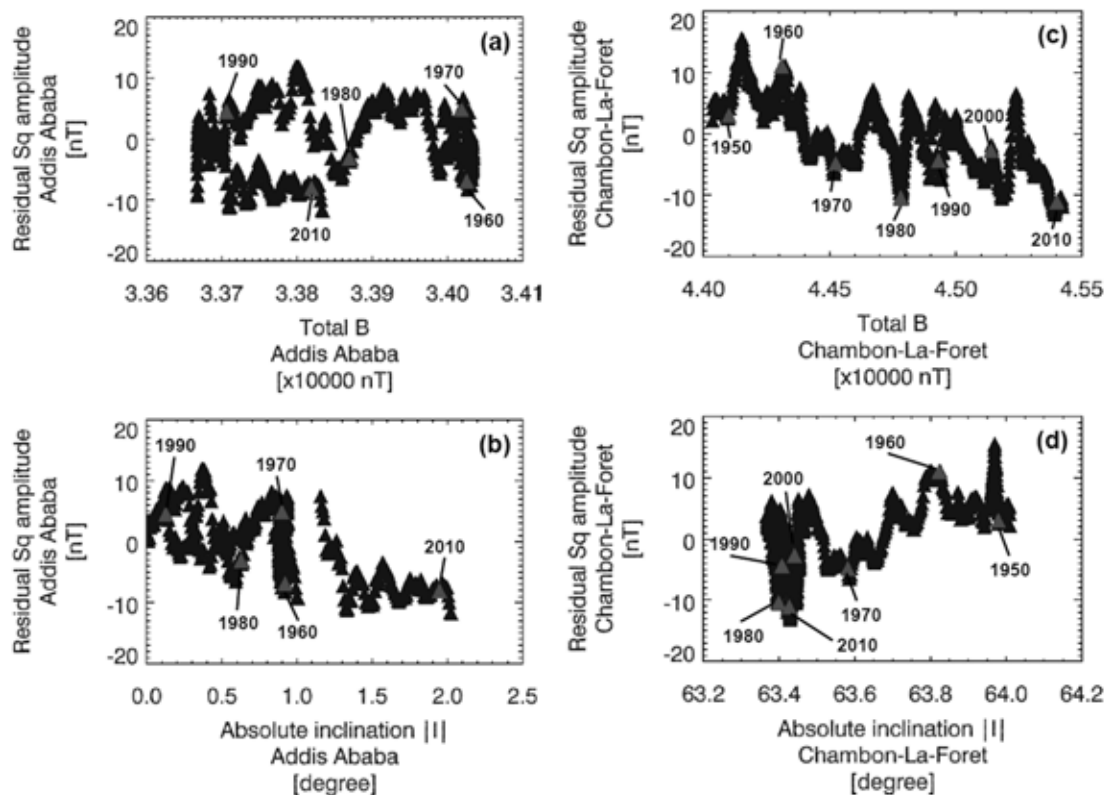


図 18: 赤道域(Addis Ababa)と中緯度(Chambon-La-Foret)における Residual Sq 場の磁場振幅と背景磁場のパラメータの相関関係²⁶⁾。図中の数字は年を表す。

地磁気の永年変化によってもたらされていると解釈した。彼らの研究に習って本研究でも Residual Sq 場の磁場振幅と地球磁場モデルから計算される全磁力の間の関係を調べた。その結果を図 18 に示す。図 18 を見ると、赤道域(Addis Ababa)の Residual Sq 場の磁場振幅は電離圏 E 領域高度(100 km)における全磁力との相関はないが、伏角に対しては明瞭な依存性があり、伏角の増加とともに減少する。一方、中緯度(Chambon-La-Foret) の Residual Sq 場の磁場振幅は赤道域と異なり、全磁力に対してよい相関を持ち、全磁力の増加とともに Residual Sq 場の磁場振幅が減少する。図 18 の結果から赤道域の Residual Sq 場の磁場振幅の伏角依存性は、地磁気の永年変化によって赤道ジェット電流の流れる中心位置の移動を示している。図 18 の結果は地磁気観測点(Addis Ababa)からその電流の中心位置が年と共に離れていくことを表している。一方、中緯度(Chambon-La-Foret)における Residual Sq 場の磁場振幅の減少は地磁気的全磁力との相関がよいことから、地磁気の永年変化に伴う電離圏電気電導度の減少によるものと考えられる。Takeda³⁷⁾は実際にモデル計算によって電離圏電気電導度が磁場の増加に伴って減少することを示した。以上の考察から、Residual Sq 場の磁場振幅の長期変動は主に地磁気の永年変化によってもたらされていると言える。今後は実際の電離圏電導度との比較により、電離圏ダイナモ電場や中間圏・下部熱圏風の長期変動の特性と変動メカニズムを解明していく予定である。

3.5 まとめ

1947-2015 年までの 69 の地磁気観測点で得られた地磁気 1 時間値を用いて Sq 場の磁場振幅における長期変動特性を調べた。69 の地磁気観測点で測定された Sq 場の磁場振幅は明瞭な 10-12 年の太陽活動依存性を示し、各太陽活動極大期に増加する傾向にあった。例えば、1970 年付近に極大となる太陽活動 20 サイクル時に相当する期間の Sq 場の磁場振幅は、他の太陽活動サイクルに比べて小さくなっていた。2008-2009 年に出現した太陽活動超極小期における Sq 場の磁場振幅は前太陽活動サイクルの極小期に比べて 15-20%低下していた。Sq 場の磁場振幅の減少は電離圏の形成に関与する太陽極端紫外線の強度が小さくなり、電離圏の電子密度が低下したために電離圏電流の大きさが小さくなったと考えられる。

太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅の相関解析から、必ずしも太陽 F10.7 電波フラックスの値の増加に対して線型的に Sq 場の磁場振幅が増加するのではなく、高い太陽 F10.7 電波フラックスの値になると Sq 場の磁場振幅の増加率が減少するという傾向を発見した。これまでの電離圏観測との結果を考慮すると、高い太陽 F10.7 電波フラックスに対しては電離圏電子密度があまり増加しなくなり、太陽 F10.7 電波フラックスに見合った電離圏電流強度にならないことを示唆している。太陽 F10.7 電波フラックスと Sq 場の磁場振幅の相関解析から求めた 2 次回帰曲線からの残差を計算し、残差を Residual Sq 場の振幅と定義し、Residual Sq 場の長期変動特性を調べた。結果、半数以上の地磁気観測点における Residual Sq 場の磁場振幅は明瞭な負の長期トレンドを示した。負のトレンドを示す観測点の分布は地理緯度と経度の依存性はなかった。特に、ヨーロッパ、インド、カナダ東部、ニュージーランドにおいて負の傾向が強かった。また、 -0.20 nT/yr 以下の傾きをもつ地磁気観測点は、ヨーロッパ地域に集中していた。逆に、ユーラシア大陸、南北アメリカ大陸のいくつかの観測点では、Residual Sq 場の磁場振幅が正のトレンドを示した。上記の結果から Elias ら²⁵⁾によって提案された地球温暖化に伴う超高層大気のコリオリス効果による Sq 場の磁場振幅の増加というシナリオは本研究によって棄却されたことになる。Residual Sq 場の振幅の長期トレンドのメカニズムを明らかにするため、電離圏 E 領域高度における背景磁場パラメータ(全磁力と伏角)と Residual Sq 場の磁場振幅の相関を調べた。結果、磁気赤道付近に位置する観測点の Residual Sq 場の磁場振幅は地磁気の伏角と相関し、伏角の増加とともに Residual Sq 場の磁場振幅が減少する傾向を示した。一方、中・低緯度の観測点は地磁気的全磁力と相関し、全磁力の増加とともに Residual Sq 場の磁場振幅が減少する傾向であった。前者の考えられる機構として、地磁気の永年変化に伴って赤道ジェット電流が流れる中心位置が変化し、地上の観測点から赤道ジェット電流が離れた結果であると考えられる。後者の機構は地磁気的全磁力の増加とともに電離圏電気電導度が減少し、電離圏電流が流れにくくなったためと考えられる。今後は、実際の

電離圏電気電導度との比較を通じて Sq 場の磁場振幅から電離圏電場と中性風の速度を推定し、それらの長期変動特性を解明する予定である。

4. 磁気嵐時の地磁気変動に見られる電離圏電流の全球分布

本章では、太陽フレアなどによって発生した太陽風擾乱が引き起こす磁気嵐時のグローバルな地磁気変動特性とその変動から推定される電離圏電流と電場の時間・空間分布について研究を行った結果について解説する。

4.1 はじめに

惑星間磁場と地球磁場との磁気再結合過程を通じて磁気圏内に生成された大規模な対流電場は、高緯度と磁気赤道域に Disturbance of Polar Field (DP) 2 型の地磁気変動の要因となる電離圏電流をもたらすことが 1960 年代の研究によって知られている^{38, 39)}。図 19 に DP 2 型の地磁気変動から推定される等価電流系の空間分布と 1963 年 12 月 3 日に観測された Huancayo の地磁気水平成分の変動と IMP-1 衛星による惑星間磁場の角度変化との相関を示す。当時、使用可能な地磁気観測点がまばらであったため、DP 2 型電離圏電流は高緯度から中緯度に分布する 2 セル型の電流と赤道域を東向きに流れる環状電流の 2 種類があると考えられていた。図 19 の右図に示すように、惑星間磁場が南向きになるにつれて DP 2 型地磁気変動が強められることが分かっていたが、太陽風のエネルギーがどのように磁気赤道域にまで伝わってくるのかはよくわからなかった。その後、高時間分解能で地磁気を観測できる磁力計が全球的に設置されるようになり、グローバルな地磁気変動特性やその緯度間結合過程を調べることができるようになった。Kikuchi ら⁴⁰⁾は図 20 に示すように高時間分解能を持つ地磁気データを用いて、高緯度と磁気赤道の DP 2 型地磁気変動が 25 秒以内の時間スケールで同時に起こっていることを示し、DP 2 型地磁気変動をもたらす電離圏電場が高緯度から磁気赤道域へ短い時間スケールで伝搬していると解釈した。DP 2 型磁場変動の瞬時応答は地球-電離圏の空間内を 0 次の導波管(TM0)モードの高速伝搬によって説明されている^{41, 42)}。Kikuchi ら⁴⁰⁾は EISCAT レーダーで測定された電離圏電場と磁力計ネットワークから得られた地磁気データ解析に基づいてオーロラ帯の DP 2 型地磁気変動が電離圏ホール電流によって引き起こされていることを実証し、昼間側赤道域の DP 2 型地磁気変動が Cowling 効果^{43, 44)}によって増強された電離圏ペダーセン電流によるものと解釈した。同様の DP 2 型電離圏電流は磁気急始現象⁴⁵⁻⁴⁷⁾、Pc 5 地磁気脈動⁴⁸⁾、サブストームの成長層⁴⁹⁻⁵¹⁾や磁気嵐⁵²⁻⁵⁴⁾な

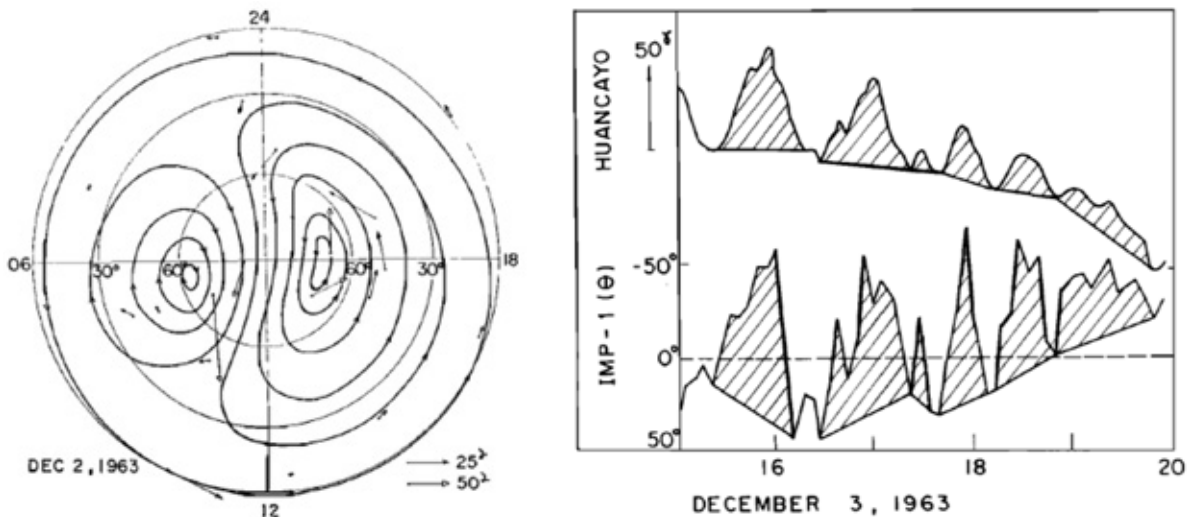


図 19: DP 2 型地磁気変動から推定される電離圏等価電流系(左図)と 1963 年 12 月 3 日に観測された Huancayo における地磁気水平成分の変動と IMP-1 衛星による惑星間磁場の角度(右図)³⁹⁾。なお、惑星間磁場の角度は北向きを正にとる。

どのグローバルな地磁気変動の解釈に適用されてきた。

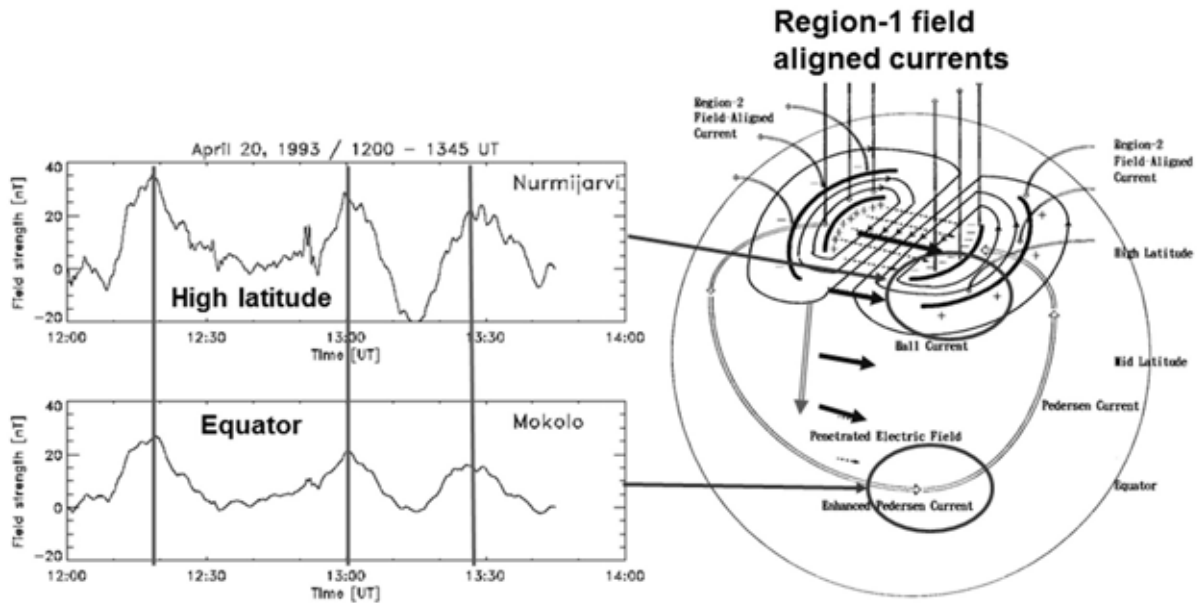


図 20: 高緯度と磁気赤道の地磁気観測点で観測された DP 2 型地磁気変動(左図)とその変動から推察される DP 2 型電流システムの概観(右図)³⁹⁾。

磁気嵐中に増大した対流電場は地球近傍の磁気圏尾部から内部磁気圏へプラズマシートの熱いプラズマ運び、地球磁場の勾配や曲率などの磁場の空間構造の影響を受けてイオンが西向き、電子が東向きにドリフトし、内部磁気圏内に部分環電流を形成する。部分環電流は午後側と午前側の電離圏から入り、出ていく領域 2 型の沿磁力線電流に接続している。領域 2 型の沿磁力線電流の発達に伴って中低緯度の電離圏に対流電場を打ち消す遮蔽電場が形成される⁵⁴⁻⁵⁹⁾。惑星間空間磁場が南向きの間には対流電場が発達しており、中低緯度と赤道域の電離圏に形成される遮蔽電場の強度を上回っている。遮蔽電場は対流電場の増大後に発達するため、地上の地磁気データから推察されるように約 15-20 分後に有効になってくる^{54, 60)}。数値シミュレーション結果では、遮蔽電場は対流電場の増大後に 20-30 分経過してから有効になる^{59, 61)}。惑星間磁場の北転に伴って惑星間磁場が南を向いていた時期に発達していた対流電場が急激に弱まると、増大した遮蔽電場が中・低緯度の電離圏電場の逆転をもたらす⁶²⁻⁶⁵⁾。逆転した電場はしばしば遮蔽電場として同定され⁶³⁻⁶⁵⁾、遮蔽電場は昼間側磁気赤道において西向きの赤道ジェット電流を駆動

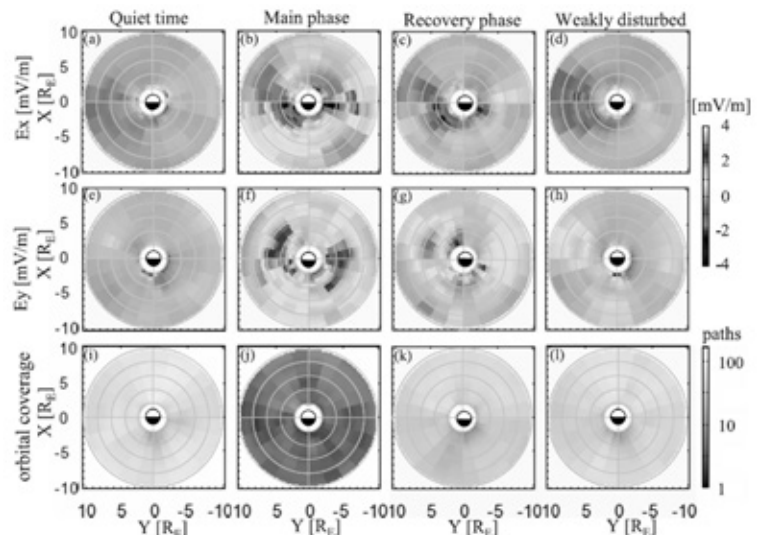


図 21: あけぼの衛星に搭載された電場計測器(EFD)によって得られた磁気嵐時における磁気圏電場の空間分布⁷¹⁾。電場の大きさをカラースケールで表している。上、中、下段のパネルは、それぞれ電場の太陽方向(E_x)、夕方方向(E_y)、各 bin について統計した際に用いた衛星の軌道数を示す。

する。西向きの赤道ジェット電流は地上で負の南北成分の磁場変動を作り出すため、逆向き赤道ジェット電流(equatorial counter electrojet: CEJ)と呼ばれている^{51, 54, 62, 66-68})。モデル計算結果によれば、遮蔽電場は数 10 分継続することが分かっている^{60, 69})。

Wilson ら⁵²)は磁気嵐の初相と主相時における高緯度と中緯度における DP 2 型電離圏電流の変動特性を調べた。磁気嵐中に CRRES 衛星が内部磁気圏における電磁場とプラズマを測定しており、環電流の内側に強い電場の出現を捉えていた。彼らは DP 2 型電離圏電流に関係する電離圏電場が内部磁気圏で発達した環電流の発達に寄与することを指摘している。Wilson らの研究結果は内部磁気圏で観測される対流電場と中緯度の電離圏電場が磁力線を介して結合していることを示唆する。1989 年に打ち上げられたオーロラ観測衛星、あけぼの衛星の電場データを用いて、Shinbori ら⁷⁰)は 1989 年 3 月 13-14 日に発生した超巨大磁気嵐の主相時に内部磁気圏に非常に強い対流電場が形成されていることを見出した。強い対流電場が出現する領域が磁気嵐の発達とともに地球側へ近づいていく傾向にあった。Nishimura ら⁷¹)は、複数の磁気嵐時におけるあけぼの衛星の電場データの統計解析を行うことによって、磁気嵐時に形成される内部磁気圏電場の時間変動と空間分布を明らかにした。図 21 の Ey 成分に着目すると、地磁気静穏時における電場分布は、空間的に一様で電場強度も 1 mV/m 以下と弱かったが、磁気嵐主相時にはその様相が一変し、空間的に不均質な強い電場が朝と夕方側の地球近傍の内部磁気圏に出現し、電場強度は 2-4 mV/m に達していた。電場の強度と空間分布には、朝-夕の非対称性が見られた。磁気嵐回復相になると午後側と真夜中すぎの地球近傍の内部磁気圏に逆向きの電場が形成されることが分かった。一方、Kikuchi ら⁵³)は複数の磁力計ネットワークから得られた地磁気と太陽風データを比較することにより、2001 年 11 月 6 日に発生した大きな磁気嵐時における地磁気変動特性を調べた。結果、磁気嵐の開始とともに午前側の中緯度(磁気緯度 55-60 度)に強いオーロラジェット電流が形成し、赤道ジェット電流の急増が起こっていた。磁気嵐の回復相に入ると中緯度にあったオーロラジェット電流が強度を弱めながら極方向へ移動し、赤道域では西向きの赤道ジェット電流が卓越していた。磁場変動の逆転は磁気嵐の主相と回復相で DP 2 型の磁場変動を引き起こす電離圏電流、電場分布が異なることを意味しており、電場の空間分布が環電流の発達と衰退に関係していることを示唆する。

磁気嵐時におけるサブオーロラ帯や中緯度の電離圏電場の直接観測は、これまで衛星、非干渉散乱レーダーや SuperDARN レーダーを用いて行われてきた⁷²⁻⁷⁵)。しかしながら、衛星やレーダー観測の空間的な制約によって磁気嵐時の中緯度における電場の空間分布についてはあまりよく調べることができなかった。本研究では、2002 年 5 月 23-24 日に発生した磁気嵐イベントについて地上の磁場変動の緯度と地方時分布を調べ、磁気嵐の各相についての全球的な電離圏電流の時間と空間変動特性を明らかにする。

4.2 観測データと解析手法

本研究では、高緯度から磁気赤道まで分布する観測点から得られた地磁気 1 分値データを使用した。図 22 には使用した 170 の地磁気観測点の位置を表す。170 の地磁気データは複数の地磁気観測ネットワーク(International Monitor for Auroral Geomagnetic Effects: IMAGE, Geophysical Institute Magnetometer Array: GIMA, Canadian Array for Realtime Investigators of Magnetic Activity: CARISMA, and NICT Space Weather Monitoring: NSWM⁵³)と京都大学地磁気世界資料センターから提供され

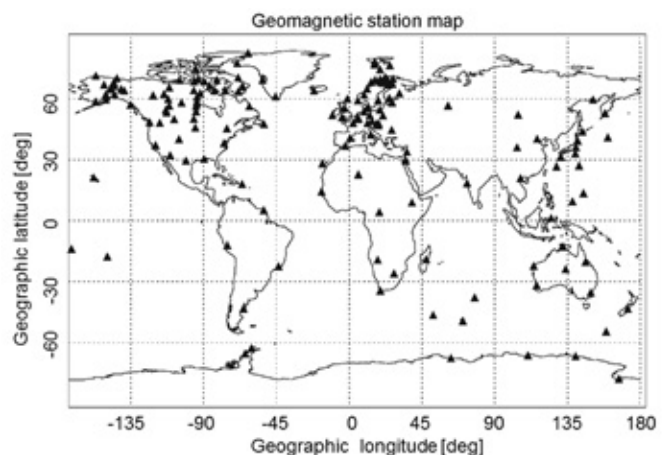


図 22: 本解析に用いた地磁気観測点⁷⁶)

たものである。ACE 衛星から得られた太陽風と惑星間磁場のデータは NASA/NSSDC Coordinate Data Analysis (CDA) website から公開されているものを使用した。本データ解析には、地磁気と太陽風データを一元的に取り扱う IUGONET データ解析ツール^{7,8)}を駆使した。

磁気嵐中に地上で観測される地磁気変動は電離圏電流、沿磁力線電流、環電流、磁気圏界面電流などによって形成されるので、磁気嵐の発達と衰退に伴う電離圏電場の空間分布の変動をとらえるためには、電離圏電流の作る磁場成分を取り出す必要がある。電離圏電流の作る磁場変動を抽出するために、1 ヶ月の中で 10 日地磁気静穏日に該当する地磁気データから平均的な日変化のパターンを求め、元の観測データからその日変化成分を差し引き、地磁気 3 成分のデータを地理座標系から地磁気座標系に変換した。最後に、環電流と磁気圏界面電流の効果を極力小さくするため、低緯度に分布する観測点のデータを各観測点のデータから差し引いた。最後の解析では 4 つのセクターに分割し、各セクターに含む代表的な低緯度観測点を選び、各観測点の磁気緯度に応じて磁気緯度の補正を施したものをを用いた。10 日静穏日を同定するために地磁気 Kp 指数から作成された地磁気静穏日リストを用いた。地磁気静穏日リストは GeoForschungsZentrum (GFZ, Potsdam, Germany) から提供されたものである。

4.3 解析結果

4.3.1 2002 年 5 月 23–24 日に発生した磁気嵐の外観

図 23 のパネル(a)–(f)は、ACE 衛星で測定された太陽風密度、太陽風速度、惑星間磁場 3 成分 (B_x , B_y , B_z) と地磁気 SYM-H 指数を示す。各パラメータの時間分解能は 1 分である。惑星間磁場の座標系は、Geocentric Solar Magnetospheric (GSM) 座標系であり、ACE 衛星は地球と太陽の間にあるラグランジュ地点付近を航行していた。時間幅は、2002 年 5 月 23 日 09:00–21:00 (UT) となっている。太陽風と惑星間磁場は、地球と ACE 衛星間を移動する太陽風速度から計算される時間だけ右へシフトしている。図 23 のパネル(a)と(b)が示すように、太陽風衝撃波の通過に伴う 2 度の急峻な太陽風密度と速度

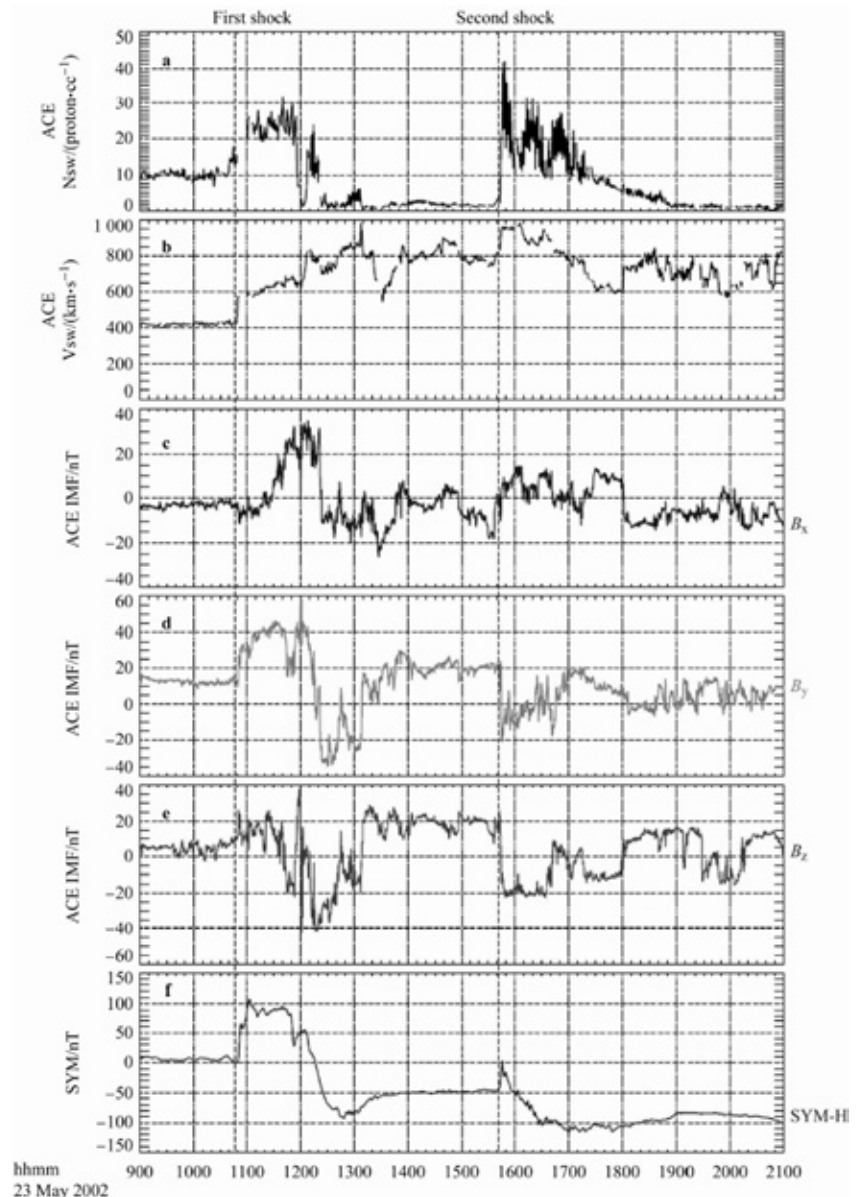


図 23: 2002 年 5 月 23–24 日に発生した磁気嵐イベントの概観⁷⁶⁾。パネル(a)–(f)は、それぞれ太陽風密度、速度、惑星間磁場 3 成分 (B_x , B_y , B_z) と地磁気 SYM-H 指数である。

の増加が見られ、太陽風密度と速度の増加による磁気圏の急激な圧縮を示唆する SYM-H 指数の急増が観測されている。このときの時刻はそれぞれ、10:49 (UT) と 15:42 (UT) であった。太陽風衝撃波が通過した後に惑星間磁場 Bz 成分が南を向いたため、SYM-H 指数の急激な減少を表しているように 2 回の磁気嵐が発生している。2 回目の磁気嵐によって SYM-H 指数の値が約 110 nT まで降下した。1 回目の衝撃波が地球磁気圏に到来後、しばらく惑星間磁場 Bz 成分が北を向いたままであったため、すぐには磁気嵐の発達は見られず、SYM-H 指数の値が正のままになっていた。一方、惑星間磁場 Bz 成分が北向きに変化する、またはその南向き成分が弱まると同時に磁気嵐の発達は止まり、2 つとも SYM-H 指数の上昇を示す磁気嵐回復相に移行している。1 回目の磁気嵐の回復相において惑星間磁場 Bz 成分が北を向いているにも関わらず、14 時以降の SYM-H 指数がほぼ一定の値を示していることが興味深い。

4.3.2 高緯度から磁気赤道に至る地磁気南北と東西成分の変動特性

磁気嵐時における電離圏電流の時間と空間変動を明らかにするため、4.2 の解析手法によって得られた高緯度から磁気赤道までに点在する地磁気観測点における地磁気南北と東西成分の変動についての解析を行った。図 24 に 1 つ目の磁気嵐時に相当するアメリカとヨーロッパ地域で観測された地磁気南北成分(灰色)と東西成分(薄灰色)の変動特性を示す。1 つ目の磁気嵐の期間中、アメリカ(左図)とヨーロッパ地域(右図)はそれぞれ午前側と午後側に位置していた。2 つ目の縦の点線以降、SYM-H 指数の減少を示す磁気嵐主相の期間となるが、アメリカ地域では磁気赤道の HUA を除く全地磁気観測点で磁気嵐の発達とともに地磁気南北成分の減少を示し、地磁気南北成分の変動量は磁気緯度 60 度付近の領域で最大となる。逆に、ヨーロッパ地域では磁気赤道を除く磁気緯度 61 度以下の領域で地磁気南北成分の増加を示し、回復相に移行する少し前に最大となる。また、61 度よりも高緯度になると、

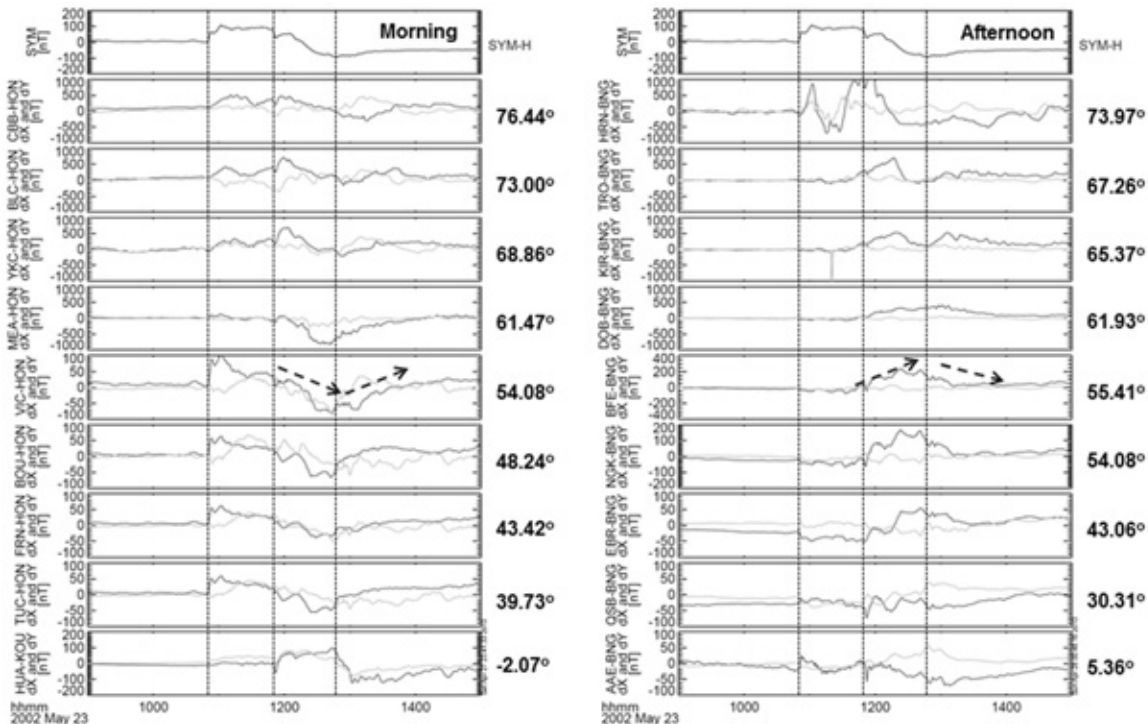


図 24: 1 回目の磁気嵐の期間に相当するアメリカ(左図)とヨーロッパ地域(右図)で観測された地磁気南北成分(灰色)と東西成分(薄灰色)の変動特性。このときアメリカとヨーロッパ地域の地磁気観測点はそれぞれ午前側と午後側に位置していた。上段のパネルは、SYM-H 指数を表し、それ以降のパネルの横に記されている数字は、観測点の磁気緯度を表す。縦の点線はそれぞれ磁気急始時、主相と回復相の開始点を表す。

地磁気南北成分の変動量は小さくなり、磁気嵐主相の途中から増加から減少に転じていた。地磁気南北成分の増加から減少の変化は地磁気変動を作り出す電離圏電流の流れる方向が変わったことを意味している。オーロラジェット電流の位置よりも北側の領域では電離圏電流の流れる方向が反転しているため、地磁気変動から推察すると、磁気嵐の発達とともにオーロラ帯ジェット電流の位置が移動したためと考えられる。図 24 で一番のポイントは午前側と午後側の地磁気南北変動が逆転していることである。図 24 に示す地磁気変動から午前側では西向き、午後側では東向きの電離圏電流が流れていたことがわかる。磁気嵐回復相に入ると、アメリカとヨーロッパ地域ともに磁気嵐主相で見られた変動とは逆の変動を示している。例えば、アメリカ側の観測点のデータを見てみると、磁気赤道以外増加に転じている。アメリカ側の磁気赤道では、磁気嵐主相時では地磁気南北成分が正の値をとっていたが、惑星間磁場が北を向き、磁気嵐回復相になると、負の値になっていた。惑星間磁場の北転に伴う磁気赤道の磁場変化は、磁気嵐の主相と回復相とでは赤道ジェット電流の流れる方向が逆転していることを表している。上述のように観測点の磁気緯度と地方時によって磁気嵐時における地磁気変動のパターンが異なる。図 24 に示された地磁気変動をわかりやすく模式図で示すと図 25 のようになる。

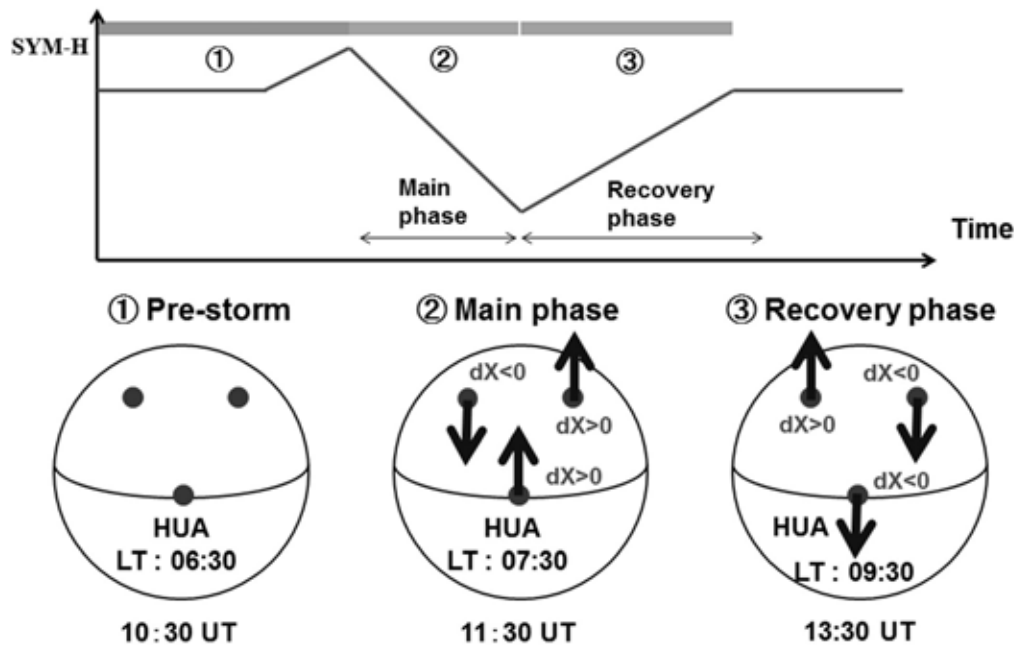


図 25: 磁気嵐主相と回復相で観測される地磁気南北成分の変動の模式図。上段に模式的に描いた SYM-H 指数の変動を表している。図面は磁気赤道の観測点 HUA の地方時を基準に描かれている。

4.3.3 磁気嵐時における電離圏等価電流の空間分布

ここでは、磁気嵐時のグローバルな電離圏電流の時間と空間発展を調べるため、各観測点で得られた地磁気南北と東西成分の変動量から電離圏等価電流のグローバルな分布を導出した。以下にその結果を示す。図 26 の左のパネルが示すように、磁気嵐主相時にはアメリカ大陸上空で時計回りの大規模な電離圏電流が流れ、ヨーロッパ地域では逆に反時計回りの電流が流れている。アメリカ大陸上空の電離圏電流分布は過去の研究³⁸⁾によって示されている DP 2 型の電流パターンに一致している。DP 2 型電流の渦中心の磁気緯度はそれぞれ、70 度と 65 度であった。若干、午後側の電流渦の中心が低緯

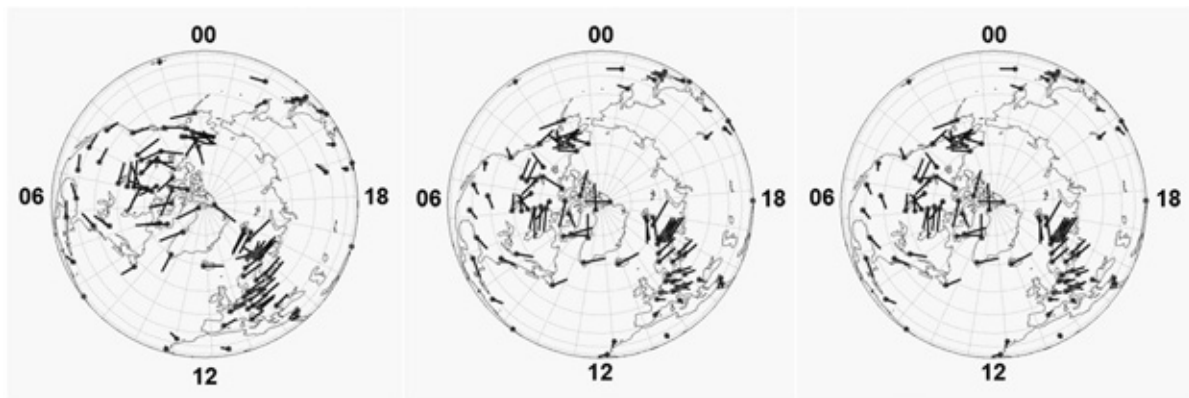


図 26: 北極側から見た磁気嵐時の電離圏等価電流分布。図面の外側の数字は、磁気地方時を表す。左から順に 1 つ目の磁気嵐主相時(11:30 UT)、回復相時(13:30 UT)、および 2 つ目の磁気嵐主相時(16:30 UT)である。

度側に寄っている。DP 2 型電離圏電流が支配的な領域は磁気緯度 30 度付近にまで広がっていた。逆に、惑星間磁場が南から北へ転向し、磁気嵐回復相に入ると電離圏電流分布が一変する。図 26 の中央のパネルが示すようにまず、アメリカ、ヨーロッパ地域の中緯度から低緯度の観測点上空の電離圏電流の向きが主相時と比べると逆になっていることが見て取れる。電離圏電流の向きが変わっている領域の北限はアメリカ側で 55 度、ヨーロッパ側で 50 度であった。アメリカ側の高緯度に目を向けてみると、主相時に現れていた時計回りの渦電流の支配領域が縮小し、磁気緯度 55-75 度の領域に限られていた。昼間側の高緯度(磁気緯度 80 度以上)の領域に別の小さな電流渦の出現が見られる。昼間側高緯度の電流渦の方向は、反時計周りで通常の対流電場によって駆動される 2 セル型の電流渦とは異なっている。2 度目の衝撃波の到来後に再び惑星間磁場が北から南へ転向し、磁気嵐の主相へと入っていくが、2 度目の磁気嵐主相時の電離圏等価電流分布は、1 度目の磁気嵐主相時と同様に 2 セル型の電流分布になっている。2 セル型電離圏電流が卓越していることから、磁気嵐主相時には大規模な電離圏電流が卓越し、回復相になると DP 2 型電離圏電流が支配的になる領域が縮小し、極冠域と中緯度から低緯度にかけて 2 セルとは逆向きの電離圏電流が出現していると推定される。一方、夜側中緯度(日本列島、カムチャッカ半島、カムチャッカ半島から南東方向の海上)に分布する観測点では、ほとんど等価電流の方向が変化していない。

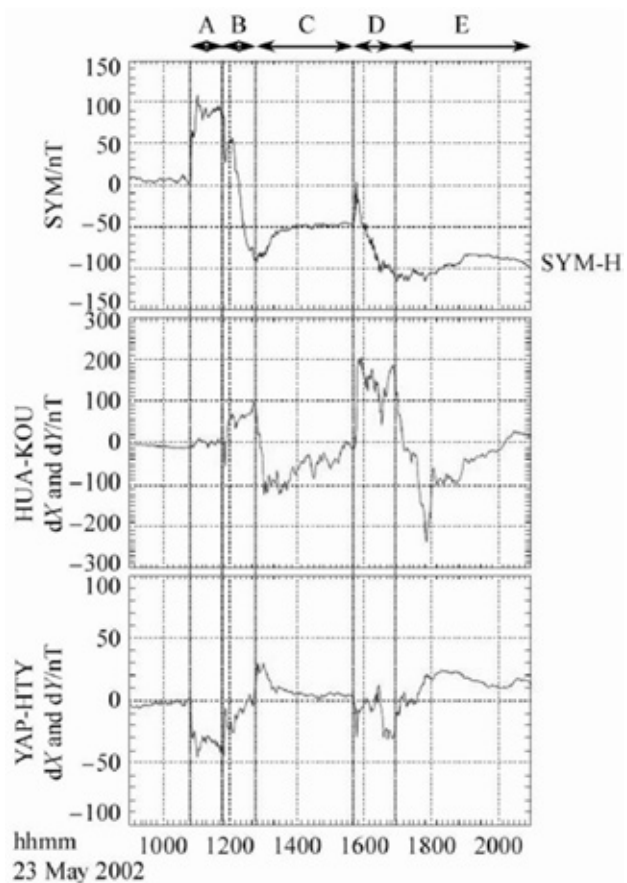


図 27: 2 つの磁気嵐における SYM-H 指数と昼と夜側に位置していた時期赤道上の観測点の地磁気南北成分の地場変動⁷⁶⁾。期間 A-E はそれぞれ磁気嵐初相、主相、回復相、主相、および回復相の期間を示す。

等価電流に変動が見られないことは夜側中緯度領域では日照がなく、電離圏電気伝導度が昼間側に比べて1-2桁も小さいため、ほとんど中緯度領域では電離圏電流が流れないことを意味している。その代わりに、高緯度電離圏と結合している沿磁力線電流が作る磁場変動が卓越する⁵⁴⁾。夜側中緯度の磁場変動は沿磁力線電流の位置に依存して変動するため、電離圏電流が作る磁場変動とは異なっている。

4.3.4 磁気嵐時における昼間側と夜側の時期赤道上的磁場変動の比較

図 27 は、昼間側と夜側に位置していた磁気赤道域の 2 つの観測点(HUA と YAP)で得られた磁気嵐時の地磁気南北成分の変動を示す。図 27 の上段は地磁気 SYM-H 指数である。期間 A-E は図 24 で説明した期間と同じである。最初の磁気急始部において SYM-H 指数の値が急激に増加し、SYM-H 指数の増加と同時に昼間側の HUA では増加、夜側の YAP では減少を示した。その傾向が磁気嵐初相と主相時まで継続し、初相から主相へ移行するときに、昼間側の HUA では顕著な増加、夜側の YAP では負の変動量がやや小さくなった。回復相になると、昼間側の HUA では南北成分の変動量が正から負へ変化し、逆に夜側の YAP では負から正の値へ変化した。南北成分の磁場変動大きさは時間の経過とともに弱まっていき、ゼロ付近へと漸近していく傾向にあった。1 つ目の磁気嵐時における昼間側の変動量は夜側のものと比べて約 3-4 倍大きかった。夜側の磁場変動が小さいことは夜側の電離圏電気伝導度が小さいことにあると考えられる。同様の傾向が 2 つ目の磁気嵐においても見受けられた。磁気赤道域における地磁気南北成分の磁場変動から、磁気嵐主相時には昼間側の領域では東向きの電流が卓越し、夜側では西向きの電流が卓越していると考えられる。電場の立場から見れば、昼間側の領域では東向きであり、夜側では西向きである。昼夜の磁気赤道の磁場変動の特徴から、極域電離圏に持ち込まれた朝-夕方向の対流電場が昼夜の電離圏へ伝搬していると考えられる。

4.4 考察

4.4.1 磁気嵐中の電離圏電場の磁気赤道域への侵入過程

大規模な対流電場は強い南向きの惑星間磁場が地球磁気圏へ到来することによって、昼間側の磁気圏界面で起こる惑星間磁場と地球磁場との再結合を通じて強められる。磁力線の再結合過程によって増大した対流電場は内部磁気圏に環電流を作り出し、環電流の作る磁場によって地上の磁場強度が全球的に弱められる。これまでの研究から増大した対流電場は高緯度から磁気赤道へ侵入し、磁気嵐主相時に中緯度電離圏に DP 2 型電流を引き起こすことがよく知られている^{53, 54, 77, 78)}。Tsuji らは、磁気嵐時における磁場変動の解析から DP 2 型電離圏電流が磁気嵐主相時に磁気緯度 30 度付近にまで広がっていることを示した⁵⁴⁾。本研究では多数の地磁気観測点のデータを解析することにより、2 セル構造した DP 2 型電離圏電流が午前側、午後側ともに磁気緯度 30 度付近にまで拡大することに加えて、図 27 に示す通り昼夜の磁気赤道の磁場変動が逆転していることを示した。前半の結果は Nishida³⁹⁾、Kikuchi⁷⁵⁾らの研究結果と整合するものである一方、夜側磁気赤道の磁場変動を捉えることにより、昼夜の磁気赤道領域に電場が侵入していることをグローバルな磁場観測から初めて明らかにした。昼間側と逆向きの夜側磁気赤道電流の検出に成功したことで、約 40 年前の研究³⁹⁾で提案された磁気赤道を東向きに一周する電離圏環状電流系は存在しないことを示した。本研究で解析した磁気嵐イベントでは、DP 2 型電離圏電流渦の中心が午前側で 70 度、午後側で 65 度に位置し、太陽風-磁気圏相互作用で作られた沿磁力線電流が電離圏に流れ込む、あるいは流れ出している位置がその磁気緯度にあることがわかった。DMSP 衛星による観測から、Heelis と Mohapatra は、Dst 指数が-300 nT 以下になるような超巨大磁気嵐時には、大規模な対流電場が磁気緯度 20 度付近の低緯度領域にまで拡大することを報告している。磁気嵐主相時に対流電場の低緯度方向への拡大は、図 26 に示すように DP 2 型電離圏電流の中緯度域への拡大とオーロラジェット電流の赤道方向への移動と一致している。DP 2 型電離圏電流を駆動する電場は、非干渉散乱レーダー^{77, 78)}や衛星⁷⁹⁾によっても観測されている。電離圏電場の赤道方向への拡大はいくつかの衛星^{80, 81)}によって観測されているように深内部磁気圏領域へ対流電場を侵入させ、内部磁気圏のプラズマ環境を変貌させる。

惑星間磁場の北転または南向き強度の減少に伴って磁気嵐回復相が始まり、大規模な対流電場が急速に弱まる。惑星間磁場の北転または南向き強度の減少時には、図 26、27 に示したように昼間側の中緯度(30–50 度)と磁気赤道において電離圏電流の向きが逆転する。夜側の磁気赤道においても昼間側の逆転現象に呼応して電流の向きが西向きから東向きへと変わる(図 26)。中緯度–赤道域における電離圏電流の逆転現象は、領域 2 型の沿磁力線電流系が中緯度以下の領域では領域 1 型の沿磁力線電流系よりも卓越することを表している。中緯度における電離圏電流の逆転現象は過遮蔽と呼ばれている⁵³⁾。図 26 の中央のパネルに見られるように、朝側の東向き電流が磁気嵐回復相において磁気緯度 50–60 度付近で西向きへと逆転している。この結果から、領域 2 型の沿磁力線電流の足元が磁気緯度 50–60 度緯度付近に位置すると考えられる。磁気緯度 50–60 度緯度付近の緯度帯は地球半径 3–4 倍の磁気赤道面を横切る磁力線が走る内部磁気圏領域に相当する。したがって、領域 2 型の沿磁力線電流の起源となる部分環電流がちょうどその領域に存在することがわかる。中緯度–赤道域における過遮蔽現象は、Kikuchi らの研究^{53,75)}により既に報告されているが、本研究ではグローバルな等価電流系マップを作成し、磁気嵐主相と回復相の状態を比較することで、領域 2 型の沿磁力線電流に伴う渦構造を同定できた。先行研究では、ある特定の磁気経度に分布する少数の地磁気観測点のデータしか解析を行っていなかったため、領域 2 型の沿磁力線電流に伴う渦構造の同定には至っていなかった。領域 2 型の沿磁力線電流に伴う渦構造を見出した点が本研究で得られたもう一つの新しい事項である。一方、いくつかの過去の研究によって対流電場の急激な減少に伴って赤道ジェット電流が逆転することが報告されている^{53,54)}。しかしながら、本研究ではアメリカとヨーロッパ域に属する磁気赤道においてその応答が異なることを示した。アメリカ域に属する磁気赤道の観測点では、惑星間空間磁場や太陽風の変動に対して明瞭な磁場変化が現れ、磁場の変動量もかなり大きい。しかし、ヨーロッパ域の磁気赤道域では、太陽風や惑星間空間磁場変動による地磁気の応答が見られないこともある。地磁気変動の経度依存性については今後の研究によって明らかにすべき事項として挙げられる。

4.4.2 夜側赤道ジェット電流

本研究では、磁気嵐主相と回復相時にそれぞれ西向きと東向きの電離圏電流が夜側磁気赤道域に流れていることを地磁気変動の解析から突き止めた。夜側磁気赤道域の地磁気変動は昼間側の赤道ジェット電流の変化に対応していた。昼間側の地磁気変動との対応関係は対流電場や遮蔽電場が夜側の磁気赤道域にも侵入し、夜側磁気赤道域での Cowling 効果によって他の夜側の緯度帯に比べて電離圏電流が増幅されることを示している。Tsuiji らもまた、夜側の西向きジェット電流が磁気嵐の主相時に強められることを報告している⁵⁴⁾。彼らの結果では、磁気赤道域における磁場変動の最大値は昼間側で 270 nT、夜側で 35 nT であった。Abdu らは、磁気嵐時における昼と夜側の赤道域の磁場変動をもとに夜側の電離圏 E 領域の電導度が昼間の 0.2 倍であることを見積もっている⁸²⁾。Shinbori らは、Tsunomura 電離圏電場ポテンシャル解法⁸³⁾を用いて赤道域の磁場水平成分の変動量を計算し、夜と昼の磁場変動比が 0.14 と見積もっている⁴⁶⁾。本研究では、図 26 において 16:55 (UT) 付近の YAP と HUA の磁場変動の比は 0.22 となり、過去の研究例⁸²⁾に一致する。上記の議論から侵入電場は夜側の電離圏の状況下でも磁気赤道域では十分な大きさ磁場変動を引き起こすと言える。

4.5 まとめ

本研究では、磁気嵐時における高緯度から磁気赤道域に至る広範な領域の磁場変動分布の時間発展を調べるため、高緯度から磁気赤道域までの領域をカバーする多点の地上観測点から得られた磁場データの包括的な解析を行った。磁気嵐主相時における昼間側の等価電流分布は領域 1 型の沿磁力線電流によって駆動される 2 セルの電流渦の構造をしており、2 セルの電流渦が磁気嵐の発達とともに低緯度側へ拡大していく様相が見られた。磁気嵐の発達期の頂点では、2 セルの電流渦の下限域は磁気

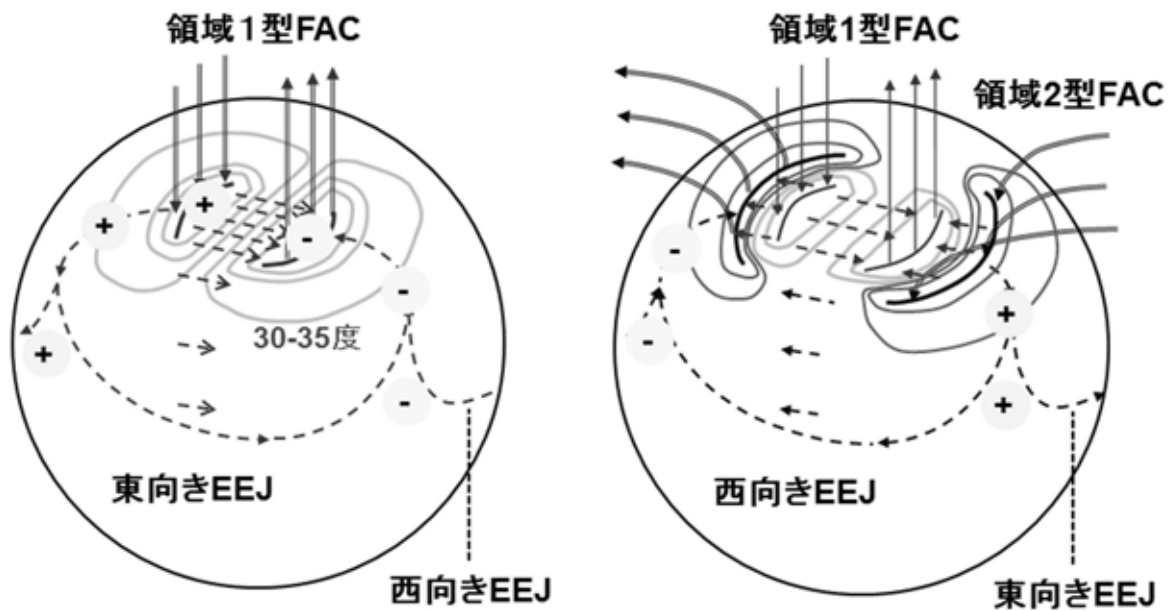


図 28: 磁気嵐の主相(左のパネル)と回復相(右のパネル)時における沿磁力線電流と電離圏電流分布の描像。2 組矢印はそれぞれ、領域 1 型の沿磁力線電流(Field-Aligned Current: FAC)系と領域 2 型の沿磁力線電流系を表す。

緯度 30 度以下の低緯度域にまで達していた。2 セルの電流渦の中心は午前側では磁気緯度 70 度付近に、午後側磁気緯度 65 度付近に位置しており、午後側の中心位置がやや低緯度側に寄っていた。領域 1 型の沿磁力線電流系の強まりに呼応して、昼と夜側の磁気赤道域ではそれぞれ、東向きと西向きの赤道ジェット電流が強められていた。昼夜の磁気赤道域における地磁気変動は増大した対流電場が昼夜の磁気赤道域にまで侵入し、昼間側では東向き、夜側では西向きの電場が赤道電離圏へ印加したことを意味している。惑星間磁場の南向き成分が弱まる、あるいは北転することによって磁気嵐回復相が始まると、領域 1 型の沿磁力線電流が駆動する 2 セルの電流渦は弱まりながら縮小し、極冠域と中緯度域に新たな電流渦が出現した。中緯度域に形成された電流渦は内部磁気圏を流れる環電流と接続する領域 2 型の沿磁力線電流を起源とするものである。領域 1 型の沿磁力線電流と領域 2 型の沿磁力線電流の発達と衰退時間が異なるため、前者が急速に弱まるときに一時的に後者の電流系が強くなった状態が形成される。領域 2 型の沿磁力線電流の寄与が強まるとき、磁気赤道域では磁気嵐主相時とは逆向きの電流が昼と夜側に流れていた。極冠域に出現した電流渦は強い北向きの惑星間磁場とローブ域の地球磁場との再結合によって生み出された NBZ 型の沿磁力線電流が起源となる。以上の観測事実から磁気嵐の主相と回復相時における沿磁力線電流と電離圏電流分布の描像は Kikuchi⁷⁵⁾らの研究で提唱された電流系に夜側赤道電流系を追記した図 28 のようになる。

5. おわりに

本解説では、著者が京大生存研研究所で進めてきた主な 3 つの研究例について既に論文等に発表している内容に加えて新たな考察や解説を加えた。序論でも述べたように地球の超高層大気は太陽活動と上方へ伝搬してくる下層大気起源の大気波動の影響を受けているため、超高層大気で観測される変動現象の発生メカニズムを解明するためには、太陽から地球大気に至る地上と衛星観測を組み合わせた統合解析が必要である。したがって、多種多様な観測データを 1 元的に取り扱うデータ解析システムの開発が必要であり、筆者は IUGONET プロジェクトメンバーの一員として主体的に多種多様な観測データを取り扱うデータ解析システムの開発に取り組んだ。第 2 章でデータ解析システムにつ

いて詳しく述べたので、この解説を読んで IUGONET データ解析ツールの使い方を学んでいただけたら幸いである。IUGONET データ解析ツールの威力を皆さんに知っていただくため、第 3 と 4 章に 2 つの超高層大気に関する研究事例(1. 地磁気日変化の振幅に見られる超高層大気の長期変動特性について、2. 磁気嵐時の地磁気変動に見られる電離圏電流の全球分布)についての成果概要をまとめた。

参考文献

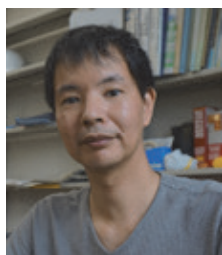
- 1) 名古屋大学宇宙地球環境研究所ニュースレター, 44, 2006 (<http://www.stelab.nagoya-u.ac.jp/ste-www1/pub/ste-nl/Newsletter44clr.pdf>).
- 2) 大学間連携プロジェクト「IUGONET」パンフレット (http://www.iugonet.org/doc/iugonet2015j_A4.pdf)
- 3) 林寛生, 小山幸伸, 堀智昭, 田中良昌, 新堀淳樹, 鍵谷将人, 阿部修司, 河野貴久, 吉田大紀, 上野悟, 金田直樹, 米田瑞生, 田所裕康, 元場哲郎, 大学間連携プロジェクト「超高層大気長期変動の全球地上ネットワーク観測・研究」, *宇宙科学情報解析論文誌*, **1**, JAXA-RR-11-007, 113-120, 2012.
- 4) Hayashi, H., Koyama, Y., Hori, T., Tanaka, Y., Abe, S., Shinbori, A., Kagitani, M., Kouno, T., Yoshida, D., UeNo, S., Kaneda, N., Yoneda, M., Umemura, N., Tadokoro, H., Motoba, T., IUGONET project team, INTER-UNIVERSITY UPPER ATMOSPHERE GLOBAL OBSERVATION NETWORK (IUGONET), *Data Sci. J.*, **12**, WDS179-WDS184, 2013.
- 5) Thieman, J. R., Roberts, D. A., King, T. A., Harvey, C. C., Perry C. H., Richards, P. J., SPASE and the Heliophysics Virtual Observatories, *Data Sci. J.*, **9**, IGY85-IGY93, 2010.
- 6) 堀智昭, 鍵谷将人, 田中良昌, 林寛生, 上野悟, 吉田大紀, 阿部修司, 小山幸伸, 河野貴久, 金田直樹, 新堀淳樹, 田所裕康, 米田瑞生, IUGONET共通メタデータフォーマットの策定とメタデータ登録管理システムの開発, *宇宙科学情報解析論文誌*, **1**, JAXA-RR-11-007, 105-111, 2012.
- 7) 田中良昌, 新堀淳樹, 鍵谷将人, 堀智昭, 阿部修司, 小山幸伸, 林寛生, 吉田大紀, 河野貴久, 上野悟, 金田直樹, 米田瑞生, 田所裕康, 元場哲郎, 三好由純, 関華奈子, 宮下幸長, 瀬川朋紀, 小川泰信, IUGONET解析ソフトウェアの開発, *宇宙科学情報解析論文誌*, **1**, JAXA-RR-11-007, 91-98, 2012.
- 8) Tanaka, Y.-M., Shinbori, A., Hori, T., Koyama, Y., Abe, S., Umemura, N., Sato, Y., Yagi, M., Ueno, S., Yatagai, A., Ogawa, Y., Miyoshi, Y., Analysis software for upper atmospheric data developed by the IUGONET project and its application to polar science, *Adv. Polar Sci.*, **24**, 231-240, 2013.
- 9) Shiokawa, K., Seki, K., Miyoshi, Y., Ieda, A., Ono, T., Iizima, M., Nagatsuma, T., Obara, T., Takashima, T., Asamura, K., Kasaba, Y., Matsuoka, A., Saito, Y., Saito, H., Hirahara, M., Tonegawa, Y., Toyama, F., Tanaka, M., Nose, M., Kasahara, Y., Yumoto, K., Kawano, H., Yoshikawa, A., Ebihara, Y., Yukimatsu, A., Sato, N., Watanabe, S., and the Inner Magnetosphere Subgroup in the Society of Geomagnetism and Earth, Planetary and Space Sciences, ERG - A small-satellite mission to investigate the dynamics of the inner magnetosphere, *Adv. Space Res.*, **38**, 1861-1869, 2006.
- 10) Aikin, A. C., Chanin, M. L., Nash, J., Kendig, D. J., Temperature trends in the lower mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 416-419, 1991.
- 11) Roble, R. G., Major greenhouse cooling (yes, cooling): The upper atmosphere response to increased CO₂, *Rev. Geophys.*, **33**, 539-546, 1995.
- 12) Ulich, T., Turunen, E., Evidence for long - term cooling of the upper atmosphere in ionosonde data, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1103-1106, 1997.
- 13) Jarvis, M. J., Jenkins, B., Rodgers, G. A., Southern hemisphere observations of a long - term decrease in F region altitude and thermospheric wind providing possible evidence for global thermospheric cooling, *J. Geophys. Res.*, **103**, 775-20,778, 1998.
- 14) Lastovicka, J., On the role of solar and geomagnetic activity in long - term trends in the atmosphere-ionosphere system, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **67**, 83-92, 2005.
- 15) Lastovicka, J., Global pattern of trends in the upper atmosphere and ionosphere: Recent progress, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **71**, 1514-1528, 2009.
- 16) Roble, R. G., Dickinson, R. E., How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere?, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1441-1444, 1989.
- 17) Rishbeth, H., A greenhouse effect in the ionosphere?, *Planet. Space Sci.*, **38**, 945-948, 1990.
- 18) Danilov, A. D., Mikhailov, A. V., Long - term trends in the parameters of the F2 - region: A new approach, *Geomagn.*

- Aeron.*, **39**, 473–479, 1999.
- 19) Mikhailov, A. V., Marin, D., Geomagnetic control of the foF2 long - term trends, *Ann. Geophys.*, **18**, 653–665, 2000.
 - 20) Foppiano, A. J., Cid, L., Jara, V., Ionospheric long - term trends for South American mid - latitudes, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **61**, 717–723, 1999.
 - 21) Elias, A. G., Ortiz de Adler, N., Earth magnetic field and geomagnetic activity effects on long - term trends in the F2 layer at mid - high latitudes, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **68**, 1871–1878, 2006.
 - 22) Yue, X., Liu, L., Wan, W., Wei, Y., Ren, Z., Modeling the effects of secular variation of geomagnetic filed orientation on the ionospheric long term trend over the past century, *J. Geophys. Res.*, **113**, A10301, 2008.
 - 23) Matsushita, S., IMF polarity effects on the Sq current focus location, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4751–4754, 1975.
 - 24) Schlapp, D. M., Sellek, R., Butcher, E. C., Studies of worldwide secular trends in the solar daily geomagnetic variation, *Geophys. J. Int.*, **100**, 469–475, 1990.
 - 25) Elias, A. G., Artigas, M. Z., Barbas, B. F. H., Trends in the solar quiet geomagnetic field variation linked to the Earth's magnetic field secular variation and increasing concentrations of greenhouse gases, *J. Geophys. Res.*, **115**, A08316, 2010.
 - 26) Shinbori, A., Koyama, Y., Nose, M., Hori, T., Otsuka, Y., Yatagai, A., Long-term variation in the upper atmosphere as seen in the geomagnetic solar quiet daily variation, *Earth Planets Space*, **66**:155, 1-20, 2014.
 - 27) Terpstra, T. J., The asymptotic normality and consistency of Kendall's test against trend, when ties are present in one ranking, *Indagationes Mathematicae*, **14**, 327–333, 1952.
 - 28) Jonckheere, A. R., A distribution-free k-sample test against ordered alternatives, *Biometrika*, **41**, 133–145, 1954.
 - 29) Sellek, R., Secular trends in daily geomagnetic variations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **42**, 689–695, 1980.
 - 30) Takeda, M., Contribution of wind, conductivity, and geomagnetic main field to the variation in the geomagnetic Sq field, *J. Geophys. Res.*, **118**, 4516–4522, 2013.
 - 31) Liu, L., Luan, X., Wan, W., Lei, J., Ning, B., Solar activity variations of equivalent winds derived from global ionosonde data, *J. Geophys. Res.*, **109**, A12305, 2004.
 - 32) Solomon, S. C., Woods, T. N., Didkovsky, L. V., Emmert, J. T., Qian, L., Anomalous low solar extreme - ultraviolet irradiance and thermospheric density during solar minimum, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L16103, 2010.
 - 33) Balan, N., Bailey, G. J., Jayachandran, B., Ionospheric evidence for a nonlinear relationship between the solar e.u.v. and 107 cm fluxes during an intense solar cycle, *Planet. Space Sci.*, **41**, 141–145, 1993.
 - 34) Balan, N., Bailey, G. J., Jenkins, B., Rao, P. B., Moffett, R. J., Variations of ionospheric ionization and related solar fluxes during an intense solar cycle, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2243–2253, 1994.
 - 35) Liu, J. Y., Chen, Y. I., Lin, J. S., Statistical investigation of the saturation effect in the ionospheric foF2 versus sunspot, solar radio noise, and solar EUV radiation, *J. Geophys. Res.*, **108**, 1067, 2003.
 - 36) Liu, L., Wan, W., Ning, B., Pirog, O. M., Kurkin, V. I., Solar activity variations of the ionospheric peak electron density, *J. Geophys. Res.*, **111**, A08304, 2006.
 - 37) Takeda, M., Effects of the strength of the geomagnetic main field on the dynamo action in the ionosphere, *J. Geophys. Res.*, **101**, 7875–7880, 1996.
 - 38) Nishida, A., Iwasaki, N., Nagata, T., The origin of fluctuations in the equatorial electrojet: A new type of geomagnetic variation, *Ann. Geophys.*, **22**, 478-484, 1966.
 - 39) Nishida, A., Coherence of geomagnetic DP2 magnetic fluctuations with interplanetary magnetic variations, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5549-5559, 1968.
 - 40) Kikuchi, T., Lühr, H., Kitamura, T. et al., Direct penetration of the polar electric field to the equator during a DP2 event as detected by the auroral and equatorial magnetometer chains and the EISCAT radar, *J. Geophys. Res.*, **101**, 17161-17173, 1996.
 - 41) Kikuchi, T., Araki, T., Maeda, H. et al., Transmission of polar electric fields to the equator, *Nature*, **273**, 650-651, 1978.
 - 42) Kikuchi, T., Araki, T., Horizontal transmission of the polar electric field to the equator, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **41**, 927-936, 1979.
 - 43) Hirono, M., A theory of diurnal magnetic variations in equatorial regions and conductivity of the ionosphere E region, *J. Geomag. Geoelectr.*, **4**, 7-21, 1952.
 - 44) Baker, W. G., Martyn, D. F., Electric currents in the ionosphere, I The conductivity, *Phil. Trans. R. Soc. London A*, **246**,

- 281-294, 1953.
- 45) Araki, T., A physical model of the geomagnetic sudden commencement, *Solar Wind Sources of Magnetospheric Ultra-Low-Frequency Waves*, Washington, D. C. AGU, 183-200, 1994.
 - 46) Shinbori, A., Tsuji, Y., Kikuchi, T. et al., Magnetic latitude and local time dependence of the amplitude of geomagnetic sudden commencements, *J. Geophys. Res.*, **114**, A04217, 2009.
 - 47) Shinbori, A., Tsuji, Y., Kikuchi, T. et al., Magnetic local time and latitude dependence of amplitude of the main impulse (MI) of geomagnetic sudden commencements and its seasonal variation, *J. Geophys. Res.*, **117**, A08322, 2012.
 - 48) Motoba, T., Kikuchi, T. Lühr, H. et al., Global Pc5 caused by a DP 2-type ionospheric current system, *J. Geophys. Res.*, **107**, SMP 8-1-SMP 8-12, 2002.
 - 49) Nishida, A., Kamide, Y., Magnetospheric processes preceding the onset of an isolated substorm: A case study of the March 31, 1978, substorm, *J. Geophys. Res.*, **88**, 7005-7014, 1983.
 - 50) Kikuchi, T., Pinnock, M., Rodger, A. et al., Global evolution of a substorm-associated DP2 current system observed by SuperDARN and magnetometers, *Adv. Space. Res.*, **26**, 121-124, 2000.
 - 51) Kikuchi, T., Lühr, H., Schlegel, K. et al., Penetration of auroral electric fields to the equator during a substorm, *J. Geophys. Res.*, **105**, 23251-23261, 2000.
 - 52) Wilson, G. R., Burke, W. J., Maynard, N. C. et al., Global electrodynamics observed during the initial and main phases of the July 1991 magnetic storm, *J. Geophys. Res.*, **106**, 24517-24539, 2001.
 - 53) Kikuchi, T., Hashimoto, K. K., Nozaki, K., Penetration of magnetospheric electric fields to the equator during a geomagnetic storm, *J. Geophys. Res.*, **113**, A06214, 2008.
 - 54) Tsuji, Y., Shinbori, A., Kikuchi, T. et al., Magnetic latitude and local time distributions of ionospheric currents during a geomagnetic storm, *J. Geophys. Res.*, **117**, A07318, 2012.
 - 55) Vasyliunas, V. M., Mathematical models of magnetospheric convection and its coupling to the ionosphere, *Particles and Fields in the Magnetosphere*, Hingham, MA, D. Reidel. Pub. Co., 60-71, 1970.
 - 56) Vasyliunas, V. M., The interrelationship of magnetospheric processes, *Earth's Magnetospheric Processes*, Norwell, MA, D. Reidel. Pub. Co., 29-38, 1972.
 - 57) Jaggi, R. K., Wolf, R. A., Self-consistent calculation of the motion of a sheet of ions in the magnetosphere, *J. Geophys. Res.*, **78**, 2852-2866, 1973.
 - 58) Southwood, D. J., The role of hot plasma in magnetospheric convection, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5512-5520, 1977.
 - 59) Senior, C., Blanc, M., On the control of magnetospheric convection by the spatial distribution of ionospheric conductivities, *J. Geophys. Res.*, **89**, 261-284, 1984.
 - 60) Somayajulu, V. V., Reddy, C. A., Viswanathan, K. S., Penetration of magnetospheric convective electric field to the equatorial ionosphere during the substorm of March 22, 1979, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 876-879, 1987.
 - 61) Peymirat, C., Richmond, A. D., Kobea, A. T., Electrodynamics coupling of high and low latitudes: Simulations of shielding/overshielding effects, *J. Geophys. Res.*, **105**, 22991-23003, 2000.
 - 62) Rastogi, R. G., Patel, V. L., Effect of interplanetary magnetic field on ionosphere over the magnetic equator, *Proc. Indiana Acad. Sci.*, **82**, 121-141, 1975.
 - 63) Kelley, M. C., Fejer, B. G., Gonzales, C. A., An explanation for anomalous equatorial ionospheric electric fields associated with a northward turning of the interplanetary magnetic field, *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 301-304, 1979.
 - 64) Fejer, B. G., Gonzales, C. A., Farley, D. T. et al., Equatorial electric fields during magnetically disturbed conditions 1. The effect of the interplanetary magnetic field, *J. Geophys. Res.*, **84**, 5797-5802, 1979.
 - 65) Gonzales, C. A., Kelley, M. C., Fejer, B. G. et al., Equatorial electric fields during magnetically disturbed conditions 2. Implications of simultaneous auroral and equatorial measurements, *J. Geophys. Res.*, **84**, 5803-5812, 1979.
 - 66) Rastogi, R. G., Geomagnetic storms and electric fields in the equatorial ionosphere, *Nature*, **268**, 422-424, 1977.
 - 67) Rastogi, R. G., Midday reversal of equatorial ionospheric electric field, *Ann. Geophys.*, **15**, 1309-1315, 1997.
 - 68) Kikuchi, T., Hashimoto, K. K., Kitamura, T. I. et al., Equatorial counter-electrojets during substorms, *J. Geophys. Res.*, **108**, 1406, 2003.
 - 69) De Zeeuw, D. L., Sazykin, S., Wolf, R. A. et al., Coupling of a global MHD code and an inner magnetospheric model:

- Initial results, *J. Geophys. Res.*, **109**, A12219, 2004.
- 70) Shinbori, A., Nishimura, Y., Ono, T. et al., Electrodynamics in the duskside inner magnetosphere and plasmasphere during a super magnetic storm on March 13-15, 1989, *Earth Planets Space*, **57**, 643-659, 2005.
 - 71) Nishimura, Y., Shinbori, A., Ono, T. et al., Storm-time electric field distribution in the inner magnetosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L22102, 2006.
 - 72) Yeh, H.-C., Foster, J. C., Rich, F. J. et al., Storm time electric field penetration observed at mid-latitude, *J. Geophys. Res.*, **96**, 5707-5721, 1991.
 - 73) Foster, J. C., Rich, F. J., Prompt midlatitude electric field effects during severe geomagnetic storms, *J. Geophys. Res.*, **103**, 26367-26372, 1998.
 - 74) Baker, J. B. H., R. A. Greenwald, J. M. Ruohoniemi, et al., Observations of ionospheric convection from the Wallops SuperDARN radar at middle latitudes, *J. Geophys. Res.*, **112**, A01303, 2007.
 - 75) Kikuchi, T., Y. Ebihara, K. K Hashimoto, et al., Penetration of the convection and overshielding electric fields to the equatorial ionosphere during a quasiperiodic DP 2 geomagnetic fluctuation event, *J. Geophys. Res.*, **115**, A05209, 2010.
 - 76) Shinbori, A., Hori, T., Tanaka, Y., Koyama, Y., Kikuchi, T., Nagatsuma, T., Global distribution of storm-time ionospheric currents as seen in geomagnetic field variations, *Adv. Polar Sci.*, **24**, 296-314, 2013.
 - 77) Huang, C.-S., Foster, J. C., Kelley, M. C., Long-duration penetration of the interplanetary electric field to the low-latitude ionosphere during the main phase of magnetic storms, *J. Geophys. Res.*, **110**, A11309, 2005.
 - 78) Fejer, B. G., Jensen, J. W., Kikuchi, T. et al., Equatorial ionospheric electric fields during the November 2004 magnetic storm, *J. Geophys. Res.*, **112**, A10304, 2007.
 - 79) Heelis, R. A., Mohapatra, S., Storm time signatures of the ionospheric zonal ion drift at middle latitudes, *J. Geophys. Res.*, **114**, A02305, 2009.
 - 80) Huang, C. S., Continuous penetration of the interplanetary electric field to the equatorial ionosphere over eight hours during intense geomagnetic storms, *J. Geophys. Res.*, **113**, A11305, 2008.
 - 81) Burke, W. J., Maynard, N. C., Hagan, M. P. et al., Electrodynamics of the inner magnetosphere observed in the dusk sector by CRRES and DMSP during the magnetic storm of June 4-6, 1991, *J. Geophys. Res.*, **103**, 29399-29418, 1998.
 - 82) Abdu, M. A., Maruyama T., Batista, I. S. et al., Ionospheric responses to the October 2003 superstorm: Longitude/local time effects over equatorial low and middle latitudes, *J. Geophys. Res.*, **112**, A10306, 2007.
 - 83) Tsunomura, S., Numerical analysis of global ionospheric current system including the effect of equatorial enhancement, *Ann. Geophys.*, **17**, 692-706, 1999.

著者プロフィール



新堀 淳樹 (Atsuki Shinbori)

＜略歴＞ 2001 年東北大学理学部宇宙地球物理学科卒業／2006 年東北大学大学院理学研究科博士後期課程修了（理学博士）／同年 JSPS 特別研究員 PD／2009 年名古屋大学宇宙地球環境研究所研究員／2010 年京都大学生存圏研究所特定研究員／2015 年京都大学生存圏研究所研究員、現在に至る。＜研究テーマと抱負＞多様な観測データベースを用いた地球大気環境変動に関する研究。IUGONET データ解析システムの国際的な利活用を進めつつ、地球大気環境の長期変動特性を明らかにしたい。＜趣味＞旅行、映画鑑賞、鉄道など。休日は、研究活動のリフレッシュのために近場を小旅行。特に、青春 18 切符が使用できる期間は少し遠出します。