

Data selection and statistical analysis of characteristic plasma wave observed by science spacecraft

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-05 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2297/42339

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 International License.



博士論文

科学衛星による電磁波観測データの選別・抽出手法と
それを用いた特徴的プラズマ波動の統計解析

Data selection and statistical analysis of
characteristic plasma wave observed by science spacecraft

金沢大学大学院自然科学研究科
電子情報科学専攻

学籍番号	1223112003
氏名	大池 悠太
主任指導教員名	笠原 禎也
提出年月日	2015 年 1 月 9 日

科学衛星による電磁波観測データの選別・抽出手法と それを用いた特徴的プラズマ波動の統計解析

目次

第1章	序論	1
1.1	研究背景	1
1.1.1	プラズマ波動観測	1
1.1.2	日本における科学衛星	2
1.1.3	近年の科学衛星の動向	2
1.1.4	海外の科学衛星と日本の将来プロジェクト	3
1.1.5	本研究の目的	4
1.2	本論文の構成	5
第2章	月周回衛星かぐや搭載電磁波観測装置のデータ選別機能性能評価	7
2.1	月周回衛星かぐや	7
2.2	自然波動観測装置 LRS/WFC	8
2.2.1	WFC-L	9
2.2.2	デジタルフィルタリング	11
2.2.3	データ選別アルゴリズム	13
2.3	かぐや WFC-L データ選別アルゴリズムの性能評価	15
2.3.1	観測効率	17
2.3.2	観測効率の日照・日陰領域依存性についての考察	19
2.3.3	判定基準の違いによる選別結果の比較	22
2.3.4	判定基準の妥当性	23
2.3.5	閾値の妥当性	24
2.3.6	機上実装処理における制約の影響	28
2.4	かぐや WFC-L データ選別機能の性能評価まとめと今後の課題	30
第3章	磁気圏観測衛星あけぼの搭載電磁波観測装置のデータ解析手法	32
3.1	磁気圏観測衛星あけぼの	32
3.2	広帯域スペクトル受信機 VLF/WBA	32
3.2.1	WBA デジタルデータフォーマット	33
3.3	WBA スペクトルデータ強度較正	33

3.3.1	観測データと WIDA ステータスの同期補正	34
3.4	スペクトル強度分布を利用したデータ抽出法	38
第 4 章	あけぼの VLF/WBA 長期観測データを用いた雷ホイスラの統計 解析	42
4.1	雷ホイスラ	42
4.2	WBA スペクトルデータからの雷ホイスラ検出	46
4.2.1	検出処理の流れ	47
4.2.2	検出例	49
4.3	USC データを用いた雷ホイスラ統計解析	50
4.3.1	分散値分布	50
4.3.2	観測頻度の空間分布	50
4.3.3	観測頻度の月変化	54
4.3.4	観測頻度の日変化	54
4.4	ESR データを用いた雷ホイスラ統計解析	56
4.4.1	分散値分布	56
4.4.2	観測頻度の空間分布	56
4.4.3	観測頻度の月変化	58
4.4.4	観測頻度の日変化	58
4.5	考察	60
4.5.1	空間分布	60
4.5.2	季節依存性	64
4.5.3	磁気地方時依存性	68
4.5.4	月と地方時による頻度変化の独立性	73
4.6	本章での雷ホイスラ統計解析結果まとめ	74
第 5 章	雷ホイスラ分散値推移を利用した電子密度分布モデルの誤差要因 推定手法	76
5.1	あけぼの軌道に沿った雷ホイスラ分散値推移	77
5.1.1	実観測	77
5.1.2	シミュレーション	78
5.2	分散値誤差の定量化	81
第 6 章	結論	85

6.1	月周回衛星かぐや搭載自然波動観測装置のデータ選別機能性能 評価	85
6.2	あけぼの衛星長期観測データを用いた雷ホイスラ統計解析	86
6.3	プラズマ圏電子密度分布モデルの妥当性検証に向けた雷ホイス ラ応用法の検討	88
6.4	結び	89
謝辞		90
参考文献		91
付録		
A.1	かぐや WFC-L データ選別アルゴリズムで用いられる BPF 特性	

図一覧

2.1	月周回衛星かぐや概観図	8
2.2	WFC ブロック図	9
2.3	WFC-L 波形観測概要	10
2.4	デシメーションフィルタ振幅周波数特性	12
2.5	デシメーションフィルタ位相周波数特性	12
2.6	自動帯域選択機能ブロック図	14
2.7	通常観測データのスペクトログラム例	16
2.8	選別されたデータのスペクトログラム例	17
2.9	地上シミュレーションによるデータ選別例	18
2.10	かぐや周回軌道概観	19
2.11	SSE 座標系での緯度経度領域別の観測効率変化	21
2.12	WFC-H データのスペクトログラム例	22
2.13	ウェイク領域中で比較的強い波動が観測される例	23
2.14	平均エネルギー判定と最大振幅判定との選別結果の比較 (1)	24
2.15	平均エネルギー判定と最大振幅判定との選別結果の比較 (2)	25
2.16	飽和波形の例	25
2.17	各周波数毎の強度の頻度分布	27
2.18	$\alpha = 0, 1, 2$ それぞれにおける $1/f^\alpha$ 周波数特性	27
2.19	機上処理で判定に用いられるデータ	28
2.20	全データ判定と部分データ判定との選別結果の比較 (1)	29
2.21	全データ判定と部分データ判定との選別結果の比較 (2)	30
3.1	WBA データ較正処理フロー	34
3.2	強度較正前のスペクトログラム	35
3.3	同期補正なしで強度較正したスペクトログラム	36
3.4	図 3.2 のスペクトル強度切り替わり時刻の周りにおける周波数方向 平均強度の時間変化	37
3.5	図 3.4 にメディアンフィルタを適用し, 平滑化した平均強度変化	37
3.6	同期補正後に強度較正したスペクトログラム	38
3.7	コーラスの含まれるスペクトログラム例	39
3.8	0~2kHz のエネルギー度数分布	40

3.9	4~6kHz のエネルギー度数分布	40
3.10	8~10kHz のエネルギー度数分布	41
3.11	図 3.7 の強度分布を基にしたスペクトル抽出結果	41
4.1	雷ホイスラの伝搬イメージ	43
4.2	雷ホイスラが観測されているスペクトログラムの例	46
4.3	雷ホイスラスペクトルにおける周波数と時刻の関係	48
4.4	$1/\sqrt{f} - t$ 図上での雷ホイスラ	48
4.5	スペクトログラム上での雷ホイスラ検出例	49
4.6	雷ホイスラの分散値毎の正規化度数分布 (USC データ)	51
4.7	観測力カバー範囲 (USC データ)	52
4.8	雷ホイスラ観測頻度の空間分布 (USC データ)	53
4.9	地理経度カバー範囲 (USC データ)	54
4.10	観測頻度の月変化 (USC データ)	55
4.11	観測頻度の MLT 変化 (USC データ)	56
4.12	雷ホイスラの分散値毎の正規化度数分布 (ESR データ)	57
4.13	観測力カバー範囲 (ESR データ)	58
4.14	雷ホイスラ観測頻度の空間分布 (ESR データ)	59
4.15	地理経度カバー範囲 (ESR データ)	60
4.16	観測頻度の月変化 (ESR データ)	60
4.17	観測頻度の MLT 変化 (ESR データ)	61
4.18	ティハニーで観測された雷ホイスラの伝搬経路 L 値に対する度数分布 (Lichtenberger et al. [2008, Figure 12] から引用)	62
4.19	IGRF(2005) に基づく, ESR (緑) と USC (赤) が位置する各磁気経面における地球磁力線	65
4.20	ESR (緑~水色) と USC (赤~桃) が位置する各磁気経面における VLF 波動 (1, 3, 5, 7, 9 kHz) の伝搬経路	66
4.21	OTD と LIS の観測データから得られた世界各地域における季節毎の雷発生頻度日変化 (Blakeslee et al. [2014, Figure 6] から引用)	67
4.22	波源領域 (南アフリカ) の雷発生頻度 (折れ線) とティハニーでの雷ホイスラ観測頻度 (棒) の月変化 (Collier et al. [2006, Figure 7] から引用)	68
4.23	分散値 $20\text{s}^{1/2}$ 未満の雷ホイスラ観測頻度の月変化 (ESR データ)	69

4.24	分散値 $20\text{s}^{1/2}$ 以上の雷ホイスラ観測頻度の月変化 (ESR データ) . . .	69
4.25	1970 年から 1975 年にティハニーで観測された雷ホイスラの月別度数 分布 (Tarcsei et al. [1988, Figure 1(b)] から引用)	70
4.26	2002 年から 2008 年にティハニーで観測された雷ホイスラの月別度数 分布 (Lichtenberger et al. [2008, Figure 7] から引用)	70
4.27	OTD と LIS の観測データから得られた各地域における雷発生頻度の ローカルタイムに対する日変化 (Blakeslee et al. [2014, Figure 3(下)] から引用)	71
4.28	OTD と LIS の観測データから得られた全世界雷発生頻度の季節毎の ローカルタイム変化 (Blakeslee et al. [2014, Figure 5(下)] から引用)	71
4.29	電離圏へ垂直入射してから抜け出るまでの電磁波の減衰量 (Helliwell [1965, Figure 3-35] から引用)	72
4.30	波源領域 (南アフリカ) の雷発生頻度 (黒点折れ線: 地上, 白点折 れ線: 海上) とティハニーでの雷ホイスラ観測頻度 (棒) の日変化 (Collier et al. [2006, Figure 5(a)] から引用)	73
4.31	月と MLT に対する観測頻度の 2 次元分布 (USC データ)	74
4.32	月と MLT に対する観測頻度の 2 次元分布 (ESR データ)	75
5.1	あけぼの衛星の軌道に沿った雷ホイスラ分散値推移	78
5.2	レイトレーシングによるシミュレーションで得られた雷ホイスラス ペクトル	79
5.3	$1/\sqrt{f} - t$ 上でのシミュレーション雷ホイスラスペクトル	80
5.4	シミュレーションで得られた分散値推移 (左) と実観測での分散値 推移 (右)	81
5.5	シミュレーション及び実測の分散代表値推移 (左) とあけぼの軌道 (右)	82
5.6	シミュレーションと実測の一致度が高い分散値推移例	83
5.7	シミュレーションと実測の一致度が低い分散値推移例	84
A.1	50~100kHz BPF の振幅周波数特性	A-1
A.2	50~100kHz BPF の位相周波数特性	A-1
A.3	25~100kHz BPF の振幅周波数特性	A-2
A.4	25~100kHz BPF の位相周波数特性	A-2
A.5	12.5~100kHz BPF の振幅周波数特性	A-3

A.6	12.5~100kHz BPF の位相周波数特性	A-3
-----	------------------------------------	-----

表一覧

2.1	波形蓄積バッファに蓄積できる最大データ長	11
2.2	デシメーション処理段数による波形測定間隔と有効周波数上限の変化	13
2.3	通常観測時全取得データに対するデータ選別処理の内訳	18
2.4	かぐや観測領域別の観測効率変化	19
2.5	領域別デシメーション処理内訳	20
2.6	部分データ判定と全データ判定との差異	29
4.1	月毎の観測時間 (USC)	54
4.2	MLT 毎の観測時間 (USC)	55
4.3	月毎の観測時間 (ESR)	59
4.4	MLT 毎の観測時間 (ESR)	61
5.1	レイトレーシング初期条件	79

第1章 序論

1.1 研究背景

1.1.1 プラズマ波動観測

我々の住む太陽系宇宙空間では，太陽大気を起源とするプラズマ粒子の流れである太陽風が吹き付けられる．一方で地球は，およそ双極子に近似される，つまり地球を一つの棒磁石とみなせるような固有の磁場を持ち，この磁場が太陽風によって有限領域に閉じ込められることで，地球磁気圏が形成される [恩藤，丸橋, 2000]．極域で見られるオーロラは，太陽風と磁気圏の相互作用で発生する代表的な現象のひとつである．また，地球の超高層領域の中性大気は，太陽からの紫外線や X 線によって電離し，電離圏及びプラズマ圏を形成する．磁気圏プラズマの構造は，太陽活動や地磁気活動，超高層大気の成分等，様々な要因により絶えず変動し，その全容は未解明である．

このような複雑で巨大な電磁環境を解明するための有効な道具として，磁気圏プラズマ内を伝搬する電磁波，すなわちプラズマ波動が挙げられる．プラズマ波動は，その生成や消失，伝搬過程の振る舞いがプラズマ粒子密度や磁場の強さに依存するため，その特性を詳しく解析することで，磁気圏プラズマ環境の推定が可能となる．磁気圏プラズマ波動は，条件に制約はあるものの地上でも観測可能で，例えば，雷ホイスラと呼ばれる電磁波の地上観測データの解析により，磁気赤道域の電子密度分布の推定等が行われてきた [Park, 1974; Tarcσαι et al., 1988]．そして今日では，人工衛星の利用により，諸現象の発生源近傍で直接的に粒子とプラズマ波動とを観測することで，より詳細な発生原理や成長過程，相互作用の解明が進められている．

こうした磁気圏環境の解明が進むことで実現が期待されることのひとつに，空間的・時間的変動の予測，いわゆる宇宙天気予報がある [恩藤，丸橋, 2000]．宇宙天気予報は，通信，放送，測位，気象，科学衛星の誤動作の対策を可能にしたり，船外宇宙飛行士の被爆を防止したりと，我々の身近な生活，さらには将来に向けた宇宙開発にとって非常に重要な役割を果たす．

一方，地球以外の他の太陽系惑星に関しても，固有磁場が現存，あるいは過去に存在していて，地球の場合と似たようなプラズマ波動が発生することがわかっている [恩藤，丸橋, 2000]．また月等は固有の磁場は持たずとも，局所的な磁気異常が発生し，それに伴って強度の強い電磁波が観測されることが確認さ

れており [Kasahara et al., 2011] , 磁気異常発生分布の推定や周辺現象との相関解析にプラズマ波動観測が有用な手段となる .

1.1.2 日本における科学衛星

日本における人工衛星の歴史は , 1970 年の「おおすみ」[ISAS, 1970] 打ち上げをもって幕を開けた . その後 , 日本初の科学衛星「しんせい」[ISAS, 1971] を皮切りに , 主に地球磁気圏を調査対象として , 人工衛星を利用した宇宙科学探査プロジェクトが次々と展開された . プラズマ波動観測に着目すると , 衛星とその成果の例として , 1978 年打ち上げの「じきけん」[Obayashi et al., 1979] による波動と粒子の共鳴シミュレーション [Oya and Ono, 1981] , 1989 年打ち上げの「あけぼの」[Oya and Tsuruda, 1990] 搭載プラズマ波動観測機 VLF[Kimura et al., 1990] のデータを用いたオメガ信号の変調要因の考察 [Nagano et al., 1993] や , オメガ信号の伝搬ベクトルや遅延時間を基にしたプラズマ圏電子密度分布推定 [Kimura et al., 1995] 等が挙げられる . また , 1992 年打ち上げの「GEOTAIL」[Nishida et al., 1997] (米国 NASA との共同プロジェクト) のプラズマ波動観測機 PWI[Matsumoto et al., 1994a] のデータからは , 磁気圏尾部領域での BEN (broadband electrostatic noise) の詳細な波形構造の発見 , そしてそれらの生成メカニズムの検討等が行われた [Matsumoto et al., 1994b; Kojima et al., 1994; Omura et al., 1994, 1996] .

先述した磁気圏観測衛星の内 , あけぼのと GEOTAIL は現在も運用中であり , 観測データが日々蓄積されている . あけぼのでは , 衛星機上のアンテナで受信した電界波形がアナログデータのまま地上の追跡局に伝送され , 磁気テープ等へ保存されていた . また , GEOTAIL においては , 観測波形データは衛星機上でアナログからデジタルへと変換されたが , そこからさらに高度なソフトウェア処理を行ってデータを加工するような機能はなかった . そのため , 長期観測に伴ってデータが大量に蓄積され , 例えば , あけぼの衛星搭載プラズマ波動観測装置のひとつである WBA では , 30TB 超に相当する量のデータが得られている . このような長期観測に伴う大量データを効率的に解析するために , コンピュータリソースを活用してのデータ較正やノイズ除去 , 選別や抽出処理が必要不可欠となっている .

1.1.3 近年の科学衛星の動向

科学衛星は黎明期から 20 世紀末頃にかけては , 地球磁気圏内での探査を主目的としていたが , 近年では , 地球の衛星である月や , 火星 , 金星といった深宇宙

惑星にまでその探査対象を広げている [Kato et al., 2010; ISAS, 1998; Nakamura et al., 2011] . しかし, 衛星や惑星探査においては, 衛星-地上間のデータ伝送が地球磁気圏観測に比して遠距離となるため, 通信容量の制約が厳しく, 観測レンジとリアルタイム性を同時に充足させることは困難である. 例えば金星探査衛星「あかつき」 [Nakamura et al., 2011] では, 大気の構造を調べるために複数の撮像機器による連続的な画像の取得が望ましいが, 画像 1 枚当たりのデータサイズが 2MB 程度であるのに対し, 1 日あたり地上に伝送可能なデータ量は最大でも 70MB 程度であり, 間欠的な観測にならざるを得ない.

こうした状況の中で科学的成果を最大化するために, 機上で A/D 変換したデータに対して DSP や汎用プロセッサを用いてソフトウェア処理で圧縮等を行うことで, 送信データサイズを小さくする手法が取られている. 例として, 月周回衛星「かぐや」 [Kato et al., 2010] の月面地形カメラ LISM/TC [Haruyama et al., 2008] には, 離散コサイン変換を用いた画像圧縮機能が搭載され, 公称圧縮率 30% 未満が実現された. また, これまでは地上解析で行われてきた, 実際のデータ内容に基づくデータ抽出や選別処理も徐々に実装が可能になってきており, かぐやの自然波動観測装置 WFC-L [Kasahara et al., 2008] には, データ中の複数の周波数帯域における波動の強度を基準とし, 不要な高周波帯域を削減するデータ選別機能 [後藤 他, 2008] が搭載された. このように, 対象とする宇宙空間領域の深化と, 衛星機上リソースの高度化によって, データ圧縮や選別処理による観測効率化の需要が高まっている.

1.1.4 海外の科学衛星と日本の将来プロジェクト

海外においても, 米国 NASA を筆頭に科学衛星プロジェクトが積極的に推進されている. 例としては, 地球磁気圏プラズマの大域的な撮像を目的とした「IMAGE」 [Burch, 2000], オーロラ領域のサブストーム生成過程の解明を目的とした「THEMIS」 [NASA, 2007] や, 地球をドーナツ状に取り巻く高エネルギー粒子領域の放射線帯 (ヴァン・アレン帯, Van Allen radiation belt) を観測する「Van Allen Probes」 [NASA, 2012] などが挙げられる. 欧州の科学衛星プロジェクトには, NASA の協力の下で欧州 ESA が主導した, 太陽風と地磁気との相互作用を研究するための「Cluster II」 [Balogh et al., 2001] や, 仏国 CNES による, 地震と電離圏擾乱との関連を調査する「DEMETER」 [Buisson, 2003] 等がある. Cluster II は 3 機以上の複数衛星による多点観測の先駆的なプロジェクトで, 現在も運用が続けられている. また, 海外衛星での特徴的なオンボード

ソフトウェアの一例を挙げると、太陽風の長期観測を目的として 1994 年に打ち上げられた WIND 衛星のプラズマ波動観測装置 WAVES[Bougeret et al., 1995] には、ニューラルネットワークに基づくデータ選別機能が搭載されている。

一方、日本においては GEOTAIL を最後に、大規模な磁気圏観測衛星は打ち上げられていないが、2005 年には、小型科学衛星「れいめい」[Saito et al., 2006] により、先端観測機器技術の衛星軌道上での実証が行われ、科学的成果に対する小型衛星の有用性が示された。現在は、2016 年度の打ち上げを目指してジオスペース探査衛星「ERG」[Miyoshi et al., 2010] プロジェクトが進行中である。ERG は、放射線帯の高エネルギー電子の発生メカニズムの解明を主目的としており、同じく放射線帯を観測する Van Allen Probes と観測データを組み合わせることで、より詳しい解析が進むことが期待される。

その他、地球外惑星探査としては、ESA と共同の水星探査プロジェクト「Bepi-Colombo」[Benkhoff et al., 2010] があり、こちらも 2016 年度の打ち上げを目標に開発が進められている。BepiColombo 計画における磁気圏観測機 MMO は、地上とのデータ伝送レートが平均 4kbps 以下なのに対し、例えばプラズマ波動観測機 PWI には最大でデータ生成レート約 5Mbps の受信機が搭載されており、データ伝送レートと生成レートの乖離は一層大きな問題となっている。その対策として、PWI はサブバンド符号化による波形データの圧縮機能を持つ [Kasaba et al., 2010]。

このように国際的な連携も盛んとなる昨今、今後は量的にも質的にも、科学的成果に対する期待は益々大きくなることが予想される。

1.1.5 本研究の目的

先述したように、科学衛星での観測により、これまでに多くの成果が生まれ、また現在も複数の将来プロジェクトが推進されている。特にプラズマ波動観測においては、GEOTAIL をきっかけにして、振幅や位相を詳細に解析できるデジタル波形観測はますます重要視されている。こうした状況を踏まえ、本研究ではまず、将来衛星の波形観測において有用なデータを効率的に取得するためのソフトウェア設計に向けたフィードバックを目的として、月周回衛星かぐや搭載の波形観測装置 WFC が持つデータ選別機能である、自動帯域選別機能 [後藤 他, 2008] を対象に、主に観測効率に着目した性能評価を行った。

一方で、既存のデータに関しても、まだ十分なデータ解析が行われていない状況も多く、新たな知見獲得に向けた活用の余地があり、直近でも、あけぼのデー

タを用いたイオンサイクロトロン波動からの磁気圏イオン組成比推定 [Matsuda et al., 2014] や、GEOTAIL データを基にしたコーラスの非線形減衰過程の検討 [Habagishi et al., 2014] 等の成果が挙げられている．当研究グループで保有するあけぼの搭載波形観測装置 VLF/WBA [Kimura et al., 1990] の観測データも解析が充分でないデータのひとつで、1989 年からの長期観測に伴って蓄積された膨大なアナログ波形データの取り扱いの煩雑さから、網羅的な解析が為されていなかった．しかしながら、近年の計算機リソースや情報処理技術の進歩により、データのデジタル化とともに較正処理の定型化が進み、今後の詳細解析に向けた土台が確立された [笠原 他, 2014] ．

本研究では、あけぼの WBA 長期観測データの網羅的解析として、特徴的なスペクトル構造をもつ電磁波、雷ホイスラ [Helliwell, 1965] に着目し、その発生頻度の分布を調査した．雷ホイスラは、地上観測においては以前からよく研究された波動であるが、衛星観測での長期的な解析は未だ充分に為されておらず、本研究は、雷ホイスラと関連現象との包括的な理解に役立つと考えられる．また、雷ホイスラのスペクトル形状を決定づけるパラメータの変動から、既存の電子密度分布モデルの妥当性を検証する手法についても検討する．本統計解析で用いた雷ホイスラ検出手法は、地上での解析だけでなく、衛星機上でのデータ選別に応用することも視野に入れており、データを取得しながら逐次的に行うことも可能な設計である．

1.2 本論文の構成

本論文は 6 章構成である．本章に続く第 2 章では、月周回衛星かぐや搭載の電磁波観測装置 WFC の概要、及びそのサブシステム WFC-L に搭載されたデータ選別機能の動作原理を説明する．そして、実運用観測データを用いて、主に観測効率の向上に着目した性能評価の結果を示す．第 3 章では、磁気圏観測衛星あけぼの搭載の電磁波観測装置 WBA のデータについて、強度較正を始めとした地上解析手順を述べた後、スペクトル強度分布を利用したデータ抽出手法の一例を示す．第 4 章では、あけぼの WBA で頻繁に観測される特徴的な電磁波のひとつである、雷ホイスラの統計解析結果を示す．まず、WBA スペクトルデータからの雷ホイスラ検出の手順を説明し、次に発生頻度の空間分布、時間分布を示した後、先行研究による地上観測結果と比較し、共通点や差異、及びその要因について議論する．第 5 章では、雷ホイスラのスペクトル形状を決定

付ける，分散と呼ばれる特徴量に着目した．分散は，雷ホイスラの伝搬経路上の電子密度分布に依存して変化することが知られている．そこで，今後の応用としてあけぼの軌道に沿って連続的に観測される雷ホイスラの分散の推移から，既存の地球周辺電子密度分布モデルの誤差要因を推定する手法を検討する．最後に第 6 章で，本論文の結論をまとめる．

第2章 月周回衛星かぐや搭載電磁波観測装置のデータ選別機能性能評価

月周回衛星かぐや搭載の自然波動観測装置 LRS/WFC には、有用な波形データを効率よく取得することを目的として、自律的なデータ選別機能が実装された。本章では、2007 年から 2009 年のかぐや運用中に得られた実観測データを基に、統計的な解析から同機能の性能評価を行った。評価の主な目的は、同機能の選別アルゴリズム、及びその選別基準の妥当性・有効性の検証により、将来の、特にかぐやと同じ月周辺探査衛星での自然波動観測装置へ搭載する機能・ソフトウェアの設計に対するフィードバックを行う事である。

2.1 月周回衛星かぐや

月周回衛星かぐや [Kato et al., 2010] は、主衛星と 2 機の子衛星「おきな」(リレー衛星)と「おうな」(VRAD 衛星)から構成される。主衛星は月の極を通る円軌道で高度約 100km を周回し、2 機の子衛星はそれより高い楕円軌道を周回する。リレー衛星は、月の裏側の重力場計測のため主衛星が月の裏側を回っている時に、衛星状態を地上に送信する際の中継を行う。VRAD 衛星はダイポールアンテナを備え、主衛星、リレー衛星、VRAD 衛星間での VLBI (超長基線電磁波干渉法) 測定を行う。かぐやには 14 種類のミッション機器が搭載され、日本で初めての、アポロ以来最大となる月探査が行われた。

LRS (Runar Radar Sounder) [Ono et al., 2008; Ono et al., 2010] は、かぐやの主衛星に搭載されている観測機器のひとつであり、SDR (Sonder), NPW (Natural Plasma Wave), WFC (Wave Form Capture) [Kasahara et al., 2008] という 3 つのサブシステムから成り立つ。SDR の主目的は、レーダー技術を用いて月の地表及び地下構造を探査することである。NPW, WFC は、月周辺での月固有のプラズマ波動と、太陽、地球、他惑星から伝搬する自然波動の観測を行う。NPW, WFC はカバーする周波数帯域が異なり、NPW は 20kHz~30MHz の高周波帯域を観測し、WFC は 100Hz~1MHz の低周波帯域を観測する。次節では WFC の概要及び、WFC-L 搭載のデータ選別機能について述べる。

2.2 自然波動観測装置 LRS/WFC

WFCでの自然波動観測には、SDR と共用の全長 30m の直交 2 対のダイポールアンテナを用いる。アンテナを含むかぐや衛星の概観を図 2.1 に示す。かぐや衛星は三軸制御衛星であり、アンテナ面が常に月面に平行になるよう姿勢制御される。

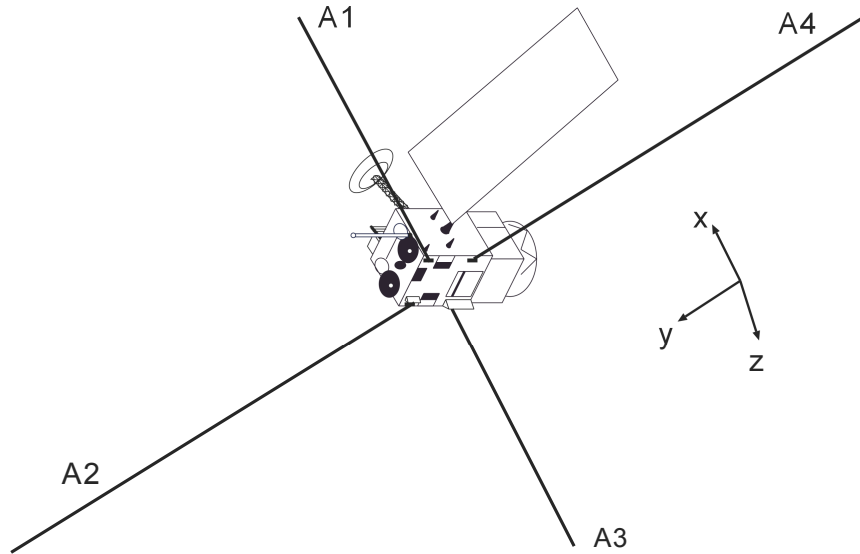


図 2.1: 月周回衛星かぐや概観図

WFC は 2 つのサブシステム WFC-H (High) , WFC-L (Low) から構成され , WFC-H は 1kHz~1MHz の電界スペクトルを , WFC-L は 100Hz~100kHz の電界波形を測定することが目的である . 図 2.2 に WFC のブロック図を示す . 図 2.2 の入力に用いられている A1~A4 の記号は , 図 2.1 のアンテナ先端に付された記号に対応している . 図 2.2 に示すように , WFC は入力に 5 つのチャンネルを持つ . 受信された信号は , 前段のアナログ回路部にて BPF (Band Pass Filter) や増幅器に通された後 A/D (Analog to Digital) 変換され , 後段のデジタル回路部に設けられた DSP (Digital Signal Processor) によりオンボードでソフトウェア処理が施される . 次節からは , WFC サブシステムの内 , 本研究で扱う WFC-L の概要 , そして WFC-L 搭載のデジタルフィルタリング機能 , 及びそれを用いたデータ選別アルゴリズムについて , それぞれ節に分けて説明する .

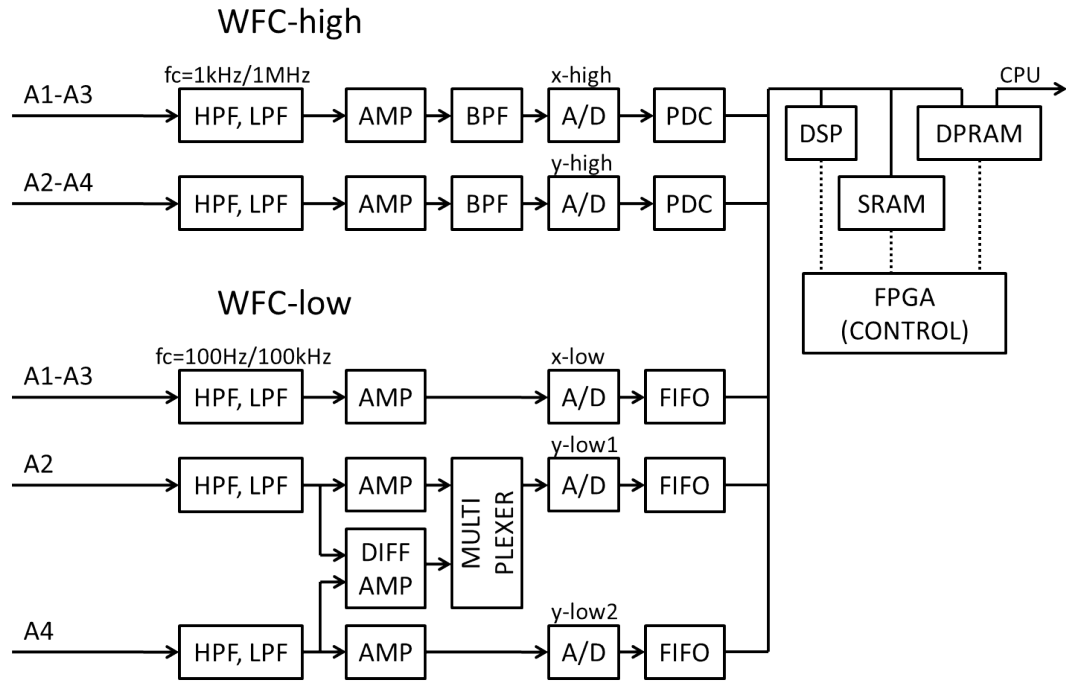


図 2.2: WFC ブロック図

2.2.1 WFC-L

WFC-L は、図 2.2 下部に示すように、図 2.1 におけるアンテナ A1-A3 の差動信号 WFC-L-X と、A2, A4 それぞれをモノポールアンテナとし、衛星電位を基準とした信号である WFC-L-Y1, WFC-L-Y2 の計 3 成分を取得する。ただし、WFC-L-Y は、A2-A4 を 1 対のダイポールアンテナとした差動信号を取得することも可能であり、マルチプレクサによって選択できる。モノポール成分を測定するモードを MONO モード、ダイポール成分を測定するモードを DIFF モードと呼ぶ。MONO モード観測は、波の伝搬速度を干渉計の原理で測定する特殊運用観測に用いられるため、本論文では、差動信号を計測する DIFF モード観測のみを扱う。測定された信号は、100Hz の HPF (High Pass Filter)、100kHz の LPF (Low Pass Filter) 及び 20dB の利得 ON/OFF が可能な増幅器を 2 段通り、A/D 変換器へ入力される。A/D 変換器に入力された信号は、WFC-H と同様に 16bit デジタル信号として出力されるが、WFC-L では、出力レートを 250kHz または 125kHz から選択できる（それぞれ 2MHz、1MHz で 8 倍のオーバーサンプリング）。A/D 変換器から出力された波形データは FIFO を介して SRAM 上に確保された波形蓄積バッファに蓄えられ、DSP による波形処理が行

われた後にミッションパケットの形で地上へ伝送される。

宇宙空間の電磁波解析を詳細に行うためには、周波数スペクトルの取得だけではなく、振幅や位相情報を無歪みで含む波形観測が重要となる。しかし、人工衛星における観測はテレメトリの伝送容量の制約が厳しく、広帯域で長時間連続な波形データを取得しても、すべてを地上に伝送することはできない。序論でも例を挙げたように、観測機上で生成されるデータは伝送容量に比べて非常に大きく、WFC-Lにおいても、波形データ生成レートが最大で $250\text{ksample/s} \times 16\text{bit} \times 3\text{ch} = 12\text{Mbps}$ であるのに対し、割り当てられる最大伝送容量は 128kbps で、生成レートの $1/100$ 程度である。このことから、オンボード処理で如何にデータを縮小するかが効率的な波形観測を行う上で重要となる。波形観測では、できるだけ連続的なデータを取得することが望まれるが、WFC-L では上記の制約からリアルタイム伝送は不可能なため、連続波形を一旦機上バッファに蓄積し、少しずつ地上に伝送する手法がとられる。このため、一定時間幅の連続波形を断続的に観測する間欠観測となる。WFC-L の波形観測の流れを図 2.3 に示す。一度の測定でバッファに蓄えられる連続波形時間は観測チャンネル数と A/D 出力レートに依存し、 $1.5\sim 6$ 秒で、これを約 2 分かけて伝送する。こうした状況下で観測効率を向上させるために、WFC-L には、デジタルフィルタリング機能、及びそれを用いたデータ選別アルゴリズムとして「自動帯域選択機能」(Automatic Filter Selection) [後藤 他, 2008] が実装された。次節からそれら機能について説明する。

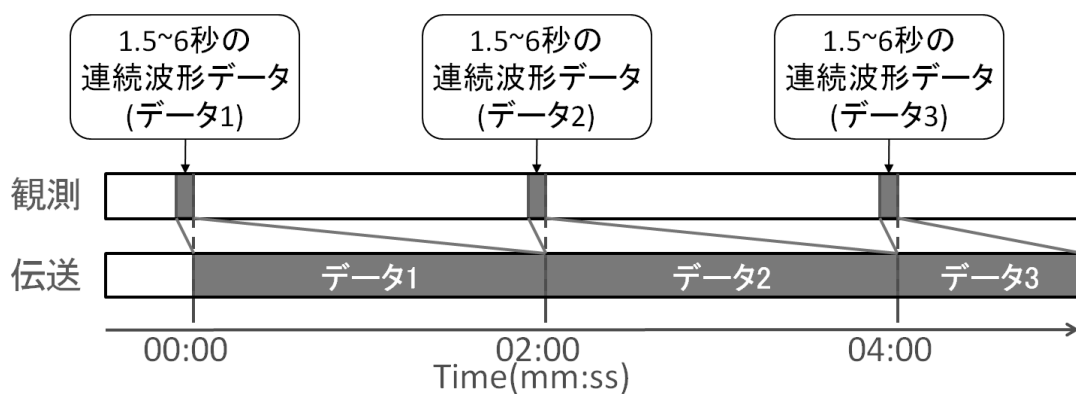


図 2.3: WFC-L 波形観測概要

2.2.2 デジタルフィルタリング

A/D 変換器からのデジタル波形データが最初に保存される FIFO で保持できるサンプル数の上限は約 4000 であるが，SRAM 上に別途 1.5MB の波形蓄積バッファを設けることで，連続測定可能な波形データは FIFO の容量制限を受けることなく最大 750,000 サンプルとなる．表 2.1 に波形蓄積バッファに蓄えられる最大データ長を示す．有効周波数上限や観測成分数を減らすことでデータ長は最長 6 秒となるが，先述したように，それでもなお伝送時間が圧倒的に長い．そこで，データ取得頻度向上のため，デジタルフィルタリングによるデシメーション機能が実装された．これにより取得する周波数帯域は狭まるが，伝送時間が短くなるため，データ取得頻度を向上させることができる．デシメーション処理は，図 2.4, 図 2.5 にそれぞれ示される振幅・位相周波数特性を持った LPF を通した後，点数を 1/2 に間引くダウンサンプルを行うことで実現している．複数の帯域幅に対応するため 3 段構成となっており，最終的なサンプリング点数を 1/2，1/4，1/8 から選択できるようになっている．フィルタは FIR (Finite Impulse Response) により実現されており，図 2.4 に示すように，遮断域に対しては -67dB 以下の利得を実現しており，サンプリング周波数 250kHz の場合に通過域は 50kHz となるよう設計されている．サンプリング周波数 125kHz の場合はそれぞれさらに 1/2 の帯域幅となる．また，図 2.5 に示すように，通過域において線形位相となるように設計されていることから，フィルタを適用しても波形を歪みなく保持することが可能である．

表 2.1: 波形蓄積バッファに蓄積できる最大データ長

	有効周波数上限 (A/D 出力レート)	
	50kHz (125kHz)	100kHz (250kHz)
1 成分観測	6 秒	3 秒
2 成分観測	3 秒	1.5 秒

デシメーション処理段数と A/D 出力レート，波形測定間隔の関係を表 2.2 に示す．例えば，2 成分観測，A/D 出力レート 250kHz の場合，デシメーション処理なしでは約 2 分おきに 1.5 秒の測定となるのに対し，3 段のデシメーション処理を行うことで，約 15 秒おきに 1.5 秒の測定が可能となる．この機能により，

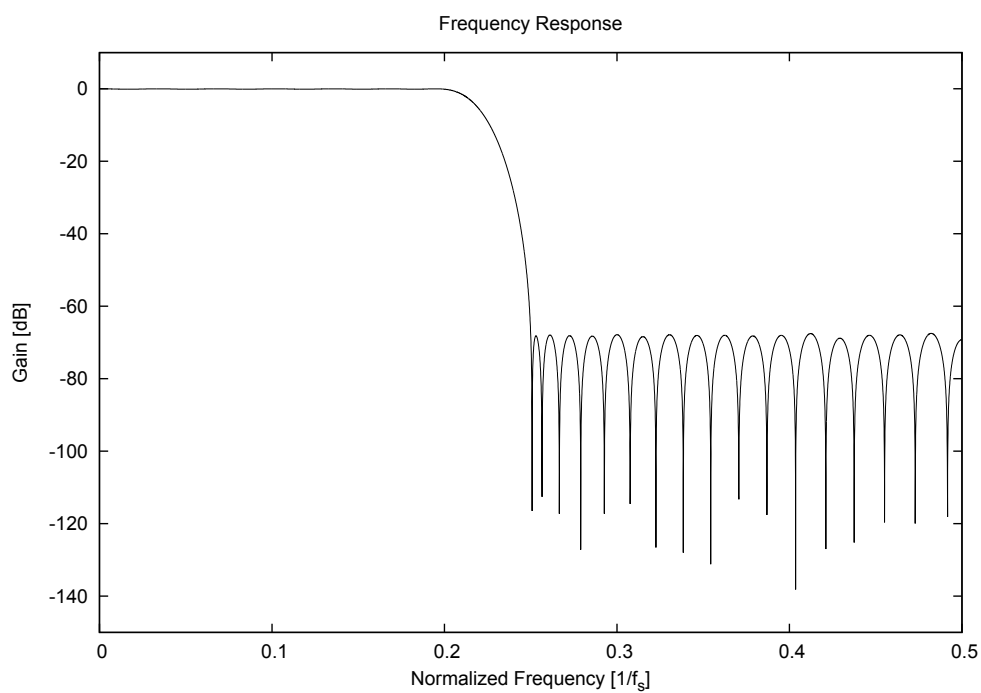


図 2.4: デシメーションフィルタ振幅周波数特性

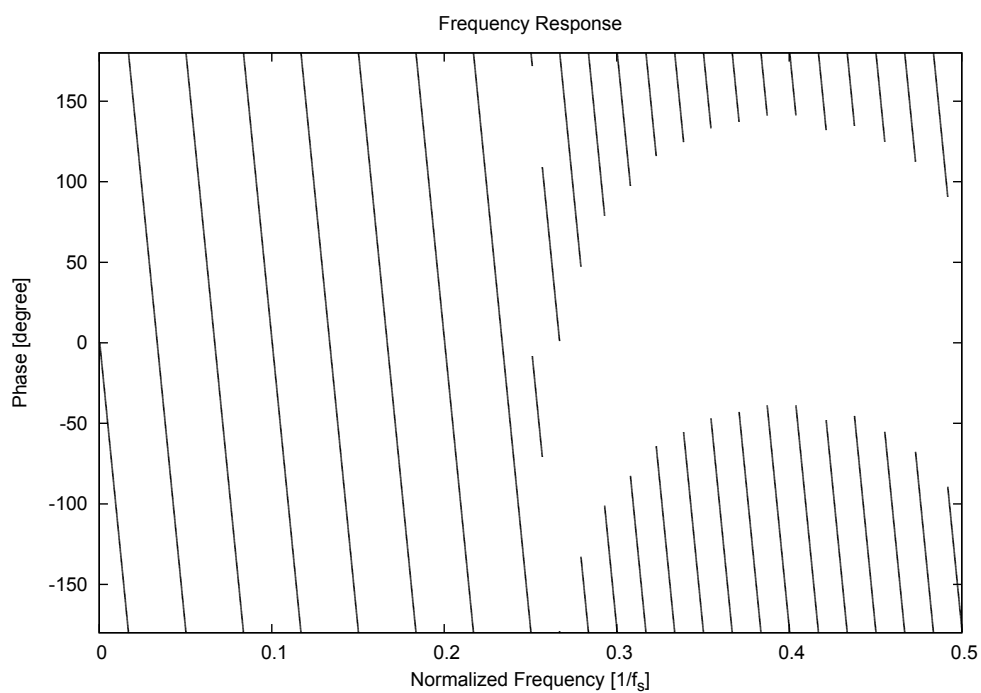


図 2.5: デシメーションフィルタ位相周波数特性

波形データの取得帯域及び取得頻度に対する自由度を向上させることが可能となった。

2.2.3 データ選別アルゴリズム

前節のディジタルフィルタリングによるデシメーション機能を有効に活用するためのデータ選別アルゴリズムが、本節で説明する「自動帯域選択機能」[後藤 他, 2008]である。同機能のブロック図を図 2.6 に示す。ブロック図上部がデシメーション処理部分、下部が自動判定処理部分である。まず、BPF により、バッファに蓄えた波形データから、50~100kHz、25~100kHz、12.5~100kHz の 3 帯域を抽出し、それぞれの平均エネルギーを算出する。それを予め設定しておいた閾値と比較することで、各帯域に有用な波動が存在するかどうかを判定する。算出した平均エネルギー値が閾値を下回り不要とみなされた高周波帯域に対し、前述のデシメーション処理を適用することでサンプル数を削減し、伝送時間を短縮する。

かぐやによる自然波動観測では低周波側の帯域でより重要な波動が多く観測されることが期待されていたため、同機能は有用な電磁波を効率よく観測することを目的に運用された。また、各 BPF 適用後の波形の最大振幅を用いた判定も可能な設計である。これら BPF のフィルタ次数はデシメーション処理での LPF と同数に制限されているため、同 LPF と比較すると遮断域における減

表 2.2: デシメーション処理段数による波形測定間隔と有効周波数上限の変化

A/D 出力レート 250kHz		
デシメーション処理段数	波形測定間隔	有効周波数上限
0	117 秒	100kHz
1	59 秒	50kHz
2	29 秒	25kHz
3	15 秒	12.5kHz

A/D 出力レート 125kHz		
デシメーション処理段数	波形測定間隔	有効周波数上限
0	117 秒	50kHz
1	59 秒	25kHz
2	29 秒	12.5kHz
3	15 秒	6.25kHz

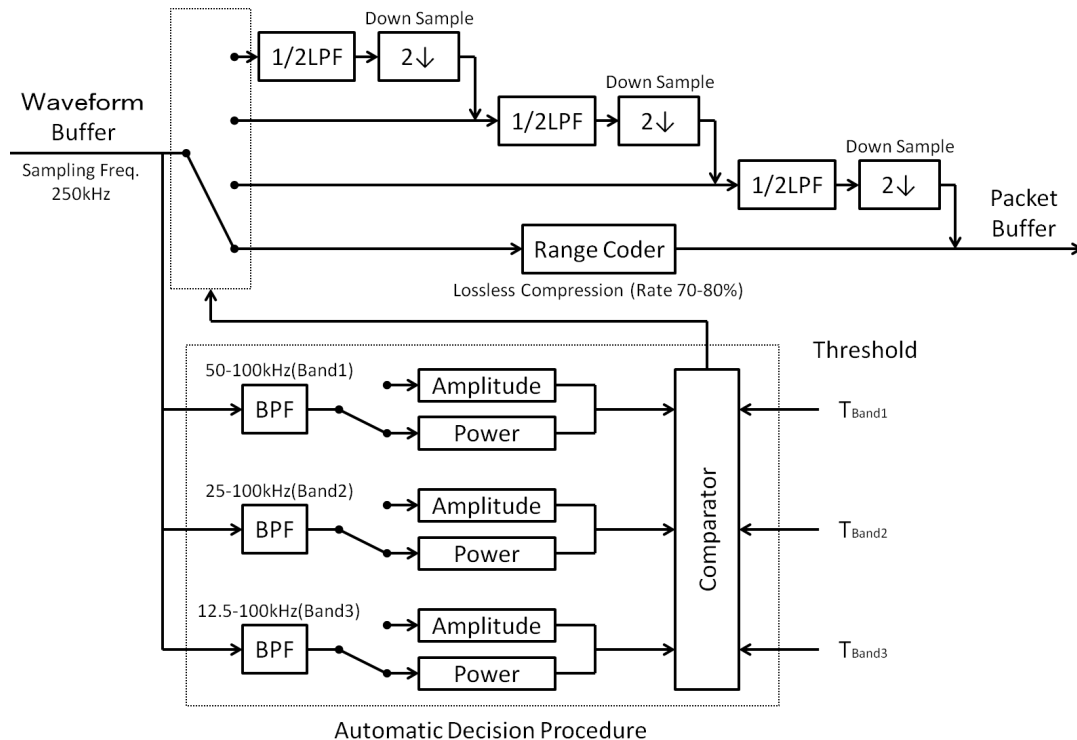


図 2.6: 自動帯域選択機能ブロック図

衰利得が充分とは言えないが，通過域で線形位相となる設計により波形の保持は可能であり，最大振幅を高精度に算出できる．最大振幅判定は，平均エネルギー判定では選別しにくい時間局所的な波形の選別を目的とした機能であったが，運用計画・期間の都合で実運用は見送られた．各 BPF の振幅・位相周波数特性の詳細は付録 A.1 掲載の図に示すので，そちらを参照されたい．

なお，デシメーション処理を全く行わない場合には，レンジコーダーと呼ばれる可逆圧縮法により，データを圧縮することができる [後藤 他, 2008]．しかし，圧縮後のデータサイズは圧縮前に対し高々7割程度である．デシメーション機能動作時にレンジコーダーを併用しないのは，同機能に配分可能な DSP のメモリ・演算性能のリソース内で，実装が困難だったことによる．

同機能はあけぼの WBA [Kimura et al., 1990] の観測データを用いて有効性を検証済み [後藤 他, 2008] であるが，あけぼの衛星は地球の高度数千 km で観測を行い，また，スピン衛星であることによる波動強度の変動や，アナログ伝送に起因する干渉ノイズがあり，かぐや衛星とでは観測される電磁波の種類も異なる．こうした背景から，本研究ではかぐや WFC-L の実観測データを用いた同機能の性能評価を行った．

2.3 かぐや WFC-L データ選別アルゴリズムの性能評価

当グループは、かぐや WFC の観測データを、CDF[Facility, 2013] という汎用データフォーマットを用いて保存している。CDF は、データアクセスの自由度や容量節約の観点から、多量の科学データの扱いに適したフォーマットであるが、正しく扱うためにはその構造について詳しい理解が必要となる。そこで、ユーザビリティの向上、アクセス方法の一元化を目的として、WFC データ解析用の共用ライブラリが開発された。本研究においても、このライブラリを利用して WFC-L データの解析を行った。

波形データはそのまま描画しても特徴を直観的に捉えにくい。一般的に、FFT (Fast Fourier Transform, 高速フーリエ変換) を利用したスペクトログラム ($f-t$ 図) の形で可視化される。図 2.7 に、WFC-L 観測波形データのスペクトログラム例を示す。2.2.1 節で述べたように、本研究で扱うデータは全てダイポールアンテナ直交 2 成分を観測する DIFF モード時のものである。最下部の時刻は、連続波形データの測定開始時刻を示しており、各周波数成分毎の強度の時間変化を、右側のカラーバーに示す色を用いて $\text{dB}\mu\text{V}/\text{m}$ 単位で表している。間欠観測であるため、連続波形毎にスペクトログラム間に白抜きのギャップを設けて描画している。例えば、X, Y それぞれ左端のスペクトログラムは、2007 年 12 月 11 日 11 時 40 分 05 秒 UT (Universal Time) を測定開始時刻とする 1.5 秒分の連続波形データの強度スペクトル変化を表す。また、Sat. (Saturation) というタイトルの付いたバーは、波形データが A/D 変換の数値上限に飽和していたかどうかを示す。

次に、データ選別モード時 (自動帯域選別機能動作時) の観測データのスペクトログラム例を図 2.8 に示す。この例では、左から 1, 9 番目のスペクトログラムがデシメーション処理無し、2, 3, 6, 7 番目が 3 段のデシメーション処理 (取得帯域 $1/8$)、4, 5, 8 番目が 2 段のデシメーション処理 (取得帯域 $1/4$) を施されたデータである。

データ選別モード実運用時に、機上で削減・廃棄された高周波帯域のデータがどのようなものであったかは評価できない。また、データ選別モードは 2008 年 6~8 月に 1 日 1, 2 回の頻度で実運用されたが、運用期間が短く、キャプチャ数 (波形測定回数) は 1790 であった。一方、通常観測時のキャプチャ数は 31153 であり、選別モード時と比べ遥かに大きいことから、統計を取る上での信頼性

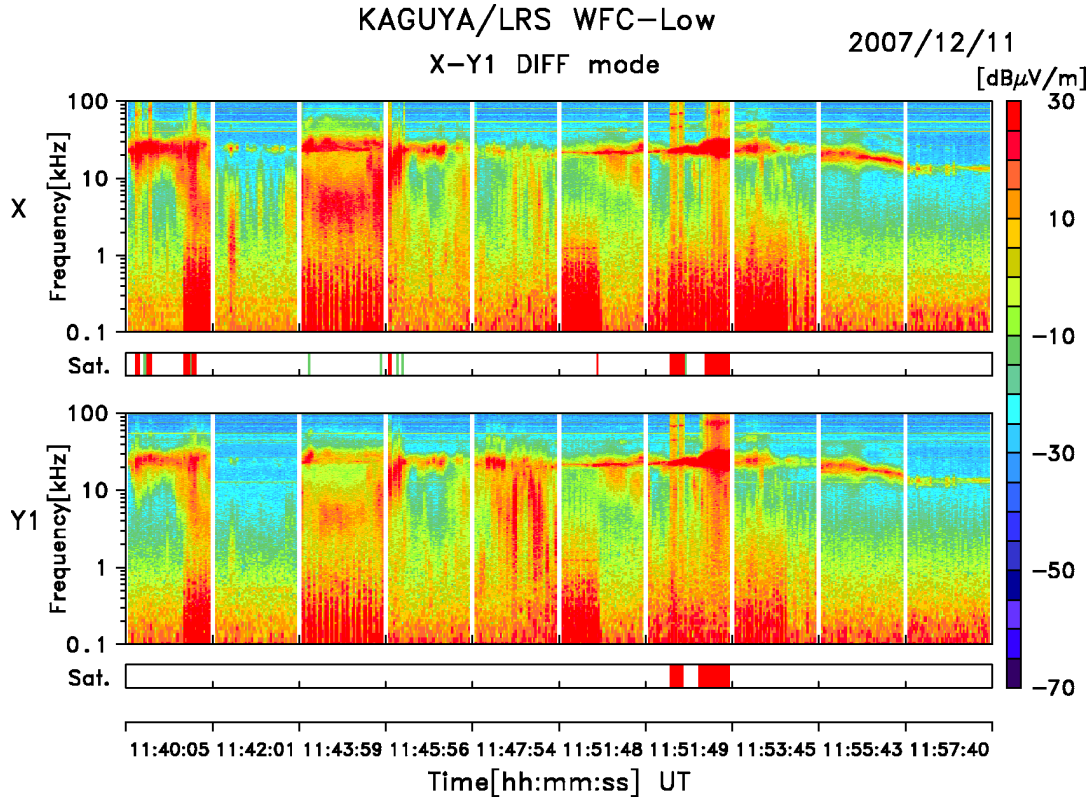


図 2.7: 通常観測データのスペクトログラム例

が高い．以上 2 点を踏まえ本研究では，データ選別を行わず全観測帯域を地上伝送した通常観測時の波形データに対し，機上と同じ選別アルゴリズムを地上で適用することで，その評価を行った．

通常観測時のデータに選別アルゴリズムを適用し，選別結果をスペクトログラムと共に可視化した例を図 2.9 に示す．図の上部のスペクトログラムにおいて，黒線より下が選別された帯域である．下部のグラフは，判定に用いた各抽出帯域の平均エネルギーと閾値を表示している．線の色と帯域の対応は，黒-0.1~100kHz（抽出無し），青-12.5~100kHz，緑-25~100kHz，赤-50~100kHz となっており，実線がキャプチャ毎に算出された平均エネルギー，破線が閾値を示す．閾値の値は上から 52.1dB，49.9dB，48.7dB である．スペクトログラムは絶対強度で示しているが，平均エネルギーと閾値は，A/D 変換器の出力を用いて算出した相対 dB 値であり，各閾値を絶対強度に換算すると，32.3dB μ V/m，30.1dB μ V/m，28.9dB μ V/m となる．このように，選別結果をスペクトログラムと共に可視化することで，判定基準の違いによる選別結果の比較を行った．

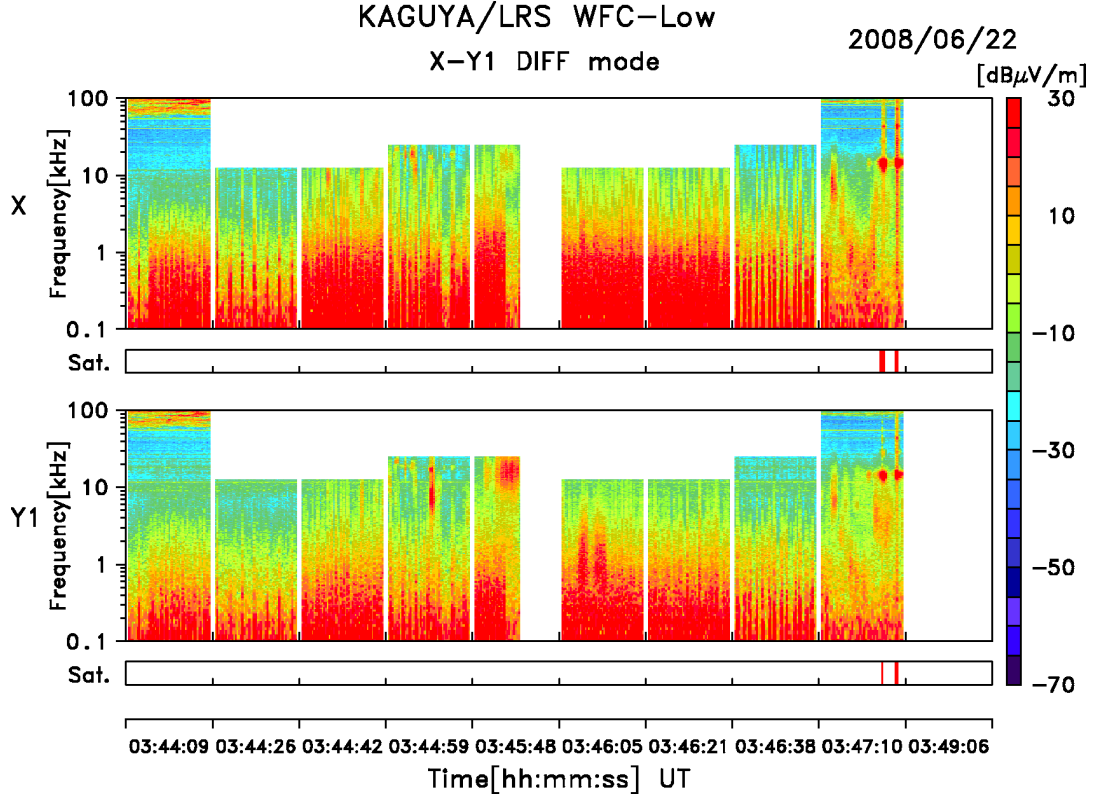


図 2.8: 選別されたデータのスペクトログラム例

2.3.1 観測効率

データ選別アルゴリズムによって，観測 1 キャプチャにおける伝送サンプル数は最小で $1/8$ となるため，それに伴い伝送時間も最小で $1/8$ となる．伝送時間が短縮されれば観測頻度が上がるため，観測効率がよくなると言える．本論文では以降，ある期間におけるデータ伝送時間の総和の比を観測効率向上率と呼ぶこととし，観測効率の評価指標とする．観測効率向上率は次式で算出する．

$$\text{観測効率向上率} = \frac{\text{データ選別なしの総伝送時間}}{\text{データ選別ありの総伝送時間}} \quad (2.1)$$

データ伝送時間については，伝送サンプル数が $1/8$ となるデシメーション処理 3 段の場合を 1 と正規化し，2 段，1 段，0 段（デシメーション処理無し）でそれぞれ 2, 4, 8 とする．

通常観測全キャプチャに対してデータ選別アルゴリズムを適用した場合のデシメーション処理の内訳を表 2.3 に示す．表 2.3 を基に，式 (2.1) から観測効率向上率を算出すると

$$\frac{8 \times N}{\sum_{i=0}^3 [2^{3-i} \times N_i]} \approx 3.8 \quad (2.2)$$

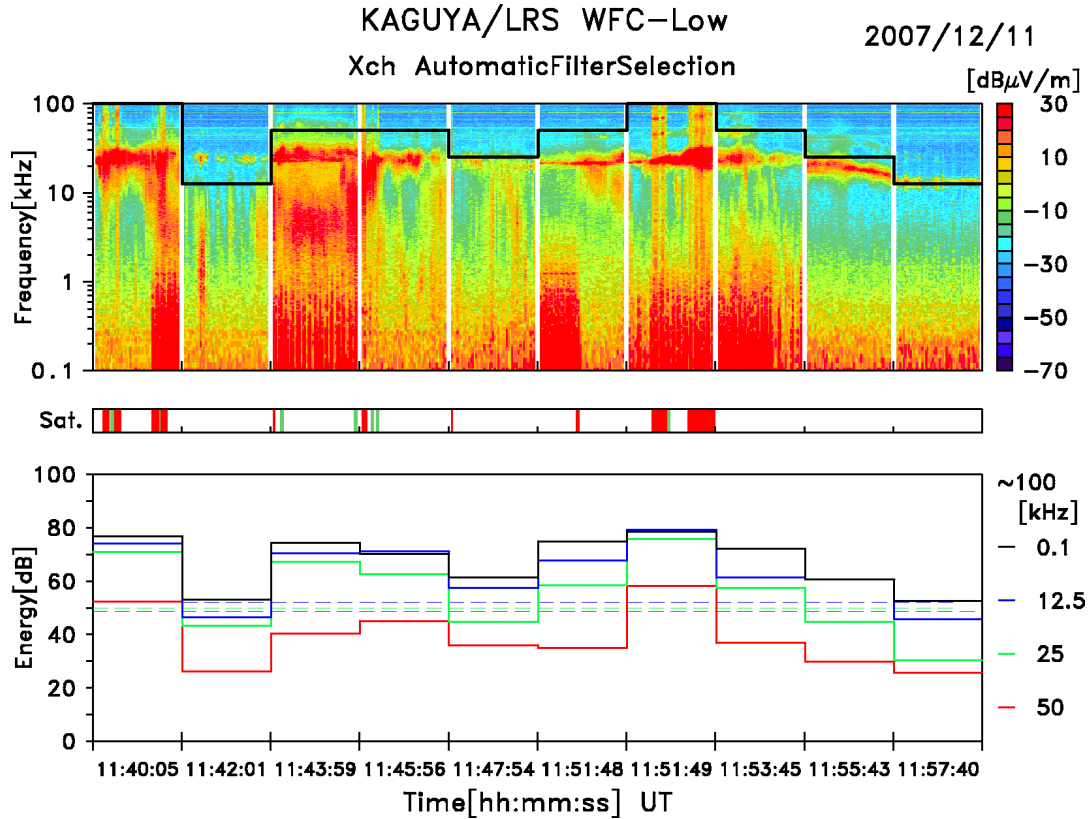


図 2.9: 地上シミュレーションによるデータ選別例

となり，通常観測全キャプチャに対してデータ選別モードを動作させた場合，約 3.8 倍の観測効率向上が見込めたことがわかる．

表 2.3: 通常観測時全取得データに対するデータ選別処理の内訳

総キャプチャ数	$31153(N)$
デシメーションなし	$2711(N_0)$
1/2 デシメーション	$3401(N_1)$
1/4 デシメーション	$5076(N_2)$
1/8 デシメーション	$19965(N_3)$

かぐやは，太陽風と月の相互作用で励起する電磁波や，地球から伝搬してくる AKR[Gurnett, 1974] 等の電磁波に対し，図 2.10 のように月の陰に入ることによってそれら電磁波が遮断された環境での観測が可能となる．太陽・地球に対しての領域別観測効率変化を表 2.4 に示す．太陽風由来の電磁波が観測される領域，

陰になる領域をそれぞれ日照，日陰，地球由来の電磁波が観測される領域，陰になる領域をそれぞれ可視，不可視と表している．表から，日陰領域で特に高い観測効率を得られることがわかる．さらに，それぞれの領域のデシメーション処理内訳を表 2.5 に示す．どの領域でも，1/8 デシメーション処理が最も多いが，日陰領域ではそれが特に顕著である．これは，かぐやが日陰領域に入ると，高周波帯域に重要な波動が見られなくなることから，低周波帯域に絞った観測を効率的に行えることを示している．

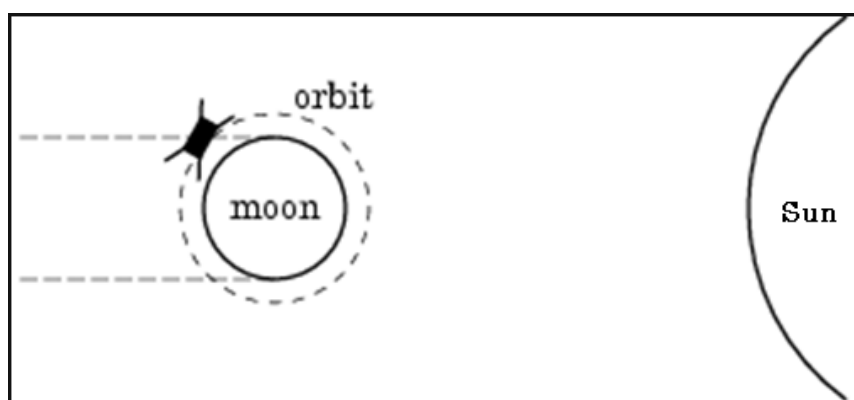


図 2.10: かぐや周回軌道概観

表 2.4: かぐや観測領域別の観測効率変化

	キャプチャ数	総伝送時間 (選別なし)	総伝送時間 (選別あり)	観測効率 向上率
日照・可視	18409	147272	41530	3.5
日照・不可視	6527	52216	17116	3.1
日陰・可視	3410	27280	3819	7.1
日陰・不可視	2807	22456	2944	7.6

2.3.2 観測効率の日照・日陰領域依存性についての考察

2.3.1 節において，日照と日陰の違いで観測効率が大きく変化することを示した．この様子をさらに詳細に確認するため，太陽真正面からの緯度・経度の領域別に観測効率の変化を調べた．その結果を図 2.11 に示す．このグラフは，月を中心とした SSE 座標系で表している．SSE 座標系は，太陽直下点を原点と

した座標系であるので，経緯度を軸とした場合，0度が月面における太陽直下点（Subsolar point）となる．図 2.11 では，緯度・経度共に 45 度区切りで領域を分けている．右側のカラーバーに示される色で，1～8 の観測効率向上率を表している．また，左右端側の破線で丸く囲われた範囲が日陰領域である．図から，日陰領域の境目で観測効率の変化が特に著しいことがわかる．この理由は，1kHz-1MHz のスペクトルデータを取得する WFC-H のデータと比較することで説明できる．図 2.12 は WFC-H の観測により得られたスペクトログラムの一例である．スペクトログラムの見方は，WFC-L と同様で，横軸が時間，縦軸が周波数を表し，カラーバーに示される色が強度に対応している．最下部の赤矢印で示される期間が日照領域中，青矢印で示される期間が可視領域中である．スペクトログラム中，可視領域のおよそ 100kHz-300kHz の帯域で強く観測されているのが，地球から伝搬してくる AKR と呼ばれる電磁波である．一方，日照領域ではおよそ 30kHz 以下で強い波動が観測されているが，これらは太陽風と月の相互作用によって発生する電磁波である．このように，WFC-L 観測周波数帯域（100Hz～100kHz）においては，太陽風と月の相互作用による電磁波が支配的で，それより高周波帯域に存在する AKR 等の地球から伝搬した電磁波が WFC-L の観測周波数帯域に含まれることは少ない．すなわち，太陽風由来の月周辺電磁波は WFC-L 観測周波数帯域において活発であるため，日照・日陰の

表 2.5: 領域別デシメーション処理内訳

日照・可視 総キャプチャ数	18409	日照・不可視 総キャプチャ数	6527
デシメーション無し	1798	デシメーション無し	874
1/2 デシメーション	2324	1/2 デシメーション	1051
1/4 デシメーション	3563	1/4 デシメーション	1318
1/8 デシメーション	10724	1/8 デシメーション	3284

日陰・可視 総キャプチャ数	3410	日陰・不可視 総キャプチャ数	2807
デシメーション無し	30	デシメーション無し	9
1/2 デシメーション	21	1/2 デシメーション	5
1/4 デシメーション	136	1/4 デシメーション	59
1/8 デシメーション	3223	1/8 デシメーション	2734

領域変化が観測を大きく左右するが，一方で，地球由来の電磁波は WFC-L で捉えられることが少なく，可視・不可視の違いは観測にあまり影響しない．その結果，表 2.4 に示す観測効率の変化が得られたと考えられる．

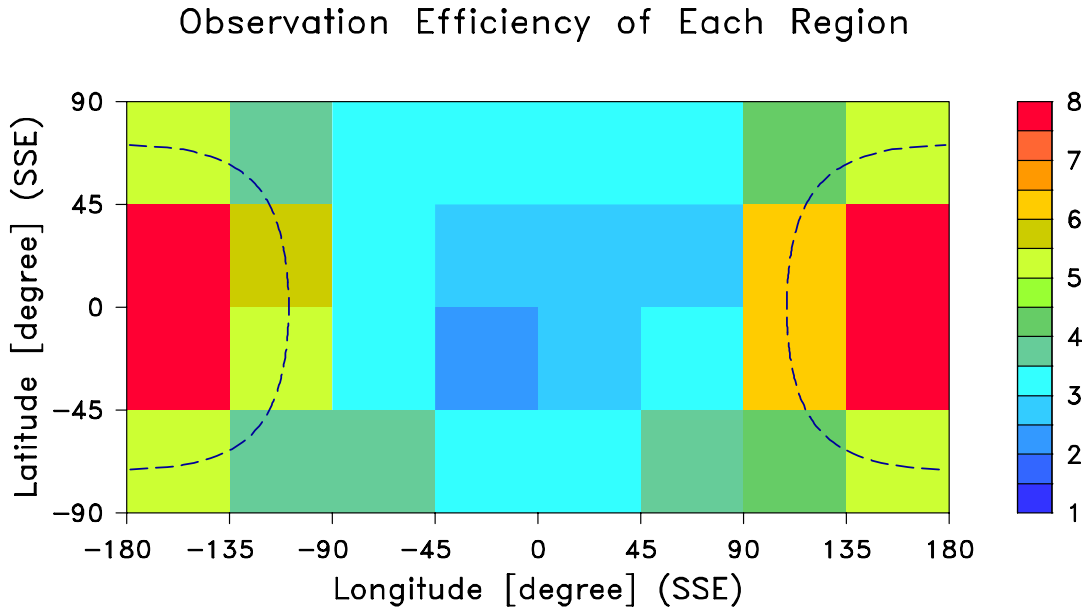


図 2.11: SSE 座標系での緯度経度領域別の観測効率変化

これらの事実を踏まえると，ウェイク領域中はデータを選別しなくとも，そもそも高周波帯域まで観測する必要がないとも考えられる．しかし，ウェイク（日陰）領域内に太陽風中の陽子・イオンが入り込む場合があることが，かぐやの観測から明らかになっており [Nishino et al., 2010]，その際は比較的高周波まで強い波動が観測される．その一例を図 2.13 に示す．上記のイベントは 2008 年 04 月 04 日の 18 時 48～53 分 UT に観測されており，その時間帯に含まれる図 2.13 の 3 番目のスペクトログラムを見ると，25kHz 付近まで強い波動が観測されていることが確認できる．統計的にも，表 2.5 の内訳から，ウェイク領域中でも強い波動が観測される場合があることが示され，観測頻度の低さから，観測意義の大きい珍しい事象と言える．

以上から，データ選別アルゴリズムを利用することによって，観測効率の向上を実現しつつ，観測頻度が低い貴重な波動現象も逃さずに取得することが可能になると言える．

KAGUYA LRS/WFC

Electric field Xch

07/11/14

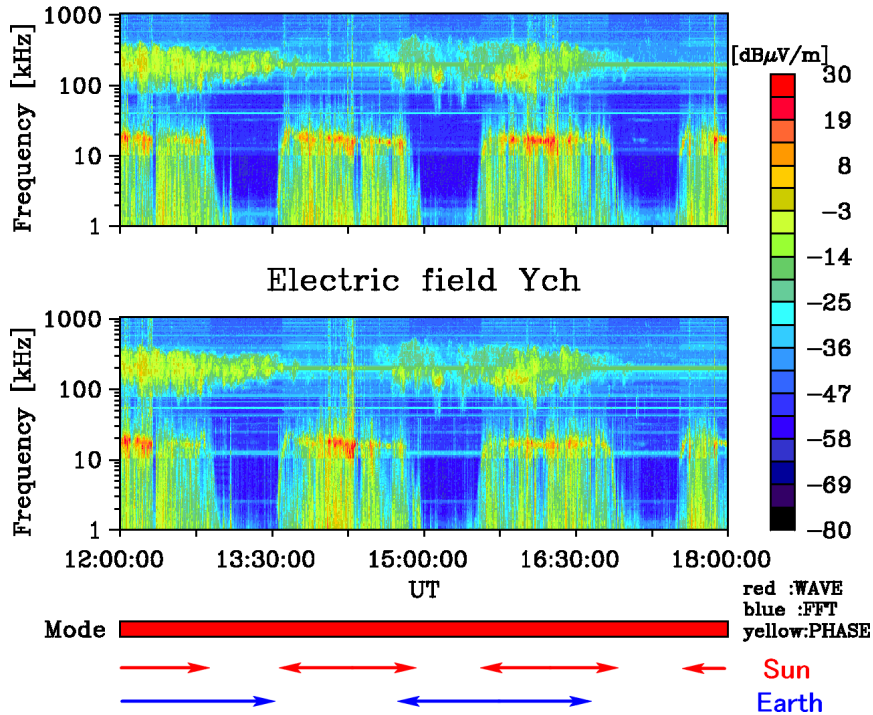


図 2.12: WFC-H データのスペクトログラム例

2.3.3 判定基準の違いによる選別結果の比較

判定基準の妥当性を評価するため、平均エネルギー判定による選別結果と、実装はされていたが実運用を見送られた最大振幅判定による選別結果との比較を行った。その例を図 2.14, 2.15 に示す。上部に平均エネルギー判定、下部に最大振幅判定によるそれぞれの選別結果とスペクトログラムを示す。比較を容易にするため、エネルギーグラフは省いている。平均エネルギー判定による選別結果を見ると、30kHz 付近に存在する強い狭帯域波動（電子プラズマ波）が定期的に含まれる周波数帯が漏れなく選別できていることがわかる。しかし、図 2.14 の左から 7, 8 番目のスペクトログラム、図 2.15 の左から 1, 2, 4, 10 番目のスペクトログラムに見られる時間局所的な広帯域波動は高周波帯域部分が選別から漏れている。

最大振幅判定は実運用では用いられず、適切な閾値が決まっていなかったため、通常観測全キャプチャに対する観測効率向上率が平均エネルギー判定とほぼ同等（約 3.8）となるような閾値を設定し、それを用いて判定を行った。平均

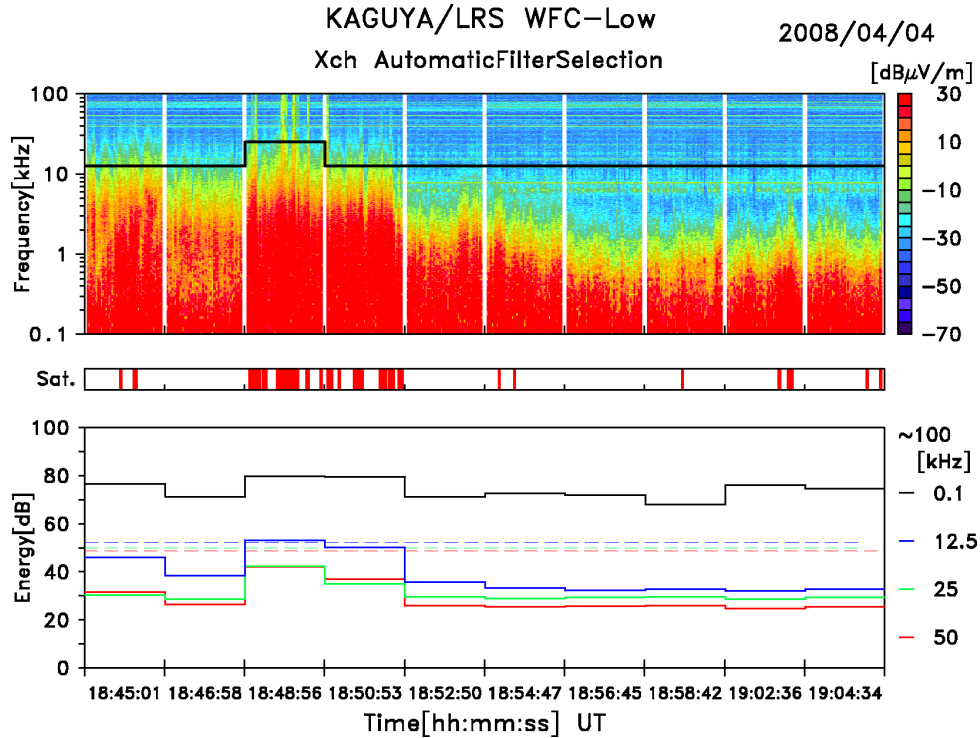


図 2.13: ウェイク領域中で比較的強い波動が観測される例

エネルギー判定と比較すると，突発的に現れる広帯域波動を高周波帯域まで選別しやすくなっていることがわかる．しかし逆に，平均エネルギー判定で選別できていた定常的な狭帯域波動を選別できないことも少なくない．

2.3.4 判定基準の妥当性

2.3.3 節において，平均エネルギー判定では長時間に及ぶ強い狭帯域波動に対してはより有効であるが，時間局所的な波動に対しては最大振幅判定のほうが取りこぼしが少ないことが示された．しかしながら，WFC-L 観測データで比較的良好に見られる時間局所的な広帯域成分の発生原因は，図 2.16 の波形に示すような，A/D 変換器の飽和によることが明らかとなった．飽和するからには強度の強い波動ではあるが，理論的に自然のプラズマ波動が 100kHz にまで及ぶ広帯域となる可能性は低いため，最大振幅判定は有効でなかったと考えられる．また，仮に有意な波動であったとしても，図 2.15 下部の右端の選別結果からわかるように，広帯域波動の高周波帯域部分を十分に選別しきれていない．これは，本研究での最大振幅判定における閾値を，平均エネルギー判定と同等の観測効率となることを目安に設定した結果，与えた閾値が高すぎたからと考えられ，時間局所的な波動を無歪みで選別できる十分な感度を確保するためには，本

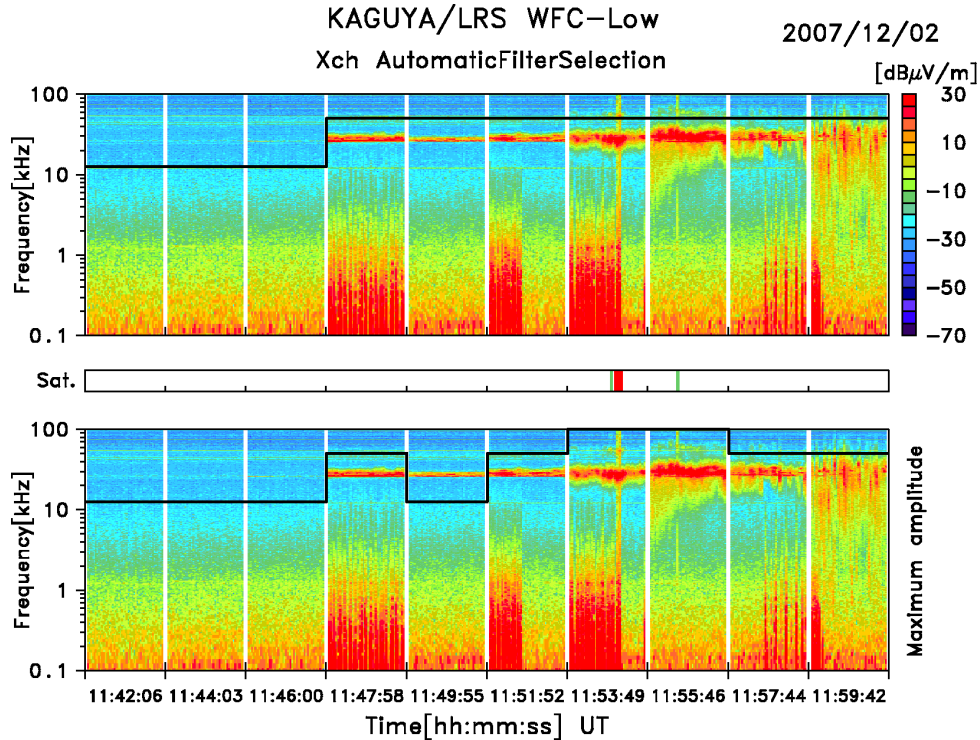


図 2.14: 平均エネルギー判定と最大振幅判定との選別結果の比較 (1)

評価で用いた閾値より低く設定する必要がある，すなわち，平均エネルギー判定に比べ観測効率を犠牲にする必要があると言える．パルス状波形をはじめとした時間局所波動は科学的に重要な研究対象となりうるため，飽和波形と区別する等の機能の追加・改善が求められる．

2.3.5 閾値の妥当性

データ選別時の判定に用いる背景雑音閾値は，初期運用期間の観測データを用いて基準値が決定された．そして，各判定帯域に対する閾値は，フィルタ係数と雑音の周波数特性との掛け合わせで算出された [後藤 他, 2008]．雑音エネルギーの周波数特性は $1/f^\alpha$ (f は周波数， $-2 \leq \alpha \leq 2$) を仮定しており，実運用時，及び本論文では $\alpha = 0$ と仮定していた．しかし，定常運用期間の全観測データを用いて統計的に再度 α を推定したところ， $\alpha = 1 \sim 2$ 程度が適当であることがわかった．以下に推定方法を説明する．

図 2.17 に，10~100kHz 間の各周波数点毎の強度の頻度分布を示す．横軸が周波数，縦軸がエネルギーであり，カラーバーに示す色によって，各周波数点毎のエネルギーの頻度（カウント数）を表す．選別結果のスペクトログラムをいくつか確認すると，どの周波数帯域においても，自然波動らしき電磁波が観測さ

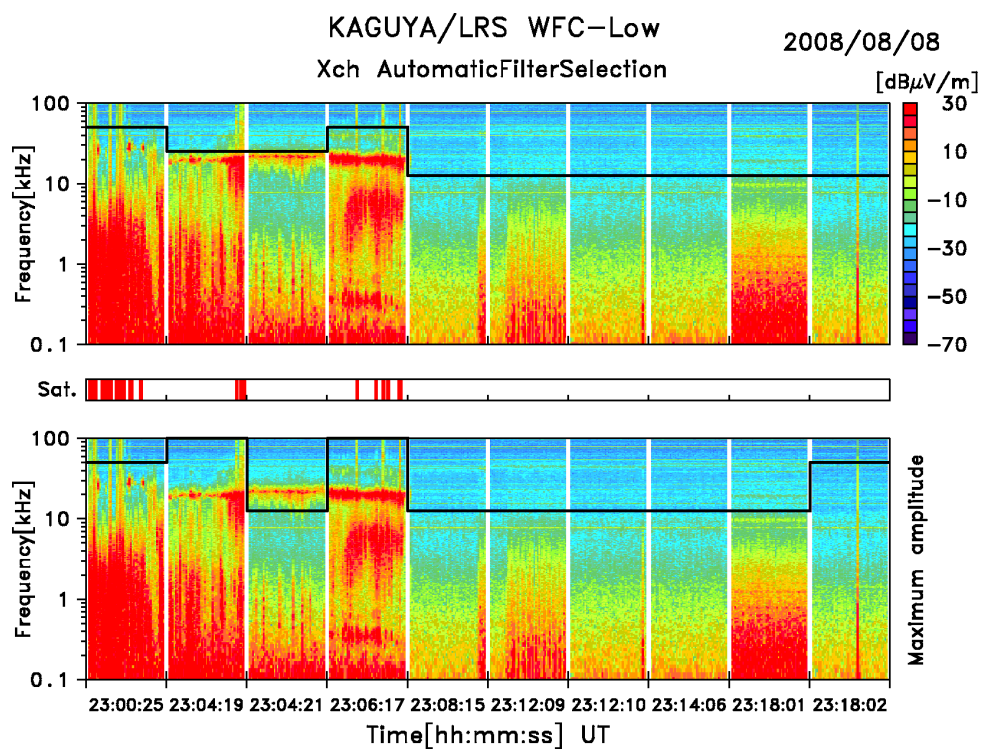


図 2.15: 平均エネルギー判定と最大振幅判定との選別結果の比較 (2)

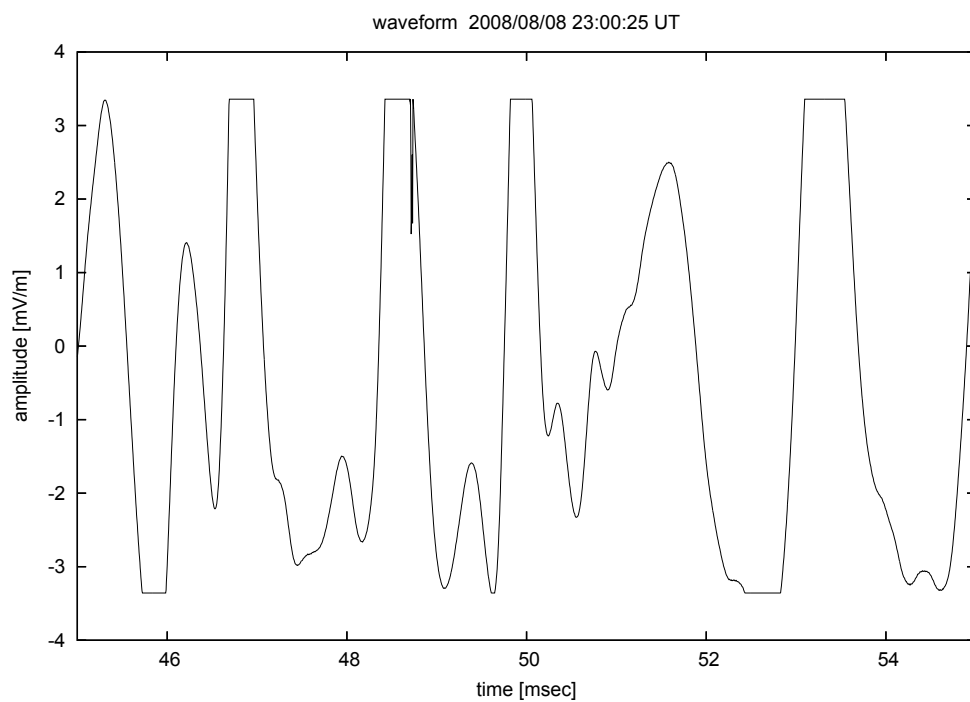


図 2.16: 飽和波形の例

れている時間より，強い波動が観測されていない時間のほうが長いと見受けられたことから，各周波数点で最も頻度が高い強度を雑音エネルギーと見なすこととした．そのように捉えると，雑音エネルギーは周波数に対し全体として右肩下がりの推移をしていると言える．なお，40kHz や 53kHz 前後等で最頻値が急激に上昇するのは，定常的な機器干渉ノイズが原因である． P をエネルギー（電力）， C を定数として， P が $1/f^\alpha$ の周波数特性を持つということを式で表すと，

$$P = C \times 1/f^\alpha \quad (2.3)$$

となる．さらに，(2.3) 式の両辺とも常用対数を取り 10 倍すると，

$$10\log(P) = -10\alpha\log(f) + 10\log(C) \quad (2.4)$$

であり，ここで， $P_{dB} = 10\log(P)$ ， $A = -10\alpha$ ， $x = \log(f)$ ， $C' = 10\log(C)$ として (2.4) 式の記号を置き換えると，

$$P_{dB} = Ax + C' \quad (2.5)$$

という式が得られる．すなわち，図 2.17 のような両対数グラフの直線の傾きから， α を求めることができる．10→100kHz 間の最頻値の推移に直線を当てはめると，およそ傾き $A = -10 \sim -20$ が妥当だと考えられたため， $\alpha = 1 \sim 2$ 程度だと推定した．なお，判定に用いる抽出帯域は下限が 12.5kHz のため，10kHz 以下の特性については考慮していない．また，厳密には最頻値が雑音強度とは限らないが，分布の最低値も右肩下がりであるため，少なくとも $a > 0$ であると言える．

$\alpha = 1 \sim 2$ とした場合，図 2.18 に示すように，高周波ほどエネルギー密度が低くなるため，25～100kHz 及び 50～100kHz の各判定帯域に対する閾値は $\alpha = 0$ に比べそれぞれ約 1～3dB，2～6dB 低くなる [後藤 他, 2008]．この閾値を用いて観測効率向上率を算出したところ，全体で約 3.7～3.3 と若干低くなったが，観測領域別の傾向に大きな差異は見られなかった．2.2.3 節でも述べたように，かぐやの自然電磁波観測は低周波帯域をより重要視していたが，結果的にも，背景雑音に近い微弱な高周波波動より，低周波波動に重点をおいた運用が行われたことが明らかになった．

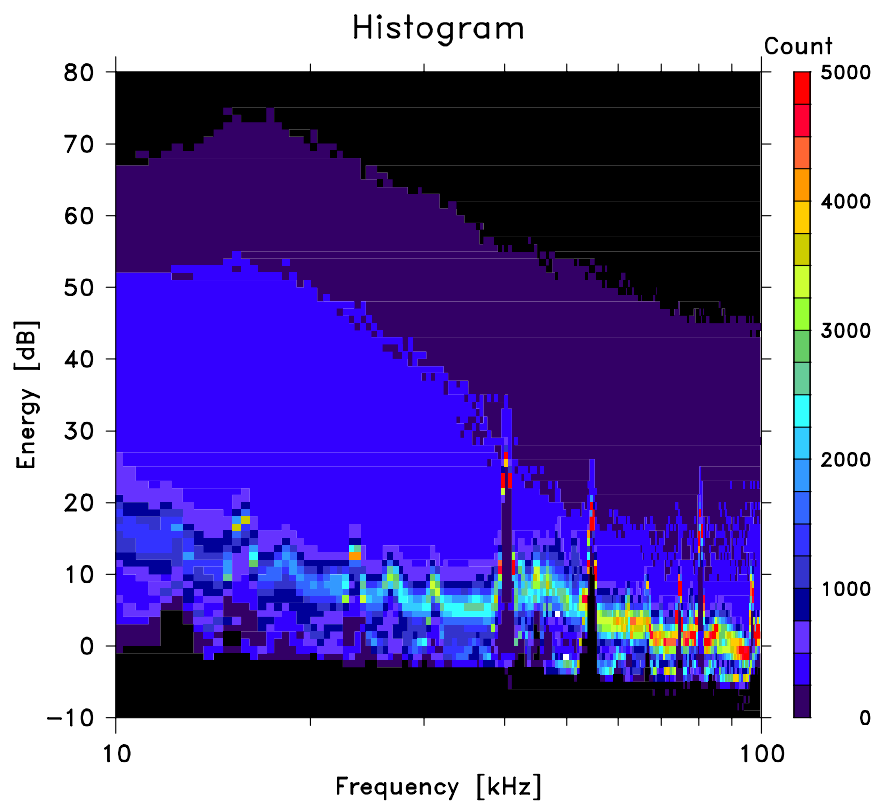


図 2.17: 各周波数毎の強度の頻度分布

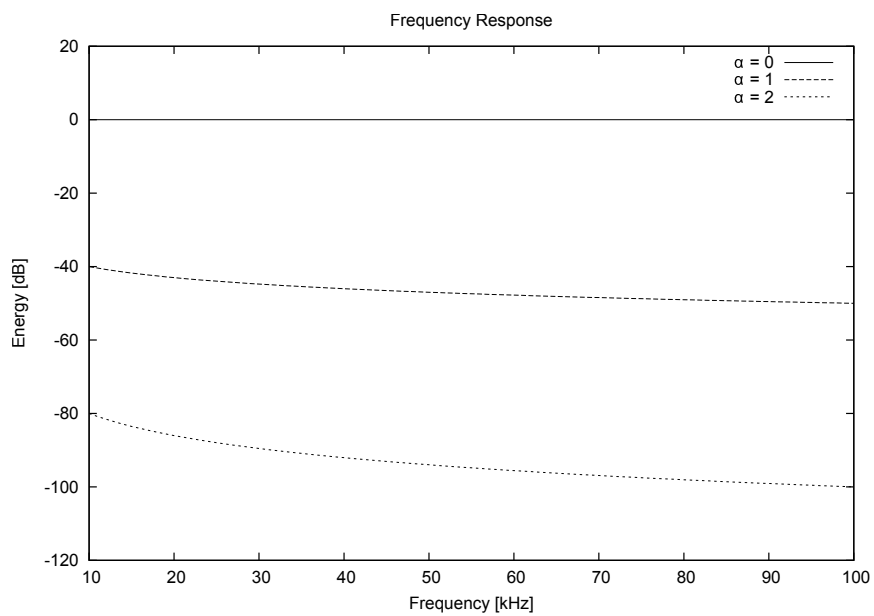


図 2.18: $\alpha = 0, 1, 2$ それぞれにおける $1/f^\alpha$ 周波数特性

2.3.6 機上実装処理における制約の影響

実運用の機上処理においては、観測フローと演算速度による制約から、データ選別の判定に用いるデータはバッファ内全データの1/60に限られ、さらに、そのデータはバッファ内の前半10箇所から抽出していた。判定に使われるデータ位置の概要を図2.19に示す。1キャプチャデータにおける1chあたりのサンプル数は375000点であり、その1/60の6250点が判定に用いられる。各サンプルのアドレスを0-374999に割り当てるとすると、0-624, 12500-13124, 25000-25624, 37500-38124, ... , 112500-113124, という12500点毎の先頭625点×10がその内訳である。機上では、バッファいっぱいまでデータが満たされると、そのデータは即時地上へ伝送されるため、バッファにデータが満たされる前に選別の判定を行う必要がある。そのため、このようなバッファ先頭に偏ったデータを判定対象とした選別が行われた。本節では、この制約による選別結果への影響を述べる。

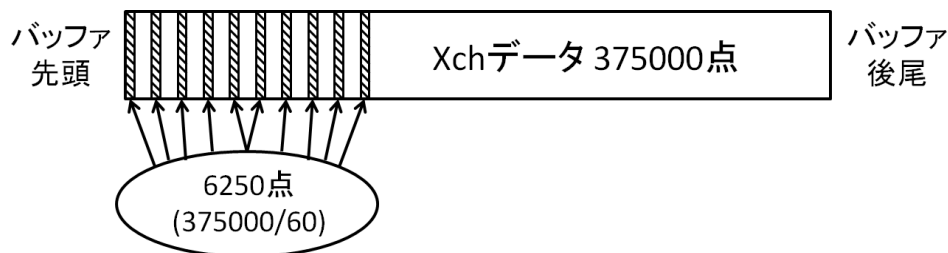


図 2.19: 機上処理で判定に用いられるデータ

バッファ内の全データを用いて判定した場合と、データを制限し実運用と同じ判定を行った場合の比較例を図2.20、図2.21に示す。各図の上部が全データを用いた場合、下部が、同じキャプチャに対し実運用と同じ部分データ判定処理を行った場合の選別結果である。図より、機上処理では判定に局所的なデータを用いているため、時間局所的に強い波動を観測したときに、本来不要とみなされる高周波帯域部分まで選別してしまうことが少なくない。また、それとは逆に、長時間強度の強い波動が見られる帯域であっても選別しない事例もある。

観測効率向上率は全キャプチャで約3.0、最も高い日陰・不可視領域においても約5.6であり、全データ判定に比べ効率が悪くなった。全データ判定と、部分データ判定との選別結果の差異を表2.6に示す。一致は、全データ判定と部

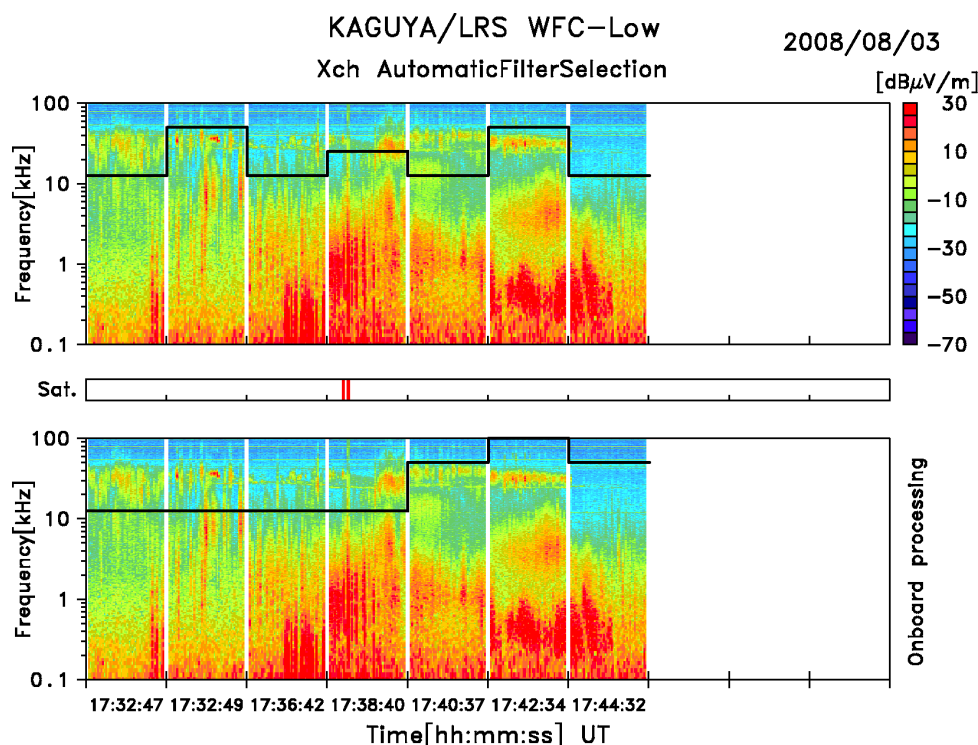


図 2.20: 全データ判定と部分データ判定との選別結果の比較 (1)

分データ判定で選別結果が同じ場合，過多は，部分データ判定のほうが広い帯域まで選別した場合，不足は，全データ判定で選別される帯域を部分データ判定で取りこぼした場合を表す．過多の事例が不足と比べて多いのは，部分データ判定では判定対象となるデータ 10 箇所をそれぞれ独立して判定し，最も上限周波数の高い選別結果をそのキャプチャの最終的な選別帯域としているからである．このことが，観測効率の低下の原因と考えられる．一方，このような設計により，本来選別されるべき帯域が選別されないキャプチャ数の，全キャプチャ数に対する割合は約 4.8%(1502/31153) と，ごく一部に限られている．

表 2.6: 部分データ判定と全データ判定との差異

総キャプチャ数	31153
一致	22121
過多	7530
不足	1502

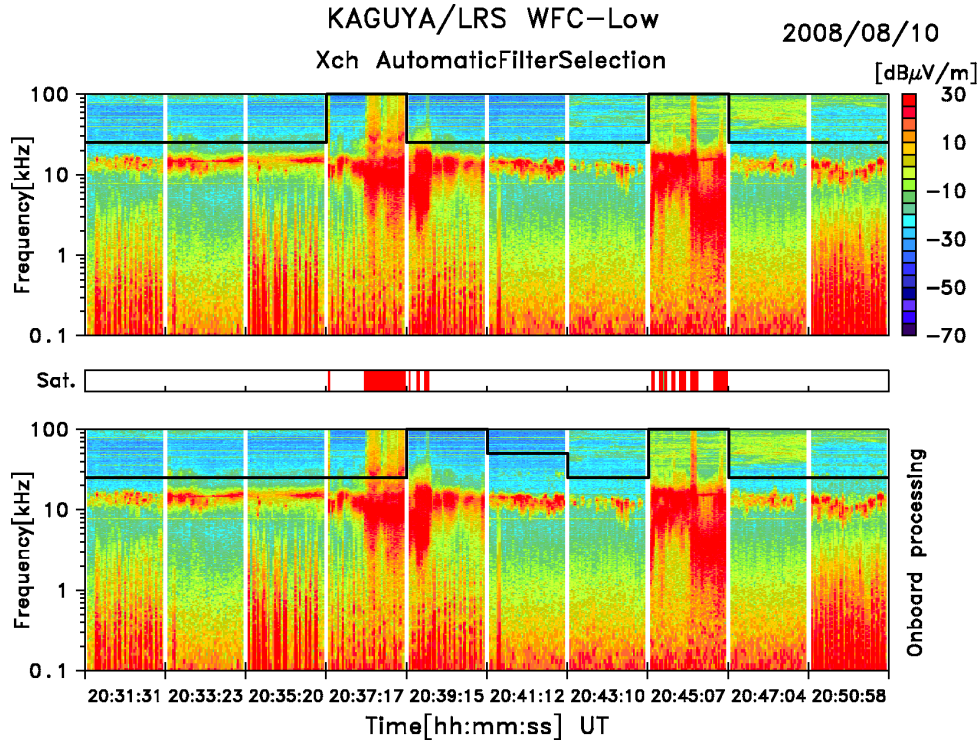


図 2.21: 全データ判定と部分データ判定との選別結果の比較 (2)

以上のことから，機上で行われた部分データ判定では，観測効率は低下するものの，選別漏れは5%以内に収まっており，実用上有効な実装設計ができていたと言える．

2.4 かぐや WFC-L データ選別機能の性能評価まとめと今後の課題

最後に，本章で述べた性能評価の結果を簡潔にまとめる．

- データ選別アルゴリズムを利用することで，観測効率の大きな向上が見込める．
- 最大振幅判定は，時間局所波動の選別を目的として組み入れられた機能だが，WFC-L でそうした波形を歪みなく選別するためには，平均エネルギー判定に比べて観測効率を犠牲にする必要性が示唆された．また，それらを解析する際には飽和波形との区別が不可欠となる．
- 観測データの統計的な解析により，WFC-L で得られた月周辺の自然波動は右肩下がりの周波数特性を持つことがわかった．つまり，白色特性を仮定していた実運用ではより低周波帯域を重視した選別が行われたと言える．

- 実装時のリソース制約による影響は無視できない．今回の実装方法では，選別帯域の不足という形でデータ損失頻度は抑えられていたが，観測効率の低下は免れず，今後も益々のリソース充実や設計への工夫が求められる．

本研究で評価対象としなかった MONO モード観測は，主に月起源の電磁波をターゲットに据えており，常に上限帯域を 50kHz とした運用が行われた．MONO モードの電磁波測定は衛星電位を基準とするため雑音が混入しやすく，DIFF モードとは別途の評価が必要となる．また，評価の観点について，今回は主に観測効率に着目したが，観測対象の観測条件・観測確率が予めわかっている場合には，それに基づき取りこぼしの可能性を考慮した別の評価指数の導入を行うことで，将来の選別機能設計に向けてより包括的なフィードバックが期待できる．

第3章 磁気圏観測衛星あけぼの搭載電磁波観測装置 のデータ解析手法

磁気圏探査衛星あけぼのは1989年から現在まで運用が続けられ、膨大な観測データを取得してきた。しかしながら、解析対象としての大量データの扱いは容易ではなく、当研究グループが管理する広帯域波形観測装置 VLF/WBA の観測データについても、近年になってようやく網羅的な解析の土台が確立された段階である。本章では、WBA データの基本的なフォーマットや、HK データを基にした強度の校正手法について述べる。また、今後の効率的な解析に向けたアプローチの一例として、スペクトルの強度分布を基にしたデータ抽出手順とその結果を示す。

3.1 磁気圏観測衛星あけぼの

磁気圏観測衛星あけぼの [Oya and Tsuruda, 1990] は、オーロラ領域及びプラズマ圏の粒子やプラズマ波動観測を目的として1989年2月に打ち上げられて以降、現在も運用が続けられており、26年の継続運用達成を目前にしている。初期の軌道要素は、近点高度 275km、遠点高度 10500km、軌道傾斜角 75° であり、周期は約 221 分である。あけぼの運用初期はデータを追跡する受信局は日本、カナダ、スウェーデン、南極の4箇所で運用されていたが、カナダのプリンスアルバートと南極昭和基地からの追跡は2003年に終了し、現在は日本の内之浦宇宙空間観測所 (Uchinoura Space Center, USC) とスウェーデンのエスレンジ (Esrang Space Center, ESR) の2局から追跡される。VLF 波動観測装置 (VLF) [Kimura et al., 1990] を始めとするいくつかの機器は現在も使用可能であり、25年以上の継続データ取得を実現した。地球磁気圏に大きく影響する太陽活動周期は11年 [恩藤, 丸橋, 2000] であることから、あけぼのは太陽活動2周期以上の継続運用を達成しており、あけぼの長期観測データを詳細に解析することで、地球磁気圏の包括的な空間・時間的変動を理解する手がかりが得られると期待される。

3.2 広帯域スペクトル受信機 VLF/WBA

VLF [Kimura et al., 1990] は 20kHz 以下のプラズマ波動を測定することを目的とする。VLF は次に挙げる5つのサブシステムから構成される。WBA (a

wide band analyzer), MCA (multi channel analyzers), PFX (Poynting flux analyzers), ELF (ELF range analyzers), そして VIP (a vector impedance probe) である。これらサブシステムのセンサーと直接接続されたループアンテナとダイポールアンテナ, そして共用のプリアンプがあげばのに搭載される。VLF は, 長さ 60m の 2 対の直交ダイポールアンテナを通して電界を測定する。また磁界は, 800Hz 以上に関しては 3 軸直交のオープンループアンテナ, 800Hz 未満は 3 軸直交サーチコイルによって測定される。

本論文で扱うのは, WBA で観測されたデータである。WBA は, 50Hz-14kHz の電界もしくは磁界 1 成分のアナログ波形を測定する。コーラスやヒス, ホイスラといった地球磁気圏の典型的なプラズマ波動が WBA によって頻繁に観測されている。測定された波形にはまず, 振幅変調の 1 種である VSB (Vestigial Side Band) 変調が施され, その後アナログテレメトリーで地上局に伝送される。VSB 変調の搬送波周波数は 20kHz で, 下側側波帯が利用される。

3.2.1 WBA デジタルデータフォーマット

WBA データは元々アナログ波形形式で磁気テープに保存されていたが, 今日では大半のデータがデジタル音声フォーマットの WAVE へと変換済みである。WBA データ用の WAVE ファイルはサンプリング周波数が 48kHz, 量子化ビット数が 16bits で, WBA で観測している周波数帯域は 20kHz 未満であることから, データの損失なくデジタル音声ファイルに変換できる。変換されたデータには, 1 ファイル毎に 1 軌道分のデジタル波形が含まれる。WAVE ファイルには 2 チャネルあるが, 右 (R) チャネルには観測された波形, 左 (L) チャネルには時刻を表すタイムコード波形 [TIMING COMMITTEE TELECOMMUNICATIONS AND TIMING GROUP RANGE COMMANDERS COUNCIL, 2004; 株式会社昌新, 2012] がそれぞれ記録される。タイムコードをデコードすることで, 波形の測定時刻が得られる。

3.3 WBA スペクトルデータ強度較正

WBA は, 観測する波形の強度に対して十分なダイナミックレンジを得るために, WIDA (wideband dynamicrange amplifier) と呼ばれる, 利得 25dB のアンプが 3 段組み込まれており, それぞれの ON/OFF を切り替えることで, 0~75dB の利得を 25dB 刻みで制御可能である。WIDA の作動段数情報は, アクセスの利便性確保のため専用のデータベースに保存されている。WBA データの網羅

的な解析のためには、予め WIDA 利得の強度較正を行う必要がある。

図 3.1 に、WAVE ファイルから強度較正後のスペクトルデータを得るまでの処理の流れを示す。WAVE ファイルの左チャンネルからは、タイムコード波形のデコードにより時刻を算出し、それを基にデータベースから WIDA 作動段数を得る。右チャンネルから読みだした波形データについては、FFT により強度スペクトルを算出し、その周波数インデックスを搬送波周波数を基準に入れ替えることで、VSB 復調後のスペクトルデータを得る。復調後のスペクトルデータから、各時刻毎に WIDA 作動数に応じた強度を差し引くことにより、強度較正を行う。WIDA アンプの利得は 25dB/段の設計であったが、観測データの統計的解析により、実際の強度変動は 15dB/段程度であることが判明したため、強度較正で差し引く強度は 15dB/段とした。

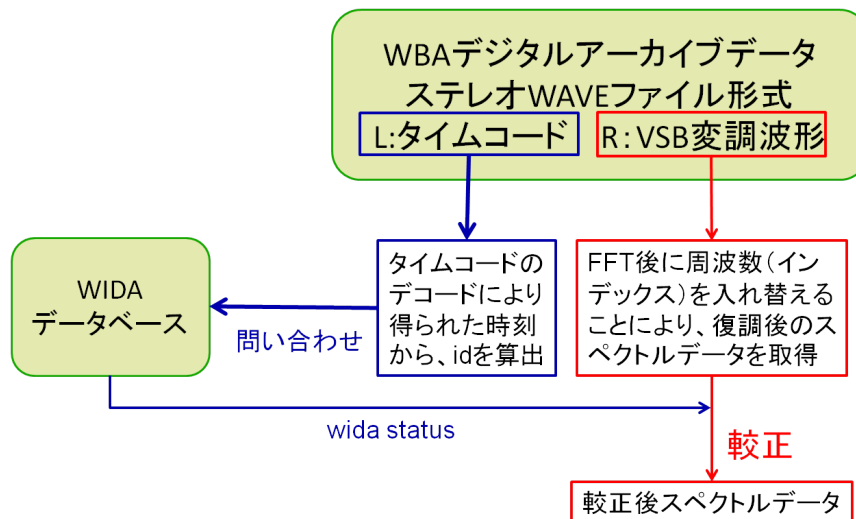


図 3.1: WBA データ較正処理フロー

3.3.1 観測データと WIDA ステータスの同期補正

WIDA ステータスは観測データとは別の HK データとしてデジタルテレメトリで地上に伝送されるため、スペクトルデータとは時間分解能が異なる。本研究で扱う WBA スペクトルデータは、サンプリング周波数 48kHz の波形に対して 960 点毎の FFT によって導出するため、周波数分解能は 50Hz、時間分解能は 20ms であるが、WIDA ステータスは 0.5 秒毎に記録されている。そのため、スペクトログラム上では、WIDA による実際の強度変動の切り替わり時刻に対して、最大で約 0.5 秒の較正時刻のずれが生じうる。図 3.2 に、較正前の WBA

データスペクトログラムの例，図 3.3 に，同データに対する強度較正後のスペクトログラムを示す．図 3.3 から明らかなように，このスペクトログラムにおいては，およそ 5.2~5.6 秒の範囲のスペクトル強度が不自然に低くなっている．これは，実際の WIDA 切り替わり時刻（経過時間約 5.2 秒）に対して，ステータス上の切り替わり時刻が遅れており，該当範囲で本来よりも大きな強度値が差し引かれているためである．そこで，ステータス変化時刻の周辺で実際に観測データのスペクトル強度変化が大きい時刻を探索することで，観測データと WIDA ステータスの同期を行った．

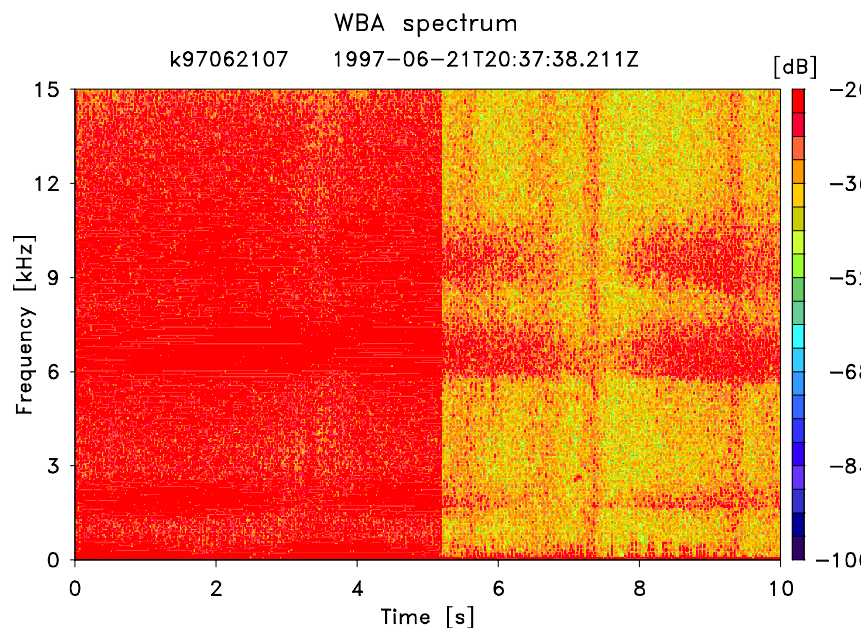


図 3.2: 強度較正前のスペクトログラム

WIDA の作動数切り替えタイミングでは，観測帯域全体に渡って突発的にスペクトル強度が大きく変化する．一方，自然波動において，そのような広帯域に渡る極端な強度変化が起こることは考えにくい．そこで，周波数方向の平均強度を求め，その平均強度が大きく変化した時刻を実際の WIDA 作動数切り替わり時刻とすることで，同期補正を行う．ただし，自然波動でもパルス状の波形に関しては瞬間的に強度の強い広帯域スペクトルが現れることもあるため，平均強度に対してメディアンフィルタを適用して平滑化し，それを基に補正処理を行った．図 3.4 に，図 3.2 のスペクトル強度切り替わり時刻の周りにおける周波数方向平均強度の時間変化を示す．経過時間 5.2 秒あたりで平均強度が大きく

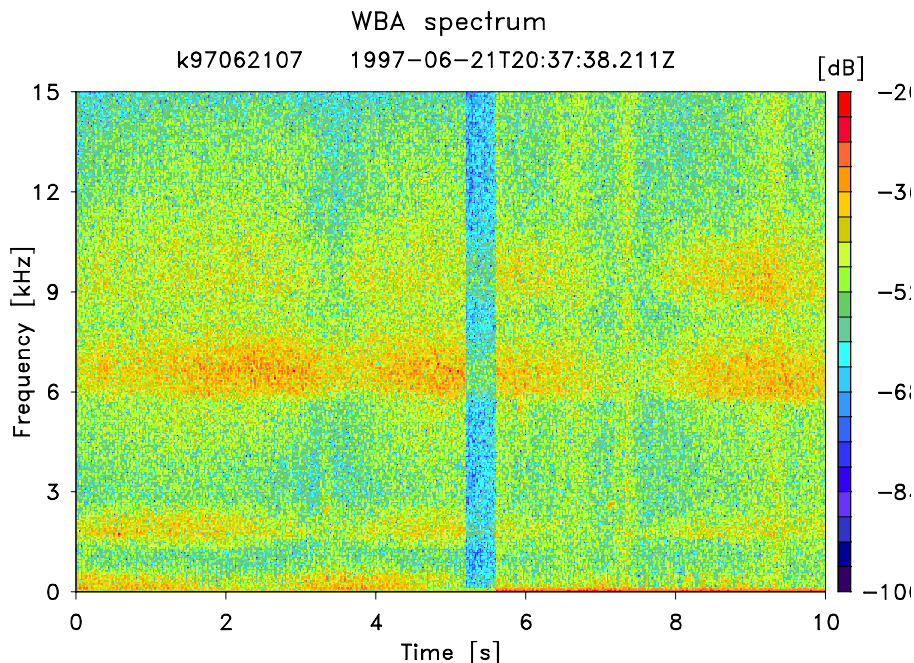


図 3.3: 同期補正なしで強度較正したスペクトログラム

変化していることがわかる．さらに，図 3.4 にメディアンフィルタを適用し，平滑化した平均強度変化は図 3.5 に示す通りである．この平滑化により，パルス状の自然波動の測定時刻を WIDA 切り替わり時刻と誤判定することを抑制する．

同期補正を組み込んだ強度較正処理手順をまとめると以下ようになる．

1. 観測データの時系列に沿って順次データベースから WIDA ステータスを読み出す．ステータスの変化があれば，その時刻の前後 0.5 秒，計 1 秒間を実際の WIDA 作動数切り替わり時刻の探索範囲とする．
2. 探索範囲の各時刻の強度スペクトルに対し，100Hz～10kHz の帯域における平均強度を算出する．周波数分解能は 50Hz なので，平均化点数は 199 である．
3. 2 で求めた各時刻の平均強度に対し，前後 2 点，計 5 点のメディアンフィルタを適用し，平滑化する．
4. 3 で得られた各時刻の平滑化強度について，ひとつ前の時刻との差分を算出する．差分がステータス変化量に応じた閾値を上回っていれば，その時刻を実際の WIDA 作動数の切り替わり時刻とする．ここで閾値は，ステータス（WIDA 作動数）変化量 $\times 7.5\text{dB}$ で決定する．
5. 以上までの処理で補正された同期時刻を用いて，スペクトル強度から，WIDA

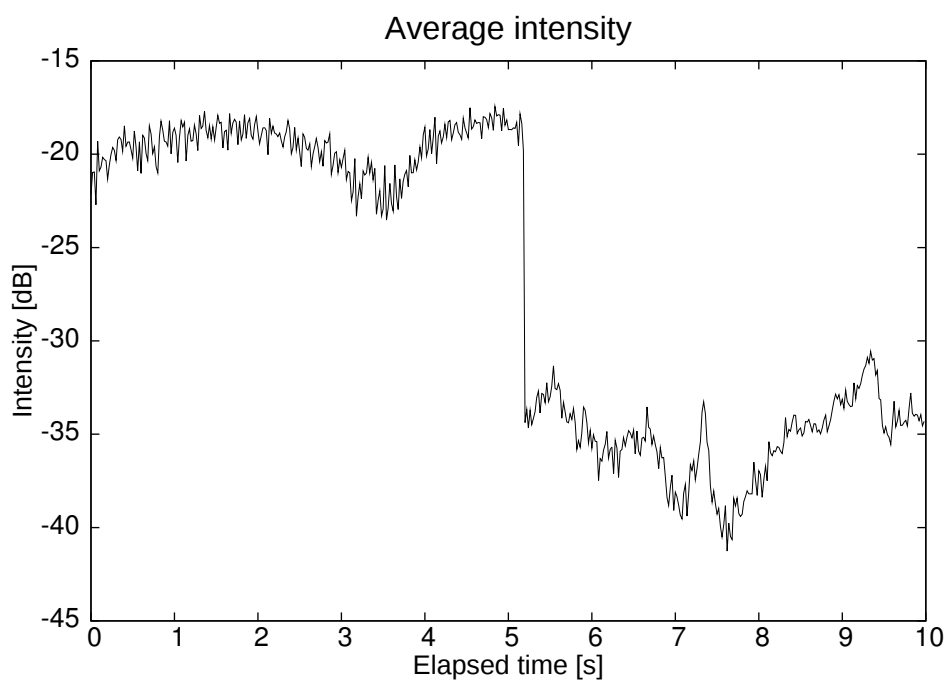


図 3.4: 図 3.2 のスペクトル強度切り替わり時刻の周りにおける周波数方向平均強度の時間変化

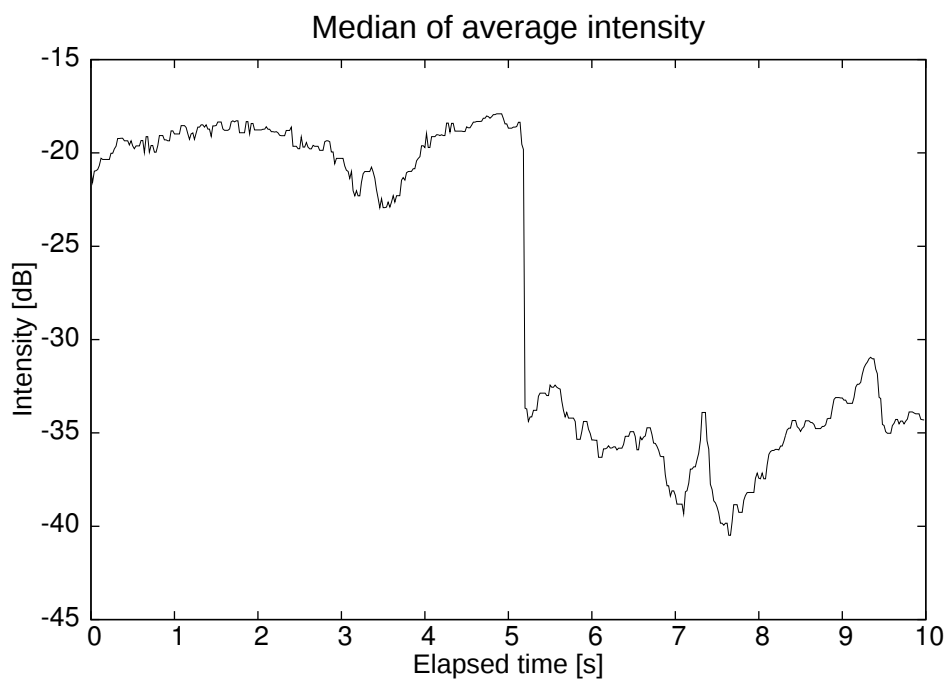


図 3.5: 図 3.4 にメディアンフィルタを適用し，平滑化した平均強度変化

作動数 $\times 15$ dB を差し引く．

図 3.6 に，同期補正込みの強度較正済みスペクトログラムを示す．不連続な強度変化は見られず，適切に較正が行われたことを確認できる．

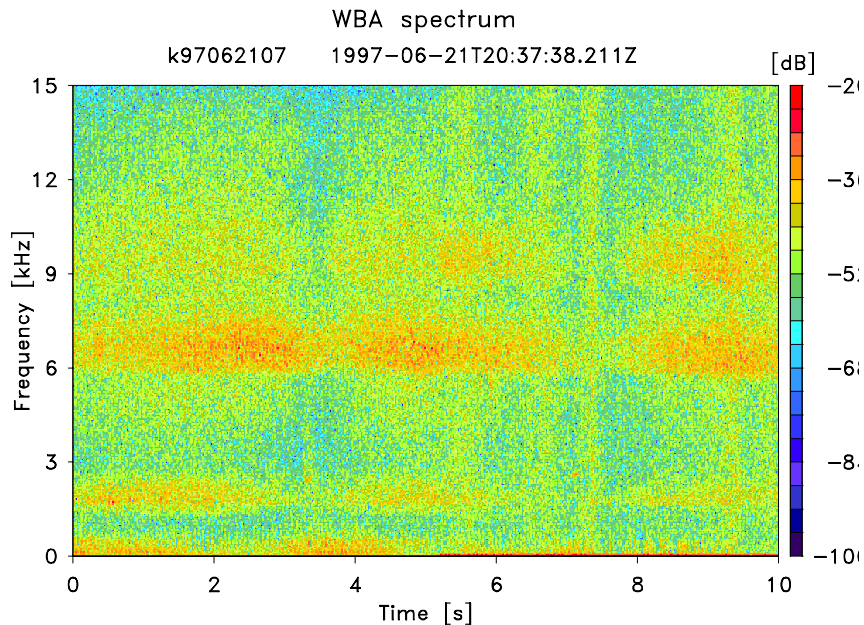


図 3.6: 同期補正後に強度較正したスペクトログラム

3.4 スペクトル強度分布を利用したデータ抽出法

本節では，強度較正済みの WBA スペクトルデータを対象に，強度分布に基づいた電磁波抽出手法を提案する．対象とするスペクトログラムを図 3.7 に示す．このスペクトログラムは，48kHz サンプリングの WBA データに対し，4000 点毎に 4096 点 FFT を適用し得られたもので，時間，周波数分解能はそれぞれ約 83ms，12Hz である．スペクトログラム中の，0~2kHz と，4~6kHz に見られる，時間経過に伴い周波数が上昇する成分の連なりはコーラスと呼ばれ，地球磁場が擾乱から回復する過程で頻繁に観測されることから，そうした磁気嵐の発生・回復機構との密接な関わりが議論されている [Sazhin and Hayakawa, 1992]．

図 3.7 に示す 20 秒間のスペクトログラムから，0~2kHz，4~6kHz，8~10kHz の 3 つの帯域のエネルギー（累積密度）を求め，その度数分布を示した図がそれぞれ，図 3.8，図 3.9，図 3.10 である．度数の総和はいずれも 240 点（スペクトログラムの時間方向点数）である．帯域中に強い波動が見られない 8-10kHz

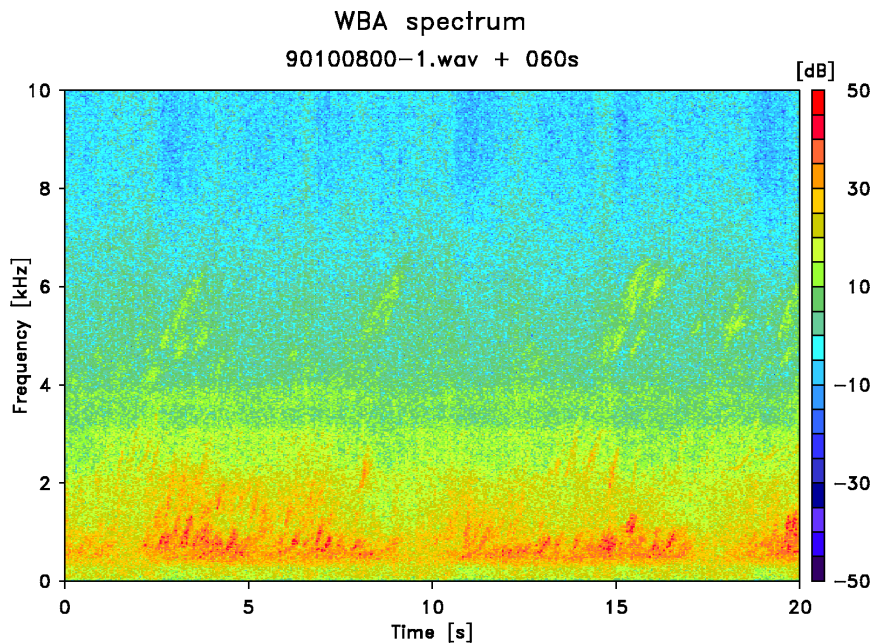


図 3.7: コーラスの含まれるスペクトログラム例

のエネルギーは，ガウス分布に近い分布を示したが，コーラスの成分が見られる 0-2kHz，4-6kHz でのエネルギーは，強度の強い方向への分布の広がりが見られる．そこで，強度分布の平均値から離れた大きな強度を持つ点以外を閾値処理で抑圧することで，スペクトログラム上でのコーラスの抽出を試みた．閾値は，強度分布の平均 μ と分散 σ から， $\mu + 1.28 \times \sigma$ で，周波数毎に算出した．これは，ガウス分布で累積密度分布がおよそ 9 割となる値で，この閾値設定によって分布の上位に属する点のみが残るため，背景雑音に比して大きな強度を持つスペクトルのみが抽出されると考えられる．

提案手法によるスペクトル抽出例を示す．7kHz 以上の高周波帯域には不要と思われる点も多く残ってしまっているが，およそ 6kHz 以下の帯域においては，コーラスのスペクトル形状が鮮明に抽出できていることがわかる．この抽出結果を利用し，例えば残った点の密度が大きい帯域のみを選択することで，簡易的なデータ選別が可能である．

位相や波形情報を用いずに強度スペクトルのみを用いて雑音と重要電磁波を区別することには限界があるため，提案手法は抽出精度の面では効果的と言えない．しかしながら，単純な手法であるが故に，衛星機上に同様の処理を組み込むことも容易である．多数のサンプルから平均と分散を求めることは計算負荷が大きい，リアルタイム性が求められる場合においても，かぐやのデータ選

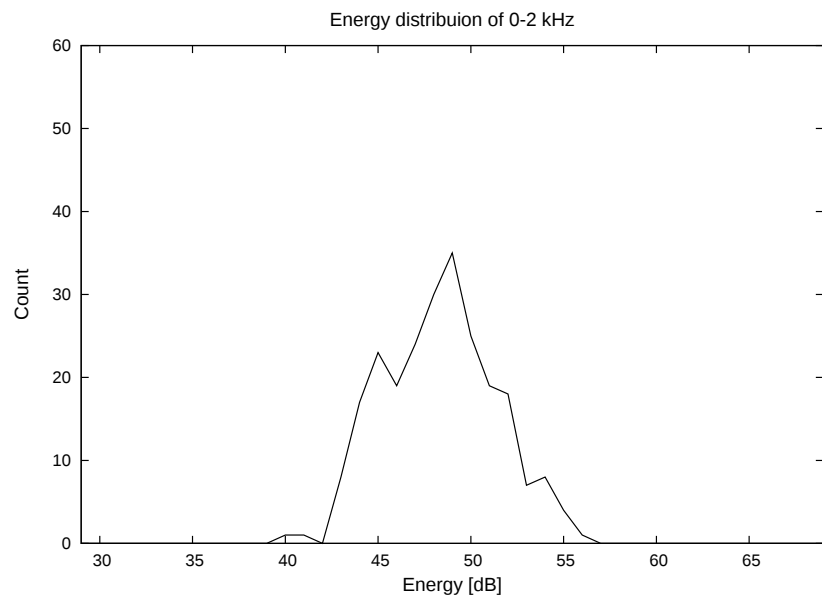


図 3.8: 0~2kHz のエネルギー度数分布

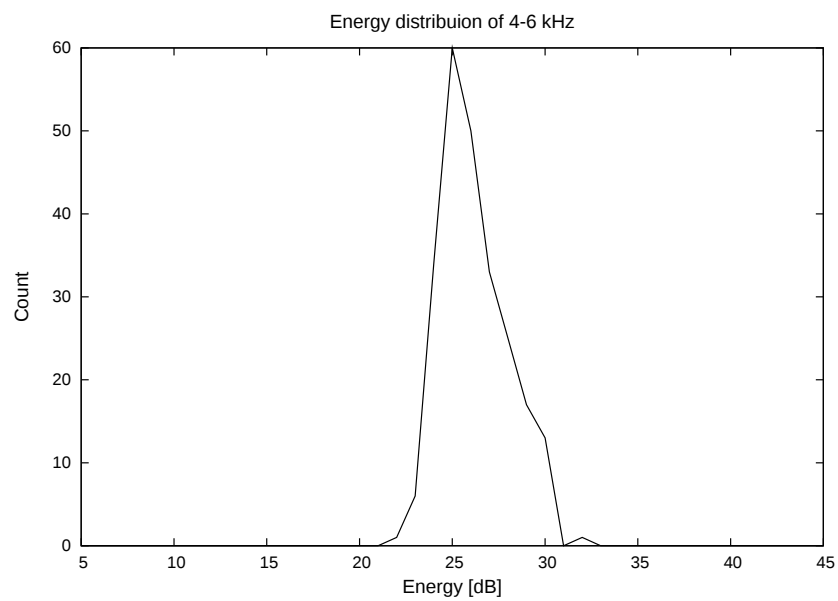


図 3.9: 4~6kHz のエネルギー度数分布

別機能のように対象サンプル数を減らしたり，あるいは適応フィルタを用いた閾値の簡易的な更新等，実装手法を工夫することで，対応が可能だと考えられる．このように，地上でのデータ解析手法を検討することで，衛星機上観測装置における処理の高度化，ひいては観測の高効率化に繋げることが期待される．

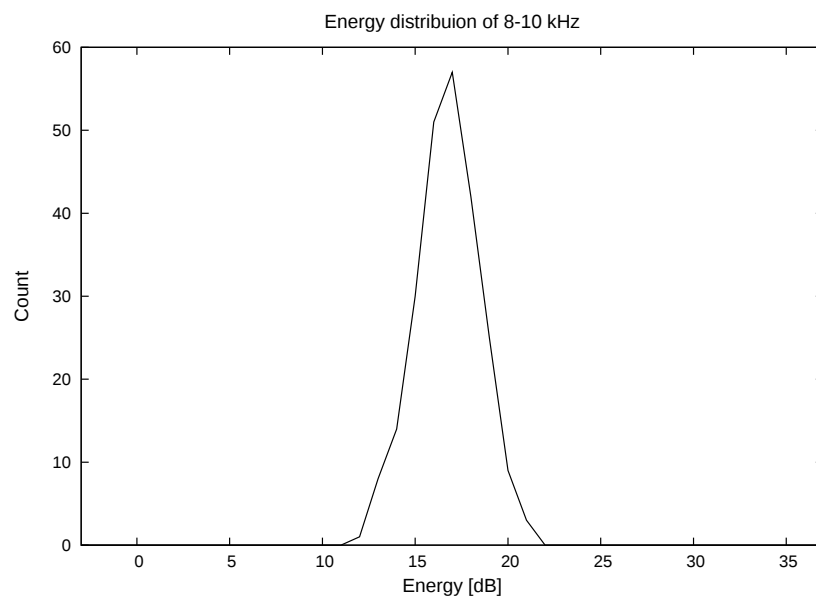


図 3.10: 8~10kHz のエネルギー度数分布

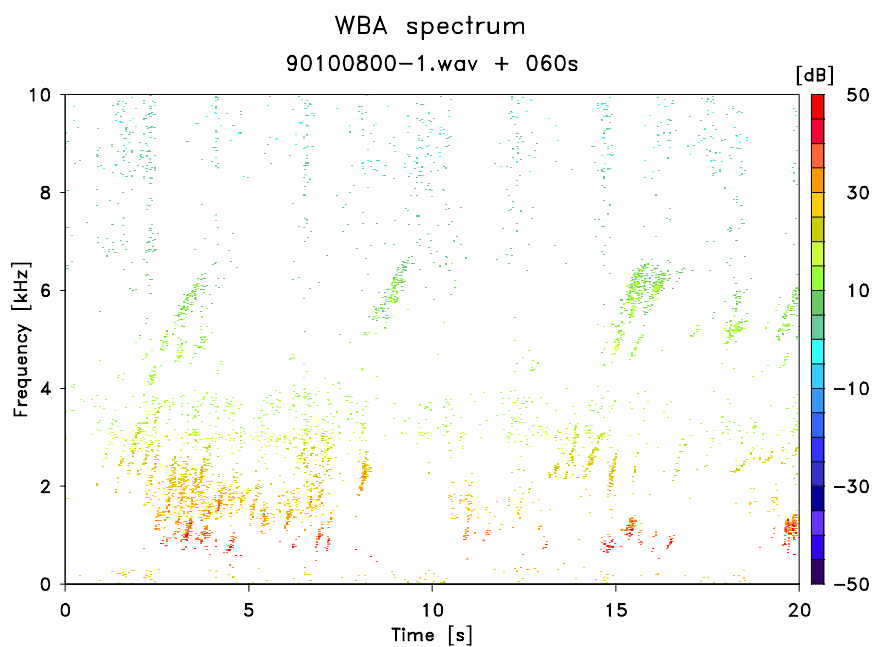


図 3.11: 図 3.7 の強度分布を基にしたスペクトル抽出結果

第4章 あけぼの VLF/WBA 長期観測データを用いた雷ホイスラの統計解析

あけぼの衛星で頻繁に観測される波動現象のひとつに雷ホイスラと呼ばれる電磁波がある．本章では，長期間の WBA データから自動検出した雷ホイスラの観測頻度を，空間・時間の条件毎の分布にまとめ，先行研究との比較から特徴及びその要因を考察した．

4.1 雷ホイスラ

雷ホイスラは，その名の通り雷放電を起源とする VLF (Very Low Frequency, 超長波) の一種である [Helliwell, 1965] ．雷から放出されたエネルギーの大部分は，地表と電離圈の間を導波管として伝搬し，空電 (sferics) と呼ばれる [Bernstein et al., 1974] ．一方で，エネルギーの一部は電離圈を通り抜けて，地球磁場の磁力線に沿う経路で反対半球まで伝搬する．この電磁波は，地球の電離圈プラズマ中を伝搬する過程で分散性を持つ，すなわち，高周波成分ほど速く伝搬する性質を示す．この分散の度合いは伝搬経路上の電子密度分布，経路の距離，そして背景磁場の強度に依存することが知られている [Helliwell, 1965] ．雷ホイスラは，雷が波源となり，またその観測可能性が電離圈の状態に大きく左右されることから，地上の雷活動度や，電離圈及びプラズマ圏の電子密度変動を推定するリモートセンシングツールとしての応用が期待される．

雷ホイスラの伝搬イメージを図 4.1 に示す．赤い矢印付き曲線が雷ホイスラを表し，雷放電から発生，そして電離圈を通過し，地球磁場の磁力線に沿って反対半球まで伝搬する様子を示す．このように，北，あるいは南半球から沿磁力線経路を 1 回伝搬し，反対半球の地上で観測される雷ホイスラを 1 ホップ (one-hop) あるいはショートホイスラと呼ぶ [Helliwell, 1965] ．伝搬の条件によっては，宇宙から地上に向けた電離圈への入射において反射が起こり，さらにそれが同一経路を再度伝搬した後発生源側の半球で観測されることがある．このような過程を経て観測された雷ホイスラを 2 ホップ (two-hop) あるいはロングホイスラと呼ぶ．以下同様に，同一経路の伝搬回数に応じて，ホップ数が増加する．まとめると，発生源の反対半球では奇数ホップの雷ホイスラ，同半球では偶数ホップの雷ホイスラが観測される．また，科学衛星では，ショートホップに満たない，すなわち地上に到達する前の雷ホイスラが観測され，そのような雷ホイスラ

をフラクショナルホップホイスラ (fractional-hop, 0+) [Helliwell, 1965; Smith and Angerami, 1968] と呼ぶ。以上の説明は理想的な沿磁力線伝搬を前提としているが、雷ホイスラが沿磁力線伝搬を可能とするためには、磁力線の周りに周囲よりも電子密度の高い筒状の領域の存在を仮定する必要がある、その領域のことを導波管になぞらえて“ダクト”と呼ぶ。伝搬過程におけるダクトの有無の観点で雷ホイスラを大別すると、ダクト内を磁力線に沿って伝搬するダクト伝搬と、ダクトがなく、磁力線から逸れていくノンダクト伝搬に分けられる。ノンダクト伝搬のホイスラは地上に向けて電離圏を透過することが困難なため、地上で観測可能なのは原則的にダクト伝搬ホイスラのみであるが、一方で科学衛星は両者ともに観測できる。その時々々のダクトの存在は時間・場所ともに限定的であるため、科学衛星で観測される雷ホイスラの多くはノンダクト伝搬のフラクショナルホップホイスラであると考えられている [Helliwell, 1965]。

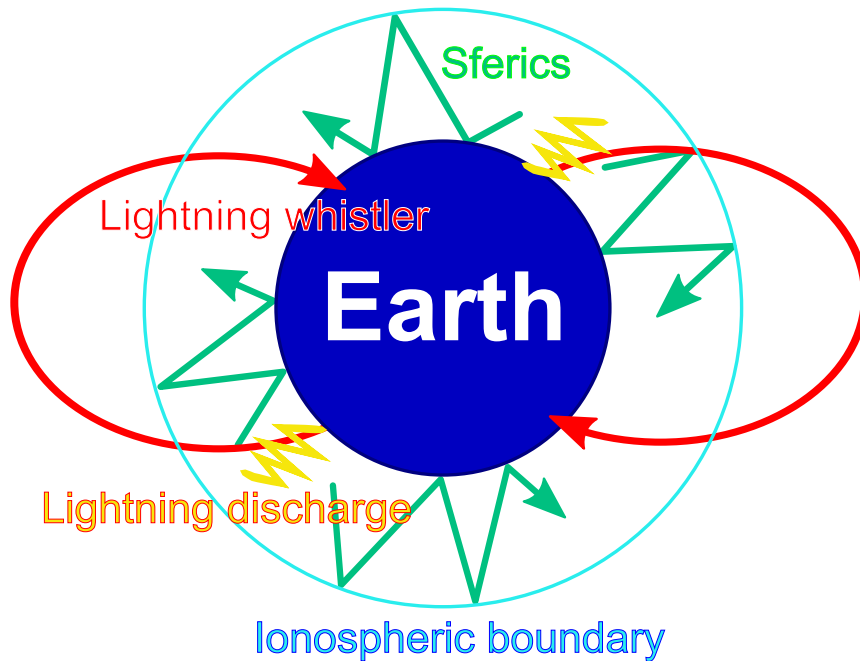


図 4.1: 雷ホイスラの伝搬イメージ

雷ホイスラを始めとしたホイスラモードで伝搬する VLF 電磁波の伝搬遅延時間 $t[s]$ は、周波数を $f[\text{Hz}]$ とし、伝搬経路の微小区間を ds とした経路全体の積分として、

$$t \simeq \frac{1}{2c} \int \frac{f_p}{(f_c f)^{1/2}} ds \quad (4.1)$$

と表せる [恩藤, 丸橋, 2000] . ここで, c は光速, f_p は伝搬経路上の各点におけるローカルな電子プラズマ周波数, f_c は同じくローカルな電子サイクロトロン周波数である. 電子の個数密度を $N[\text{m}^{-3}]$, 電荷を $e[\text{C}]$, 質量を $m[\text{kg}]$, 真空の誘電率を ϵ_0 とすると, 電子プラズマ周波数 $f_p[\text{Hz}]$ は,

$$f_p = \sqrt{\frac{Ne^2}{4\pi^2 m \epsilon_0}} \simeq 9\sqrt{N} \quad (4.2)$$

であり, また電子サイクロトロン周波数 $f_c[\text{Hz}]$ は, 磁束密度を $B[\text{nT}]$ として,

$$f_c = \frac{eB}{m} \simeq 28B \quad (4.3)$$

と表せる. すなわち, 雷ホイスラの各周波数成分の伝搬遅延時間は, 伝搬距離と伝搬経路上の電子密度 N の分布, そして地球磁場の磁束密度 B の分布によって決定される. 式 4.1 において, 同一時刻に同一経路上を伝搬するのであれば, $\frac{1}{2c} \int \frac{f_p}{(f_c)^{1/2}} ds$ は $\frac{1}{\sqrt{f}}$ に対する伝搬遅延の度合いを表す比例定数とみなすことができる. その値を分散値 D と呼ぶ.

これまでに, 地球の磁気圏及びプラズマ圏での様々な波動・粒子現象と, 雷ホイスラの物理的な関連性が活発に議論されてきた. 例えば, プラズマポーズの発見 [Carpenter, 1963] や, 赤道域電子密度の推定 [Park, 1974; Tarcsai et al., 1988] に雷ホイスラが利用された. また, 放射線帯 (Van Allen radiation belts) の電子降下 [Peter and Inan, 2004; Bortnik et al., 2006] や, スロット領域での電子消失過程 [Bortnik et al., 2003; Rodger et al., 2003; Meredith et al., 2007] への寄与が考察されている. さらに, 雷ホイスラがプラズマ圏ヒスの起源となる可能性については, 長年議論が続いている [Sonwalkar and Inan, 1989; Bortnik et al., 2008]. こうした物理現象に対する雷ホイスラの寄与を正確に評価するためには, 経緯度や地方時, 季節, 太陽活動などに対する雷ホイスラの特性を包括的に理解することが必要不可欠となる.

雷ホイスラの波源となる雷については, 近年の科学衛星観測により, 活動度の平均的分布が徐々に明らかになってきている. Boccippio et al. [2000b]; Petersen and Rutledge [2001]; Christian et al. [2003] は, MicroLab-1 衛星搭載の OTD (Optical Transient Detector) [Boccippio et al., 2000a], TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星 [Kummerow et al., 1998, 2000] 搭載の LIS (Lightning Imaging Sensor) [Christian et al., 1999] の観測データを用いて, 雷活動度の全球的な分布と季節変化を示した. Micro-Lab1 衛星は, 高度 740km,

軌道傾斜角 70° で、1995 年 4 月から 2000 年 4 月まで運用された。OTD 観測装置は、地理緯度 $\sim \pm 75^\circ$ における雷を検出可能であった。また、LIS 観測装置は、1997 年 11 月から現在まで引き続き運用中であり、高度 350km (2001 年 8 月に 402km まで引き上げ)、軌道傾斜角 35° の軌道から、地理緯度 $\sim \pm 38^\circ$ における雷を検出する。地理緯度 $\pm 75^\circ$ を超える高緯度範囲での雷発生は非常に低頻度であるため、OTD と LIS の観測データを組み合わせることで、実質的に全球の雷をカバーできる。この組み合わせデータの利用により、雷活動度の日変化が包括的かつ詳細に解析された [Blakeslee et al., 2014]。

一方、WWLLN (World Wide Lightning Location Network) によって、雷の地上検出も行われている [Rodger et al., 2004, 2005, 2006; Dowden et al., 2008]。現在のところ、WWLLN の絶対的な検出精度は衛星観測に劣るが、統計的な検出傾向は両者間で一致している [Christian et al., 2003; Rodger et al., 2006; Lay et al., 2007]。また、WWLLN の検出精度が徐々に向上していることが確認されている [Rudlosky and Shea, 2013]。

ハンガリーのティハニーにある観測所では、地上観測による雷ホイスラの統計的な研究がなされている [Tarcsei et al., 1988; Collier et al., 2006; Lichtenberger et al., 2008]。彼らは、ティハニーでの雷ホイスラ観測頻度の季節変化・日変化と、南アフリカでの雷活動度との比較を行った。南アフリカは、ティハニーの磁気共役点にあたる地域で、ここで発生した雷が、ティハニーで観測される雷ホイスラの主な波源になっていると推定される。また、WWLLN データとの相関解析からは、雷ホイスラの波源となる空電が電離圏突入前に中長距離を導波管伝搬することにより、磁気共役点から非常に離れた地域で発生した雷が波源となる可能性が示された [Collier et al., 2009]。同種の相関解析は、ニュージーランドのダニーデンで地上観測された雷ホイスラに対しても行われた [Collier et al., 2010]。

本章では、あけぼの WBA データの統計解析から雷ホイスラの観測頻度分布を導出し、OTD 及び LIS 観測から得られた雷活動度と比較した。さらに、ティハニーでの地上観測による統計解析結果とも比較し、本研究における衛星観測結果との共通点や差異について議論する。

4.2 WBA スペクトルデータからの雷ホイスラ検出

本節ではWBA スペクトルデータからの雷ホイスラ検出手法について述べる．WBA データ中の雷ホイスラは本手法によって自動的に検出され，その時刻，周波数の上限・下限，分散値が導出される．なお，検出前には，第3.3節で述べた強度較正処理を行っている．

図4.2に，雷ホイスラが含まれるスペクトログラム ($f-t$ 図) を示す．スペクトログラムの時間・周波数分解能は，第3.3節で示したものと同一の 20ms, 50Hz である．スペクトログラム中，カタカナの「ノ」を縦に細長くして左右逆にしたような形に強い強度が現れているのが雷ホイスラである．

ハンガリー，ティハニーの地上観測においては，Lichtenberger et al. [2008] によって雷ホイスラの自動検出システムが開発された．また，Fiser et al. [2010] は，DEMETER 衛星 [Berthelier et al., 2006] の ICE 観測装置のデータからフラクショナルホップホイスラを検出するシステムを開発した．彼らのシステムでは，雷ホイスラのスペクトル形状の理論モデル，あるいは経験的モデルとスペクトログラムとの2次元画像相関解析により，雷ホイスラを検出している．我々が用いた検出手法は，2次元画像上でのパターンマッチングという点では彼らの手法と似ているが，そこに至るまでのアプローチにおいては異なった処理をしている．次の第4.2.1節でその処理の概要を述べる．

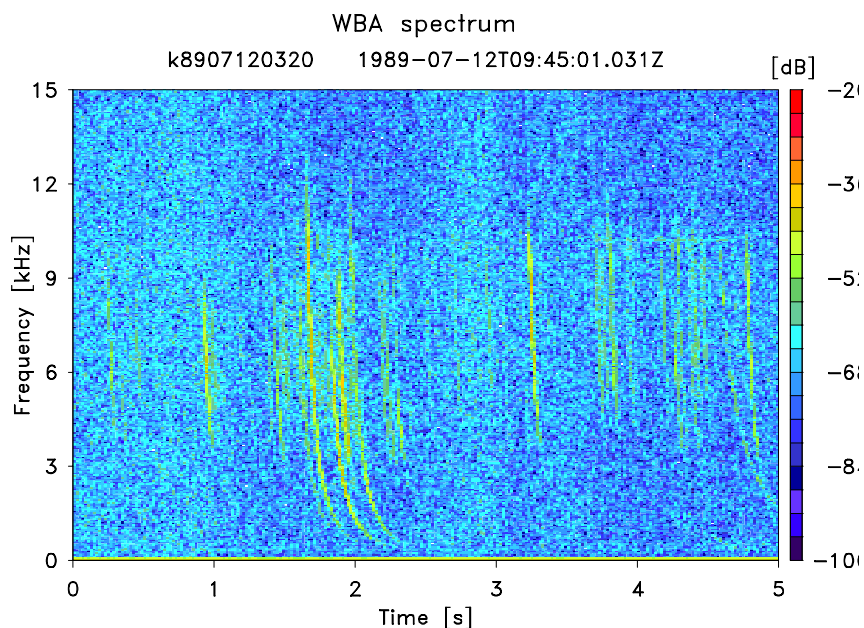


図 4.2: 雷ホイスラが観測されているスペクトログラムの例

4.2.1 検出処理の流れ

雷ホイスラの周波数スペクトルにおいて、周波数 f の成分の観測時刻 t は、近似的に以下の式 (4.4) で表されることが知られている。

$$t_2 - t_1 = D \cdot \left(\frac{1}{\sqrt{f_2}} - \frac{1}{\sqrt{f_1}} \right) \quad (4.4)$$

式中の変数の関係を図で示したのが図 4.3 である。式 (4.4) 中、 D は雷ホイスラの分散値、 t_1 と f_1 は、雷ホイスラスペクトルの任意の成分の観測時刻と周波数、 t_2 と f_2 はその後に続く成分の観測時刻、周波数を示す。厳密には、ひとつの雷ホイスラにおいて分散値 D は定値ではなく、 f の関数となる [Helliwell, 1965] が、本論文では、各周波数成分の観測時刻と周波数から導出可能な定数として取り扱う。式 (4.4) を変形して、周波数と時刻の差分を使って表すと以下の式 (4.5) のようになる。

$$\Delta t = D \cdot \Delta \frac{1}{\sqrt{f}} \quad (4.5)$$

ここで、 Δt は 2 成分間の時刻差分、 $\Delta(1/\sqrt{f})$ は、対応する周波数間の平方根の逆数 ($1/\sqrt{f}$) の差分である。式 (4.5) の形に合わせてスペクトログラムの縦軸を周波数 f から、 $1/\sqrt{f}$ に変換すると、図 4.4 に示すように雷ホイスラは傾きを持った直線として現れる。この性質を利用して、 $1/\sqrt{f} - t$ 図上で直線を見つけ出すことで雷ホイスラの検出を行った。本研究では、分散値の範囲を整数で 1 から $180\text{s}^{1/2}$ とし、各分散値に対応する傾きを持つ直線をひとつひとつ当てはめ、最もよく適合した直線の持つ傾きをその雷ホイスラの分散値とした。

以上の処理の流れをより詳しく箇条書きでまとめると、以下のようになる。

1. スペクトログラムの縦軸を周波数 f から $1/\sqrt{f}$ に変換する。
2. $1\text{kHz} \sim 15\text{kHz}$ に相当する範囲を $1/\sqrt{f}$ の軸で等間隔になるよう 30 帯域 (バンド) に分割し、各帯域の平均強度を算出する。
3. スパイク状の広帯域ノイズ (時間軸に垂直な傾き 0 の直線) を抑圧するために、各バンドについてすぐ下のバンドとの強度の差分を取る。
4. 差分スペクトログラムを二値化する。その際の閾値は $\mu + 1.28\sigma$ で決定され、ここで μ と σ はそれぞれ一定区間内の差分スペクトログラムの平均と標準偏差を表す。本研究では 10 秒を 1 区間とした。差分スペクトログラムは縦軸が 29 バンド、横軸の時間分解能は 20ms であることから、区間内のスペクトル点数は $29 \times 500 = 14500$ となる。

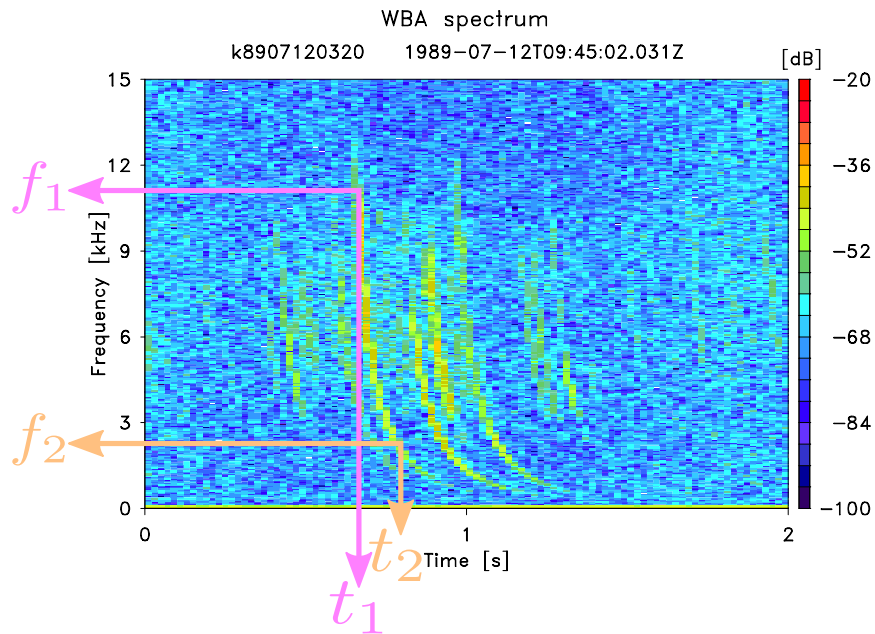


図 4.3: 雷ホイスラスペクトルにおける周波数と時刻の関係

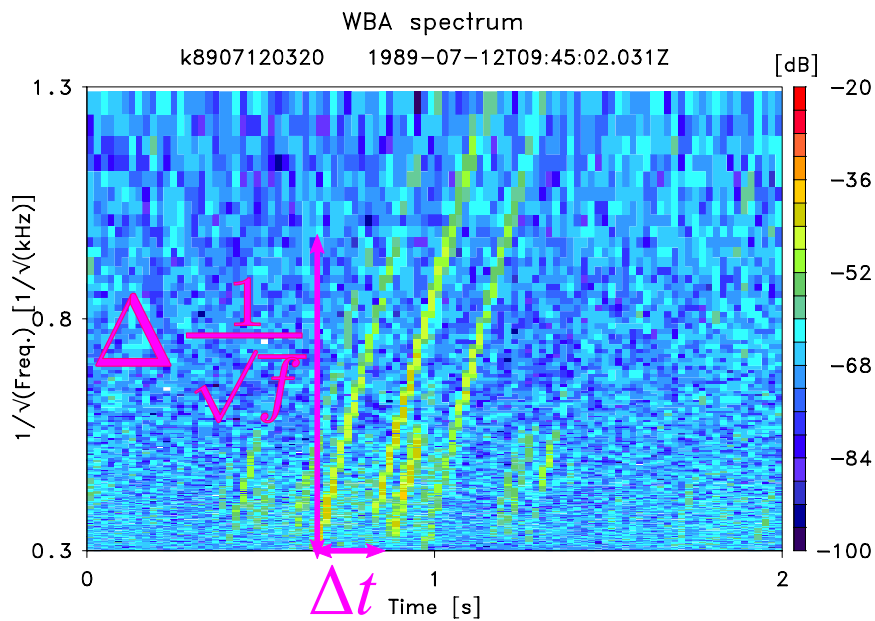


図 4.4: $1/\sqrt{f} - t$ 図上での雷ホイスラ

- 整数 1 から 180 の分散値に対応した傾きを持つ直線のテーブルと，二値化スペクトログラムのパターンマッチングを行うことで，雷ホイスラ候補を探索する．29 バンド中 6 バンド以上がマッチするテーブルがあれば，その直線を雷ホイスラ候補として扱う．

6. 短時間に複数の雷ホイスラ候補が見つかった場合は、候補の中で最も適合度の高いものを抜粋する。

上記処理を大別すると、1~3 が雷ホイスラスペクトルの直線変換と雑音低減処理、4~6 が直線検出とその傾き算出、絞り込み処理である。本検出処理は、第3.4節でのコーラス抽出処理と同様、予め長期大量データにアクセスするような前処理は必要としないため、機上ソフトウェアへの実装にも応用しやすい設計である。なお、検出処理中のスペクトル強度はすべて線形で扱っている。図4.2~図4.5のように図示する場合のみ、dB 単位の数値表示で強度を示している。

4.2.2 検出例

スペクトログラム上での雷ホイスラ検出例を図4.5に示す。黒線でなぞられているのが検出された雷ホイスラである。目視の判断に基づく、検出されていない雷ホイスラが見受けられるが、これは検出漏れよりも誤検出を抑制することに重点を置いた結果となる。ここでの誤検出とは、雷ホイスラではない別の波動を雷ホイスラとして検出してしまうことを指し、例えば、周期的に強度が変わるような比較的広帯域な波動などが誤検出されることがある。

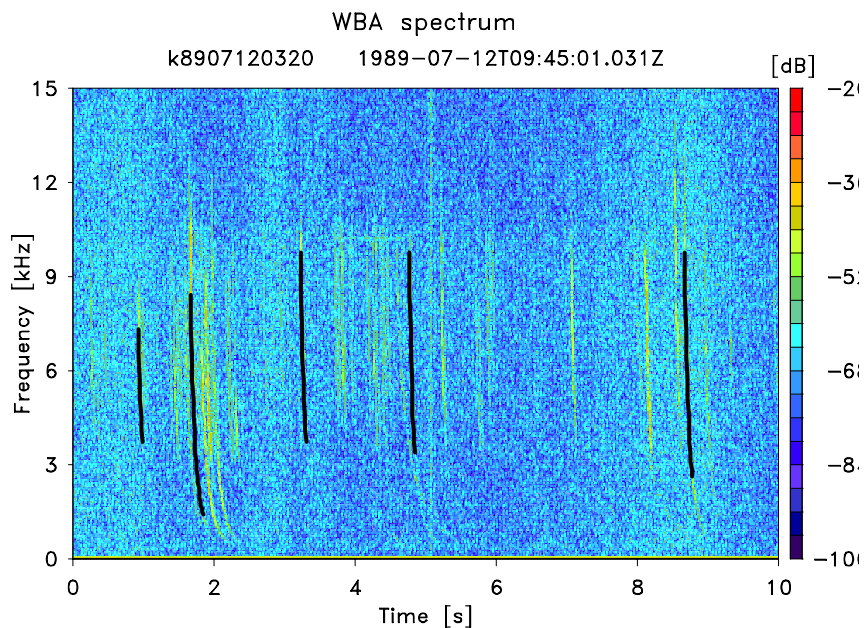


図 4.5: スペクトログラム上での雷ホイスラ検出例

4.3 USC データを用いた雷ホイスラ統計解析

本節では，WBA 観測の中で特に USC 局からの追跡で得られたデータから雷ホイスラを検出し，主に観測頻度に着目して統計解析を行った．以下，USC 局からの追跡で得られた WBA データを USC データ，同 ESR 局から得られたデータを ESR データと呼ぶ．

本節で対象となる USC データは，1989 年 2 月から 2010 年 12 月までの約 22 年間分であり，最大 2 時間程度の WAVE ファイル 6000 個以上に相当する．電界観測データからの検出例は観測時間に対する比として非常に少なく，有意な統計を得ることが難しいと判断したため，磁界観測データのみを用いたが，それでも総観測時間は約 96705 分，その間検出された雷ホイスラ数は 91401 となった．

4.3.1 分散値分布

図 4.6 は検出された雷ホイスラの分散値毎の個数を表した正規化度数分布である．横軸は雷ホイスラの分散値，縦軸は総検出数（91401）で正規化された雷ホイスラ検出数である．この図から，雷ホイスラの分散値はおよそ $D = 25\text{s}^{1/2}$ を中心に分布し，ほとんどが $80\text{s}^{1/2}$ 以下の分散値を持つことがわかる．また， $D > 80\text{s}^{1/2}$ の高分散ホイスラ検出事例について，数十例を対象にスペクトログラム上の検出結果を目視で確認したところ，全て誤検出であった．一方，最大で分散値 75 を持つ雷ホイスラについて，スペクトログラム上で実際に雷ホイスラと思われるスペクトル形状が確認できたことから，これ以降の統計解析は， $D < 80\text{s}^{1/2}$ の検出ホイスラのみを対象に行った．この制限により，雷ホイスラ検出数は 87346 個となった．

4.3.2 観測頻度の空間分布

空間分布を示す前に，地磁気座標系に関連した議論でよく用いられる L 値について説明する． L 値は，地磁気座標系で任意の点を通る磁力線と磁気赤道面との交点における地心からの直線距離を，地球半径単位で表した値である．すなわち， L 値によって 1 本の磁力線が特定される．雷ホイスラは地磁気磁力線に沿って伝搬するため，雷ホイスラ観測頻度の空間分布を議論する際に L 値が有用となる．単純な双極子磁場に基づく地磁気座標（ダイポールモデル）においては，座標上の任意の点における地心からの距離を r ，地磁気緯度を θ ，地球半径を R_E とすると， L 値は，

$$L = \frac{r}{R_E \cos^2 \theta} \quad (4.6)$$

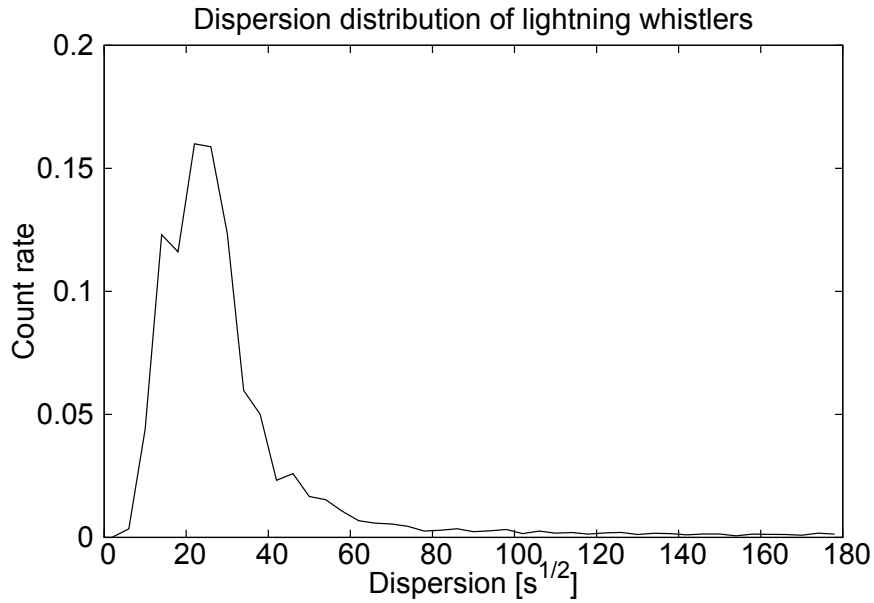


図 4.6: 雷ホイストラの分散値毎の正規化度数分布 (USC データ)

で算出できる．本論文で用いる L 値は，基本的には式 (4.6) で算出された値である．

図 4.7 は USC データでの観測カバー範囲を示す．動径はあけぼのの高度 [km]，角度は磁気緯度 [°] であり，破線に示すように，高度と磁気緯度それぞれに対して 1000km, 10° で領域が分けられ (分割数 $12 \times 18 = 216$)，各領域での観測時間が，右のカラーコードに対応する色で表される．観測が行われていない領域は白色で示す．また，破線の楕円形曲線は内側から順に， $L = 2, 3, 4, 8$ に対応する地磁気磁力線を示す．WBA のデータ取得，つまりあけぼのからのアナログテレメトリ受信が可能なのは追跡局から可視領域内に限られる．USC 局の位置は地理座標で北緯 31.25°，東経 131.08°，地磁気座標で北緯 21.36°，西経 159.26°， $L \approx 1.15$ であり，USC データが得られるのはそこから可視領域内に限られるが，その制約の下においても，南半球の中緯度から北半球の高緯度地域まで広い範囲をカバーしていることがわかる．

図 4.7 に示すカバー領域での雷ホイストラ観測頻度分布を示したのが図 4.8 である．座標については図 4.7 と同様であり，雷ホイストラ観測頻度は単位時間当たりの平均検出数で定義され，右のカラーコードに対応する色で表される．図 4.8 においては，観測時間が 0 ではなくとも，非常に短い場合は季節やローカルタイム等の時間局所性が大きくなることから，平均的な描像を示すには統計的な

Spatial distribution of observation time

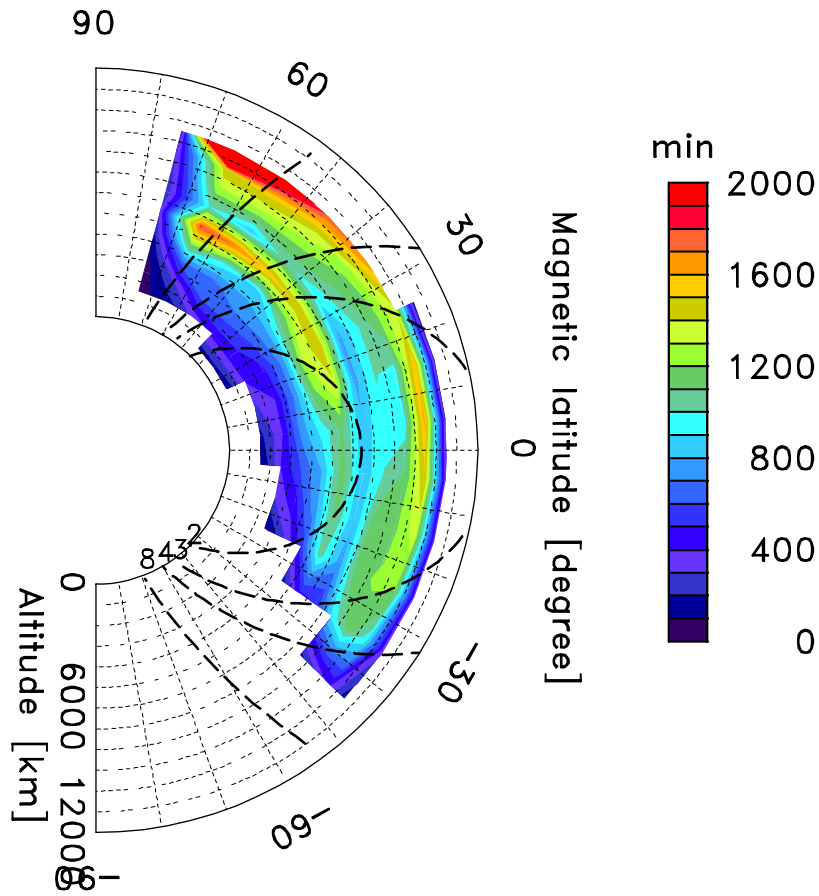


図 4.7: 観測カバー範囲 (USC データ)

信頼性に欠けると判断し、観測時間が全領域の平均観測時間の 1 割に満たない場合は、非観測領域とみなすことにした。ここでの平均観測時間は、総観測時間 (96705 分) を領域分割数 (216) で割った値である。図 4.8 から、雷ホイスラは主に $L < 3$ 、すなわちプラズマ圏内に完全に収まる範囲で主に観測されており、特に $L < 2$ の低緯度領域で顕著に発生していることがわかる。

図 4.9 は、USC データの地理緯度カバー範囲を示している。横軸は地理経度、縦軸は観測時間で、実線は他の条件による制約がない観測時間分布、点線は $L < 3$ 領域での観測時間分布である。あけぼののデータ追跡が可能なのは受信局から可視領域内に限られるため、USC 局の地理経度を中心とした分布となっている。図 4.8 と図 4.9 から、USC データに含まれる雷ホイスラは、主にアジアとオセアニアの低緯度から中緯度地域の雷が波源となっていると考えられ

Spatial distribution of occurrence frequency

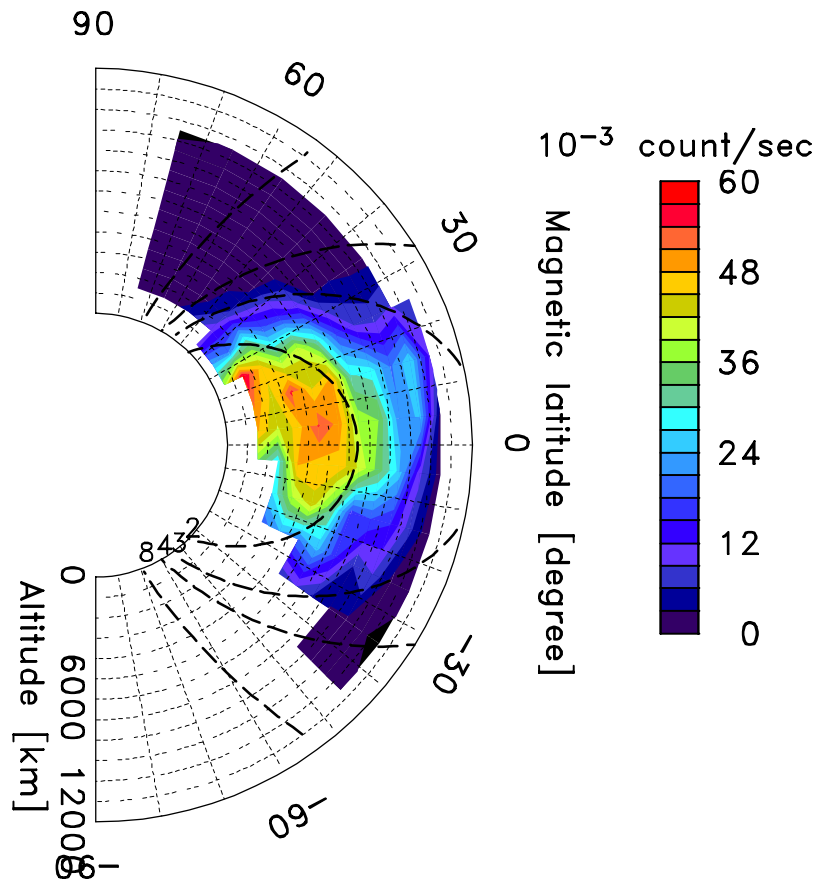


図 4.8: 雷ホイストラ観測頻度の空間分布 (USC データ)

る．しかし，雷から発生した空電は地表-電離圏間を数千 km 伝搬することが可能 [Chum et al., 2006; Santolik et al., 2009; Fiser et al., 2010] であるため，東経 45° から西経 135° 程度の範囲内で発生した雷であれば，USC データ内の雷ホイストラの波源となる可能性も小さくない．

図 4.8 に示すように，雷ホイストラの発生は $L < 3$ 領域が支配的であるため，次節以降の時間分布に関する統計解析においては， $L < 3$ を満たすデータのみを対象とした．この制約により，観測時間と雷ホイストラ検出数はそれぞれ 52655 分，84119 個となった．また，図 4.9 における $L < 3$ 領域のみを対象とした点線分布から，この制約によって地理経度のカバー範囲に偏りは生じていないことがわかる．

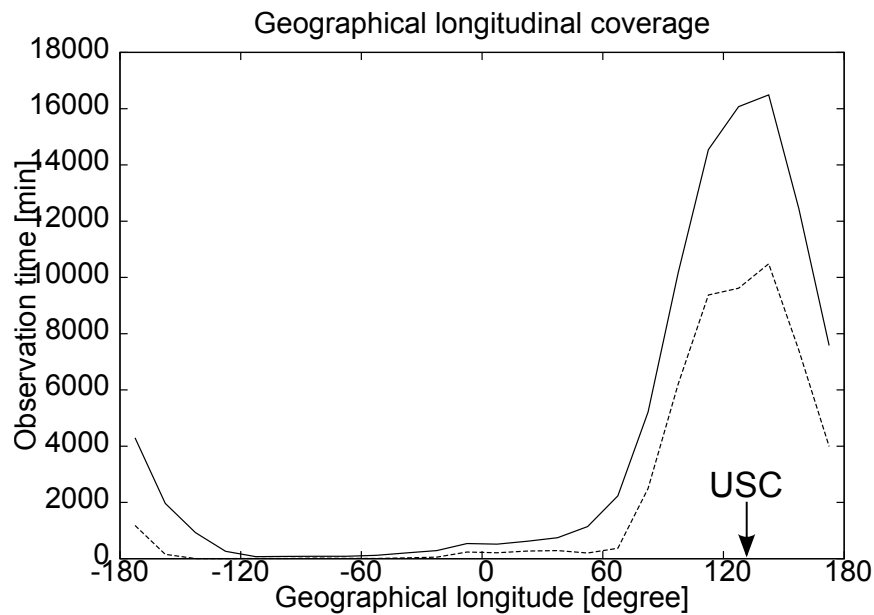


図 4.9: 地理経度カバー範囲（USC データ）

4.3.3 観測頻度の月変化

観測頻度の月変化を図 4.10 に示す．横軸の月は英名称の頭文字で表され，縦軸は観測頻度である．観測頻度は，図 4.8 と同様に，単位時間当たりの検出ホイスラ数で定義される．図から，7 月から 8 月にかけて，及び 12 月から 1 月にかけて，年に 2 回のピークがあることがわかる．また，表 4.1 に月毎の観測時間を示す．この表から，各月とも統計解析に十分な観測時間が得られていると判断した．

表 4.1: 月毎の観測時間（USC）

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.
Time [min]	2529	3319	3990	5188	3612	3700
Month	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Time [min]	5641	5946	5510	5164	3946	3291

4.3.4 観測頻度の日変化

図 4.11 は観測頻度の日変化を示す．横軸は MLT (Magnetic Local Time)，縦軸は図 4.10 と同じ観測頻度である．図から，雷ホイスラは主に夜間に観測され，日中はほとんど発生していないことがわかる．より詳細には，観測頻度は 16 時

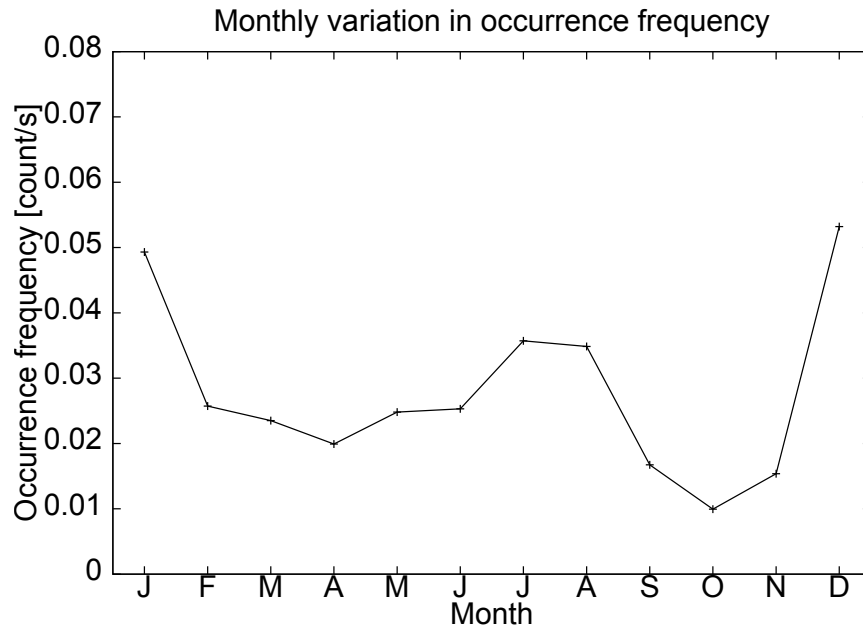


図 4.10: 観測頻度の月変化 (USC データ)

頃から上昇し始め，21 時頃にピークを迎え，そこからはやや低減するものの，深夜から朝まで高頻度を保持している．そして，MLT6~15 時はほぼ一貫して低い頻度となっている．MLT 毎の観測時間は表 4.2 の通りで，深夜の時間帯の観測時間が相対的には短いが，これにより統計的に大きな偏りが生じるほどではないと判断した．

表 4.2: MLT 毎の観測時間 (USC)

MLT [hour]	0	1	2	3	4	5
Time [min]	648	1127	1384	2053	2175	2338
MLT [hour]	6	7	8	9	10	11
Time [min]	2162	2244	1989	2371	2651	2681
MLT [hour]	12	13	14	15	16	17
Time [min]	2476	2336	3137	3396	2755	2579
MLT [hour]	18	19	20	21	22	23
Time [min]	2743	2513	2279	2345	982	472

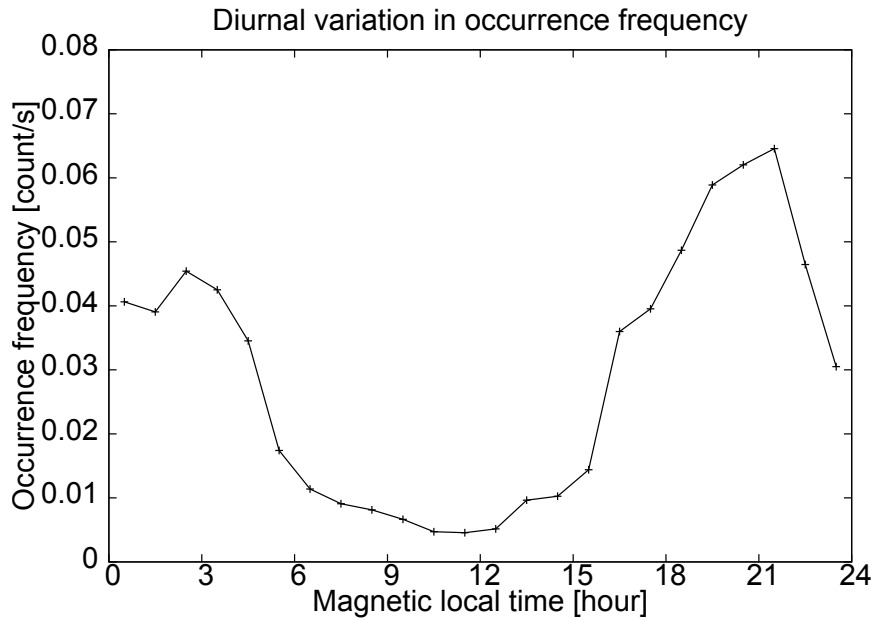


図 4.11: 観測頻度の MLT 変化 (USC データ)

4.4 ESR データを用いた雷ホイスラ統計解析

USC データに引き続き，この節では ESR データを用いた統計解析結果を示す．図の見方は USC データを対象とした場合と同様である．対象となる ESR データの期間は，1999 年 9 月から 2007 年 10 月までの約 8 年間で，WAVE ファイル数にして 3000 以上である．USC データの場合と同様に，磁界観測データのみを扱い，総観測時間は約 26869 分，検出された雷ホイスラ数は 15039 個となった．

4.4.1 分散値分布

図 4.12 は ESR データから検出された雷ホイスラの分散値毎の個数を表した正規化度数分布である． $80s^{1/2}$ 以下の分散値を持つ雷ホイスラが支配的である点は USC と共通だが，異なる特徴として，分散値 20 程度を境にピークが 2 つある分布となっている．この理由は，次節で示す空間分布から推測できるため，そこで改めて述べる．

USC の場合と同様，次節以降の統計解析は， $D < 80s^{1/2}$ の雷ホイスラのみを対象に行った．この制限により，雷ホイスラ検出個数は 13944 となった．

4.4.2 観測頻度の空間分布

図 4.13 は ESR データでの観測カバー範囲を示す．ESR 局の位置は地理座標で北緯 67.89° ，東経 21.11° ，地磁気座標で北緯 65.10° ，東経 116.12° ， $L \approx 5.64$

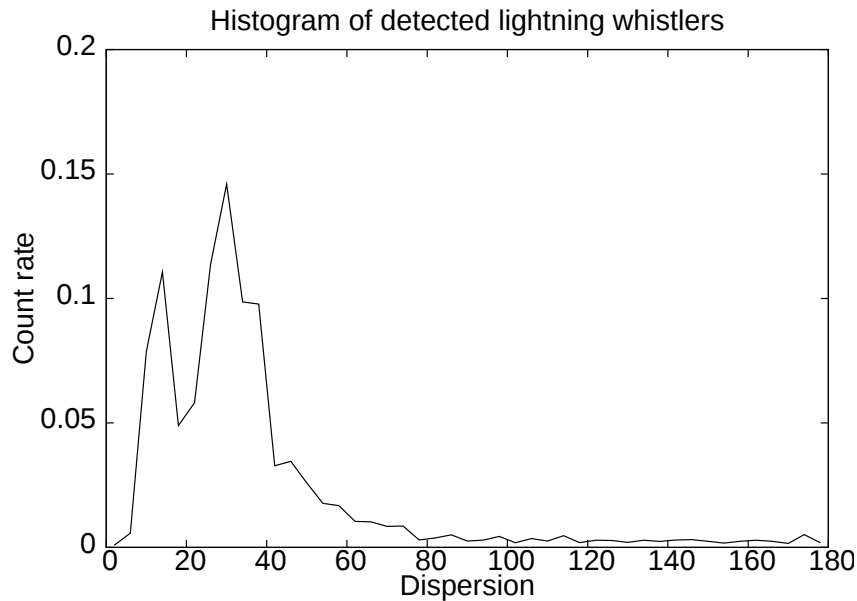


図 4.12: 雷ホイスラの分散値毎の正規化度数分布 (ESR データ)

とかなり高緯度であることから，カバー範囲も北半球高緯度領域に偏っており， $L < 2$ 領域はほとんどカバーできていない．

図 4.13 のカバー領域における雷ホイスラ観測頻度分布を示したのが図 4.14 である．図 4.8 と同様に，極端に観測時間が短い領域は除外している．主な雷ホイスラ観測可能範囲が $L < 3$ に限られる点は USC と共通だが，USC では $L < 2$ 領域の観測頻度の高さが顕著だったのに対し，ESR では $L > 2$ 領域での観測頻度が高い．このように ESR データから検出される雷ホイスラは北半球側の中緯度にて観測されたものが主であるから，北半球を波源とする雷ホイスラは伝搬経路が短い，すなわち分散値が小さく，南半球から伝搬した雷ホイスラは分散値が大きくなりやすい．そのため，図 4.12 の分布ではピークが 2 つできるのだと考えられる．

図 4.15 は，ESR データの地理経度カバー範囲を示している．USC の場合と同様，横軸は地理経度，縦軸は観測時間で，実線は他の条件による制約がない観測時間分布，点線は $L < 3$ 領域での観測時間分布である．やはり ESR 局の地理経度を中心とした分布となっている．図 4.14 と図 4.15 から，ESR データに含まれる雷ホイスラは，主にヨーロッパとアフリカの中緯度からやや高緯度地域の雷が波源になっていると考えられる．次節以降の時間分布に関する統計解析においては，USC の場合と同様に $L < 3$ を満たすデータのみを対象とした．

Spatial distribution of observation time

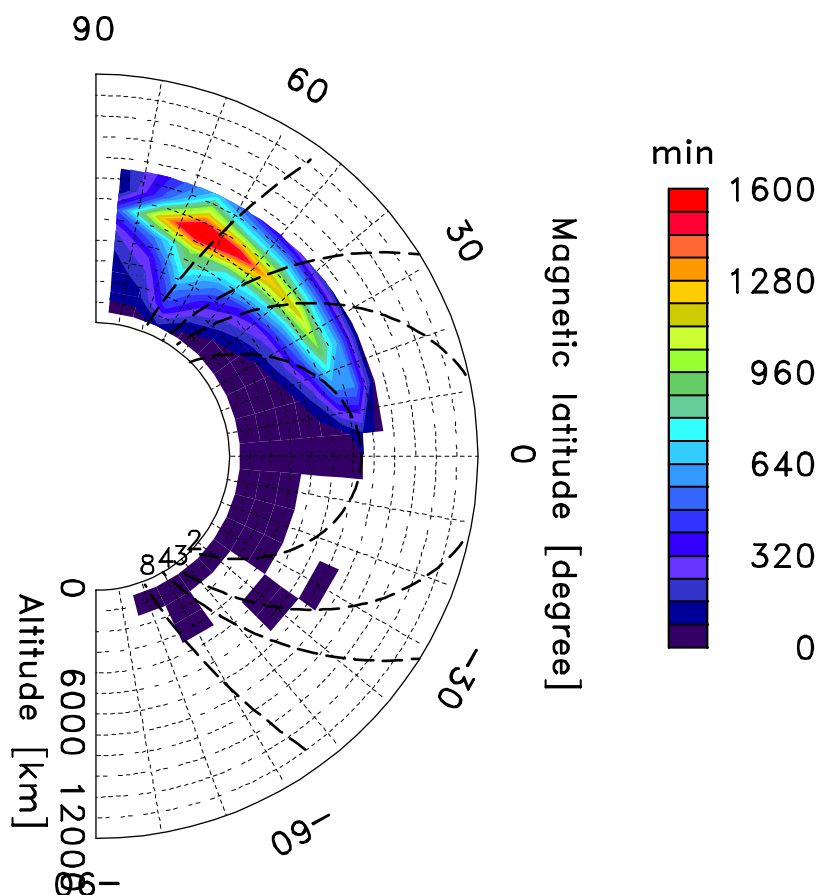


図 4.13: 観測カバー範囲 (ESR データ)

観測時間と雷ホイスラ検出数はそれぞれ 7499 分, 12952 個となった。

4.4.3 観測頻度の月変化

観測頻度の月変化を図 4.16 に示す。3 月から 4 月にかけてと 8 月に大きなピークがあり、さらに、12 月も頻度が高めになっている。表 4.3 に月毎の観測時間を示す。USC に比べると全体的に観測時間が短いですが、最短でも 178 分相当のデータがあり、統計上大きな問題はないと判断した。

4.4.4 観測頻度の日変化

図 4.17 は ESR データから得られた観測頻度の日変化を示す。USC と同様、雷ホイスラは主に夜間に観測され、日中はほとんど発生していないことがわかる。USC に比べると、明け方の頻度下降、夕方の頻度上昇時の頻度変化が急峻であり、夜間においては小刻みに上下しやや不安定ではあるが、21 時に最大頻度を

Spatial distribution of occurrence frequency

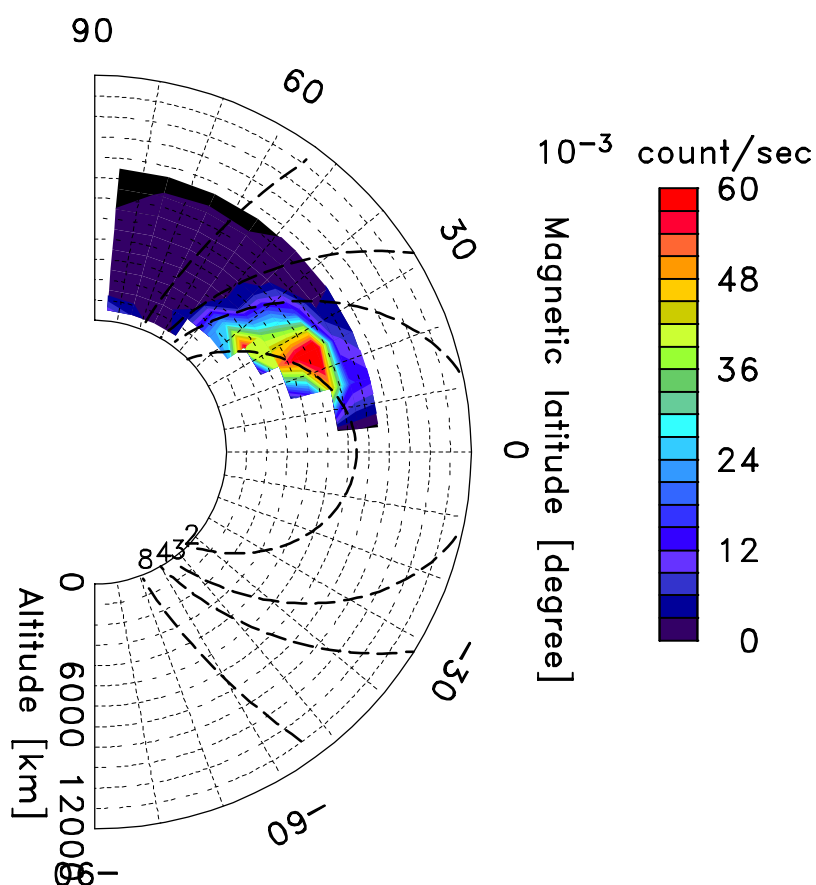


図 4.14: 雷ホイスラ観測頻度の空間分布 (ESR データ)

示す点は USC と共通している．MLT 毎の観測時間は表 4.2 の通りで，MLT は月に比べてさらに分割数が多いことから，各 MLT における観測時間は全体的にさらに短くなっている．この観測時間の短さが，図 4.17 の分布が滑らかにならない原因の一つだと考えられるが，傾向が大きく変わるほどの影響はないと判断した．

表 4.3: 月毎の観測時間 (ESR)

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.
Time [min]	1080	640	368	479	291	178
Month	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Time [min]	654	545	963	869	533	899

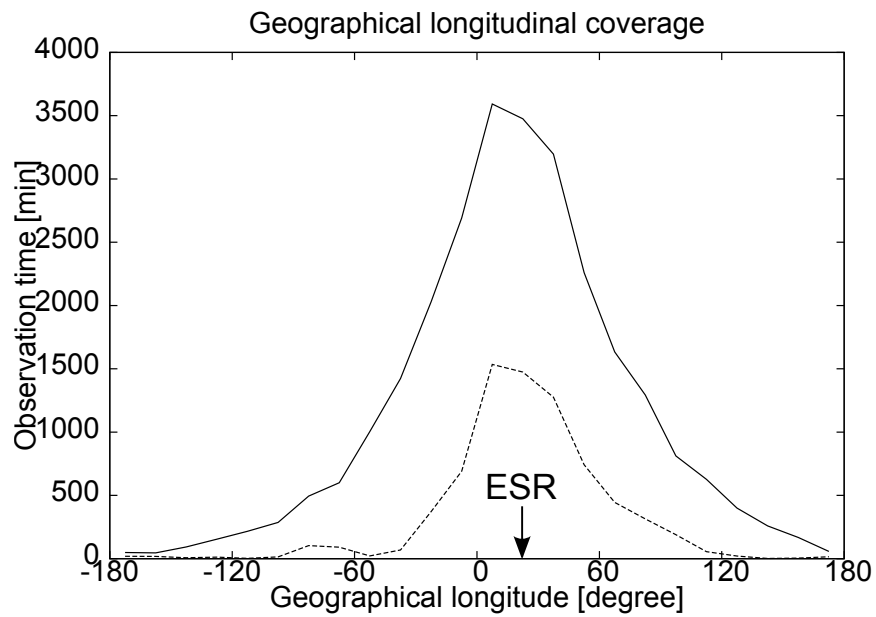


図 4.15: 地理経度カバー範囲 (ESR データ)

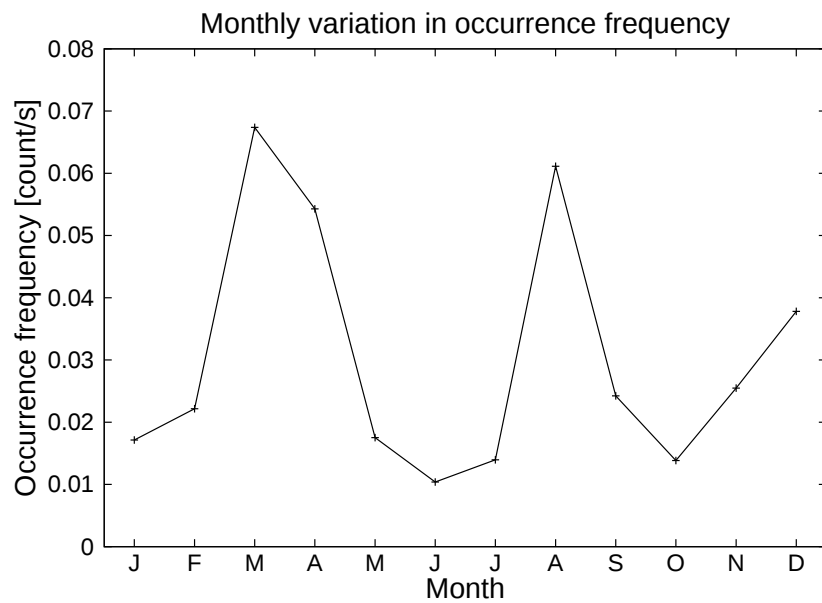


図 4.16: 観測頻度の月変化 (ESR データ)

4.5 考察

4.5.1 空間分布

Lichtenberger et al. [2008]; Collier et al. [2009] は, ハンガリーのティハニーにおいて観測される雷ホイスラは, 観測される地上局の位置よりも高い L 値に相当する経路を伝搬していることを発見した. ティハニー地上局は地理座標で北

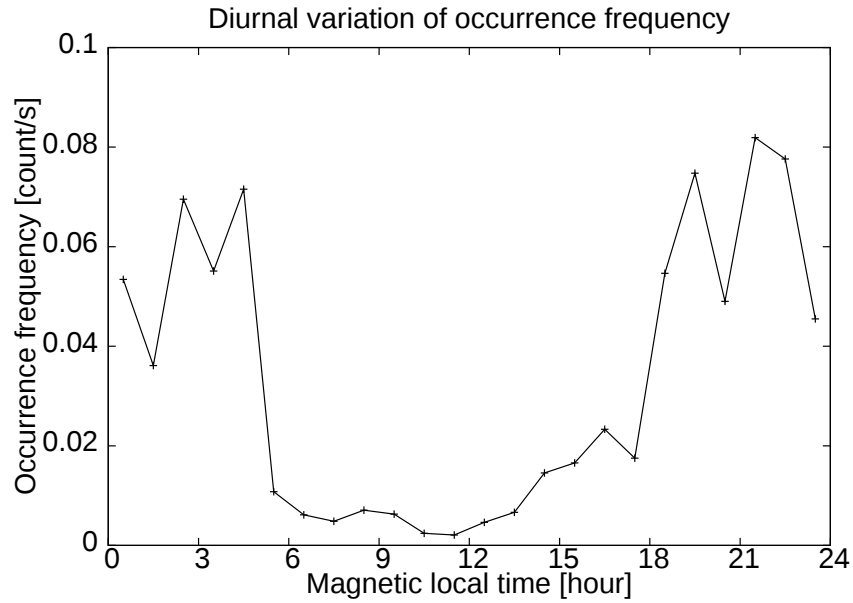


図 4.17: 観測頻度の MLT 変化 (ESR データ)

緯 46.89° , 東経 17.89° に位置しており , 地磁気座標で北緯 45.80° , 東経 100.39° , $L \approx 2.06$ に相当する . そこで検出される雷ホイスラは , 主に $L = 1.75 \sim 3.42$ の範囲で伝搬し , 頻度のピークが現れるのはティハニー地上局よりも高緯度の $L = 2.3$ 程度であることが明らかにされた [Lichtenberger et al., 2008, Figure 12] (図 4.18) . ただし , 彼らの示した L 値の基準はダイポールモデルではなく , より詳細で現実的な地磁気モデルである IGRF [Macmillan and Maus, 2005] から求められており , IGRF を基にしたティハニー地上局の L 値はおよそ 1.8 である . つまり , 実際にはティハニー地上局に繋がる磁力線は , 地磁気赤道において , ダ

表 4.4: MLT 毎の観測時間 (ESR)

MLT [hour]	0	1	2	3	4	5
Time [min]	126	102	226	196	304	201
MLT [hour]	6	7	8	9	10	11
Time [min]	291	378	377	433	401	458
MLT [hour]	12	13	14	15	16	17
Time [min]	599	394	299	306	316	308
MLT [hour]	18	19	20	21	22	23
Time [min]	301	441	386	363	160	133

イポールモデルで考えるよりも地心に近い点を通る曲線となる．いずれにせよ，我々がUSC データから導出した空間分布（図 4.8）で雷ホイスラが $L < 2$ の領域で最も頻繁に観測されていた事と比べると，傾向が大きく異なる．Collier et al. [2009] は，ティハニーで観測される雷ホイスラが観測点よりも高い L の経路をよく伝搬する要因として，低緯度カットオフの存在を挙げている．低緯度カットオフは，低緯度における沿磁力線ダクトが欠乏することで，その領域で雷ホイスラが地上まで伝搬できなくなる境界を指す [Rao et al., 1974]．一方で，衛星観測で見られる雷ホイスラは，ほとんどがノンダクト伝搬のフラクショナルホップであると考えられ [Helliwell, 1965]，このタイプは受信点に至る過程でダクトの存在を必要としない．これが，衛星観測において低緯度領域で観測頻度が高くなる理由だと考えられる．

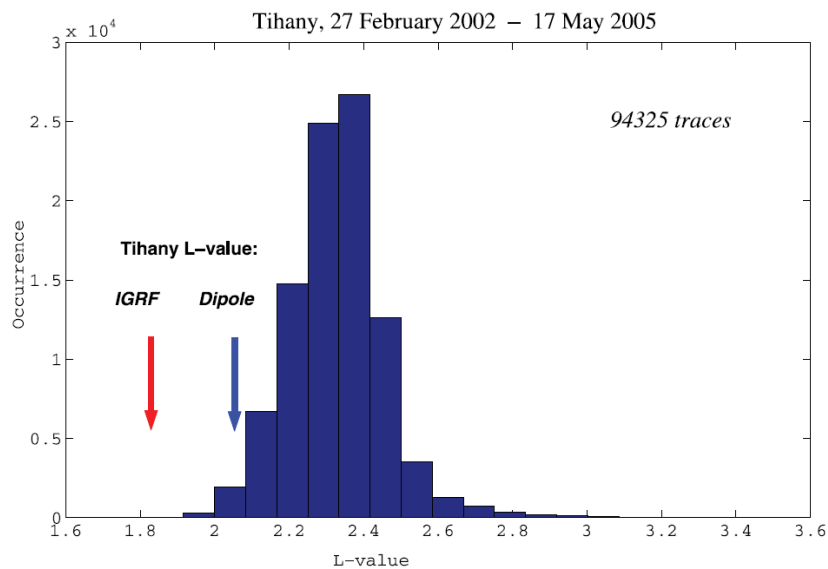


図 4.18: ティハニーで観測された雷ホイスラの伝搬経路 L 値に対する度数分布 (Lichtenberger et al. [2008, Figure 12] から引用)

ESR データに関して， $L < 2$ 領域での雷ホイスラ観測頻度については，そもそも観測時間が短すぎるため議論できないが， $L > 2$ 領域での観測頻度が高いという点は，ティハニーでの地上観測結果と同様である．ESR 局とティハニー地上局はどちらも経度が近い地域に位置していることから，USC 局に対する傾向の違いは，経度の違いによる雷ホイスラの伝搬経路の差異によるもの，すなわち，ESR やティハニー近傍に至る雷ホイスラが，USC 近傍で観測される雷ホ

イスラと比較して、北半球側で地心距離の大きい経路を伝搬しやすいのではないかと考え、プラズマ圏の電磁波伝搬シミュレーションを行う事で、それぞれの地磁気経面における VLF 波動の伝搬経路を調査した。プラズマ波動の伝搬シミュレーションには、レイトレーシング (ray tracing) [Kimura et al., 1985] という手法を用いた。レイトレーシングは、任意の地球磁場モデル、電子密度分布モデルの下で微小区間毎に屈折率を逐次計算することで、電磁波の位置と伝搬方向を更新していく手法である。レイトレーシング実行に当たっては、Kimura and Goto [2010] により公開されている C++ パッケージを利用した。また、利用した地球磁場モデル、電子密度分布モデルはそれぞれ、IGRF [Macmillan and Maus, 2005]、GCPM [Gallagher et al., 2000] で、どちらも、過去の地上・衛星観測に基づいたモデルである。より詳しくは第 5 章で述べる。

今回の調査では、伝搬経路の違いの要因として、地磁気の磁力線に着目した。そこでまず、ESR 局、USC 局が位置する磁気経面においての、IGRF に基づく地球磁力線の様子を図 4.19 に示す。磁気緯度南緯 10, 20, 30, 40, 45 度の地表から伸びる磁力線が、ESR 経面は緑、USC 経面は赤で示される。いずれの場合もモデルに与えた日付は 2000 年 1 月 1 日であり、時刻については、地磁気の広がりやローカルタイムで大きく変わるため、どちらも MLT が 21 時前後になるよう、ESR は 18:00UT、USC は 12:00UT に設定した。図 4.19 から、ESR 局経面における地球磁力線は、特に北半球側で、USC 局経面の磁力線よりも地心に対して外側の経路を通っていることがわかる。

次に、地球磁場モデル IGRF、電子密度分布モデル GCPM の下での VLF 波動のレイトレーシング結果を図 4.20 に示す。地磁気以外についてはなるべく条件を公平にするため、電子密度分布モデル GCPM に与えるパラメータは、時刻については UT を 2000 年 1 月 1 日 21 時、MLT を 21 時に、また K_p 指数は京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター [2015] の公開データを基に 3.67 に設定した。つまり、ESR、USC どちらも異なる磁気経面を基準とした分布を仮定している。ただし、電子密度分布は地球磁場に大きく影響を受けるため、基準とする経面やローカルタイムが同じでも、その場の磁場の様子によって分布が異なる。すなわち、今回設定した条件は純粋な磁力線経路の違いによる影響のみを比較できるわけではないことに留意されたい。図 4.20 の緑系統色の曲線群、赤系統色の曲線群が、それぞれ ESR、USC 経面での VLF 波動の伝搬経路を示す。どちらも、1, 3, 5, 7, 9kHz の 5 つの周波数の波動の経路

を示す．ESR では緑から水色への変化，USC では赤から桃色への変化に伴い，周波数が高くなる．ESR，USC 計 10 個のレイで出発点，初期伝搬方向は共通で，南緯 30 度から天頂方向である．どちらの場合も，周波数が低い方が外側の領域を伝搬しているが，同経面内では概ね似たような経路である．一方，ESR と USC とで比べると，磁力線の場合と似たような傾向で，ESR 経面を伝搬する波の方が地心に対してより外側の領域を通ることがわかる．先にも述べたように今回の調査方法では，地球磁場と電子密度分布の影響を厳密に分離できるわけではないため，それぞれの影響度合等，定量的な解釈には至っていない．しかしながら，図 4.19 の磁力線と図 4.20 の伝搬経路の傾向が類似していることを踏まえると，観測点の偏りについては，波源となる雷の発生源はもとより，磁場や電子密度分布の違いによる伝搬経路の差が非常に大きな要因であると考えられる．

地上観測との比較とはまた別の問題として，本研究で示した衛星での雷ホイスラ観測頻度が $L > 3$ の高緯度領域で低い要因については，雷ホイスラ検出に用いている直線近似処理の特性を考慮する必要がある．高緯度側で観測されやすいノーズホイスラ [Helliwell, 1965] と呼ばれるタイプの雷ホイスラは，部分的にしか直線近似が成り立たないため，本研究で用いた検出システムが本質的に高緯度での雷ホイスラ検出に適していない可能性が考えられる．ノーズホイスラの検出漏れにより頻度が低く出ているのか，実際に観測頻度が低いのかどうかは現段階では断定できておらず，検出システムの改善という点も含めて今後の課題となる．

4.5.2 季節依存性

Blakeslee et al. [2014] は，雷活動度が地表において明確な季節依存性を持つことを示した．一般的に，雷は各地域の夏季に最も活発になり，USC データの主なカバー領域であるアジア，オセアニア地域も同様の傾向を示す [Blakeslee et al., 2014, Figure 6] (図 4.21)．Collier et al. [2006] は，ティハニー地上局における雷ホイスラ観測頻度の季節変動が磁気共役点に相当する南アフリカ地域の雷活動度の変動と高い相関を持つことを示した [Collier et al., 2006, Figure 7] (図 4.22)．また，Collier et al. [2010] は，南半球のニュージーランド，ダニーデンの地上観測における雷ホイスラが，主に北半球の夏季に頻繁に発生することを明らかにした．このような雷活動度と雷ホイスラ観測頻度との密接な相関関係を考慮すると，あけばの衛星では南北両半球からの雷ホイスラを観測可能

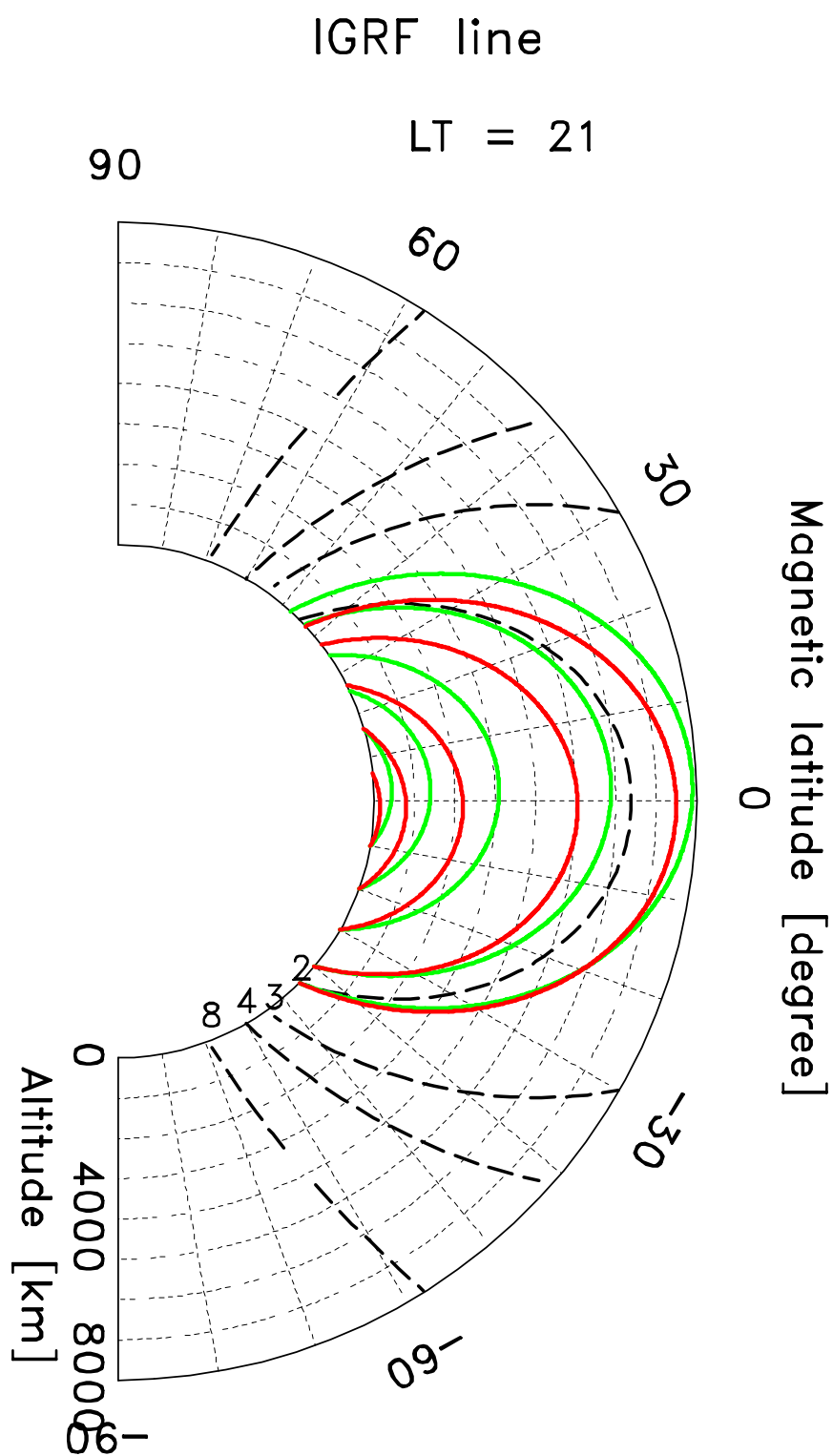


図 4.19: IGRF(2005) に基づく, ESR (緑) と USC (赤) が位置する各磁気経面における地球磁力線

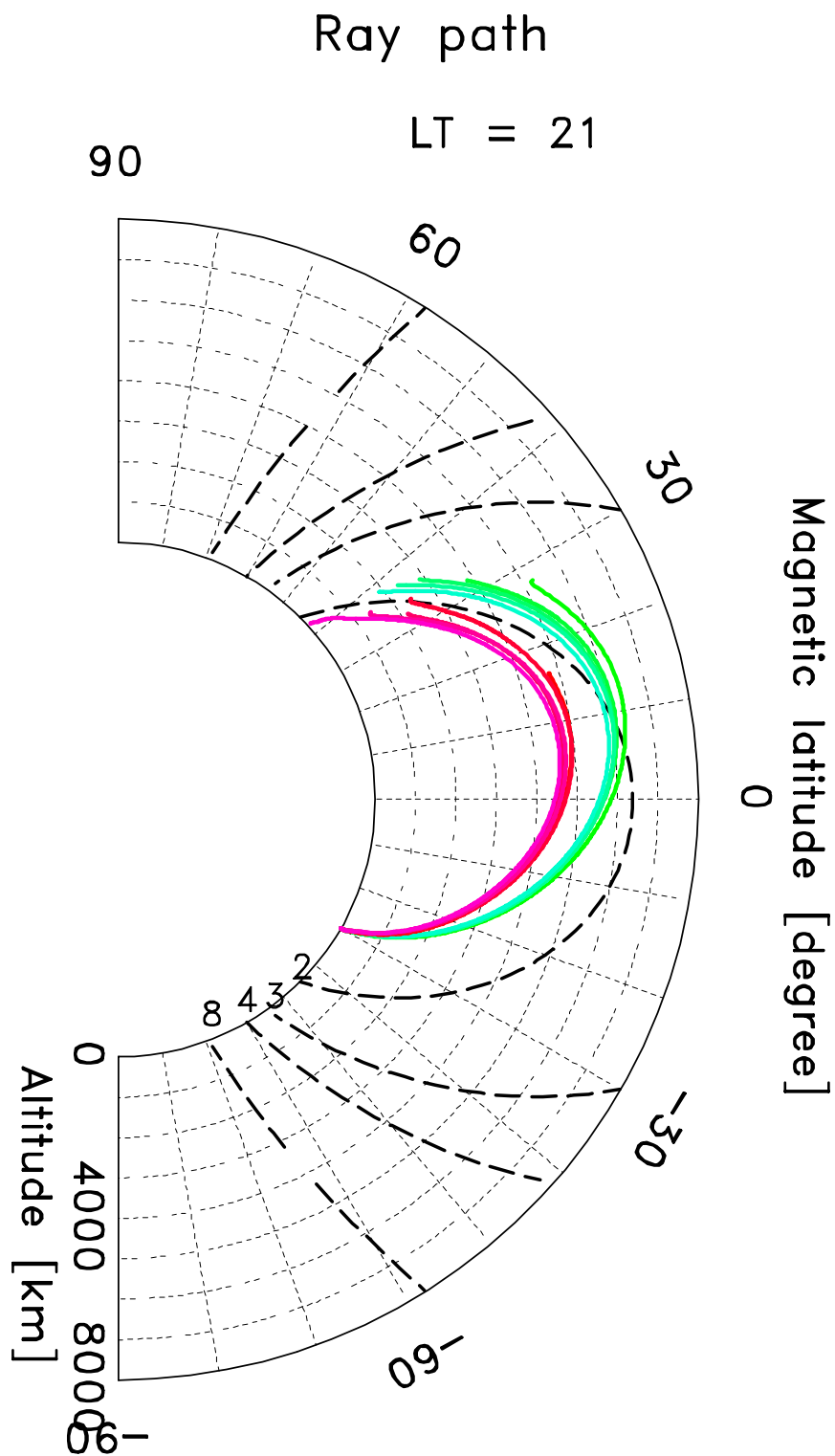


図 4.20: ESR (緑～水色) と USC (赤～桃) が位置する各磁気経面における VLF 波動 (1, 3, 5, 7, 9 kHz) の伝搬経路

であることから，USC データから得られた観測頻度季節変化（図 4.10）では，北，南半球それぞれの夏季における活発な雷活動度に対応して 2 つのピークが現れていると考えられる．ピークの大きさに着目すると，アジアで雷活動が活発な北半球夏季よりも，オセアニアで雷活動が活発な南半球夏季のほうが頻度が高いことが示され，これは図 4.21 と一見矛盾している．その理由は，Blakeslee et al. [2014] ではアジアとして北部はロシア領土の東端から中東域，南部は日本からサウジアラビアまでの広範囲な地域を対象としている一方で，USC データにて観測されている雷ホイスラの主な波源領域がそれよりも比較的狭い範囲であるためだと考えられる．

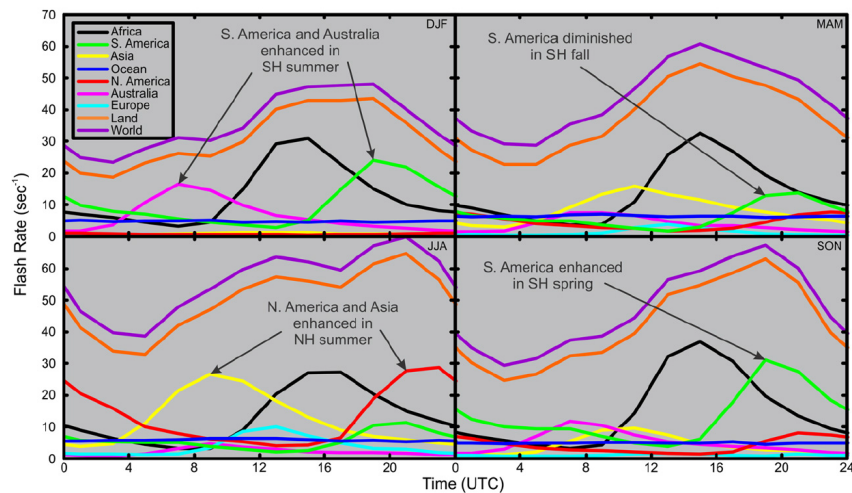


図 4.21: OTD と LIS の観測データから得られた世界各地域における季節毎の雷発生頻度日変化（Blakeslee et al. [2014, Figure 6] から引用）

一方，ESR データから得られる季節変化は，そのようなわかりやすい分布にはなっていない．第 4.4.2 節で述べたように，ESR データから検出されるホイスラは，分散値の大小で波源半球の南北をある程度区別できると考えられる．図 4.12 の分散値分布で谷がおよそ $20s^{1/2}$ にあることから，分散値 $20s^{1/2}$ 未満と以上で分けた上で，観測頻度の季節変化を導出した．図 4.23 に分散値 $20s^{1/2}$ 未満の，図 4.24 に $20s^{1/2}$ 以上の雷ホイスラの，観測頻度の季節変化を示す．図 4.23 から，欧州での雷が波源と推定される分散値 $20s^{1/2}$ 未満の雷ホイスラは，夏季に対応する 8 月に観測頻度のピークを持つことがわかる．分散値 $20s^{1/2}$ 以上の雷ホイスラの観測頻度月変化（図 4.24）は，南アフリカ地域が波源となるティハ

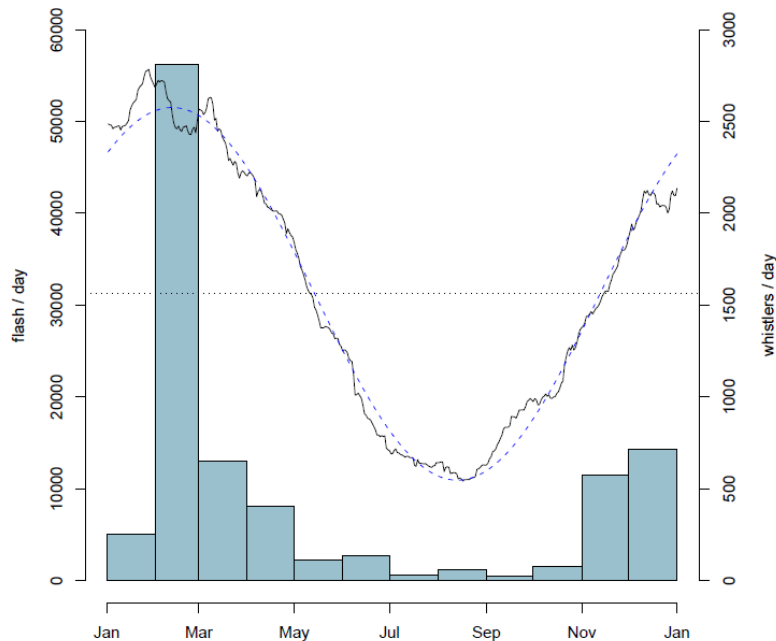


図 4.22: 波源領域（南アフリカ）の雷発生頻度（折れ線）とティハニーでの雷ホイストラ観測頻度（棒）の月変化（Collier et al. [2006, Figure 7] から引用）

ニーの地上観測から得られた季節変化 [Tarcsei et al., 1988, Figure 1]（図 4.25）[Lichtenberger et al., 2008, Figure 7]（図 4.26）とよく似た傾向を示すことから，ESR データに含まれる高分散ホイストラは予想通り南半球の南アフリカ周辺が波源であると推定できる．しかしながら，図 4.26 と比較すると，1，2 月の頻度が小さく，この要因は解明できていない．アフリカ大陸は全域としては年間を通して高い雷活動度を示す（図 4.21）ため，このような雷活動と雷ホイストラの観測頻度の関係をより明確にするためには，波源となる雷発生地域や時期を詳細に分割して解析する必要がある．

4.5.3 磁気地方時依存性

図 4.11，図 4.17 によって，雷ホイストラは日中ほとんど観測されず，夜間に頻度が高くなることが示された．雷ホイストラ観測頻度は MLT16 時頃から徐々に大きくなり，日没後にピークを迎える．一方で，Blakeslee et al. [2014] の解析によると，雷はローカルタイムの正午過ぎから活発になり始め，夕方 15～17 時頃にピークを迎えた後，20 時頃までにはかなり低頻度となる．地表における雷活動度のこのような傾向は，どの大陸においても [Blakeslee et al., 2014, Figure

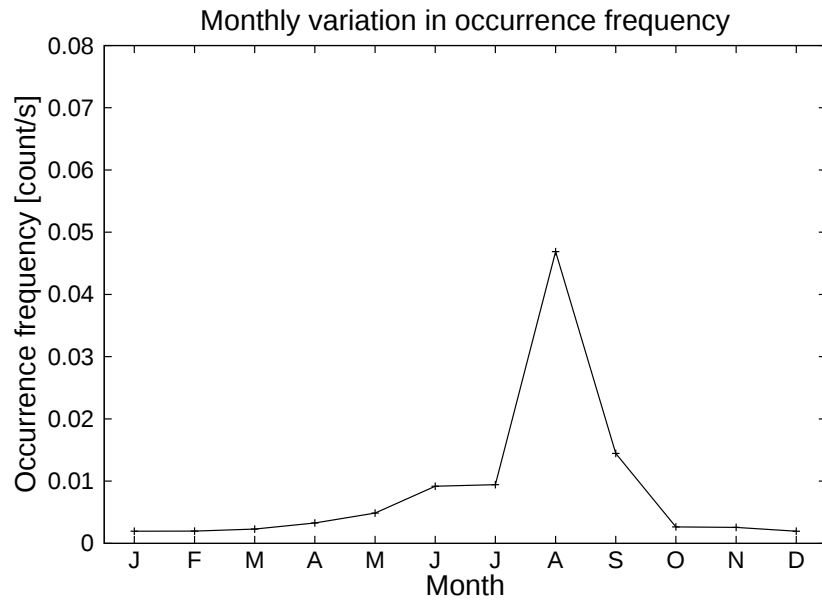


図 4.23: 分散値 $20\text{s}^{1/2}$ 未満の雷ホイスラ観測頻度の月変化 (ESR データ)

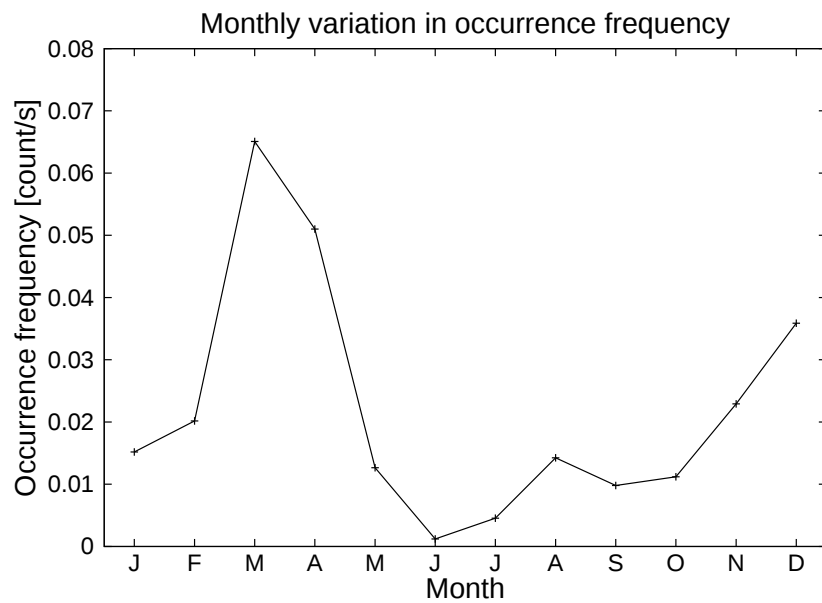


図 4.24: 分散値 $20\text{s}^{1/2}$ 以上の雷ホイスラ観測頻度の月変化 (ESR データ)

3] (図 4.27), 年間を通して [Blakeslee et al., 2014, Figure 5] (図 4.28) 共通と言える．このように雷ホイスラ観測頻度と雷活動度の間には分布傾向に明らかな差異があるが, この原因は, VLF 波動が日中に電離圏 D 領域で中性粒子との衝突を主因として吸収されやすいことにありとえられる [恩藤, 丸橋, 2000] . Helliwell [1965] は, 電離圏における VLF 電磁波の吸収量を磁気緯度の関数とし



図 4.25: 1970 年から 1975 年にティハニーで観測された雷ホイストラの月別度数分布 (Tarcsai et al. [1988, Figure 1(b)] から引用)

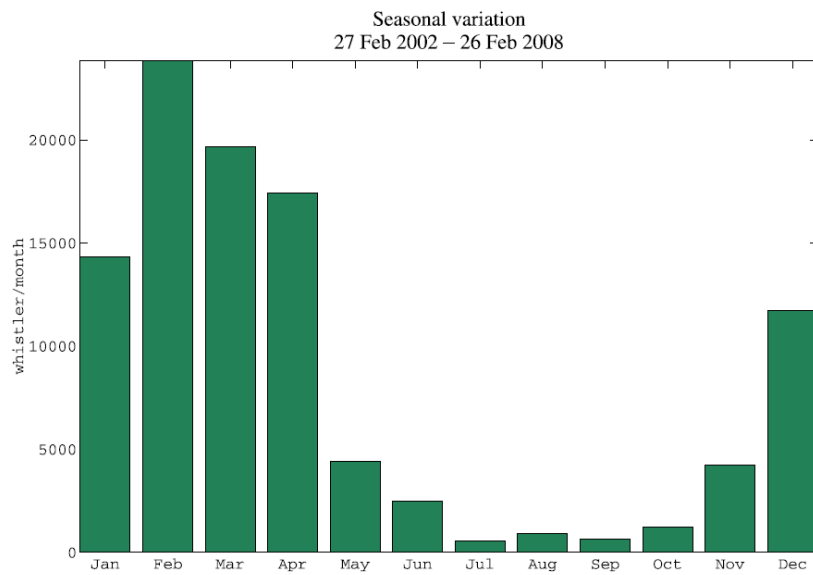


図 4.26: 2002 年から 2008 年にティハニーで観測された雷ホイストラの月別度数分布 (Lichtenberger et al. [2008, Figure 7] から引用)

て示した [Helliwell, 1965, Figure 3-35] (図 4.29) . この図から , 例えば中緯度以下の領域において電離圏に垂直入射した 2kHz の電磁波は , 電離圏通過により日中は夜間に対しておよそ 10~30dB 減衰することがわかる . 以上のことから ,

雷ホイスラの発生に対しては，雷活動がまず不可欠な要因となることは間違いないが，それだけではなく，電離圏環境に依存した伝搬可能性がより重要な役割を果たすと言える．

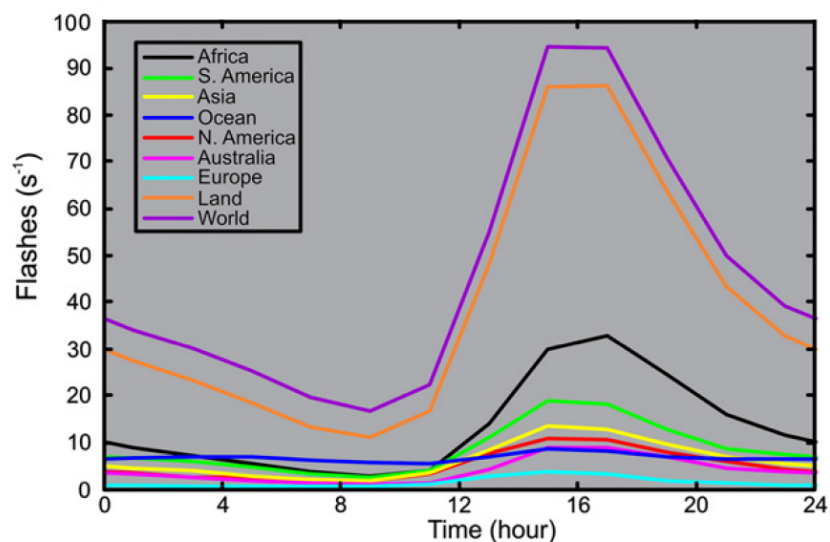


図 4.27: OTD と LIS の観測データから得られた各地域における雷発生頻度のローカルタイムに対する日変化 (Blakeslee et al. [2014, Figure 3(下)] から引用)

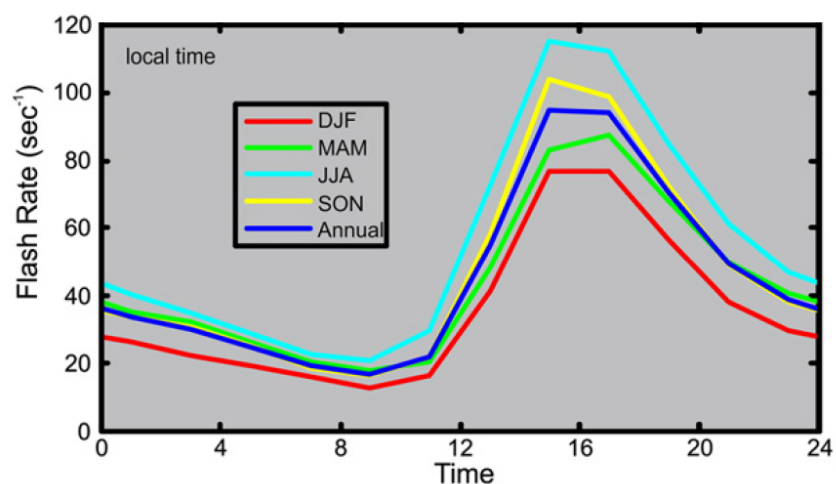


図 4.28: OTD と LIS の観測データから得られた全世界雷発生頻度の季節毎のローカルタイム変化 (Blakeslee et al. [2014, Figure 5(下)] から引用)

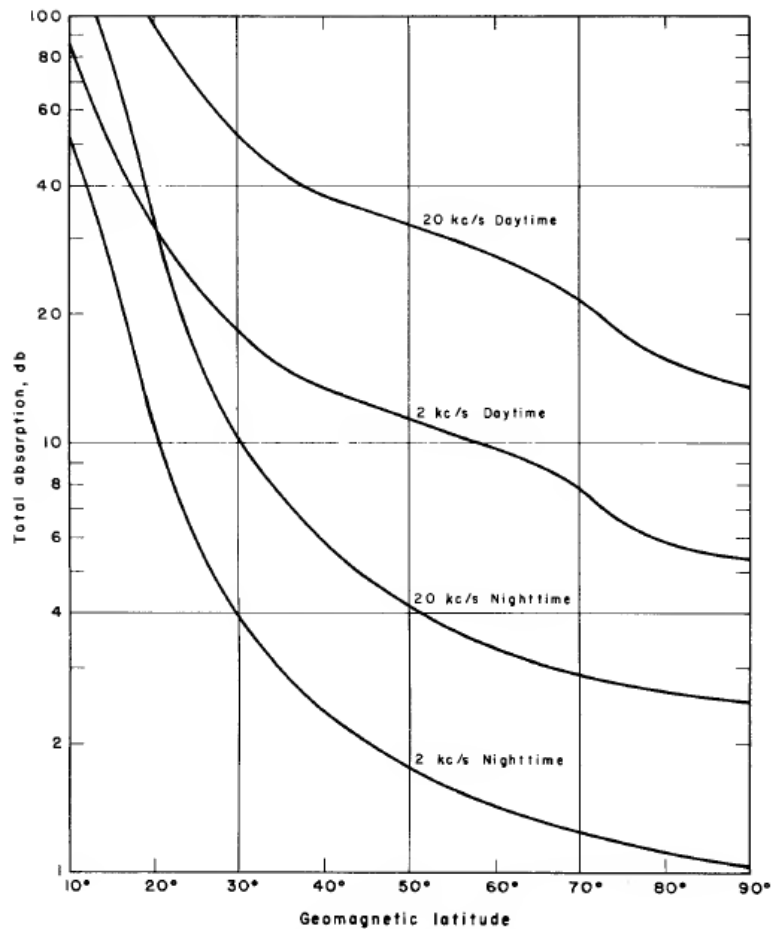


図 4.29: 電離圏へ垂直入射してから抜け出るまでの電磁波の減衰量 (Helliwell [1965, Figure 3-35] から引用)

Collier et al. [2006, 2009]; Lichtenberger et al. [2008] は、ティハニーにおける雷ホイスラ検出頻度の日変化を調査した．その結果から，雷ホイスラはローカルタイム 6 時から 15 時頃までは非常に観測頻度が低く，日没頃から活発になり始め，深夜過ぎにピークを迎えた後は夜間を通して高頻度を保つ傾向が見られた（図 4.30）．一方，我々の統計解析による観測頻度の日変化（図 4.11，図 4.17）は，USC，ESR とともに夜間でも比較的早めの MLT21 時頃に頻度が最も高い．この違いは，衛星観測と地上観測での雷ホイスラの電離圏透過回数の違いによるものと考えることができる．衛星で観測される雷ホイスラはその伝搬過程で電離圏を地表から宇宙方向に一度通過するのみだが，地上で観測されるものは，さらに宇宙から地上へ向けて，計 2 回電離圏を通過する必要がある．つまり，地上での雷ホイスラ観測は電離圏での吸収の作用をより受けやすく，これ

が地上観測の日変化におけるピークが、衛星観測よりもさらに深夜側にシフトしている要因だと考えられる。また、地上観測だけでは波源半球と観測半球のどちら側の電離圏環境がより強い影響を持つのか断定するのは困難であり、このような衛星観測との比較が有用な判断材料になると期待される。

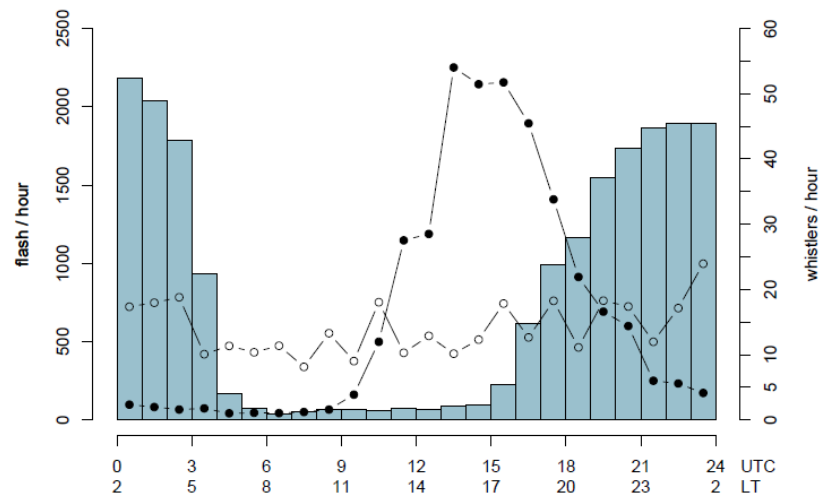


図 4.30: 波源領域（南アフリカ）の雷発生頻度（黒点折れ線：地上，白点折れ線：海上）とティハニーでの雷ホイスラ観測頻度（棒）の日変化（Collier et al. [2006, Figure 5(a)] から引用）

4.5.4 月と地方時による頻度変化の独立性

これまでの節で、月とローカルタイムに対する雷ホイスラ観測頻度の変動を個別に議論してきた。しかし、あけぼの衛星は地球の自転に依らない極軌道を取るため、観測点の季節とローカルタイムは地球の公転に沿って連動する形となる。そこで、お互いが独立しているかを確かめる必要がある。図 4.31，図 4.32 は月と MLT に対する観測頻度の 2 次元分布を示しており、空間分布（図 4.8，図 4.14）と同様に色で観測頻度を表し、観測時間が 0，及び極端に小さい領域は除外の意味で白塗りとなっている。図 4.31，図 4.32 では、雷ホイスラは年間を通して日中は観測頻度が小さいが、夜間は全体的に大きく、季節による頻度変化が見られる。このことから、雷ホイスラ観測頻度は、月（季節）とローカルタイムに対して独立に変動していると言える。

4.6 本章での雷ホイスラ統計解析結果まとめ

本章で議論した雷ホイスラ統計解析結果を簡潔にまとめると、以下のようなになる。

- WBA で観測される雷ホイスラの分散値は、ほとんど $80\text{s}^{1/2}$ 未満で、とりわけ $40\text{s}^{1/2}$ 程度以下が支配的であった。観測カバー領域に偏りがある場合は、雷ホイスラを分散値で分けることで、波源領域の絞り込みが可能である。
- 雷ホイスラは主に $L < 3$ で観測されるが、経度による地磁気分布の違いにより、日本周辺に比べて、欧州域では比較的高緯度領域で観測されやすい。
- 雷ホイスラの観測頻度は季節によって大きく変動するが、それは波源領域の雷活動度に依存するためと考えられる。
- 電離圏 D 領域での VLF 電磁波吸収により、日中は雷ホイスラが観測されにくい。受信されるまでに電離圏を 2 回通過する必要がある地上観測では、衛星観測に比してこの傾向がより大きいと考えられる。

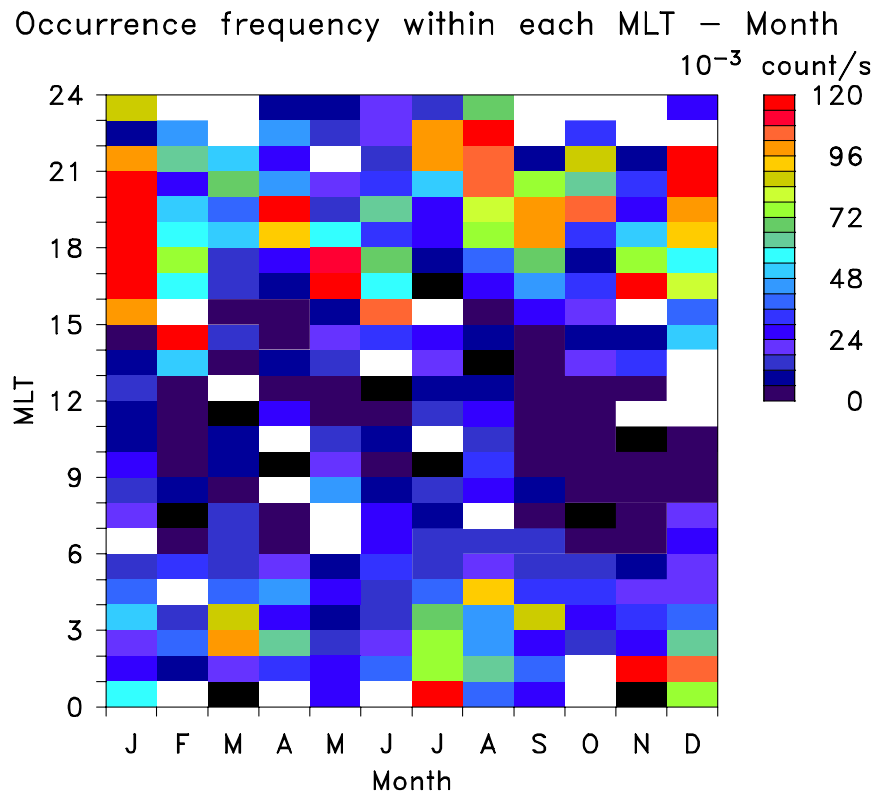


図 4.31: 月と MLT に対する観測頻度の 2 次元分布 (USC データ)

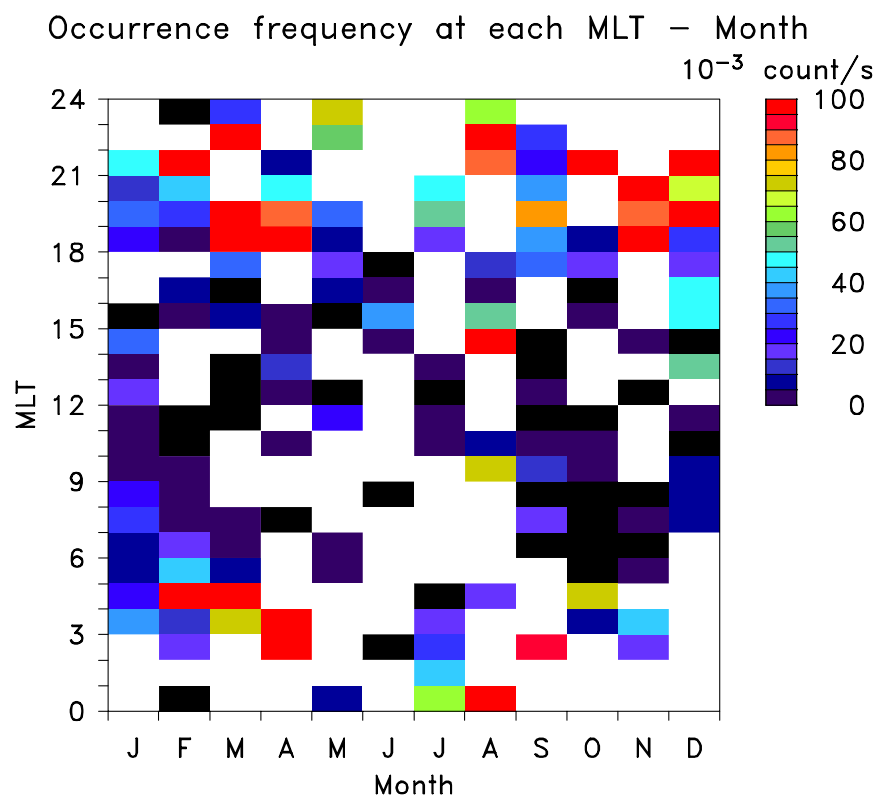


図 4.32: 月と MLT に対する観測頻度の 2 次元分布 (ESR データ)

第5章 雷ホイスラ分散値推移を利用した電子密度分布モデルの誤差要因推定手法

第4章では、検出アルゴリズムによって長期間のWBAデータから検出された雷ホイスラについて、その平均的観測頻度の空間・時間分布を導出し、先行研究との比較・考察を行った。本章では、今後の応用という位置づけで、検出に際し算出した雷ホイスラの特徴量である分散値を利用して、既存の電子密度分布モデルの妥当性を検証する方法について検討する。

第4章で述べたように、雷ホイスラのスペクトル形状は、周波数毎の伝搬遅延時間から求められる分散値 D によって特徴付けられる。そして、その分散値は伝搬距離、伝搬経路上の電子密度分布と地球磁場の磁束密度分布によって決定される。このような雷ホイスラの性質を利用した電子密度分布推定に関する研究は古くから行われており、地上観測された雷ホイスラを用いた例としては、Park [1974]; Tarcsai et al. [1988] が挙げられる。また、科学衛星観測からは、あけぼので観測されたオメガ信号を利用した電子密度分布推定が行われた [Kimura et al., 1997; Goto et al., 2003]。オメガ信号は、電磁波航法のための位置測定に用いられたVLF電磁波の一種で、プラズマ圏内をホイスラモードで伝搬する。ある電子密度分布仮定の下で理論計算されたオメガ信号の伝搬遅延時間、伝搬ベクトル方向と、あけぼの実観測データから得られたそれぞれの値とのフィッティングにより、最適なパラメータを求めることで、分布の推定が行われた。衛星で観測されるホイスラは必ずしも沿磁力線伝搬（ダクト伝搬）ではないため、理論計算にはレイトレーシング [Kimura et al., 1985; Kimura and Goto, 2010] が用いられた。

オメガ信号は1997年に運用が停止されたため、それ以降の電子密度分布について、上記の手法で推定を行うことはできない。その代わりとして期待されるのが雷ホイスラの活用である。Bayupati et al. [2012] は、あけぼのWBAで観測された雷ホイスラの分散値と、2種類の電子密度分布の仮定の下で理論計算された分散値の推移を比較することで、雷ホイスラの分散値推移が電子密度分布推定に有用であることを示した。しかしながら、Bayupati et al. [2012] で仮定した電子密度分布モデルは非常に単純であり、また、分散値の算出にも近似が多く含まれていたため、より現実に即した電子密度分布モデルの下での高精度な分散値の導出に基づいた比較検討が求められる。

そこで本節では、プラズマ圏のグローバルな電子密度分布モデルである GCPM (global core plasma model) [Gallagher et al., 2000] の仮定の下で、レイトレーシングにより雷ホイスラ分散値の推移をシミュレートした。GCPM は、電離圏、プラズマ圏、プラズマポーズ等の磁気圏内の特定領域毎に存在する既存の電子密度分布モデルを合成したフレームワークであり、パラメータとして世界時、磁気地方時、磁気緯度、地心距離、地磁気活動指数 (Kp index) を与えることで、任意の時刻・場所に対して電子やイオンの密度を導出する。大きな利点は、各モデル間を滑らかに接続することで分布の値やその傾きの連続性が確保されている点であり、また、ソフトウェアパッケージも公開されている [NASA, 2009] ことから、非常に有用性が高い。しかしながら、GPS データを基に導出された TEC (total electron content) と、GCPM から導出された TEC との比較により、赤道域における GCPM 電子密度は、特に電離圏上部において誤差が大きいことが明らかとなった [Goto et al., 2012]。このような状況を受け本節では、GCPM のさらなる改善へ向けて、GCPM を基にしたシミュレーションとあけぼの実観測による雷ホイスラ分散値推移を比較することによって、GCPM の誤差要因を推定する手法について検討する。

5.1 あけぼの軌道に沿った雷ホイスラ分散値推移

5.1.1 実観測

図 5.1 に、あけぼの衛星の軌道に沿った WBA データから検出された雷ホイスラの分散値推移を示す。左図では、左側縦軸が分散値 D 、右側縦軸が MLT を示す。横軸は UT である。始点と終点のみ、UT の下に対応する MLT も併記される。左下の開始時刻から 1 分毎の、各分散値の雷ホイスラ検出個数が右上のカラーコードに対応した色で示される。黒い小さな円は MLT の推移を示す。右図では、あけぼの衛星の軌道が青い曲線で表され、始点、中点、終点にて対応する UT が併記される。極座標軸の動径、角度、及び L に対応する磁力線は、図 4.7 や図 4.8 等と同様である。

図 5.1 の例では、あけぼのは南半球から北半球へ向かう軌道であり、それに伴い観測される雷ホイスラの分散値は徐々に低下している。雷ホイスラの分散値は伝搬距離が長いほど大きくなることから、この例で観測されている雷ホイスラは北半球が起源であり、北半球から南半球へ向かって伝搬していると推定される。

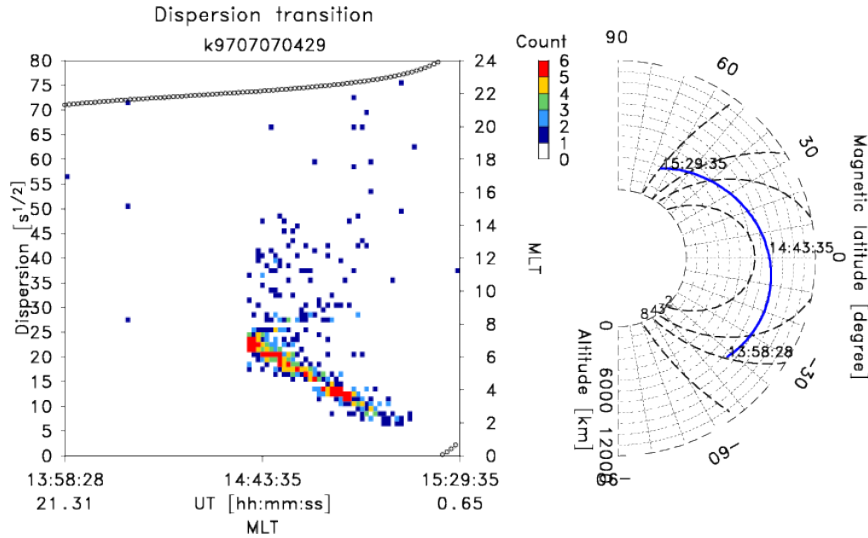


図 5.1: あけぼの衛星の軌道に沿った雷ホイスラ分散値推移

5.1.2 シミュレーション

複数周波数の電磁波伝搬をレイトレーシングでシミュレートし，各電磁波が観測点に到達するまでの経過時間を調べることで，雷ホイスラのスペクトルを模擬することができる．図 5.2 に，レイトレーシングで得られた雷ホイスラスペクトルを示す．レイトレーシングにおける電子密度分布モデル，地球磁場モデルには，それぞれ GCPM[Gallagher et al., 2000]，IGRF[Macmillan and Maus, 2005] を用いており，各モデルの初期化時刻（UT）が図 5.2 のタイトル下に記載されている．また，GCPM の入力に必要な地磁気活動指数（ K_p ）は，京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター [2015] で公開されている値を使用した． K_p の取り得る値は 0, 0+, 1-, 1, 1+, 2-, ...7+, 8-, 8, 8+ 9-, 9 の 28 段階だが，GCPM の K_p は実数として入力するため，0.0 から 9.0 まで 1/3 刻みで 0.0, 0.333..., 0.666..., ..., 8.666..., 9.0 の 28 段階の値で対応することとした．レイトレーシングの初期条件には，周波数（ f ），地心距離（ r ），地理余緯度（ θ ），地理経度（ ϕ ），伝搬ベクトルの経面とのなす角（ ϵ ），伝搬ベクトルの経面への射影と天頂方向のなす角（ δ ）が必要であり，今回のシミュレーションで設定した初期条件（値，もしくは値の範囲と刻み幅）は表 5.1 に示す通りである．ただし，経緯度に関しては，表 5.1 には地磁気座標で範囲と刻み幅を記載しており，実際の入力の際に対応する地理座標への変換を行っている．地磁気経度の -159.71° は，USC 追跡局の地磁気経度である．観測点は高度 6000km（地心距離 12371km），地磁気緯度 30° の点とし，レイと観測点の距離が 100km

未満になれば，到達したと判断する．その際，経度方向のずれを考慮しないことで，同一経面内の伝搬と近似する．図 5.2 では，表 5.1 の条件に従って 39729 個のレイパスを計算し，その内 242 個のレイが観測点に到達した．各経過時刻において各周波数のレイが何個観測点に到達したかを，右側のカラーコードで示す．到達個数の多い点で描かれるカーブから，典型的な雷ホイスラスペクトルの形状がはっきりと見て取れる．

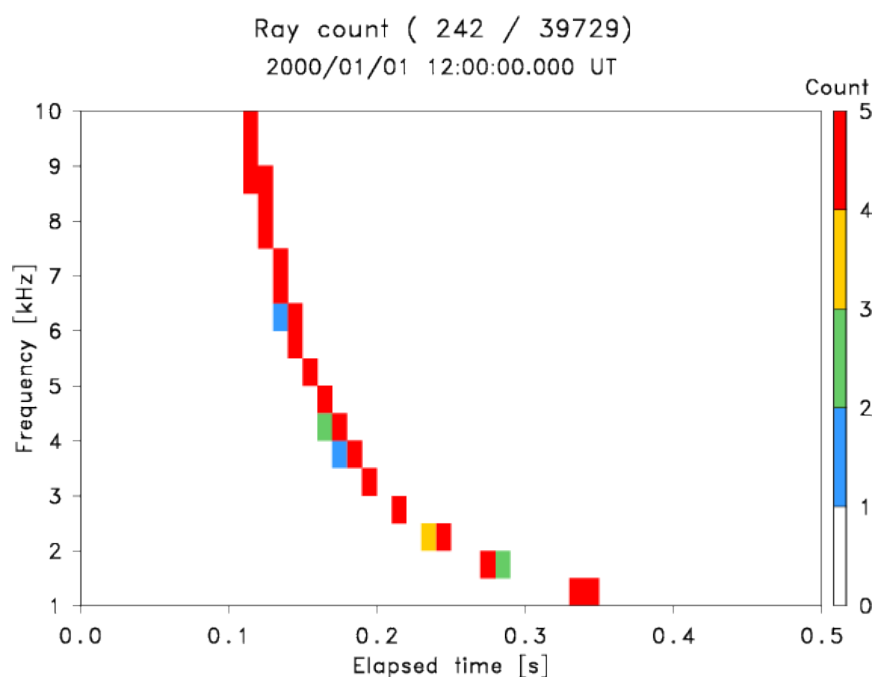


図 5.2: レイトレーシングによるシミュレーションで得られた雷ホイスラスペクトル

表 5.1: レイトレーシング初期条件

	f	r	θ (地磁気緯度)
値もしくは範囲	[1, 10] kHz	6371 km	[10, 60] °
刻み幅	0.5 kHz	-	1°
	ϕ (地磁気経度)	ϵ	δ
値もしくは範囲	-159.71°	0°	[-10, 10] °
刻み幅	-	-	0.5°

図 5.3 は，図 5.2 の縦軸を f から $1/\sqrt{f}$ に変換したものである．この図から，縦軸の変換をして直線に近似されるという性質も確認できた．

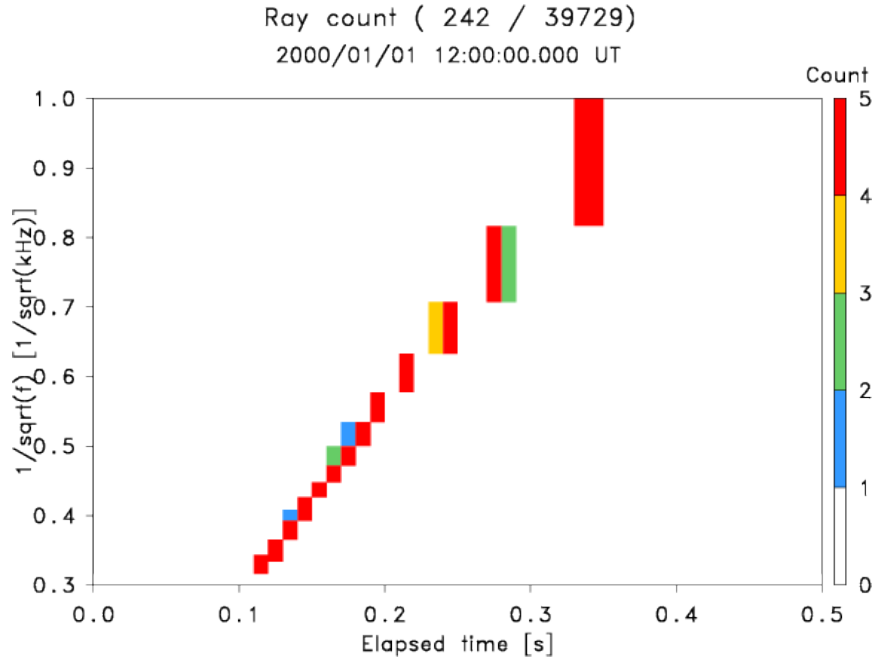


図 5.3: $1/\sqrt{f} - t$ 上でのシミュレーション雷ホイスラスペクトル

上記のような雷ホイスラスペクトルの模擬を，あけぼのの軌道に沿って繰り返し行うことで，図 5.1 のような分散値推移を再現したのが，図 5.4 である．これは 1997 年 7 月 7 日の軌道における分散値推移で，図中左側がレイトレーシングによるシミュレーションで得られたもの，右側が実測からの検出で得られたもの（図 5.1 と同様）である．このシミュレーションにおけるレイトレーシングの初期条件は，地心距離，伝搬ベクトルと地磁気緯度については先ほどまでと共通であるが，地磁気経度には，各時刻毎のあけぼのの地磁気経度を用いた．また，周波数については，表 5.1 ほど点数が多くなくとも分散値は算出できるため， $1/\sqrt{f}$ で等間隔となるように 1~15kHz を分割した 5 周波数 { 1.2, 1.7, 2.5, 4.3, 9.1 } kHz を選択した．分散値は，座標と伝搬ベクトルについて同じ初期条件を持つ 5 つ 1 組の周波数のうち，2 つ以上のレイが観測点に到達した場合に，それらの周波数と経過時間に対する差分から算出した（式 (4.5)）．ただし，実測においてどの分散値も検出個数が 3 未満である時刻のレイトレーシングは行わない．図 5.3 から，シミュレーションによって実測とよく似た傾向の分散値推

移を再現できていることがわかる．しかしながら，各時刻においてシミュレーションのほうが全体的にやや高めの分散値を示している．

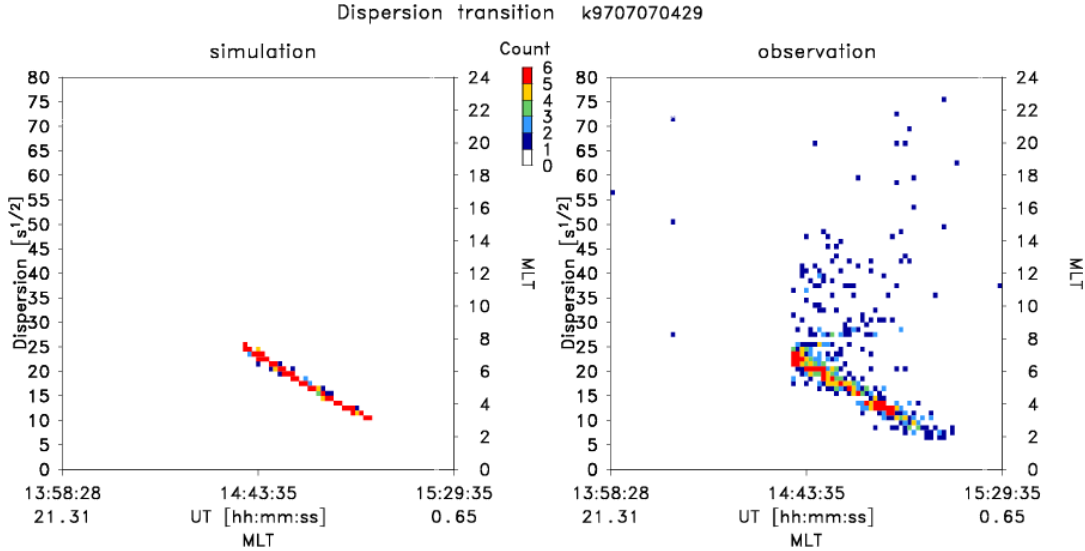


図 5.4: シミュレーションで得られた分散値推移（左）と実観測での分散値推移（右）

5.2 分散値誤差の定量化

図 5.1，図 5.4 では，ひとつの時刻あたり複数の分散値の雷ホイスラが多数観測されるため，そのままでは実測とシミュレーションによる誤差を測定しにくい．そこで，検出個数の多い分散値から各時刻の分散代表値を決定し，代表値同士の比較により，シミュレーションと実測の誤差を定量化する．本節では，分散値 D を持つ雷ホイスラ検出個数を $N(D)$ ，検出個数最多の分散値を D_{mode} とし，

$$D_{\text{rep}} = \frac{\sum_{k=-2}^2 (D_{\text{mode}} + k) \times N(D_{\text{mode}} + k)}{\sum_{k=-2}^2 N(D_{\text{mode}} + k)} \quad (5.1)$$

で算出される D_{rep} を分散代表値とする．この分散代表値を，シミュレーションと実測で同一図内に描いたのが図 5.5 である．代表値を同一図内で比較することで，どの時刻においてもシミュレーションのほうが実測よりも分散値が高くなっていることが確認できる．実測での分散値推移の傾向が明瞭にわかる 10 個の軌道に対して，同様の手法で分散代表値の推移を導出した．その中から，実測とシミュレーションの一致度が高い例と低い例を一例ずつ，それぞれ図 5.6 と図 5.7 に示す．

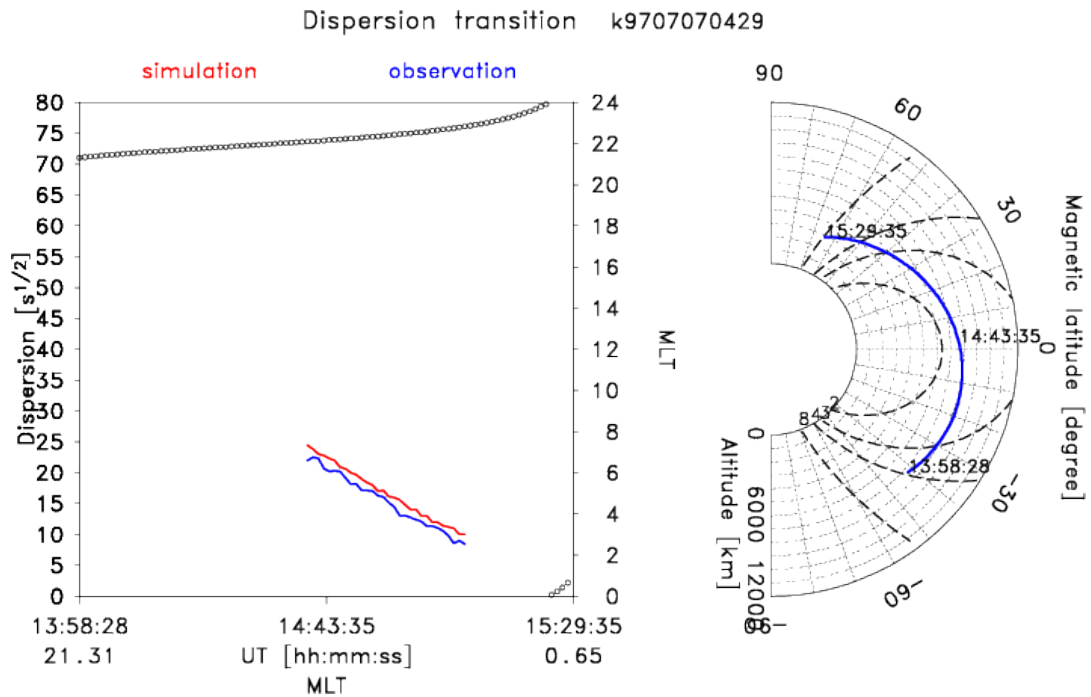


図 5.5: シミュレーション及び実測の分散代表値推移（左）とあけぼの軌道（右）

このように求めた代表値同士の差を誤差として，軌道の高度や経緯度，地方時，季節，太陽活動度，地磁気活動度などの条件付き誤差分布を詳しく調べることで，GCPM の誤差がどのような要因によるものかが推定可能であると考えられる．しかしながら，現在のところ同手法により解析した軌道は 10 個であり，有意な統計を得るためにはさらに多くの解析データを得る必要がある．またその際には，レイと観測点の経度のずれを無視したことや，観測点到達範囲を 100km 円内とした近似的処理による誤差の影響を事前に評価しておかなければならない．

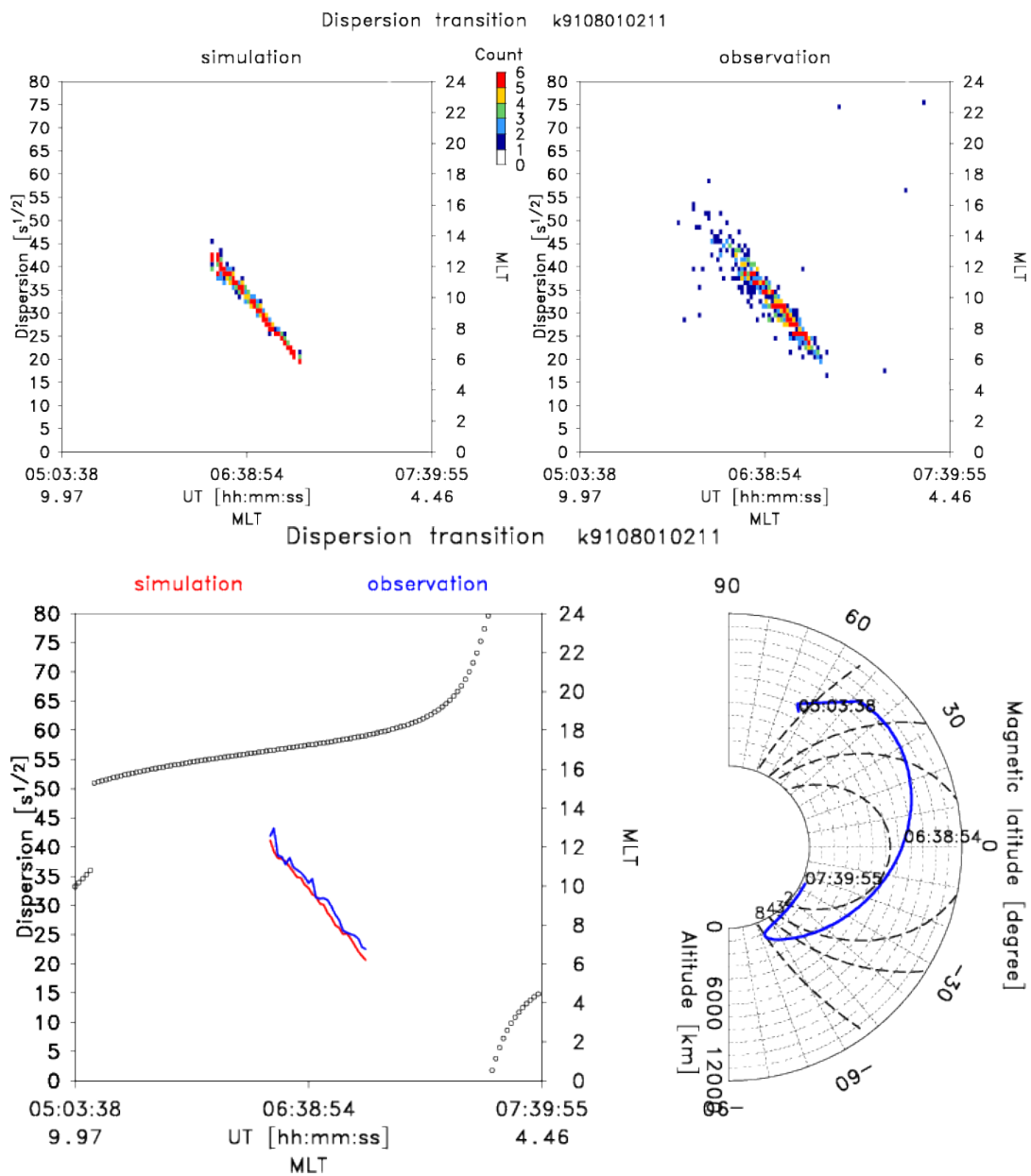


図 5.6: シミュレーションと実測の一致度が高い分散値推移例

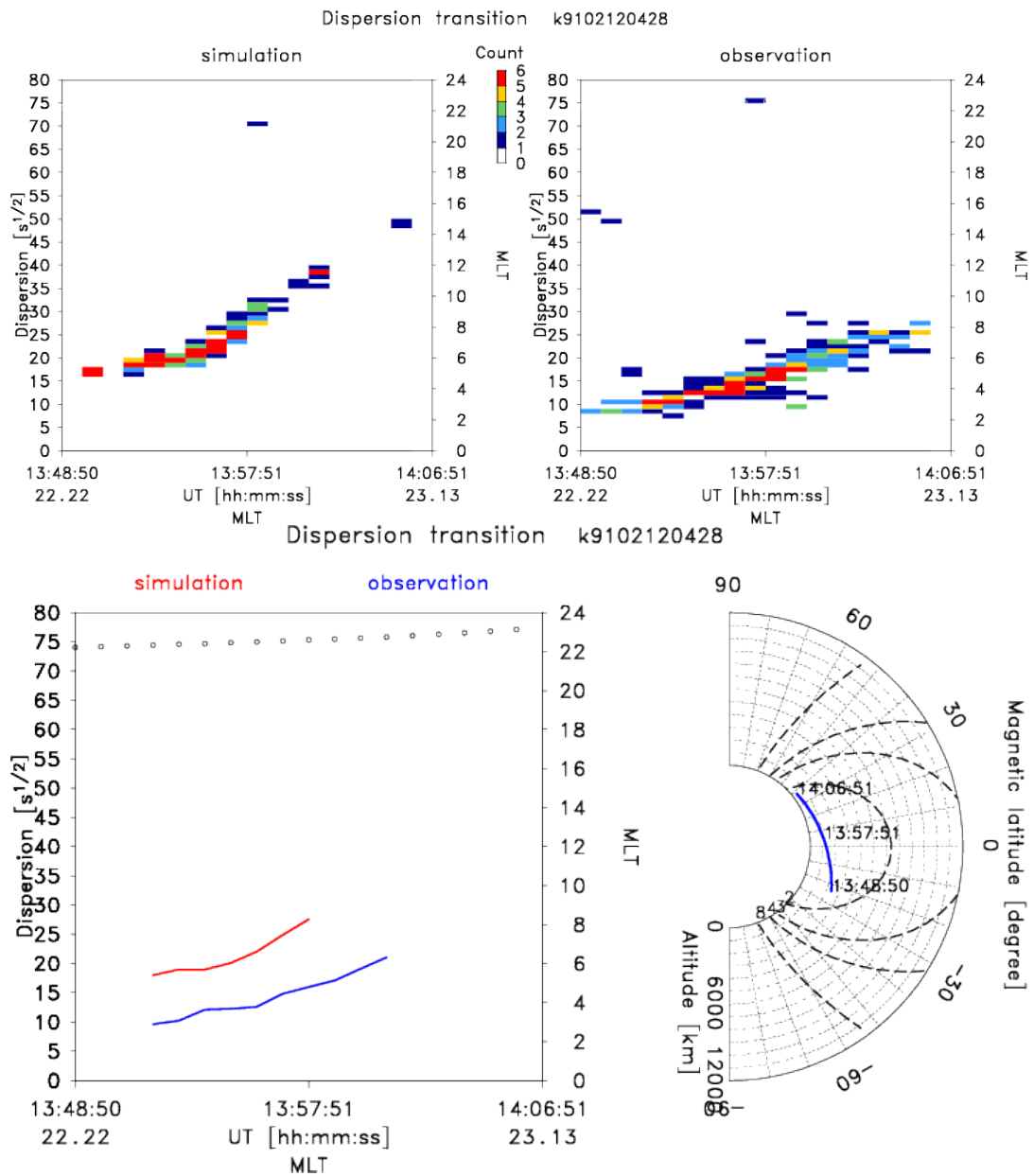


図 5.7: シミュレーションと実測の一致度が低い分散値推移例

第6章 結論

本論文では、月周回衛星かぐや搭載の自然波動観測装置 WFC-L に実装されていた自動帯域選別機能について、将来衛星の機上ソフトウェア設計へのフィードバックを目的とした性能評価を行った。また、磁気圏観測衛星あけぼの搭載の広帯域波動受信機 WBA のデータから、機上処理も視野に入れたデータ検出処理を提案し、それを用いて長期観測データから検出した特徴的なプラズマ波動の統計解析を行った。以下に、本論文で扱った内容を簡潔にまとめる。

6.1 月周回衛星かぐや搭載自然波動観測装置のデータ選別機能性能評価

第2章ではまず、月周回衛星かぐや、観測装置 WFC の概要、WFC-L 搭載のデジタルフィルタリング機能、そしてフィルタリング機能を有効活用するための自動帯域選択機能 [後藤 他, 2008] について説明した。同機能は機上での実運用期間が極僅かだったため、地上に蓄積された実データに同機能のアルゴリズムを適用することで、詳細な評価を行った。

観測効率については、同機能を利用することで、観測全期間の平均で4倍近く向上し、特に、太陽に対して月の裏側のウェイクと呼ばれる領域では、7倍以上になることがわかった。一方、ウェイク領域内への太陽風由来の陽子流入イベントが起きた時には、それに伴う強度の高い波動を選別できていることが確認され、選別機能はかぐや周回軌道において有用性が高いと言える。

実運用が見送られた波形の最大振幅を用いた判定法について、平均エネルギーを用いた判定結果と比較を行った。平均エネルギー判定と同等の観測効率を実現するような閾値を設定し、選別を行ったところ、パルス状波動に代表される時間局所的な広帯域波動を選別しやすいことがわかった。一方、エネルギー判定で選別できていた持続的に強度の強い波動を見逃してしまう事例が多く見られた。WFC-L で観測される広帯域波動は波形の飽和に由来する場合が少なくなき、そういった面でも最大振幅判定は有効なシチュエーションが限られていたと言える。また、広帯域自然波動をターゲットに最大振幅判定を利用する際には、歪みを抑制するために閾値の設定はよく検討する必要がある。

データ選別の平均エネルギー判定に用いる閾値は、背景雑音に基づくものとして初期運用時のデータから基準値が決定され、各判定帯域についての閾値は、

背景雑音特性とフィルタ特製の掛け合わせにより算出された．背景雑音の周波数特性は白色系であると仮定されていたが，WFC-Lの全観測データを用いて統計的に雑音特性を推定した結果，周波数におよそ反比例する特性が得られた．この特性に基づき閾値を再設定した上で再度観測効率の向上度合を調べたが，元の閾値と大きな差異は見られなかった．実運用においては，低周波帯域の波動の効率的な取得により重点が置かれていたと判断できる．

機上への実装においては，リソース制約と観測フローの兼ね合いから，選別判定に用いられるデータ点数が制限された．しかしながら，その状況下でも，観測効率は3倍程度になることがわかった．また，制約のない理想的な判定による選別結果と比べて，選別されるべき帯域を選別できなかった，いわゆる取りこぼしの発生件数は，全データ数の5%以下であった．このことから，実用性のある機上実装ができていたと言える．

本論文では，主に観測効率の面で性能評価を行ったが，加えて，予めターゲットとなる電磁波が明確な場合等には，それらの観測条件から取りこぼしの確率を定量化し，評価指数に組み込むことで，より柔軟な選別ソフトウェア設計に向けたフィードバックが期待できる．

6.2 あけぼの衛星長期観測データを用いた雷ホイスラ統計解析

まず第3章では，解析の準備として，広帯域波動観測装置 WBA の観測データについてその強度較正の流れを示した．あけぼの WBA からは25年以上に渡る長期観測データが得られているが，その解析環境は十分に整っていなかった．波形観測データと機器状態データの通信系統の違いによるデータの統合的な扱いの困難さがその原因のひとつであったが，最近になって，解析に向けて特に重要な前処理である強度較正の自動化手法が確立された．その強度較正手法の流れを示し，また，較正後のデータを用いた簡易的なデータ抽出法を提案した．提案した抽出手法は小区間毎の強度分布のみを用いる簡単な設計であるが，例えばコーラスという波動に着目すると，他のスペクトル構造とある程度区別できることが示唆された．このような地上でのデータ選別や解析手法のより詳細な検討により，衛星機上ソフトウェアの高度化への貢献が期待される．

そして第4章では，あけぼの WBA で頻繁に観測される雷ホイスラという電磁波について，観測頻度に主眼を置いた統計解析を行った．雷ホイスラの検出には，スペクトル形状の特徴を利用した手法を用いた．1989年から2010年の約

22 年分の USC データからは 6000 以上，1999 年から 2007 年の約 8 年分の ESR データからは 3000 以上の軌道に相当するデータから雷ホイスラを検出し，それぞれ 90000 個以上，15000 個以上のホイスラが検出された．

検出された雷ホイスラの分散値の分布を調べたところ， $80\text{s}^{1/2}$ 未満が支配的であり， $20\sim 30\text{s}^{1/2}$ が分布の中心となっていた．ESR のデータについては， $20\text{s}^{1/2}$ 程度を境にピークが二つできていたが，これは，空間的な観測カバー領域が北半球の高緯度に偏っていたためで，そのような場合，伝搬距離の違いから，反対半球を波源とする雷ホイスラは分散値が大きくなり，そうでなければ小さくなる傾向が現れる．この傾向は，ESR データから得られた雷ホイスラ観測頻度の季節変動の要因を理解するのに有用であった．

USC データから得られた観測頻度の空間分布からは，雷ホイスラは中緯度以下の低高度領域，すなわち $L < 2$ に相当する領域での観測が大半であることがわかった．ハンガリーのティハニー地上局で行われた先行研究 [Lichtenberger et al., 2008; Collier et al., 2009] からは，ティハニーで観測される雷ホイスラの多くは，ティハニーよりも高緯度地域に相当する磁力線を伝搬しており，低緯度側からの伝搬が少ないことが示された．雷ホイスラが地上で観測されるためには，ダクトと呼ばれる磁力線に沿った電子密度の濃い領域の存在が重要となるが，低緯度領域ではこのダクトが欠乏することで雷ホイスラが観測されにくくなる [Rao et al., 1974]．一方で，衛星で観測される場合は，伝搬過程でダクトの存在を必要としない．これが USC データで低緯度領域で観測頻度が高い要因と考えられる．しかし，ESR データは，低緯度領域に関してはそもそもカバーしていないが，USC と同じ衛星観測にも関わらず中緯度での $L > 2$ 領域での観測頻度がかかなり高くなっている．ESR とティハニーはカバーする地磁気経度が近いので，経度による磁力線の経路の違いではないかと考え，USC の地磁気経度を基準にした経面と ESR の地磁気経度を基準にした経面とで，その他の条件をなるべく揃えた上で VLF 波動の伝搬経路をシミュレートした．その結果，ESR 経面で伝搬した波動のほう在地心に対して外側に反れやすく，IGRF [Macmillan and Maus, 2005] からは，磁力線がやや外側に向いていることも確認された．

Collier et al. [2006] は，ティハニーで観測される雷ホイスラ頻度と磁気共役点にあたる南アフリカでの雷発生頻度を比較し，二者の間には大きな相関があることを示した．我々の USC データの観測頻度月変化からは，雷ホイスラが 7 ～ 8 月 12 ～ 1 月に活発になることが示されたが，このピークは，北半球，南

半球それぞれの夏季における雷活動度の高さに対応して現れていると考えられる．ESR データに関しては，北半球起源だと推定される分散値 20 未満の雷ホイスラが 8 月に顕著なピークを示したことから，これも夏季の雷活動に対応したものと推定できる．一方，20 以上の分散値をもつ雷ホイスラ頻度の月変化は，ティハニーでの地上観測で得られた月変化 [Tarcsai et al., 1988; Lichtenberger et al., 2008] と全体的に似た傾向を示していることから，共通した波源領域を持つと考えられるものの，細かな変動には差異もあり，この理由を説明するにはより詳細な雷活動と雷ホイスラ頻度との比較検討が必要となる．

月変化からは，雷活動度と雷ホイスラ観測頻度に密接な関係が示されたが，その一方で，日変化においては，雷頻度と雷ホイスラ頻度は変動傾向にずれがある．雷は正午過ぎから活発になって夕方には低調になり始めるが，雷ホイスラは日中はほとんど観測されず，夕方から活発になり始め，夜間にそのピークを迎える．日中は，雷から発生した電磁波が電離圏 D 領域で吸収されやすく，雷ホイスラの発生が抑制されるために，このような傾向の違いが現れると考えられる．また，夜間の雷ホイスラ頻度を地上観測と衛星観測で比較すると，地上観測のほうがピークを迎える時間が深夜に寄っていることが分かった [Collier et al., 2006, 2009; Lichtenberger et al., 2008]．地上観測で雷ホイスラが観測されるためには，電離圏を下側からと上側から，2 回通過する必要があるため，衛星観測よりも吸収の作用を受けやすく，電離圏環境に依存した観測条件がよりシビアである．そのため，地上観測での雷ホイスラ観測頻度ピークは，衛星観測よりも深夜に寄るのだと推定できる．

最後に，あけぼの極軌道におけるローカルタイムと季節の連動性から，ローカルタイムと季節に対する頻度変動の独立性を検証するために，ローカルタイムと月を軸とした 2 次元頻度分布を導出した．結果として，雷ホイスラ観測頻度は，月とローカルタイムに対してそれぞれ独立に依存性を持っていることが示唆された．

6.3 プラズマ圏電子密度分布モデルの妥当性検証に向けた雷ホイスラ応用法の検討

最後に第 5 章では，今後の応用課題として，あけぼのの周回軌道に沿った雷ホイスラの分散値推移から，電子密度分布モデル GCMP [Gallagher et al., 2000] の誤差要因を推定する手法について検討した．

電子密度分布モデルとして GCPM , 地球磁場モデルとして IGRF [Macmillan and Maus, 2005] という仮定の下 , レイトレーシング [Kimura et al., 1985; Kimura and Goto, 2010] によって磁気圏プラズマ内の VLF 波動の伝搬経路をシミュレートすることで , 観測点における雷ホイスラのスペクトルを再現できることを確認した . 次に , 実際のあけぼの軌道に沿って , 再現したスペクトルから順次分散値を算出することで , 実測に近い条件でシミュレーションによる分散値推移を導出した .

今後は , 多数のファイルから上記分散値推移を導出した上で , 実測とシミュレーションの比較を行い , ローカルタイムや季節 , 地磁気活動度といった条件に対する誤差の分布の差異を調べることで , 仮定した電子密度分布 GCPM の誤差要因を推定することが課題となる .

6.4 結び

磁気圏プラズマ環境の解明や宇宙開発 , そしてそれらの実社会への応用へ向けて今後一層の進展が期待される科学衛星探査という枠組みの中で , 本論文は , 科学衛星データ解析のさらなる躍進に向けて , 日本の先端的月探査衛星かぐやのデータ選別機能を評価し , さらに , 世界に誇る長寿衛星あけぼのの観測データを用いて , データ検出手法の提案 , 雷ホイスラの統計解析を行った .

本研究により , 機上と地上双方におけるデータ選別・抽出処理の重要性が広く認識され , 既存データの解析 , 将来衛星の観測効率化とともに建設的な発展に貢献できれば幸いである .

謝辞

本研究の遂行にあたり，ご多忙の中懇切なご指導ご鞭撻を賜りました笠原禎也教授に心からの感謝と敬意を表します．

本研究の遂行にあたり，研究会や講義等様々な場で親切なご指導を賜りました八木谷聡教授に心から感謝致します．

本研究の遂行にあたり，常に丁寧な質疑応対をしてくださり，また有意義なご助言を賜りました後藤由貴准教授に心より御礼申し上げます．

本論文の執筆において，内容の精査に基づく数々の貴重なご助言を賜りました京都大学生存圏研究所の小嶋浩嗣准教授に心から感謝の意を表します．

本研究及び今後の応用において非常に有用な，高精度な電磁波伝搬シミュレーションを可能とするレイトレーシングについて，プログラムのソースコードを公開された木村磐根京都大学名誉教授に心より御礼申し上げます．

大学生活を送る中でお世話になった金沢大学の先生方，総合メディア基盤センターの職員の方々に心から感謝の意を表します．

私の研究室生活に彩りを与えてくださった通信情報工学研究室の皆様，寺尾康宏氏，堀江広貴氏，河崎健一郎氏，北口直氏，清水隆浩氏，竹中悟氏，藤本貴政氏，Le Hoai Tam 氏，金谷和哉氏，田村悠揮氏，西部匡洋氏，林翔太氏，I Putu Agung Bayupati 氏，張風華氏，I Made Agus Dwi Suarjaya 氏，Win Zaw Hein 氏，松田昇也氏，田澤遼氏，富田大貴氏，植田涼介氏，宇田和晃氏，岸本香代氏，高橋雄大氏，福原直毅氏，森内遼太氏，太田守氏，嶋啓佑氏，藤田翔也氏，松井大樹氏，矢木大介氏，渡邊涼太氏，柏勇輔氏，神林卓也氏，櫻井勢一郎氏，馬淵嵩大氏，宮崎大夢氏，奥田拓希氏，木村亮太氏，澤田佳大氏，田中裕士氏，松井睦氏へ，心より感謝の意を表します．

最後に，私の生活を常に支えてくれた両親に，この場を借りて心よりの感謝を表します．

参考文献

- Balogh, A., C. M. Carr, M. H. Acuna, M. W. Dunlop, T. J. Beek, P. Brown, K.-H. Fornacon, E. Georgescu, K.-H. Glassmeier, J. Harris, G. Musmann, T. Oddy, and K. Schwingenschuh (2001), The Cluster Magnetic Field Investigation: overview of in-flight performance and initial results, *Ann. Geophys.*, 19(10/12), pp. 1207–1217, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-19-1207-2001>.
- Bayupati, I. P. A., Y. Kasahara, and Y. Goto (2012), Study of Dispersion of Lightning Whistlers Observed by Akebono Satellite in the Earth's Plasmasphere, *IEICE Transactions on Communications*, 95, pp. 3472–3479, DOI: <http://dx.doi.org/10.1587/transcom.E95.B.3472>.
- Benkhoff, J., J. van Casteren, H. Hayakawa, M. Fujimoto, H. Laakso, M. Novara, P. Ferri, H. R. Middleton, and R. Ziethe (2010), BepiColombo—Comprehensive exploration of Mercury: Mission overview and science goals, *Planetary and Space Science*, 58(12), pp.2 - 20, DOI: <http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2009.09.020>.
- Bernstein, S. L., M. L. Burrows, J. E. Evans, A. S. Griffiths, D. A. McNeil, C. W. Niessen, I. Richer, D. P. White, and D. K. Willim (1974), Long-range communications at extremely low frequencies, *Proc. IEEE*, 62(3), pp. 292–312.
- Berthelier, J. J., M. Godefroy, F. Leblanc, M. Malingre, M. Menvielle, D. Lagoutte, J. Y. Brochot, F. Colin, F. Elie, C. Legendre, P. Zamora, D. Benoist, Y. Chapuis, J. Artru, and R. Pfaff (2006), ICE, the electric field experiment on {DEMETER}, *Planet. Space Sci.*, 54(5), pp. 456–471, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2005.10.016>.
- Blakeslee, R. J., D. M. Mach, M. G. Bateman, and J. C. Bailey (2014), Seasonal variations in the lightning diurnal cycle and implications for the global electric circuit, *Atmos. Res.*, 135–136, pp. 228–243, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.09.023>.
- Boccippio, D. J., K. Driscoll, W. Koshak, R. Blakeslee, W. Boeck, D. Buechler, H. Christian, and S. Goodman (2000a), The Optical Transient Detec-

- tor (OTD): Instrument characteristics and cross-sensor validation, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, pp. 441–458, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0441:TOTDOI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0441:TOTDOI>2.0.CO;2).
- Boccippio, D. J., S. J. Goodman, and S. Heckman (2000b), Regional differences in tropical lightning distributions, *J. Appl. Meteorol.*, 39, pp. 2231–2248, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<2231:RDITLD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2231:RDITLD>2.0.CO;2).
- Bortnik, J., U. S. Inan, and T. F. Bell (2003), Energy distribution and lifetime of magnetospherically reflecting whistlers in the plasmasphere, *J. Geophys. Res.*, 108(A5), p. 1199, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2002JA009316>.
- Bortnik, J., U. S. Inan, and T. F. Bell (2006), Temporal signatures of radiation belt electron precipitation induced by lightning-generated MR whistler waves: 2. Global signatures, *J. Geophys. Res.*, 111(A2), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2005JA011398>.
- Bortnik, J., R. M. Thorne, and N. P. Meredith (2008), The unexpected origin of plasmaspheric hiss from discrete chorus emissions, *Nature*, 452, pp. 62–66, DOI: <http://dx.doi.org/10.1038/nature06741>.
- Bougeret, J.-L., M. Kaiser, P. Kellogg, R. Manning, K. Goetz, S. Monson, N. Monge, L. Friel, C. Meetre, C. Perche et al. (1995), Waves: The radio and plasma wave investigation on the Wind spacecraft, *Space Science Reviews*, 71(1-4), pp. 231–263.
- Buisson, F. (2003), The Demeter program: a pathfinder to a high performance micro satellite line, *17th Annual AIAA/USU Conference on Small satellites*.
- Burch, J. (2000), IMAGE mission overview, *Space Science Reviews*, 91(1-2), pp. 1–14.
- Carpenter, D. L. (1963), Whistler evidence of a knee in the magnetospheric ionization density profile, *J. Geophys. Res.*, 68(6), pp. 1675–1682, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/JZ068i006p01675>.
- Christian, H. J., R. J. Blakeslee, S. J. Goodman, D. A. Mach, M. F. Stewart, D. E. Buechler, W. J. Koshak, J. M. Hall, W. L. Boeck, K. T. Driscoll, and D. J. Boccippio (1999), The lightning imaging sensor, *11th International Conference on Atmospheric Electricity, Global Hydrol. and Clim. Cent*, Natl.

- Aeronaut. Space. Admin., Marshall Space Flight Cent., Huntsville, Al.
- Christian, H. J., R. J. Blakeslee, D. J. Boccippio, W. L. Boeck, D. E. Buechler, K. T. Driscoll, S. J. Goodman, J. M. Hall, W. J. Koshak, D. M. Mach, and M. F. Stewart (2003), Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, *108*(D1), pp. ACL 4-1–ACL 4-15, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002347>.
- Chum, J., F. Jiricek, O. Santolik, M. Parrot, G. Diendorfer, and J. Fiser (2006), Assigning the causative lightning to the whistlers observed on satellites, *Ann. Geophys.*, *24*(11), pp. 2921–2929, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-24-2921-2006>.
- Collier, A. B., A. R. W. Hughes, J. Lichtenberger, and P. Steinbach (2006), Seasonal and diurnal variation of lightning activity over southern Africa and correlation with European whistler observations, *Ann. Geophys.*, *24*(2), pp. 529–542, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-24-529-2006>.
- Collier, A. B., B. Delpont, A. R. W. Hughes, J. Lichtenberger, P. Steinbach, J. ster, and C. J. Rodger (2009), Correlation between global lightning and whistlers observed at Tihany, Hungary, *J. Geophys. Res.*, *114*(A7), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2008JA013863>.
- Collier, A. B., S. Bremner, J. Lichtenberger, J. R. Downs, C. J. Rodger, P. Steinbach, and G. McDowell (2010), Global lightning distribution and whistlers observed at Dunedin, New Zealand, *Ann. Geophys.*, *28*(2), pp. 499–513, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-28-499-2010>.
- Collier, A. B., J. Lichtenberger, M. A. Clilverd, C. J. Rodger, and P. Steinbach (2011), Source region for whistlers detected at Rothera, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *116*(A3), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2010JA016197>.
- Dowden, R., R. Holzworth, C. Rodger, J. Lichtenberger, N. Thomson, A. Jacobson, E. Lay, J. Brundell, T. Lyons, S. O’Keefe, Z. Kawasaki, C. Price, V. Prior, P. Ortega, J. Weinman, Y. Mikhailov, O. Veliz, X. Qie, G. Burns, A. Collier, O. Pinto, R. Diaz, C. Adamo, E. Williams, S. Kumar, G. Raga, J. Rosado, E. Avila, M. Clilverd, T. Ulich, P. Gorham, T. Shanahan, T. Osipowicz, G. Cook, and Y. Zhao (2008), World-wide lightning location us-

- ing VLF propagation in the Earth-ionosphere waveguide, *IEEE Antennas Propag. Mag.*, *50*, pp. 40–60, DOI: <http://dx.doi.org/10.1109/MAP.2008.4674710>.
- Facility, S. P. D. ed. (2013), *CDF User’s Guide*, Greenbelt, Maryland 20771, U.S.A.: NASA/Goddard Space Flight Center, 3rd edition.
- Fiser, J., J. Chum, G. Diendorfer, M. Parrot, and O. Santolik (2010), Whistler intensities above thunderstorms, *Ann. Geophys.*, *28*(1), pp. 37–46, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-28-37-2010>.
- Gallagher, D. L., P. D. Craven, and R. H. Comfort (2000), Global core plasma model, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *105*(A8), pp. 18819–18833, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/1999JA000241>.
- Goto, Y., Y. Kasahara, and T. Sato (2003), Determination of plasmaspheric electron density profile by a stochastic approach, *Radio Sci.*, *38*(3), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2002RS002603>.
- Goto, Y., Y. Kasahara, and T. Ide (2012), Improvement of equatorial density distribution of the global core plasma model using GPS-derived TEC, *Radio Science*, *47*(5), pp. n/a–n/a, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2011RS004763>.
- Gurnett, D. A. (1974), The Earth as a radio source: Terrestrial kilometric radiation, *Journal of Geophysical Research*, *79*(28), pp. 4227–4238, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/JA079i028p04227>.
- Habagishi, T., S. Yagitani, and Y. Omura (2014), Nonlinear damping of chorus emissions at local half cyclotron frequencies observed by Geotail at $L > 9$, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *119*(6), pp. 4475–4483, DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/2013JA019696>.
- Haruyama, J., T. Matsunaga, M. Ohtake, T. Morota, C. Honda, Y. Yokota, M. Torii, and Y. Ogawa (2008), Global lunar-surface mapping experiment using the Lunar Imager/Spectrometer on SELENE, *Earth, Planets and Space*, *60*(4), pp. 243–255, DOI: <http://dx.doi.org/10.1186/BF03352788>.
- Helliwell, R. A. (1965), *Whistlers and Related Ionospheric Phenomena*, Stanford, Calif.: Stanford Univ. Press.
- Kasaba, Y., J.-L. Bougeret, L. Blomberg, H. Kojima, S. Yagitani, M. Moncu-

- quet, J.-G. Trotignon, G. Chanteur, A. Kumamoto, Y. Kasahara, J. Lichtenberger, Y. Omura, K. Ishisaka, and H. Matsumoto (2010), The Plasma Wave Investigation (PWI) onboard the BepiColombo/MMO: First measurement of electric fields, electromagnetic waves, and radio waves around Mercury, *Planetary and Space Science*, 58(12), pp. 238–278, DOI: <http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2008.07.017>.
- Kasahara, Y., S. Kitaguchi, Y. Goto, K. Hashimoto, Y. Omura, H. Kojima, T. Ono, M. Nishino, Y. Saito, and H. Tsunakawa (2011), Plasma waves related to mini-magnetospheres over lunar magnetic anomalies observed by LRS/WFC onboard KAGUYA, *General Assembly and Scientific Symposium, 2011 XXXth URSI*.
- Kasahara, Y., Y. Goto, K. Hashimoto, T. Imachi, A. Kumamoto, T. Ono, and H. Matsumoto (2008), Plasma wave observation using waveform capture in the Lunar Radar Sounder on board the SELENE spacecraft, *Earth Planets and Space*, 60(4), pp. 341–351.
- Kato, M., S. Sasaki, and Y. Takizawa (2010), The Kaguya Mission Overview, *Space Science Reviews*, 154(1-4), pp. 3–19, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s11214-010-9678-3>.
- Kimura, I., T. Matsuo, M. Tsuda, and K. Yamauchi (1985), Three dimensional ray tracing of whistler mode waves in a non-dipolar magnetosphere, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 37, pp. 945–956.
- Kimura, I., K. Hashimoto, I. Nagano, T. Okada, M. Yamamoto, T. Yoshino, H. Matsumoto, M. Ejiri, and K. Hayashi (1990), VLF Observations by the Akebono (EXOS-D) satellite, *J. Geomag. Geoelectr.*, 42(4), pp. 459–478.
- Kimura, I., A. Hikuma, Y. Kasahara, A. Sawada, M. Kikuchi, and H. Oya (1995), Determination of electron density distributions in the plasmasphere by using wave data observed by Akebono satellite, *Advances in Space Research*, 15(2), pp. 103–107, DOI: [http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1177\(99\)80030-1](http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1177(99)80030-1).
- Kimura, I., K. Tsunehara, A. Hikuma, Y. Su, Y. Kasahara, and H. Oya (1997), Global electron density distribution in the plasmasphere deduced from Akebono wave data and the IRI model, *Journal of Atmospheric and Solar-*

- Terrestrial Physics*, 59(13), pp. 1569–1586, DOI: [http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S1364-6826\(96\)00157-5](http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S1364-6826(96)00157-5).
- Kimura, I. and Y. Goto (2010), Ray Tracing - Ray Tracing, <http://waves.is.t.kanazawa-u.ac.jp/>, 2015/01/05.
- Kojima, H., H. Matsumoto, T. Miyatake, I. Nagano, A. Fujita, L. A. Frank, T. Mukai, W. R. Paterson, Y. Saito, S. Machida, and R. R. Anderson (1994), Relation between electrostatic solitary waves and hot plasma flow in the plasma sheet boundary layer: GEOTAIL observations, *Geophysical Research Letters*, 21(25), pp. 2919–2922, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/94GL02111>.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson (1998), The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, pp. 809–817, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2).
- Kummerow, C., J. Simpson, O. Thiele, W. Barnes, A. T. C. Chang, E. Stocker, R. F. Adler, A. Hou, R. Kakar, F. Wentz, P. Ashcroft, T. Kozu, Y. Hong, K. Okamoto, T. Iguchi, H. Kuroiwa, E. Im, Z. Haddad, G. Huffman, B. Ferrier, W. S. Olson, E. Zipser, E. A. Smith, T. T. Wilheit, G. North, T. Krishnamurti, and K. Nakamura (2000), The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit, *J. Appl. Meteorol.*, 39(12), pp. 1965–1982, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1965:TSOTTR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1965:TSOTTR>2.0.CO;2).
- Lay, E. H., A. R. Jacobson, R. H. Holzworth, C. J. Rodger, and R. L. Dowden (2007), Local time variation in land/ocean lightning flash density as measured by the World Wide Lightning Location Network, *J. Geophys. Res.*, 112(D13), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007944>.
- Lichtenberger, J., C. Ferencz, L. Bodnr, D. Hamar, and P. Steinbach (2008), Automatic whistler detector and analyzer system: Automatic whistler detector, *J. Geophys. Res.*, 113(A12), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2008JA013467>.
- Macmillan, S. and S. Maus (2005), International Geomagnetic Reference Field —the tenth generation , *Earth, Planets and Space* , 57(12), pp.1135–1140,

DOI: <http://dx.doi.org/10.1186/BF03351896> .

- Matsuda, S., Y. Kasahara, and Y. Goto (2014), Electromagnetic ion cyclotron waves suggesting minor ion existence in the inner magnetosphere observed by the Akebono satellite, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *119*(6), pp. 4348–4357, DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/2013JA019370>.
- Matsumoto, H., H. Kojima, T. Miyatake, Y. Omura, M. Okada, I. Nagano, and M. Tsutsui (1994a), Electrostatic solitary waves (ESW) in the magnetotail: BEN wave forms observed by GEOTAIL, *Geophysical Research Letters*, *21*(25), pp. 2915–2918, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/94GL01284>.
- Matsumoto, H., I. Nagano, R. R. Anderson, H. Kojima, K. Hashimoto, M. Tsutsui, T. Okada, I. Kimura, Y. Omura, and M. Okada (1994b), Plasma Wave Observations with GEOTAIL Spacecraft, *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, *46*(1), pp. 59–95, DOI: <http://dx.doi.org/10.5636/jgg.46.59>.
- Meredith, N. P., R. B. Horne, S. A. Glauert, and R. R. Anderson (2007), Slot region electron loss timescales due to plasmaspheric hiss and lightning-generated whistlers, *J. Geophys. Res.*, *112*(A8), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2007JA012413>.
- Miyoshi, Y., K. Seki, K. Shiokawa, T. Ono, Y. Kasaba, A. Kumamoto, M. Hiraehara, T. Takashima, K. Asamura, A. Matsuoka, T. Nagatsuma, and E. W. Group (2010), Geospace Exploration Mission: ERG Project, *Transactions of the Japan Society for Aeronautical and Space Sciences, Aerospace Technology Japan*, *8*(27), pp. 1–6, DOI: http://dx.doi.org/10.2322/tastj.8.Tm_1.
- Nagano, I., P. A. ROSEN, S. Yagitani, K. MIYAMURA, and I. KIMURA (1993), Full wave analysis of the Australian Omega signal observed by the Akebono satellite, *IEICE transactions on communications*, *76*(12), pp. 1571–1578.
- Nakamura, M., T. Imamura, N. Ishii, T. Abe, T. Satoh, M. Suzuki, M. Ueno, A. Yamazaki, N. Iwagami, S. Watanabe, M. Taguchi, T. Fukuhara, Y. Takahashi, M. Yamada, N. Hoshino, S. Ohtsuki, K. Uemizu, G. L. Hashimoto, M. Takagi, Y. Matsuda, K. Ogohara, N. Sato, and et. al (2011), Overview of Venus orbiter, Akatsuki, *Earth, Planets, and Space*, *63*, pp. 443–457, DOI: <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.02.009>.

- NASA (2007), THEMIS | NASA, http://www.nasa.gov/mission_pages/themis/main/index.html, 2014/12/19.
- NASA (2009), Plasmaspheric Models, <http://plasmasphere.nasa.gov/models/>, 2015/01/08.
- NASA (2012), Van Allen Probes | NASA, http://www.nasa.gov/mission_pages/rbsp/main/index.html, 2014/12/19.
- Nishida, A., T. Yamamoto, and T. Mukai (1997), The {GEOTAIL} mission: Principal characteristics and scientific results, *Advances in Space Research*, 20(45), pp. 539–548, DOI: [http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)00437-7](http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00437-7), Results of the {IASTP} Program.
- Nishino, M. N., M. Fujimoto, Y. Saito, S. Yokota, Y. Kasahara, Y. Omura, Y. Goto, K. Hashimoto, A. Kumamoto, T. Ono, H. Tsunakawa, M. Matsushima, F. Takahashi, H. Shibuya, H. Shimizu, and T. Terasawa (2010), Effect of the solar wind proton entry into the deepest lunar wake, *Geophysical Research Letters*, 37(12), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL043948>.
- Obayashi, T., N. Kawashima, A. Nishida, H. Oya, T. Ono, A. Morioka, T. Kamada, J. Ohtsu, T. Miyatake, and H. Matsumoto (1979), Summary on JIKIKEN observation - Preliminary report for the initial phase of the observation results, *Solar Terrestrial and Environmental Research Japan*, 3, pp. 163–188.
- Omura, Y., H. Kojima, and H. Matsumoto (1994), Computer simulation of electrostatic solitary waves: A nonlinear model of broadband electrostatic noise, *Geophysical Research Letters*, 21(25), pp. 2923–2926, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/94GL01605>.
- Omura, Y., H. Matsumoto, T. Miyake, and H. Kojima (1996), Electron beam instabilities as generation mechanism of electrostatic solitary waves in the magnetotail, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 101(A2), pp. 2685–2697, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/95JA03145>.
- Ono, T., K. Shiokawa, Y. Miyoshi, K. Seki, M. Hirahara, T. Takashima, K. Asamura, Y. Kasaba, A. Matsuoka, and ERG Project Team (2006), The Japanese satellite mission ERG for Geospace research and applications, *AGU*

- Fall Meeting Abstracts*, p. A340, December.
- Ono, T., A. Kumamoto, Y. Yamaguchi, A. Yamaji, T. Kobayashi, Y. Kasahara, and H. Oya (2008), Instrumentation and observation target of the Lunar Radar Sounder (LRS) experiment on-board the SELENE spacecraft, *Earth, Planets, and Space*, *60*, pp. 321–332, DOI: <http://dx.doi.org/10.1186/BF03352797>.
- Ono, T., A. Kumamoto, Y. Kasahara, Y. Yamaguchi, A. Yamaji, T. Kobayashi, S. Oshigami, H. Nakagawa, Y. Goto, K. Hashimoto, Y. Omura, T. Imachi, H. Matsumoto, and H. Oya (2010), The Lunar Radar Sounder (LRS) Onboard the KAGUYA (SELENE) Spacecraft, *Space Science Reviews*, *154*(1-4), pp. 145–192, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s11214-010-9673-8>.
- Oya, H. and T. Ono (1981), Stimulation of plasma waves in the magnetosphere using satellite {JIKIKEN} (EXOS-B), *Advances in Space Research*, *1*(2), pp. 217 - 220, DOI: [http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0273-1177\(81\)90294-5](http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0273-1177(81)90294-5).
- Oya, H. and K. Tsuruda (1990), Introduction to the Akebono (EXOS-D) satellite observations, *J. Geomag. Geoelectr.*, *42*(4), pp. 367–370.
- Park, C. G. (1974), Some features of plasma distribution in the plasmasphere deduced from Antarctic whistlers, *J. Geophys. Res.*, *79*(1), pp. 169–173, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/JA079i001p00169>.
- Peter, W. B. and U. S. Inan (2004), On the occurrence and spatial extent of electron precipitation induced by oblique nonducted whistler waves, *J. Geophys. Res.*, *109*(A12), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2004JA010412>.
- Petersen, W. A. and S. A. Rutledge (2001), Regional variability in tropical convection: Observations from TRMM, *J. Clim.*, *14*, pp. 3566–3586, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3566:RVITC0>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3566:RVITC0>2.0.CO;2).
- Rao, M., V. V. Somayajulu, S. K. Dikshit, and B. A. P. Tantry (1974), Low-latitude cutoff for whistlers observed on the ground, *J. Geophys. Res.*, *79*(25), pp. 3867–3869, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/JA079i025p03867>.
- Rodger, C. J., J. B. Brundell, R. L. Dowden, and N. R. Thomson (2004), Location accuracy of long distance VLF lightning location network, *Ann. Geophys.*, *22*(3), pp. 747–758, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/>

angeo-22-747-2004.

- Rodger, C. J., J. B. Brundell, and R. L. Dowden (2005), Location accuracy of VLF World Wide Lightning Location (WWLL) network: Post-algorithm upgrade, *Ann. Geophys.*, *23*(2), pp. 277–290, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-23-277-2005>.
- Rodger, C. J., S. Werner, J. B. Brundell, E. H. Lay, N. R. Thomson, R. H. Holzworth, and R. L. Dowden (2006), Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): Initial case study, *Ann. Geophys.*, *24*(12), pp. 3197–3214, DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-24-3197-2006>.
- Rodger, C. J., M. A. Clilverd, and R. J. McCormick (2003), Significance of lightning-generated whistlers to inner radiation belt electron lifetimes, *J. Geophys. Res.*, *108*(A12), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2003JA009906>.
- Rudlosky, S. D. and D. T. Shea (2013), Evaluating WWLLN performance relative to TRMM/LIS, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(10), pp. 2344–2348, DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50428>.
- Saito, H., T. Mizuno, K. Tanaka, Y. Sone, S. Fukuda, S.-i. Sakai, N. Okuizumi, M. Mita, Y. Fukushima, M. Hirahara et al. (2006), An overview and initial in-orbit status of “ INDEX ” satellite .
- Santolik, O., M. Parrot, U. S. Inan, D. Bureov, D. A. Gurnett, and J. Chum (2009), Propagation of unducted whistlers from their source lightning: A case study, *J. Geophys. Res.*, *114*(A3), DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2008JA013776>.
- Sazhin, S. and M. Hayakawa (1992), Magnetospheric chorus emissions: A review, *Planetary and Space Science*, *40*(5), pp. 681 – 697, URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003206339290009D>, DOI: [http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0032-0633\(92\)90009-D](http://dx.doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0032-0633(92)90009-D).
- Smith, R. L. and J. J. Angerami (1968), Magnetospheric properties deduced from OGO 1 observations of ducted and nonducted whistlers, *J. Geophys. Res.*, *73*(1), pp. 1–20, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/JA073i001p00001>.

- Sonwalkar, V. S. and U. S. Inan (1989), Lightning as an embryonic source of VLF hiss, *J. Geophys. Res.*, *94*(A6), pp. 6986–6994, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/JA094iA06p06986>.
- Tarcsai, G., P. Szemerdy, and L. Hegymegi (1988), Average electron density profiles in the plasmasphere between $L = 1.4$ and 3.2 deduced from whistlers, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *50*(7), pp. 607–611, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0021-9169\(88\)90058-X](http://dx.doi.org/10.1016/0021-9169(88)90058-X).
- TIMING COMMITTEE TELECOMMUNICATIONS AND TIMING GROUP RANGE COMMANDERS COUNCIL ed. (2004), *IRIG SERIAL TIME CODE FORMATS*, U.S. Army White Sands Missile Range, New Mexico 88002-5110: Secretariat Range Commanders Council.
- ISAS (1970), ISAS | 日本初の人工衛星「おおすみ」 / 科学衛星, <http://www.isas.jaxa.jp/j/enterp/missions/ohsumi.shtml>, 2014/12/19.
- ISAS (1971), ISAS | 日本初の科学衛星「しんせい」MS-F2 / 科学衛星, <http://www.isas.jaxa.jp/j/enterp/missions/shinsei.shtml>, 2014/12/19.
- ISAS (1998), ISAS | 火星探査機「のぞみ」PLANET-B / 科学衛星, <http://www.isas.jaxa.jp/j/enterp/missions/nozomi/index.shtml>, 2014/12/19.
- 恩藤 忠典, 丸橋 克英 (2000), 宇宙環境科学, オーム社.
- 笠原 禎也, 後藤 由貴, 大池 悠太 (2014), あけぼの衛星アナログ広帯域受信器による観測データの自動較正法, 宇宙科学情報解析論文誌, *4*, in press.
- 後藤 由貴, 笠原 禎也, 橋本 弘藏 (2008), かぐや衛星搭載波形捕捉器における高効率波形データ取得法, 信学論 (B), *J91-B*(5), pp.617–625.
- 株式会社 昌新 (2012), IRIG タイムコード IRIG-B IEEE 1344, <https://www.shoshin.co.jp/c/endrun/irig.html>, 2014/01/03.
- 京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター (2015), 京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター, <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index-j.html>, 2015/01/08.

付録

A.1 かぐや WFC-L データ選別アルゴリズムで用いられる BPF 特性

以下の図に，かぐや WFC-L 自動帯域選別機能 [後藤 他, 2008] で用いられた BPF の振幅，位相の周波数特性を示す．各帯域の BPF とともに，位相周波数特性が線形位相を実現していることが確認できる．

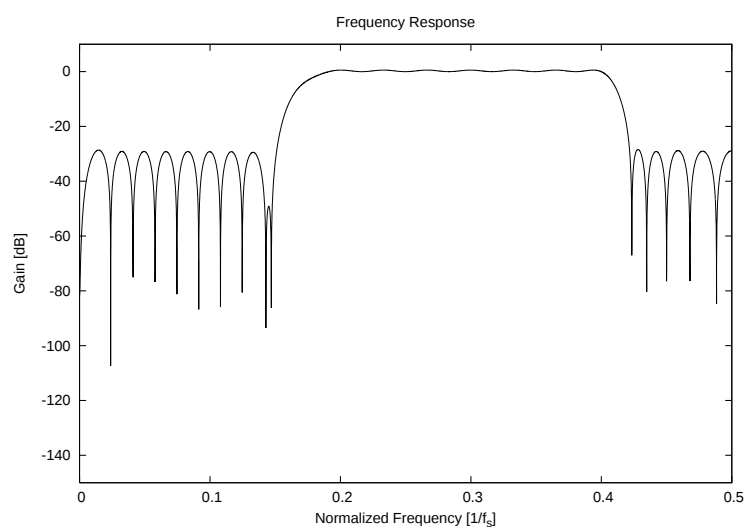


図 A.1: 50~100kHz BPF の振幅周波数特性

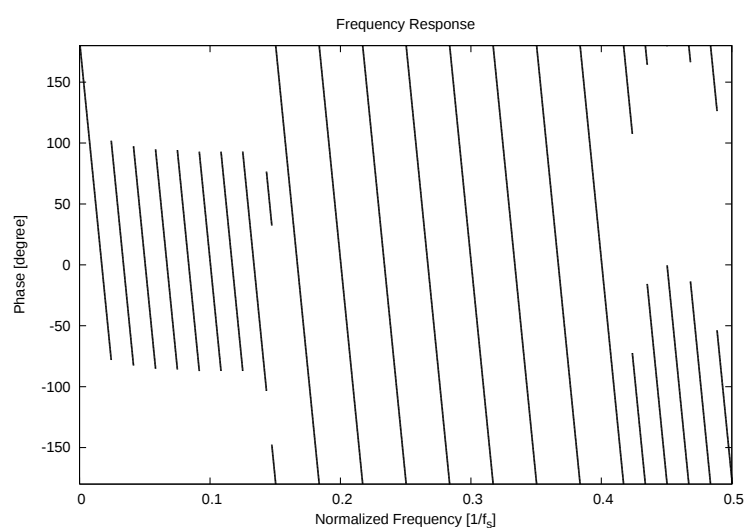


図 A.2: 50~100kHz BPF の位相周波数特性

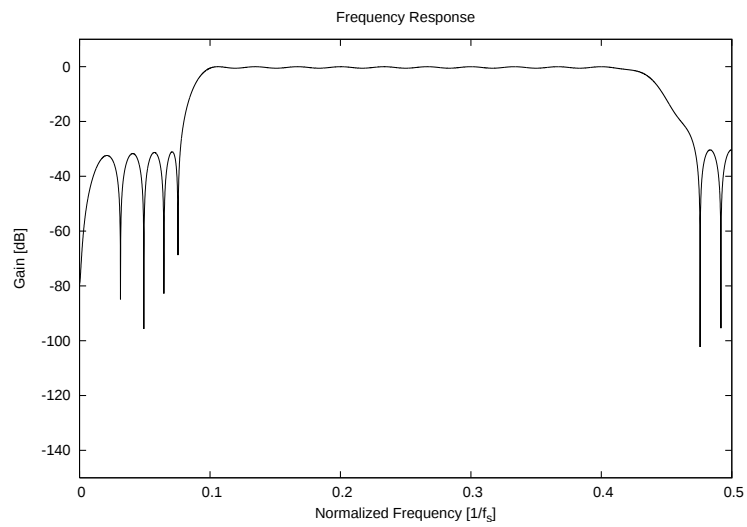


図 A.3: 25~100kHz BPF の振幅周波数特性

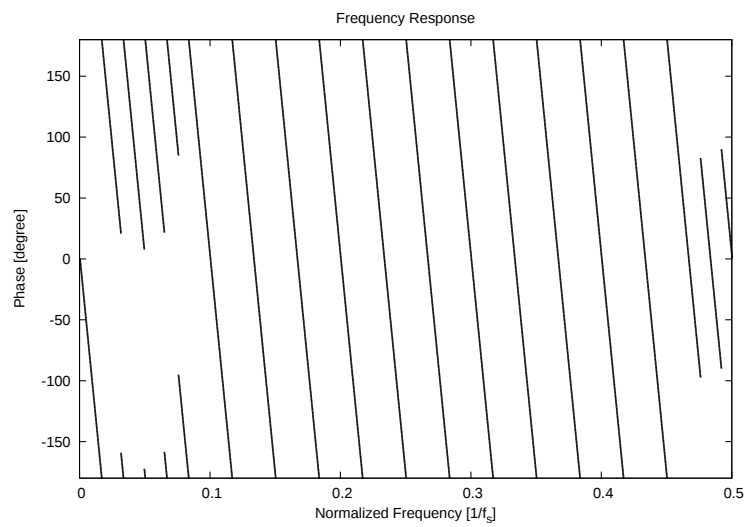


図 A.4: 25~100kHz BPF の位相周波数特性

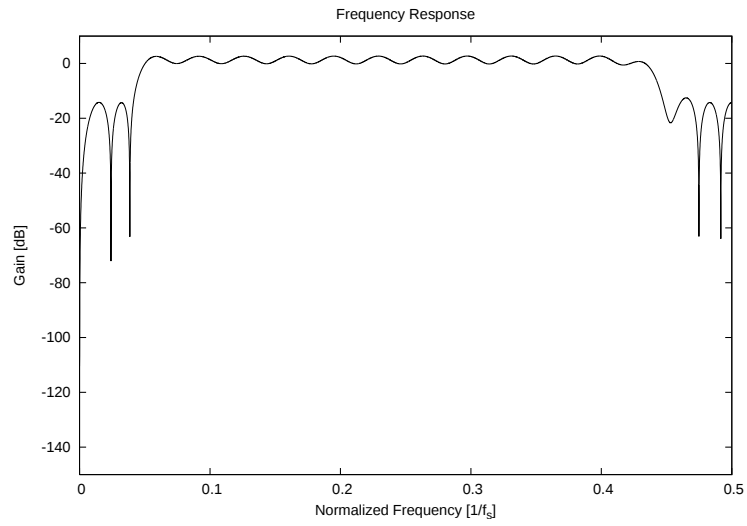


図 A.5: 12.5~100kHz BPF の振幅周波数特性

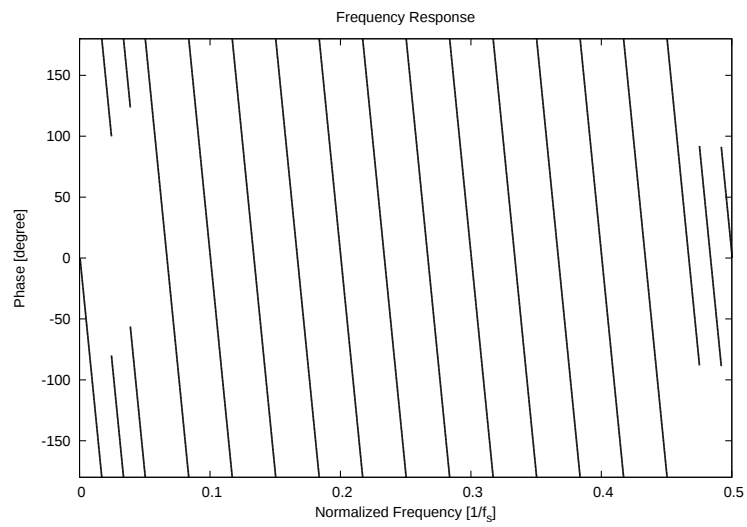


図 A.6: 12.5~100kHz BPF の位相周波数特性