

地震や爆発による電離圏擾乱：  
幾何学的条件と地磁気が振幅に与える影響の評価

Ionospheric disturbances caused by earthquakes and explosions:  
Assessment of influences by geometries and geomagnetism  
on the disturbance amplitudes

北海道大学大学院 理学院 自然史科学専攻  
地球惑星ダイナミクス講座  
宇宙測地学研究室

松下 愛

指導教員 日置 幸介

## 要旨

地球大気の上層には、高度 60 km から 1000 km 以上にわたって電離圏 (ionosphere) と呼ばれる領域が存在する。電離圏の電子密度は場所や時間によって周期的に変化し、また太陽フレアや地上のイベントによって突発的に擾乱が起こることが知られている。それらの変化は全球航法衛星システム(Global Navigation Satellite System, GNSS)の搬送波を用いることで、電離圏全電子数 (Total Electron Content, TEC) として観測することができる。本研究では、静穏な時期に加えて、地上での爆発や地震活動のある時期の電離圏を対象とし、観測データの解析と数値計算を行った。

まず、静穏な時期の電離圏の観測対象として、TEC 時系列から大気モードの振動検出を試みた。地震や爆発のない静穏な時期でも固体地球は常時自由振動を行っているが、大気の固有周波数と一致する成分は特に大きな振幅を持つことが知られている。大気はその固有周波数で振動しているのであれば、電離圏でも同じ周波数成分の変化が存在する可能性がある。そこで、本研究では TEC 時系列に対して Blackman-Tukey 法を用いたスペクトル解析を行い、様々な周波数成分の強度を計算した。TEC 時系列には長期間連続観測が可能な QZSS (Quasi-Zenith Satellite System) の静止衛星から得たデータを用いた。1 日分のデータでスペクトル解析を行い、複数局分スタックすることで大気モードの周波数をもつ振動を検出することができた。しかし、実際の TEC 時系列に見られる振動には空間的なコヒーレンスが確認できず、大気モードが直接電離圏の振動を励起したとは考えにくい。観測された細かい振動は、時間帯や周期から判断して中規模伝搬性電離圏擾乱 (Medium Scale Traveling Ionospheric Disturbance, MSTID) に伴うシンチレーションと考えられる。

次に、2020 年 8 月 4 日に発生したペイルートでの化学爆発が励起した音波による電離圏擾乱を観測した。爆発や地震に伴う電離圏擾乱は、磁場の影響により、波源の赤道側で信号が強く、極側で信号が弱くなる性質を持つ。ペイルートの化学爆発では爆発の南側 (赤道側) に密な観測網があるため、電離圏高度に達した音波による N 字型の TEC 変化を複数局で観測することができた。さらに本研究では観測された TEC 変化を再現するために、音波伝搬による電離圏擾乱の数値シミュレーションを行った。ここでは音波伝搬に影響を及ぼす音速構造と電子密度の高度分布に加え、(1) 磁場による電子の運動方向の拘束と、(2) 衛星視線と波面の角度の違いによる振幅変化も考慮した。その結果、ペイルートでの爆発に伴う N 字型 TEC 変化の波形、到着時刻、局間の振幅差等を再現することができた。また、数値シミュレーションの精度を向上させるため、それまで南北方向の 2 次元断面で行っていた電子密度の計算を 3 次元空間に拡張した。その結果、擾乱の到達時刻や相対振幅を、より正確に再現できるようになった。さらに、同じ数値シミュレーションのプログラムを用いて、想定南海トラフ地震に伴う電離圏擾乱の振幅を検討した。地震に伴う TEC 変化の相対振幅は  $M_w$  と正の相関を持つことが知られており、南海トラフ地震で TEC 擾乱信号の振幅をいち早く捉えることができれば、迅速な  $M_w$  の決定に役立つ。しかし、既存の局は震源域の北側に偏在しているため、磁場の影響により十分な信号が得られない可能性がある。そこで本研究では、3 次元数値シミュレーションを行って、理想的な条件の擾乱振幅と既存の局で観測される振幅を比較した。不利な局配置であっても、波面と低角度で交わる衛星視線を用いることによって、既存の GNSS 局でも理想的な場合の半分程度の振幅が観測できることが示

された。最後に、作成した三次元数値シミュレーションプログラムを利用して、 $M_w$ と相対振幅の関係式の再計算を行う。これにより磁場や衛星視線による誤差を取り除き、擾乱振幅と  $M_w$  の、より正確な経験式の導出を目指す。

## 目次

1	はじめに.....	1
1.1	チェリャビンスク火球爆発後の TEC 変化.....	1
1.2	浅間山噴火後の TEC 変化.....	3
1.3	地震後の TEC 変化.....	5
2	手法.....	8
2.1	GNSS.....	8
2.1.1	GPS.....	8
2.1.2	QZSS.....	9
2.2	GNSS-TEC 観測.....	11
2.3	スペクトル解析.....	13
3	地球大気の自由振動の検出.....	15
4	音波による TEC 変化.....	18
4.1	電離圏擾乱に変化をもたらす要因.....	18
4.1.1	地磁気による電子の束縛.....	18
4.1.2	衛星視線と波面の位置関係.....	20
4.1.3	背景電子数と TEC 擾乱振幅の関係.....	21
4.2	N 字型 TEC 変化の観測.....	22
4.2.1	2020 年バイルート爆発.....	22
4.3	波線追跡を用いた N 字型 TEC 変化の再現.....	24
4.3.1	数値計算の原理.....	24
4.3.2	数値計算の改良.....	28
4.3.3	擾乱周期の検討.....	31
4.4	南海トラフ地震における CID 観測の実現可能性.....	32
5	経験則の再検討.....	39
6	まとめ.....	43
7	謝辞.....	44
8	参考文献.....	45

## 1 はじめに

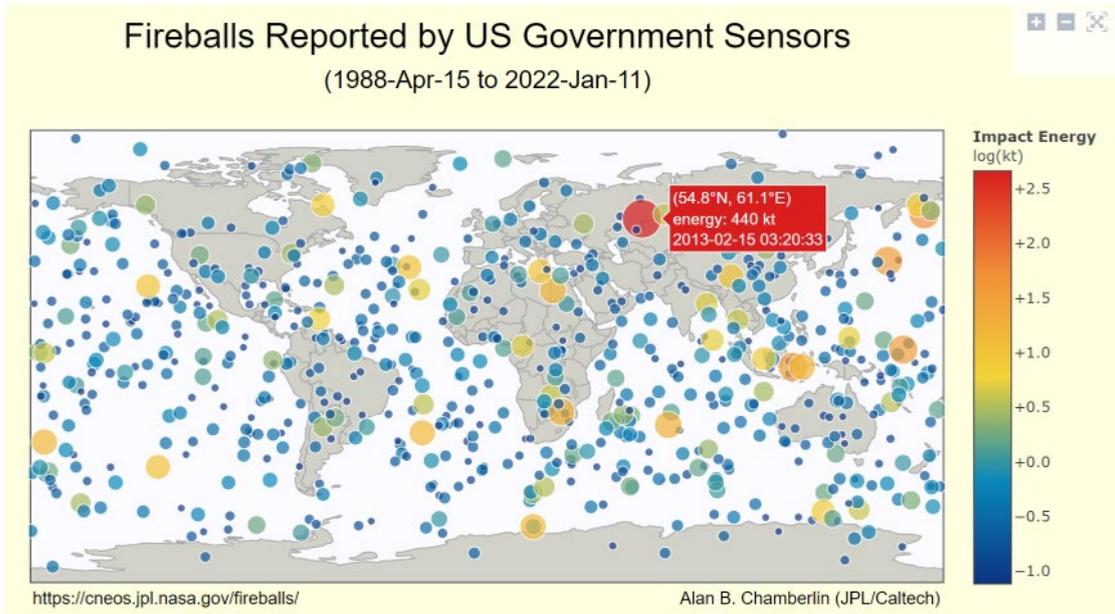
地球大気の上層には、高度 60 km 付近から 1000 km 以上にわたって電離圏 (ionosphere) と呼ばれる領域が存在する。電離圏では太陽からの紫外線などにより大気分子の一部が電離し、イオンと電子が混在したプラズマとなっている。太陽から受ける放射が強いほど多くの分子が電離するため、電離圏の電子密度は緯度、高度、時間帯、季節等によって大きく変化する。通常の日変化や季節変化に加え、太陽フレアなどの太陽活動に伴う突発的な電離圏擾乱もしばしば観測される。さらに、火山や地震、地上での爆発で生じる音波や内部重力波も電離圏擾乱を引き起こす。また人為的な原因の変動として、打ち上げられたロケットや大陸間弾道ミサイルの排気に含まれる水蒸気が電子密度の急激な減少をもたらすことが知られている。

電離圏に存在する電子の量は、GPS (Global Positioning System) に代表される GNSS (Global Navigation Satellite System) 衛星から受信した、複数の周波数のマイクロ波搬送波の位相差から、視線に沿って積分した電子の数である電離圏全電子数 (Total Electron Content, TEC) として観測することができる。TEC の単位は TECU (TEC unit) を用いる。1 TECU は  $10^{16}/\text{m}^2$  に等しく、衛星視線に沿った底面積  $1 \text{ m}^2$  の円柱に  $10^{16}$  個の電子が含まれることを意味する。

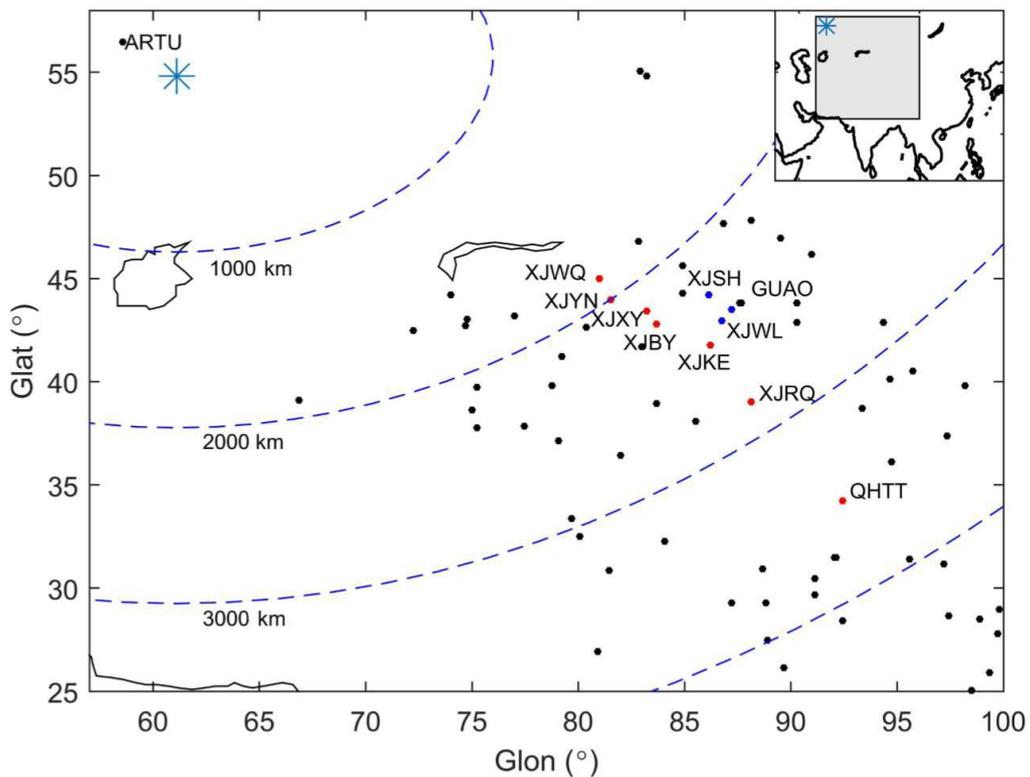
近年は稠密な GNSS 網が様々な地域で整備され、GNSS-TEC 法で手軽に電離圏擾乱の研究ができる環境が整ってきた。本研究では地上での爆発や地震活動に伴う電離圏擾乱のうち、特に音波の伝搬に起因する擾乱を対象とし、観測データの解析と数値計算を行った。本章では過去に観測された事例として、2013 年チェリャビンスクでの火球爆発、2004 年浅間山噴火、複数の大きな地震に伴う TEC 擾乱を紹介する。GNSS-TEC 法の詳細は第二章でのべる。

### 1.1 チェリャビンスク火球爆発後の TEC 変化

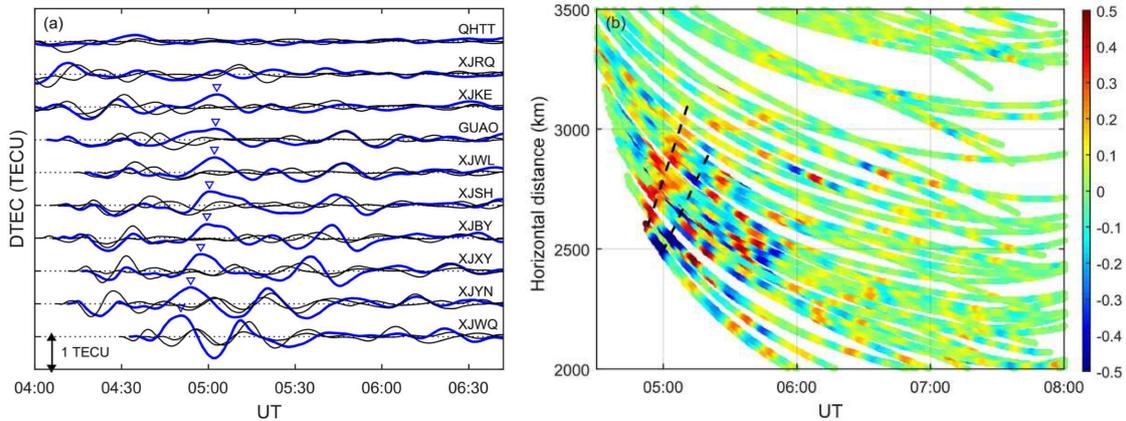
2013 年 2 月 15 日 3:20 UT に、北緯 54.8 度、東経 61.1 度付近の、ロシア・チェリャビンスク上空で、火球が爆発する事件が起こった。これは比較的大きな隕石の大気突入によって発生したものと考えられ、その規模は近代的な観測史上最大であり、爆発のエネルギーは 440 kt (TNT) と推定されている (図 1.1)。このような大規模な爆発が起こると音波や内部重力波が励起され、大気中を伝搬する。中国北西部の GPS 観測局 (図 1.2) では、これらの大気波動の伝搬に伴う TEC 擾乱が観測された (Ding et al., 2016)。爆発から 2500-3100 km 離れた観測局であっても、電離圏擾乱が捉えられたことが示唆される。Ding et al. (2016) は爆発の数十分後に N 字型の TEC 擾乱が見られ、その到達時刻は爆発地点から遠ざかるにつれて徐々に遅くなることを示した (図 1.3)。擾乱の伝搬速度は約  $410 \text{ m/s}$ 、周期は 23 min であったと報告されている。



1.1 過去に観測された火球の位置と爆発時刻、爆発エネルギー。吹き出しで示す赤い丸がチェリャビンスクの火球爆発を示している。(CNEOS のホームページより)



1.2 2013 年火球爆発に伴う TEC 観測に用いた中国西北部の GPS 観測局(Ding et al., 2016)。米印は火球が爆発した位置 (54.8N、61.1E) を、点線は爆発地点からの距離を表す。図上の点は GPS 観測局の位置を示す。右上の地図中の四角の範囲が示されている。



1.3 (a) 2013年2月15日チェリャビンスクにおける火球爆発に伴う TEC 変化の時系列を爆発からの距離に近い順に並べたものと (b) TEC 変化の空間分布 (Ding et al., 2016)。 (b) の y 軸は火球の爆発地点と IPP 間の距離を表す。色はその座標 (時刻、距離) における TEC 変化の値を表す。

## 1.2 浅間山噴火後の TEC 変化

火山の噴火後には、これまで2つのタイプの電離圏擾乱が観測されてきた (Cahyadi et al., 2020)。1つ目は長時間継続するプリニー式噴火に際して見られる継続的な TEC 振動、2つ目は爆発的なブルカノ式噴火の8-10分後に見られる一時的なN字型の TEC 擾乱である。1つ目の継続的な TEC 振動は、持続的な噴火に励起された共鳴周波数での大気振動が、電離圏に伝わることで発生する。Cahyadi et al. (2020) は TEC 振動の相対振幅が噴出率 (Mass Eruption Rate, 単位時間に噴出される物質の量) に依存するため、継続時間と掛け合わせることで火山噴出物の全質量を見積もることができることを示唆した。2つ目のN字型擾乱は爆発的な噴火によって生じた音波が電離圏に達することで発生する。Cahyadi et al. (2021) はN字型擾乱の相対振幅変化は大気の圧力変化を反映し、爆発的な噴火の規模を測る指標として有効であると主張した。

2004年9月1日に起こった浅間山噴火では、噴火の12分後にN字型の TEC 変化が確認されており (図 1.4) (Heki, 2006)、典型的な二つ目のタイプの火山性電離圏擾乱と考えられている。浅間山の南や南西方向で、噴火の約10分後に TEC 擾乱が起こっており、火山の爆発的な噴火による音波が電離圏 F 領域に達して擾乱を引き起こしたことが示唆される。一方、浅間山の東、北東、西側では磁場の影響により電子の動きが制限されたこと、および衛星視線と波面の位置関係が擾乱の観測に不適だったことにより、目立つ TEC 変化が確認されていない。

Heki (2006) では、いくつかの TEC 観測結果について波線追跡による波形の再現も行われている。図 1.2 に音波の波線追跡から計算した電子密度異常の分布、計算の際に考慮した電子密度と音速の高度分布、計算によって求めた TEC 変化と観測値の比較を示す。音波の波線追跡を用いることで、南西 (0363)、南東 (0066) 側でN字型 TEC 擾乱の波形を再現している。北東 (0062) 側では、衛星視線と波面の関係 (図 1.5 右上) により観測値、計算値共に振

幅が小さく比較が難しい。本研究では後に述べるように、Heki (2006) で用いられた数値シミュレーションに磁場の影響を加え、さらに3次元空間に拡張することで他の爆発事例や地震活動に応用する。

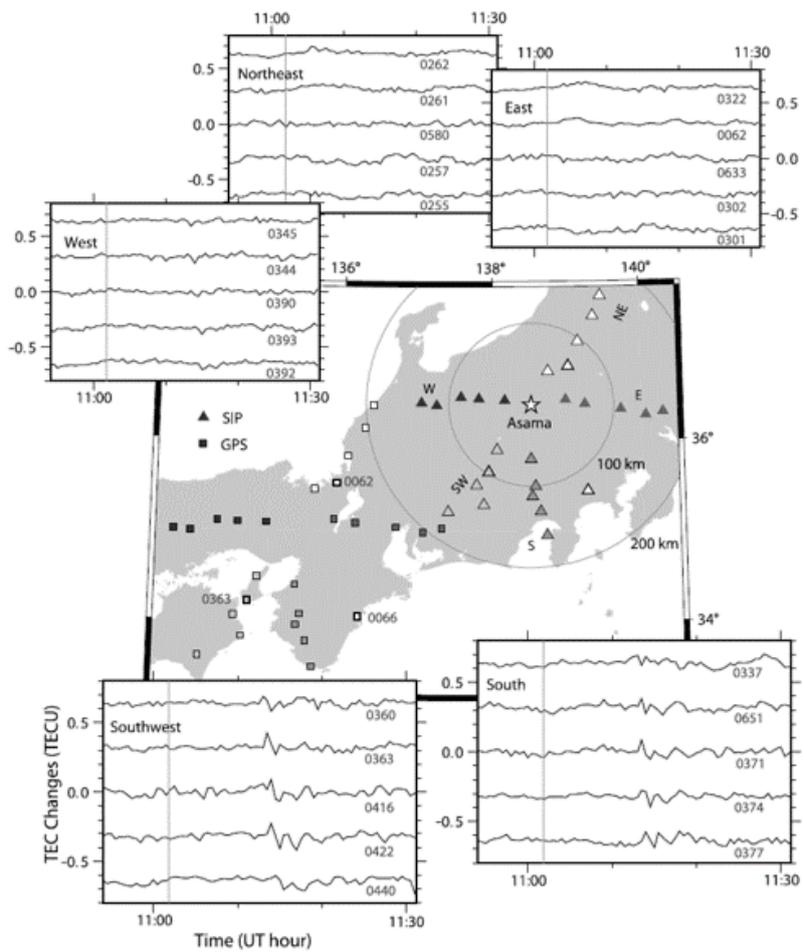


図 1.4 浅間山の噴火に伴う TEC 変化を、GPS15 番衛星を用いて捉えたもの (Heki, 2006)。観測局の位置を四角、観測している電離圏の位置を示す SIP (2.2 節参照) を三角、浅間山を星印で表している。TEC 時系列に示されている灰色の縦線は噴火時刻を示している。

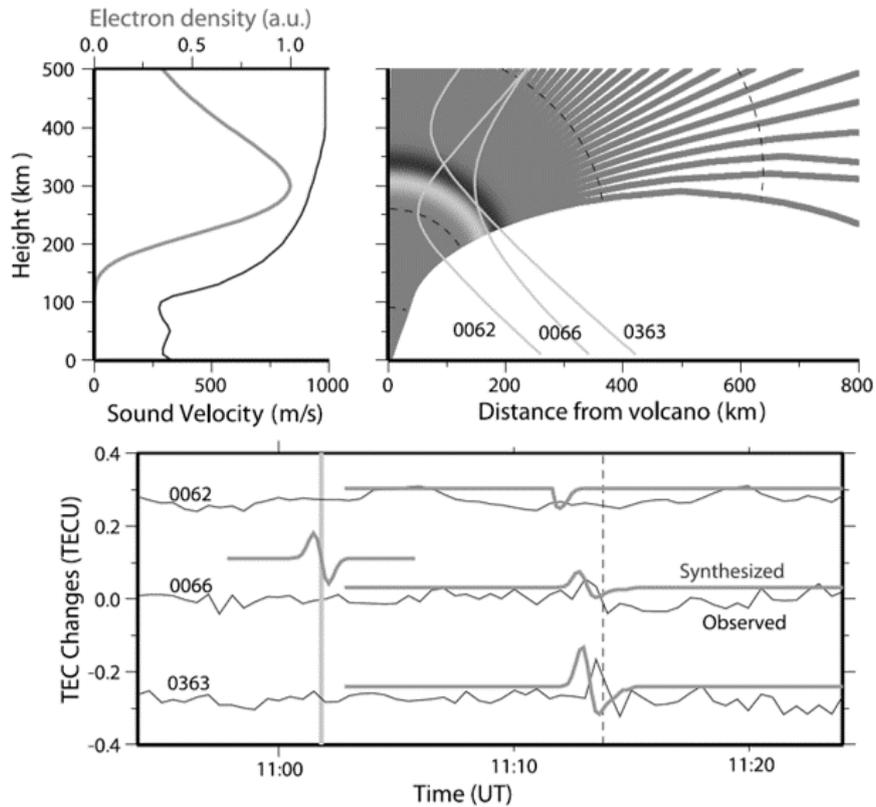


図 1.5 (左上) 電子密度の相対値と音速の高度分布。(右上) 音波の波線追跡。天頂角は 0 度から 20 度、噴火後 11.23 分後を想定。点線は 5 分ごとの波面の位置、グレーの曲線はそれぞれの局と 15 番衛星を結んだ視線 (Lin-of-sight, LOS) を示している。視線は本来直線だが、横軸を火山からの距離に取っているため、この図では曲線として描かれる。(下) TEC の観測結果と計算結果を比較したもの。観測値は、日周変化等の長周期変化を取り除くため、多項式で近似した値からの残差をプロットしている。(Heki, 2006)

### 1.3 地震後の TEC 変化

地震によって発生した大気波動が電離圏に達してもたらず電離圏擾乱を、地震時電離圏擾乱 (CID, Coseismic Ionospheric Disturbance) と呼ぶ。CID を引き起こす大気波動には 3 つのタイプがあり、それぞれ異なる伝搬速度や周期を持っている (図 1.6) (Heki, 2021)。1 つ目は断層の上下運動に励起された音波が直接空気中を上方に伝搬してもたらず擾乱である。音波は地震発生後 10 分程度で電離圏の F 層に到達し、N 字型の TEC 擾乱を引き起こす。この擾乱は 1,000 km 以内の近距離でのみ観測されるが、これは音波が三次元的に伝搬するため幾何学的減衰が大きいためである。屈折して地上に戻ってきた音波はインフラサウンドのセンサーでも観測されることもある。

2 つ目は津波や地表の上下変動が励起した内部重力波である。内部重力波は地表面に対してほぼ水平な波面を持ち、斜め上方に伝搬して 20-30 分程度で電離圏に到達する。内部重力波は音波と比べて伝搬速度が遅く長周期のため、直達音波による N 字型擾乱が通過した後に、

なだらかな TEC 変化として観測される。3つ目は地表を伝搬するレイリー波に励起された音波である。地震に伴う表面波の一種であるレイリー波が地表を伝搬し、それに伴う地表上下運動によって生じた音波が電離圏に到達する。レイリー波の伝搬速度は音速より速いため、遠方では直達音波より早く TEC 変化を引き起こす。また、レイリー波は地表を二次元的に伝搬するため距離減衰が少なく、この TEC 変化は 1,000 km を超えた遠方の電離圏でも観測されることがある。

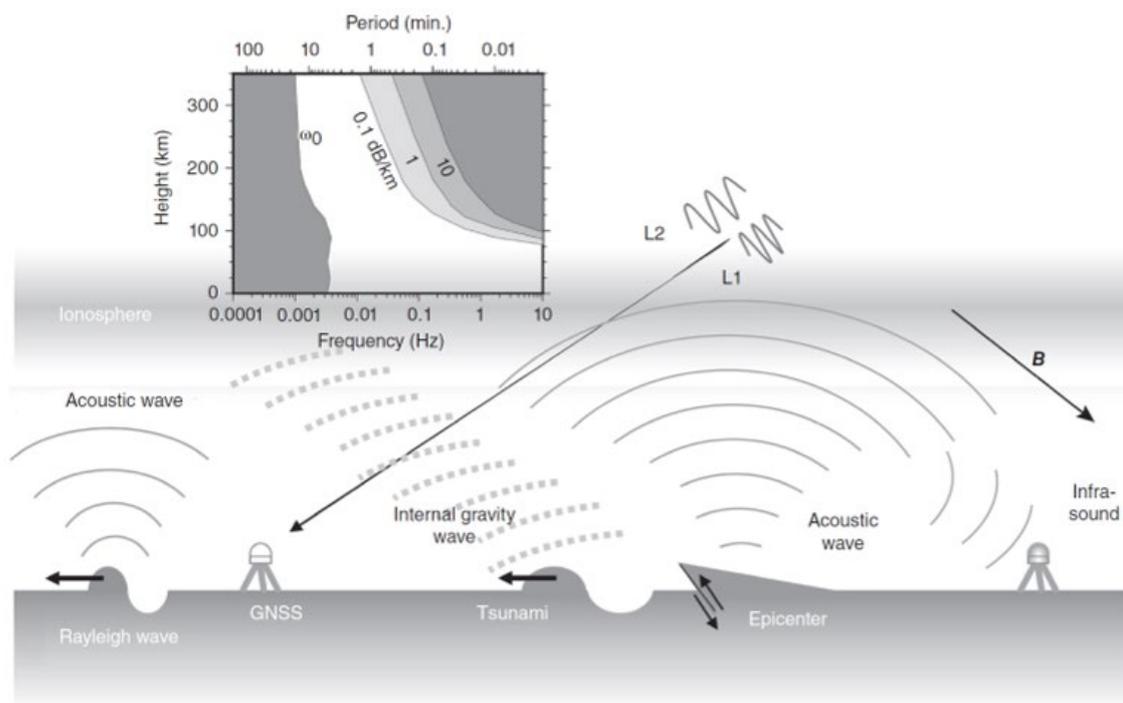


図 1.6 CID を引き起こす 3 種類の大気波動 (Heki, 2021)。左上の図は、様々な高度で様々な周波数を持つ音波の大気による減衰を示したものである (Blanc, 1983)。小さな減衰で電離圏の F 層に到達する大気波動は周期 1.3 分から 4.0 分程度の成分に限定される (大気フィルター効果) ことがわかる。

図 1.7 に Heki (2021) で報告された 28 の CID の事例を示す。いずれの事例でも地震発生から 10 分程度で N 字型の TEC 擾乱が観測されている。これは前述した直達音波による近傍場での TEC 変化であり、モーメントマグニチュード  $M_w$  が大きい程 N 字型の TEC 擾乱も大きい。Heki (2021) は TEC 変化の相対振幅が  $M_w$  と相関関係にあることを示した (図 1.7)。  $M_w$  は相対振幅の常用対数に比例し、その関係は以下の式で表される。

$$\log_{10}(\text{Amplitude}) = a(M_w - 8.0) + b \quad (1)$$

$$a \approx 0.602 \pm 0.093^*, b \approx 0.804 \pm 0.057^*$$

\* 1  $\sigma$  区間

上式の  $b$  は  $M_w 8.0$  の地震に伴う相対振幅の常用対数で、 $a$  は比例係数である。

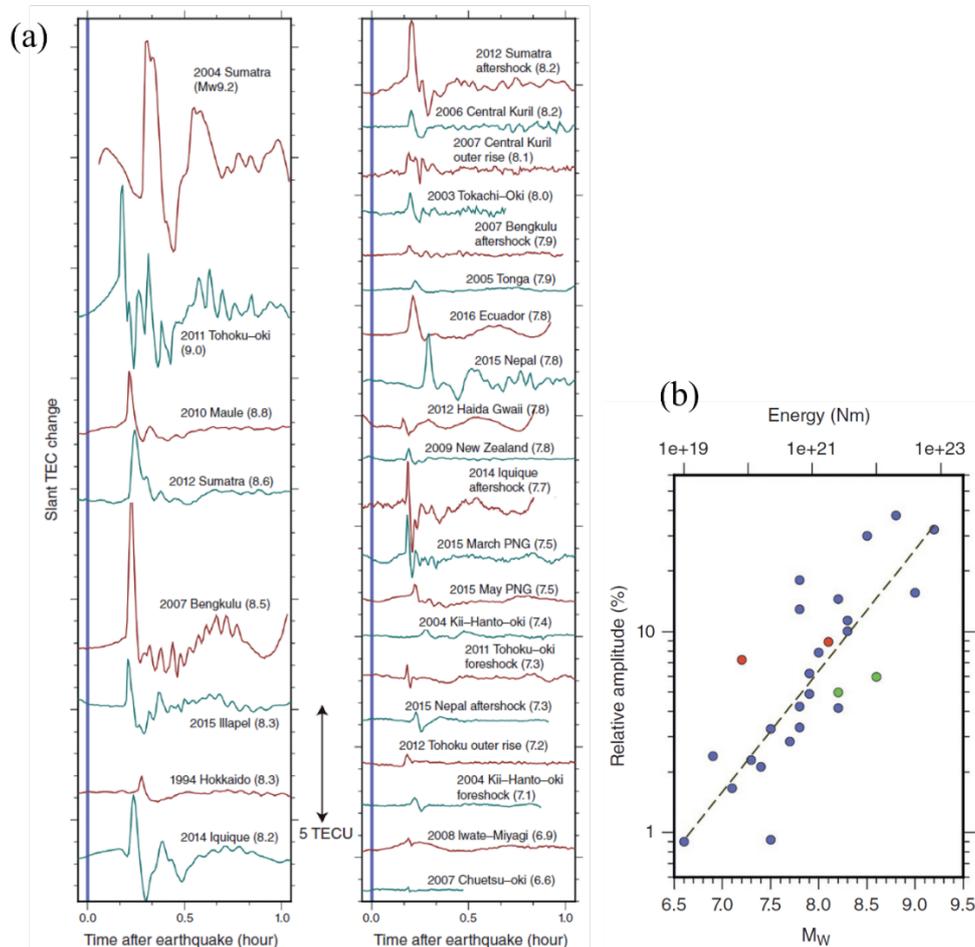


図 1.7 (a) Heki (2021)に報告された 28 個の CID の観測事例。いずれも地震発生の 3 分前から 1 時間 3 分後まで、STEC を近似した多項式からの残差として描画している。2012 年スマトラ地震とその余震が横ずれ断層 (b では緑で示す)、2007 年千島列島地震と 2012 年東北地震が正断層 (b では赤で示す) であり、その他の 24 事例は全て逆断層の地震 (b の青丸) である。(b) 28 の地震について、 $M_w$  と TEC 変化の相対振幅 (対数表示) を対応させたもの。点線は近似直線である。

28 の観測結果から導出した  $a$  の値は  $2/3$  に近く、 $M_w$  が 3 増えると TEC 変化の相対振幅が 2 桁増大することが示唆された。なお、大気波動の伝搬による電離圏擾乱振幅の解釈には、磁場や衛星視線、背景 TEC の条件を考慮する必要がある (4.1 節参照)。Heki (2021) では、TEC 変化の振幅を背景 VTEC で正規化 (4.1.3 項参照) した相対振幅を用いることで背景 TEC の影響を考慮している。しかし、磁場や衛星視線に関しては観測条件を完全に揃えることが難しく、十分に考慮できていない。この経験則は、CID を用いて迅速な  $M_w$  推定を行う時に、拠り所となる重要なものである。本研究では、3 次元数値計算を用いて観測された TEC 変化を磁場や衛星視線の条件を揃えたものに直し、Heki (2021) で報告された関係式の再構築を試みる。

## 2 手法

### 2.1 GNSS

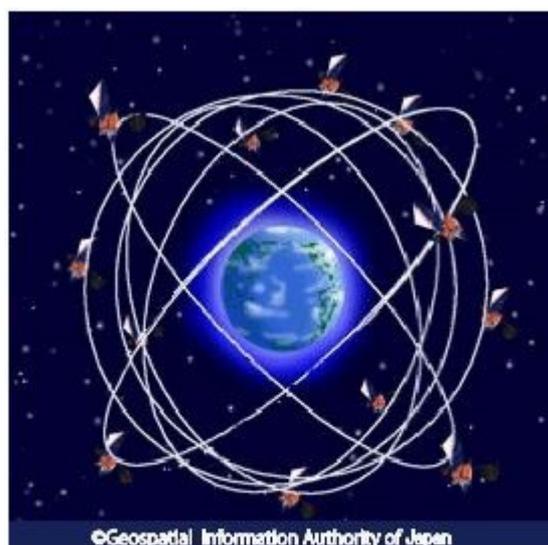
全球航法衛星システム (Global Navigation Satellite System, GNSS) とは、人工衛星から観測局に向けて送信されるマイクロ波を用いて高精度の測位を行うシステムである。マイクロ波信号に含まれる衛星軌道やコードを用いて決定した疑似距離から、観測局のおおまかな位置や時計のずれが決定でき、移動体のナビゲーションに利用される。また搬送波位相を用いるとミリメートルの精度が達成されるため、地殻変動の計測等の地球物理学研究に利用される。日本列島に稠密に展開されている GNSS 網の本来の目的もこのような地殻変動の計測である。

GNSS にはアメリカの全球測位システム GPS (Global Positioning System)、ロシアの GLONASS、欧州連合の Galileo など各国の衛星測位システムが含まれる。位置決定においては、大気中の水蒸気量や電離圏の電子数を反映する伝搬遅延による誤差が生じる。また、観測局周りの山やビルなどで反射した電波をマルチパスというが、反射した電波は直接届く電波に比べて遅れて届くため、都心部や山間部では直接波と反射波の干渉によって測位誤差が生じやすい。マルチパスのような衛星と観測局の位置関係に依存する測位誤差は、観測局の鉛直方向に衛星視線を確保することで軽減できる。日本では準天頂衛星システム (Quasi-Zenith Satellite System, QZSS) が開発・利用されており、GPS をはじめとした他の測位衛星と組み合わせることで、誤差を軽減しより高精度な測位を実現している。本研究の電離圏観測においては、1990 代からの豊富なデータがある GPS と日本周辺の電離圏を継続的に観測できる QZSS のデータを利用した。

#### 2.1.1 GPS

GPS は、アメリカ合衆国によって開発された衛星測位システムである。このシステムは航空機・船舶等の航法支援のために開発され、上空約 20,000 km を周回する GPS 衛星と衛星の追跡・管制を行う管制局、利用者の受信機からなる。現在は地球全体を網羅する軌道を持つ 30 機の GPS 衛星が運用されており、その観測・軌道データは様々な用途で活用されている。GPS 衛星は、地上にある受信機に向かって衛星の軌道情報・原子時計の正確な時間情報などを含む電波を発信している。コードを用いた測位では、これらの情報を用いて GPS 衛星から受信機に到達する時間を測り、衛星-受信機間の距離を求める。その後、複数の GPS 衛星からの距離と衛星位置の情報から受信機の位置を決定する。

地殻変動など高精度の測位が必要な場合は、搬送波の位相が用いられる。また、GPS 衛星は L1 波 (1575.42 MHz)、L2 波 (1227.60 MHz)、L5 波 (1176.45 MHz) といった異なる周波数を持つ複数の電波を送信している。複数の搬送波周波数を用いることで、周波数に依存する (分散性を持つ) 遅延量である電離圏遅延をあらかじめ取り除くことや、後述する GNSS-TEC 法を用いて電離圏の電子数を観測することが可能になる。



GPS衛星のイメージ

図 2.1 米国が運用する最も古いGNSSであるGPS衛星のイメージ  
(国土地理院のホームページより)

## 2.1.2 QZSS

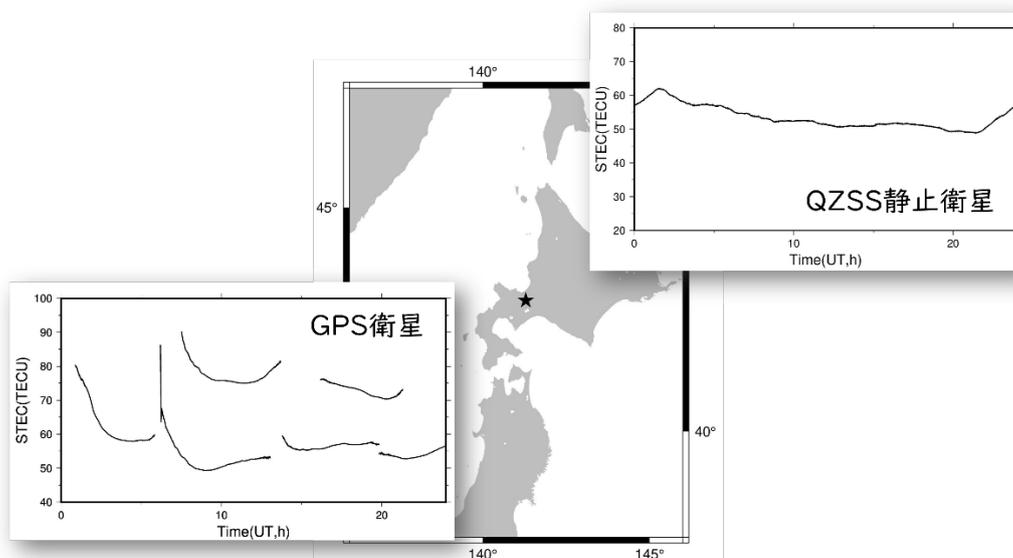
2.1.1 項で説明したGPS衛星は極域を除く地球全体を覆う軌道を持っており、世界各国で利用することができる。しかし、都市部や山間部など斜め方向からの電波が届きにくい地域ではマルチパスなどが生じ精度が悪いという問題があった。そこで、GPS衛星との互換性があり、高い仰角で長時間日本上空に留まっていられる、QZSS衛星の運用が開始された。QZSSは、準天頂軌道(Quasi-zenith orbit)の衛星と静止衛星で構成される日本の衛星測位システムである。2018年11月にサービスが開始され、現在3機の準天頂軌道衛星と1機の静止衛星で運用されている。これらの衛星はGPS衛星と同じ周波数の電波を送信できるため、GPS衛星と併せて測位や観測を行うことができる。

静止衛星は赤道上空の高度約36,000kmに軌道を持っている。また、地球の自転と同じ速さ、同じ方向に進んでおり、地上から見ると静止しているように見える。QZSS静止衛星は日本上空を常に同じ位置から観測しているため、より長い期間のデータを連続して得ることができる。一方、GPS衛星は周回周期が静止衛星の約半分、衛星の進む向きも多様であり、同じ場所に留まっていられない。そのため1つの衛星からある場所を観測する際、数時間のデータしか得られない。図2.2は札幌にある電子基準点を観測点とし、GPS、QZSSを用いて観測したTECの時系列変化である。GPS衛星の観測では長くても5時間ほどしか連続データが得られないのに対し、QZSS静止衛星を用いると1日分の連続データが得られる。図2.2(右上)では1日しか描画していないが、さらに長期間連続的な観測を行うことも可能である。これは後述する電離圏全電子数の観測におけるQZSSの利点である。

準天頂軌道衛星は、静止軌道衛星と同じ自転周期で、軌道離心率が大きい軌道を周回している。日本上空に遠地点があるため、日本から見た天頂に長時間滞在する。このような軌道

の特徴から、QZSS 準天頂軌道衛星は地上から見ると日本、アジア、オセアニア地域で 8 の字を描いているように見える (図 2.3)。

GPS 衛星と互換性があり、高仰角での観測が可能な QZSS 衛星の運用により、都市部や山間部でも安定した測位を行うことができるようになった。2023年には5号機 (準天頂軌道)、6号機 (静止軌道)、7号機 (準静止軌道、静止軌道から軌道傾斜角と離心率を僅かにずらした軌道) の打ち上げが予定されており、7機体制確立のため開発・整備が進められている。7機体制ではみちびき単独での測位も可能となり、さらなる測位精度向上が期待される。



2.2 札幌 (0128) 局から QZSS 静止衛星 (右上)、6機の GPS 衛星 (左下) によって得られたある日の一日分の TEC 観測データの時系列。



2.3 準天頂軌道を周回する衛星の地表への投影 (内閣府のページより)

## 2.2 GNSS-TEC 観測

2.1.2 項で述べたように、GPS 衛星、QZSS 衛星は共に 1.5 GHz ( $L_1$ ) と 1.2 GHz ( $L_2$ ) の 2 種類の周波数で電波を発信している。本研究では、その特徴を利用し、受信した信号の位相差から電離圏の電子数を推定する GNSS-TEC 法を利用した。本節では、GNSS-TEC 法の原理について説明する。

GNSS 衛星が発信する搬送波は、中性大気や電離圏などで屈折し、遅れて受信機に到達する。電離圏による遅延は電子がマイクロ波の伝搬を妨げるために起こり、搬送波の周波数ごとに異なる一方、中性大気による遅延や様々な幾何学的な遅延は周波数に依存しない。そのため、周波数の異なる 2 種類の波の位相差は、電離圏による遅延の情報のみを含む。ここでは、周波数  $f_1$ 、 $f_2$  で観測された位相にそれぞれ波長をかけて、長さの単位 (m) に直したものを  $L_1$ 、 $L_2$  とおく。また、式 (2) のように、その差を  $L_4$  とする。

$$L_4 = L_1 - L_2 \quad (2)$$

ここで、周波数  $f_1$  ( $f_2$ ) の電波における電離圏遅延を  $S_1$  ( $S_2$ ) m とおくと、

$$L_4 = S_1 - S_2 \quad (3)$$

また、 $S$  は電離圏を通る経路と真空を通る経路での見かけの距離の差に等しいので、電離圏の屈折率  $n_p$  を用いると (4) のように表せる。

$$S = \int (n_p - 1) ds \quad (4)$$

電離圏の屈折率  $n_p$  は、周波数  $f$  (Hz)、電子数密度  $N_e$  ( $m^{-3}$ )、比例係数  $b$  とおくと

$$n_p = 1 - \frac{N_e}{f^2} b \quad (5)$$

(4)、(5) から電離圏遅延  $S_1$ 、 $S_2$  は以下のように記述できる

$$S_1 = -\frac{b}{f_1^2} \int N_e ds = -\frac{b}{f_1^2} STEC \quad (6)$$

$$S_2 = -\frac{b}{f_2^2} \int N_e ds = -\frac{b}{f_2^2} STEC \quad (7)$$

ここで、(6)、(7) の STEC (Slant TEC) は、衛星視線方向に電子数を積分した値を表す。

次に、(3) と上式を用いて比例定数  $b$  に適当な値を入れると、 $L_4$  と STEC の関係式が得られる。

$$STEC = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} L_4 \quad (8)$$

ただし  $L_4$  には整数値の不確かさがあるため、本研究をはじめ TEC の議論をする際は、式 (9) のように、位相差の変化量から STEC の変化量を求めている

$$\Delta STEC = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \Delta L_4 \quad (9)$$

次に、GNSS-TEC 法の模式図を図 2.4 に示す。求めた STEC の値と、衛星や観測局の位置座標などを用いることで鉛直方向の電離圏全電子数 (VTEC, Vertical TEC) が求められる。

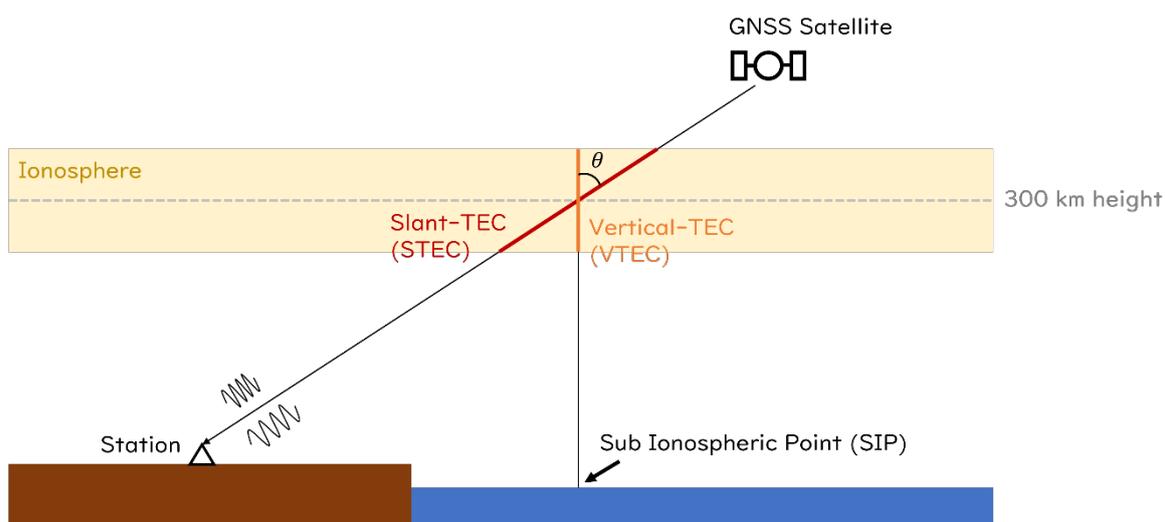


図 2.4 GNSS-TEC 法の模式図。VTEC は、電離圏の中で最も密度の高い高度 300 km に薄い層を仮定し、その層と視線が交わる所 (IPP, Ionospheric Penetration Point) に位置すると考える。また、IPP を地上に投影した地点を SIP (Sub Ionospheric Point) と呼ぶ。

VTEC は、観測した STEC から衛星と受信機のバイアスを除き、衛星視線と鉛直のなす角  $\theta$  の余弦を乗じることで求められる (式 (10))。

$$VTEC = [STEC - bias_{satellite} - bias_{receiver}] \cos \theta \quad (10)$$

SIP が同じでも入射角によって視線が貫く電離圏の範囲は変化するため、STEC の絶対値は入射角により大きく異なる。一方、VTEC は入射角に関係なく絶対値が決まるため、その場所に固有な TEC の値を表現することに適している。特に、背景にある TEC によって値が大

大きく変わる擾乱振幅の比較 (4.1.3 項参照)には、VTEC に対する相対的な振幅が多く用いられる。本研究では、電離圏擾乱を地震のマグニチュードや爆発のエネルギーと比較するために、STEC の擾乱振幅を VTEC で正規化した相対振幅を用いている。

## 2.3 スペクトル解析

この節では、本研究で行ったスペクトル解析について記述する。スペクトル解析の手法には、定義式 (11) から直接パワースペクトルを求める方法と、Wiener-Khintchine の関係式よりいったん自己相関関数を求め、それをフーリエ変換する方法がある (日野, 2011)。前者では、変量  $x(t)$  のフーリエ成分、すなわち周波数  $f$  の波の振幅、 $X(f)$  を 2 乗したものがエネルギーを表すことを利用し、それぞれの周波数における単位時間当たりの平均エネルギーと期待値  $E$  からパワースペクトル  $P(f)$  を求める。

$$P(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} E \left[ \frac{1}{T} |X(f)|^2 \right] \quad (11)$$

後者で用いる Wiener-Khintchine の関係式は、自己相関関数  $C(\tau)$  がパワースペクトルのフーリエ変換で求められ (式 (12))、またパワースペクトルが自己相関関数の逆フーリエ変換で求められる (式 (13)) という関係のことである。(Wiener, 1930) (Khintchine, 1934)

$$C(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (12)$$

$$P(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} C(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (13)$$

ここで、 $\omega$  は角周波数である。また、自己相関関数は変量  $x(t)$  について、時間  $\tau$  (ラグと呼ぶ) だけずらした値  $x(t+\tau)$  と積を取り、さらにそのアンサンブル平均 (時刻を固定、様々な周波数での値の平均) を取ったものである。ただし時間や位置によって確率分布が変化しない定常過程においては、その時間平均で表すことができる (式 14)。自己相関関数はラグ  $\tau$  だけずらした時間における波形がもとの時間の波形とどれだけ似ているかを表し、似ているほど 1 に近い値になる。

$$C(\tau) = \overline{x(t)x(t+\tau)} \quad (14)$$

自己相関関数を用いたスペクトル解析には、Blackman and Tukey (1958) で提唱された Blackman-Tukey 法 (B-T 法) がある。この手法は計算の原理が明確であり、また標本誤差が少ないため安定したスペクトル解析が可能である。一方でラグを小さく取り過ぎると分解能が悪くなる、短いデータの処理ができないなどの欠点がある。本研究では、日野 (2011) に記載されたコード (図 2.5) を一部改変し、TEC 時系列のスペクトル解析を行った。

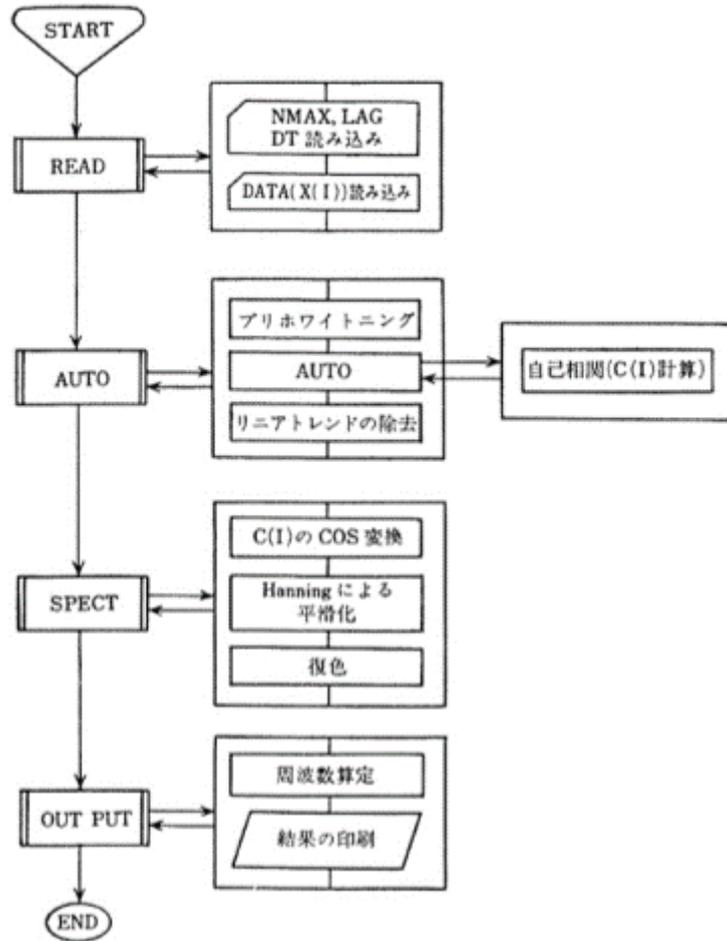


図 2.5 B-T 法による周波数スペクトル計算手順 (日野, 2011)

B-T 法ではまず、ラグやデータの読み取り間隔、データ数の値を与える (READ)。エイリアシングを避けるため、読み取り間隔は Nyquist 周波数が生データの最大周波数より大きくなるよう設定する。ここで Nyquist 周波数は、読み取りの際にサンプリングする周波数の 2 分の 1 の周波数である。次に、プリホワイトニングによりスペクトルを平坦にした後、自己相関関数を計算する (AUTO)。ここではまた、データの平均勾配を求めることで低周波のトレンド除去も行う。その後、求めた相関関数について、フーリエの有限離散 cosine 変換を行い (式 (15)) パワースペクトルを求める (SPECT)。

$$\tilde{P}_r = \left[ \tilde{C}_0 + 2 \sum_{q=1}^{m-1} \tilde{C}_q \cos\left(\frac{qr\pi}{m}\right) + \tilde{C}_m \cos r\pi \right] \Delta t \quad (15)$$

求めたスペクトルは、推定誤差を少なくするために隣り合うデータと合わせて平滑化を行い、さらに AUTO でプリホワイトニングしたデータを元に戻すために復色を行う。

### 3 地球大気自由振動の検出

地球は、地震の有無に関わらず回転楕円体の基本モードで自由振動をしている。図 3.1 (左) は 1989 年から 1998 年にかけて観測された、周波数 3-5 mHz の地球自由振動の常時励起 (Suda et al., 1998) の様子である。図 3.1 (右) は特定の自由振動モードである  ${}_0S_{29}$  の振幅が赤外フラックスの振幅と同様の振る舞いをしていることを示している (Nishida et al., 2000)。赤外フラックスは温められた空気が効率よく上に持ち上げられるほど大きくなるので、赤外線フラックスが大きい程大気の振動が大きいといえる。すなわち図 3.1 (右) は大気と固体地球が共鳴していることを示している。大気が  ${}_0S_{29}$  の周波数で振動しているのであれば、電離圏でも同じ周波数成分が存在する可能性がある。

実際に 2021 年 8 月の福徳岡ノ場の海底火山のプリニー式噴火の際に、4 つの大気固有振動周波数に一致する TEC 変化が観測された例がある (Heki & Fujimoto, 2022)。しかし、火山噴火等のイベントが無い時期に、そのような振動 (大気固有振動の常時励起) が確認された報告はない。本研究では、長期間の連続観測が可能な QZSS 静止衛星を用いて、TEC 時系列から常時自由振動の周波数である 3.7 mHz と 4.3 mHz の振動を検出できるか確かめた。

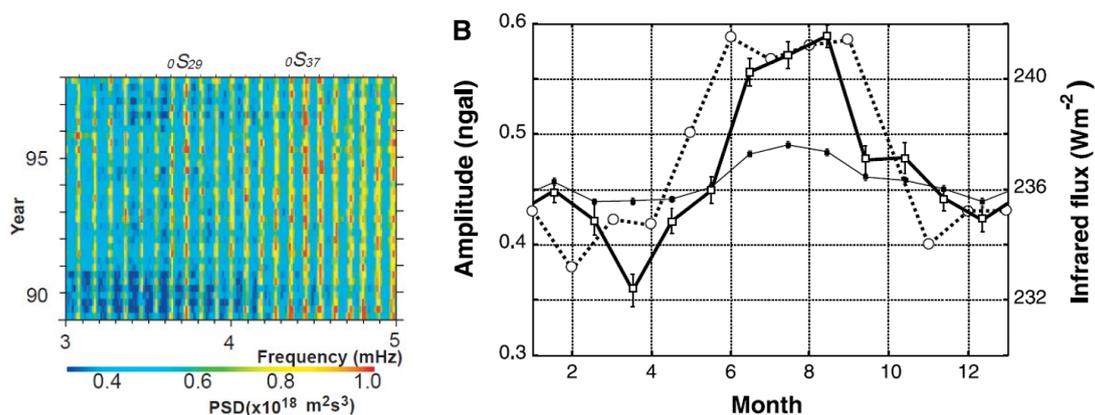


図 3.1 (左) 1989 年から 1998 年までの地震時静穏時の鉛直方向地盤加速度のスペクトル。(右) 1989 年から 1998 年にかけての期間での  ${}_0S_{29}$  の振幅の年変化 (太い実線) と  ${}_0S_{29}$  と  ${}_0S_{37}$  を除く  ${}_0S_{20}$  から  ${}_0S_{45}$  までの振幅の平均 (細い実線) を積み重ねたもの。破線は 1994 年の大気上端の赤外フラックスの全球平均を示す (Nishida et al., 2000)。

まず、QZSS 衛星で観測した 1 日分の TEC 時系列を用いて、局数を増やしながらスペクトル解析を行った。図 3.2 は、4 月 9 日のデータを用いて、8 局、16 局、24 局、32 局のそれぞれでスペクトル解析を行い、それらの結果を重ね合わせたものである。16 局スタックした結果等では、常時自由振動の周波数である 3.7mHz と 4.3mHz の所にピークが立っているように見える。32 局の時には周りのノイズが強まってしまってピークは不明瞭になっている。

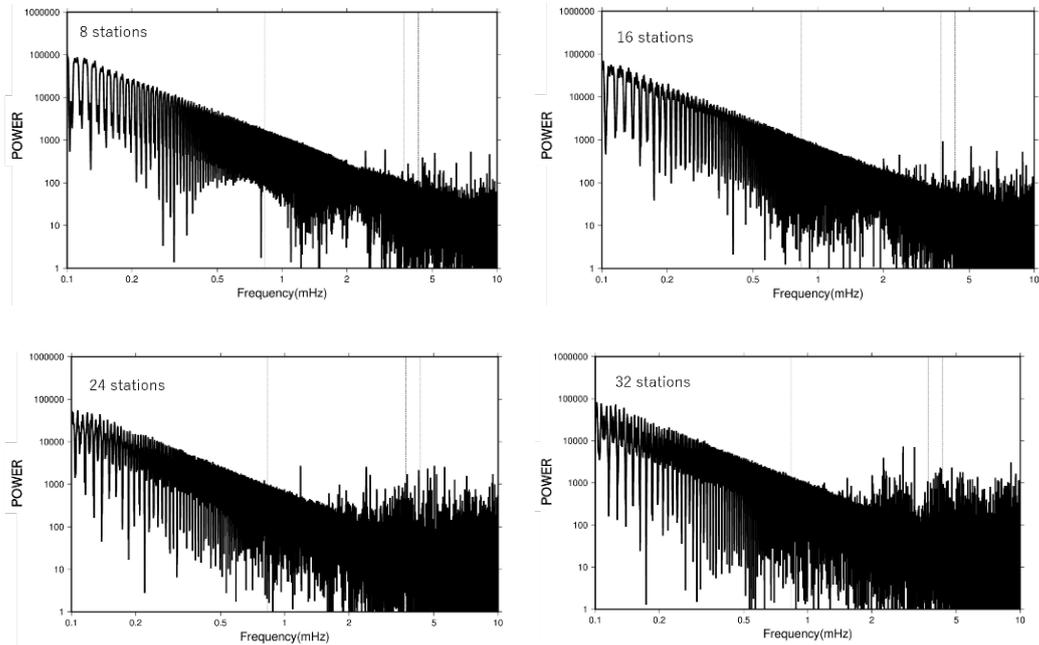


図 3.2 2020 年 4 月 9 日の 24 時間で行ったスペクトル解析の結果を 8~32 局分足し合わせた。8~32 個の観測局は日本の GEONET から全国を網羅するようにまんべんなく選択した。

次に、スペクトル解析を行った局の TEC 時系列をいくつか描画し、常時自由振動由来の周期が時間領域でも見られるか検討した。図 3.3 に稚内、新潟、長崎の局における TEC 時系列を示す。全ての局で、周期数分程度、振幅 0.1TECU かそれ以下の細かい振動が見られた。

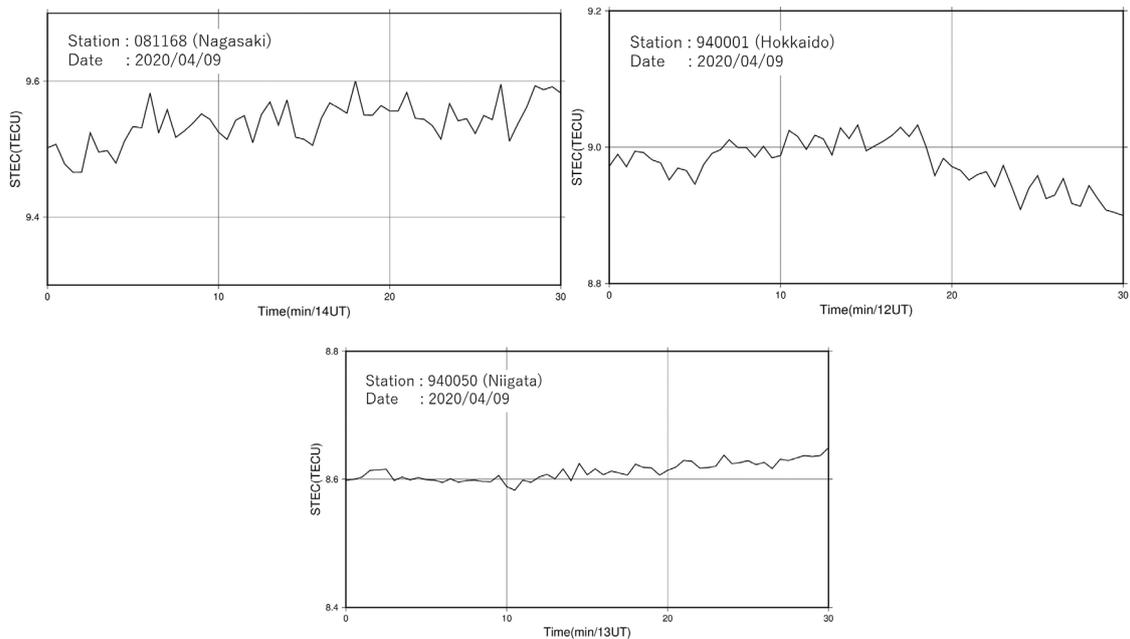


図 3.3 2020 年 4 月 9 日の長崎 A(左上)、稚内(右上)、新潟(下)における TEC 時系列。

図 3.4 では、これらの振動を日ごと、局ごとにプロットして比較した。日ごとの比較では、共通して細かい振動が見られた。これらの細かい TEC の振動が大気の固有振動が励起されていることによるものなら、それらの位相は空間的にある程度コヒーレントであると考えられる。しかし、局ごとの比較では位相は局間でばらばらで一致は確認できなかった。

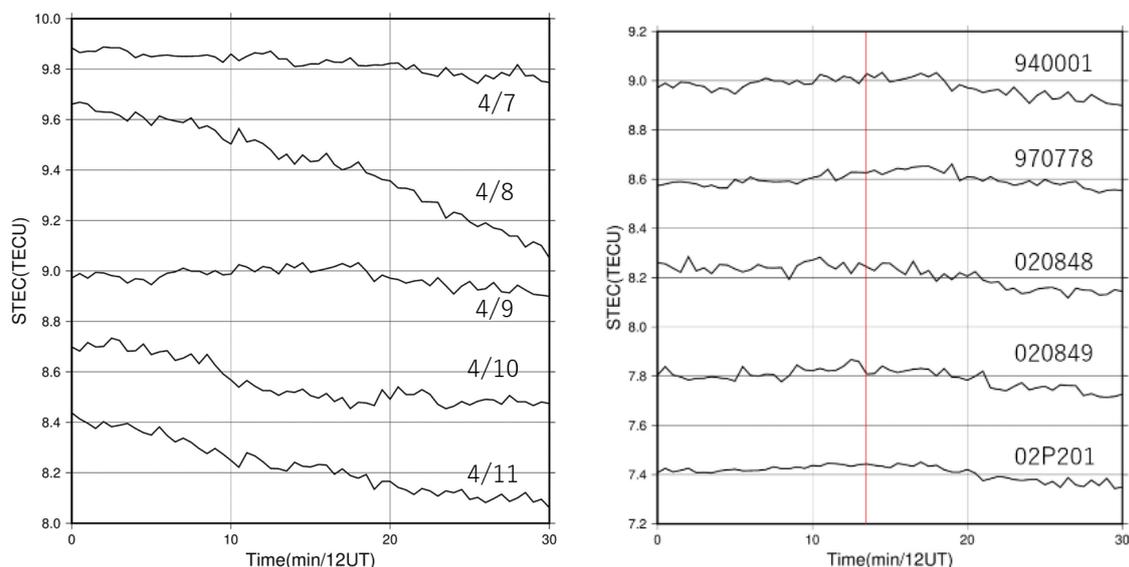


図 3.4 (左)2020 年 4 月 7 日から 4 月 11 日の日ごとに 12:00-12:30 UT の TEC 時系列を比較した。(右)2020 年 4 月 9 日 12:00-12:30 UT の TEC 時系列を 5 つの局で比較した。観測局はいずれも北海道の稚内にある局である。図中赤線は稚内 (940001) 局における振動のピーク位置を示している。他 4 つの局のピークとはずれており、個々の局で見られる振動の位相はコヒーレントではない。

図 3.3、図 3.4 で示した TEC 時系列では全ての局で数分周期の振動が見られた。しかし、周期はいずれも 3 分以下であり、4 分程度の周期を持つ 3.7mHz と 4.3mHz の常時自由振動由来である可能性は低い。スペクトル解析で見えていた 4 分程度の周期成分も、1-2 分周期の振動の低調波であったと推測される。

振動の生じる時刻が 21 LT 頃であることから、図 3.2 に示した細かい振動は、中規模伝搬性電離圏擾乱 (MSTID, Medium Scale Traveling Ionospheric Disturbances) に関連したものであるのかも知れない。MSTID は夏の夜間にしばしば発生し、波長 100-200 km、周期 20-30 分程度で極域から赤道方向に伝搬する大規模な電離圏の波動である。観測された細かい振動は MSTID の伝搬に伴うシンチレーションが見えている可能性が高い。

最後に本研究で十分に検討できなかった事柄について述べる。本研究では QZSS 静止衛星から取得した 4 月のデータを用いて解析を行った。夜型の MSTID は夏に活発になるため、時期を変えて同様の解析を行うことでより明確なシンチレーションが確認できるはずである。また、軌道高度が大きく異なる GPS 衛星と QZSS 衛星が同じ方向にあれば、それらの TEC 時系列を比較することで、擾乱が発生している高度に関する情報を得ることもできる。このようなシンチレーションの季節変化や高度の確認は今後の課題である。

## 4 音波による TEC 変化

地震や火山、地上での爆発によって励起された音波や内部重力波は大気中を伝搬し、電離圏擾乱を引き起こす。特に音波の伝搬速度は内部重力波に比べて速く、急激な変化を引き起こすため、イベント直後には音波による N 字型の TEC 変化が観測される。本研究では音波由来の N 字型 TEC 変化を再現するため、数値シミュレーションを作成した。ここでは数値シミュレーションを作成する上で考慮した要因について説明し、作成した数値シミュレーションと実際の観測結果で比較検証した例を紹介する。

### 4.1 電離圏擾乱に変化をもたらす要因

1 章と 2 章で述べたように、TEC の値は衛星視線に沿って積分した電子の量を表す。そのため、大気波動由来の電離圏擾乱を正しく解釈するためには、電子の数や動きに影響する要因を考慮する必要がある。ここでは地磁気による電子の運動方向の束縛、衛星視線と波面の角度、背景電子数の違いがもたらす TEC 擾乱への影響について説明する。

#### 4.1.1 地磁気による電子の束縛

地球がもつ固有の磁場を地磁気と呼ぶ。地磁気はベクトル量であり、その成分はしばしば偏角 (D)、伏角 (I)、全磁力 (F)、鉛直分力 (Z)、水平分力 (H、南北成分 X・東西成分 Y に分けて表す場合もある) の 5 種類で表現される (図 4.1)。これらの成分のうち独立な 3 つの要素を使うことで、ある場所の地磁気を記述することができる。

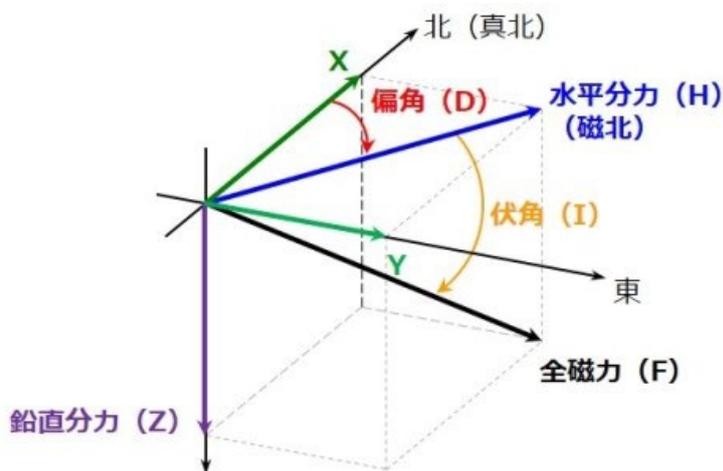


図 4.1 地磁気の要素 (国土地理院ホームページより)

地磁気は 99 % が地球内部起源であり、場所によって異なる値を持つ (図 4.2)。また、地磁気の向きと大きさは長期的・短期的に変化を続けている。長期的な変化は、地球内部に存在する外核の運動による数十年から数百年スケールでの永年変化である。短期的な変化としては、太陽放射の影響で生じる日変化や、太陽風による擾乱などが知られている。



は観測地点における磁場の向きに依存し、直達音波による擾乱は北半球では南側、南半球では北側で信号が強くなる。図 4.3 は南半球のチリで起きた 2015 年 Illapel 地震に伴う CID であり、震源北側のペア (udat 局と 12 番衛星) で最も強い信号が観測されたことを示している。

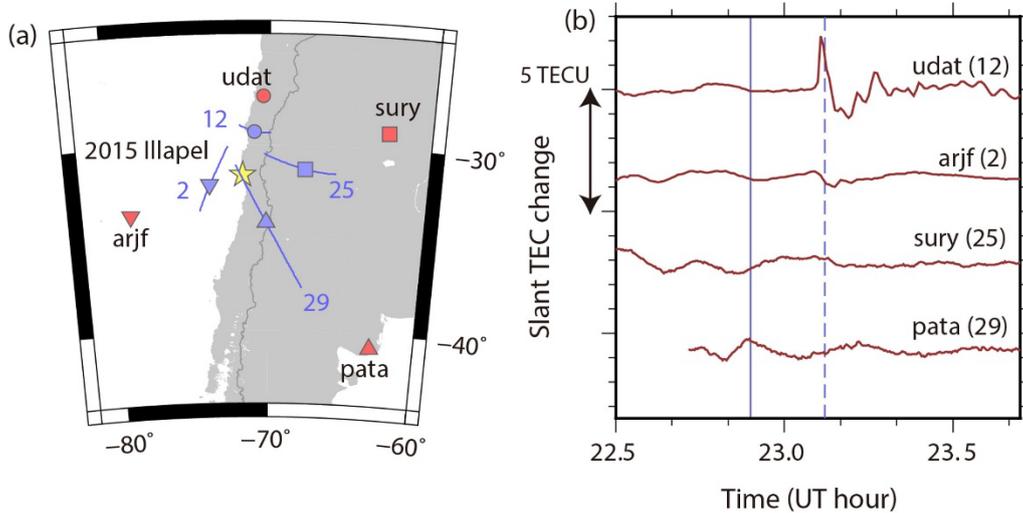


図 4.3 2015 年 Illapel 地震に伴い東西南北 4 方向で観測された CID の比較。(Heki, 2021)

(a) は観測に用いた局 (赤)、SIP (青)、震源 (黄)を示し、(b) は(a)で示した局と衛星を用いて観測された TEC 変化の時系列。

#### 4.1.2 衛星視線と波面の位置関係

地震、火山、爆発等に伴って、周囲にある大気密度は圧縮され、その後復元力により密度は低下する。これら一連の密度変化 (音波) は、球面状に広がって上空の電離圏に達し、電離圏擾乱を引き起こす。一方、GNSS-TEC 法では、衛星から観測局に向けて発した電波の遅延量をもとに STEC や VTEC の値を導出している (2 章参照)。そのため同じ時刻や同じ SIP でも、衛星視線と波面の空間的な関係によって、観測される TEC 変化の値は大きく異なる (図 4.4)。衛星視線が波面に沿った位置を取るときに最も信号が大きくなり、衛星視線と波面のなす角が大きくなるほど正の変化と負の変化が相殺されて信号は小さくなる。

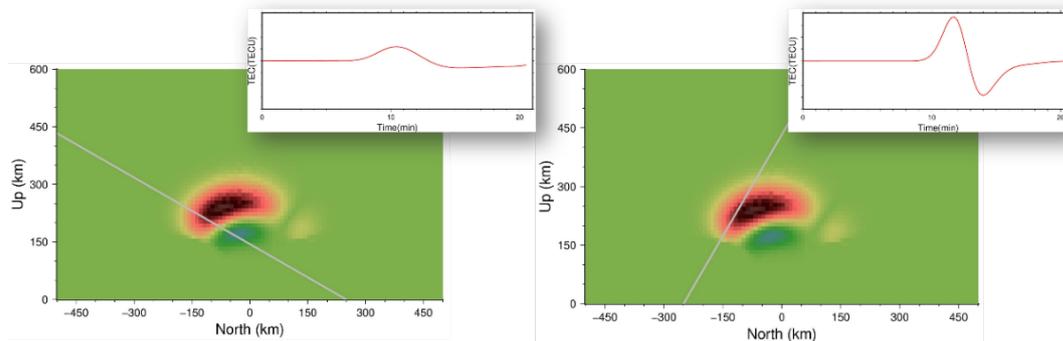


図 4.4 異なる衛星視線を仮定し、音波による TEC 変化を計算したもの。横軸は南北を、縦軸は上下を示す。赤と青は電子密度の増加と減少をそれぞれ表す。白い直線で表した衛星—受信機の視線が波面と小さな角度で交わる右の場合の方が大きな TEC 変化を示す。計算方法の詳細は 4.2 節参照

#### 4.1.3 背景電子数と TEC 擾乱振幅の関係

電離圏に存在する電子の密度は時間や場所によって異なる値を取る (図 4.5)。背景にある電子密度が大きいほど TEC 変化の振幅も大きくなるため、電離圏擾乱の規模を波源のエネルギーなどと比較して議論する際には背景にある TEC の値で正規化することが望ましい。例えば Cahyadi and Heki (2015) は CID の振幅と  $M_w$  の規模を比較する際、背景 VTEC で正規化した相対振幅を用いている (図 4.6)。また、Cahyadi and Heki (2015) は CID の振幅には衛星視線の天頂角より波面への入射角が強く影響するため、必ずしも VTEC 変化の振幅を VTEC で正規化する必要はないと述べている。図 4.6 は STEC 変化の振幅を VTEC で正規化した相対振幅を用いた方が、VTEC 変化の振幅を用いた場合に比べ  $M_w$  と強い相関を取ることを示している。

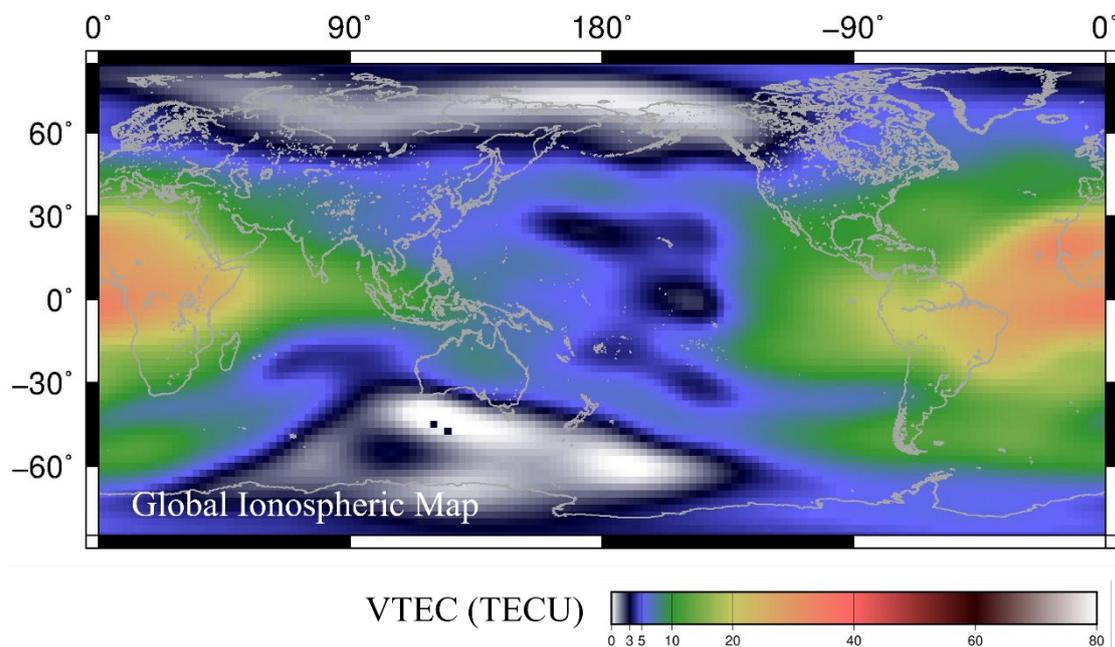


図 4.5 全球電離圏マップ(GIM)ファイルを用いてプロットした、2019年10月15日15:00 UTにおける VTEC の世界分布。

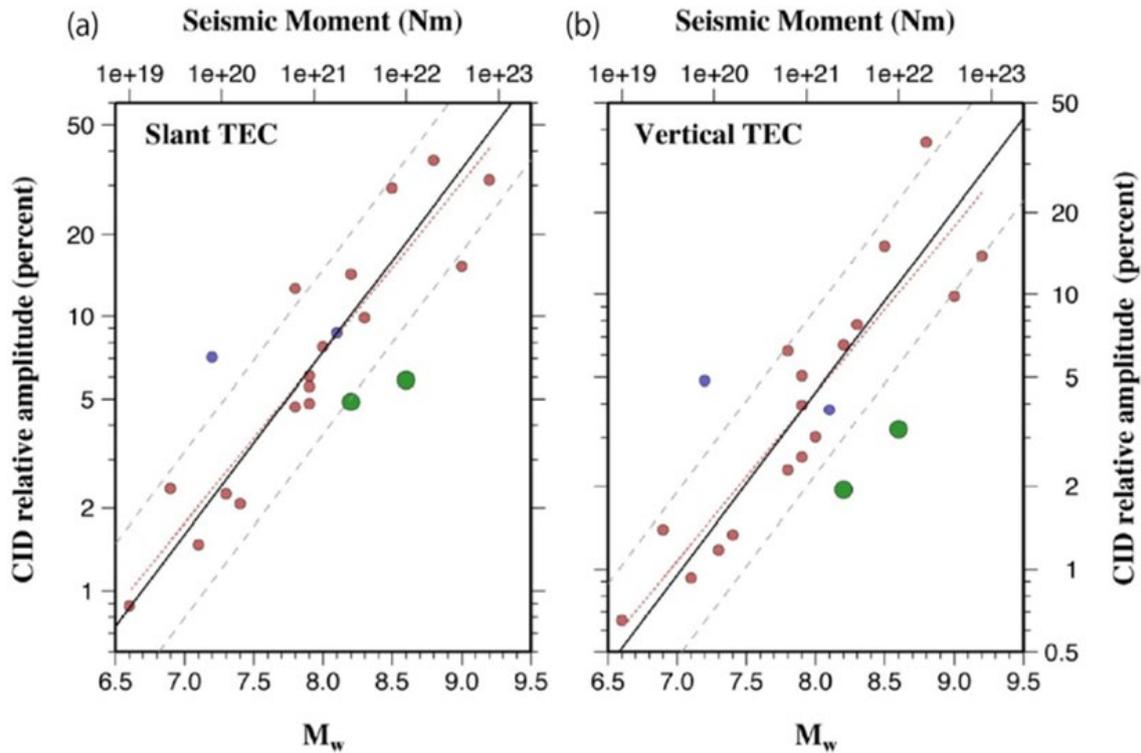


図 4.6 CID の相対振幅と  $M_w$  の比較。(Cahyadi and Heki, 2015) (a) は STEC 変化の振幅、(b) は VTEC 変化の振幅を背景 VTEC で正規化した値を相対振幅としている。STEC の方が高い  $M_w$  との相関を示している。着色は図 1.4 に同じ。

## 4.2 N 字型 TEC 変化の観測

### 4.2.1 2020 年ベイルート爆発

2020 年 8 月 4 日、レバノンのベイルートにある港湾施設内部で化学爆発が発生した。爆風で直径約 140m のクレーターができ、~200 人の死者、6000 人以上の負傷者が出るなど人的・経済的被害は甚大であった。原因は保管されていた 2.75 kt の硝酸アンモニウムに引火したためであり、爆発の規模は TNT 換算で~1.12 kt であったと報告されている (Rigby et al., 2020)。これは 400 kt ほどのエネルギーを放出した火球爆発 (1.1 節) の 100 分の 1 以下である。しかし、この爆発後には 1000 km 以上離れたヨーロッパやアフリカでインフラサウンドが観測されており (Pilger et al., 2021)、強い衝撃波を伴う爆発であったことが示唆される。また、磁場の影響を受けにくい南側 (イスラエル国内および占領地内) に密な GNSS 観測網があるため TEC 擾乱が観測できる可能性は高い。本研究では、ベイルート爆発に伴う電離圏擾乱を GNSS-TEC 法を用いて観測した。観測データは IGS (The International GNSS Service) から取得した RINEX ファイルから取得した。これらのファイルはカリフォルニア大学サンディエゴ校のサーバー (garner.ucsd.edu) など IGS のデータセンターから入手することができる。本研究では、さらに UNAVCO のデータセンター ([www.unavco.org](http://www.unavco.org)) から取得したデータも用いた。

図 4.7 に爆発後の TEC 変化、観測に用いた局と爆発地点の位置を示す。爆発の約 10 分後に N 字型の TEC 変化が見えている。爆発から近い局 (hrmn ~ tela) や爆発の北側にある nico 局の観測データも取得したが、それらの局では十分な振幅を持つ N 字型擾乱が観測できなかった。図 4.7 (左) では N 字型の擾乱が明瞭に観測された jslm 局以南のデータを描画している。次に ramo 局を取り上げ、そこでの TEC 擾乱の背景 VTEC に対する相対振幅を計算した。背景 VTEC は約 14.3 TECU、擾乱の振幅は約 0.15 TECU であり、これらの値から相対振幅は約 1.0 % となる(図 4.8)。この相対振幅からも、バイルート爆発が火球の爆発 (1.1 節) と比較して小さいものであったことが示唆される。

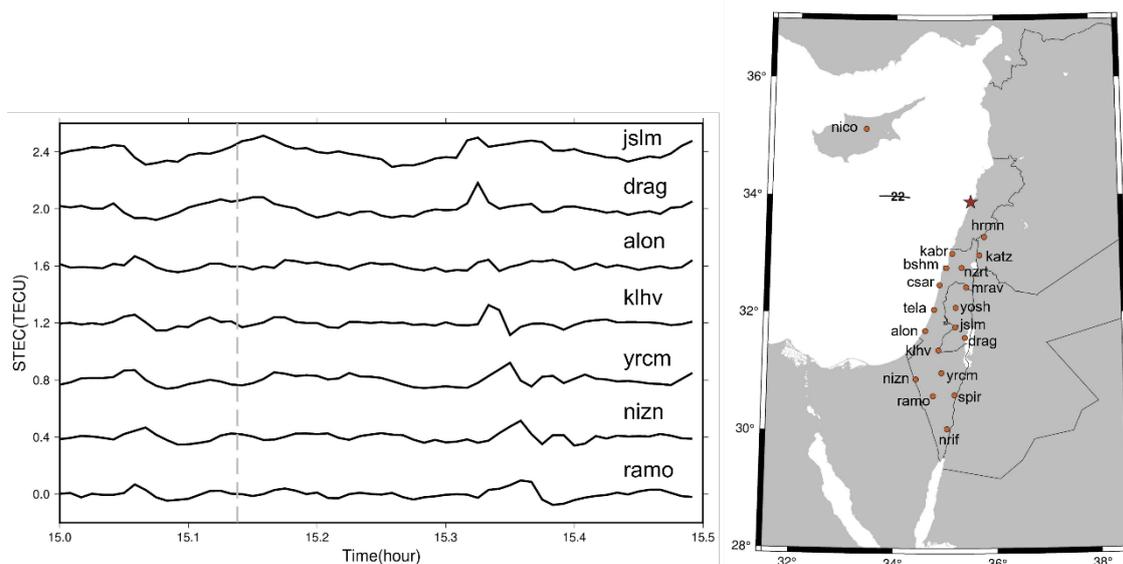


図 4.7 (左) バイルート爆発後の TEC 変化 (近似した多項式からの残差)。右図に示した 22 番衛星を用い、7 つの局での時系列を示す。時間は世界時で記述しており、グレーの点線は爆発が起こった時間を示す。(右) 観測に用いた局 (丸印)、bsh 局からみた 22 番衛星 (GPS) の SIP 軌道 (曲線)、爆発の位置 (星印) を示した。

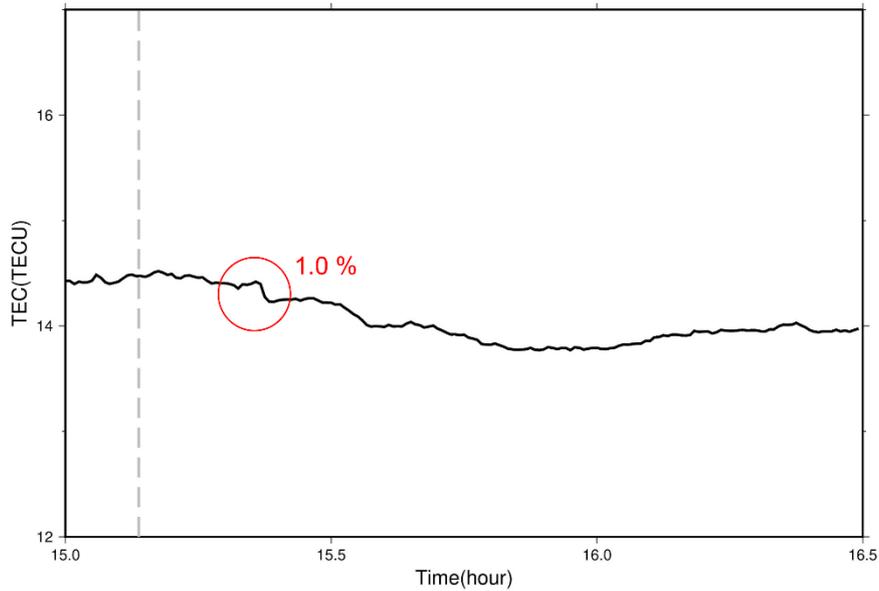


図 4.8 VTEC の時系列変化。ramo 局から 22 番衛星を見て得たデータを用いた。

### 4.3 波線追跡を用いた N 字型 TEC 変化の再現

#### 4.3.1 数値計算の原理

本研究では 1.2 節で紹介した Heki (2006) の数値シミュレーションを参考に、音波の波線追跡を用いることで N 字型 TEC 変化の再現を試みた。ここでは作成した数値シミュレーションについて説明する。Heki (2006) では、地上に点波源を仮定して音波が伝搬する波線を作成し、それに沿って N 字型の密度異常を伝搬させることで波形の再現を行っている。ここで、N 字型の密度異常には以下の式を用いている。

$$f(t) = -at \exp\left(\frac{-t^2}{2\sigma^2}\right) \quad (16)$$

式 (16) で  $a$  は密度変化の振幅を、 $\sigma$  は周期の 1/4 を表している。本研究でも式 (16) を用いた N 字型の TEC 擾乱を想定して数値計算を行った。音波の波線作成には、大気中の音速構造 (US Standard Atmosphere) を用いて、音速の変化に伴う波線の屈折を考慮した。また、TEC 擾乱の伝搬には電離圏電子密度の高度分布として式 (17) の Chapman 構造 (Calais, 1998) を仮定した。

$$\xi = \frac{h_{\text{ight}} - h_{\text{max}}}{h_{\text{const}}}$$

$$\text{density} = a \exp\left(\frac{1 - \xi - \exp(-\xi)}{2}\right) \quad (17)$$

ここで、 $h_{max}$ は電子密度最大の高度、 $h_{const}$ は電子の高度分布の幅を決める関数であり、本研究では  $h_{max} = 300 \text{ km}$ 、 $h_{const} = 65 \text{ km}$ とした。音速構造と電子密度の高度分布を図 4.9 に示す。

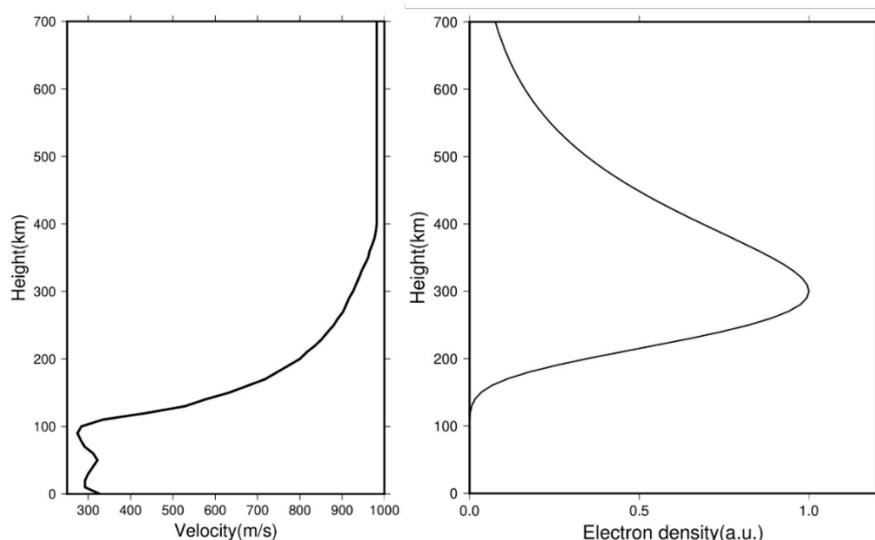


図 4.9 計算に用いた音速構造の高度分布(左)と電子密度の高度分布(右)。

本研究の数値計算ではこれら Heki (2006) に倣った波線追跡に加え、磁場による電子の運動方向の拘束も考慮し、波線に沿った電子密度変化の相対値を式 (16)、(17) の値を用いて以下のように記述した。

$$value = \frac{f(t) \times density \times \cos \theta}{x} \quad (18)$$

式 (18) で  $\theta$  は磁場と波線のなす角である。また、 $x$  は波源からの水平距離であり、擾乱の空間的減衰に対応している。図 4.10 は波線を天頂角 0 度から 22 度まで 0.5 度間隔でおき、2 次元の南北断面で電子密度異常の計算を行ったものである。磁場の影響を考慮したことにより、磁場に平行な向きに進む南側の信号が強く、磁場に垂直な向きに進む北側の信号が小さいという北半球特有の電子密度異常分布を再現している。

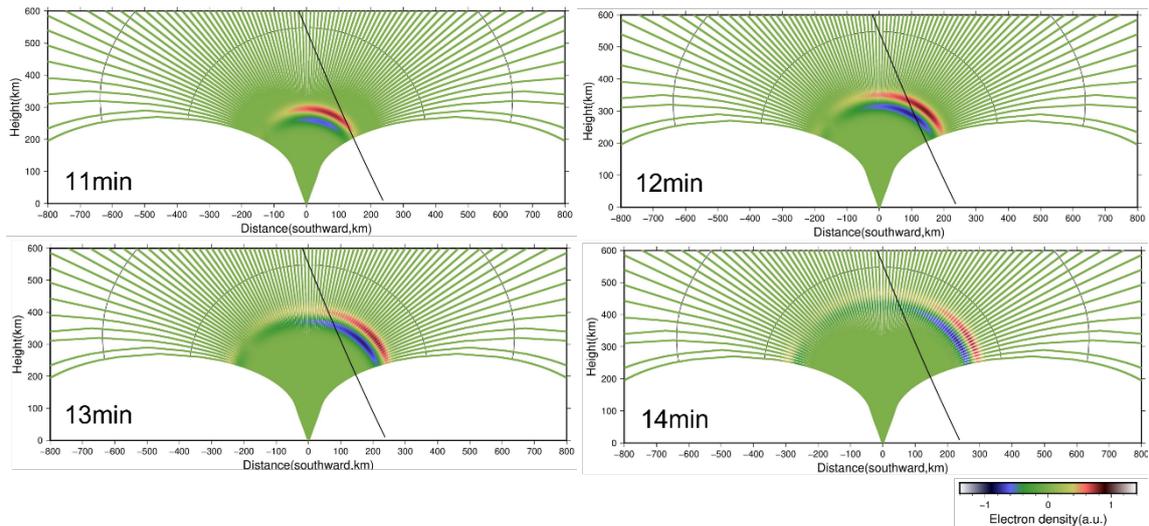


図 4.10 波線追跡から求めた電子密度異常の分布と衛星視線 (22 番衛星、alon 局)。計算に用いた条件 (磁場、周期、振幅) はレバノンのベイルート爆発の際に観測したものに準じる。

次に、作成した電子密度異常分布から観測局ごとに TEC 時系列を計算し、観測結果と比較した。TEC の計算値は、衛星視線と波線の交点における電子密度異常をそれぞれ計算し、視線に沿って全て足し合わせることで求めた。図 4.11 はベイルート爆発に伴う電離圏擾乱の観測結果と計算値の比較である。図 4.11 の下部、すなわち爆発からやや離れた場所にあり、N 字型の TEC 変化が観測された局 (jslm、drag、alon、klhv、yrcm、nizn、ramo) において、到達時刻や波形を再現することができた。しかし、図 4.11 の上部にあるベイルートに近い局 (hrmn、katz、kabr、nzrt、bshm、mrav、csar、tela、yosh) では観測結果で擾乱がほとんど見られないのに対して、計算した波形に不自然な変化が生じている。これらの局では、波線と視線のなす角が小さく、交点の決定に大きな誤差が生じやすい(図 4.12)。そのため、シミュレーションの結果が観測と合わないものになったのだろう。

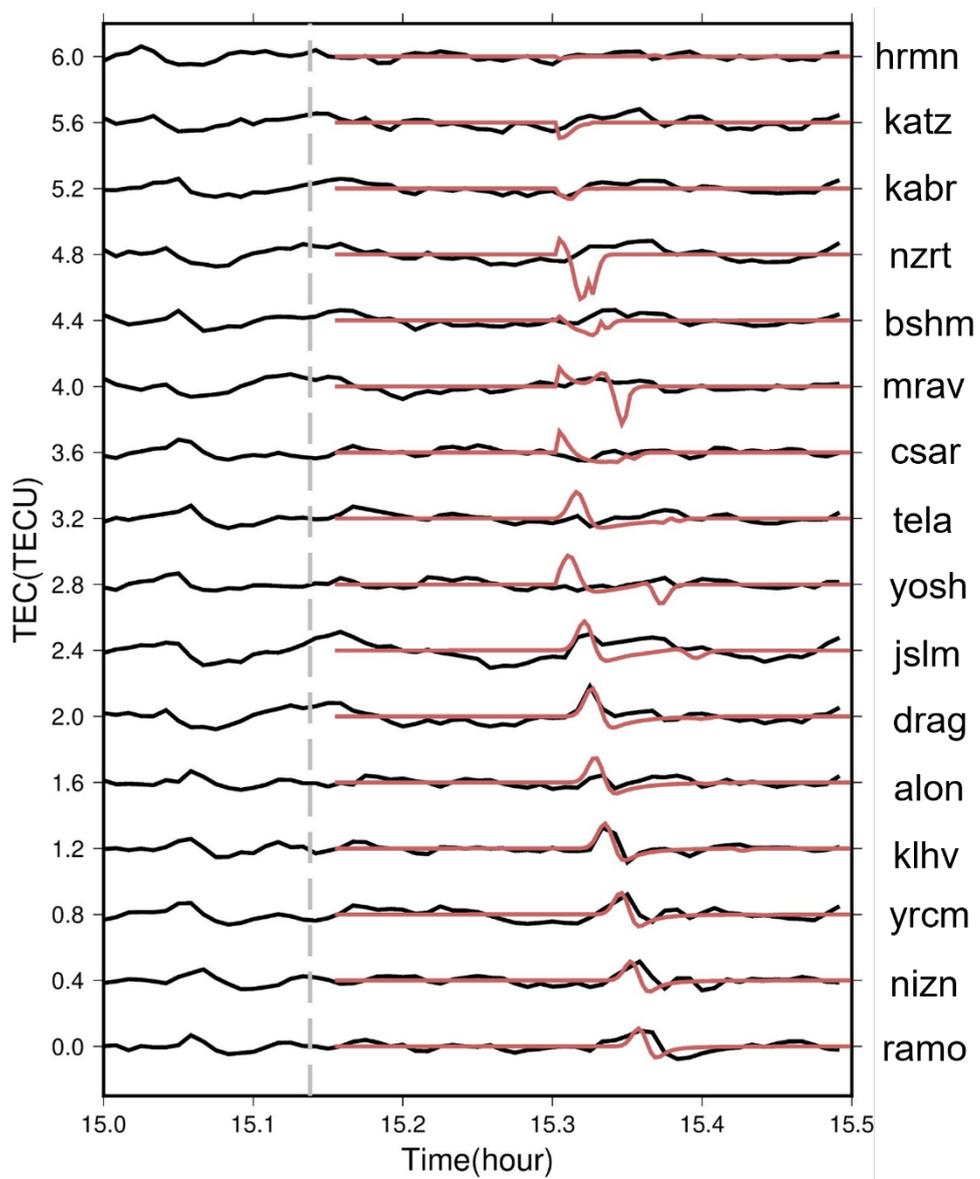


図 4.11 2020 年ペイルート爆発に伴う TEC 変化の観測値 (黒) と波線状の電子密度異常分布から求めた計算値 (赤)。観測局の位置は図 4.7 (右) に示されている。

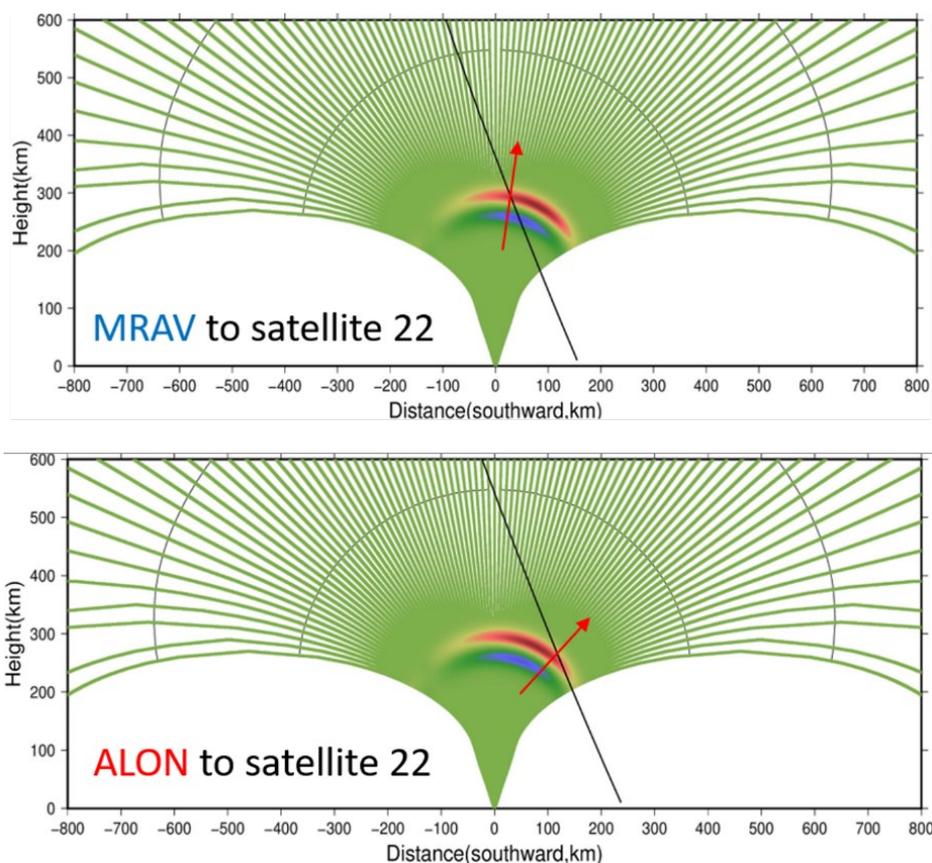


図 4.12 爆発地点からの距離によって異なる視線と波線の幾何学的関係。爆発から近い距離にある局として mraV 局 (上)、遠い距離にある局として alon 局 (下) を示した。爆発から近い局では、視線 (黒い線) と音波の伝搬方向 (赤い矢印) の成す角度が小さく、少しのずれで交点の座標が大きく変わり誤差が大きくなってしまう。

#### 4.3.2 数値計算の改良

まず、視線と波線の成す角度が小さいときに生じる交点決定誤差を解消するために、空間をブロックに分割した電子密度異常分布を作成した (図 4.13)。具体的には、まず波線追跡を 0 度から 28 度まで 0.25 度間隔で行い、図 4.10 より密な電子密度異常分布を作成した。次に 10 km 四方のブロックを想定し、それぞれのブロック内部にある波線の異常値を足し合わせることで、隙間のない電子密度異常分布を作成した。空間を細かく分割し、波線の隙間を埋めることで、波線と視線の角度が小さい場合の交点決定誤差を軽減することができる。

図 4.14 に、この電子密度異常分布を用いて計算した TEC 変化と、観測 TEC を比較する。図 4.11 に比べて、爆発から近い局における計算値の不自然な変化が解消されていることがわかる。しかしこのシミュレーションは、基本的に爆発地点を含む南北平面を仮定しているため、2 番衛星の方向が真北ではないこと、またこの平面から東西にずれる GNSS 点では、それらのずれが到達時刻や振幅の誤差となって現れることが考えられる。実際に南北平面から西側に大きくずれている alon 局や nizm 局では、有意な到達時刻のずれが生じている。

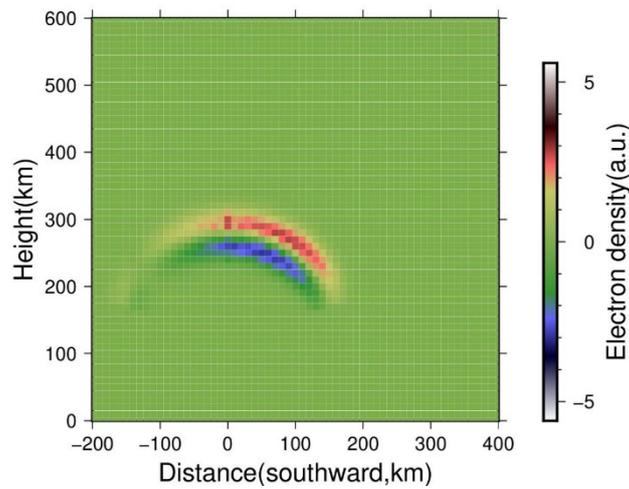


図 4.13 南北断面を  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$  のブロックで分割して作成した電子密度異常分布。ベイルート爆発 11 分後の分布を示している。

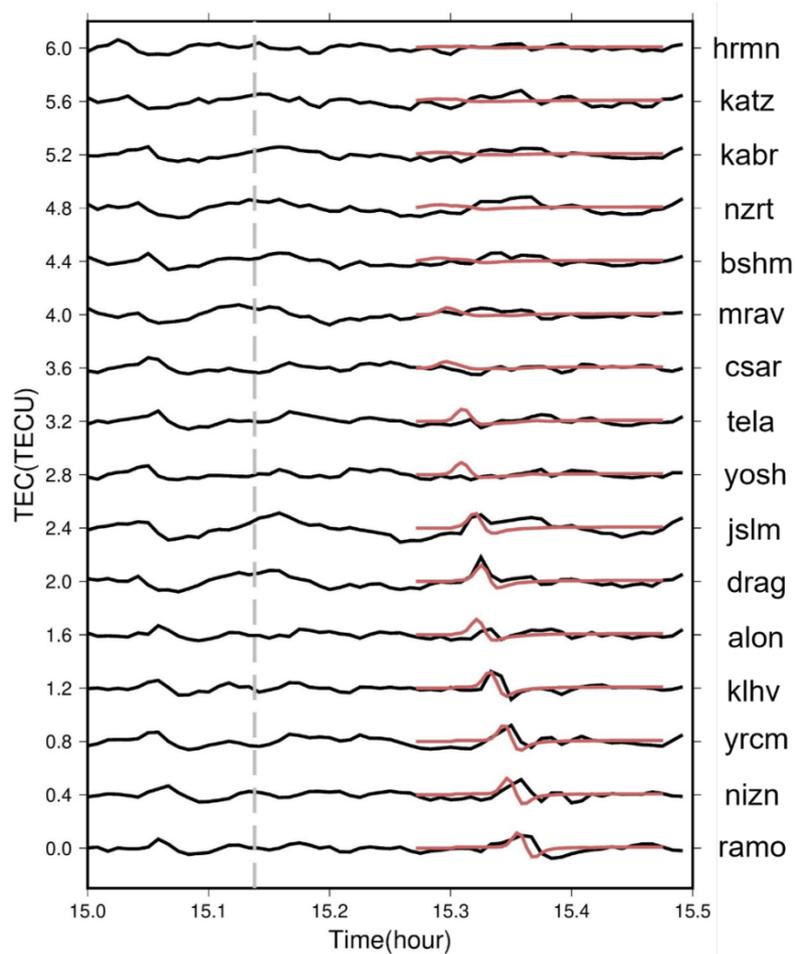


図 4.14 2020 年ベイルート爆発に伴う TEC 変化の観測値 (黒) と 2 次元ブロックの電子密度異常分布から求めた計算値 (赤)。観測条件などは図 4.12 に準じる。

最後に、南北断面だけでなく東西方向にも広がった空間における TEC 計算に対応させるため、電子密度異常分布の計算プログラムを 3 次元に拡張した。3 次元への拡張は、南北断面での波線追跡を爆発からの距離の関数として南東象限に拡張、磁場による減衰を考慮しながら南西、北方向の象限に拡張するという順序で行った。

図 4.15 に 2020 年ペイルート爆発を想定して作成した電子密度異常分布を、図 4.16 に観測値と計算した TEC 変化の比較を示す。2 次元ブロックを用いて計算した TEC 時系列 (図 4.14) では、爆発から少し東西にずれた場所に位置する局 (nizn、klhv、alon など) で、観測された到達時間が計算された時刻より後ろにずれていた。図 4.16 に示す TEC 変化では 3 次元空間内での音波の伝搬を想定したため、それらの場所で生じていたずれを解消することができた。

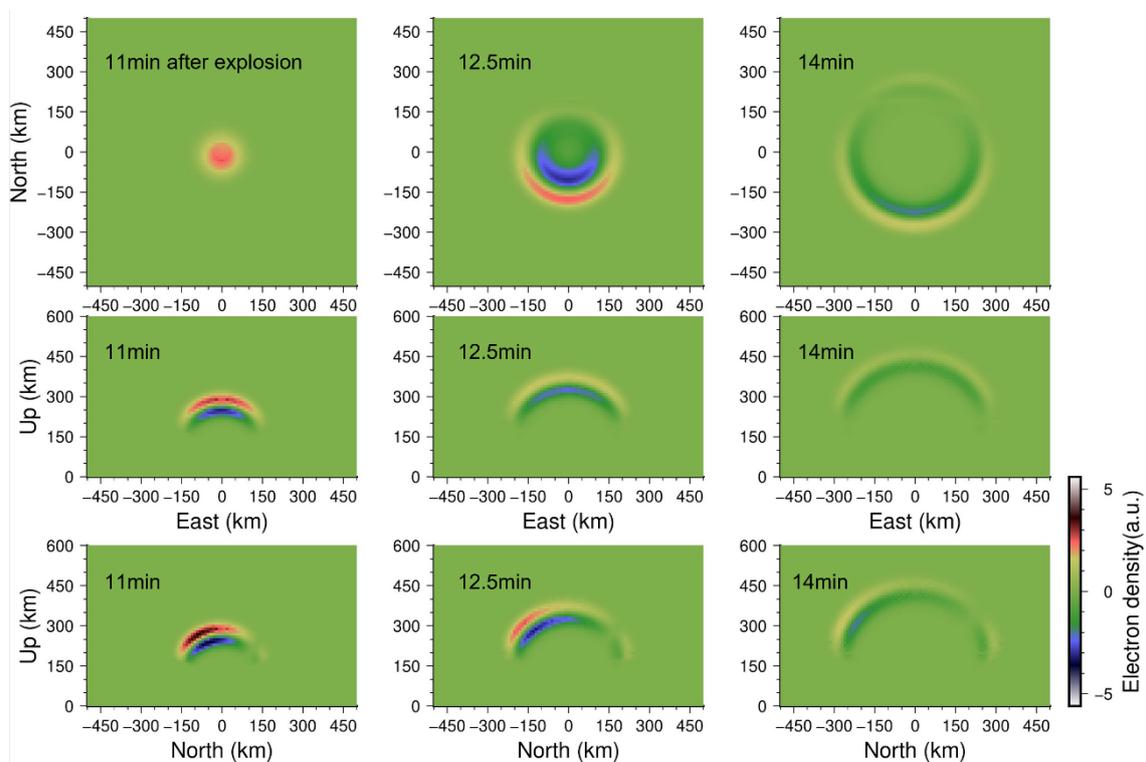


図 4.15 空間を  $10\text{ km} \times 10\text{ km} \times 10\text{ km}$  のブロックで分割して作成した電子密度異常分布の水平 (上)、東西 (中)、南北 (下) 断面。水平断面は高さ  $300\text{ km}$  におけるものである。ペイルート爆発 11、12.5、14 分後の分布を示している。

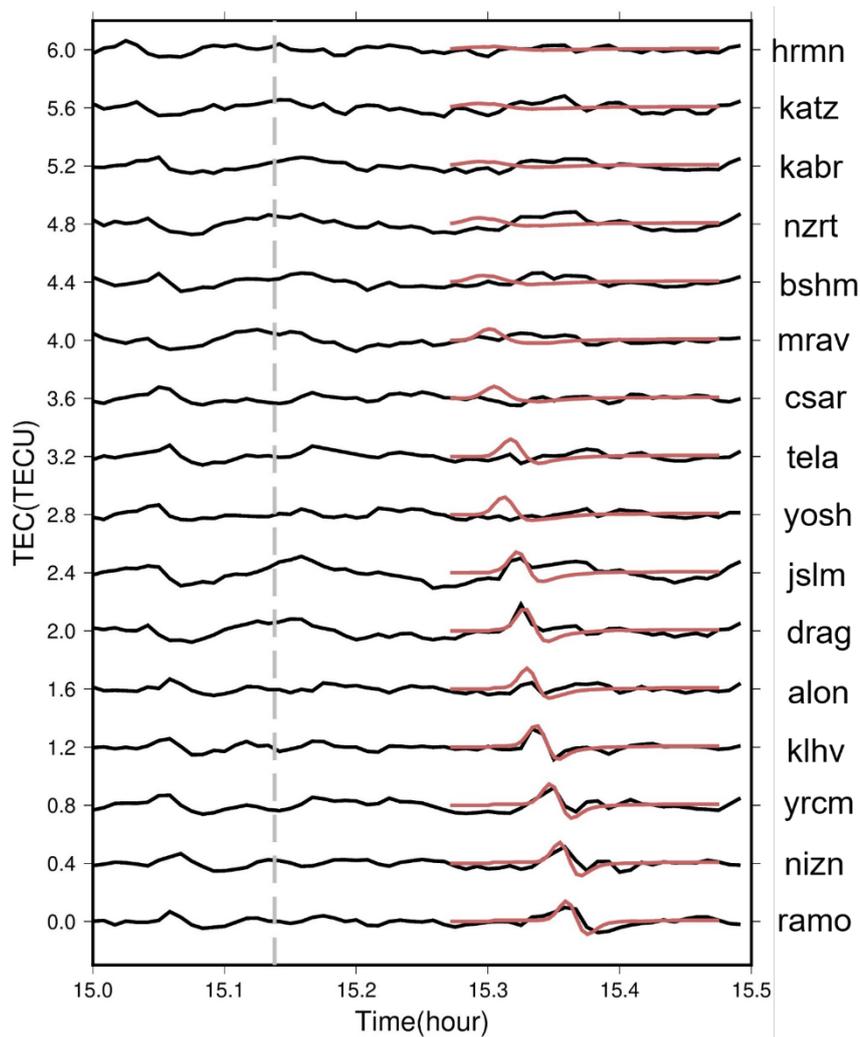


図 4.16 2020 年ベイルート爆発に伴う TEC 変化の観測値 (黒) と 3 次元ブロックの電子密度異常分布から求めた計算値 (赤)。観測条件などは図 4.12、図 4.14 に準じる。

#### 4.3.3 擾乱周期の検討

ここでは、N 字型 TEC 変化の周期について述べる。爆発や地震、火山に伴って観測される N 字型の TEC 変化は、それぞれイベントによって微妙に異なる周期を持つ。本研究では式 (16) で  $\sigma$  の値を変え、N 字型 TEC 変化をもたらす音波の周期を検討した。取り上げた事例は 2020 年ベイルート爆発と 2004 年 9 月 5 日に発生した紀伊半島沖地震の前震 (図 4.17) である。計算の結果、ベイルート爆発では周期 1 分 40 秒、紀伊半島沖地震の前震では周期 2 分 40 秒程度で観測結果と一致した。これらの周期は 1.3-4.0 分の範囲にあり、図 1.6 に示した、大気フィルターで電離圏高度まであまり減衰しないで伝搬できる周期(Blanc, 1983)の範囲内にある。特にベイルート爆発の周期は、大気フィルターを通過する周期のなかで最も短い周期に近いため、爆発の際のパワーのピークがより小さい周期帯にあり、大気を伝搬する過程でフィルターの外側の成分が選択的に減衰した可能性が高い。一方紀伊半島沖地震の前震では、ベイルート爆発に比べ長い周期が確認された。また、紀伊半島沖地震より大きい断層サ

イズを持つ地震では、周期が4分程度と比較的長いTEC擾乱が確認された事例が多い(図4.17)。これらは地震に伴う断層運動などの空間スケールが大きいと、異なる地点で励起された音波が時間遅れを伴って到着するため、見かけ上周期が引き延ばされることを示唆する。

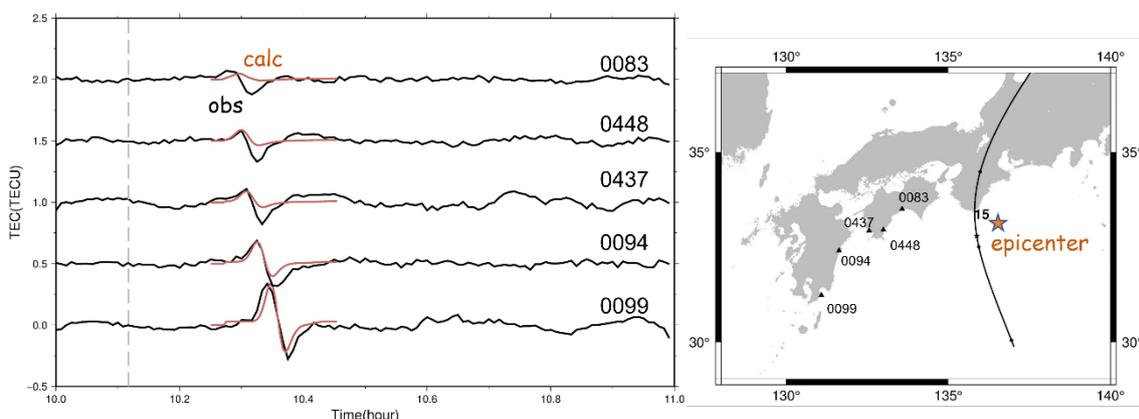


図 4.17 Heki and Ping (2005) で報告されている事例を計算機シミュレーションで再現した。(左) 紀伊半島沖地震の前震に伴う TEC 変化。黒線が観測結果、赤線が 3 次元数値計算結果、グレーの点線が地震発生時刻を示している。(右) 観測に用いた衛星、局位置、震源の位置、および 0437 局からみた 15 番衛星の SIP の軌跡。

#### 4.4 南海トラフ地震における CID 観測の実現可能性

フィリピン海プレートとユーラシアプレートが接し、海底で溝状の地形を形成する区域を南海トラフと呼ぶ(図 4.17)。南海トラフではフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込んでおり、ユーラシアプレートを引きずり込む際に蓄積したひずみが限界に達して解放されることで大規模な地震が発生する。南海トラフ地震は、駿河湾から日向灘沖にかけてのプレート境界を震源域として 100-150 年間隔で繰り返し発生してきた。前回南海トラフ地震が起こった 1944 年、1946 年から 70 年以上が経過しており、数十年以内に次の地震が発生する可能性が高いと考えられている。

1.3 節で述べたように、大規模な地震が発生すると、音波による N 字型 TEC 変化や内部重力波による TEC 振動などが観測される。また直達音波による TEC 変化の振幅から、(1)式を用いて  $M_w$  を推定することができる。正確な  $M_w$  の迅速な決定は、津波の早期警戒に有効である。本研究では、想定南海トラフ地震直後に電離圏擾乱を利用して  $M_w$  を求めるという課題について、その実現可能性を探る。

北半球では南側の TEC 変化が卓越する(4.1.1 項参照)ため、南海トラフ地震が発生した場合、震源の南側で強い TEC 変化が生じることが期待される。また、震源の南側で求めた強い TEC 変化の相対振幅を  $M_w$  の推定に用いることができる。しかし、既存の GNSS 観測網では震源の南側である海域に観測局が存在しないため、そうした強い信号を観測することは不可能である(図 4.18)。そこで本研究では、観測局が存在する北側や西側でどの程度 TEC 変化が観測されるか、4.3 節で紹介した 3 次元数値シミュレーションを用いて検討した。

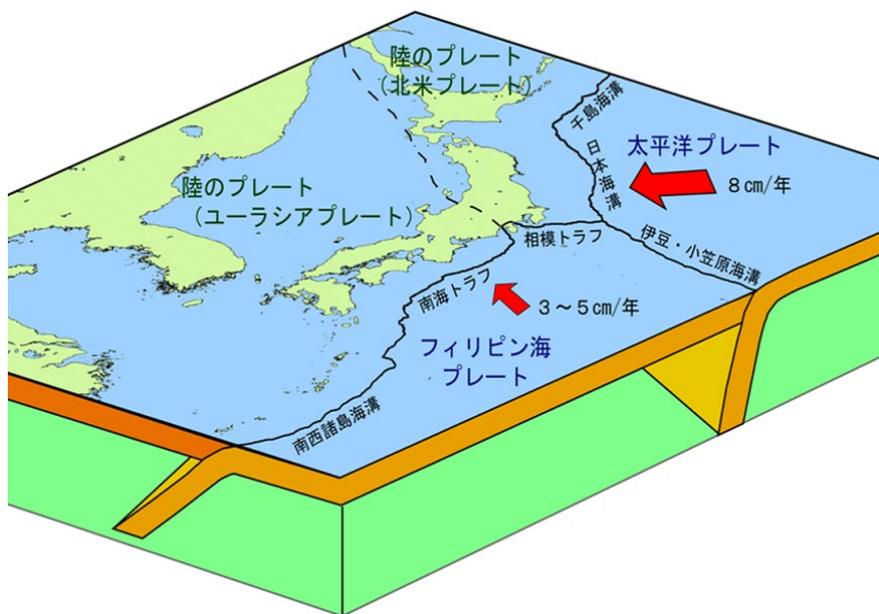


図 4.17 日本付近のプレート模式図と南海トラフの位置 (気象庁ホームページより)

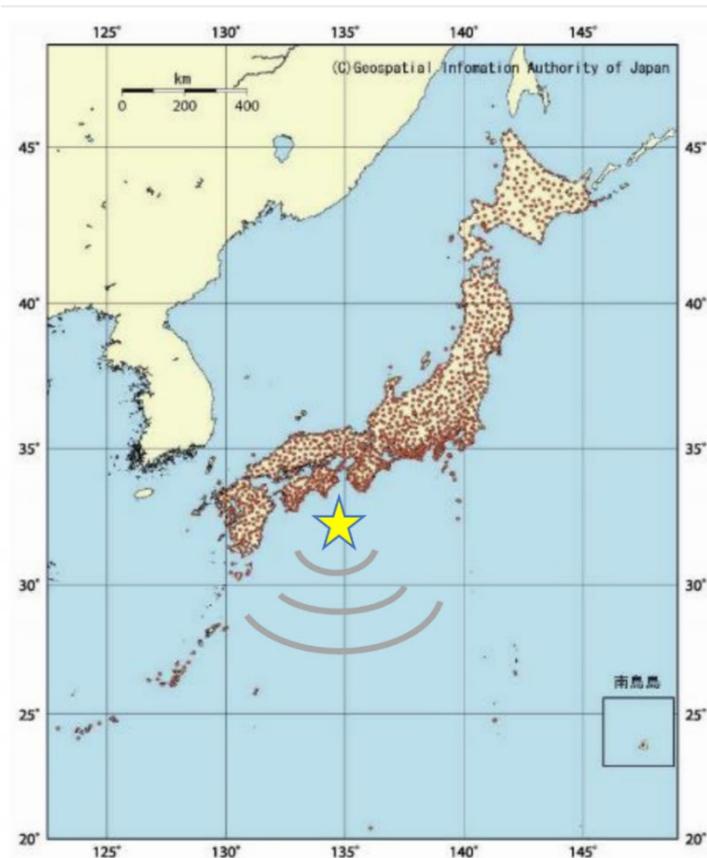


図 4.18 GEONET の分布 (国土地理院より一部改変)。南海トラフ地震が黄色い星印の地点で発生すると、南側に強い電離圏擾乱が生じるが、その方向には GEONET 局がほとんど存在しない。

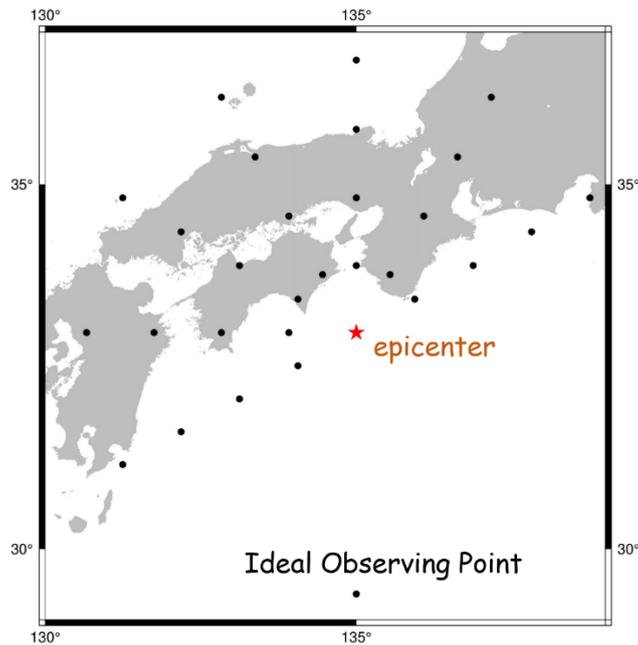


図 4.19 計算で想定した南海トラフ地震の震源と GNSS 観測点の分布。震源から南に 400 km 離れた基準点(Ideal Observing Point)と、北側、東側、西側の 28 点の位置を示した。これらの 28 点は、距離は震源から 100 km おきに 4 点ずつ、震源からみた方位は、北側から時計回りに 0-60 度、240-330 度とした。

南海トラフ地震による電離圏擾乱信号の強度が最も大きくなるのは、震源南側の海上にある仮想的な GNSS 局から見た場合である。その振幅を、震源の北側や西側にある既存の GNSS 局で観測される TEC 変化の振幅と比較した。図 4.19 に想定した震源と観測局の位置を示す。まず、震源の南側に基準となる局 (ideal observing point) と、真北方向の衛星を想定して N 字型 TEC 変化の振幅を計算した (図 4.20)。

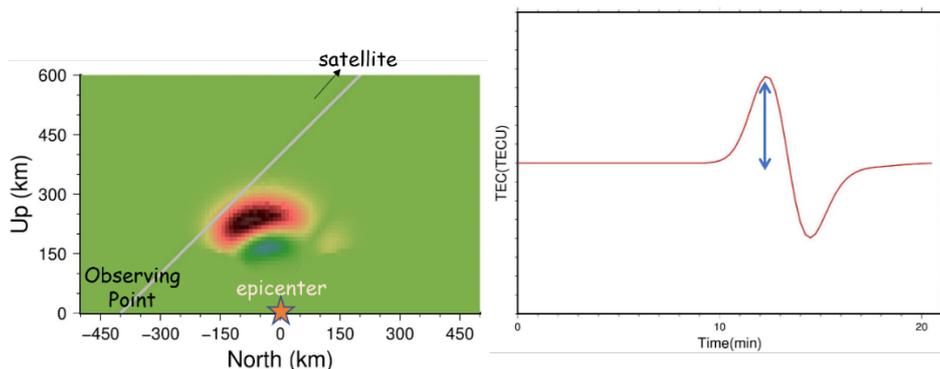


図 4.20 (左) 基準とした衛星視線。局は図 4.19 の Ideal Observing Point に取り、衛星は北に仰角 45 度と、信号が大きくなるように設定した。音波の周期は 4 分、磁場の偏角は西に 7 度、伏角は下向きに 47 度とした。(右) 基準点における TEC 変化。青い矢印で示した振幅が、式(1)で示した Heki (2021) の経験則に従うことが予測される。

次に、図 4.19 に示した 28 点で TEC 変化を計算し、基準点での振幅と比較した。この際、観測に用いる衛星は QZSS の静止衛星 (仰角 45 度、南側上空)、準天頂軌道衛星 (鉛直方向) と GPS 衛星 (仰角 45 度、東側上空) の 3 通りを想定した。ここで GPS 衛星を東側上空としたのは、4.3 節で紹介した紀伊半島沖地震前震における観測結果と比較するためである。

図 4.21-4.23 に、図 4.19 で示した 28 点での観測波形を 3 次元数値シミュレーションプログラムに基づいて計算した結果を示す。ここでは特に振幅の大きい点を選び、基準点と比較して振幅がどの程度小さく観測されるかを計算した。仰角 45 度を想定した静止衛星 (図 4.21)、東の空の GPS 衛星 (図 4.23) の計算では、震源から見て衛星の反対側にある局で基準の半分程度の信号が確認された。磁場によって信号は弱まっているものの、十分観測可能な大きさである。衛星視線が波面と並行に近く、信号を効果的に捉えることができれば (図 4.24)、震源の北側や西側でも観測可能であることが示された。特に静止衛星は常に同じ方角 (南に仰角 45 度) で観測を行うため、南海トラフ地震に伴う TEC 変化を既存の局で捉えられる可能性は非常に高い。

また、東側に GPS を想定した計算では震源の西側にある局で大きな信号が捉えられており、紀伊半島沖地震前震の観測結果 (図 4.17) とも一致している。一方、準天頂軌道衛星を想定した場合、陸上の局では減衰が大きく十分な振幅が得られなかった。これは準天頂軌道衛星が日本直上にあることを想定しているためで、磁場による減衰が大きいうえに効果的な視線 (波面と小さな角度を成す視線) を実現しにくいことを反映している。

本研究の目的の一つに、想定南海トラフ地震で既存の GNSS 網を用いて地震時電離圏擾乱を観測した際に、 $M_w$  と CID 相対振幅の経験則に乗せるためにどの程度の補正が必要かの目安を得ることがあった。図 4.21, 4.22, 4.23 の事例から、それぞれの幾何学的な条件に応じて、観測された振幅を 2.5 倍—4 倍した後に経験則にあてはめて  $M_w$  を推定すると良いことがわかる。今後、CID の観測による  $M_w$  即時決定が社会実装されたときに、必要な補正の仕方に対する目安が得られたと考えられる。

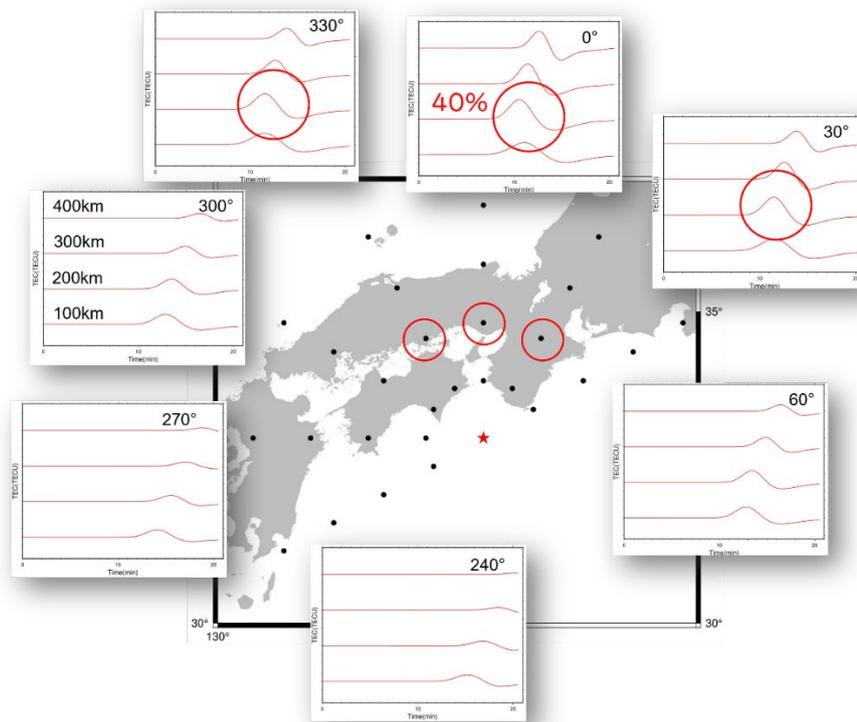


図 4.21 QZSS 静止衛星を想定して計算した TEC 時系列。3次元ブロックの条件は図 4.20 と同様であり、衛星視線はいずれも南に仰角 45 度で設定した。それぞれの枠の右上には震源から北向きを 0 度とした時計回りの角度を示している。枠内の TEC 時系列は震源からの距離ごとに並んでいる。図中の赤字は基準点の振幅に対する観測振幅の割合である。

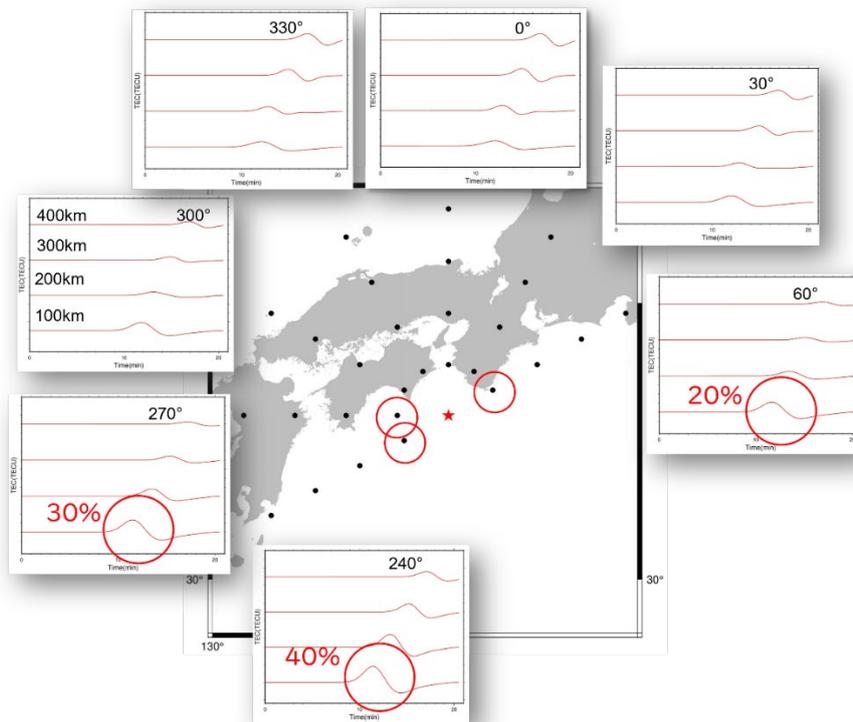


図 4.22 QZSS 準天頂軌道衛星を想定して計算した TEC 時系列。衛星視線は鉛直方向に設定した。



図 4.23 GPS 衛星を想定して計算した TEC 時系列。衛星視線は東に仰角 45 度で設定した。

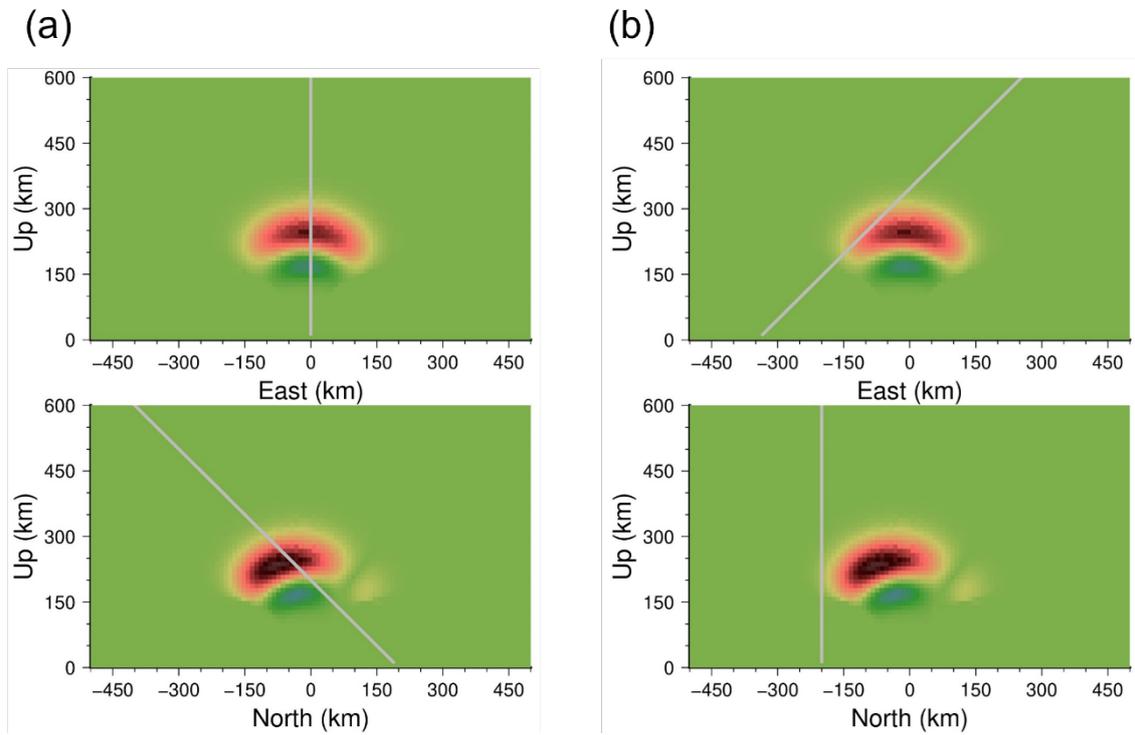


図 4.24 (a) 震源から真北に 200 km 離れた局と QZSS 静止衛星を結んだ衛星視線。視線は地磁気による減衰が著しい北側の波面に平行しているため擾乱信号が小さめに出る (図 4.21)。(b) 震源から 240 度 (北から時計回り) の方向に 400 km 離れた局と東の空にある GPS 衛星を結んだ衛星視線。視線が波面となす角度は浅く、比較的大きな擾乱信号が観測される (図 4.23)。

## 5 経験則の再検討

地震に伴う TEC 擾乱は、 $M_w$  が大きい程その背景 VTEC に対する相対振幅が大きくなる。Heki (2021) は 28 個の地震 ( $M_w$ 6.6-9.2) について TEC 変化の相対振幅と  $M_w$  の比較を行い、1.3 節で述べた式(1) の経験則を提唱し、地震約十分後に電離圏擾乱から  $M_w$  をある程度高精度で予測できる可能性を示した。

しかし、電離圏擾乱の振幅には、 $M_w$  などの地震のエネルギー規模だけでなく、磁場、衛星視線と波面の角度、背景 TEC の影響 (4 章参照) などの要因を考慮する必要がある。1.3 節で述べたように、この経験則の導出にあたっては、背景 TEC の影響は考慮されている一方、磁場の影響と衛星視線の幾何学的条件は十分に考慮されているとはいえない。具体的には、データが存在する GNSS 局の観測データから、磁場や視線による減衰が最も少ない事例を選び、その TEC 時系列から背景 TEC を考慮した相対振幅を計算している。

このとき実際には、大きな信号が見えやすい、震源の赤道側に数百キロ離れた GNSS 局で震源の方位で中くらいの仰角を持つ衛星のデータが選ばれることが多い。従って実質的に理想的な視線で観測した振幅に近い値が経験則の導出に用いられたと考えることができる。

しかし、実際に存在するデータで厳密に理想的な条件を満たすことは難しく、それが経験則を示す直線のまわりのばらつきに反映されていると考えられる。従って観測された振幅を、理想的条件を揃えた相対振幅に換算すると、ばらつきが小さくなって経験則の精度が上がるのが予想される。そこで、本研究では 4 章で紹介した 3 次元数値計算プログラムを用いて、Heki (2021) の事例から 20 個の地震を選んで、磁場・衛星視線の条件を揃えた相対振幅に計算し直した。表 5.1 に再計算を行った地震を示す。新しいデータに基づいて経験則の再検討を行う。

それぞれの地震について、観測条件を再現した TEC 波形と、衛星視線を理想的な条件に直した波形を 3 次元数値計算で作成した。理想的な条件では、衛星視線は磁場の影響が少なく波面にほぼ平行なもの、すなわち南に 400 km 離れた観測局から北に仰角 45 度の衛星を観測するケースを想定した。最も振幅が大きく見える条件に合わせたことから、全ての事例で実際の波形より大きい振幅が求められた。その後、それぞれの振幅比 (理想条件で計算した波形の振幅 / 計算波形の振幅) を求め、Heki (2021) で用いられた相対振幅と掛け合わせた。これにより仮想的に理想条件で観測した場合の相対振幅が得られる。ここで、再計算した相対振幅を用いて  $M_w$  と相対振幅の関係図に上記の点をプロットし直した (図 5.1)。

1.3 節の式 (1) で示した経験則の係数  $a, b$  を改訂されたデータを用いて再計算すると、 $a$  は  $0.637 (\pm 0.097)$ 、 $b$  は  $0.931 (\pm 0.060)$  となった。 $b$  の増加は、減衰の小さい条件に合わせたことで相対振幅が大きくなったことを反映している。またそれらのパラメータの誤差は、図 5.1 に直線で表した経験則の周りの個々のデータのばらつきの大きさを反映している。Heki (2021) において、係数の誤差はそれぞれ  $a$  が  $\pm 0.093$ 、 $b$  が  $\pm 0.057$  であったことから、再計算によって誤差はそれほど変わらないことが示された。しかし、本研究ではまだ部分的にしか補正を行っておらず、未補正のデータと補正済みのデータが混在している。従って今後さらに計算を進め、条件を全て揃えた上で再度誤差の検討をすることが求められる。

また、再計算の際、複数の地震において波形の到達時間にしばしばずれが生じた (図 5.2)。本研究では震源位置に点波源を想定している。しかし大きな地震では断層のサイズが数百キロメートルに達し、点波源の仮定が現実から離れてしまう。断層ずれの大きな地震で擾乱の到達時刻や波形の再現性がしばしば低いのはそのためであろう。より高精度に波形を再現するには、実際の有限な大きさを持つ波源を複数の波源で近似することによって、一致度が改良されるであろう。

表 5.1 TEC 相対振幅の再計算を行った地震

年/月/日	地震	M <sub>w</sub>	地磁気偏角	地磁気伏角
2011/03/11	東北地方太平洋沖	9.0	-7.0	47.0
2012/04/11	スマトラ島沖	8.6	-1.0	-2.0
2007/09/12	スマトラ島沖	8.5	-1.0	-2.0
1994/10/04	北海道東方沖	8.3	-7.0	47.0
2014/04/01	イキケ	8.2	-6.0	19
2012/04/11	スマトラ島沖 (余震)	8.2	-1.0	-2.0
2006/11/15	千島列島沖	8.2	-8.0	60.0
2007/01/13	千島列島沖	8.1	-8.0	60.0
2003/09/25	十勝沖	8.0	-7.0	47.0
2007/09/12	スマトラ島沖 (余震)	7.9	-1.0	-2.0
2009/07/15	ニュージーランド	7.8	25	71
2015/03/29	パプアニューギニア	7.5	5	22
2015/05/05	パプアニューギニア	7.5	5	22
2004/09/05	紀伊半島南東沖 (本震)	7.4	-7.0	47.0
2011/03/09	東北地方太平洋沖 (前震)	7.3	-7.0	47.0
2015/05/12	ネパール (余震)	7.3	0.5	-43.0
2012/12/07	三陸沖	7.2	-7.0	47.0
2004/09/05	紀伊半島南東沖 (前震)	7.1	-7.0	47.0
2008/06/13	岩手・宮城内陸	6.9	-7.0	47.0
2007/07/16	新潟県中越沖	6.6	-7.0	47.0

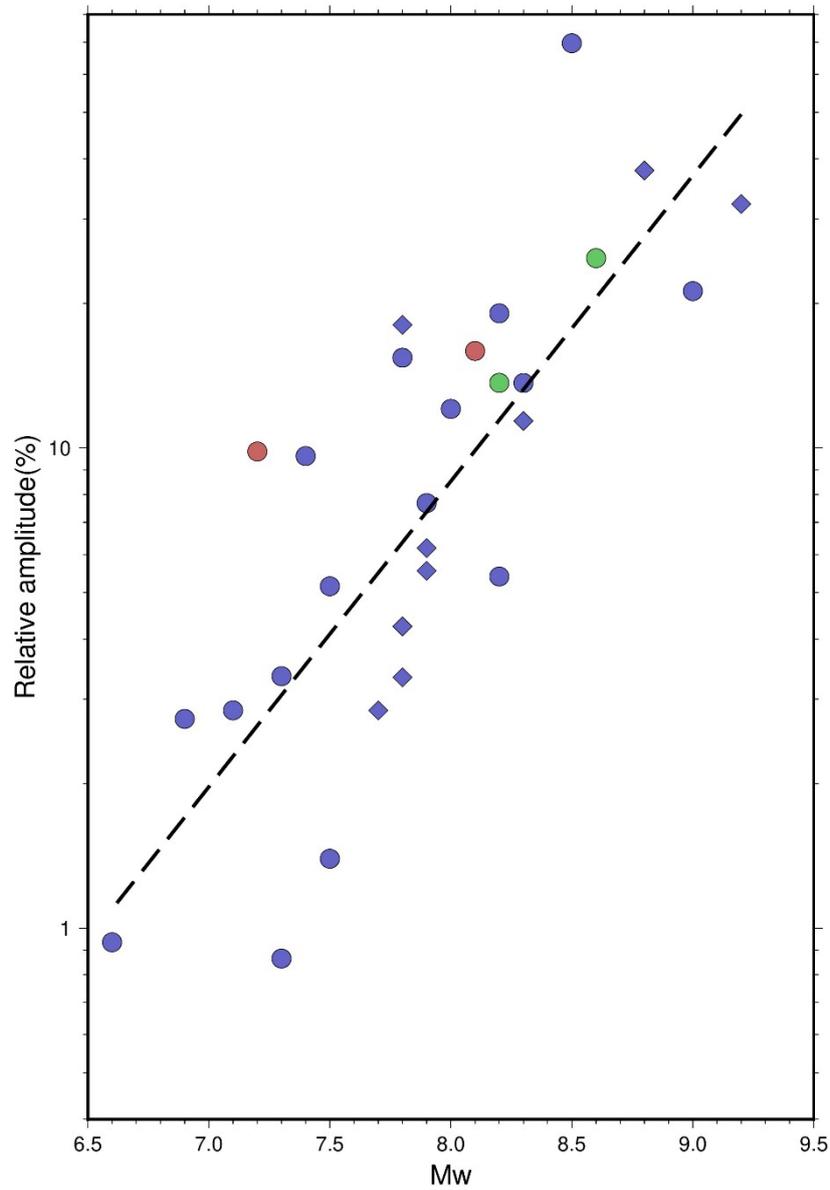


図 5.1 Heki (2021) で用いられた 28 の地震に 2008 年の Wenchuan 地震 (Cahyadi and Heki, 2015, TableA1)を加え、対応する  $M_w$  (横軸) と TEC 変化の相対振幅 (縦軸、対数表示) のところにシンボルをプロットしたもの。●は相対振幅を補正済み、◆は未補正のイベントを示し、配色は図 1.7 に準じる。点線は逆断層の地震 (青い●、◆) に関する近似直線である。

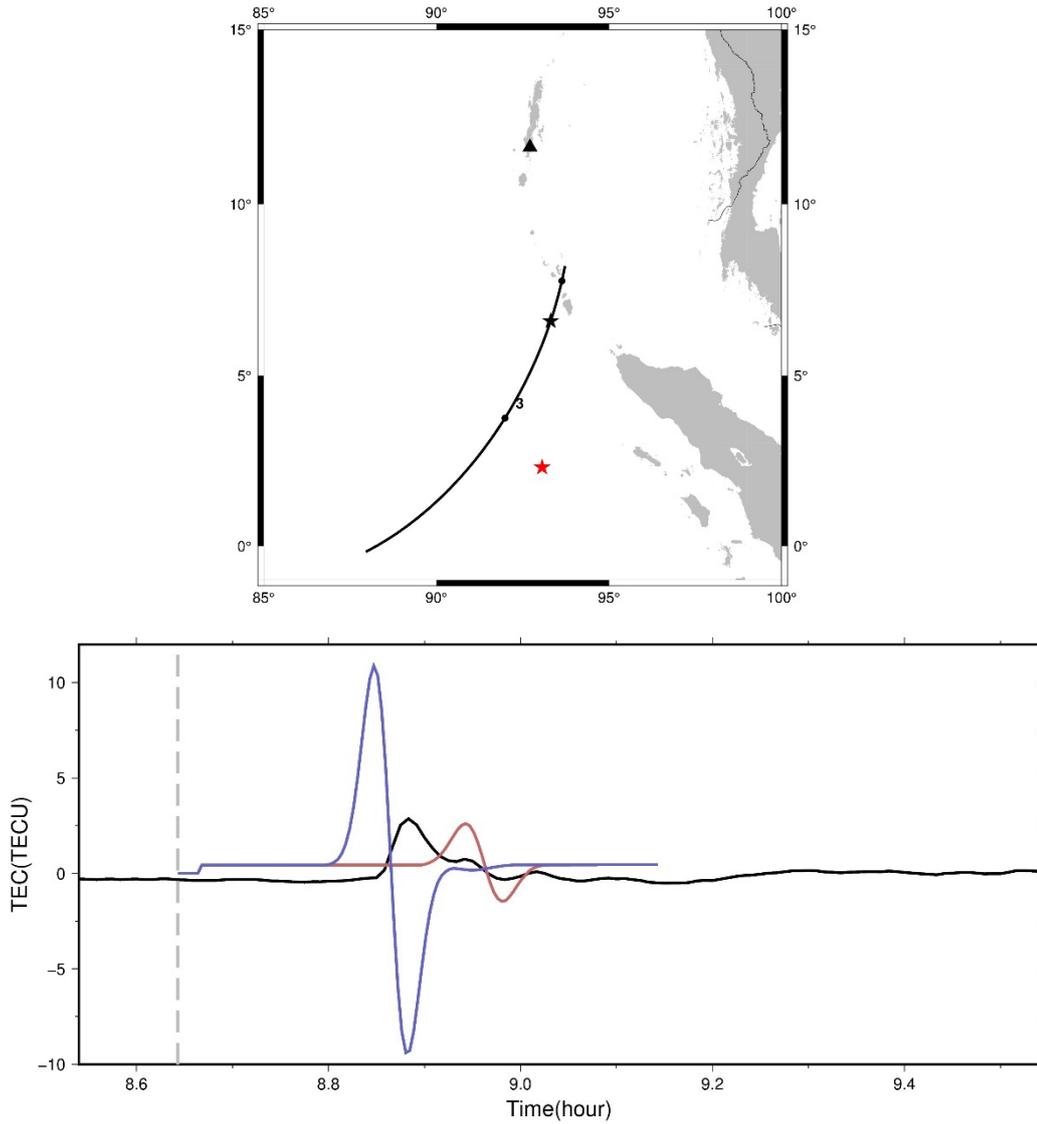


図 5.2 2012 年スマトラ島沖地震に伴う TEC 変化 (Cahyadi and Heki, 2015) を再現し、計算結果と比較した。(上) 経験則 (Heki, 2021) の計算に用いられた TEC 時系列の観測条件。赤い星が震源、黒い曲線が GPS3 番衛星の SIP 軌道、▲が観測に用いた pbri 局の位置を示す。(下) 黒が観測結果、赤が観測条件を再現して計算した結果、青が理想条件の下で計算した結果を示す。実測値と観測条件を再現した波形で到達時刻が一致していない。この地震は観測史上最大の横ずれ断層であり、音波の波源の有限の分布をしている。波形や到達時刻の不一致は、このような複雑な音波源を一つで代表させてしまったことによるのであろう。

## 6 まとめ

本研究では電離圏と大気圏の結合に着目し、GNSS-TEC の手法を用いて様々な研究を行った。研究対象として、地球大気固有振動周期の変動成分の検出と、地表で発生した大規模なイベントに伴う N 字型電離圏擾乱の観測、およびそれらの数値シミュレーションを取り上げた。大気固有振動成分の検出では、一日分の TEC 時系列データを複数局分用いてスペクトル解析を行い、大気自由振動の周波数 (3.7 mHz, 4.3 mHz) に一致するピークが現れることを確認した。しかし、TEC 時系列の目視で確認できた振動は 3 分以下と短い周期のものが主にみられ、それらの細かい振動の位相は近傍の局でそろっていなかった。それらの発生時刻や継続時間から、それらは大気自由振動ではなく、MSTID の伝搬に伴う 10 km 程度以下の短い空間波長をもつシンチレーションではないかと考えられる。今後は観測期間を広くとって季節変化の有無を確認するとともに、高高度の軌道を持つ QZSS と低高度の GPS で、同じ方向の TEC を比較することによって、シンチレーションがどの高度で起こっているかを調べることも考えていきたい。

2020 年夏に発生したバイルート化学爆発では、爆発後約 10 分で周期 1-2 分の N 字型の擾乱が電離圏 F 層の音速で南に伝搬していく様子が観測された。爆発に伴って生じた音波の上方への伝搬を想定し、波線追跡を行って擾乱信号を数値シミュレーションするためのソフトウェアを作成した。このソフトウェアでは、磁場によって電子の運動方向が拘束される効果や、視線が波面と成す角度の影響などを考慮した。その結果、N 字型 TEC 擾乱の波形や到着時刻や局間の振幅比などを計算機内で再現することができた。また、最初に作成した二次元モデル (南北に伸びた鉛直平面内部の数値シミュレーション) を 3 次元に拡張した。それによって南北断面から離れた観測局も含め、より正確に到達時間や振幅比を再現することができた。ここで作成した数値シミュレーションソフトウェアは、爆発地点から見た SIP の方位や波面と視線の幾何学的関係による TEC 変化の違いを正確に計算できる点で、利用価値が高い。

N 字型電離圏擾乱の周期はバイルート爆発では 1-2 分であったが、地震に伴う擾乱は 3-4 分の周期を示すことが多い。本研究では、地震を想定した音波の周期を仮定して、地震など空間スケールの大きいイベントによる電離圏擾乱も計算機中で再現した。本研究では想定南海トラフ地震に伴う TEC 擾乱について、日本列島にある既存の GNSS 局でどの程度の振幅の擾乱が観測できるかを検討した。南海トラフ地震に伴う地震時電離圏擾乱は、磁場の影響によって、震源の南の海上の局から見た時に最も振幅が大きく見える。しかし震源南側は海域なので GNSS 点が存在しない。そこで、実際に観測が可能な陸域の局で観測される擾乱の振幅を三次元シミュレーションで予測し、西日本陸域にある既存の局でも観測に十分な強度 (ただし南海上から見た場合に比べて振幅は半減する) で擾乱が見えることを示した。このことは、地震時電離圏擾乱から迅速に Mw を求める際に、振幅を補正してから経験則を用いる必要があることを物語る。

最後に、Mw と地震時電離圏擾乱の背景 VTEC に対する相対振幅の経験則を再検討した。20 個の地震について視線の幾何学的条件や地磁気との関係を揃えて相対振幅を再計算したところ、ほとんどの点が経験則を示す直線のより近くに分布するようになった。しかし、現

時点ではすべての地震でこのような補正が済んでいないため、経験則に含まれる定数  $a, b$  の信頼区間を以前より小さくするまでには至っていない。

また、本研究で用いた数値シミュレーションは、地震で生じる音波が一点から生じている（点波源）と仮定している。Mw の大きい地震では断層のサイズも大きく、有限の範囲に分布した音源がつくる擾乱が重なったものが観測されるはずである。その結果、大きな地震では地震時電離圏擾乱の周期が間延びする傾向がある。本研究で用いた三次元シミュレーションプログラムを、複数波源に応用すれば、巨大地震による電離圏擾乱の観測波形も再現が可能になると思われる。

## 7 謝辞

本研究は多くの方のご指導や助言があり達成することができました。

特に、指導教官である日置幸介教授には大変お世話になりました。知識が乏しく何もできなかった私に対して基本的な知識から、研究の進め方や解釈の仕方まで様々なことを教えていただきました。また、多くの学会に参加する機会をいただけたことで、研究に関する理解を深め、さらに意欲を持って研究に取り組むことができました。心より感謝いたします。

ゼミの発表の際には同研究室の古屋正人教授、高田陽一郎准教授、地震学研究室の蓬田清教授、吉澤和範准教授にも大変お世話になりました。私の研究や発表内容に対して様々なご指摘や助言をいただき、本当にありがとうございました。

宇宙測地学研究室と地震学研究室の皆様にもお世話になりました。先輩方には研究に関する相談や研究生活において、とても親切にいただきました。また、2年間大変な状況が続く中でも、同期や後輩に刺激を受け、意欲的に研究生活を過ごすことができました。本当にありがとうございました。

最後に改めて、本研究に関わる全ての方々に心より感謝申し上げます。

## 8 参考文献

- Blackman, R. B. and J. W. Tukey (1957), The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering – Part I , *The Bell System Technical Journal*, 37, 1, 185-282, doi: 10.1002/j.1538-7305.1958.tb03874.x.
- Blanc, E. (1983), Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural or artificial sources – A summary, *Annales Geophysicae*, 3, 673-687
- Cahyadi, M. N. and K. Heki (2015), Coseismic ionospheric disturbances of the large strike-slip earthquakes in North Sumatra in 2012:  $M_w$  dependence of the disturbance amplitudes, *Geophysical Journal International*, 200, 116-129, doi: 10.1093/gji/ggu343
- Cahyadi, M. N., R. W. Rahayu, K. Heki, and Y. Nakashima (2020), Harmonic ionospheric oscillation by the 2010 eruption of the Merapi volcano, Indonesia, and the relevance of its amplitude to the mass eruption rate, *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 405, 107047, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2020.107047
- Cahyadi, M. N., E. Y. Handoko, R. W. Rahayu, and K. Heki (2021), Comparison of volcanic explosions in Japan using impulsive ionospheric disturbances, *Earth Planets Space*, 73(1), 228, doi: 10.1186/s40623-021-01539-5
- Calais, E., J. B. Minster, M. A. Hofton, and M. A. H. Hedlin (1998), Ionospheric signature of surface mine blasts from Global Positioning System measurements, *Geophysical Journal International*, 132(1), 191-202, doi: 10.1046/j.1365-246x.1998.00438.x
- Ding, F., T. Mao, L. Hu, B. Ning, W. Wan, and Y. Wang (2016), GPS network observation of traveling ionospheric disturbances following the Chelyabinsk meteorite blast, *Annales Geophysicae*, 34(11), 1045-1051, doi: 105194/angeo-34-1045-2016
- Heki, K. and J. Ping (2005), Directivity and apparent velocity of the coseismic ionospheric disturbances observed with a dense GPS array, *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 845-855, doi: 10.1016/j.epsl.2005.06.010
- Heki, K. (2006), Explosion energy of the 2004 eruption of the Asama Volcano, central Japan, inferred from ionospheric disturbances, *Geophysical Research Letters*, 33(14), L14303, doi: 10.1029/2006GL026249
- Heki, K., Y. Otsuka, N. Choosakul, N. Hemmakorn, T. Komolmis, and T. Maruyama (2006), Detection of ruptures of Andaman fault segments in the 2004 great Sumatra earthquake with coseismic ionospheric disturbances, *Journal of Geophysical Research*, 111(B9), B09313, doi: 10.1029/2005JB004202
- Heki, K. (2021), Ionospheric disturbances related to earthquakes, *Space Physics and Aeronomy Collection*, 3, 260, doi: 10.1002/9781119815617.ch21
- Heki, K. and T. Fujimoto (2022), Atmospheric modes excited by the 2021 August eruption of the Fukutoku-Okanoba volcano, Izu-Bonin Arc, observed as harmonic TEC oscillations by QZSS, *Earth Planets Space*, in press.

- Khintchine, A. (1934), Korrelationstheorie der stationären stochastischen Prozesse, *Mathematische Annalen*, 109(1), 604-615, doi: 10.1007/BF01449156
- Kundu, B., B. Senapati, A. Matsushita, and K. Heki (2021), Atmospheric wave energy of the 2020 August 4 explosion in Beirut, Lebanon, from ionospheric disturbances, *Scientific Reports*, 11, 2793, doi: 10.1038/s41598-021-82355-5
- Nishida, K., N. Kobayashi, and Y. Fukao (2000), Resonant oscillations between the solid earth and the atmosphere, *Science*, 287(5491), 2244-2246, doi: 10.1126/science.287.5461.2244
- Pilger, C., P. Gaebler, P. Hupe, A. C. Kalia, F. M. Schneider, A. Steinberg, H. Sudhaus, and L. Ceranna (2021), Yield estimation of the 2020 Beirut explosion using open access waveform and remote sensing data, *Scientific Reports*, 11, 14144, doi: 10.1038/s41598-021-93690-y
- Rigby, S. E., T. J. Lodge, S. Alotaibi, A. D. Barr, S. D. Clarke, G. S. Langdon, and A. Tyas (2020), Preliminary yield estimation of the 2020 Beirut explosion using video footage from social media, *Shock Waves*, 30, 671-675, doi: 10.1007/s00193-020-00970-z
- Suda, N., K. Nawa, and Y. Fukao (1998), Earth's background free oscillations, *Science*, 279(5359), 2089-2091, doi: 10.1126/science.279.5359.2089
- Wiener, N. (1930), Generalized Harmonic Analysis, *Acta Mathematica*, 55, 117-258, doi: 10.1007/BF02546511

日置幸介、菅原守、大関優、岡崎郁也 (2015), GPS-TEC 法による地球物理学, 測地学会誌, 56 (解説・入門講座), 125-134

日野幹雄 (2010), スペクトル解析新装版 朝倉書店 pp. 184

#### 参考 web ページ

Center for Near Earth Object Studies (CNEOS) ホームページ

<https://cneos.jpl.nasa.gov/>

気象庁ホームページ

<https://www.jma.go.jp/jma/index.html>

国土地理院ホームページ

<http://www.gsi.go.jp/>

ベルン大学・データセンター

<http://www.aiub.unibe.ch/download/>

カリフォルニア大学サンディエゴ校・IGS データセンター

<http://garner.ucsd.edu/>