

**最近の大地震およびプレート運動による
極運動の励起**

**On the polar motion excitations by recent
mega-thrust earthquakes and movements of
tectonic plates**

**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**

小林 裕太

Yuta Kobayashi

2012年 2月 9日

論文要旨

地震に伴う地殻変動はよく知られており、最近では衛星観測によって地震に伴う重力変化も観測されるようになった。しかし、地震に伴う地球の極位置の変化を直接観測した例はない。地震時に断層に生ずるずれが地球上の質量再配分を引き起こし、地球の1日の長さや極位置の変化(極運動)をもたらす。理論計算により1960年のチリ地震($M_w 9.5$)や1964年アラスカ地震($M_w 9.2$)では極が数十 cm 動いたことが示唆されているが(e.g. Chao et al., 1996)、当時の光学望遠鏡による観測にはそれらを捉える精度がなく、検出には至っていない。1980年代後半から始まった超長基線電波干渉法(VLBI, Very Long Baseline Interferometry)や全地球測位システム(GPS, Global Positioning System)等の宇宙技術を用いた測地観測により観測精度は高度に向上し、現在では一日ごとの地球の瞬間自転軸の位置を±1ミリ秒角の精度で捉えられるようになってきている(横山, 1994)。本研究では宇宙測地技術開始後に発生した、2004年スマトラ地震、2010年チリ地震、2011年東北地方太平洋沖地震の三つのM9級の地震に伴う極の移動に関して、国際地球回転・基準座標系サービス(IERS)の解析(<http://hpiers.obspm.fr/>)に基づく極位置 X,Y 成分データを用い、Wilson(1985)の計算式で励起関数を計算してそれらの検出を試みた。地球表層流体である大気や海洋も極運動を励起するため、それらを十分補正しないと地震による極運動の励起は検出できない。本研究では、大気による励起はNCEP (National Centers for Environmental Prediction) の風・気圧データから計算された値を補正し、海洋による励起は ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean) の海流・海底圧力データより補正した。その上で励起関数を多項式と地震時のステップで近似して検出を試みた。2010年チリ地震では、予測値と同程度の大きさのステップが観測されたが、向きは有意に異なっていた。その原因として、未補正の陸水起源等の極運動の励起成分が有意に残存していることが考えられる。既存の陸水モデルに加えて GRACE 衛星による重力変化データから推察した雪氷圏の質量変化を考慮することで、将来地震による極運動励起の検出可能性が高まることが期待される。

地震による極運動の励起は、地震時と逆方向の質量移動が地震間に起こることによってキャンセルされ、地質学的な時間スケールでは蓄積しないと考えられる。本研究の後半では、永年の極運動に関連して、地球上のアイソスタシー補償が完全でない地形がプレート運動に伴って水平方向に移動することによる効果について検討した。プレートが動くとき深部に原因があるものを除いて重力異常も一緒に動くだろう。それらは地球上の質量再配分を引き起こし、長期的な極運動をもたらす可能性がある。ここでは GRACE 衛星による地球上のフリーエア重力異常を質量異常に変換し、地表を主要な14のプレートに分けてプレート運動モデルに従ってそれらを地球上で移動させ、それらがもたらす極運動を計算した。その結果、北極が東経20度方向に年間0.4mmの速さで移動することがわかった。過去百年あまりの測地観測によると、北極は西経約60度(グリーンランド)方向に年間約10cmの速さで動いている。それと比較するとプレート運動による極運動の速さは桁小く、永年極運動の主要な励起源としては説明できない。今後、垂直方向の質量移動(チベット高

原の隆起等の造山運動)も考慮して解析すれば,プレート運動による永年極運動の励起をより現実的に説明でき,さらには地球の永年極運動の主要な原因を特定できる可能性が高まると期待される.

目次

1. はじめに	03
1.1. 三つの異なる地球回転変動	03
1.2. 極運動とその励起について	04
1.3. 地震に伴う極運動励起	05
1.4. プレート運動に伴う極運動励起	09
1.5. 本研究の目的	10
2. 地震に伴う極運動の励起	11
2.1. 地震に伴う極位置変化	11
2.2. 地震に伴う極運動の評価方法	13
2.3. 地震に伴う極運動の解析	18
2.4. まとめと考察	22
3. プレート運動に伴う長期的な極移動	25
3.1. フリーエア重力異常とプレート運動モデル	25
3.2. プレート運動に伴う長期的な極移動の解析	31
3.3. まとめと考察	47
4. 結論	49
5. 謝辞	49
6. 参考文献	50

1. はじめに

1.1. 三つの異なる地球回転変動

地球科学の一分野である測地学に「地球回転」という,地球の自転運動の変化を対象とした研究分野がある.地球は,自転軸と呼ばれる目に見えない軸を中心に,北からみて反時計回りに,約24時間で1回転している.地球儀では回転軸が台に固定されており,安定して回転している.しかし実際の地球では宇宙空間に自転軸を固定する「台」などはなく,我々の日常生活に影響がほぼ無い程度のわずかなものであるが,複雑な動

きをしていることが知られている。まずは3つ地球回転変動と、その中の一つである極運動について概観する。

地球回転には三種類の異なった変動がある。一つは地球の自転軸が月や太陽の潮汐力によって空間中を動く「歳差・章動」である。中でも二万年以上の周期をもつ歳差は、ミランコビッチ周期の一つとして地球の気候変動に影響を与える。もう一つは様々な要因により周期が変化する「自転速度変動」であり、月-地球系の力学進化による永年減速等がよく知られている。最後は地球の自転軸は空間中にほぼ固定されているものの、自転軸の地表との交点である北極と南極が地球に対して動く「極運動」である。本研究では極運動の励起について議論する。

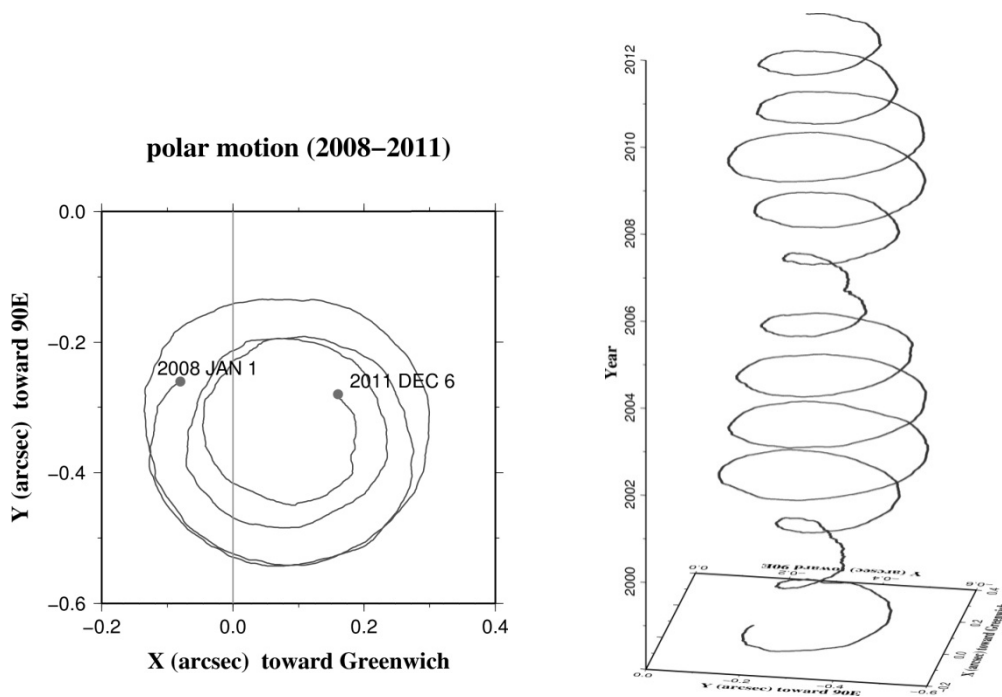


Figure 1. Observed polar motion for 2008-2011 (left) and 1998-2011 (right). Because the actual polar motion is the mixture of the Chandler wobble, with the period of ~14 month, and the annual polar motion, its amplitude shows the beat signature with the period of ~6 years (data from the International Earth Rotation and Reference Systems Service, IERS).

1.2. 極運動とその励起について

極運動の原因について簡単に説明する。3次元空間で回転する物体は、ある「軸」を（回転軸）中心に回転している。物体が安定して回転するためには、回転軸は慣性主軸（慣性テンソルの非対角成分をゼロにする軸）の最大の慣性モーメントを持つ軸（慣性主軸、形状軸）に一致する必要がある。しかし何らかの原因により（物体中の質量移動等）、回転軸と形状軸がずれた場合、その回転軸は形状軸の周りを自転周期と慣性テン

ソルで決まる周期でぐるぐる回る（自由極運動）。地球の場合、これはチャンドラー自由極運動と呼ばれ、約 14 か月の周期を持つ。Figure 1 は、北緯 90 度の点を原点として経度 0 度方向（グリニッジ方向）を X 軸、東経 90 度方向を Y 軸に取って最近の極運動の様子を描いたものである。

チャンドラー極運動の原因は 20 世紀終盤にほぼ解決している。考えられた励起源として、大気や海洋の動き、地震、地球深部での質量移動等が議論された (Figure 2) が、主要な励起源は大気と海洋であることが解明された。極運動の励起は運動項と質量項の二成分に分離することができるが、大気の場合はそれぞれが風と気圧分布変化に相当し、海洋の場合は海流と海底圧力変化に相当する。なお質量項は次数 2、位数 1 の重力場係数として衛星による重力観測からも求めることができる (Chen and Wilson, 2003)。Furuya et al. (1996; 1997) は、風による相対角運動量成分が、14 カ月周期近傍でパワーを持ち、観測されたチャンドラー極運動を励起するのに十分な角運動量を持つことを示した。その後 Gross (2000) は海底圧力変動のチャンドラー周波数におけるパワーが気圧変動より大きいことを示し、海底圧力変動がチャンドラー運動の最大の励起源であることを示した。

本研究の前半では、観測データから地震による極運動の励起の検出を試みるが、大気や海洋による励起は十分に取り除かなければならない。本研究で利用する地球回転のデータセンターを務めるパリ天文台では、観測モデルから得られた大気と海洋による励起関数が提供されており、補正に用いることができるようになっている。

チャンドラー運動は有限の Q を持つため徐々に減衰して、新たな極運動の励起がなければ最終的に自転軸は新しい形状軸に一致する。形状軸のゆっくりとした動きは永年極運動と呼ばれ、地質学的な時間スケールでは「真の極移動 (True Polar Wander)」として知られる。極運動の観測は、チャンドラー極運動が発見された 19 世紀から 100 年以上継続しており、現時点ではグリーンランドの方向 (西経約 60 度の方向) に年間約 10cm の速さを持つ永年極運動が知られている。Figure 1 で極運動の螺旋の中心が緯度 90 度の点 (観測開始当初の形状軸の位置) からずれているのはそのためである。永年極運動の原因については、後氷期回復すなわち氷床の融解による荷重解放後のアイソスタシーを回復するための隆起 (PGR, Post Glacial Rebound または GIA, Glacial Isostatic Adjustment) が重要な役割を果たしていることはわかっている (e.g. Mitorovica et al., 2001) が、現在の運動の向きと大きさを定量的に説明するには至っていない。

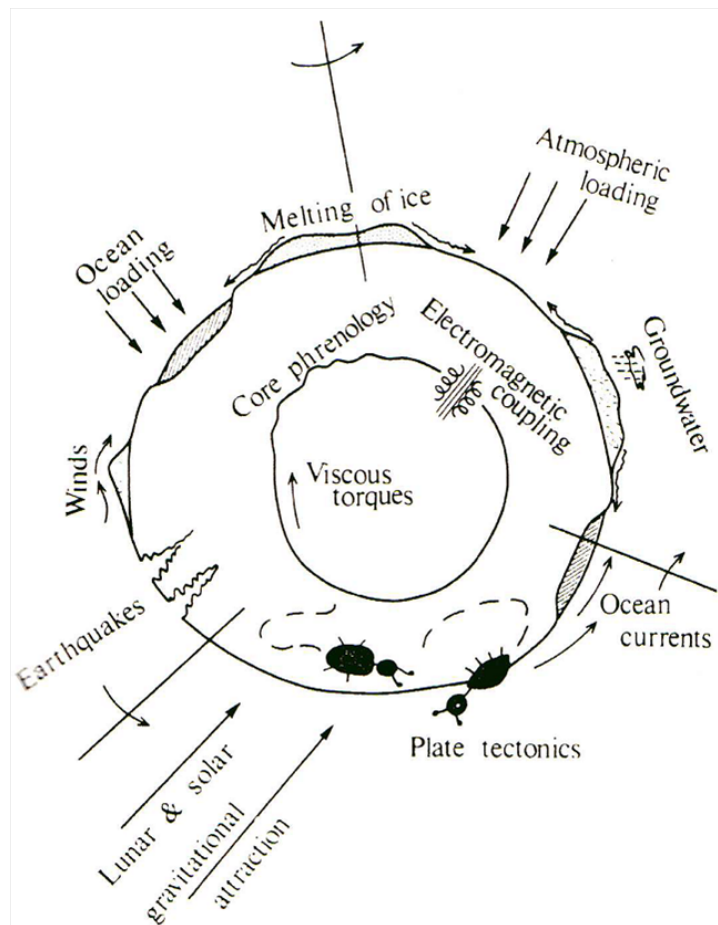


Figure 2. Illustration of the possible causes of changes in earth rotation. The polar motion is excited by the atmospheric winds, atmospheric pressure changes, ocean currents, and ocean-bottom pressure changes, and so on (Lambeck, 1987).

1.3. 地震に伴う極運動励起

地震に伴って断層に生じる食い違いは質量再配分をもたらす、LOD (length-of-day) の変化と極運動をもたらす。従来地震に伴う極運動は震源のパラメータから理論計算によって求めるのが一般的であった。Chao et al., (1996) によると地震モーメントの値が 10^{22}Nm で 1 mas (ミリ秒角、地表で約 3cm に相当) の極運動をもたらす、さらに地球の一日の長さを $1\ \mu\text{s}$ (マイクロ秒; 1秒の 100 万分の 1) 変化させるという。しかし実際の地震では、Table 1 に見るように震源の位置や断層の傾斜、発震機構等の差異によって若干異なる。

Table 1. Changes in length-of-day (LOD), and the magnitude and direction of polar motion excitation due to eight large earthquakes (Chao et al., 1996).

Event (M_0 , 10^{21} Nm)	I (270)	II (75)	III (3.6)	IV (1.0)	V (1.1)	VI (1.4)	VII (2.6)	VIII (3.9)
ΔLOD (μs)	-8.4	6.8	0.33	-0.10	-0.089	-0.059	0.192	-0.053
$ \Psi $ (mas)	22.6	7.5	0.21	0.18	0.084	0.114	0.331	0.256
$\arg(\Psi)$ ($^\circ\text{E}$)	115	198	160	110	277	323	122	129

Event names are as follows. Event I: 1960 Chile earthquake, Event II: 1964 Alaska earthquake, Event III: 1977 Indonesia-Sumba earthquake, Event IV: 1985 Chile earthquake, Event V: 1985 Mexico earthquake, Event VI: 1989 Macquarie Ridge earthquake, Event VII: 1994 Bolivia earthquake, Event VIII: 1994 Kuril earthquake. Ψ denotes the polar-motion excitation (vector).

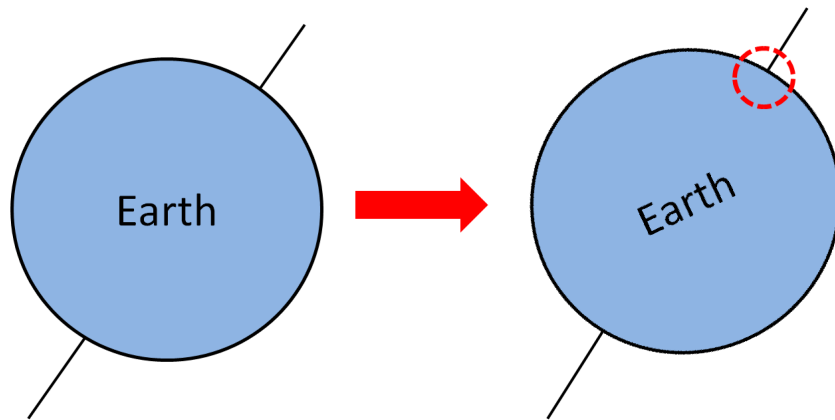


Figure 3. A large thrust earthquake lets the pole move toward the epicenter (red broken circle).

一般に沈み込み帯で発生した低角逆断層の巨大地震に伴う極運動では、震源が属する半球の極が震源の方向にわずかに移動する (Figure 3). これは、地震に伴う重力の減少 (質量の下方移動) に対する応答として、地球の慣性モーメントを最大にする慣性主軸の方向がそちらに動くからである. 2004年スマトラ・アンダマン地震($M_w 9.2$)では北極を東経145度方向に約2.5cm動かしたことが示唆された (<http://www.jpl.nasa.gov/news/>).

2002年に打ち上げられた重力観測衛星 GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) によって重力の時間変化を直接計測できるようになった. その最初の例は2004年スマトラ・アンダマン地震に伴う重力変化である (Han et al., 2006). こういった GRACE 衛星から得られた二次の重力場係数の変化 ΔC_{21} , ΔS_{21} から、以下の式で X, Y 軸方向の極運動を計算することが出来る (Chen and Wilson, 2003; 2008).

$$X_{mass} = -\frac{1}{(1+k'_2)} \sqrt{\frac{5}{3}} \frac{1.098R^2M}{(C-A)} \Delta C_{21} \quad (1)$$

$$Y_{mass} = -\frac{1}{(1+k'_2)} \sqrt{\frac{5}{3}} \frac{1.098R^2M}{(C-A)} \Delta S_{21} \quad (2)$$

ただし(1)式において、 X_{mass} は X 軸方向の極運動の大きさ、 k'_2 は荷重ラブ数 (-0.301)、 M は地球の質量、 R は地球の半径、 C は地球の極軸周りの慣性モーメント、 A は地球の赤道回りの慣性モーメントを表す。(2)式においても同様に、 Y_{mass} は Y 軸方向の極運動の大きさを表す。この方法によって、地震時重力変化から計算された極移動は、2010年チリ (マウレ) 地震 ($M_w 8.8$) では東経 110 度方向へ約 8.7 cm (Heki and Matsuo, 2010)、2011年東北地方太平洋沖地震 ($M_w 9.0$, 以下東北沖地震と呼ぶ) では東経 135 度方向へ約 15 cm であったことが推察された (Matsuo and Heki, 2011) (いずれも北極)。

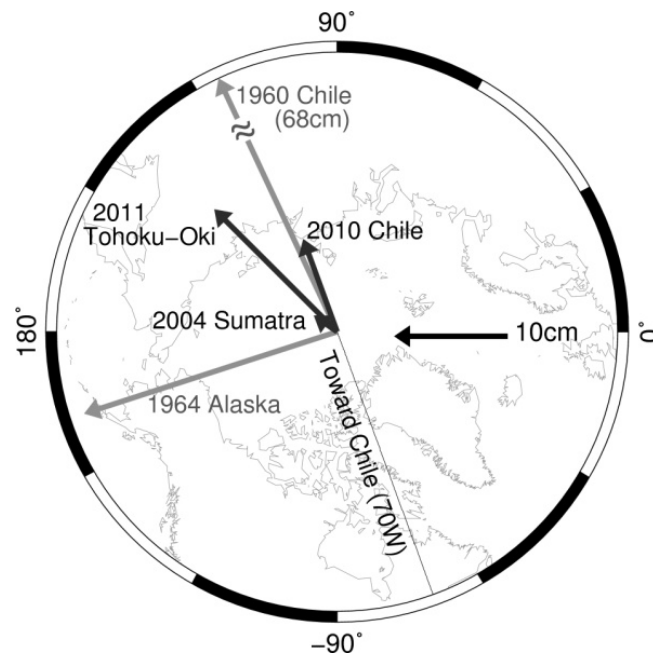


Figure 4. Polar motion (north pole) calculated for five magnitude-9 class earthquakes during 1960-2011. I studied the recent three earthquakes shown by black arrows

残念ながら、地球回転パラメータの測地的観測によって、地震による極運動の励起を捉えた例は今までにない。Chao et al. (1996) によると、1960年チリ地震 ($M_w 9.5$) は北極を東経115度方向へ約68cm動かしたとされ、また1964年アラスカ地震 ($M_w 9.2$) でも北極を東経198度方向に23cm動かしたと考えられている (Table 1)。地球の極運動は国際緯度観測事業 (ILS) による眼視天頂儀を用いた観測が1899年に始まって以来、観測の歴史は100年を超えている (大江, 1979)。しかし、光学望遠鏡による観測には数cmの極移動を捉える精度がなく、検出には至っていない (Chao et al., 1996)。Figure 4 はこれらの地震による極運動の予測値を比較したものである。

1980年代後半から始まった超長基線電波干渉法 (VLBI, Very Long Baseline Interferometry) や全地球測位システム (GPS, Global Positioning System) 等の宇宙技術を用いた測地観測により観測精度は高度に向上した。VLBI, GPS いずれも観測局とクエーサーや人工衛星から発射される電波の到達時間差を測定して、幾何学的3次元座標を決定している。現在では宇宙技術による観測により一日ごとの地球の瞬間自転軸の位置を±1ミリ秒角 (約3cm) の精度で捉えられるようになっている (横山, 1994)。現在、1960年チリ地震や1964年アラスカ地震のような巨大地震が発生したら、それに伴う極運動が直接検出される可能性は高いだろう。

1.4. プレート運動に伴う極運動励起

地球上には十数枚のプレートが表面を覆っていて、ほぼ剛体として年間数cm～十数cm程度の速度で動いている。地球を構成している物質の密度は一様でないためプレートが動くと地球上の質量が再分配される。上記1.3でも述べたが、質量分布の変化は回転軸の位置変化をもたらす。つまり、プレート運動により極運動が励起されることが予想される。

地表の質量分布の異常は、重力異常から推定出来る。2002年にアメリカとドイツの研究機関が共同で打ち上げた先述の重力観測衛星GRACEにより全地球の重力異常データを均一な精度で取得出来るようになり、詳細な全球重力異常分布図を作成することが出来るようになった (Figure 5)。

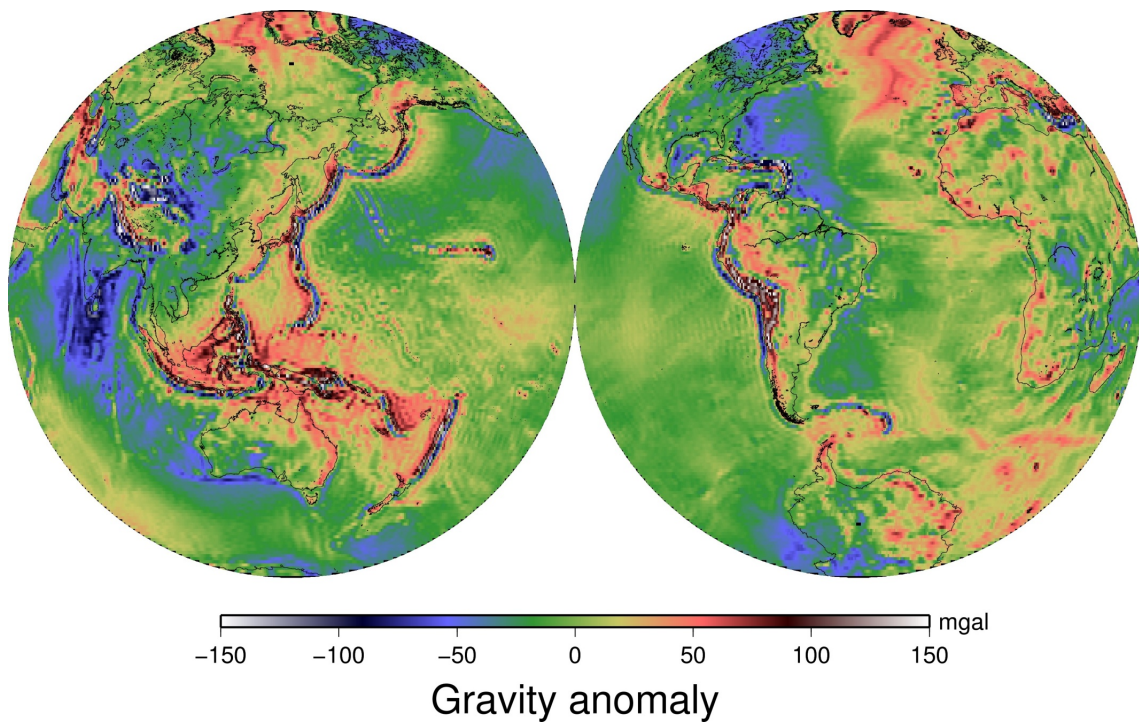


Figure 5. The global free-air gravity anomaly map drawn using data by GRACE

GRACE は、高度約 450 km の極軌道に投入された、互いに 200 km 離れた 2 つの衛星から成る双子衛星システムである (Figure 6)。これらの衛星は、低軌道の衛星が互いを追尾する Low-Low Satellite-to-Satellite Tracking (L-L SST)を行っており、二つの衛星間の距離とその変化率を K-Band 測距システム (KBR) によって計測している。搭載された KBR は 24GHz と 32GHz の二周波を使用しており $1 \mu\text{m/s}$ の観測精度を持つ。GRACE には、高感度の加速度計が搭載されており、大気抵抗を高精度で測定出来るようになっている。力学的エネルギー保存則より、搭載された大気抵抗などの非保存力の影響を加速度計のデータを用いてあらかじめ取り除いておけば、重力ポテンシャルによる位置エネルギーと運動エネルギーとの和は一定であるので、速度変化を測定することで重力場の変化を測定出来るのである。また、GPS 受信機を搭載しており、時々刻々の衛星の位置が計測されている。GRACE の誕生により、従来の衛星レーザ測距 (SLR, Satellite Laser Ranging)による重力場決定では実現できなかった数 100km という高い空間解像度で重力場とその時間変動を捉えることが可能になった。

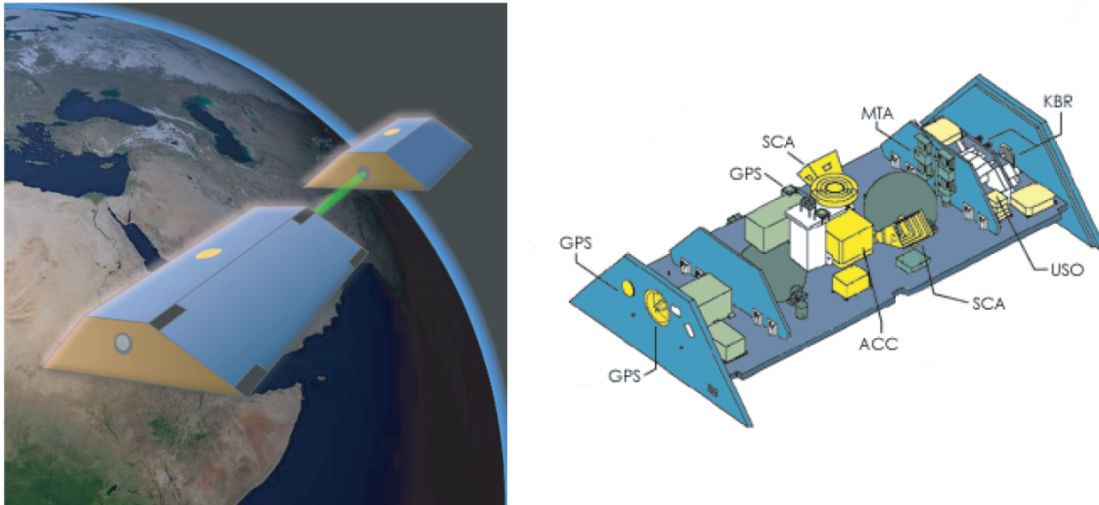


Figure 6. (left) Image of GRACE. (right) A GRACE satellite is equipped with the K-band microwave ranging (KBR) system, GPS receiver, and precise accelerometer. This figure is taken from the University of Texas at Austin Center for Space Research (CSR) homepage (<http://www.csr.utexas.edu/grace/>).

1.5. 本研究の目的

1980年代半ばに実用化された VLBI, GPS, GRACE 等の宇宙測地技術を用いた測地学的観測により, 極運動や地球の重力場等の詳細なデータが得られるようになった. 本研究では, これらの宇宙測地技術によって得られたデータを使い, まだわかっていない以下の2つの事象を議論する.

1. 最近の大地震による極運動励起の検出可能性

1960年チリ地震や1964年アラスカ地震では数十cmの極運動があったと予測されたにも関わらず, 当時の観測精度では検出に至らなかった. 宇宙測地技術誕生後に発生した2004年スマトラ地震, 2010年チリ地震, 2011年東北地方太平洋沖地震の3つのM9級地震による極運動の検出を試みる. これが成功すると, 地震による極運動の励起の, 初めての測地学的観測による検出例となる.

2. プレート運動に伴う極運動励起と永年極運動の関係

2002年に打ち上げられた重力観測衛星 GRACE で得られた重力異常データによって, 地球のグローバルな重力異常が求められるようになった. 本研究では, 地球上にある主要なプレート上の質量分布異常を GRACE の重力異常マップから推定し, プレートの動きによる極運動の励起の大きさと向きを計算する. それらを, 地球の永年極運動と比較し, プレート運動の永年極運動への寄与を定量的に議論する.

2. 地震に伴う極運動の励起

本章では地震により励起される極運動の測地学的観測による検出を試みた研究について述べる。極運動は大気や海洋といった地球表層流体によって普段から励起されている。そのため、地震により励起された極運動を検出するためには、これら地球表層流体をうまく補正して取り除かなければならない。本研究では 2004 年スマトラ地震, 2010 年チリ地震, 2011 年東北地方太平洋沖地震の三地震による極運動について解析し検討した。なお本章の研究は、日本測地学会の専門誌（測地学会誌）に投稿、現在査読中である。

2.1. 地震に伴う極位置変化

2000 年代に入り、最近 10 年間に 2004 年スマトラ地震, 2010 年チリ地震, 2011 年東北沖地震と M9 級の巨大地震が 3 つも発生している。これらはいずれも沈み込み帯で発生した海溝型地震である。地震による極運動の励起の原因については、断層に生じる食い違いに伴う質量再配分と 1.3 章で簡単に述べた。これをもう少し詳しく述べたい。

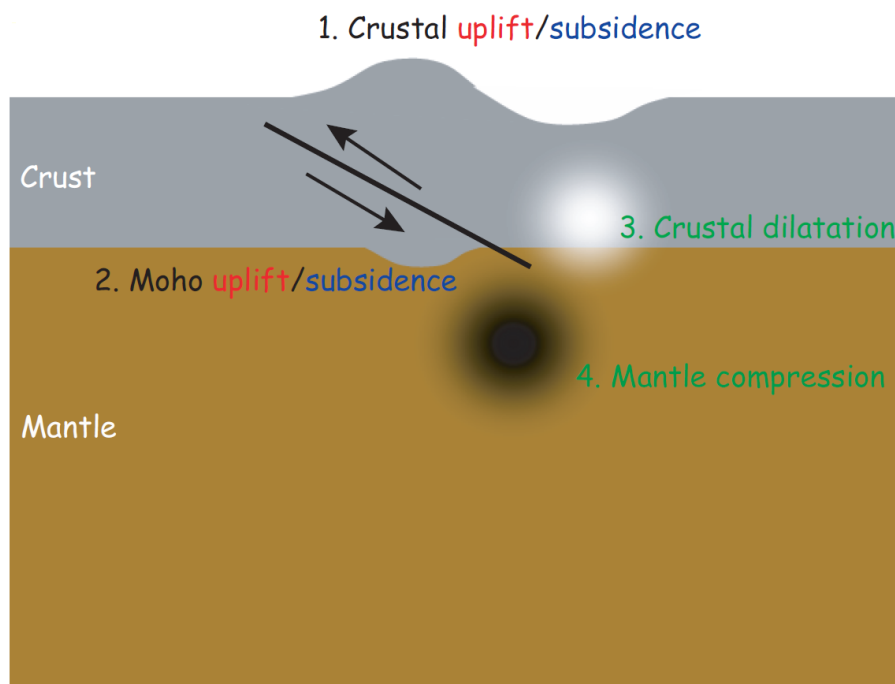


Figure 7. Coseismic mass redistribution due to earthquake faulting (小川, 2007) .

沈み込み帯において断層がずれると、地表とモホ面には隆起・沈降が生じ、さらに断層下端の上側は膨張し下側は圧縮する (Figure 7)。密度コントラストのある層の隆起・沈降と、膨張・圧縮に伴う岩石の密度変化が 1.3 章で述べた「質量再配分」をもたらし、地震時の重力変化の原因となる。GRACE によって初めて地震時重力変化が観測された

のは2004年スマトラ地震であり, Figure 8に示すようにその最大重力変化量は約15 μgal の重力減少であった (Han et al., 2006).

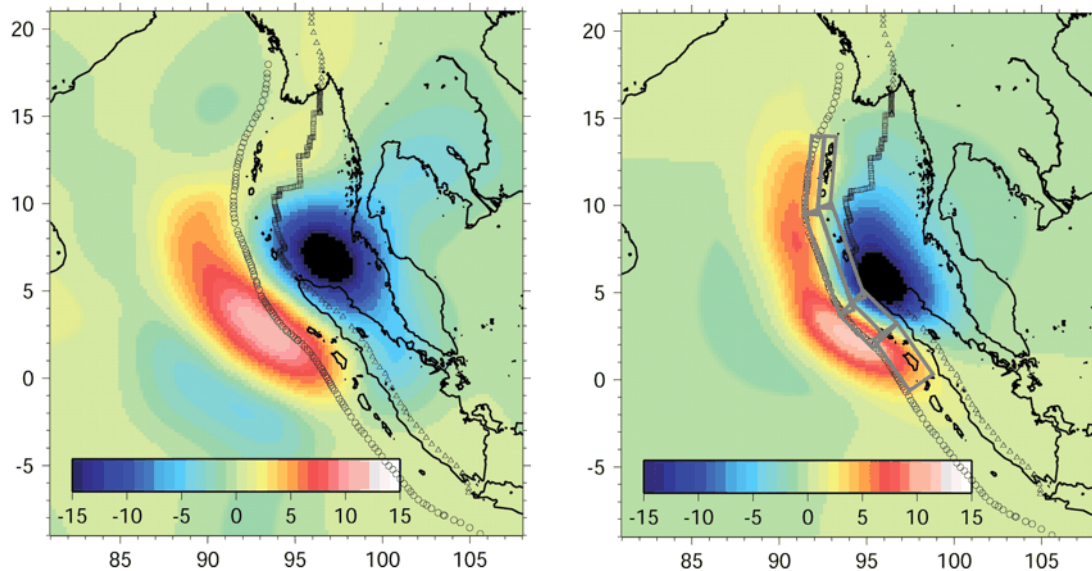


Figure 8. Coseismic gravity changes observed by GRACE for the 2004 Sumatra-Andaman earthquake (Han et al., 2006). (left) Calculated gravity changes in μgal , and (right) coseismic gravity changes observed by GRACE. Coseismic gravity changes are calculated by Han et al. (2006) based on the uplift and dilatation derived using the DC3D subroutine (Okada, 1992).

2.2. 地震に伴う極運動の評価方法

2.2.1. 大気・海洋による極運動励起とその補正

地球の瞬間的な自転軸の位置はチャンドラー極運動と年周極運動の重ね合わせとして, 反時計周りの螺旋を描く. チャンドラー運動の周期が約14ヶ月なので, 12ヶ月周期の年周極運動との干渉により6年周期で極運動の振幅が増減する (Figure 1). こういった短い時間スケールにおける極運動の励起は, 主に大気や海洋, 陸水 (土壤水分, 積雪, 雪氷等) などの移動や変動によるものである (Gross, 2000; Chen and Wilson, 2003; 2008). それらの励起は地震による励起に比べて必ずしも小さくないため, それらを十分補正しないと地震による極運動の励起は検出できない.

国際地球回転・基準座標系サービス (IERS) の解析センターであるパリ天文台のページ (<http://hpiers.obspm.fr/>) から, NCEP (National Centers for Environmental Prediction) の風・気圧データ, ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean) の海流・海底圧力モデルの値から計算された極運動の励起関数がダウンロードできる. 一般に大

気や海洋による極運動の励起には運動項と質量項があるが、風と海流は前者に、気圧と海底圧力は後者に相当する。本研究では、宇宙測地学的に観測された極運動のデータをパリ天文台のページから取得し、次の節で述べる手法で励起極を求めた。さらに上記の大気と海洋による励起の補正を行なった。陸水変動による極運動の励起も重要であるが、適当なモデルがないためここでは補正していない。

2.2.2. 地震による極運動励起の検出法

反時計周りの螺旋を描く極運動の慣性極の位置（励起極）は螺旋の中心である。本研究では慣性極（励起極）の位置 (X, Y) を、下記の Wilson (1985) の式を用いて計算した。

$$X_t = \frac{i}{\sigma_c T} [M_t - \exp(i\sigma_c T) M_{t-T}] \quad (3)$$

ただし X_t は励起関数 (x, y 成分をそれぞれ実部, 虚部に取った複素数), i は虚数単位, T は観測の時間間隔, M_t は時間 t での極位置 (x, y 成分をそれぞれ実部, 虚部に取った複素数), σ_c は複素チャンドラー角速度と呼ばれ, $\sigma_c = 2\pi F (1 + i/2Q_c)$ で表される。ここで F はチャンドラー周期の逆数で 0.843 yr^{-1} , Q_c はチャンドラー極運動の減衰係数で 100 とする (Wilson, 1985)。地震による慣性極の移動は地震に伴って瞬時に起こるので、励起極の時系列にステップ状の変化として現れるはずである。

地震による励起は極めて小さいため、信号対雑音比を上げるために地震によって極が動いたと考えられる方向（地震による重力変化の中心がある方向）に座標を回転させ、その方向の励起関数に注目した。地震によって極が動く方向はほぼ地震の震源方向であるが、実際は若干ずれていて、正確には地震によって生じた重力変化が最大であった方向である。極が動く方向は地震が発生した場所で決まるのではなく、重力変化によって生じる地球の質量再配分が原因のためである。参考のため、Figure 9 に 2010 年チリ地震における震源と重力変化分布を示す (Heki and Matsuo, 2010)。震源と重力が最も大きく減少した点はずれているが、その距離は 200 km ほどである。

Figure 10 は、本研究で扱う三つの地震の中でステップの検出可能性が最も高いと思われる 2010 年チリ地震前後の励起極の動きを示す。Figure 10 の上段の図は、極運動観測によって得られたデータから計算された励起関数である。中段と下段の図で、大気と海洋による励起を補正すると、励起関数の残差が小さくなることを示す。中段は大気による励起を補正したもの、下段は大気と海洋による励起を両方とも補正したデータである。ここで残差の減少を定量的に表すために平均二乗和の平方根 (root-mean-squares, rms) を使う。rms は大きくなるほどデータのばらつきが大きく、小さくなるほどデータのばらつきが小さいことを示す。rms は(4)式で求めることが出来る。

$$rms = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{x} - x_i)^2}{n}} \quad (4)$$

ここで \bar{x} は用いる全データの平均値, x_i は i 番目のデータ, n はデータの個数である. Figure 10 の上から三つまでの図のデータを使って rms を求めた. 結果を以下の Table 2 に示す.

Table 2. The root-mean-squares values of excitation function and their decrease by taking account of atmospheric and oceanic excitations.

	rms (arcsec)
Raw data	0.0405
Raw-NCEP	0.0272
Raw-(NCEP+ECCO)	0.0234

Raw data: rms of the excitation function from the observations, Raw-NCEP: rms after subtracting atmospheric excitations, Raw-(NCEP+ECCO): rms after subtracting atmospheric and oceanic excitations.

Table 2 から, 極運動の観測データに大気による励起の補正, 大気と海洋による励起の補正を繰り返していくと rms が小さくなってゆくことが理解できる. 補正を行っていないデータと, 大気と海洋による補正を繰り返したデータの rms を比較すると, 二分の一程度に小さくなっていることに気づく. このことから極運動の励起源の最大成分が大気であることがわかる. しかし Gross (2000)では, 極運動の最大励起源は海洋 (海底圧力変動) であると述べられているが, 海洋の影響は大気に比べて小さい.

前節で述べたように大気と海洋による励起はある程度補正されているが, 未補正の陸水変動等による励起が有意に残存しており, Figure 10 で見ると地震時のステップは明瞭ではない. 次章では, 精度を上げるべく二つの解析方法を用いて, 2004 年スマトラ地震, 2010 年チリ地震, 2011 年東北沖地震時の極運動の検出を試みる. なお, 検出を試みる三つの地震と 1960 年代に発生した 1964 年チリ地震と 1964 年のアラスカ地震によ

る極運動の予測値を Table 3 に示す.

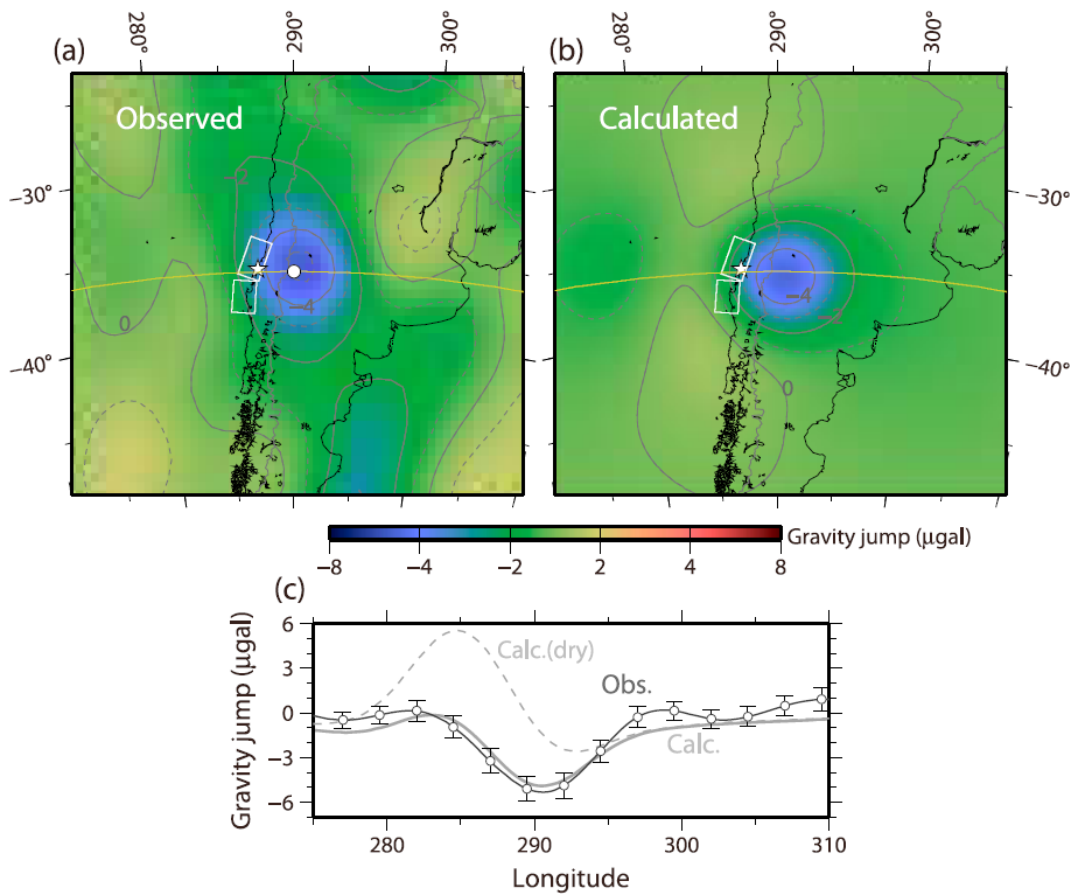


Figure 9. (top left) Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile observed by GRACE. (top right) Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile calculated. Yellow stars denote the epicenter ($35.8^\circ\text{S}, 72.7^\circ\text{W}$). White circle in the top left panel denote the position of the largest gravity changes ($\sim 5 \mu\text{gal}$). After Heki and Matsuo (2010).

Table 3. The magnitudes and directions of polar motion excitations due to five large earthquakes. The 1960 Chile and 1964 Alaska are taken from Chao et al. (1996). 2004 Sumatra is taken from NASA/JPL homepage (<http://www.jpl.nasa.gov/news/>). Values for the 2010 Chile and 2011 Tohoku-Oki earthquakes are taken from IERS homepage (<http://hpiers.obspm.fr/eop-pc/>).

Earthquake	pole shift (cm)	direction ($^{\circ}$ E)
1960 Chile (Mw9.5)	68	115
1964 Alaska (Mw9.2)	23	198
2004 Sumatra (Mw9.2)	2.5	145
2010 Chile (Mw8.8)	8.7	110
2011 Tohoku-Oki (Mw9.0)	15	135

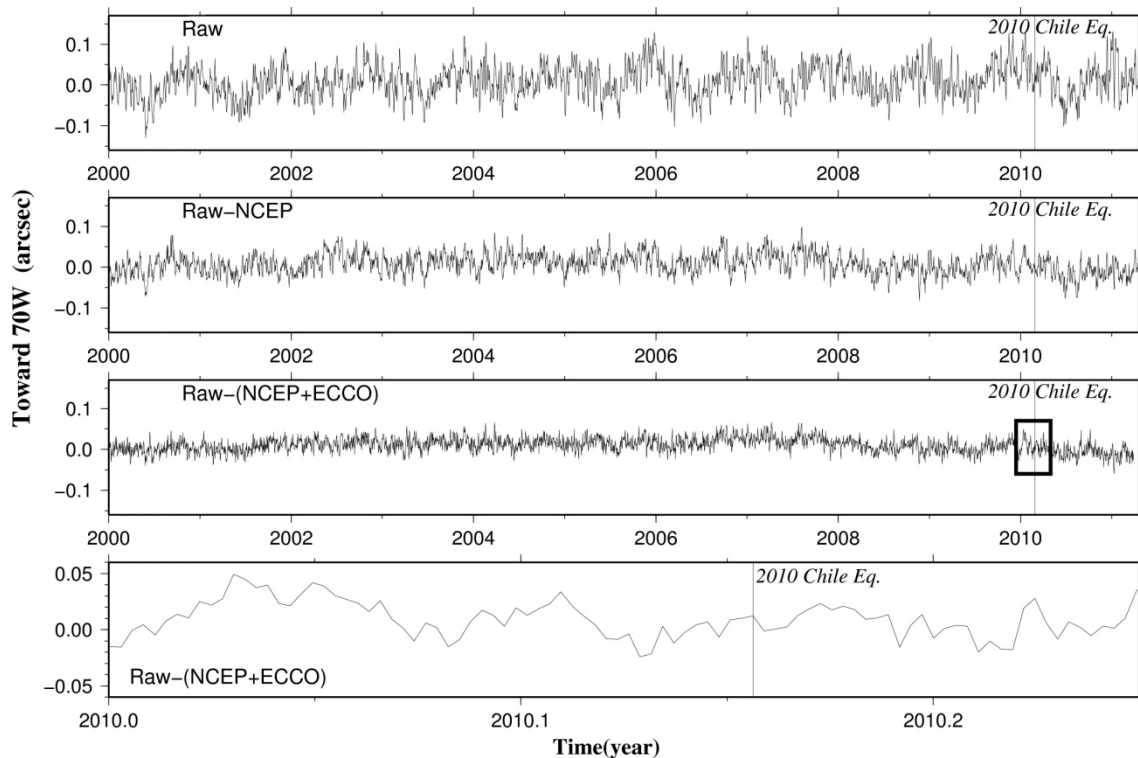


Figure 10. Time series of the polar motion excitation toward 70W. The three time series indicate raw values (top), those corrected for the atmospheric excitation (middle), and for the atmospheric and oceanic excitations (bottom). Vertical line shows the time of the 2010 Chile (Maule) earthquake. The part within a black square is magnified below. 0.1 arcsec corresponds to approximately 3 meters on

the Earth's surface.

2.3. 地震に伴う極運動の解析

極運動データから得られた励起関数から大気と海洋の励起を除いた残りは年周成分とランダム成分から成るだろう. 最初に, まず一年毎の励起関数の平均をることによって年周成分を除去した. 次に年平均を時間の2次の多項式と地震時のステップで近似し, それらを推定した. 多項式とステップでフィットした値を Ψ_1 とすると,

$$\Psi_1 = a_0 + a_1 t + a_2 t^2 + \alpha \quad (5)$$

ただし, t は時間で a_0 は 0 次の係数 (全体のオフセット), a_1 は 1 次の係数 (全体的なトレンド), a_2 は 2 次の係数, α は地震時のステップであり, 地震前はゼロの値をとる.

2004 年スマトラ地震 (Figure 11), 2010 年チリ地震 (Figure 13), 2011 年東北地震 (Figure 15) の震源方向成分と, それぞれの直交成分 (Figure 12, 14, 16) を以下に示す. 地震時のジャンプは前者にのみ現れるはずである. 得られた地震時のステップの符号は, そもそも極運動の励起が微小な 2004 年スマトラ地震を除き Table 3 に示す予測値と調和的である. しかしそれらの量はいずれも予測値を大きく超えている. 図中にあるステップの推定誤差はモデルからの残差でスケールリングしてある. 平均的な残差は二乗平均平方根 (rms) で求める.

$$rms = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{x} - x_i)^2}{n - a}} \quad (6)$$

ただし, \bar{x} はモデルの値, x_i は i 番目のデータ, n はデータの個数, a は推定するパラメータの数である. 推定誤差 e を求めるには分散共分散行列の対角成分のルートをとる. 例えば(5)式では, パラメータを 4 つ推定しており, 推定したステップのパラメータの番号が n であったとき, 推定誤差 e は以下の(7)式に示す.

$$e = rms \times \sqrt{\sigma_n} \quad (7)$$

誤差はいずれも推定された値を超えており, ステップは統計的に有意とは言えない. 特に東北沖地震に関しては, 地震後のデータ量が少ないためこのような研究には時期尚早と考えられる. またいずれの地震でも, 予測と直交した方向にも同程度のステップが検出されており (Figure 12, 14, 16), Figure 11, 13, 15 のステップが地震と関係しているとは言いがたい.

次は, データの年平均を取らずに, 2001 年から 2011 年 3 月末までの全データを用

いて、地震時ステップや長期的な変化（時間の二次多項式）に加えて年周・半年周成分をパラメータとして推定した．多項式とステップおよび年周・半年周成分を入れてフィットした値を Ψ_2 とすると，

$$\Psi_2 = a_0 + a_1 t + a_2 t^2 + a_3 \sin \theta + a_4 \cos \theta + a_5 \sin 2\theta + a_6 \cos 2\theta + \beta \quad (8)$$

ただし， a_0 は0次の係数， a_1 は1次の係数， a_2 は2次の係数， a_3 はsin成分の年周変化の振幅， a_4 はcos成分の年周変化の振幅， a_5 はsin成分の半年周変化の振幅， a_6 はcos成分の半年周変化の振幅， θ は一年を 2π ラジアンとしたときに時間 t が示す位相角， β は地震時のステップである．図中にあるステップの推定誤差はモデルからの残差でスケールリングしてある．この推定誤差 σ は(7)式から求めている．

式(8)を用いてフィットした結果を震源方向とその直交方向での推定結果をそれぞれ Figure 17, 19, 21 と Figure 18, 20, 22 に示す．年平均を用いた場合と比較してデータ数が二桁ほど多く，ステップの推定誤差も一桁ほど小さくなった．Figure 19, 21 に見るように，2010年チリ地震と2011年東北沖地震に伴うステップの符号は予測と調和的である．また2010年チリ地震におけるステップの大きさは予測値の8cmに近いが，2011年東北沖地震では予測値よりかなり大きい．Figure 18, 20, 22 に示す震源と直交方向の動きでも，Figure 12, 14, 16 と同様に存在しないはずのステップが検出されている．

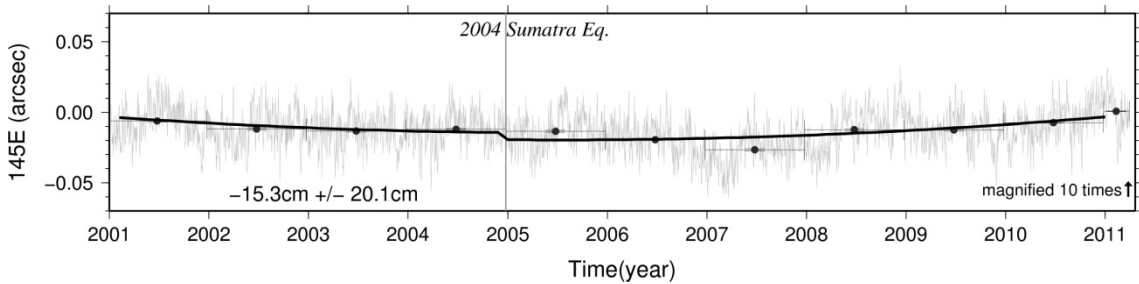


Figure 11. Time series of the excitation function toward the epicenter of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. Gray vertical bars show the occurrences of these earthquakes. Black curves show the models estimated for the annual averages of the excitation functions (black dots) assuming quadratic polynomials of time. Values show estimated steps associated with the earthquakes and their standard deviations. Black arrows at the right-hand edge show predicted pole shifts (enlarged to make them visible).

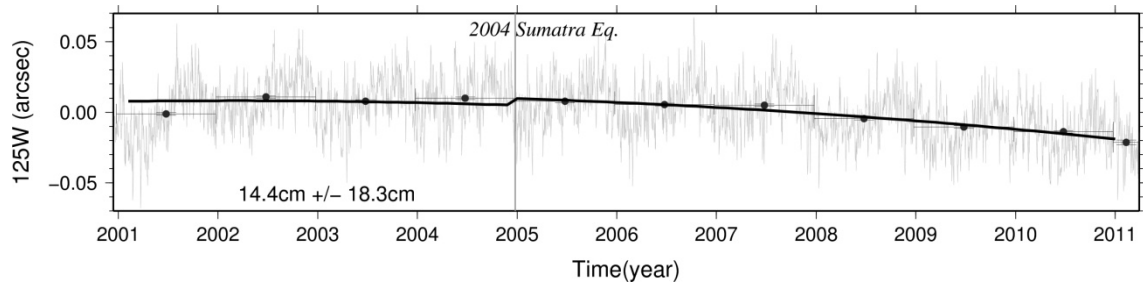


Figure 12. Time series of the polar motion excitations perpendicular to the direction of the epicenter of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. See the Figure 11 caption for the detail.

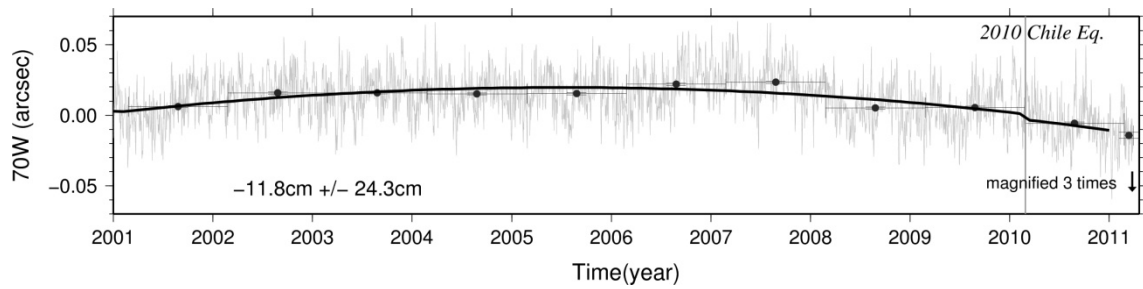


Figure 13. Time series of the excitation pole toward the epicenters of the 2010 Chile (Maule) earthquake. See the Figure 11 caption for the detail.

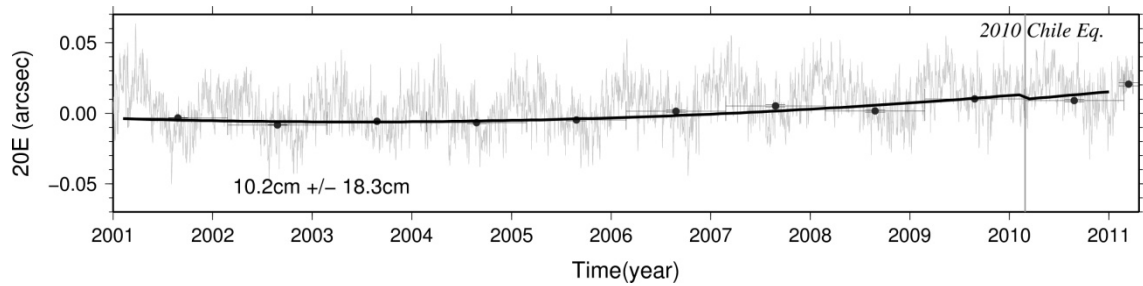


Figure 14. Time series of the polar motion excitations perpendicular to the direction of the epicenter of the 2010 Chile (Maule) earthquake. See the Figure 11 caption for the detail.

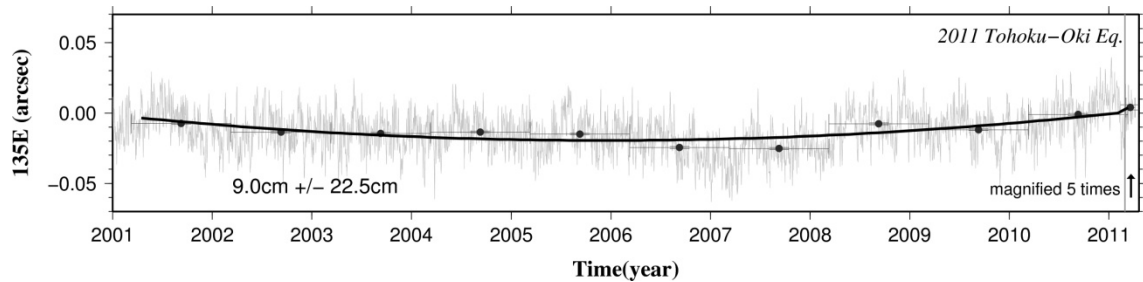


Figure 15. Time series of the excitation pole toward the epicenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. See the Figure 11 caption for the detail.

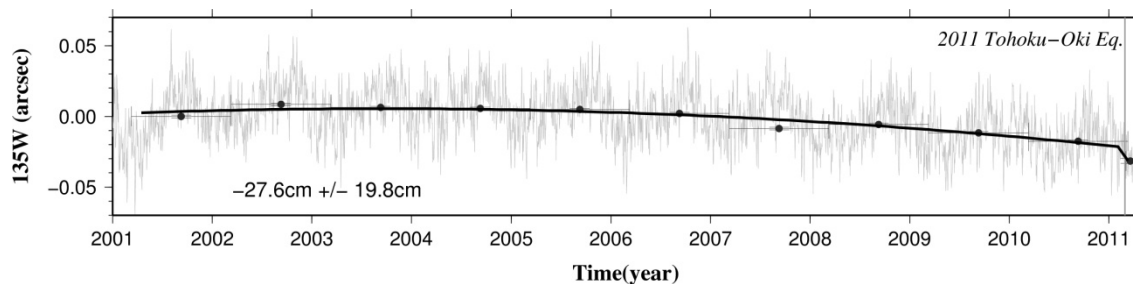


Figure 16. Time series of the polar motion excitations perpendicular to the direction of the epicenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. See the Figure 11 caption for the detail.

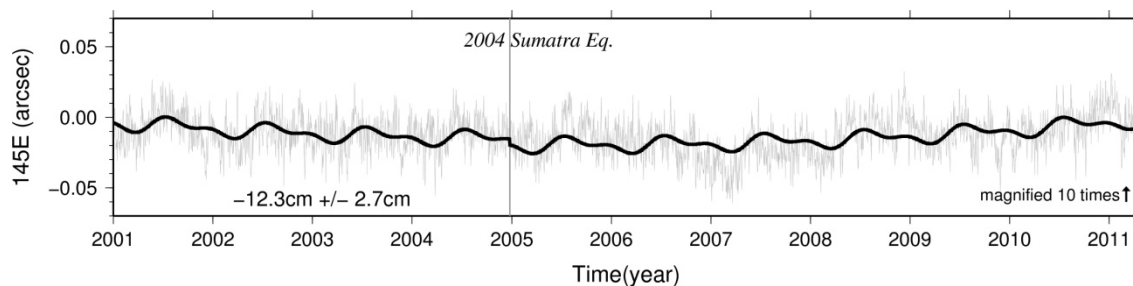


Figure 17. Same as the Figure 11, but the model curves are derived by assuming seasonal changes as well as quadratic functions of time.

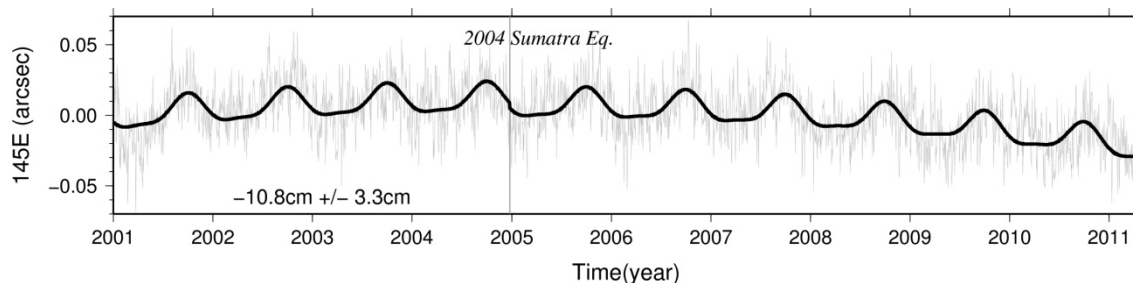


Figure 18. Same as Figure 12, but the model curves are derived by assuming seasonal changes as well as quadratic function of time.

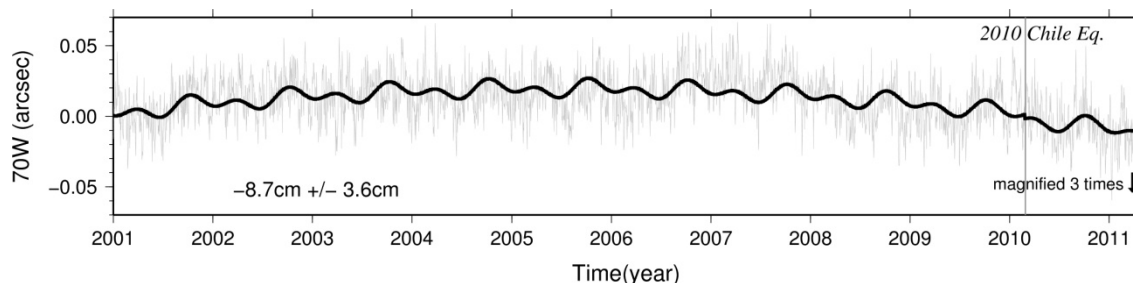


Figure 19. Same as the Figure 13, but the model curves are derived by assuming seasonal changes as well as quadratic functions of time.

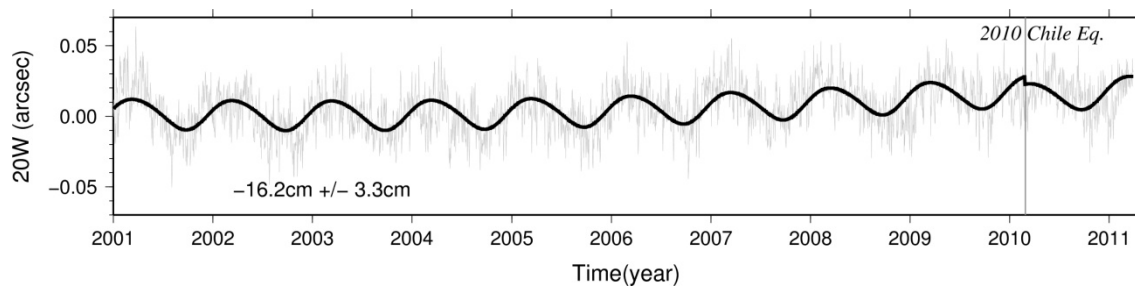


Figure 20. Same as the Figure 14, but the model curves are derived by assuming seasonal changes as well as quadratic functions of time.

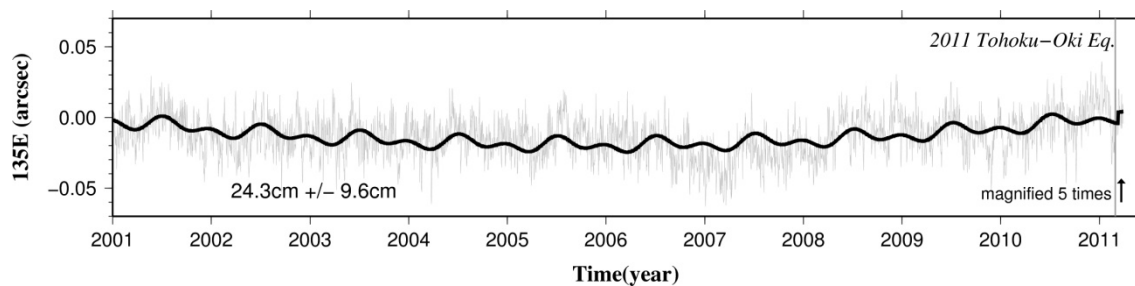


Figure 21. Same as the Figure 15, but the model curves are derived by assuming seasonal changes as well as quadratic functions of time.

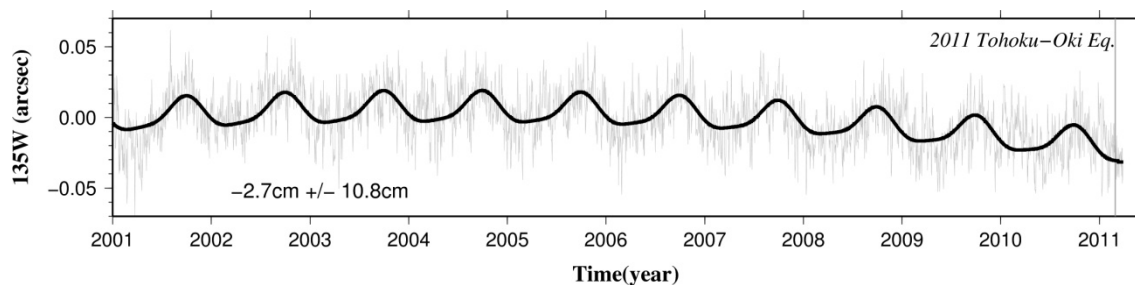


Figure 22. Same as the Figure 16, but the model curves are derived by assuming seasonal changes as well as quadratic functions of time.

2.4. まとめと考察

本研究では極運動の主要な励起源である大気・海洋の成分を取り除いた後の極運動の励起関数から、最近発生した 2004 年スマトラ地震，2010 年チリ地震，2011 年東北沖地震の三つの海溝型巨大地震に伴うステップの検出を試みた。2004 年スマトラ地震及び 2011 年東北地方太平洋沖地震では、観測結果から極運動を励起する大気・海洋による励起を補正した結果から得られる検出限界より小さく、地震時のステップは明瞭に検出されなかった。2010 年チリ地震では地震に伴うステップは予測と近い値で明瞭に検出された。しかしステップが出るはずのない、予測値の方向と直交方向でもステップが有意に検出され、その結果推定された励起の方向は予

測と 60 度ずれた（東経 170 度方向：予測は東経 110 度方向）結果となった。

その原因は地球回転パラメータの観測精度の不足ではなく、地震以外の励起のモデルの精度が十分でないことにある。例えば雪氷まで含めた陸水の変動に関する適切な補正モデルがないため、大気と海洋を補正した残りの励起極も依然季節的な動きを示している。将来は、GRACE による観測から求めた重力変化データから別途求めた雪氷圏の質量変化を用いて補正することによって、地震による極運動の励起を検出できる可能性が高まるかも知れない。

最後に長期的な極移動と地震の関係について考察する。Figure 4 を見ると、海溝型巨大地震で極が動く方向はいずれも東経 110-140 度であることに気づく。地震による極運動が特徴的な移動方向を示すことには Chao et al. (1996) や Spada (1997) が既に指摘している。例えば Chao et al. (1996) では 1977-1993 年の間に世界中で発生したマグニチュード 5.0 以上の 11,015 の地震に励起された極運動（北極）が起きた方向を、36 個の方向に分けて理論計算で求めている (Figure 23)。その結果、地震により励起された極運動の方向は、東経 140 方向に動かす地震が最も多い傾向があると Chao et al. (1996) は結論づけているが、なぜ地震により極運動を東経 140 度方向に励起させる地震が多いのかについては明確に述べられていない。

地震により励起される極運動の方向を決めるメカニズムから考えると、これは偶然ではない。北半球の沈み込み帯の多くが千島・カムチャッカ海溝や日本海溝、伊豆・小笠原海溝が存在する太平洋西北岸に分布し、かつ南半球の沈み込み帯の主要な部分があるチリ海溝が存在する太平洋東南岸に分布することを反映していると思われる (Figure 24)。ただし地震時の地殻変動はそれと反対向きに働く地震間の地殻変動で打ち消されるため、地震に伴う極運動の励起も永年的に蓄積されることは考えにくい。このことから、過去百年あまりの観測に基づく西経 60 度方向（グリーンランド方向）への年間 10 cm 程度の永年極運動の励起に、地震に伴う極運動が関わっている可能性はないであろう。

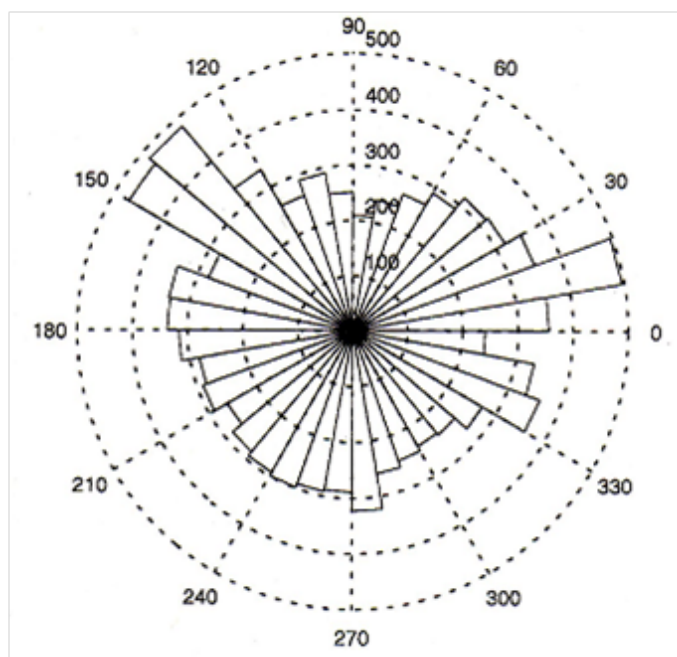


Figure 23. The seismic excitation of polar motion (north pole) by major earthquakes for 1977-1993 in 36 angular bins with respect to the terrestrial coordinate system (Chao et al., 1996).

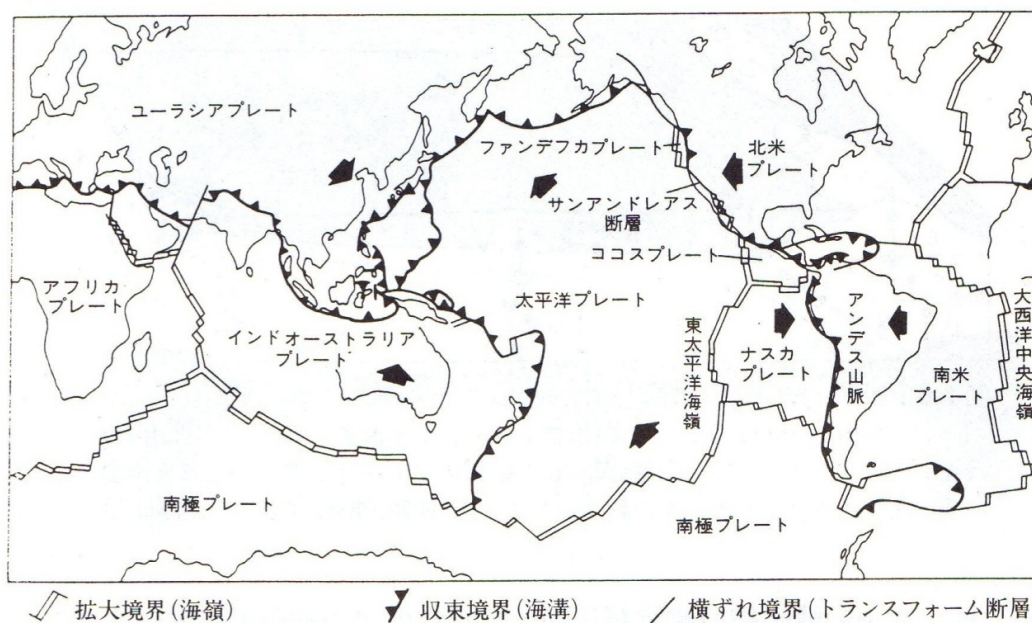


Figure 24. Distribution of subduction zones in the world. Major subduction zones exist in northwestern and southeastern Pacific, which may cause characteristic distribution of coseismic polar motion excitation azimuths as seen in Figure 23. (兼岡, 1997)

3. プレート運動に伴う長期的な極移動

本研究の後半では極運動に関して少し視点を変え、プレート運動が励起する極運動について議論する。Figure 1 (左図) で示したように、極運動は反時計回りの螺旋を描きながら永年的に西経約 60 度方向 (グリーンランド方向) に移動していることが観測からわかる。しかし、この永年極運動が西経 60 度方向に移動している原因は、後氷期回復が重要な役割を果たしていることは分かっているが、理論的な計算と定量的な一致は十分ではない。そこで、まだ考慮されていない励起源としてプレート運動による地球上の質量分布が変化 (質量再配分) することによって極運動がどの程度励起されるかを評価してみることにした。

1970 年代頃に、1960 年のチリ地震を始めとする海溝型巨大地震に伴って極が移動するという地震励起説が考えられたが (<http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/index.html>; Kanamori, 1976), 1 章で示したとおり、永年極運動の方向は地震の励起による極運動の方向と反対であり速度も大きすぎる。また 2.4 章でも述べたように地震に伴う地殻変動は地震間地殻変動で相殺されるため、極運動も永年的に蓄積することは考えられない。そこで本研究では、プレート運動に伴うアイソスタシー補償が完全でない地形が水平移動することによる永年極運動の励起について解析し検討する。

浅部に原因を持つフリーエア重力異常は、プレートと共に地球上を水平に動くだろう。それらは地球上の質量分布が変化させ (質量再配分)、定性的には永年的な極運動をもたらすはずである。2002 年に打ち上げられた重力観測衛星 GRACE の登場によって全球の重力異常を均一な精度で観測することが出来るようになり、グローバルな精密重力異常マップが出来るようになった。しかし GRACE の重力異常データからプレート運動が励起する極運動を見積もった研究はこれまでにない。

3.1. フリーエア重力異常とプレート運動モデル

3.1.1. フリーエア重力異常

地球上のフリーエア重力異常は、長波長のもはマントル対流等の深部ダイナミクスを反映しているが、短波長のもはリソスフェアの剛性によって支えられたアイソスタシー補償が効いていない地形を反映していると考えられる。Figure 25 に GRACE により得られた 180 次までの地球上のフリーエア重力異常分布図を示す。ただし、赤道バルジの影響を反映している 2 次の重力成分は取り除いている。低次重力成分をゼロにすることによって、長波長成分を取り除いたフリーエア重力異常図も作成した。2 次から 5 次までの低次重力成分を取り除いた図を Figure 26 に、10 次までの低次重力成分を取り除いた図を Figure 27 に、また 15 次までの成分を取り除いた図を Figure 28 にそれぞれ示す。なお GRACE のデータは、NASA ジェット推進研究所 (JPL)、テキサス大学 (CSR)、ドイツ地球物理研究センター (GFZ) の三機関で解析され、現在も新しいデータを追加しながら、テキサス大学がウェブ上で公開している (<http://www.csr.utexas.edu/grace/>)。

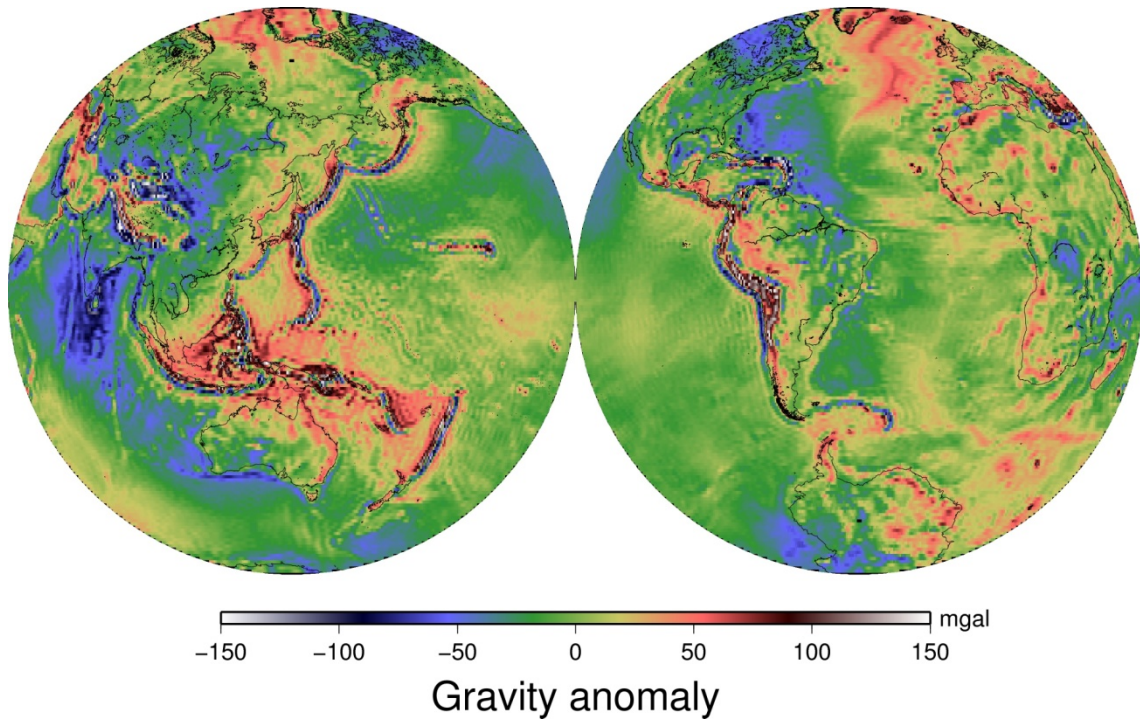


Figure 25. The free-air gravity anomaly distribution of all the earths by GRACE, calculated using the Stokes' coefficients complete to degree and order 180. The C_{20} gravity coefficient, corresponding to the equatorial bulge, is set to zero.

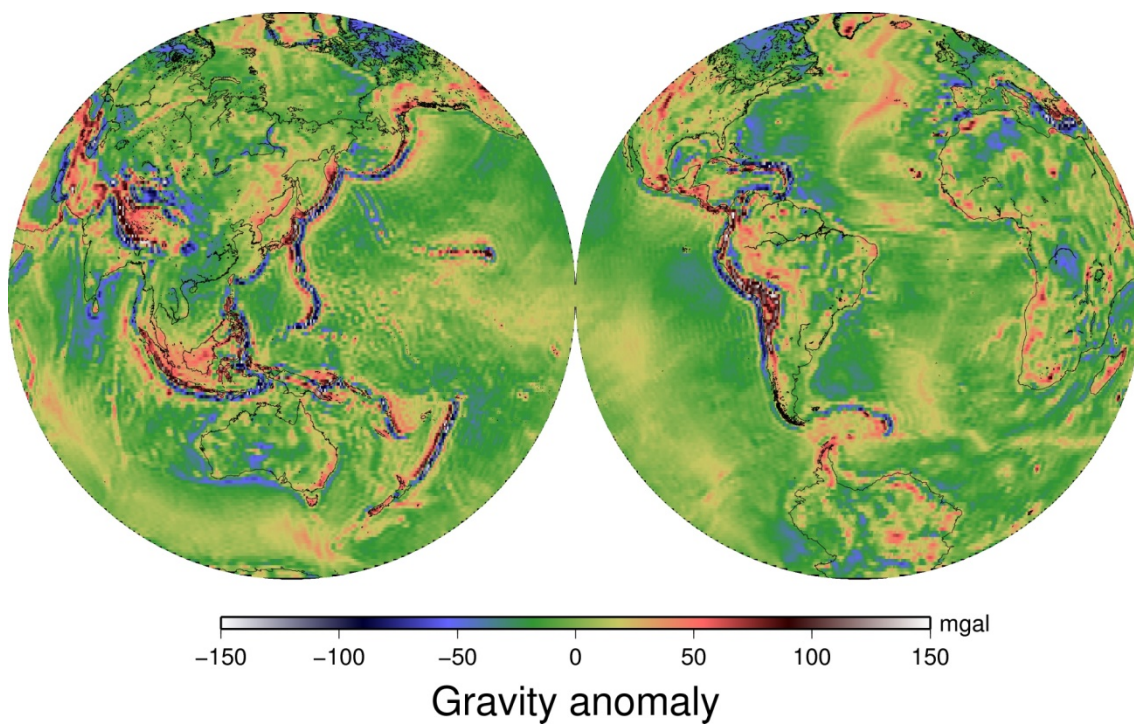


Figure 26. The free-air gravity anomaly distribution of all the earths by GRACE. The gravity coefficientst with degrees of 5 and lower are removed.

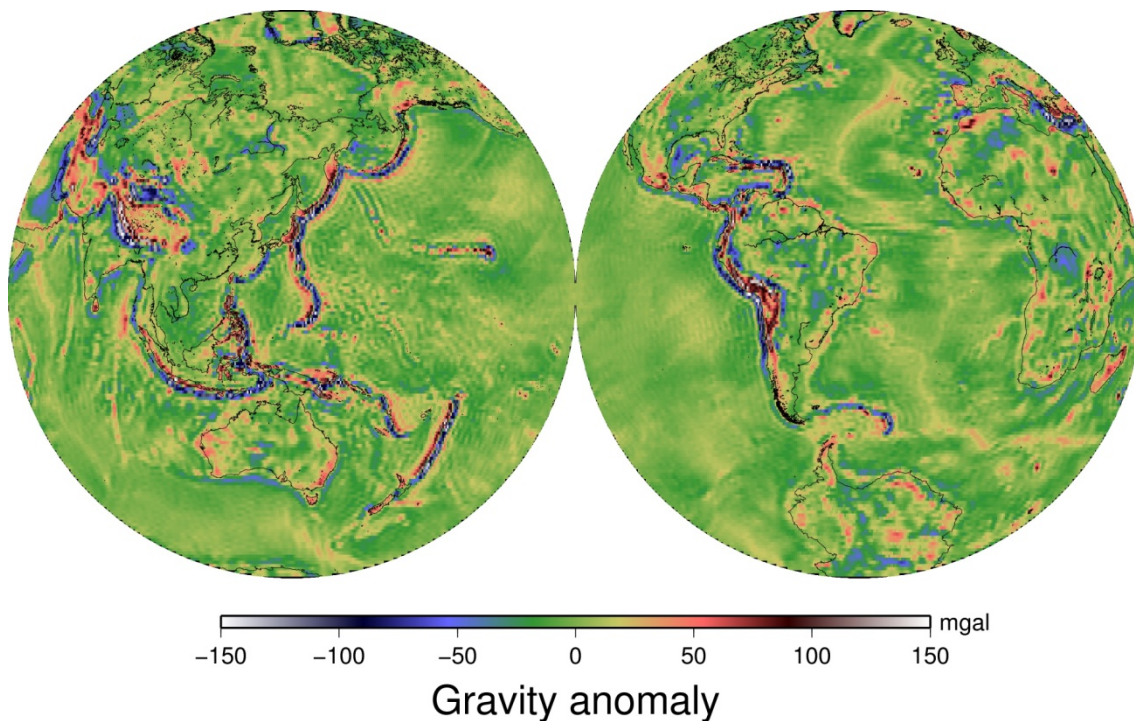


Figure 27. The free-air gravity anomaly distribution of all the earths by GRACE. The long wavelength components (degree ≤ 10 degree) are removed.

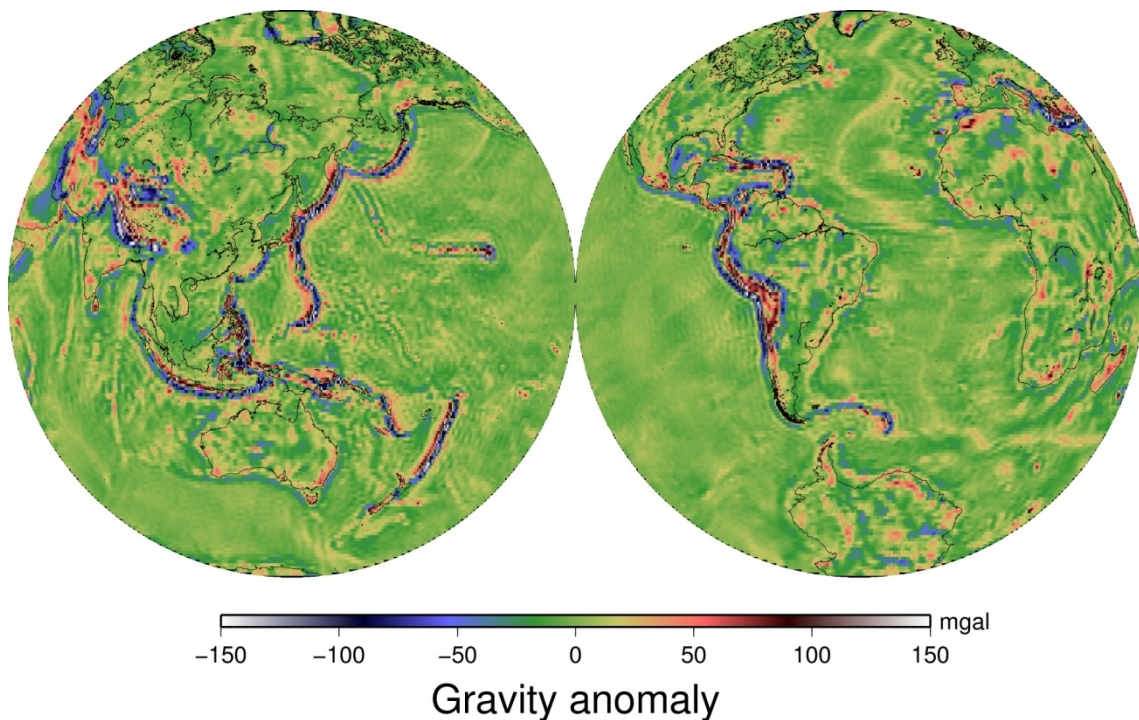


Figure 28. The free-air gravity anomaly distribution of all the earths by GRACE. The long-wavelength components (degree ≤ 15 degree) are removed.

3.1.2. プレート運動モデル

本研究では、プレート運動による極運動励起を推定するために、プレート運動の速度を与える必要がある。プレート運動の速度は、既存のプレート運動モデルから計算することが可能である。プレート運動モデルは複数あり、その種類と本研究で採用するモデルについて以下に簡単に述べる。

どのような物体の運動にも、何に対する運動かを説明しなければ運動を評価することは出来ない。そのためには不動の固定点を設ける必要がある。プレート運動には固定点の取り方が大きく二種類存在する。一つ目は、二つのプレート M, N において、プレート M を不動と仮定して他のプレート N の運動を求める時、このようなプレート運動を相対運動という。これに対し、地球深部のマントルを不動の固定とみなしてプレート運動を説明する時、この運動を絶対運動という。地表はプレート運動によって移動しており、絶対運動を求めるには何らかの基準を設ける必要になってくる。ハワイ諸島を形成したようなホットスポットは、マントル深部からマグマが上昇し、地表まで上がるとその上を通過するプレートに到達しハワイのような陸地を形成する。ホットスポットの位置を不動基準点としてプレート絶対運動を記述するものをホットスポット基準系という。その他に、1つのプレートの運動は隣り合うプレートの運動と作用・反作用の関係にあり、全てのプレート運動の総和(平均回転)がゼロになるように調整されたものを、

平均リソスフェア（no-net-rotation：NNR）系と呼ばれる。ホットスポットのような特別な固定点を設定する必要がないが、プレートの厚さやプレートを構成する物質（岩石）の密度構造が必ずしも一定でないため、平均回転の計算には任意性が含まれると考える。

プレート相対運動モデルの中では、NUVEL1（Northwestern University Velocity Model 1）が、プレート相対運動モデルの中で最も有名である(DeMets et al., 1990). 絶対運動モデルでは、プレートの平均回転がゼロになるよう調整を施した NNR-NUVEL1 (Argus and Gordon, 1991) や、ホットスポットを基準にした HS-NUVEL1(Gripp and Gordon, 1990)が存在する (Figure 29).

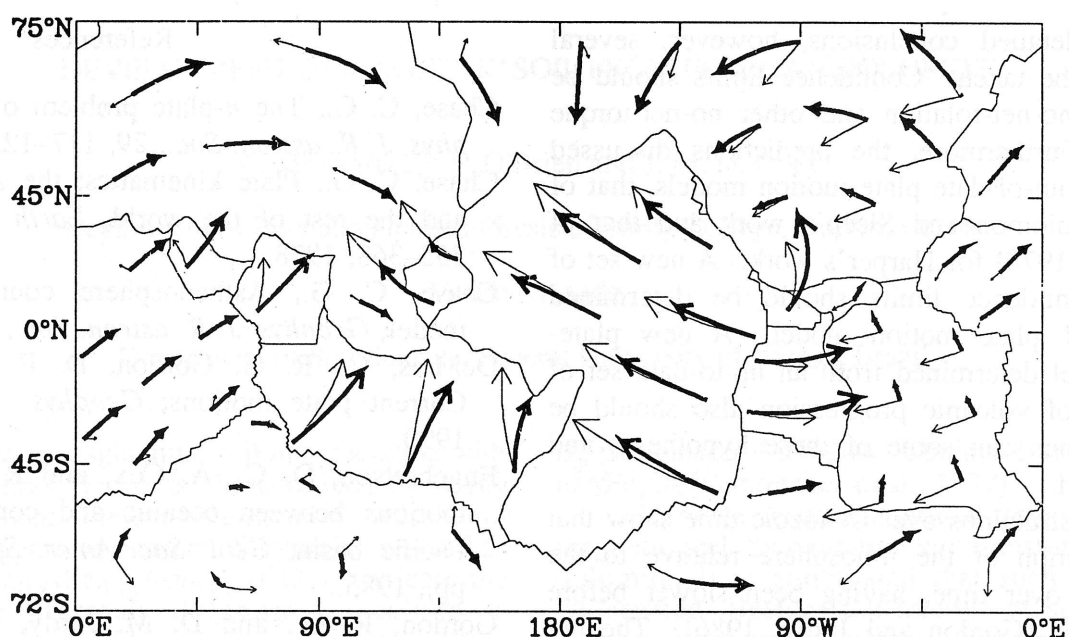


Figure 29. Plate velocities relative to the no-net-rotation reference frame in NNR-NUVEL1 (thick arrows), and plate velocities relative to the hotspots in HS-NUVEL1 (thin arrows) (Argus and Gordon, 1991).

上記のプレート運動モデルは、プレートの回転運動の固定点（オイラー極：Euler pole）の位置と角速度を記述したもので、NNR-NUVEL1 と HS-NUVEL1 については以下の Table4, Table5 にそれぞれ示す。

オイラー極の座標を (θ_e, ϕ_e) とし、回転速度を ω とすると、プレートの角速度ベクトル（オイラーベクトル） Ω が定義でき、地球の中心においた直交座標系で

$$\boldsymbol{\Omega} \equiv \begin{pmatrix} \omega \cos \theta_e \cos \phi_e \\ \omega \cos \theta_e \sin \phi_e \\ \omega \sin \theta_e \end{pmatrix} \quad (9)$$

と表すことが出来る．プレート内の任意点 (θ_s, ϕ_s) の速度を求めるには，地球中心から任意点に向かうベクトル \mathbf{r} と $\boldsymbol{\Omega}$ のベクトル積から，以下の式で表すことが出来る（日置，2007）．

$$\mathbf{v} = \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r} \quad (10)$$

また， \mathbf{r} は次のように表される．

$$\mathbf{r} \equiv \begin{pmatrix} R \cos \theta_s \cos \phi_s \\ R \cos \theta_s \sin \phi_s \\ R \sin \theta_s \end{pmatrix} \quad (11)$$

本研究では，その趣旨からプレート絶対運動モデルを必要とし，実際のプレート運動の状況に近づけるため，プレート運動モデル HS-NUVEL1 を用いて解析を行うこととする．

Table 4. The NNR-NUVEL1 Euler Vectors (Argus and Gordon, 1991)

Plate	Latitude °N	Longitude °E	ω °m.y. ⁻¹
Africa	50.6	-74.0	0.30
Antarctica	63.0	-115.9	0.25
Arabia	45.2	-4.4	0.57
Australia	33.8	33.2	0.68
Caribbean	25.0	-93.1	0.22
Cocos	24.5	-115.8	1.58
Eurasia	50.6	-112.4	0.24
India	45.5	0.4	0.57
Juan de Fuca	-27.4	58.1	0.64
Nazca	47.8	-100.2	0.78
North America	-2.5	-86.0	0.22

Pacific	-63.0	107.4	0.67
Philippine sea	-39.0	-36.7	0.95
South America	-25.4	-124.6	0.12

Table 5. The HS-NUVEL1 Euler Vectors (Gripp and Gordon, 1990)

Plate	Latitude °N	Longitude °E	ω °m.y. ⁻¹
Africa	-5.5	3.6	0.15
Antarctica	-14.8	65.9	0.11
Arabia	16.8	18.4	0.54
Australia	9.6	41.8	0.76
Caribbean	-62.4	-5.7	0.17
Cocos	18.4	-115.9	1.29
Eurasia	-44.8	58.1	0.09
India	16.6	21.9	0.55
Juan de Fuca	-34.8	60.0	0.95
Nazca	45.7	-90.2	0.46
North America	-67.2	-11.1	0.28
Pacific	-60.2	90.0	0.98
Philippine sea	-49.4	-19.9	1.11
South America	-70.3	74.7	0.32

3.2. プレート運動に伴う長期的な極移動の解析

3.2.1. 重力異常データを質量異常に変換する方法

プレート運動による極移動を解析手法は以後の章でくわしく述べるが、まず主要 14 プレートそれぞれにおいて、プレート内を多数の 1 度グリッドのブロックに分けて、その質量が移動した時の極移動を計算してもとめる必要がある。地球上の質量異常は、GRACE が観測したフリーエア重力異常データから求める。

Figure 30 のように、1 度四方の領域に深さ h の水が入っている物体を仮定する。この物体が動くことによる極移動を後の章で計算するのだが、まず重力異常を物体の高さ h に換算する必要がある。GRACE で観測される重力異常を、

$$\text{重力異常} = 2\pi\rho Gh$$

(ただし, ρ は物質を構成する密度, G は万有引力定数 $6672.59 \times 10^{-14} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$ である (理科年表 平成 24 年).)

とすると, GRACE で得られた重力異常 (m/sec^2) から割ると物体の高さ h が得られる.

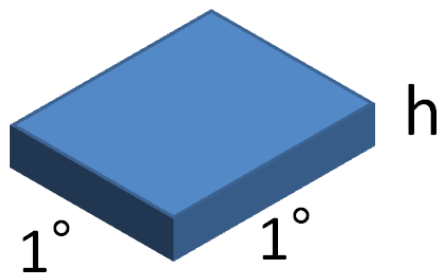


Figure 30. Image of the 1-degree grid block with water depth h .

3.2.2. 単位質量を動かした時の極移動

3.2.1. 章で示した, 1 度四方の物体を, 移動距離および高さ h をある値に仮定して, 極移動を計算してみた. 東経 135 度, 北緯 45 度の地点に, 1 度四方で高さ 30 km の比重 1 の物体 (水) が存在すると仮定し, この物体が北に 10 m 移動した時, および東に 10 m 移動した時の極移動を計算してみた (Figure 31). 青色の線は, 物体が移動したことによる北極の動きである. Figure 31 の左図では, 東経 135 度/北緯 45 度に存在する物体が北に移動することで, 極がその物体に近づいてくる. また右図では物体が東に移動することで, 極が物体から向かって左の方に動く. これらは, 物体の移動先の質量が増加してこの部分を赤道にするように北極が動くと考えると, 直観的に理解しやすい.

なお, 本研究ではプレート運動による極移動の励起について議論するので, 南北・東西方向に動くことのみ考え, 上下方向の動き (隆起沈降) は考慮しない.

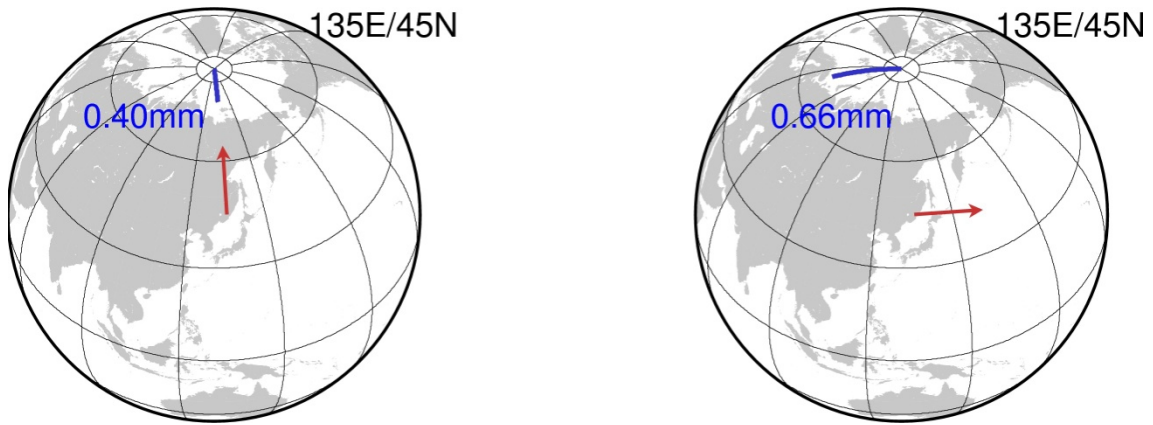


Figure 31. Image of the polar drift by the movement of a $1^\circ \times 1^\circ$ block at 135E, 45N toward the north (left) and east (right). The red arrows show the directions of the movement of the block. The blue arrows show the direction of the drift of the north pole.

なお、この $1^\circ \times 1^\circ$ のブロックが移動することにより励起される極運動 Ψ を求めるには、以下の式を用いる。

$$I \equiv \begin{pmatrix} I_{xx} & I_{xy} & I_{xz} \\ I_{yz} & I_{yy} & I_{yz} \\ I_{zx} & I_{zy} & I_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \int (y^2 + z^2) \rho dv & -\int xy \rho dv & -\int xz \rho dv \\ -\int yx \rho dv & \int (z^2 + x^2) \rho dv & -\int yz \rho dv \\ -\int zx \rho dv & -\int zy \rho dv & \int (x^2 + y^2) \rho dv \end{pmatrix} \quad (12)$$

ここで、 x, y, z は地球中心に原点を置いた時の直交座標の値では物質の密度である。(12)式は地球の慣性テンソルで、これを対角化したものが以下の(13)式である。

$$I \equiv \begin{pmatrix} I_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & I_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & I_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \int (y^2 + z^2) \rho dv & 0 & \Delta I_{zx} \\ 0 & \int (z^2 + x^2) \rho dv & \Delta I_{yz} \\ \Delta I_{zx} & \Delta I_{yz} & \int (x^2 + y^2) \rho dv \end{pmatrix} \quad (13)$$

ここで得られた成分 (慣性乗積) ΔI_{zx} は X 軸方向の極移動、 ΔI_{yz} は Y 軸方向の極移動に相当する。これらの値を用いて以下の式に代入すると、極運動 Ψ が求められる。

$$\Psi = 1.61(\Delta I_{zx} + i\Delta I_{yz}) / (I_{zz} - I_{xx}) \quad (14)$$

$|\Psi|$: 慣性主軸（極）の動きの絶対値

$Arg(\Psi)$: 極の動く方向

ここで、式の 1.61 は地球の非剛性と、流体核とマンツルの非結合を考慮するための係数で、 I_{zz} は地球の自転軸周りの慣性モーメント、 I_{xx} は地球の赤道上に回転軸を取った時の慣性モーメントを表す。なお、慣性モーメント等の値は理科年表（国立天文台編、2011）に掲載されている。

3.2.3 解析の手法

プレート運動が励起する長期的な極移動の解析は、以下の手順で行う。

- (1)地球上の主要 14 プレート上の質量分布（質量異常）を重力観測衛星 GRACE が観測した重力異常データから 3.2.章で述べた手法を用いて計算する。
- (2)各プレート内を 1 度グリッド(1°×1°)のブロックに分割し、個々のブロックの質量異常を(1)で求めた値から与え、それが南北および東西に動いた時の極運動を 3.2.2.の手法を使って求める。ブロックが南北・東西に動く速度は HS-NUVEL1 から計算した値を用いることとする。この時、極の動きを評価するために座標が必要になる。本研究では地球回転研究でよく用いられる、経度 0 度（グリニッジ方向）を X 軸、東経 90 度方向を Y 軸として座標を置き、X 軸、Y 軸それぞれにどの程度極が動いたかを求める。
- (3)プレート内全ての単位質量の極運動を足し合わせ、そのプレートの動きによる極運動を求める。この計算をすべてのプレートについて行う。
- (4)(3)の結果を合計することによりすべてのプレートの動きによる極運動を推定する。

なお、今回解析対象の主要 14 プレートとは、アフリカ・南極・アラビア・オーストラリア・カリブ・ココス・ユーラシア・インド・ファンデファーカ・ナスカ・北米・太平洋・フィリピン海・南米の各プレートである。解析を行う前に各プレート内の緯度・経度 10 度グリッドの速度および GRACE の重力観測データから、フリーエア重力異常分布を求めた。以下、Figure32-45 はその結果である。

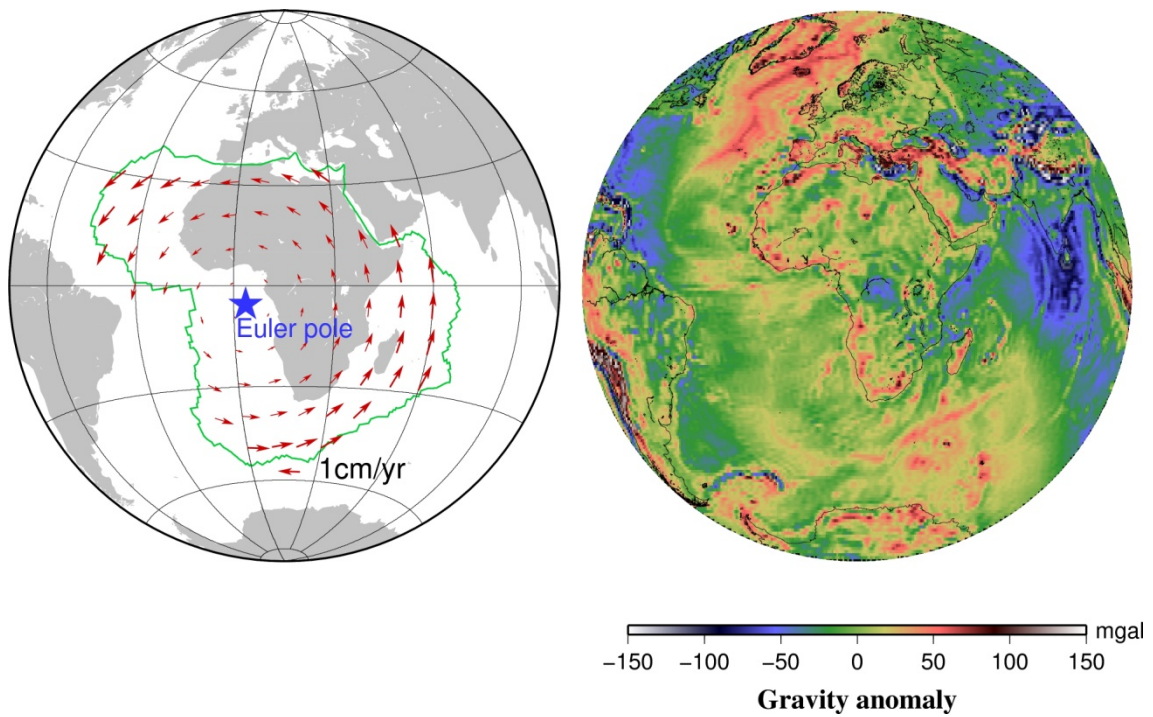


Figure 32. (left) The absolute motion of the African Plate. Red arrows show the velocities at the grid points based on the HS-NUVEL1 model. (right) Free-air gravity anomaly distribution in and around the African Plate. The Euler pole position is shown with a blue star.

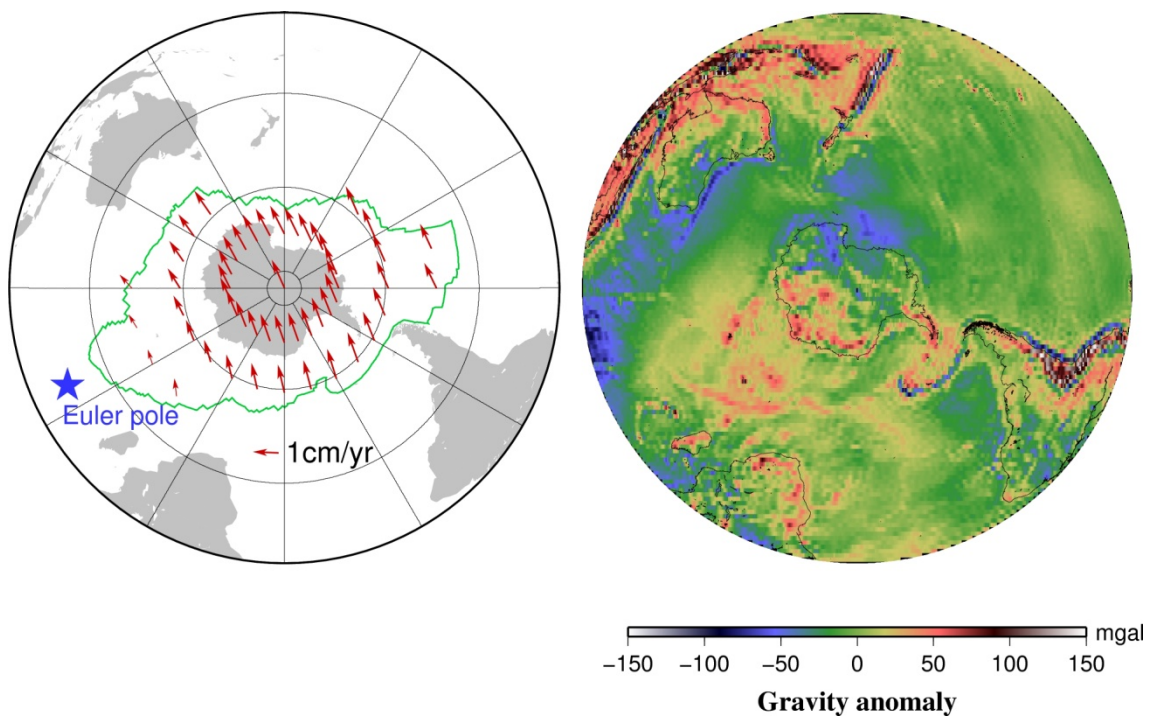


Figure 33. The movement and gravity anomaly of the Antarctic Plate.

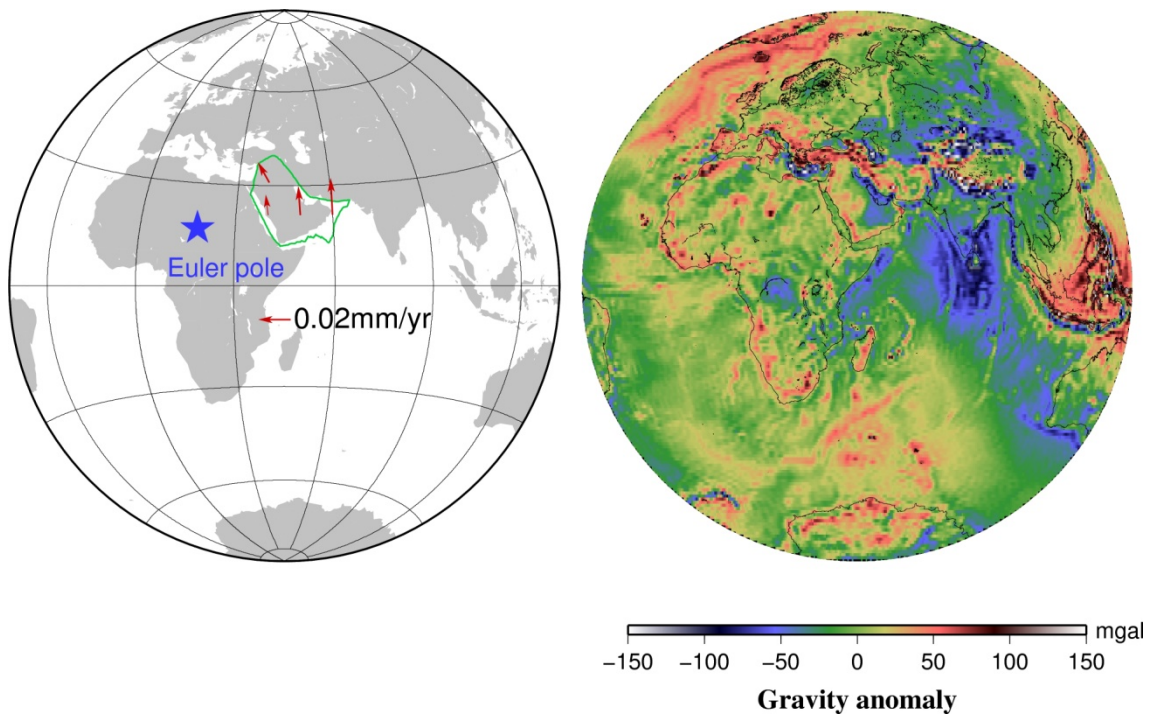


Figure 34. The movement and gravity anomaly of the Arabian Plate.

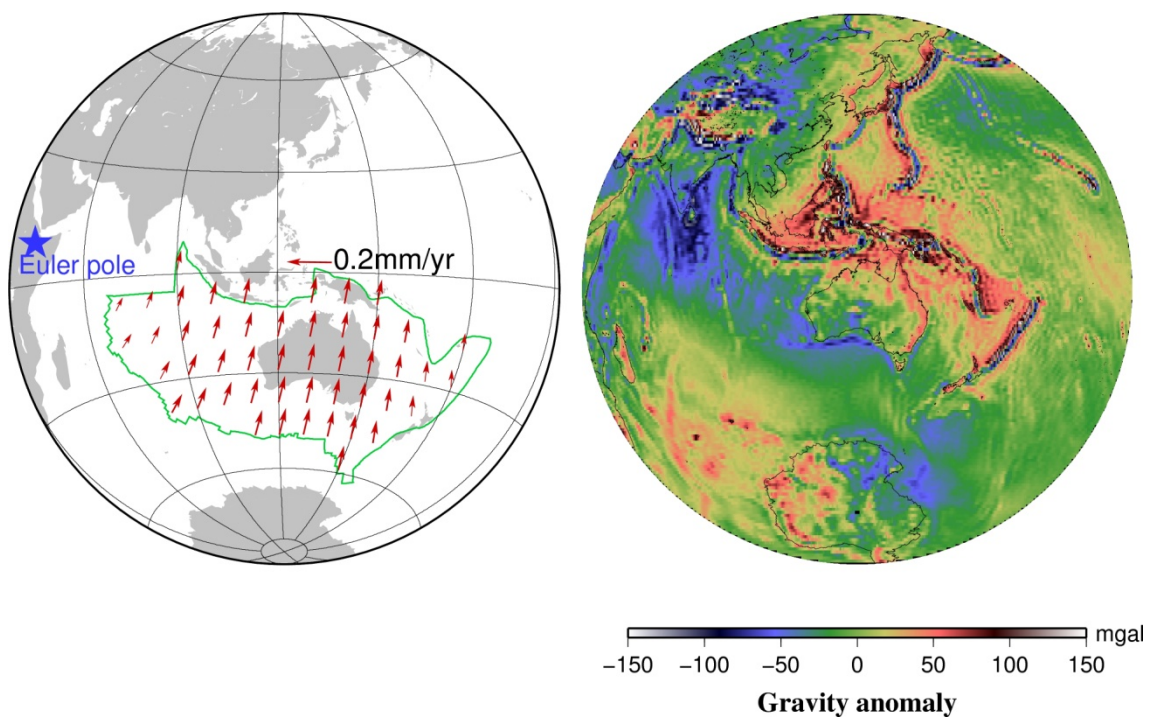


Figure 35. The movement and gravity anomaly of the Australian Plate.

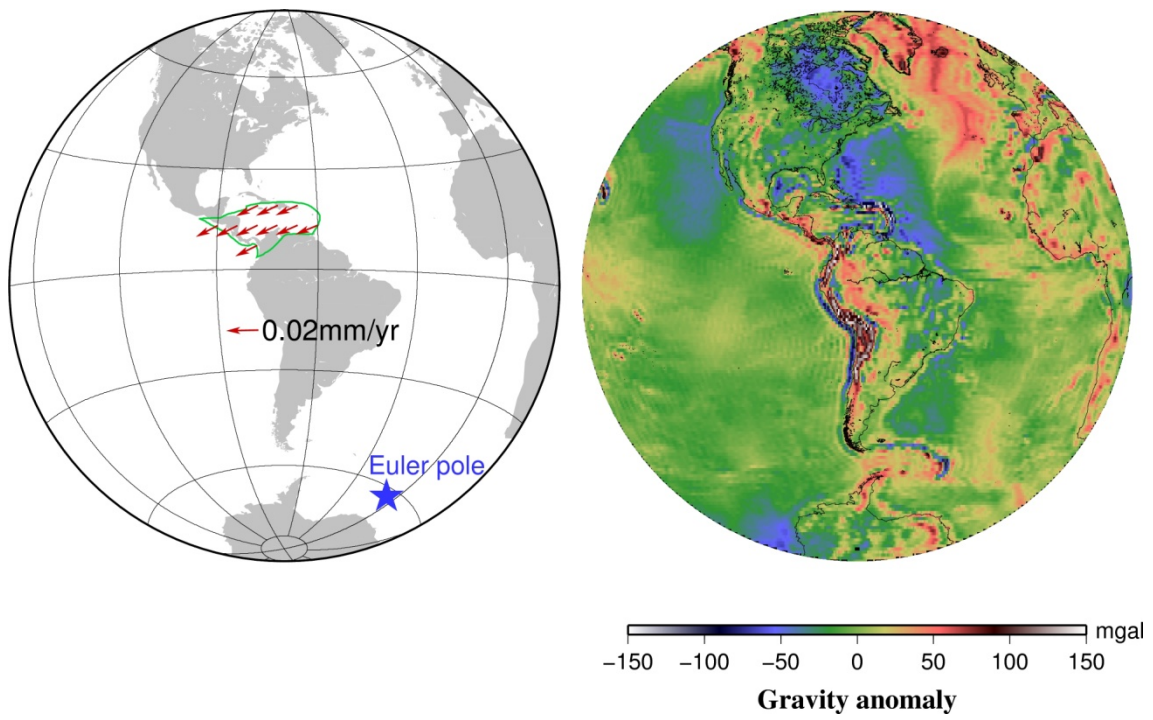


Figure 36. The movement and gravity anomaly of the Caribbean Plate.

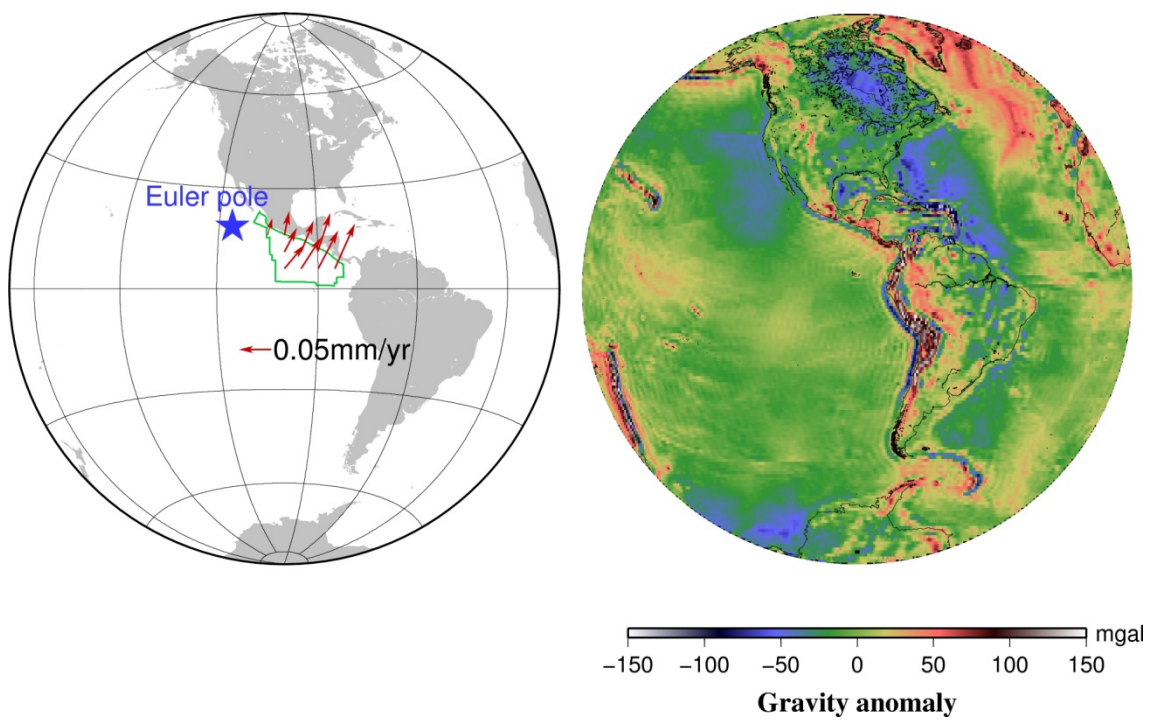


Figure 37. The movement and gravity anomaly of the Cocos Plate.

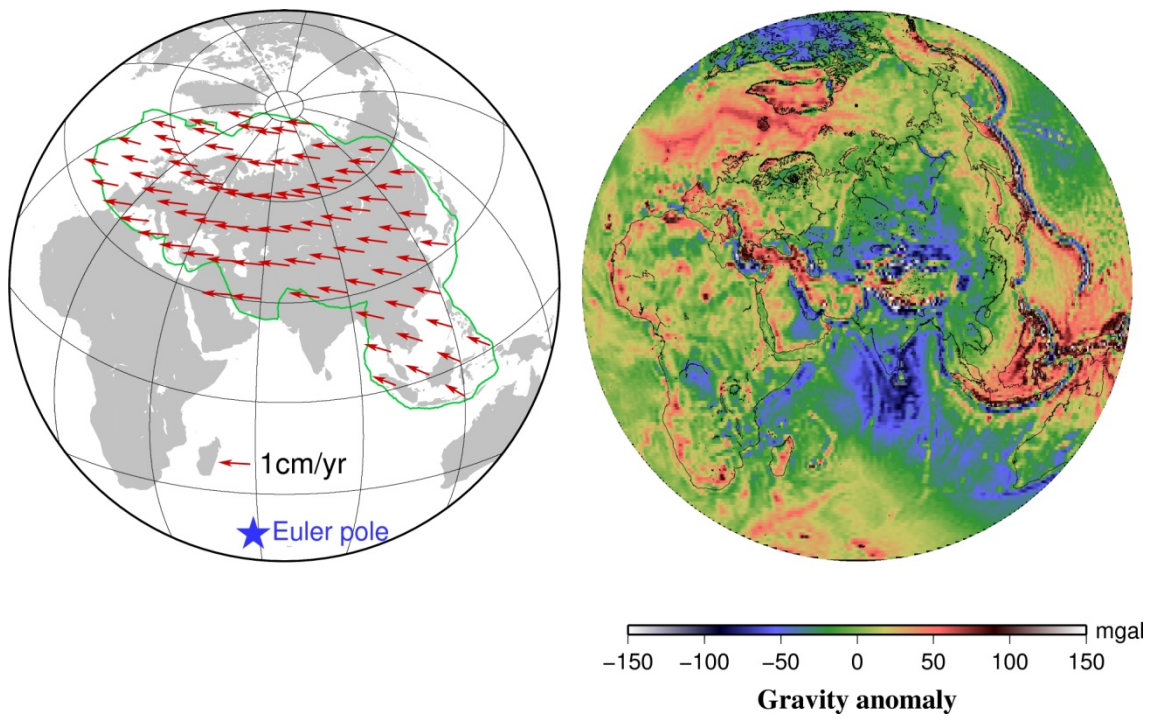


Figure 38. The movement and gravity anomaly of the Eurasian Plate.

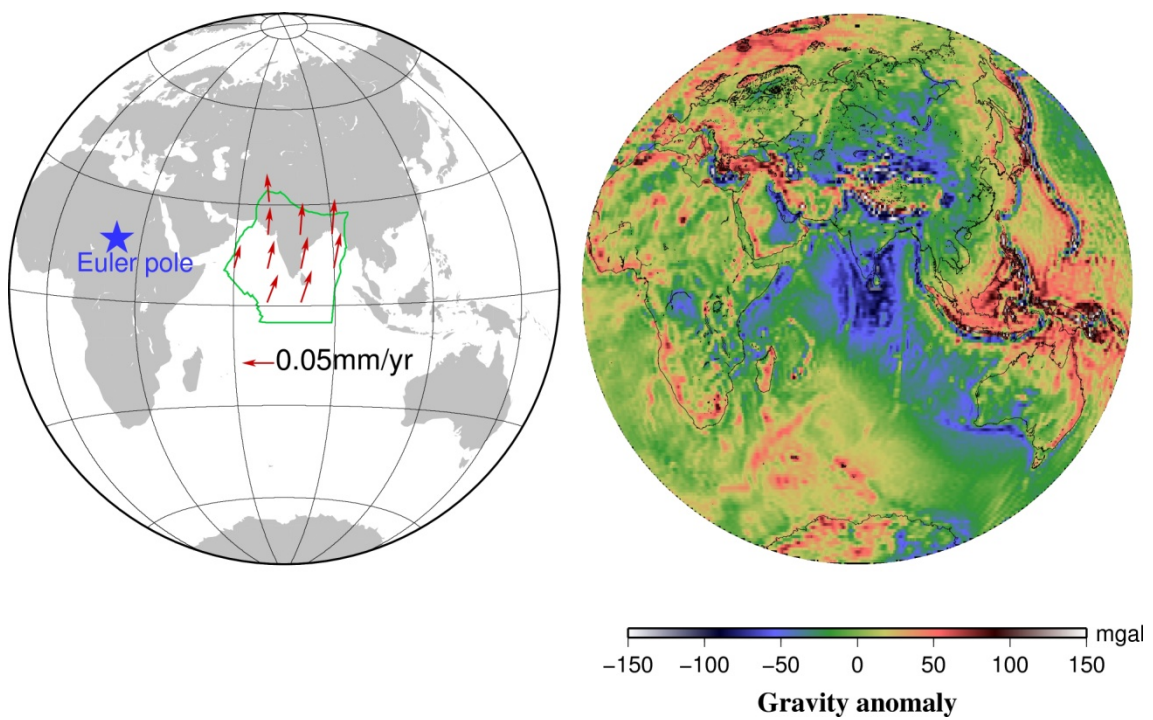


Figure 39. The movement and gravity anomaly of the Indian Plate.

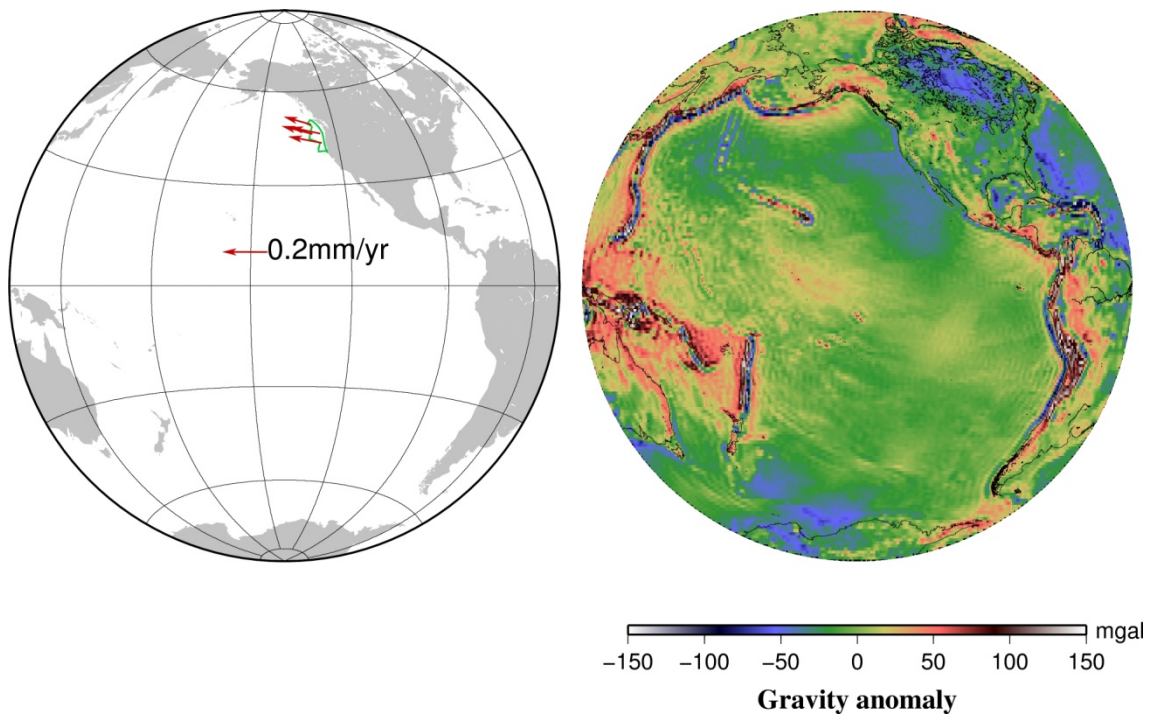


Figure 40. The movement and gravity anomaly of the Juan de Fuca Plate.

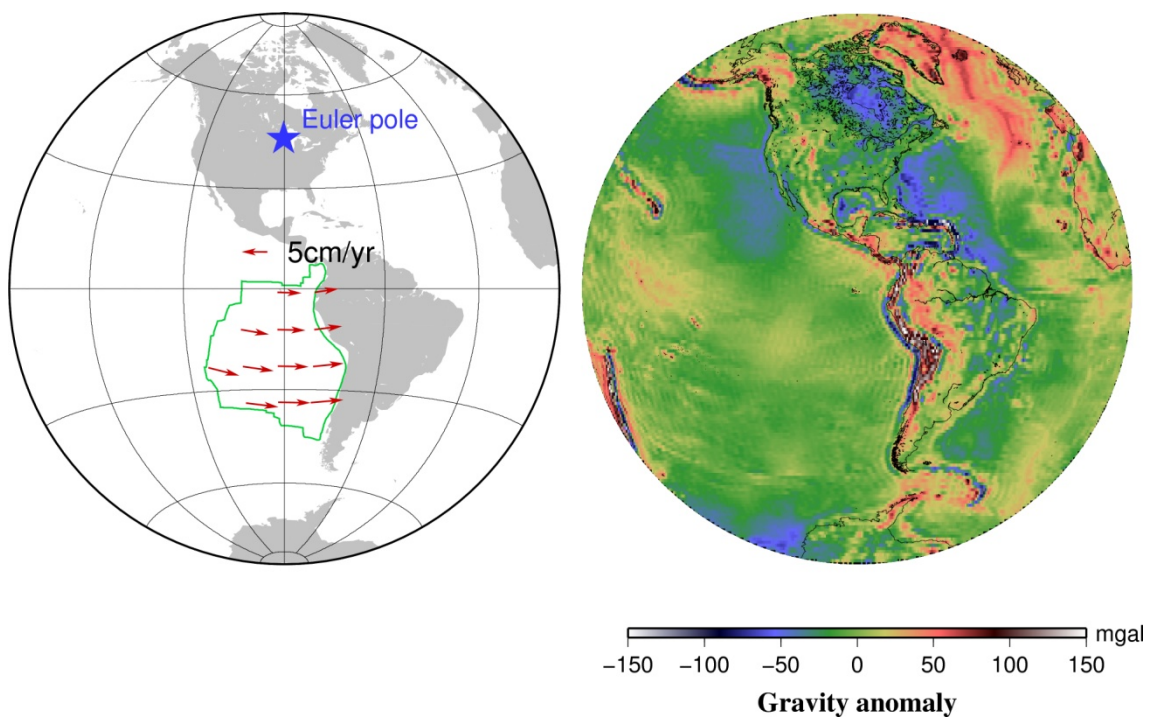


Figure 41. The movement and gravity anomaly of the Nazca Plate.

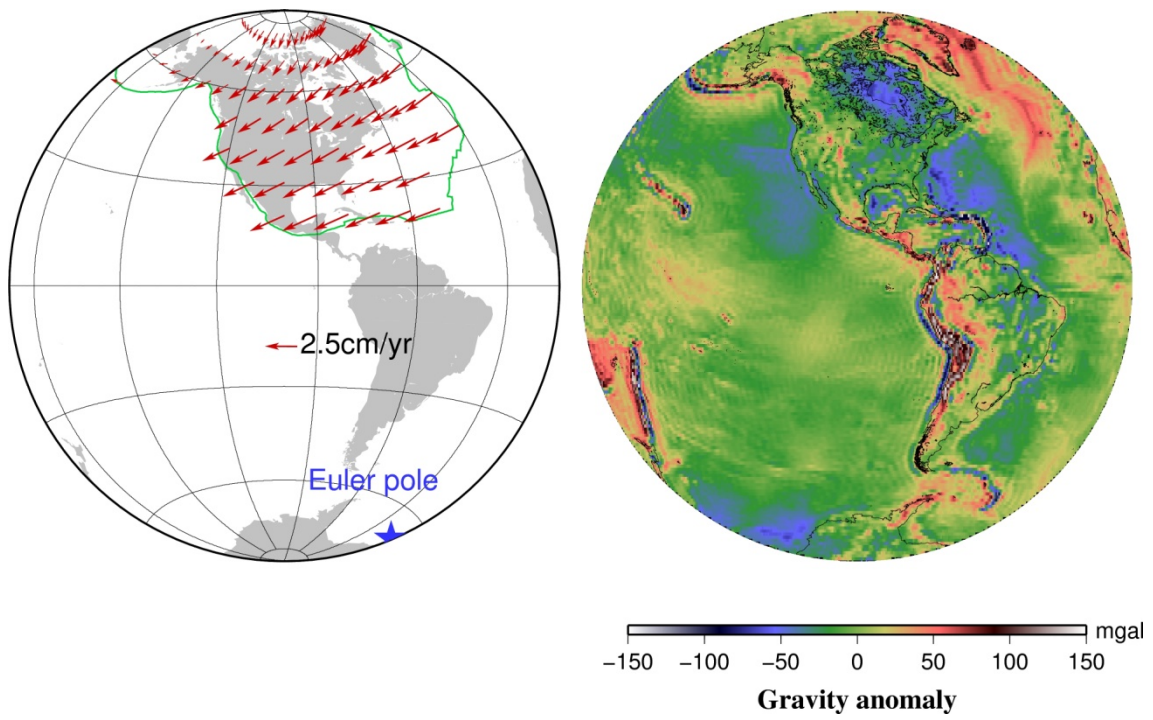


Figure 42. The movement and gravity anomaly of the North American Plate.

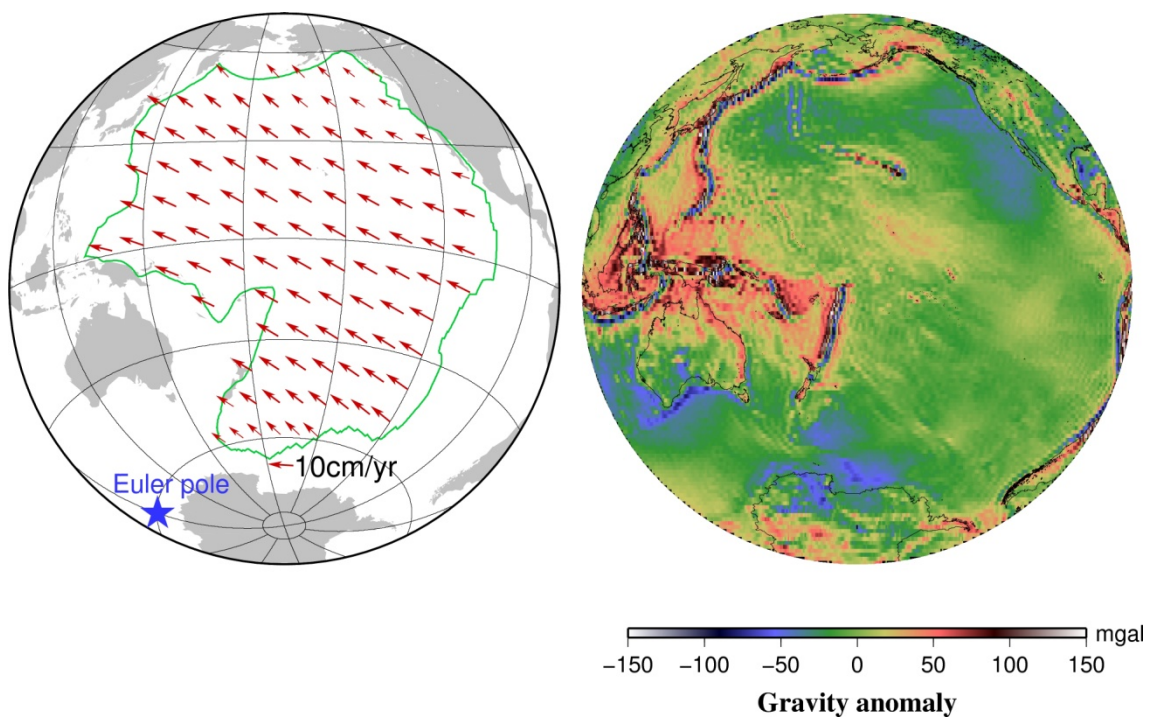


Figure 43. The movement and gravity anomaly of the Pacific Plate.

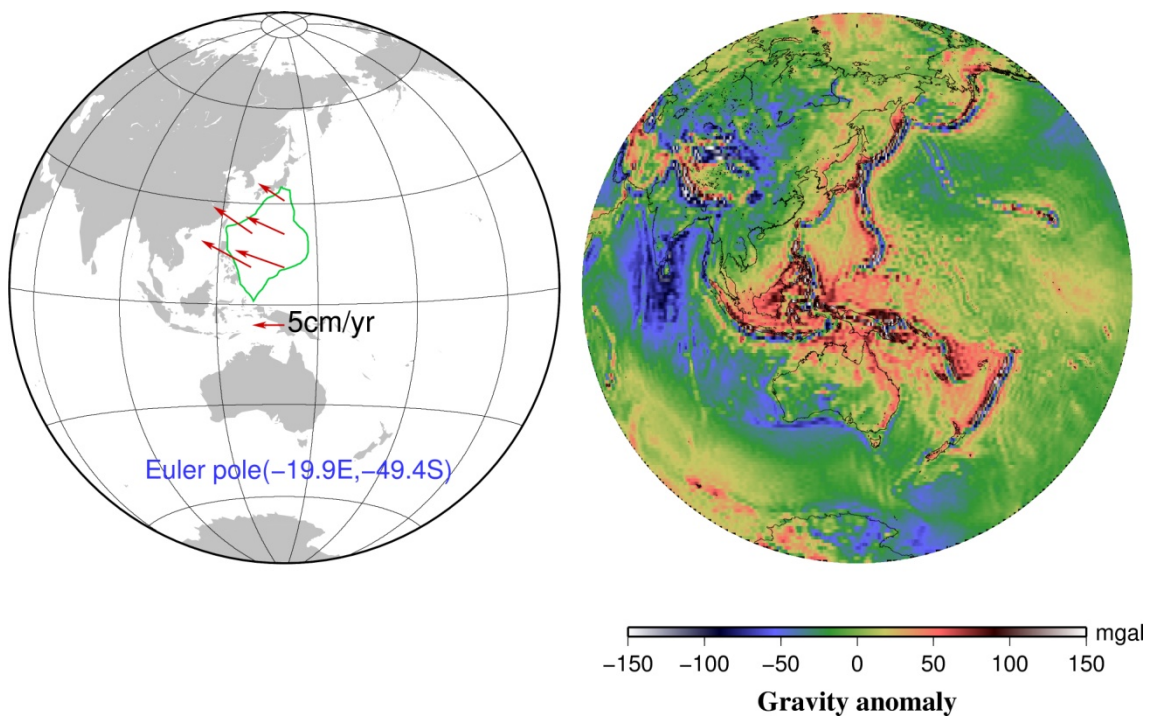


Figure 44. The movement and gravity anomaly of the Philippine Sea Plate.

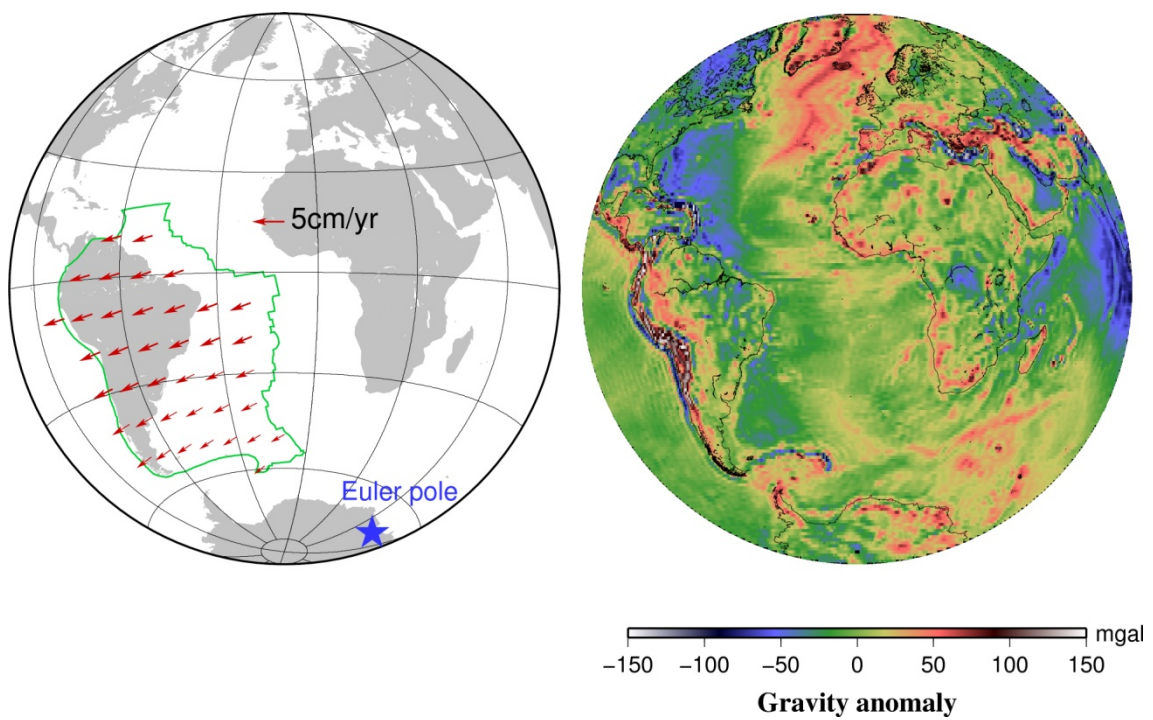


Figure 45. The movement and gravity anomaly of the South American Plate.

Figure 32-45 では、矢印が重なり合い見えにくくなるのを防ぐため、10度グリッド毎の速度を示したが、3.2.3章の冒頭で述べた通り実際の解析ではプレート内を1度グリ

ッドで刻んでいる。個々のブロックについて、GRACE が観測したフリーエア重力異常のデータを質量異常に換算し、それを HS-NUVEL1 から求めた速度で移動させた。プレート内にある個々のブロックがもたらす極移動を足し合わせることで、各々のプレートによる年間の極移動を求めている。

3.1.1 章で述べたようにフリーエア重力異常は、長波長のものはマントル対流など深い所に原因があり、短波長成分は表面に見える地形部分を反映していると考えられている。本研究では、プレートとともに水平移動しないと考えられる長波長成分をカットする場合（カットする次数を、~5 次、~10 次、~15 次の三種類にとった）と、カットしない場合の 4 種類のフリーエア重力異常データを質量異常に換算し、極運動励起の解析を行った。以下、Figure 46-49 はそれぞれ低次重力成分をカットした時のフリーエア重力異常図と、各プレートの動きによる極移動の大きさを比較したものである。また、各プレートが励起する極移動を足し合わせて求めた、プレート運動が全体として励起する極移動を Table 6 に示す。

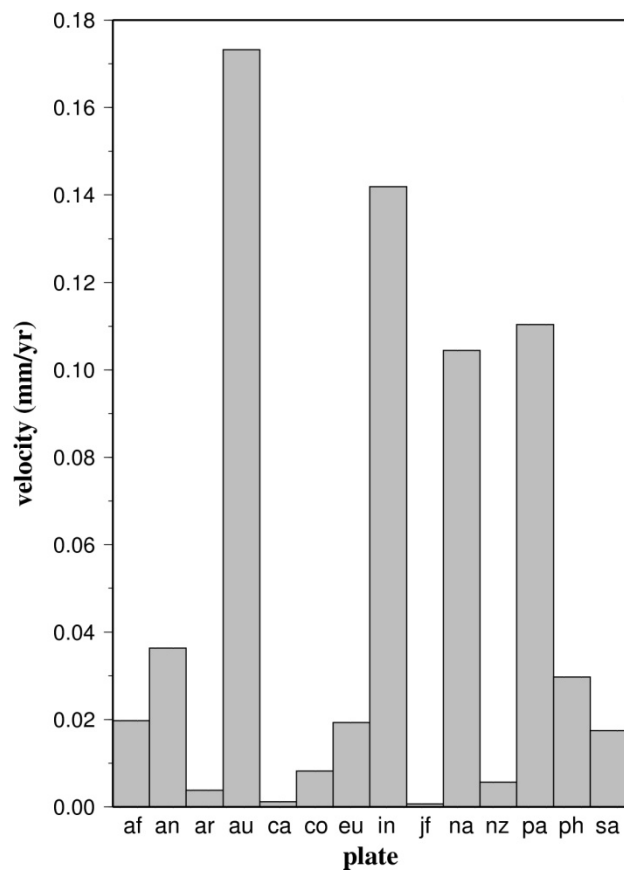
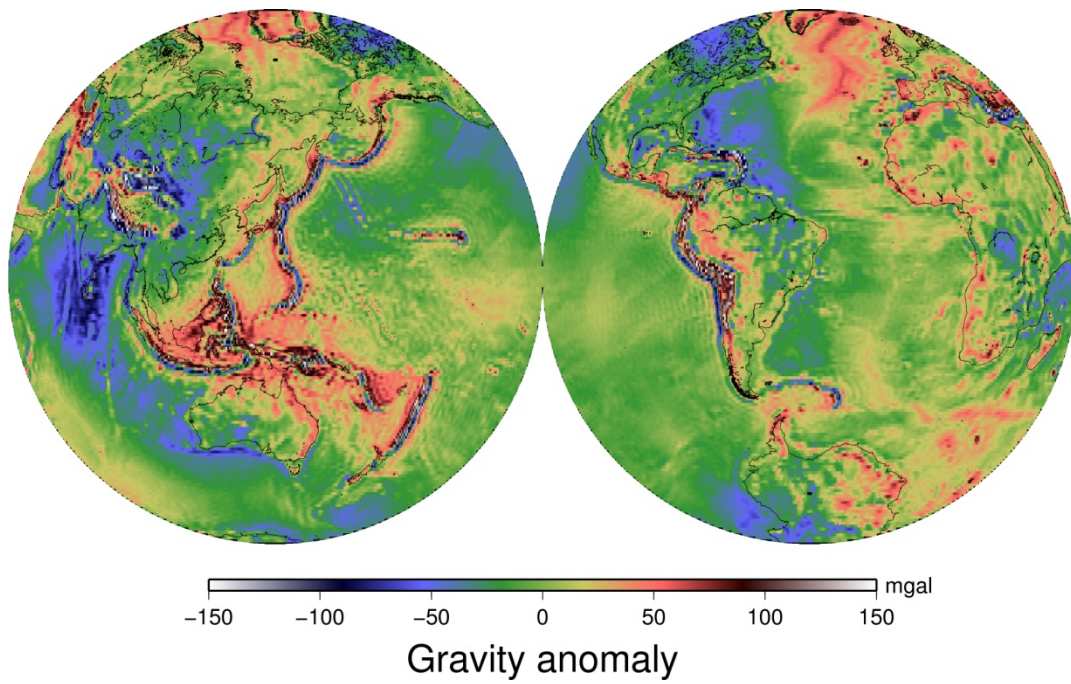


Figure 46. (top) Gravity anomaly from GRACE. Long-wavelength gravity anomalies are not excluded. (bottom) Velocity of secular polar drift excited by the movements of individual tectonic plates.

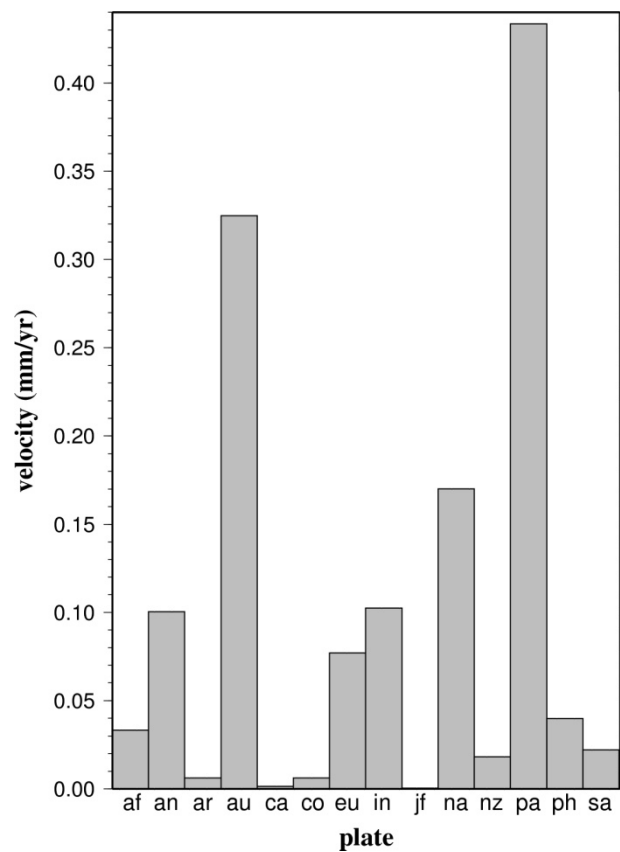
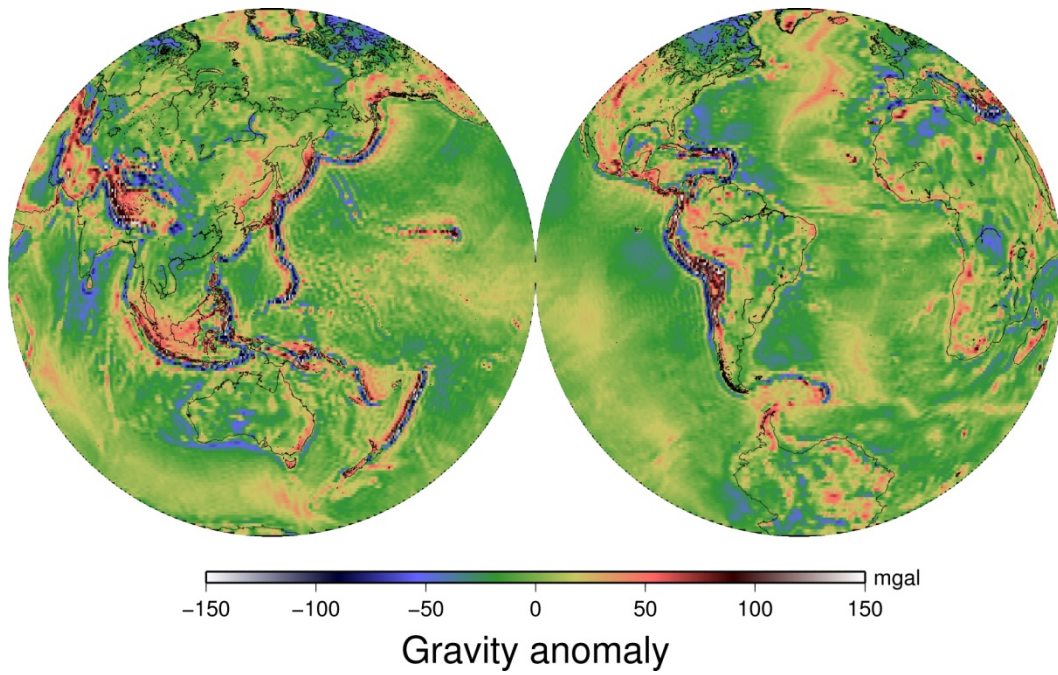


Figure 47. (top) Gravity anomaly from GRACE. Long-wavelength gravity anomalies with degrees/orders less than five are excluded. (bottom) Velocity of secular polar drift excited by the movements of individual tectonic plates.

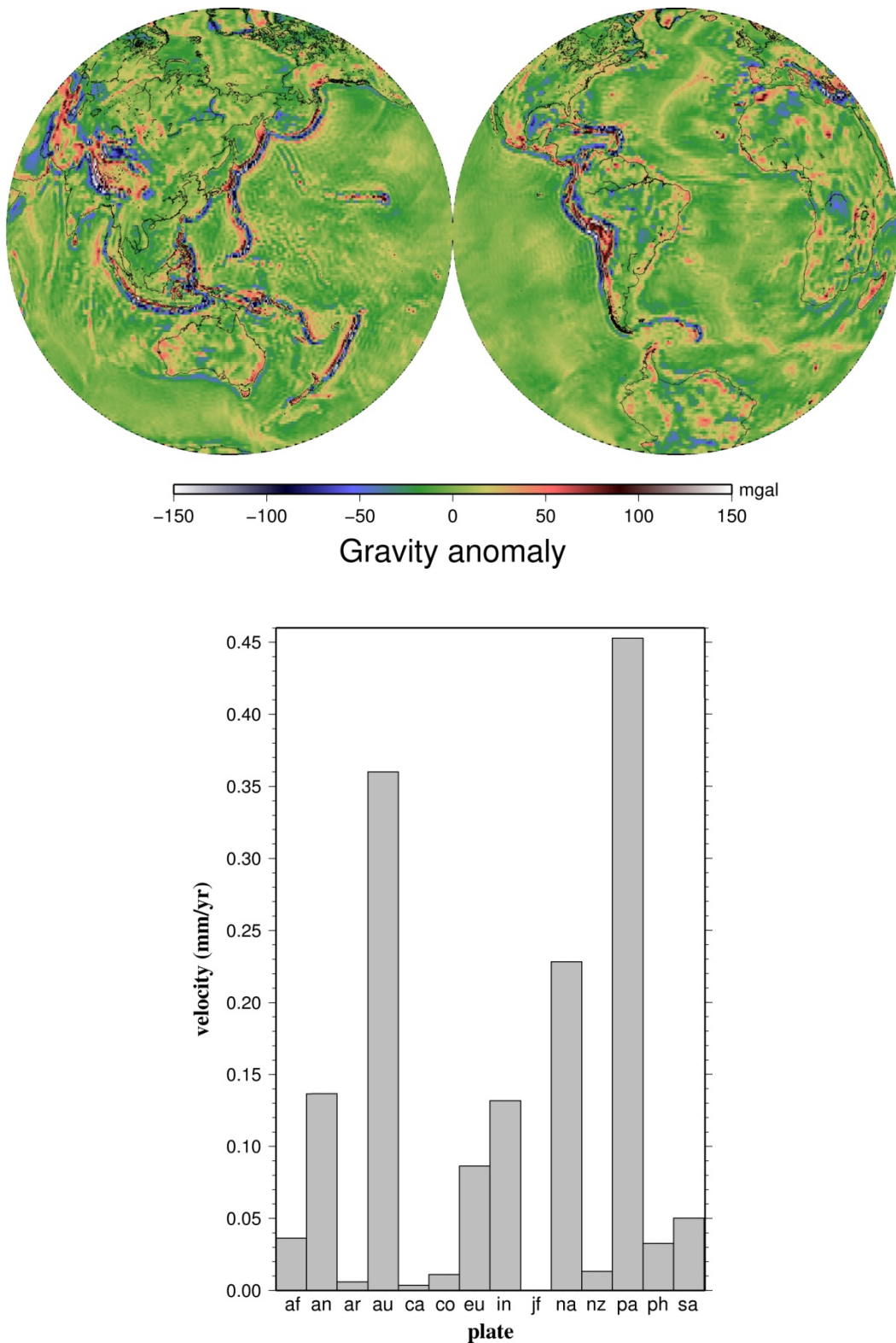


Figure 48. (top) Gravity anomaly from GRACE. Long-wavelength gravity anomalies with degrees/orders less than ten are excluded. (bottom) Velocity of secular polar drift excited by the movements of individual tectonic plates.

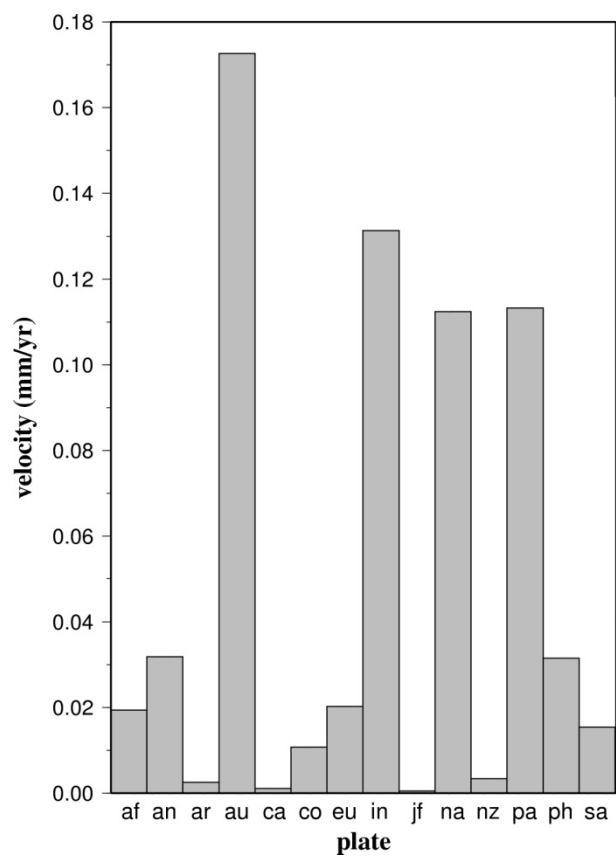
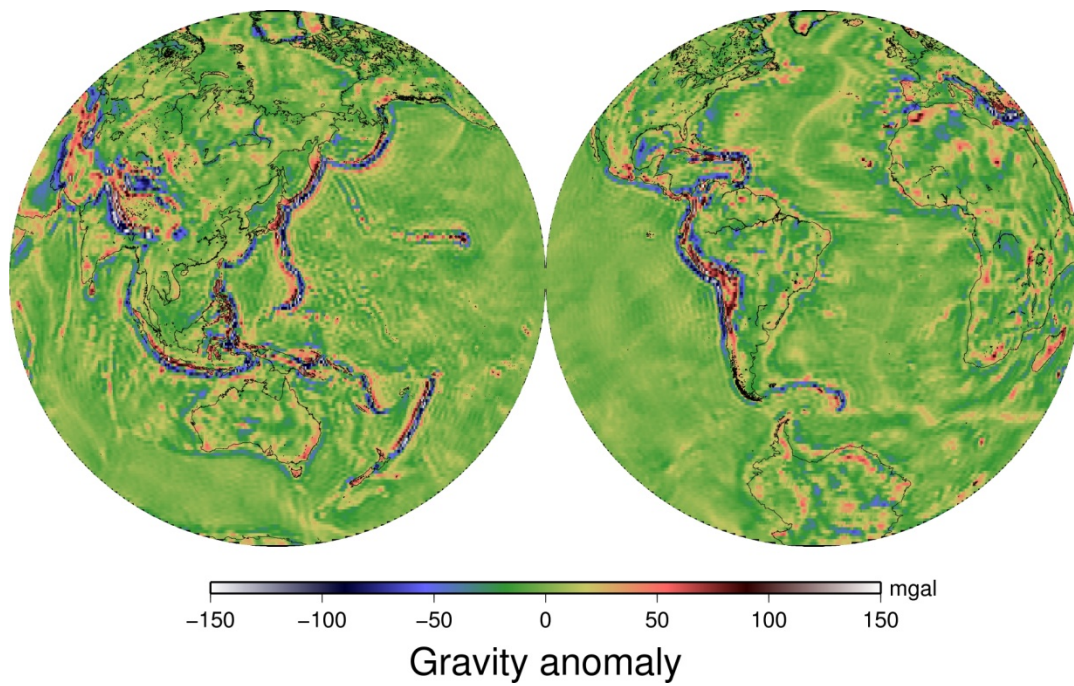


Figure 49. (top) Gravity anomaly from GRACE. Long-wavelength gravity anomalies with degrees/orders less than fifteen are excluded. (bottom) Velocity of secular polar drift excited by the movements of individual tectonic plates.

Table 6. Velocities of the secular polar drift due to all the plate motions.

速度 (mm/yr)	方向 (°E)	低次成分 カット
0.3941	40.8	していない
0.3893	22.4	~5次
0.3862	37.8	~10次

Figure 46-49 の棒グラフより，オーストラリア・太平洋などプレート運動速度が速いプレートが，極移動を大きくしていることがうかがえる．また，面積の小さいプレートが励起する極運動は小さいということも言える．Table 6 より，5 次までの低次重力成分をカットした場合を除き，プレート運動が励起する極移動は，北極を東経約 40 度方向に動かす向きであることがわかった．移動速度は低次重力成分のカットの有無に関わらず，年間約 0.4 mm という結果が得られた．

3.3. まとめと考察

解析の結果，プレート運動による極移動の励起の大きさは，年間約 0.4mm 程度であるという結果が得られた．これは GRACE の観測で得られたフリーエア重力異常データをそのまま用いた解析と，低次重力成分を段階的に取り除いて行った解析のいずれでもほぼ同じ結果が得られた．このことから地殻部分に原因をもつ（短波長成分）の動きがプレート運動起源の極運動により多く寄与することが示唆される．

プレート別に見ると，プレート運動速度が速いオーストラリア・インド・太平洋・北米の 4 つのプレートが極移動に及ぼす影響が比較的大きいことがわかる．太平洋プレートでは，ハワイに代表されるホットスポット起源の火山があることで (Figure 50)，プレート内に新しく出来た山の持つ重力異常（アイソスタシーからのずれ）が，そのプレートが励起する極運動に影響しているのかもしれない．インドプレートでは，ユーラシアプレートとの衝突で生じた山が作る重力異常の影響が極運動に大きく影響していると思われる．

低次重力成分を 5 次までカットした解析では極移動の方向が他の三つの例からずれていた．Figure 47 の棒グラフから読み取ると，その場合のインドプレートおよび北米

プレートの動きによる極移動速度が顕著に小さくなっている。Figure 25 と 26 のフリーエア重力異常図を比較するとわかるように、その原因はアメリカ東海岸およびインド洋の負の重力異常が低次の成分を多く持っているからであろう。

最後に永年極運動との関係について述べる。永年極運動は経度約 300 度方向（グリーンランド方向）に年間約 10 cm の速さで移動しているのに対し、本研究で求めたプレート運動が励起する極移動(年間約 0.4mm)は 3 桁も小さい。この結果からは、プレート運動は永年極運動の励起源としては重要でないといえる。本研究ではプレート運動が励起する極移動を議論するためそれらの水平移動のみを考慮した。しかし、プレート運動が原因となってもたらすチベット高原の隆起をはじめ垂直方向の動きを伴う造山運動や、比較的若いプレート沈み込み帯における長期的なスラブの成長等を考慮して解析すると、永年極運動をより現実的に説明できる可能性がある。

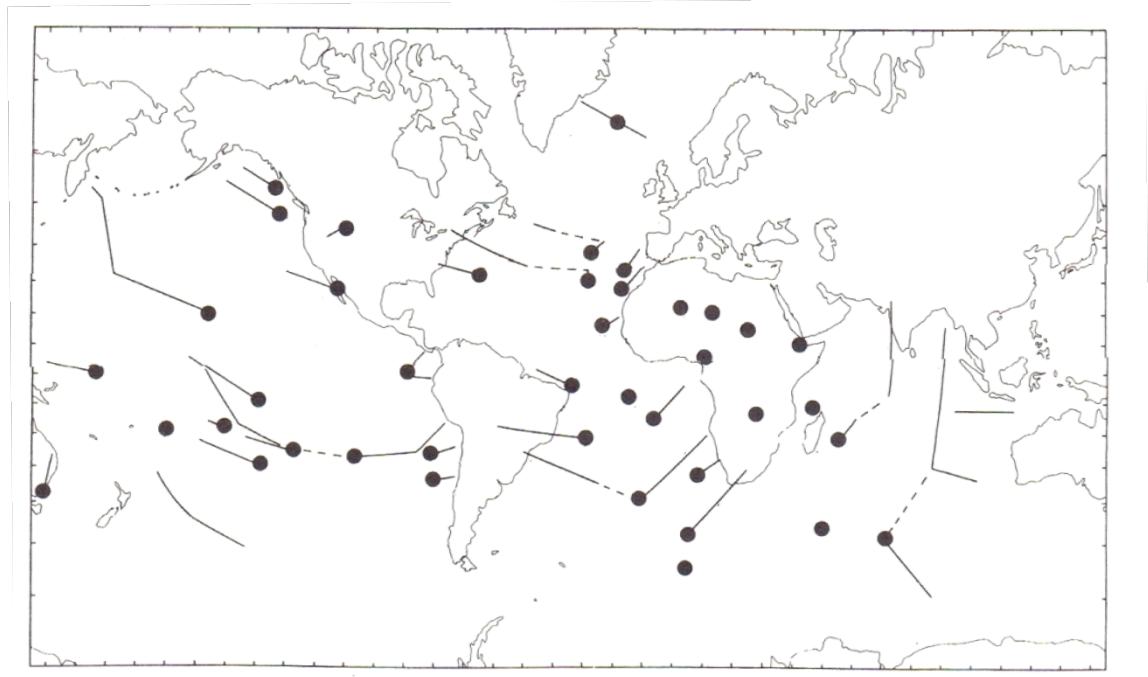


Figure 50. Distribution of hotspots. (兼岡, 1997)

4. 結論

以下に本研究の結論をまとめる.

1. 2004年スマトラ地震, 2010年チリ地震, 2011年東北地方太平洋沖地震によって励起された極運動の, 測地学的観測による検出を試みた.
2. 地震に伴う励起関数のステップを, 励起関数の年平均を取って季節成分を除去し, 年平均データを時間の2次多項式とステップで近似する方法では, 推定誤差が予測値を超え, 有意な結果は得られなかった.
3. 2001年から2011年3月末までの全データを用いて, 地震時ステップに長期的な変化(時間の2次多項式), および季節成分(年周・半年周)を推定した方法では2010年チリ地震では予測値に近い値が検出. しかし直交成分でもステップが検出され予測と励起の方向が食い違う結果となった.
4. プレート運動により地球の質量分布が変化することによる極運動の励起について検討した.
5. プレート運動により励起される極移動は, 年間0.4 mm/yrで移動する. 永年極運動の速度10 cm/yrと比較すると, 速度は3桁小さい.
6. プレート運動による極移動は, 地殻部分の動きが最も極移動に影響していることがわかった. 地球深部の影響は少ないと考えられる.
7. 今回, 考慮しなかった垂直方向に動く造山運動(チベット高原の隆起など)を考慮して解析すれば, 永年極運動の主な励起源がプレート運動であることを現実的に説明できる可能性がある.

5. 謝辞

本研究を進めるにあたり, 指導教官である日置幸介教授には外部からの進学者である私に, 学部時代の卒論課題と近い内容である極運動という興味深いテーマを提供いただき, 様々な研究指導・助言, 計算プログラムの指導や論文校正等のご支援とご協力を賜りました. 古屋正人教授には, 現在では数少ない地球回転研究の専門家として極運動に関する論文や解析手法など貴重なアドバイスを賜りました. 固体系ゼミでは皆様と活発な議論を行うことができました. 特に地震により励起される極運動に関して, 地震学の観点による指導・助言を小山順二教授, 蓬田清教授から受けることが出来たことは, 私が研究を遂行するにあたりとても有益でした. 所属した宇宙測地学研究室の学生の皆様にはPC環境・ネットワーク, 研究手法・研究基礎知識等その他多くの助言を賜りました. 以上の皆様に厚く御礼申し上げます.

6. 参考文献

- Argus, D. F., and R. G. Gordon (1991): No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2039-2042, doi:10.1029/91GL01532.
- Chao, B. F., R. S. Gross, and Y. Han (1996): Seismic excitation of the polar motion, *PAGEOPH*, **146**,

- 407-419, doi:10.1007/BF00874727.
- Chen, J. L., and C. R. Wilson (2003): Low degree gravitational changes from earth rotation and geophysical models, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, L018688, doi:10.1029/2003GL018688.
- Chen, J. L., and C. R. Wilson (2008): Low degree gravity changes from GRACE, Earth rotation, geophysical models, and satellite laser ranging, *Geophys. Res. Lett.*, **113**, B06402, doi:10.1029/2007JB005397.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein(1990): Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x.
- Furuya, M., Y. Hamano., and I. Naito(1996): Quasi-periodic wind signal as a possible excitation of Chandler wobble, *J. Geophys. Res.*, **101**, 25537-25546, doi:10.1029/96JB02650.
- Furuya, M., Y. Hamano., and I. Naito(1997): Importance of wind for the excitation of Chandler wobble as inferred from wobble domain analysis, *J. Phys. Earth.*, **45**, 177-188, doi:10.1029/96JB02650.
- Gripp, A. E., and R. G. Gordon (1990): Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1109-1112, doi:10.1029/GL017i008p01109.
- Gross, R. S. (2000): The excitation of the Chandler wobble, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2329-2332, doi:10.1029/2000GL011450.
- Han, S.-C., C. K. Shum, M. Bevis, C. Ji, and C.-Y. Kuo (2006): Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science.*, **313**, 658-662, doi:10.1126/science.1128661.
- Heki, K., and K. Matsuo (2010): Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L24306, doi:10.1029/2010GL045335.
- 日置幸介(2007): 地球内部物理学講義ノート http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/~heki/pdf/Phys_inter.pdf (参照 January 12, 2012).
- Kanamori, H (1976): Are earthquakes a major cause of the Chandler wobble?, *Nature.*, **262**, 254-255, doi:10.1038/262254a0.
- 兼岡一郎(1997): 火山とマグマ, 東京大学出版会, 第1章, 13-18p.
- 国際地球回転・基準座標系サービス(IERS) : <http://hpiers.obspm.fr/>, (参照 November 24, 2011.).
- 国立天文台編, 理科年表 平成 24 年(2011) 丸善出版, 579p.
- Matsuo, K., and K. Heki (2011): Coseismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G12, doi:10.1029/2011GL049018.
- Mitrovica, J.X., G.A. Milne, and J.L. Davis (2001): Glacial isostatic adjustment on a rotating earth, *Geophys. J. Int.*, **147**, 562-578, doi:10.1046/j.1365-246x.2001.01550.x.
- NASA/JPL ホームページ <http://www.jpl.nasa.gov/news/>, (参照 November 24, 2011).
- 日本測地学会編, 測地学テキスト WEB 版 <http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/index.html>, (参照 January 12, 2012).
- 小川涼子(2007): 修士論文 http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/~geodesy/pdf/ogawa_master.pdf, (参照

January 12, 2012) .

大江昌嗣 (1979): 「地球回転」, 現代天文学講座, 恒星社, 第 4 章, 169-214.

Spada, G. (1997): Why are earthquakes nudging the pole toward 140°E?, *Geophys. Res.Lett.*, **24**, 539-542, doi:10.1029/97GL00247.

テキサス大学・GRACE データ ホームページ <http://www.csr.utexas.edu/grace/>, (参照 January 14, 2012) .

Wilson, C. R. (1985): Discrete polar motion equations, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **80**, 551-554.

横山紘一 (1994): 地球回転, 「現代測地学」第 6.3 章, 日本測地学会, 292-313.