繰り返される背弧拡大による応力拡散と島弧の隆起：沖縄トラフと琉球弧南西部

Stress diffusion from repeating back-arc rifting and secular uplift of an island arc: Okinawa trough and southwestern Ryukyu arc

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

岩佐　優太郎

指導教官　　日置　幸介　教授

概要

GNSS (Global Navigation Satellite System 全地球航法衛星システム)による上下位置の決定精度は水平成分に比べて悪い。しかし我が国の GNSS 連続観測システム GEONET (GNSS Earth Observation Network)ではすでに 20 年を超える期間のデータが蓄積しており、上下速度についてもかなりの高精度で推定が可能である。本研究では琉球弧南西部の与那国島、西表島、石垣島等に焦点を当て、それらの島々に展開された GNSS 点が示す顕著な隆起の原因を探る。琉球弧の北西の沖縄トラフでは活発な背弧拡大が起こっており、拡大速度は西に行くにしたがって大きくなり最大で 5 cm/yr 程度に及ぶ。その結果、南向きの水平速度も与那国で最大、東に行くほど小さくなる。隆起速度は最西端の与那国島で最大で 5mm/yr 程度であり、西表島、石垣島と東に行くにしたがって徐々に小さくなり、宮古島ではほぼゼロとなる。それらは沖縄トラフの拡大による島々の南進速度にほぼ比例しており、隆起と背弧拡大の関連を示唆する。陸上にある拡大境界としてはアイスランドや東アフリカの大地溝帯が知られているが、その近傍の GNSS 観測では拡大による水平変動は見いだされているが、琉球弧南西部のような永年的な隆起は報告されていない。

西表島の直下のプレート境界では半年に一回 M_w6.6 程度のスロー地震（SSE）が発生している(Heki & Kataoka, 2008)。Tu & Heki (2017)は過去 20 年の琉球弧の GNSS データから、それらの SSE の累積すべり量が約十年周期で変動していることを見出した。また彼らは累積すべり量が加速する時に沖縄トラフで顕著な群発地震が起こっていることから、沖縄トラフで背弧拡大事件が十年程度の周期で間欠的に起こり、それに続く上部マントルの粘性緩和による応力拡散によって、琉球弧南西部の島々の南進速度が十年程度の周期でゆらいでいると考えた。本研究では琉球弧南西部の隆起も沖縄トラフで繰り返す拡大事件に起因すると仮定してモデル化を試みた。

背弧拡大の素過程は岩脈の貫入であるが、それに伴う弾性変形によってトラフ軸から約 60 km 離れた与那国島でも水平と上下の変位が生じる。実際の琉球弧南西部の動きは、過去に繰り返した無数の拡大事件の繰り返しによって、岩脈貫入による弾性応答と粘性緩和がスタックされたものと考え、隆起もその一部として説明できるか検討した。本研究では京都大学防災研究所の深畑博士によって開発されたソフトウェアを使用し、弾性層と粘弾性層の二層構造の場で岩脈を貫入させ、様々な距離における粘弾性応答とその時間発展を計算した。具体的には沖縄トラフと琉球弧南西部を想定し、十年ごとに厚さ 5 m の岩脈貫入が繰り返したときに、50-60 km 離れた地点がどのように動くかを計算した。それらを GNSS で観測された水平速度と隆起速度と比較し、どのような仮定によって現在の急速な隆起率が再現できるかを議論した。

目次

1　はじめに 3

1.1　宇宙測地技術と地殻変動 3

1.2　GEONET 3

1.3　上下時系列解析 4

1.4　西南日本の上下速度 5

1.5　琉球弧南西部について 7

1.5.1 琉球弧南西部の上下速度 7

1.5.2 琉球弧南西部と沖縄トラフ 7

1.6　先行研究 10

1.7　本研究の目標 11

2　解析手法 12

2.1　背弧拡大による地殻変動 12

2.2　粘弾性応答と時間発展の計算 13

3　結果 14

4　考察 17

5　まとめ 22

6　謝辞 24

7　参考文献 25

1　はじめに

1.1　宇宙測地技術と地殻変動

近年宇宙測地技術は急速に進歩してきた。従来では，地上で直接観測する三角測量や基線長測量が一般的であったが、測位を目的とした現代の宇宙測地技術には，VLBI (Very Long Baseline Interferometry: 超長基線電波干渉法)、SLR (Satellite Laser Ranging: 人工衛星レーザー測距)、GNSS (Global Navigation Satellite System: 全世界航法衛星システム)が代表として挙げられる。これらはいずれも、基本的には地球上の 2 点間の距離(基線長)を正確に測定する技術であり、様々な測定点間での基線長データを調整することで、地球上での 3 次元的な位置を決定している。VLBI が人工衛星を用いない天然の天体からの電波を利用した測定、SLR がレーザー光を用いた地上からの測定、GNSS は大規模な衛星システムと地上局の可搬性など、それぞれに固有の特徴を持ちそれらを生かした利用が進められている。現在、その測定精度はいずれも㎜のオーダーに達している。最近では SAR (Synthetic Aperture Radar: 合成開口レーダー)の利用も注目されている。

なかでも GNSS の一つである GPS(Global Positioning System: 全地球測位システム)は最も私たちに身近な宇宙測地技術と言える。もともとは米軍による位置計測システムであったが、現在では、測量や精密測位はもちろん、カーナビゲーションや携帯電話など日々の生活における位置情報として利用されている。GPS は、地球を周回する GPS 衛星群とそれらを地上でコントロールする管制局群とで構成されている。GPS 衛星群は，24 個の衛星が赤道面に対して 55°の傾きを持つ 6 つの軌道面に。それぞれ 4 衛星ずつ配置された構成になっている。各軌道面は、衛星が南から北へ赤道面を横切る点の赤経が 60°ずれるように設定してあり、それぞれ記号がつけられている。衛星は、軌道半径約 26,560 ㎞の概略円軌道を約 12 時間の周期で回っている。これらの衛星配置により、地球上どこでも GPS 衛星が常に 4 衛星以上同時に観測できるようになっている。このほかに予備の衛星も打ち上げられており、現在約 30 衛星が稼働している。管制局群は、世界中に配置された GPS 衛星の追跡観測網で構成されている。赤道に近い全世界 5 か所の監視局の観測データを基に、米国コロラドにある主管制局で GPS 衛星の軌道を計算・予測し、その結果は地上管制局のアンテナから GPS 衛星に送られる。本研究で用いる GEONET は GNSS 地上局の稠密網であり、24 時間 365 日連続観測を行っている。それらの局の 3 次元の変位量を推定することができる。

1.2　GEONET

GEONET (GNSS Earth Observation Network System)とは、国土地理院が運用する全国約 1300 か所に設置された電子基準点（図 1.1）と GEONET 中央局(茨城県つくば市)からなる、GNSS 連続観測システムである。1994 年に COSMOS-G2 (Continuous Strain Monitoring System with GPS by GSI)という名称で南関東、東海地域で合計 110 か所の運用が開始され、続いて全国

100 か所に電子基準点が整備され、こちらのシステムは GRAPES (GPS Regional Array for Precise Surveying)と呼ばれていた。1996 年度に COSMOS-G2 と GRAPES が統合されて GEONET としての運用が開始された。2001 年に新解析(F1)が導入されてから、2002 年には改正測量法が施行され世界測地系へ移行、電子基準点データが公共測量で使用可能になり、電子基準点日々の座標値(F1)が提供開始された。その後 2004 年に新しい解析戦略(F2)による新 GEONET のデータ解析が始まり、また 2009 年からさらに新しい解析戦略(F3)(Nakagawa et al., 2008)による定常解析データの公開が開始された。

GEONET の大きな役割は 3 つであり、1 つ目は高精度な測量の基準の提供であり、電子基準点は測量の既知点として利用できるので、既知点での観測が不要となり効率的な測量が行える。2 つ目は位置情報サービスの支援であり、電子基準点のリアルタイムデータは高精度測位のために必要な補正情報の生成等に利用される。3 つ目に地殻変動の監視であり、GEONET では各電子基準点の日々の座標値(緯度、経度、高さ等)を計算し、ウェブからそれらの値を提供している。この座標値の変化を監視することで、プレート運動、地震、火山活動等に伴う地殻変動を把握することが出来る。

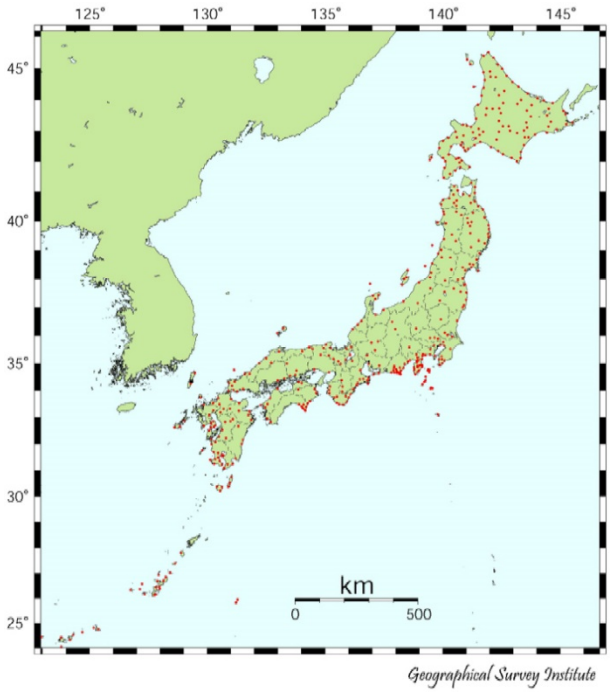


図 1.1 GEONET を構成する電子基準点（赤い点）の配置図 (国土地理院ＨＰ)

1.3 上下時系列解析

本研究では、GNSS 連続観測システムである GEONET の、1996－2017 年の約 20 年間分にわたる上下変動データを用いた。本節で扱う上下成分は、GNSS 連続観測システムによる位置決定精度において水平成分に比べて低く、さまざまな影響による季節変化成分も大きい。しかし長期間のデータを解析することによって、その間の変動速度を比較的精度良く求めることが可能である。測位解は、国土地理院から提供される F3 解を使った。アンテ

ナ交換に伴うアンテナ位置のステップ状変化については国土地理院から提供されている補正値をそのまま適用した。GEONET の上下変動の生データに直線変化と季節変化（年周成分と半年周成分から成る）を仮定してフィットさせることにより、電子基準点ごとに時系列解析を行った。本研究の解析では電子基準点の基準局として特定の局を固定することはせず、F3 解の上下位置の時系列をそのまま解析する。GEONET の局位置は ITRF (International Terrestrial Reference Frame)に準拠しているため、上下位置の変化は地球重心に対する動きとして求められる。上下位置を Up とすると、ここではそれを時間(単位年)を t として以下のモデルに当てはめる。

$$\mathrm{Up} = \boldsymbol{a}t + \boldsymbol{b} + \boldsymbol{c}\cos(2\pi t) + \boldsymbol{d}\sin(2\pi t) + \boldsymbol{e}\cos(4\pi t) + \boldsymbol{f}\sin(4\pi t)$$

上記の式に含まれる a-f の 6 つのパラメータを最小二乗法で推定することで上下変動のモデルが求まる。a は平均的なトレンドを示し、c と d の項が年周変化、e と f の項が半年周変化、c–f の 4 つの項を合わせたものが季節変化成分である。以下の図は時系列解析の結果の例である（図 1.2）。

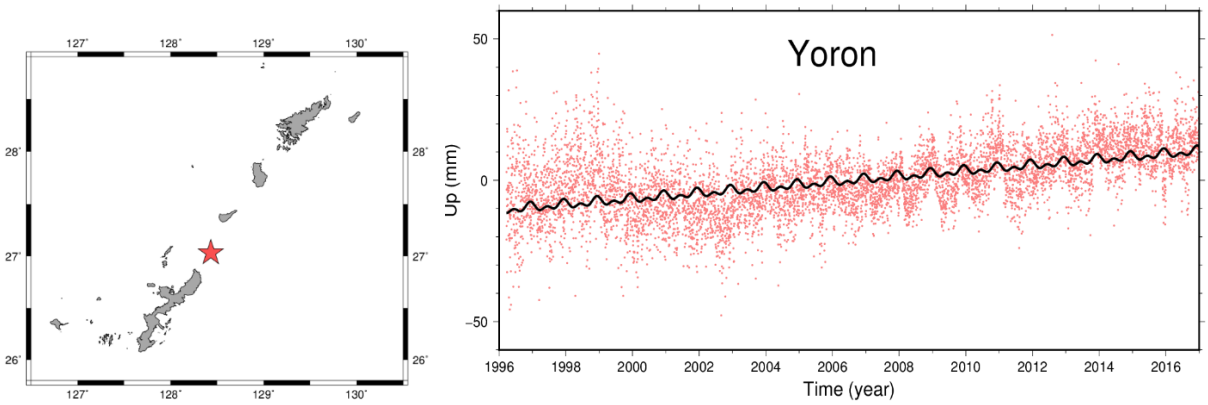


図 1.2　与論島における上下変動の時系列解析。左図の星印が与論島を示す。右図の赤い点が一日ごとの生データ、直線変化と季節変化を仮定して全体にフィットさせたモデルが黒い曲線である。

1.4　西南日本の上下速度

前節で紹介した手法で解析した西南日本の上下速度の結果を図 1.3 に示す。各電子基準点における上下速度をカラーバーが示すスケールで示した。また、GNSS のデータは 1996-2017 のうち精度の良い 2003 年以降を用いて計算を行った。まず、四国付近で大きく上下変動している（南海トラフに近い点で沈降、少し離れると隆起、大きく離れると変動は小さくなる）ことが分かるが、これは南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込み

に伴って生じるプレート間カップリングによるものであることが知られている(岩佐、2016卒業論文)。

一方で、海溝から遠く離れた五島列島で隆起が見られ、またプレート間カップリングがほとんどないと考えられている琉球弧においても多くの点で有意な隆起がみられる。琉球弧南西部においても顕著な隆起が見えるが、その起源については詳しく知られていない。本研究では琉球弧南西部を取り上げ、その地域の隆起について着目した。

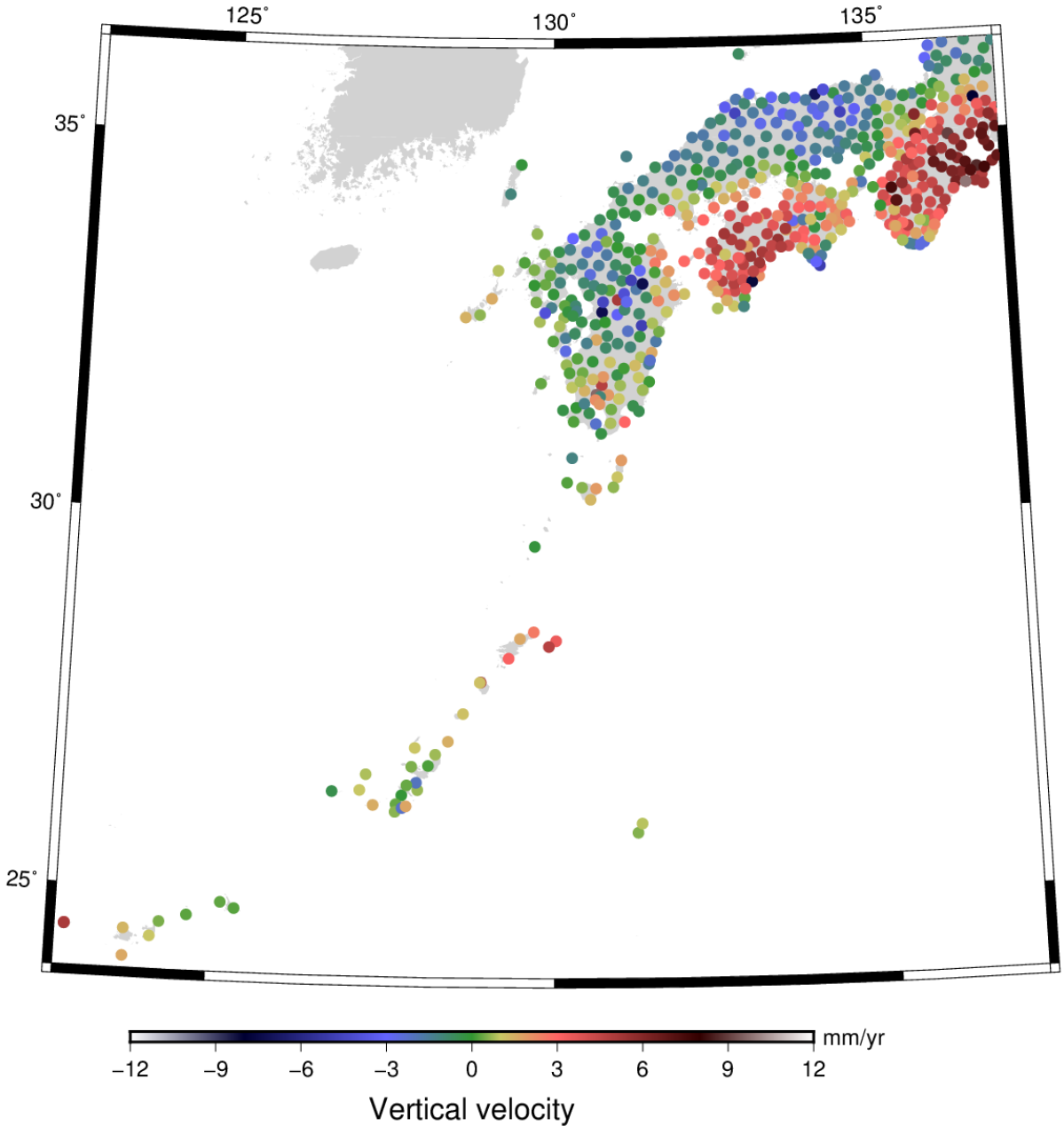


図 1.3 GNSS データを用いた西南日本の GNSS 点の平均的な上下速度。
赤が隆起、青が沈降を意味する。

1.5　琉球弧南西部について

1.5.1 琉球弧南西部の上下速度

琉球弧南西部（先島諸島）の GNSS 点の上下位置の時系列を図 1.4 に示す。そこから、これらの島々が全体的に隆起していることが分かる。特に、最西端の与那国島（950499）では約 5 mm/yr と大きな速度で隆起をしており、この隆起速度は東にいくほど小さくなる。先島諸島で最も東にある宮古島の電子基準点では、上下速度がほぼゼロである。これらの隆起の原因を探るため、次の章ではそれぞれの島における上下速度と水平速度を比べてみる。

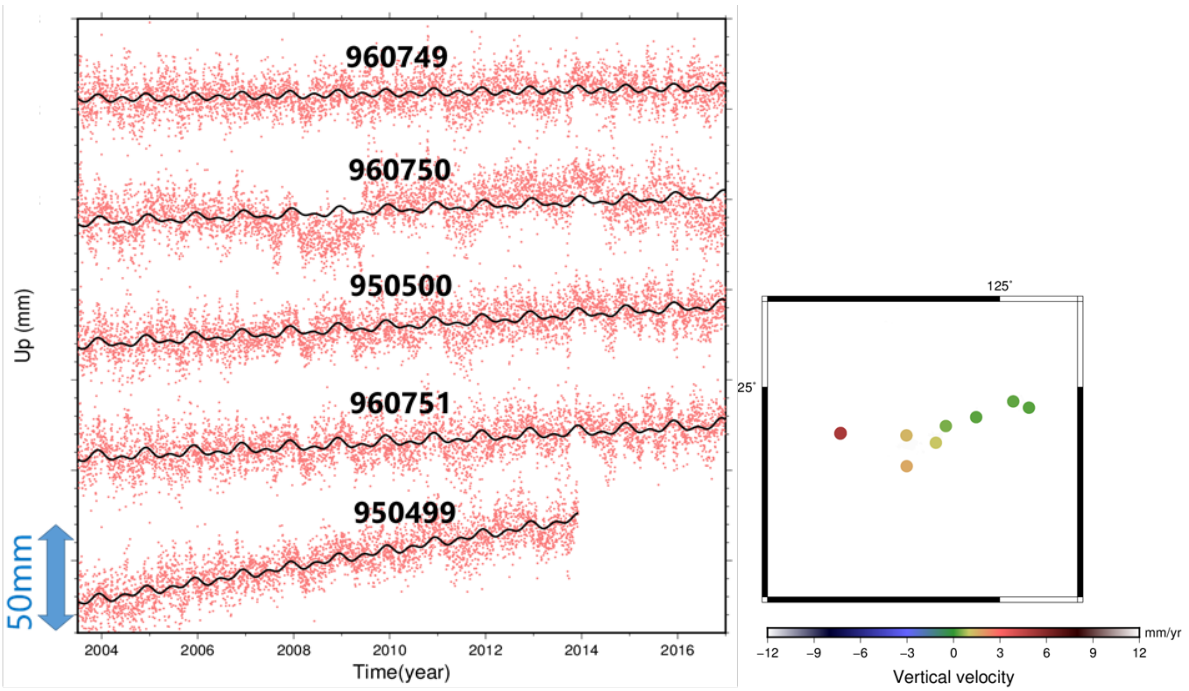


図 1.4　先島諸島における GNSS 点の上下位置の時系列（左）と、平均上下速度（右）。右の上下速度を示す図の中で、西側の電子基準点（与那国 950499）から順に、左図で下から上に並べた

1.5.2　琉球弧南西部と沖縄トラフ

琉球弧の北西には沖縄トラフと呼ばれる舟状海盆が広がっている。沖縄トラフは、琉球海溝から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み、その結果生じている活動的な背弧拡大の軸であると考えられている。沖縄トラフは九州西方から台湾近海まで、南西諸島・琉球諸島の西側に円弧状に沿って伸びており、長さ約 1,000 km、幅約 200 km、最も深い部分で深さ約 2,200 m である。沖縄トラフは約 100 万年前から拡大を開始したと言われ（Miki, 1995）、GNSS 観測によると現在では南西部で拡大速度が約 50 mm/yr であり東に向けてその速度は減少していく（図 1.5）。

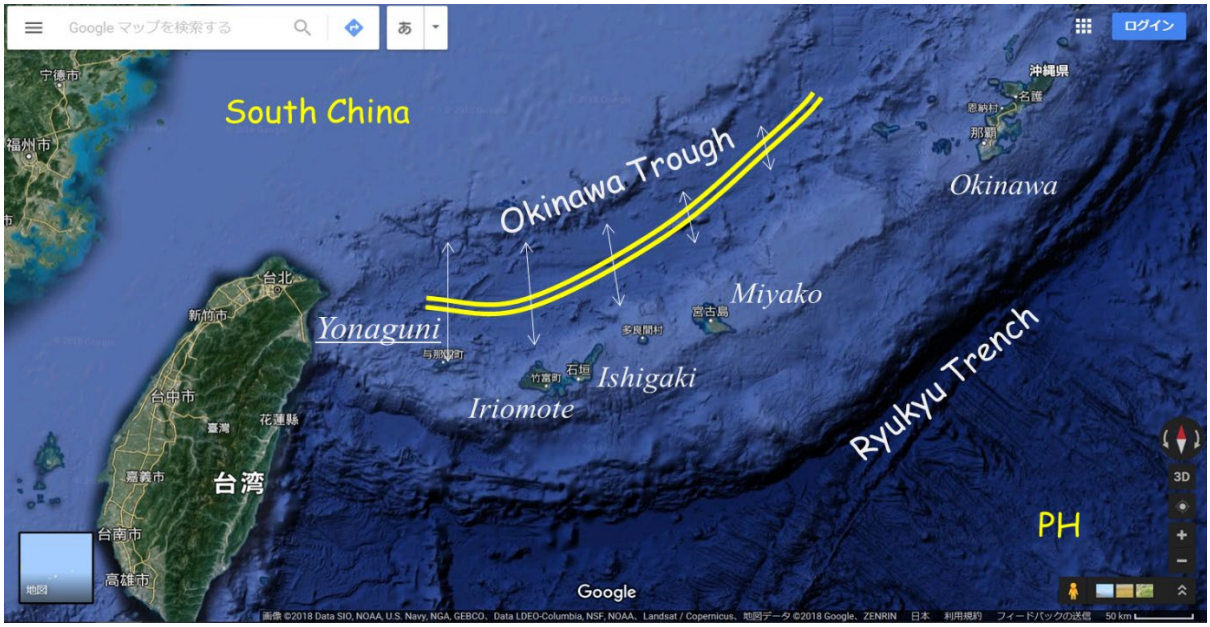


図 1.5　沖縄トラフでの背弧拡大は琉球弧の水平速度に影響を与えている。沖縄トラフの拡大速度は西ほど速いため、琉球弧の南向き水平速度は与那国島で最も速く、東にいくほど遅くなっていくことが GNSS 観測から知られている（図 1.6）。

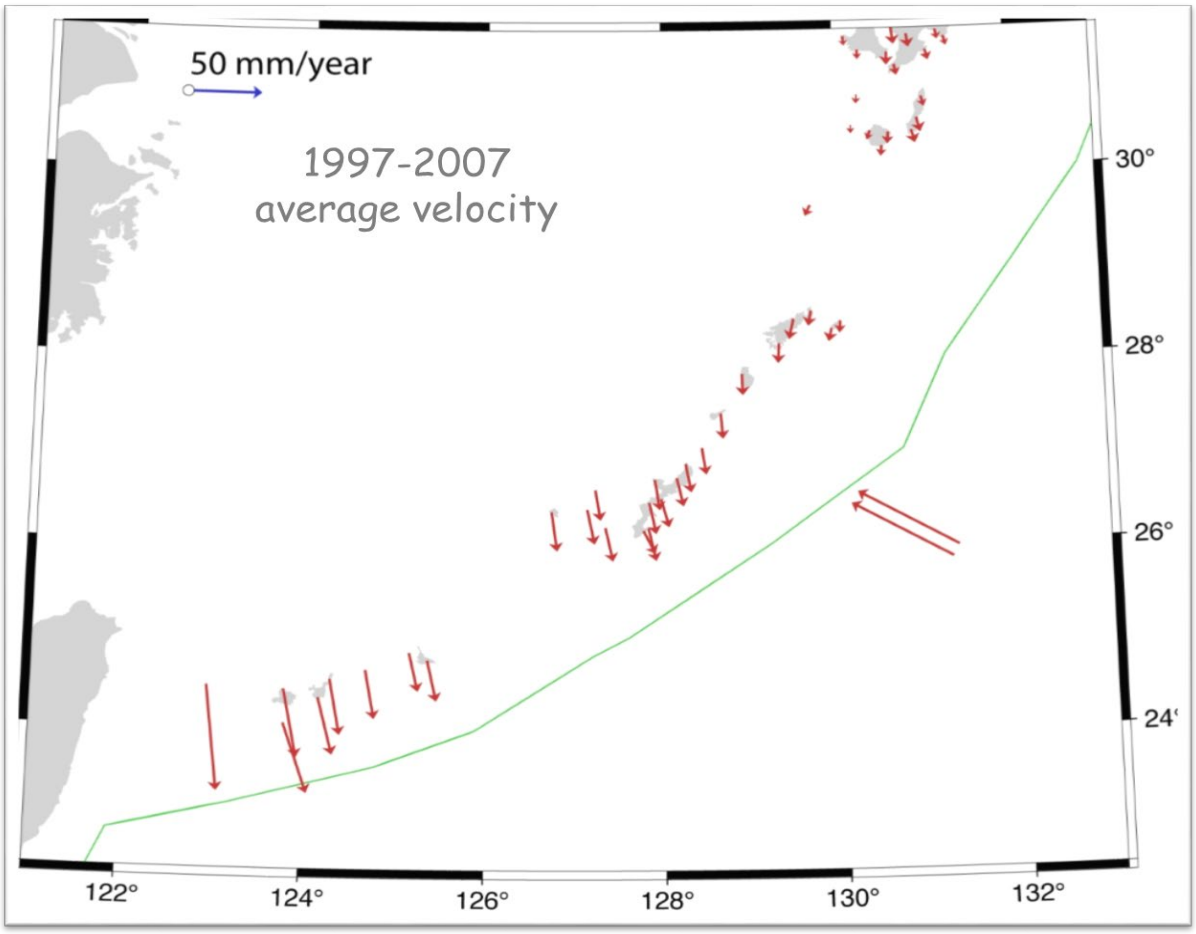


図 1.6 琉球弧の GEONET 点の水平速度(1997-2007)、固定点は取らず、ITRF の速度基準系に準拠している。

次に、琉球弧南西部の隆起速度を南向き速度と比較してみる。南向きの速度は沖縄トラフの拡大速度を反映して西にゆくほど速いが、琉球弧の隆起速度も西側で速い。背弧拡大による水平速度をみるために琉球弧中部にある与論島を固定点とし、水平速度と隆起速度の関係を図 1.7 にまとめた。そこから、琉球弧南西部の隆起速度と南向き速度には明瞭な相関があることが分かる。このことから、本研究では沖縄トラフでの背弧拡大と琉球弧南西部の隆起が密接に関係していると考え、そのメカニズムを探る。

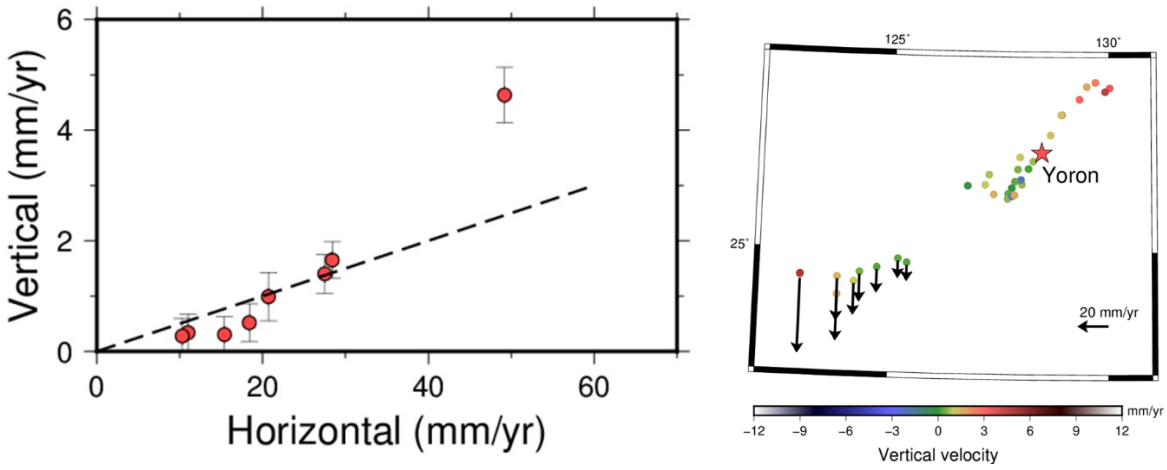


図 1.7　琉球弧南西部（先島諸島）にある GEONET 点の南向き速度（横軸、与論島基準）と隆起速度（縦軸）の関係（左）。エラーバーは速度の推定誤差を示す。両者は破線で示されるような比例関係にあるように見える。右図に上下速度を色で、水平速度を矢印で地図上に表している（用いた GNSS データは 2003-2017）。

1.6　先行研究

Tu & Heki (2017)は 1997-2016 にかけての約 20 年間に琉球弧南西部西表島直下で約半年ごとに発生した 38 のスロースリップイベント（SSE、Slow Slip Event）を、GNSS データを用いて調べた。沖縄トラフにおける背弧拡大は琉球弧を琉球海溝方向に移動させ、フィリピン海プレートの北上と合わさった高い収束速度で海溝に沿った沈み込みが生じている（Heki & Kataoka, 2008）。Tu & Heki (2017)は、これらの SSE の累積すべり量が 2003 年と 2013 年に一時的な加速を行ったことを見出した（図 1.8）。また彼女らは累積すべり量が加速する時に沖縄トラフで顕著な群発地震が起こっている（図 1.9）ことから、沖縄トラフで背弧拡大事件が十年程度の周期で間欠的に起こり、それに続く上部マントルの粘性緩和による応力拡散によって、琉球弧南西部の島々の南進速度が十年程度の周期でゆらいでいると考えた。

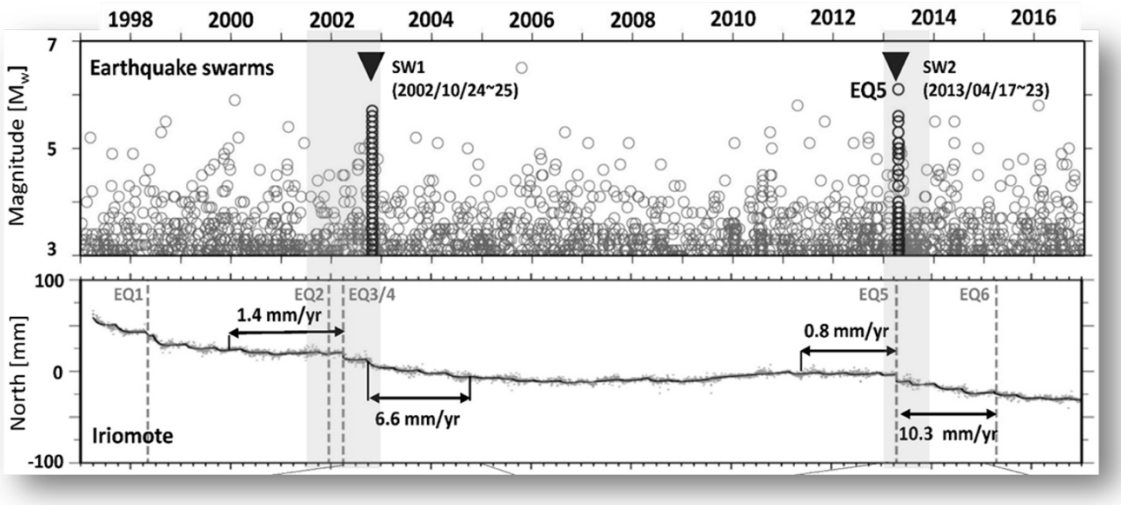


図 1.8　琉球弧の群発地震（上）西表の北向き水平変動（下） (Tu & Heki, 2017)。上図の群発地震の位置は図 1.9 参照。2 つの三角形は 2002 年と 2013 年の群発地震（SW1 と SW2）を表し、この島の南向きの動きは、SW1 と SW2 の後に有意に加速していることがわかる。EQ1-6 は SSE 以外の通常地震の発生を示す。

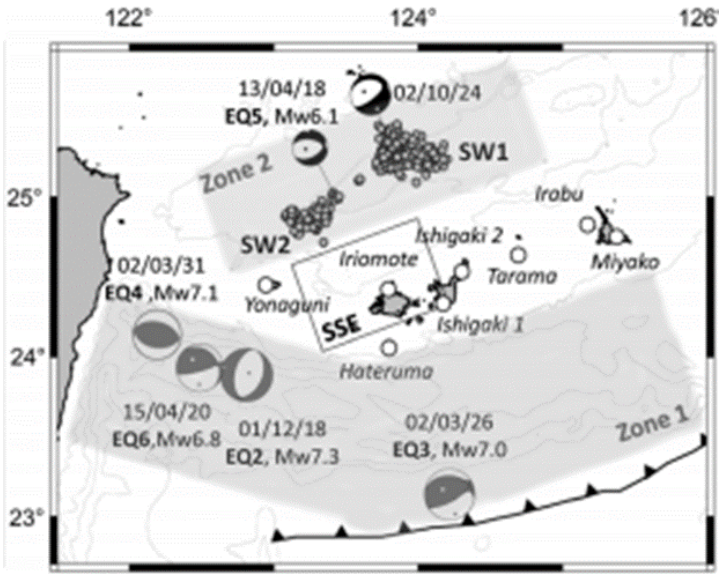


図 1.9　EQ1～EQ6 は SSE 以外の通常地震、灰色の丸はマグニチュード 3 以上の地震の分布を示す(Tu & Heki, 2017)。長方形は西表 SSE の断層である。6 つの比較的大きな地震（EQ1～EQ6）については灰色のビーチボールで発生メカニズムを示す。沖縄トラフにおける 2 つの群発地震（SW1 と SW2）は背弧拡大事件の発生を意味する。白丸はこの研究で使用された GNSS 観測所を示す。

1.7　本研究の目標

琉球弧の北西の沖縄トラフでは活発な背弧拡大が起こっており、拡大速度を反映する琉球弧南西部の南向き速度とそれらの隆起速度の間に明瞭な相関があることが分かった。本研究では琉球弧南西部の隆起も沖縄トラフで繰り返す拡大事件に起因すると仮定して、数値計算によるモデル化を試みた。

背弧拡大の素過程は岩脈の貫入であるが、それに伴う弾性変形によってトラフ軸から約 60 km 離れた与那国島でも水平と上下の変位が岩脈貫入と同時に生じる。さらに上部マントルの流動による粘性緩和に伴ってゆっくりした地殻変動が継続する。本研究では、実際の琉球弧南西部の動きは、過去に十年ごとに繰り返した無数の拡大事件（岩脈貫入）の弾性応答と、ゆっくりした粘性緩和による地殻変動がスタックされたものと考える。本研究ではさらに様々なパラメータの値を変えて、現在の琉球弧の隆起をこのモデルで説明できるか否かを検討した。

2　解析手法

2.1　背弧拡大による地殻変動

まず背弧拡大がどのような地殻変動をもたらすかについて考える。背弧拡大の基本プロセスは岩脈の貫入（開口割目）であり、地殻変動の水平方向と垂直方向の両方に変位をもたらす（図 2.1）。ここでは岡田モデル(Okada, 1992)を用いて、半無限弾性体における岩脈貫入による変形を考える。図 2.2 は開口幅 1 m・深さが 20 ㎞から地表までの岩脈が貫入したときの地表の動きを、岩脈からの距離の関数として示している。図 2.2 から拡大境界付近では水平と上下の変動比が約 3:1 となっていることが分かる。本研究で対象とする先島諸島は沖縄トラフの軸から約 60 ㎞離れているため、岩脈から遠く離れた点の変位に着目する。第 1 章図 1.7 より琉球諸島では南向きの変動に対する隆起の比率が平均して 0.07 程度であった。図 2.2 で 60 ㎞離れた点の変位を読み取ると、水平変位に対する隆起が極めてわずかであり、岩脈貫入による弾性応答だけでは先島諸島の速い隆起を説明できないことが分かる。

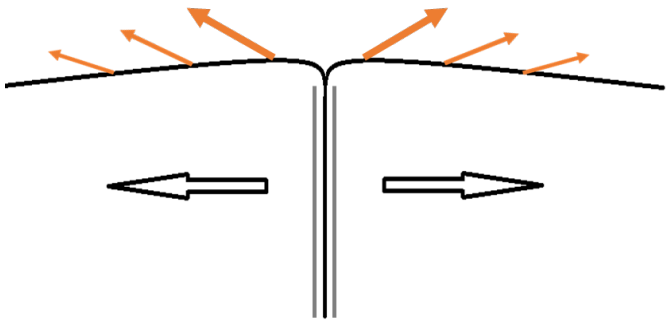


図 2.1　背弧拡大（岩脈の貫入）による地表変位のイメージを赤い矢印で表したもの。岩脈から離れる方向の水平の動きに加え隆起がみられる。隆起は岩脈から離れると急速に小さくなる。

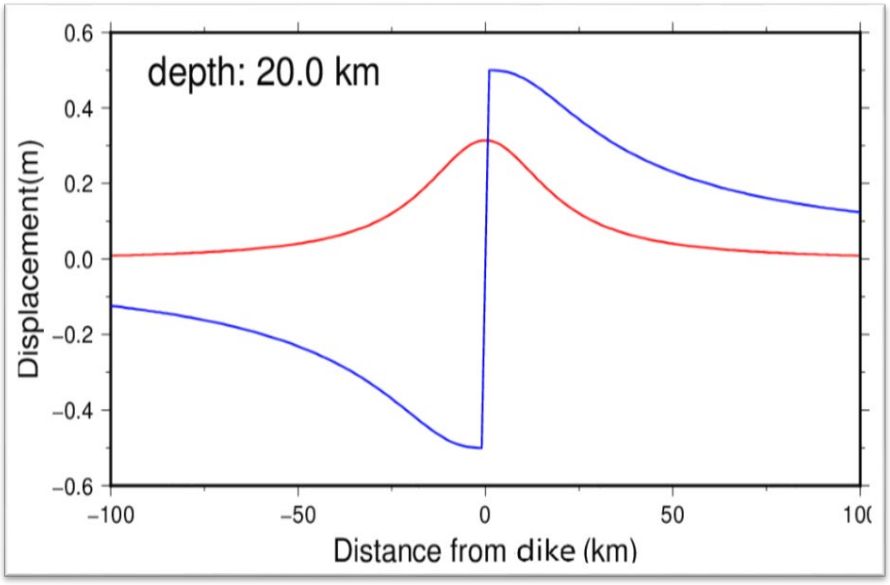


図 2.2 岡田モデル(Okada, 1992)を用いて計算した幅 1 m、深さ 20 km の岩脈が半無限弾性体に貫入したことによる地表変位。**赤い線が上下、青い線が水平を示す**

2.2 粘弾性応答と時間発展の計算

先島諸島の速い隆起を説明するためには、岩脈貫入による弾性応答だけでは不足であり、岩脈貫入後の粘性緩和を考慮する必要がありそうである。本研究では、京都大学防災研究所の深畑幸俊博士らが開発したソフトウェア（Fukahata & Matsu'ura, 2005; Hashima et. al., 2008）を使用し、弾性上層と粘弾性下層からなる 2 層構造を想定し（図 2.3）、様々な距離での粘弾性応答と時間発展を計算した。

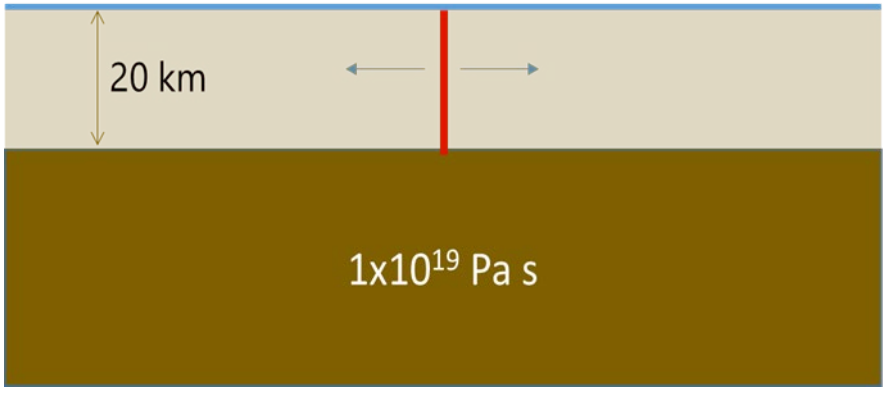


図 2.3 粘弾性 2 層構造における岩脈貫入とそれに続く粘性緩和を計算する。岩脈の深さは 20 km、長さ 60 km、上層は弾性体、下層はマクスウェル粘弾性体とし、その粘性係数は 10^{19}（Pa・s）と仮定する。

図 2.4 は上記の状況下で岩脈貫入直後および 10 年後、1000 年後の水平および上下変位を

計算したものである。水平変位が時間とともに増えるのは、アセノスフェア中のせん断応力が緩和して液体の状態になる経過を見ていることに相当する。当初の三次元の半無限弾性体中の力学的な平衡（つり合い）状態から二次元の薄い板の内部の力学的平衡に遷移するのである。また鉛直変位の時間変化はこの図からは見づらいが、当初の岩脈近傍の大きな隆起が時間とともに沈降してゆくのも下層の流動によるものである。

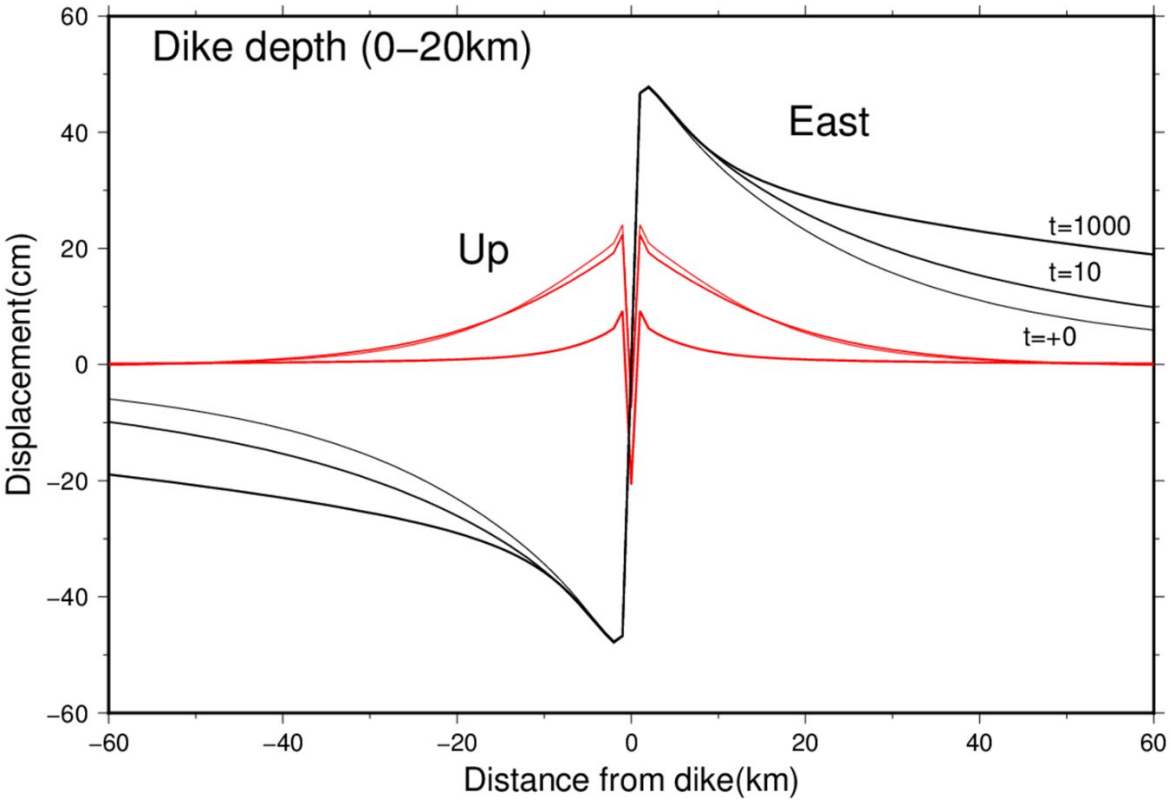


図 2.4　岩脈貫入とその後の地表変位を、図 2.3 のような二層構造を仮定して、三つのエポック（貫入直後、十年後、千年後）で求めたもの。直後の変位は弾性応答に相当し、下層の粘性流動によって変位が時間発展する。

3　結果

前節の方法を用いて、トラフ軸からの何種類かの距離の点を取り上げ（10 km, 20 km, 40 km, 60 km, 80 km)、それらの点における変位の三百年間における時間発展を計算したものを図 3.1 に示す。水平変位は即時的な弾性応答に引き続いて 50 年～100 年程度の時定数で粘性流動によってゆっくり変動している。また上下変位では岩脈貫入による大きな隆起が時間経過とともに元に戻っていく様子が分かる。

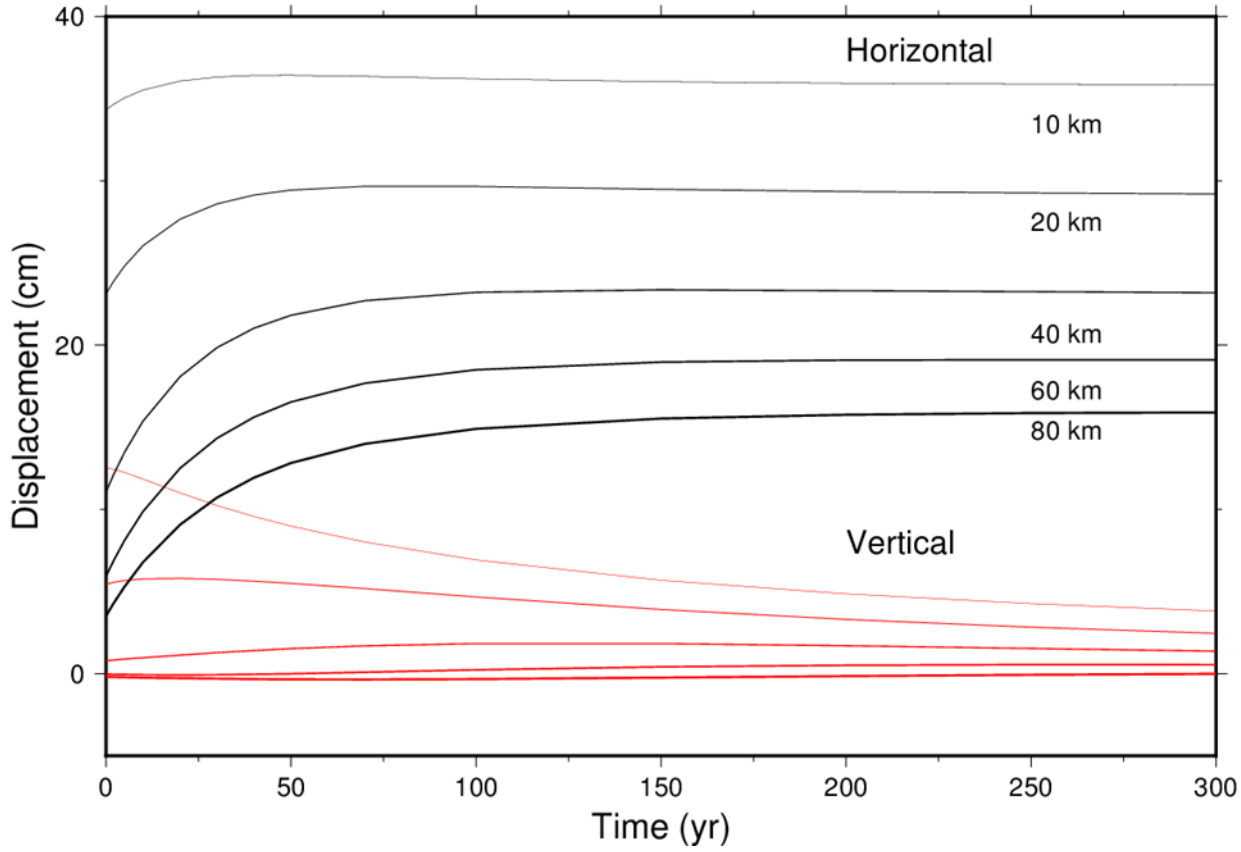


図 3.1 岩脈貫入による地殻変位（赤：鉛直、灰色：水平）の三百年間の時間発展を、トラフ軸から様々な距離の点において計算した結果。粘性緩和による時定数数十年のゆっくりした変動がいずれの成分でも顕著である。

図 3.2 は図 3.1 と同じ計算結果を、時間軸を対数にとって表示したものである。その図のなかで、先島諸島と琉球トラフの距離を想定した 60 ㎞離れた地点の鉛直変位に注目すると、岩脈緩急から数十年から 100 年経った後に隆起することが分かる。これは弾性応答では距離が遠いため届かなかった岩脈貫入による隆起が、時間経過とともに隆起域が拡大（最大の隆起量は減少してゆく）することによって、遠方では時間遅れを伴った隆起が生じることに起因する。

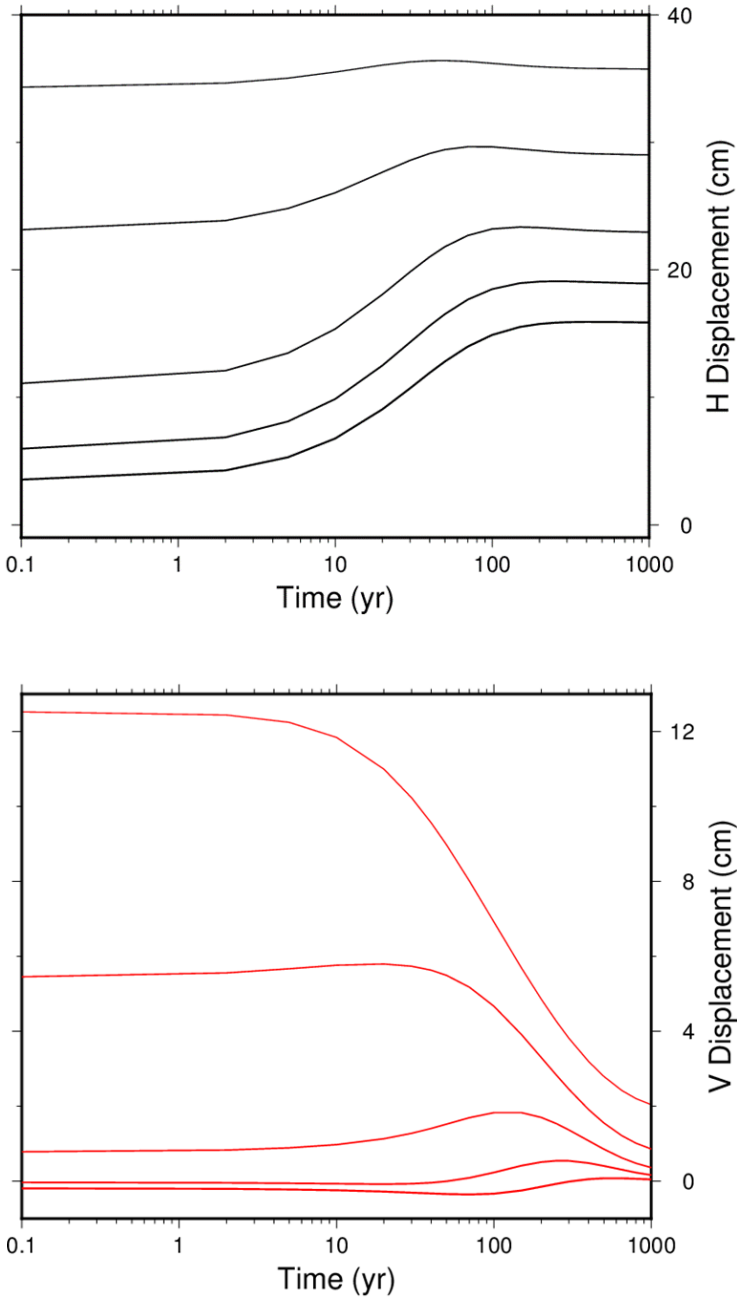


図 3.2　図 3.1 のデータを、時間軸を対数に取ってプロットしなおしたもの。上図が水平、下図が上下。それぞれ上の線から順に、トラフ軸から 10-20-40-60-80 k m離れた点での変位を示す。下層の粘性を変えた時にこれらの曲線がどのように変化するかが図 3.4 に示されている。

図 3.1, 3.2 が示唆するように、岩脈貫入時に岩脈付近（トラフ近傍）では地表は隆起するが、時間経過ともにゆっくりした沈降に転じる。一方岩脈から十分離れた地点は岩脈貫入時の変動はほぼゼロであるが、時間とともに岩脈近傍の大きな隆起域が下層の粘性流動に伴って空間的に拡大してゆく過程でゆっくりした隆起が生じる。沖縄トラフの背弧拡大は一度だけのイベントではなく、十年程度の間隔で繰り返していることが測地学的および地震学的に

わかっている。その個々の拡大事件による地表変位が積み重なった結果が、先島諸島の永年的な地殻変動として見えていると本研究では考えた。図 3.3 に示すように、多数の繰り返す拡大事件による粘弾性応答の積み重ねで与那国島を始めとする先島諸島の速い隆起が説明できるかを以下で考察する。また、下層の粘性を変えた際の水平変動の振る舞いを図 3.4 に比較する。粘性が一桁変わるごとに粘性緩和による地殻上下変動の起こる時間スケールが一桁変わることがわかる。

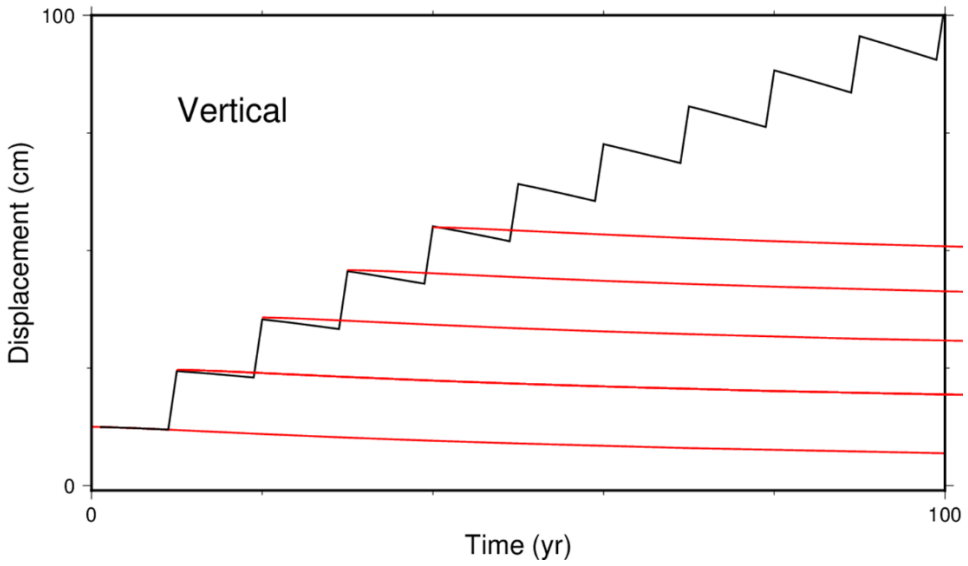


図 3.3 約十年間隔で繰り返し起こる岩脈貫入のゆっくりした粘弾性応答が積み重なる様子を示す図。百年間に十回起こった拡大事件の個々に対する応答が赤い線で、それをスタックしたものが黒い線である。比較的トラフ軸に近い点を想定しており、岩脈貫入時の弾性応答に相当するジャンプ（瞬間的な隆起）とゆっくりした沈降から構成される。トラフ軸から離れるに従って前者は小さくなり、かつ後者は隆起に転じる（図 4.1）。

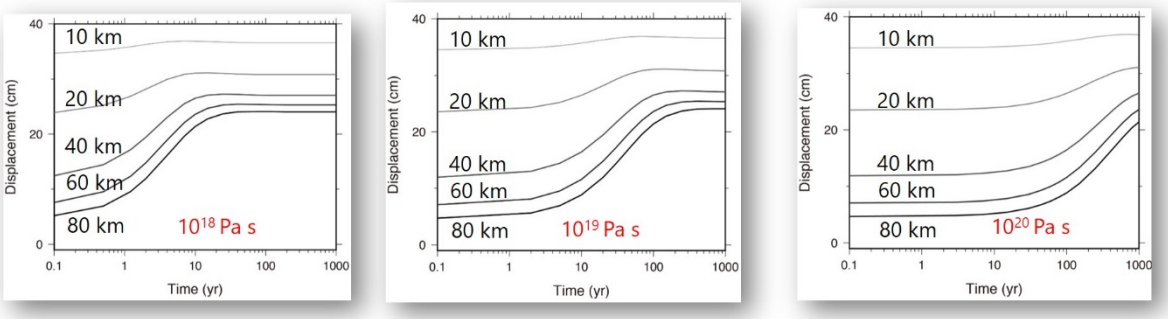


図 3.4 図 3.2 の上で示した、トラフ軸から様々な距離の点における、水平変動の時間変化を、下層の粘性を標準の 10^{19}Pa s（中）から一桁小さく（左）、また大きく（右）したもの。

4　考察

図 3.3 で示した、繰り返す岩脈貫入に対する粘弾性応答による地表の上下変動を、トラ

フ軸から色々な距離の点をとってより長期間にわたってプロットしたものが図 4.1 である。平均的な上下速度はトラフ軸に近い点でより速く、拡大事件の繰り返しが始まってから隆起速度が時間経過により小さくなっていくことが分かる。また隆起はトラフに近い地点では間欠的であり、トラフから離れるに従って連続的になる。

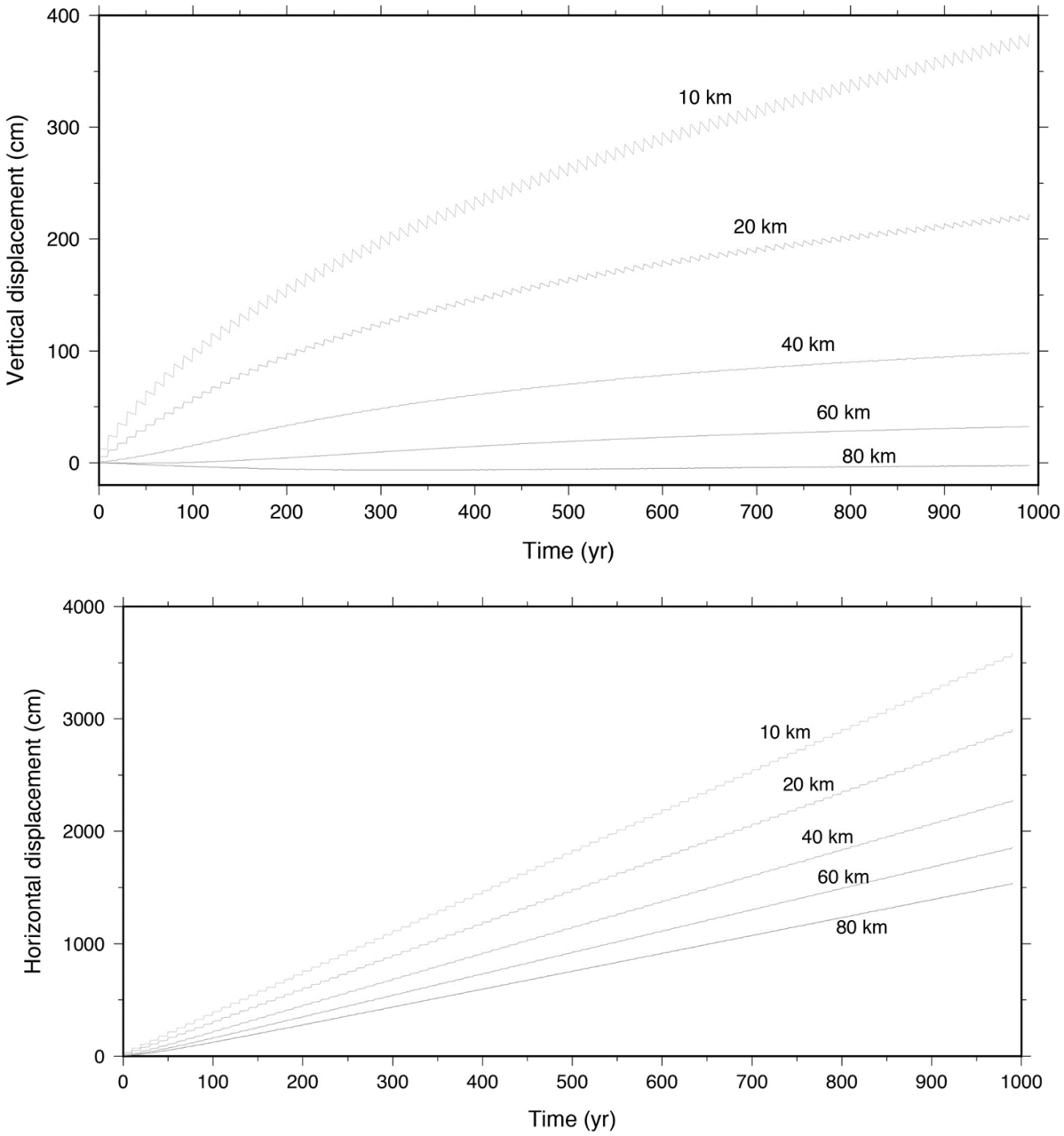
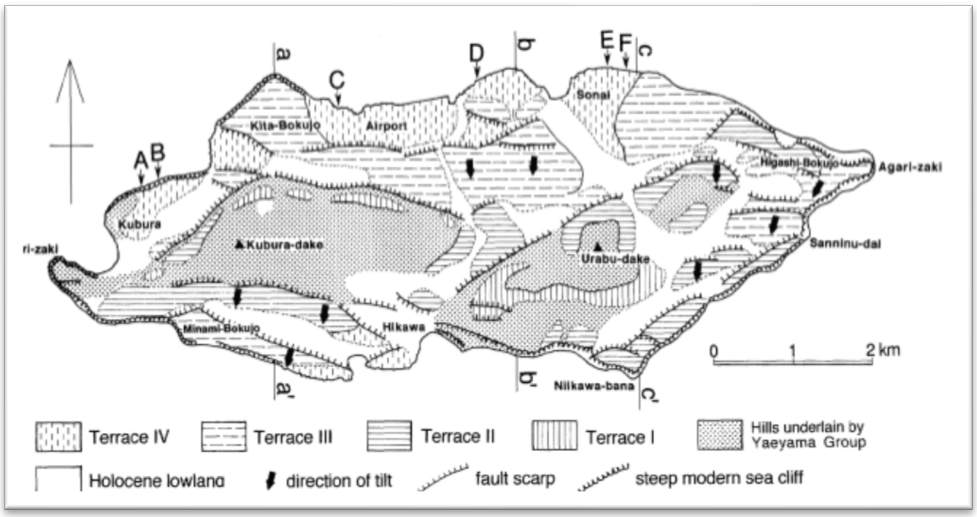


図 4.1　10 年ごとに繰り返される岩脈貫入による地表の変位を、図 3.3 と同様にスタックして推定したもの。上の図が上下、下の図が水平の動きを示す。数字はトラフ軸からの距離であり、先島諸島の場合は約 60 km の曲線に相当する。60 km 地点での鉛直速度は水平速度の 1/50 程度にしかならず、現実に観測されている隆起はこのままでは説明できない。

水平変動も平均速度はトラフ軸に近い点でより速いが、拡大事件繰り返しの開始からの時間経過によらず一定の速度であることが鉛直成分とやや異なる。ここでは、平均的な水

平速度ではなく、上下と水平の速度比率に注目する。現在のモデルは岩脈の幅についてarbitrary な仮定に基づいており、最終的にそれを現在見られる水平速度に合わせて何倍かすることは容易だからである。一方水平変動と鉛直変動の比率は岩脈の貫入量によって変えられないからである。図 4.1 から読み取った、トラフ軸から 60 ㎞の距離の点での隆起速度と水平速度の比は 0.02:1 程度であり、実際に先島諸島で観測されている比の 0.1:1 に比べて隆起速度水平速度よりかなり小さくなってしまう結果となった。

では、水平と上下の速度比を現在観測されている値に一致させる解はあるのだろうか。図 4.1 に示すように、拡大事件の繰り返しが始まってから数百年は速い隆起がみられるが、千年ほど経つと隆起速度は小さくなってしまう。下層の粘性を下げると速い隆起が続く期間は短くなり、粘性を上げるとその期間は長くなる。しかし下層の粘性を非現実的に上げることは不適切であろう。これらを考慮すると、現在見られる先島諸島の速い隆起は一過性のものである可能性が高い。すなわち現在が、図 4.1 で見るような繰り返し拡大事件が始まってから千年以内の速い時期に相当するという考えかたである。しかし沖縄トラフの拡大自体は約百万年前から始まっており(Miki, 1995)、数百年前に始まった新しい現象ではない。可能性があるのは、沖縄トラフの拡大速度に数百年以上の時間スケールで拡大速度にゆらぎがあり、現在が加速されて間もない時期に相当するという仮説である。



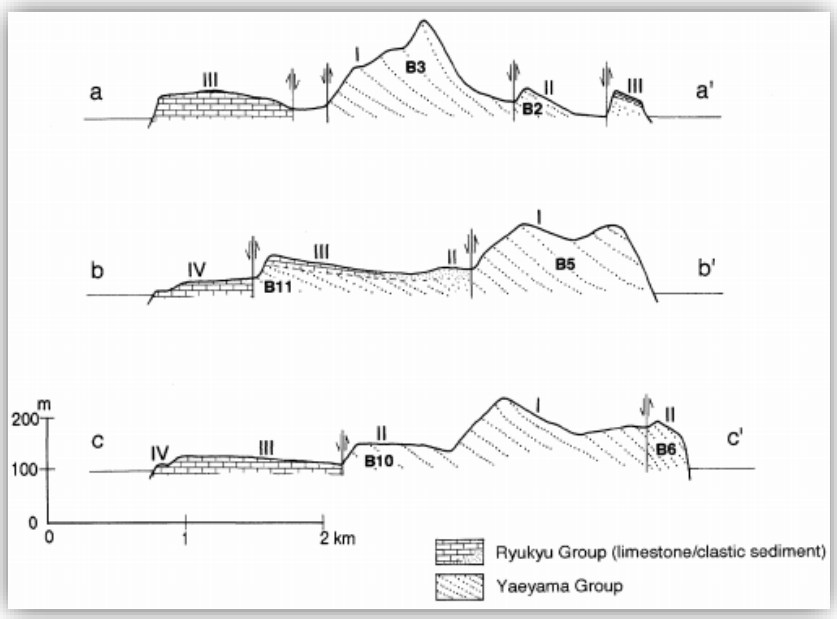


図 4.2 与那国島の地形(Omura et al., 1994)。上の図は海岸段丘の分布を示し、アルファベットで示す地点(a-a', b-b', c-c')の地形断面を下の図に示している。

ここで与那国島の地形的・地質学的な背景（Omura et al.,1994）から、隆起速度が過去どのように推移してきたかについて考えてみる。図 4.2 は与那国島の地形を示しており、島全体が一様に隆起しているのではなく、細かい単位で隆起していることが、島が複数のテラスから構成されていることから分かる。

図 4.3 は与那国の地形プロファイルを示しており、この土地で育ったサンゴ礁の年代測定によって与那国島が隆起してきたことが分かる。しかしテラス上のサンゴ礁の年代はせいぜい 10-20 万年前程度であり、沖縄トラフが拡大を始めた百万年前に比べると比較的新しい年代を示す。また、現在測地観測で見えている 5 mm/yr という速度で沖縄トラフ拡大開始の約百万年前から隆起が続いていたとすると、これまでに約 5000 m 隆起したことになる。現在先島諸島が大山脈となっていないことから、隆起速度は過去百万年の間一定であったことはあり得ない。すなわち与那国の隆起は空間的、時間的にかなり不均一であるという自然な結論が得られる。

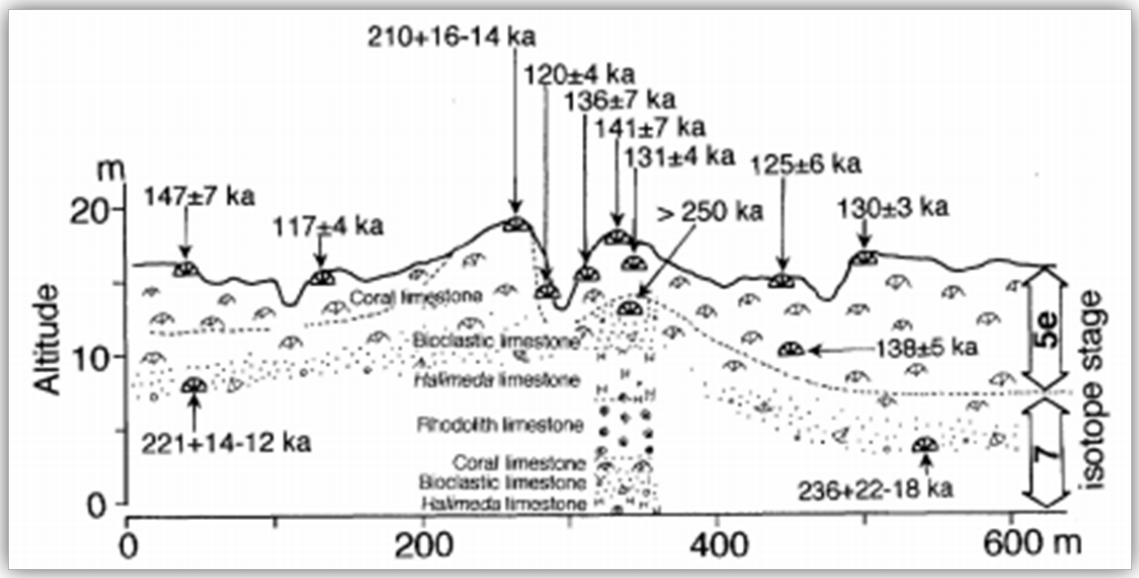


図 4.3 与那国島の西北にある久部良地区において現地性のサンゴ礁から得られた様々な年代(Omura et al., 1994)。上位の同位体ステージ 5e の層の年代は 114 ± 7 ~ 147 ± 7 ka、下層の同位体ステージ 7 の層の年代は 201 （誤差は上下非対称で+13 および–12）ka から~ 236 （同じく+22 –18）ka と考えられている。

次に、与那国の隆起が空間的時間的に均一でないことを考慮し、現在が一時的に背弧拡大の加速している時期にある可能性を考える。図 2.3 で示す二層構造の地殻に岩脈貫入事件が繰り返したときの地表変位の時系列が図 4.1 であるが、その最初の数百年の間は隆起速度が一時的に高まることがわかる。現在が丁度その時期に相当する可能性である。60 ㎞地点の隆起に関して、横軸 200-300 年の部分を拡大したものが図 4.4 である。この時期の水平速度に対する上下速度の比率は 0.03 と観測結果の 0.05 に近い値を示す。このことから、沖縄トラフの拡大が過去数百年の間に加速したとすると、現在の速い隆起速度が説明できることがわかる。

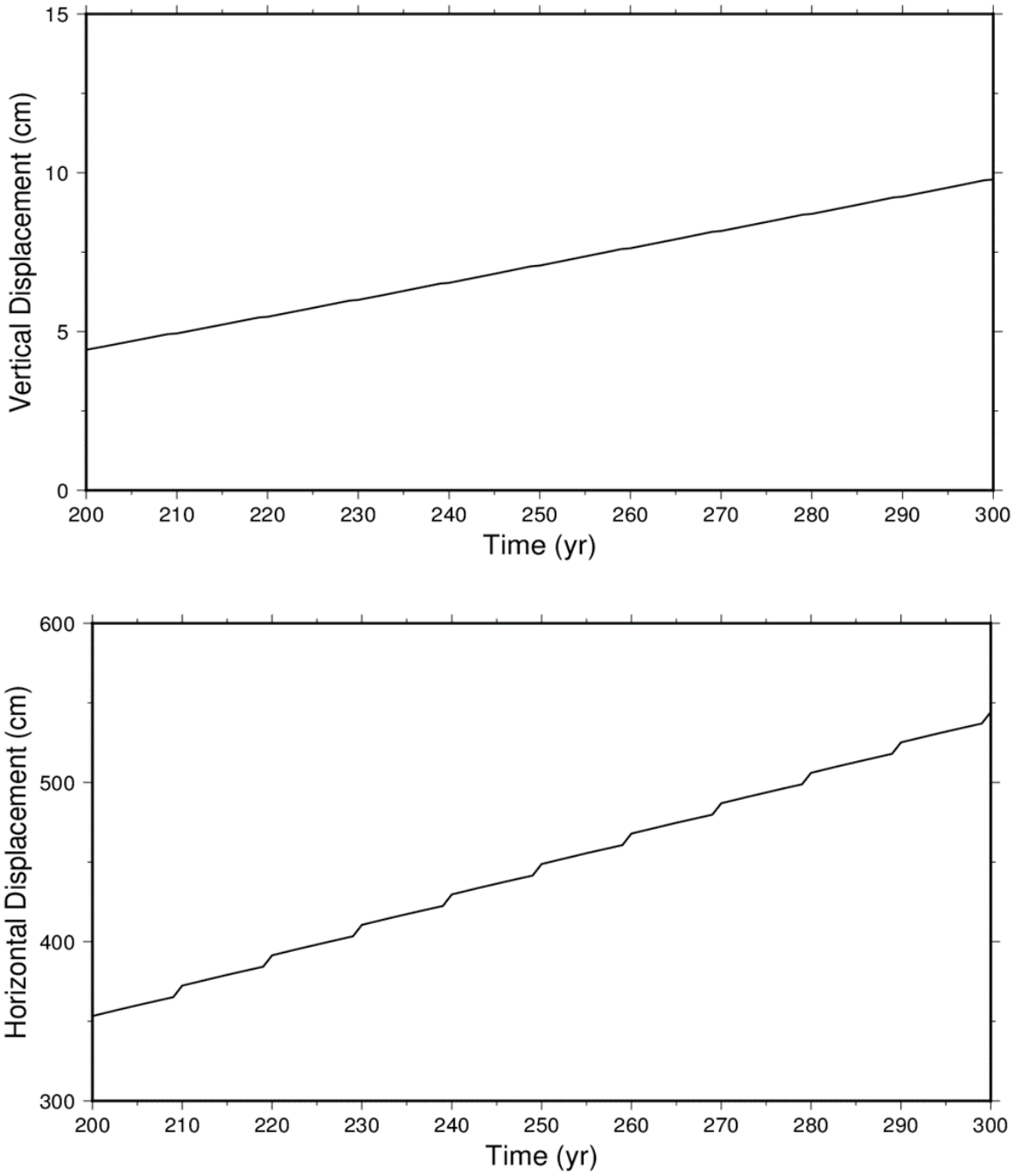


図 4.4　図 4.1 の横軸 200-300 年の部分を切り出して拡大したもの。トラフ軸からの距離は 60 km のものを選んだ。上に示す隆起と下に示す水平の速度を比べると、現在先島諸島で見られる水平速度と隆起速度の比に近いことがわかる。

5　まとめ

GNSS 観測により琉球弧南西部において最大で年間 5 mm に及ぶ顕著な隆起が観測されているが、その原因はこれまでに知られていなかった。我々は、琉球弧南西部の隆起は沖

縄トラフにおける背弧拡大による琉球の南向きの水平速度に比例していることを見出した。地殻変動と地震活動の観測から、沖縄トラフの背弧拡大は 10 年ごとに拡大事件として繰り返し起こっていると考えられる。そこで本研究では、琉球弧南西部の顕著な隆起は沖縄トラフで繰り返される背弧拡大に起因すると考え、弾性体の上層と粘弾性体の下層から成る地殻構造を仮定し、個々の拡大事件に対する粘弾性応答が累積するとどのような地表変動がみられるかを数値計算によって明らかにした。その結果、沖縄トラフが拡大を始めた約百万年前から現在に至るまで定常的に隆起させることは困難であることがわかった。しかし、拡大事件の繰り返しが始まってから数百年間は速い隆起速度が持続することから、比較的最近（数百年の時間スケール）に沖縄トラフの拡大速度が加速するイベントがあったと仮定すると、現在みられる速い隆起が説明可能であることを見出した。最も速い隆起を示す与那国島の地質学的、地形学的、年代学的研究によると、隆起は時間空間的に極めて不均一であると考えられる。従ってこのような最近の加速は可能と考えられるが、他の独立な証拠による確認は将来必須であろう。

6　謝辞

本研究を進めるうえで宇宙測地学研究室の皆様をはじめ、固体系ゼミの皆様から多くのご指導、ご協力を頂きました。

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。全く知識のない私に、研究に関する初歩の初歩から丁寧に教えていただき、Linux の使い方についてもご指導頂きました。小さな質問に対しても詳しく答えて下さりました。修士課程に進んでからは就職活動等の為、研究への時間が十分でない日々が続きました、いつも丁寧に対応して頂きました。私が研究をするうえで日置先生には感謝の気持ちでいっぱいです。本当にありがとうございます。

7　参考文献

Fukahata, Y. & M. Matsu'ura (2005), General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, *Geophys. J. Int., 161*, 507-521.

Hashima, A., Y. Takada, Y. Fukahata, and M. Matsu'ura (2008), General expressions for internal deformation due to a moment tensor in an elastic/viscoelastic multilayered half-space, *Geophys. J. Int., 175*, 992-1012.

Heki, K. & T. Kataoka (2008), On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan, *J. Geophys. Res., 113*, B11402.

Miki, M. (1995): Two-phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu arc, *J. Geophys. Res., 100*, 8169-8184.

中川弘之他 (2008), GPS 連続観測システム(GEONET)の新しい解析戦略（第４版）によるルーチン解析システムの構築について．国土地理院時報．*118*．1－8.

Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am., 82*, 1018–1040.

Omura, A. et al. (1994), Tectonic history of Yonaguni Island, Southwestern Ryukyus, Japan, deduced from coral reef terraces and uranium-series dates of Pleistocene corals, *The Quaternary Res., 33*, 213-231.

Savage, J. C.(1983): A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone *J. Geophys. Res., 8*8, 4984-4996.

Tu, Yoko. & K. Heki (2017), Decadal modulation of repeating slow slip event activity in the southwestern Ryukyu Arc possibly driven by rifting episodes at the Okinawa Trough, *Geophys. Res. Lett., 44*, 9308-9313.