

南海・相模トラフでの海底圧力の年変動と  
地震発生季節性

Correlation Between Annual Variation of Ocean Bottom  
Pressure and Seasonality of Great Earthquake Occurrences  
Along the Nankai and Sagami Troughs

北海道大学理学部地球科学科  
宇宙測地学研究室

片岡 健

Space Geodesy Group, Division of Earth Sciences,  
School of Science, Hokkaido University

Takeshi Kataoka

2007年1月26日

## 要旨

以前から地震予知に関する議論が世間で度々話題となっている。中でも地震発生の時期的な偏向について数多くの研究がなされている。

特に、南海・相模トラフで過去に発生したマグニチュード 7.9 以上の大地震は、2007 年 1 月 26 日現在までに確認できるものとして 13 件あり、興味深いことにすべて 8 月から 2 月の 7 ヶ月間にのみ発生している。Ohtake and Nakahara (1999) はこのことについて統計的な検定を施したところ、その偏りが偶然によって起こり得る確率はわずか約 2% であると算出した。そしてその偏りを生む原因を大気圧の年変動に求めた。しかし、大気圧の年変動がプレート運動に寄与する応力の摂動は約 30 Pa であるが、量的に満足する  $10^3$  Pa には及ばないため、発生時期の偏向を生む原因を解明するまでには至らなかった。

本研究は、Ohtake and Nakahara (1999) の延長として、日本の験潮場で観測された潮位に年変動を確認できることから、地震の発生時期に偏向をもたらす原因を、プレートに直接かかる海底圧力に求めた。海底圧力の計算に関する詳しい研究は昨今まで進んでいなかったが、最近になって海洋大循環モデルの ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, <http://www.ecco-group.org/>) により、計算を可能にした。それによると、南海トラフ付近の海底圧力が 1 年の中で緩む時期は、地震の発生時期と一致する。しかし、その変動量は 300 Pa 前後であり、プレート間に寄与する応力摂動に換算するとその値は約 200 Pa となることから、Ohtake and Nakahara (1999) 同様、量的には満足できない結果となった。ただし、ECCO モデルが算出した海底圧力と海底圧力計によって計測した実際の海底圧力を比較すると、定性的な時間変化の特徴は概ね一致している一方、時間的な変動量に関しては ECCO モデルのほうが小さく見積もられているため、上記で示した値を実際には上乘せできる可能性はある。

## 目次

要旨	2
目次	3
1. はじめに	4
1.1. 地震の発生時期が偏る仕組み	4
1.2. 潮汐	5
1.3. 南海・相模トラフで発生する大地震について	7
1.3.1 取り扱う地震について	7
1.3.2 統計的検定	8
1.3.3 大気圧モデルの検討	9
1.3.4 考察	10
2. ECCO を用いた海底圧力の推定	13
2.1. 日本の験潮場で観測できる潮位の年変化	13
2.2. 海洋大循環モデルにおける海底圧力	15
3. 海底圧力の算出と CFS	17
3.1. 海底圧力の算出結果	17
3.2. CFS の計算	24
4. 考察・まとめ	27
5. 謝辞	29
6. 参考文献	30

## 1. はじめに

地震の発生時期は一樣ではなく、周期的に変動するさまざまな現象が地震をトリガーするという議論がこれまで数多くなされてきた。本論文では、最初に過去の研究を紹介して、周期的な活動を示す地震活動の具体例とその有意性を示す。次に、発生時期の偏りは確認できるものの、その要因が未だ不明である南海・相模トラフにおける、マグニチュード 7.9 以上の逆断層地震についての研究を紹介する。

### 1.1. 地震の発生時期が偏る仕組み

地震は、プレート運動等のテクトニックな作用によってプレート境界付近に応力が蓄積し、それを解放するために断層がすべる現象である。応力の蓄積が限界に近づいており地震が発生する寸前の断層があったと仮定する。そこで何らかの手段で地面を荷重で押さえつけると、応力の蓄積速度が鈍って地震の発生時期が遅れる。つまり一定の速さで蓄積する応力に周期的な摂動を加えると、地震の発生時期に周期的な偏りが生じる（日置、2006）。

地震の誘発を議論するとき、クーロン破壊応力（Coulomb Failure Stress, CFS）という以下の式で表される量がしばしば導入される。

$$CFS = \tau + \mu \sigma_n \quad (1-1)$$

$\tau$  は断層をずらすせん断応力（断層をずらす方向を正）、 $\sigma_n$  は断層面の法線応力（断層を押さえつける力が緩む方向を正）、 $\mu$  は摩擦係数である。CFS は特定の場所の特定の種類の断層（横ずれや逆断層など）に対して、その断層をずらすとする岩盤中の力の度合いを表す量で、単位は応力と同じく Pa である。せん断応力はプレート運動の影響などで徐々に増加し、地表の荷重や潮汐などによる擾乱（ $\Delta CFS$ ）がそれに加わる。

応力の蓄積が断層固有のしきい値を超えたときに地震が起こるとすると、正の  $\Delta CFS$  は次の地震を早め、負では遅らせる。日置（2006）は、周期的な  $\Delta CFS$  をもたらず要因として季節的な荷重の変動や地球潮汐などを挙げている。周期的な  $\Delta CFS$  が地震の発生時期に影響を与えるには、 $\Delta CFS$  の振幅と永年的な応力の上昇との量的な関係が重要になってくる。一年周期の  $\Delta CFS$  がある場合を考える。たとえば擾乱による年周変動の振幅が地殻変動によって蓄積する応力の上昇率（永年変化成分）よりかなり小さく 1/10 程度であった場合でも、 $d\Delta CFS / dt$  はかなりの影響を受け、地震の発生確率に季節変動が生じる。この場合発生確率の極大は  $d\Delta CFS / dt$  の極大と一致し、 $\Delta CFS$  自体の極大より 1/4 年早く訪れる（図 1(a)）。一方周期成分が永年上昇に比べて大きい場合は  $d\Delta CFS / dt$  が負になる時期が現れ、地震の発生確率の極大は  $d\Delta CFS / dt$  の極大より  $\Delta CFS$  自身の極大の方に若干ずれる（図 1(b)）。図は年周の例を表しているが、それよりも短い周期でも一般に成立し、周期中の永年変化より周

期的な擾乱が大きい半日周の潮汐等はこれに相当する。

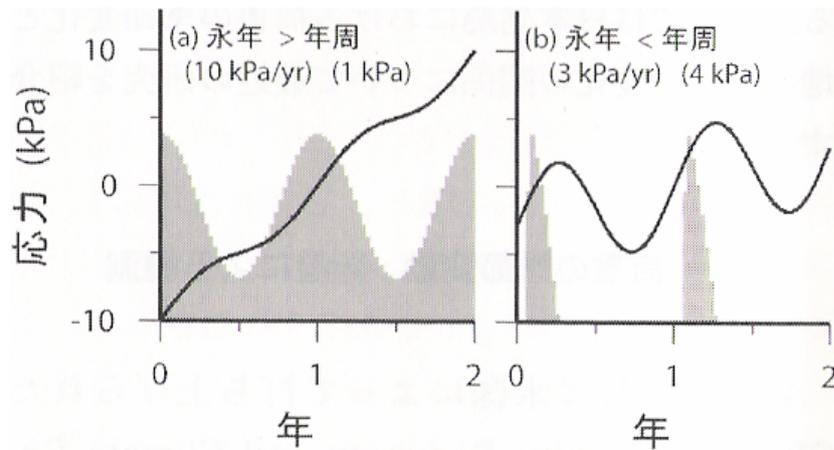


図 1. 永年的に増加する応力と周期的な変動の組み合わせ（黒の曲線）（日置、2006 より）。灰色のヒストグラムは応力の変動から予測される地震活動度の変化。(a) は応力の永年増加が比較的大きい場合で、(b) は逆に年周変動が大きい場合を示す。

## 1.2. 潮汐

半日周期で変化する潮汐の応力が地震の発生に与える影響を述べている Cochran et al. (2004)の研究を紹介する。

潮汐が地球に与える応力は、固体地球潮汐そのものの成分と、海洋潮汐に伴って変化する海水の荷重による成分の2つがある。前者は最大 5 kPa であるのに対して後者は最大 50 kPa である。これらの応力が地震に関わる断層面へ与える影響を計算するため、応力を法線成分とせん断成分に分け、(1-1)で定義したクーロン破壊応力CFSを $\tau_c$ とする。摩擦係数 $\mu$ は、0.2、0.4、0.6 と仮定して $\tau_c$ を計算している。また、それぞれの地震と潮汐の応力の相関を調べるため、周期変動する潮汐の位相 ( $\theta$ ) を定義する必要がある。 $\theta$  の範囲を $-180^\circ$  から  $180^\circ$  までとし、 $\tau_c$  の極大値を  $0^\circ$  にとってその前後の極小値の位相をそれぞれ  $-180^\circ$ 、 $180^\circ$  と定義する。そして地震が発生したときの直前 ( $\tau_{pa}$ ) と直後 ( $\tau_{pb}$ ) の  $\tau_c$  の極大値の平均を  $\tau_p$  とする (図 2)。

この研究で取り扱っている地震は、Harvard Centroid Moment Tensor (CMT)

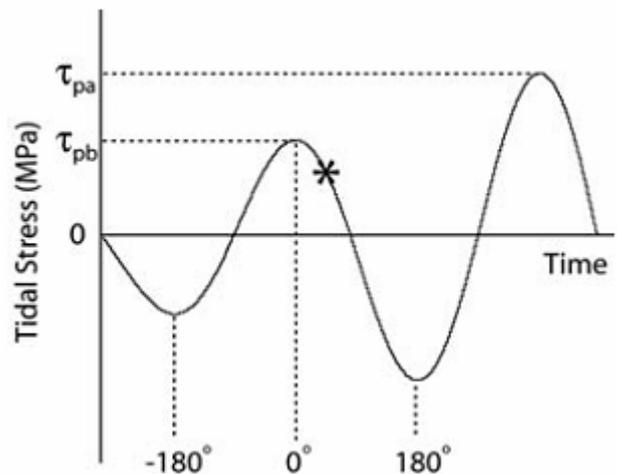


図 2. 1 日の潮汐応力( $\tau_c$ )の時間変化(Cochran et al., 2004)。 $\tau_c$  が極大となる時刻の位相を  $0^\circ$  とする。図中の \* 印の時刻で地震が起こったとすると、 $\theta = 45^\circ$  となる。地震前後の  $\tau_c$  の極大値の平均 ( $\{\tau_{pa} + \tau_{pb}\}/2$ ) を  $\tau_p$  とする。

catalog に集計されているものである。また潮汐の影響が比較的大きな、震源の深さが 0~40 km の浅い逆断層地震に限っている。

潮汐と地震の相関は統計的な検定で調べられた。周期性の有意性を調べるためによく用いられる Schuster's test (Schuster, 1897) によると、 $\tau_p$  が 0.01 MPa を超える地震では 99% を超えて周期性が有意であることが示された。つまり、 $\tau_p$  が正となる潮汐の位相 ( $-90^\circ < \theta < 90^\circ$ ) の時期の方が負となる位相 ( $-180^\circ < \theta < -90^\circ$  または  $90^\circ < \theta < 180^\circ$ ) の時期より有意に多くの地震が発生している。個々の地震に対応する位相ごとの分布を調べ、正弦関数にフィットさせると、クーロン破壊関数が最大になる  $\theta = 0^\circ$  の時に極大を迎えることがわかる (図3)。

さらに、二項検定で同様のことを行っても、地震の発生と潮汐による応力の周期的

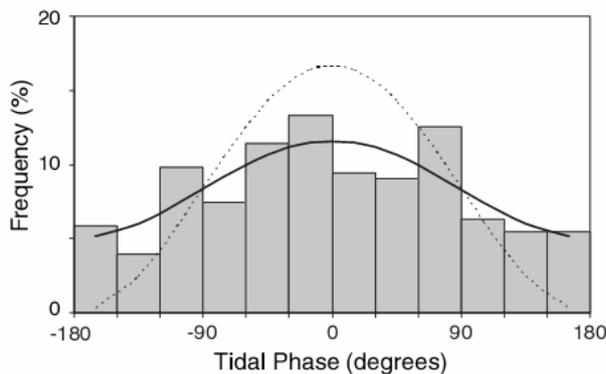


図 3.  $\tau_p$  が大きい方から 255 件の地震についての分布図 (Cochran et al., 2004)。横軸は潮汐の位相、縦軸はその位相で地震が発生した割合である。実線はこの分布を正弦関数の最小二乗法で近似したもの、点線はその位相に対応する  $\tau_c$  である。

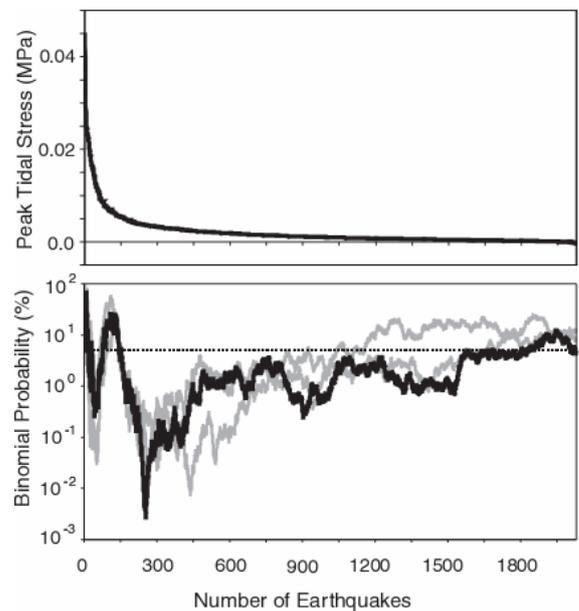


図 4. (Cochran et al., 2004)

(上) 取り扱った全ての地震を  $\tau_p$  が大きい順に並べ、 $\tau_p$  を縦軸として示した図。

(下) 横軸に示される地震の件数までについて二項検定を行った結果。扱う地震の  $\tau_p$  は上図に対応。縦軸は地震の発生時期と潮汐の相関がないとしたときの確率。点線はその確率が 5% を示す。黒線は摩擦係数  $\mu = 0.2$ 、灰色は  $\mu = 0.4$  と  $\mu = 0.6$  を示す。

な変動に相関がある可能性は 99.99% を超える。0.01 MPa 未満も含めた地震についても、その可能性は 95% 前後である (図 4)。よって潮汐は地震と相関があると考えて差支えがないと結論づけられている。

### 1.3. 南海・相模トラフで発生する大地震について

フィリピン海プレート北西端の沈み込み帯に位置する南海・相模トラフにおいて、たびたびマグニチュード8クラスの大震災がおこる。その再来周期は100年から150年程度で、地震の発生時期に明瞭な季節性があることが興味深い(Ohtake and Nakahara, 1999)。過去にもこの季節性についての研究はあったものの、厳格な統計的検定や、季節性が生じる物理的なメカニズムの考察に欠けていた。本節では Ohtake and Nakahara (1999)の研究を紹介し、季節性の有意性の検討やその原因の究明について紹介する。

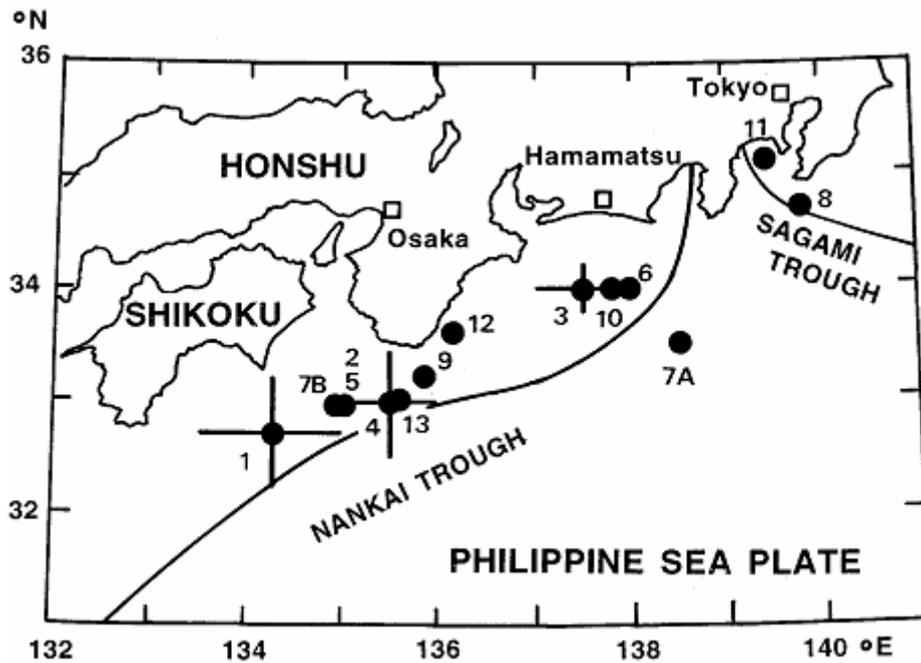


図5. 南海・相模トラフで発生した大地震の震源 (Ohtake and Nakahara, 1999)。震源の数字は表1中の番号に対応する。

#### 1.3.1 取り扱う地震について

考察の対象となる地震は、南海・相模トラフ付近で発生した、論文等で確認できるマグニチュード7.9以上のものに限っている。比較的最近の1926年から1960年にかけて発生した地震については気象庁(1982)の情報を使用、地震計が使用される前の古い地震については、Usami(1996)の歴史地震の研究成果を使用している。Utsu(1982)は、地震計を使用し始めてまもない時期の地震について、震源位置とマグニチュードを地震計の記録により修正している。以上をまとめると、地震の発生時間や震源のデータは、1884年以前は Usami (1996)、1885年から1925年は Utsu (1982)、それ以後は気象庁(1982)を使用している。

上記をリストしたのが表1である。No.12については、Hamada(1990)による修正を取り入れている。No.7にある1605年2月3日の2度の地震は二重地震と考え

(Usami, 1996)、一件の地震としてカウントする。震源位置を図5に示す。13件全ての地震は大きな津波を伴い、沈み込み帯におけるフィリピン海プレート境界での低角逆断層における破壊であると思われる。古い時代については、いくつかの地震を見逃している可能性（特に No.4 と No.5 の間）があるが、この研究で注目しているのは地震の発生日であるため、地震の欠落が結論に及ぼす影響は小さいだろう。

表 1. 南海・相模トラフ付近で発生した大地震 (Ohtake and Nakahara, 1999)

No.	年	月/日	震 源		マグニチュード
			緯度 (°N)	経度 (°E)	
1	684	11/29	32 1/4 – 33 1/4	133.5 – 135.0	8 1/4
2	887	8/26	33.0	135.0	8.0 – 8.5
3	1096	12/17	33 3/4 – 34 1/4	137 – 138	8.0 – 8.5
4	1099	2/22	32.5 – 33.5	135 – 136	8.0 – 8.3
5	1361	8/3	33.0	135.0	8 1/4 – 8.5
6	1498	9/20	34.0	138.0	8.2 – 8.4
7A	1605	2/3	33.5	138.5	7.9
7B	1605	2/3	33.0	134.9	7.9
8	1703	12/31	34.7	139.8	7.9 – 8.2
9	1707	10/28	33.2	135.9	8.4
10	1854	12/23	34.0	137.8	8.4
11	1923	9/1	35.1	139.5	7.9
12	1944	12/7	33.57	136.18	7.9
13	1946	12/21	33.03	135.62	8.0

### 1.3.2 統計的検定

表 1 により発生時期に関してわかることは以下の点である。

- 12月に最も多く起こった (13件中5件)
- ほとんどが秋から冬にかけて起こった
- 13件中全てが8月から2月に集中した

これら季節性を示唆する要素が有意であるかを確かめるため、統計的な検定が行われている。つまり「13件の地震全てが8月から2月という期間に起こったことは偶然である」(すなわちそれぞれの地震が起こる確率はどの月も同等) という帰無仮説をたて、その場合にこのような現象が生じる確率を計算する。現段階においては特定の期間に地震が集中する地学的な原因が解明されていないため、調べるべき確率は「偶然によって任意の連続する7ヶ月間のみ起こる(例えば1月から7月まで等) 確率」にする必要がある。

以上を踏まえて、下記の式(論文内では内部資料として引用されているため式の導

出の詳細は不明) を導入している。

$$F_n(r) = \sum_{i=1}^{\lfloor 1/(1-r) \rfloor} (-1)^{i-1} \binom{n}{i} [1 - i(1-r)]^{n-1} \quad (1-2)$$

ここで、 $F_n(r)$  は求めるべき確率、 $n$  は地震の発生件数、 $r$  は地震が起こる期間の 1 年に対する割合である。上式に  $n = 13$ 、 $r = 7/12$  を代入すると、求めるべき確率は約 2% となり、帰無仮説は約 98% の信頼度で否定されることになる。

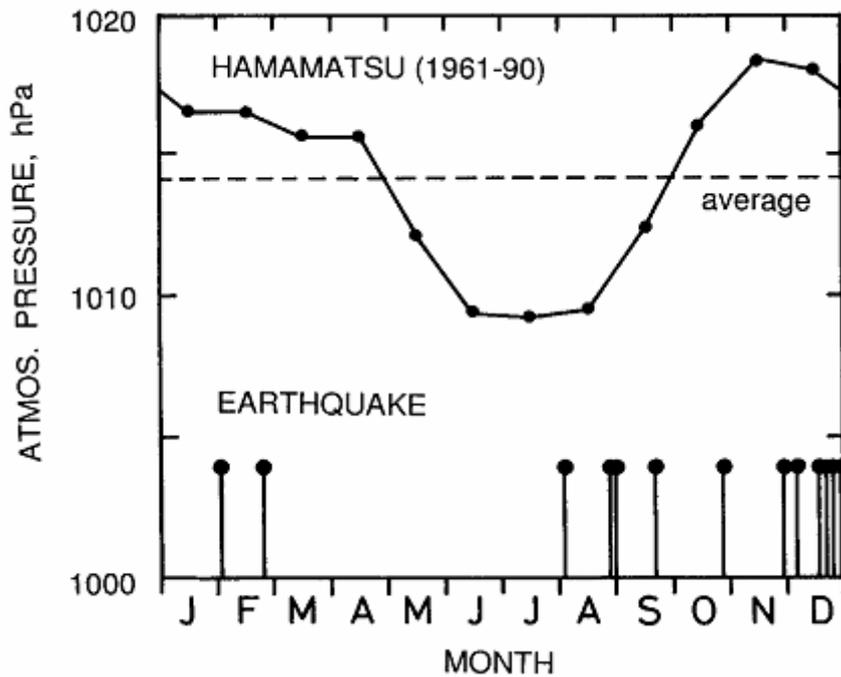


図 6. 浜松 (Hamamatsu) での大気圧の年変動と地震の発生時期 (Ohtake and Nakahara, 1999)。浜松の位置は図 5 に印す。大気圧は 1961 年から 1990 年の平均値で、図下部の縦棒は表 1 の地震の発生時期を示している。

### 1.3.3 大気圧モデルの検討

1.3.2 から 98% の信頼度で地震の発生時期を偏らせる何らかの原因が自然界の中にあることが示唆される。地震に季節性をもたらす物理的なメカニズムとして、この論文では大気圧の季節変化を取り上げている。日本列島は冬季、張り出してきたシベリア高気圧に覆われ、浜松では図 6 でわかるように約 10 hPa ( $10^3$  Pa) に達する年較差を示す。Ohtake and Nakahara (1999) ではこの年変動が断層面にどのように影響するかを計算している。

計算を簡単化するため、図 7 のように、日本列島を東西幅 200 km、南北幅 1000 km の長方形に、その東の沖合から 100 km のところにプレート境界が南北に伸び、海洋

プレートが大陸に沈み込む傾斜角を  $30^\circ$ 、と仮定している。日本列島の部分に  $10^3 \text{ Pa}$  を加える。海洋地域では仮に大気圧が増えても、大気圧が減った海域に海水が流動することによって海底圧力は補償されて変化しないと考え、その影響を無視している。以上によってせん断応力、法線応力を計算した結果が図 8 である。クーロン破壊応力の式 (1.1.) を再度導入して、せん断応力、法線応力、CFS をプレート境界上において計算すると、結果は図 9 となる (図では CFF、すなわちクーロン破壊関数として描かれているがその意味は CFS と同じである)。図 9 からわかることは、大気圧によるプレート境界上での CFS の増加の最大値は約  $30 \text{ Pa}$  である。

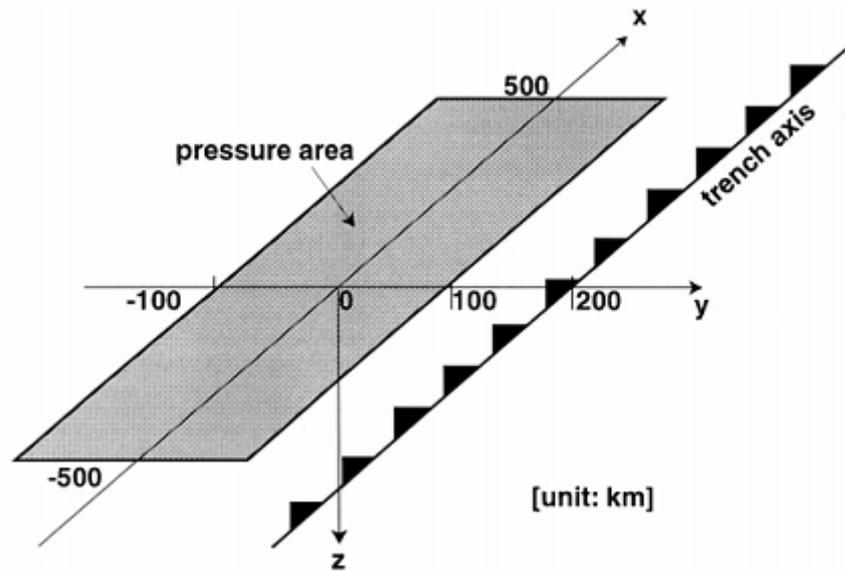


図 7. 大気圧を加える陸地の模式図 (Ohtake and Nakahara, 1999 より)。日本の陸地を東西幅  $200 \text{ km}$ 、南北幅  $1000 \text{ km}$  と仮定して陸地の表面に  $10^3 \text{ Pa}$  を加える。東岸から  $100 \text{ km}$  離れたところに海溝軸 (trench axis) が南北に伸びることとしている。

#### 1.3.4 考察

$30 \text{ Pa}$  で表 1 のような地震を誘発しうるのかを、別件で応力の摂動が誘発したといわれる地震と比較している。1992 年にカリフォルニア州で発生した Landers 地震では広域にわたり局地的な地震を誘発したといわれ (Hill et al., 1993; Anderson et al., 1994)、その応力の摂動は  $10^3 \text{ Pa}$  であるという。また、Tsuruoka (1995) によると、1986 年のアンドレアノフ島 (Andreanof Island) での地震より 1、2 年ほど前からその地域で発生していた地震は地球潮汐によって誘発されたものが多く、その応力の摂動は最大で  $10^3 \text{ Pa}$  のオーダーであるという。

一方、前節の大気圧のモデルは、地震の発生時期に関していうと定性的に説明する

ことはできるものの、 $30 \text{ Pa}$  という応力の摂動が前の 2 例と比べると 1~2 桁不足している。今回取り扱う南海・相模トラフにおける地震は再来周期 100 年から 150 年である。地震発生時に  $10^6 \text{ Pa}$  の応力降下を伴うとすると、仮に地震の再来周期を 100 年とした場合の 1 年当たりの応力の蓄積は  $10^4 \text{ Pa}$  となる。大気圧による CFS の擾乱の大きさである  $30 \text{ Pa}$  はその 1 日分程度にしか相当しない。 $10^4 \text{ Pa}$  に対して  $30 \text{ Pa}$  の摂動は擾乱としては小さすぎる。地震の季節性を説明するためには  $10^3 \text{ Pa}$  程度以上の擾乱が必要であろう。

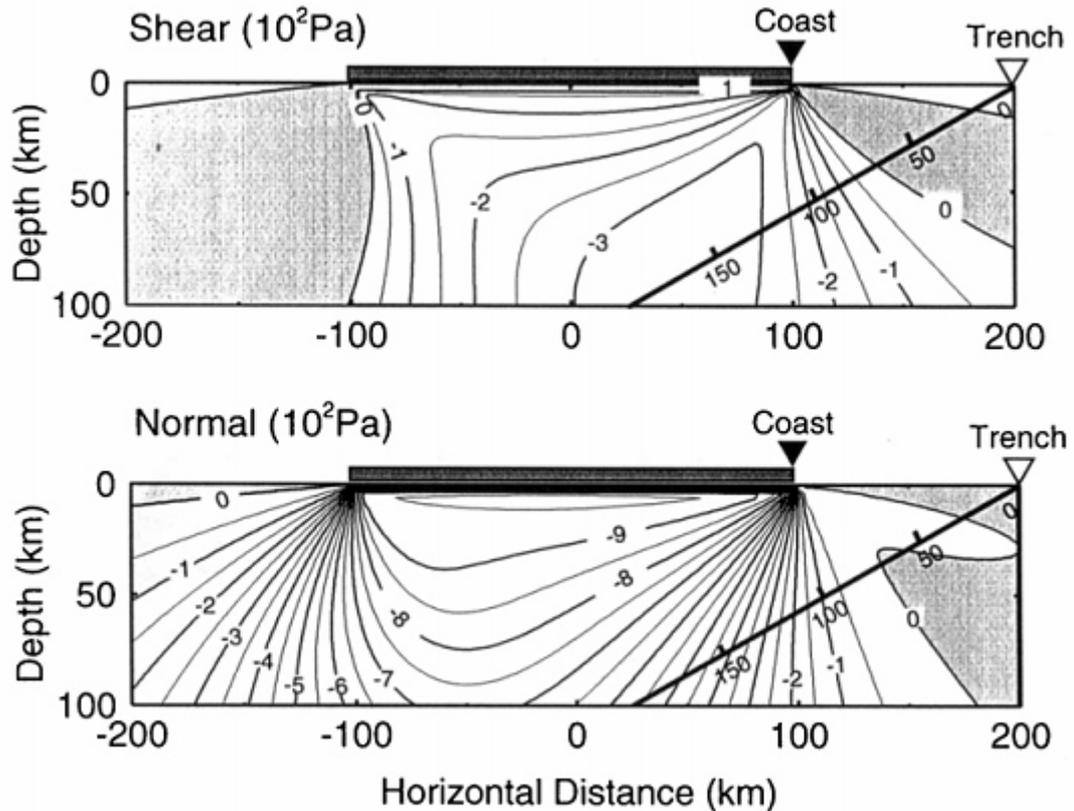


図 8. 陸地に  $10^3 \text{ Pa}$  の荷重を加えた時の応力変化 (Ohtake and Nakahara, 1999)。上がせん断応力、下が法線応力を表している。ともに逆断層のずれを促進する方向を正とし、陰になっている部分がプラスの変化を示す部分に該当する。海溝 (Trench) よりプレートが  $30^\circ$  の傾きで沈み込んでいる。

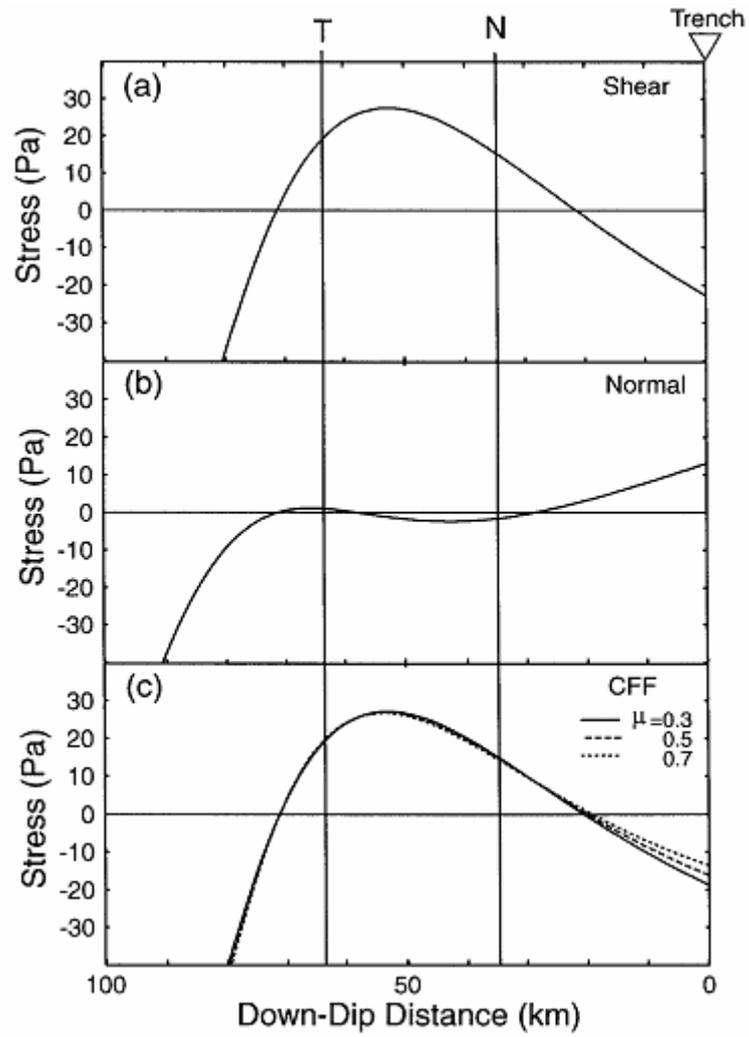


図 9. 図 8 のプレート境界上での (a) せん断応力、(b) 法線応力、(c) CFF 各成分のグラフ (Ohtake and Nakahara, 1999)。横軸は図 8 のプレート境界上での海溝からの距離。クーロン破壊関数 CFF は 3 種類の摩擦係数  $\mu$  に大して描かれている。

## 2. ECCO を用いた海底圧力の推定

1.3. より、南海・相模トラフで発生する大地震についてその発生時期に偏りがあることの有意性を示せたものの、偏りをもたらす原因を同定するまでには至らなかった。実際に何らかのメカニズムが地震の発生を偏らせることがあるのなら、新しい着眼点が必要である。その候補として本研究では海底圧力に注目する。本節では、海底圧力に注目する根拠、利用するモデル、測定方法について記述する。

### 2.1. 日本の験潮場で観測できる潮位の年変化

本研究で海底圧力に着目したのは、日本各地の験潮場で得られる潮位の時系列データに比較的大きな季節変化が確認できたためである。国土地理院 (<http://tide.gsi.go.jp/>) は日本各地の験潮場の潮位を 30 秒、毎時、日平均、月平均、年平均、満干潮位の 6 種類のデータとしてそれぞれ提供している。ここでは相馬、輪島、久礼の 3ヶ所における 2000 年 1 月から 2003 年 12 月までの月平均の潮位変化を示す (図 10)。図 10 から 3 地点に共通してわかることは以下の 2 点である。

- 9 月前後に極大、3 月前後に極小を迎える
- 年間の潮位差は 20 ~ 50 cm

潮位以外の条件を全て同じにすれば、海底の水圧 (海底圧力) は潮位に比例する。そして潮位が 1 cm 増すごとに増加する海底圧力は約 100 Pa であるので、仮に潮位が 30 cm 変化すれば海底圧力の変化は約 3 kPa に相当する。潮位が下がるということは海底圧力が弱まるということであり、それは直下のプレート境界の逆断層を押さえつける力を弱める。そのため、その時期に地震が発生しやすくなると考えられる。実際に潮位の下がる時期は 9 月から翌年の 3 月にかけてであり、表 1 の地震の発生時期と定性的に合致する。さらに海底圧力の変化量も潮位の変化がそのまま海底圧力に効けば、1.3. で述べた地震を誘発し得る応力擾動 ( $10^3 = 1 \text{ kPa}$ ) も定量的に満足しそうだ。したがって海底圧力が南海・相模トラフで大地震が発生する季節をコントロールしている可能性がある。

しかしながらこの考え方には問題点がある。まず、潮位が高い時期は水温の高い夏にあたるため、潮位の高さは熱膨張による効果が大きいと考えられる。また、海中では傾圧性があり、比較的密度の小さい上層と密度の大きい下層の 2 層を構成していると考えられ、仮に潮位が上がったとしても層の境界が変化 (密度の小さい上層側が下層側に侵食してアイソスタシーを達成) してバランスし、海底圧力はほとんど変化しない可能性が高い。故に潮位と海底圧力の相関は不透明といわざるを得ない。さらに得られる潮位のデータは験潮場におけるもののみであるが、この仮説を実証するには全海域での海底圧力データを必要とするため、本来は全海域での潮位の変化を調べる必要がある。しかし験潮でそれを実現するのは難しい。海底圧力計は潮位とは無関係に海底圧力を調べることができるが、日本近海において実際に設置されている海底圧

力計は数点しかなく、全海域の海底圧力を把握するには至っていない。以上から最近まで全海域における詳しい海底圧力の測定は進んでいなかった。

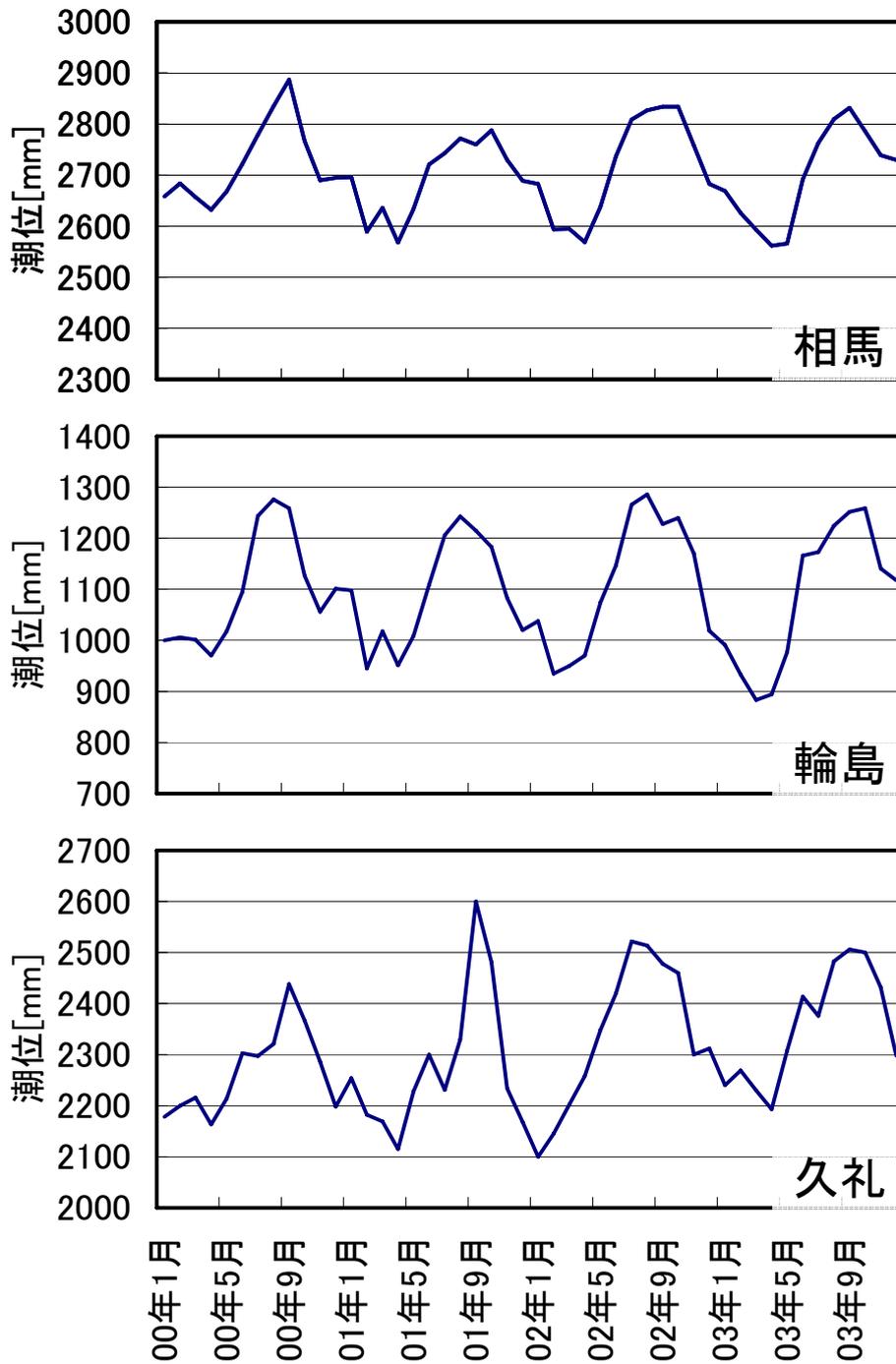


図10. 相馬、輪島、久礼にある験潮場での2000年始から2003年末までの1ヶ月ごとに記録した潮位のグラフ。縦軸の潮位の値は相対値である。各験潮場の位置は右図を参照。



## 2.2. 海洋大循環モデルにおける海底圧力

前節では海底圧力の重要性を述べたが、広域での海底圧力を求めることは近年まで容易でなかった。ところが、最近の演算技術の向上により、数値モデルの利用の幅が広がった。そのひとつに海洋大循環モデルがある。

気象庁 (<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>) によると、海洋大循環モデルによって海洋に3次元の格子を配置し、海面では大気との運動量、熱、淡水の交換を与え、格子点間では密度や摩擦による海水の運動、それに伴う熱、塩分濃度の移動や拡散などを物理方程式で支配し、コンピュータで計算することにより、海洋内部の水温、塩分濃度、海流とそれらの時間変化を各格子点で求めることができる。しかし、現実の風、熱、淡水の交換を与えたとしても、現実の海洋を完全に再現できるわけではないので、モデルによる海洋の状態を実際に観測した海洋内部の水温や塩分濃度のデータによって適宜補正を行って計算する。この手法をデータ同化という。図11は気象庁が海洋大循環モデルにデータ同化を施して日本周辺での2005年10月1日の海水温分布を求めたものである。

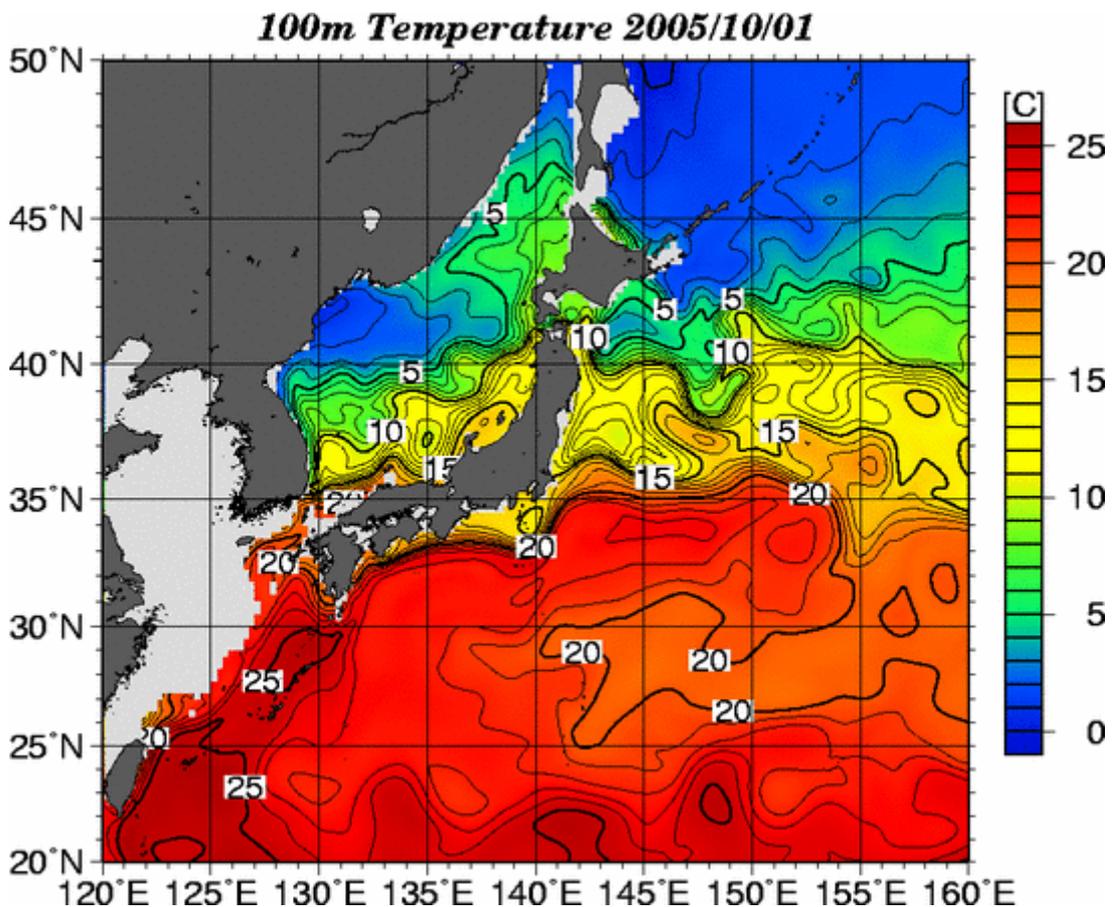


図11. 海洋大循環モデルにデータ同化を施して算出した深さ100mの海域の水温分布（気象庁より）。

本研究で注目するモデルとして、ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, <http://www.ecco-group.org/>) を取り扱う。ECCOも駆動力として風応力、熱塩

分フラックスを含む、データ同化を施した海洋大循環モデルである (Matsumoto et al., 2006)。ECCO モデルを利用すると、任意の海域における海底圧力の時間変化の様子を知ることができる。Matsumoto et al. (2006) は図 12 に示すように ECCO モデルで与えられている海底圧力と、海底圧力計で実際に計測した海底圧力 (Ocean Bottom Pressure: OBP) を比較している (さらに TOPEX/POSEIDON や JASON-1 の衛星に搭載された高度計データも比較対象としている)。ただし、図中の黒で示されている線は ECCO 単独のものではなく、九州大学の吉田等 (私信として Matsumoto et al. (2006) に引用されている) が開発した、大気圧場を駆動力とするモデルを組み合わせている (ちなみに ECCO は大気圧変動を駆動力に入れていない)。図 12 から ECCO は OBP に比べ、時間変化による量的な海底圧力の振幅が若干小さく見積もられているが、極大や極小を迎える時期についてはおおよそ一致している。したがって本研究では ECCO モデルが与える日本周辺の海底圧力を用いて議論を進める。

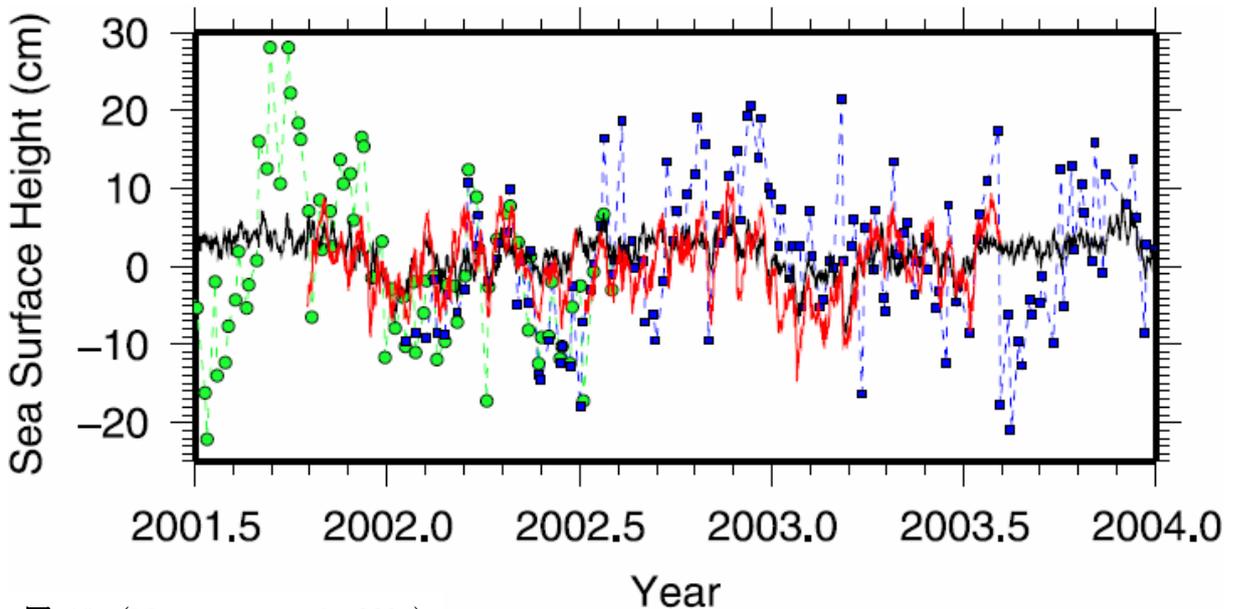
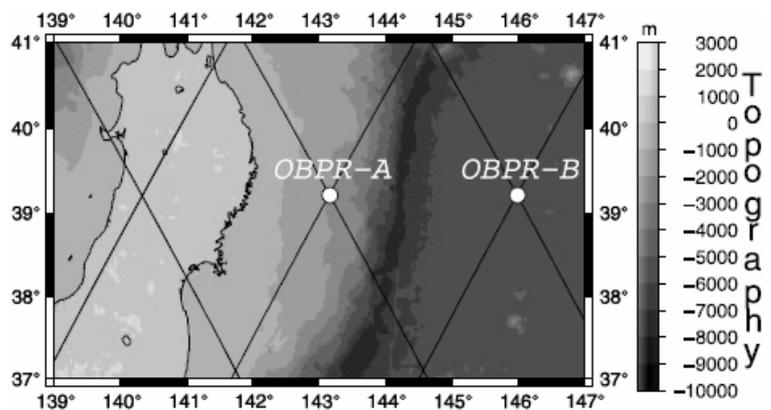


図 12. (Matsumoto et al., 2006)

(上) 衛星高度計 (緑 : TOPEX/POSEIDON、青 : JASON-1)、海底圧力計 (赤)、ECCO + 九州大学モデル (黒) による海面高度の比較。高度計以外では海底圧力を海面高度 (相対値) に換算している。(右) 実際に稼動している二箇所の海底圧力計の位置。上のグラフは OBPR-B におけるもの。



### 3. 海底圧力の算出と CFS

この章では、まず ECCO モデルから得られた日本周辺の海底圧力の季節変化、次にその結果を基にしてプレート境界でのクーロン破壊応力 CFS の季節変化を計算し、その結果を議論する。

#### 3.1. 海底圧力の算出結果

ECCO モデルによる日本近海の、1993 年始から半日ごとに 2002 年末まで 10 年間の海底圧力の値を見てみよう。日本近海の 9 地点における海底圧力の時間変化を図 13 から図 15 に示す。9 地点の位置は図 16 に示す。

図 13~15 より、いずれの地点においても海底圧力は 7 月から 10 月の間に極大値を、1 月から 4 月の間に極小値をとることがわかる。ここで、海底圧力の「振幅」を「ある極大値から次にくる極小値を引いた差」と定義する。その振幅は図 1 の 3 地点では 200 から 400 Pa、図 2 の 3 地点では 400 Pa 前後、図 3 の 3 地点では 2000 Pa 前後と、海域によってかなり異なる。海底圧力を南海・相模トラフで発生する大地震の発生と関連付けようとする、1.3.4 より、これらの地震と地震の間に蓄積する応力は 1 年当たりおよそ  $10^4$  Pa 程度であるので、それに比べると海底圧力による摂動（本来なら CFS に変換する必要があるが）は小さい。故に節 1.1. から地震が発生しやすいと思われる時期は、海底圧力によるプレートの押さえつけが最も緩む極小をとる期間より前の、海底圧力の減少率が最大になる期間（極大値と次の極小値の間あたり）に一致するはずである（CFS の時間変化は図 1(a) のようになるとと思われる）。

以上を踏まえ、より広域（東経 125.5 度から 156.5 度、北緯 22.5 度から 48.5 度までの経緯度 1 度毎の海域にあたる場所すべて）で海底圧力の振幅と、その減少率が最大となる時期を調べ、図 17、図 18 に示す。

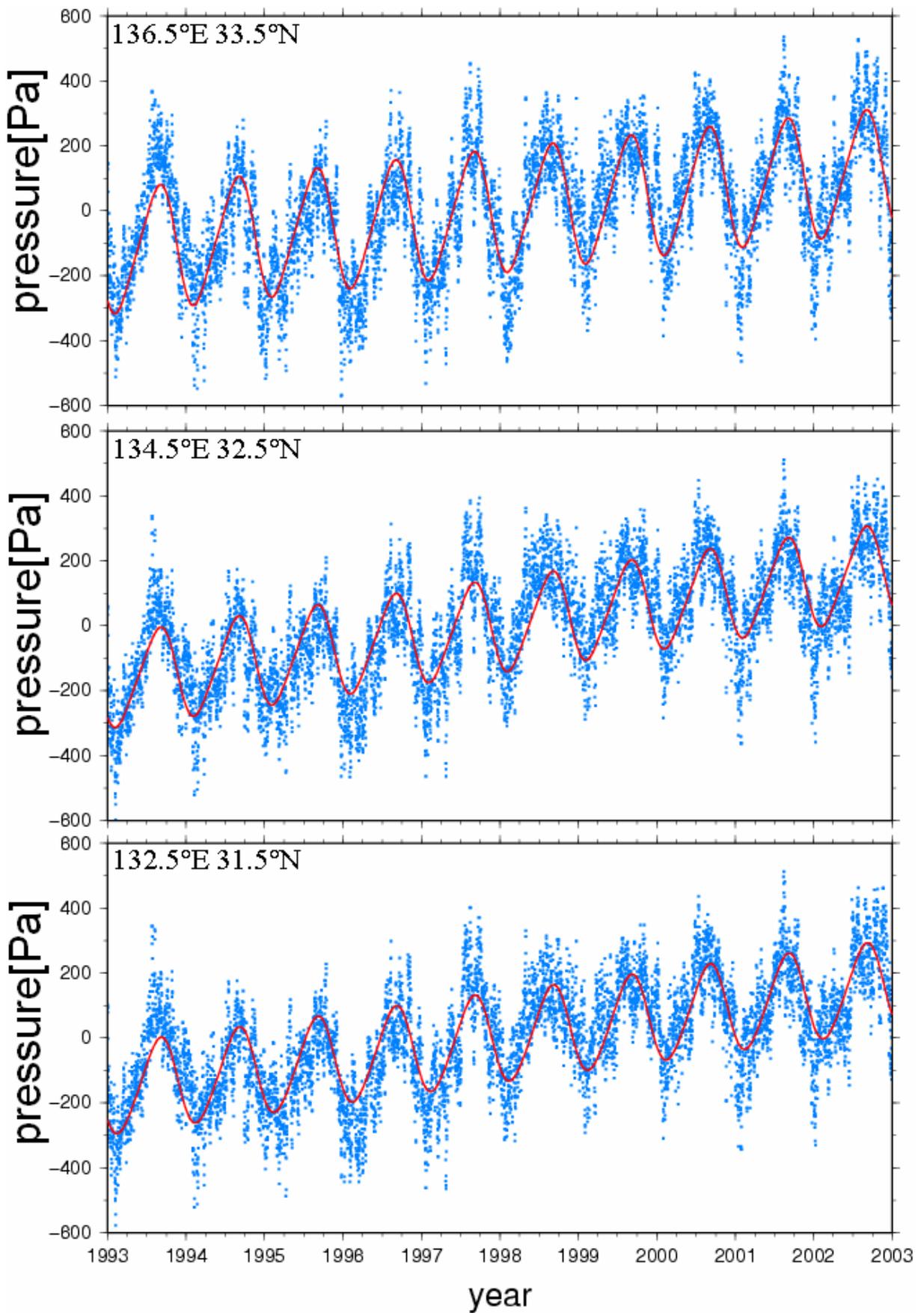


図 13. ECCO モデルによる西南日本太平洋側（南海トラフ）の 3 地点における 1993 年～2002 年の海底圧力（相対値）の時間変化。半日毎の値を青の点でプロットし、それを最小二乗法で近似したものが赤い線である。3 地点の位置は図 16 を参照。

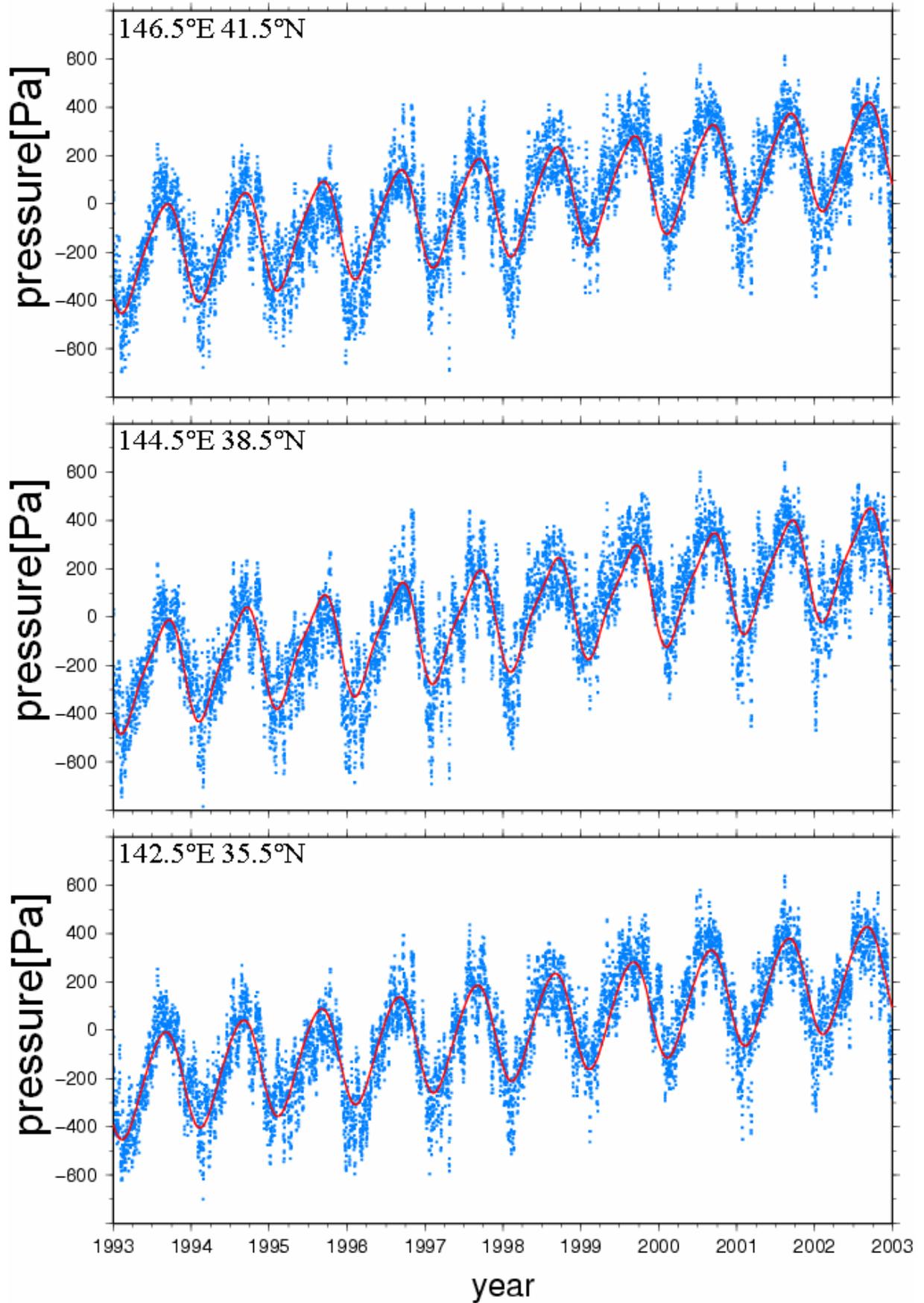


図 14. ECCO モデルから得られた東日本太平洋側の 3 地点における 1993 年～2002 年の海底圧力の時間変化。青の点や赤い線の意味は図 13 と同じ。

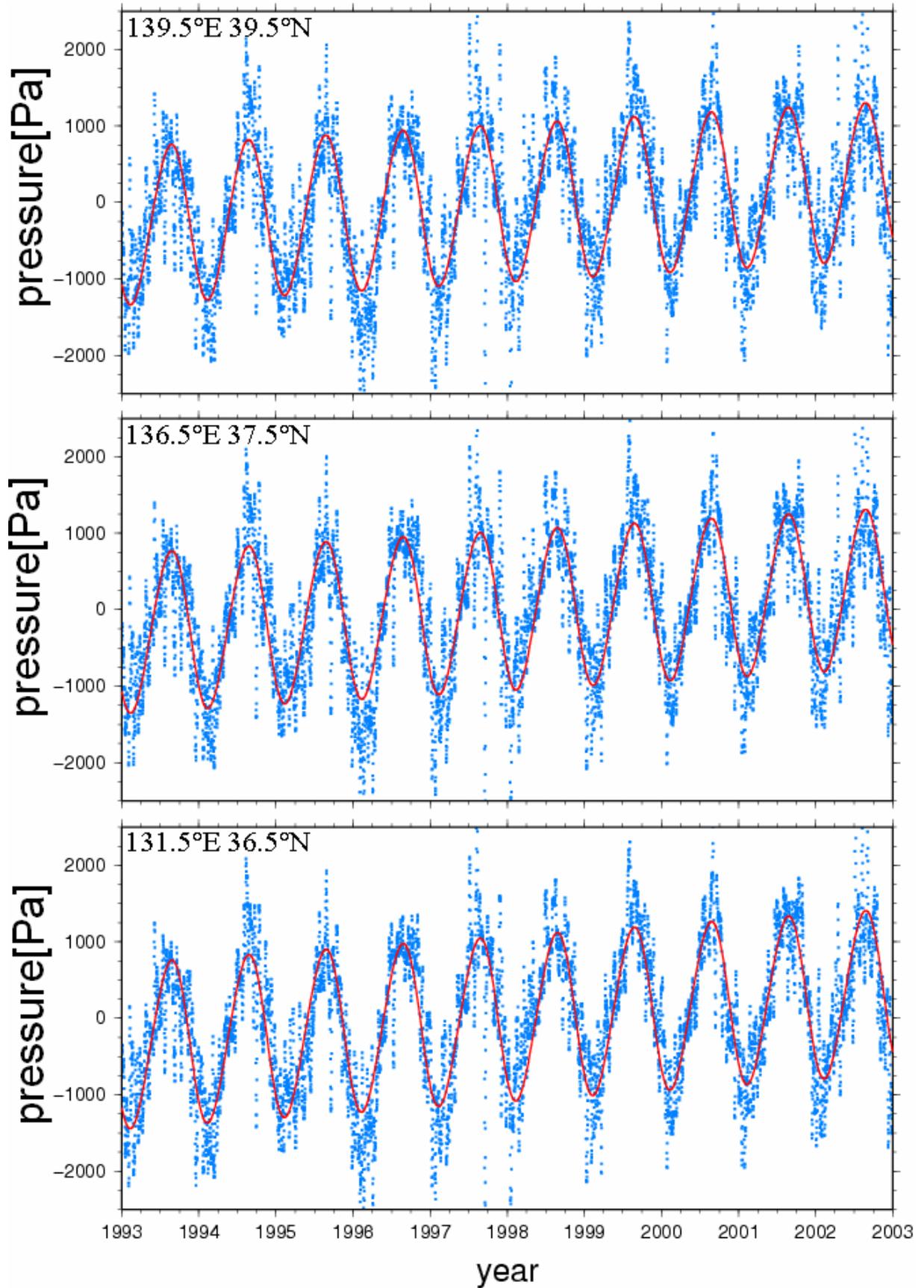


図 15. ECCO モデルから得られた東日本太平洋側の 3 地点における 1993 年～2002 年の海底圧力の時間変化。青の点や赤い線の意味は図 13 と同じ。

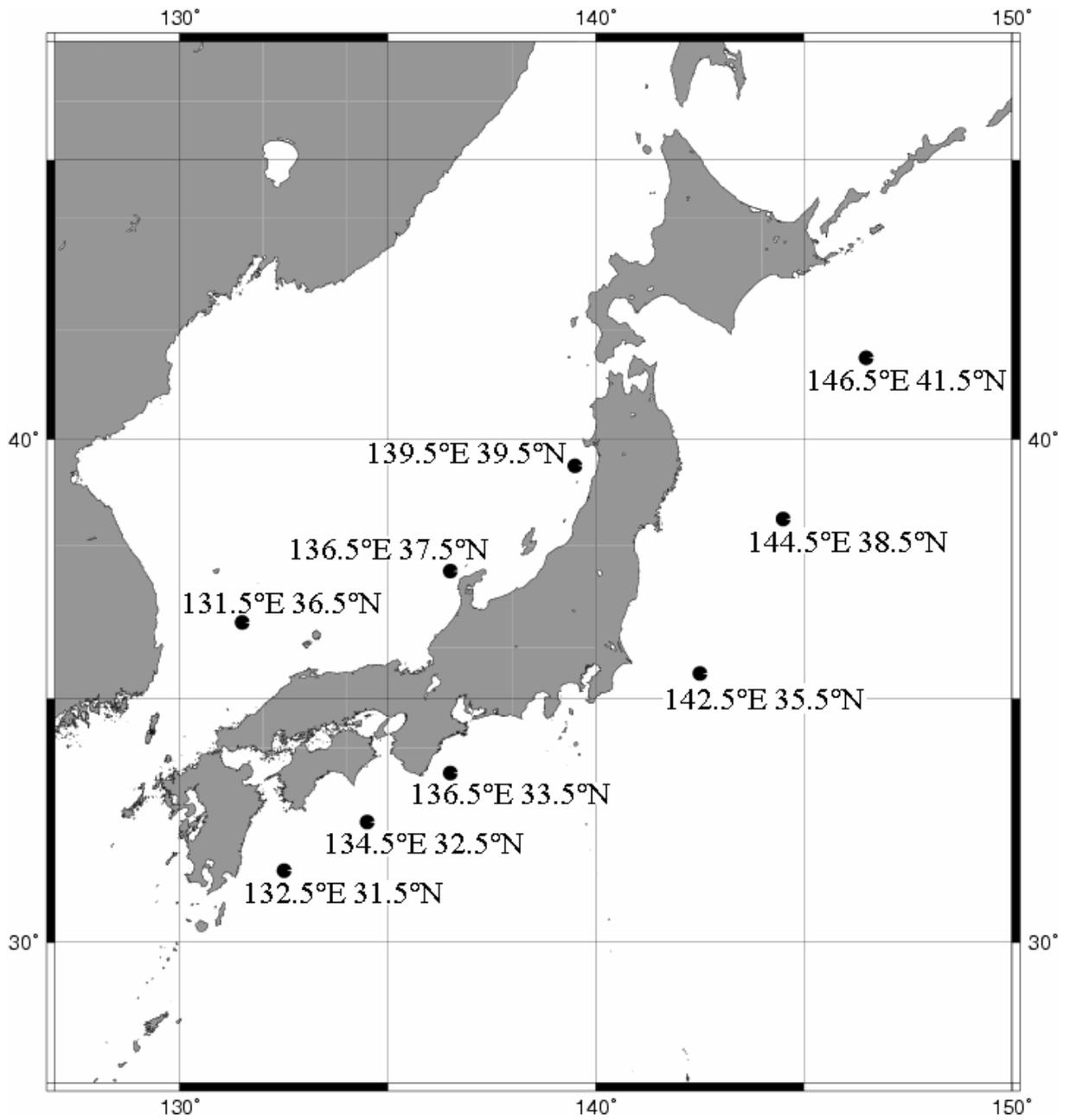


図 16. 図 13~15 に示した海底圧力を求めた地点の位置。

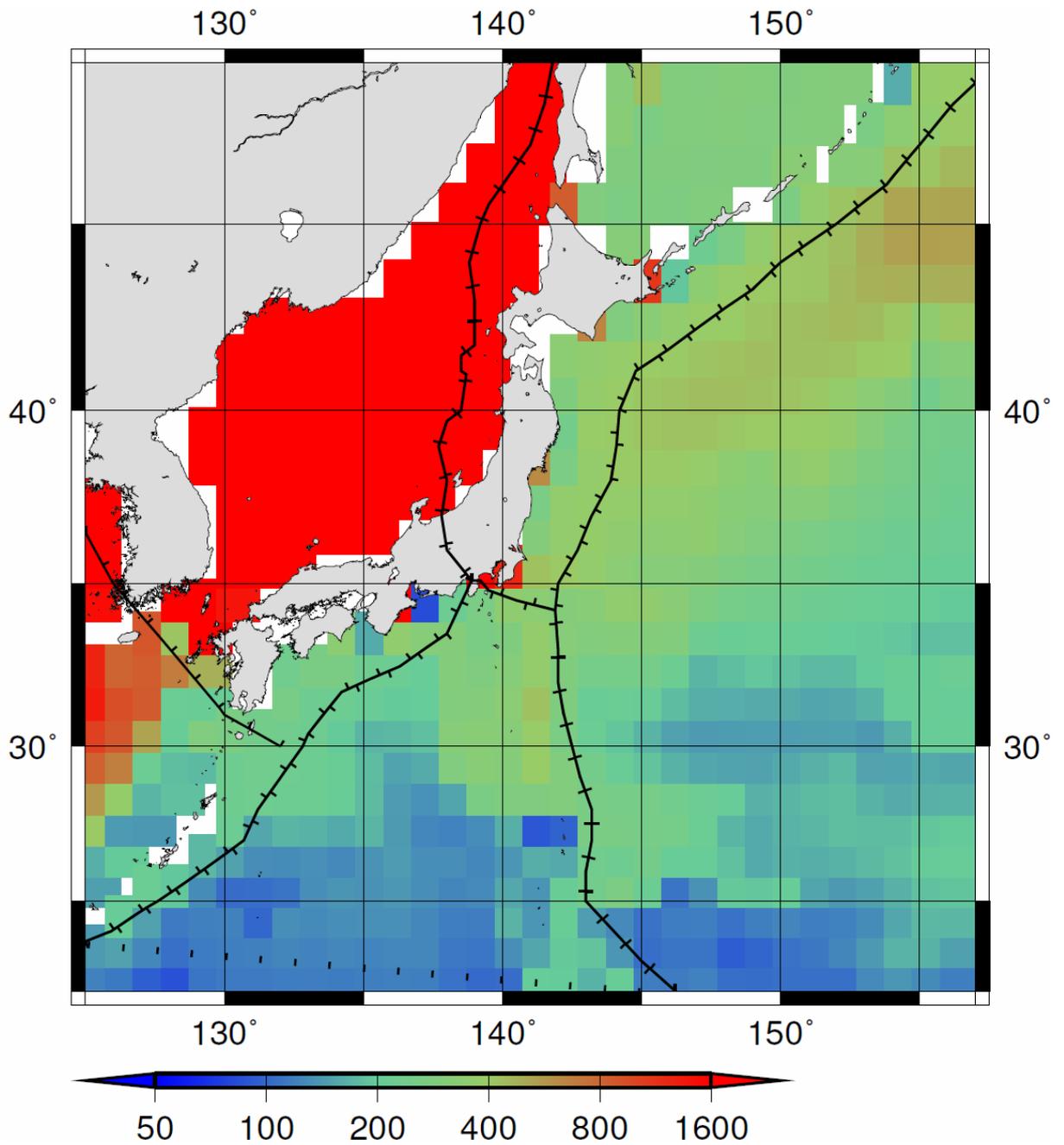


図 17. 日本近海における海底圧力の 1 年の振幅(peak-to-peak)を色で示したもの。単位は Pa。東経 125.5 度から 156.5 度、北緯 22.5 度から 48.5 度までの経緯度 1 度毎の海域にあたる場所すべてについて算出している。――はプレート境界である。

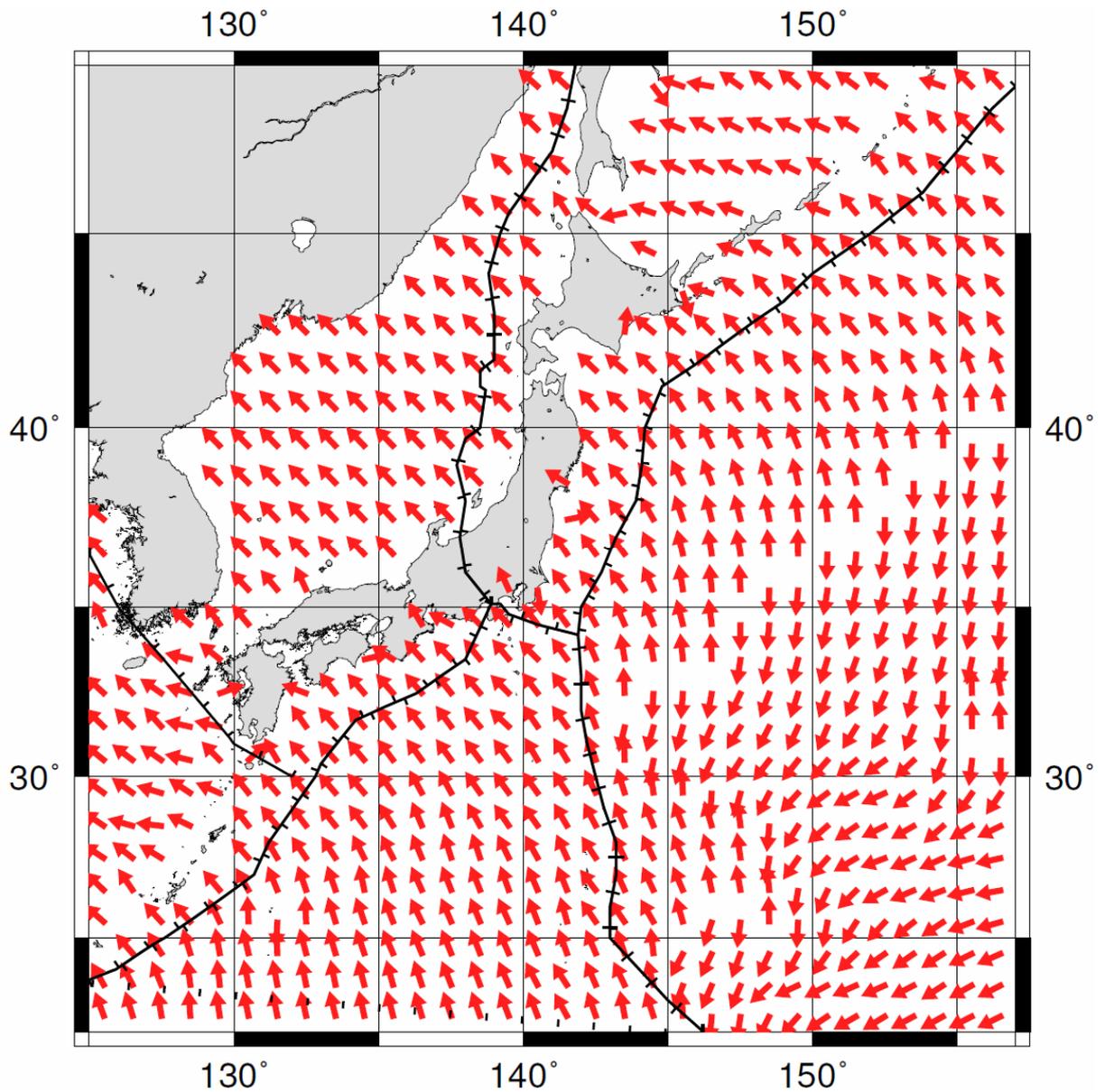
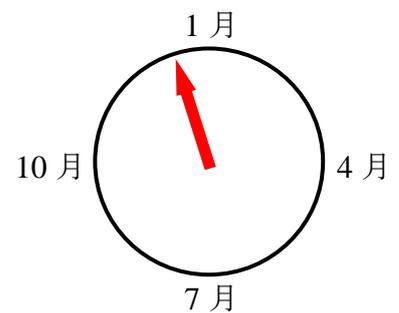


図 18. 日本近海の各地点の 1 年で海底圧力の減少率が最大となる時期を矢印で表したのもの。矢印は真上を 1 月 1 日と定義して、右を 4 月 1 日、真下を 7 月 1 日、左を 10 月 1 日と、時計のように扱う。右の例は 12 月頃を表している。東経 125.5 度から 156.5 度、北緯 22.5 度から 48.5 度までの経緯度 1 度毎の海域すべてについてプロットしている。――はプレート境界である。



### 3.2. CFS の計算

海底圧力が地震の発生と相関があるかを調べるには、式(1-1)で与えたプレートに働く CFS を求める必要がある。そのため、以下の手順に従って海底圧力を変換する。最初に、Ohtake and Nakahara (1999) と同様、日本列島を東西幅 200 km、南北幅 1000 km の長方形と仮定する。その東の沖合から 100 km 離れたところにプレート境界が南北に伸び、海洋プレートが大陸に沈み込む傾斜角を 30°、と仮定する。Ohtake and Nakahara (1999) と異なるのは、圧力を加える領域が陸地ではなく、海底面である、という点である。加える海底圧力は、取り扱っている地震の震源地 (表 1、図 5 参照) を考慮に入れ、列島の東の海域を南海として図 13 から -300 Pa、西の海域を日本海として図 15 から -2000 Pa とする (海底圧力によるプレートの押さえつけが緩むことにより地震の発生時期をずらすと仮定しているため値はマイナスとなる)。

次に、列島の南北の中心 (列島の北端から 500 km) を東西に切った断面を考え、東西、上下 5 km 四方の正方形に区画する。そして上記の海底圧力を加えた時に各区画における変位を半無限弾性体における表面荷重と変位の関係を表す以下の式 (Farrell, 1972) により求める。

$$v(z, r) = -\frac{1}{4\pi\eta r} \left( 1 + \frac{z}{R} + \frac{\eta r^2 z}{\mu R^3} \right) \quad (3-2)$$

$$w(z, r) = -\frac{1}{4\pi\mu R} \left( \frac{\sigma}{\eta} + \frac{z^2}{R^2} \right) \quad (3-3)$$

ここで、 $v$ 、 $w$  はそれぞれ東西、鉛直方向の 1 N あたりの変位 (単位 m/N)、 $r$ 、 $z$  は力を加えた地点までのそれぞれ水平、鉛直距離 (単位 m) で、 $R^2 = r^2 + z^2$  である。 $\mu$ 、 $\sigma$ 、 $\eta$  は剛性率で  $\mu = 3 \times 10^{10}$ 、 $\sigma = 3\mu$ 、 $\eta = 2\mu$  とする (単位 Pa)。また、 $\pi$  は円周率である。 $r$ 、 $z$  を決める際に、地表面を  $5 \times 5$  km の正方形に区画し、その中心に海底圧力から換算される力に変換する。断層中の 1 区画における変位は、上式で地表面の各区画における変位を計算し、その総和により決まる。なお、南北方向の変位は、対称性から値が 0 となるのは明らかである。

次に、求めた断面の各区画の変位を歪 (無次元量) に変換する。歪は以下の式により求まる。

$$e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} \quad (3-5) \quad e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3-6) \quad e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3-7)$$

$$e_{yz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3-8) \quad e_{zx} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad (3-9)$$

$$e_{xy} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (3-10)$$

ここで、 $e_{xx}$ 、 $e_{yy}$ 、 $e_{zz}$  をそれぞれ  $x$ 、 $y$ 、 $z$  方向の直線歪 (linear strain; それぞれの軸方向への伸び)、 $e_{yz}$ 、 $e_{zx}$ 、 $e_{xy}$  をせん断歪 (shear;  $e_{yz}$  は  $y$ 、 $z$  軸に沿うずれ歪、他も同様) であり、 $e_{yz} = e_{zy}$ 、 $e_{zx} = e_{xz}$ 、 $e_{xy} = e_{yx}$  である。ただし、南北を  $x$  方向 (北向きを正)、

東西を  $y$  方向（東向きを正）、鉛直方向を  $z$  方向（鉛直下向きを正）とする。なお、 $u$  は南北方向の変位であるが、前述の議論により、値はゼロである。

次に、求めた各区画の歪を応力（単位 Pa）に変換する。応力は以下の式により求まる。

$$p_{xx} = \lambda\Theta + 2\mu e_{xx} \quad (3-11)$$

$$p_{yz} = 2\mu e_{yz} \quad (3-12)$$

$$p_{yy} = \lambda\Theta + 2\mu e_{yy} \quad (3-13)$$

$$p_{zx} = 2\mu e_{zx} \quad (3-14)$$

$$p_{zz} = \lambda\Theta + 2\mu e_{zz} \quad (3-15)$$

$$p_{xy} = 2\mu e_{xy} \quad (3-16)$$

ここで、 $p_{xx}$ 、 $p_{yy}$ 、 $p_{zz}$  は法線応力、 $p_{yz}$ 、 $p_{zx}$ 、 $p_{xz}$  はせん断応力を示し、それぞれ最初の添え字で作用面の法線を、次の添え字で力の方向を表す。 $\lambda$ 、 $\mu$  は剛性率で、 $\mu$  は式(3-2)、(3-3)に出てくる  $\mu$  と同じものであり、 $\lambda = \mu$  とする。ただし、 $\Theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}$  である。また、 $p_{yz} = p_{zy}$ 、 $p_{zx} = p_{xz}$ 、 $p_{xy} = p_{yx}$  である。

次に、この応力がプレート運動に与える影響を調べるため、海洋プレートが沈み込む傾斜角の方向に応力を座標変換する。式(3-11) から (3-16) で求めた応力の各成分をまとめてテンソル  $\mathbf{p}$ 、変換後のテンソルを  $\mathbf{p}'$  とする。つまり、

$$\mathbf{p} = \begin{pmatrix} p_{xx} & p_{xy} & p_{xz} \\ p_{yx} & p_{yy} & p_{yz} \\ p_{zx} & p_{zy} & p_{zz} \end{pmatrix} \quad (3-17) \quad \mathbf{p}' = \begin{pmatrix} p'_{xx} & p'_{xy} & p'_{xz} \\ p'_{yx} & p'_{yy} & p'_{yz} \\ p'_{zx} & p'_{zy} & p'_{zz} \end{pmatrix} \quad (3-18)$$

である。今回の仮定では南北軸（ $x$  軸）のまわりに回転させるので、回転行列を  $\mathbf{A}$  とすると、

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\theta & \sin\theta \\ 0 & -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (3-19)$$

である。 $\theta$  はプレートの傾斜角である。変換後の応力テンソル  $\mathbf{p}'$  は、

$$\mathbf{p}' = \mathbf{A}^T \mathbf{p} \mathbf{A} \quad (3-20)$$

となる。実際は  $\theta = 30^\circ$  として計算する。

以上により、プレート境界の断層における CFS が求まる。節 1.1. から CFS の定義より、 $\tau = -p'_{yz}$ 、 $\sigma = p'_{zz}$  である。摩擦係数  $\mu$  は 0.5 と仮定する。このようにして各区画において求めた CFS を図 19 に示す。図 19 からプレート境界付近の CFS は 200 Pa 程度である。

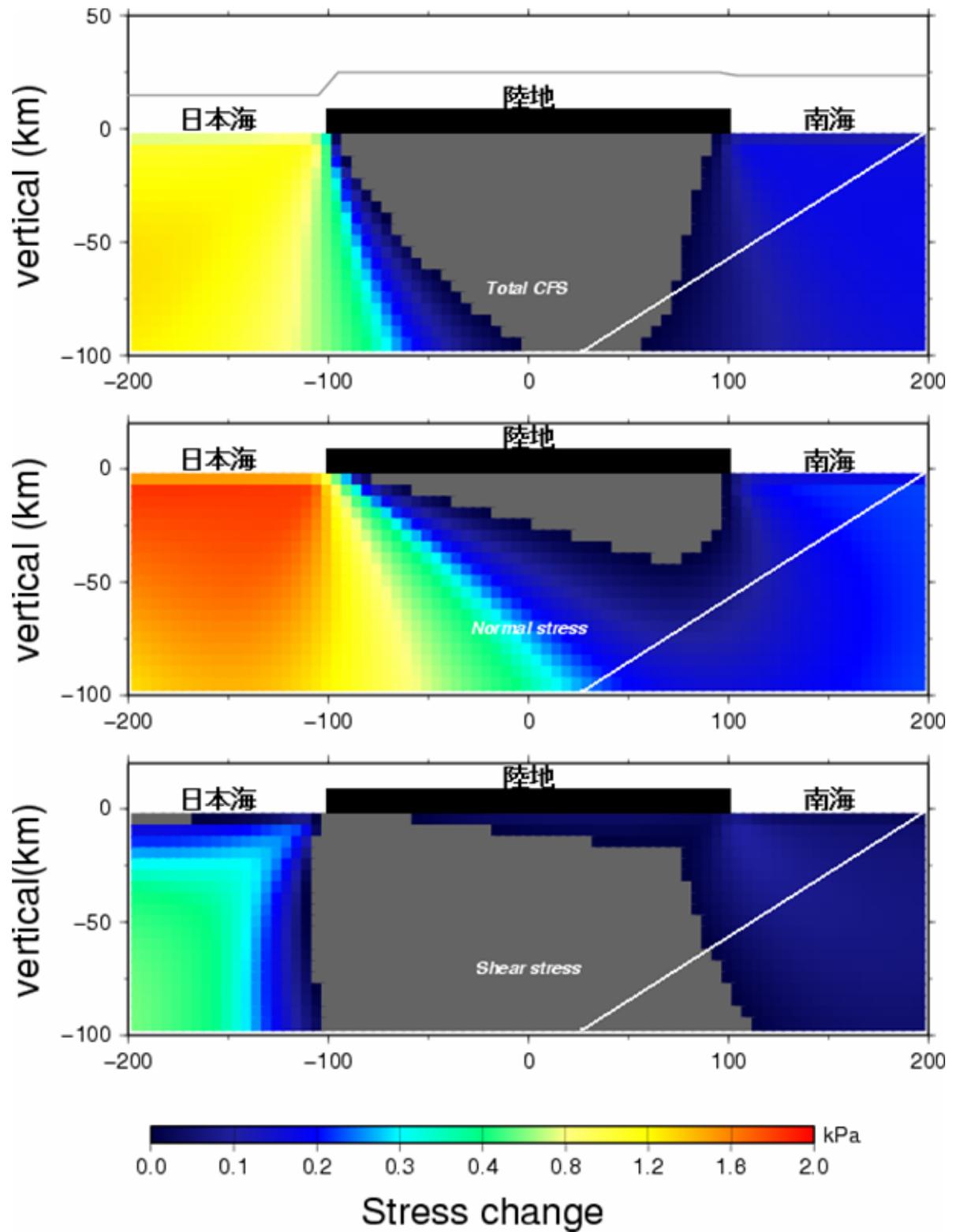


図 19. 海底圧力の変動量から、逆断層における様々な種類の応力に変換してプロットした図。上からそれぞれ、CFS、法線応力、せん断応力。白線はプレート境界。海底面及び地表面は vertical = 0 km。横軸は東西距離を表し、単位は km で、陸地は -100 km から 100 km の間。-100 km より西を日本海、100 km より東を南海トラフのある太平洋と仮定し、海底圧力の変動をそれぞれ -2000 Pa、-300 Pa 与え、それを CFS の図の上部に表す（圧力を水の高さに置き換えている。縦軸の数値をそのまま用いて単位を cm に直す）。Stress change の値が負になる領域は灰色で示している。

#### 4. 考察・まとめ

Ohtake and Nakahara (1999) は南海・相模トラフで発生する大地震の発生時期に季節性があることに着目し、統計的な検定を施したところ、発生時期に偏りが偶然によって起こる確率は約 2% であると算出した。そこで、地震の発生を偏らせる原因の自然現象として、大気圧の 1 年変動に注目し、それがプレート間の断層に与える影響を計算したところ、逆断層のずれを進行させる方向にクーロン破壊応力 CFS として約 30 Pa の摂動が存在することを明らかにした。しかし、地震の発生時期に季節性をもたらすには少なくとも  $10^3$  Pa 程度以上の応力摂動が必要であり、大気圧変動による応力摂動では 1.5 から 2 桁程度不足している。よって大気圧変動が地震の発生を誘発している可能性は薄いと結論付けた。

一方、本研究では、地震の発生を誘発しうる自然現象として、海底圧力に注目した。海底圧力の時間変化を調べるにあたっては ECCO モデルを利用した。それによると、図 13 及び図 17 より西南日本の太平洋側（南海トラフ周辺）では 300 Pa 前後の海底圧力の年変動が確認できた。図 18 より海底圧力の減少率は概ね 11 月から 12 月にかけて最大になるが、これは節 1.1. でみた地震の発生が集中する時期と一致する。海底圧力から CFS を計算すると、プレート間では逆断層のずれを進める方向に約 200 Pa の応力摂動がある。しかし、前述のように、地震の発生時期に偏りを生じるために必要な  $10^3$  Pa には 0.5 から 1 桁程度、定量的に不足している。

仮にこの程度の海底圧力の季節変動が南海トラフの地震の発生時期をコントロールしているとする。図 19 で示すように、秋の CFS 増加は日本列島の太平洋側より日本海側で顕著である。しかし 1983 年日本海中部地震（五月）、1993 年北海道南西沖地震（七月）など、サンプル数は少ないが南海トラフの大地震のように秋冬にしか発生しないという顕著な季節性は見えない。従って海底圧力の季節変化が地震発生時期の季節性の原因となっているという主張は成り立ちにくい。

以上より、Ohtake and Nakahara (1999) の大気圧変動にしても本研究の海底圧力変動にしても、地震の発生時期とは定性的には一致するものの、変動量に関しては定量的に不足する。よって、南海・相模トラフで発生する大地震が何らかの要因によって発生時期を早める（もしくは遅らせる）ならば、他の自然現象に注目する必要がある。しかし、有力な現象が他に残されているかは疑問である。発生時期の偏りが偶然である 2% の確率は、無視できるほど小さい値でもないことから、偶然である可能性も否定できない。

ただし、図 12 によると、ECCO モデルが算出した海底圧力変動は、海底圧力計による実際の海底圧力変動より小さめであることがわかっている (Matsumoto et al., 2006)。したがって、現実の海底圧力は ECCO モデルが算出した値を上方修正できる可能性がある。さらに、大気圧変動や、その他まだここでは注目していない現象を組み合わせることで、定量的な不足を克服できるかもしれない。重力ミッションのひとつである GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) 衛星は 2002 年に打ち上げられ、陸水や海洋の質量変化による重力の季節変化の研究に多大な貢献をしつつある。

GRACE 衛星による海底圧力分布のグローバルな計測結果を解析することによって、日本近海の荷重の季節変化について実測という新しい観点からの研究が近い将来可能になるであろう。

## 5. 謝辞

この論文を完成することができたのは、右も左もわからない小生を一から懇切丁寧にご指導し、また、なかなか研究を進めない怠惰な小生に忍耐強く接して頂いた日置幸介教授殿のおかげです。この場を借りて感謝を申し上げます。

また、地殻熱水力学研究室の池田隆司教授殿、並びに日置教授殿は落第寸前の小生に救いの手を差し伸べてくださいました。併せてお礼申し上げます。

本研究室の修士学生の小川涼子様、並びに同じ学部4年生の古屋智秋様には執筆の進まない小生に警笛を鳴らす等、助言、ご指導を頂いたこともここにお礼を申し上げます。

## 6. 参考文献

- Anderson, J. G., J. N. Brune, J. N. Louie, Y. Zeng, M. Savage, G. Yu, Q. Chen, and D. Depolo, 1994, Seismicity in the Western Great Basin Apparently Triggered by the Landers, California, Earthquake, 28 June 1992, Bull. Seismol. Soc. Am. 84, 863–891.
- Cochran, E. S., Vidale, J. E., and Tanaka, S., 2004, Earth Tides Can Trigger Shallow Thrust Fault Earthquakes, Science, 306, 1164-1166.
- Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO), <http://www.ecco-group.org/> 2007年1月23日アクセス
- Farrell, W.E., 1972, Deformation of the Earth by Surface Loads, Reviews of Geophysics and Space Physics, 10, 761-797.
- Hamada, N., 1990, Some Amendments for the Earthquake Catalogue in the Special Issue No. 6 of the Seismological Bulletin of the Japan Meteorological Agency, Zisin (J. Seismol. Soc. Japan) 2, 49, 307–310 (in Japanese).
- 日置幸介、2006、地震と荷重の微妙な関係、地震ジャーナル、41、5-11
- Hill, D. P., P. A. Reasenber, A. Michael, W. J. Arabaz, G. Beroza, D. Brumbaugh, J. N. Brune, R. Castro, S. Davis, D. Depolo, W. L. Ellsworth, J. Gomberg, S. Harmsen, L. House, S. M. Jackson, J. S. Johnston, L. Jones, R. Keller, S. Malone, L. Munguia, S. Nava, J. C. Pechmann, A. Sanford, R. W. Simpson, R. B. Smith, M. Stark, M. Stickney, A. Vidal, S. Walter, V. Wong, and J. Zollweg, 1993, Seismicity Remotely Triggered by the Magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake, Science 260, 1617–1623.
- Japan Meteorological Agency, 1982, Catalogue of Relocated Major Earthquakes in and near Japan, Seismol. Bull. Japan Meteor. Agency, Special Issue, no. 6, 109 pp. (in Japanese).
- 笠原慶一、杉村新、岩波講座 地球科学 10 変動する地球 I –現在および第4紀– 第2章 地震とテクトニクス –地殻歪の進行– 笠原慶一著、岩波書籍
- 気象庁、気象庁 | 海水温・海流の知識 海洋大循環モデル、<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/kaikyo/knowledge/model.html> 2007年1月23日アクセス
- 国土交通省国土地理院、国土地理院–潮位を測る（験潮）、<http://tide.gsi.go.jp/> 2007年1月22日アクセス
- Matsumoto, K., T. Sato, H. Fujimoto, Y. Tamura, M. Nishino, R. Hino, T. Higashi, and T. Kanazawa, 2006, Ocean bottom pressure observation off Sanriku and comparison with ocean tide models, altimetry, and barotropic signals from ocean models, Geophysical Research Letters, 33, L16602.

- Ohtake, M. and H. Nakahara, 1999, Seasonality of Great Earthquake Occurrence at the Northwestern Margin of the Philippine Sea Plate, *Pure and Applied Geophysics*, 155, 689-700.
- Schuster, A., 1897, On lunar and solar periodicities of earthquakes, *Proc. R. Soc. London*, 61, 455-465.
- Tsuruoka, H. 1995, Effects of the Earth Tide on Earthquake Occurrence and Its Mechanical Interpretation, Ph.D. Thesis, Tohoku University, 148 pp. (in Japanese).
- Tsuruoka, H., M. Ohtake, and H. Sato, 1995, Statistical Test of the Tidal Triggering of Earthquakes: Contribution of the Ocean Tide Loading Effect, *Geophys. J. Int.* 122, 183-194.
- Usami, T., Summary of Earthquakes with Damage in Japan, New Edition: Enlarged and Revised Version for 416-1995 (Tokyo University Press, Tokyo 1996) 483 pp. (in Japanese).
- Utsu, T., 1982, Catalog of Large Earthquakes in the Region of Japan from 1885 through 1980, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 57, 401-463 (in Japanese).