地学雑誌
Journal of Geography
111(2) 256-267 2002

地震発生における地球潮汐の影響

―数値シミュレーションによるアプローチ―

鶴　岡　　弘*　大　竹　政　和**

Effects of the Earth Tide on Earthquake Occurrence: An Approach by Numerical Simulation

Hiroshi TSURUOKA * and Masakazu OHTAKE **

Abstract

We conducted a numerical simulation to clarify the effects of the earth tide on earthquake occurrence. In the simulation, fault planes, having different initial stresses, are loaded by constantly increasing tectonic stress and cyclic stress due to the earth tide. Earthquakes are assumed to occur when the shear stress reached a certain threshold level. The result of the simulation indicates that the tidal effect on earthquake occurrence is strongly controlled by the ratio of stress change rate between earth tide and tectonic stress accumulation; earthquakes concentrate near phase angle 0°(maximum tidal stress) when the ratio is large, and they are distributed with a peak around −90°(maximum acceleration of tidal stress) when the ratio is small. This phase selectivity is very similar to the observations of tide-triggered earthquakes reported so far, and rock failure experiments under cyclic loading, suggesting that our approach may provide an important clue for clarifying the physical mechanism of tidal triggerings of earthquakes. Schuster's test has been widely used for detecting tidal effect on earthquake occurrence. However, it is shown by the numerical simulation that the result of a test strongly depends on the size of a data set when earthquakes have phase selectivity by nature, and that Schuster's *p*-value is not appropriate to represent the strength of tidal effects. Alternatively, we propose to use α, which is the amplitude of a sine curve fitted to the frequency distribution of earthquakes against phase angle, to evaluate the strength of tidal effects. We also emphasize that the effect of ocean loading is an important component of the earth tide, and cannot be neglected in a study of tidal triggerings of earthquakes.

Key words: earth tide, earthquake occurrence, triggering, stress rate, numerical simulation
キーワード：地球潮汐，地震発生，トリガリング，応力変化速度，数値シミュレーション

* 東京大学地震研究所
** 東北大学大学院理学研究科
* Earthquake Research Institute, the University of Tokyo
** Graduate School of Science, Tohoku University

I. はじめに

月および太陽の引力（起潮力）によって海洋に潮汐が起こることはよく知られ，われわれに馴染み深い現象である。これらの起潮力は地球の固体部分にも作用し，地球の変形に伴って，重力・歪み・応力等の変化が地球内部に生じる。さらに，海洋潮汐による表面荷重の変化もまた，地球の内部変形をもたらす。このように，固体地球が周期的な変形を繰り返す現象が地球潮汐である。Tsuruoka *et al*.（1995）と大竹･鶴岡（1995）に従って，月および太陽の起潮力による直接の変形を地球潮汐の直接項，海洋潮汐荷重による変形を間接項と呼ぶ。実際には両者は同じ周期をもつ現象であり，地殻変動や重力の観測に見られる地球潮汐成分から厳密に分離することは難しい。

地球潮汐によって地殻にもたらされる応力変化は，高々 10^3Pa のオーダーである。これは地震時の応力降下量の 10^{-4} ～ 10^{-3} 程度に過ぎず，地球潮汐による応力変化が直接地震を引き起こす原因となることは考えにくいとされてきた。しかし，その応力変化率に着目すれば，テクトニックな応力蓄積速度を 2 桁も上回ることもあり得る。地震は蓄積されたテクトニックな応力がある臨界値に達したときに発生すると考えると，地球潮汐のような微小な応力変化が，地震発生に影響を与えることは十分可能性がある。

一方，大地震の発生後，余震域以外の周辺地域で地震活動が活発化したり，中規模の地震が発生する例がある。これらの現象は，大地震によって生じた静的な応力変化が地震発生を促進する領域に発生する傾向がある（例えば，Reasenberg and Simpson，1992；橋本，1995）。さらに，静的な応力変化だけでなく，大地震の地震波による動的な応力変化が地震を誘発したという報告もある（Hill *et al*.，1993）。

地球潮汐等による微小な応力変化と地震発生との相関を調査することは，地震の発生メカニズムや地殻の破壊条件を推定する上で非常に重要である。特に地球潮汐による応力変化は理論的に高精度で予測することができるため，地震発生過程を物理的に解明する上で重要な役割を果たすと考えられる。このような考えに基づき，地球潮汐と地震発生との相関関係についてはこれまでに多くの研究がなされてきた。その多くは, Cotton（1922），安芸（1956），田中（1985），Emter（1997），宇津（1999），Glasby and Kasahara（2001）等の総合報告にまとめられている。本論では，まず，これまでの研究とその手法について簡単に紹介し，地球潮汐の間接項すなわち海洋潮汐荷重の影響の重要性を示す。次に, これまでの現象論的アプローチとは別に，地球潮汐が地震発生にどの程度の影響を与えるのかについて数値シミュレーションを用いて定量的な評価を試みる。シミュレーションにあたっては，テクトニックな応力蓄積速度との関係に特に着目して調査する。加えて，地球潮汐と地震発生との相関を調査する際によく利用される Schuster の検定法について，数値シミュレーションによる考察を行う。

II. 地球潮汐と地震発生との相関

地球潮汐と地震発生との相関を調べた研究は，古くは Schuster（1897）にさかのぼる。彼は，月および太陽の運行に伴う地震発生の周期性を調査し，以後の研究の端緒を拓いた。その後数多くの研究があるが，群発地震活動や余震活動など時空間的に限られた地震活動について地球潮汐との相関が見られるとの報告が多い（例えば，Nasu *et al*.，1931；Sauck，1975；Klein，1976；浜田，1978；島田，1978；Oike and Taniguchi，1988；三浪・山崎，1990；Aoki，2001；Kasahara and Sato，2001；William and Wilcock，2001）。一方，大きな地震やグローバルスケールの地震活動については肯定的な報告は少ない。ただし，いずれの場合も解析方法に問題が多く，Tsuruoka *et al*.（1995）が指摘した 4 項目をすべて満たしている研究はほとんどない点に注意する必要がある。彼らが指摘したのは，（1）地球潮汐の間接項をきちんと評価すること，（2）地球潮汐を地震が発生している深さで評価すること，（3）地球潮汐の主要な分潮成分をすべて含むこと，（4）地震のメカニズムを考慮し断層面上の応力成分について調査

すること，の4点である。その後発表されたVidale *et al.*（1998）においても，海洋潮汐荷重による応力変化は考慮されているが，震源の深さで評価がされていない。地球潮汐と地震発生との相関関係についての注意深い解析事例はまだまだ少なく，両者の関連が十分に理解されているとは言い難い状況である。上記の4項目をすべて満たした調査は，現在のところTsuruoka *et al.*（1995），鶴岡（1992MS，1995），大竹・鶴岡（1995），青木（1997MS），田中（2001MS）の研究に限られている。

Tsuruoka *et al.*（1995）は，表面波マグニチュード6.0以上の全世界の地震988個について調査し，正断層型の地震（75個）の発生と地球潮汐による応力テンソルの対角和成分との間に有意な相関があることを示した。鶴岡（1995）は，地球潮汐と地震発生との相関が時間的に変化し，大地震発生前に相関が高まり，大地震発生後に相関がなくなるという特異な現象を初めて見出し，アリューシャン，スマトラ，ペルー地域における事例を示した。この発見に基づいて，大竹・鶴岡（1995）は，地震活動と地球潮汐との相関を系統的に調査することによって，大地震の発生予測に迫ることができるかもしれないと考えた。青木（1997MS）は足尾地域の微小地震を解析し，地球潮汐による法線応力成分の引張が最大のときに地震が多発する傾向を見出した。田中（2001MS）は1977年から1999年までの23年間に発生したモーメントマグニチュード5.5以上の全世界の地震8889個を解析し，逆断層型の地震について地球潮汐のせん断応力成分と地震発生との間に高い相関があること，またその相関の現れ方に地震規模依存性が見られることを示した。このように，鶴岡（1992MS）以後，地球潮汐と地震発生との相関に関する研究は着実に進みつつある。しかし，解析事例はまだまだ限られており，引き続き現象論的調査を進めていく必要がある。

III. 地球潮汐と地震発生との相関を調べる方法

地球潮汐と地震発生との相関を調べるためにいろいろな方法が用いられている。代表的なものは以下のとおりである。

（1）直接法

地震発生の時刻とマグニチュードを示すM-T図を作成し，地球潮汐による歪・応力の時刻歴と直接比較する方法である。Sauk（1975），Oike and Taniguchi（1988）などで用いられている。群発地震，余震活動など時空間的に限られた地震活動の場合には，相互の関係を直感的に見ることができるので有用である。しかし，両者の関係を定量的に評価することができない。また，広域にわたる地震活動を対象とする場合には，場所ごとに地球潮汐の時刻歴が異なるので，このような簡便な比較はできない。

（2）相互相関法

一定期間内の地震数，放出エネルギー等を用いて地震活動を定量化し，地球潮汐の時刻歴との相互相関をとる方法である。例えば，Shlien（1972）は，1時間あたりの地震数と海洋潮汐の関係を調査した。両者の関係を定量的に評価することが可能であるが，地震活動をどう定量化するか，単位期間をどう選ぶかなどの問題がある。

（3）統計的検定による方法

これまでの研究の多くは，統計的検定を用いて地球潮汐と地震発生との相関を調査している。そのほとんどがSchuster（1897）の方法によっている。これは，地球潮汐と地震発生が無相関であるという帰無仮説を棄却する危険率を調べる方法であり，Heaton（1975, 1982），Tsuruoka *et al.*（1995）等に詳しく述べられている。この方法では，地震発生時刻における潮汐位相角θ_iを図1のように定義し，データセットに含まれるN個の各地震の位相角から，

$$p = \exp(-R/N),$$

$$R = \left(\sum_{i=1}^{N} \cos\theta_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^{N} \sin\theta_i\right)^2 \qquad (1)$$

を計算する。pは帰無仮説を棄却する危険率で0％から100％の値をとる。pが0％に近いほど帰無仮説を棄却する危険率が低く，地球潮汐と地震

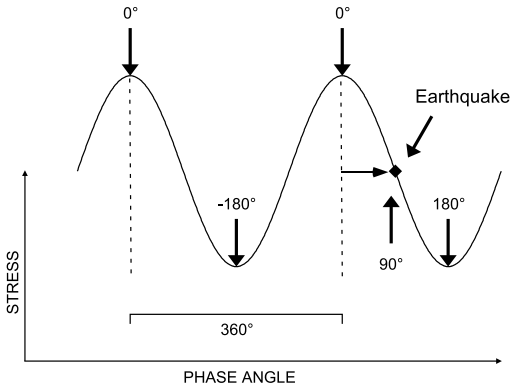

図 1　潮汐位相角の定義.
地球潮汐による断層面上での応力成分の時刻歴におけるピークを 0°，トラフを± 180 °とし，地震前後の 180 °を均等に分割して地震発生時における位相を定義する．図は，$\theta_i = 90$ °の場合を示している.

Fig. 1　Definition of tidal phase angle.
The maximum and the minimum of tidal stress changes just before and after an earthquake are assingned to 0 °and ± 180 °, respectively, and the tidal phase angle is defined by linearly dividing the time interval between them. This figure shows the example of $\theta_i = 90$ °.

発生の相関が高いと判断される。ただし，信頼できる p 値を得るためには，データセット中に少なくとも 10 個程度以上の地震を含む必要がある。また，θ_i の母集団の頻度分布が複数のピークをもつ場合は，Schuster 法による評価は適切とは言えない。

以上のように，地球潮汐と地震発生の相関関係を調べる方法には，なお検討すべき問題が残されている。少なくとも，それぞれの方法の限界を十分に理解して使用する必要がある。

IV. 海洋潮汐荷重の影響の重要性

Heaton（1975）は，地球潮汐による断層面上のせん断応力変化をきちんと評価し，逆断層の地震についてトリガー作用が見られると結論した。しかし，データ数を増やした解析では同じ結論にならなかったために，Heaton（1982）は前論文の結論には問題があるとして，これを取り消した。ここで，両論文とも地球潮汐の理論計算に際して間接項（海洋潮汐荷重の影響）を無視していることに注意する必要がある。Heaton（1982）と全く同じデータセットを用いて，間接項を含めて再解析した結果を示そう。彼は，データセットを 3 種類（30 km より深い地震，30 km 以浅の strike-slip 型の地震，30 km 以浅の dip-slip 型の地震）に分類した。図 2 は，深さ 30 km 以浅の dip-slip 型の地震 100 個に対する再解析結果で，（a）が間接項を除いた場合，（b）が間接項を加えた場合である。着目した応力成分は地球潮汐による断層面上でのせん断応力で，地震の頻度が位相角 30 ° 刻みのヒストグラムで示されている。間接項の評価には，Tsuruoka *et al*.（1995）の方法を用いた。Schuster の検定値は，$p = 22.5\%$（直接項のみ）から $= 1.96\%$（間接項も含む）と大幅に減少し，Heaton（1982）の結論とは逆に，地球潮汐と地震発生に高い相関が認められる結果となった。

このように，地球潮汐の間接項である海洋潮汐荷重を定量的に評価することは非常に重要である。これを怠ると計算された地球潮汐が実際と合致せず，誤った結論に至る可能性がある。特に，海域とその周辺ではこのことに十分注意しなければならない。

V. 応力蓄積速度と地球潮汐と地震発生との関係

地球潮汐による応力変化は極めて微小だが，その変化速度はテクトニックな応力蓄積速度を上回る場合も希ではない。そのため，地震発生場における応力が臨界値に近い場合には，地球潮汐による応力変化によって地震がトリガーされても不思議ではない。しかし，地球潮汐が地震発生にどの程度の影響を与えるか，その定量的な研究は少ない。三浪・山崎（1990）は，地球潮汐による潮汐歪の主軸方向がテクトニックな応力場の方向と一致するときに，地震発生が 20−25%増加すると述べているが，他の研究は相関の有無についてのみ言及するにとどまっている。

そこで，数値シミュレーションを用いて，応力蓄積速度の大小によって地球潮汐と地震発生との関係がどのように変化するのか定量的な検討を試

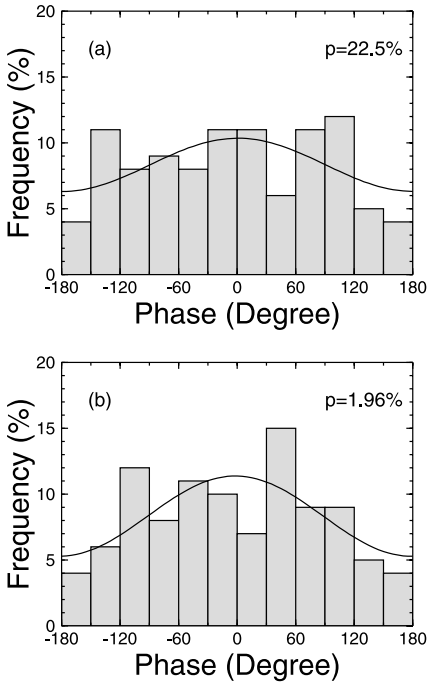

図 2　Heaton（1982）が用いた浅い dip-slip 型の地震 100 個に対する再解析結果.
（a）固体潮汐のみの場合（p = 22.5%）
（b）海洋潮汐荷重の効果を含む場合（p = 1.96%）

Fig. 2　Results of a re-investigation of Heaton (1982)'s data set of shallow dip-slip earthquakes (100 events) for the cases of (a) neglecting, and (b) including the effects of ocean loading.
The p values are 22.5% for (a), and 1.96% for (b), respectively.

みる。

まず，地震発生場における時刻での断層面上のせん断応力は

$$\sigma(t) = \sigma_0 + \nu t + a \sin(2\pi t/T) \qquad (2)$$

で表されるものとする。ここで，σ_0 は応力の初期値, ν はテクトニックな応力の蓄積速度，a は地球潮汐による応力変化の振幅，T は地球潮汐の周期である。地震は，$\sigma(t)$ がある臨界値を越えたときに発生するものと仮定する。数値シミュレーションを行うにあたって, 時間を T，応力を νT で規格化し，式（2）を次のように無次元化する：

$$S(\tau) = S_0 + \tau + (r/2\pi)\sin(2\pi\tau) \qquad (3)$$

ここで,

$$\tau = t/T,\ S(\tau) = \sigma(t)/(\nu T),\ S_0 = \sigma_0/(\nu T),$$
$$r = 2\pi a/(\nu T)$$

である。式（3）を時間で微分すると,

$$dS(\tau)/d\tau = 1 + r\cos(2\pi\tau) \qquad (4)$$

となる。従って，r は, 地球潮汐による応力変化とテクトニックな応力変化の速度の比を与える。地震発生の臨界応力値は，無次元化された式（3）では $S_c = \sigma_c/(\nu T)$ に置き換えられる。

数値シミュレーションでは, 初期応力 S_0 がランダムに分布する地震発生場を設定し，式（3）による応力増加と上記の地震発生条件の下で，応力変化の速度比 r の効果を調査した。実際には，S_c = 10000 として，S_0 には 0 から $S_c/2$ の間に一様ランダムに分布する 10 万個の値を与えた。$r = 0$ の場合には，地球潮汐の 10000 周期の間にほぼすべての地震が発生することになる。なお，各地震はお互いに独立して発生するものとする。

図 3 に示すように r が大きいほど地球潮汐に対応する周期項がより明瞭に現れる。このシミュレーションでは，地震が発生した時刻における地球潮汐の位相を求め，そのヒストグラムを作成して，位相選択性の特徴を調査する。

まず，地球潮汐による周期項がない場合（r = 0）について，地震発生の様子を図 4 に示す。横軸は規格化された時間，縦軸は地震の積算数である。地震は一定の発生率で起こっている様子が見てとれる。また，地震発生時の位相のヒストグラムからは，地球潮汐による周期項がない場合には全く位相選択性が見られない。このことから，データセットに含まれる 10 万個の地震のランダム性が保証される。次に，地球潮汐による周期項を含む

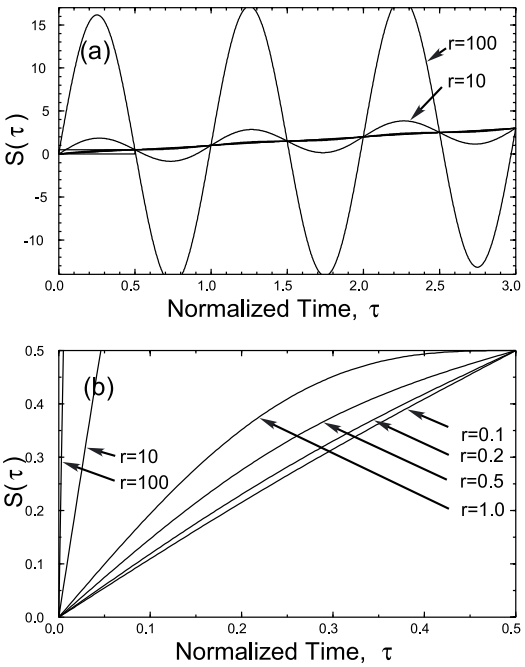

図 3　異なる応力変化速度比に対する応力値 r の時間変化の様子.
時間は地球潮汐の周期で正規化されている.（a）の太線で囲まれた領域が（b）に拡大されている.

Fig. 3　Time history of the total stress change for different stress rates of tidal shear stress superimposed on the tectonic stress accumulation.
The time is normalized by the cycle of the earth tide. Region surrounded by solid line in（a）is enlarged in（b）.

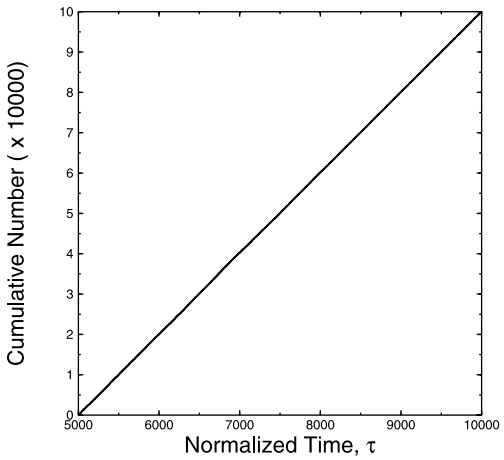

図 4　テクトニックな応力のみの蓄積によって発生する地震の積算数の時間変化の様子.

Fig. 4　Temporal change of cumulative number of earthquakes by tectonic stress accumulation without tidal effect.
The time is normalized by the cycle of the earth tide.

場合（$r \neq 0$）の結果を図 5 に示す。r が大きくなるほど周期項の影響が著しくなるが，位相角の分布は，r が 1 より大きいか小さいかによって大きく特徴が異なっている。r が 1 より大きいときには，位相 0 °およびその直前で地震が発生しており，r が大きくなるほどその分布が鋭くなる。特に，$r = 100$ の場合などは，ほとんどすべての地震が位相－ 30 °から 0 °の間に集中し，非常に強い位相選択性を示している。r が 1 より小さい場合には，付近にピークをもつ分布が見られ，r が小さくなるほど分布が緩やかになっていく。地球潮汐の応力変化は正弦的であるので，位相 θ の頻度も正弦関数に従うものと考え，頻度分布に関数：

$$\phi(\theta) = \frac{1}{2\pi}\left[1 + \alpha \cos(\theta + \delta)\right] \qquad (5)$$

を当てはめた（図 5 の曲線）。図に見るように，式（5）は頻度分布のヒストグラムに極めてよく適合している。$r = 0.1$，0.2，0.5，1.0 の各場合に対して，振幅は，$\alpha = 0.0995$，0.1986，0.4947，0.9908，ピーク位置の潮汐位相角は $\delta = -88.85°$ － 88.91 °，－ 88.71 °－ 88.72 °となった。なお，Schuster の検定値 p を計算すると，すべての場合において 0.001%より小さい値が得られ，地球潮汐と地震発生との間に高い相関が示される。このことは，地球潮汐による応力変化速度がテクトニックな応力蓄積速度の 1/10 程度であっても，地球潮汐と地震発生との間には明瞭な相関が現れうることを示している。

以上のシミュレーション結果に基づいて，地震発生に対する地球潮汐の影響度を定量的に評価するパラメータとして，（5）式の α を用いることを

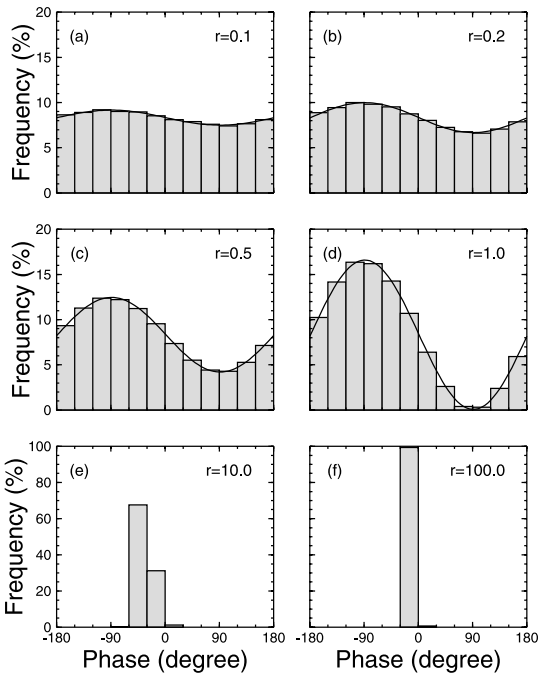

図 5　応力変化速度比が異なる場合における地震の潮汐位相角の頻度分布.
（a）r ＝ 0.1,（b）r ＝ 0.2,（c）r ＝ 0.5,（d）r ＝ 1.0,（e）r ＝ 10.0,（f）r ＝ 100.0 の場合を示す．実線のカーブは（5）式の正弦関数を当てはめたもの.

Fig. 5　Frequency distribution of tidal phase angles of earthquakes for different stress rate ratios between tidal shear stress and tectonic stress accumulation : (a) r = 0.1, (b) r = 0.2, (c) r = 0.5, (d) r = 1.0, (e) r = 10.0, (f) r = 100.0.
Solid curves represent sinusoidal functions of Eq. (5) fitted to the distribution.

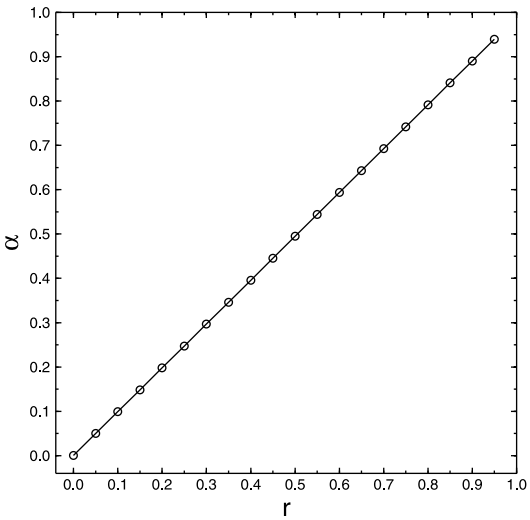

図 6　地震発生に対する地球潮汐の影響度 α と応力変化速度比 *r* の関係.

Fig. 6　Relation between tidal effect on earthquakes, α and stress rate ratio, *r*.

提案する。図 6 は，$0 \leq r < 1$ における α の *r* 依存性を調べた結果である。α は *r* にほぼ比例していることがわかる。このように，α は地球潮汐による応力変化とテクトニックな応力蓄積の速度比を表す *r* と強く結びついており，地球潮汐の地震発生への寄与度を記述するのに適切なパラメータであると考える。

ここで行った数値シミュレーションは，地球潮汐による応力変化を単一周期の正弦カーブとみなし，法線応力や間隙水圧の変化を無視するなど，かなりの程度簡略化された地震発生モデルに基づくものである。今後，より精緻なモデルで検討を進める必要があろう。しかし，地球潮汐の地震発生への影響が応力変化速度の比 *r* に強く依存するという結果は，基本的に変わらないものと考える。

VI. Schuster の検定値のデータ数依存性

地球潮汐による応力変化速度がテクトニックな応力蓄積速度の 1/10 程度であっても，地球潮汐と地震発生との間には明瞭な相関が現れうることがわかった。すでに述べたように，地球潮汐と地震発生との関係を統計的に調べる際に，Schuster（1897）の検定法が広く用いられている。これは，地震の発生時刻には潮汐位相による選択性がないことを帰無仮説として統計的検定を行うものである。その検定値 *p* にはデータ数 *N* の効果が繰り込まれているので（式（1）参照），*N* が異なるデータセット間で *p* の大小を比較することが可能である。

しかし，もともと母集団に位相選択性がある場合には，与えられたデータセットから求められた *p* の値はデータ数 *N* に依存する結果となる。このことを明らかにするために，数値シミュレーション

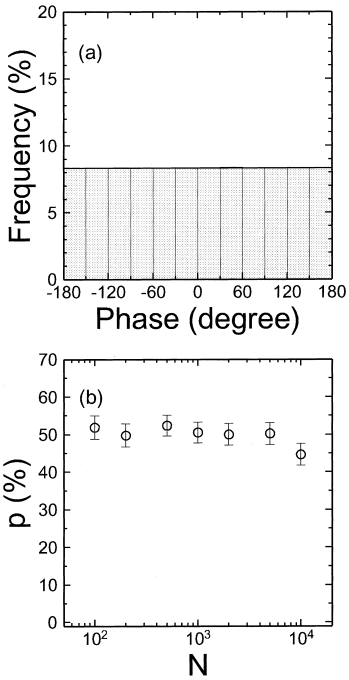

図 7　Schuster の検定値 p のデータ数依存性（α＝0.0 の場合）.
（a）潮汐位相角のヒストグラム.
（b）データ数に対する値の変化 . エラーバーは標準偏差を示す.

Fig. 7　Data number dependency of Schuster's p value for α＝0.0.
（a）Frequency distribution of tidal phase angles.
（b）Diagram p of values versus data numbers. Error bar indicates standard deviation.

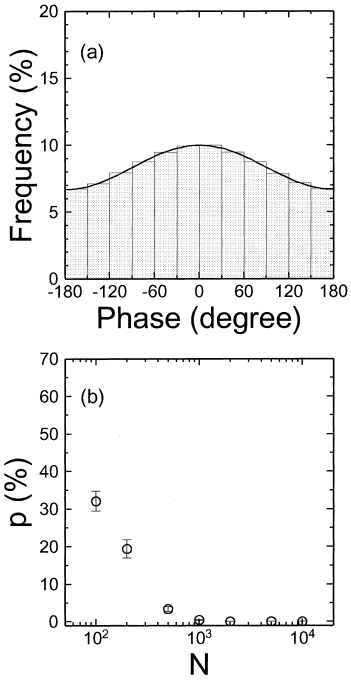

図 8　Schuster の検定値 p のデータ数依存性（α＝0.2 の場合）.
（a）潮汐位相角のヒストグラム.
（b）データ数 N に対する p 値の変化. エラーバーは標準偏差を示す.

Fig. 8　Data number dependency of Schuster's p value for α＝0.2.
（a）Frequency distribution of tidal phase angles.
（b）Diagram of p values versus data numbers. Error bar indicates standard deviation.

により p 値のデータ数依存性を調査する。数値シミュレーションは以下の手順で行った。まず,（5）式の確率密度関数に従う位相角 θ を 100 万個生成し，これを潮汐位相角の母集団とする。次に，母集団から重複なくランダムに 100 から 10000 の範囲で N 個のデータを取り出し，Schuster の検定値 p を計算する。この操作を 100 回繰り返し，得られた p 値の平均および標準偏差を求める。まず，α＝0 の場合の結果を図 7 に示す。これは潮汐位相角を－180°から 180°の間で一様にランダムに生成した場合に対応している。図 7（a）のヒストグラムは母集団の位相角頻度分布を示すが，明らかに頻度分布は一様である。図 7（b）に異なる N に対する p の平均値と±σの範囲を示す。どの N に対しても p 値は大きく，有意な相関は見られない。また，標準偏差もデータ数に依存していないことがわかる。図 8 には，α＝0.2 の場合の結果を示す。この場合には，データ数の増加に伴い p 値，標準偏差ともに小さくなることがわかる。なお，生成されたデータの（5）式への当てはめを行うと α =0.1984，δ＝－0.13°となり，潮汐位相角のデータは正しく（5）式の確率密度関数に

表 1　異なる地球潮汐の影響度（α）に対する p 値および標準偏差.

Table 1　The p values and atandard deviations for different tidal effect on earthquakes, α .

データ数 N	p 値，標準偏差（%）	
	α = 0.0	α = 0.2
100	51.84 ± 3.07	32.09 ± 2.64
200	49.73 ± 3.09	19.38 ± 2.44
500	52.36 ± 2.80	3.32 ± 0.65
1000	50.50 ± 2.77	0.39 ± 0.14
2000	49.99 ± 2.87	0.02 ± 0.02
5000	50.16 ± 2.94	0.00 ± 0.00
10000	44.63 ± 2.85	0.00 ± 0.00

従って生成されていることを確認している。α = 0.0，0.2 のそれぞれの場合について，得られた p 値とその標準偏差をまとめて表 1 に示す。

この数値シミュレーションの結果から，母集団が位相選択性をもつ場合には，Schuster の検定値 p はデータ数 N に依存することが明らかになった。このことは，地球潮汐と地震発生との相関を調査する上でデータ数を考慮した検定値の評価が必要であることを示唆する。図 9 に異なるデータ数 N（= 100，200，500，1000）に対して，α を変化させて p 値を求めた結果を示す。図には 100 回の試行を行った際の標準偏差も示している。データ数 N が同じであれば，α が大きくなるほど p 値が小さくなること，データ数が大きくなるほど p 値の減少率が大きくなることがわかる。従って，データ数が異なる場合には，p 値の大小を用いて地震発生における地球潮汐の影響度を議論することができない。例えば，N = 100，α = 0.4 の場合 p の値は 5.33%，N = 1000，α = 0.2 の場合は，0.33%となり，p 値の大小が地球潮汐の影響度の大小と一致しない。さらに，α のデータ数依存性についても調査した。図 10 は，r = 0.1，0.2，0.5 の場合にデータ数を変化させて潮汐の影響度 α を求めたものである。図には 100 回の試行を行った際の標準偏差も示している。データ数 N が小さくかつ r が小さい場合には，α が大きく求められる傾向があるが，N が 1000 以上であれば，

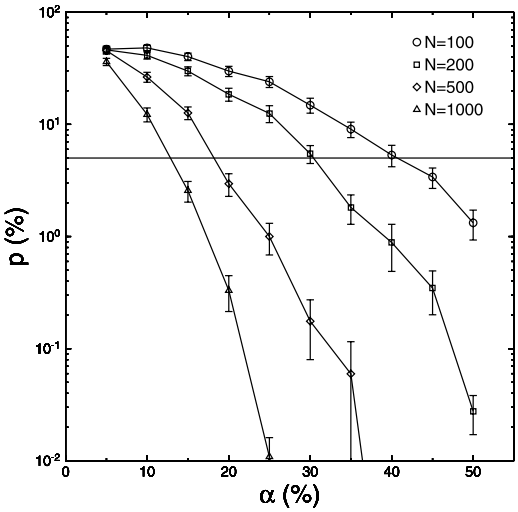

図 9　データ数（N = 100，200，500，1000）に対する Schuster の検定値 p と地球潮汐の影響度 α の関係.
エラーバーは標準偏差を示す.

Fig. 9　Relation between p values and tidal effect on earthquakes α for different numbers of earthquake data.
The cases of N = 100, 200, 500, and 1000 are shown in the figure. Error bar indicates standard deviation.

安定的に求まっていることがわかる。

Schuster 法は，地球潮汐と地震発生とは無相関であるという帰無仮説を検定するものであり，両者の相関の有無を検出するためには有効である。しかし，地球潮汐の影響度を定量的に表すためには，α のような別のパラメータが必要である。

VII. 議　論

Tsuruoka *et al.*（1995）は，地球潮汐の間接項の評価に Schwiderski（1980）の海洋潮汐モデルを用いた。しかし，最近では Matsumoto *et al.*（2000）などにより衛星観測に基づく精度の高い海洋潮汐モデルが構築され，より精緻な解析が可能となっている（例えば，田中，2001MS）。地球潮汐と地震発生との相関を調査する上では，応力の理論値は精度が高いことが求められる。今後の解析には，積極的にこのような新しい海洋潮位モ

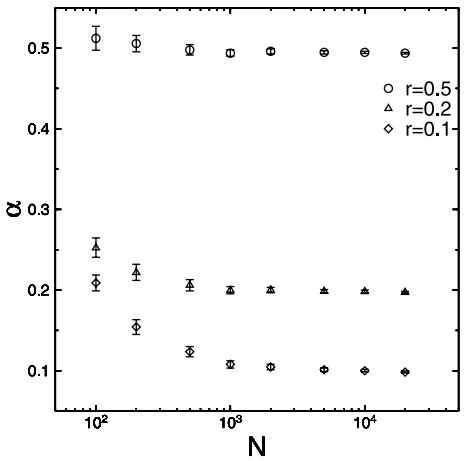

図 10　地震発生に対する地球潮汐の影響度 α のデータ数依存性.
応力変化速度比が r ＝ 0.1, 0.2, 0.5 の場合を示している．エラーバーは標準偏差を示す.

Fig. 10 Relation between tidal effect on earthquakes α and data numbers N.
Cases of r ＝ 0.1, 0.2 and 0.5 of stress rate ratio are shown in the figure.
Error bar indicates standard deviation.

デルを利用すべきと考えられる。特に，Schuster の方法などでは潮汐の位相に着目するので，地球潮汐の応力変化の時刻歴では振幅よりも位相がより重要となる。田中（2001MS）によれば，Matsumoto *et al*.（2000）のモデルから計算される理論値は振幅について実際よりやや大きめに計算される傾向があるが，位相については観測値をよく再現している。振幅の差異については，より現実に近い地球構造モデルでのグリーン関数を用いた評価により改善される可能性がある。

地球潮汐による断層面の応力変化は，地震時の応力降下量の高々 10^{-3} 程度に過ぎない。このことから，地球潮汐が地震の発生を与えるとしても，その寄与度は極めて小さいと考えられがちである。しかし V 章で示したように，地震の発生と地球潮汐の相関現象は応力の変化量ではなく，その変化速度に強く依存する。数値シミュレーションでは，地球潮汐による応力変化とテクトニックな応力蓄積の速度比 r をパラメータとし，r を 0.1 ～ 100 の範囲で変化させることにより，この速度依存性を明らかにした（図 5 参照）。ここでは，実際の地震発生場について検討してみよう。今，地震の際の応力降下量を 3×10^6 Pa，地震の再来間隔を 100 年とする。テクトニックな応力蓄積速度 ν は一定と仮定すれば，$\nu = 10^2$ Pa/day 程度となる。簡単のために，地球潮汐を最大の M2 分潮（周期：$T \approx 0.5$day）で代表し，これによる応力変化の振幅を $a = 3 \times 10^3$ Pa とする。以上の値を用いて，応力変化の速度比として $r = 2\pi a/(\nu T) \gg 10^2$ が得られる。すなわち，応力変化の速度に着目すれば，地球潮汐による周期項がテクトニックな応力蓄積速度をはるかに凌ぐことも珍しくない。図 5 からは，このときに，地震発生と地球潮汐の間に著しい相関が現れることが期待される。ただし，このヒストグラムは単純化されたモデルから得られたものであり，今後，より現実に即したモデルに基づいて検討を進める必要がある。特に，実際の地殻は非常に不均質であるので，破壊強度は一定でなくゆらぎをもっている可能性が高い。ただし，破壊強度が正規分布に従っているとして同様のシミュレーションを行ったが，位相選択性に関しては結果に違いが見られなかった。

V 章の数値シミュレーションでは，地震の頻度分布のピークが地球潮汐位相の 0 ° から－ 90 ° の間に現れることが示された。特に，$r > 1$ の場合には，0 ° 付近に集中する傾向が顕著である（図 5 参照）。位相角 0 ° は地球潮汐によるせん断応力が最大，－ 90 ° は応力変化速度が最大となる位相である。 実際の地震データの解析でも，地震発生は地球潮汐による応力変化が地震発生を加速する位相付近に集中する傾向を示すことが報告されている（Tsuruoka *et al*., 1995；鶴岡，1995；大竹・鶴岡，1995；青木，1997MS；田中，2001MS）。これらの研究では，地震の発震機構を考慮して断層面上でのせん断応力や法線応力成分に着目している。Dieterich（1987）は，岩石実験から得られた摩擦構成則を用いて周期的な荷重の影響を調べ，同様に地震発生を加速する位相付近に地震発生のピークが現れることを明らかにした。彼は，周期的応力の振幅が大きいほど，また法線応力が小さ

いほどその影響が大きくなると報告している。Lockner and Beeler（1999）は，岩石実験によって，周期的な荷重の周期や振幅がスティックスリップの発生にどのような影響を与えるかを調査して，荷重の振幅がイベントの発生に大きな役割を果たしていること，また，その周期にはあまり関連がないことを報告している。彼らの実験においてもスティックスリップを加速する位相付近でイベントが多発する結果となった。ただし，イベントのピークは，周期荷重の応力値最大より前の位相角－30°付近となっている。これらの結果はいずれも，本研究の数値シミュレーション結果とよい一致を示している。現実の地震発生条件はより複雑であると考えられるが，われわれの結果は地震発生条件を解明する上で重要な糸口を与えるものとなるだろう。

VIII. まとめ

本論では，地震発生と地球潮汐の関係に関するこれまでの研究を簡潔に総括し，地球潮汐の間接項の重要性を明らかにした。続いて，地震はせん断応力がある臨界値に達したときに発生すると仮定した数値シミュレーションを用いて，地震発生における地球潮汐の影響を詳しく調査した。また，地震発生に地球潮汐の位相選択性が存在する場合について，Schusterの検定値pの振る舞いを数値シミュレーションによって検討した。主な結論は以下のとおりである。

(1) 地震発生における地球潮汐の影響は，地球潮汐による応力変化とテクトニックな応力蓄積の速度比rに強く支配される。

(2)応力変化速度比rが1より十分大きい場合には，地震の頻度分布は位相0°にピークをもつ強い位相選択性を示し，1より小さい場合には，位相－90°付近にピークをもつ正弦関数的な確率密度分布を示す。

(3) 地震発生に地球潮汐の位相選択性が存在する場合には，Schusterの検定値pは，解析に用いたデータ数に依存する結果となる。

(4) 地震発生における地球潮汐の影響度を定量的に評価するためには潮汐位相に対する地震の頻度分布から推定されるパラメータαを用いるのが有効である。αはデータ数依存性が小さい。

以上の結果は，地震発生における地球潮汐の影響を定量的に扱う方法論を初めて提示したものである。数値シミュレーションの結果は，実際の地震の解析結果や岩石実験の結果をよく再現しており，地球潮汐の地震トリガーメカニズムを解明する上で重要な手がかりを与えるものと考える。今後，より精緻なモデルに基づく研究を進めることによって，広く地震発生の物理的メカニズムの解明にも重要な貢献をもたらすものと期待する。

文　献

青木重樹（1997MS）: 内陸および沈み込みプレート境界域における地球潮汐の地震活動変調作用．東北大学修士論文．

Aoki, Y.（2001）: Imaging dike intrusion during seismic swarms off the Izu Peninsula, Japan, and its triggering mechanism. DSc thesis, University of Tokyo.

安芸敬一（1956）: 統計地震学の現状．地震2, **8**, 205–228.

Cotton, L.A.（1922）: Earthquake frequency, with special reference to tidal stress in the lithosphere. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **12**, 47–198.

Dieterich, J.H.（1987）: Nucleation and triggering of earthquake slip: Effect of periodic stresses. *Tectonophysics*, **144**, 127–139.

Emter, D.(1997): Tidal triggering of earthquakes and volcanic events. *In* Wilhelm, H., Zurn, W. and Wenzel, H.G. eds.: *Tidal Phenomena*. Lect. Notes Earth Sci., 66, Springer-Verlag, 293–310.

Glasby, G.P. and Kasahara, J.（2001）: Influence of tidal effects on the periodicity of earthquake activity in diverse geological settings with particular emphasis on submarine hydrothermal systems. *Earth-Science Reviews*, **52**, 261–297.

浜田信生（1978）: 地球潮汐歪と松代地震発生の関係について．験震時報, **43**, 1–10.

橋本　学（1995）: 兵庫県南部地震に伴う応力変化：断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の計算と地震活動の変化との比較．地震2, **48**, 521–530.

Heaton, T.H.（1975）: Tidal triggering of earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **43**, 307–326.

Heaton, T.H.（1982）: Tidal triggering of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **72**, 2181–2200.

Hill, D.P., Reasenberg, P.A., Michael, A., Arabaz, W.J., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J.N., Castro, R., Davis, S., dePolo, D., Ellsworth, W.L., Gomberg, J., Harmsen, S., House, L., Jackson, S.M., Johnston, M.J.S., Jones, L., Keller, R., Malone, S., Munguia, L., Nava, S., Pechmann,

J.C., Sanford, A., Simpson, R.W., Smith, R.B., Stark, M., Stickney, M., Vidal, A., Walter, S., Wong, V. and Zollweg, J.（1993）: Seismicity remotely triggerd by the magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake. *Science*, **260**, 1617–1623.

Kasahara, J. and Sato, T.（2001）: Tidal effects on volcanic earthquakes and deep-sea hydrothermal activity revealed by ocean bottom seismometer measurements. *J. Geod. Soc. of Japan*, **47**, 424 – 433.

Klein, F.W.（1976）: Earthquake swarms and semi-diurnal solid earth tide. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **45**, 245–295.

Lockner, D.A. and Beeler, N.M.（1999）: Premonitory slip and tidal triggering ot earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **104**, 20133–20151.

Matsumoto, K., Takanezawa, T. and Ooe, M.（2000）: Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. *J. Oceanography*, **56**, 567–581.

三浪俊夫・山崎義典 （1990）: 潮汐力による地殻歪と地震の発生．月刊地球，**12**，369–378.

Nasu, N., Kishinouye, F. and Kodaira, T. （1931）: Recent seismic activities in the Izu Peninsula（part 1）. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **9**, 22–35.

大竹政和・鶴岡　弘 （1995）: 地震の発生と地球潮汐．科学，**65**，285–287.

Oike, K. and Taniguchi, K.（1988）: The relation between seismic activities and earth tides in the case of the Matsushiro earthquake swarm. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **38**, 17–28.

Reasenberg, P.A. and Simpson, R.W.（1992）: Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, **255**, 1687–1690.

Sauck, W.A.（1975）: The Brawley, California earthquake sequence of January, 1975, and tidal triggering by earth tides. *Geophys. Res. Lett.*, **2**, 506–509.

Schuster, A.（1897）: On lunar and solar periodicities of earthquakes. *Proc. Roy. Soc.*, **61**, 455–465.

Schwiderski, E.W.（1980）: On charting global ocean tides. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 243–268.

島田誠一 （1978）: 1975–1978 年の伊豆半島における地震活動の半日潮周期変化および日周変化．東京大学地震研究所彙報，**53**，815–822.

Shlien, S.（1972）: Earthquake-tide correlation. *Geophys. J. Astr. Soc.*, **28**, 27–34.

田中佐千子（2001MS）: 地球潮汐による地震のトリガー現象ー全世界の地震についての検証ー．東北大学修士論文.

田中寅男 （1985）: 地球潮汐と地震．阿部勝征編：地震予知Ⅱ．学会出版センター，287–307.

鶴岡　弘（1992MS）: 地震発生における固体および海洋潮汐の影響．東北大学修士論文.

鶴岡　弘 （1995）: 地震発生における地球潮汐の影響とその解釈．東北大学博士論文.

Tsuruoka, H., Ohtake, M. and Sato, H.（1995）: Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: Contribution of the ocean tide loading effect. *Geophys. J. Int.*, **122**, 183–194.

宇津徳治 （1999）: 地震活動総説 . 東京大学出版会.

Vidale, J.E., Agnew, D.C., Johnston, M.J.S. and Oppenheimer, D.H.（1998）: Absence of earthquake correlation with Earth tides: An indication of high preseismic fault stress rate. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24567–24572.

William, S. and Wilcock, D.（2001）: Tidal triggering of microearthquakes on the Juan de Fuca Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3999–4002.

（2002 年 2 月 20 日受付 , 2002 年 3 月 19 日受理）