

地球潮汐歪と松代地震発生の関係について*

浜田 信生**

550.34

On the Relation Between Earth Tidal Strain and Matsushiro Earthquakes

N. Hamada

(*Seismological Observatory, J. M. A.*)

Many efforts have been paid to find earthquake-tide correlation. But its relation is not clear yet. Recent development of seismic observation made it possible to use more reliable data for study, and hypotheses which explain tidal triggering were proposed by several authors. But informations about tidal stress and tectonic stress at the earthquake origin are necessary to make sure these hypotheses.

To study earthquake-tide correlation, most works use the calculated tidal strain as tide, and some of them even represent tide only by most prominent component (for example M_2). But real tidal strain is affected by ocean loading and complicated crustal structure, so is not always coincident with estimated one. The method seems to be not suitable to find minor effect on earthquake occurrence if existed.

Quantitative treatment of tidal strain seems to be important to find the relationship and the mechanism which explain the phenomenon.

Matsushiro earthquakes were used here in order to study the matters. Fortunately, the Matsushiro Seismological Observatory situated in the focal region and equipped with two horizontally orthogonal extensometers.

It is possible to use really observed tidal strain and many earthquakes for investigation. The Matsushiro earthquake swarm began from Aug. 1965 and reached its maximum activity in 1966. The post swarm activity continued more than ten years, and more than 700,000 events were recorded. Matsushiro earthquakes are known to have strike-slip mechanism with east-west maximum compressional axis.

When the seismicity was high, larger shocks were accompanied by minor aftershocks and large strain and stress change. So, it is difficult to treat each earthquake independently and to find tidal effect. But after the period on which the seismicity became low, each event can be treated independently.

Tidal effect may be dependent on earthquake magnitude, so earthquakes of different size are studied here. 2,772 events including micro-earthquake ($M > 0.2$) were selected among events occurring from Jan. 1971 to Dec. 1973, and 512 events including ultra-micro-earthquakes ($M > -0.5$) were picked up among those occurring from Nov. 1975 to Mar. 1976. The magnitude of the largest shock was 4.5.

Though only 13 hypocenters were reported by J. M. A., all the events are estimated to be located in shorter than 20 km from the Observatory.

Relation among each event and tidal horizontal strain (NS & EW), its time derivative, areal strain which is proportional to cubical strain near the surface, and shear strain corresponding to maximum shear stress of earthquakes are studied.

Studies calculated and observed tidal strains lead to the same conclusion.

Tidal strain except shear tidal strain has no significant effect on earthquake occurrence. Earthquakes seem to occur when tidal shear strain is in its medium state rather than in its maximum or minimum state.

The reason why such a result was obtained is unknown, but this result seems to be related to lunar month, because tidal amplitude reaches its maximum in new and full moon and does its minimum in half moon.

Lunar month has one order longer period than that of diurnal or semi-diurnal tide, so data obtained from longer period of time should be necessary to ascertain the relation between lunar month and the earthquake occurrence.

* Received Aug. 14, 1978

** 気象庁地震観測所

§ 1. まえがき

太陽、月の運行とそれによる起潮力と地震発生の関係は、古くから多くの人の興味をひき多数の研究調査が行なわれてきた。最近では地震に関する資料の増大に伴ない、地震発生と潮汐の関係だけでなく、その関係するしくみについてまで詳細な検討がなされるようになった。潮汐と地震発生の関係を調べるうえで重要なことは、その統計的有意性である。地震の発生は必ずしもランダムではなく群発したり、大きい地震は直後に多数の余震を伴うので、統計量として扱うには注意が必要である。例えば、Sadeh・Meidav (1973) は全世界の地震42,000個を調べ恒星日周期(23時間56分)の存在を報告している。しかし、Hunter (1978) はこの調査に用いた地震のうち、サンフェルナンド地震(Feb. 1971)の余震を統計から除外すると、その周期性が認められなくなることを示した。

また、Shlein (1972) は地域別に地震発生の周期性を調べたが、有意な周期性(傾向)が認められる地域でも時期を分けて調べてみると、異なる結果が得られることを報告している。これらは資料の選び方、量、統計的処理の方法などに問題があるか、又は地震発生に周期性が存在するにしても極めて微弱であることを示している。最近では、このほかに、中井(1972)、長沢(1973)、山科(1976)、Heaten(1975)、Klein(1976)、Ryall et al (1968)などの調査がある。このうち、中井(1972)、Heaten(1975)、山科(1976)、Klein(1976)は地震の発震機構と潮汐歪の関連を具体的に調べ、どのようなメカニズムで潮汐が地震発生に関連するかについて論じている。この場合、発震機構の明らかな地震の数が限られるので統計上の困難が増える。また、潮汐による歪としては計算値を一般に用いているが、潮汐の観測値と計算値とは必ずしも一致しない。Heaten(1975)、Klein(1976)は潮汐を主要成分である半日潮で代表させているが、実際には一日潮も無視出来ない振幅があり、半日潮だけを用いるのは正確ではない。今回は現在終息期の活動状態にある松代付近の群発地震を調査の対象としたが、今までのこの種の調査にはなかった好条件が揃っている。まず群発地震の最盛期には地震発生数が多いが、その変動が不規則である。地震の大きさも $M > 5$ のものから極微小地震まで広い範囲に分布し統計的に取扱いが面倒である。また、大きい地震による地殻応力の変化が、小さい地震の発生に影響するので、潮汐による微小な応力、歪の変化を調べるのに困難さが伴う。しかし、群発地震活

動の終息期においては、観測される地震の規模は限られるし($M < 4.5$)、地震の発生状況が定常状態に近く統計的に取扱い易い。また、群発地震の震源域も直径20km程度で個々の地震の発生する環境の相異が少ない。松代地震観測所(以後MATと略す)はこの震源域に位置し、水平2成分の石英管伸縮計により地殻歪の観測が行なわれている。従って潮汐による歪値として、観測値、計算値の両方を調査に用いることが出来る。

§ 2. 松代群発地震の終息期活動について

松代群発地震は1965年に始まり1966年には $M=5.4$ を含む地震が発生し最盛期を迎えたが、その後活動は減衰し続け現在に至っている。1978年5月までのMATでの有感地震回数63,129回、地震計(WWSS短周期10万倍)に記録されたものは721,645回に達している。

Fig. 1に現在までの月別地震回数を示す。地震は $S-P$ 3秒以下のものを、群発地震として数えている。群発地震は1970年に小さい活動のピークが認められるが、70年以降は地震発生回数が単調に減少を続けている。

本震・余震系列の地震群について成り立つ大森公式、あるいは、改良大森公式(1)を、そのまま群発地震の減衰状況にあてはめるには問題があろう。しかし、一応活動の最後のピークである1966年9月を $t=0$ として、月別地震回数に(1)式を適用すると係数 P は1.4となる(Fig. 2)。

$$n(t) = \frac{k}{(t+c)^P} \quad (1)$$

k, c : 定数, t : 時間(月), $n(t)$: 月別地震回数

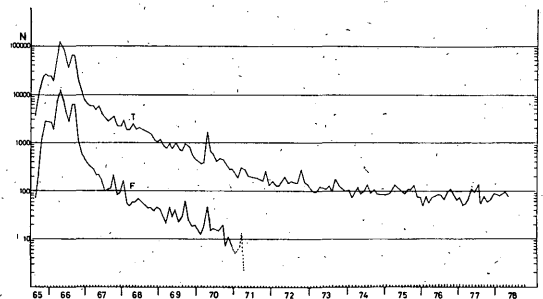


Fig. 1. Monthly number of Matsushiro earthquakes observed at Matsushiro Seismological Observatory (MAT) during the period from Aug. 1965 to May 1978.

"T": Total number of earthquakes
"F": Number of felt earthquakes
Monthly number of felt shocks became small after 1971, so is not plotted.

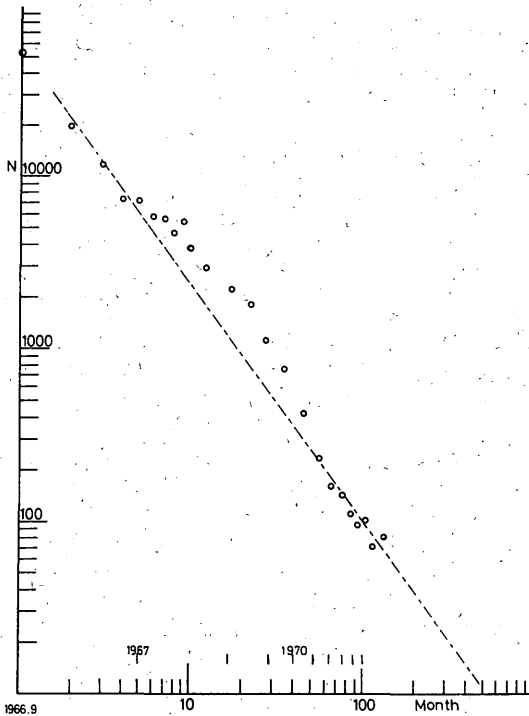


Fig. 2. Monthly number of Matsushiro earthquakes indicated in log-log scale started on Sept. 1966. Chain line shows the modified Omori's Formula (1) with $P=1.4$.

松代群発地震最盛期の震源分布、発震機構等については気象庁(1968)、東京大学地震研究所(1967)により詳しく調査された。それらによれば震源は松代町、若穂町を中心とした北東、南西に長い長円の中に分布している(Fig. 3)。

また、発震機構は、東西方向を最大主圧力とする strike-slip のものが大部分を占める。終息期についても千葉ら(1975)、涌井(1977)により、震源分布、発震機構などが最盛期のそれとあまり変わらないことが報告されている。

このように1970年以降の活動は顕著な活動の消長もなく、地震発生と起潮力の関係を調べるには適している。なお、最盛期の群発地震活動と潮汐の関係については、気象庁(1968)、Klein(1976)により否定的な結論が得られている。

§ 3. 調査の方法

地震発生に起潮力が及ぼす影響として Heaten (1975)、

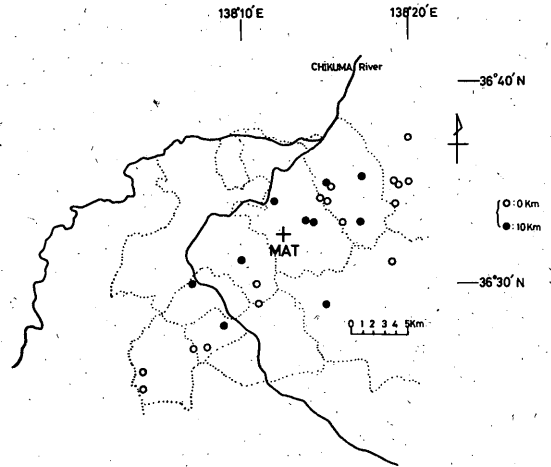


Fig. 3. Epicenters of Matsushiro earthquakes reported by Seismological Bulletins of J. M. A. (1971-1977).

All the events occurred within 20 km from MAT. at focal depth of shallower than 10 km.

Klein (1976) は、次のようなメカニズムを推定している。その一つは体積歪の増減による地殻の破壊強度の変化、次には strike-slip 型の地震についての主剪断歪の増加、さらに dip-slip の浅い地震については、垂直歪(重力)の増減による影響などである。海洋潮汐の影響が大きい海嶺で発生する地震について Heaten (1975) は、最後の効果の存在を主張している。また、地震の規模により潮汐の影響が異なることが考えられ、大きい地震ほど影響が大きいとする考え方(Heaten (1975))と、小さい地震ほど影響が大きいとする考え方がある。今回の調査では、極微小地震を含む場合と、微小地震以上を対象にした場合のそれぞれについて潮汐の影響を調べた。極微小地震を含む場合として1975年11月11日から1976年3月3日までの約4ヶ月間(期間A)を選び、ベニオフ短周期地震計(倍率30万倍)で全振幅2ミリ以上の松代地震($M > -0.5$)と潮汐の関係を調べた。また、1971年1月から1973年12月の期間(期間B)については、上記地震計で10 mm以上の微小地震($M > 0.2$)以上を、調査の対象にした。潮汐歪としては海洋潮汐の影響を考慮しない場合の計算値、及び石英管伸縮計による観測から得られる EW, NS 2成分の値を調査に使用した。観測値は感度 2×10^{-9} /mm、記録速度 12.5 mm/hour の記録から読取った。NS成分(e_{NS})、EW成分(e_{EW})をもとに面積歪($e_{NS} + e_{EW}$)及び松代地震の発震機構の解析で明かにされている東西圧縮、南北伸張に対応する剪断

歪 ($e_{NS} - e_{EW}$)などを求めた。

計算値は Longman (1959), 小沢 (1974) の式に基づく。計算値と観測された潮汐歪の例を Fig. 4 に示す。計算値と観測値では振幅の違いがあるものの位相、波形はよく似かよっている。

実際の潮汐は Fig. 4 で示されるように振幅、周期、位相の異なる分潮の合成されたものである。従って特定の分潮のみに着目し潮汐を代表させて地震発生との関係を調べるのは、妥当な方法とは考えられない。今回は潮汐歪から長周期潮やドリフトを帯域フィルターで除去し、半日潮、一日潮成分のみを残し、一時間毎の値を求め、調査期間を通じての潮汐歪の出現頻度分布を求めた。そして、一方で、地震が発生した時だけについて、同様の潮汐歪の頻度分布を作り比較する方法をとった。この頻度分布が、実際にどのような形になるかを考えてみる。

例えば、潮汐歪として最も簡単な下式の場合を考えてみよう。

$$y(t) = a \sin \omega t \quad (2)$$

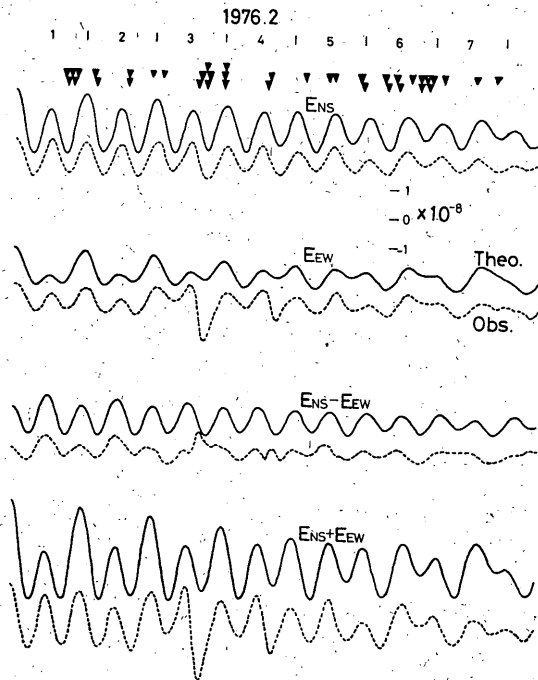


Fig. 4. Examples of observed (Obs. dashed line) and calculated (Theo. solid line) tidal strain.

Triangles show the moment when an earthquake occurred.

y はある時刻における歪値、 a は潮汐のある分潮の振幅、 ω は分潮の角速度である。 y の色々な値についての出現頻度は $\partial t / \partial y$ に比例する。

$$\frac{\partial t}{\partial y} = \frac{1}{\omega \sqrt{a^2 - y^2}} \quad (3)$$

(3)式は $y = \pm a$ のとき無限大になるが、有限の長さの期間について、 $-a < y < a$ なる y について有限の刻みで出現頻度分布を求めると分布は有限である。実際の潮汐は複数の分潮の合成されたものと考えられるので、潮汐歪の出現頻度分布は複雑な形となり、正規分布にもならなければ中心対称の形にもならない。

もし地震の発生が潮汐と無関係であれば、潮汐歪の出現頻度分布と地震が発生した時の潮汐歪の頻度分布は相似な形をとるはずである。関連があるならば、系統的な差が存在するはずである。この方法は、どのような分潮の組合せについても適用できるという利点がある。潮汐歪の全振幅は成分により異なり月齢につれ変化するが、 $2 \sim 4 \times 10^{-8}$ 程度である。

頻度分布は、潮汐歪の値を10個程度の区間に分けて求めた。地震が発生した時の潮汐歪の頻度分布は言いかえるならば、それぞれの潮汐歪の状態での地震の発生頻度である。二つの頻度分布を比較するには、同一区間の頻度の比を求めればよい。ただし、地震の数が十分でないときは、この比はバラツキが大きくはっきりした傾向を示さない恐れがある。そこで今回は、頻度分布を2分して左右の累積頻度分布を比較する方法を採った。複数の点で頻度分布を2分して比較検討した。

Fig. 5以降で、頻度分布の下に実線及び点線で示したのが、この累積の地震発生率である。実線は各点より潮汐歪もしくは歪変化速度が正つまり相対的に伸びもしくは伸びつつある状態での地震の1時間あたりの発生個数である。点線は逆に各点より潮汐歪が相対的に、縮みもしくは縮みつつある状態での地震発生率である。もし潮汐歪が地震発生に影響するならば、頻度分布をいかなる点で2分し左右の地震発生率を比較してもどちらかの地震発生率が常に高く反対側が低くなるはずである。

§ 4. 極微小地震を含む場合の結果 (期間A)

1975年11月から1976年の3月までの約4ヶ月間の松代地震412個と、潮汐の関係を調べた。

1時間あたりの平均地震発生回数は0.15個である。この内、有感地震は7回、震源が決められたものは1個である。ただし、マグニチュードは決められていない。気象庁の震源決定能力は松代付近では $M > 3.5$ と推定され

るのでこの期間に発生した地震は $M3.5$ 以下であると
考えられる。極微小地震まで調査の対象とする場合、昼
と夜の人工的な雑微動レベルの変動が地震を選ぶときに
よく問題となるが、地震とノイズの卓越周期の違いによ
り雑微動レベルの変動はほとんど影響しないと考えられ
る。 ens 、 eew 、 $ens+eew$ 、 $ens-eew$ 及び $\partial ens/\partial t$ 、
 $\partial eew/\partial t$ の観測値、計算値から求められた頻度分布及び
累積の一時あたりの地震回数の変化を Fig. 5, 6, 7,

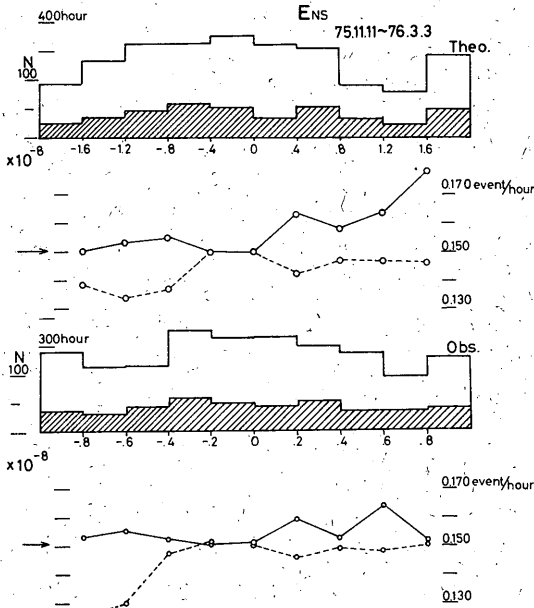


Fig. 5. Histogram of hourly tidal strain state (NS-component) which appeared in the period from Nov. 11, 1975 to Mar. 3, 1976 (unit: $\times 10^{-8}$).

Hatched area indicates the histogram of earthquakes ($M > -0.5$) which occurred in each strain state.

Solid and dashed lines show the variation in averaged probability of earthquake occurrence.

The solid (dashed) line shows the probability in the contraction (elongation) state in which strain is relatively smaller (larger) than the strain indicated by each point (open circle) in the plot.

Upper two figures are based on calculated tidal strain (Theo.), and lower two are based on observed tidal strain (Obs.).

Arrow indicates mean number of events per hour averaged over the period.

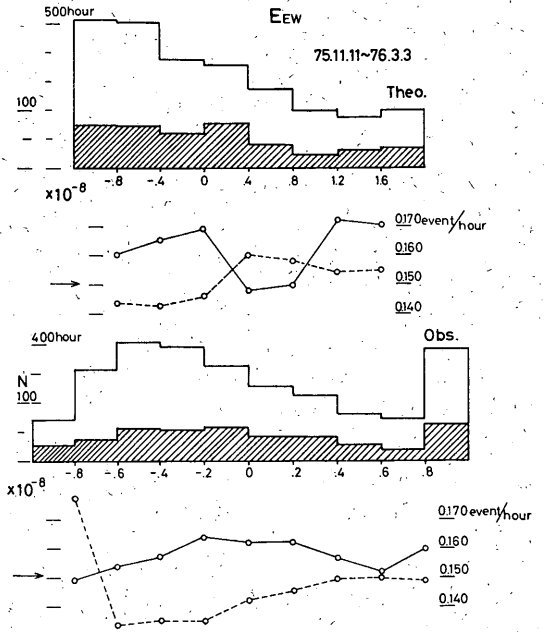


Fig. 6. Histogram of hourly tidal strain state (EW-component). Description is the same as Fig. 5.

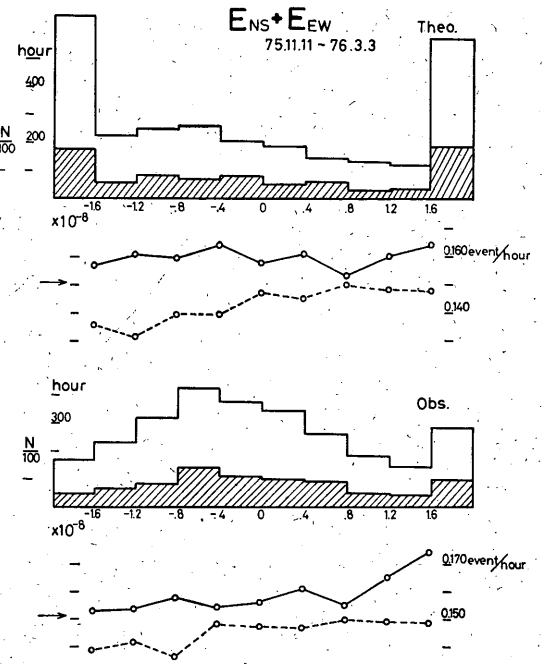


Fig. 7. Histogram of hourly tidal strain state (Areal strain). Description is the same as Fig. 5.

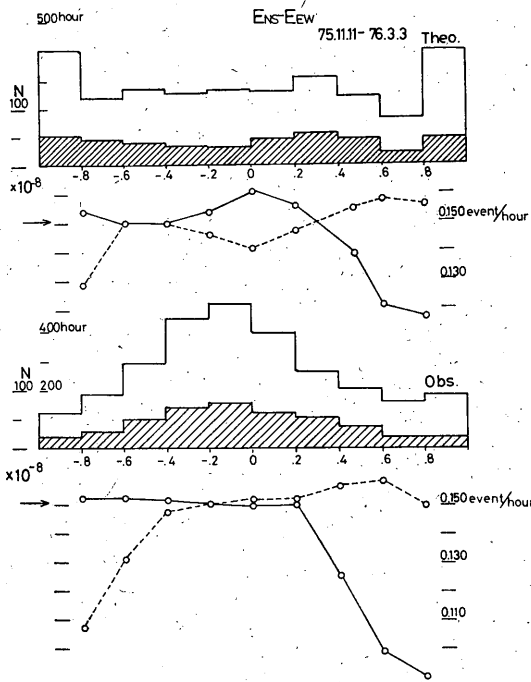


Fig. 8. Histogram of hourly tidal strain state (shear strain). This strain is related to maximum shear stress of Matsushiro earthquakes. Description is the same as Fig. 5.

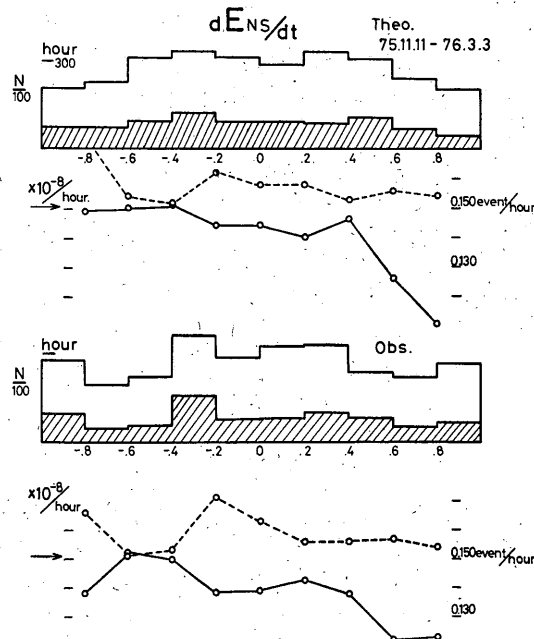


Fig. 9. Histogram of hourly tidal strain change (NS-component). Description is the same as Fig. 5.

8, 9, 10 に示す. ens , eEW , $ens+eEW$ についての結果から, 潮汐歪が伸びの状態にあるときの方が縮みの状態にあるときに比べ, 地震の発生率が高いことがわかる. この結果は, 潮汐歪として計算値を用いた場合でも, 観測値を用いても同じである. 歪の時間変化量である $\partial ens/\partial t$, $\partial eEW/\partial t$ については, 負つまり縮みつつあるときに地震の発生率が高いことが示されている. 剪断歪 $ens-eEW$ については, 他の歪量のような傾向は認められず, その代り, 頻度分布の中央で地震発生率が高く, 両端つまり伸び, 及び縮みの状態にあるときに地震発生率が小さい傾向をみせている. いずれの歪量についても観測値を用いても計算値を用いても頻度分布の形は多少異なるが, 地震発生率の対比では, ほぼ同じ傾向を与えている.

Harrison (1976) は, 地形や複雑な地下構造の影響で

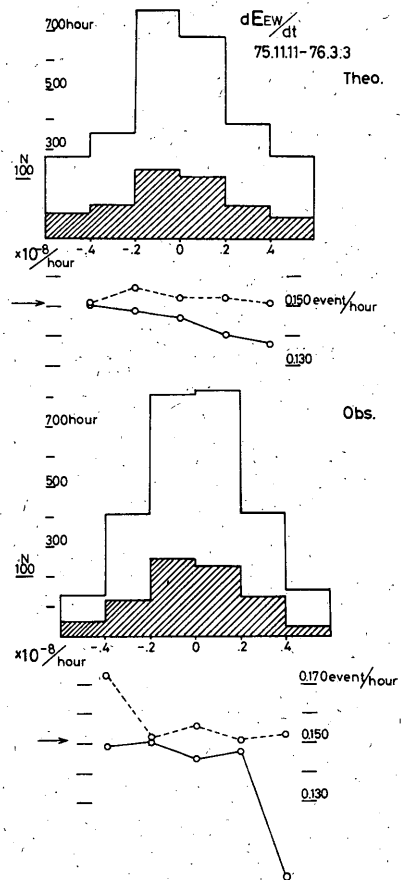


Fig. 10. Histogram of hourly tidal strain change (EW-component). Description is the same as Fig. 5.

地表近くで観測される歪量は、広域の地殻歪と少し異なる事を明らかにした。また、計算値には海洋潮の影響は考慮されていない。MAT は海岸から 70 km 離れており、海洋潮の影響を無視できる面積歪を除いて、他の歪量は多少の影響が存在すると考えられる。

従って計算値、観測値が群発地震の震源付近の地殻歪を正確に代表しているとは言い切れない面があるが、複数の歪量について観測値と計算値が同じ結果をもたらす事は偶然とは考えられない。今回のような調査目的には、いずれも潮汐歪のよい近似値を与え、どちらを調査に用いても差支えないと考えられる。

§ 5. 微小地震までを含む場合の結果 (期間B)

極微小地震を除いた場合の潮汐歪の影響を調べるため、及び統計量としてより信頼度の高い結果を得るために、3年間に発生した2,770個の地震と潮汐歪の関係を調査した。そのうち、MAT での有感地震は179回、最大地

震のマグニチュードは4.5である。潮汐歪として観測値、計算値のいずれを用いても、ほぼ同じ結果が得られることが期間Aの調査で明らかになっているので、計算値のみを調査に用いることにした。観測値が欠測などにより連続した記録が得られていないことも、これを用いなかった理由の一つである。期間Aに比べやや大きい地震を調査の対象にしているため、1時間あたりの地震数は0.102個と少ない。また、1時間に10個以上地震が多発する活動が数回認められるので、この高い活動 (burst) が統計の結果にどのような影響を与えるかも吟味した。 Figs. 11~13 に、 ens , eew , $ens+eew$, $ens-eew$ についての結果を示す。この場合頻度分布の各区間に入る地震の数が多く、期間Aのように累積頻度を用いる必要はないが、比較のために同じ方法で示してある。 ens , eew , $ens+eew$ について累積の地震発生率の比較をみると期間Aのような傾向は見られない。一方、 $ens-eew$ については、両端、つまり伸び及び縮みの側で地震発生率が高く中間で発生率が低い傾向を示している。これは期間Aで得られた傾向と一致し、期間Aよりもむしろはっきりしている。また、短時間に地震が多数発生する高い活

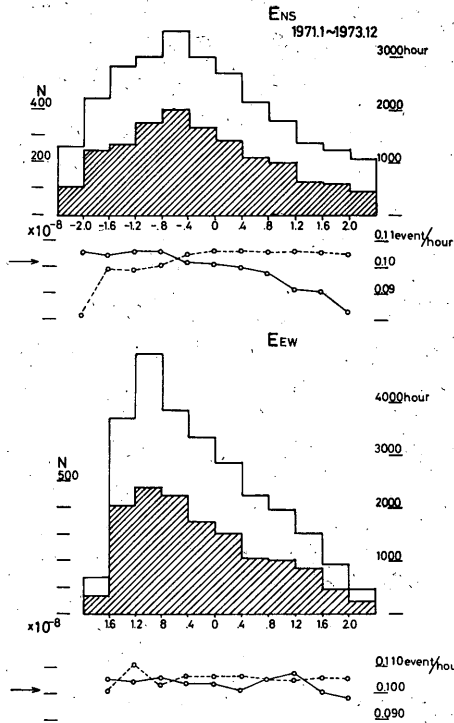


Fig. 11. Histogram of hourly tidal strain state (NS & EW components) based on the calculated tidal strain which appeared in the period from 1971 to 1973.

Another description is the same as Fig. 5 except that earthquakes with $M > 0.2$ are selected.

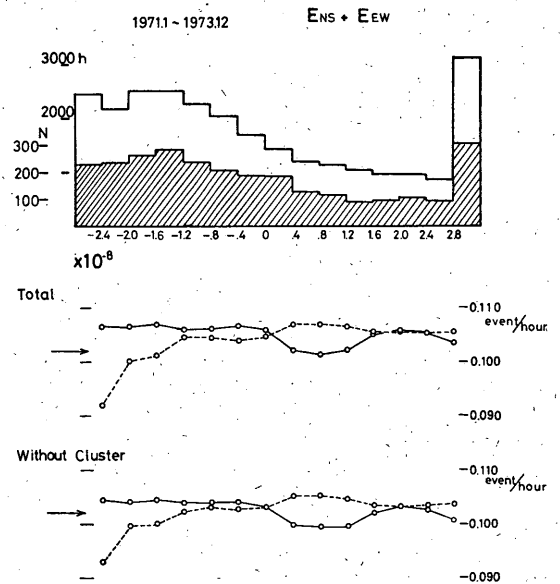


Fig. 12. Histogram of hourly tidal strain state (Areal strain). Description is the same as Fig. 11 except that the result which excludes abnormal high seismicity (more than 10 events per hour) from the statistics is also indicated.

But such a high activity seems have no significant influence on the statistics.

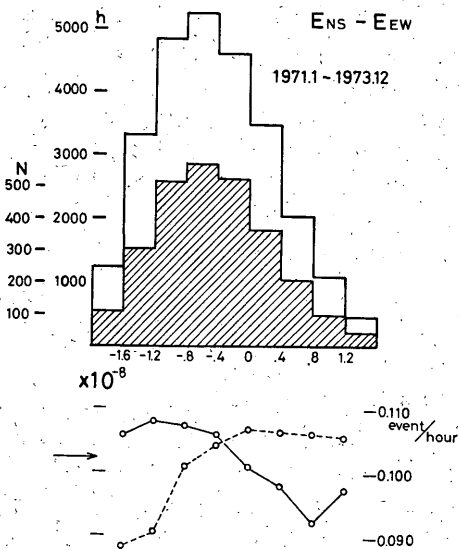


Fig. 13. Histogram of hourly tidal strain state (shear strain). This strain corresponds to maximum shear stress of Matsushiro earthquakes.

Another description is the same as Fig. 11.

動を統計から除外するとしないで、結果がどのように異なるかを $e_{NS} + e_{EW}$ について示したが、傾向にまったく差異は認められない。統計量が十分であれば、このような高い活動は問題とならない。

§ 6. 考 察

極微小地震を対象とした場合と、微小地震以上を対象とした場合で、潮汐歪との関係に異なる結果が得られた。調査した期間も、地震の量も異なっている。異なる結果が得られた理由として、幾つかの可能性が考えられる。その一つは資料の量の違いであり、期間Aは期間Bに比べ一桁近く統計量が少ない。もう一つの可能性は、期間Aは極微小地震までを調査の対象としているのに対し、期間Bについては微小地震までを対象としているので、地震の規模により潮汐の影響が異なるのであれば、当然違った結果が得られるという場合である。また、2つの調査期間に5年近くの隔りがあり、この間に震源の深さや発震機構など地震を発生させている地殻の状態に変化があったという可能性もある。松代地震の終息活動についての涌井(1977)、千葉ら(1975)らの調査は、震源域、発震機構が群発地震最盛期から変化していない事を報告しているし、山岸ら(1976)によれば、地殻変

動も単調な減少を続けているだけで、特異な活動変化は認められてない。従って、この可能性は一応否定される。

地震の規模の違いによる潮汐の影響差異については、あまり検討されていないようであるが、Heaton(1975)が微小地震については潮汐の影響が少ないとしている根拠は、歪の変化速度の違いである。潮汐による歪の変化量は、地震を起す地殻の歪に比べ、オーダーで3桁以上小さい。しかし、潮汐歪の変化速度は、地震発生までの準備期間の長い大地震発生前の歪変化に比べ大きい。微小地震は歪蓄積の期間が短かく、歪変化速度が潮汐歪の変化速度に比べ大きく、引き金として潮汐は作用しないという考え方である。しかし、大地震の場合、歪蓄積速度が一定であるとは必ずしも言えないのであり、直前に変化量が大きくなるという考えもある。潮汐と地震発生の関係を調べているその他の調査では、特に根拠を示しているわけではないが、小さい地震ほど潮汐の影響を受け易いと考えている場合が多い。Yamakawa et al(1977)は、松代地震の発震機構の解析から、小さい地震になる程、主圧力軸の東西方向からのばらつきが大きくなる事を予想している。

潮汐歪のなかで面積歪以外の歪量については、地震の発震機構が揃っている場合の方が関係を見出し易く、ばらつきほど関係を見つけるのは困難になる。今回の調査では発震機構のばらつきが多いと予想される、より小さい地震を調査に用いた期間Aの方が潮汐歪量との間に一定の傾向を示し、期間Bでは一部の潮汐歪量を除いては関連は見られない。従って地震の規模により潮汐の影響に差があるとしても、今回の結果とは調和しにくい。

残された可能性として、統計量の差異が考えられる。潮汐と地震発生が無関係であるとき期間Aで認められた結果が偶然に得られる確率が低くなければ、統計的に有意であるとは言えない。地震発生がランダムである場合、ポアソン過程に従うことは良く知られている。松代地震の終息期活動は改良大森公式(1式)に従うので、厳密な意味ではポアソン過程にあてはまらない。しかし期間A、Bに限れば、地震発生率に変化は少ないので、ポアソン過程に従う。念のために χ^2 検定を用いて適合度を調べてみると、ポアソン過程に従う場合でも、期間A、Bで観測される以上に地震発生回数変動する確率は10%以上あり、ポアソン過程に従うという仮定は棄却できない。

ポアソン過程では Δt 時間に n 個の地震が発生する確率は(4)式で与えられる。

$$P(n) = \frac{(\nu \Delta t)^n}{n!} e^{-\nu \Delta t} \quad (4)$$

ν は単位時間あたりの地震発生率である。 $\nu \Delta t$ は Δt 時間に期待される地震数の平均であり分散でもある。 $\nu \Delta t$ をパラメーターとして、地震の発生数が平均値の $\pm 5\%$ 、 $\pm 10\%$ 、 $\pm 20\%$ 以内に入る確率を計算すると Fig. 14 に示す通りである。例えば、100 個の地震が期待される時、実際に発生する地震数が 80~120 の範囲に入る確率は 95%、90~110 の範囲に入る確率は 60% 程度となり、95~105 の範囲に入る確率は 40% となる。これが 1,000 個の地震が期待される過程で 900~1,100 の範囲に地震発生数が入る確率は、99.9% と統計量が多くなるに従って期待値からはずれる確率は小さくなる。

期間 A、期間 B で得られた頻度分布を、Fig. 14 を用いて検討してみると次のようになる。

期間 A について 100 個前後の地震が期待できる区間では、地震発生率の平均値からのずれは、いずれも 10% 以内に納まる。10% 以上差が生じる確率は、Fig. 14 によれば 30% 程度存在する。従って潮汐と地震発生が無関係であったとしても、このような結果が得られる確率は小さくない。各頻度分布それぞれについてポアソン分布に従うかどうか、やはり χ^2 検定を用いて適合度を調べてみると、実際に観測される以上に地震の発生率が変動する確率は、 $ens - eEW$ を除きいずれも 10% 以上存在する。これらを総合的に判断する限り、期間 A についての結果は、有意とはいえないようである。

期間 B についての結果は、 ens 、 $ens - eEW$ 以外の頻度分布においては、統計量が増加しただけ、地震発生率のばらつきは小さくなっている。

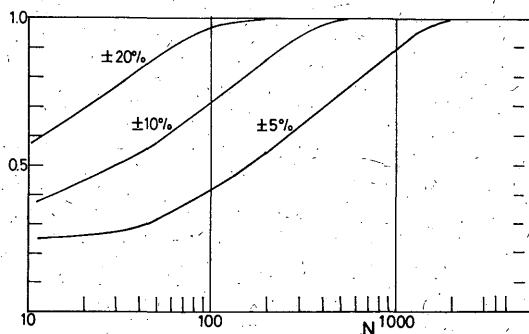


Fig. 14. Relation between expected number of events and the probability of actually observed number falling in each percentage of expected number at Poisson process.

ens 、 $ens - eEW$ の頻度分布で、両端の地震発生率が 10% 以上平均より小さくなっているが、統計量が多く、Fig. 14 からこのような場合が期待できる確率は 1% 以下と考えられる。又各頻度分布につきポアソン過程に従うかどうかをやはり χ^2 検定により調べると、 ens 、 $ens - eEW$ については、危険率約 1%、その他では 10% 前後である。

以上、色々な面から潮汐と地震発生の関係を検討したが、少くとも潮汐による剪断歪 $ens - eEW$ と地震発生の関係は否定できない。 ens については、期間 A と B で結果が異なるが、やはり否定出来ないであろう。その他の潮汐歪量と地震発生には有意な関係は認められない。 $ens - eEW$ の場合にみられる頻度分布の両端で地震発生が少ない現象は、頻度分布の両端に相当する潮汐歪の状態が、新月・満月に出現する（潮汐の振幅が大きくなる）ことを考え合わせると、地震発生が月齢に關係する可能性を示している。この場合、剪断歪の増加が、地震を発生させるという単純なモデルより、複雑なメカニズムが現象を説明するのに必要とされよう。

新月・満月に地震の発生が少なく、その中間である上弦・下弦で地震発生が多いという現象は、日本付近の大中小地震を調べた長沢 (1973) によっても報告されている。

謝辞 潮汐歪の計算は、山科健一郎博士（東京大学地震研究所）の作成したプログラムに修正を加えて行なった。また、計算の実行にあたっては、山本雅博技官（現在科学技術庁）をはじめ、地震課調査係の協力を得たので御礼申し上げます。

参考文献

- 千葉平八郎、橋本信一、羽田敏夫、森川武、小林勝 (1975) : 松代群発地震の73年と74年の活動について、地震学会、秋季大会講演 144.
- Harrison, J. C. (1976) : Cavity and Topographic Effects in Tilt and Strain Measurement, *J. Geophys. Res.* **81**, 319-328.
- Heaton, T. H. (1975) : Tidal Triggering of Earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **43**, 307-326.
- Hunter, R. N. (1978) : An Explanation for Sideral Period in Earthquake Aftershock Sequences, *J. Geophys. Res.* **83**, No. B3, 1253-1256.
- 気象庁 (1968) : 松代群発地震調査報告、気象庁技術報告 **62**, 70-72; 77-104.
- Klein, F. W. (1976) : Earthquake Swarms and the Semi-diurnal Solid Earth Tide, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **45**, 245-295.
- Longman, I. M. (1959) : Formulas for Computing the Tidal

- Accelerations due to the Moon and Sun, *J. Geophys. Res.* **64**, 2351-2355.
- 中井新二 (1972) : 潮汐歪と地震発生, 地震学会, 秋季大会講演 158.
- 長沢 工 (1973) : 地震の発震時刻と月, 太陽の位置の関係, 測地学会誌 **19**, No. 4, 179-189.
- 小沢泉夫 (1974) : 地球潮汐変化の分類と分布, 測地学会誌 **20**, No. 4, 178-187.
- Ryall, A., J. D. Van Wormer and A. E. Iones (1968) : Triggering of Microearthquake by Earthtide, *Bull. Seism. Soc. Am.* **58**, 215-248.
- Sadeh, D. H. and M. Meidav (1973) : Search for Sidereal Periodicity in Earthquake Occurrence, *J. Geophys. Res.* **78**, 7709-7716.
- Shlien, S (1972) : Earthquake-Tide Correlation, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **28**, 27-34.
- The Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquakes and the Seismometrical Section (1967) : Matsushiro Earthquakes Observed with a Temporary Seismographic Network. Part 3, *Bull. Earth. Res. Inst.* **45**, 197-223.
- 涌井仙一郎 (1977) : その後の松代群発地震の活動について, 験震時報 **41**, 21-30.
- 山岸要吉, 泉 末雄, 相原奎二 (1977) : 松代における地殻変動の連続観測結果について, 験震時報 **41**, 13-20.
- Yamakawa, N and Takahashi M (1977) : Stress Fields in Focal Regions with Reference to the Matsushiro Earthquake Swarm, *Pap. Met. Geophys.*, **28**, No. 3, 125-138.
- 山科健一郎 (1976) : 起震応力の変化から見た微小地震活動, 地震学会, 春季大会講演 177.