



Title	大地震の時間的空間的分布のシミュレーション
Author(s)	成ヶ沢, 憲太郎; NARIGASAWA, Kentaro
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 28, 31-45
Issue Date	1972-11-25
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.28.31">https://doi.org/10.14943/gbhu.28.31</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14021">https://hdl.handle.net/2115/14021</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	28_p31-45.pdf



## 大地震の時間的空間的分布のシミュレーション

成ヶ沢 憲太郎  
北海道大学理学部地球物理学教室  
(昭和47年5月13日受理)

### A Simulation of Space-time Distribution of Great Earthquakes in an Island Arc System

By Kentaro NARIGASAWA  
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University  
(Received May 13, 1972)

Studies by MOGI and others have indicated the following characteristics of the occurrence of great shallow earthquakes. (1) The aftershock areas, i.e. the source regions of great earthquakes during the last thirty-four years in the northwestern part of the circum-Pacific seismic belt did not overlap each other. (2) The borders of the aftershock areas of great earthquakes coincide with structural discontinuities, such as faults, ridges, and trenches. (3) In a long time interval, the great earthquakes occurred repeatedly in the same source region. (4) The great earthquakes of the Alaska-Aleutian zone tend to migrate from east to west. It seems that there are interactions between adjacent source regions.

The present author proposes a mechanical model with some stochastic properties to simulate these characteristics of great earthquakes. The mechanical model developed with the plate tectonics in mind consists of springs, blocks, and a plate. Each block is in frictional contact with the plate and is connected to a fixed block with a spring. The adjoining blocks are also connected with springs. A continuous movement of the plate causes strain accumulation in each spring until a slip takes place in the block-spring system. At the time of the slip, the strain in the spring vanishes. A relation between the probability of slip and the strain or stress of the spring is assumed on the basis of the results from experimental studies of fracture in some brittle materials. The behavior of the model is computed numerically by the Monte Carlo method.

This model simulates fairly well the space-time distribution of great earthquakes in the Hokkaido-South Kurile region. As a result of the simulation, the probability of the occurrence of a great earthquake in the seismic activity gap off eastern Hokkaido has been obtained. The increased probability due to the interaction of the adjoining blocks has been indicated.

## I. ま え が き

島弧と海洋の間に発生する  $M8$  級の大地震の時間的空間的分布の特徴として、その発生の間欠性、震央の移動などが多くの研究者によって明らかにされている。これらの特徴をシミュレートするために簡単な力学的モデルを想定する。この力学的モデルは大地震の余震域同士の相互関係を仮定した機構を含んでいる。そして地震の発生に関しては岩石破壊実験の結果を参考にして破壊の確率という考え方による説明がなされており(たとえば Mogi(1962), Utsu(1970)), それにもとづく地震発生の確率モデルを導入し力学的モデルと組み合わせる。このモデルを計算機上で動かす、最初に述べた2つの特徴をシミュレートするとともに、北海道から南千島にかけての大地震領域における大地震の発生確率の特徴をも明らかにしようと試みるものである。

## II. 笠原のモデルと大塚のモデル

Tsuboi (1964) は日本列島周辺から発散されている地震エネルギーの積算値が一定の割合で増加し、その傾向線からのばらつきは一定の上限と下限を持っていることを明らかにした。このエネルギーの発散の模様をシミュレートするために Kasahara (1967) は親バネとたくさんの子バネとスライダーを持った機械的モデルを想定し、計算機上でこのモデルを動かしかかなりの成功をおさめた。しかし親バネを通じて、子バネでの歪エネルギーの放出が、すべての他の子バネに伝わるというエネルギーの再配分の機構を自然の中に求めることは困難である。

そこで大塚(1971)はこの「コントロール機構」を除いたモデルを想定し、それにもかかわらずエネルギー放出の面をシミュレートし、そればかりでなく地震の規模の分布、時間間隔の分布、震源域の移動、拡大などの地震現象のいろいろな特徴をも良好にシミュレートできることを示した。大塚のモデルは、固定された天井板に板バネで植えつけられた小ブロックが、一定速度で動く床板  $G$  と摩擦接触していて、縦横の方向では同様の小ブロックとバネで連結されたものである。

大塚のシミュレーターは多くの点で成功をおさめたにもかかわらず、ブロックの数が少なかったこと、多数のブロックが一塊りになってしまった場合を大地震と見たため Mogi (1968) が述べた大地震の震央そのものの方向性をもった移動を、ごりの塊りと塊りの関係として説明できなかったことなど若干の問題点が残った。

笠原、大塚の両モデルに共通している点は小ブロックに或る値の周りにばらついている臨界歪または臨界摩擦力を与えていること、ブロックが摩擦接触している板の速度が一定であることであるが、この2点がエネルギー放出の一定性を示す大きな原因ではないであろうか。すなわち大塚(1971)が述べているように、地震エネルギー放出の一定性は岩石層の最大強度と地下からのエネルギーの供給が一定であることに原因がありそうである。

これから示すモデルは臨界摩擦力を与えるかわりにバネの反撥力に応じてごりの確率を計算

して与えるものである。また1ブロックで1個の大地震領域を表わすものとする。

### III. 大地震の時間的空間的分布の特徴

#### 1. 大地震発生の伝播と震源域のブロック構造

Mogi (1968 a) は過去 30 年間の大地震の大規模な移動系列としてインドネシア・日本・カムチャッカ・アラスカ系列, スマトラ・ビルマ・バイカル系列, 中米・ペルー・チリ系列があることを述べている。特にアラスカ～日本の系列については, 震源域が互に重なることなくある領域から隣接領域へと大地震が連続して発生したことが指摘されている (Mogi (1968 b), KELLEHER (1970)). さらに大地震の震源域は地体構造の不連続線で境されたブロック構造をしており, あるブロックの大地震の発生に続いて隣接ブロックで大地震が起こる場合が多く, その際本震から余震への拡大は先に地震がおきたブロック寄りから進行すると Mogi (1968 c, 1969) は述べている。

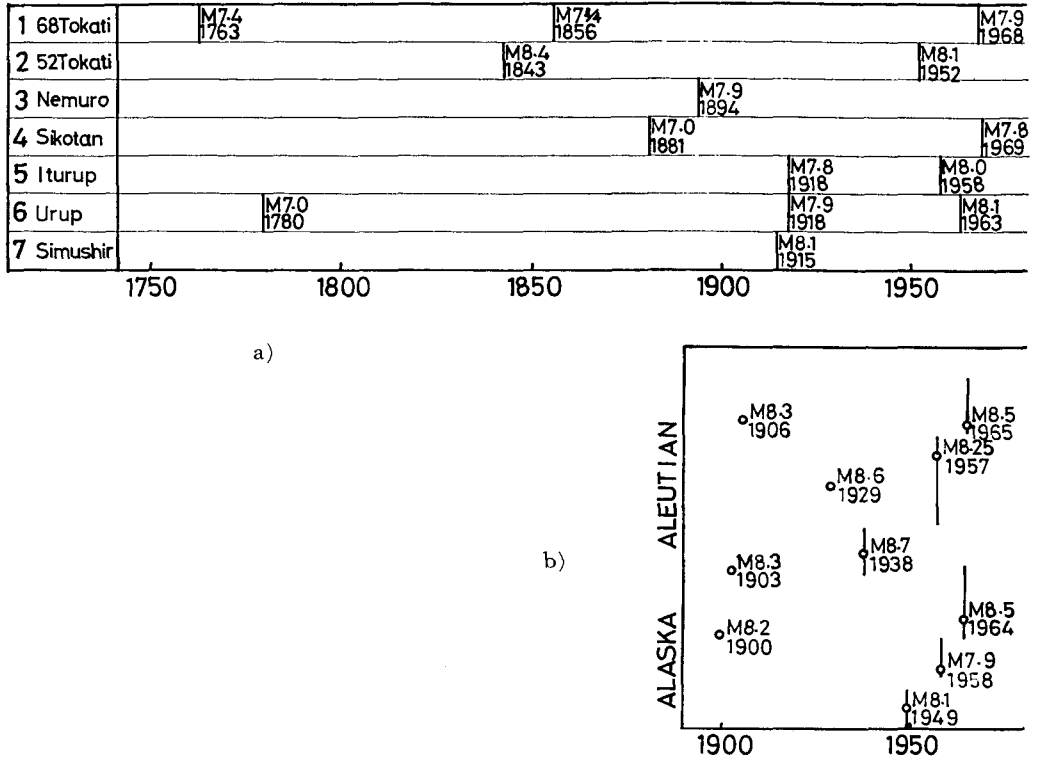
#### 2. 大地震発生の間欠性

東南海, 南海道, 東海道の太平洋岸に起きた大地震については古くから史料があり 100 年ないし 200 年の間隔で大地震が発生している。Table 1 は理科年表からこの地域に起きた  $M8$  級の大地震を選びだしたものである。1099 年南海道の地震は神田 (1968) によって  $M8$  級の大地震と考えられているものである。Table 1 によれば 1605 年以後の南海道, 東南海, 1948 年以後の東海道どちらも 100 年から 150 年の間隔で大地震が発生している。

千島・カムチャッカ・アリューシャン地域で同一の震源域で大地震がくりかえして発生する間隔について Mogi (1968 b) は 26 年から 60 年であると述べている。また Fedotov (1969) は千島・カムチャッカ地域では同様の間隔は  $140 \pm 60$  年と述べている。北海道から南千島についてさらにくわしく調査した結果宇津 (1972) は 1968 年十勝沖地震の領域では 1763 年, 1856 年,

Table 1. Large earthquakes in southeast Japan.

Time interval	Nankaido	Tonankai	Tokaido	Time interval
year				year
203	684			
212	887			
262	1099		1096	
244	1361			
			1498	
	1605	—	1605	113
102	—	1707	—	102
147	1854	—	1854	147
92	1946	1944		



**Fig. 1 a).** Schematic representation of the data on large earthquakes in the Hokkaido-South Kurile seismic zone, after UTSU (1972).  
**b).** Time-space representation of epicenters (circles) and aftershock zones (lines) of large earthquakes in the Alaska-Aleutian seismic zone, after MOGI (1968 *b*).

1968年にそれぞれ93年、112年の間隔で、1952年十勝沖地震の領域では1843年、1952年に109年の間隔で大地震が起こった可能性があるとして述べている。

以上1, 2で述べたことをFig. 1にまとめて示す。Fig. 1 aは北海道・南千島について宇津(1972)から、Fig. 1 bはアラスカ・アリューシャンについてMOGI (1968 *b*)からそれぞれ作図したものである。Fig. 1は横軸に時間、縦軸に場所をとってあり、aの縦軸はブロック名、bの縦軸は1949年クイーンシャーロット島地震の余震域の南端を起点にしてアラスカ・アリューシャンの太平洋岸に沿っての距離をとったものである。またbの地震を示している縦の実線は余震域の長さを、丸印は本震を示す。bでは大地震の震央の移動の様子を、aではわずか18年の間(1952年から1969年)に隣り合う7領域のうち5領域で大地震が発生した様子を見ることができる。

#### IV. シミュレーターの構成

IIIで示したように島弧の海洋側に起こるM8級の大地震はその震源域が1つのブロック

構造をしているものと考えられる。金森 (1969), KANAMORI (1970) は海洋底拡大説にしたがって 1963 年の千島地震を、陸側と海側の 2 つのブロックの接触面で海側が陸側の下へもぐり込んだものであると説明した。ここではそれを単純化した力学的モデルとして Fig. 2 を想定しシミュレーターと呼ぶことにする。

1. 構造

Fig. 2 において  $B_i$  は 1 個の大地震震源域ブロックに対応し、矢印の方向に動く板  $P$  と下面で摩擦接触している。また板が動く方向には 1 端を固定されたバネ  $K_i$  で、隣接ブロックとはバネ  $k_i, k_{i-1}$  で連結されている。  $B_i$  の位置は固定端から測って  $y_i$  とする。バネ  $K_i$  および  $k_i$  の長さや弾性定数はそれぞれ  $L_i, l_i, K_i, k_i$  とする。たとえばここで板  $P$  を  $j$  ステップ進めその量を  $V_j$  としたときの  $B_i$  が受ける力  $\sigma_{ij}$  は

$$\sigma_{ij} = K_i V_j / L_i + k_{i-1} (y_{i-1} - y_i) / l_{i-1} + k_i (y_{i+1} - y_i) / l_i \tag{1}$$

となる。  $\sigma_{ij}$  が大きくなり 1 度こりが起るとバネ  $K_i$  はもとの長さ  $L_i$  にもどるものとする。

2. ブロック  $B_i$  がこりを起こすプロセス

破壊の確率という考え方による地震発生の議論は MOGI (1962), UTSU (1970) などによって行なわれており以下の議論はそれらにもとづく。

$B_i$  が受ける力が  $\sigma_{ij}$  となつてから後或る時間  $t$  まではこりは起らず、  $t$  から  $t+dt$  の間にこりが起る確率を  $q(t) dt$  とする。  $t$  以降にこりが起る確率  $P(t)$  は次のように表わされる。

$$P(t) = \int_0^t q(t) dt. \tag{2}$$

また  $\mu(t)$  をこりの遷移確率とすれば、

$$q(t) = P(t) \mu(t) \tag{3}$$

と表わされる。(2) 式より

$$q(t) = -dP(t)/dt. \tag{4}$$

ゆえに

$$\mu(t) dt = -dP(t)/P(t) = -d\{\ln P(t)\}. \tag{5}$$

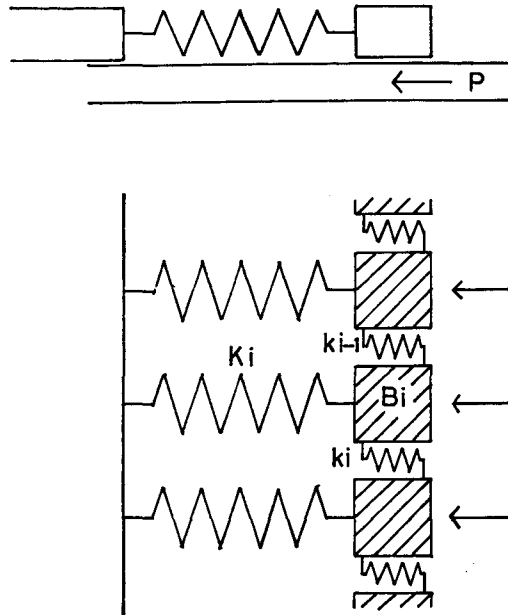


Fig. 2. A schematic view of a portion of the simulator.

したがって

$$P(t) = \exp \left\{ - \int_0^t \mu(t) dt \right\}, \quad (6)$$

$$q(t) = \mu(t) \exp \left\{ - \int_0^t \mu(t) dt \right\}. \quad (7)$$

$\mu(t)$  は岩石破壊実験の結果などから次のように与えられている.

$$\mu(t) = A e^{\beta \sigma} \quad (8)$$

ここで  $A, \beta$  は定数である.

$\sigma_{ij}$  は板  $P$  が進むにつれて大きくなる階段関数となっているが, いまブロック  $B_i$  が受ける力  $\sigma_{ij}$  は,  $\sigma_{ij}$  となってから後或る時間変化しないとすれば,

$$\mu_{ij} = A e^{\beta \sigma_{ij}} \quad (9)$$

$$q(t) = \mu_{ij} e^{-\mu_{ij} t}. \quad (10)$$

$\sigma_{ij}$  になって以後  $\Delta t$  時間までの間に迂りが起る確率は

$$P(\sigma_{ij}) = \int_0^{\Delta t} q(t) dt = 1 - e^{-\mu_{ij} \Delta t} \quad (11)$$

となる.

このようにして各ブロック  $B_i$  において  $B_i$  が受ける力が  $\sigma_{ij}$  になって以後微小時間  $\Delta t$  の間に迂りが起る確率を計算できる. そのとき同時に計算機で 0 から 1 までの間の一様乱数  $R_{ij}$  を打ち出し,  $R_{ij} \leq P(\sigma_{ij})$  ならば迂りを起すものとする.

(1) 式からわかるように  $\sigma_{ij}$  はバネ  $K_i$  による反撥力と隣のブロックを連結しているバネ  $k_i$  による付加力との和である. したがってブロック  $B_{i-1}$  や  $B_{i+1}$  が迂りを起せば  $B_i$  にかかる力は大きくなり  $P(\sigma_{ij})$  も大きくなって迂りを起しやすくなる. またこの影響は 1 つのブロックが迂りを起すとそれが隣接ブロックの迂りを誘発しさらに隣を誘発するというようにしてあらわれ,  $\sigma_{ij}$  の時間的変化は複雑なものとなり, したがって迂りまでの時間間隔の分布も複雑なものとなる. このような場合乱数を用いるモンテカルロ法は有効である.

### 3. パラメータ $D_i$

簡単のために隣と連結されていない 1 ブロックだけについて考える. これはまた  $k_i = 0$  でかつすべてのブロックが等しいパラメータをもっている場合と同じである. この場合については簡単に宇津 (1972) が述べている.

(1) 式において  $V_j$  というのは  $V$  を単位として板  $P$  を  $j$  ステップ進めた後の変位であるから, 今これを  $t$  時間進めたこととおきかえれば  $V_j = Vt$  である. すなわち  $\sigma$  は時間とともに一定割合で大きくなる. したがって

$$\sigma_{ij} = K_i V t / L_i$$

で,  $D_i = \beta K_i V / L_i$  とおけば

$$\beta \sigma_{ij} = D_i t \quad (12)$$

である。よって

$$\mu(t) = A e^{\beta a_i t} = A e^{D_i t}. \quad (13)$$

(6), (7) 式に (13) 式を代入するとそれぞれ

$$P(t) = \exp \left\{ \frac{A}{D_i} (1 - e^{D_i t}) \right\}, \quad (14)$$

$$q(t) = A e^{D_i t} \exp \left\{ \frac{A}{D_i} (1 - e^{D_i t}) \right\} \quad (15)$$

となる。

次に時間 0 から  $t$  までの累積確率を  $\mathbf{P}(t)$  とすれば

$$\begin{aligned} \mathbf{P}(t) &= 1 - P(t) \\ &= 1 - \exp \left\{ \frac{A}{D_i} (1 - e^{D_i t}) \right\} \end{aligned} \quad (16)$$

となる。

中央値を  $\bar{t}$  とかけば  $\mathbf{P}(\bar{t}) = \frac{1}{2}$  であるから, (16) 式において  $t = \bar{t}$  として

$$A = (-D_i \ln 2) / (1 - e^{D_i \bar{t}}) \quad (17)$$

を得る。よって

$$\mathbf{P}(t) = 1 - \exp \left\{ - \frac{(1 - e^{D_i t})}{(1 - e^{D_i \bar{t}})} \ln 2 \right\} \quad (18)$$

となる。

これより  $D_i \bar{t}$  をパラメータとしてグラフを描くと Fig. 3 となる。

ここで Fig. 1 に示した北海道・南千島の太平洋岸の大地震の記録をみると, 1968 年十勝沖の領域では 93 年, 112 年の間隔で, 1952 年十勝沖の領域では 109 年の間隔で大地震が起っており

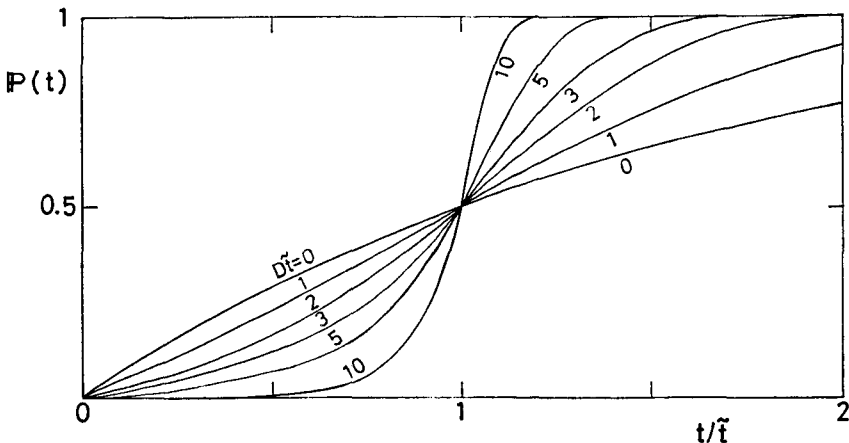


Fig. 3. The graph of  $\mathbf{P}(t) = 1 - \exp \left\{ - \frac{(1 - e^{D_i t})}{(1 - e^{D_i \bar{t}})} \ln 2 \right\}$  for various values of  $D_i \bar{t}$ .

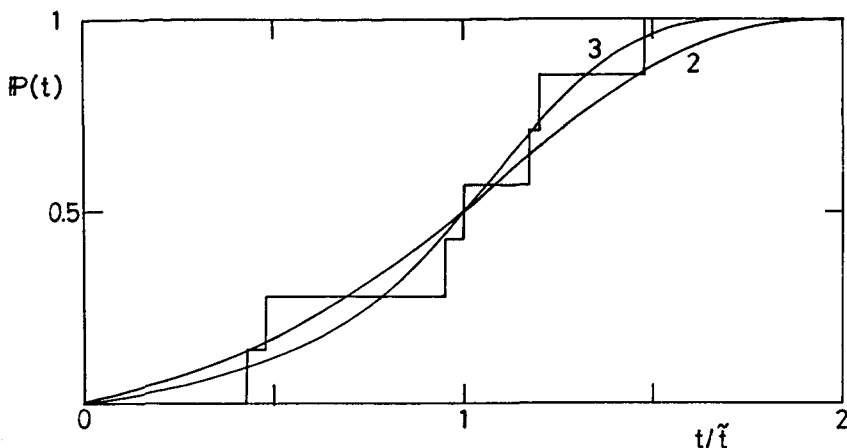


Fig. 4. Comparison between the cumulative frequency of time intervals of large earthquakes in each region for the data shown in Fig. 1 a) and the curves in Fig. 3.

シンシル沖まで含めれば7つの時間間隔が得られる。これらの最長間隔はウрупп沖の138年、最短間隔はエトロフ沖の40年、中央値は1968年十勝沖での93年である。1968年十勝沖からシンシル沖までの7領域が同一の性質を持ち、互に独立であるとすれば、このデータを(18)式から得られたFig. 3のグラフに重ねることができ、 $\tilde{t}=93$ 年として階段状のグラフを描くことができる。Fig. 4は重ねた図であり、良く合う曲線は $D\tilde{t}=2\sim 3$ である。

以上は $k_i=0$ として考えたのと同等のことであるが、 $k_i \neq 0$ のときはそれぞれのブロックに付加力があり $t/\tilde{t}$ が速く増加する効果を示すので $D\tilde{t}$ は小さい値で良いはずである。この値についてはVで述べる。

#### 4. パラメータに与えた数値

各パラメータには次の値を与えた。

$K_i = 2 \times 10^{25}$	$\text{g} \cdot \text{cm}/\text{yr}^2$	}	(19)
$V = 5$	$\text{cm}/\text{yr}$		
$L_i = 100$	$\text{km}$		
$k_i/K_i = 0, \frac{1}{20}, \frac{1}{10}, \frac{1}{5}, \frac{1}{2}, 1$			
$l_i = 100$	$\text{km}$		
$D\tilde{t} = 1\sim 3$			
$A = 4.4 \times 10^{-3} \sim 1.0 \times 10^{-3}$	$\text{yr}^{-1}$		
$\beta = 1.1 \times 10^{-21} \sim 3.2 \times 10^{-21}$	$\text{yr}^2/\text{g} \cdot \text{cm}$		

たとえばここで $K_i$ の値は90ステップ(1ステップ=1年)バネが進んで迂りを起したとき、迂り量4.5m、歪 $4.5 \times 10^{-5}$ 、エネルギー $2 \times 10^{23}$  ergとなる値である。このようにM8級の大

地震に近いエネルギーとなるようにパラメータを選んであるが、パラメータの物理的意味や厳密な定量的議論は将来の課題とする。

## 5. 計算の順序

1 から 4 までの計算を整理して次に示す。

- a) すべてのブロック  $B_i$  について  $A_i, \beta_i, K_i, k_i, L_i, l_i, y_i$  を与える. ( $y_i$  は当面  $y_i = L_i$  とおくが、後に北海道・千島の現状にあわせるときはブロックにより異なる値を与える.)
- b) 板  $P$  を  $V_1$  だけ (すなわち 1 ステップ) 進める.  $B_i$  の位置は  $y_i - V_1$  となり歪は  $V/L_i$  となる.
- c) (1) 式により力  $\sigma_{ij}$  を計算し (9), (11) 式により  $P(\delta_{ij})$  を計算する.
- d) 一様乱数  $R_{i1}$  を  $P(\sigma_{i1})$  と比較し,  $R_{i1} \leq P(\delta_{i1})$  ならばそのブロック番号  $i$  を記憶する.
- e)  $R_{i1} \leq P(\sigma_{i1})$  のものについて迂りまでのステップ数を記録し,  $y_{i1} = y_{i0}$  と置きなおす.
- f) 板  $P$  を  $V$  だけ進める (すなわち (b) にもどる). このとき迂りを起していなかったブロックは歪  $2V/L_i$  となり, 迂りを起していたブロックは  $V/L_i$  となる. 迂りを起したブロックの隣りブロックへの影響は (1) 式の第 2, 第 3 項として加えられる.

## V. シミュレーション

### 1. パラメータ $k$ について

すべてのブロックのパラメータは等しくとり, 10 ブロックを 2000 ステップ動かして得られた結果のうち Fig.5 にいくつかの例を示す. ここではブロックとブロックを連結しているバネ  $k_i$  の影響をみるができるが, 議論には主バネと連結バネの弾性定数の比  $k/K$  を使う. すべてのブロックのパラメータは等しくとってあるから, ブロック番号を表わす  $i$  は以下省略する.

Fig. 5 a では  $k/K$  が 0, 1/10, 1/2, 1 と大きくなるにしたがって迂りまでの時間  $t$  (ステップ) の分布は中央値  $\bar{t}$ , 平均値  $\bar{t}$ , 標準偏差  $S. D.$  とともに小さくなる傾向がみられる. すなわち  $k/K$  が大きくなればあるブロックの迂りの影響が隣接ブロックへの付加力となってあらわれ Fig. 3 において  $t/\bar{t}$  を右の方へずらしたと同様の効果を与えその結果  $\bar{t}$ ,  $\bar{t}$  が小さくなる. また  $S. D.$  が小さくなるのは付加力のため Fig. 3 の曲線の傾きが急になるためである.  $k/K$  をいろいろ変えて北海道・南千島地域のデータ  $\bar{t} = 93$  年,  $\bar{t} = 89.3$  年,  $S. D. = 33$  年に近い結果を示すパラメータを得て Table 2 に示す.

Fig. 5 b には  $k/K$  の変化に伴ってブロックからブロックへの迂りの移動の仕方が変化する様子を示してある.  $k/K = 1$  ではあるブロックで迂りが起ると次々と連続的に迂りが移動する傾向がきわめて強く, Fig. 1 の北海道・南千島の地震とはかなり違った様相を示す.  $k/K = 0$  では数十ステップ (年) の間に迂りが連続的に移動していく様子は非常に少なくなり Mogi (1968 b) が指摘しているアラスカ・アリューシャンの場合 (たとえば 1938 年アラスカ地震, 1957 年アン

ドレアノフ地震, 1965年アリューシャン地震などは27年間で3個が連続した)に似た例をさがすのは困難である. また Fig. 1 のように1968年十勝沖からシンシル沖までの7領域のうち5領域がわずか18年の間に大地震を起す例もみつけることはむずかしくなる. したがって北海道・南千島の大地震の分布をシミュレートする  $k/K$  は, 1では大きすぎ, 0では小さすぎるので1/10から1/2位の間が適当であろう.

## 2. シミュレーターによる予想

Table 2 のパラメータを使って1968年十勝沖からシンシル沖までの領域をシミュレートする. シミュレーターは各ブロック毎に Fig. 6 の左側のように歪を与えた状態から出発する. たとえば1894年以來78年間大地震が起っていない根室沖の領域に対応する3番目のブロックには

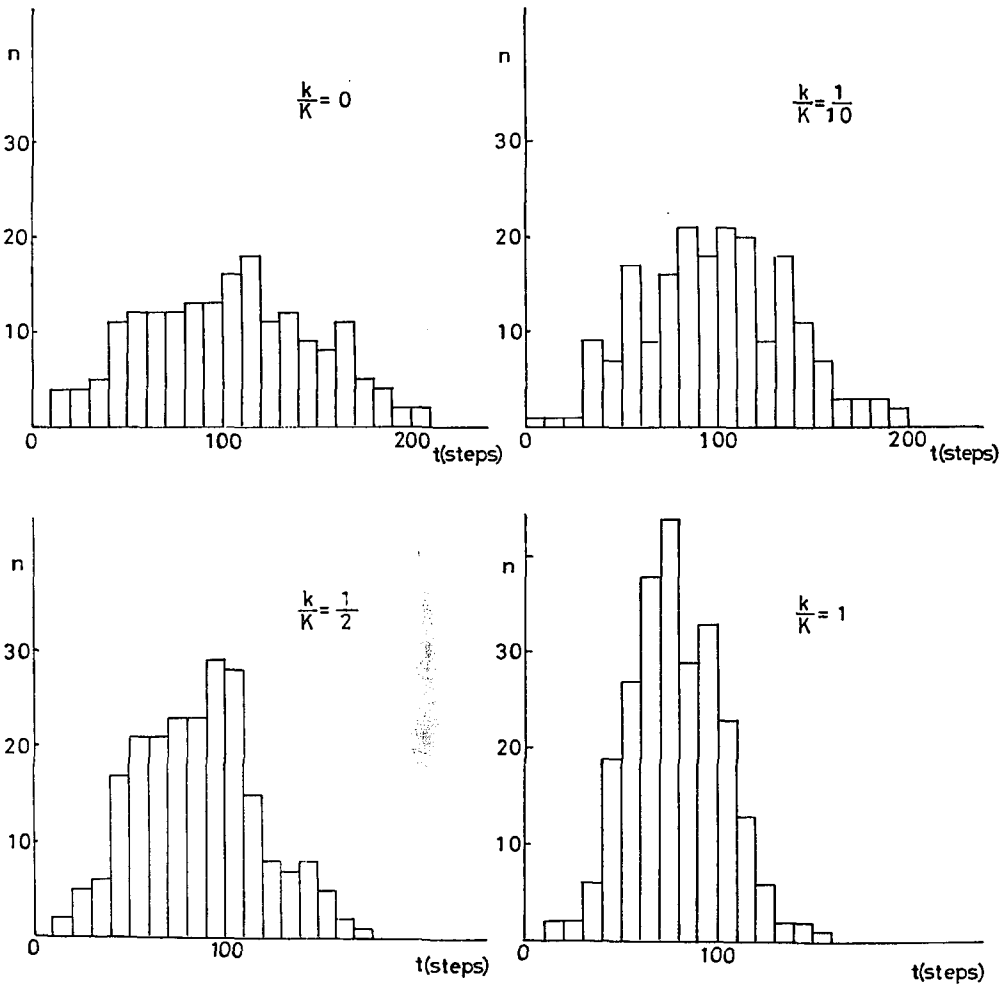


Fig. 5 a). Distribution of time intervals between events for various values of  $k/K$ .

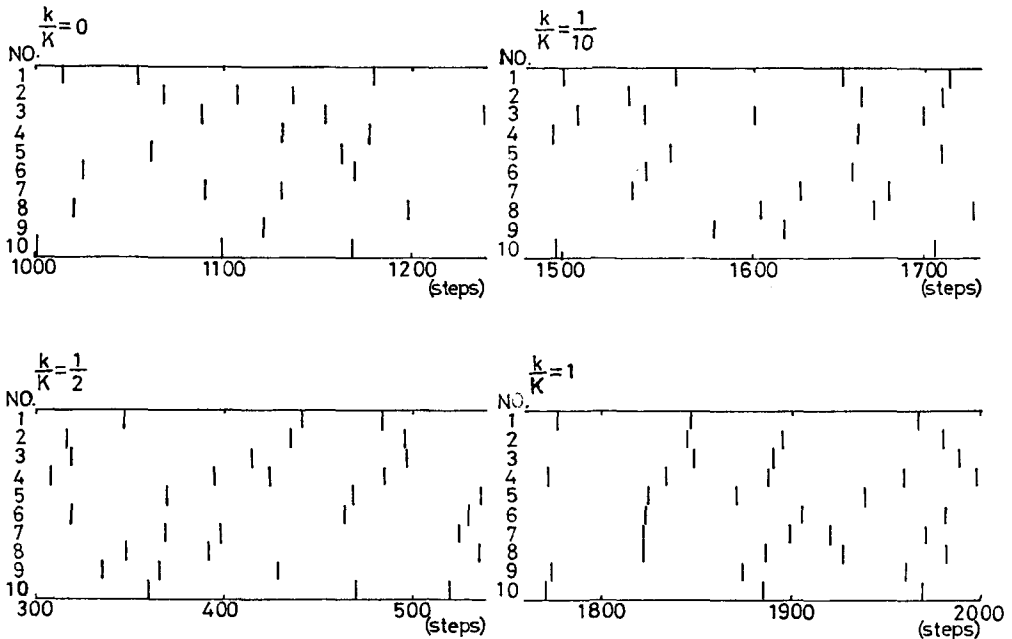


Fig. 5 b). Portions of the plots of the computer outputs for various  $k/K$ .

Table 2. Input data for the simulation of the time distribution of large earthquakes in the Hokkaido-South Kurile zone and the output of the simulator.

Input		Output		
$k/K$	$D\bar{t}$	$\bar{t}$	$\bar{t}$	$S. D.$
0	3.0	95.0 steps	91.6 steps	33.2 steps
1/20	2.9	95.0	91.1	32.4
1/10	2.5	94.5	90.9	31.7
1/5	2.0	87.0	85.6	33.3
1/2	1.7	94.0	91.7	33.4
1	1.5	93.0	90.1	31.9

$$78 \text{ 年} \times 5 \text{ cm/年} \div 10^7 \text{ cm} = 3.9 \times 10^{-5}$$

の歪が与えられている。

シミュレーターを動かしていくと、最も大きな歪をもった3番目のブロックが最初に迂りを起す確率が大きく、最も歪の小さい4番目のブロックは最後に迂る場合が多い。Fig. 6はその一例である。

シミュレーションにおいてはFig. 6と同様のことを同一パラメータについて400回~600回計算し、Fig. 6で定義される  $T$  と  $t$  の分布を調べた。  $t$  の分布は歪が0の状態からかぞえて何

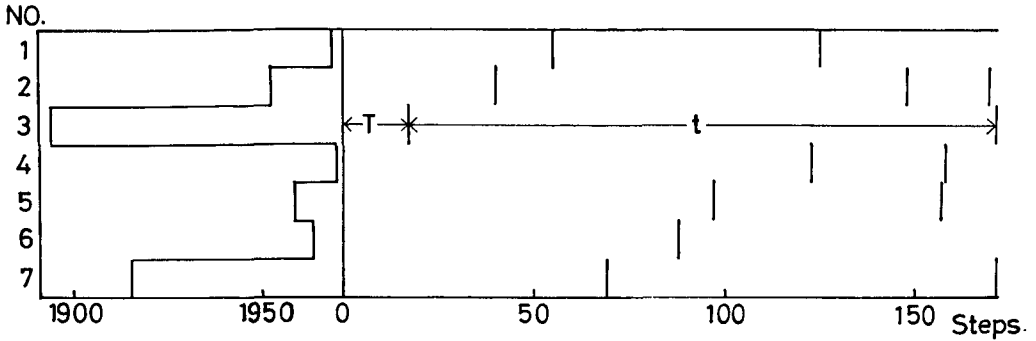


Fig. 6. An example of outputs when each block has different strain at the start. Definition of  $T$  and  $t$  is indicated in the figure.

ステップ (年) 目に迂りが起るかを示し,  $T$  の分布はすでに歪が蓄積されているとき, あと何ステップ (年) 後に迂りが起るかを示す. Fig. 7 は  $k/K=0$  のときの結果で  $T$  および  $t$  の分布,  $t$  の累積度数分布を示している. 点線は  $D\bar{t}=3$ ,  $\bar{t}=93$  年としたとき (18) 式から計算される累積確率から計算した  $t$  の分布,  $t$  が 78 年以上のときの分布 ( $T$  に対応する) である (Fig. 4 参照).  $t$  の分布は非常に良く一致している.  $T$  はそれほど一致していない.

Fig. 8 には  $k/K=1/20, 1/10, 1/5, 1/2, 1$  の結果を示す. Table 2 のパラメータを使っているので,  $t$  の分布は  $k/K=0$  のときと同様に Fig. 4 に良く一致している. ここで注目したいのは  $k/K$  の変化に伴う  $T$  の分布の変化である. これは Fig. 6 のような特別な条件下では  $k/K$  が大

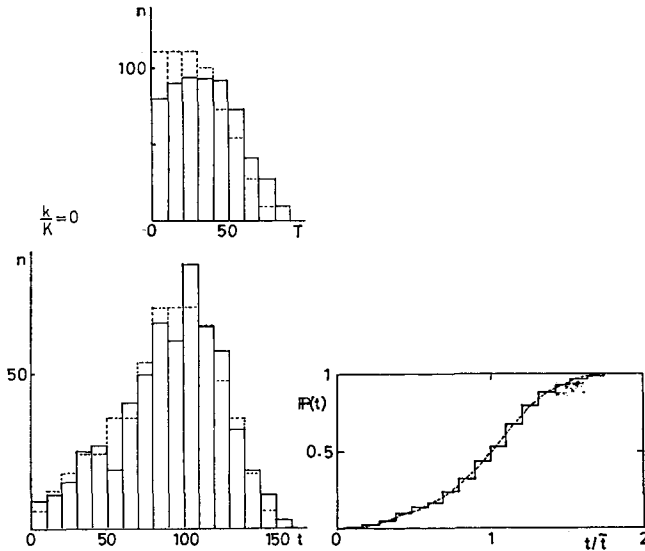


Fig. 7. Left: Distribution of  $T$  and  $t$ .  
Right: Cumulative frequency of  $t$ .  
 $T$  and  $t$  are defined in Fig. 6. Full lines indicate computer output.  
Broken lines correspond to the curve in Fig. 3.  $D\bar{t}=3$ .

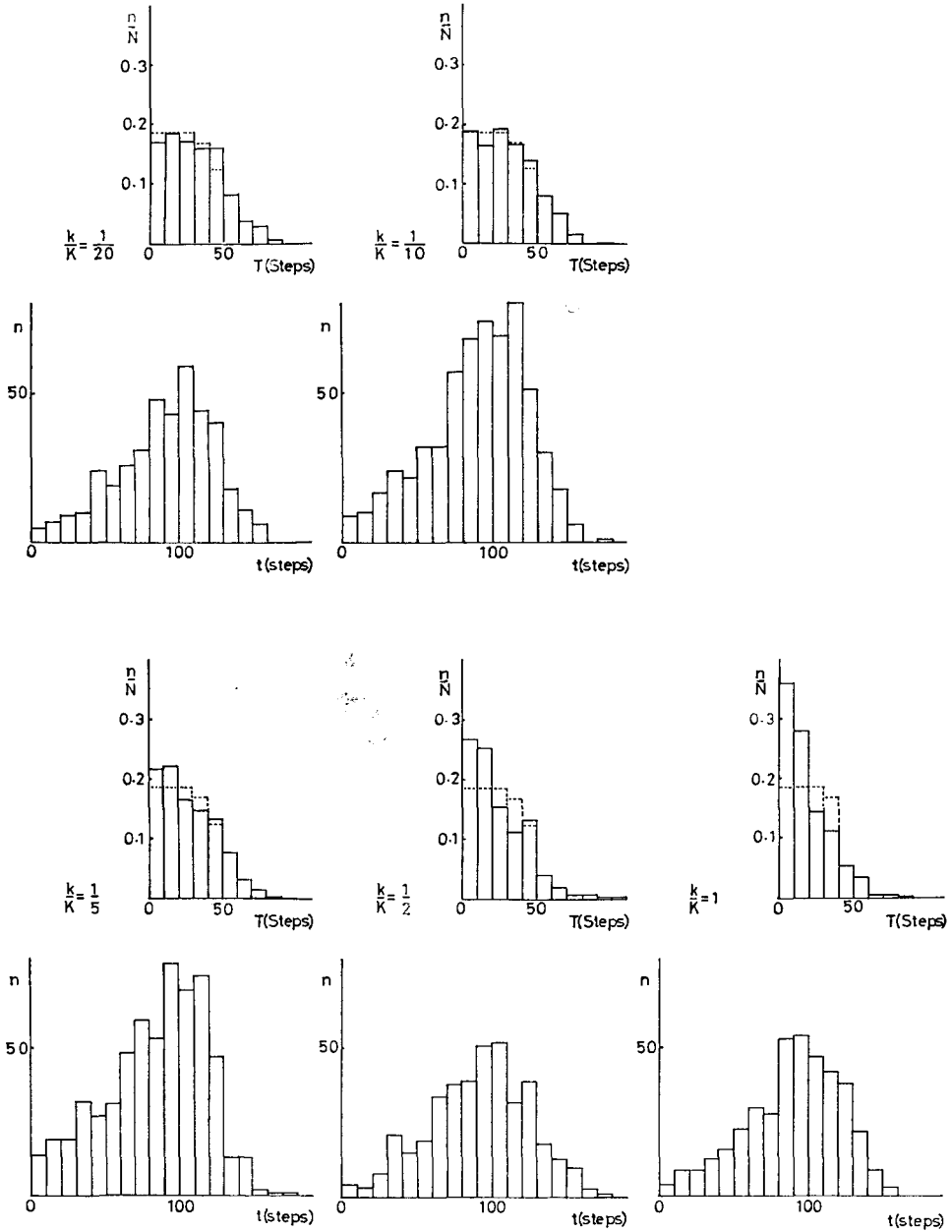


Fig. 8. Probability that  $T$  falls in each time interval and distribution of  $t$  for various  $k/K$ . For full and broken lines, see the caption for Figure 7.

きくなるにつれて  $T$  の分布は小さい方へ片寄ってくることを示している。いいかえれば地震が起りやすくなっていることを示している。1で述べたように北海道・南千島の領域では  $k/K$  は  $1/10 \sim 1/2$  位と考えられるので、第3ブロックに対応する根室沖では  $k/K = 0$  で予想されるよりは地震が起る確率は高くなっていると思われる。Table 3に  $T$  が0から10ステップ(年)

**Table 3.** Variation of probabilities that  $T$  (defined in Fig. 6) falls in the time interval from 0 to 10 steps and from 0 to 30 steps for different values of  $k/K$ .

$k/K$	0~10 steps (yr.)	0~30 steps (yr.)
0	0.13	0.44
1/20	0.17	0.54
1/10	0.19	0.55
1/5	0.22	0.60
1/2	0.27	0.68
1	0.36	0.78

の間に入る確率と、0から30ステップ(年)の間に入る確率を示す。

## VI. あとがき

確率モデルを用いて島弧と海溝の間に発生する大地震の時間的空間的な分布の特徴をかなり良くシミュレートすることができた。特に、隣り合う大地震領域の相互作用として簡単な連結バネを仮定した結果、大地震震央の移動をある程度シミュレートし、またその時1カ所だけ長期間大地震が発生していない場合の地震発生の確率が増加する傾向を明らかにした。

しかしパラメータの物理的意味付けの不十分さ、モデル化に際しての極端な単純化などシミュレーターとしては不完全な点も多い。これらは今後の研究にまつほかはない。

本研究にあたり終始御指導いただいた宇津徳治先生に深く感謝申し上げます。また計算は北海道大学大型計算機センター FACOM 230-60 によった。

## 文 献

- FEDOTOV, S. A., 1969. Seismicity of the focal region of the catastrophic Iturup Earthquake of November 6, 1958, and seismic forecasting. *Izv. Acad. Sci. USSR*, 1-6
- 金森博雄, 1969. 地震活動と地殻・マントル構造. 科学, 39, 474-482
- KANAMORI, H., 1970. Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies—Kurile Island earthquake of October 13, 1963. *J. Geophys. Res.*, 75, 5011-5027
- 神田 茂, 1968. 康和元年土佐における大地震. 地震 II, 21, 142-143
- KASAHARA, K., 1967. A simulation of energy release process in a seismic region. *Proc. Acad.*, 43, 483-488
- KELLEHER, J. A., 1970. Space-time seismicity of the Alaska-Aleutian seismic zone. *J. Geophys. Res.*, 75, 5745-5756
- MOGI, K., 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40, 125-173
- MOGI, K., 1968 a. Migration of seismic activity. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, 53-74
- MOGI, K., 1968 b. Sequential occurrences of recent great earthquakes. *J. Phys. Earth*, 16, 30-36

- MOGI, K., 1968 *c.* Development of aftershock areas of great earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, 175-203
- MOGI, K., 1969. Relationship between the occurrence of great earthquakes and tectonic structures. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 429-451
- 大塚道男, 1971. 地震の起こり方のシミュレーション —第1部—一つの機械的モデル—. 地震 II, 24, 13-25
- TSUBOI, C., 1964. Time rate of energy release by earthquakes in and near Japan—Its general uniformity and variability—. *J. Phys. Earth*, 12, 25-36
- UTSU, T., 1970. Aftershocks and earthquake statistics (II)—Further investigation of aftershocks and other earthquake sequences—. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII*, 3, 197-266
- 宇津徳治, 1972. 北海道周辺における大地震の活動と根室南方沖地震について. 地震予知連絡会報, 7, 7-13