

静穏化現象として見た地震空白域の形成過程

東京大学地震研究所* 佃 為 成

Seismicity Gap as Generated by Seismic Quiescence and its Formation Process

Tameshige TSUKUDA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku,
Tokyo 113-0032, Japan

(Received June 30, 1997; Accepted January 31, 1998)

Temporal changes of the hypocentral distances of earthquakes around the major shocks in and around Japan were studied based on the JMA (Japan Meteorological Agency) hypocenter catalog to examine a hypothesis that the area of the precursory seismic gap expands with time until a mainshock occurs at the center. Most of the inland large earthquakes occur in the interior of long-term seismic gaps. The most noticeable case is that the gap expands after the occurrence of a small-scale seismic activity around the center of the gap. The radius of the gap is approximately represented by an exponential function of time with the time-constant being 3-4 years for major inland large earthquakes in Japan. The conditional probability that the above case occurs prior to a large earthquake is 26% for events of the inland earthquakes with magnitude 5.8 or more. The probability is raised up to 50% for the events with magnitude 7.0 or more. The gap expands 4-5 times as large as the radius of the source region of the main shock. For the regions close to a plate boundary such as the Japan trench east off north Honshu, the time-constant is as small as 1-2 years and the gap area is confined to the same range of the mainshock source region. The above time-constant is inversely proportional to the expansion rate of seismicity gap and is considered to be closely related to stress relaxation process and/or hardening of the medium. Although the expansion phenomenon of a seismicity gap is not always followed by a large earthquake, it may be an important factor for estimating the possibility of a large earthquake.

Key words: Seismicity gap, Seismic quiescence, Cluster of hypocenters, Seismicity pattern.

§1. はじめに

地震空白域は、大地震が起こり得る場所において近年の大地震の震源域になっていない空白域(第1種)と地震活動域における活動が一時低下する静穏化現象によるもの(第2種)とに分類されている[茂木(1976)]. しかし、第1種とされる領域においても、時間的に追跡すると第2種の空白域の形成が認められることがある(例えば、メキシコのオアハカの地震[大竹(1980)]). 第1種の空白域は、プレート境界や大規模の活断層で繰り返し発生する大地震の発生サイクルにおける地震間の1ステージに出現し、長期的な地震活動の中の活動低下(静穏化)現象と捉えることもできる。長期的にせよ、短期

的にせよ、地震活動静穏化という現象があり、その結果、地震分布に地震空白域が認められるようになる。第1種と呼ばれる空白域は、その特別な種類の一つである。地震活動の静穏化によって生じる空白域が、どのような時間的特性を有するかを研究する第一歩として、本論文では大地震の前の空白域形成に注目する。空白域の形成は大地震発生の準備過程と密接に関係していると考えられるので、付随する種々の前兆現象の発生機構の解明のためにも、空白域の形成過程を研究する必要がある。

地震活動の静穏化には、局地的なもの以外に、広域的に一斉に活動が静穏化する現象[例えば、東北大学理学部(1994)]や静穏化地域の移動現象(§4で議論する)も認められる。地震発生現象は複雑であり、単純な規則に支配されているわけではない。それでも、ある程度の

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

統計的規則性を認めることができる。本論文では、日本における長期的な震源データから代表的な大地震を選び出し、それぞれの地震の震源域を囲む前駆的空白域が存在するかどうかを調べる。また、その形成過程を特徴づける簡単な時間・空間パラメータを求め、そのパラメータの値の統計的な規則性を検証し、空白域に基づく大地震の発生予測の可能性をさぐる。

§2. 空白域に対するモデル

この論文では、大地震の発生に前後する或る期間の震源分布に注目した解析を行うことにする。以下では、空間的に地震発生頻度が高い領域を震源の連なりと考え、「震源クラスター」と定義する。そして、地震空白域を「震源クラスターの隙間」として検出する。空白域はクラスターに挟まれたり、クラスターで囲まれた震源分布のパターンから認識される。そのパターンの時間変化に注目し、空白域の形成をモデル化する。静穏化現象については、或る地域の地震活動の低下現象といった漠然とした概念 [例えば、WYSS and HABERMANN (1988)] があるが、ここでは、各クラスターの活動の消長を考える。その活動度の低下が著しい場合は、クラスターが消え、空白域が出現する。

次の節で実際のデータを示すが、静穏化した領域（空白域）は、時間的に変動し、拡大・縮小を伴う場合が少なくない。活動の静穏化の原因としては、応力の緩和現象、流体の移動、或いはダイレイタンスー硬化などが考えられる [SCHOLZ (1988)]. 空白域の拡大は、大地震の震源域を中心として、流体の移動や非弾性的変形が発生し、媒質変化が伝播する現象であろう。仮に拡大が拡散現象とすれば、領域の大きさは時間の平方根に比例するはずであるが、今回の解析では、その傾向は認められなかった。数年から10年ぐらいの時間スケールの変化を見る場合には、むしろ、以下のような指数関数的に拡大する空白域モデルの方がより適切である。

Fig. 1 は地震の時空間分布を概念的に示したものである。横軸は時間経過、縦軸は注目する地震（地域の代表的な地震で、ここでは本震と呼ぶ）の震源からの距離を対数で表している。このグラフに周囲の地震の震源をプロットすれば、本震の近傍の領域には地震が少なく、周囲には多くの地震がプロットされる。この時空間のグラフにおいて、上方の地震活動領域と下方の低活動領域の境界を地震活動の「フロンティア」と名付ける。これを直線で近似すれば、Fig. 1 のように表すことができる。本震前には、大地震の準備過程に伴って周囲の地震発生を抑制し、空白域を拡大する。地震直後には、周囲の活動抑制からしだいに活動が回復して行く傾向が捉えられ

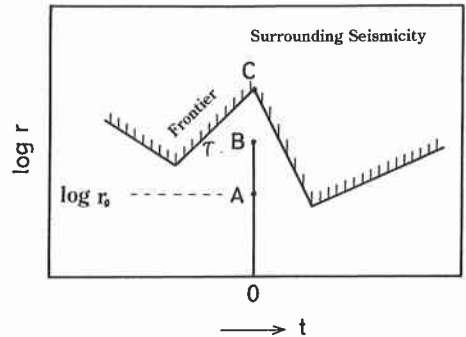


Fig. 1. Schematic diagram for the time-space distribution of the surrounding seismicity around a marked earthquake event. Point A indicates the representative radius of the source region of the target earthquake. Point B designates the range of the actual aftershock region. Point C represents the maximum range of the seismic gap associated with the marked event. τ denotes the time constant of the exponential time function for the expansion of the seismicity gap bounded by the frontier of the surrounding seismicity at the pre-seismic stage of the mainshock.

る。この論文では、本震発生前の空白域拡大に焦点をあてる。

空白域は周囲の地震の震源分布のフロンティアで縁取られるが、フロンティアの位置を本震からの震源距離 $r_f(t)$ で表現すると、時間 t に対し次式のように表現できる。

$$r_f(t) = r_1 \cdot \exp(t/\tau) \quad (1)$$

ただし、 $r_f(0) = r_1$ となるように、時間 $t=0$ を定めた。時定数 τ は、 r_f で示される空白域の半径が e ($=2.7$) 倍に拡大するのに要する時間である。 τ は媒質の物理的性質に強く依存するものと考えられる。空白域の領域の大きさ（半径）の時間的増加や減少の割合は、すでに形成されている空白域の大きさに比例する。このことは、(1) を微分した

$$dr_f(t)/dt = 1/\tau \cdot r_f(t) \quad (2)$$

から分かる。

実例によって上記の性質を示す。Fig. 2 は、1943年鳥取地震 ($M 7.2$) のケースである。時間の原点は鳥取地震の発生時刻である。相対的な地震の規模を比較できるように、地震の規模を円の大ききさで表示する。ここで円の面積が震源域の面積に比例するように、それぞれの地震の震源域の代表的な半径 r_i は、UTSU (1961) にしたがって、マグニチュード M_i に対して $\log_{10}(r_i) = 0.5M_i - 2.1$ の関係から求めた。本震の $M 7.2$ に相当する大ききさを十

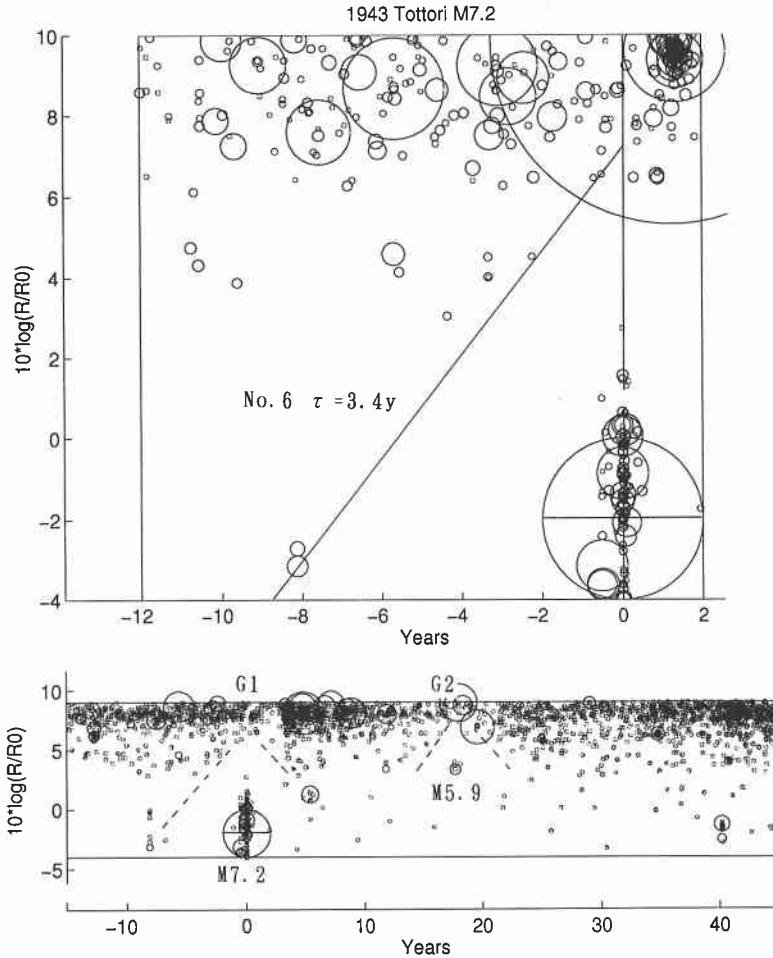


Fig. 2. Time-space diagram showing the seismic gap generation for the 1943 Tottori earthquake of M 7.2. R is the distance between the hypocenters of the mainshock and that of a surrounding earthquake. R_0 denotes the representative value of the radius of the source region of the mainshock. Time is measured in reference to the origin time of the mainshock. The area of the plotted circle is proportional to the area of the event with reference to that of the mainshock which is represented by the circle with a cross located in contact with the upper end point of the mainshock source region. The upper figure illustrates how to identify the frontier border of the surrounding seismicity. The limit of the magnitude difference, where smaller shocks are eliminated if their magnitudes are smaller than that of the mainshock by that limit, is 3 for the upper figure and 4 for the lower figure. To visualize the event circle in the lower figure, all the events smaller than M 4 are represented by the circle whose size is identical to M 4. The time-constant τ in Eq. (1) is given as shown in the figure. The lower figure shows the long-term time-space pattern. Note that the expansion of the seismicity gap (G1) at around the time of the M 7.2 shock. Another extended area (G2) of seismic quiescence is found around 15 to 20 years after the large earthquake, which was realized by southwestward migration of quiescence along the inner zone of the Japan Islands (See Fig. 12).

字印のついた円で示してある (ただし、震源距離がゼロなので、位置をずらして表示した)。他の地震の円には、本震の円を規準にして相対的な大きさが与えられている。グラフの縦軸には、震源距離 R の代わりに、本震の

震源域の半径 R_0 との比の常用対数を採用した。

周囲の地震活動のフロンティアを同定するためには、活動度を評価して、ある規準のレベルで空白域ないしは静穏化域との境界の線を引けばよいが、空白域をはっきり

り認識できるようにするには、小さい地震を省く方法が考えられる。本震の前後短期間における地震活動を示す Fig. 2 の上図では、本震との M の差が 3 以上のもの、長期間の下図では M の差が 4 以上のものを削除した。ただ下図においては、 M が 4 以下の地震は見えなくなるので同一の大きさの円で示した。以上の M についての基準は § 3 において具体的に述べるが、1) 地震検知能力が M 3~4 であること、2) 図化した場合の人間の識別能力 (小さい円は見えない) を考慮し、さらに、3) 空白域内の小規模活動のような重要なイベントを捉えられるかを検討して採用した。

このようなグラフを各地震 (本震) について作成して眺めたところ、空白域が拡大する場合の代表的な性質として次の事柄がわかった。

- 1) 空白域の中に小規模の活動が発生する時期がある。
- 2) その後、この活動が消滅し、空白域となる。
- 3) 周囲の活動が活発になる。
- 4) 指数関数的な空白域拡大がある。
- 5) 注目している地震の発生後、空白域が縮小する。
- 6) 再び空白域が拡大する。

性質 1), 2) は, EVISON (1977, 1982) が precursory swarm と名付けた現象とはほぼ同じであるが、ここでは群発地震だけではなく単独の地震も対象にしている。性質 1) については、本震より 12 年前以降、震源域の範囲、すなわち、 $R < R_0$ に発生した活動の最後の時点から本震までの時間を静穏化期間 Tq として記録することにする。 Tq は、小規模活動先行期間あるいは大地震前の

空白域形成継続期間とも言える。ここでは、数年以上の時間スケールに注目し、直前の前震や 1943 年鳥取地震の時のような半年ほど前の前震活動など、1 年以内の活動は採用しないことにする。フロンティアを表す直線の式

$$\log_{10}(r_f) = \log_{10}(r_1) + \log_{10}(e) \cdot t/\tau \quad (3)$$

の勾配から、時定数 τ を決定し、直線 (3) と本震の発生時を表す直線 $t=0$ の交点の r_f を空白域の最大半径 R_{\max} とし、 R_{\max}/R_0 (空白域の最大拡大係数と呼ぶ) も記録する。次の節では、以上のモデルを実際のデータに当てはめ、適用の限界を検証する。

§ 3. データと解析

気象庁の震源データに基づく日本付近の地震活動を調査する。気象庁地震カタログには 1926 年以降の震源データが収録されているが、注目する地震の約 10 年からの地震活動を調べることにして、解析期間を 1936 年以降、1996 年までの約 60 年間に設定する。また、震源の深さは 100 km 以下の比較的浅い地震を対象にする。1926 年から現在までのデータには変遷があり、検知能力が時代とともに向上してきたので、全期間を一律に扱うことはできない。適宜、地域や時期を選んで M 別頻度分布を作り、Gutenberg-Richter の関係が成り立つ M の範囲を調べると、内陸では最近では M 3 程度の検知能力があるが、全期間では M 4~5 程度であり、沖合の地震では全期間に均質な検知能力は M 5 程度となることがわかった。

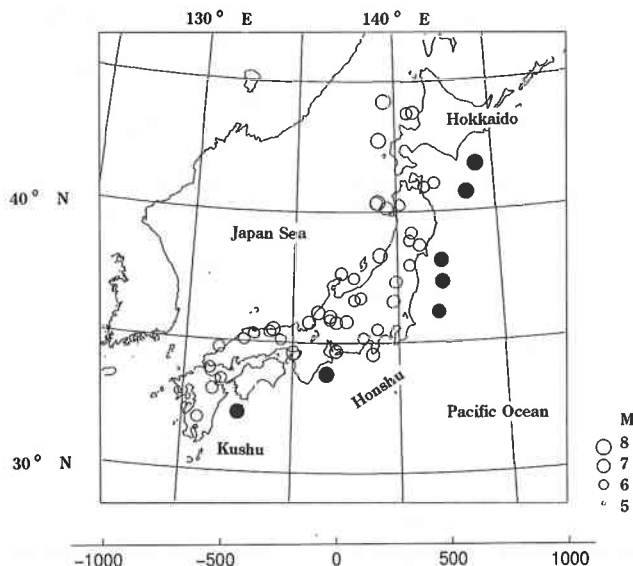


Fig. 3. Epicentral distribution of earthquakes analyzed. Open circles indicate shocks located in the Inner Zone of Japan Island Arc. Solid circles indicate shocks located in the Outer Zone.

Table 1. List of earthquakes in the inner zone along Japan Islands and the values of their parameters for expanding seismicity gap. Hypocentral parameters were determined by JMA (Japan Meteorological Agency). Tq : Duration time of the seismicity gap before the event; τ : Time-constant for the temporal expansion of the seismicity gap; R_{max}/R_0 : Ratio of the maximum radius of the seismicity gap to the radius of the source area of the event.

No.	Y	M	D	H	M	LON. (E°)	LAT. (N°)	Depth (km)	Mag.	Region	Tq (yrs)	τ (yrs)	R_{max}/R_0
1	1939	5	1	14	58	139.517	40.133	0.0	6.8	OFF AKITA PRE		5.1	4.4
2	1940	8	2	00	08	139.467	44.250	10.0	7.5	N JAPAN SEA			4.6
3	1941	4	6	01	49	131.550	34.733	10.0	6.2	OFF YAMAGUCHI PRE		8.6	5.5
4	1941	7	15	23	45	138.233	36.717	0.0	6.1	N NAGANO PRE		3.2	6.3
5	1943	8	12	13	50	139.917	37.317	0.0	6.2	C FUKUSHIMA PRE	9.1	3.5	4.8
6	1943	9	10	17	37	134.083	35.517	0.0	7.2	TOTTORI PRE	8.0	3.4	4.8
7	1945	1	13	03	38	137.067	34.683	0.0	6.8	AICHI-SHIZUOKA		3.5	4.8
8	1945	2	10	14	13	141.967	41.100	0.0	6.1	E OFF AOMORI PRE	11.2	3.6	5.7
9	1946	8	20	18	43	131.717	33.533	0.0	5.9	N OITA PRE		4.4	9.5
10	1947	3	11	14	16	138.350	35.183	0.0	5.8	C SHIZUOKA PRE	7.4	2.4	7.0
												2.9	7.0
11	1947	11	4	09	09	141.017	43.817	0.0	6.7	NW OFF HOKKAIDO			7.1
12	1948	6	28	16	13	136.200	36.167	0.0	7.1	N FUKUI PRE	8.7	2.4	4.5
13	1949	12	26	08	25	139.783	36.583	0.0	6.4	C TOCHIGI PRE		9.3	4.4
14	1955	10	19	10	45	140.183	40.267	0.0	5.9	N AKITA PRE			9.6
15	1956	9	30	06	20	140.617	37.967	20.0	6.0	S MIYAGI PRE			4.5
16	1959	11	8	22	54	140.683	43.783	0.0	6.2	NW OFF HOKKAIDO			1.4
													2.6
17	1961	5	7	21	14	134.417	35.100	40.0	5.9	W HYOGO PRE			7.9
18	1961	8	19	14	33	136.767	36.017	0.0	7.0	C GIFU PRE	10.6	1.5	5.8
19	1962	4	30	11	26	141.133	38.733	0.0	6.5	N MIYAGI PRE		3.8	4.8
20	1963	3	27	06	34	135.767	35.783	0.0	6.9	OFF ECHIZEN-MISAKI		1.9	5.4
												3.8	4.8
21	1964	5	7	16	58	139.000	40.333	0.0	6.9	OFF OGA PEN		3.6	7.5
22	1964	6	16	13	01	139.183	38.350	40.0	7.5	OFF NIIGATA PRE		8.4	3.6
23	1968	2	21	10	44	130.717	32.017	0.0	6.1	SW MIYAZAKI PRE			8.0
24	1969	9	9	14	15	137.067	35.783	0.0	6.6	C GIFU PRE	6.1	3.7	3.4
25	1970	10	16	14	26	140.750	39.200	0.0	6.2	SW AKITA PRE			2.8
26	1972	8	31	17	07	136.767	35.883	10.0	6.0	FUKUI-GIFU BORDER		5.8	3.5
27	1974	5	9	08	33	138.800	34.567	10.0	6.9	IZU PEN	7.5	3.1	2.6
28	1975	4	21	02	35	131.333	33.133	0.0	6.4	NE KUMAMOTO PRE		2.7	5.0
29	1978	5	16	16	35	141.467	40.950	10.0	5.8	E COAST AOMORI PRE		11.8	8.9
30	1978	6	4	05	03	132.700	35.083	0.0	6.1	C SHIMANE PRE		3.3	5.4
31	1983	5	26	11	59	139.077	40.357	14.0	7.7	W OFF N TOHOKU	5.4	4.0	3.2
32	1983	8	8	12	47	139.025	35.518	22.0	6.0	KANTO-CHUBU BORDER	7.0	3.8	2.3
33	1983	10	31	01	51	133.927	35.413	15.0	6.2	C TOTTORI PRE		3.2	7.0
34	1984	9	14	08	48	137.560	35.822	2.0	6.8	C CHUBU		4.6	2.9
35	1986	12	30	09	38	137.925	36.637	3.3	5.9	N NAGANO PRE			1.6
													2.5
36	1987	3	24	21	49	137.907	37.478	21.6	5.9	OFF S NIIGATA PRE		6.7	2.6
37	1991	8	28	10	29	133.190	35.320	13.4	5.9	W TOTTORI PRE		5.5	1.2
												4.7	8.3
38	1991	10	28	10	09	131.167	33.920	18.5	6.0	SW YAMAGUCHI PRE	7.8	3.5	6.4
39	1993	2	7	22	27	137.300	37.653	24.8	6.6	OFF NOTO PEN		5.2	8.1
40	1993	7	12	22	17	139.183	42.780	35.1	7.8	SW OFF HOKKAIDO		4.5	4.5
41	1995	1	17	05	46	135.035	34.593	17.9	7.2	S HYOGO PRE		5.2	5.8
42	1996	8	11	03	12	140.637	38.905	8.6	5.9	MIYAGI-AKITA BORDER		2.5	5.4

日本列島に沿う地震活動は、主にプレート境界である太平洋の日本海溝や南海トラフ、琉球海溝に沿った地帯 (Outer Zone) と内陸および日本海沿岸に沿った地帯 (Inner Zone) に発生する。Inner Zone の地震に対しては、まず、深さ 40 km 以浅で M 5.8 以上の地震を選んだ (約 70 個)。ただし、或る地震の前震や余震となっているものは除外した。なお、1964 年男鹿半島沖地震 (M 6.9) は、1983 年日本海中部地震 (M 7.7) の広い意味の前

震として、上のリストには挙げていないが、§4 において M 7.7 の地震の震源域付近の空白域形成についての議論の中で取り上げる。Table 1 にその地震の震源要素、Fig. 3 に震央分布を示した。Outer Zone には、北海道や東北地方、関東地方の沖合のように地震が頻発する地域と、東海や南海の沖合のように、1944 年東南海地震 (M 7.9) と 1946 年南海道地震 (M 8.0) を除いて近年の地震活動がやや低い地域がある。地震頻発地域では、

Table 2. List of earthquake events for the outer zone. Symbols are the same as Table 1.

No.	Y	M	D	H	M	LON. (E°)	LAT. (N°)	Depth (km)	Mag.	Region	Tq (yrs)	τ (yrs)	R_{max}/R_0
1	1938	11	5	17	43	142.183	37.333	30.0	7.5	OFF FUKUSHIMA PREF	4.7	3.4	1.9
2	1944	12	7	13	35	136.617	33.800	30.0	7.9	TONANKAI		5.3	3.0
3	1952	3	4	10	22	144.133	41.800	0.0	8.2	E OFF HOKKAIDO		4.7	1.0
4	1968	4	1	09	42	132.533	32.283	30.0	7.5	HYUGANADA			0.9
5	1968	5	16	09	48	143.583	40.733	0.0	7.9	OFF SANRIKU	3.1	2.7	2.2
6	1978	6	12	17	14	142.167	38.150	40.0	7.4	OFF MIYAGI PREF	1.1	1.3	1.7
7	1982	7	23	23	23	141.950	36.183	30.0	7.0	OFF IBARAKI PREF	1.7	1.5	4.6

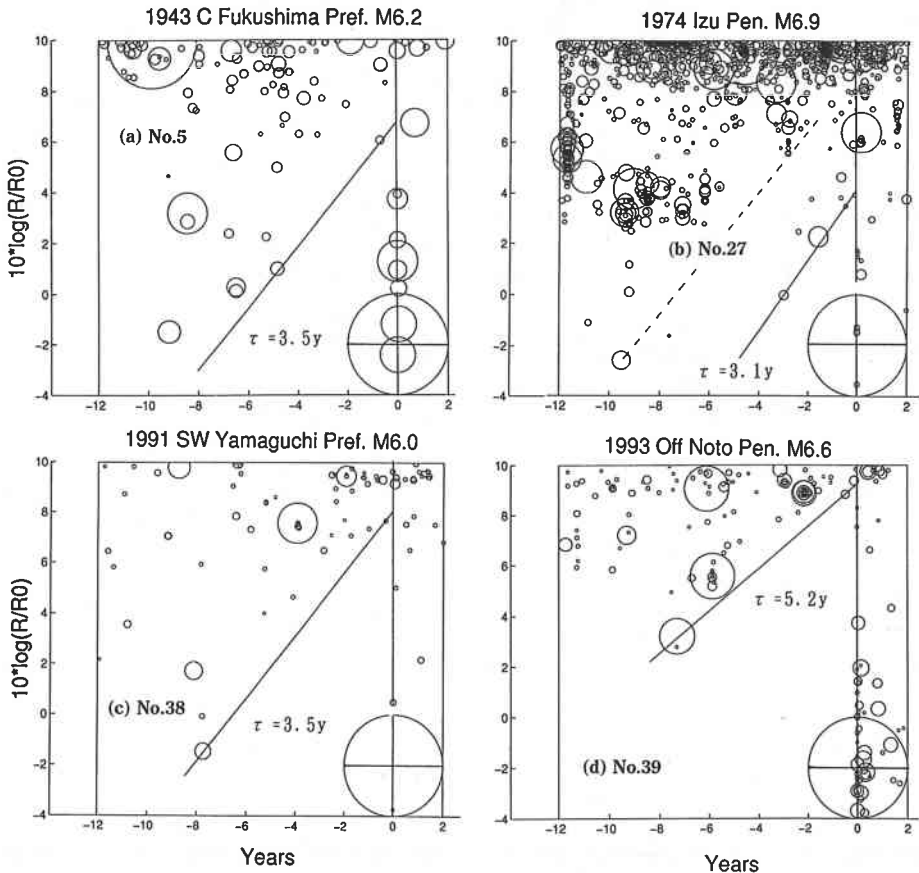


Fig. 4. Typical examples of the time-space diagrams for shocks in the inner zone. Conventions are the same as Fig. 2. The broken line for (b) is another frontier that preceded the final frontier activity.

大きな地震の震源域が重なり合って、空白域や静穏化領域の検出が困難である。そこで、Outer Zoneでは、それぞれの地域の代表的な地震を一つずつ選ぶことにした (Table 2, Fig. 3).

Fig. 4 は、Inner Zone の地震に対するモデル・パラメータ当てはめの実例である。プロットしてある地震の M は、本震の M を M_0 として、 $M > M_0 - 3$ によって制限した (M 差制限)。この制限の根拠は主に検知能力を考慮したことによるが、空白域を明瞭にするために小さい地震を削除する意味もある。しかし、制限を $M_0 - 2$ とすると、多くの場合、震源域付近の弱い活動が見えなくなる。パラメータ決定に用いる他の図でも、この制限を適用する。ただし、Table 1 の No. 31 (1983 年日本海中部地震) については、 $M_0 - 4$ 以上のものを採用した。そうしなければ、フロンティア決定が困難であった。Fig. 4(a) (No. 5) は、2つの震源円を結んでフロンティアを決めた。(c) (No. 38) も同様である。(b) (No. 27) では、4個の震源円に直線を当てはめた。(a)の場合、空白域が

本震の4年前から加速的に拡大したという解釈もできる。また、フロンティア直線の背後にもほぼ平行した別のフロンティアがあって、同じように拡大したとの解釈もできる。(b)においては、破線で示したように、背後に別のフロンティアが存在する。これは、一旦拡大した空白域が、本震の3年ほど前に狭められ、再び拡大したためと解釈できる。はじめの大きな空白域も本震の準備過程と関係があるのかもしれない。このようにして求められたパラメータの値を Table 1 にまとめた。

フロンティアが一意に決定できない例やその認定に若干問題がある例を Fig. 5 に示す。Table 1 において、2段に及ぶパラメータ値が記録されているのは、(a) や (d) のように2通りの値が得られた場合である。(b) では、本震の2年ほど前から近傍で、やや活発な活動が現れた。この図からは、周辺の活動が本震の震源域の方へ接近したようにも見えるが、このケースは Table 1 の地震のなかでは例外である。ここでは、他の例のように空白域拡大になるよう、図に示したフロンティアを設定した。(c)

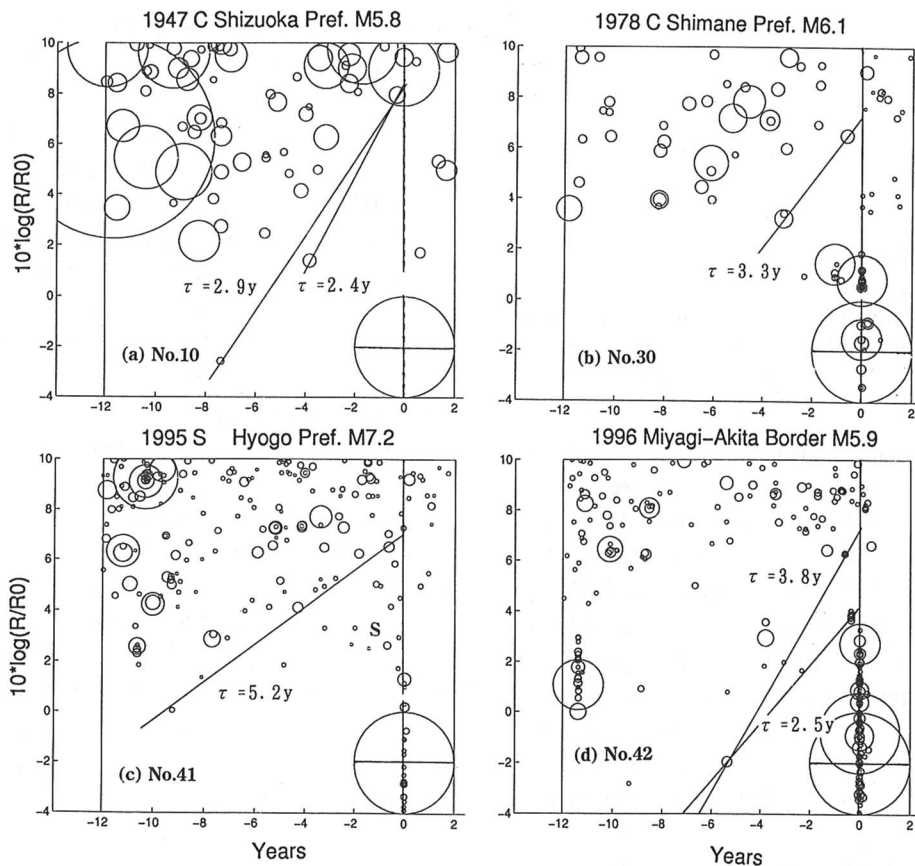


Fig. 5. Some special examples of the time-space diagrams. It is difficult to give a unique time-constant for (a) and (d). The area of quiescence for (b) and (c) are contaminated by an adjacent clustering activity.

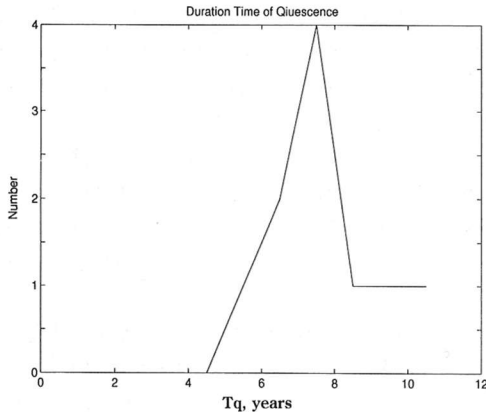


Fig. 6. Frequency distribution of the precursory quiescence duration time (T_q) for the events in the Inner Zone.

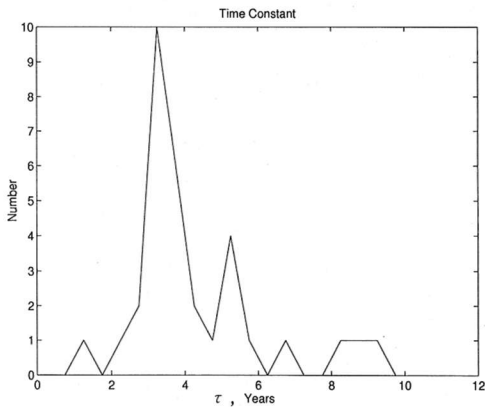


Fig. 7. Frequency distribution of the time constant of the expansion of the seismicity gap, τ , for the events in the Inner Zone.

は、1995年兵庫県南部地震 ($M 7.2$) の例であるが、この図も素直に眺めれば、ほとんど空白域の拡大は見えない。しかし、活動のレベルに注目すれば、図に示したフロンティア線の背後に活発な活動が認識できる。本震の震源域に隣接した地域の丹波山地には、定常的な活動を続けるクラスターが存在し、極端な活動低下がない限り空白域にはならない。図のSと記したクラスターの活動は、本震の数年前から低下し、1年ほど前には、また少し活発になった。本震直後からこの活動は抑制されて空白域を形成している。ここでは、図のようにフロンティアを定め、広い意味の空白域が時定数5.2年で形成されたと解釈した。

Inner Zone に関するデータのまとめが Table 1 である。ここで、§2の性質1)~6)のうち1)が認められず、12年間に空白域拡大も認められない場合は、一定の

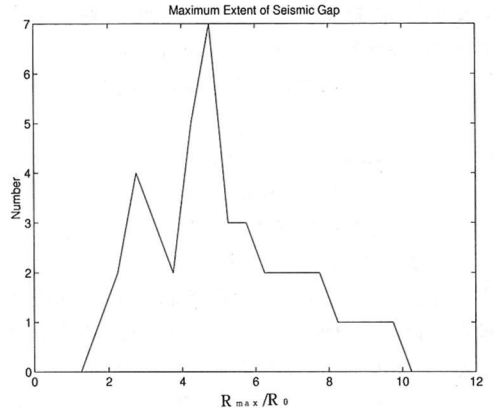


Fig. 8. Frequency distribution of the expansion factor R_{max}/R_0 of the seismicity gap for the events in the Inner Zone. The interval is taken to be 0.5 of R_{max}/R_0 .

空白域とし、その大きさを R_{max} として R_{max}/R_0 の値を記入してある。Inner Zone の地震の場合、本震の震源域では、地震発生前には、例外なく空白域が認められた。

Inner Zone の地震42個の内、静穏化期間(小規模活動先行期間) T_q の値が決まり、空白域の拡大の時定数 τ が得られたものは、11個である(26%)。Fig. 6, Fig. 7, Fig. 8に、それぞれ $T_q, \tau, R_{max}/R_0$ (最大拡大係数)の頻度分布を示した。震源域で芽生えた静穏化による空白域の先行期間は7年にピークがある(Fig. 6)。先駆的な活動は認められないが、多少なりとも空白域の拡大が見えるものは、34個(81%)である。時定数の分布を見ると、3~4年にピークがある(Fig. 7)。拡大した空白域の大きさ(半径)は、本震の震源域の半径の2~5倍が多いが、特に4~5倍にピークがある(Fig. 8)。

Outer Zone の例を Fig. 9 と Table 2 に示した。(a)の1944年東南海地震 ($M 7.9$) では、Inner Zone の場合と同じような時定数での空白域拡大が認められる。(b)の1952年十勝沖地震 ($M 8.2$) の場合の時定数は Inner Zone の場合と同様であるが、空白域の大きさは震源域と同程度にとどまっている。(c)の1968年三陸沖(十勝沖) ($M 7.9$) や(d)の1982年茨城県沖 ($M 7.0$) では、時定数がやや小さい。これらは、空白域が短い期間に形成されることを意味する。Outer Zone の北海道・東北沖や九州の日向灘では、空白域の検出が難しい場合が多い。その一つの原因として空白域形成の時定数が小さいことが挙げられる。

§4. 議 論

本論文では、空白域を震源クラスター分布パターンのみで定義した。地震活動が知られていない場合でも、活

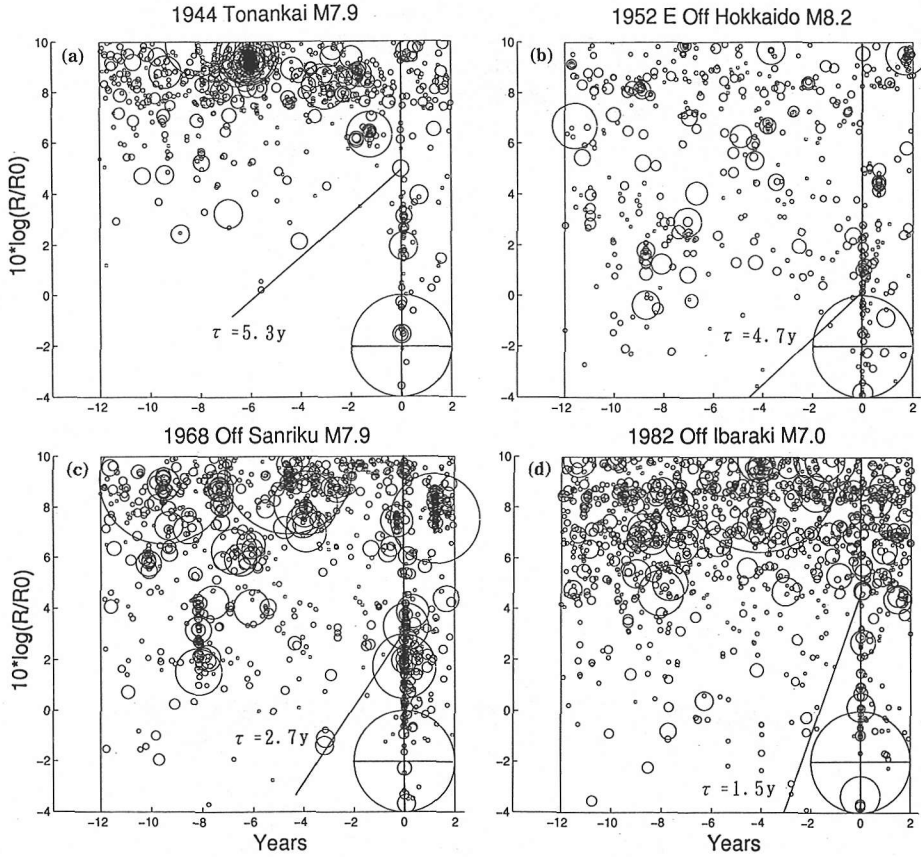


Fig. 9. Time-space diagrams for the shocks in the Outer Zone. Conventions are the same as Fig. 2.

断層の存在によって、かつては地震活動があったことがわかる場合は、潜在的な震源クラスターが存在すると考えればよい。地震活動と活断層などのテクトニクスを考慮した空白域判定が石川(1996)によって行われ、第3種空白域と名付けられたが、基本的には、第1種の範疇に収まるのではないかと思う。

空白域が生成されても、常に大地震が発生するとは限らない。或る地域を監視していると、空白域の生成が時々現れる。その例として、1983年日本海中部地震が発生した地域を考察する。この震源域には、1964年5月7日にM6.9の地震(男鹿半島沖地震)が発生した。この地震の前には、Fig. 10に示したように、空白域G1が出現した。その後、余震活動が収まると、再び空白域が拡大(G2)していく。1978年頃、空白域内に小規模の地震活動が発生した。このときは大地震には至らなかったことになる。その後、再度空白域の拡大(G3)が進行し、1983年のM7.7の地震発生となった。このように、空白域の拡大があるからといって、常に大地震が発生するわけではないことがわかる。日本海中部地震の例で

は、3回の空白域拡大に対して、2回の大地震が発生したことになる。Fig. 10では、1983年の地震の震源を中心に空白域や地震活動フロンティアの様子を調べた。1964年の地震の震源を中心にした空白域の形成はどうであったかを示したのがFig. 11である。この場合も、1983年の地震と同様な空白域拡大($\tau=3.2$ 年)を示したことがわかる。

空白域が、広域に広がる場合がある。Fig. 2は、1943年鳥取地震についての図であるが、鳥取地震の15~20年後の1960年前後にも空白域の拡大が認められる(図中G2)。この図で、その期間に発生した地震活動は、1961年の兵庫県山崎断層付近の地震(M5.9)である。この場合の空白域は、実は、もっと広い範囲で活動が低下した結果であって、局所的な空白域の生成ではないことを次に明らかにする。Fig. 12は、日本列島日本海沿岸部の浅い地震(深さ40km以下)の時系列を示したものである。1983年日本海中部地震の前の広域の静穏化領域形成のほか、1950年頃から1965年頃にかけて、M5.0以上の地震がほとんど発生しないという静穏化期間が各

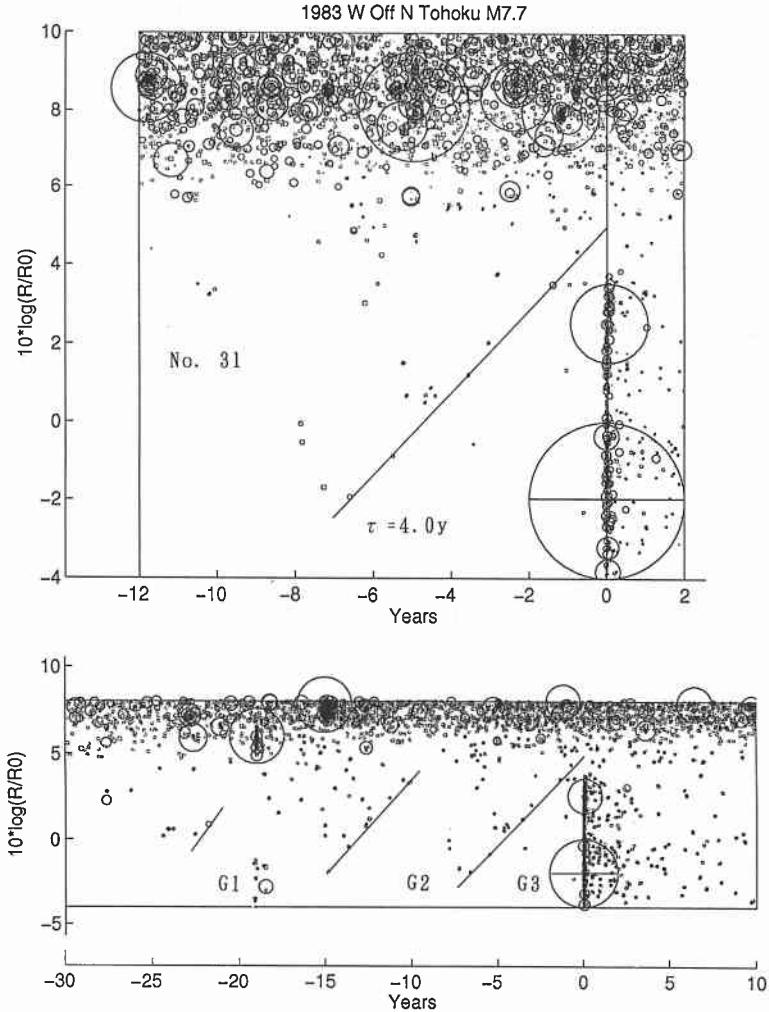


Fig. 10. Time-space diagram for the 1983 West Off Northern Tohoku earthquake. Conventions are the same as Fig. 2 but the limit of the magnitude difference is 4. G1, G2 and G3 indicate the expansion of seismic gaps. After growth of seismicity gap G2, the resultant shock in the center of the area happened to be of a relatively small magnitude. This is an example that an expanded seismicity gap is not always followed by a large earthquake.

地に現れた。北海道南部から始まったこの低活動は、各地域で5~6年の継続時間を保ちながら、順次、およそ110 km/yの速度で本州を南下していった。西南日本では1960年代に、この静穏化による広域の空白域が形成された。この広域の静穏化の移動がほぼ完了した頃、中部日本から東北日本にかけての地域で、1964年の新潟地震(M7.5)などの活動が発生した。このような広域の静穏化現象は、最近でも1988年~1990年には東北地方一帯の内陸部と日本海溝沿いの地帯について見られた[東北大学理学部(1994)]。これらの広域の静穏化の原因は、プレート、おそらく沈み込む太平洋プレートの運動

のゆらぎによる応力場の変化、すなわち、地殻応力の緩和であろう。そうであれば空白域が順次移動する現象は、地殻内の応力や変形の伝播を意味している。今後再び、このような地震活動現象が発生すれば、現在展開されているGPS観測網を用いて各地の地殻歪の時間変化や歪の移動の有無を調べることにより、上記の推測を検証することができる。

多くの大地震はそれに先立つ空白域を伴う。震源域に発生した小規模の地震活動から、空白域が拡大したケースは、Inner ZoneのM5.8以上の孤立的な地震に対しては26%であった。M7以上とすると、50%になる。

これらの数値は、大地震が発生した空白域の場合という条件を付与した確率(条件確率)の統計的な推定値である。この確率と大地震をともなわない空白域の場合の条件確率、さらに、注目する地域の先験的な地震発生率から推定される事前確率を用いるならば、定常的であった空白域の中に小規模の新たなクラスターが発生し、空白域の拡大が進行すれば、その5~6年後に大地震発生となる可能性を確率的に予測することができる。そのためには、空白域拡大があったにもかかわらず大地震が発生

しなかった場合についても系統的に研究し、全地域にわたって空白域と小規模のクラスターの同定を行わなければならない。これを行うには、方法の開発と検知率が高い震源データの蓄積が必要なので、この研究は将来に残しておきたい。

大きな地震に先行して小規模の地震活動が発生することは、関谷(1976), SEKIYA(1977), EVISON(1982), 勝又・浜田(1985)などによって指摘されてきた。今回は、それぞれの地震についてなるべく同じ基準で解析を試み、空白域の拡大と結びつけて、いくつかのパラメータを提案した。静穏化の期間ないし小規模活動先行時間については、関谷(1976), SEKIYA(1977), EVISON(1982)のようなM依存性は得られなかった。Table 1とTable 2の比較から明らかなようにInner ZoneとOuter Zoneの地域差も大きい。

時定数 τ は、空白域がe倍(およそ2.7倍)まで拡大するのに要する時間である。この値は、Inner Zoneの場合は、だいたい3~4年であり、Mに関係なく、ほぼ一定である。そして、最大拡大係数 R_{max}/R_0 は、だいたい4~5であるから、本震の震源域の大きさから最大域まで拡大するのに要する時間は、 $1.4\sim 1.6\tau$ 、つまり、4~5年になる。

Inner Zoneの大地震の震源域は、一定の大きさの空白域に存在する。一時的にその中に小規模の地震活動が

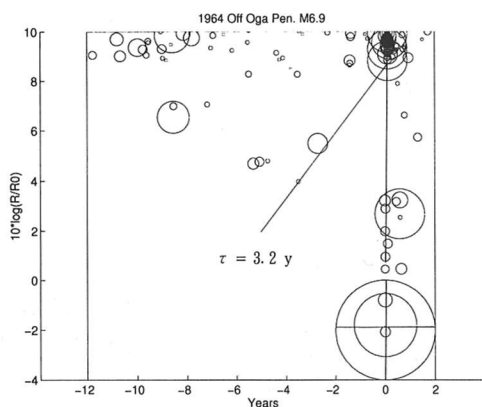


Fig. 11. Time-space diagram for the 1964 Off Oga Peninsula, Tohoku, earthquake of M 6.9. Conventions are the same as Fig. 2.

1926.1 - 1989.1 M ≥ 5.0 H ≤ 40KM

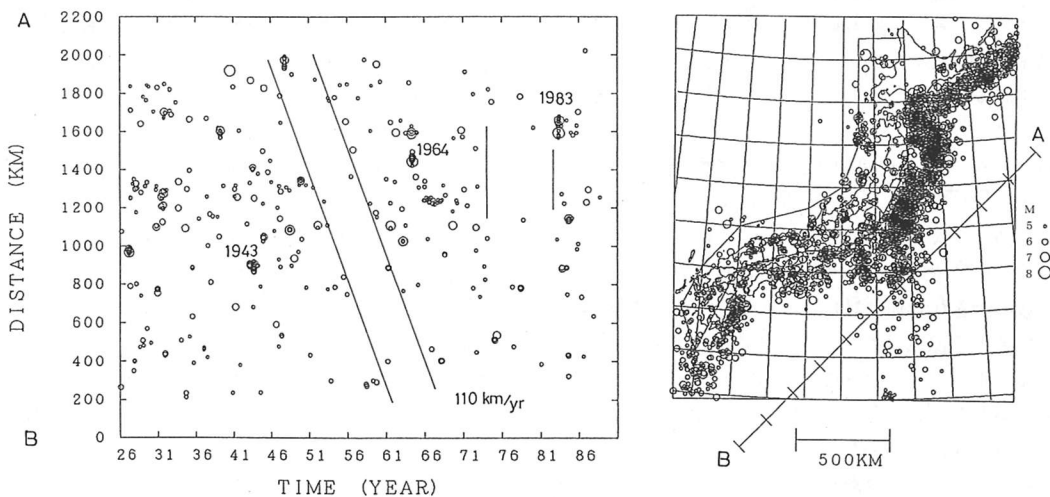


Fig. 12. Left: Time-space distribution of shocks in the Inner Zone of Japan Islands. Right: Epicentral distribution in and around the Japan Islands: The epicenters enclosed by a polygonal box along the Inner Zone are projected on the line AB, which is served as the vertical axis for the time-space diagram. Some major events are indicated by the occurrence year (See Table 1). A region of quiescence migrated from northeast to southwest during the period from 1950 to 1965 with a speed of 110 km/yr.

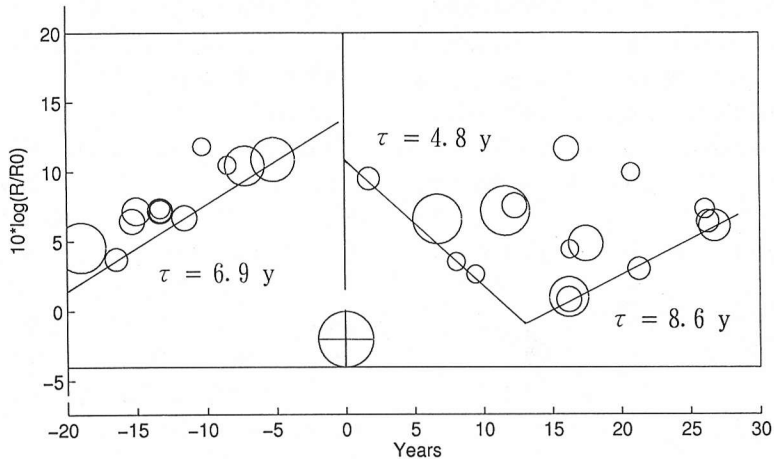


Fig. 13. Time-space diagram for the 1952 East Off Hokkaido earthquake. The magnitude difference is limited within 1.

浸透するが、その後、空白域の拡大が起きる。拡大した空白域の半径は、震源域の半径の4~5倍である。

本論文では M の差の制限を3にして周辺の活動のフロンティアを決めた。その条件では、1952年十勝沖地震 (M 8.2) のような巨大地震の場合、空白域の最大拡大係数は Inner Zone の標準値と比べ小さくなった。 M 差制限を小さくし、比較的大きな地震活動だけを眺めると、Fig. 13 のようになる。この場合は M 差制限を1にした。空白域拡大の時定数は6.9年となり、空白域が大規模に拡大するのが認められる。この場合は、ほぼ日本列島全域の活動のパターンを見ていることになる。また、本震後の周囲の地震活動のパターンに、空白域の縮小(時定数4.8年)と、その後の拡大(時定数8.6年)が認められる。空白域は長期的には時間的に拡大・縮小すると考えられる。Fig. 1 は一般的なイメージを描いている。このような空白域の長期的な時間変化についての詳細な調査には将来のデータ蓄積が必要である。

広域の大きな活動に対し、ローカルな微小地震の活動についての空白域はどのようであろうか。数10年の微小地震観測による震源分布を調べると、やや大きい地震の震源が過去長い間発生していない場所に求められることが多い[中尾・他(1991)]。これは震源のクラスターが形成され、それらの密度が高まると、そのクラスター間の隙間での地震発生確率は高くなることを示している。震源のクラスターを見だし、その分布を求め、その隙間として空白域を特定できる。微小地震のデータは数10年の蓄積しかないが、その中で長期に認められる隙間は、規模や時間スケールが小さいだけで、第1種空

白域と同等と考えられる。第1種空白域は、結局、長期間の震源クラスター(大地震の余震)分布の隙間を意味するからである。微小地震の空白域の時間変化に関する研究については、まだ、系統的な研究がなされていない。微小地震のレベルでの静穏化の研究は今後の課題である。

§5. 結 論

日本の内陸や周辺地域の主な地震について、その震源の周囲に発生した地震の距離と時間との関係を調べた。周囲の活動のフロンティアを定義し、その位置関係が時間の指数関数で表されるモデルを適用してモデル・パラメータを求めた。内陸地域の地震については、多くの場合、長期間の空白域の中で発生することが多い。 M 5.8以上の孤立した地震の内81%について、空白域の拡大が認められ、26%については、注目する地震(本震)の震源域の中に小規模の活動が発生した後、時間とともに空白域が拡大している。このケースは M 7以上に対しては50%であった。拡大の時定数の分布のピークは3~4年である。本震前の空白域形成継続時間は7年にピークがあり、それぞれの本震の直前における空白域の大きさは、本震の震源域の半径の2~5倍にかけて多く、4~5倍が特に多い。

通常地震活動のレベルが高い日本海溝に沿った海の地域では、長期的な空白域は生成されにくく、短い時定数(1~2年)を有する地震が多く認められた。一般的にこれらの地震について空白域の検出は容易でない。日向灘でも空白域やその拡大を見出すことは難しい。

1944年の東南海地震については、内陸地域と同じような時定数や空白域拡大係数が得られた。1952年十勝沖地震については、広範囲の大規模な地震活動をフロンティアとした空白域の拡大・縮小が見られる。

空白域内での小規模地震活動の出現と、その後の空白域の拡大が見いだされた場合には、大地震発生を時間的に確率予測できる可能性が見えてきた。その確率を推定するには、空白域の拡大が認められるのに大地震が発生しない場合の事例を系統的に研究することが必要で、将来のデータ蓄積を待ちたい。

謝 辞

引用文献の不備や記述の誤り、冗長な箇所を指摘していただいた査読者の方々に厚く感謝いたします。

文 献

Evison, F., 1977, The precursory earthquake swarm, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **15**, 19-23.
 Evison, F., 1982, Generalised precursory swarm hypothesis, *J. Phys. Earth*, **30**, 155-170.
 石川有三, 1996, 第三種地震空白域とその活用, 地球惑星科学関連学会 1996年合同大会予稿集, 34.
 勝又 護・浜田信生, 1985, 内陸地震に先行した地震活

動(やや, 長期的にみた場合), 地震学会講演予稿集 No. 2, 134-135.

茂木清夫, 1976, 地震活動と地震予知, 地震予知シンポジウム, 地震学会, 203-214.

中尾節郎・渋谷拓郎・西田良平・佃 為成・尾池和夫, 1991, 地震活動帯における空白域と地震発生の関係について, 京都大学防災研究所年報, **34B-1**, 231-251.

大竹政和, 1980, 地震空白域にもとづく地震予知—1978年メキシコ地震の予知を例にして—, 国立防災科学技術センター研究報告, **23**, 65-109.

SCHOLZ, C. H., 1988, Mechanisms of seismic quiescence, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 701-718.

関谷 溥, 1976, 地震発生前の地震活動と地震予知, 地震 **2**, **29**, 299-311.

SEKIYA, H., 1977, Anomalous seismic activity and earthquake prediction, *J. Phys. Earth*, **25**, 85-93.

東北大学理学部, 1994, 東北地方およびその周辺の微小地震活動(1993年5月~10月), 地震予知連絡会会報, **51**, 152-170.

UTSU, T., 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 521-605.

WYSS, M. and R. E. HABERMANN, 1988, Precursory seismic quiescence, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 319-332.