北海道東部およびその周辺の地震活動 (1)

——弟子屈・阿寒地域の浅発地震——

北海道大学理学部浦河地震観測所 鈴木 貞 臣

北海道立地下資源調査所 広 田 知 保

(昭和 47 年 12 月 13 日受理)

Seismic Activity in the Eastern Part of Hokkaido and its Vicinity (Part 1)

—Shallow Earthquakes in Teshikaga-Akan Area—

Sadaomi SUZUKI

Urakawa Seismological Observatory, Faculty of Science, Hokkaido University

Tomoyasu HIROTA

Geological Survey of Hokkaido

(Received December 13, 1972)

Activity of shallow earthquakes in the inland of Hokkaido is lower than that in the inland of Honshu, Japan. Study of the felt earthquakes counted at Abashiri shows that the earthquakes with $M \geq 4.3$ did not occur in Teshikaga-Akan area, eastern part of Hokkaido, during the period from 1891 to 1937. Nevertheless fourteen shocks with $M \geq 4.3$ have occurred in this area during the period from 1938 to 1971.

Mean value of pressure directions obtained from the earthquake mechanism shows a fairly good coincidence with a direction of the contraction obtained from crustal deformation in the eastern part of Hokkaido for the last 64 years. Assuming that both the crustal deformation and a great earthquake which are supposed to occur in the region of the 1894 earthquake off Nemuro ($M=7.9$) caused by dynamical activity of the same crust, we can consider that the activity of shallow earthquakes in Teshikaga-Akan area is remarkably related to the great earthquake off Nemuro and we can construct a simple model to explain this relation. The temporal variation of the activity of the shallow earthquakes in this area is well explained by the simple model based on the theory of stochastic processes for the static fracture of inhomogeneous brittle materials such as rock. The model applicable to the data obtained shows that the compressive strength of the crust in Teshikaga-Akan area is unexpectedly low, and is estimated to be 13 to 14 bars.

§1. ま え が き

北海道内陸部は本州に比べて浅い地震が少ないことが知られているが、弟子屈・阿寒地域はマグニチュード (以下 M と記す) が 5 から 6 程度の大きさで、震源の深さが浅いために被害

Table 1. Earthquakes in Teshikaga-Akan area from 1926 to 1971.

y	Date		Time (JST)	Epicenter		M	H (km)	Intensity			
	m	d		N	E			KUS	NEM	ABJ	TES
1938	May	29	01 42	43.6°	144.3°	6.0	20	III	III	II	IV
1953	Mar.	4	05 52			4		0	0	0	II
1959	Jan.	22	16 33	43.45°	144.2°	5.7	0	III	I	II	III
	Jan.	31	05 38	43.35°	144.4°	6.2	20	IV	II	II	IV
	Jan.	31	07 16	43.45°	144.4°	6.1	0	IV	III	II	V
	Jan.	31	07 40	43.4°	144.4°	4.3	0	II	0	I	III
1961	Apr.	9	03 40	43°26'	144°27'	4.1	0	I	0	0	IV
1963	Apr.	23	15 43	43°30'	144°19'	4.1	0	I	0	0	III
	Oct.	5	13 22	43°30'	144°19'	4.3	0	II	I	I	III
1965	Aug.	31	16 49	43°29'	144°26'	5.1	0	II	II	0	IV
	Aug.	31	17 04	43°27'	144°26'	5.0	0	II	0	I	IV
	Sep.	9	13 39	43°28'	144°18'	5.1	0	II	II	II	III
1967	Nov.	4	23 30	43°29'	144°16'	6.5	20	IV	III	IV	III
	Nov.	4	23 45	43°30'	144°10'	5.7	0	III	II	III	
	Nov.	5	01 01	43°31'	144°10'	3.5	0				
	Nov.	5	01 03	43°31'	144°21'	4.4	0	II	0	0	
	Nov.	9	00 53	43°32'	144°20'	3.7	0				
1968	Apr.	1	11 03	43°31'	144°22'	4.8	0	II	0	0	II
1971	Mar.	22	10 07	43°31'	144°20'	4.3	0	II	0	I	III

を及ぼすような地震がしばしば起る所として知られている (Table 1, Fig. 1). 日本列島およびその周辺で、過去約 20 年間に発生した M が 5.5 以上の極浅発地震の震央分布図 [例えば 勝又 (1970)] を見ると、内陸部よりも近海の地域で地震が多く発生しているが、内陸部でもないわけではない。しかし北海道内陸部ではこの程度の M をもつ地震はこの地域のみが発生している。この地域は知床半島から屈斜路、阿寒に至るまでの一連の第 4 紀火山群が分布する火山地域に属し、ここから南東約 70 km には根室・厚岸を軸とする日本有数の正の重力異常帯があり、その先海岸より約 180 km のところに千島・カムチャッカ海溝がある。したがって北海道東部は千島・カムチャッカ弧の南端部に属し、典型的な島弧構造を示している。

この地域の地震について宇津 (1968) は「典型的な群発地震型でもなく、また普通の「本震—余震」型ともやや異なる起り方をしている」と述べている。すなわち「2 つまたは 3 つの同程度の大きさの地震が続いて起り、それ以下の地震ははるかに小さい場合がしばしばある」ことを指摘している。このことは Fig. 2 に示されるように、観測もれはほとんどないと考えられる M が 5 クラスの地震がかなり少ないことからとも言えよう。

広田 (1969) はこの地域で発生した 1926 年から 1938 年までの地震について詳しく調べた。その後さらに弟子屈において極微小地震観測が行なわれ、また他の地震学および地球物理学

Fig. 1. Epicenters of earthquakes near Teshikaga (after JMA). OKT: Okushumbetsu, Teshikaga.

Fig. 2. Magnitude-cumulative frequency relation for shallow earthquakes in Teshikaga-Akan area during 1938-1971.

的調査が進められて来たので、今回はこの地震群の特徴に基づいて、特に北海道周辺で発生する巨大地震との関連について考察する。

§ 2. 弟子屈・阿寒地域の微小地震観測

Fig. 1 には気象庁が決めた弟子屈・阿寒地域で発生した地震の震央分布が示されている。

1938 年 5 月 29 日の「屈斜路地震」の余震域は不明なので除くとすれば、過去に弟子屈・阿寒地域で発生した地震群は 1959 年 1 月と 1967 年 11 月の 2 つの地震群の余震域によつてほぼ南北に分されることになる。1959 年 1 月の地震

震の余震観測は松本 (1959) によつて行なわれ、その余震域の深さは 10 km 以浅であつた。

Fig. 3. Number of micro-earthquakes for five days recorded at Okushimbetsu, Teshikaga.

また 1967 年 11 月の地震については 20 km 以浅であつた [広田 (1969)]. これらの結果から判断しても, この地域の微小地震は地殻上部で起つていることがわかる. このことは気象庁によつて得られた結果 (Table 1) や長宗 (1968) が 1967 年 11 月 4 日の地震の震源の深さを 10~10 数 km と見積つていることと一致する.

1968 年 10 月以後, 北大理学部によつて弟子屈町奥春別 (Fig. 1, OKT) で極微小地震観測が行なわれているが, その頻度分布が Fig. 3 (点線の期間は欠測) に, また P-S 時間の頻度分布が Fig. 4 に示されている.

Fig. 4. S-P time distribution at Okushumbetsu, Teshikaga.

この観測中 1971 年 3 月 22 日に $M 4.3$ (Table 1) の地震が起り, 約 300 個の余震が観測された. Fig. 1 に示すように, この地震は 1967 年 11 月の $M 6.5$ の余震域の中に含まれるが, 短期間のみを考えれば「本震-余震」型である. 最大余震は $M_1=3.2$ (北大浦河地震観測所 KMU による) であり, 余震系列については $b=1.3$, $p=1.1$ であり, この地震の過去の地震の余震系列の $p=1.2\sim 1.3$ とあまり異ならない.

北海道地震火山月報によると 1969 年 1 月 9 日有感地震がこの地域に発生し, M が 3.0 以下 (KMU の資料から判断して) であつた. Fig. 3 では, 1 月 9 日頃地震の数が増加しているが, その頻度分布の形は「群発型」に近いものと思われる.

Fig. 4 を見ると, 奥春別 (OKT) で観測される極微小地震の S-P 時間はほとんど 2 秒以内であり, 大きくとも 2.8 秒であることから, 大森係数を 6.0 km/s と仮定すると, 地震は深くとも 17 km, ほとんどは 12 km より浅いところで起つていることがわかる.

1971年8月2日えりも岬南々東沖に $M7.0$ の地震(気象庁によると震央 $143^{\circ}42'E$, $41^{\circ}14'N$, 深さ 60 km) が発生したが, Fig. 3 のごとくその直前まで弟子屈・阿寒地域の微小地震の頻度の増減は特になく思われる. その後は欠測しているが, 北大浦河地震観測所の資料から判断すると M が 3.0 以上の地震はこの地域で発生していない.

§ 3. 過去の地震

第1表は気象庁の地震計の設置がそろい震源が決められるようになった 1926 年以後の資料である. この表によると 1938 年 5 月 29 日 $M6.0$ の「屈斜路地震」が突然発生し, その後活動が現在まで続いている. この「屈斜路地震」の際, 田中館(1938)はこの付近の住民の聞き込み調査から, この年から約 70 年前の間は「屈斜路地震」程度の大きさの地震がないとの結論を出している. それ以下の M の地震の存在はどうか? Table 1 の網走測候所 (ABJ) の震度を見ると, 網走で有感で弟子屈・阿寒地域で発生した地震の M はすべて 4.3 以上である

Fig. 5. a) Annual frequencies of felt earthquakes recorded at Abashiri (ABJ). b) Cumulative sum of the energy released by the earthquakes after 1891. c) Volcanic activity in Me-Akan (after JMA). ●; volcanic eruption with damage, ○; volcanic eruption with slight damage, △; Anomalous volcanic phenomena. d) List of earthquakes with $M \geq 7.0$ near Hokkaido.

(3 つの例外を除くとその逆も言える). 札幌管区気象台 (1962), 気象庁 (1971) によると網走の有感回数は Fig. 5 (a) のごとくである. 釧路, 根室等の震度とを比較することによつて, この図中の 1 つ 1 つの地震の素性を調べると, 図のごとく, 網走で有感であるような M をもつ弟子屈・阿寒地域で発生した地震は 1891 年から 1926 年までの間にはなかつたことがわかる. 1891 年以降弟子屈・阿寒地域で発生した地震の積算頻度を点線で, また M が 4.3 以上の地震の積算頻度を太線でそれぞれ Fig. 8 (b) に示した. Fig. 8 (c) には 1926 年以降の有感地震の積算頻度が太線で示されている. Fig. 5 (b) と Fig. 8 (a) には 1891 年からのこの地域で発生した地震の放出エネルギーの積算が太線で示されている.

§ 4. 北海道周辺の大地震との関連

Fig. 5 (d) には北海道周辺で起つた $M \geq 7$ の地震が示されている. 札幌管区気象台 (1960) は 1959 年 1 月 31 日の弟子屈・阿寒地域で発生した地震の起る 6~7 日前に福島県および茨城県沖に $M 7$ 前後の地震が発生していることに注目している. また宇津 (1968) はこの地震の起る約 3 ヶ月前にエトロフ沖 $M 7.8$ の地震が起つていることを指摘している. Table 1 に載っている地震が起る前後 3 ヶ月以内に, Fig. 5 (d) の中の大地震が発生した組合せは,

- (1) 1959 年 1 月の地震群と 1958 年 11 月 7 日 $M 7.8$ のエトロフ沖地震,
- (2) 1963 年 10 月 5 日 $M 4.3$ と 1963 年 10 月 13 日 $M 8.1$ のエトロフ沖地震,
- (3) 1968 年 4 月 1 日 $M 4.8$ と 1968 年 5 月 16 日 $M 7.9$ の十勝沖地震とその余震 $M 7.5$,

である. これらの大地震は M が 7.5 以上であるので弟子屈・阿寒地域の地震と一見関連があるようにも思えるが, これらの大地震よりも弟子屈・阿寒地域に近い震源を持つ 1952 年 3 月 4 日 $M 8.1$ の十勝沖地震や 1969 年 8 月 12 日 $M 7.8$ のシコタン島沖地震が起つた前後 1 年間に弟子屈・阿寒地域では大きな地震は起つていない. したがつて周囲に起る大地震によつて弟子屈・阿寒地域の地震を誘発するようなトリガーがたまたま働くということは考えられたとしても, 以下に述べる根室沖の大地震以外の大地震がこの地域の地震を起す主要な原因とは考えにくい.

Table 2 には ICHIKAWA (1971) が求めたこの地域の地震のメカニズムが示されている. この表によるとこれら 6 個の地震すべて 4 象限型で, ストライクスリップ型の断層であり, また P 軸の方位角は $N60^{\circ}W \sim N88^{\circ}W$ の間にあり, 平均すると $N74^{\circ}W$ となる. 国土地理院 (1970, 1972) が過去 70 年に行なつた北海道東部の地殻変動の調査結果によると, 釧路以東では北北西方向の圧縮が働き, 最大剪断歪では約 2×10^{-5} に達している (Fig. 6). そして弟子屈・阿寒地域を囲む三角形では, 縮みは $S85^{\circ}W \sim N85^{\circ}E$ の方向で最大剪断歪は 1.8×10^{-5} で

Table 2. Nodal plane solutions of earthquakes in Teshikaga-Akan area [after ICHIKAWA (1971)]. P: pressure axis, T: tension axis, FT: fault type, FM: type of fault slip, Q: quadrant, SS: strike-slip. The angle is measured in degree counter-clockwise from the north.

Date	M	P		T		FT	FT
		Az.	In.	Az.	In.		
1938 May 29	6.0	88°	90°	178°	90°	Q	SS
1959 Jan. 31	6.2	68	90	158	90	Q	SS
	6.1	98	90	188	90	Q	SS
1965 Aug. 31	5.1	66	90	156	90	Q	SS
	5.0	65	90	155	90	Q	SS
1967 Nov. 4	6.5	60	90	150	90	Q	SS

Fig. 6. Principal axes of strain and maximum shear strain (unit: 10^{-5}) during 1903-1967 [after Geographical Survey Institute (1972)]. Mechanism diagram is a mean solution of earthquakes in Teshikaga-Akan area, which are listed in Table 2 [after ICHIKAWA (1971)].

ある。これは地震の P 軸の方向とほぼ良い一致を示している。

このような地殻変動主軸と極浅発地震の起震主圧力との間の良い一致は本州、四国、九州の一部を除くほとんどの地域で見られることがすでに KASAHARA (1964), 笠原 (1968), 市川 (1965) および ICHIKAWA (1971) によつて指摘されている。松代地震についても同様なことが指摘され [たとえば市川 (1967)], この群発地震が北信または中部日本全体に広がりを持つ広域的な応力条件下で起つたものと考えられている [森本他 (1966)]。このような例を参照すると、弟子屈・阿寒地域の浅発地震は北海道東部を支配している広域的なテクトニックな応力をその発

生の原動力としているように思われる。

Fig. 7 は 宇津 (1972) による北海道周辺で起つた巨大地震領域と国土地理院 (1971) による北海道東部の上下変動である。宇津 (1972) は 1894 年 3 月 22 日の $M 7.9$ 地震以後、根室南方沖の領域ではこの図に明らかなように巨大地震は発生しておらず、しかも過去 10 年間に注目すると $M 5.0$ 以上の地震の発生していない空白域が存在していることを指摘している。彼はこの領域での大地震の原因をプレートテクトニクス流に解釈すると、北海道東部の地殻変

Fig. 7. Source regions of large earthquakes near Hokkaido [after UTSU (1972)] and vertical displacement, B.M.J45 being fixed, [after Geographical Survey Institute (1971)].

動の量、方向とも良く説明できることを指摘している。したがって上記から次の3つのことが推論される。つまり

- (1) 弟子屈・阿寒地域の浅発地震は北海道東部の地殻変動をもたらす広域的なテクトニックストレスによつて起される。
- (2) この地殻活動は根室南方沖の巨大地震を引き起す原動力となつている。つまり
- (3) 弟子屈・阿寒地域の浅発地震と根室南方沖の巨大地震とはこの地殻活動を通して強い関係がある、と考えることができよう。

§5. 地震発生を確率過程とするモデルの適用

地震の発生を確率過程論的破壊論で説明しようとした試みは UTSU (1962), MOGI (1962), SCHOLZ (1968), 宇津 (1972), 成ヶ沢 (1972) などがある。

今簡単なモデルとして、震源域のストレスが0から出発して時間的に一定の割合で増加する場合を考える。MOGI (1962) の岩石実験の結果を参考にすると、破壊(地震発生)の確率 μ はストレス σ に関して指数関数的に増加する。 σ が時間的に直線的に増加するとすれば、

$$\sigma = rt \quad (r \text{ は定数}) \quad (5.1)$$

$$\mu(t) = Ae^{Bt} \quad (Bt = \beta rt, \beta \text{ は定数}) \quad (5.2)$$

となる. $t=0$ から出発して時刻 t までは破壊が起らず, t と $t+dt$ の間に破壊が起る確率を $q(t)dt$ とすると,

$$q(t) = \mu \exp \left\{ - \int_0^t \mu dt \right\} = A e^{A/B} e^{Bt} \exp(-A/B \cdot e^{Bt}) \quad (5.3)$$

したがって t までに破壊が起る確率は

$$p(t) = \int_0^t q(t) dt = 1 - \exp \{ A/B \cdot (1 - e^{Bt}) \} \quad (5.4)$$

であり, $t=\infty$ までに起る積算破壊総数を N_0 とすると, 時刻 t における単位時間当りの破壊数 N と時刻 t までの積算破壊総数 N はそれぞれ

$$N(t) = N_0 q \quad (5.5)$$

$$N(t) = N_0 p \quad (5.6)$$

となる.

また材料強度学 [横堀 (1955)] で使われる破壊強度 σ_m は $\partial q / \partial t = 0$ の時刻 t_m に相当する σ であるから

$$\sigma_m = r t_m = 1 / \beta \cdot \ln (\beta / A) \quad (5.7)$$

§4 で述べた弟子屈・阿寒地域の地震発生の仕方を簡単化し, 上記のモデルを当てはめる. 北海道東部の地殻変動が弾性的変化のみであると考え, ストレスが 1894 年 5 月 22 日の根室沖地震以後から時間的に直線的に増加しながら弟子屈・阿寒地域に加えられ, その結果 Fig. 8 (b, c) のような階段状の地震発生数の積算頻度 ΣN (太線および太点数) が得られたと考える. ストレスが時間的に直線的に加えられたかどうかは, 北海道東部の沈下速度が明治以来ほぼ直線的に一定 [国土地理院 (1971)] であることから肯定できるものと思われる.

これらの曲線 ΣN に良く合う (5.6) の理論曲線 $N(t)$ によるモデルの一例が Table 3 に示され, それぞれ Fig. 8 (b, c) の細線のごとく示される. Fig. 8 (c) の有感地震の積算頻度曲線は 1925 年以前に有感地震があつたかどうかの資料はないが, なかつたものと仮定して曲線を当てはめた.

破壊強度を見積るために, S 波の速度 3.4 km/s, 密度 2.7 gr/cm³ とすると剛性率は約 3.1×10^{11} dyn/cm² となる. Fig. 6 のごとく, この地域で約 60 年間に蓄積された最大剪断歪は 1.8×10^{-5} であるから, 剪断応力は 5.6 気圧, 主応力差 σ はこの 2 倍の約 11.2 気圧になる. したがって $r=0.19$ 気圧/yr の割合でストレスが蓄積されたとすると, (5.7) 式より破壊強度 σ_m は Table 3 のように 13~14 気圧となる. これらの強度は花崗岩の室内実験での破壊強度約 2000 気圧 [たとえば Mogi (1962)] と比べると約 150 分の 1 となり, 非常に小さい値である.

Fig. 8. a) Cumulative sum of the energy released by the earthquakes in Teshikaga-area. Heavy line indicates the observational curve ΣE ; lighter broken lines and dot-dash lines indicate the theoretical curves ΣE_1 and ΣE_2 with parameter b respectively. Lighter curve indicates the theoretical strain energy $W = (1/2)k(at)^2V$ in Teshikaga-Akan area. b) Cumulative frequency of earthquakes in Teshikaga-Akan area. Heavy line indicates cumulative frequency of earthquakes with $M \geq 4.3$; Dotted line indicates cumulative frequency of felt earthquakes recorded at Abashiri after 1891; lighter curves indicate the theoretical curve $N(t)$ with parameter A/B showed in Table 3. c) Cumulative frequency of felt earthquakes in Teshikaga-Akan area after 1926. Heavy curve indicates the data obtained; lighter curve indicates the theoretical curves $N(t)$ with parameter A/B showed in Table 3.

Table 3. Results of the theoretical model $N(t)$ to fit the data of cumulative frequency of earthquakes in Teshikaga-Akan area showed in Fig. 8 (b, c).

	A	B	A/B	N_0	$t_m(\text{A.D.})$ (year)	σ_m (bar)
$M \geq 4.3$	1.62×10^{-6}	1.62×10^{-1}	10^{-5}	14.6	72 (1966)	13.4
Intensity $\geq I$ at ABJ	1.27×10^{-5}	1.27×10^{-1}	10^{-4}	12.1	74 (1968)	13.7
Felt earthquakes	1.01×10^{-4}	1.01×10^{-1}	10^{-3}	417	68 (1962)	12.7

参考までに Table 3 または Fig. 8 (b) によると, 1971 年までの地震の積算数 N と N_0 の値は網走で有感で弟子屈・阿寒地域で発生した地震については 11 と 12.1, また弟子屈・阿寒地域で発生した $M \geq 4.3$ の地震については 14 と 14.6 であり, それぞれの結果をみてこ

の地域の地震活動は終息期に近く、もし将来地震が起るとしても上記の規模の地震が1個起り得る程度であると考えられる。このモデルの適切さの検証は将来の問題である。

§ 6. 地震のエネルギー

Fig. 5 (b) または Fig. 8 (a) は GUTENBERG-RICHTER の関係式より求めた 1891 年以後の地震のエネルギーの積算曲線（太実線）である。このエネルギー積算 ΣE を前章の地震発生 of 簡単なモデルで説明できるであろうか？

地震発生領域の体積を V とし、 k を弾性定数、歪を $x=at$ (a は定数、 t は時間) とすると、その領域で蓄積されている弾性エネルギー W は $W=(1/2)k(at)^2V$ で与えられる。弟子屈・阿寒の地震領域を半径 20 km、深さ 20 km の円柱内とし、 $\lambda=\mu$ で一軸応力によつて 1894 年から始まり、現在 Fig. 6 のごとく剪断歪 1.8×10^{-5} が生じたとすると、そこでの歪エネルギーは Fig. 8 (a) の細実線のように時間的に変化する。曲線 W と ΣE を比較すると全体的に一致していると言えない。たとえ W の中の係数の値を変えたとしても両者の傾向は一致せず、 ΣE は単なる 2 次曲線では近似できない。

地震回数の積算値と地震エネルギーの積算値の傾向の比較に関して、宇津 (1957) は普通の地震の余震についてはあまり良く一致していないことを例をもつて示している。しかし気象庁 (1968) によると松代群発地震では両者の傾向がよく一致していることを指摘している。したがつて両者の値の傾向が一致するかどうかは、地震群が「群発型」か「本震一余震型」かを示す判定材料になり得るように思える。

UTSU (1961) によると、 M (エネルギー E_0 をもつ) またはそれ以上のマグニチュードの地震の数 N と地震群の総合エネルギー E との間には近似的に

$$E = \frac{bE_0}{(\beta-b)\Gamma(\beta/b)} N^{\beta/b} \quad (6.1)$$

なる関係がある。ただし β, b はそれぞれ

$$\log E_0 = \alpha + \beta M$$

$$\log N = \alpha' - bM$$

で与えられる。

積算エネルギー ΣE を導く式には (6.1) から

$$\Sigma E_1 = \gamma E_0 \int_0^t N^{\beta/b} dt \quad (6.2)$$

$$\Sigma E_2 = \gamma E_0 \left(\int_0^t N dt \right)^{\beta/b} \quad (6.3)$$

の 2 通りの考え方ができる, ただし

$$\gamma = \frac{b}{(\beta - b)\Gamma(\beta/b)}$$

したがって前章のモデルを適用すると, (5.5) と (6.2) より

$$b=1.5 \text{ のとき, } \Sigma E_1 = \gamma E_0 N_0 \left\{ 1 - \exp \frac{A}{B} (1 - e^{Bt}) \right\} \quad (6.4)$$

$$b=0.75 \text{ のとき, } = \frac{\gamma E_0 N_0^2 B}{4} \left\{ \left(1 + \frac{2A}{B} \right) - \exp \frac{2A}{B} (1 - e^{Bt}) \cdot \left(\frac{2A}{B} e^{Bt} + 1 \right) \right\} \quad (6.5)$$

$$b=0.5 \text{ のとき, } = \frac{\gamma E_0 N_0^3 B^2}{27} \left[9 \left(\frac{A}{B} \right)^2 + 6 \left(\frac{A}{B} \right) + 2 - \exp \frac{3A}{B} (1 - e^{Bt}) \right. \\ \left. \times \left\{ 9 \left(\frac{A}{B} \right)^2 e^{2Bt} + \left(\frac{A}{B} \right) e^{Bt} + 2 \right\} \right] \quad (6.6)$$

ここでは $\beta=1.5$ を使用する,

また (5.5) と (6.3) より

$$\Sigma E_2 = \gamma E_0 N_0^{\beta/b} \left\{ 1 - \exp \frac{A}{B} (1 - e^{Bt}) \right\}^{\beta/b} \quad (6.7)$$

となる.

Fig. 8 (a) の太線のエネルギー積算曲線 ΣE と上の理論式 ΣE_1 または ΣE_2 とを比較するため, Table 2 から $A/B=10^{-5}$ また $\beta=1.5$ とし, γ, E_0, N_0 の値を考えずに 1971 年 ($t=77$ 年) の時 $\Sigma E=6.88 \times 10^{21}$ erg になるように ΣE_1 と ΣE_2 を当てはめた. 両方とも b をパラメータとし, ΣE_1 の方を細点線でまた ΣE_2 の方を細い一点鎖線で Fig. 8 (a) に示されている. この図からエネルギー積算曲線 ΣE_1 と傾向が比較的良好に一致する理論曲線は ΣE_1 の $b=1.5 \sim 0.75$ の時, つまり (6.4) と (6.5) の間の曲線群である.

ΣE_2 より ΣE_1 の考え方の方が良いとすれば, Utsu (1961) の示す

$$N(t) \propto [E(t)]^{b/\beta}$$

なる関係が成り立つ.

このように弟子屈・阿寒地域の地震の放出エネルギーについても, §5 の地震発生を確率過程とする簡単なモデルによつて説明できるように思える.

§7. 雌阿寒岳の活動との関係

弟子屈・阿寒地域に地震が発生すると, この地域が火山地帯に属していることから, 必ずと言って良いほど近くの火山の異常現象との関連性が問題となる. その中でも雌阿寒岳は気象庁が B 級火山に指定し, 現在地震観測を行なっている. 気象庁 (1962, 1971) の調査による雌阿

寒岳の火山活動は Fig. 5 (c) のごとくである。記録としては 1927 年 5 月の鳴動現象から始まっているが、それ以前については古い記録がないのでわからない。しかし 1950 年以前の最近 100 年間には火口、煙の状態に著しい変化がなく [佐久間 (1956)], したがってこの図は人文的要因を除いた 1891 年からの噴火の有無についての資料として耐えられるものと思われる。

札幌管区气象台 (1960) によると、1959 年 1 月の弟子屈・阿寒地域の地震に伴なつて雌阿寒岳の鳴動が一時的に盛んになつた。山口と大野 (1954) は 1951 年 7 月頃からの鳴動が 1952 年十勝沖地震により猛烈に活発化した事を述べている。

このように雌阿寒岳の活動と地震活動との間になんらかの関係があるように思えるが、詳しいことはわかつていない。しかし Fig. 5 (b) と Fig. 5 (c) とを見比べると、弟子屈・阿寒地域の M が約 4.3 以上の地震が 1891 年から 1937 年までなかつたのに対応するように、雌阿寒岳では 1891 年から 1953 年までは噴火らしいものがない。また弟子屈・阿寒地域の地震活動が 1959 年から活発化しているのに対応するように 1954 年から雌阿寒岳の噴火が始まっている。Fig. 6 のごとく阿寒地域も北海道東部の地殻変動領域の西端に属していることから考え、札幌管区气象台 (1960) の言うように、両者の活動の本源が相通ずるものを持つているように思われる。したがってこの推論は火山を自然の大規模な地殻歪計とみる中村 (1971) の考え方と調和する。

§8. あとがき

この論文で問題となる主な点は次の 2 点である。

- (1) 弟子屈・阿寒地域の浅発地震を起す力源、
- (2) 岩石実験で得られた確率過程論的破壊論を自然地震の発生系列に応用する。

(1) の力源を北海道東部の地殻変動であるとする考え方はこれらの地震のメカニズムを説明するのに最も自然であると思われる。(2) の破壊現象を確率過程であるとする考え方は岩石実験のみならず、他の多くの固体材料についても言えることから、地震を破壊現象と考えれば、その適用の仕方に注意する限り可能と思われる。

最近 KANAMORI (1972) は和歌山の群発地震活動と大地震との関係がプレートテクトニクスによつて説明し得ることを指摘している。これと類似的に、海溝の内側での大地震の発生やそれと付随する内陸での地殻変動がプレートテクトニクスによつて説明できるとするならば、(1) を認める限り、弟子屈・阿寒地域の地震のような内陸浅発地震もプレートテクトニクスによつて説明できる。その検証のためにも、1894 年 3 月 22 日 M 7.9 の根室沖大地震発生以前の北海道東部の地震活動を知ることが興味ある問題であるが、北海道は歴史が新しいこと

から今のところそれを論ずる資料は乏しい。また同じように地殻変動が起つていても、なぜこの地域のように現在まで地震活動が活発な地域と不活発な地域とが存在する理由はわからない。より詳しい議論をするために多くの資料の蓄積が望まれる。

謝 辞

地殻変動の詳しい資料を提供していただいた国土地理院地殻活動調査室に感謝致します。観測の一部は文部省科学研究費が使われた。数値計算は北海道大学大型計算機センターの計算機が使われた。

文 献

- 広田知保, 1969, 弟子屈周辺の地震活動 (1926-1968), 北大地物研究報告, **22**, 49-72.
- ICHIKAWA, M., 1965, Mechanism of Earthquakes Occurring in Central and Southwestern Japan, and Some Related Problems, Pap. Met. Geophys., **16**, 104-156.
- 市川政治, 1967, 松代地震のメカニズム, 地震 **2**, **20**, 116-127.
- ICHIKAWA, M., 1971, Reanalysis of Mechanism of Earthquakes which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926-1968, Geophys. Mag., **35**, 207-273.
- KANAMORI, H., 1972, Relation between Tectonic Stress, Great Earthquakes and Earthquake Swarms, Tectonophysics, **14**, 1-12.
- KASAHARA, K. and A. SUGIMURA, 1964, Horizontal Secular Deformation of Land Deduced from Retriangulation Data, Land Deformation in Central Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., **42**, 479-490.
- 笠原慶一, 1968, 地殻変動と発震機構, 地質学論集, **2**, 3-8.
- 勝又 護, 1970, 日本列島およびその周辺におけるサイスミンテとそれに関連する諸問題, 験震時報, **35**, 75-142.
- 気象庁, 1962, 1611-1960 年の北海道における地震活動, 気象庁技術報告, **20**, 94-96.
- 気象庁, 1968, 松代群発地震調査報告, 気象庁技術報告, **62**, 46-50.
- 気象庁, 1971, 火山機動観測調査報告 (1963-1969), 気象庁技術報告, **75**.
- 気象庁, 1971, 日本における震度観測の記録, 気象庁技術報告, **76**.
- 国土地理院, 1971, 北海道地方の一等三角改測結果, 地震予知連絡会会報, **2**, 3-5.
- 国土地理院, 1971, 北海道東部の上下変動, 地震予知連絡会会報, **5**, 1-2.
- 国土地理院, 1972, 北海道東部地方の地殻変動について, 地震予知連絡会会報, **7**, 1-3.
- 松本利松, 1959, 1959 年 1 月 31 日北海道弟子屈地震の余震観測報告, 地震研究所彙報, **37**, 531-544.
- MOGI, K., 1962, Study of Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogeneous Materials and its Relations of Earthquake Phenomena, Bull. Earthq. Res. Inst., **40**, 125-173.
- 森本良平・村井 勇・松田時彦・中村一明・恒石幸正・吉田鎮男, 1966, 松代群発地震地域とその周辺地方の地質, 地震研究所彙報, **44**, 423-445.
- 長宗留男, 1968, 1967 年 11 月 4 日の屈斜路湖付近の地震について (走時解析), 地震 **2**, **21**, 237-240.
- 中村一明, 1971, 地殻歪の指示者としての火山, 火山, **16**, 63-71.
- 成ヶ沢憲太郎, 1972, 大地震の時間的空間的分布のシミュレーション, 北大地物研究報告, **28**, 31-46.
- 佐久間修三・勝井義雄・鈴木淑夫・村瀬 勉, 1956, 1955 年の雌阿寒岳の活動, 北海道地質要報, **31**, 25-33.
- 札幌管区气象台, 1960, 弟子屈強震調査報告, 験震時報, **25**, 9-17.
- 札幌管区气象台, 1962, 北海道有感地震資料 (1873 年~1926 年).
- SCHOLZ, C. H., 1968, Mechanism of Creep in Brittle Rock, J. Geophys. Res., **73**, 520-605.
- 田中館秀三, 1938, 昭和 13 年屈斜路地震 **1**, 地震 **1**, **10**, 529~542.
- 宇津徳治, 1957, 地震のマグニチュードと余震のおこり方, 地震 **2**, **10**, 35-45.

- UTSU, T., 1961, A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 520-605.
- UTSU, T., 1962, On the Nature of Three Alaskan Aftershock Sequences of 1957 and 1958, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **52**, 279-297.
- 宇津徳治, 1965, 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, 北大地物研究報告, **13**, 99-103.
- 宇津徳治, 1968, 北海道およびその周辺の地震活動, 北大地物研究報告, **20**, 51-75.
- 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, 地震予知連絡会会報, **17**, 7-13.
- 山口富子・大野 譲, 1954, 十勝沖地震による阿寒鳴動報告, 十勝沖地震(1952年3月14日)調査報告, 十勝沖地震調査委員会, 93-100.
- 横堀武夫, 1955, 材料強度学, 技報堂, 6-9.