スティックスリップ運動に伴うプレシヨックと プレスリップ及びそれ等に対する時間効果

北海道大学理学部地震予知観測センター 前 田 畝

(昭和 52 年 1 月 6 日受理)

On the Preshock, Preslip, and the Time Dependent Effect of Stick-slip Motion

Itaru MAEDA

Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science,
Hokkaido University

(Received January 6, 1977)

Dynamic and static characteristics of stick-slip motion are studied experimentally for Horoman peridotite. Pressure system is similar to that of Hoskin *et al.* Normal stress is constant (80 bar) throughout all experiments. Stress rate is varied from 20 bar/sec to 0.001 bar/sec. Strain is measured at the side surface which is parallel to two pressure axes. Shocks accompanied by slips are detected by a piezoelectric transducer which is attached on a slip plane of central rock block. Overall dynamic range and frequency range of recording system is about 90 dB and DC~10 MHz respectively.

Samples which have rough, middle rough and fine polished surface are prepared. Asperity height of fine polished surface is less than 10 μm . The contact area is $9 \times 9 \text{ cm}^2$.

Characteristic features obtained in present study are as follows;

A) In the case of fine polished surfaces.

a) There are several modes of slip;

- 1) Rapid speed partial area slip which emits small fore shock or preshock.
- 2) Slow speed partial area slip which may be detected using strain gauges.
- 3) Slow speed slip which extends over the contact area. This mode of slip may be divided into two submodes. One is followed by a rapid slip which extends over contact area. Therefore, this slow slip may be called a preslip. The other is not followed by a rapid slip.

4) Rapid slip extended over contact surface which is called the main slip and emits a large shock which is called the main shock.

b) There is a shock sequence for each main slip. This sequence of shocks contains several preshocks and a main shock. Preshocks can be observed 1~100 msec prior to the main shock, and their amplitudes increase as $\exp((t-t_0)^n)$ where, at the main shock time, $t=t_0$.

c) Stress drop increases as successive main slips time interval ΔT increases. This relation may be expressed as

$$A\{1 - \exp(-C/(\sigma_c - \sigma) \cdot \Delta T)\}$$

where σ_c is the critical shear stress, σ is shear stress, A and C are some constants which may be varied with surface roughness or rock types.

- d) Shear stress is more effective than normal stress to increase stress drop.
- B) In the case of rough surfaces.
 - a) There is only one mode of slip which corresponds to A)-a)-4).
 - b) No preshocks can be observed.
 - c) Stress drop increases as in the case of A), but constant C is smaller than the case of A).
 - d) The effectiveness of shear stress to increase stress drop is same to the case of A).

The feature of the fore-shock sequence of the earthquake Off Nemuro 1969 good fits to that of the preshock sequence A)-b). This shows that dynamic features of stick slip motion in the case of fine polished surface are more suitable than the case of rough surface to simulate earthquakes.

There is a possibility to predict occurrences of earthquakes in some case using the features of the preshock sequence and the preslip.

I. はじめに

地震の発生機構のモデルとして stick-slip 運動が適当であるという考えが BRACE 等 (1966) によつて提出された. stick-slip 運動の室内実験で試されるすべり面の粗さは普通の研磨面から破壊面まで多岐に渡っている. その実験結果は BRACE (1972) や LOGAN (1975) にまとめられている. 大部分の実験における測定量は歪, 応力, 相対変位, 或いは静止摩擦係数等の静的なものである. OHNAKA (1975) は面の粗さの stick-slip 運動に及ぼす影響を系統的に調べた. この実験でも測定量は静的なものである.

動的な性質は SCHOLZ (1968), BRUNE (1973) JOHNSON *et al.* (1975) 等により調べられている. SCHOLZ (1968) は stick-slip 運動に伴う微小音波を計数し, 岩石破壊実験におけると同様の傾向を見出した. BRUNE (1973) の試みはモデル実験でありすべり面の相対変位を時間の関数として求められる. JOHNSON *et al.* (1975) はすべりの先端の速度を測定した. ここではすべりに伴う弾性波の定量的解析を行つている.

Stick-slip 運動の動的性質は十分研究されていない. 面の粗さと動的性質の関係も全く明らかでない. 更に動的性質と静的なそれを一貫して調べた実験もない. すべり面全体の性質と面内での局所的性質の関係は寸法効果を考える上で必要なものである. そこで今回は室内実験で行われることの少い滑面の試料を用い, 静的動的な性質またそれ等の経時変位を総合的に調べた.

予備的実験によつて, stick-slip 運動への非弾性因子の影響が滑面を用いた実験により顕著に現われることが判つた. 例えば後述する経時変化もその一例である. この事は寸法効果を考える上で重要であり, またそれ故, 滑面を用いた実験が必要になる.

Fig. 1. The block diagram of the experiment.

MONI. OSCILLO.; monitor oscilloscope

BO; B channel out put

G.O.; gate out of the monitor oscilloscope

P.U.; pick up with piezoelectric transducer

L.C.; load cell

H.P.FILT.; high pass filter

D.B.O.; dual beam oscilloscope

T; trigger input

G; strain gauge

試料は図の様に 3 枚重ねられており、外側の 2 枚は下方で固定されている。真中の一枚が下方に滑る。歪ゲージはこの中央の石の側面 (Fig. 1 の G の位置) に張られている。このゲージが感じる歪は上下方向の伸縮であり、剪断歪ではない。

ロードセルとゲージの出力は DC~2 KHz の帯域の amp. を通して DC~1 Hz の記録計 (Pen Rec. 1) で計録される。更に高い周波数帯域を必要とする時は DC~50 Hz の記録計 (Pen Rec. 2) を用いる。この感度は 50~100 Hz で -12 dB/oct. である。

剪断力は手動の油圧ポンプを通して加えられるので、加重速度やラム速度を正確に一定に保つのは困難である。大部分の実験における加圧はロードセルの出力を Pen Rec. 1 上で見ながら、これが stick 状態では一定の傾きをもつ様に行われた。

ロードセルは 4 枚ゲージ法を用いて制作されているので温度の影響は無視できる。ただし正確な較正值は求めている。他方、岩石の側面に貼られた歪ゲージは一枚法で使用されているので、歪記録には温度の影響が見られた。室温は可能な限り一定である様に留意した。

音波は Fig. 1 で P.U. と記した様に中央の石の側面 (滑り面の一方の延長上) に取付けられている圧電素子で感受される。圧電素子の振動方向は面に垂直であり、その固有振動数は 1 MHz である。この素子の感じる波は滑り面に平行に進む縦波の表面波に遷移する途中の段階の状態にある。角のある領域の弾性論は大変難しく記録された波形の定量的解析は不可能である。これは圧電素子の取付方からも言えることである (前田等 1974)。

II. 実験装置

実験のブロックダイアグラムを Fig. 1 に示す。力学系は、通常、直交した 2 軸をもつ 2 つのラムと枠から成る。垂直応力を与えるラムの油圧は今回のすべての実験で一定で、岩石への荷重は 8 t である。上下方向の軸を持つラムは剪断応力を与える。応力の測定は、試料の上部の球座の上側にあるロードセルにより行う。剪断応力は 2 枚の岩石の接触面積で剪断力を割った値として定義した。これは通常の剪断応力の 2 倍の値である。また、剪断応力は接触面全体の平均値を示している。

試料は図の様に 3 枚重ねられており、外側

圧電素子の出力はモニターオシロスコープ (M.O.) の一つのチャンネルに入力される。その出力を二つに分け、一方は高域 フィルターを通した 後別のオシロスコープ (D.B.O.) に導かれ、もう一方の出力は M.O. の別のチャンネルに入力される。D.B.O. の残りのチャンネルには圧電素子の出力が直接導かれる。D.B.O. は M.O. の掃引出力によつて掃引する。このシステムはオシロスコープを増設することによつて試料内の精度良い震源決定を可能にする。また 2 種のゲイン設定によつて広い dynamic range (約 90 dB) を得ることができる。今回の実験におけるトリガレベルは 0.3 mV である。後で述べる preshock について言えば実験では、0.3 mV を越えた微小音波のこと指す。

オシロスコープの掃引を内部トリガで行つて、その掃引出力をペンレコーダに書かせることにより微小音波の計数を行つた。この時は波形の記録は行わない。

III. 試 料

岩石試料は幌満のかんらん岩である。オリビンを主成分として含む岩石はマンツルの主要な岩石と考えられている [RINGWOOD (1970), AHRENS (1973)]. 弾性波速度は $V_p=8\pm0.1$ km/sec, $V_s=4\pm0.2$ km/sec. 大きさは $9\times12\times4.5$ cm³ である。歪ゲージは中央の岩石 (Fig.

Photo 1. Photograph of a rough surface which is taken by using the phase constant microscope. (a) shows a hard crystal surface. (b) shows the other area than (a).

Phototo 2. Photograph corresponding to photo 1 in the case of fine polished surface.

Photo 3. Intensity distribution of light reflected on a fine polished surface.

1 参照) の側面に、滑り面から 1 cm 離れたところに貼付けられており、2 枚のゲージの間隔は 1.5 cm である。

表面の研磨は #600 のカーボランダムで行った後、#3000 のアランダムで適当な時間行つた。今回の実験における粗面の位相差顕微鏡写真を Photo. 1 (a), (b) に、滑面のそれを Photo. 2 (a), (b) に示す。(a) と (b) の違いは岩石に含まれる鉱物の硬さの違い又は硬さの異方性によつて生じる。これを表面

反射の分布として見たものが Photo. 3 である。(a) は白く光つた部分に、(b) はそれ以外の部分に対応している。Photo. 1 及び 2 から表面の凹凸の大きさが分り、 $10 \sim 50 \mu\text{m}$ である。

Stick と slip を繰返すと表面の状態が大幅に変つてくる。その為多数の実験を行うには時々表面を磨き直す必要がある。この時の面の状態を表面全体の平均反射量から推定した。即ち反射光の明るさが一定になる様な入射角 θ から面の状態を推定した。

Fig. 2. Typical $\sigma(t)$ and $\varepsilon(t)$ curves.

Fig. 3. The relation between strain drop and stress rate for partially mirror polished surface.

IV. 実験結果

§ 1. 静的現象

応力 σ 及び歪 ε の時間変化の例を Fig. 2 に示す。上側が剪断力，下側の歪の記録である。ただし図には剪断力の代りに stress と記してある。鋸歯状曲線の長さがストレスドロップ $\Delta\sigma$ 及びストレインドロップ $\Delta\varepsilon$ の大きさを表している。また縦線が記録された時刻は主すべりに対応している。今後これを event と呼ぶ。

手動ポンプを用いた結果，荷重速度 $\dot{\sigma}$ が必ずしも一定になつていない。増幅器のゲインを上げ過ぎたために歪の記録にはノイズが目立っている。ストレインドロップの大きさは 10^{-7} のオーダーであり感度の限界に近い。

Fig. 2 は応力及び歪の絶対値を示しているのではなく，event 間の相対的变化を示している。 $\Delta\sigma/\sigma \approx O(10^{-2})$ である。

$\sigma(t)$ や $\varepsilon(t)$ の全体的変化の様子については既に多くの報告があるので，ここではそれ等と必ずしも一致しない事項及び $\Delta\sigma$, $\Delta\varepsilon$ の時間依存性について述べる。

σ 及び ε は平均して見ると event を重ねる毎に下つていく。OHNAKA (1975) が述べている初回の event における大きな σ の下降は見られなかった。初回の event の $\Delta\sigma$ や $\Delta\varepsilon$ は試料の設置や加圧装置の特性に関係しており，必ずしも面の摩擦特性だけを反映しているのではない。それ故，今回の研究では，2~3 回の event 後の $\varepsilon(t)$ や $\sigma(t)$ の解析を行った。

Fig. 2 の記録では，全体として σ と ε の対応が良いが event 直前では相違が見られる。これは II 章で述べた様に， σ は面全体の平均値を， ε は局所的な値をそれぞれ表示しているからである。この局所的な歪分布については § 4 で述べる。

Fig. 3 に $\Delta\varepsilon$ の加圧速度 $\dot{\sigma}$ に対する変化を示す。この図から判る様に $\dot{\sigma}$ が小さければ，

Fig. 4. The relation between stress drop and successive events time interval for the case of short time interval.

Fig. 5. The relation between stress drop and successive events time interval for the case of long time interval.

即ち、 $\dot{\sigma}$ は力/時間の次元をもっているから、長い時間かかつて力が加えられれば $\Delta\epsilon$ が大きくなる。このことは剪断力による面の安定化として理解される（後述）。ただし、時間の逆数を横軸にとつて作図した場合、 $\Delta\epsilon$ は明瞭な傾向を示さない。

Fig. 3 の $\Delta\epsilon - \dot{\sigma}$ 曲線は

$$(1) \quad \Delta\epsilon = A \exp(-B\dot{\sigma})$$

と書ける。ここで A 及び B は定数である。

$\Delta\sigma$ に関しては $\Delta\sigma - \dot{\sigma}$ の関係よりも $\Delta\sigma - \log \Delta T$ の方が明瞭な関係を示す。これを Fig. 4 及び 5 に示す。ここで ΔT は event と次の event の間の時間間隔である。Fig. 4 と 5 の違いは ΔT の測定範囲と実験途中で試料を磨き直したことにある。Fig. 4 の $\Delta T < 1 \text{ sec}$ の領域の $\Delta\sigma$ の値は帯域が広いペンレコーダーを用いて得られたものである。

$\Delta T < 0.05 \text{ sec}$ での $\Delta\sigma$ の値は、 $\Delta T > 0.05 \text{ sec}$ での値から予想されるよりも低い値となっているが、これは II で述べた様に、記録計の帯域の影響である。これを考慮すれば

Fig. 4 及び 5 から $\Delta\sigma$ は $10^{-2} < \Delta T < 10^4 \text{ sec}$

の範囲で $\log \Delta T$ と比例していることが判る。この比例関係は

$$(2) \quad \Delta\sigma = A \log \Delta T + B$$

と書ける。

(2) 式の関係は DIETRICH (1972) が得た静止摩擦係数 μ_s の時間依存性と同一函数形をしている。しかし、今回の実験の面の粗さは DIETRICH の場合の滑面に属している。彼は滑面における実験では $\log \Delta T$ に対する μ_s の値はばらつくと言っている。今回の実験でもこれは確かめられた。このことは一見関係のありそうな μ_s と $\Delta\sigma$ の間に明瞭な関係が無いことを示している。地震学的に求められる物理量は μ_s ではなく $\Delta\sigma$ である [KANAMORI (1970)] から

(2) 式の関係は自然と室内実験の関係を考える上で重要である。

Fig. 5 には書き入れた直線に乗らない大きい値が幾つが記入されている。このばらつきの原因は、同じ ΔT であっても休止期間 ($\dot{\sigma}=0$ の状態) が長くてその後 $\dot{\sigma}$ が大きく加圧時間が短い場合と、休止期間が短かく $\dot{\sigma}$ が小さい場合とが混在することによる。面の安定化は後で述べる様にいかに高い剪断応力の状態にあるかによつて決まる。それ故同じ ΔT でも $\Delta\sigma$ の値にばらつきが生じる結果となる。

Fig. 6. An example of records which shows that shear stress σ effectively acts on the stabilization of slip plane, in other words, it increases critical shear stress σ and stress drop $\Delta\sigma$. At the time A, σ nearly equals to expected critical stress. At this time a state in which $\sigma=0$ is introduced. Then σ becomes large. As a result of this process, $\Delta\sigma$ also becomes large.

Fig. 7. Schematic figure of a section of slip plane and a distribution of asperity height.

今回の実験では加圧に手動の油圧ポンプを用いたので、長時間の時間効果を調べる為に休止期間を入れる必要があつた。この為 Fig. 5 の $\Delta\sigma$ のばらつきはさけられないものである。

(2) 式の関係は $10^{-2}\text{sec} \gg \Delta T$ 及び $10^4 \ll \Delta T$ の領域では成立しないと考えられる。このことは $\Delta T \rightarrow 0$ 及び $\Delta T \rightarrow \infty$ の極限を考えれば明らかである。物理的には Fig. 4 及び Fig. 5 の関係は

$$(3) \quad \Delta\sigma = A(1 - e^{-B \cdot \Delta T})$$

と近似するのが適当であろう。ここで A, B は (2) 式とは異つた値をもつ実数である。

(3) 式の B の値は応力の函数である。1 回の event について到達した最高の剪断応力を σ_c とする。この σ_c は $\dot{\sigma}$ や ΔT の函数である。

Fig. 6 には、 σ_c に近い応力状態での実験で得られた $\sigma(t)$ が示されている。←0 印が始まりで、↓^A 印で示した時刻における応力は予想される σ_c のわずかに低い値である。ここで休止期間を入れた。↓^B 印で示した時刻においても同様な操作を行い、更に加圧した時 C で event が生じた。この時の $\Delta\sigma$ は $\sigma_c - \Delta\sigma$ の状態で 2 時間休止した後加圧して生じた event の $\Delta\sigma$ とほぼ等しい。Fig. 6

の実験時間は約 12 分である。 $\Delta\sigma/\sigma_c \approx 1/20$ であるから 剪断応力が 5% 増すと時間の効果は 10 倍に増大することになる。 垂直応力 σ_n の $\Delta\sigma$ に与える効果も存在すると考えられるが時定数は大きいと思われる。 以上のことから (3) 式の B は近似的に

$$(4) \quad B = \frac{B'}{\sigma_c - \sigma} + B''\sigma_n$$

と書ける。 ただし、この式が使えるのは $\sigma < \sigma_c$ の場合に限られる。 ここで B' , B'' は物質による定数である。

$\sigma_c = \mu_s \cdot \sigma_n$ であるから、もし $\sigma_n = \text{const.}$ であれば、 σ_c は $\mu_s(\Delta T)$ と同じ変化をする。 それ故、面が十分粗い場合 [DIETRICH (1972)] には $\sigma_c \propto \log \Delta T$ である。 今回の実験では、必ずしも $\sigma_c \propto \log \Delta T$ を満足しないが、全体的には σ_c は ΔT が大きくなると共に増加する。 このことは滑りを生じさせる剪断応力が同時に σ_c 以下では面を安定化させることを意味する。 これは次の様に説明できる。

滑り面の中で、実際に対向している面と接触している部分は点状に分布していると考えられる。 接触面の断面を Fig. 7(a) の様に模式化すれば凹凸の分布は (b) の様になっていると考えられる。 H は凹凸の山の高さである。 接触点は最高の高さ H_m から ΔH の間に分布する山に対応する。 剪断応力の作用で接触点の一部がかけると接触点の山の高さの分布は Fig. 7(c) の部分に移るであろう。 その結果接触点の個数は増加する。 山の強度が変化しないとすれば面全体で支え得る剪断応力は増加する。 この議論だけでは (4) 式を導くことにできない。 (4) 式は実験式である。 (3) 式に (4) 式を代入してストレスドロップ $\Delta\sigma$ は

$$(5) \quad \Delta\sigma = A \left[1 - \exp \left\{ - \left(\frac{B'}{\sigma_c - \sigma} + B''\sigma_n \right) \cdot \Delta T \right\} \right]$$

と書ける。

§ 2. 音波の発生様式

Fig. 8 に滑り (面の一部だけの滑りを含む) に伴う音波の発生の時系列の記録例を示す。 $\uparrow$ 印で示した時刻の縦線が event に伴う音波に対応している。 $\uparrow_1$ で示した時刻は実験開始時刻を示しており、 $\sigma = 0$ である。 上側の細かい目盛は秒単位の時間目盛である。

実験開始直後に現われる音波は 試料設置直後の 不安定な状態に 起因して発生したと考えられ、岩石内部の微小破壊に因るものか或いは滑り面の一部が滑つたことに因るものかは不明である。 event 間での微小音波はほとんど記録されなかつた。 SCHOLZ (1968) の実験ではずつと多くの音波が記録されている。 今回の実験結果との差異は、用いた試料の滑り面の粗さの相違及び垂直応力の相違に起因すると考えられる。

次に event 直前の音波の発生様式を調べる。 オシロスコープがトリガされた (0.3 mV 以上

Fig. 8. The time series of micro shocks for the stick-slip experiment. $\uparrow I$ indicates the initial time of a run. $\uparrow$ indicates slip events.

の振幅をもつ音波の発した) 時刻から, 数V以上の振幅をもつ波が現われる時刻までの間に生じるすべての孤立した音波を **preshock** と呼び, 最後の大振幅の波を **main shock** と呼ぶことにする. Fig. 8 で見られる event 間の微小音波は **preshock** とは看做さない.

波の記録例を Figs. 9 から 12 に示す. 各図とも上側の波形は低感度 (2V/div) の, 下側のそれは高感度 (4mV/div) の記録である. 時間目盛は図に示されている. これ等の記録

Fig. 9. A slow sweep speed record of signals of an event obtained through a piezoelectric transducer. Upper line indicates a low gain channel record (2V/div) and lower line indicates a high gain record (4mV/div).

Fig. 11. Signals of an event obtained in the case of fine polished surface. This is an example of a multiple shock with many preshocks.

Fig. 10. Signals of an event obtained in the case of middle degree rough surface.

Fig. 12. This record shows that large slips occurred two times.

Fig. 13. The relation between pre-main shock time interval and $\Delta T \cdot \sigma$.

Fig. 14. The relation between main shock amplitude and stress drop. The linear relation holds good.

は **pres shock** が有る場合のものである。面が粗い場合には **pres shock** が無い事もある。この時の波形は Fig. 10 の初めの 0.6 msec を除いた部分とはほぼ相似である。

Fig. 9 で **pres shock** は P_1 , P_2 及び P_3 で, **main shock** は M で示されている。この記録は P_1 から M までの時間間隔が長いものの一つである。滑面の場合には必ず **pres shock** が現われる。この時の波形は Fig. 11 及び 12 で代表される。滑面を用いた場合の音波の特徴は **pres shock** が存在することの他に **main shock** の複雑さにある。例えば Fig. 11 では **main shock** の第 1 波の半波の部分に高周波成分が重畳している。他方 Fig. 12 の低感度の記録では **X-phase** を伴った地震波形 (本谷 1972) と似た波形を示す。ただ実験での波の記録は **near field** で行われているため、これから P 波, S 波を分離することはできない。この論文では Fig. 12 の低感度波形の様なものを **multiple shock** と呼ぶことにする。

次に滑面と粗面の中間の粗さをもつ面の場合を調べる。 **pres shock** の有無は Fig. 13 で

示される関係に従って分類される。 $\Delta T \times \sigma$ が 150 (単位は 0.08 bar·sec) より大きいと **pres shock** が出現するが、それ以下であると **pres shock** は記録されない。滑面の場合に比して **main shock** の波形は単純になり、 **pres shock** が出現する場合でもその数は少ない。残念ながら Fig. 13 で示される関係を説明付けることはできない。

更に粗い場合には **pres shock** は出現しなくなり、波形は極めて単純になる。以上のことは特定の周波数帯 (100 kHz~100 Hz) の測定結果である。微弱ながら 10^6 Hz 程度の周波数をもつ波も, **stick-slip** 実験で感知されている。これは滑り現象のマイクロな構造は接触点の破壊であることを意味している。

§ 3. 音波の振幅

ここでは音波の振幅を調べる．圧電素子の出力が滑り現象の大きさ(ストレスドロップ)とどのような関係をもつかを調べる必要がある．Fig. 14 に圧電素子を介して得られた main shock の初動の電圧振幅とロードセルを介して得られたストレスドロップ $\Delta\sigma$ の関係を示す．この図から電圧振幅 $U=0.89 \cdot \Delta\sigma$ [V] の関係が得られる．図中の直線は $U=1.17 \cdot \Delta\sigma - 0.69$ で表わされる．実験的に A は $\Delta\sigma$ に比例していると言える．

Fig. 15 には、中程度粗面の場合で 1 つ又は 2 つの preshock が記録された場合の preshock の電圧振幅 U と加圧速度 $\dot{\sigma}$ の関係が示されている．これは近似的に

$$(6) \quad U = A \exp(-B \cdot \dot{\sigma})$$

と表わされる．(1) 式、(5) 式及び (6) 式から、ストレスドロップが大きくなればその event に先行する preshock の振幅も大きくなることを意味する．ストレスドロップが大きくなる原因は時間の効果だけではない．それ等の因子は (6) 式の A に含まれている．

event に先行する preshock が 2 つの場合の初めのものの振幅よりも 2 つ目の preshock のそれの方が常に大きい．このことを明らかにするために Fig. 16 及び 17 に 1 回の event 毎の preshock の振幅とオシロスコープがトリガされてからの時間の関係を示す．これ等の図は滑面を用いて行つた実験から得られた．円印は pre 及び main shock を示し、直線で結ばれたものは一つの event で発生した shock の系列に属している．いくつかの例外を除いて、最初の preshock よりも 2 番目のものの方が、更にそれより 3 番目のものの方が順により大きな振幅をもっている．

一例を除いて 20 mV から 1 V の間に円印が無いが、これは preshock が無いことを意味するものではない．その理由は次の様である．2 種の感度の記録の内高感度の方は 4 mV/div の感度に設定されているので 0.6 mV から 16 mV の範囲の振幅を記録から読み取ることができ．一方、低感度の記録からは 0.3 V から 20 V までの振幅を読める．従つて 16 mV から 0.3 V の範囲の振幅をもつ preshock は、例え在つても読み取ることができない．

Fig. 17 の太線は簡単なモデル (前田, 1977) から得られるエネルギー解放曲線である．た

Fig. 15. The relation between amplitudes of preshocks and stress rate. Small dots mean that the accuracy of these values are not good (± 0.1 V). This figure is obtained for the case of middle degree rough surface.

Fig. 16. The relation between amplitudes of shock sequence which contains preshocks and a main shock and the pre-main shock time interval.

Fig. 17. The relation between amplitudes of shock sequence which contains preshock and a main shock, and the pre-main shock time interval. The bold line indicates theoretic curve deduced from a model (Maeda 1977).

Fig. 18. A record obtained by a strain gauge which is attached on a lower part of a side face of the sample. Comparing this to Fig. 3, partial area slips are detected.

Fig. 19. This record indicates a very slow relaxation of stress and strain. This type of relaxation is one of the characteristic features in the case of fine polished surface.

だし圧電素子の弾性エネルギー変換率が不明であるのでモデルから得られる解放エネルギーは電圧に比例すると仮定し比例定数を実験値に合う様に決めた。

実験値は

$$(7) \quad U = A \exp(B \cdot S^n)$$

で近似される。\$S\$ はトリガされた時刻を 0 として測つた時間である。mV と msec を単位とすれば \$A \approx 0.74\$, \$n \approx 2\$, \$B \approx 1 \sim 0.04\$ である。\$B\$ の値はかなり大きなばらつきを示す。見かけ上モデルと実験の一致は良い様である。

このセクションでは preshock の振幅がかなり規則性をもつて現われることを述べた。この規則性は地震予知にも役立つと思われる。実際の地震への適用は V 章で述べている。

§ 4. 面の状態と preshock の関係

§ 3 で述べた様に、応力 \$\sigma\$ とストレスドロップ \$\Delta\sigma\$ に対する時間効果は接触点の数の変化に依存していると考えられる。ここでは接触点はすべり面の凹凸を形成する山であるというモデルを使つて preshock が滑面のすべりに現われやすいこと及び歪-時間曲線の振舞を説明する。

滑面を用いた実験では preshock が生じるという事以外に歪 \$\varepsilon(t)\$ 曲線で注目すべき特徴が見られる。Fig. 2 と Fig. 18 は同じ面の状態での 2 ケ所の歪の記録である。いずれの図も下側が歪の記録である。Fig. 2 は試料の上側に貼られたゲージにより測られた歪であり Fig. 18 はその下側 1.5 cm の歪である。Fig. 18 では \$\sigma(t)\$ と \$\varepsilon(t)\$ が対応しない。\$\varepsilon(t)\$ 上で段のあるところではゲージが貼られた位置の近くが滑つたことを意味する。それに反し上側のゲージの位置での \$\varepsilon(t)\$ は \$\sigma(t)\$ と同じ変化を示す。ここで \$\sigma\$ は面全体の平均値であることを思い出す必要がある。

部分的滑りだけでなく面全体が緩かに滑る場合がある。これを Fig. 19 に示す。\$\sigma(t)\$ 上にもわずかなストレスドロップが認められる。このストレスドロップに対応する弾性波は圧電素子を用いた測定系には感知されなかつた。この現象は地殻変動観測で得られる地殻歪の変化が必ずしも地震に結びつかない可能性を示している。以上の様な部分的滑りや緩かな滑りは滑面に特有なものである。

実験に用いた滑面及び粗面の粗さ、剪断力、ストレスドロップを表 1 に示す。光の感じる凹凸の大きさは山の高さ \$H\$ と広がりが比例しているとすれば実際の高さを \$H_0\$ として近似的に

$$(8) \quad H = H_0 \cos \theta .$$

この関係は III で述べた様に面を位相差顕微鏡で見ることにより確かめられている。\$\theta\$ の定義 (III 章参照) から

$$H_1 \cos \theta_1 = H_2 \cos \theta_2 .$$

表 1 から \$H_1/H_2 \approx 3\$ である。一定面内にある山の数は滑面の方が粗面に比して \$3^2\$ 倍多い。

Table 1. A comparison between coarse and fine polished surface. θ is defined in the text. Shear force means the maximum value at which main slip occurs.

	Suffix	θ	Shear force f_s	$\Delta\sigma(\dot{\sigma}\approx 0.03 \text{ bar/s})$
Fine	1	27°	11 t	3.3 bar
Coarse	2	72°	6 t	2.4 bar

対向する面で実際に接触している部分の数は滑面の方が 3^4 倍多い。この数を N_R と記す。実際に接触している各山の強度の平均値 S は f_s/N_R であるから粗面のその強度は滑面のそれより約 150 倍大きい。一つの接触点で支えていた力が解放されることにより他の点 (山) に加わる余分の力は

$$(9) \quad f_s/N_R(N_R-1)$$

である。一つの接触点 (山) が滑る又は破壊することにより他の点が滑り易くなる割合は $\{f_s/N_R(N_R-1)\}/S$ である。故に粗面の場合は滑面に比して 1 つの接触点が滑ることによつて次々に接触点が滑る可能性は約 80 倍大きい。

従つて次の結論が得られる。

1) 部分的滑りは滑面の方が粗面より起り易い。これは **preshock** の出現や Fig. 18 の様な局所的滑りを説明する。

2) **preshock** は同じ H_0 の状態でも N_R が増せば出現し易い。これは IV §1 の結果及びの結果と一致する。

3) 同じ面の状態でも滑り面の面積が大きくなれば **preshock** が出現し易くなる。

V. 地震学への適用

室内実験の結果を自然に適用する場合寸法効果を考慮するのが大変難しい。特に今回の実験結果で寸法効果を考慮しなければならない因子は時間と面の粗さである。相似則が確立していない現状では適当な考察によつてもつともらしい相似則を作る必要がある。ここでは不変量として弾性波速度を採用する。媒質が大きくなると情報が伝達する時間は比例的に増加する。現象の卓越周波数 f 、面の粗さ H 、**preshock** の始まる時刻 t (**main shock** から逆に測つた時間) 等は媒質の一次的広がり L から求まる。室内実験での値に e を、自然の値に n をつけるとすれば

$$(10) \quad \begin{aligned} \frac{L_n}{L_e} &\equiv R, \\ t_n &= R t_e, \\ H_n &= R H_e, \\ f_n &= R^{-1} f_e, \end{aligned}$$

という関係になる。 $4T$ や式 (1), (2), (5) 及び (6) の定数に対する相似則はこれだけでは求まらない。 その様な現象についてはより定性的な議論のみを行う。

(10) 式に具体的数値を入れてみる。 $L_e \approx 10 \text{ cm}$, $L_n \approx 10 \text{ km}$ とする。 $t_e \approx 100 \text{ msec}$, $f = 10^4 \sim 10^5 \text{ Hz}$, $H \approx 10 \text{ } \mu\text{m}$ とすると 10 km 位の linear dimension をもつ地震では, preshock は本震の 3 時間前位に始まり, 現象の卓越周波数は $1 \sim 0.1 \text{ Hz}$ をもち断層面の凹凸は 1 m 程度ということになる。

以上の“相似則”を念頭にして本震直前の前震や multiple であると言われる地震, preslip の例を考えてみる。 巨大地震では本震の数 10 分乃至数秒前の前震や multiple shock が報告されることがある [WRSS and BRUNE (1967), USAMI (1956), WU and KANAMORI (1973), 本谷 (1970), NAGAMUNE (1971) etc.]. WYSS *et al.*, USAMI, 及び WU 等が報告している地震は今回の実験では Fig. 12 の音波に対応している。 特に Fig. 12 の ↓ 印の部分が見え明瞭である。 Fig. 11 の様な波形では通常の観測において main shock の頭の部分が見過ごされる可能性がある。

これに対し本谷や NAGAMUNE の報告にある前震や注目された phase は今回の実験で得られた preshock と同定することができるだろう。 相似則から 1969 年根室東方沖地震では

Fig. 20. The variation of magnitude of earthquakes which belong to the sequence of the earthquake off Nemuro 12 August 1969. This variation may be compared with preshock sequences of stick-slip motion, except for time scale.

Fig. 21. The similar variation with Fig. 20 in the case of the earthquake Off Tokachi 1968.

数十分前から **preshock** が観測される筈である。更にそのマグニチュードは本震より 2~4 小さいと予想される。Fig. 16 及び 17 と同じ要領で、この地震について 作図したものを Fig. 20 に示す。時刻のとり方は逆になっており縦軸はマグニチュードである。**preshock** の大きさの変化はほぼ予想された様相を示す。1968 年十勝沖地震について同様の作図を行つて結果を Fig. 21 に示す。これについてははつきりしたことは言えない。

Fig. 18 から予想される部分的な **preslip** についてははつきりした観測は報告されていない。しかし広い意味での **preslip** の報告はある [ex. THATCHER (1976)]。

ストレスドロップの経時変化の法則 ((5) 式) は摩擦係数の経時変化則よりも地震に適用しやすい。それは地震の解析から求まるものはストレスドロップだからである [KANAMORI (1970)]。残念ながら (5) 式を適用できる様な地震データの解析は未だ無い。

VI. 結 論

- (1) **stick-slip** 運動の大局的振舞は滑らかな面での実験によつて解析されねばならない。
- (2) 滑らかな面の滑りは一様ではなく **preslip**、及び **preshock** を伴う。この現象は自然地震でも観測されている。それ故或種の地震は **preslip** や **preshock** によつて直前に予知することができると期待される。
- (3) 滑り面の安定化には剪断力が有効である。
- (4) ストレスドロップに対する経時効果は滑らかな面に対する方が大きい。

謝 辞

原稿に目を通して戴き有益な助言を賜つた岡田広助教授、V 章に関して有益な助言をいただいた阿部勝征助教授、日頃有益な議論をしていただいた笹谷氏に厚く御礼申し上げます。

なお本論文は学位論文の一部である。

References

- AHRENS, T. J. 1973, Petrologic Properties of the Upper 670 km of the Earth's Mantle, Geophysical Implications, Phys. Earth Planet. Inter., 7, 167-186.
- BRACE, W. F. 1972, Laboratory Studies of Stick-slip and Their Application to Earthquakes, Tectonophysics, 14, 189-200.
- BRACE, W. F. and J. D. BYERLEE, 1966, Stick-slip as a Mechanism for Earthquakes, Science, 153, 990-992.
- BRUNE, J. N. 1973, Earthquake Modeling by Stick-slip along Precut Surface in Stressed Foam Rubber, Bull. Seism. Soc. Amer., 63, 2105-2119.
- DIETRICH, J. H. 1972, Time Dependent Friction in Rocks, J. Geophys. Res., 77, 3690-3697.
- JOHNSON, T. L. 1975, A Comparison of Frictional Sliding on Granite and Dunite Surface, J.

- Geophys. Res., **80**, 2600-2605.
- JOHNSON, T.L. and C.H. SCHOLZ, Dynamic Properties of Stick-slip Friction of Rock, preprint.
- KANAMORI, H. 1970, Synthesis of Long Period Surface Waves and its Application to Earthquake Source Studies—Kurile Islands Earthquake of October 13, 1963, J. Geophys. Res., **75**, 5011-5027.
- LOGAN, J. M. 1975, Friction in Rocks, Rev. Geophys. Space Phys., **13**, 358-361.
- 前田 亟, 1977, 摩擦運動の簡単なモデル, 北大地物報告 (準備中).
- 前田 亟・籠谷 努・浅野紳一郎, 1975, 永の破壊実験; クラックに伴う波動及びクラックの発生と塑性変型, 地震, **28**, 11-21.
- 本谷義信, 1970, 1969年8月12日根室東方沖地震の余震活動, 北大地物報告, **24**, 93-106.
- 本谷義信, 1972, 浦河地震観測所における地震観測 (Ⅲ) —地震検知能力—, 北大地物報告, **27**, 55-63.
- NAGAMUNE, T. 1971, Source Regions of Great Earthquakes, Geophys. Mag., **35**, 333-399.
- OHNAKA, M. 1975, Frictional Characteristics of Typical Rocks, J. Phys. Earth, **73**, 87-112.
- RINGWOOD, A.E. 1970, Phase Transformations and the Constitution of the Mantle, Phys. Earth Planet. Inter., **3**, 109-155.
- SCHOLZ, C.H. 1968, Microfracturing and the Inelastic Deformation of Rock in Compression, J. Geophys. Res., **73**, 1417-1432.
- THATCHER, W. 1976, Episodic Strain Accumulation in Southern California, Science, **23**, July.
- USAMI, T. 1956, Seismometrical study of Boso-oki Earthquake of November 26, 1953, Quart. J. Seism., **21**, 1-13.
- WU, F. T. and H. KANAMORI, 1973, Source Mechanism of February 4, 1965, Rat Islands Earthquake, J. Geophys. Res., **78**, 6082-6092.
- WYSS, M. and J.N. BRUNE, 1967, The Alaska Earthquake of 28, March 1964; A Complex Multiple Rupture, Bull. Seism. Soc. Ame., **57**, 1017-1023.