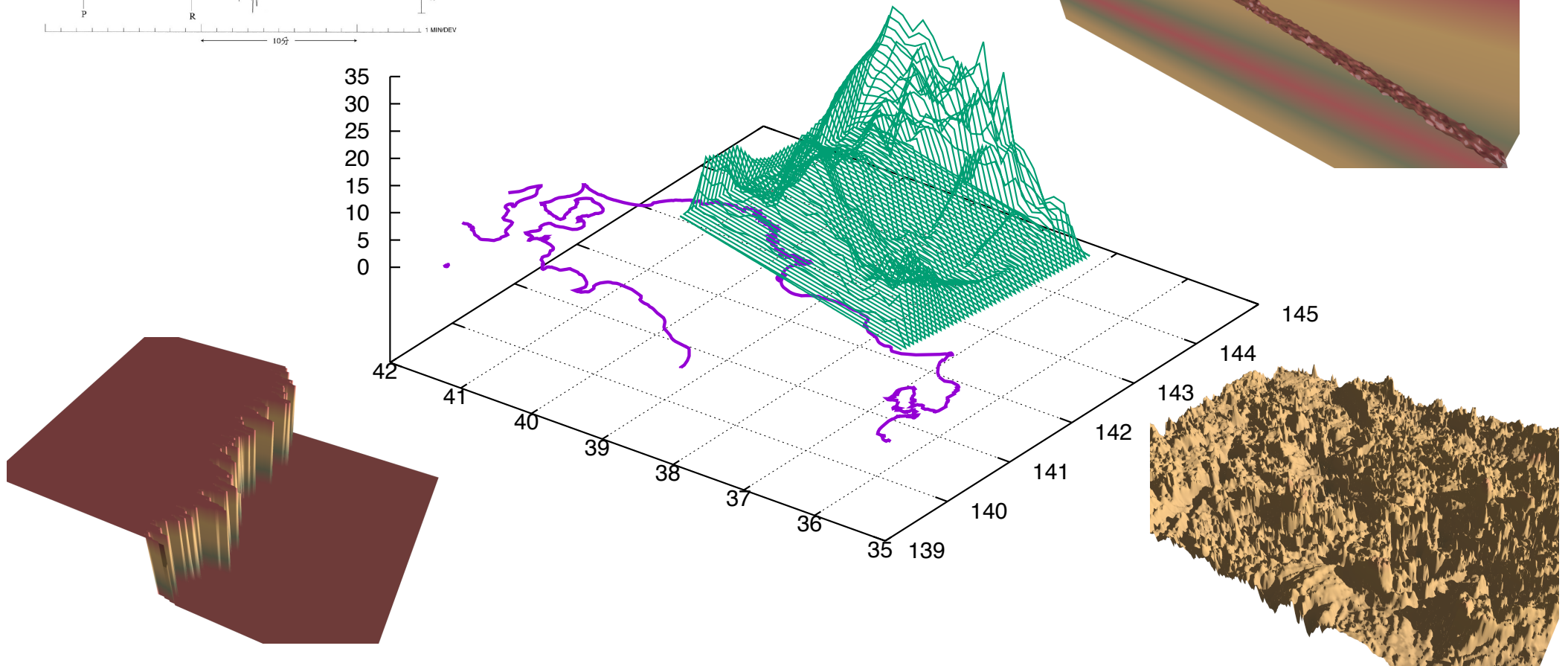
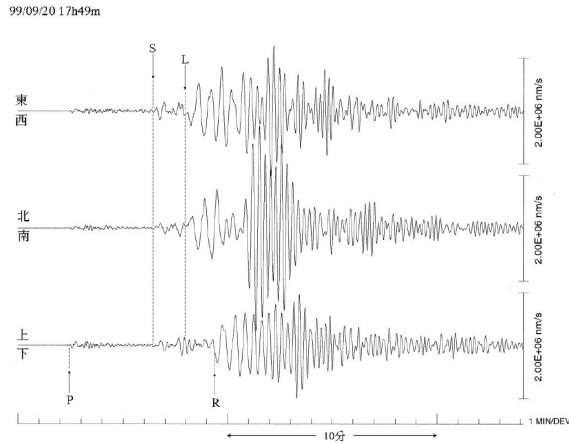


地震の統計物理学

(b) 波多野恭弘（地震研究所）



簡単な自己紹介

2001年、大学院修了（博士）総合文化研究科

博士論文のテーマは理論物理（非平衡統計力学）

材料科学分野でポスドクと助手をした後、

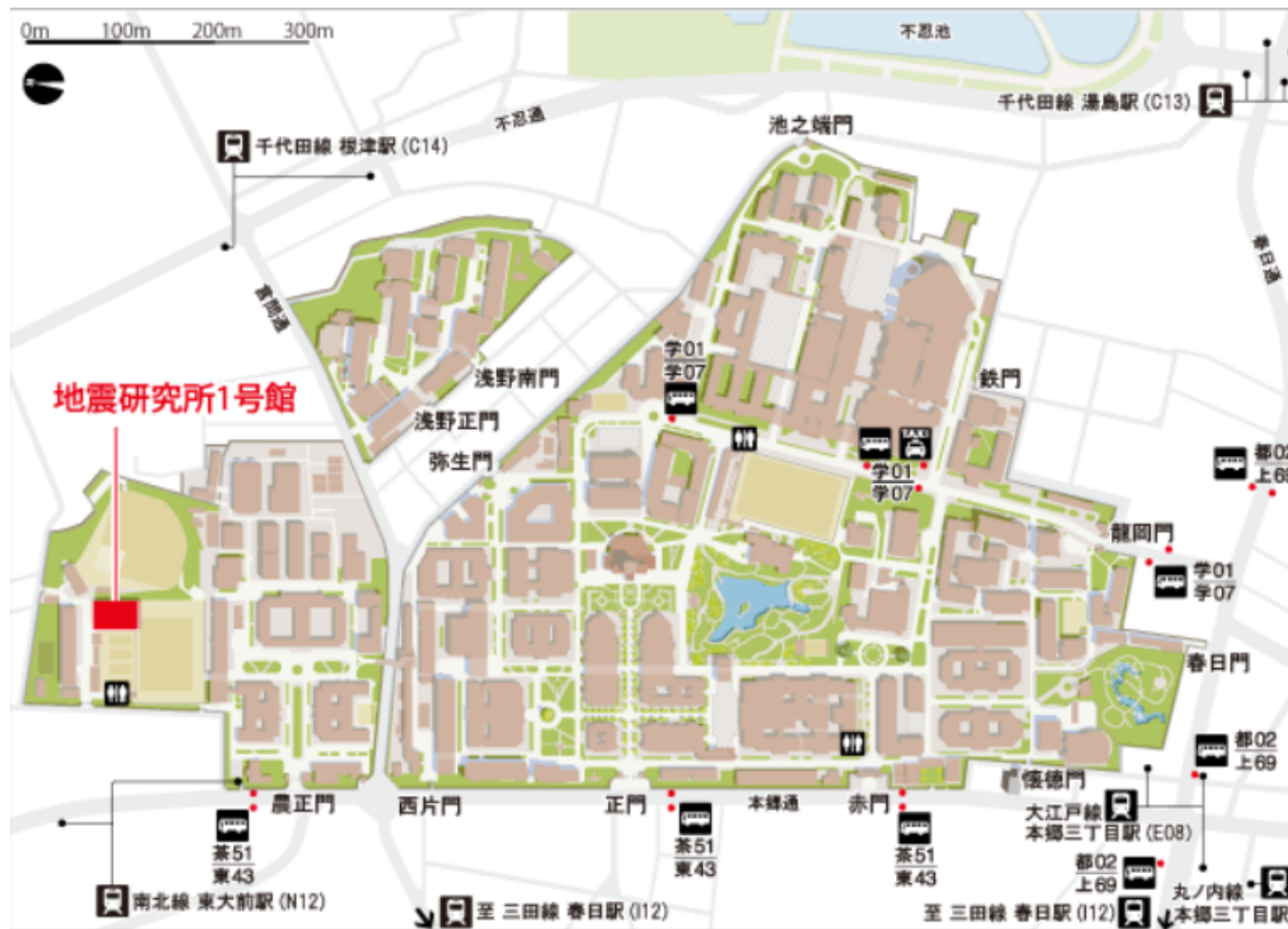
2005年に地震研へ

その後もあまり地震の本道っぽいことは研究していない

（粉体のダイナミクス、摩擦の理論など）

そもそも本道とは何か？

地震研究所は弥生キャンパスにあります



大学院生も受け入れております（理学系研究科地球惑星科学専攻）

講義の目的：

地震を「物理学の観点から見た際の」面白さを伝える。
地球科学的知識は前提にしない。

→ 地震学プロパーの人が教えるのとはまた違った魅力が感じられるかもしれない？

コメント・クレームなどは hatano@eri.u-tokyo.ac.jp まで

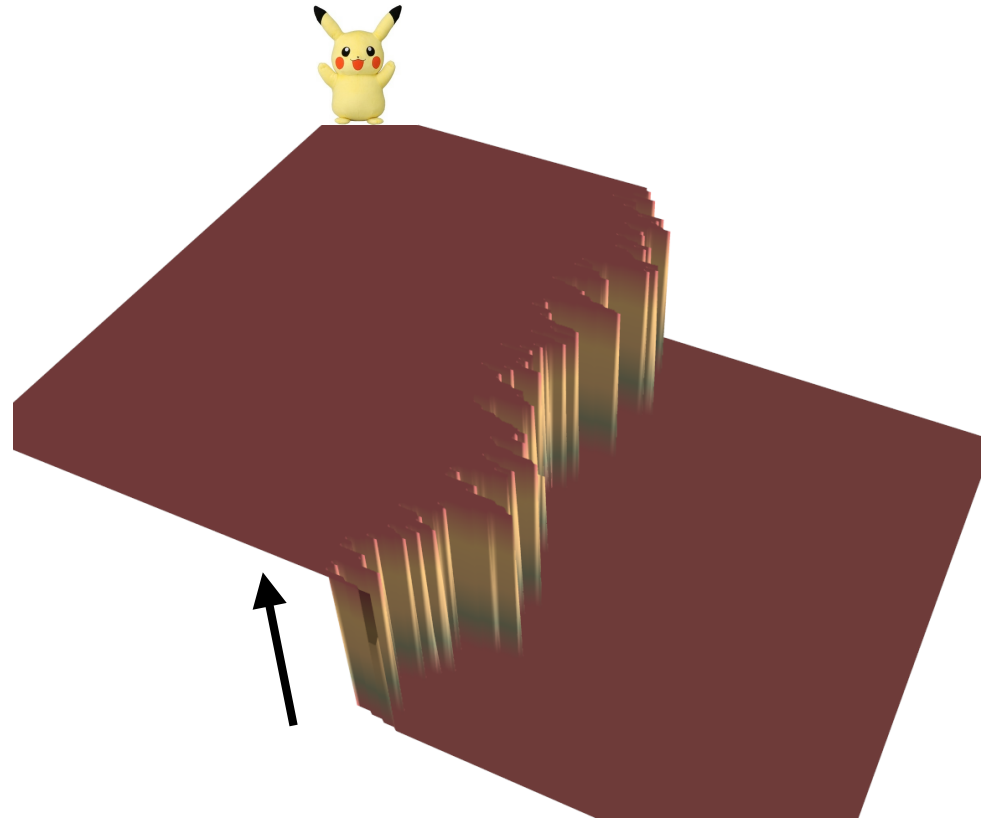
全般的な参考本

1. 宇津徳治「地震学」（共立出版）
2. 松浦&大中「地震発生の物理学」（東大出版）
3. 茂木清夫「地震－その本性を探る」（東大出版）
4. 防災科研WEBテキスト「強震動の基礎」

<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/>

5. Aki & Richards, Quantitative Seismology

1-1 地震とはどんな現象か？



地震＝断層の急激な食い違い運動
急激な断層運動は地震波を放出する

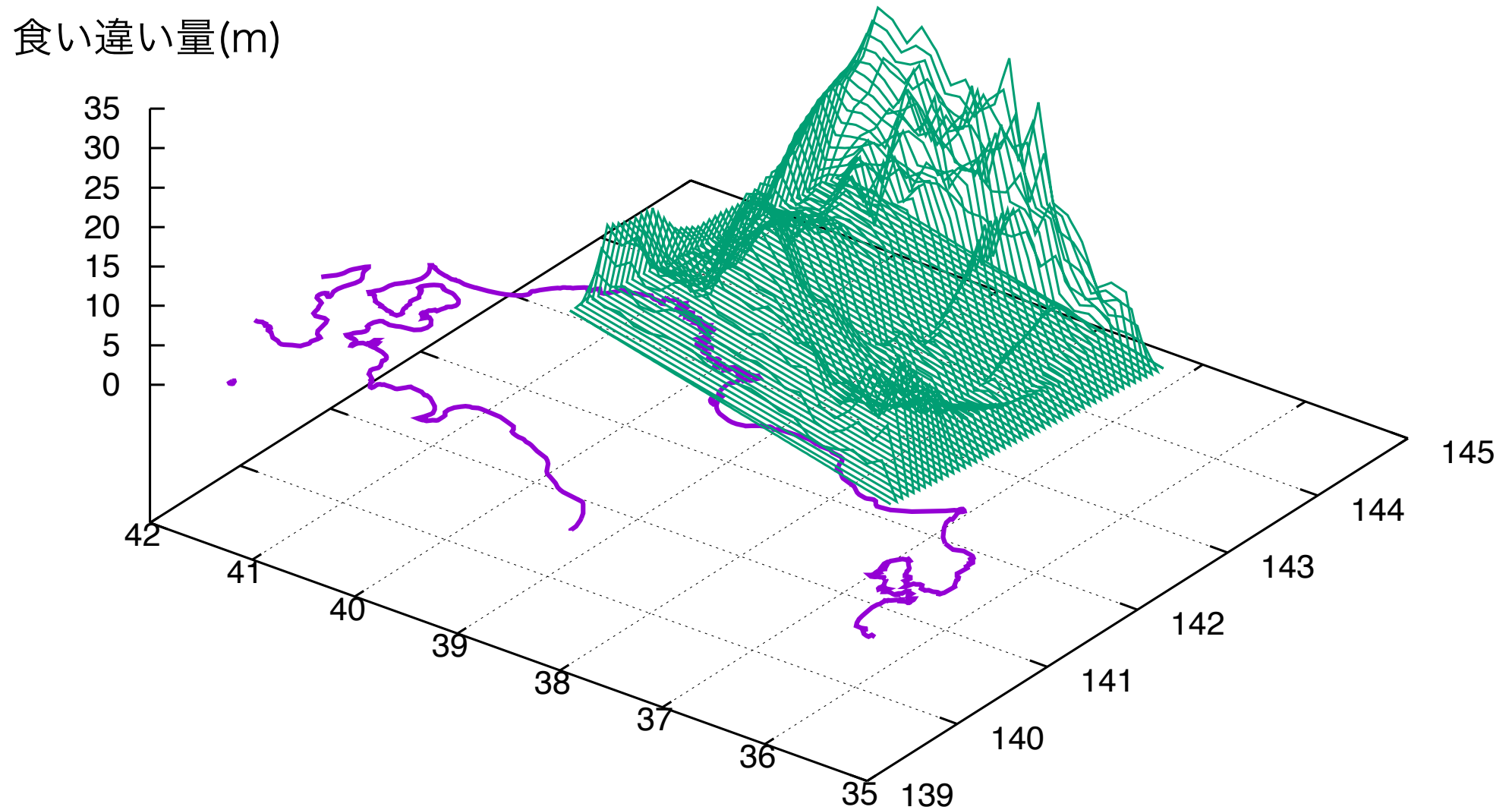
問題「いつ・どのくらいの規模で・どのように」

http://www.hinet.bosai.go.jp/about_earthquake/PNG/fig2.3.png



(1995年兵庫県南部地震で地表に出現した野島断層)

2011/03/11の東北太平洋沖地震によるすべり分布



データ提供：井出哲氏
(Ide, Science 2011)

マグニチュード9＝あらゆる意味で「ケタ違

い」
cf. 1995年兵庫県南部地震（M6.8）

- ・ 断層の食い違いは平均で20-30m（最大で50m？）

兵庫県南部地震では、平均で2m

- ・ 断層の面積は400km（南北）X 200km（東西）

（北海道の面積とほぼ同じ）

兵庫県南部地震では、40kmX13km

（横浜市の面積とほぼ同じ）

- ・ 「揺れ」の継続時間2分半

兵庫県南部地震では、10秒から15秒

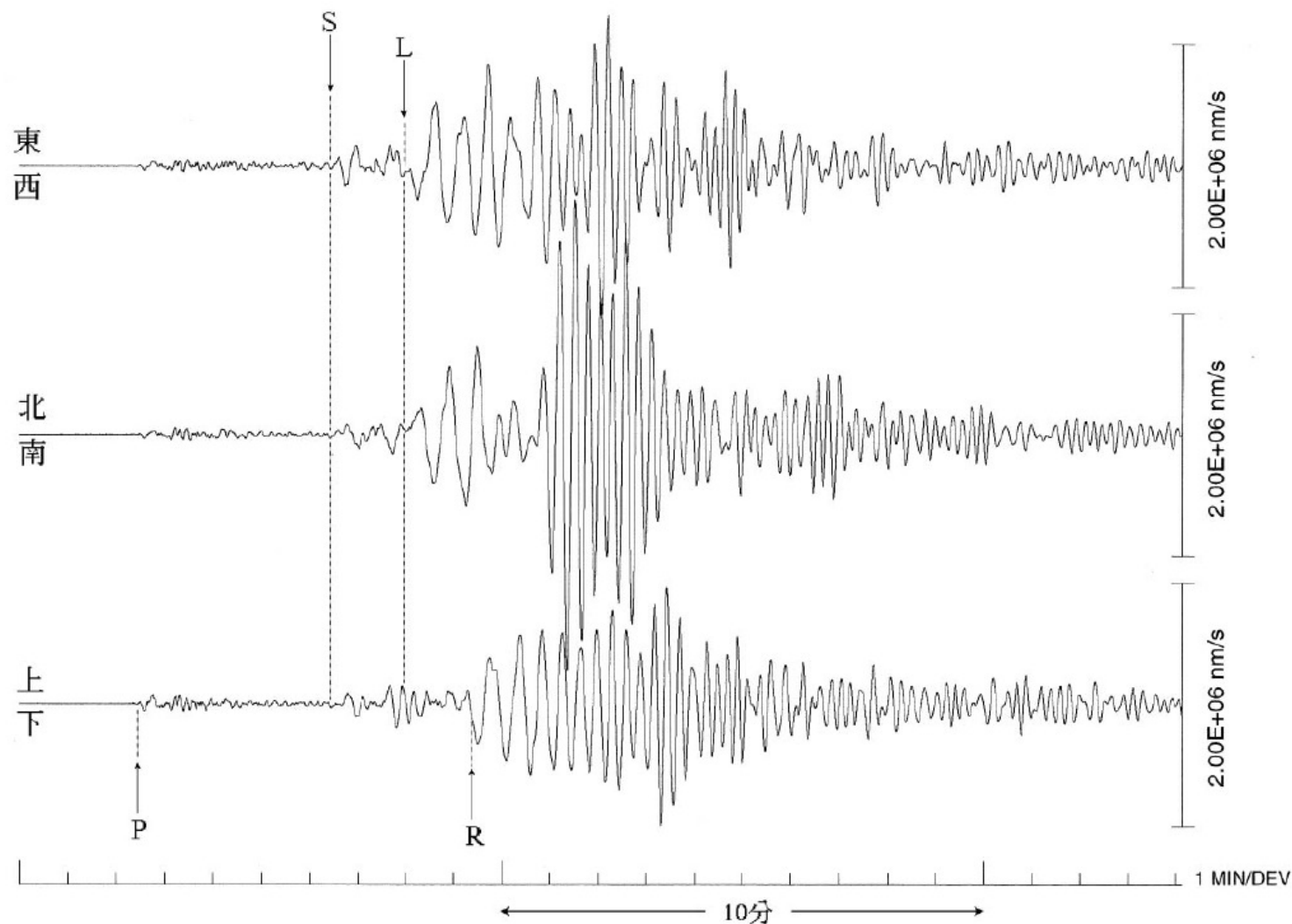
マグニチュード2の違い＝ほぼ全ての量が10倍！

そもそも、地震のマグニチュードはどのように定義されているのか？

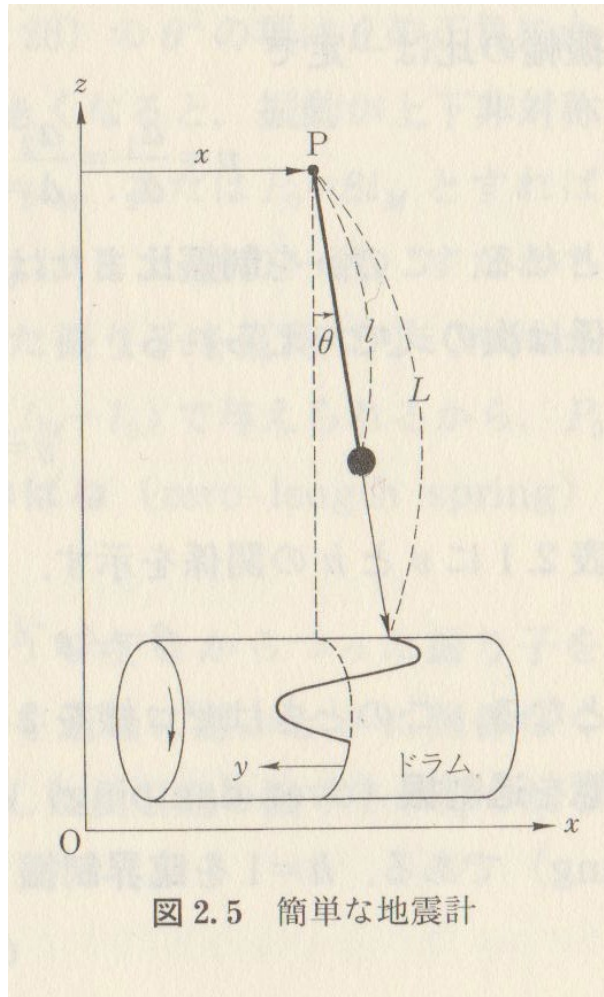
歴史的には、揺れの原因が断層のずれ運動であることが分かるよりずっと前のこと

99/09/20 17h49m

→地震計のデータから定義 (b)



地震計の原理



振り子の運動方程式

$$M(\ddot{x} + l\ddot{\theta}) + D\dot{\theta} + Mg\theta = 0$$

$$y = l\theta$$

$$\longrightarrow \ddot{y} + \frac{D}{Ml}\dot{y} + \omega_0^2 y = -\ddot{x}$$

$$\omega_0 = \sqrt{g/l} \quad \text{共鳴周波数}$$

$$\omega_d = D/ML$$

$\ddot{x} = a \sin \omega t$ ならば、

$$\longrightarrow y = \frac{a}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + (\omega_d \omega)^2}} \sin(\omega t - \delta)$$

地震計の振幅は

- 1。地震動の速度に比例
- 2。共鳴周波数にも大きく依存

地震計の変位と実際の地震動の変位の関係

振り子型地震計の場合： $\ddot{A} + \frac{D}{Ml}\dot{A} + \omega_0^2 A = -\ddot{u}$

$$\longrightarrow \tilde{A}(\omega) = \frac{-\omega^2}{\omega^2 - i\omega_d\omega - \omega_0^2} \tilde{u}(\omega) \quad \omega_d := D/ML$$

$$\longrightarrow \tilde{A}(\omega_0) = -i \frac{\omega_0}{\omega_d} \tilde{u}(\omega_0)$$

固有振動数 ω_0 の地震計の振幅は地震動の速度振幅に比例

震源の決定（大森公式）

ある地点（震源距離 d ）でのP波とS波のタイムラグを利用

→ ある点から震源までの距離が分かる

$$\begin{aligned} t &= t_s - t_p \\ &= \frac{d}{v_s} - \frac{d}{v_p} \end{aligned} \quad \longrightarrow \quad d = \frac{v_p \cdot v_s}{v_p - v_s} \times t$$

3点のデータがあれば震源位置が分かる

その他各種の決定方法は宇津徳治「地震学」第6章を見よ

震源＝地震動の発生源

震央＝震源の地表投影点

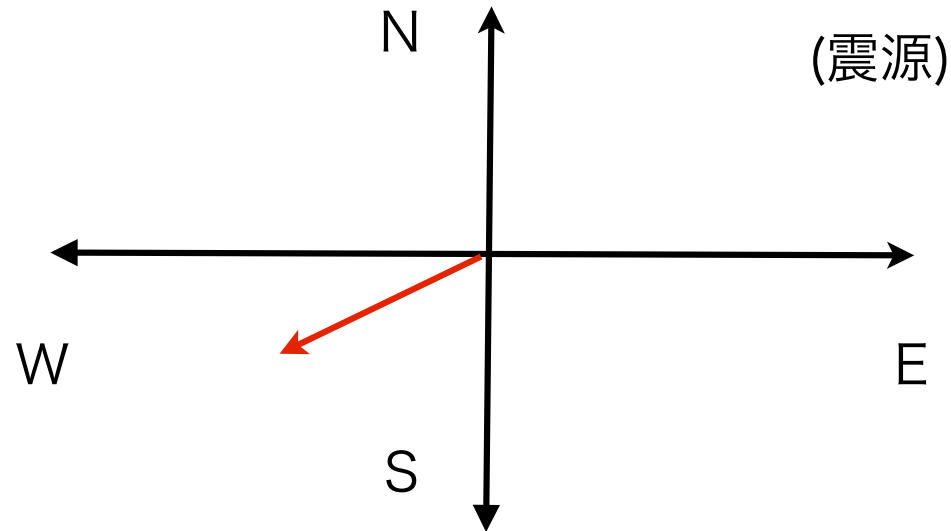
世界最古の地震計(132年、張衡)



ある日、地動儀の設置場所からみて西北方向の地震の揺れを感知したが、人々は少しの揺れも感じないことがあった。一部の人は地動儀の誤りを疑った。しかし数日後、甘肅から急使が来て、地震の発生のことを報告した。このことがあって以来、地動儀の正確性を疑うことはなくなったという。

(wikipedia 「張衡」より。要出典?)

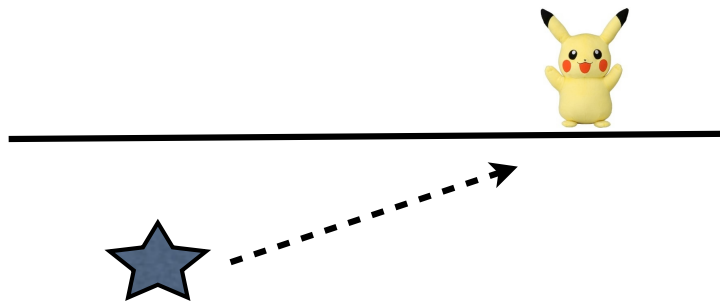
P波の初動成分から震源が分かることを利用（？）



P波初動は「押し」「引き」の両方あり得る

「押し」の場合、玉は震源方向に落ちる

「引き」の場合は、玉は震源と反対方向へ落ちる



押し引きの判定は上下成分を見ればよい

引きならば下向き、押しならば上向き

参考：震度の定義

- ・ 揺れの強さの尺度。昔はその都度人間の主観で決めていた。
- ・ 加速度計によって計測した三成分合成加速度の絶対値を使う
- ・ 加速度がA以上になっている時間が0.3秒となるようなAを探す

$$I = 2 \log_{10} a + 0.94 \quad (\text{計測震度})$$

震度階級	計 測 震 度	震度階級	計 測 震 度
0	0.5未満	5 弱	4.5以上5.0未満
1	0.5以上1.5未満	5 強	5.0以上5.5未満
2	1.5以上2.5未満	6 弱	5.5以上6.0未満
3	2.5以上3.5未満	6 強	6.0以上6.5未満
4	3.5以上4.5未満	7	6.5以上

(気象庁)

- ・ 震動の強さは場所によって異なる
- ・ 一回の地震そのものの大きさを表す量にはなり得ない

一回の地震そのものの大きさを単一量で表す＝マグニチュード

定量化が科学を進展させる好例

基本的アイディア＝「地震計の最大振幅」を利用

最大振幅は依然として震源からの距離に依存して場所ごとに異なる

→ 震源からの距離に応じて補正する

例1. ローカルマグニチュード (Richter, 1935)

震央距離100kmに置かれたWood-Anderson型地震計（固有周期0.8秒）

の最大振幅A [μm]の常用対数

今でもカリフォルニアの地震では使われている

$$M_L = \log A + f(d)$$

f(d) : 校正関数

d (km)	30	50	100	150	200	250	300	400	500	600
f(d)	-0.9	-0.37	0	0.29	0.53	0.79	1.02	1.46	1.74	1.94

校正関数に物理的意味はあまりない

（波の種類を区別していない&カリフォルニアの地殻に限定）

カリフォルニアは浅い地震が多いので、

実際には表面波の寄与が大きく効いているはず

magnitudeが1 増えると地震計の振幅は10倍

$\log A \sim 3 \text{ to } 6$

振幅はmm to m

例2. 表面波マグニチュード (Gutenberg, 1945)

周期20秒の表面波の水平2成分の大きさ $A[\mu m]$, 震央距離 d

$$M_s = \log A + f(d)$$

$f(d)$ =校正関数

比較的長い周期の波を使うので、割と大きな地震にも使いやすい (後述)

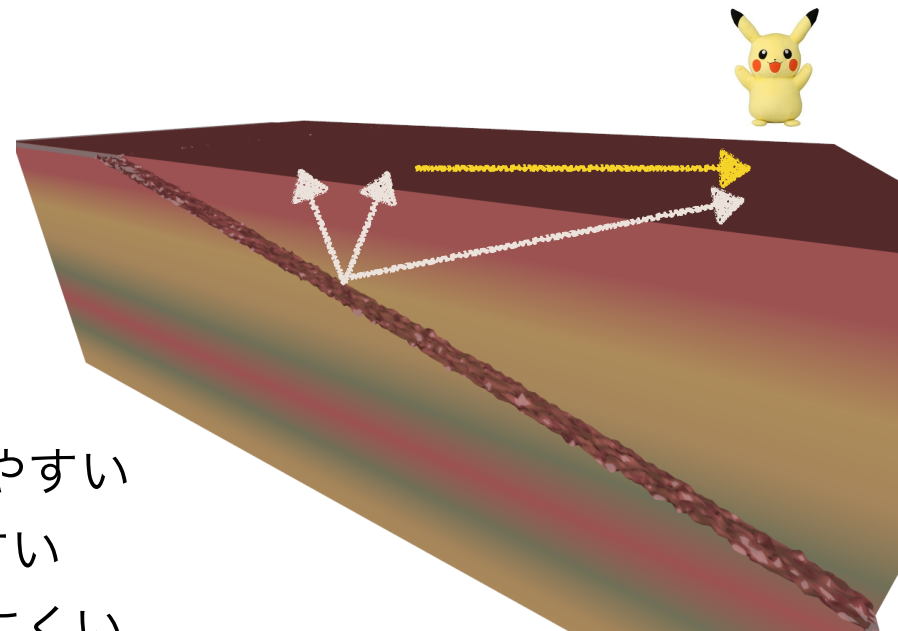
表面波と実体波

表面波は実体波より減衰しにくい

→ 浅い地震だと表面波が卓越しやすい

→ 深い地震は実体波が卓越しやすい

→ 表面波Mは深い地震には使いにくい



例3. 実体波マグニチュード (Gutenberg, 1945)

P波かS波の最大振幅A [μm]を周期Tで割った値の常用対数

$$m_B = \log(A/T) + q(d, h)$$

校正関数 (d=震央距離；h=震源深さ)

地震計の周期による補正=A/T：実質的には速度振幅をとることに対応

(ただしTは数秒から10秒程度の狭い範囲)

地震計（揺れの振幅）で定義するマグニチュードの問題点（1）

$$M_L = \log A + f(d)$$

$$m_B = \log A_B - \log T + q(d, h)$$

$$M_s = \log A_s + g(d)$$

同じ値を与えるように補正項を設定したはず・・・

必要条件は $A \propto A_B \propto A_s$ もっともらしいが

実際は、系統的にずれる！（波の減衰特性）

$$M_L \simeq \alpha m_B + const. \simeq \beta M_s + const.$$

$$\text{つまり、} A \propto A_B^\alpha \propto A_s^\beta$$

本当は非線形な補正項もある！（左辺に M_L^2 の項がある）

→ 地震波減衰の周波数依存性など様々な要因

→ 地震計の振幅経路だといろいろと汚い世界に

地震計（揺れの振幅）で定義するマグニチュードの問題点（2）

大きい地震を正しく評価できない

アラスカ地震(1964)、チリ地震(1960)、カムチャッカ地震(1952)

などの超巨大地震の M_s はいずれも8.2~8.3程度

昭和三陸地震(1933)、十勝沖地震(1952)などと同じになってしまう

なぜか？ --> 大地震ほど地震波が低周波側にシフトする

表面波マグニチュード M_s は周期20秒の波を使うので比較的大きな地震まで使えるが、それでも $M7$ くらいまでしか使えない

もう少し定量的に言うと。。。

地震波（変位振幅）のスペクトル

$$I(\omega) := \left| \int dt u(t) e^{i\omega t} \right|$$

経験的に、 $|I(\omega)| \simeq \frac{C}{\omega^2 + \omega_c^2}$

→ 5月20日の講義で導出

ω_c は地震波の特徴的タイムスケール

実は、 ω_c は断層サイズLに反比例： $\omega_c \sim V_s / L$

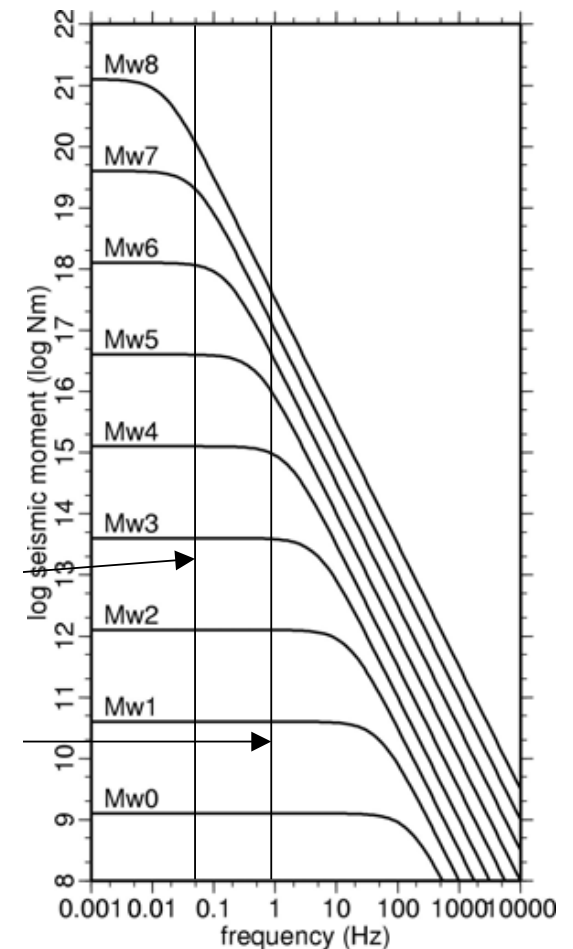
(次元解析から明らか)

→ 断層が大きくなると ω_c は小さくなる

例：M=8で $\omega_c \sim 0.01$ [1/s]

周期100秒以上の地震計を
使わないとM8は計れない

(振り子だとどれくらいの長さ?)



$$I(\omega) \simeq \frac{C}{\omega^2 + \omega_c^2}$$

Cは速度の次元をもつ： $C \propto V_s$

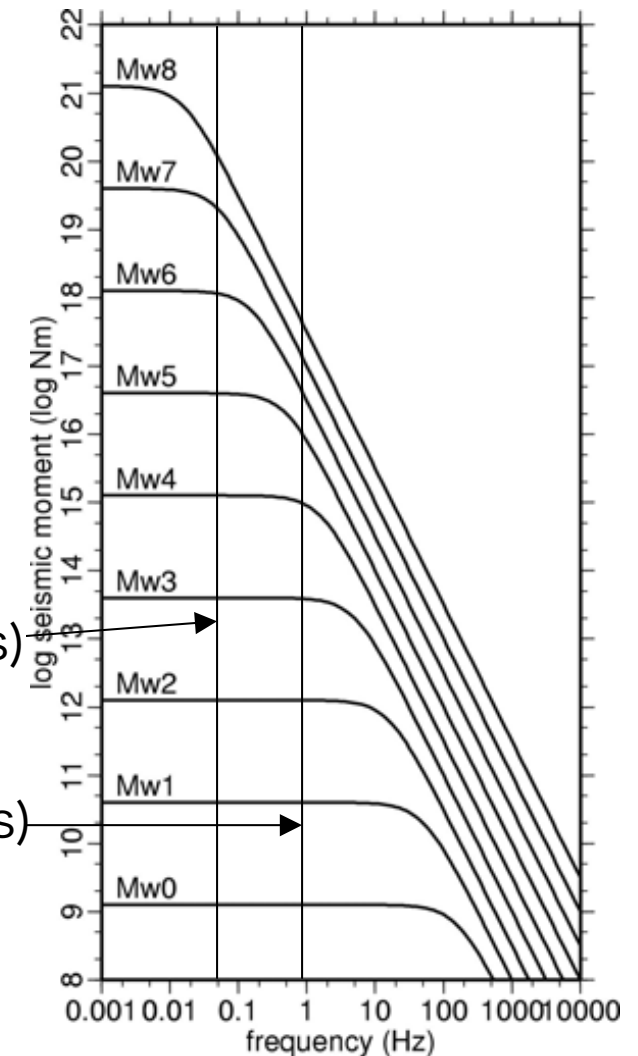
同時に、震源からの距離Rに反比例すべき： $C \propto 1/R$

→ 次元解析的に、 $C \simeq \frac{V_s L}{R}$

$$\rightarrow \begin{cases} I(0) \sim \frac{C}{\omega_c^2} \sim \frac{L^3}{RV_s} & (\omega \ll \omega_c) \\ I(\omega) \sim \frac{C}{\omega} \propto L & (\omega \gg \omega_c) \end{cases}$$

M_s (周期20s)

M_L (周期0.8s)



十分長周期の波の振幅は断層サイズの3乗で増える
十分短周期の波の振幅は断層サイズの1乗で増える

$\omega \gg \omega_c$ で見ていると、Mが増えても波の振幅はあまり増えない

まとめ

- ・できるだけ長周期の波を使いたい（地震波減衰の地域性を排除するためにも重要）
- ・ $\omega \ll \omega_c$ ならばプラト一値を計れて、それは断層サイズ L^3 に比例する
- ・ しかし、固有周波数 ω_c は大きい地震ほど小さくなっていくので、
どこかで必ず $\omega > \omega_c$ となってしまう
- ・ そうなると、波の振幅は L^3 でなく L に比例するようになる
（地震が大きくなっても地震計振幅は少ししか大きくならない）
- ・ $\omega > \omega_c$ においても $\omega < \omega_c$ と同じ定義式を使っていると、 M を過小評価する
- ・ だいたい普通の地震計の ω (0.05~1Hz) だと、 $M7$ くらいで打ち止め

小さい地震から大きい地震まで統一的に、物理的にもっと明快な形で
マグニチュードを定義できればなあ・・・と思うのが自然

→ モーメントマグニチュードの導入(Kanamori 1979)

マグニチュードと地震波エネルギーの関係

「放出される地震波の全エネルギーで地震のマグニチュードを決められたら物理的だな」

単位体積あたりの地震動エネルギー $\rho \dot{u}^2$

energy flux $\rho \dot{u}^2 V_s$

指向性を無視して、震源距離Rの全球面で積分 $2\pi R^2 \rho \dot{u}^2 V_s$

地震の継続時間Tで積分 $2\pi R^2 \rho \dot{u}^2 V_s T$
=全放射エネルギー E_s

地震動を地震計で代用 $\dot{u} \sim \omega_0 A$ (実体波)

$$\longrightarrow \log E_s \simeq 2 \log(\omega_0 A) + 2 \log R + \log T + \text{const.}$$

$$\longrightarrow \log E_s \simeq 2m_B + \log T + \text{const.}$$

$$m_B = \log(\omega_0 A) + q(d, h)$$

マグニチュードと地震波エネルギーの関係

$$\log E_s \simeq 2m_B + \log T + \text{const.}$$

経験的換算



$$\log E_s \simeq M_s + \log T + \text{const.}$$

$$m_B \simeq 0.5M_s + \text{const.}$$

もう一つ経験則



$$\log E_s \simeq 1.5M_s + \text{const.}$$

$$\log T \simeq 0.5M_s + \text{const.}$$

放射エネルギーと表面波マグニチュードの関係

定数部分は4.8

(Gutenberg & Richter 1956)

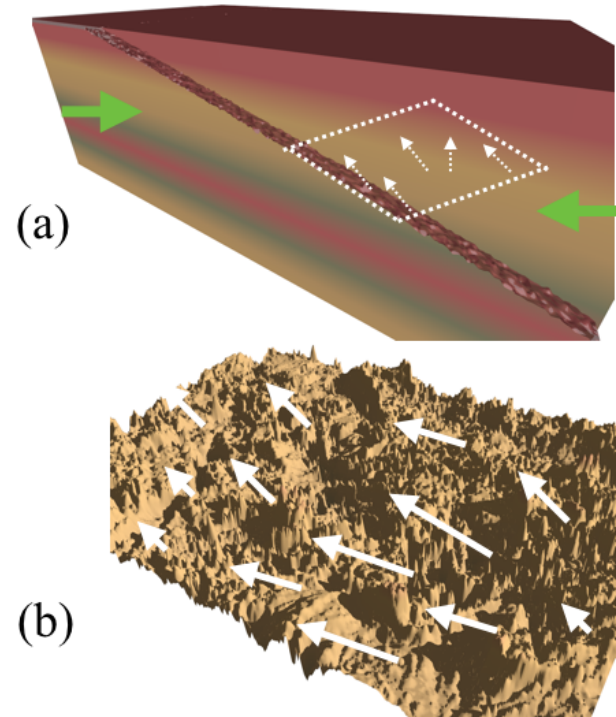
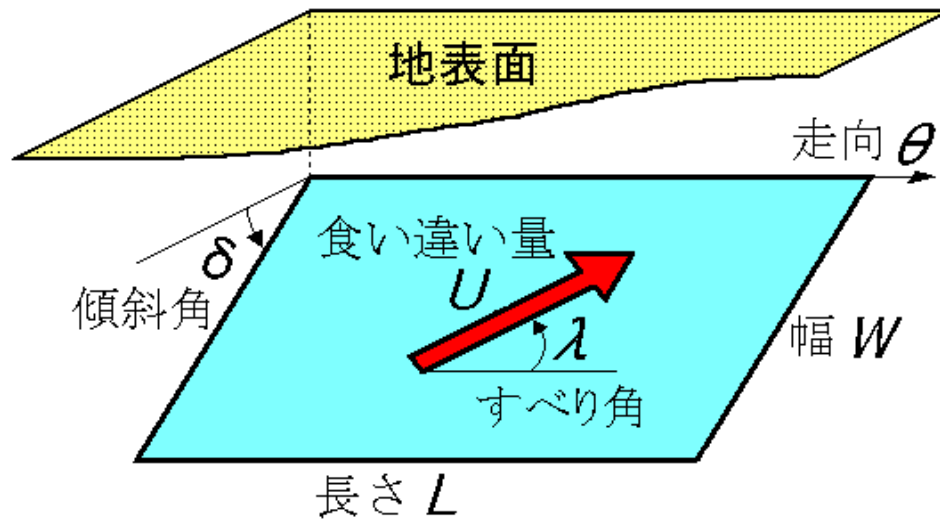
経験的マグニチュードと地震波エネルギーの対応がつく

注意

1. 実際には、 m_B と M_s の換算はもっと複雑
2. 継続時間 T の経験則は「放射エネルギーと断層長さの関係」と「断層長さの自己相似性」を使えば説明できる

地震モーメント M_0

地震時にすべった断層面の「面積」「食い違い量」から定義する



$$M_0 = G \int_{\text{fault}} dx dy D(x, y)$$

あるいは、

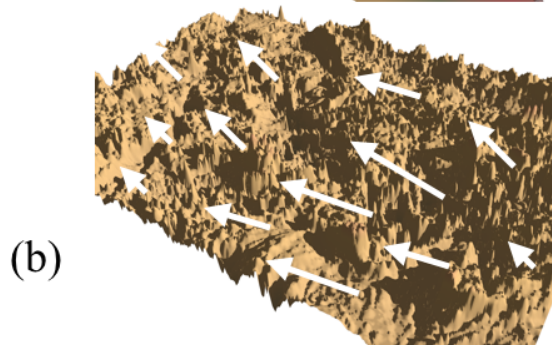
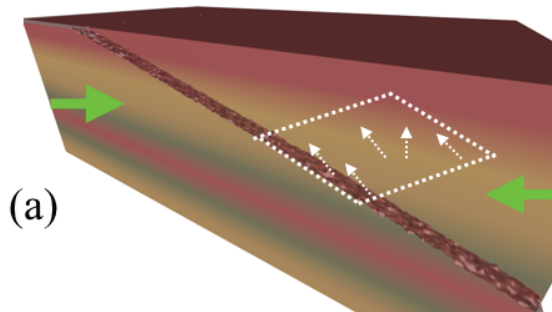
$$M_0 = \text{断層幅} \times \text{断層長さ} \times \text{平均変位量} \times \text{剛性率}$$

モーメントはエネルギー散逸と関係

剪断破壊では、破壊面に摩擦力が働く

摩擦で失われるエネルギー = (摩擦応力) × (面積) × (すべり距離)

これはモーメントに比例



摩擦で散逸するエネルギー

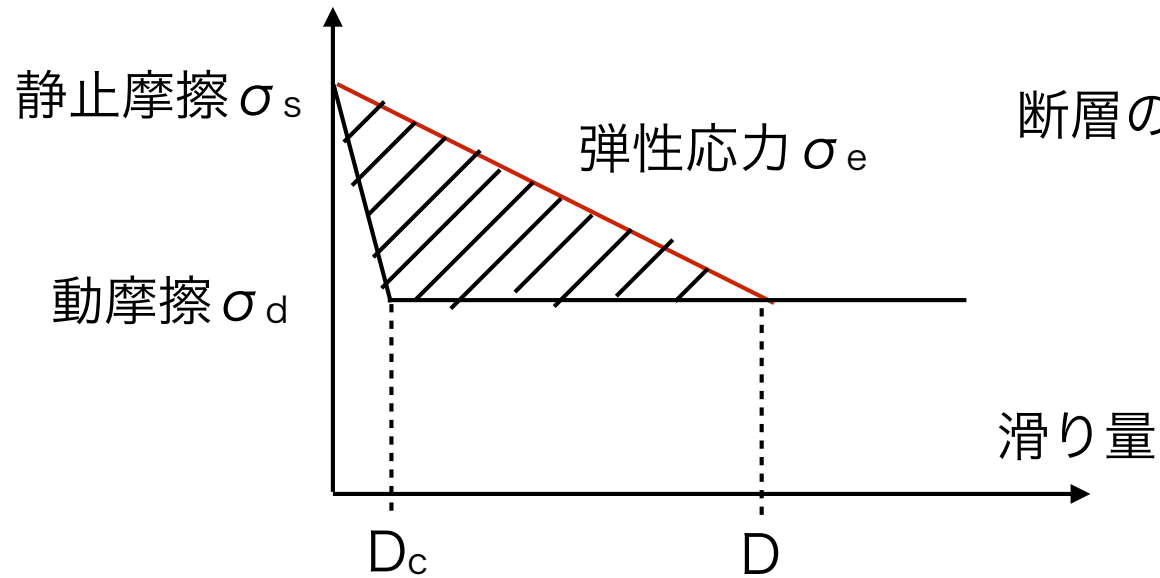
+

地震波として放出されるエネルギー

= 解放される弾性ひずみエネルギー

実は、地震波エネルギーもモーメントに比例

モーメントとエネルギーの関係



弾性力による駆動と
摩擦力によるブレーキの差で
すべりが加速される

余剰エネルギーの大部分は地震波として散逸されると仮定

$$E_s \simeq \frac{D - D_c}{2} (\sigma_s - \sigma_d) S$$

S = 断層面積

$$\simeq \frac{M_0}{2G} \Delta\sigma$$

$\Delta\sigma = \sigma_s - \sigma_d$ 応力降下量

弾性論（転位理論）による計算： $\Delta\sigma \simeq \frac{GD}{L}$ （数因子は無視）

この重要な関係式は、材料科学における「楕円状介在物」の応力状態に関する Eshelby理論の応用として得られる

J. D. Eshelby (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proceedings of the Physical Society of London, Series A*, 241, 376–396

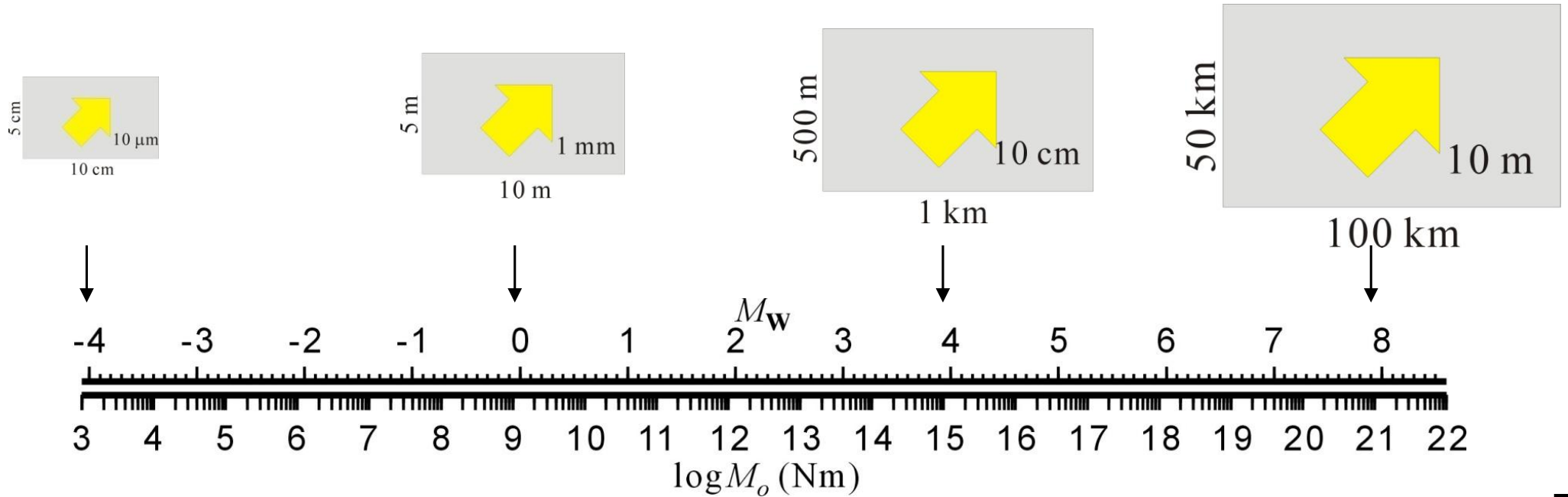
$$E_s \simeq \frac{M_o}{2G} \Delta\sigma \longrightarrow E_s \simeq \frac{D}{2L} M_o$$

D/Lがモーメントに依存しないのなら、
地震波エネルギーはモーメントに比例する！

（実は、実際にそうになっている）

地震断層の自己相似性：経験則

変位量が10倍になると、断層幅と長さもそれぞれほぼ10倍になる



変位量 D , 断層幅 W , 断層長さ L と書くと、 $L \propto W \propto D$

$$\longrightarrow M_o \propto LWD \propto L^3$$

(大きい地震も小さい地震も、スケール変換すれば見分けがつかない)

地震断層の自己相似性：データ1

$$L \propto W \propto D$$

→ D/L は地震の規模には依存しない

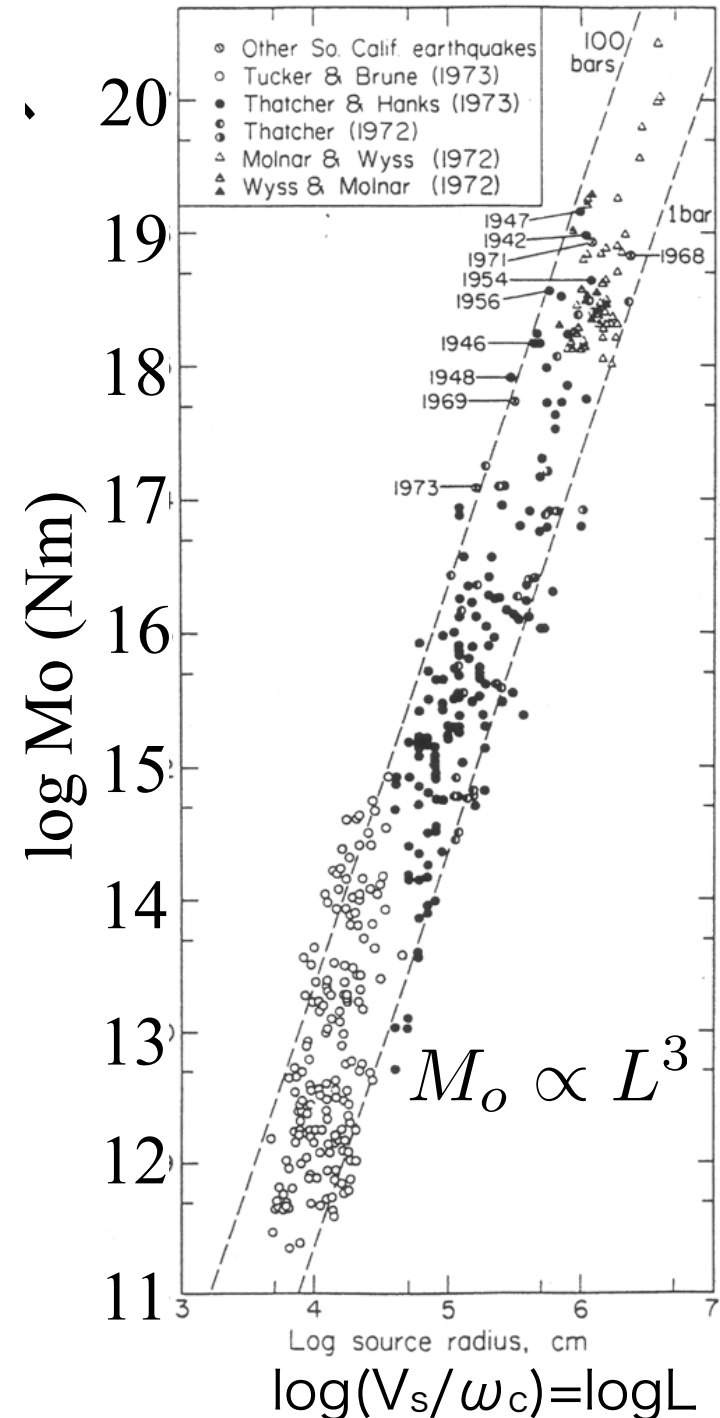
下の点線は、 $\Delta \sigma = 0.1$ MPa

上の点線は、 $\Delta \sigma = 10$ MPa

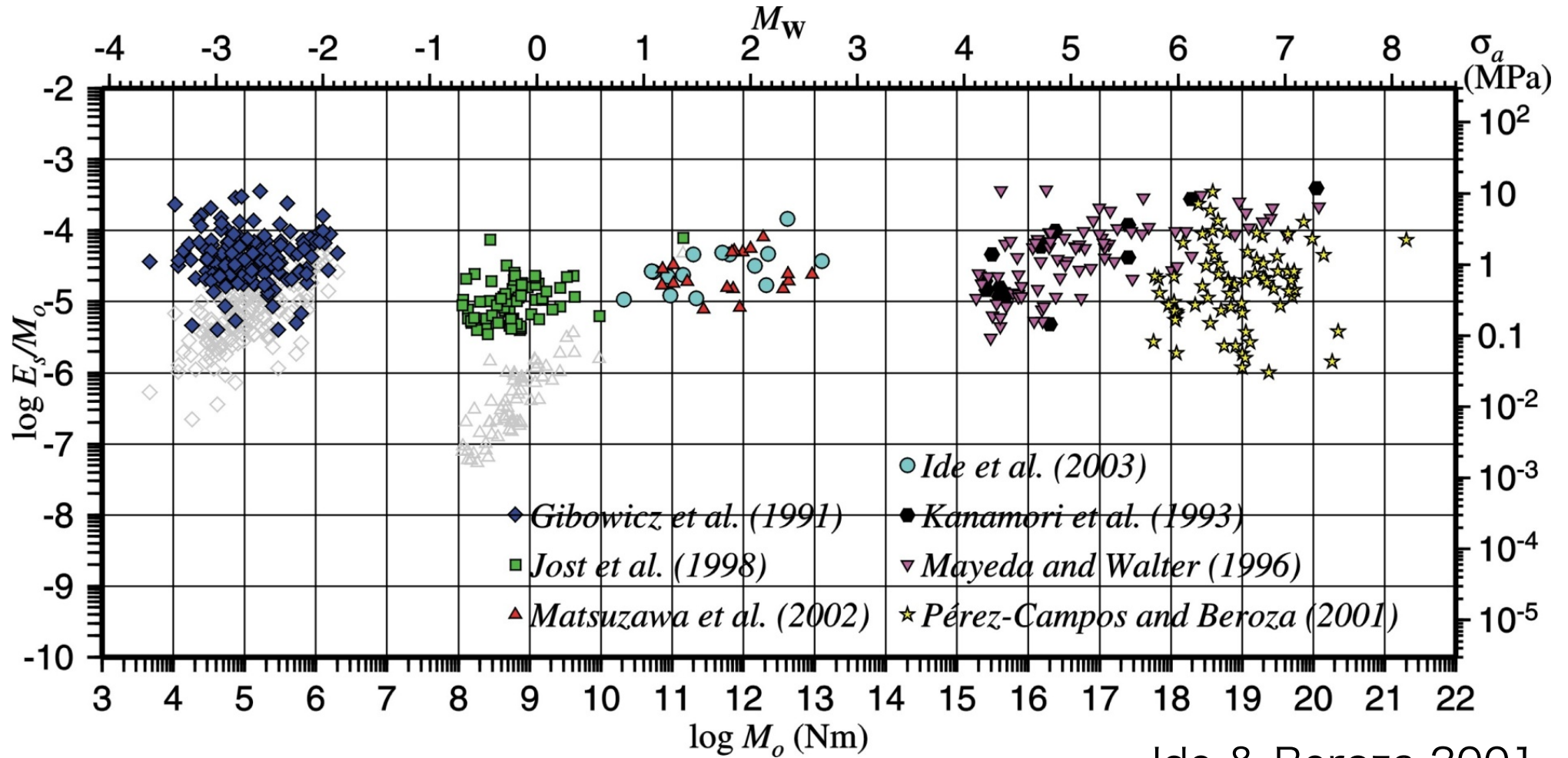
$$10^{-5} < D/L < 10^{-3}$$

ばらつきは断層の形状などに起因？

いずれにせよ、 M_0 への系統的依存性はない



地震断層の自己相似性：データ2



Ide & Beroza 2001

$$E_s \simeq \frac{D}{2L} M_o \quad \text{より、} E_s/M_o \sim D/2L.$$

$E_s/M_o \sim D/L$ は地震の規模に依存しない

モーメントと放射エネルギーの関係 $E_s \simeq \frac{D}{2L} M_0$

D/Lは M_0 に依存しない

→ 放射エネルギー E_s はモーメント M_0 に比例

$\log E_s \simeq 1.5 M_s + 4.8$ に代入すると

$$\log M_0 \simeq 1.5 M_s + 9$$

表面波マグニチュードと地震モーメントの関係

逆に、これを定義にすればいいのではないか？

→ モーメントマグニチュードの導入

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6.1 \quad \text{Kanamori (1979)}$$

もう一つ経験則 $\log T \simeq 0.5M_s + \text{const.}$

は自己相似性から自然に理解できる

$$\log M_0 \simeq 1.5M_s + 9$$

$$\longrightarrow \log T \simeq \frac{1}{3} \log M_0 + \text{const.}$$

$$\longrightarrow T \propto M_o^{1/3}$$

$$\longrightarrow T \propto L$$

(自己相似性)

地震の継続時間 T = 断層破壊にかかる時間 L/V_r

V_r = 破壊伝播速度

地震断層の自己相似性

$$L \propto W \propto D$$

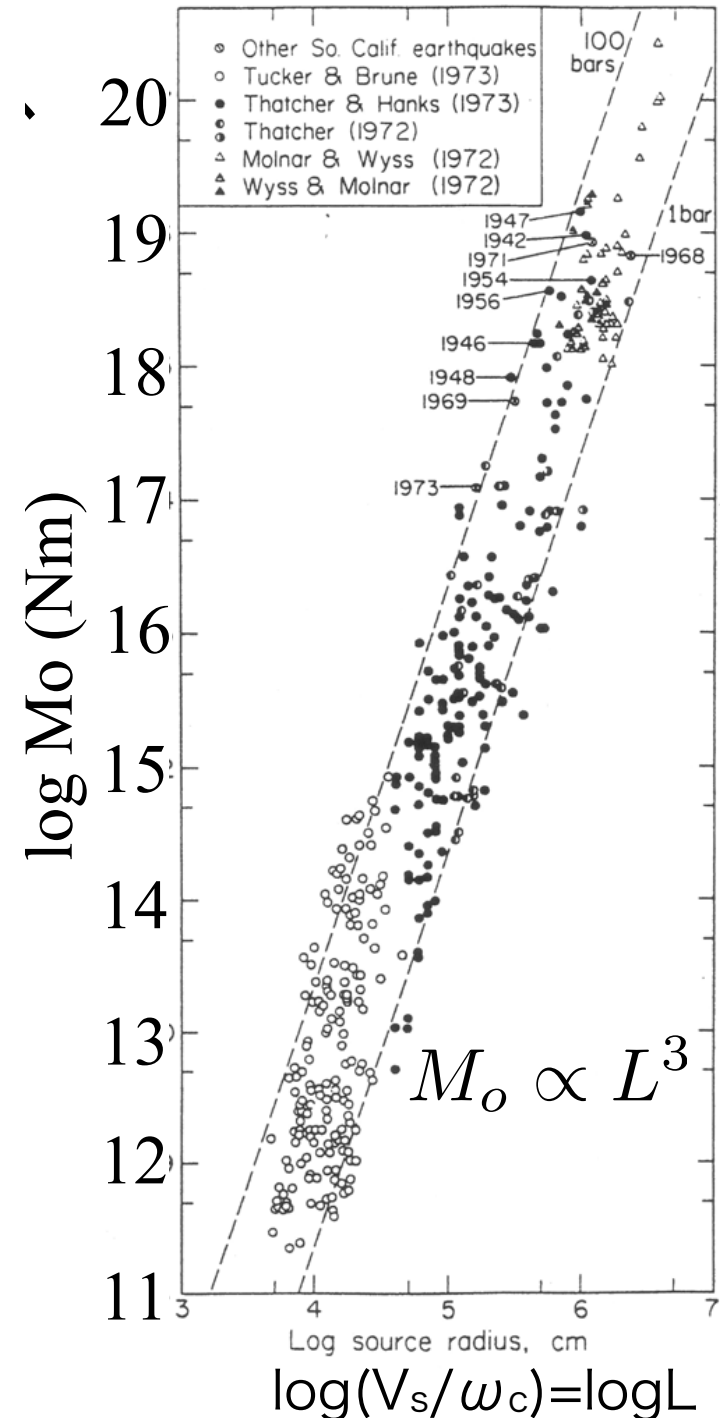
→ D/L は地震の規模には依存しない
(だいたい 10^{-4} とか)

→ $\Delta\sigma \simeq \frac{GD}{L}$ より、

応力降下量も地震の規模には依存しない！

大きい地震でも小さい地震でも
応力低下は同じオーダー

(エネルギー低下は大地震ほど大きい)



比例係数 $\frac{D}{L} \simeq \frac{\Delta\sigma}{G}$ は何で決まる？

$\Delta\sigma$ は静止摩擦と動摩擦の差くらい

→ 摩擦の問題

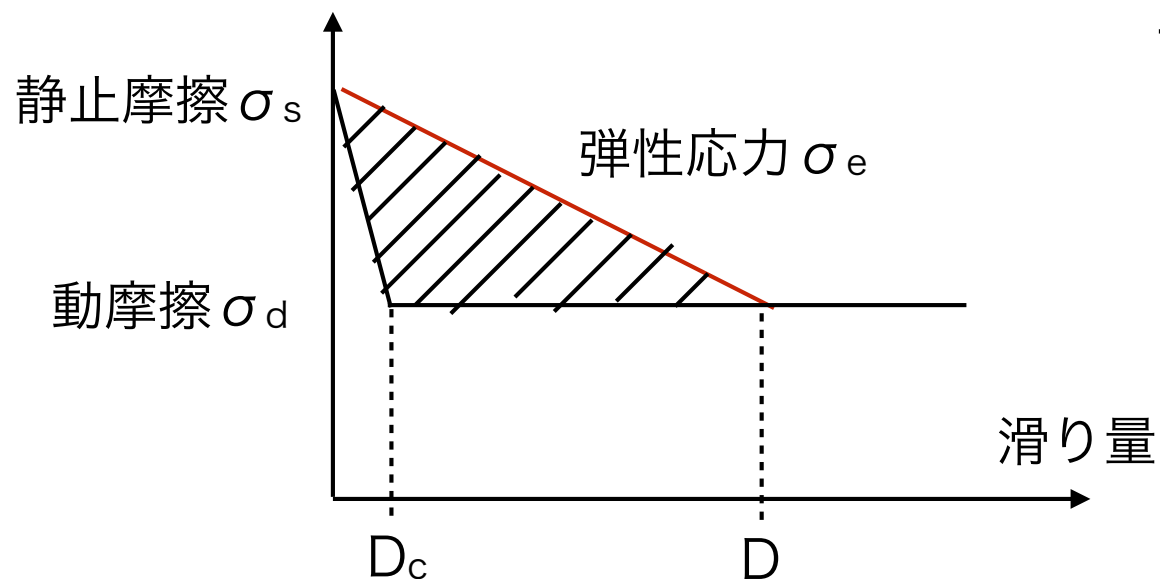
摩擦実験では、静止摩擦係数0.8、動摩擦0.6とかが典型的

観測からはDとLを独立に求められて、D/Lは 10^{-4} オーダーとかになる
つまり、 $\Delta\sigma \sim 10^{-4}G \sim 1\text{MPa}$ オーダー

法線応力10MPaくらいなら $\Delta\sigma \sim 1\text{MPa}$ だが。。

理論的には、10km深くなると圧力250MPa上がる

実際には、断層の凸凹や障害物などのせいで、動摩擦レベルに落ちる前に止まってしまうとされている。(オープン)



一方、摩擦で消費するエネルギーは

$$E_f \simeq \sigma_d L^2 D \simeq \frac{\sigma_d}{G} M_o$$

摩擦で失われるエネルギーも
地震モーメントに比例

地震で失われる合計エネルギー

$$\begin{aligned} E_{\text{tot}} &\simeq \frac{\sigma_s + \sigma_d}{2} L^2 D \\ &\simeq \frac{\sigma_s + \sigma_d}{2G} M_o \end{aligned}$$

地震で失われる全エネルギーも地震モーメントに比例！

地震断層の自己相似性から言える一つの非自明な結論

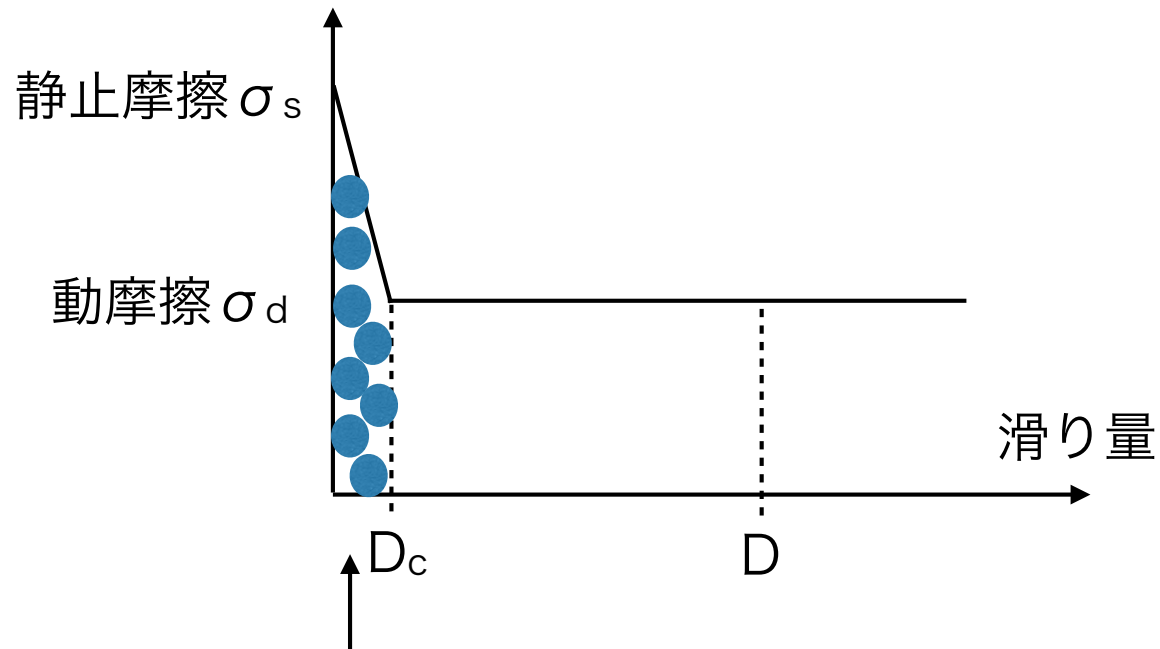
「断層の単位面積あたりから放出される地震波エネルギーは、震源断層のサイズに比例して大きくなる」

地震波放射エネルギー $E_s \simeq \frac{D}{2L} M_o$

自己相似性を仮定すると、 M_o に比例、 L_3 に比例

$$\longrightarrow E_s / L^2 \propto L$$

自己相似性に関するよく分からない問題



$$D_c \propto D \text{ か?}$$

この部分を破壊で新たに作られる界面エネルギーと考えると、それは物性値だから、動力学で決まる D とは無関係に思える

地震波インバージョンによる推定では、どうも $D_c \propto D$ らしい

→ 破壊界面エネルギーも L に比例することに

(詳細は来週)

マグニチュードを定義したことにより、
地震の定量化が可能に
→ さらなる経験則の発見へ

大きな地震、小さな地震

Mマイナス3＝そこら辺の岩が壊れている時
断層面積 0.15m^2 、変位量20ミクロン

M3＝日本内陸で起これば必ず検知できる下限
断層面積 0.15km^2 、変位量2cm

M7＝兵庫県南部1995、鳥取県西部2000など
断層面積 1500km^2 、変位量2m

M12＝地球が真っ二つに割れたとき

ローカルマグニチュードの導入 (Richter 1935)

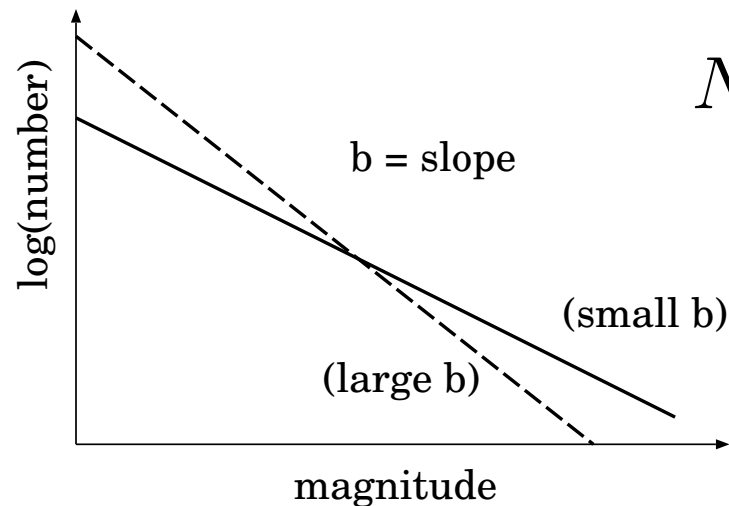
—> 地震の大きさが定量化できれば、大きい地震と小さい地震がどれくらいの頻度で起こるのか知りたくなるのは自然だろう

GutenbergとRichterはカリフォルニアの地震について、大きさごとの発生頻度を調べた

—> Gutenberg-Richter則 (1944)

Gutenberg-Richter law

(1944)



$$N(M_w > M) \propto 10^{-bM}$$

$b \sim 1$ (typically 0.7 to 1.4)

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o + \text{const.} \longrightarrow N(M_o > I) \propto I^{-2b/3}$$

probability distribution function $n(M_o) dM_o \propto M_o^{-2b/3-1} dM_o$

$b < 1.5$ なら、解放するモーメント総量は最大サイズの地震で決まる

断層運動の自己相似性を認めるなら、

A: rupture area

$$A \propto M_o^{2/3}$$

empirical relation



$$N(A > S) \propto S^{-b}$$

pdf of ruptured area is power law
= no characteristic size

$b < 1$ なら、地震で壊される断層面積の総和は、最大の地震が決める

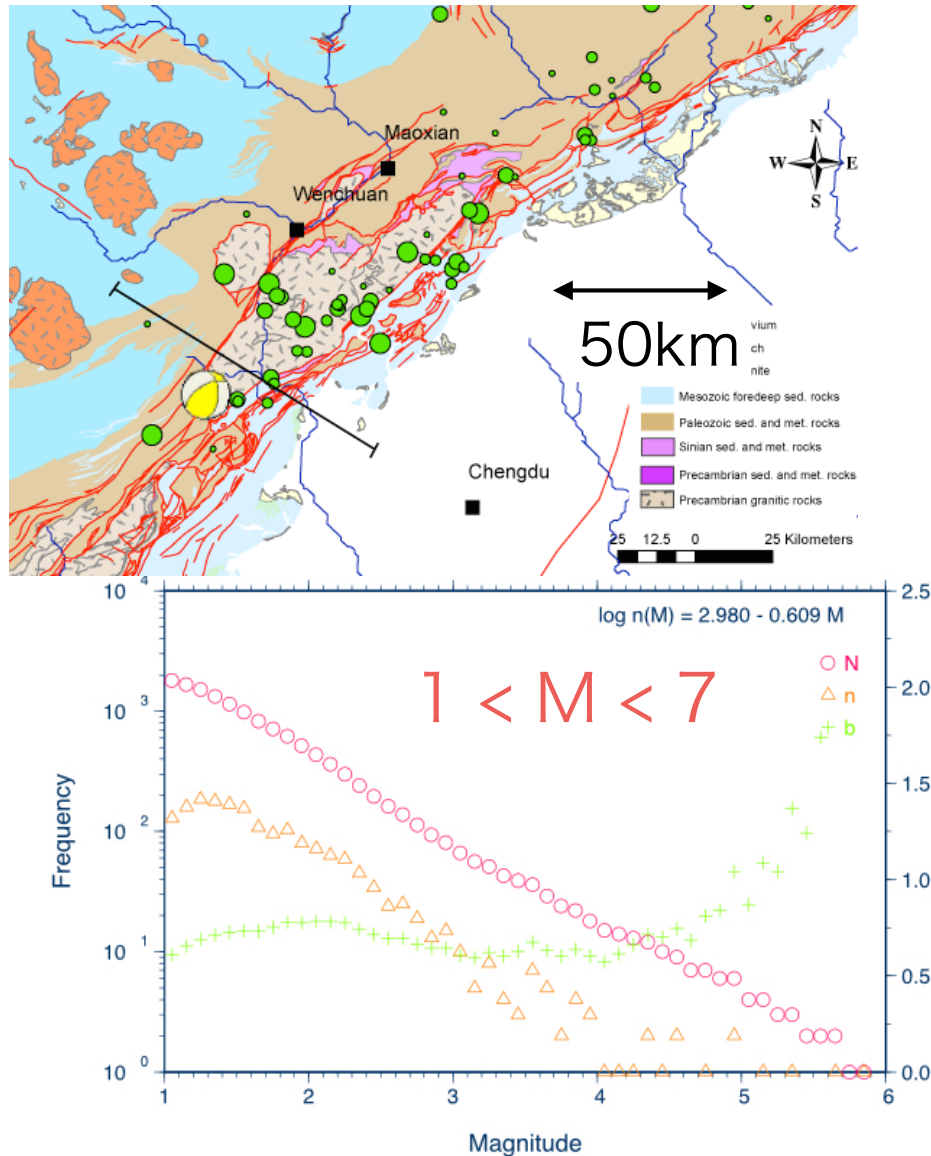
$b > 1$ なら、地震で壊される断層面積の総和は、最小の地震が決める

$b > 1.5$ なら、解放するモーメント総量は最小の地震が決める

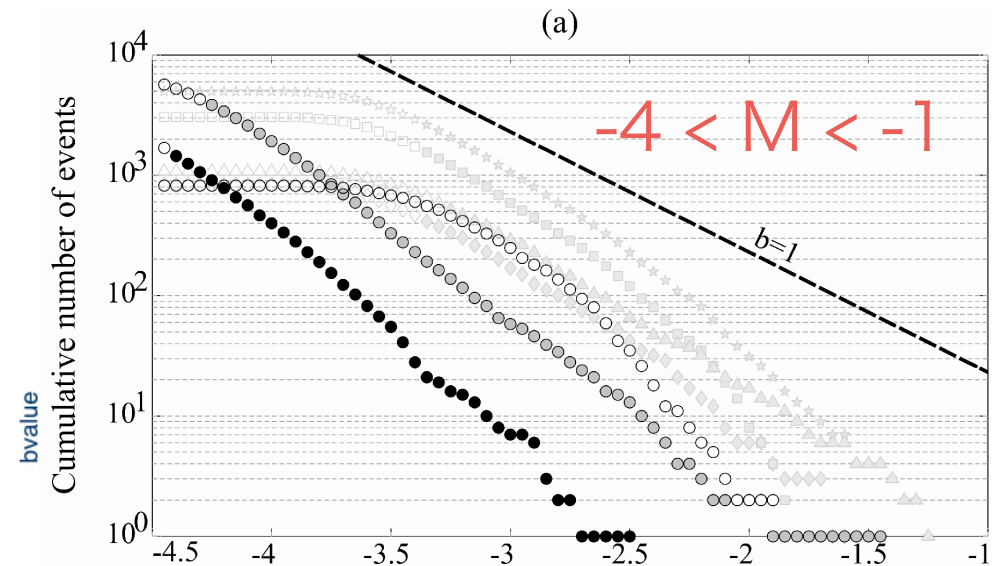
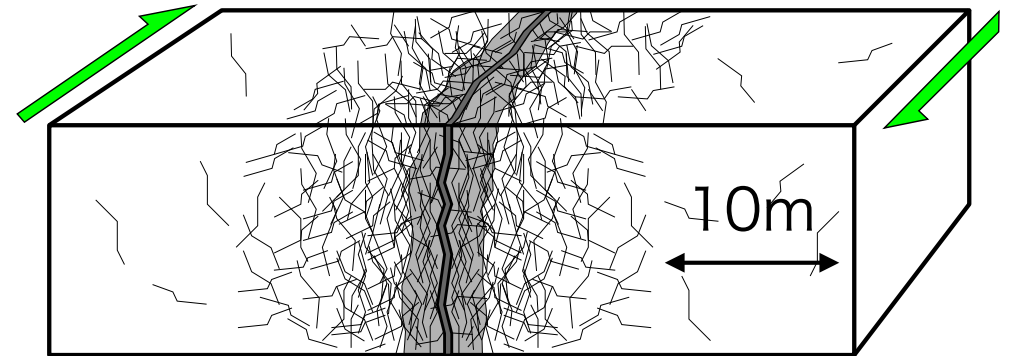
。。。 「最小の地震？」

Gutenberg-Richter 則はどこまで成り立つか？

natural earthquakes



“rockbursts” in mines

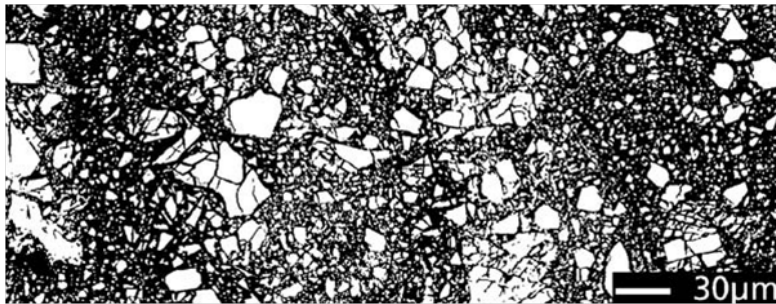


smallest fault size ~ 10cm

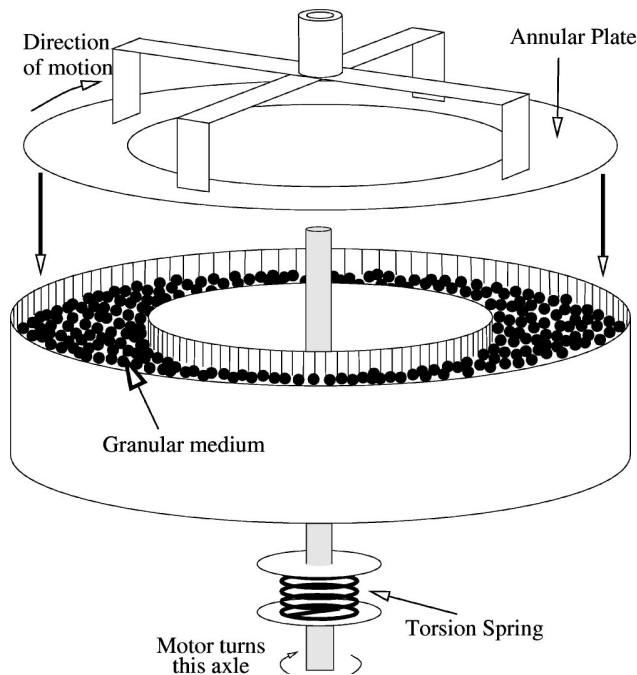
滑り量 ~ $10\mu\text{m}$

Gutenberg-Richter 則はどこまで成り立つか？

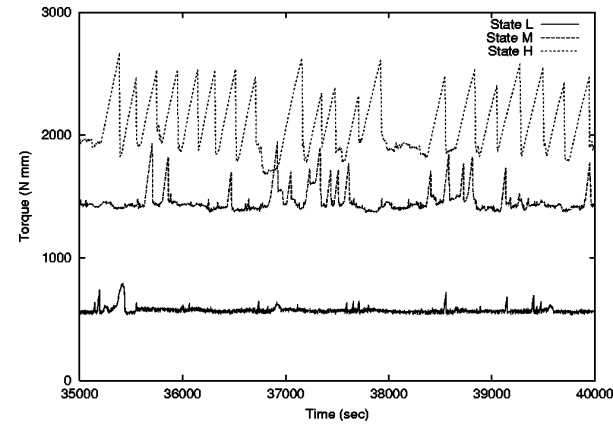
grain-scale avalanches



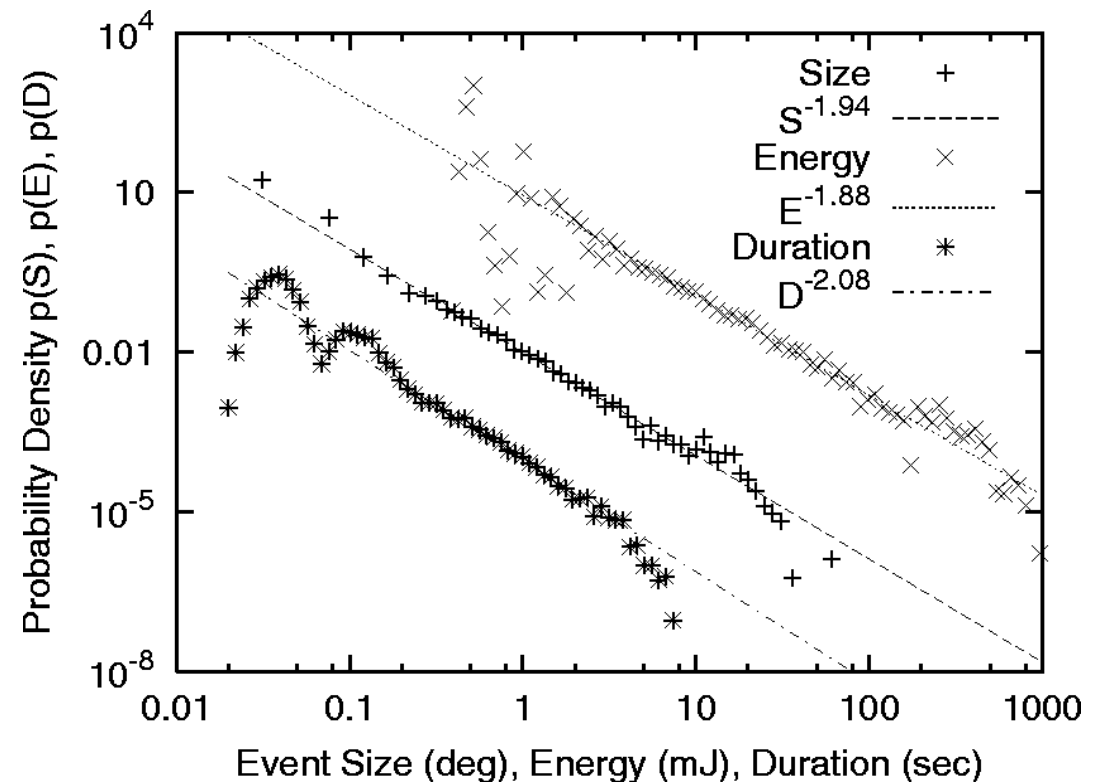
0.1mm



Dalton & Corcoran 2001



$-12 < M < -10$



これら、スケールが全く異なる「地震」のGR則は、
一直線に乗せられるものか？同じメカニズムなのか？

$b \sim 1$ (typically 0.7 to 1.4)

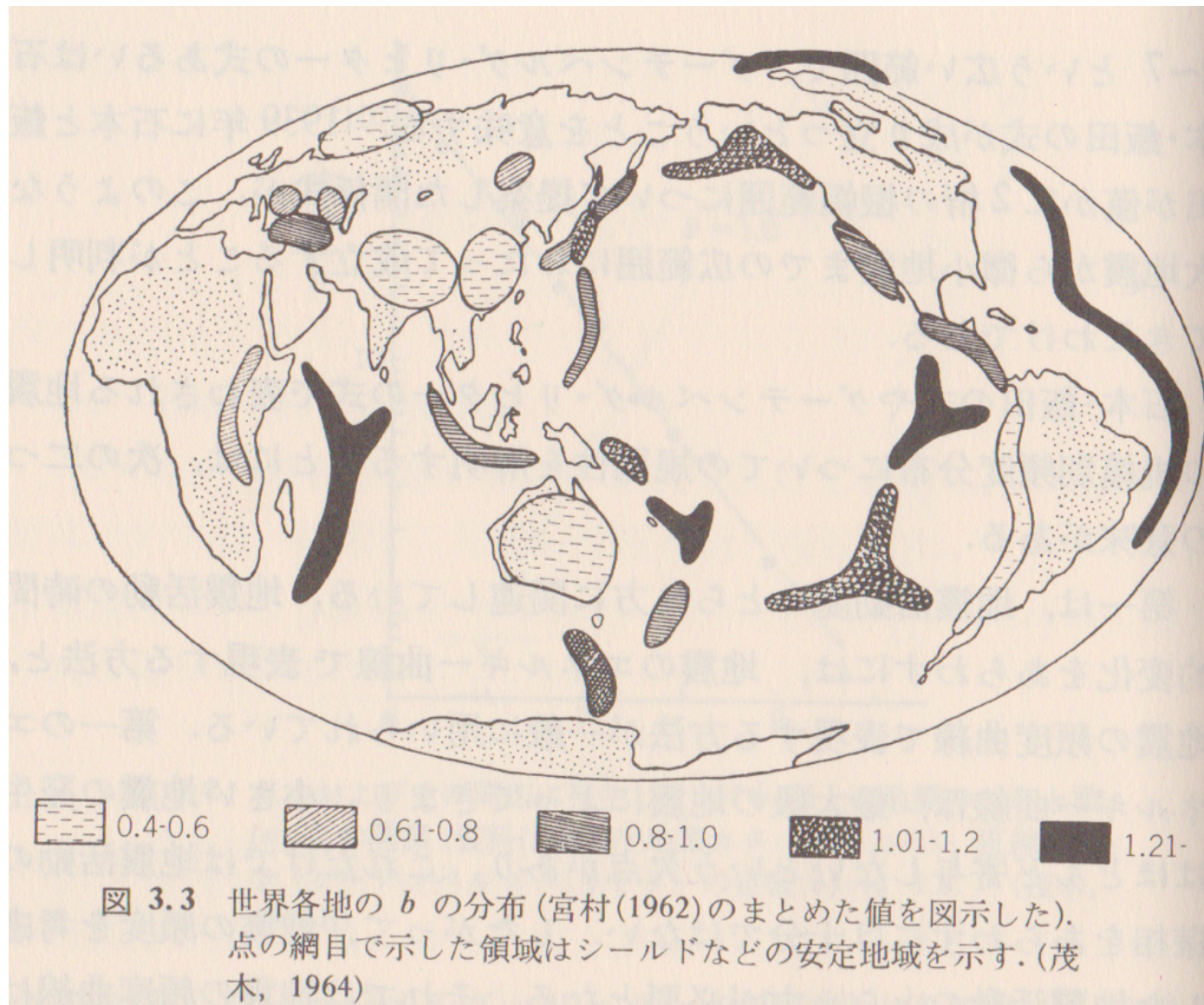
地震に最小スケールは存在するのか？

cf. グリフィス理論 $\rightarrow$ 最小スケールの亀裂

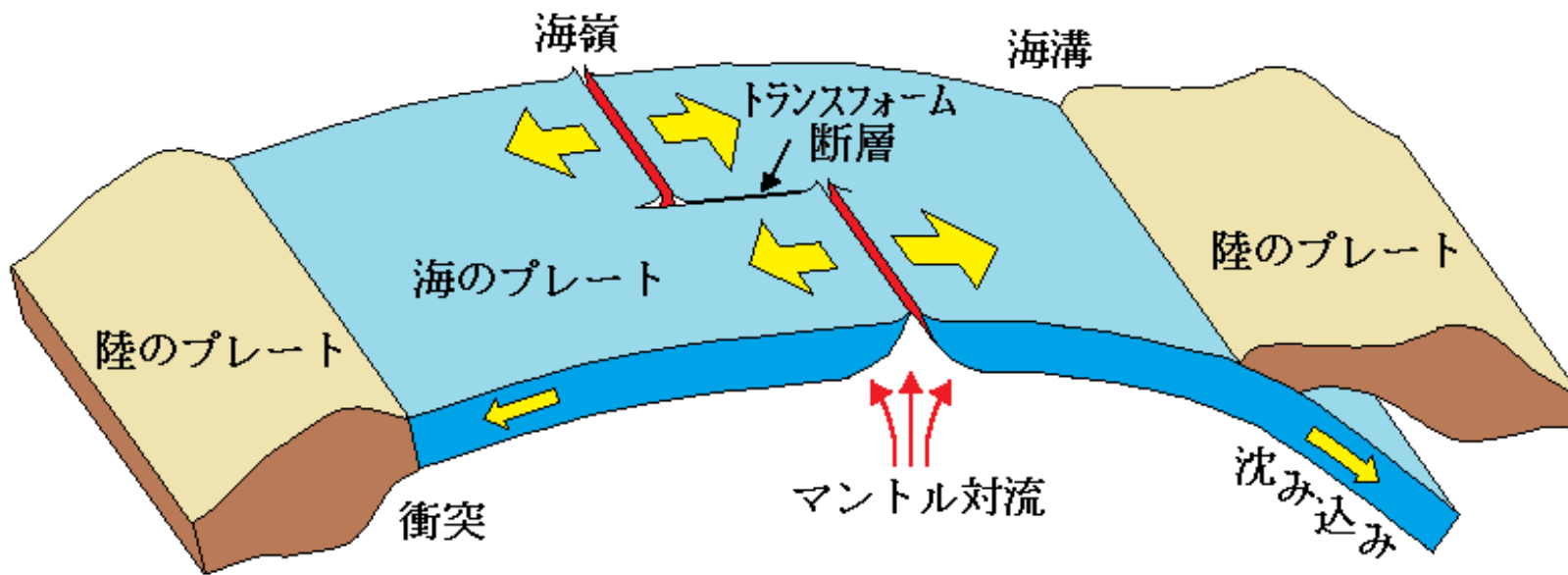
b値のバラつき？

Gutenberg-Richterらはまず地域性を調べた（1949）

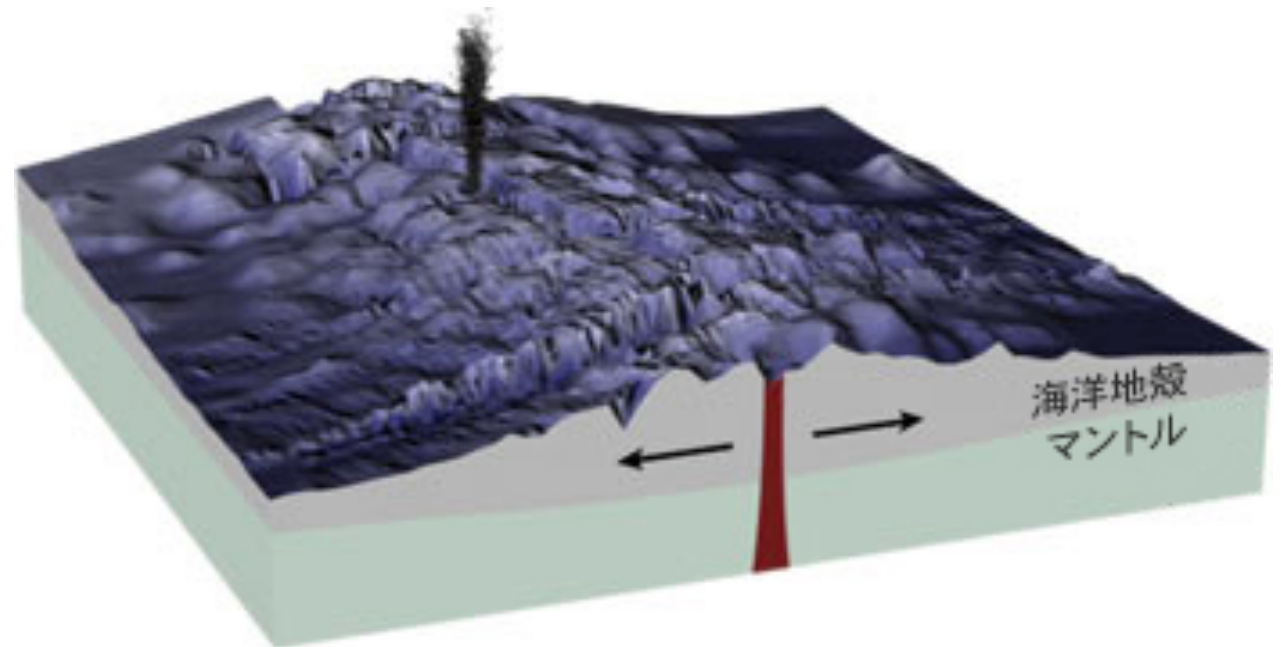
海嶺で大きい。大陸内部で小さい。



(宮村1962)



(防災科研のWEBより)



(Wikipediaの画像)

b値の地域性？

もう少しローカルに見ていくと・・・

- ・ 火山性地震、とくに火道下部数百メートル程度の浅いものではb値は2を上回ることもある。
- ・ 深さ依存性は無いように見える。
- ・ 大地震の前に小さくなることがある。（統計的には？）

そもそも大地震は少ないので統計的有意性を示すのは困難
室内実験からの示唆はある（後述）

- 地域性が分かったところで物理的理解には結びつかない

(とりあえずそれを調べるしか無いというのはある)

- b値が時空に関して揺らぐとすると、GR自体が成立しなくなる

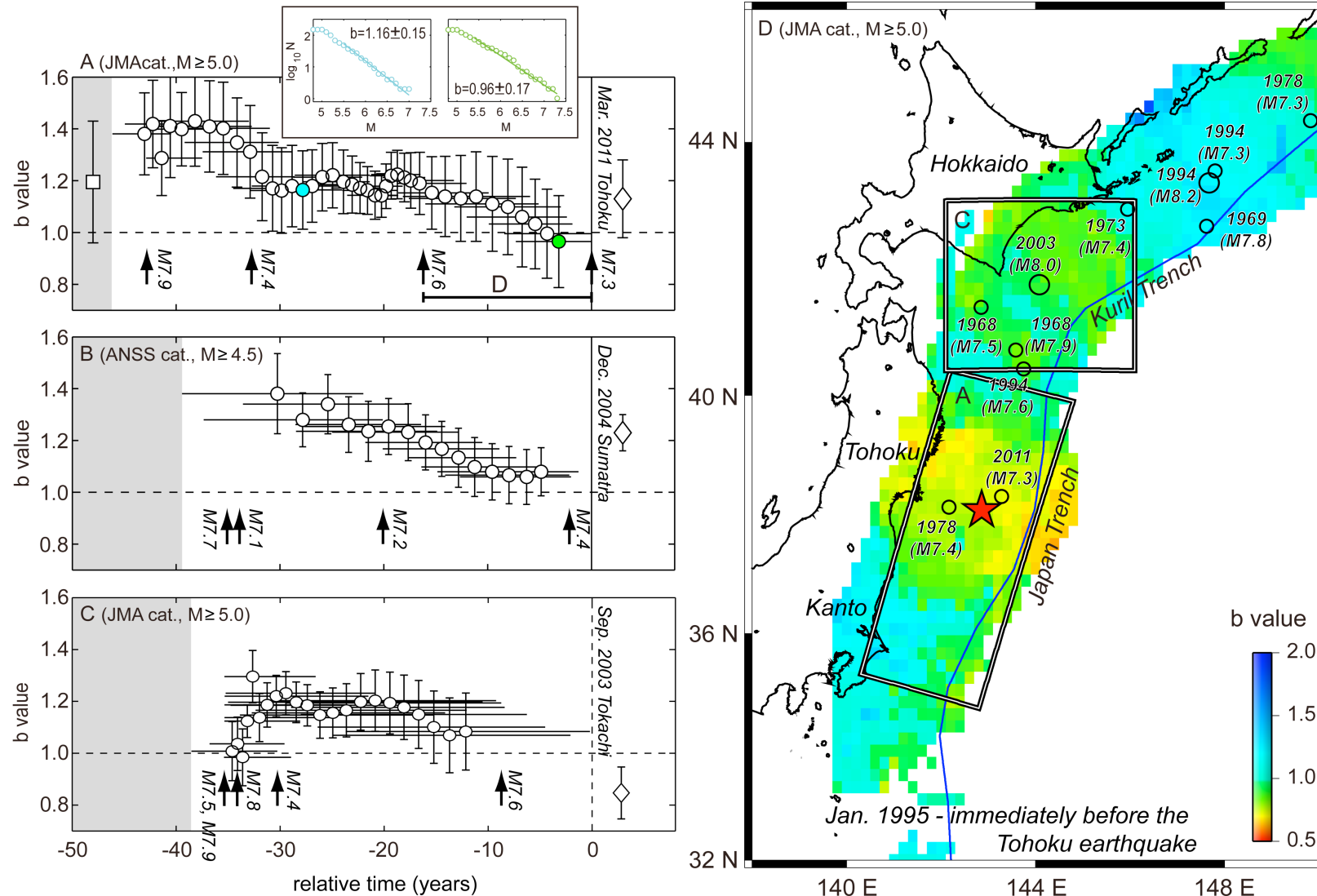
$$N_1(M) + N_2(M) \propto 10^{-b_1 M} + 10^{-b_2 M} \neq 10^{-bM}$$

真のベキ則ではなく、見かけのもの？

大地震の前のb値低下の一例

b decreases just before the Tohoku M9.0 earthquake

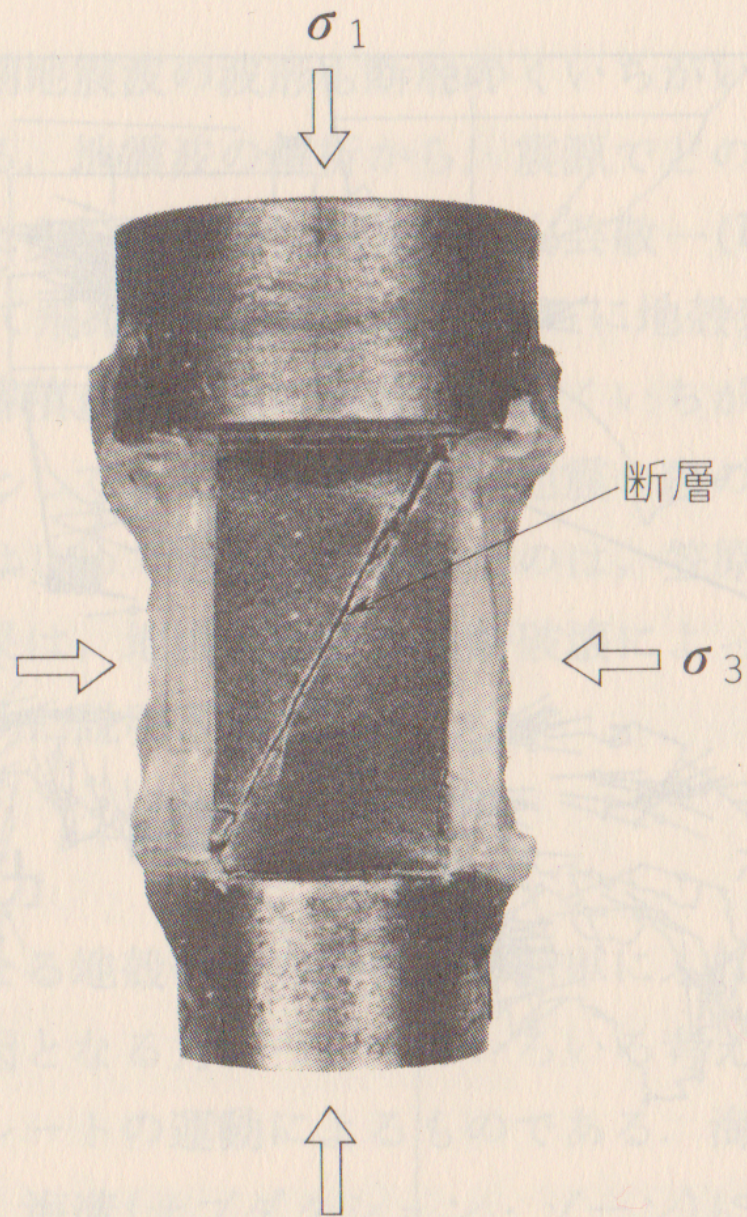
(K. Nanjo et al., submitted)



however, such decrease is not always observed ...

室内実験からの示唆

- ・ 地震は実験出来ないのが難しい。。。
- ・ とりあえず似たような現象を再現してみようという立場はあり得る
- ・ もちろん、地震そのものではない
- ・ ただし微小破壊活動を見ればGRや大森則などを示す
- ・ 地震がスケールフリーならば、ごく微小な地震とも見れるのでは？
- ・ 「箱庭」的思想？



2.2 地下深部で想定される3軸圧縮応力下の岩石の破壊。 σ_1 は最大主圧力， σ_2 は中間主圧力(紙面に垂直)， σ_3 は最小主圧力。このような応力下では剪断破壊によって断層運動が発生し，断層面は σ_2 に平行になる。岩石試料はドロマイト。

b値は応力の減少関数？

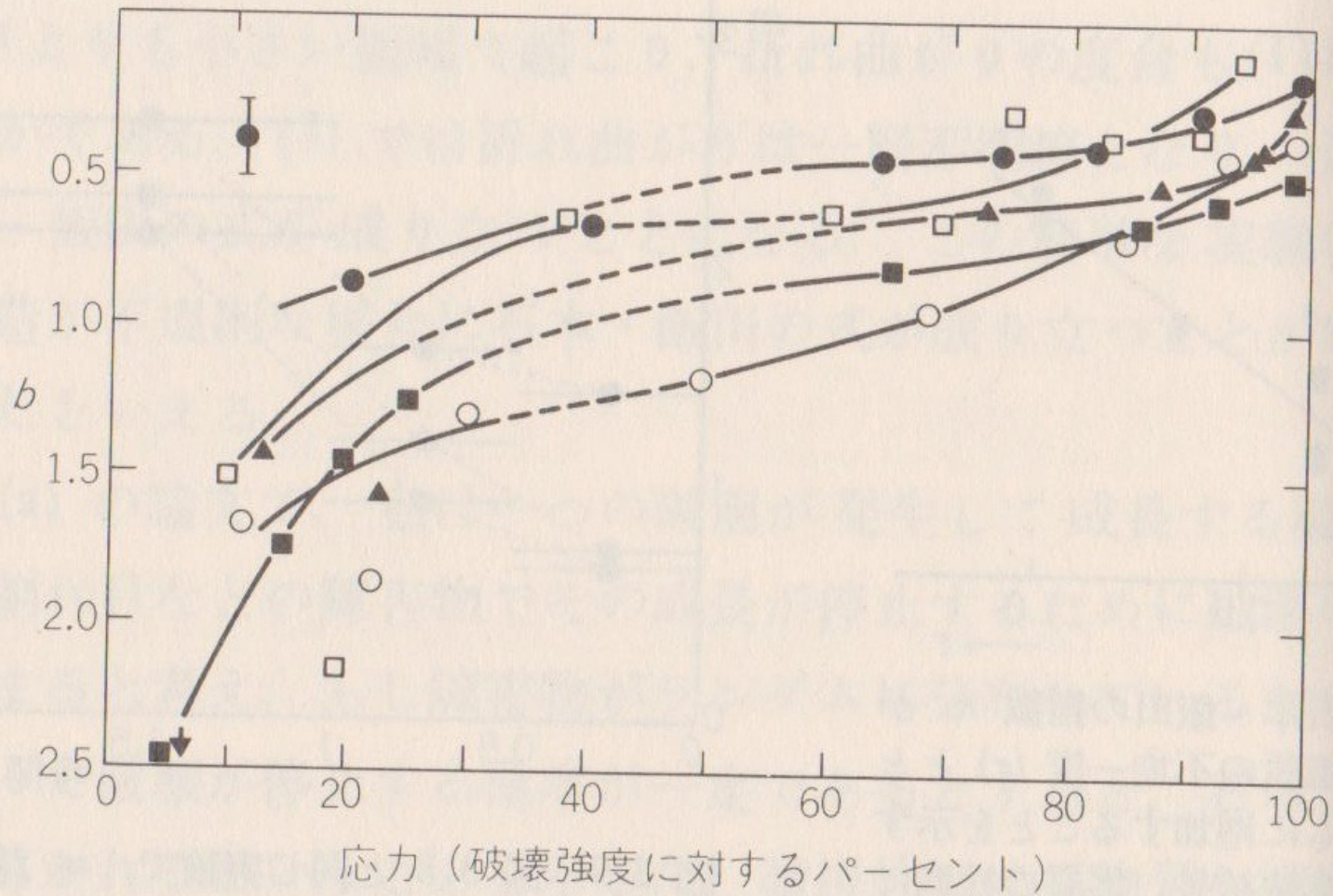


図 3.10 各種の結晶質岩石試料を一定増加速度で加圧していった場合の AE の $b(=m-1)$ 値の変化. (ショルツ, 1968)

b値は亀裂の連結性？

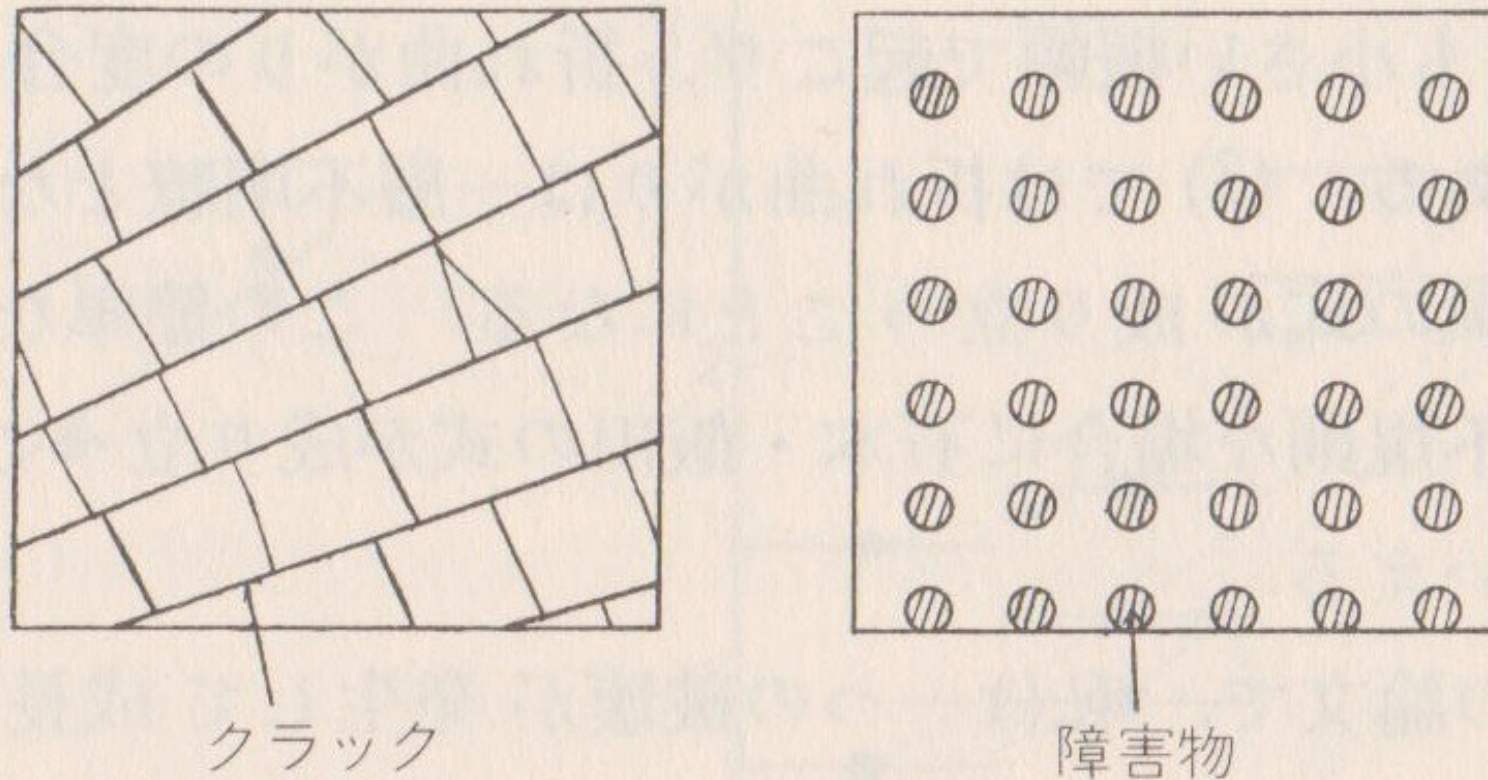


図 3.6 人工的に作った規則的構造. 左は規則的な割れ目を発生させた松脂, 右は障害物を規則的に配列させた場合. (茂木, 1962b)

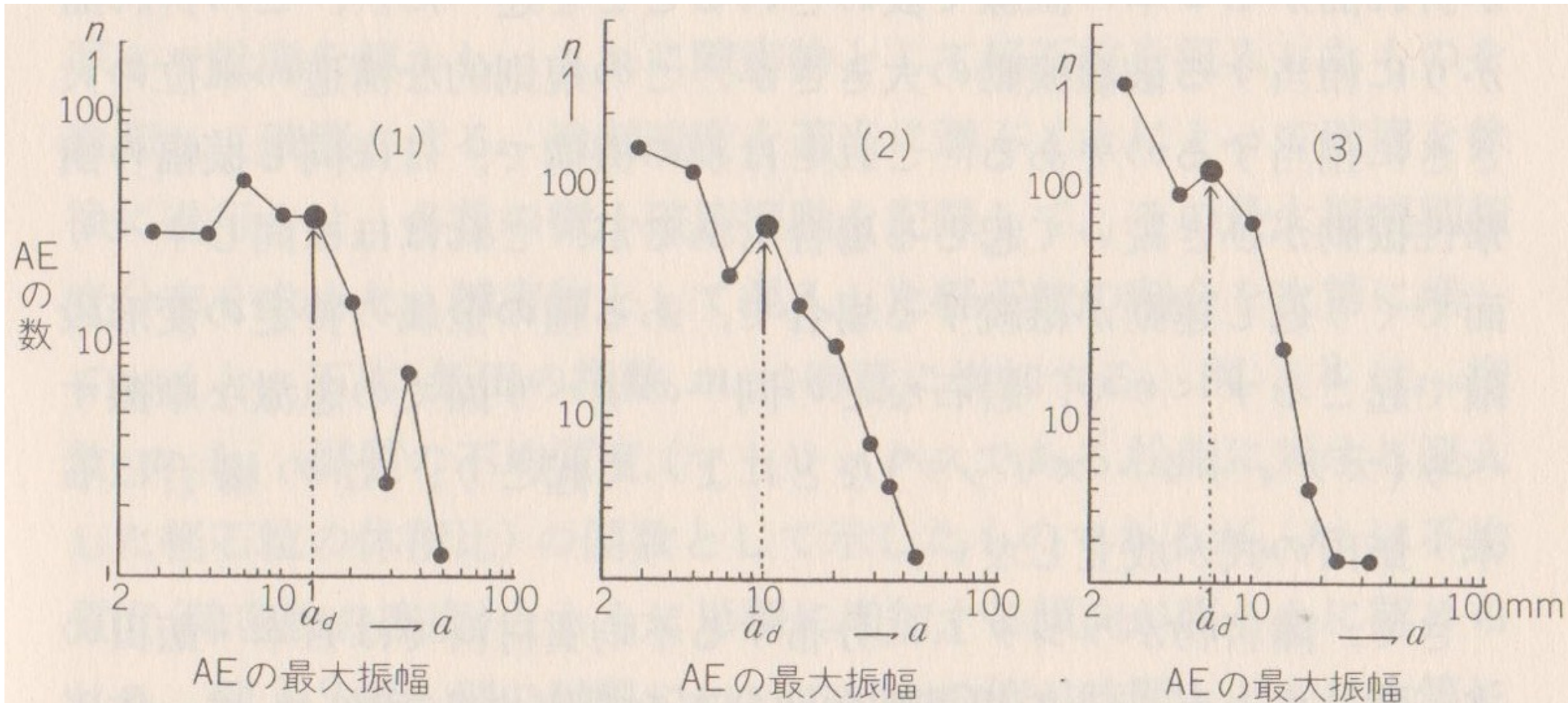
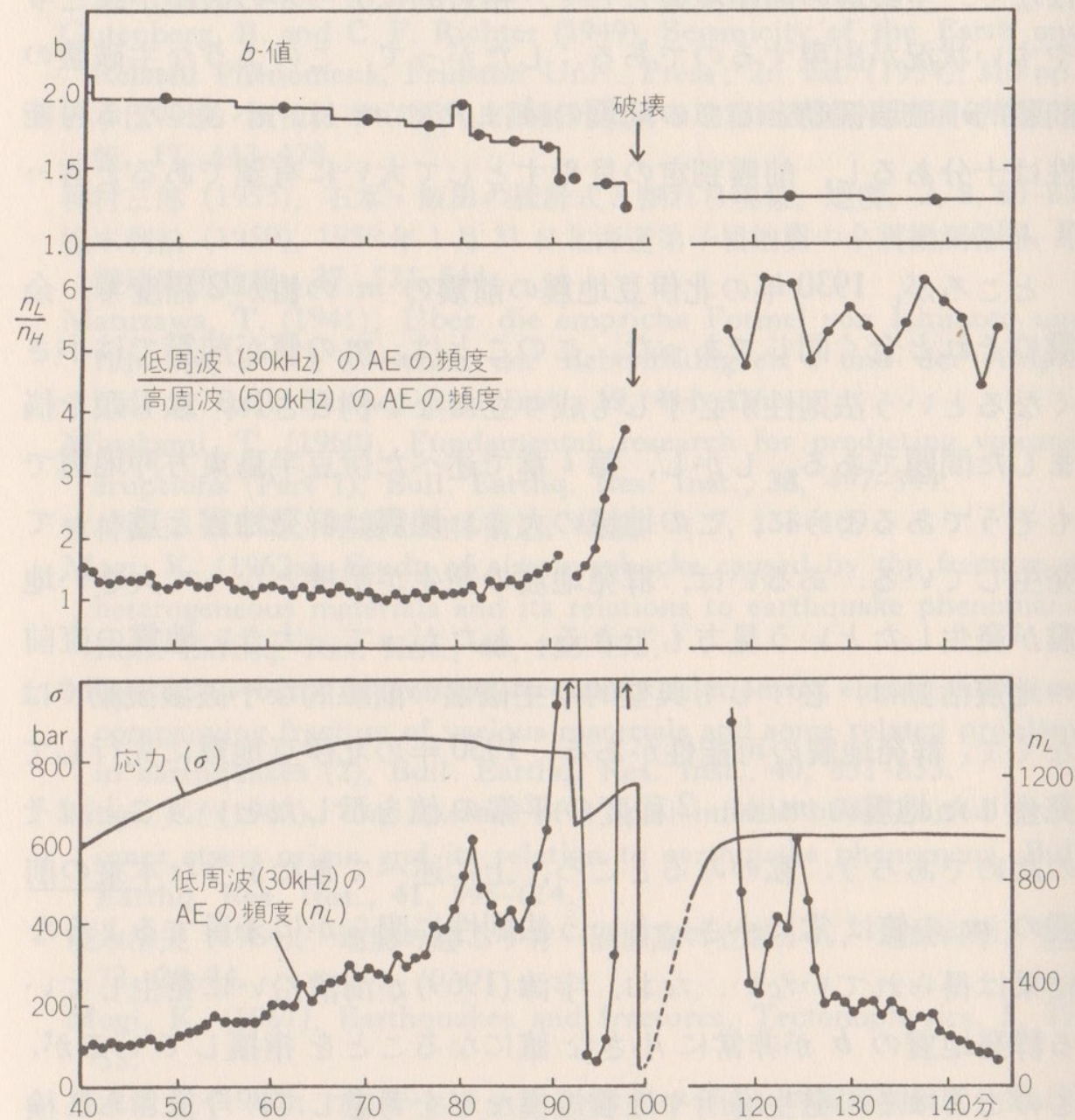


図 3.7 図 3.6(左)に示した規則的なクラックパターンをもつ松脂をさらに冷却させ、破壊させていった場合の AE の最大振幅と数の関係の変化. (1): 0 秒~30 秒, (2): 30 秒~60 秒, (3): 60 秒~120 秒. 時間とともに最大振幅と数の関係の折れ曲がりの度合が小さくなり, 次第に直線に近づく. (茂木, 1962 b)



応力一定でも**b**値変わる

図 3.13 ほぼ一定応力下で破壊する場合，破壊の前に b 値が減少することを示す実験結果（最上段）．応力の変化を最下段に示したが，破壊の前はほぼ一定，もしくは減少している．中段は低周波フィルターを通して数えた AE の頻度と，高周波フィルターを通して数えた頻度の比の変化を示す．（茂木，1981）

実は、本質的に同じことを石本と飯田が先(1939)に発見していた

「地震計の最大振幅Aがベキ的に分布」

$M_L = \log A + f(d)$ を考えれば、本質的に同じこと

1。ただし、彼らの論文は日本語だった

石本巳四雄・飯田汲事, 1939, 微動計による地震観測(一), 震研彙報. 17, 443~478.

2。激動の世界情勢

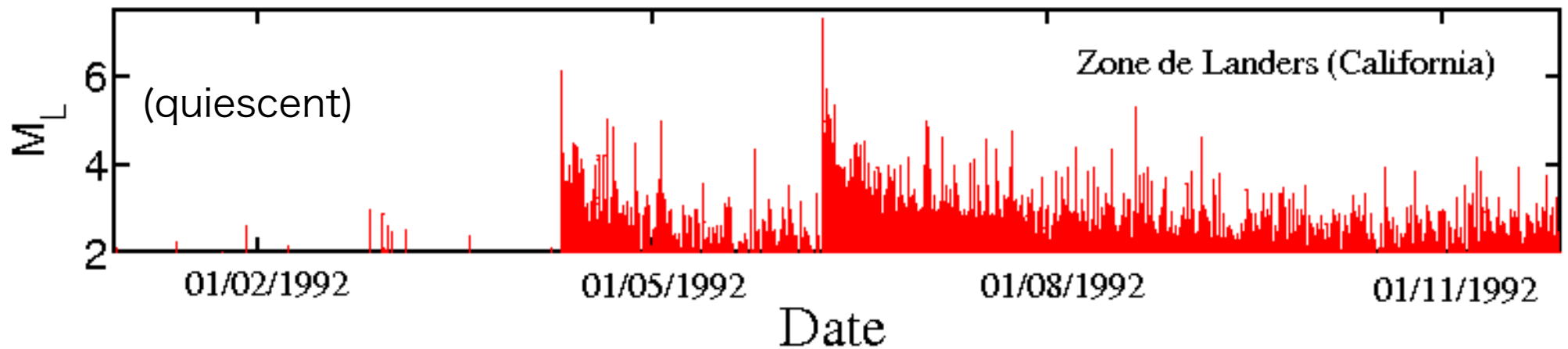
欧州：独ソ不可侵条約、ドイツとソ連のポーランド侵攻

国際：ノモンハン事件（国連脱退は1933年）

国内：男子の長髪禁止、白米禁止令、石油・石炭配給制、東大平賀事件

3。Gutenberg-Richter則の発表は太平洋戦争のまっ最中

もう一つ、地震の普遍的性質：余震



- apparent correlation in time-series

large event triggers many smaller events

--> aftershocks

余震の発生頻度

大森・宇津則

of aftershocks per unit time at time t
(time elapsed from mainshock)

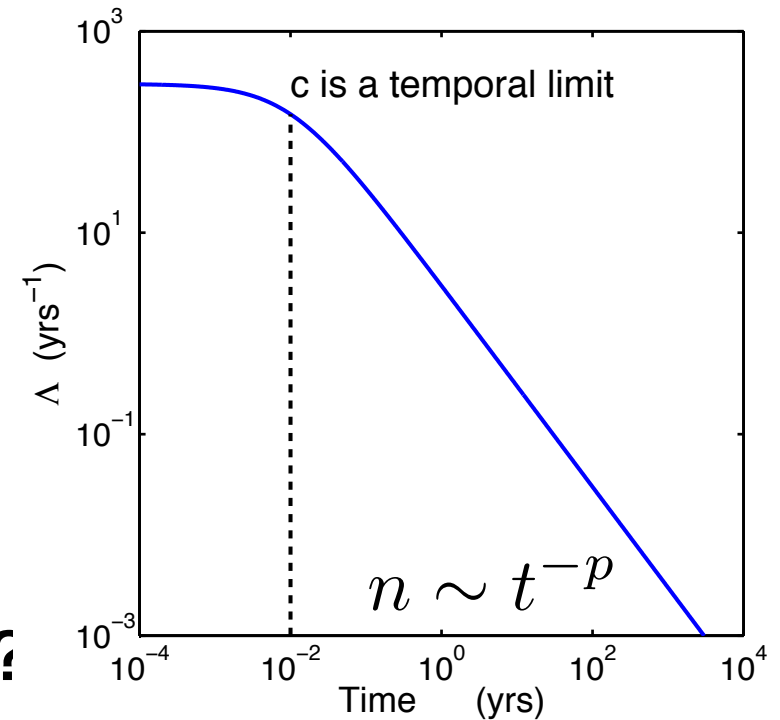
$$n(t) \propto (t + c)^{-p}$$

$$p \simeq 1$$

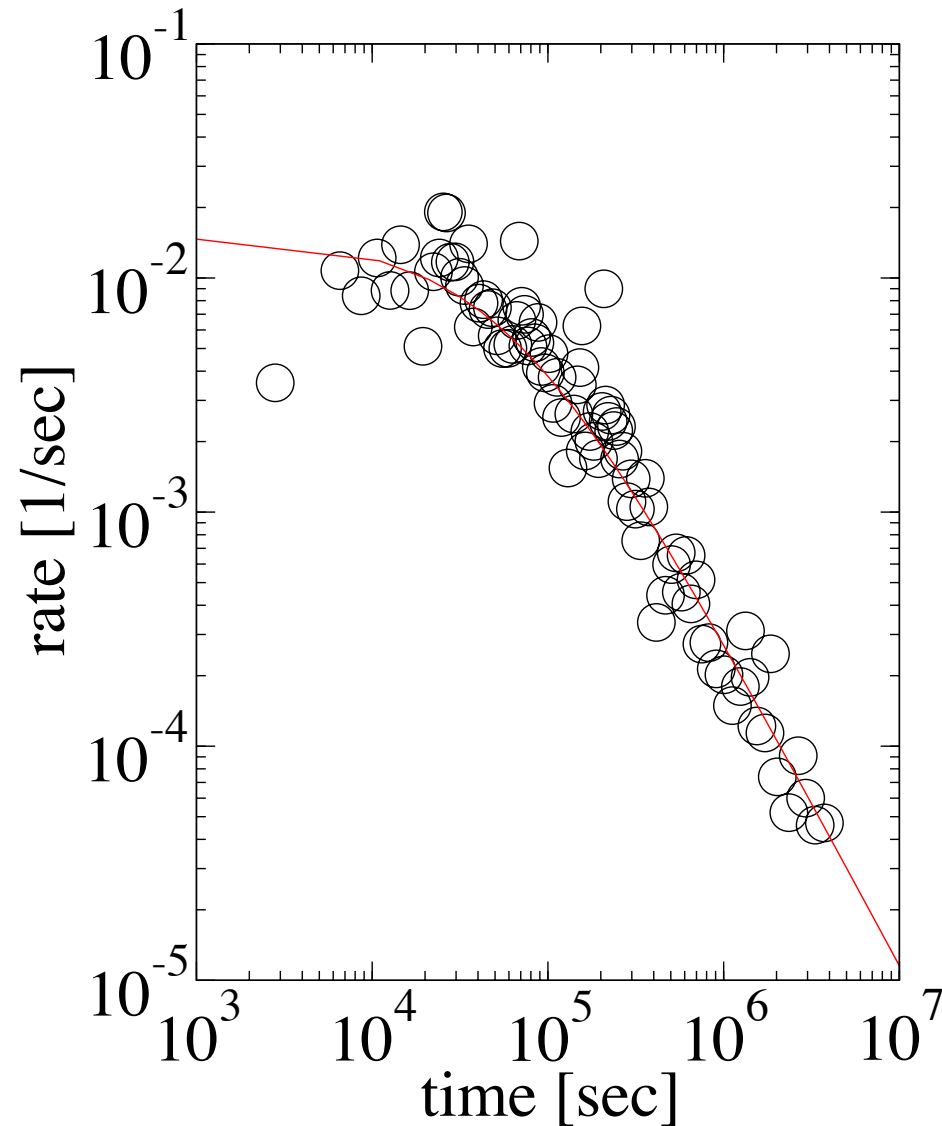
$$c \sim O(1) \text{ to } O(100) \text{ min.}$$

both p & c may fluctuate....

what rules this fluctuation?



大森・宇津則

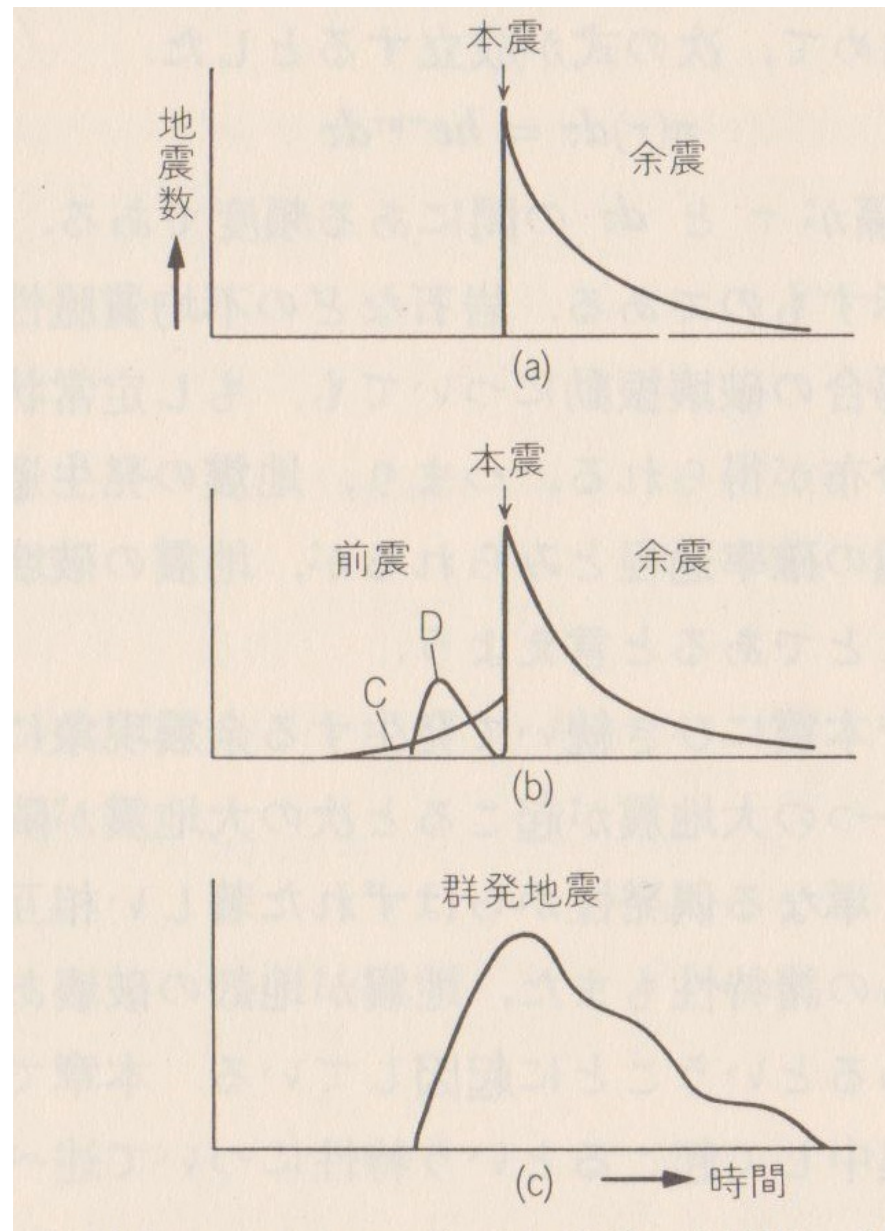


岩手県鬼首地域における余震発生頻度。
1996年8月11日にやや大きめ(M5~6程度)
の地震が立て続けに三つ発生した.ここで
はその後9月30日までの地震発生率を
とっている.実線は大森則で、 $p = 1.4$, $c =$
 6×10^4 (s) としたもの.

いくつかの性質（余震）

- ・ 指数 p は下限マグニチュードに依存しない
 - ・ つまり余震の b 値は時間依存しない
(いつでも大きい余震が起こりうる)
- ・ p 値と本震のマグニチュードは相関無し
- ・ 一つの本震に対して複数の余震域を定義し、その領域ごとに p 値や b 値が異なるという話もあるが、指数の異なる大森則の重ね合わせは大森則にならないという問題。

余震と前震



いくつかの性質（前震）

- ・ 逆大森則が成立することがある（？）

of foreshocks per unit time at time t

$$n(t) \propto (t_0 - t + c)^{-p}$$

→ 地震予知に使えるのでは？

- ・ 前震についてもGRが成立

（前震に対する b 値） < （余震に対する b 値）

- ・ 詳しい話は5月6日の講義で