

地殻・上部マントルのレオロジー

高温・長時間では、岩石は流動する。

- ・線形粘弾性体（歪速度はせん断応力に比例）
⇔ 流体力学（ナビエ-ストークスの式）

- ・べき乗型流動則（歪速度はせん断応力のべき乗に比例）
比例係数の温度依存性が大い。

参考書

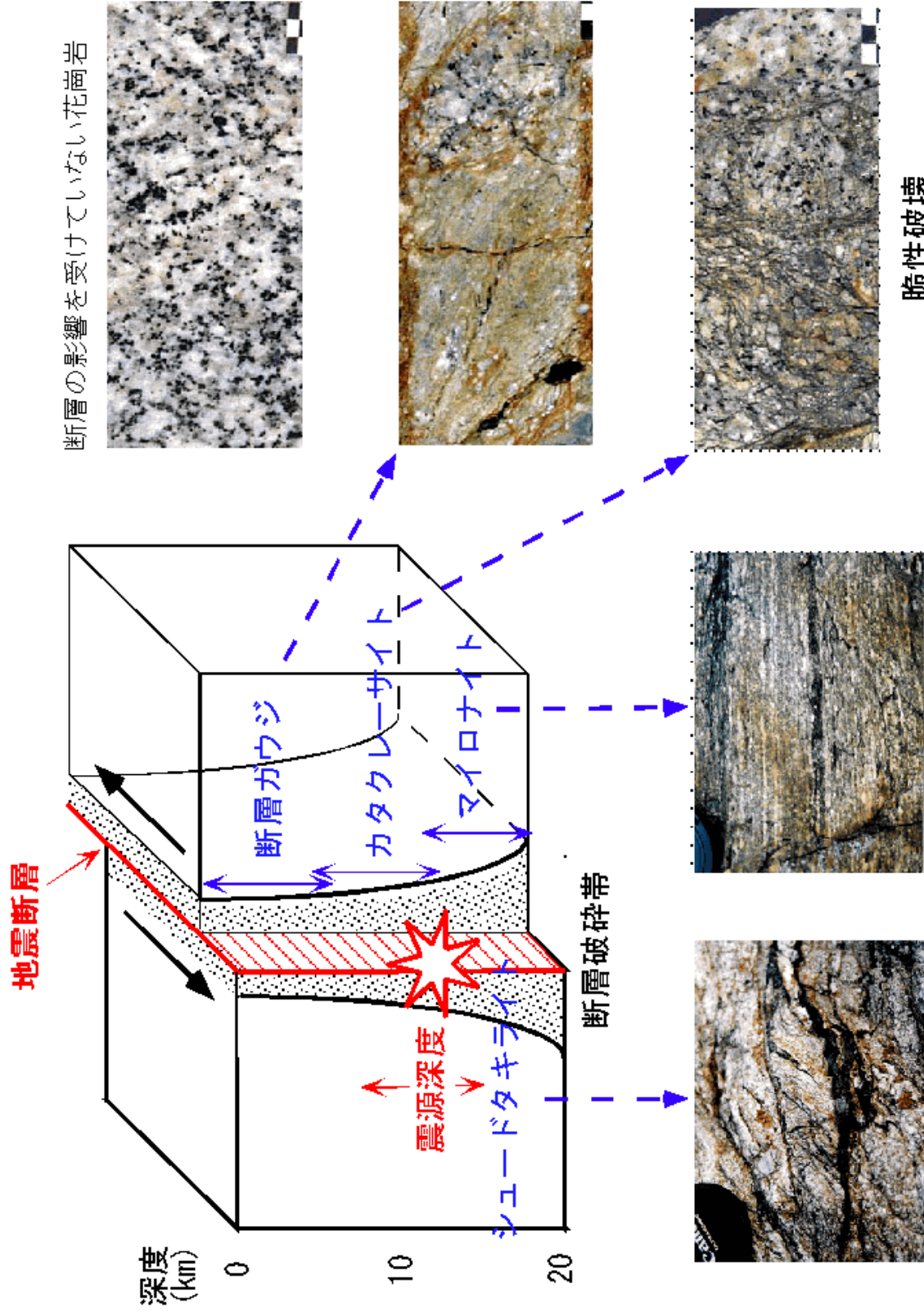
岩波講座地球科学2 地球の物質科学 I

レオロジーと地球科学 唐戸俊一郎

グローバルテクトニクス 杉村 新

色々な深度の断層岩(産業技術総合研究所，藤本さん)

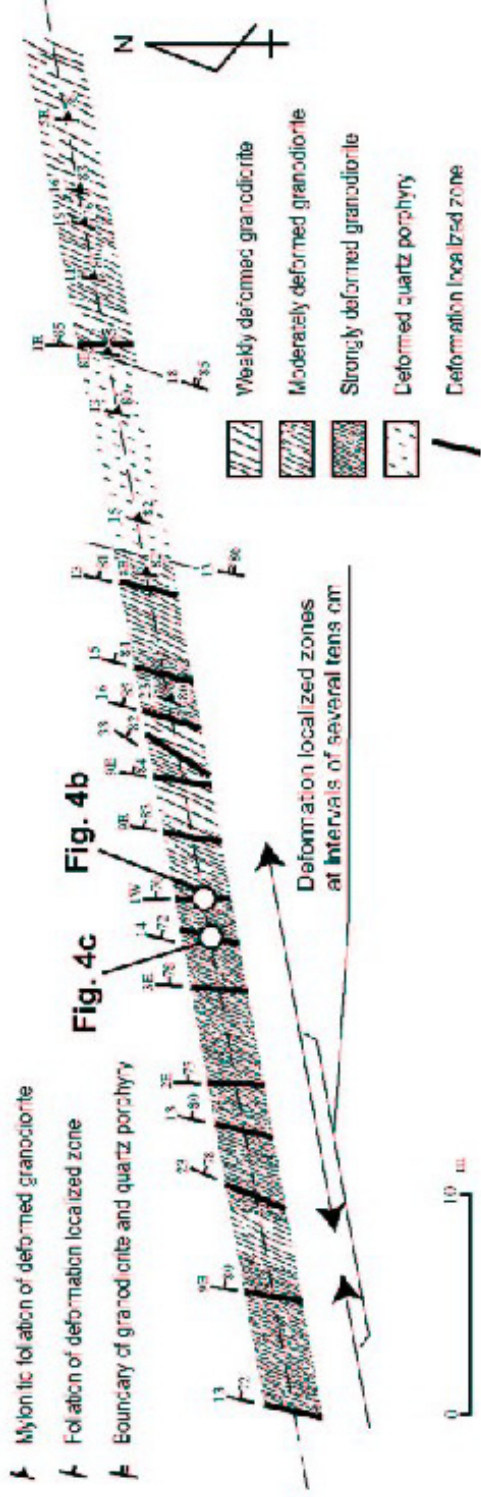
断層のモデルとそこに分布するさまざまな断層岩



高速すべりのために一部溶融

脆性一塑性の繰り返しの証拠

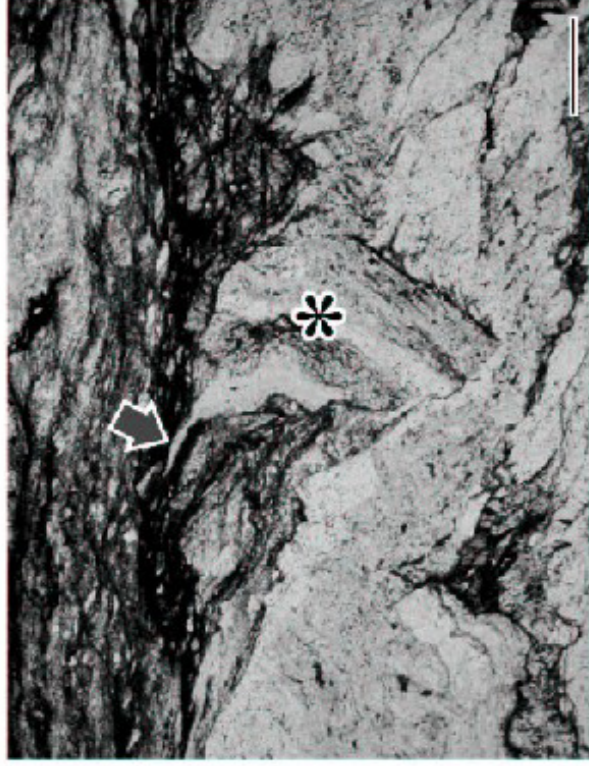
a



b マイロナイトが破壊でフラグメント化



c フラグメントのマイロナイト化



線形粘弾性

a. 応力緩和とマクスウェル模型

図1: マクスウェル模型

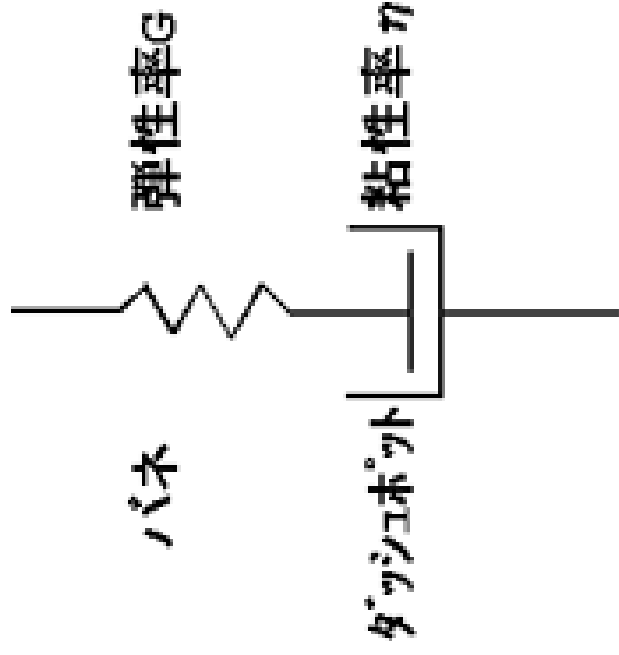
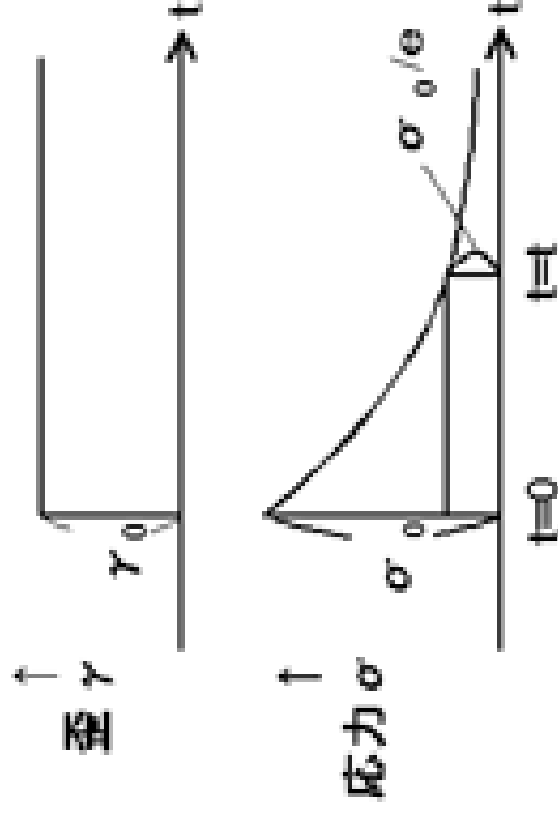


図2: 応力緩和



マクスウェル粘弾性体に時間 $t=0$ 以後一定の歪 γ_0 を与える
と、応力 σ は時間とともに減少する。
 $t=0$ における応力 σ_0 の $1/e$ になるのに要する時間 τ を緩和
時間という。

このマクスウェル模型に応力 σ を加えたとき、歪 γ が生ずるとする。バネの歪を γ_1 、ダッシュポットの歪を γ_2 とすれば、全体の歪 γ はその和であるから、

$$\gamma = \gamma_1 + \gamma_2 \dots (1)$$

また、直列結合なので、バネに加わる応力 σ_1 とダッシュポットに加わる応力 σ_2 は等しいので、これを σ とおくと、

$$\gamma_1 = \sigma / G, \quad d\gamma_2 / dt = \sigma / \eta \dots (2)$$

式(2)を式(1)へ代入すれば、

$$d\gamma / dt = (1 / G) (d\sigma / dt) + (\sigma / \eta) \dots (3)$$

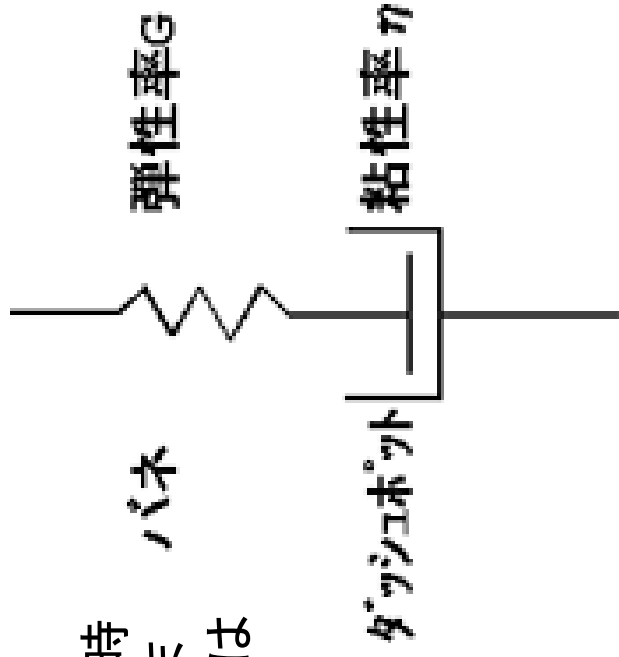
が得られる。これはマクスウェル方程式とよばれる。時間 $t=0$ に一定の歪 γ_0 が瞬間的に与えられ、そのまま保持されるとき、すぐに応答するのはバネだけで(3)は

$$d\sigma / dt = -(G / \eta) \sigma \dots (4)$$

となり、この解として

$$\sigma = \gamma_0 G e^{-t/\tau} \dots (5)$$

が得られる。ただし、 $\tau = \eta / G$ は緩和時間である。



b. クリープとフォークト模型

図3:フォークト模型

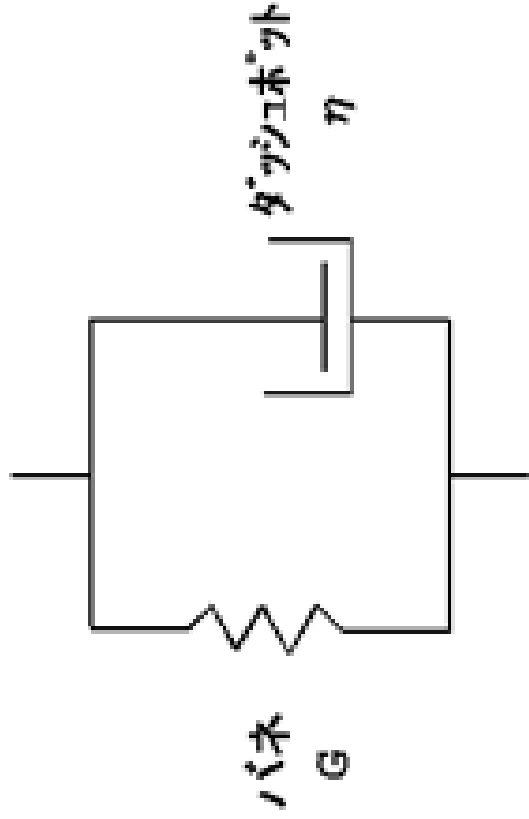
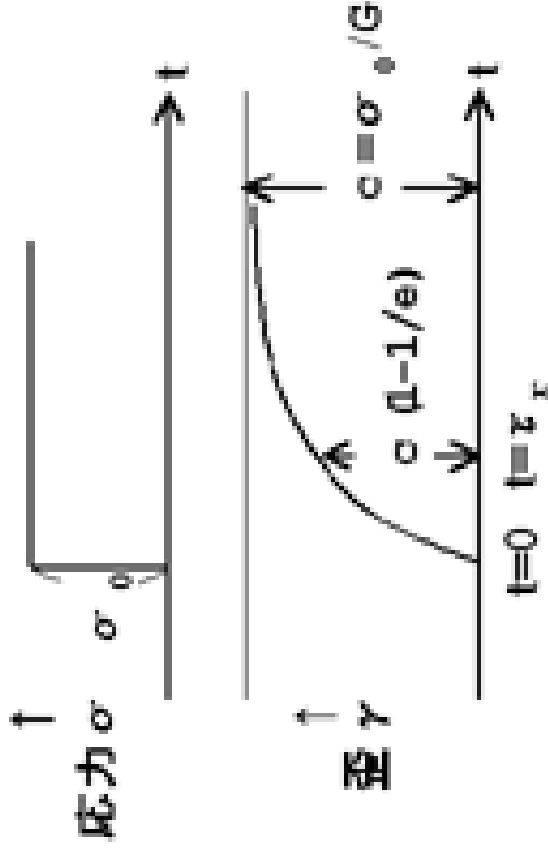


図4:クリープ



フォークト粘弾性体に時間 $t=0$ に一定の応力 σ_0 を加えると歪 γ は時間とともに増加する。歪が最終的な値の $(1 - 1/e)$ 倍になるのに要する時間 τ_r を遅延時間という。

この現象をクリープ(応力一定下での変形)という。

この模型に応力 σ が加えられたとき、歪 γ が生じたとすれば、全体の応力はバネの応力 σ_1 とダッシュポットの応力 σ_2 との和であるから

$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2 \dots (6)$$

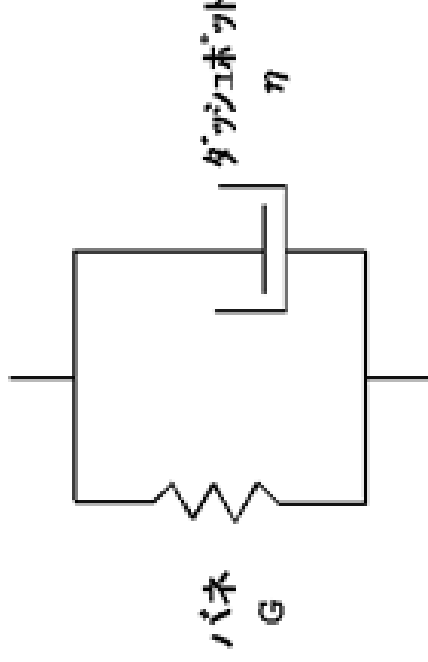
また、並列結合なのでバネの歪 γ_1 とダッシュポットの歪 γ_2 は等しいから、これを γ とおく。バネについての式 $\sigma_1 = G\gamma$ とダッシュポットについての式 $\sigma_2 = \eta d\gamma/dt$ と式(6)より

$$\sigma = G\gamma + \eta (d\gamma/dt) \dots (7)$$

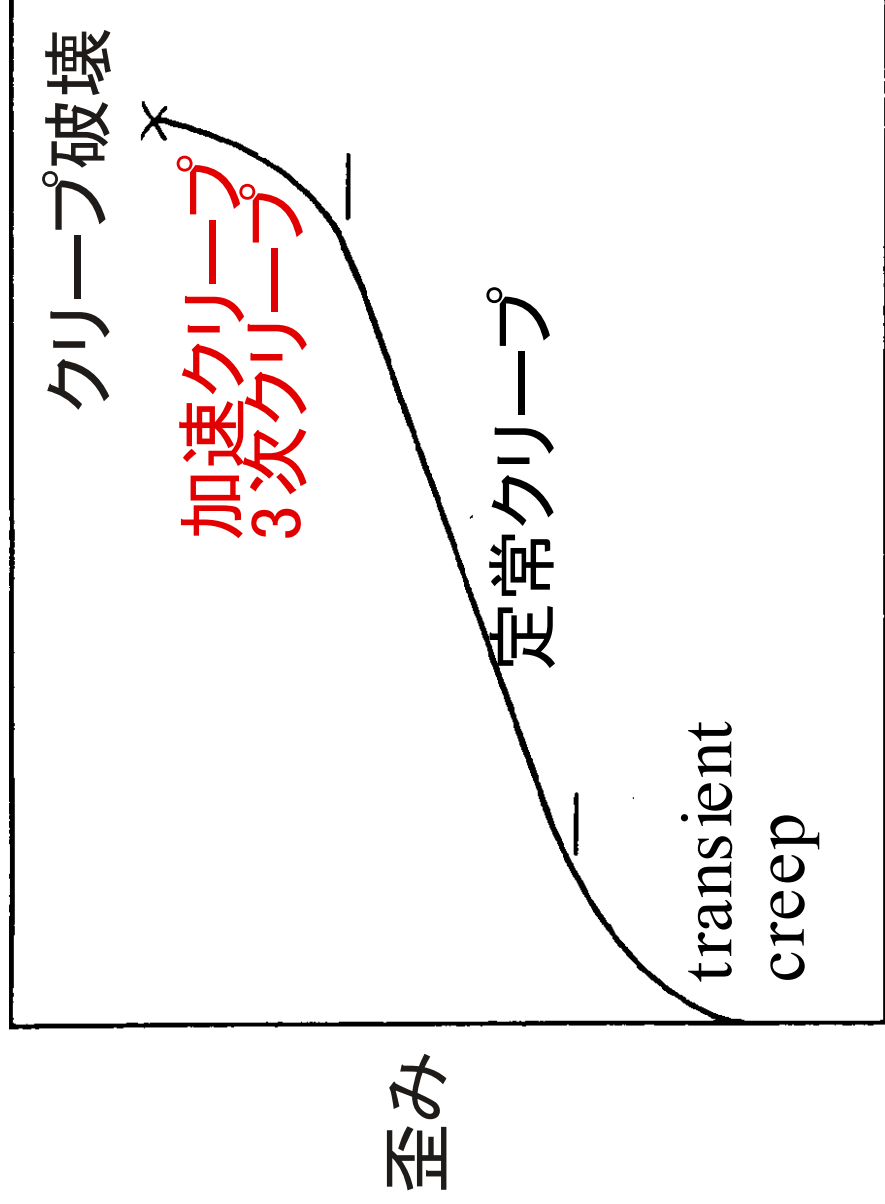
が得られる。これがフオークトの方程式である。時刻 $t=0$ において、一定の応力 σ_0 が与えられたとき、時刻 t における歪は

$$\gamma(t) = (\sigma_0/G) (1 - e^{-t/\tau_r}) \dots (8)$$

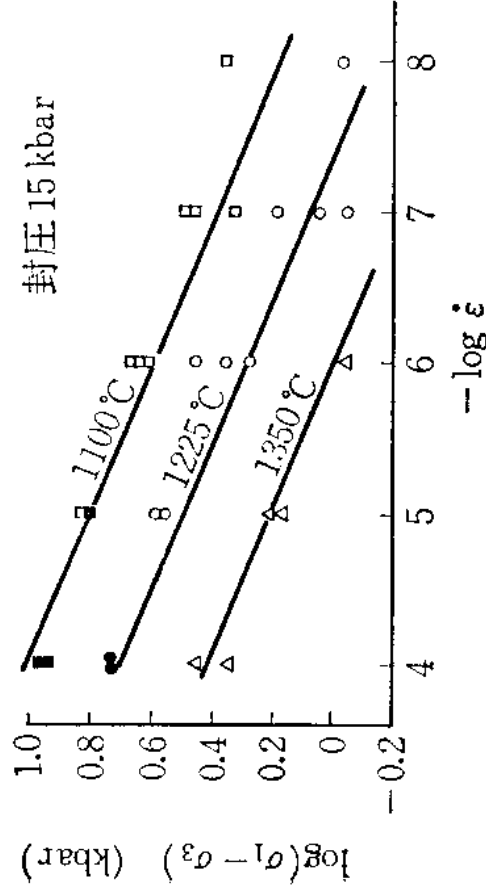
で与えられる。ここで、 $\tau_r = \eta/G$ は遅延時間である。これが先に説明したクリープである。



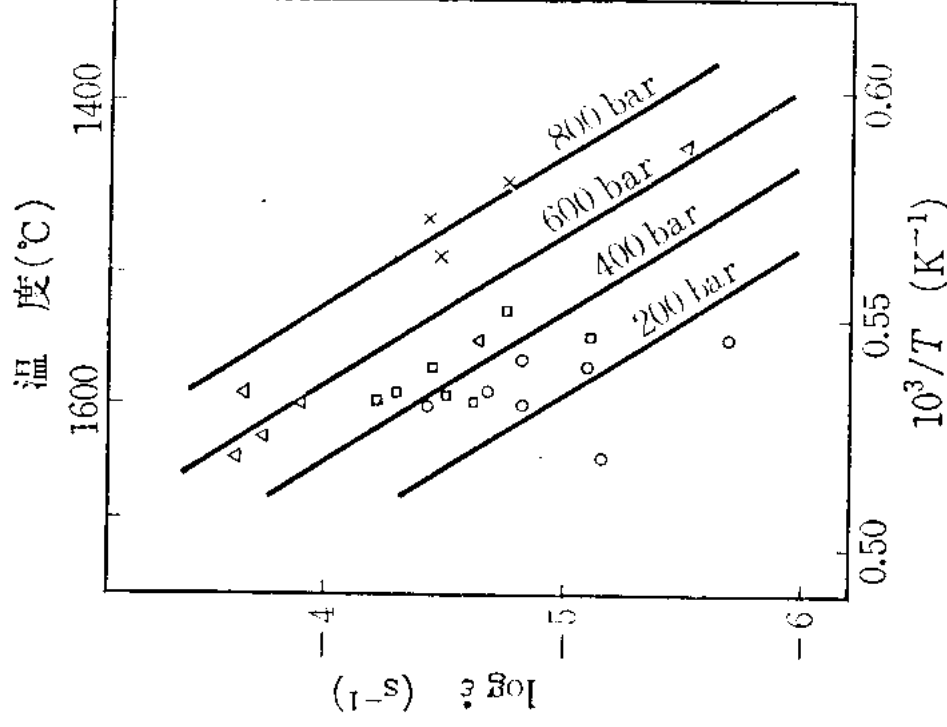
延性変形の時間—歪み曲線



岩石の変形実験結果

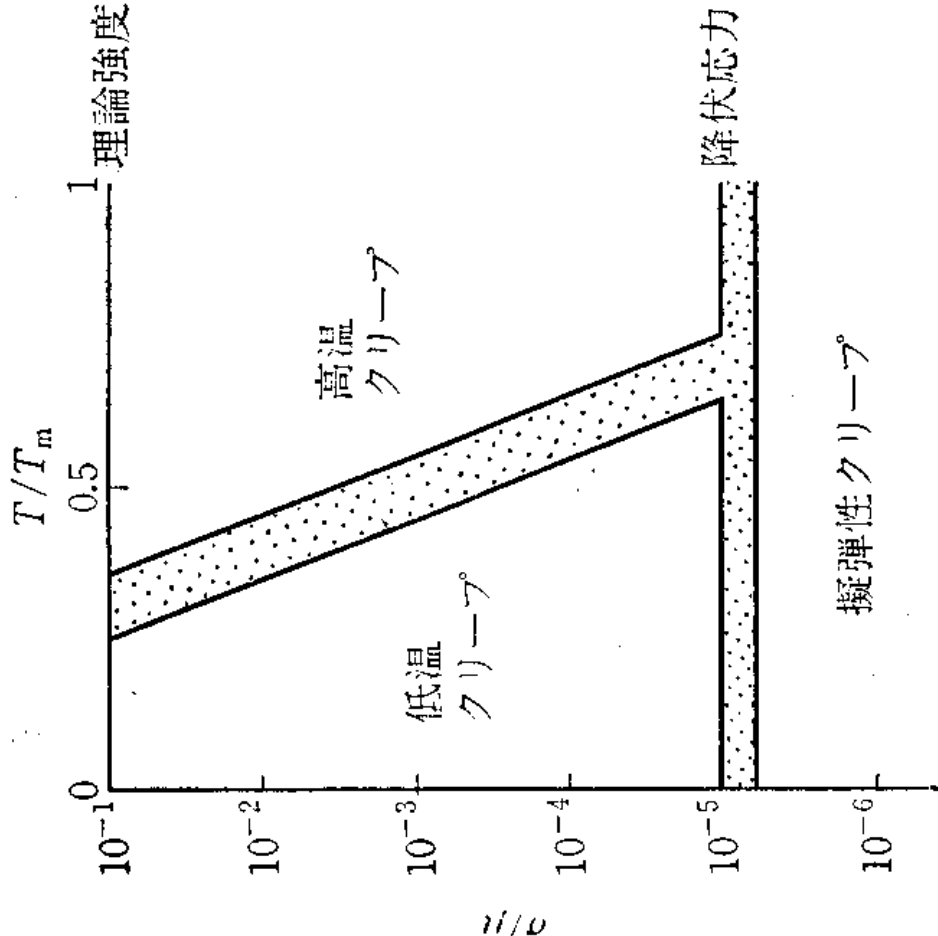


定常クリープにおけるかんらん
岩の応力と歪速度の関係(Carter
& Ave'Lallemant, 1970)

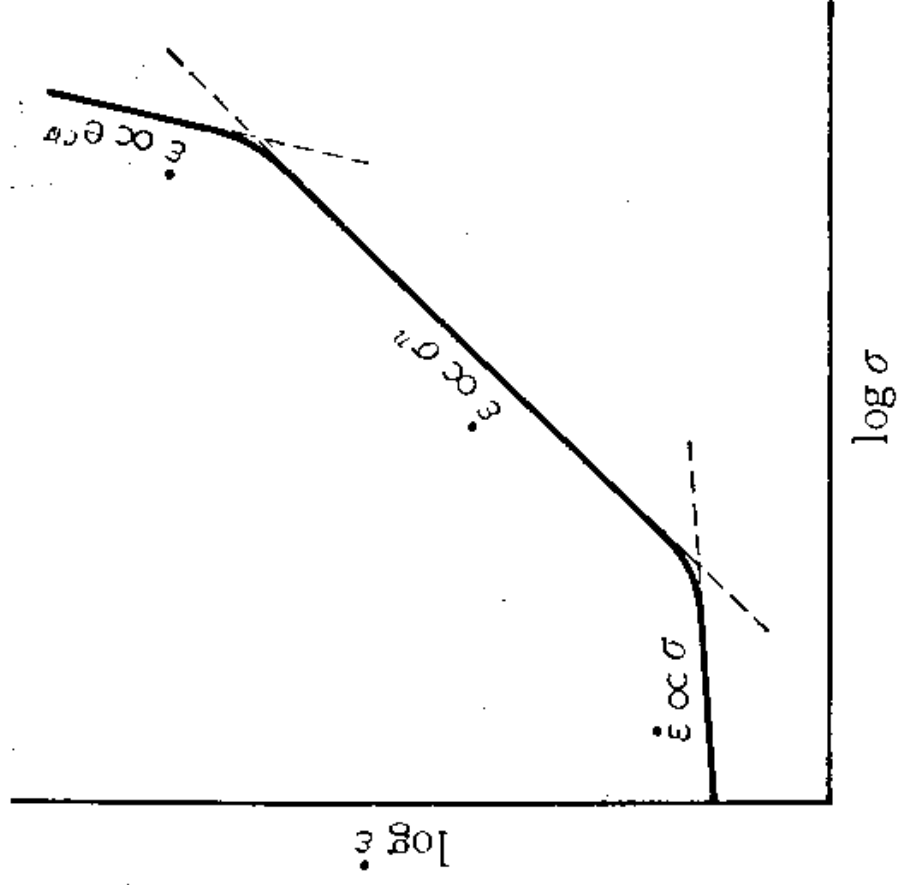


定常クリープにおけるかんらん
岩単結晶の温度と歪速度の関
係(Kohldstedt & Goetze, 1974)

高温クリープの応力依存性



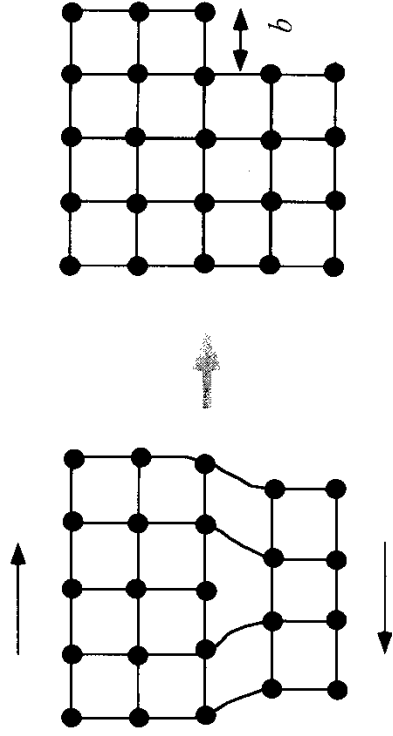
応力と歪の間の一般的な
関係(Weertman &
Weertman, 1975)



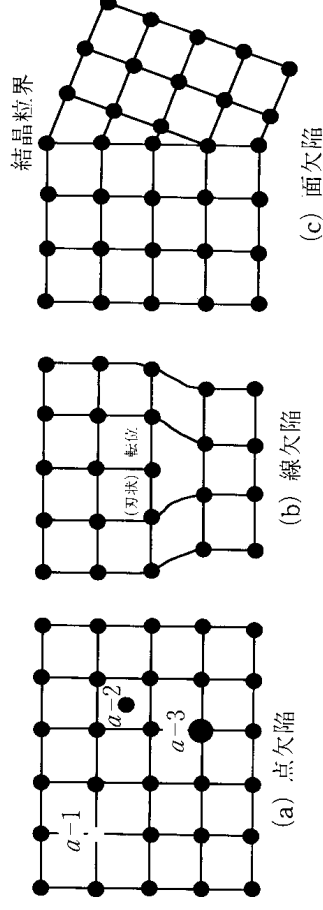
応力と歪速度の間の一般
的な関係 (秋本・水谷,
1978)

クリープの起こり方

(唐戸, 2000)より



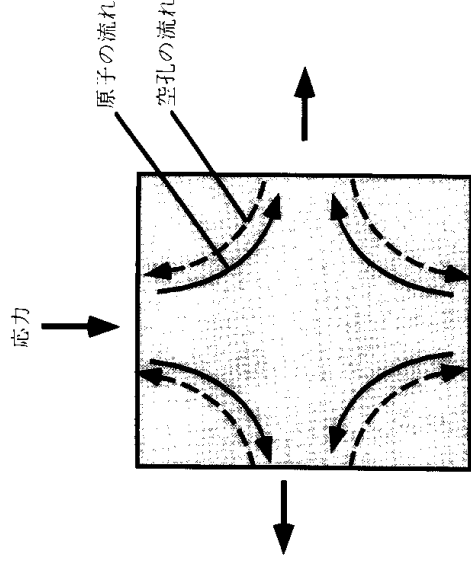
転位クリープの起こり方



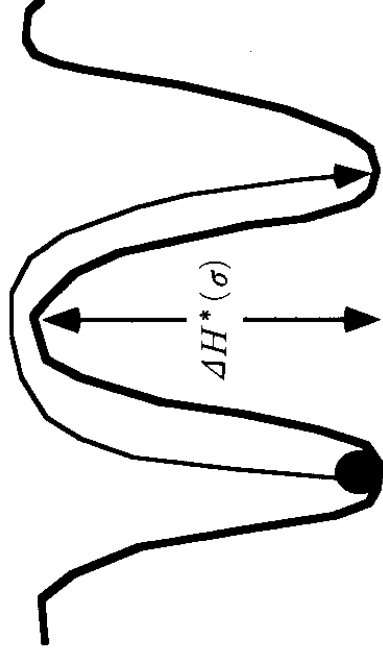
図B-1 代表的な格子欠陥

(a)点欠陥 (a-1): 原子空孔, (a-2): 格子間原子, (a-3): 原子面の違う原子 (たとえばオリビン (Mg, Fe)₂SiO₄ 中の Fe³⁺), (b)線欠陥 (転位), (c)面欠陥 (結晶粒界).

結晶中の欠陥



拡散クリープの起こり方



熱活性化過程による原子の移動

熱活性化過程

$(d\varepsilon/dt) \propto \exp(-H(\sigma)/RT)$ の関係が成り立つ.

H: 活性化エンタルピー ($H(\sigma) = E + PV$, E: 活性化エネルギー; P: 圧力; V: 体積); R: 気体定数; T: 絶対温度

結晶中の原子は、安定位置を中心として熱振動している. 隣の位置に移動するためには、エンタルピーの山, Hを越えなければならない. ある原子がHの状態にある確率は, $\exp(-H(\sigma)/RT)$ となる. よって, 原子の移動の確率(移動の速度となる)は $\exp(-H(\sigma)/RT)$ に比例する.

Eは化学結合を切るのに必要なエンタルピーなので, 融点に比例する. $E \propto RT_m$, T_m : 融点. 融点の5割くらいになると塑性変形が顕著になる.

拡散クリープ

空孔(点欠陥)が移動することによって変形する.

多結晶体の結晶粒界には, 相対的に圧縮や引っ張り応力を受け
るものがある. 圧縮力が大きいと空孔は減少するので, 結晶粒界
近傍の点欠陥の濃度は, 粒界の応力に依存する.

結晶中の点欠陥の濃度勾配により拡散が起こり, 結晶の形が変
化し, 多結晶体が全体として変形する.

$$(d\varepsilon/dt) = A_1(\sigma\Omega/RT)(D_{\text{eff}}/d^2)$$

$$D_{\text{eff}} = D_v + (\delta/d) D_b$$

歪速度は応力に比例. 粒径の2乗に逆比例.

転位クリープ

転位が移動することによって変形する.

転位の運動によるクリープの速さは, 転位の密度 ρ , 転位の運動速度 v に比例する.

$(d\varepsilon/dt) = b\rho v$ b : 転位による結晶格子の変位の大きさ

転位密度は, $\rho \propto b^{-2}(\sigma/\mu)^2$

転位の運動速度は熱活性化過程で決定される.

$$(d\varepsilon/dt) = A_2 (\sigma/\mu)^n \exp(-H(\sigma)/RT)$$

N の値は, 3-5程度である. **歪速度は応力のべき乗に比例. 粒径によらない.**

$H(\sigma)$ (活性化エンタルピー) が応力に強く依存するとき (高い応力や低温で起こると考えられている), 変形は応力に強く依存する.

$$(d\varepsilon/dt) \propto \exp(-(E+PV)/RT) \propto \exp(-E + \tau V)$$

$\ln(v) \propto \tau$ これは, 速度依存摩擦構成則の形(Nakatani,

塑性変形に対する水の効果 唐戸(2000)より

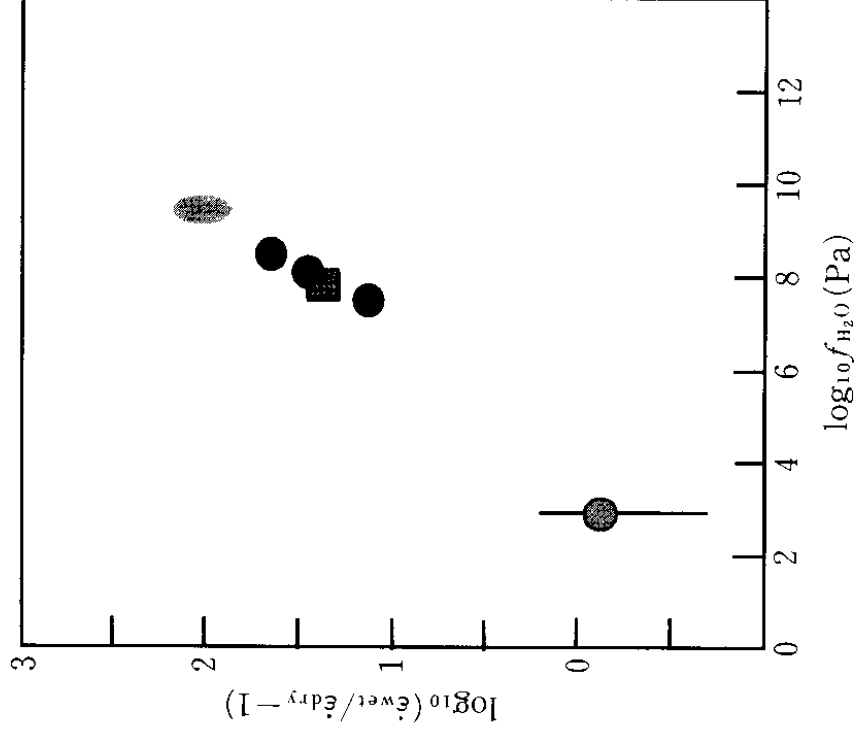
かんらん岩での実験. 水の水蒸気分圧が高いほど, 乾燥状態に比べて歪速度が大きくなる.

塑性変形の構成式

$$\dot{\epsilon} = f(\sigma)$$



$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n d^{-m} f_{H_2O}^p \exp\left(-\frac{H}{RT}\right)$$



ϵ : 歪速度

σ : せん断応力

d : 粒径

$f_{H_2O}^p$: 水蒸気分圧

H : 活性化エネルギー

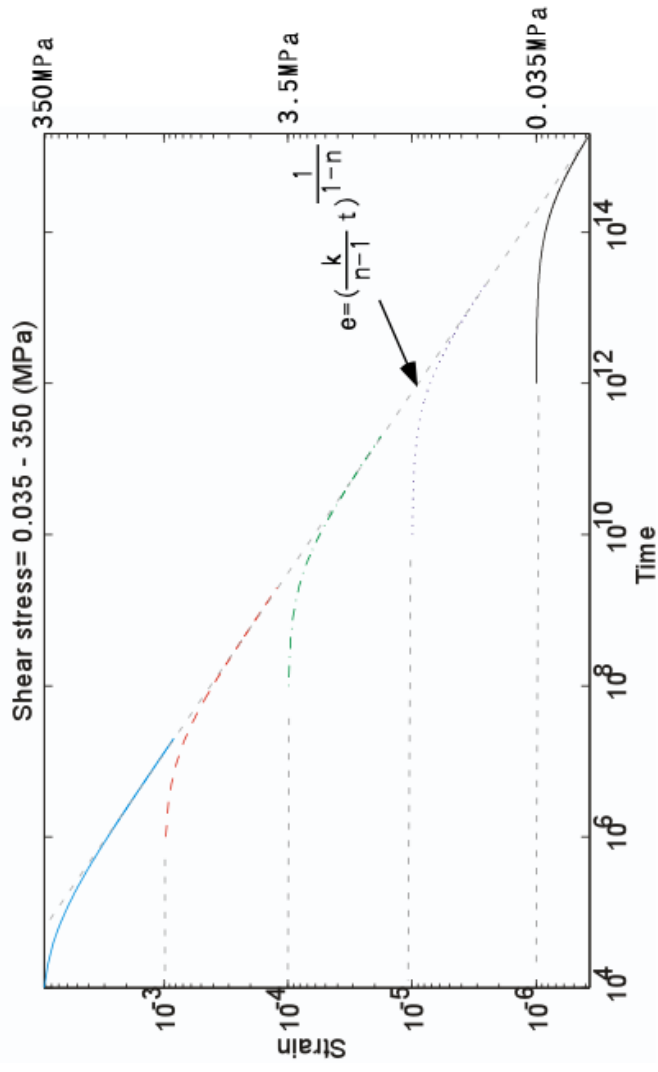
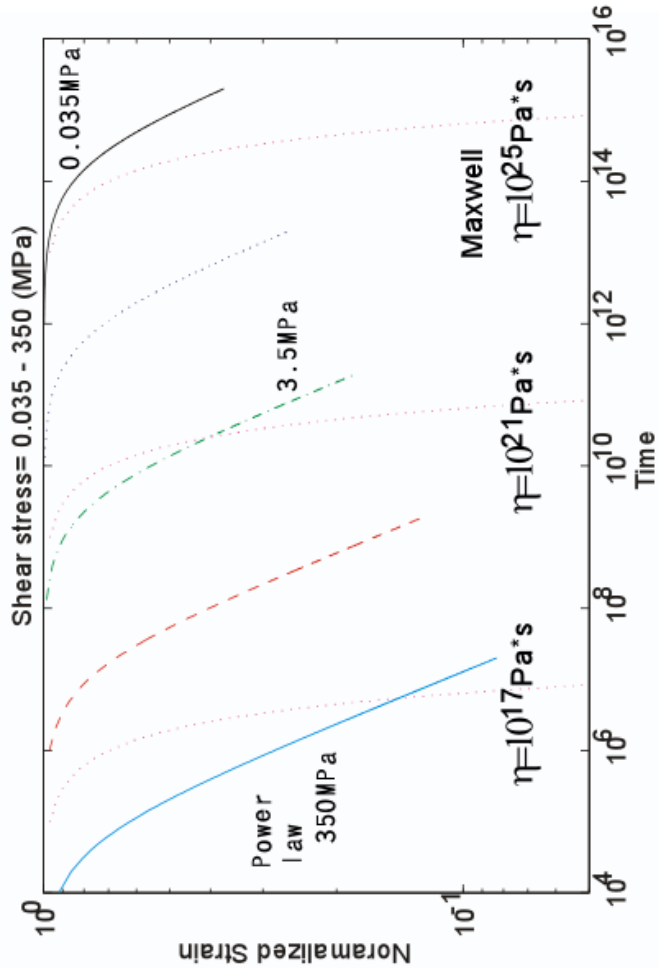
べき乗型の変形挙動について

強制的に歪を与えてその後一定に保つ場合，Maxwell モデルと同様に微分方程式を立てる．強制歪に対応する初期応力を σ_0 とすると，

$$\frac{d\sigma}{dt} = -k\sigma^n$$

$$\sigma = \left(\frac{k}{n-1} t + \sigma_0^{1-n} \right)^{\frac{1}{1-n}}$$

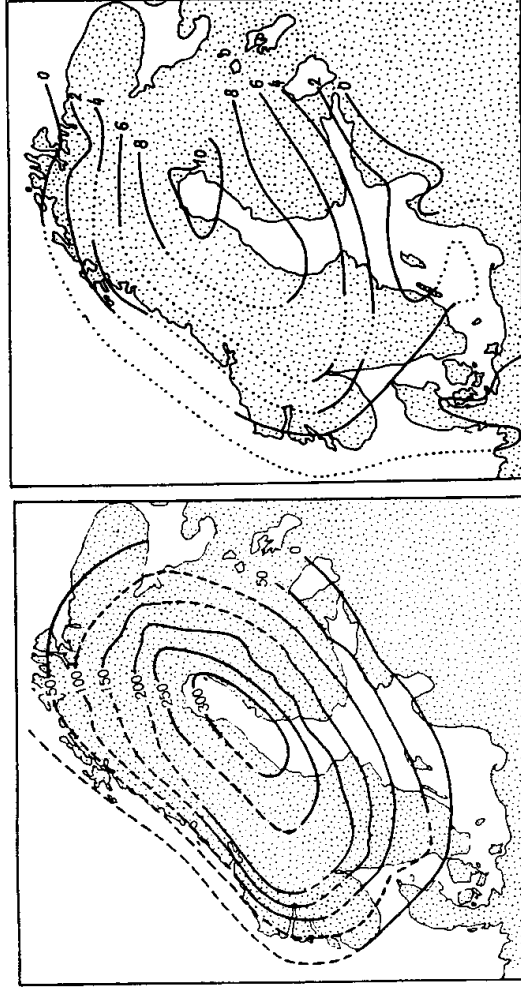
よって， t が大きいときは， σ_0 の項は無視できる．時間が長くなると，初期応力に関係なくなる．



地殻・上部マントルのレオロジーに関係する 観測事実

- 氷床地域の隆起
- 大地震の余効変動
- 地震の深さ分布
 - 地殻の強度プロファイル

氷床地域の隆起による粘性率の推定



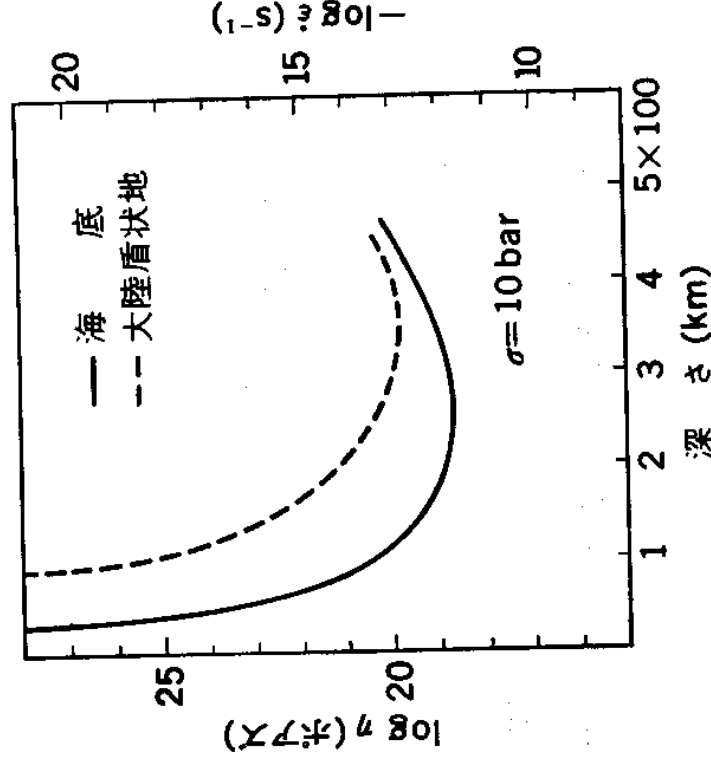
(a) (b)

図 1.16 フェノスカandiaにおける氷床地域の隆起

(a) 紀元前 7700 年以来的の隆起量. 単位 m.

(b) 現在の隆起速度. 単位 mm/a. (a は年 annum の略)

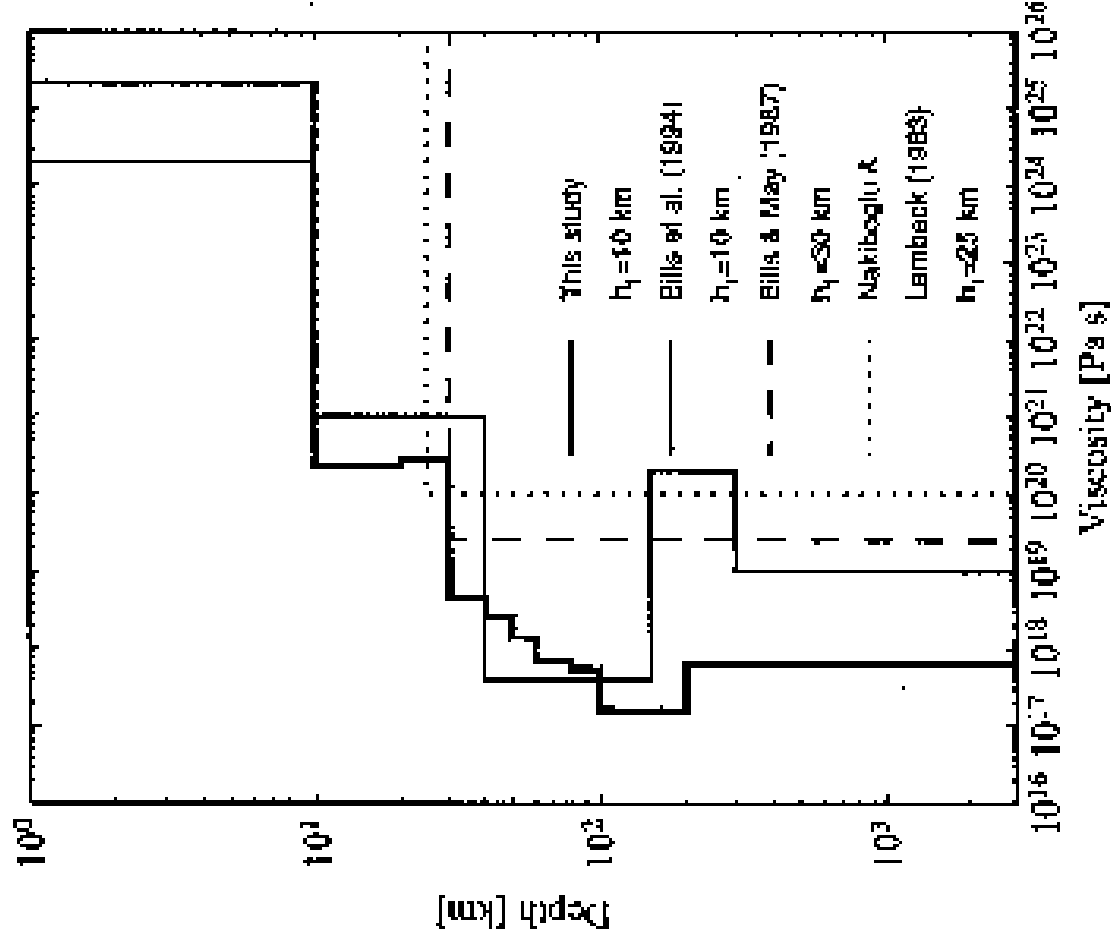
(Brinkmann, 1956 による)



実効粘性率の深さ分布(Karato, 1977)

下部地殻の粘性係数

Kaufmann & Amelung(2000)



フーバーダムの貯水による
変動

大地震の予効変動から推定された粘性率の深さ分布 下部地殻の粘性は最上部マントルより大きい。

上田英樹(2001, 東北大学博士論文)

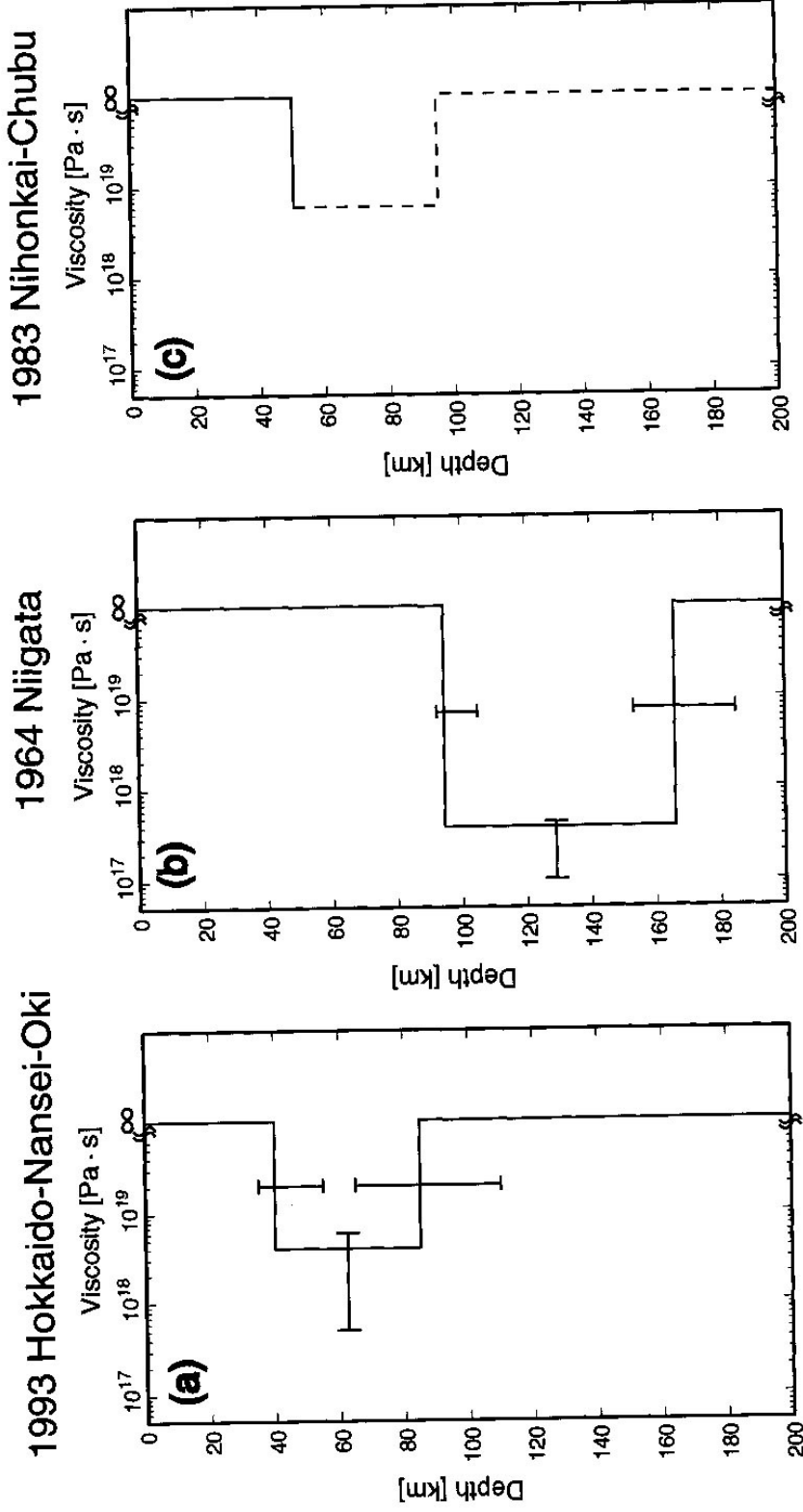


図4-5-1 3つの地震の余効変動から推定した粘弾性構造. (a)のエラーバーは、95 %の信頼区間、(b)については60 %の信頼区間を示す. (c)の破線は、データからあまり拘束されていない部分を示す.

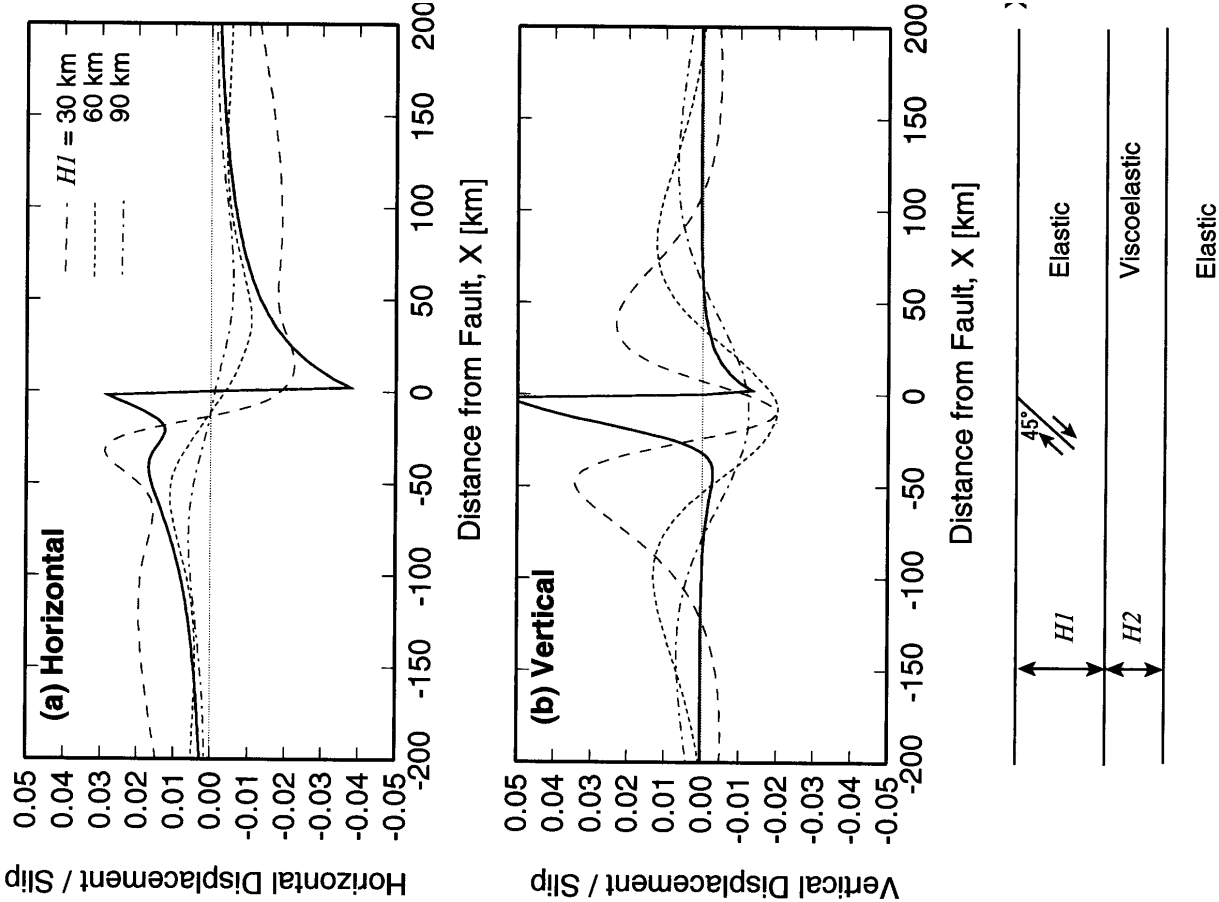


図2-3-3 逆断層による弾性変形に続く地表での粘弾性変形の上下成分(図2-3-1(b)の $X = -10$ kmでの値). 変位量はすべり量で規格化した値を示す. この粘弾性変形は, 半無限弾性体と厚さ $H2$, 粘性率 η の粘弾性体 (Maxwell) の層, 厚さ $H1$ の弾性体の層からなる粘弾性構造を用いて計算している ($H1 = H2 = 60$ km).

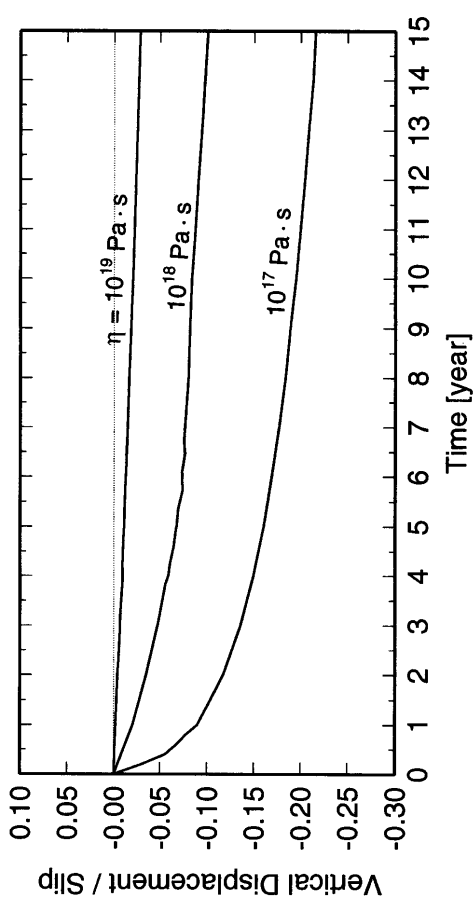
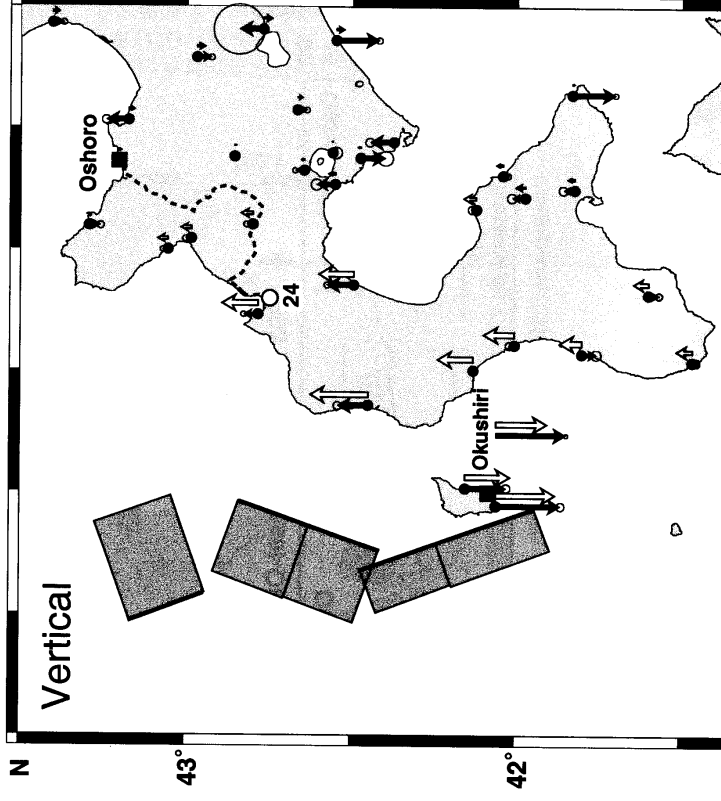
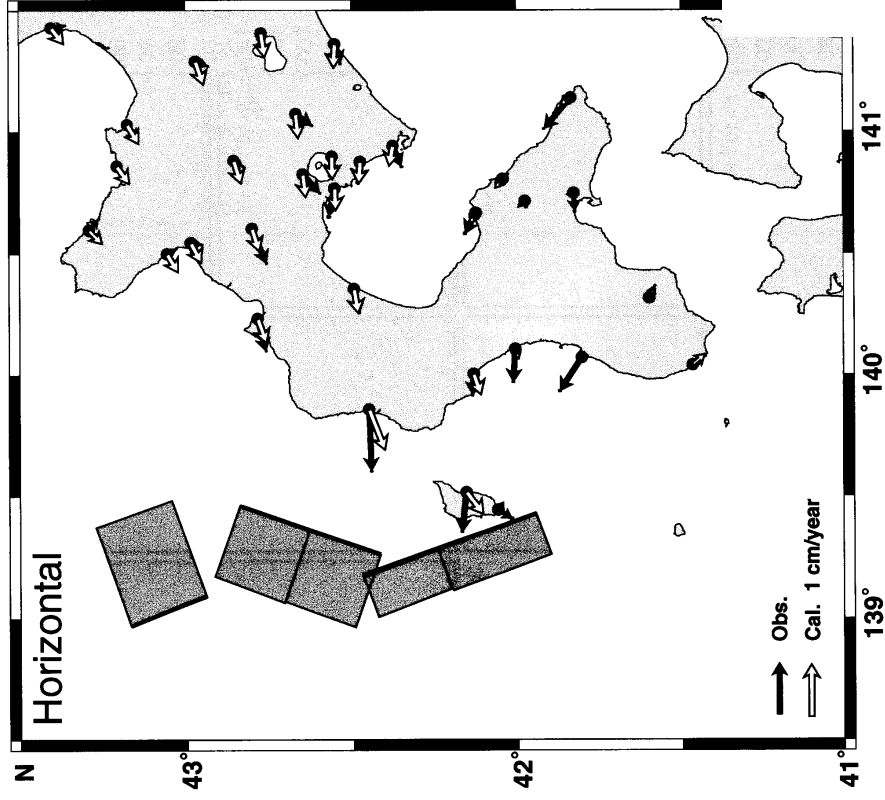


図2-3-1 逆断層による地表での静的な弾性変形(実線)とそれに続く粘弾性変形(断層運動から5年後の値, 破線). (a)は水平変位のX成分, (b)は上下変位を示す. 粘弾性変形はすべり量で規格化した値, 弾性変形はすべり量で規格化した値の1/10の値を示す. この粘弾性変形は, 半無限弾性体と厚さ $H2$, 粘性率 η の

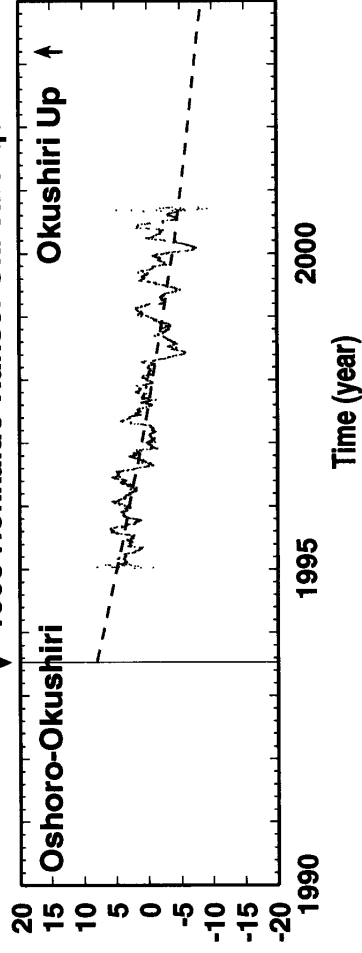
1993年北海道南西沖地震の余効変動

Ueda et al (2003)

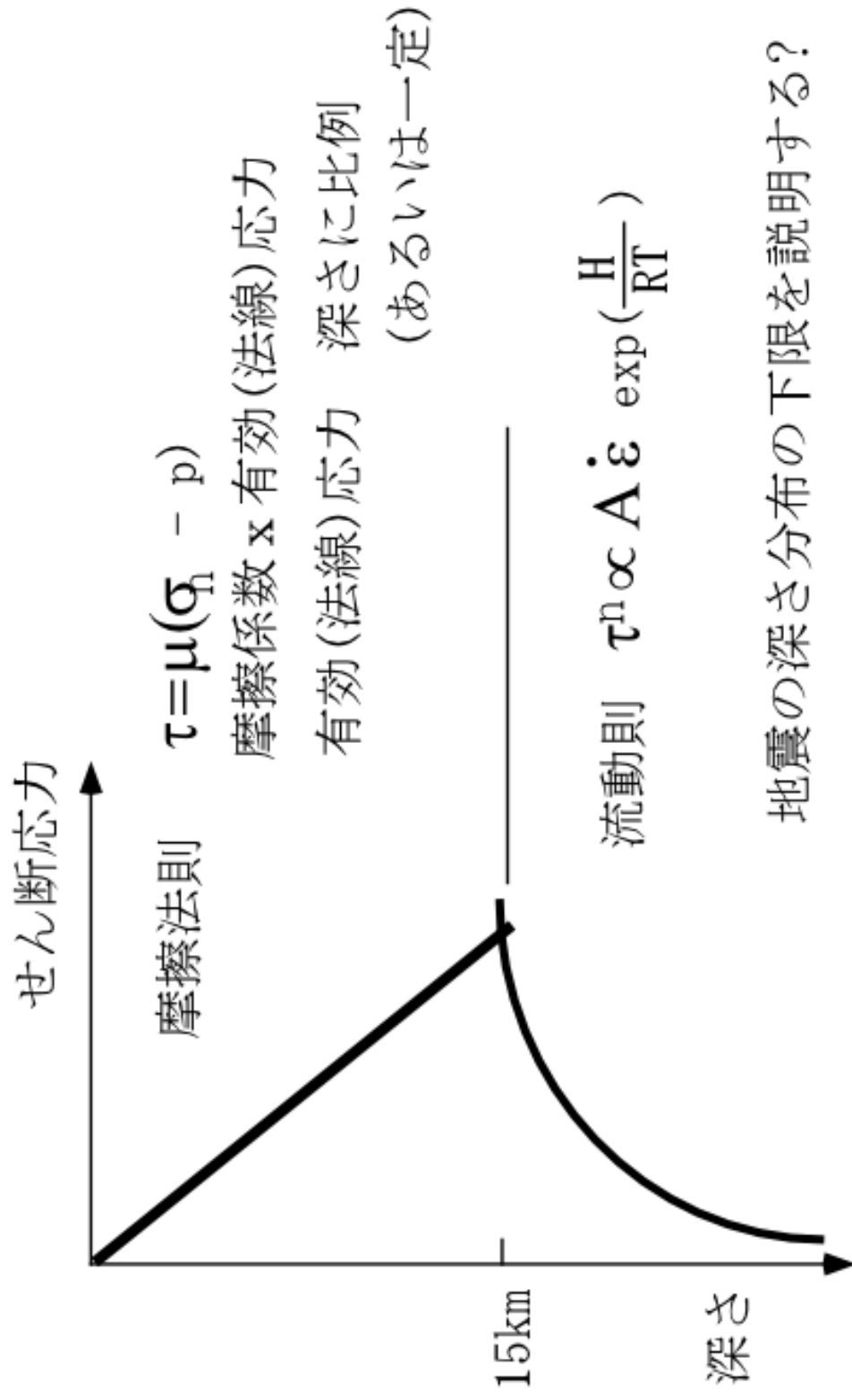


Differential Tide Level (cm)

↓ 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake



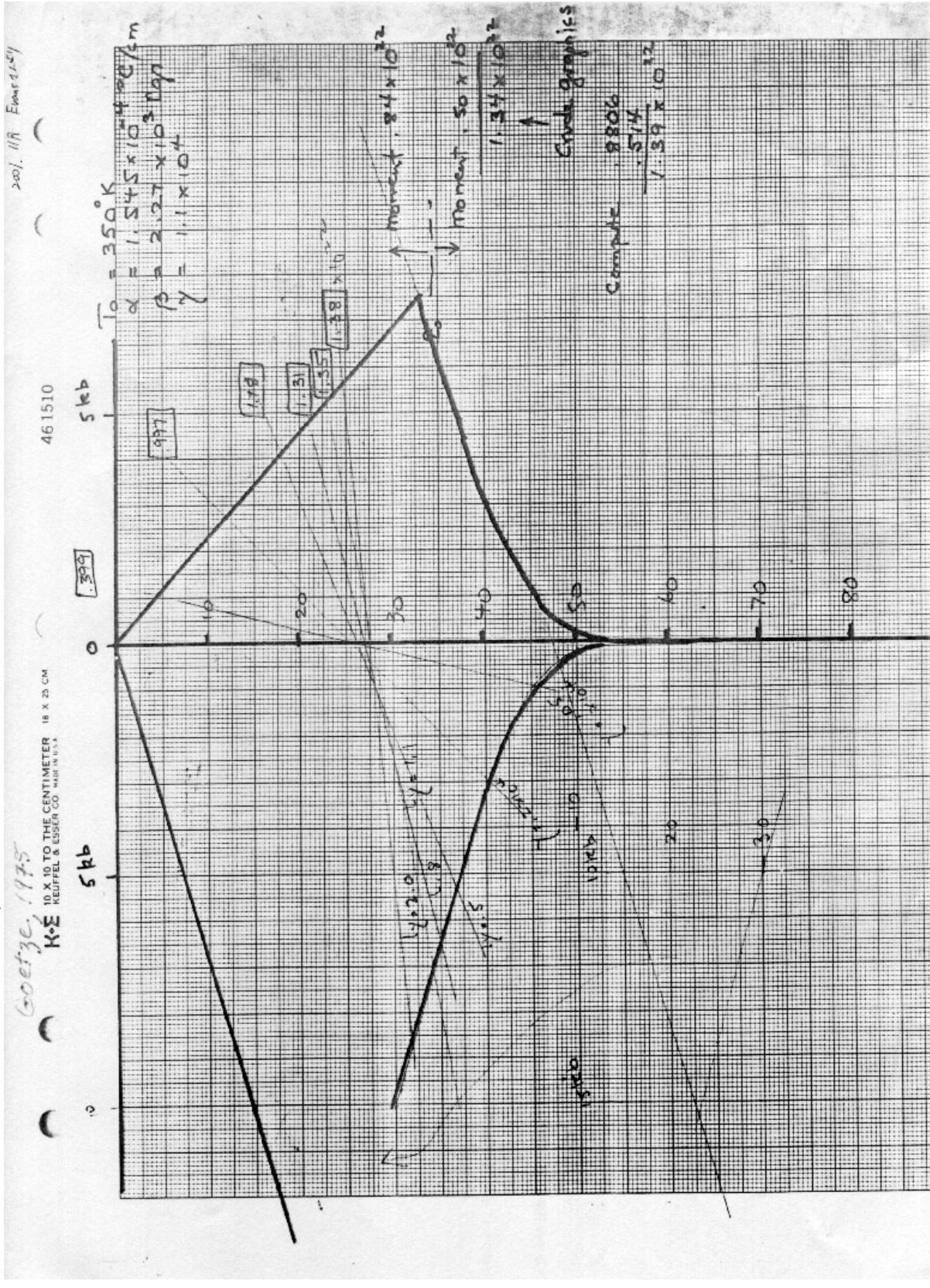
地殻の強度プロファイル



せん断応力: 歪み速度, 温度に依存
A: 水, 粒径, 物質に依存,
H: 物質に依存

最初の強度プロファイルモデル

Goetze, 1976? B.Evans氏の好意による



地殻は上部地殻・下部地殻に分けられる

阿武山観測所による震源分布に加筆

有馬-高槻断層帯

地震性
の断層

地表

温度

地震時に
急激にすべる

普段から
ゆっくりすべる

上部地殻

下部地殻

深さ

10

20

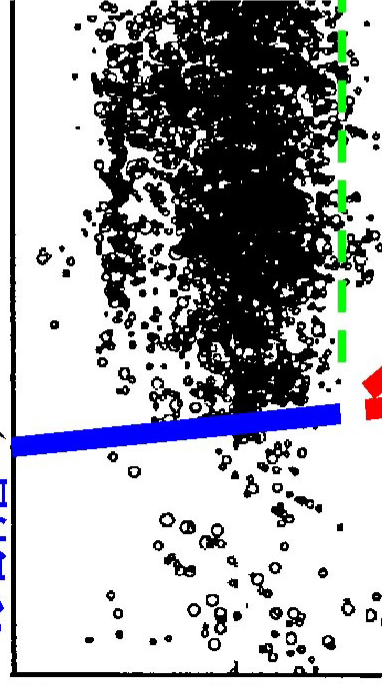
30

km

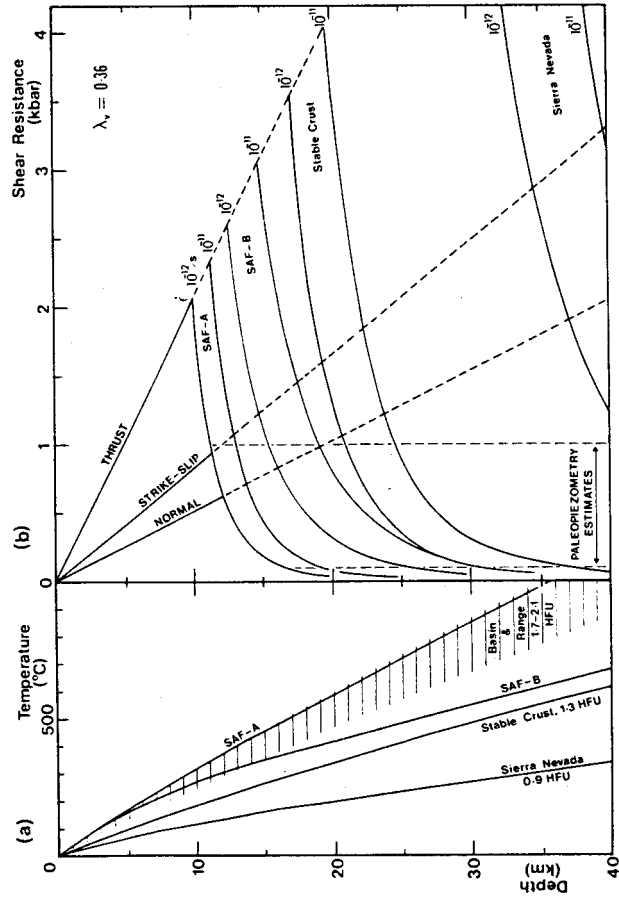
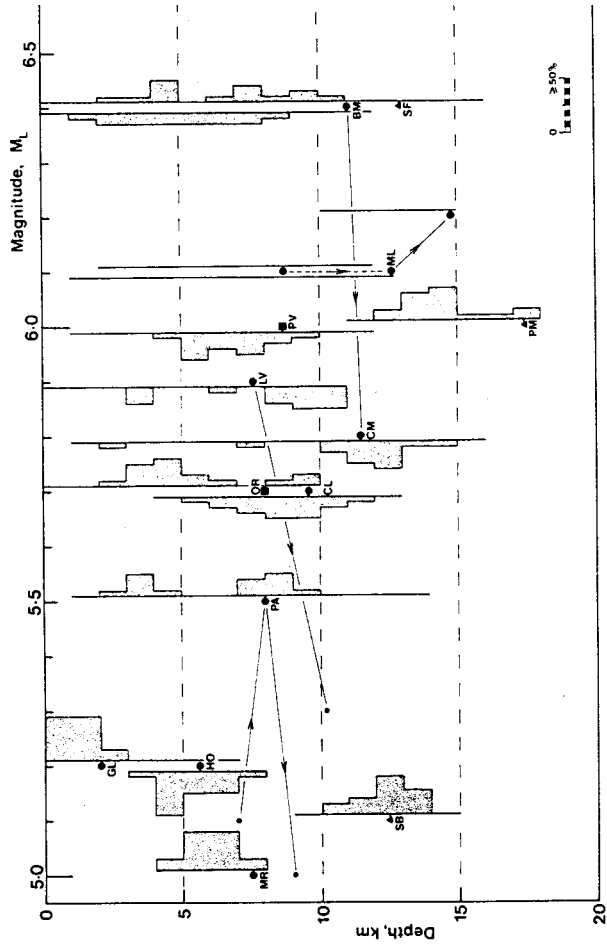
300°C

600°C

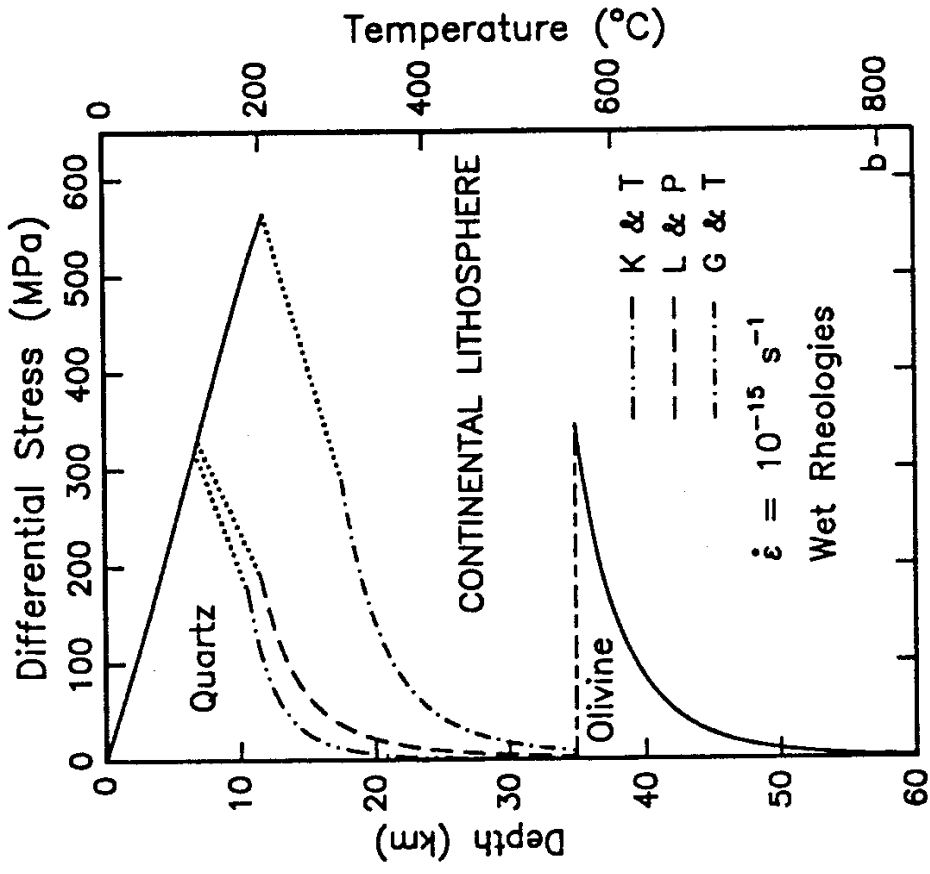
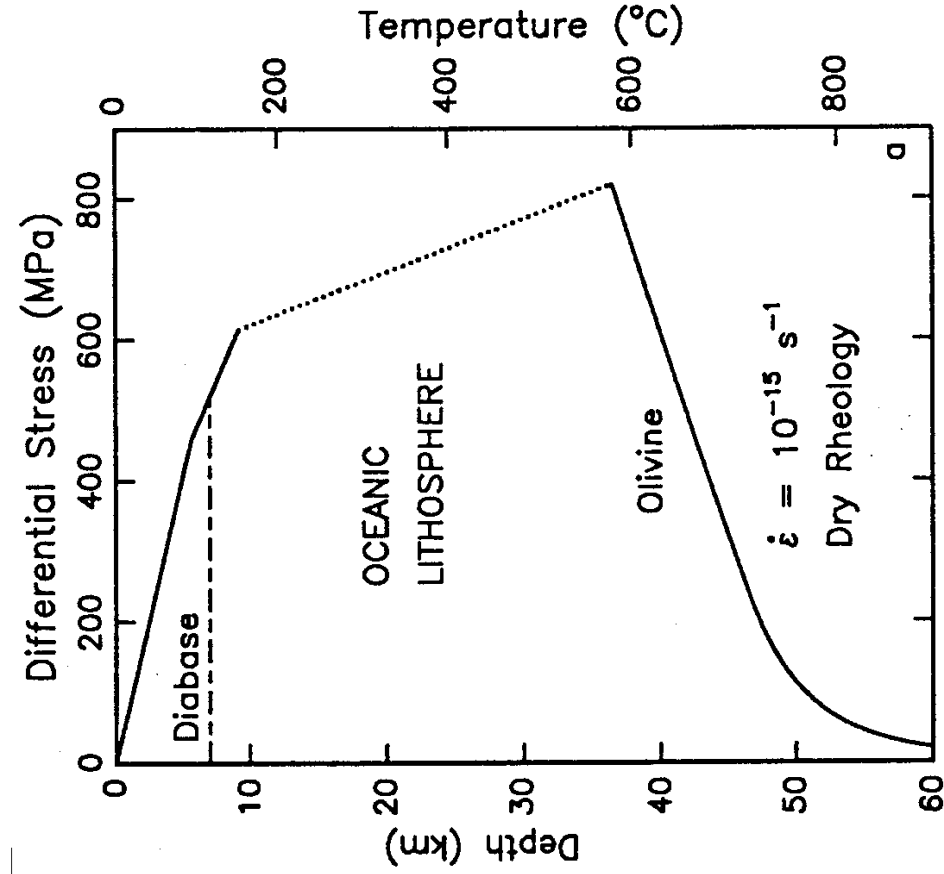
非地震性
の断層



Sibson(1982)の断層ゾーンモデル



リゾスフェアの強度 Kohlstedt et al. (1995)



Creep Parameters (Ranalli, 1995)

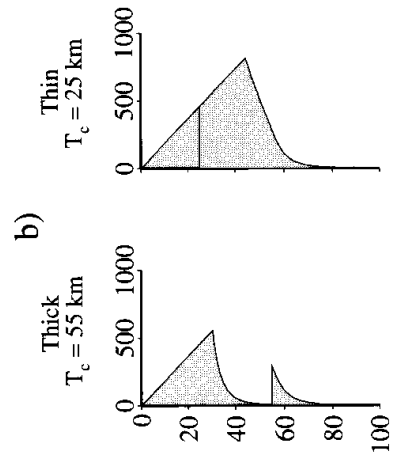
Table 10.3 Creep parameters of crustal materials (from compilations by Kirby 1983, Kirby and Kronenberg 1987, Ranalli and Murphy 1987, and Ji and Zhao 1993; data marked with an asterisk from Wilks and Carter 1990) ~~TP~~, ~~82~~ 1-2, 57-77

<i>Material</i>	$A_D(\text{MPa}^{-n} \text{ s}^{-1})$	n	$E (\text{kJ mol}^{-1})$
rock salt	6.3	5.3	102
quartz	1.0×10^{-3}	2.0	167
plagioclase (An_{75})	3.3×10^{-4}	3.2	238
orthopyroxene	3.2×10^{-1}	2.4	293
clinopyroxene	15.7	2.6	335
granite	1.8×10^{-9}	3.2	123
granite (wet)	2.0×10^{-4}	1.9	137
quartzite	6.7×10^{-6}	2.4	156
quartzite (wet)	3.2×10^{-4}	2.3	154
quartz diorite	1.3×10^{-3}	2.4	219
diabase	2.0×10^{-4}	3.4	260
anorthosite	3.2×10^{-4}	3.2	238
felsic granulite (*)	8.0×10^{-3}	3.1	243
mafic granulite (*)	1.4×10^4	4.2	445

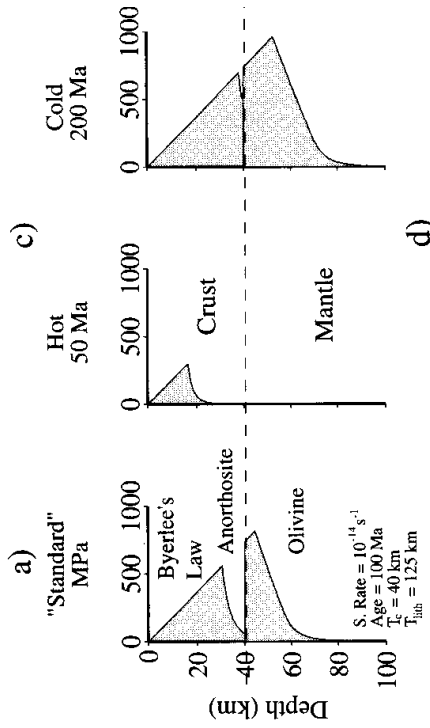
既存のレオロジーモデルでは、どんな条件下においても
下部地殻は最上部マントルより強度が小さい

様々な条件下における強度
プロファイル (Watts, 2002)

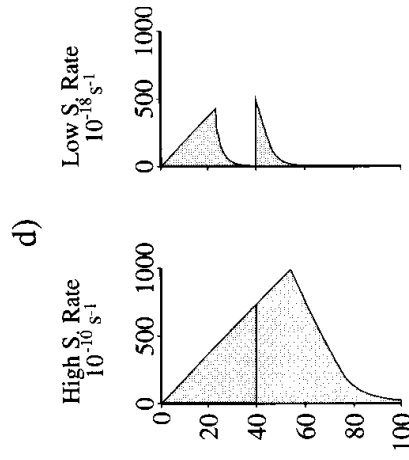
b) 地殻の厚さを変える



c) 温度勾配を変える



d) 歪速度を変える



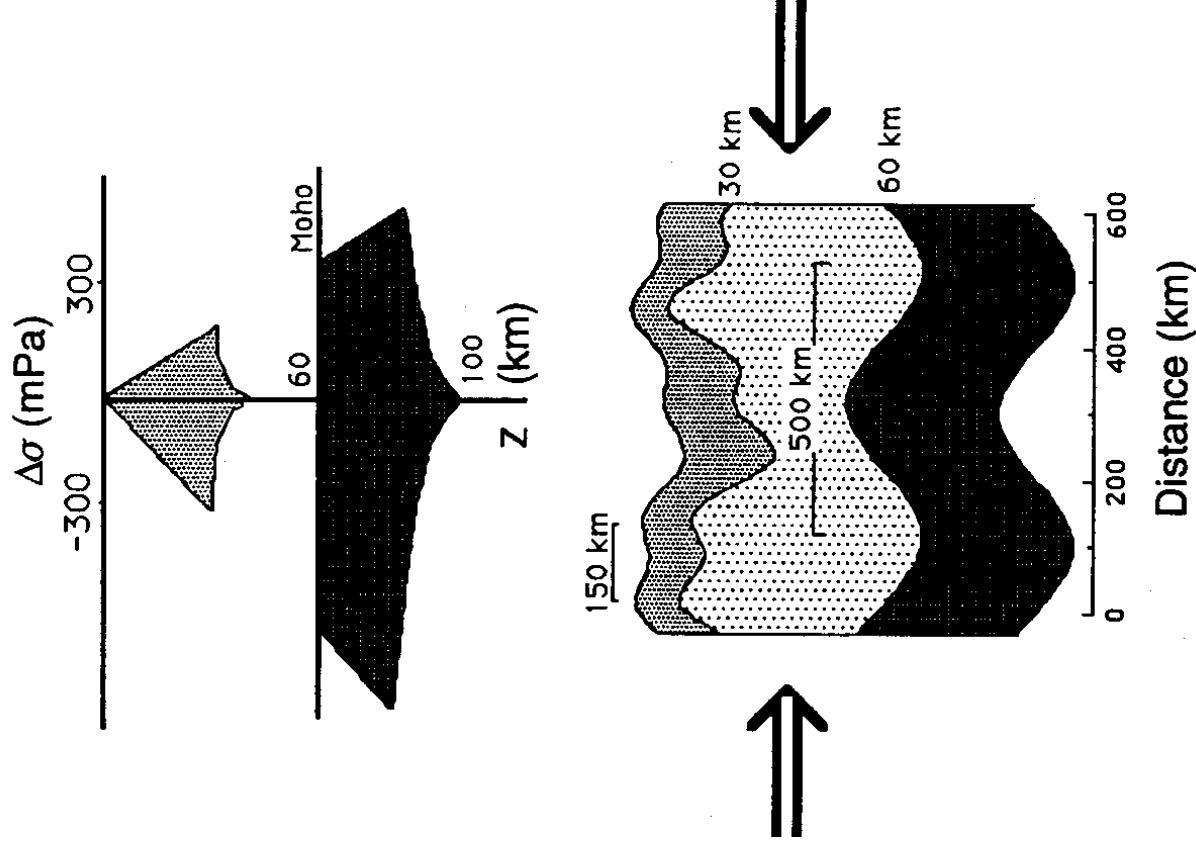
下部地殻が一番弱い

下部地殻は上部マントル最上部より変形しやすい

Crustal athenosphere

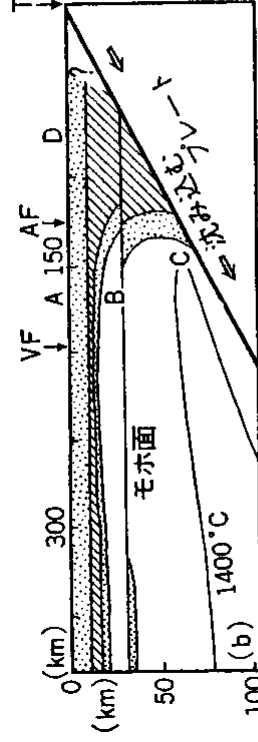
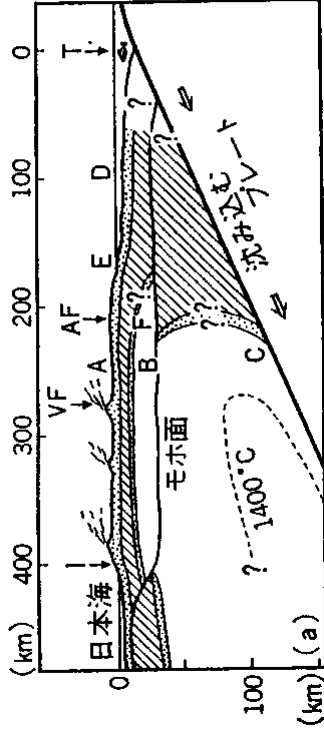
Kirby & Kronenberg (1987)

チベットの構造モデル(Jin et al., 1994)

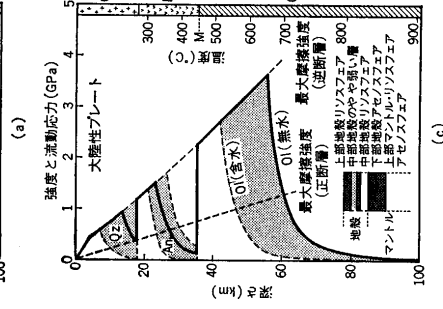
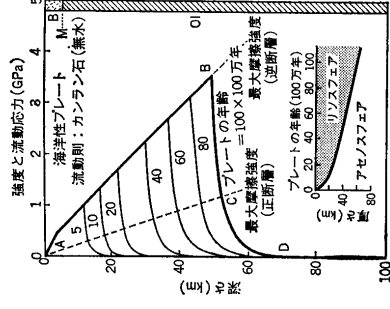
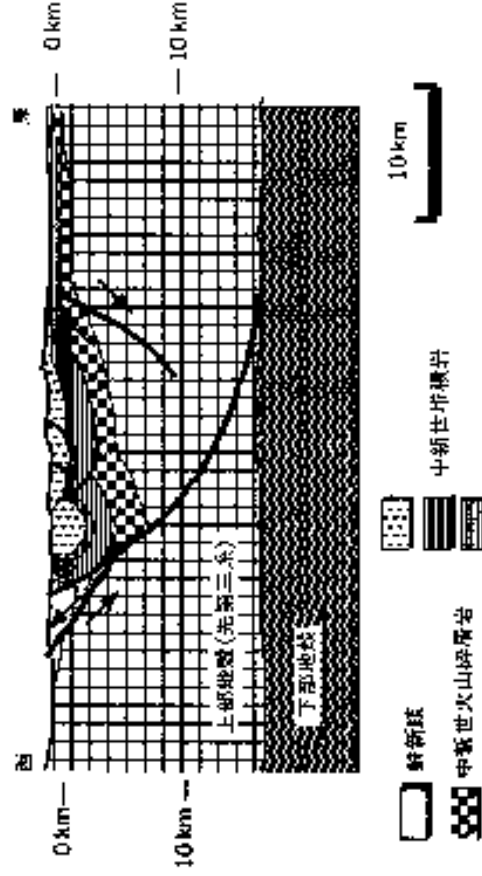


日本列島の變形特性に関する従来の考え方

温度を重視



圧縮強度: $\square < 100 \text{ MPa}$ $\square 100 \sim 500 \text{ MPa}$ $\square > 500 \text{ MPa}$



下部地殻は流動変形が卓越し、応力は上部地殻によって支えられている
(佐藤・平田, 1980)

