

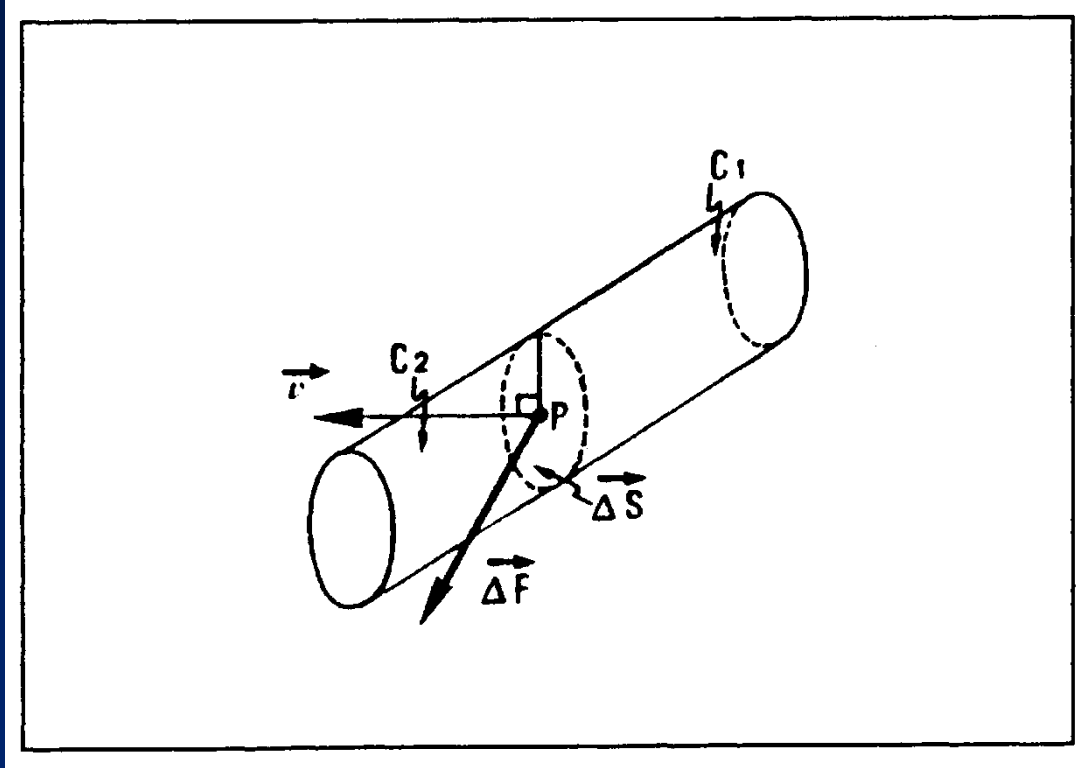
Geologia II
(Geologia Strutturale e Tettonica)
e
Principi di Rilevamento
A.A. 2020-2021

1. Meccanica delle Rocce

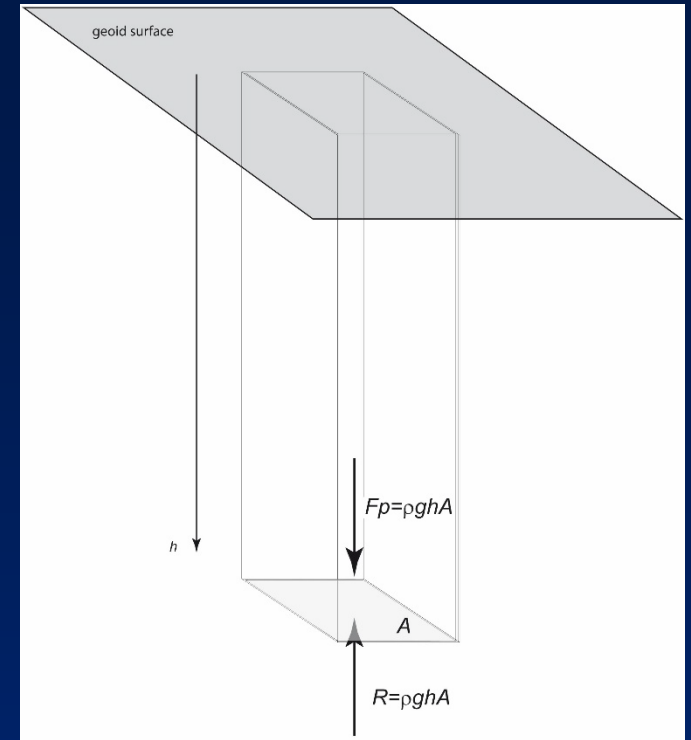
Immagini e fotografie tratte da:

- Boccaletti M & Tortorici L., 1987. Appunti di Geologia Strutturale. Patron Editore.
- Davis G.H., 1984. Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley and Sons
- Deiana G., 2004. Elementi di tettonica. Edimond.
- Ghosh S.K., 1993. Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments. Pergamon Press.
- Hatcher R.D., 1995. Structural Geology: Principles Concepts and Problems. Prentice Hall International.
- Heard H.C., 1963. Effect of Large Changes in Strain Rate in the Experimental Deformation of Yule Marble. The Journal of Geology, 71 (2), 162-195
- Means W.D., 1976. Stress and Strain: Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists. Springer-Verlag
- Mercier J., Vergely P., 1996. Tettonica. Pitagora Editore.
- Mercier J., Vergely P., 1995. Tectonique, 2ème edition, Dunod.
- Nicolas A., 1984. Principes de tectonique. Masson.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J., 2006. Microtectonics. Springer.
- Pini G.A., materiale inedito.
- Price N.J., Cosgrove J.W., 1990. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press.
- Ramsay J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill Book Company.
- Ramsay J. G., Huber M. I., 1984. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain analysis. Academic Press Inc.
- Ramsay J. G., Huber M. I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press Inc.
- Selli L., 2006. Appunti dalle lezioni di Geologia Strutturale.
- Suppe J., 1985. Principles of Structural Geology. Prentice-Hall Inc.
- van der Pluijm B., Marshak S., 2004. Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics, Second Edition. WW Norton & Company.

CONCETTO DI SFORZO

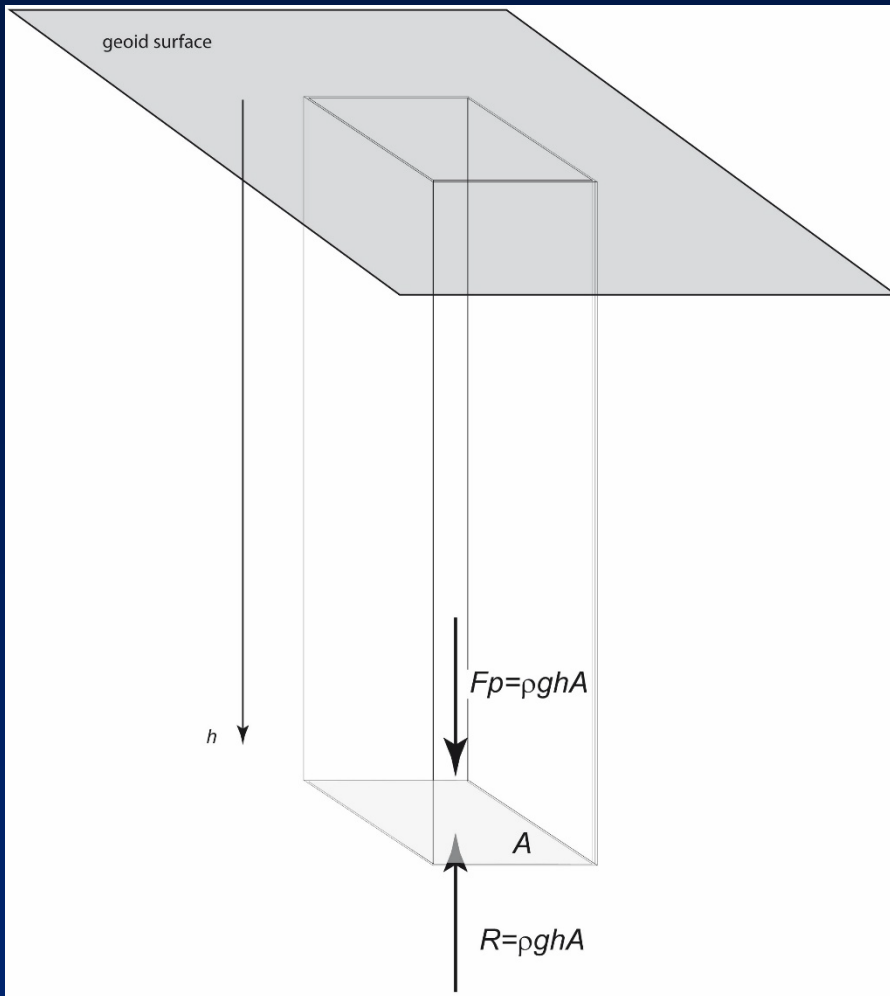


Da Mercier & Vergely, 1995



In un corpo continuo in equilibrio sottoposto a forze esterne la parte C_1 esercita sulla parte C_2 una forza che avrà come risultante ΔF

$$\Delta F / \Delta S = \sigma = \text{sforzo applicato che agisce al punto } P$$



- La colonna di roccia è confinata da altre rocce che la sostengono e ne impediscono il movimento verso il basso. Sulla superficie A della base grava quindi il peso della colonna di roccia; la forza di superficie (F_p) agente su A è in questo caso identificabile con la forza peso ed è contrastata da una forza di reazione uguale e contraria (R), data dalle rocce sottostanti ed anch'essa agente sulla superficie A .

$$\sigma = \frac{F_p}{A} = \frac{\rho ghA}{A}$$

Lo sforzo (stress in inglese, contraint in francese) è espresso come una pressione e si misura in Pascal (Pa)

1 Pascal è la pressione di 1 Newton / m²

Da van der Pluijm & Marshak, 2004

TABLE 3.2		UNITS OF STRESS AND THEIR CONVERSIONS				
	bar	dynes/cm ²	atmosphere	kg/cm ²	pascal (Pa)	pounds/in ² (psi)
bar		10 ⁵	0.987	1.0197	10 ⁵	14.503
dynes/cm ²	10 ⁻⁵		0.987 × 10 ⁻⁵	1.919 × 10 ⁻⁶	0.1	14.503 × 10 ⁻⁵
atmosphere	1.013	1.013 × 10 ⁵		1.033	1.013 × 10 ⁵	14.695
kg/cm ²	0.981	0.981 × 10 ⁵	0.968		0.981 × 10 ⁵	14.223
pascal (Pa)	10 ⁻⁵	10	0.987 × 10 ⁻⁵	1.0197 × 10 ⁻⁵		14.503 × 10 ⁻⁵
pounds/in ² (psi)	6.895 × 10 ⁻²	6.895 × 10 ⁴	6.81 × 10 ⁻²	7.03 × 10 ⁻²	6.895 × 10 ³	

To use this table start in the left-hand column and read along the row to the column for which a conversion is required. For example, 1 bar = 10⁵ Pa or 1 Pa = 14.5 × 10⁻⁵ psi.

© EarthStructure (2nd ed)

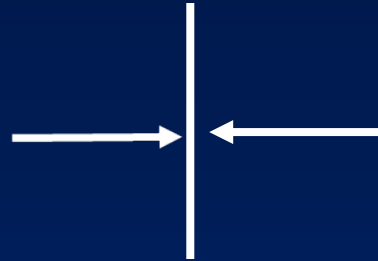
1 mbar = 1 hPa

1 bar = 10⁵ Pa

10 bar = 1 Mpa

1 Kbar = 10² Mpa

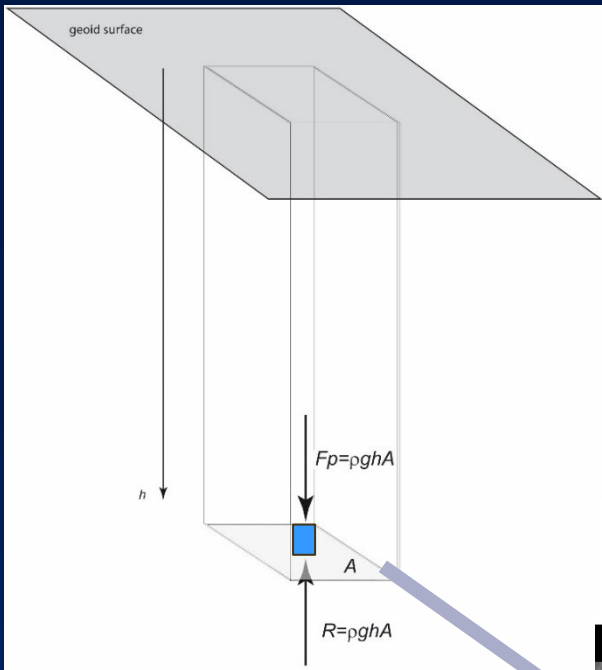
10 Kbar = 1 Gpa



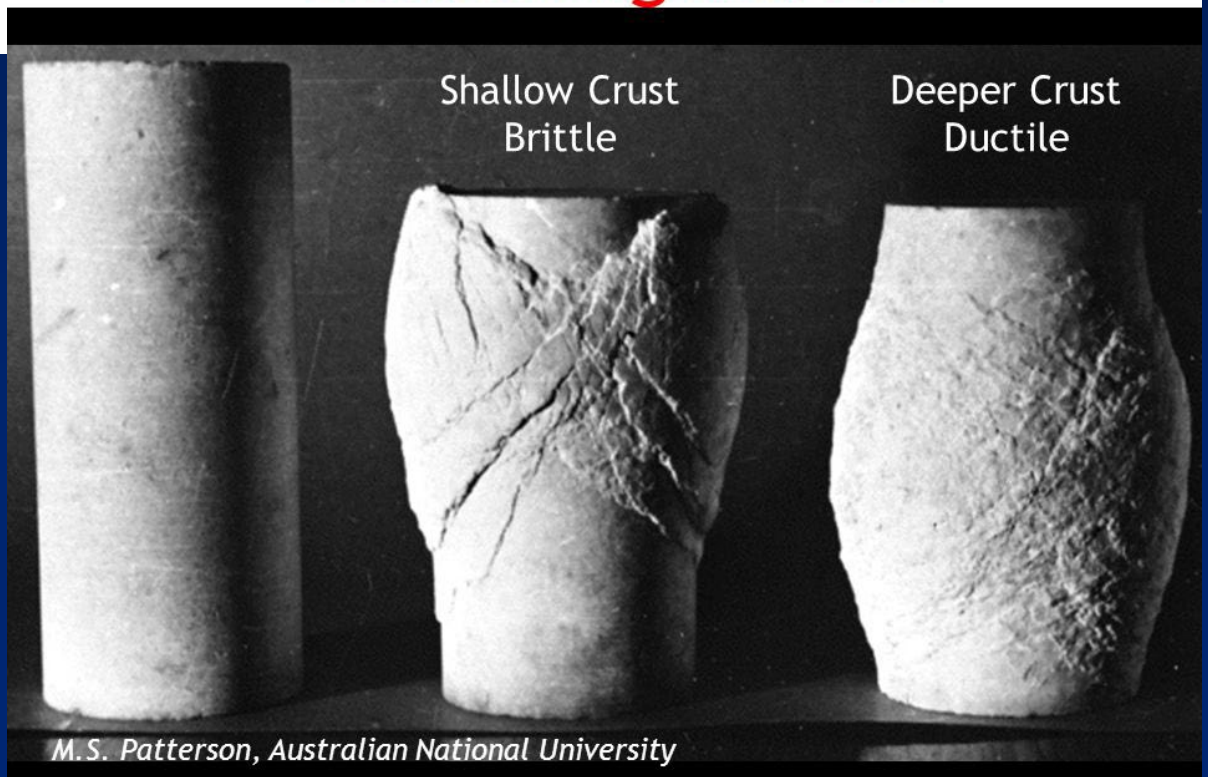
Sforzo positivo



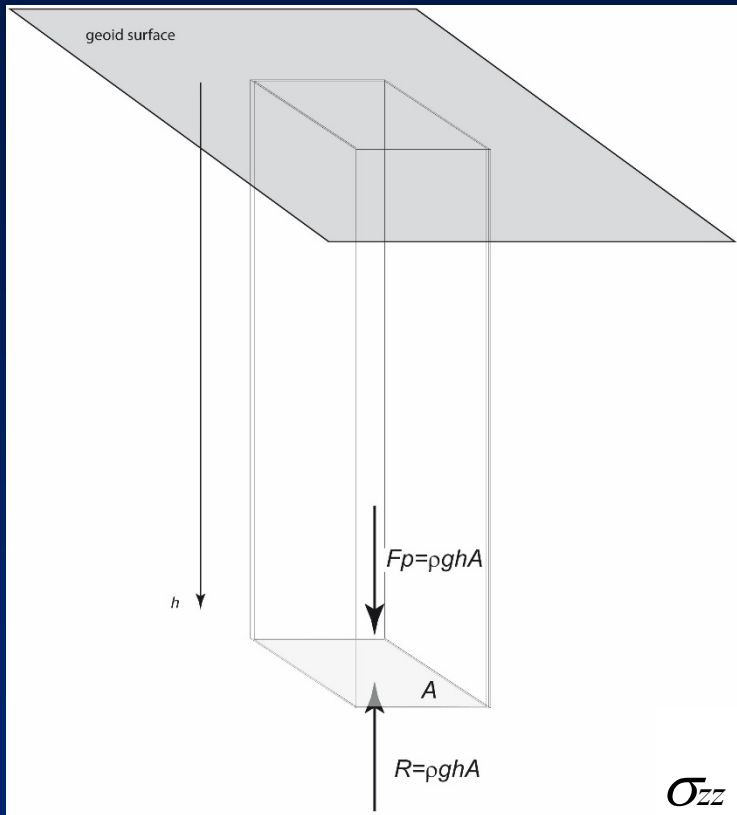
Sforzo negativo



Deforming Marble



Teoria di A. Heim (1878) o della “impossibile espansione laterale”



$$\sigma_{zz} = \frac{\rho gh A}{A}$$

$$\sigma_{yy} = \sigma_{xx} = \sigma_{zz} \cdot \frac{\nu}{1 - \nu}$$

ν = rapporto di Poisson = $(1/2)[Ks - (2/3)\mu] / [Ks + (1/3)\mu]$

Ks = modulo di incompressibilità (Mpa);

μ = modulo di taglio (rigidità) (Mpa)

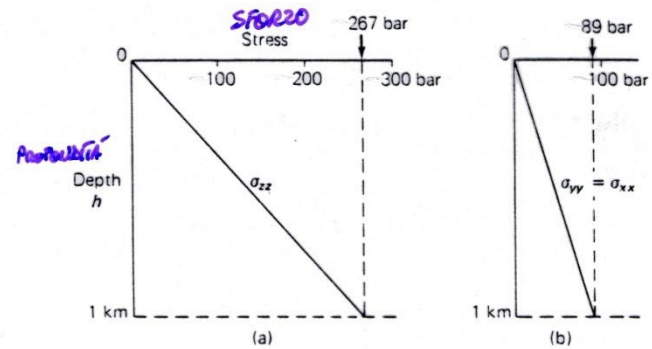
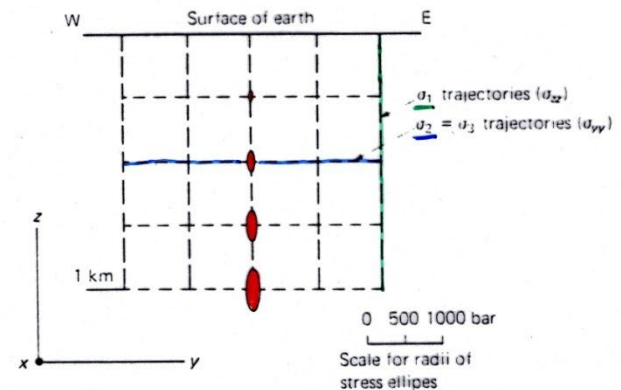


Figure 12.2 (a) Plot of normal stress on horizontal plane, versus depth for Figure 12.1, assuming the rock to be granodiorite with density of 2.72 g/cm^3 . (b) Plot of normal stress on vertical planes versus depth for Figure 12.1, assuming the stress on vertical planes is always a fixed fraction of the stress on horizontal planes, as given by Equation 12.2. (The basis for this assumption is discussed in Chapter 25.)

Figure 12.3 Principal stress trajectories and stress ellipses at several depths in uppermost cubic kilometer of the earth, for the situation with no tectonic stresses, as represented in Figure 12.2.



$$\sigma_{yy} = \sigma_{xx} = \sigma_{zz} \cdot \frac{\nu}{1 - \nu}$$

$$\nu = \text{rapporto di Poisson} = (1/2)[Ks - (2/3)\mu] / [Ks + (1/3)\mu]$$

Ks = modulo di incompressibilità (Mpa);

μ = modulo di taglio (rigidità) (Mpa)

Il modulo di incompressibilità (o modulo di comprimibilità, modulo di massa o bulk modulus) di una sostanza è l'aumento della densità provocato da una compressione. È definito come l'incremento di pressione necessario a causare un relativo incremento di densità

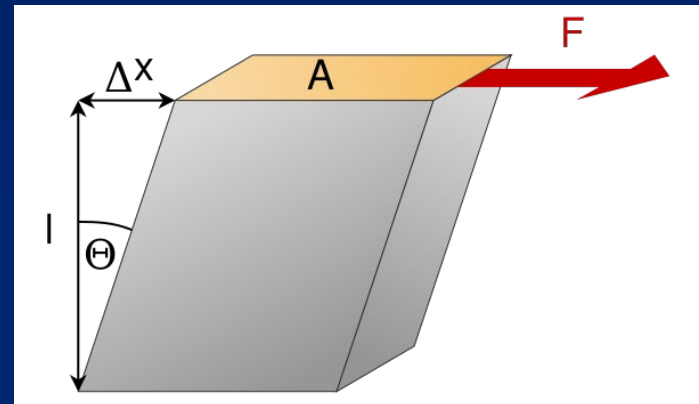
$$Ks = \rho(dp/d\rho)$$

dove K è appunto il modulo di compressibilità, p la pressione e ρ la densità.

Il modulo di taglio (modulo di scorrimento, di rigidità o di elasticità tangenziale) esprime il rapporto forza (sforzo)-deformazione tangenziali

$$\mu = (F/A)/(\Delta x/l) = \tau/\tan\theta$$

Dove τ è lo sforzo di taglio (che vedremo or ora)



Da Wikipedia https://it.wikipedia.org/wiki/Modulo_di_taglio

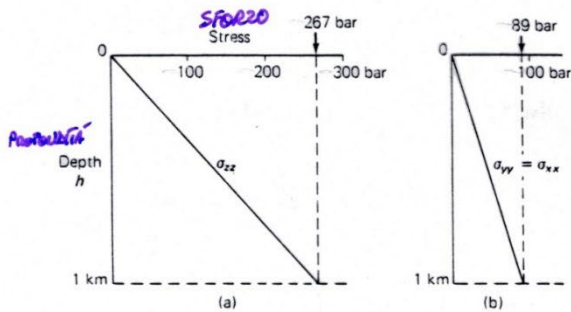


Figure 12.2 (a) Plot of normal stress on horizontal plane versus depth for Figure 12.1, assuming the rock to be granodiorite with density of 2.72 g/cm^3 . (b) Plot of normal stress on vertical planes versus depth for Figure 12.1, assuming the stress on vertical planes is always a fixed fraction of the stress on horizontal planes, as given by Equation 12.2. (The basis for this assumption is discussed in Chapter 25.)

Figure 12.3 Principal stress trajectories and stress ellipses at several depths in uppermost cubic kilometer of the earth, for the situation with no tectonic stresses, as represented in Figure 12.2.

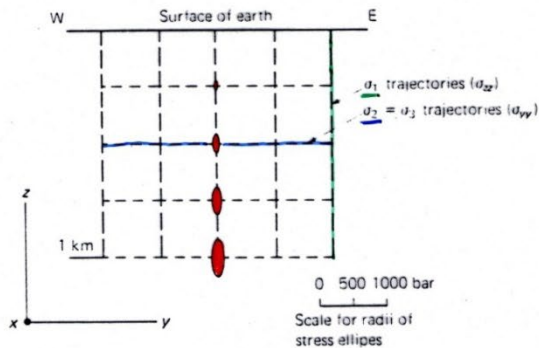


Figure 12.5 Plot of stress against depth for combined effects of gravitational stresses and tectonic stress represented in Figure 12.4.

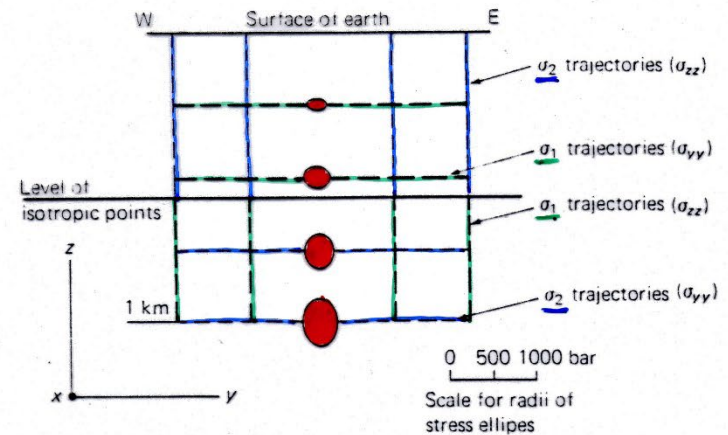
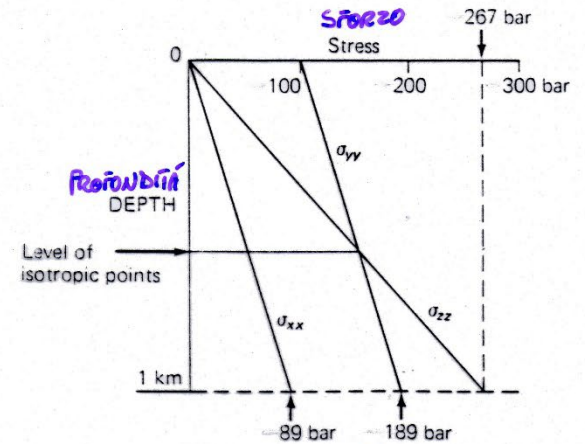
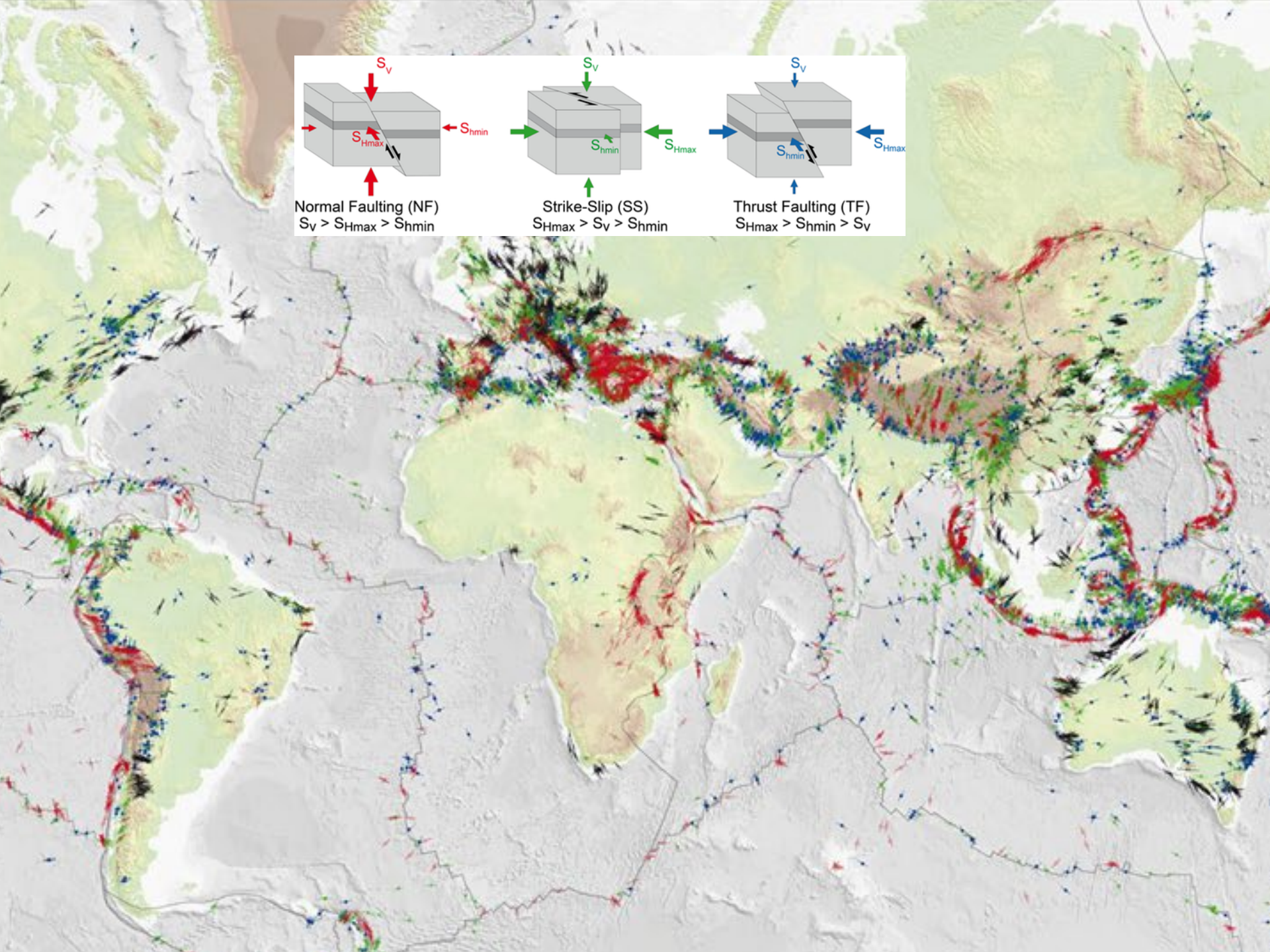
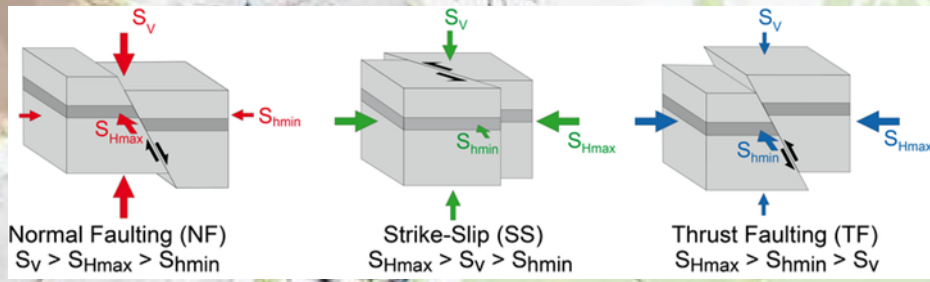
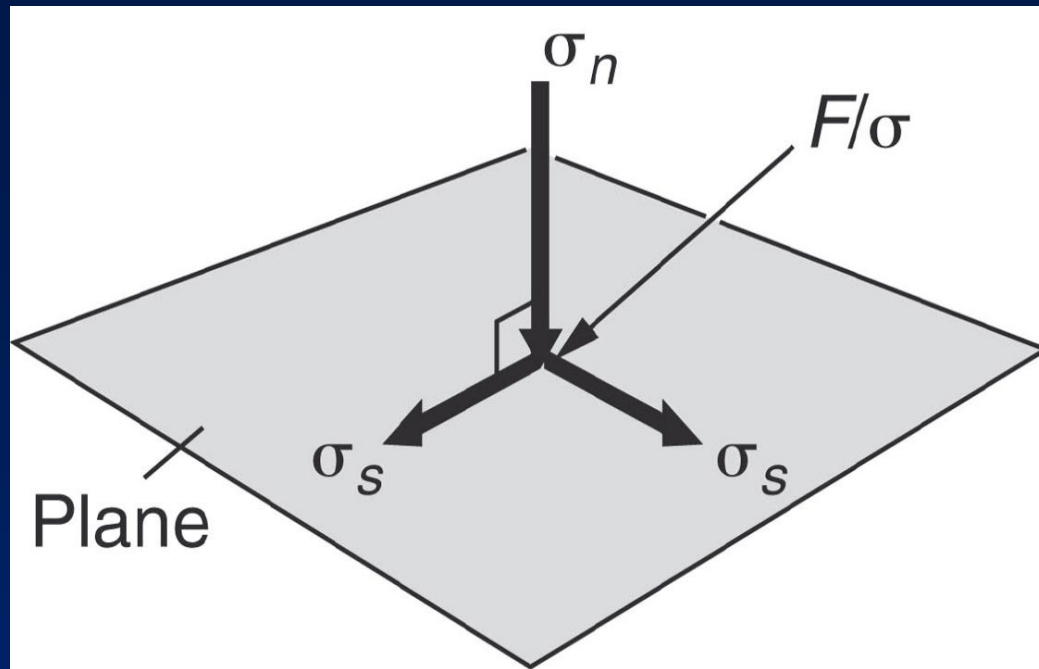


Figure 12.6 Principal stress trajectories and stress ellipses at several depths in uppermost cubic kilometer of the earth, for the situation where a uniaxial compression of tectonic origin (Figure 12.4) is superposed upon the gravitational stresses of Figure 12.3.





σ_n is normal stress

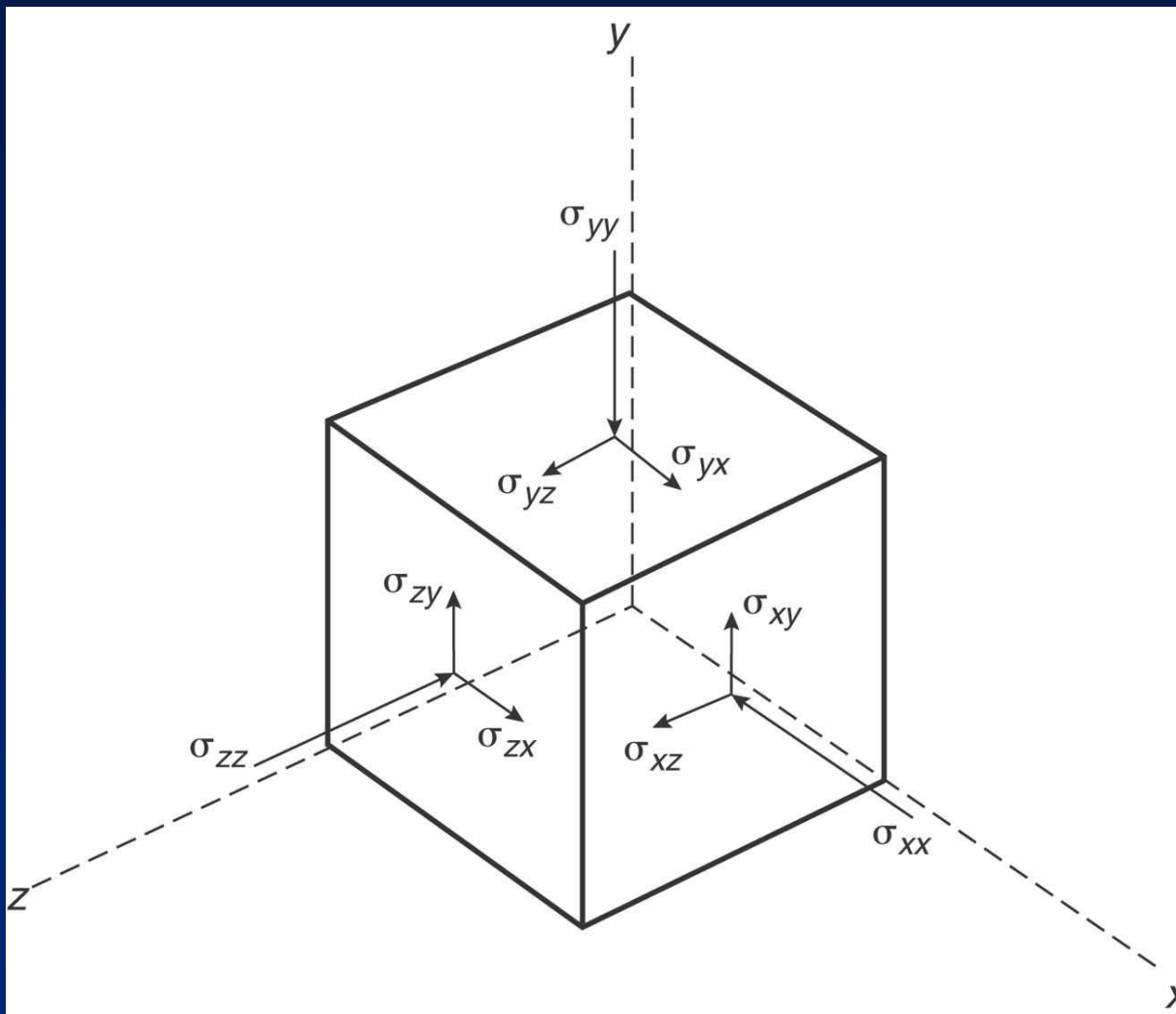
σ_s is shear stress

F is force; σ is stress

Lo SFORZO dipende dalla direzione, verso, e modulo della forza applicata e dalla posizione nello spazio della superficie.

Essendo spesso la superficie obliqua, lo sforzo si scompone in normale (σ_n) e di taglio (σ_s , σ_t o τ)

Scomposizione in 3D dello stato di sforzo



Un cubo di dimensioni infinitesime con i tre spigoli paralleli a un sistema di assi cartesiani x, y, z .

Lo sforzo agente su ogni faccia del cubo si scompone in tre componenti parallele agli assi di riferimento: una normale e due di taglio

Fate attenzione alla notazione degli singoli sforzi (questa è una delle tante possibilità)

$$T_{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix}$$

Matrice a 9 componenti

Da Mercier & Vergely, 1996

Il campo degli sforzi è espresso dall'insieme degli stati di sforzo agenti in ogni punto del corpo.

Se le componenti sono uguali in ogni punto del corpo il tensore è **omogeneo**, se variano nei vari punti è **eterogeneo**

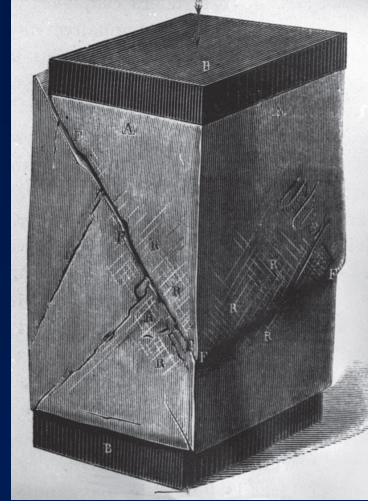
$$T_{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

Da Mercier & Vergely, 1996

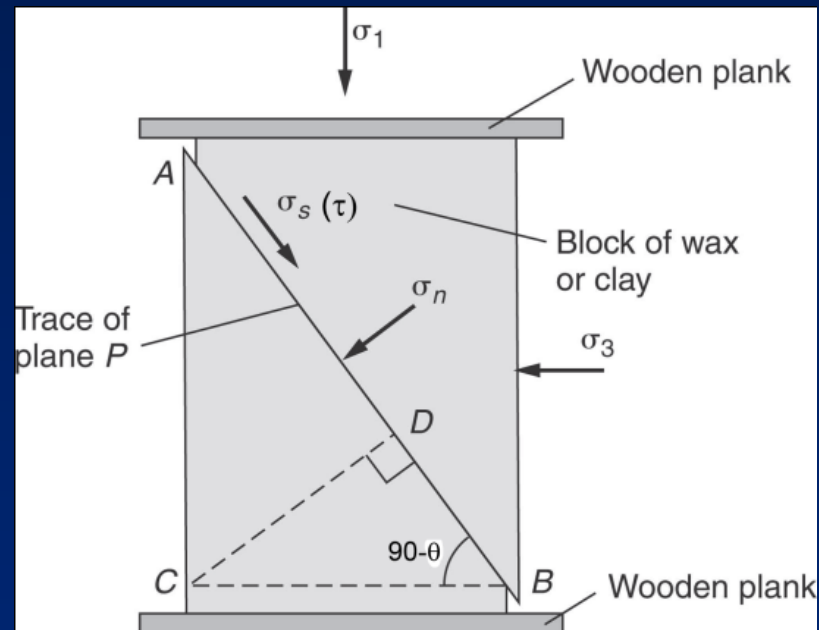
Nella deformazione sperimentale delle rocce (geotecnica) sulle superfici esterne dei campioni a deformazione si hanno sforzi solo normali e non esistono sforzi di taglio τ

Siamo nelle condizioni di un ideale cubo di roccia le cui facce sono tre coppie di piani a soli sforzi normali (piani principali). Gli sforzi “solo” normali che insistono sui piani principali sono gli “sforzi principali” (σ_1 σ_2 σ_3).

Croce assiale degli sforzi o terna cartesiana degli sforzi principali



Da van der Pluijm & Marshak, 2004



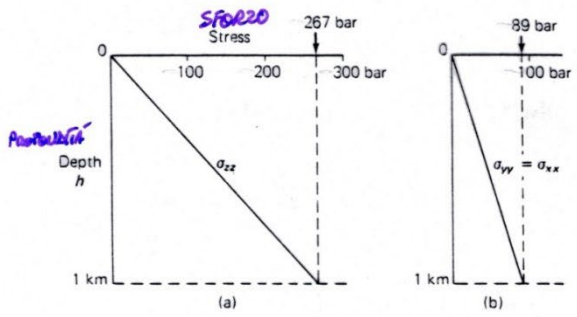


Figure 12.2 (a) Plot of normal stress on horizontal plane versus depth for Figure 12.1, assuming the rock to be granodiorite with density of 2.72 g/cm³. (b) Plot of normal stress on vertical planes versus depth for Figure 12.1, assuming the stress on vertical planes is always a fixed fraction of the stress on horizontal planes, as given by Equation 12.2. (The basis for this assumption is discussed in Chapter 25.)

Figure 12.3 Principal stress trajectories and stress ellipses at several depths in uppermost cubic kilometer of the earth, for the situation with no tectonic stresses, as represented in Figure 12.2.

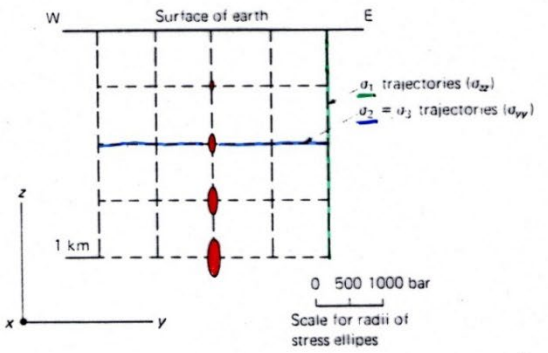


Figure 12.5 Plot of stress against depth for combined effects of gravitational stresses and tectonic stress represented in Figure 12.4.

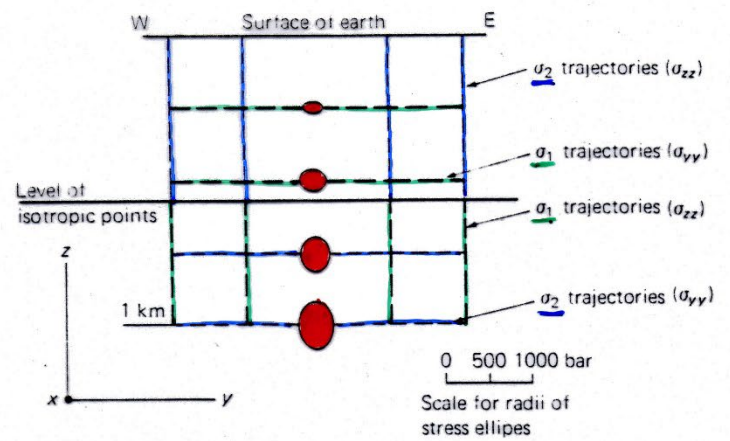
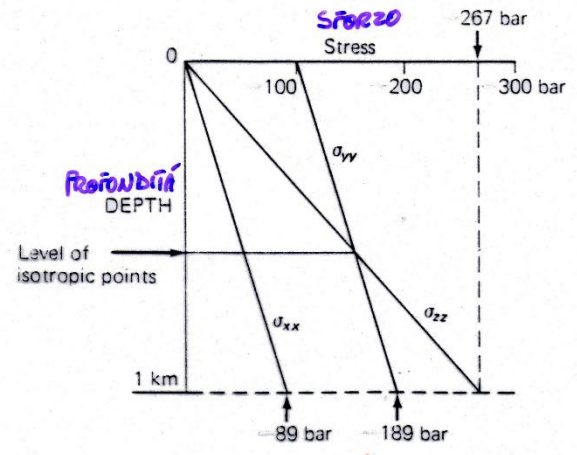
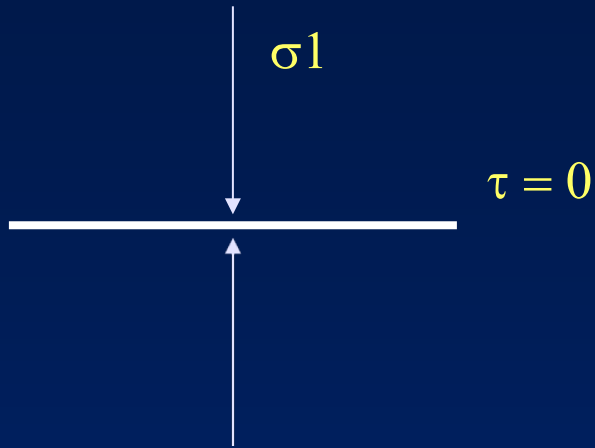


Figure 12.6 Principal stress trajectories and stress ellipses at several depths in uppermost cubic kilometer of the earth, for the situation where a uniaxial compression of tectonic origin (Figure 12.4) is superposed upon the gravitational stresses of Figure 12.3.

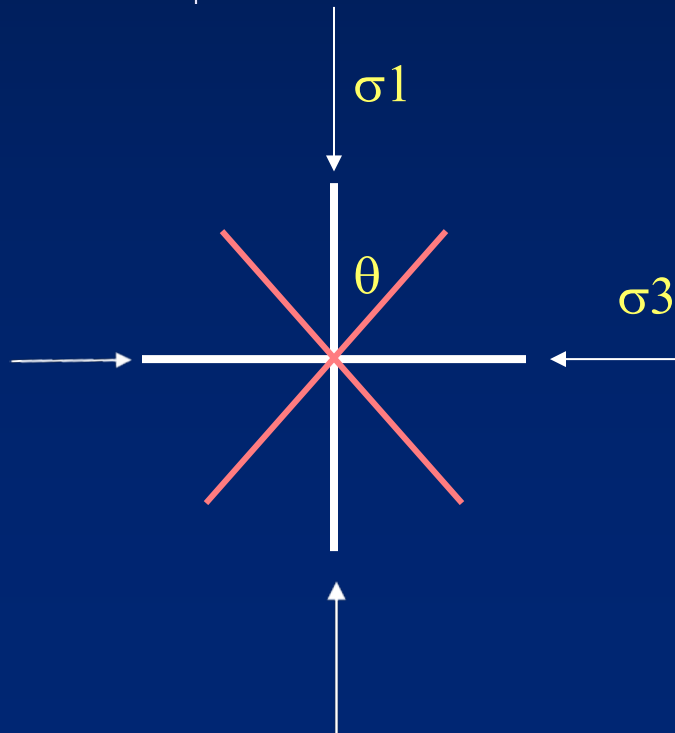
Lo sforzo può essere: uniassiale biassiale triassiale



Sforzo principale uniassiale

solo σ_1

normale ad una superficie senza componente di taglio (detta piano principale) σ_N è massimo



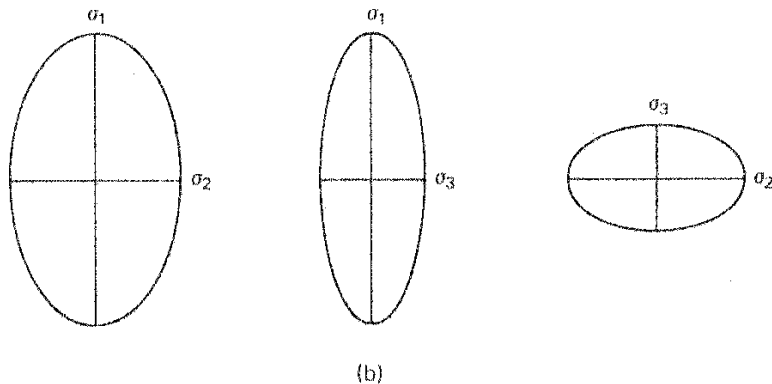
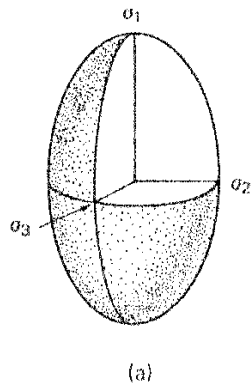
Due sforzi principali σ_1 e σ_3

Due piani principali

τ è massimo su piani a 45° rispetto allo sforzo principale massimo

(θ è angolo tra σ_1 e superficie)

Figure 7.7 (a) General triaxial stress ellipsoid in perspective view. (b) Views normal to each of the principal planes of the ellipsoid.

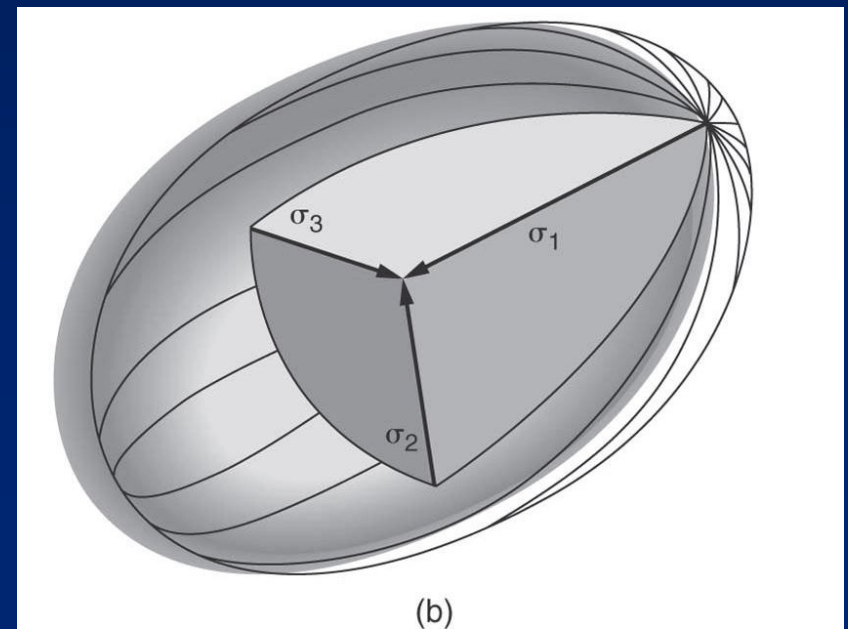


Da Means, 1976

Ellissoide degli sforzi

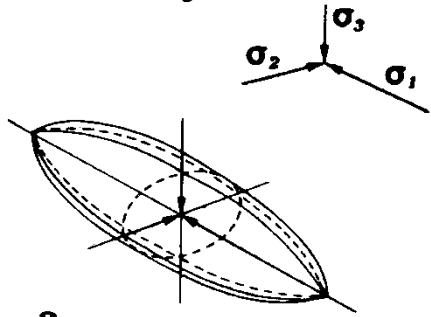
Luogo geometrico che ha per assi i tre sforzi principali

Da Mercier & Vergely, 1995

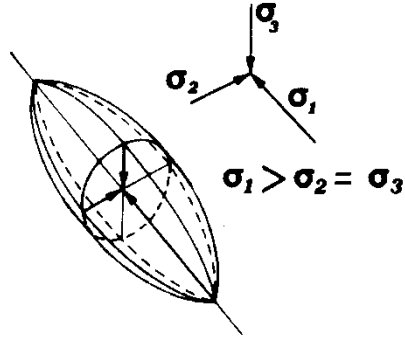


Da van der Pluijm & Marshak, 2004

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$

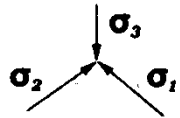


a

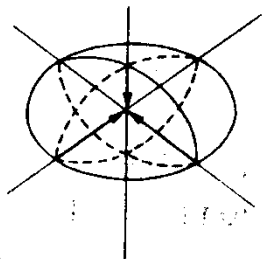


b

$$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$$

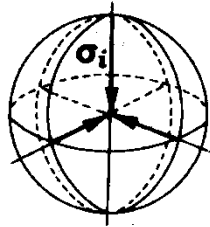


$$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$$



c

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$



d

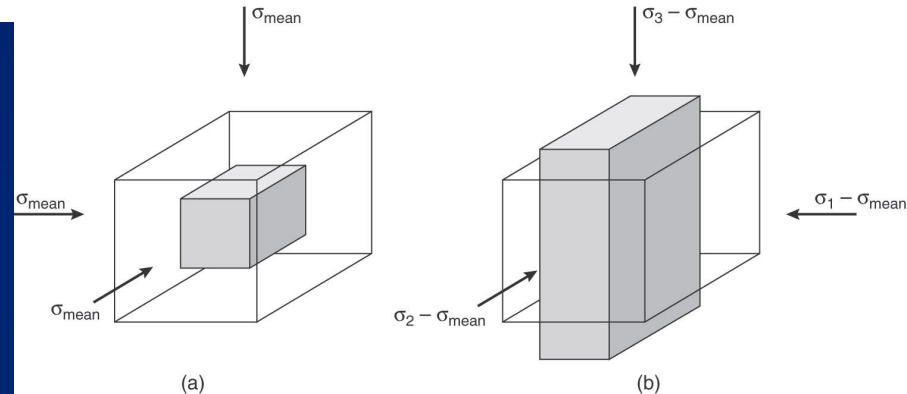
a= triassiale

b,c= di rivoluzione

c= idrostatico

Da Boccaletti & Tortorici, 1987

Da van der Pluijm & Marshak, 2004



DEVIATORE DEGLI SFORZI

$$\bar{\sigma} = 1/3 (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$$

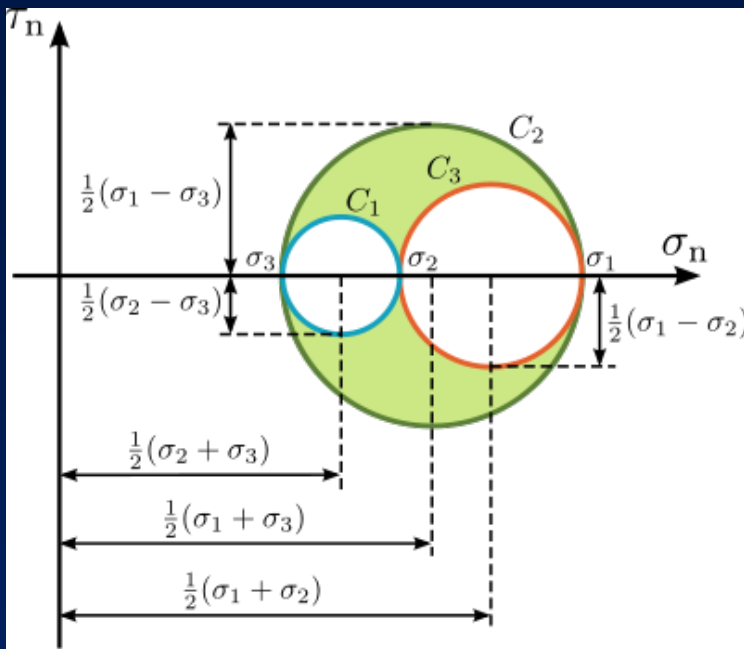
Sforzo medio, cioè porzione idrostatica (uguale in tutte le direzioni) del tensore, che produce solo cambiamento di volume

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - \bar{\sigma} = 1/3 (2\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3)$$

$$\sigma'_2 = \sigma_2 - \bar{\sigma} = 1/3 (2\sigma_2 - \sigma_3 - \sigma_1)$$

$$\sigma'_3 = \sigma_3 - \bar{\sigma} = 1/3 (2\sigma_3 - \sigma_1 - \sigma_2)$$

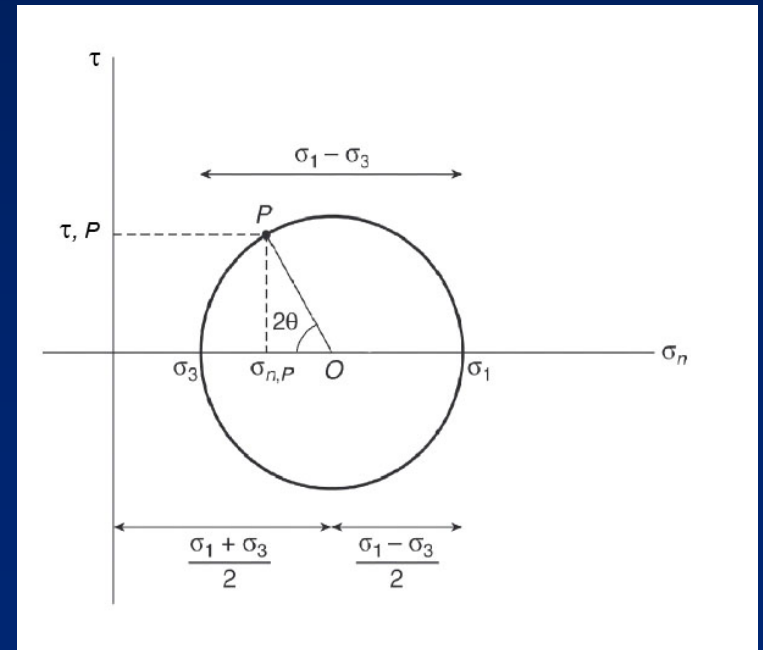
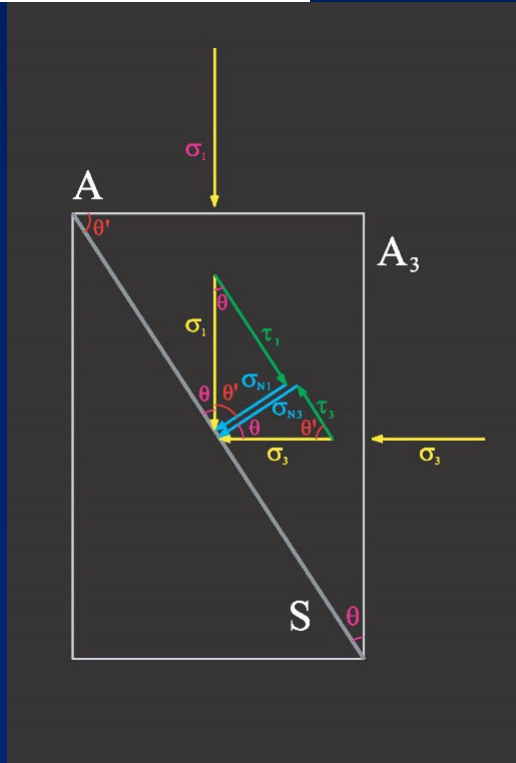
Sforzo deviatorico o deviatore degli sforzi, responsabile del cambiamento di forma dei corpi.



Cerchio di Mohr,
sistema di sforzo sul
corpo

Cerchio di Mohr, scomposizione
degli sforzi su una superficie

Da Wikipedia
https://en.wikipedia.org/wiki/Mohr%27s_circle



Da van der Pluijm & Marshak, 2004

Deformazione di oggetti

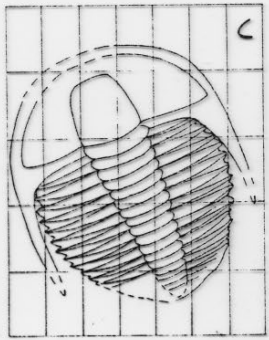


FIG. 3.66
DEFORMAZIONE DI
FOSSILI. C= STATO
INDEFORMATO
DA RAMSAY E HUBER, 1984

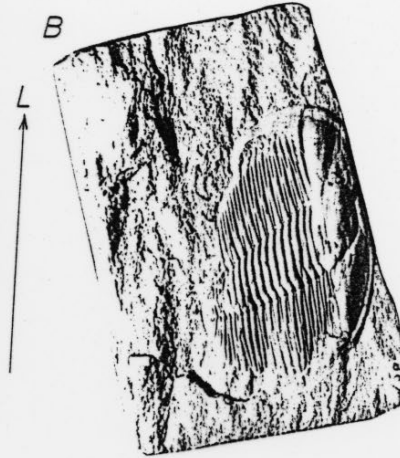
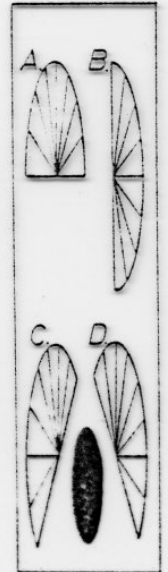
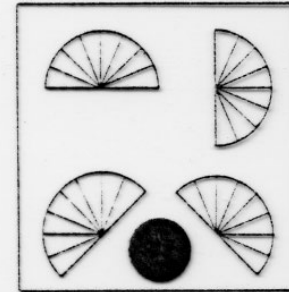


Figure 8.7. Two specimens of *Angelina* for the determination of principal strain ratio R (Question 8.1). L is the stretching lineation for both specimens.



Da Ramsay & Huber, 1984

Da Ramsay & Huber, 1984

LA DEFORMAZIONE

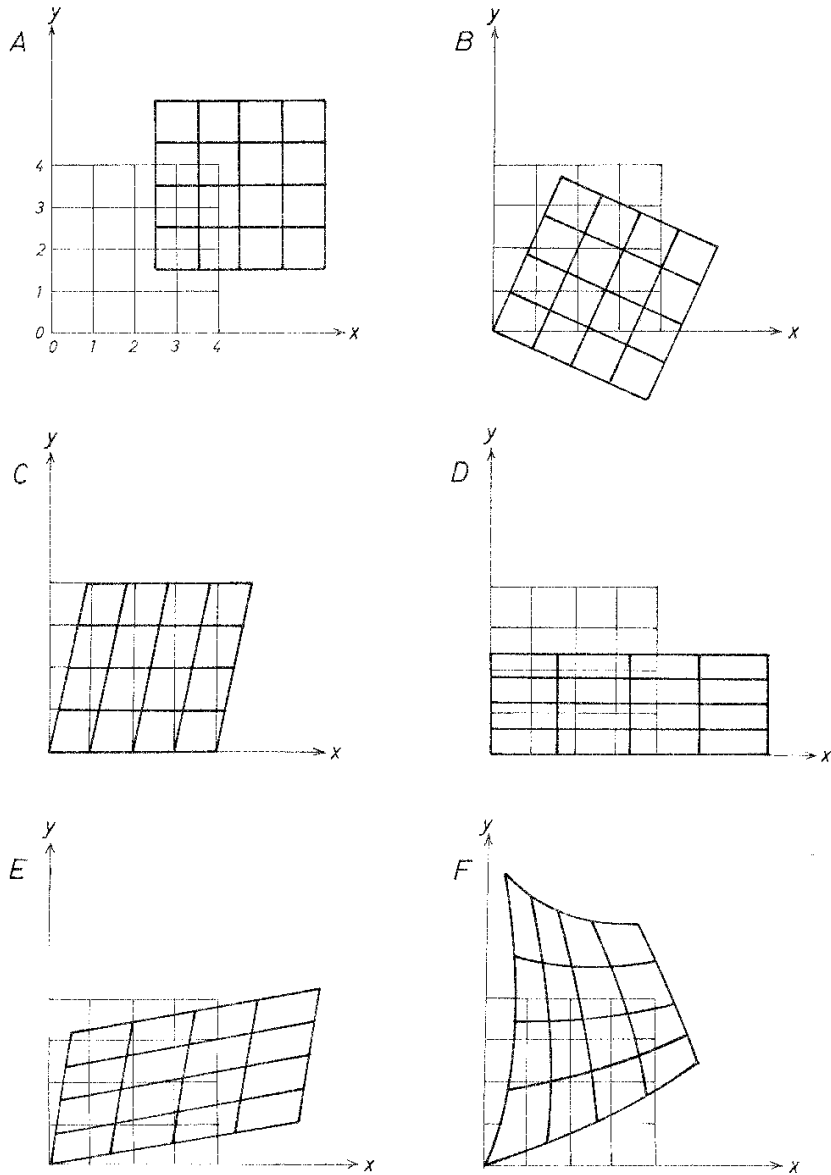


Figure 4.1. Six different types of displacement. Determine the different displacement vector fields. See Question 4.1.

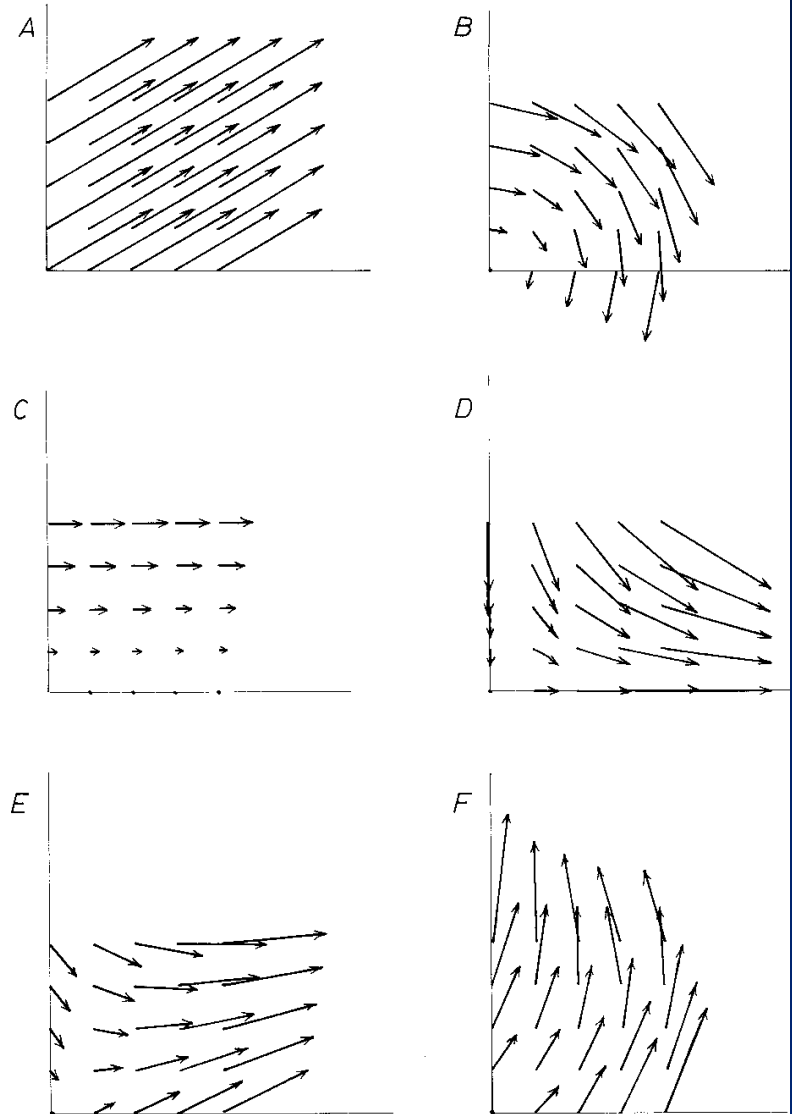
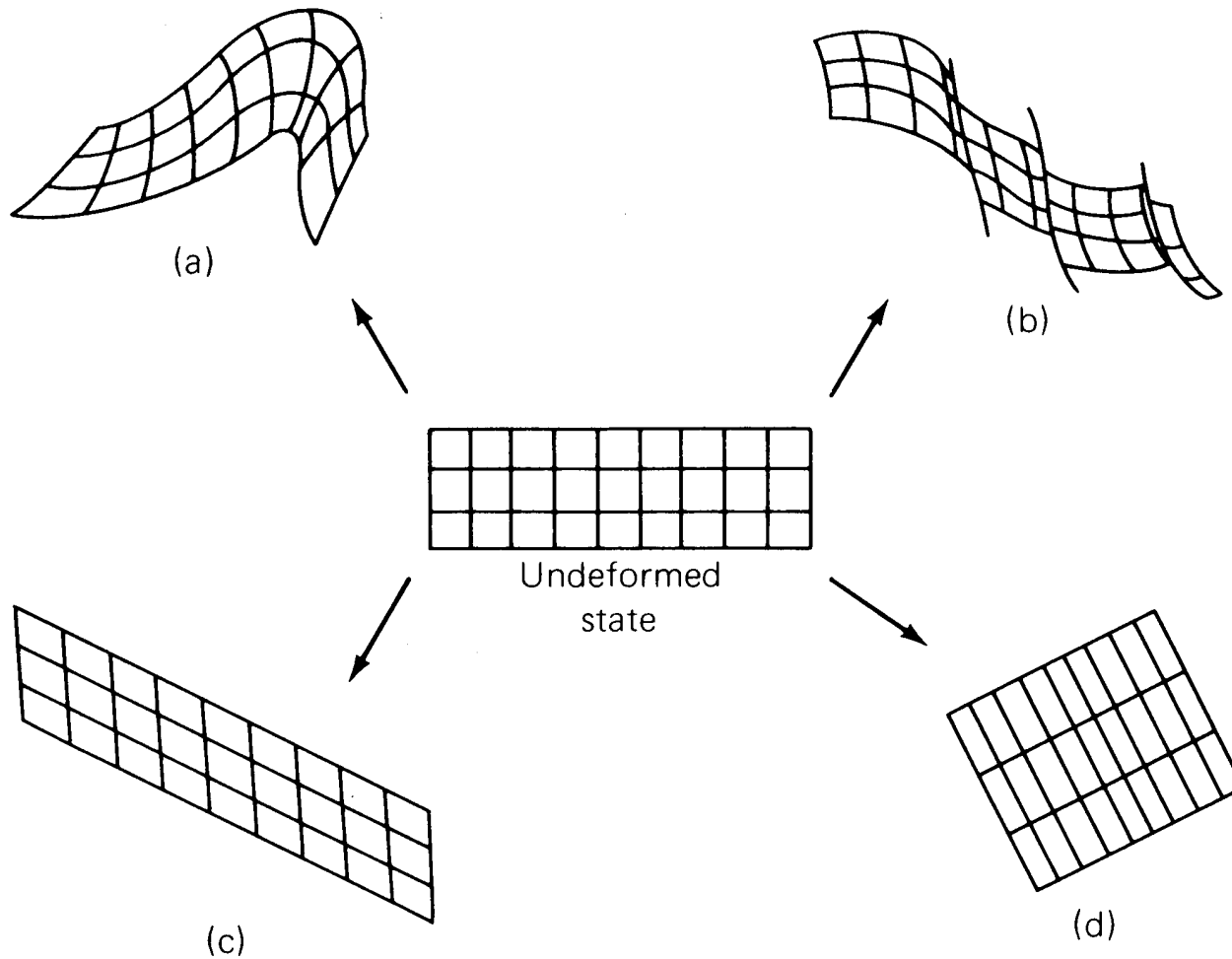


Figure 4.3. Displacement vector fields of the six types of displacement shown in Figure 4.1.

Figure 14.4 Homogeneous and inhomogeneous deformations: (a) and (b) are inhomogeneous; (c) and (d) are homogeneous.





Elongazione $e = \Delta l / l_0 = (l_1 - l_0) / l_0$

Estensione è
positiva

Raccorciamento è
negativo



Elongazione $e = \Delta l / l_0 = (l_1 - l_0) / l_0$

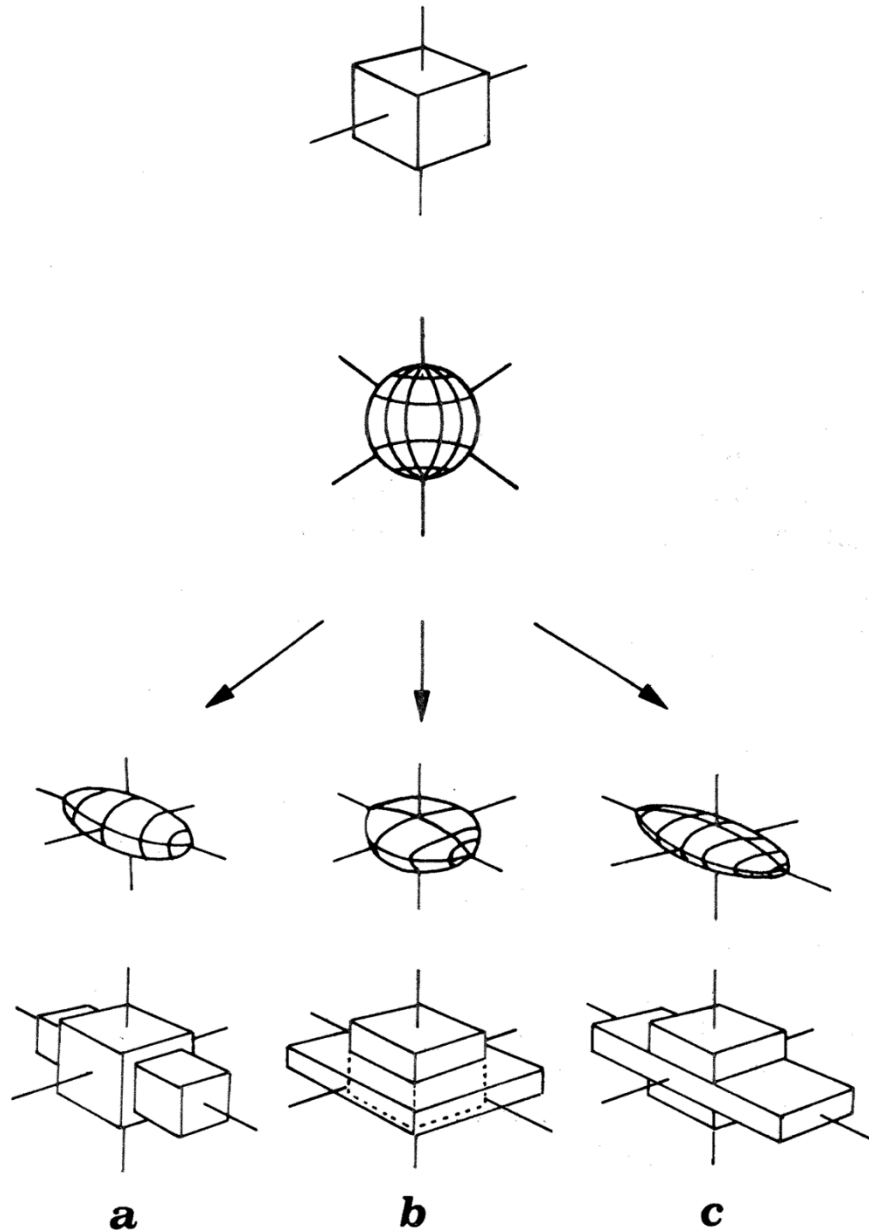
Fattore di allungamento (Stretching factor) $S = l_1 / l_0$

Elongazione quadratica $\lambda = S^2$

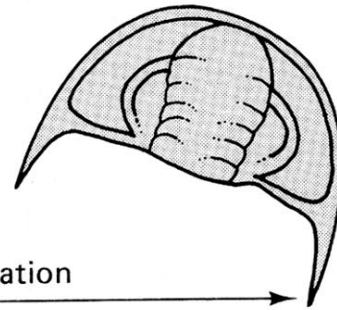
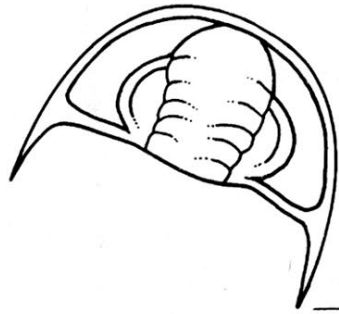
Tasso di deformazione (Strain rate) $e / \Delta t$

Velocità di deformazione
(mm/anno) $\Delta l / \Delta t$

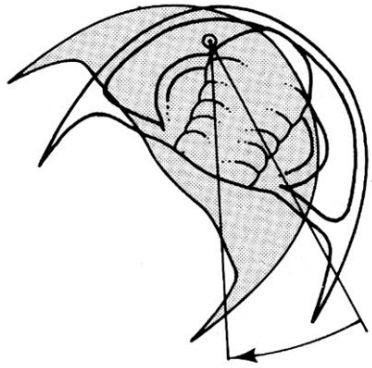
Ellissoide della
deformazione (strain)
(omogenea a volume
costante)



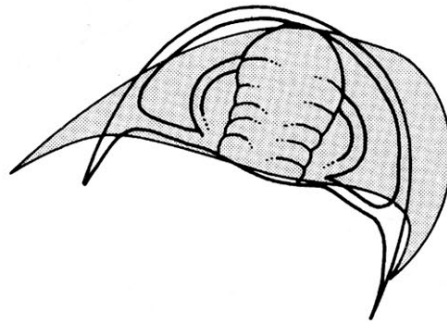
- a) *Estensione simmetrica assiale (sferoide prolato)*
- b) *Raccorciamento simmetrico assiale (sferoide oblato)*
- c) *Deformazione planare (ellissoide)*



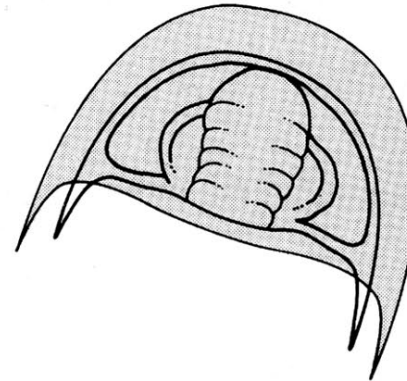
Rigid-body translation



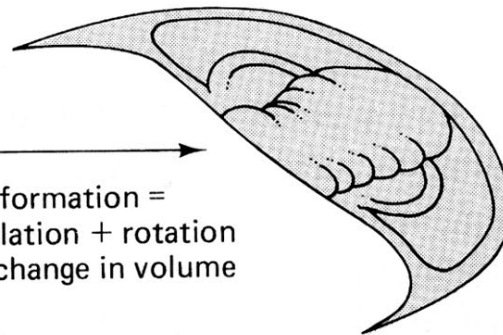
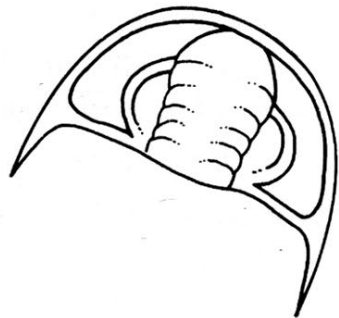
Rigid-body rotation



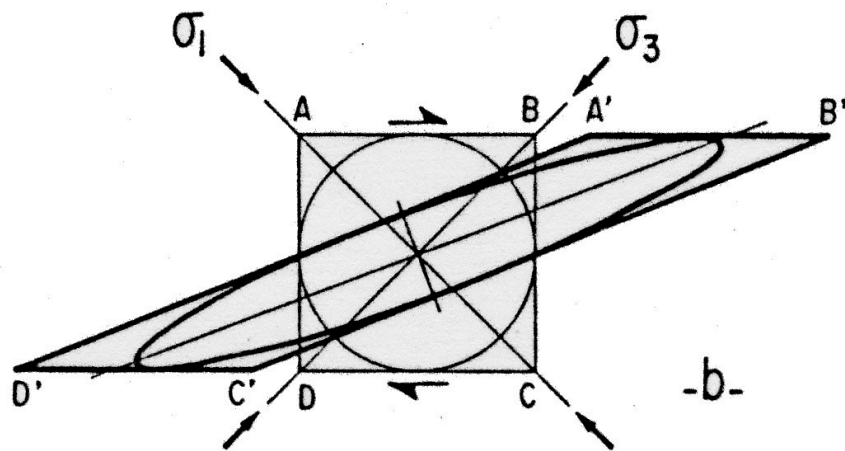
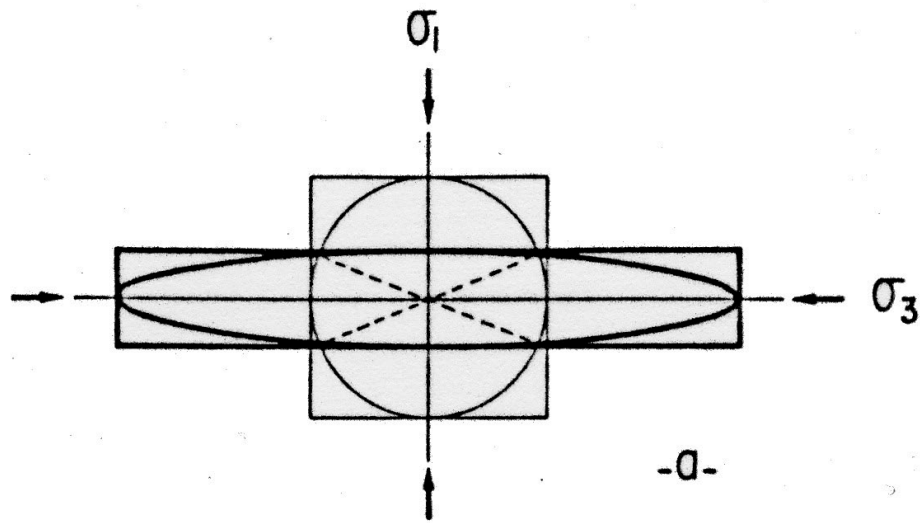
Distortion



Change in volume

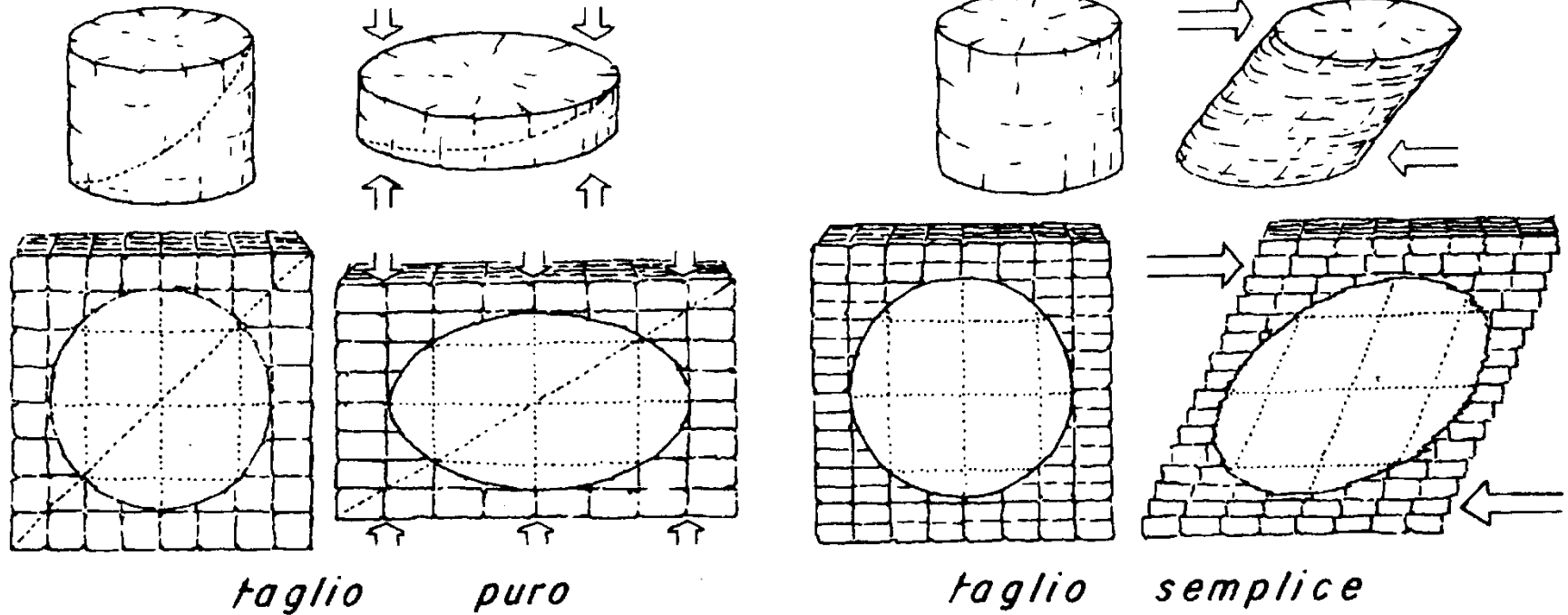


General deformation =
rigid-body translation + rotation
+ distortion + change in volume



Da Nicolas, 1984

Taglio puro e taglio semplice



Da Deiana, 2004

Lo sforzo applicato è coassiale

Un quadrato si trasforma in un rettangolo

Le linee parallele alle direzioni principali della deformazione restano tali

Cambiano direzione le diagonali

Deformazione non rotazionale

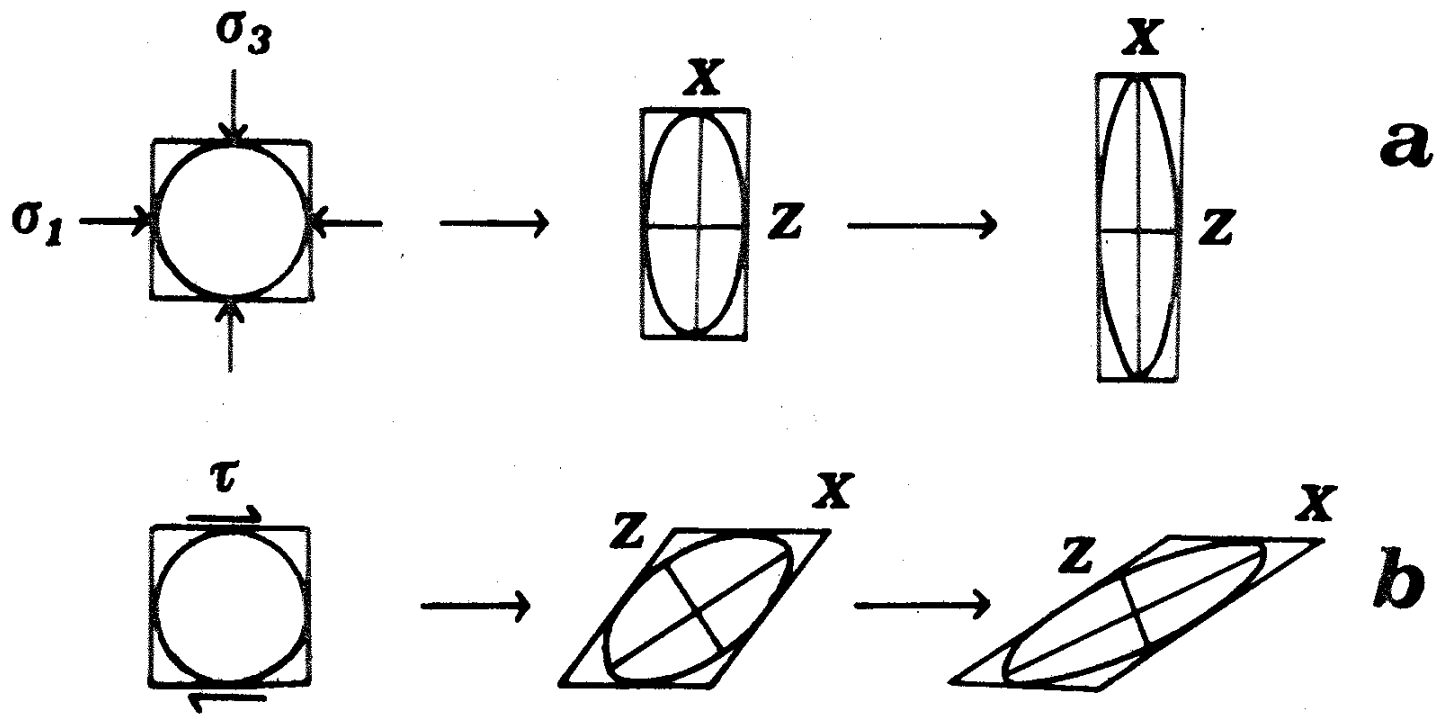
Lo sforzo applicato non è coassiale

Un quadrato si trasforma in un parallelogramma

Scorrimenti paralleli

Le linee normali alla direzione principale di deformazione s'inclinano, ruotano

Deformazione rotazionale



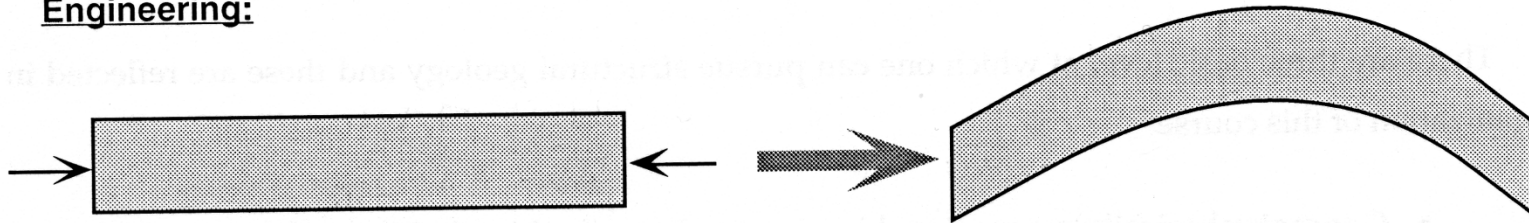
Da Boccaletti & Tortorici, 1987

Deformazione finita = stadio finale della deformazione

Deformazione progressiva = incrementi finiti di deformazione che portano attraverso un “cammino” (deformation path) allo stadio finito.

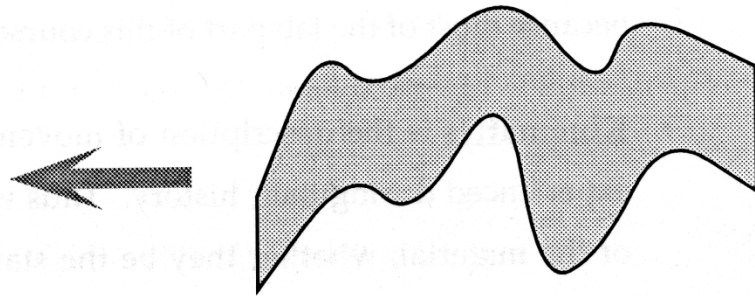
Nel tempo il campo di sforzo può essere rimasto uguale o essere cambiato e il percorso di deformazione può non corrispondere al semplice vettore spostamento tra lo stato iniziale e quello finale

Engineering:



Structural Geology:

?



In geologia si osserva lo stato finale della deformazione, quello iniziale è sconosciuto

RELAZIONI TRA SFORZO E DEFORMAZIONE

Comportamento delle rocce

COMPORAMENTI IDEALI

Modelli Elementari

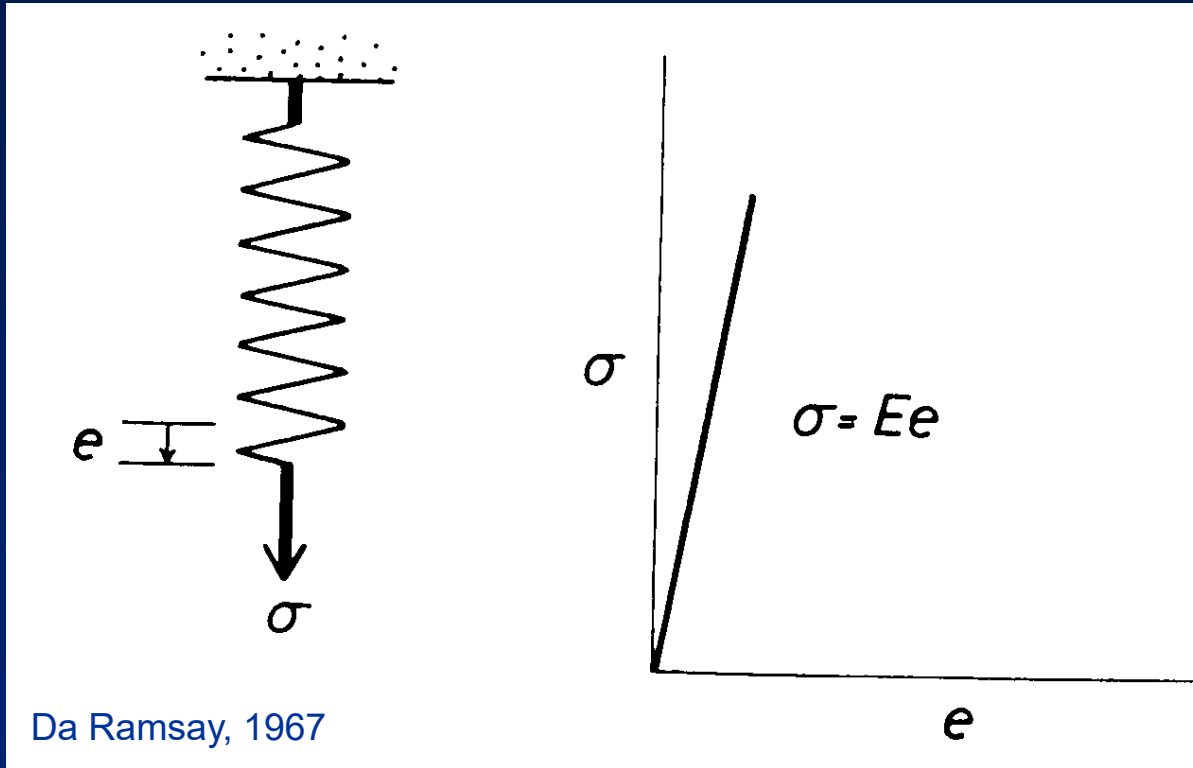
Modelli Complessi

COMPORAMENTO REALE DI ROCCE IDEALI

Modelli di comportamento derivati da prove sperimentali su rocce il più possibile isotrope e omogenee (calcri micritici, marmi, argille ricostruite)

COMPORAMENTI IDEALI : MODELLI ELEMENTARI

COMPORAMENTO ELASTICO (molla)



Da Ramsay, 1967

$$e = \sigma / E$$

Legge di Hook

Lo sforzo è
proporzionale alla
deformazione

E = costante di elasticità
(modulo di Young)

e = deformazione
(elongazione) elastica

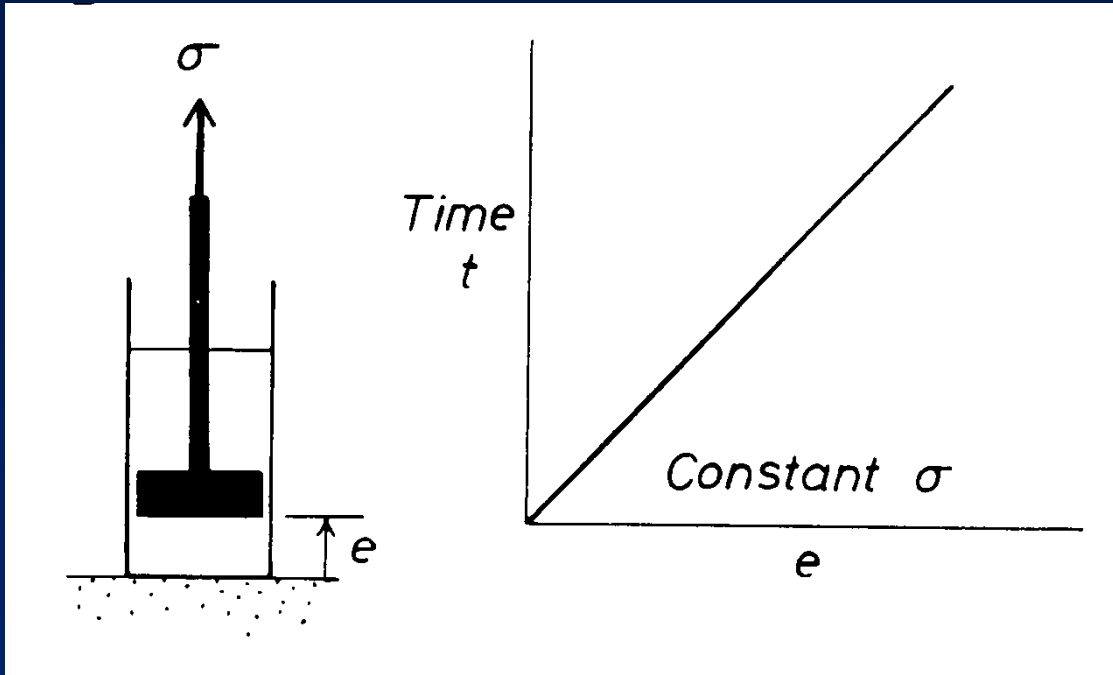
Relazione lineare tra sforzo e deformazione che è completamente reversibile e indipendente dal tempo di applicazione

COMPORTAMENTO VISCOSO (pistone)

σ = sforzo

t = tempo

e = deformazione



Da Ramsay, 1967

Deformazione permanente.

Il materiale fluisce per ogni sforzo applicato senza una soglia.

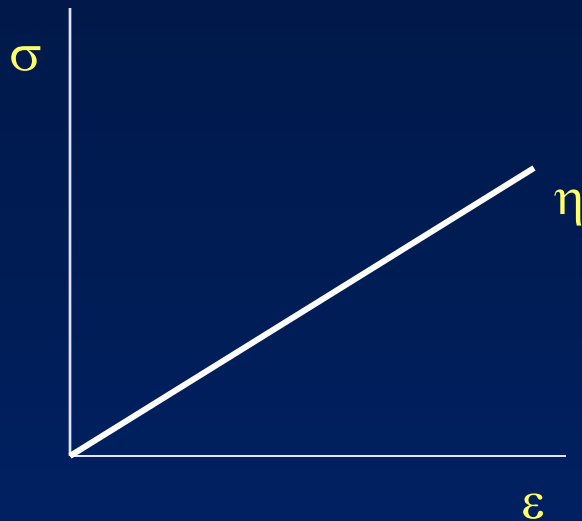
Dipende dal tempo di applicazione dello sforzo

Alta viscosità flusso lento

Bassa viscosità flusso rapido

$\varepsilon = e / t$ (tasso di deformazione, strain rate)

$\varepsilon =$ velocità di cambiamento di forma nel tempo



Se la curva è retta si tratta di un fluido newtoniano (esiste relazione lineare tra sforzo e tasso di deformazione)

$$\sigma = \eta \varepsilon$$

$$\sigma = \eta \cdot e / t$$

$$t = \eta \cdot e / \sigma$$

Se la retta è poco inclinata la viscosità è bassa

Se è molto inclinata la viscosità è alta

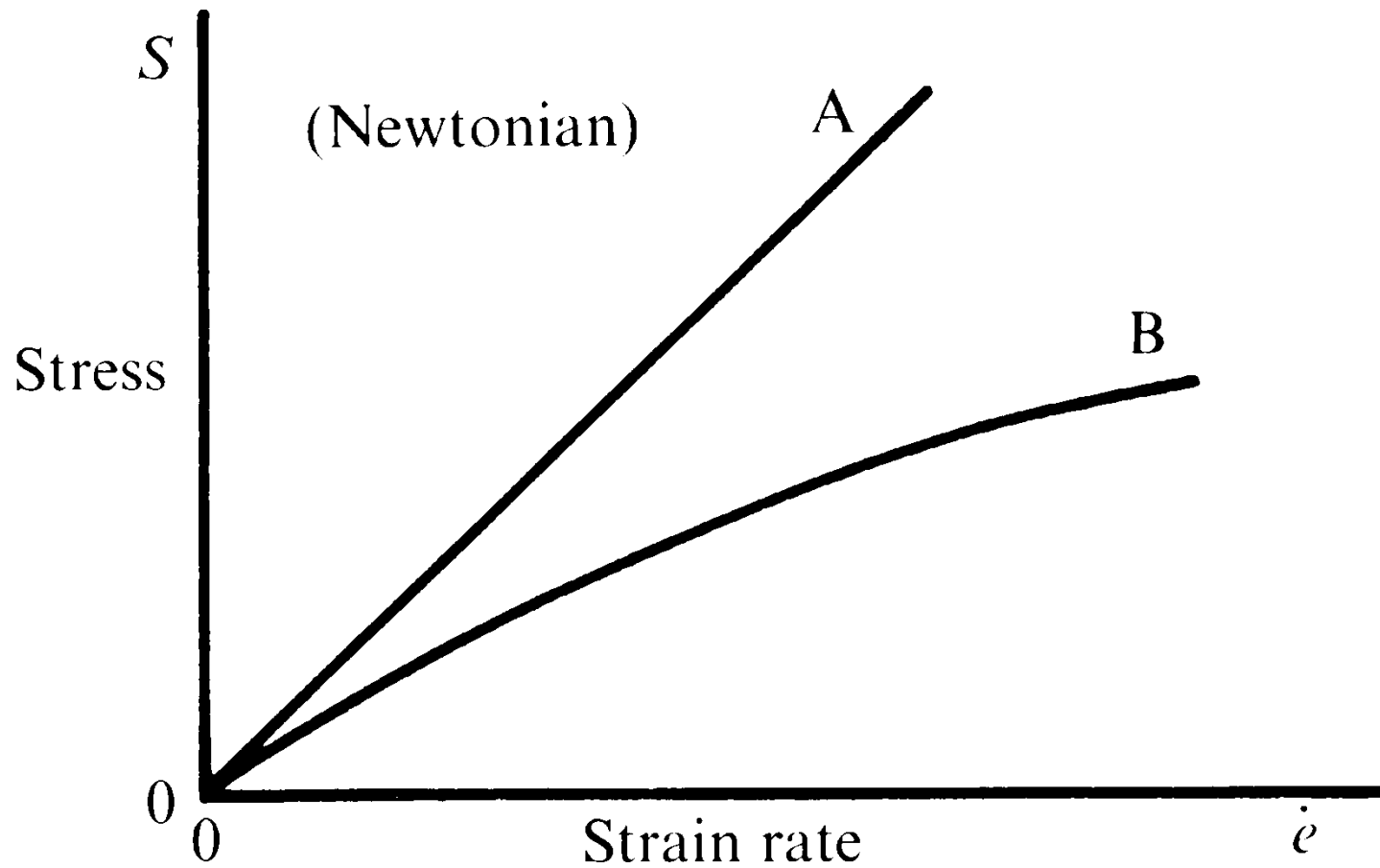
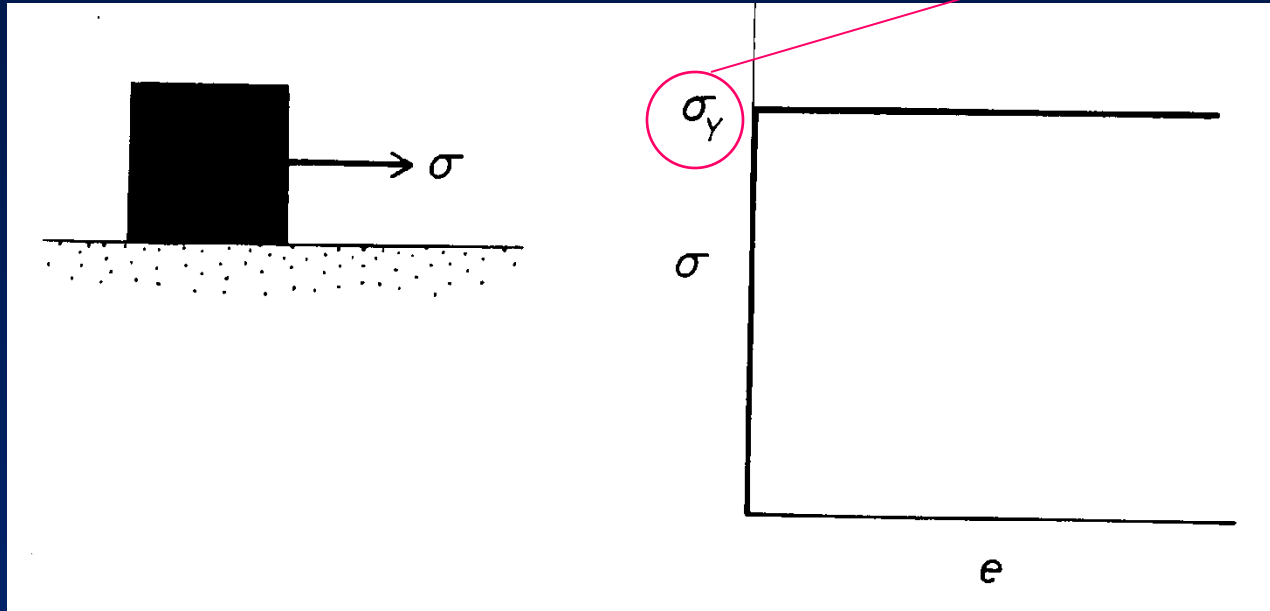


Fig. 1.39. Shear strain-rate relationships for Newtonian and non-Newtonian liquids.

COMPORTAMENTO PLASTICO

(corpo di S.Venant)

Soglia dello sforzo
Yield strenght



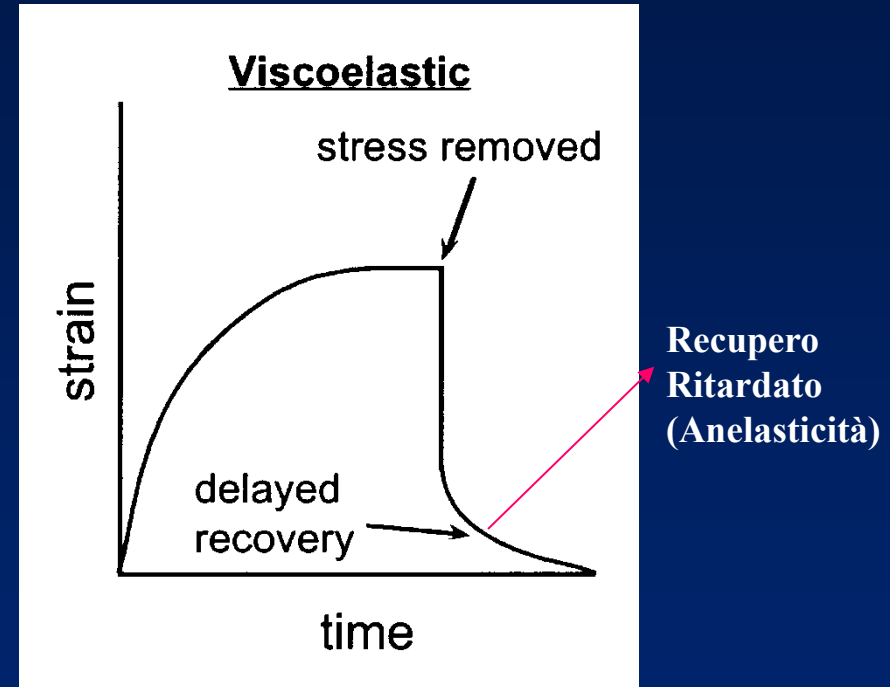
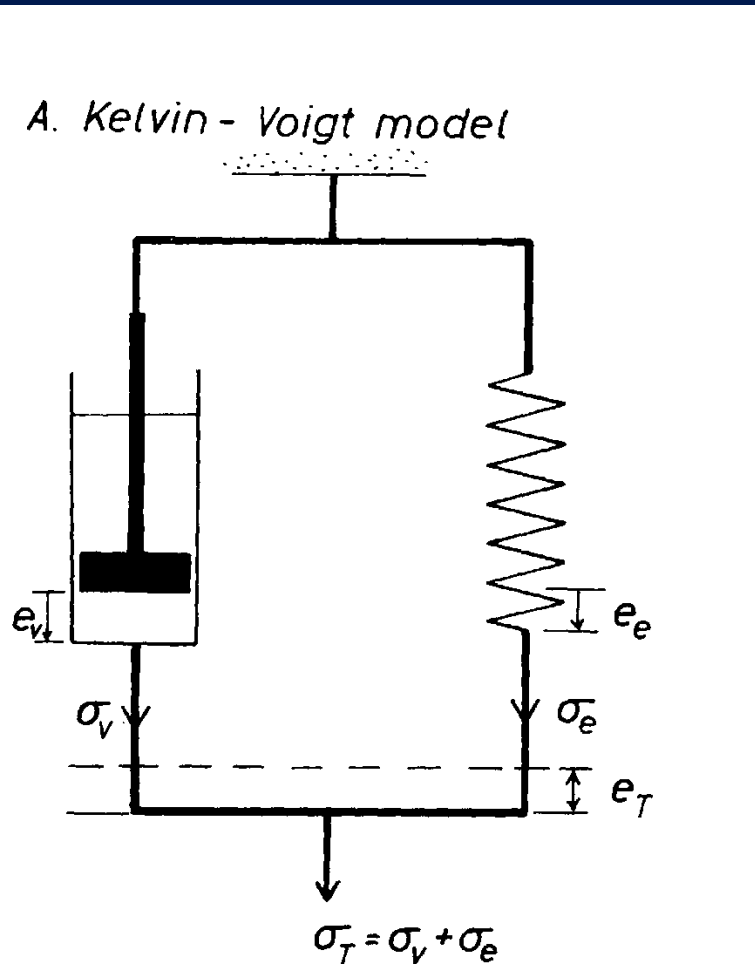
Da Ramsay, 1967

Si ha deformazione permanente solo dopo il superamento di un valore limite dello sforzo (= soglia, yield stress)

Una volta superata la soglia, la deformazione procede indipendentemente dallo sforzo applicato

COMPORAMENTI IDEALI : MODELLI COMPLESSI

COMPORAMENTO VISCO-ELASTICO (pistone e molla in parallelo)

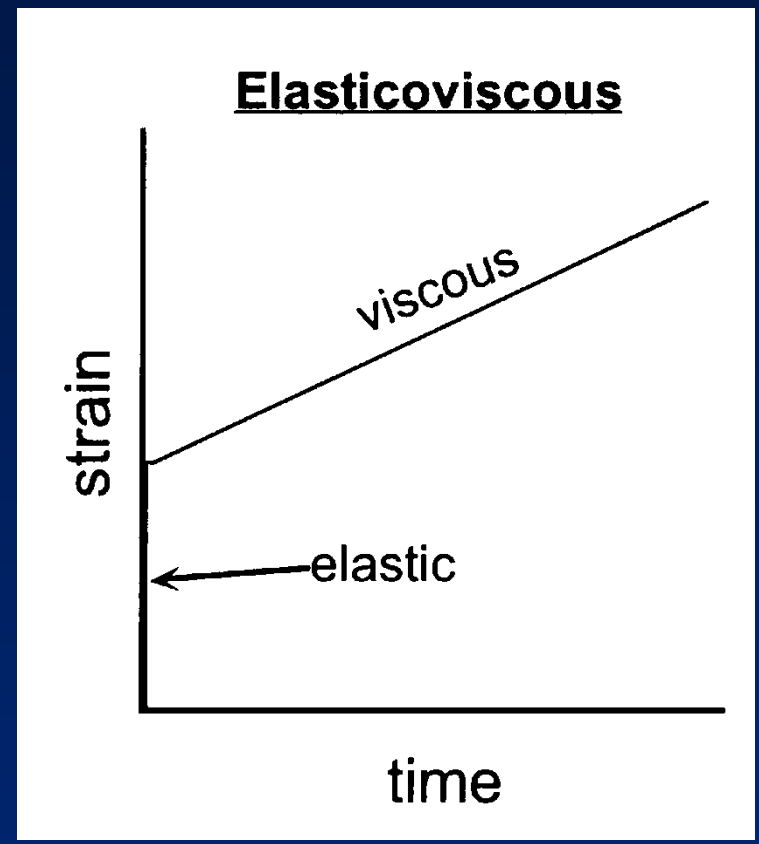
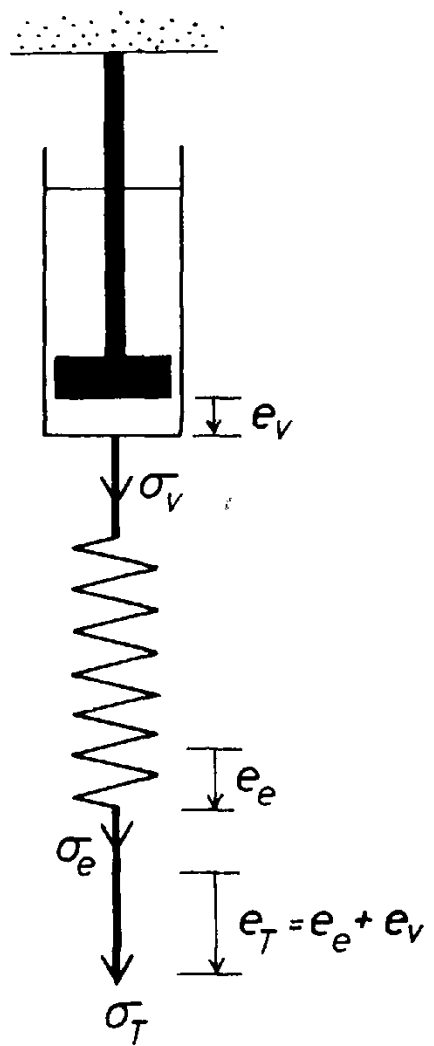


Comportamento elastico fino a certi valori di sforzo

Al cessare dello sforzo necessita di un certo tempo per tornare allo stato iniziale

COMPORTAMENTO ELASTO-VISCOSO (molla e pistone in serie)

B. Maxwell model

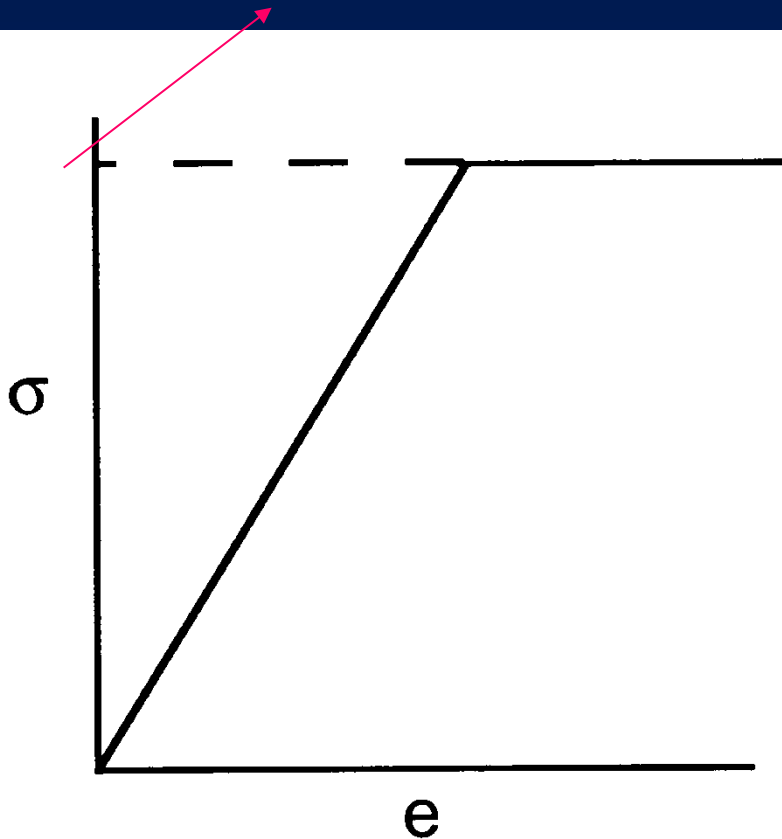


Comportamento viscoso con comportamento elastico per sforzo limitato nel tempo

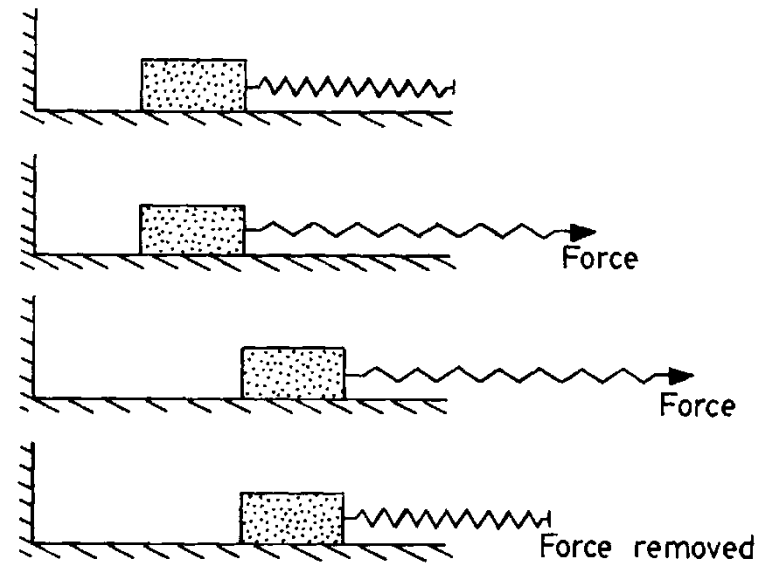
COMPORTAMENTO ELASTO-PLASTICO

(molla e corpo di S.Venant in serie)

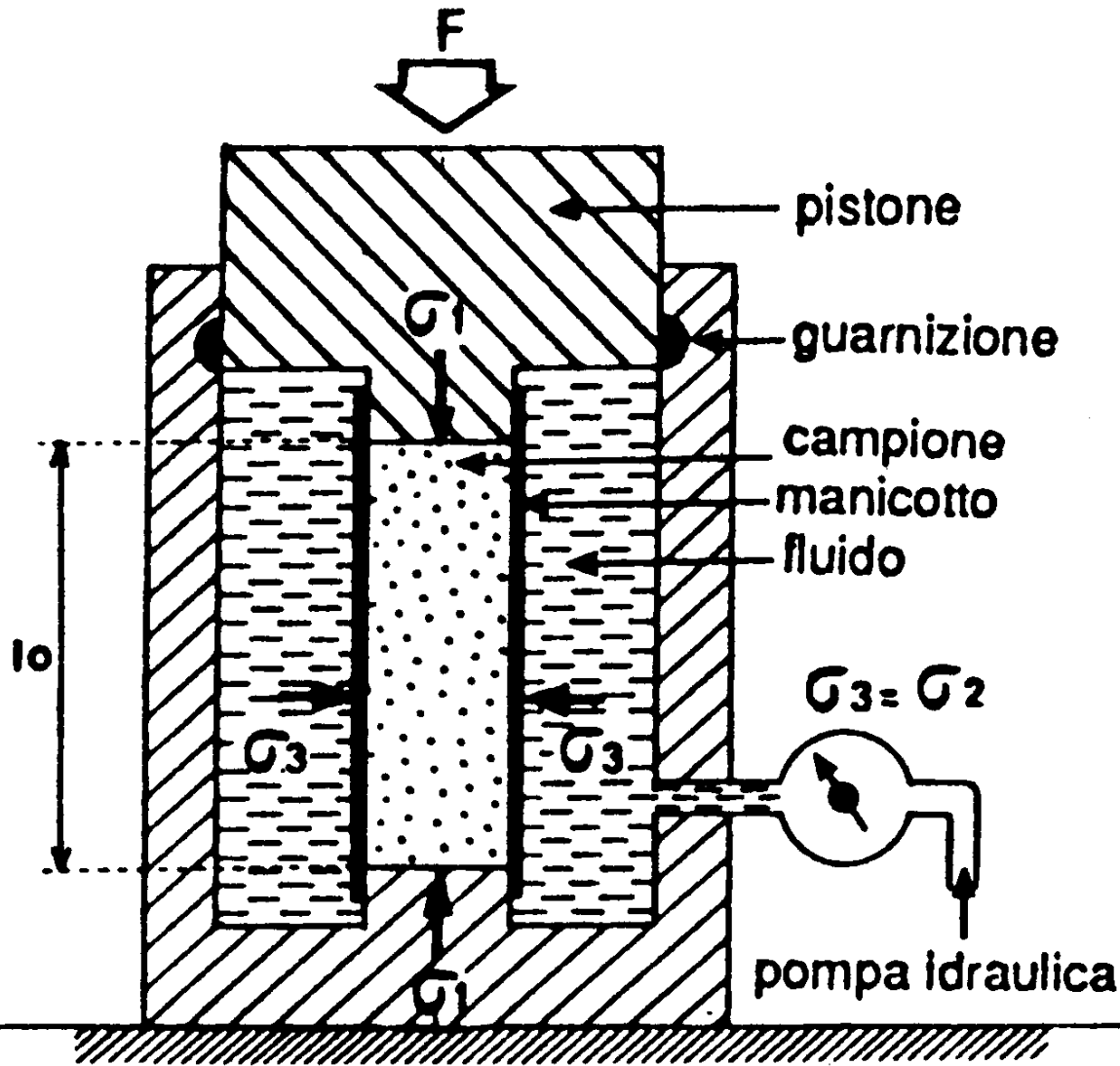
Limite di elasticità



Comportamento plastico
con deformazione
elastica prima del
raggiungimento della
soglia

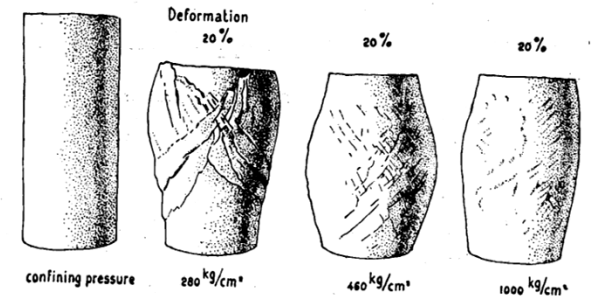


Da Ghosh, 1993

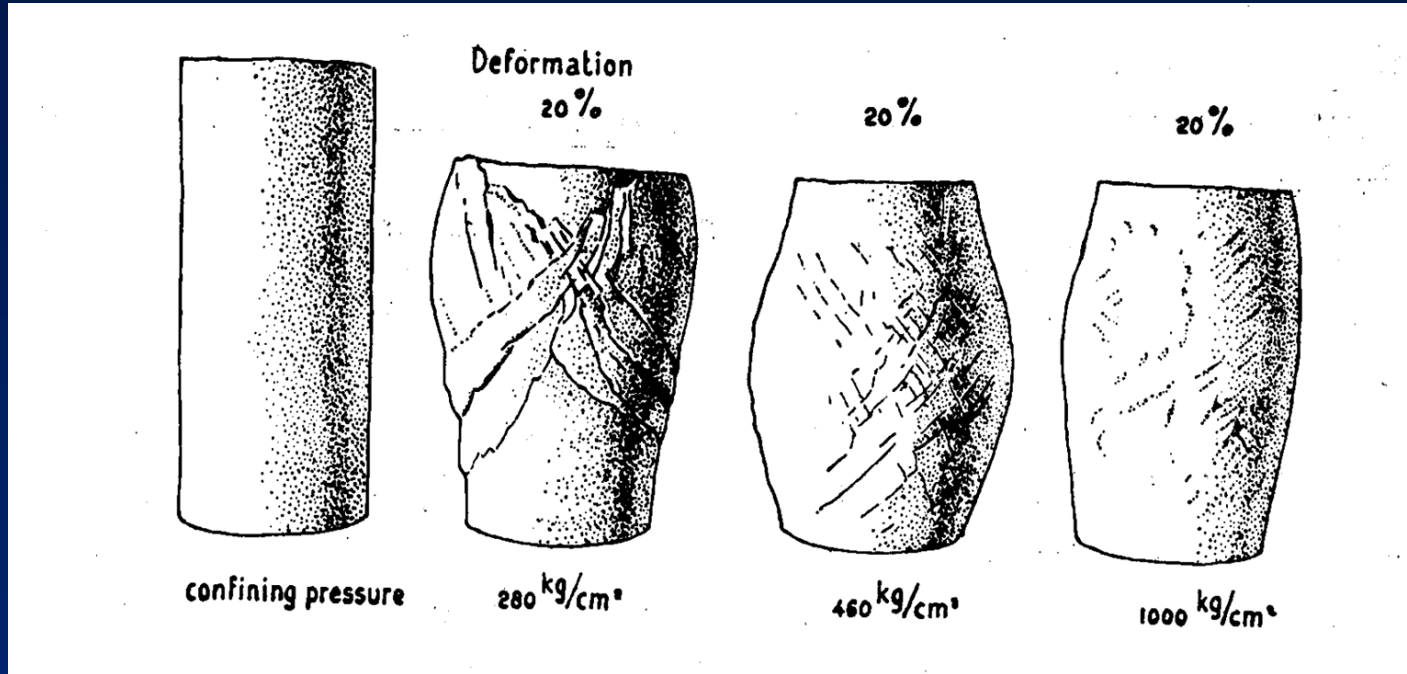


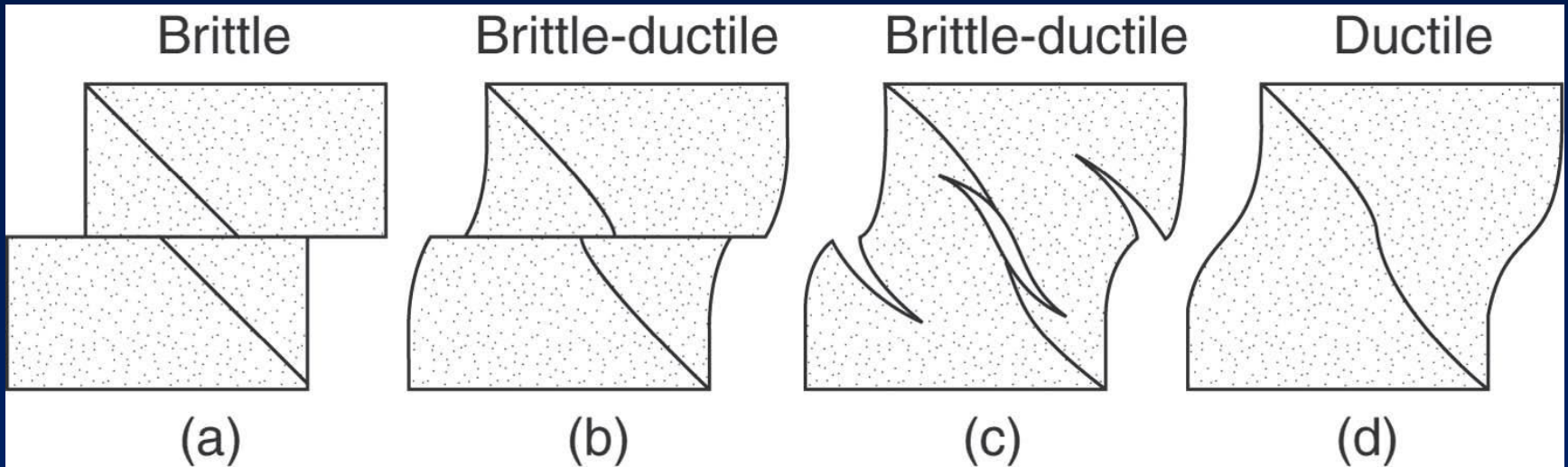
$$\sigma_1 - \sigma_3$$

Differenza tra carico di rottura e pressione di confinamento



Deformazione fragile e duttile





Da van der Pluijm & Marshak, 2004

DEFORMAZIONE FRAGILE

Discontinua

Comportamento elasto-plastico con rottura e plasticità post fratturazione

Condizioni: bassa temperatura, bassa pressione di confinamento, fluidi in sovrappressione, alta velocità di deformazione

DEFORMAZIONE DUTTILE

Continua

Comportamento quasi-plastico (ramo elastico poco pronunciato)

Senza rottura

*Condizioni tipiche: alta temperatura, alto contenuto in fluidi **non in sovrappressione**, alta pressione di confinamento, bassa velocità di deformazione*

Influenza dello sforzo di confinamento ($\sigma_2 = \sigma_3$)

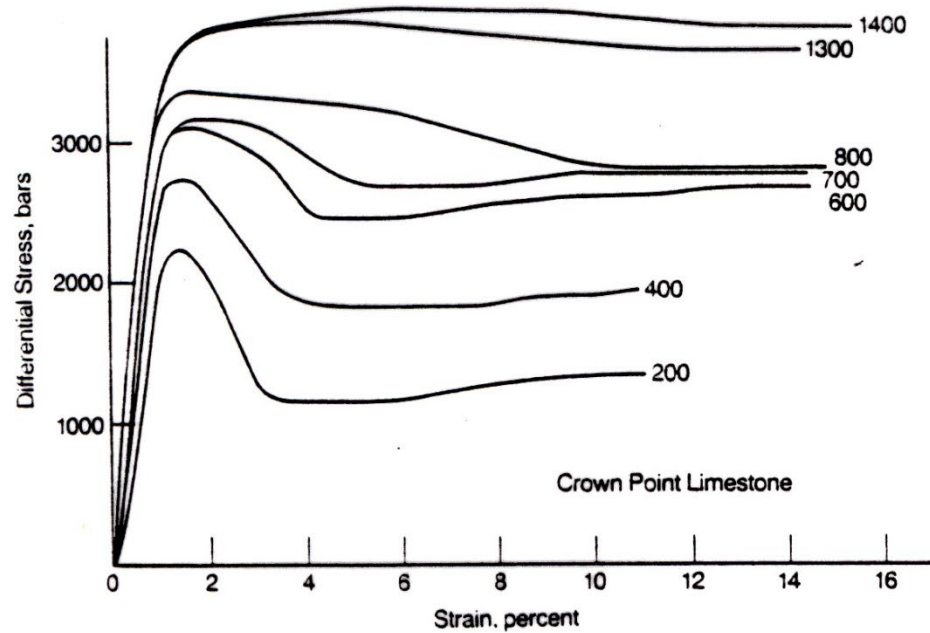


Figure 5.28 Stress–strain diagrams for limestone deformed at a variety of confining pressures. Tests conducted at room temperature. Both strength and plasticity increase with greater confining pressure. [Reprinted by permission, “Some Information Squeezed Out of Rock,” by F. A. Donath, *American Scientist*, v. 58, p. 54–72, (1970b).]

Influenza dello sforzo di confinamento ($\sigma_2 = \sigma_3$)

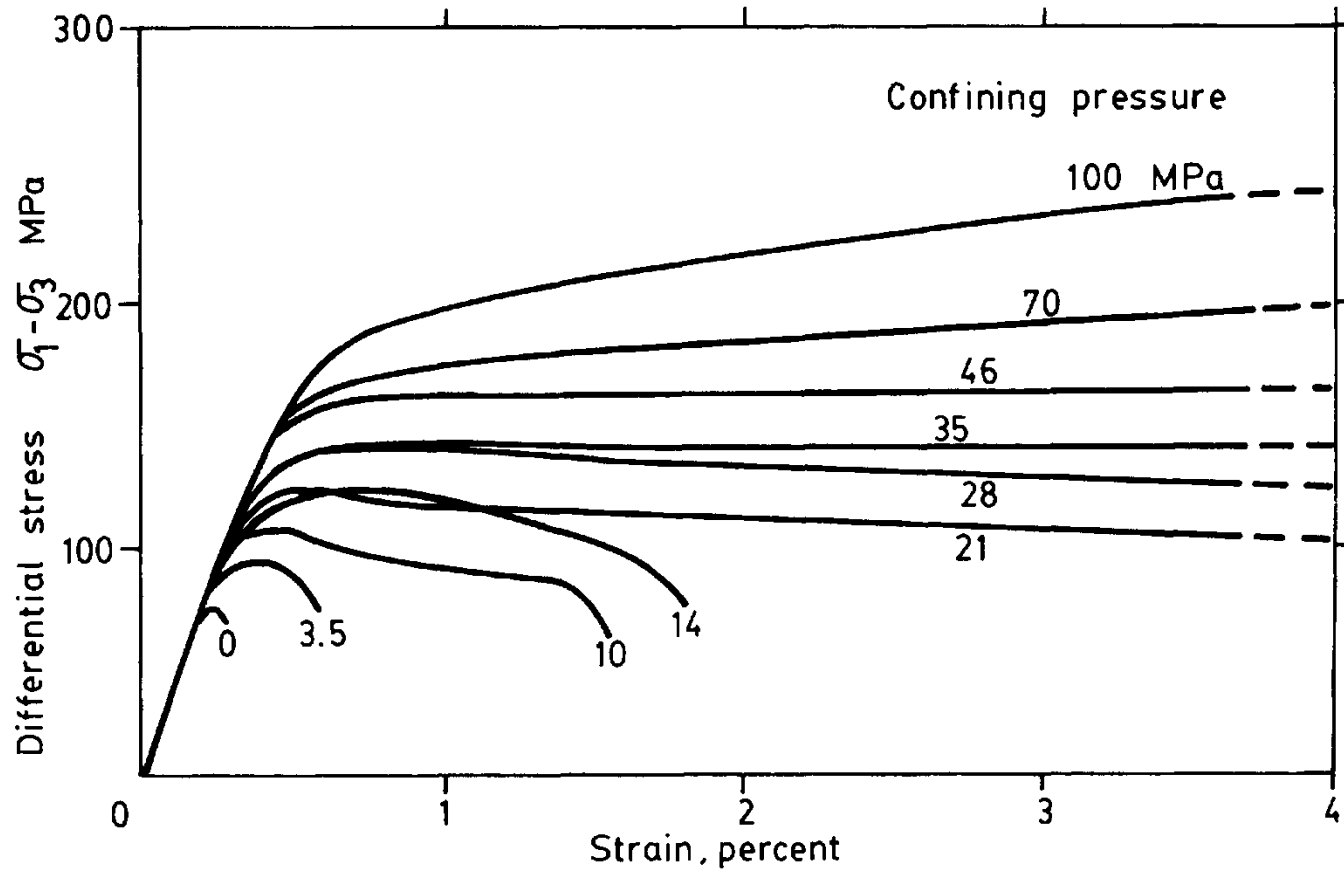
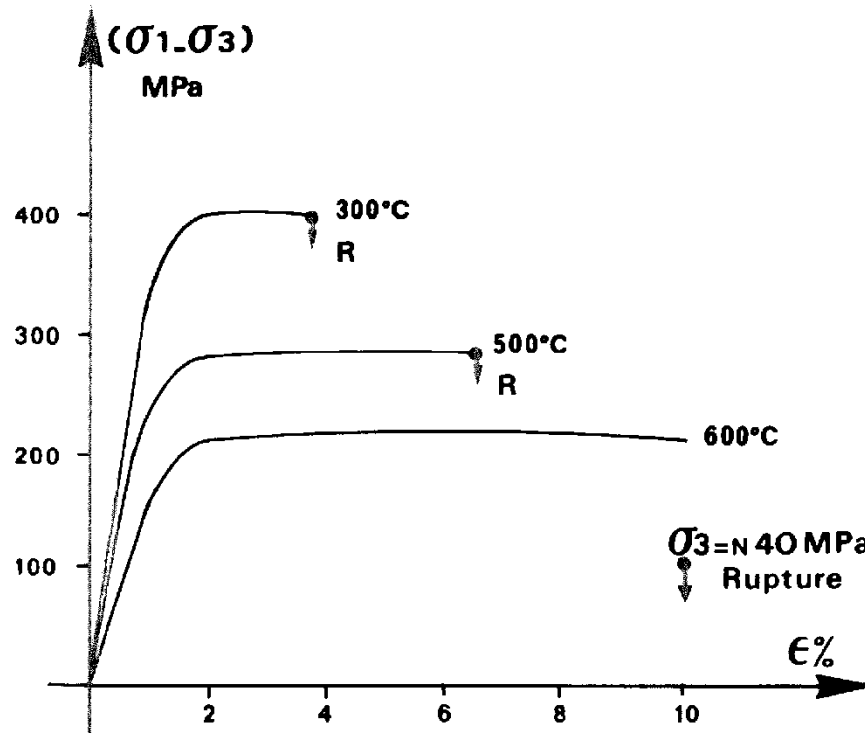


FIG. 7.14. Change in stress–strain curve with confining pressure in marble. After Paterson 1958.

Influenza della temperatura



3.7. Graphe contrainte différentielle – déformation pour le calcaire de Solenhofen, déformé en compression, à pression de confinement σ_3 constante et température variable (d'après H.C. Heard, 1960, *Geol. Soc. Am. Memoir*, 79, 193).

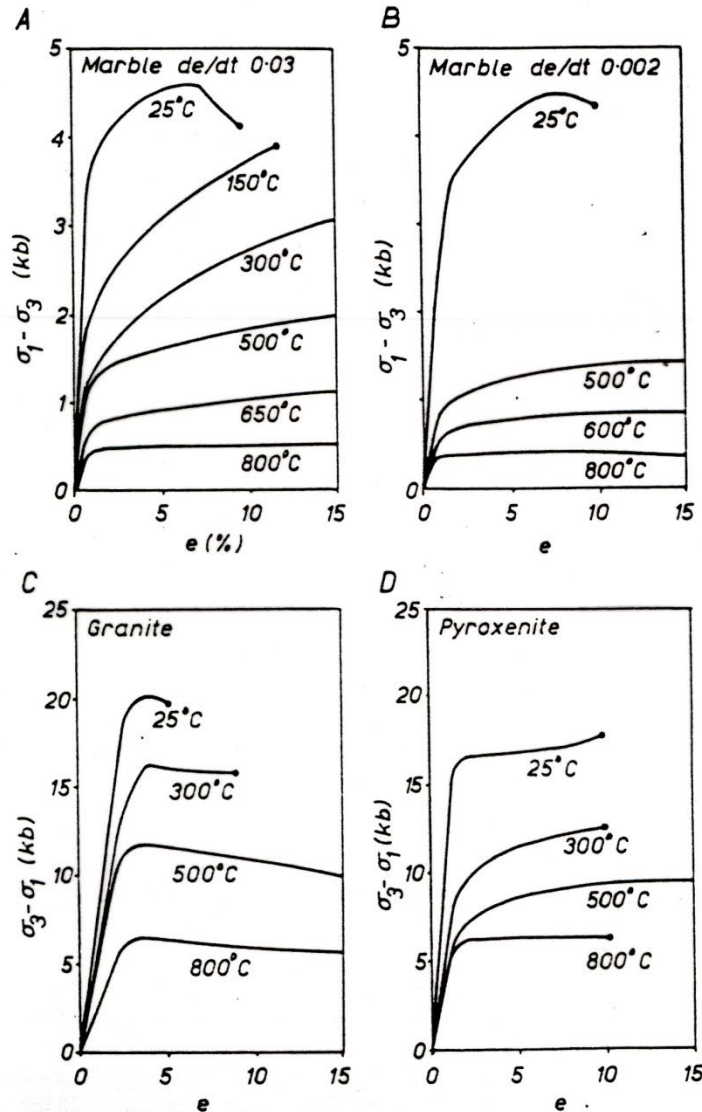
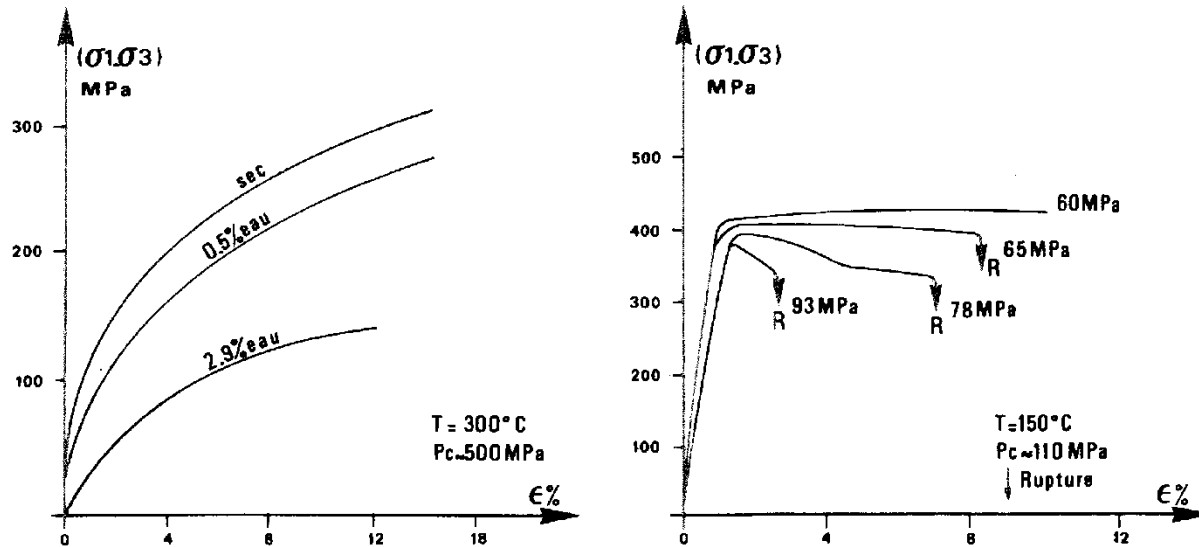


FIG 45

Stress-strain curves from triaxial tests made on various rock materials. A and B, Yule marble in extension; C, granite in compression; D, pyroxenite in compression: all with 5 kilobars confining pressure. (After Griggs, Turner, and Heard, 1960.)

Interazione tra
temperatura e tipo
litotipo,
In trazione e in
compressione

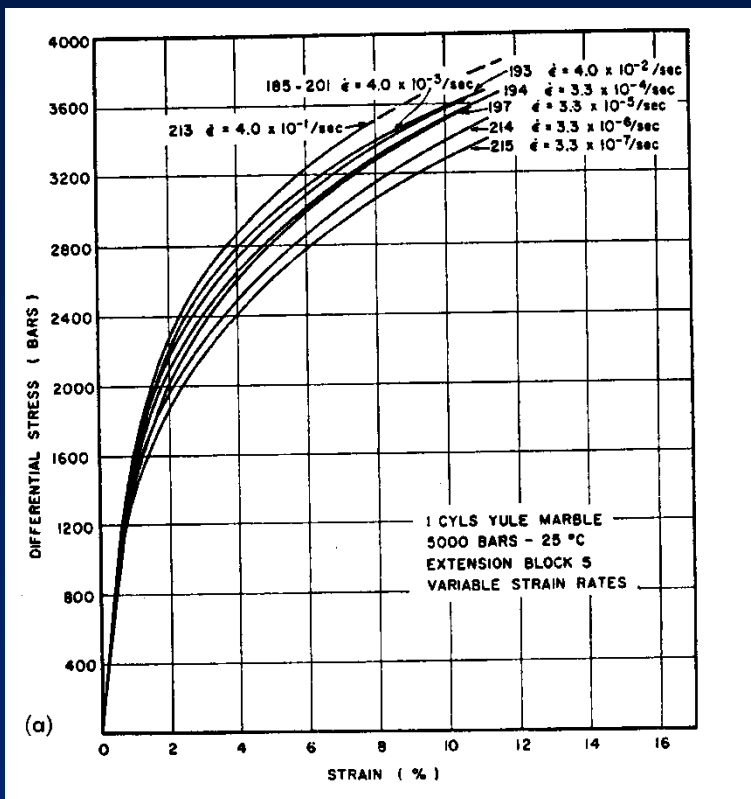
Influenza della: 1) presenza di fluidi 2) pressione dei fluidi interstiziali



3.13. Effets de la teneur en fluide sur la déformation des roches (a) Déformation ductile d'un marbre de Yule à température élevée, à sec et en présence d'eau (d'après Griggs et al., 1953, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, 1327) ; (b) Déformation cassante d'un calcaire de Solenhofen à température faible pour des pressions intersticielles de fluides variables données à côté de chaque courbe (d'après H.C. Heard, 1960).

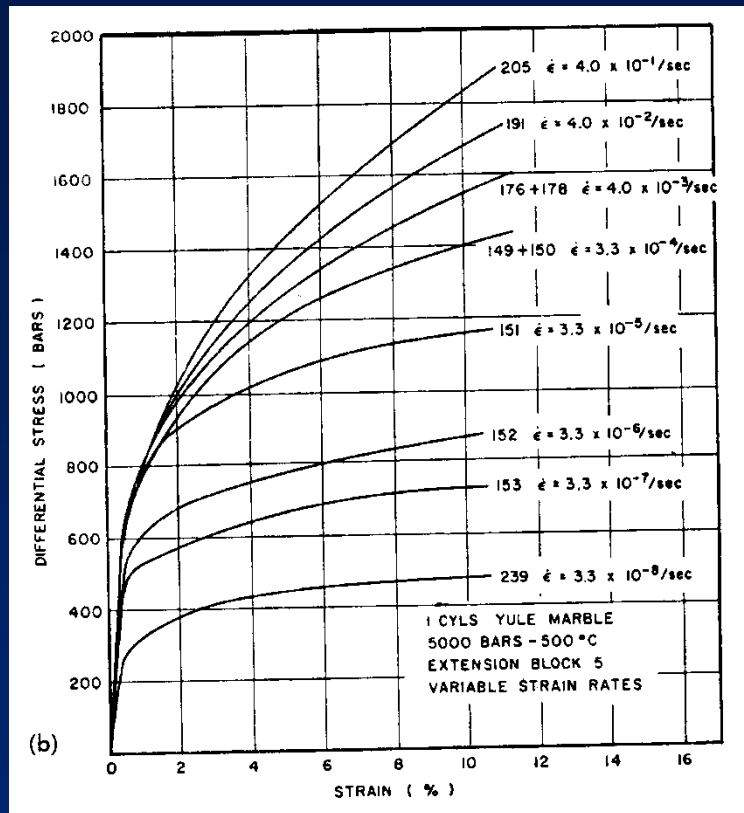
Influenza della velocità di deformazione

a 25°C



Da Heard, 1963

a 500°C



Da Heard, 1963

alta

bassa

Marmo di Yule a vari tassi di deformazione

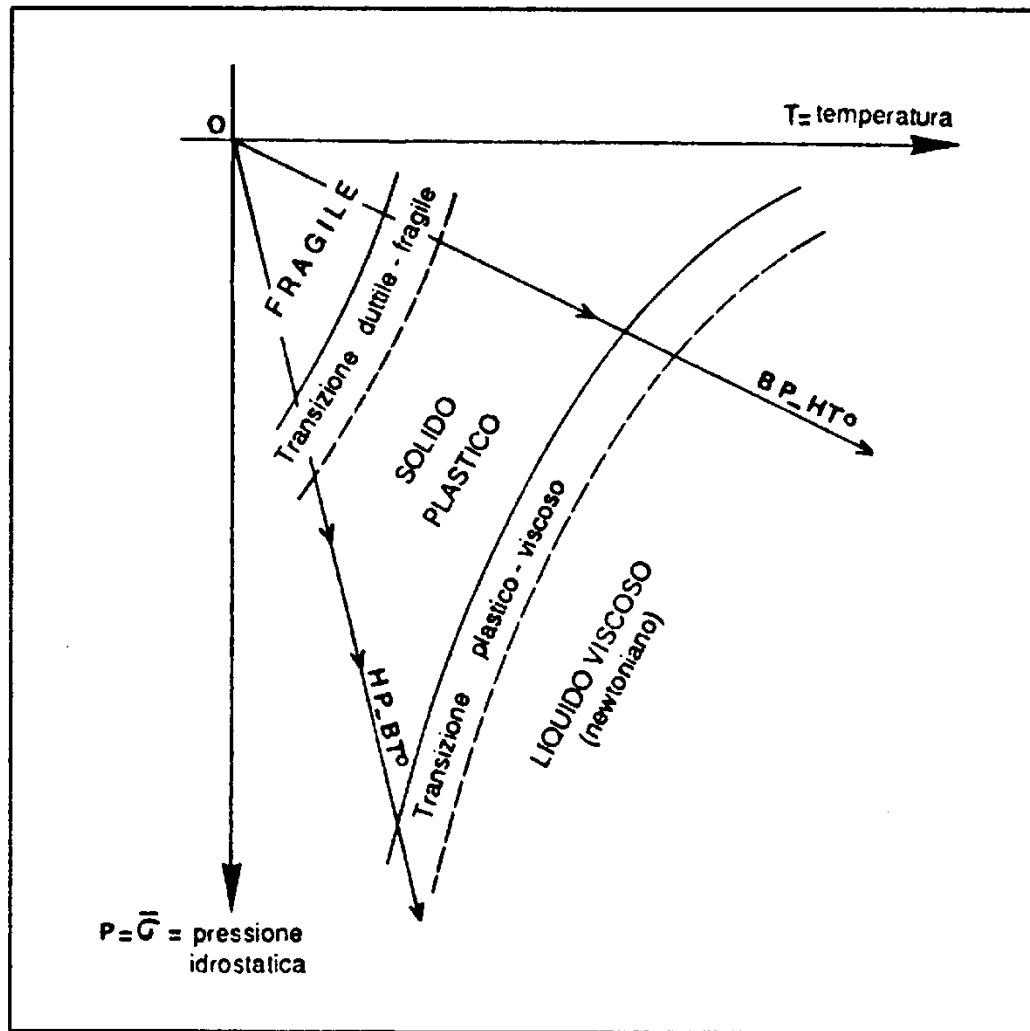


Figura 3.14. Rappresentazione schematica dei domini di deformazione naturale in funzione della pressione idrostatica e della temperatura.