

Quelques aspects de la tectonique cassante

Professeur Olivier LACOMBE

1. La tectonique cassante : manifestations et structures associées

2. Les mécanismes de la tectonique cassante

A. Le comportement cassant

B. Modes et mécanique de la rupture

- 1) La rupture à l'échelle de l'échantillon
- 2) La localisation des structures cassantes
- 3) La rupture sismique

C. Les contraintes : un fil directeur pour l'interprétation mécanique simple des structures cassantes

- 1) Rappels sur les contraintes
- 2) Contraintes et interprétation mécanique de la rupture

3. L'analyse et l'interprétation des structures cassantes naturelles

A. L'analyse des structures cassantes naturelles en termes de contraintes

B. Le principe de la séparation des épisodes tectoniques superposés

C. L'interprétation des séismes

Les manifestations de la tectonique cassante actuelle





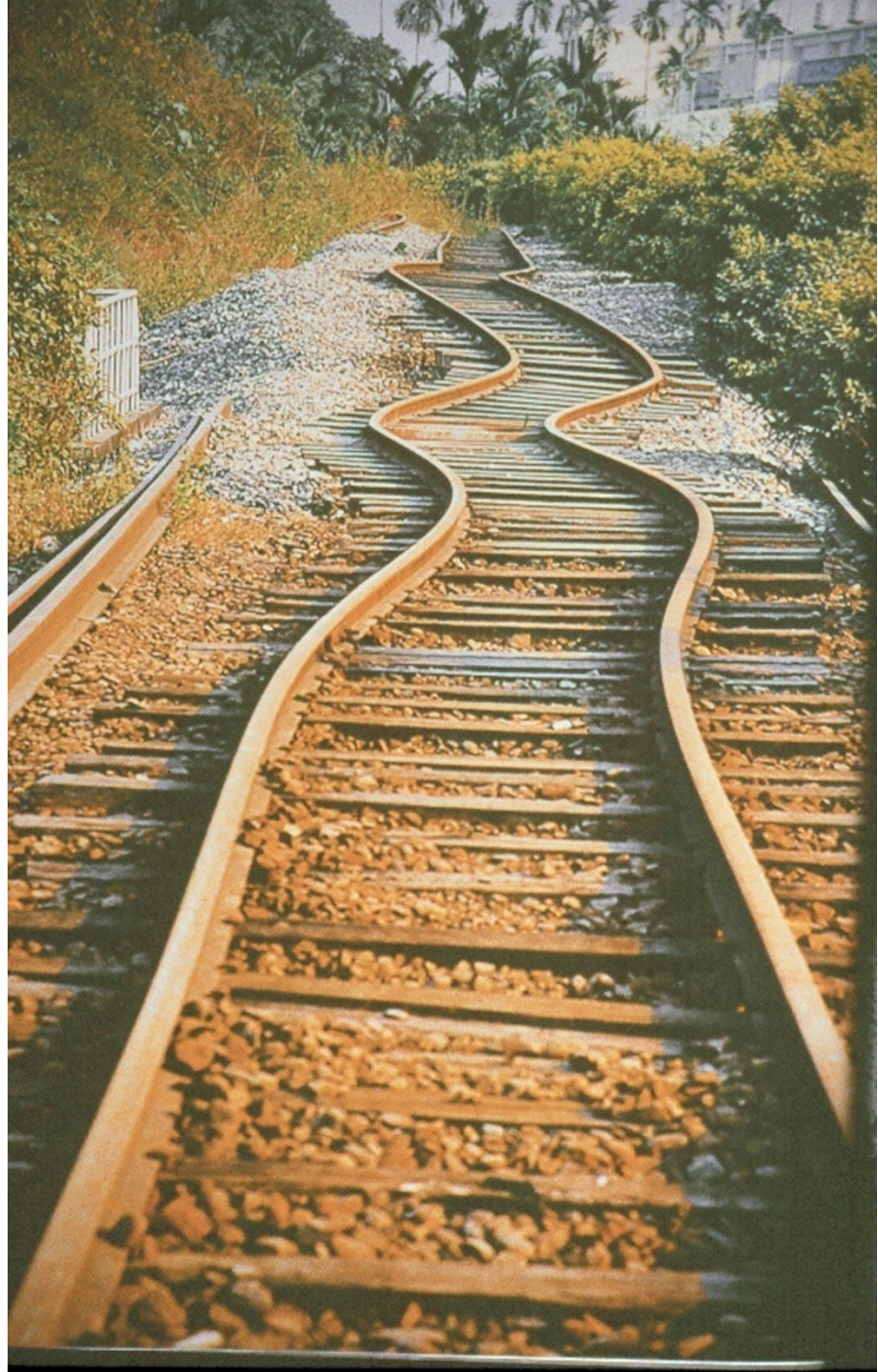
Copyright
J.C. Ringenbach



Copyright
J.C. Ringenbach



Copyright
J.C. Ringenbach





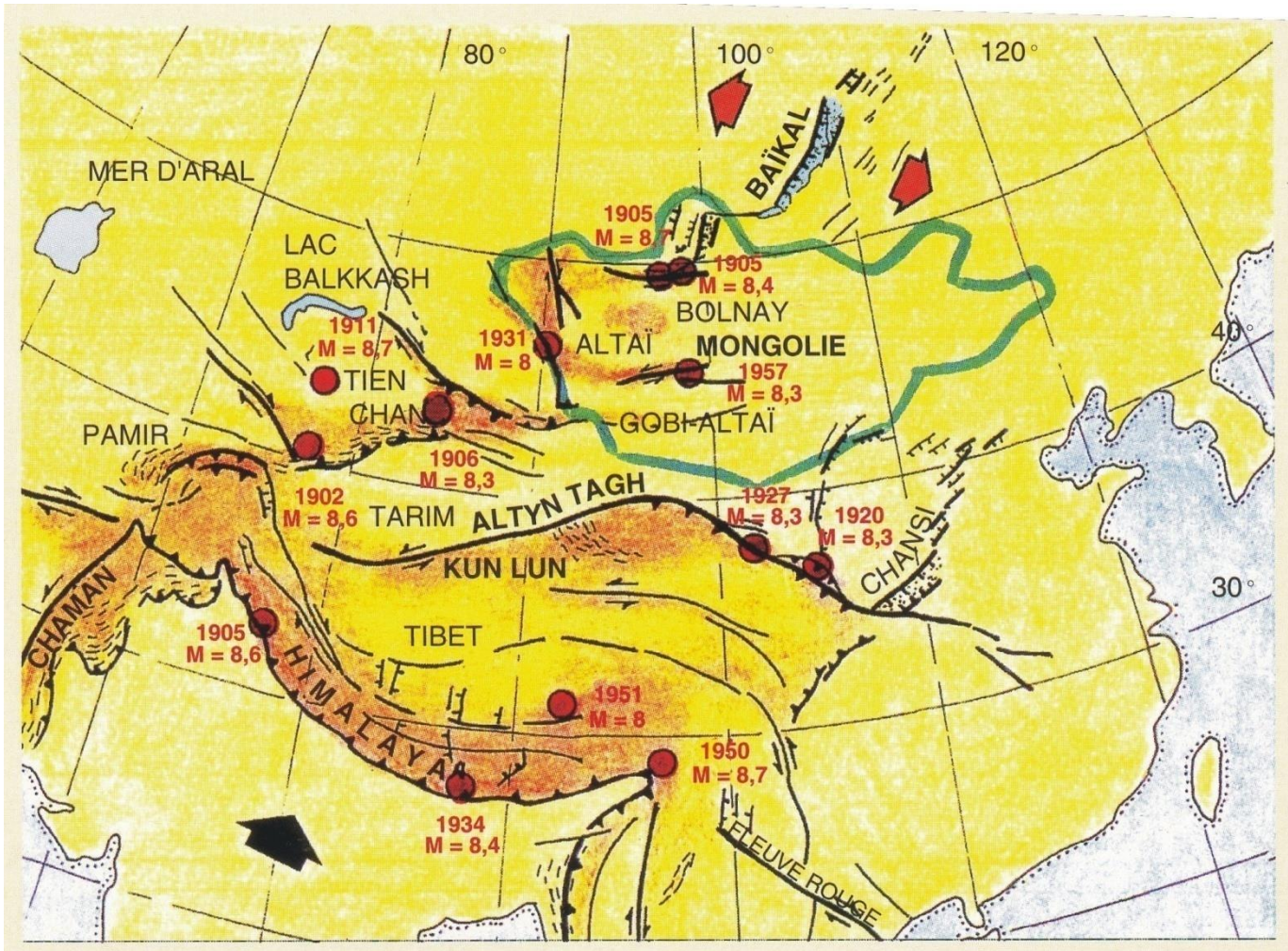






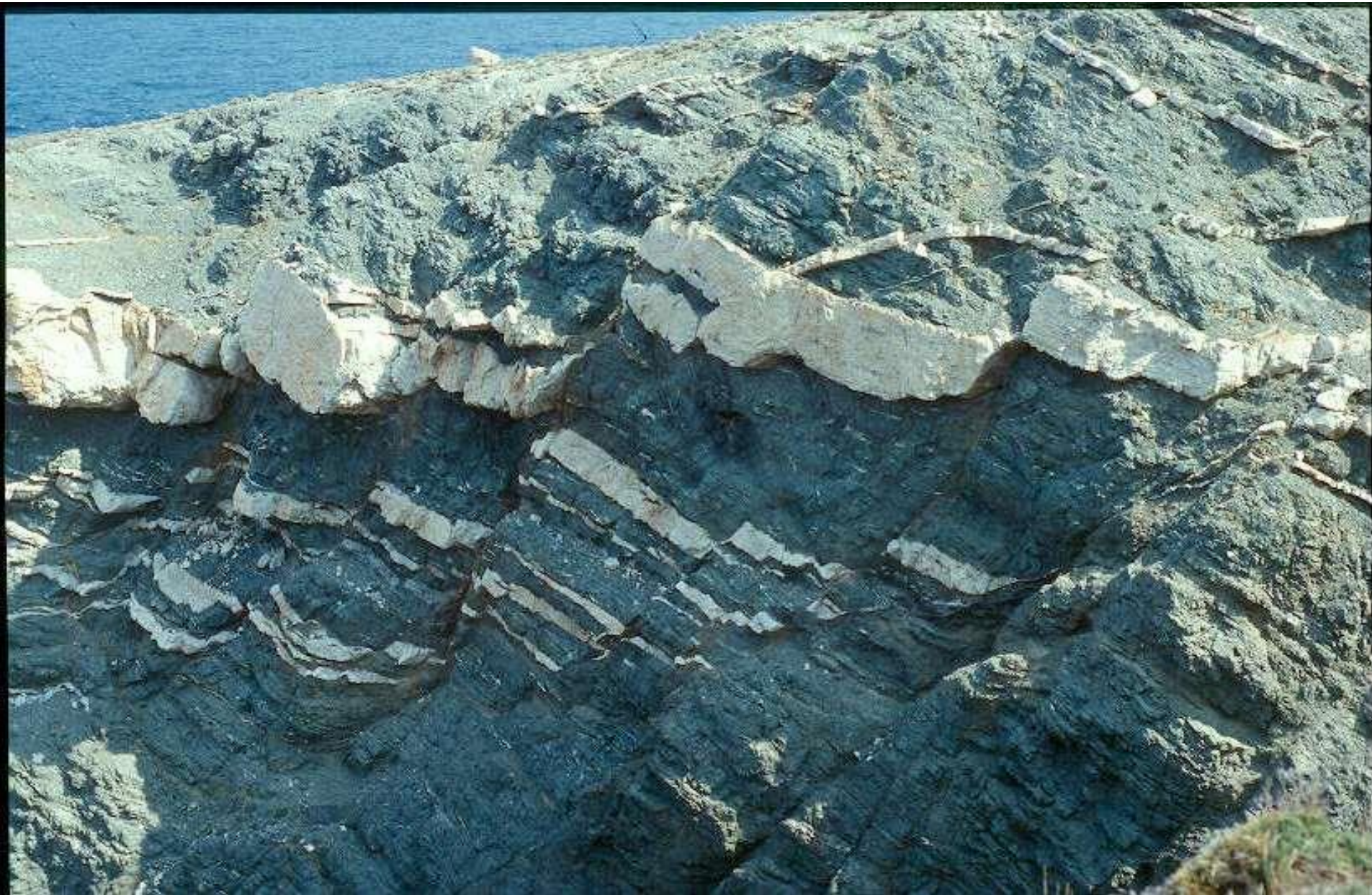


**Les structures de la tectonique cassante
à différentes échelles**

















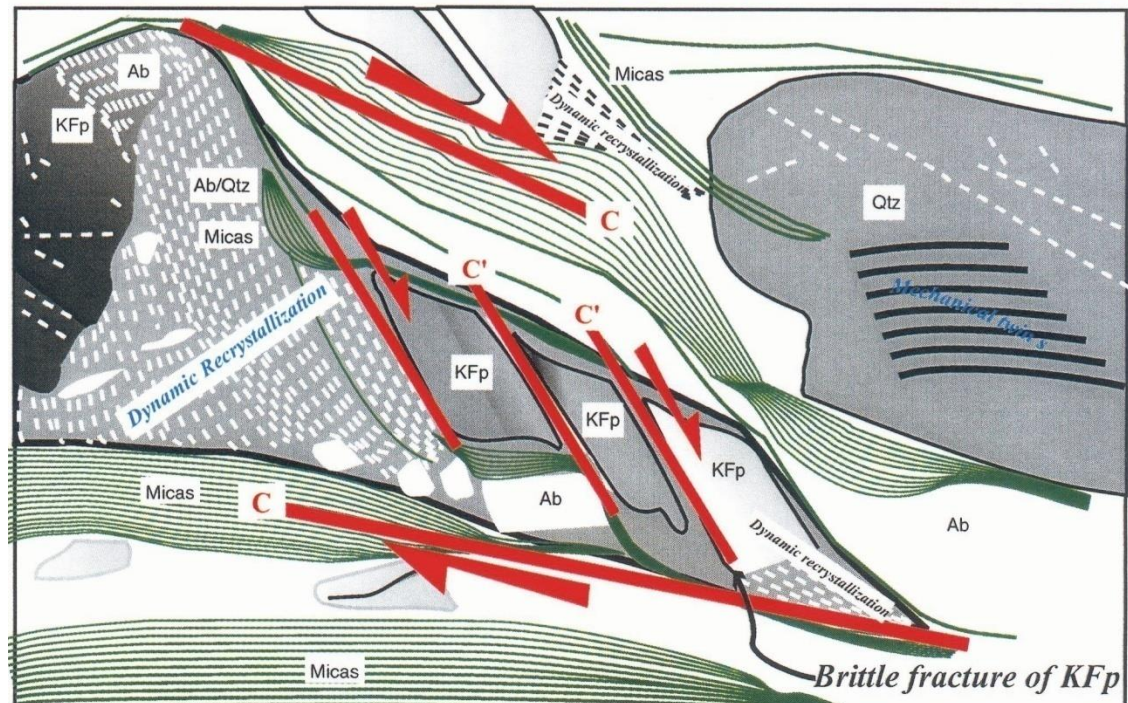


Ce n'est pas du cassant...



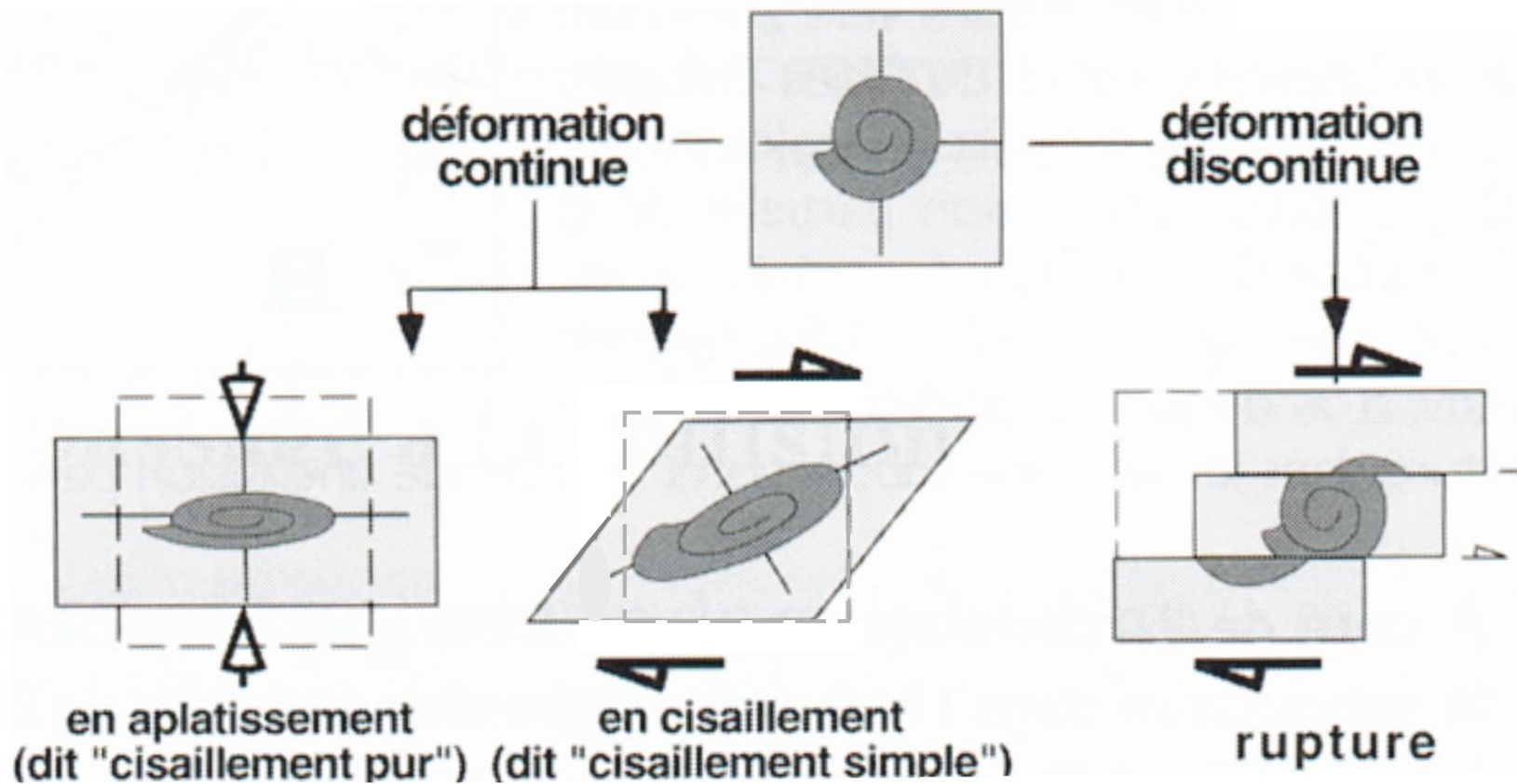


Gueydan, 2000

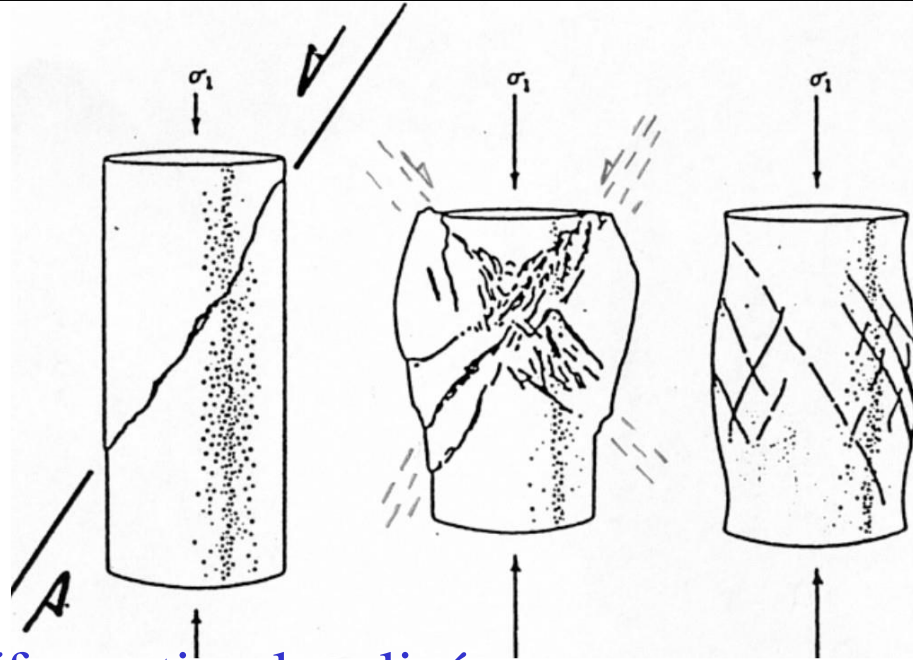


Définition de la tectonique cassante

Tectonique cassante- définition



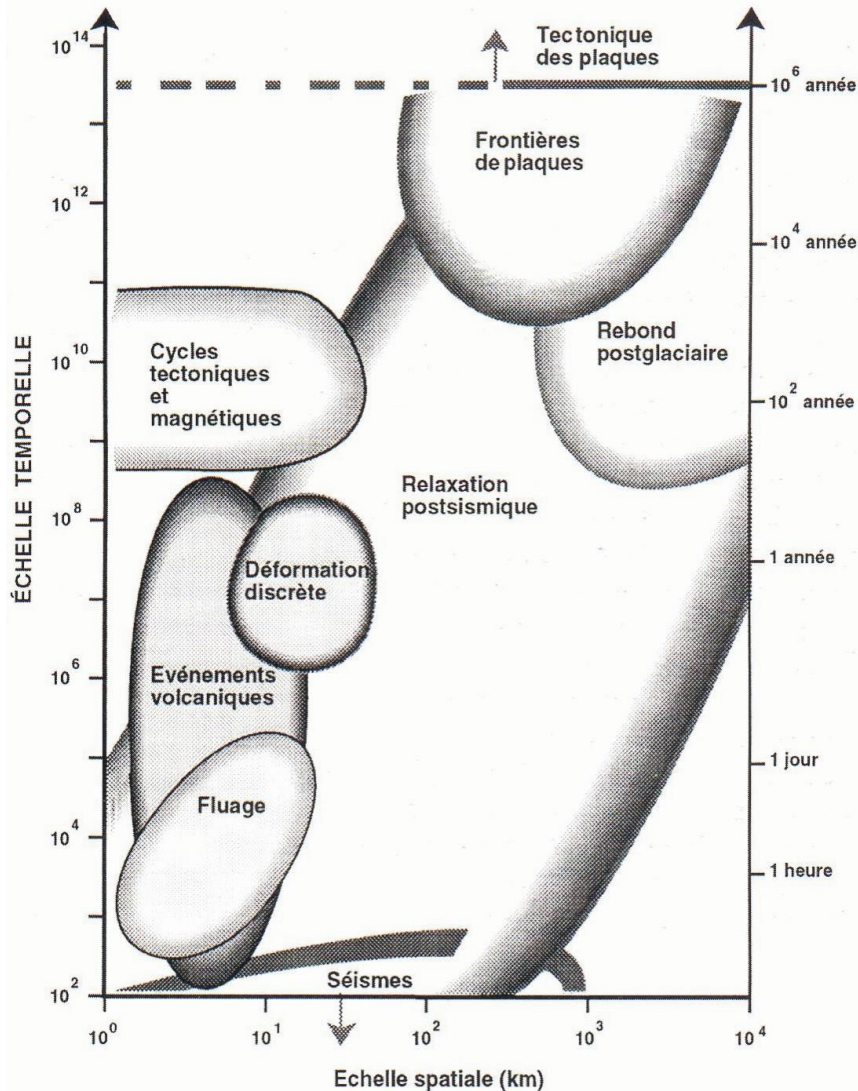
Tectonique cassante- définition



Cassant = déformation localisée,
« faible », « froide », plutôt rapide

Ductile = déformation distribuée,
importante, « chaude », lente

La déformation cassante, une déformation observable à l'échelle d'une vie humaine...



100 Ma : Tectonique des plaques, convection

10-100 Ma : Formation de chaînes de montagnes, frontières de plaques, etc

1000 a - 1 Ma : Formation des grandes failles

100 a – 1000 a : Récurrence de grands tremblements de terre, cycle sismique

1 a – 100 a : Déformation géodésique aux alentours de la faille

1 a - 1 jour : Possibilité de phénomènes précurseurs

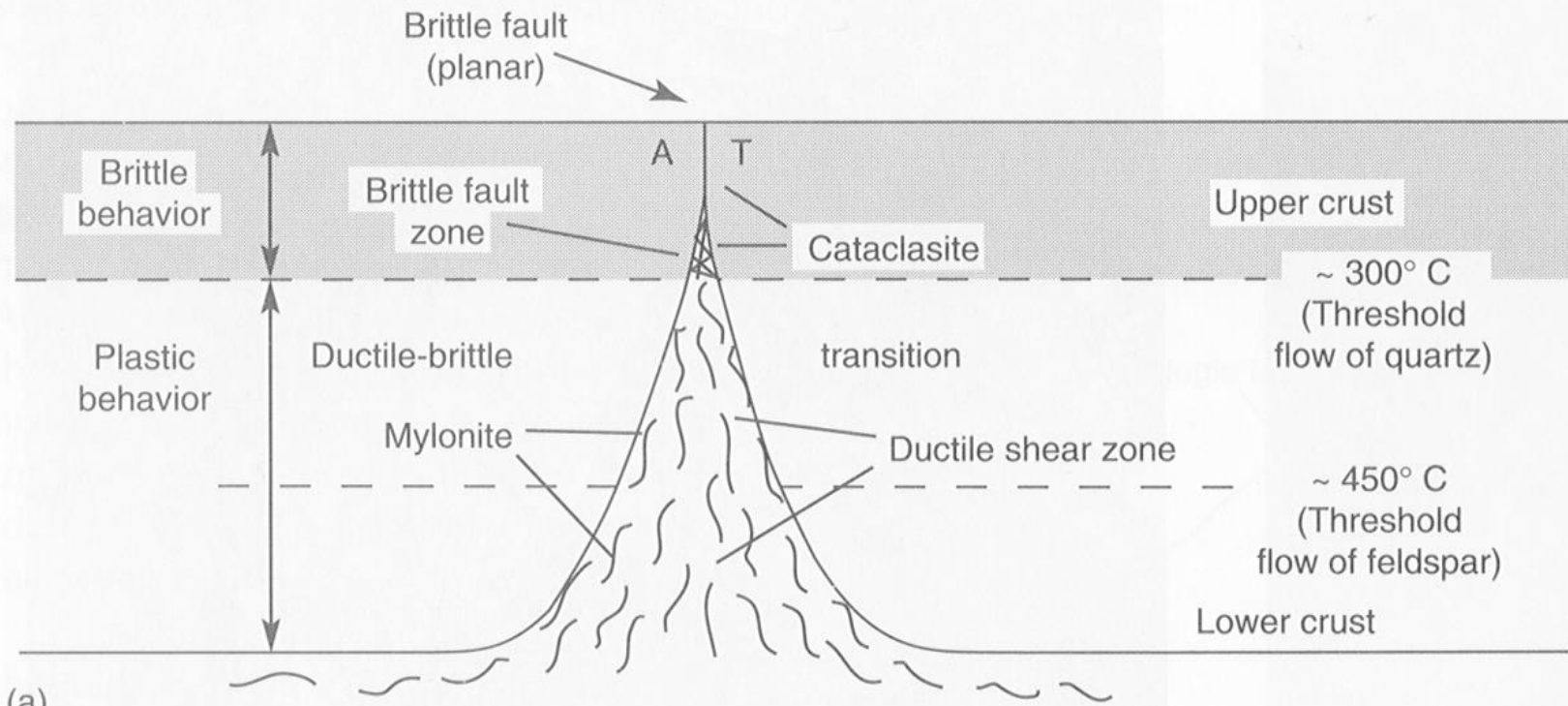
1 s – 100 s : Durée de la rupture sismique

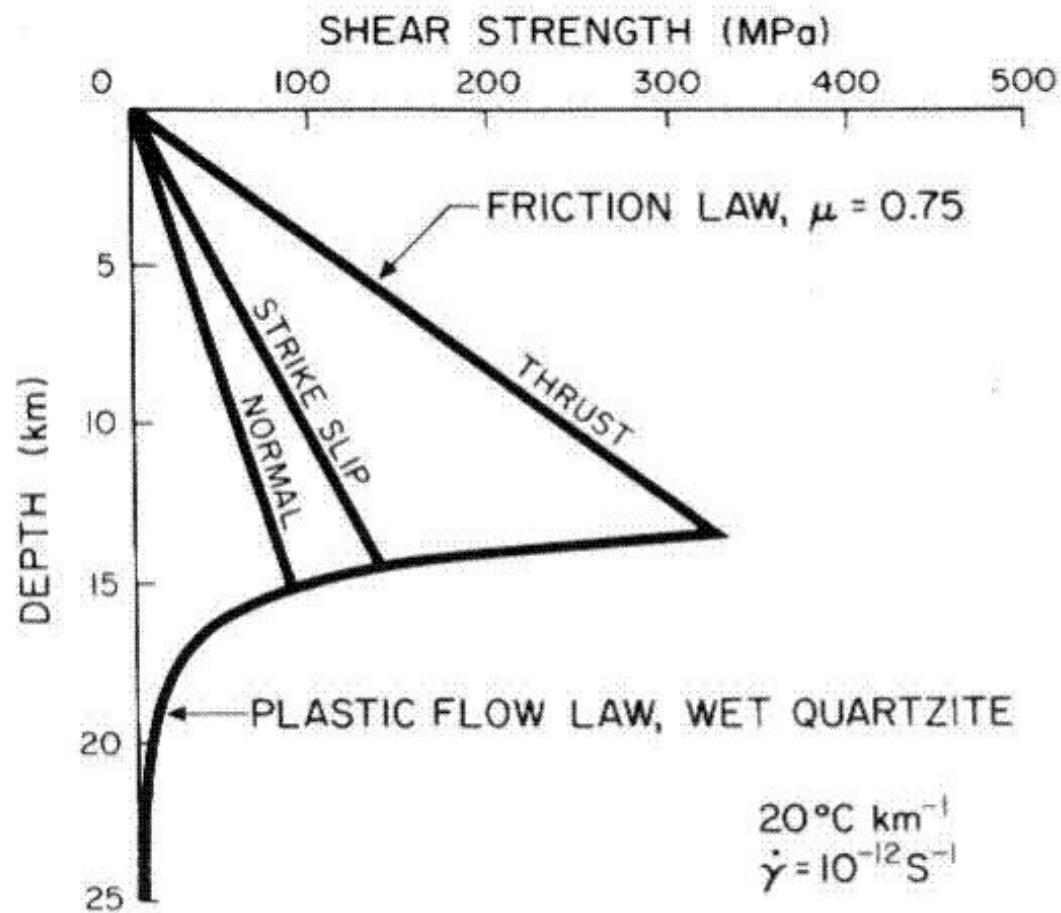
0,1 s – 2 s : Période des ondes sismiques destructrices

**La tectonique cassante :
une déformation interagissant avec
les phénomènes de surface**



Le comportement cassant





Simple model of the strength of the lithosphere. In the upper part, optimally oriented faults are assumed with Coulomb friction and constant $\mu = 0.75$ and hydrostatic pore pressure. For the lower part, an experimentally determined flow law for wet quartzite (Jaoul, Tullis, and Kronenberg, 1984) has been extrapolated, assuming the strain rate and temperature gradient as indicated.

Elasticité

stress and strain tensors where $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, $\epsilon_1 \geq \epsilon_2 \geq \epsilon_3$; λ and μ are the Lamé's elastic constants of the material.

$$\sigma = E \epsilon$$

stiffness tensor

$$\sigma_1 = (\lambda + 2\mu) \epsilon_1 + \lambda \epsilon_2 + \lambda \epsilon_3$$

$$\sigma_2 = \lambda \epsilon_1 + (\lambda + 2\mu) \epsilon_2 + \lambda \epsilon_3$$

$$\sigma_3 = \lambda \epsilon_1 + \lambda \epsilon_2 + (\lambda + 2\mu) \epsilon_3$$

Rupture cassante

Byerlee's law (Byerlee, 1978)

$$\sigma_{brittle} = \sigma_1 - \sigma_3 = \alpha p g z (1 - \lambda)$$

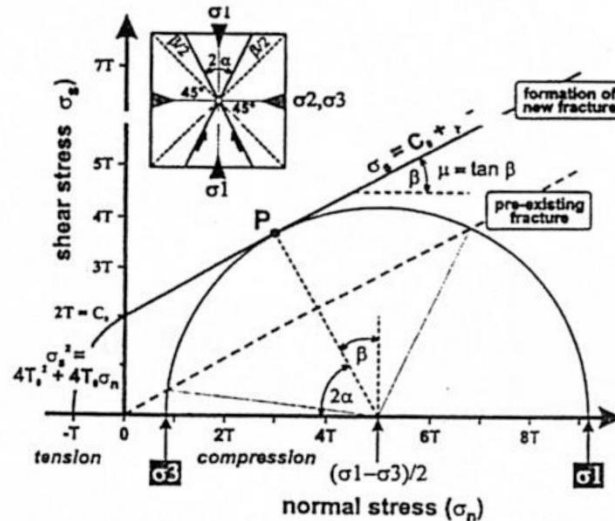
where $\alpha = \begin{cases} \frac{R-1}{R} & \text{for normal faulting} \\ R-1 & \text{for thrust faulting} \\ \frac{R-1}{1+\beta(R-1)} & \text{for strike-slip faulting} \end{cases}$

$$\lambda = \frac{p_{fl}}{p g z} = \frac{p_w}{p} \approx 0.35 \text{ pore fluid factor}$$

$$0 < \beta < 1 \quad \sigma_2 = \sigma_3 + \beta(\sigma_1 - \sigma_3)$$

$$R = [(1 + \mu^2)^{1/2} + \mu]^{-2}$$

μ is the sliding friction coefficient



Two principal failure criteria and the Mohr circle in two dimensions. In the case of compression, the Coulomb criterion gives a linear relationship between normal and shear stresses. When tensile stress is applied, the parabolic of Griffith criterion describes the brittle strength of materials. Upper left insert shows the angular relationship between the newly formed conjugate set of faults and the applied maximum horizontal stress (σ_1). Due to symmetry, only the half of the Mohr circle is considered (partly after Price and Cosgrove, 1990).

Fluage ductile

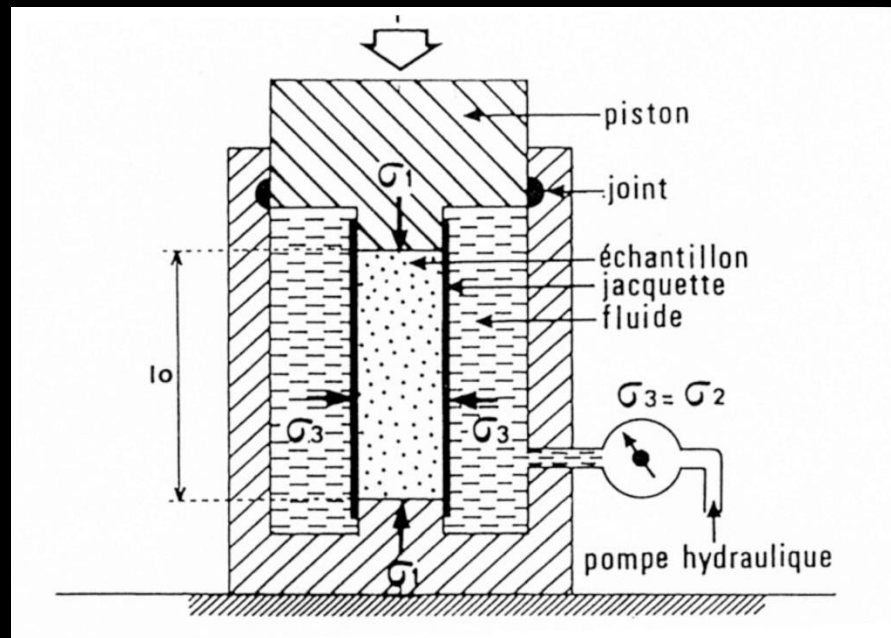
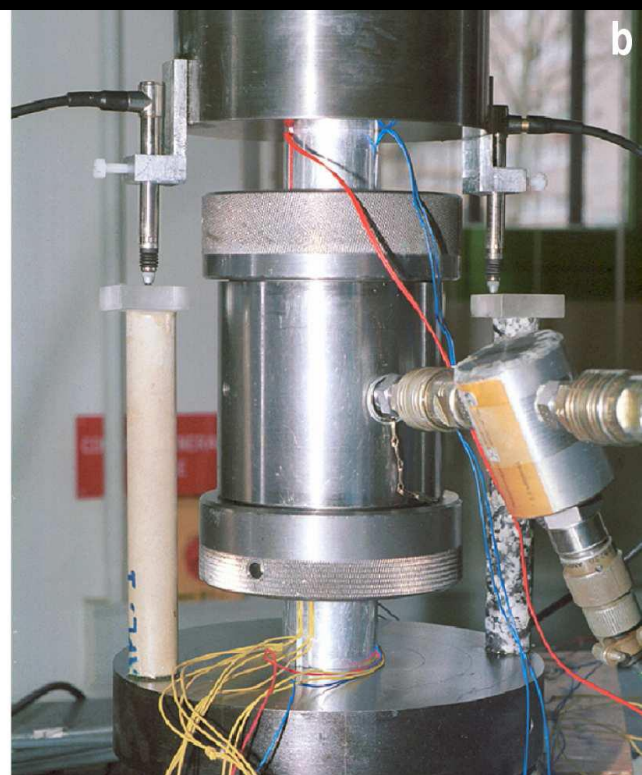
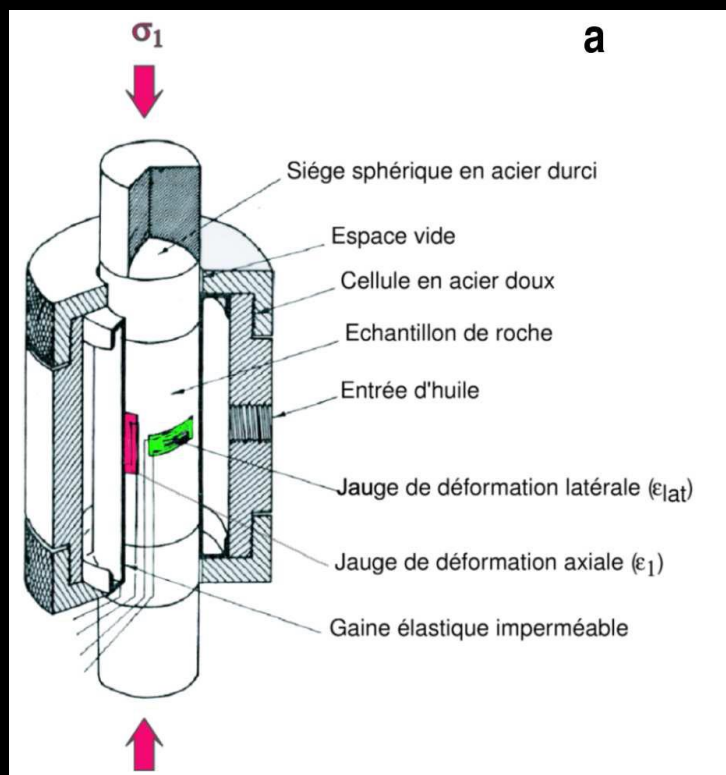
$$\dot{\epsilon} = \frac{D_0}{T} \exp\left[-\frac{E + pV}{RT}\right] \sigma^n$$

D_0 is a material "constant".

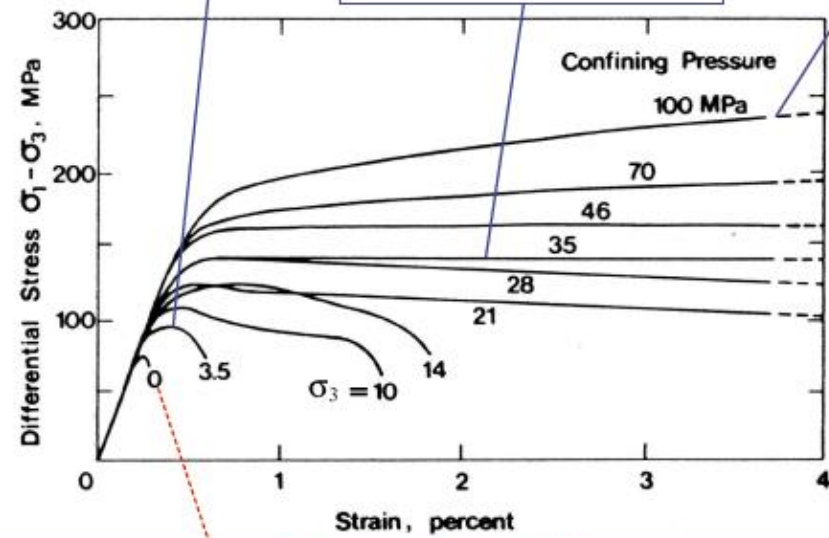
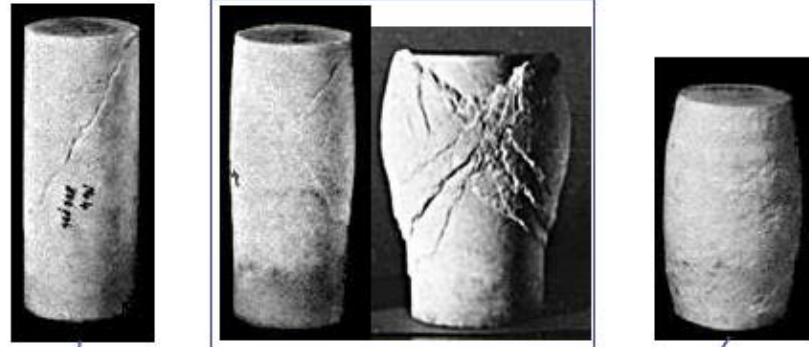
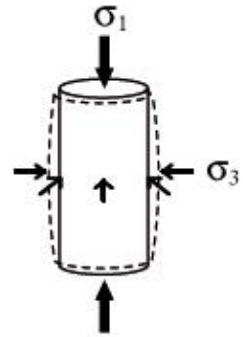
and where the power $n \approx 2-5$ for most crystalline rocks.

power law creep breaks down at a critical stress of 200 Mpa, and the high stress, low-temperature plasticity is best described by

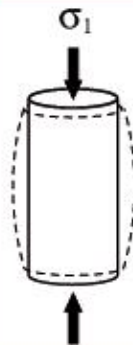
$$\sigma_{creep} = \sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_D \left[1 - \left[\frac{RT}{E_D} \ln\left(\frac{\dot{\epsilon}}{A_D}\right) \right]^{1/2} \right] \quad \text{Dorn law}$$

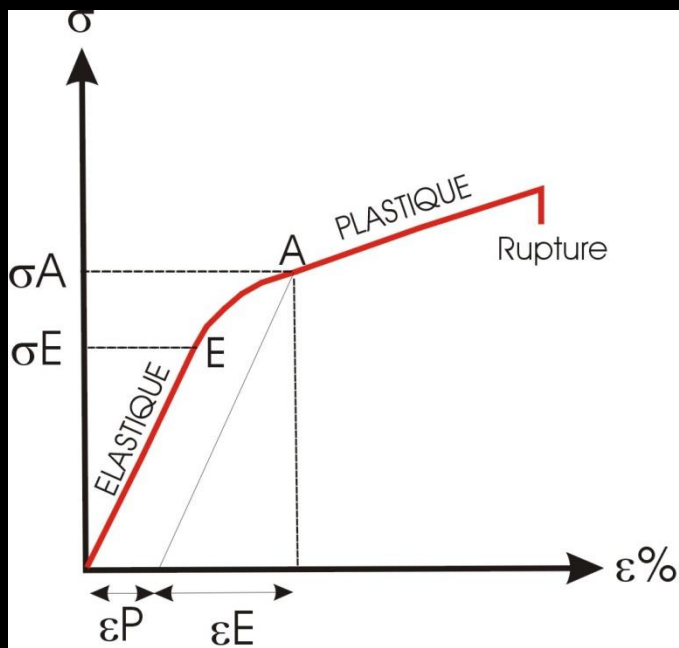


Pression de confinement croissante →



Compression uniaxiale





Elasticité : réponse instantanée et réversible à la contrainte, indépendante du temps.

Corps hookéen : déformation proportionnelle à la contrainte,

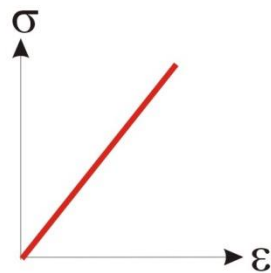
$$\varepsilon = \sigma/E;$$

E : module d'Young = σ_z/ε_z si compression uniaxiale suivant σ_z .

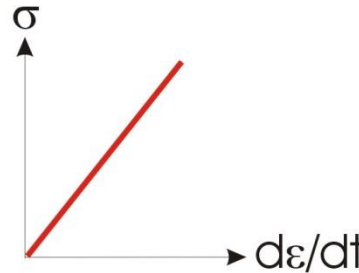
$$\varepsilon_x = -1/E [\sigma_x - \nu (\sigma_y + \sigma_z)],$$

ou ν : coefficient de Poisson

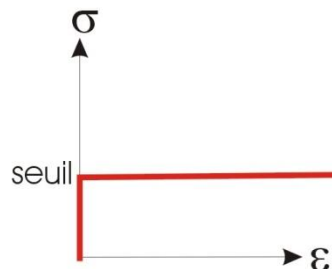
$$\nu = - \varepsilon_x / \varepsilon_z, 0 < \nu < 0,5$$



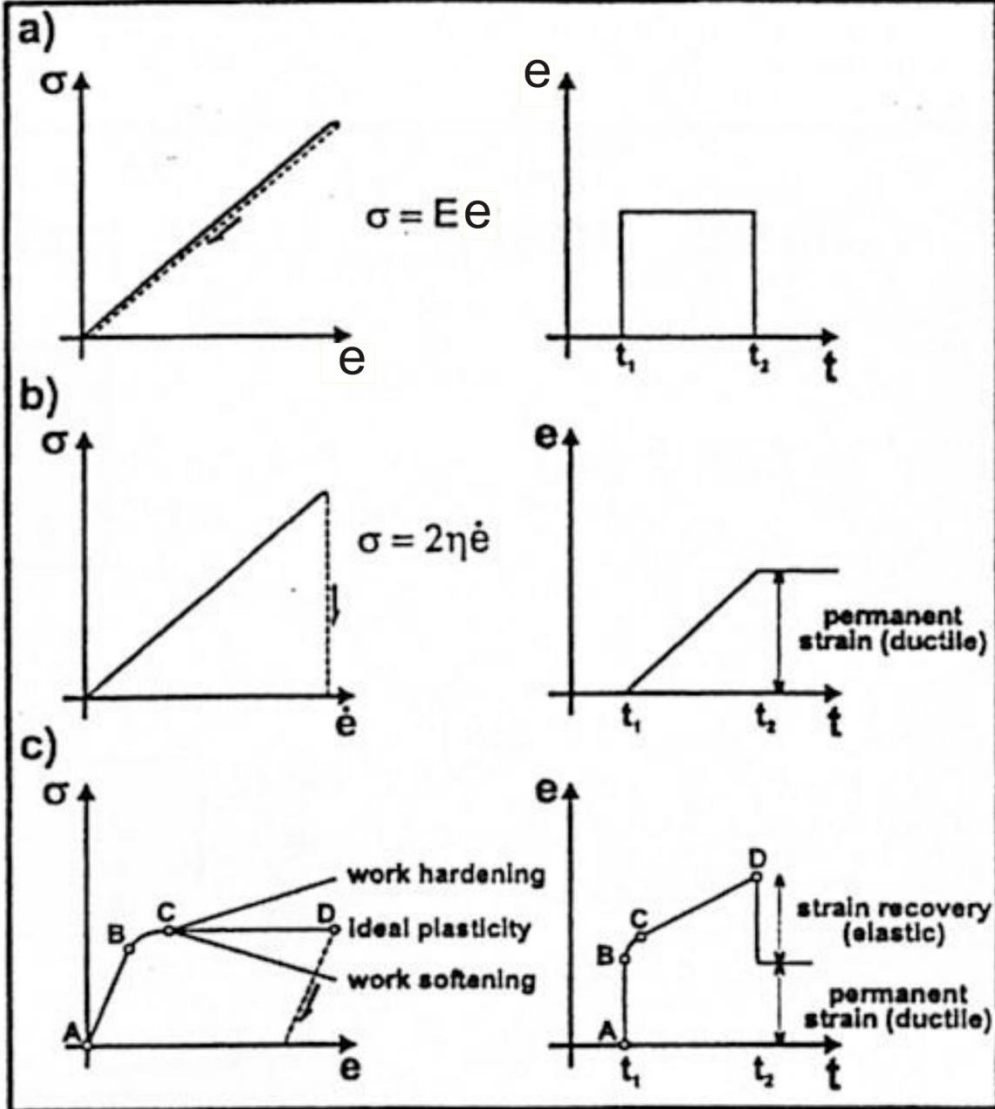
Corps hookéen



Corps visqueux newtonien

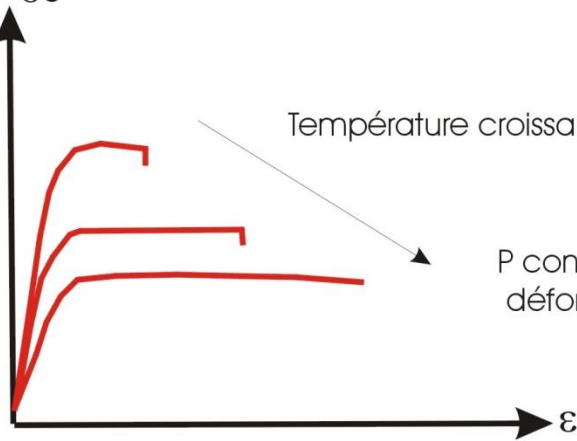


Corps idéalement plastique



Rheological behaviour of a) elastic, b) viscous and c) plastic material between times t_1 , when stress is applied to the system and t_2 , when stress releases. In the case of an elastic medium, stress is linearly proportional to strain, the deformation is instantaneous and recoverable. In the case of a viscous material, stress is linearly proportional to strain rate, while the ductile strain is permanent. Plastic deformation of a solid rock occurs when the applied (differential) stress reaches or exceeds the strength limit.

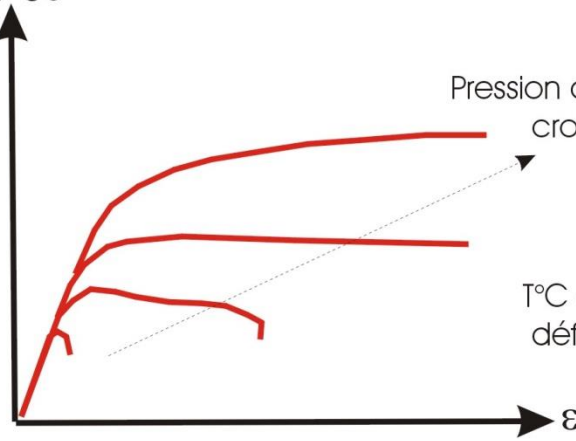
$\sigma_1 - \sigma_3$



Température croissante

P constante, vitesse de déformation constante

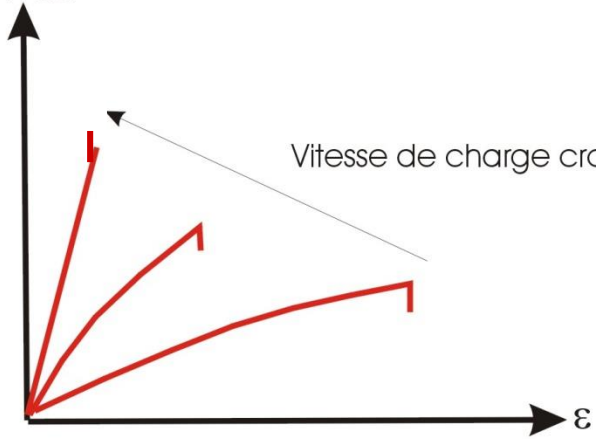
$\sigma_1 - \sigma_3$



Pression de confinement croissante

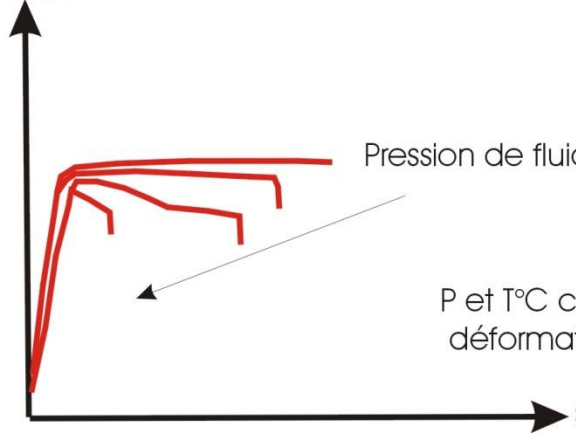
T°C constante, vitesse de déformation constante

$\sigma_1 - \sigma_3$



Vitesse de charge croissante

$\sigma_1 - \sigma_3$



Pression de fluide croissante

P et T°C constantes, vitesse de déformation constante

Le comportement élasto-plastique

- Pour des contraintes faibles, le solide répond élastiquement;
- Après un seuil critique de contraintes, la courbe contraintes/déformation cesse d'être linéaire, la déformation devient permanente;
- Ce seuil ne dépend pas, ou dépend très faiblement, de la vitesse de chargement;
- Si on décharge l'échantillon, la pente de la courbe contrainte/déformation est parallèle à celle du chargement élastique;
- La réponse du matériau à des tests cycliques est complexe; des phénomènes de durcissement et d'adoucissement liés à la déformation cumulée sont souvent observés;
- La contrainte seuil dépend de la pression de fluides.

Modes et mécanique de la rupture (1)

La rupture à l'échelle de l'échantillon

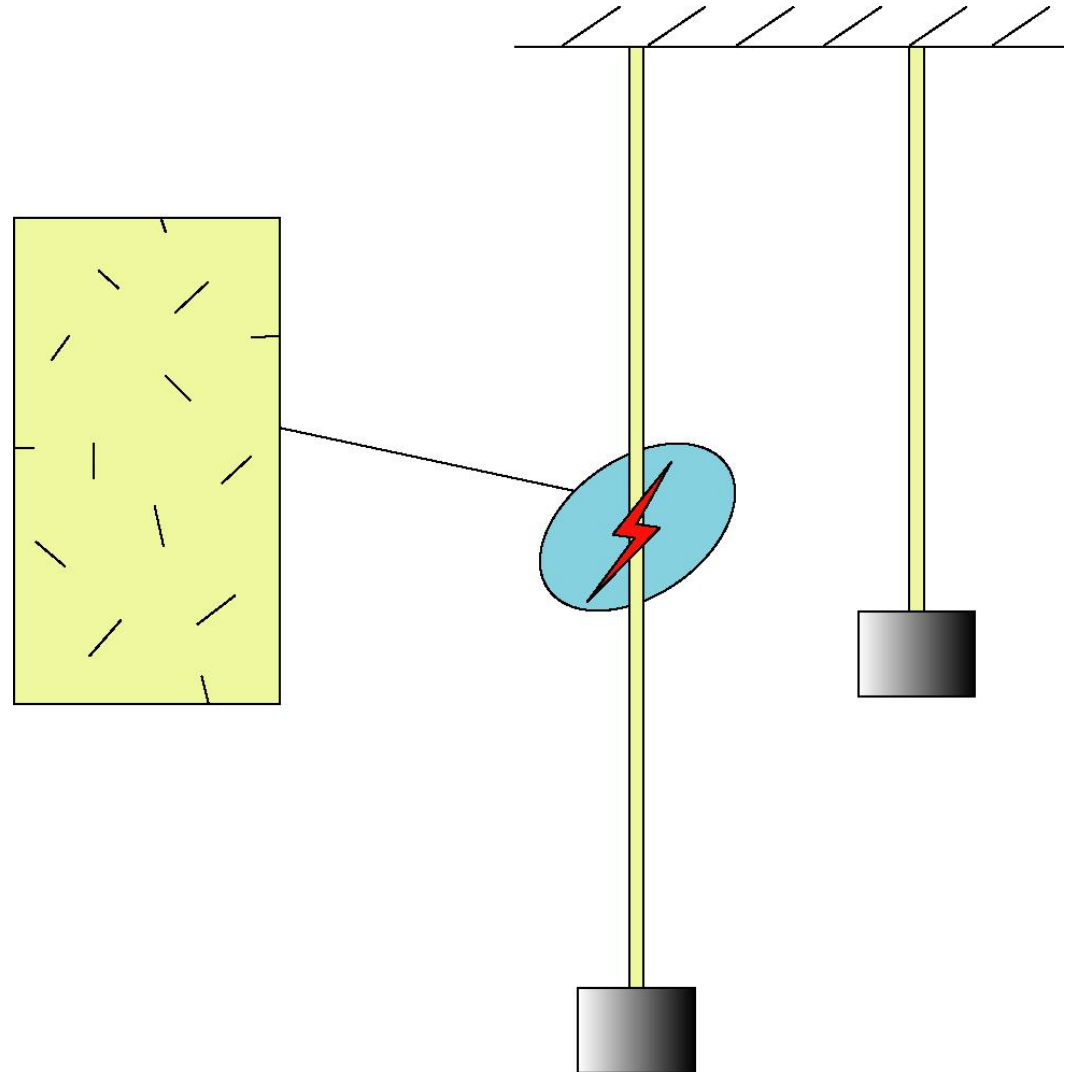
Notion de mécanique :

Léonard de Vinci (? 1452-1519 ?)

La chance d'avoir un défaut dans un matériaux dépend de la taille (du volume)

Griffith (en 1920)

On a toujours des micro-défauts dans une roche susceptibles de se propager pour donner naissance à une fracture. Il a établi le lien direct entre la taille du défaut et la contrainte de rupture



Nucléation ou simple propagation ?

A partir de considérations sur les contraintes de liaisons inter-atomique, on peut démontrer que la contrainte théorique de clivage est de la forme :

$$\sigma_c = \sqrt{\frac{E \cdot \gamma_s}{r_0}}$$

E , module d' Young

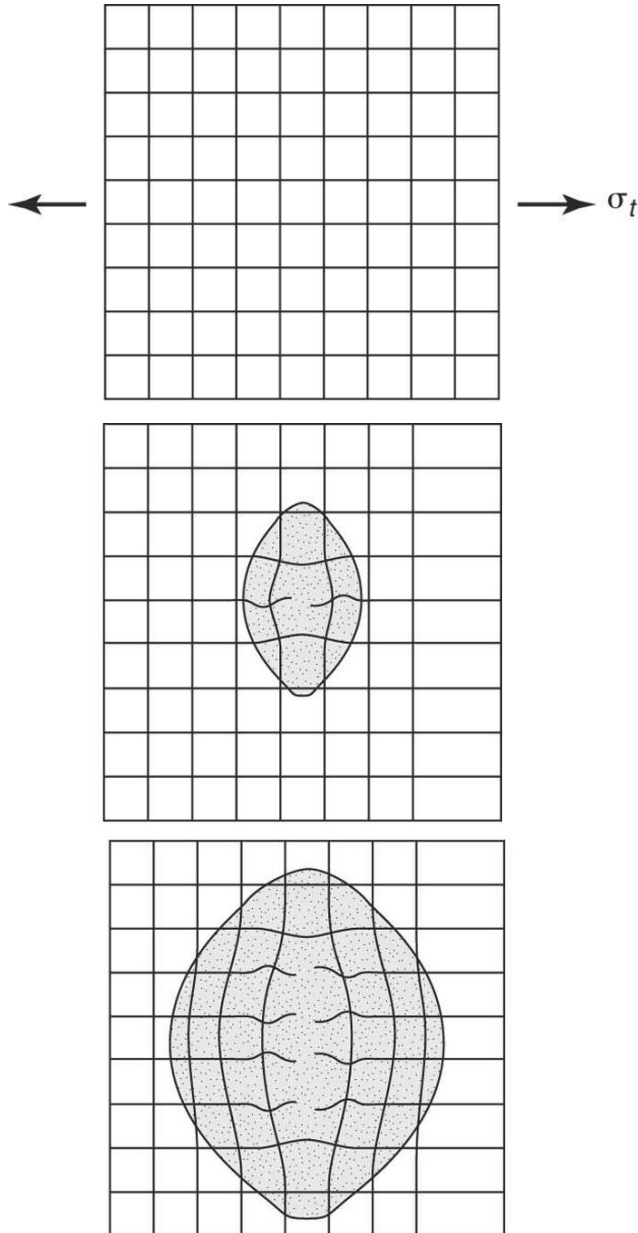
γ_s , énergie de création de surface

r_0 , distance inter-atomique à l'équilibre

Cependant, la valeur que l'on obtient est **10 à 1000** fois plus élevée que les contraintes de rupture mesurée expérimentalement !

En fait r_0 est beaucoup grand que prévu !

=> Il existe des micro-défauts !



Griffith (1924) a abordé le problème de l'initiation et de la propagation des fissures d'un point de vue énergétique.

Sa théorie repose sur l'hypothèse de l'existence, en dehors de toute sollicitation mécanique, de micro-défauts aléatoirement orientés dans la roche.

Pour d'autres, des microfissures ne préexistent pas forcément dans le matériau avant l'application de la charge, et c'est la contrainte déviatorique qui crée les microfissures, qui apparaissent à des joints de grain ou au contact d'inclusions ayant des élasticités très différentes de celle de la matrice. Ces fissures sont plus ou moins perpendiculaires à la plus faible contrainte principale.

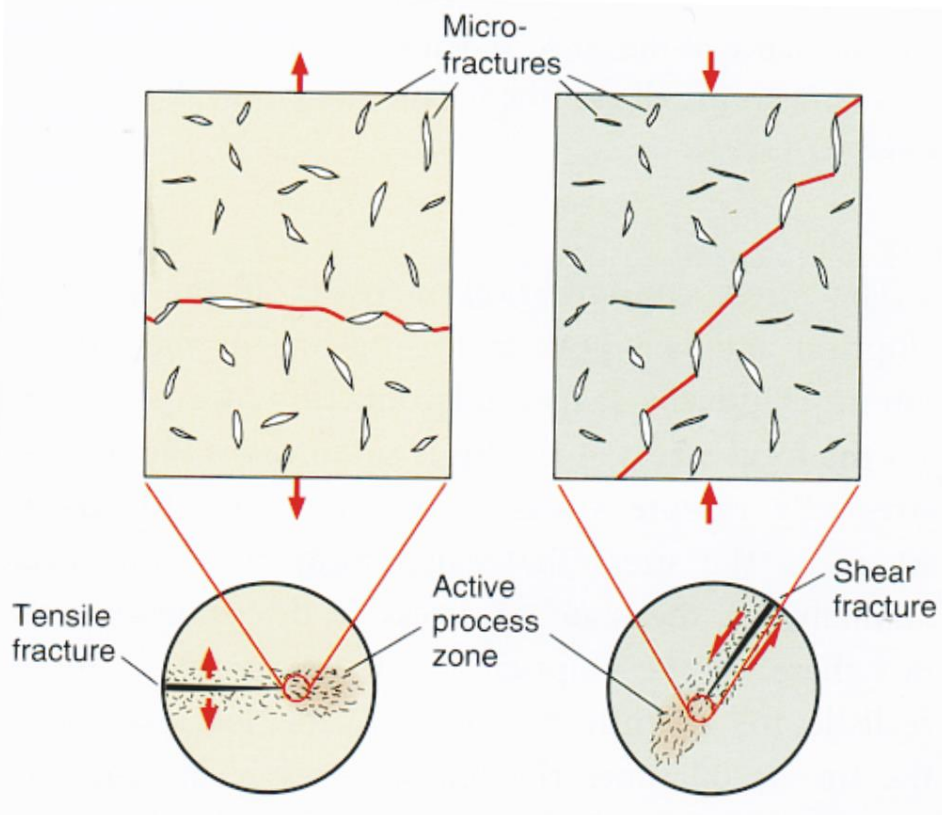
L'initiation d'une fracture dans un matériau soumis à une contrainte est due à la concentration de contraintes en traction à l'extrémité de ces micro-défauts.

La valeur maximale de ces contraintes de traction est atteinte aux extrémités de la fissure la plus longue dont l'orientation est la plus favorable (fissure critique).

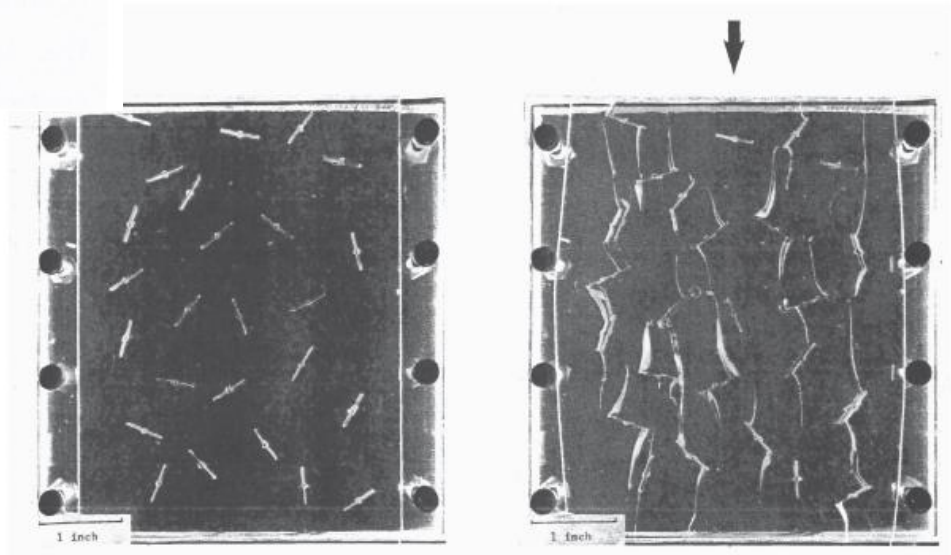
Une contrainte macroscopique imposée au matériau tend à agrandir certaines microfissures. Si l'abaissement d'énergie élastique qui résulte de l'agrandissement d'une fissure est supérieure à l'énergie de cohésion (c'est-à-dire à l'énergie superficielle créée) l'agrandissement sera irréversible et rapide.

Les fissures microscopiques disséminées se rejoindront (coalescence) et une rupture macroscopique (fracture) de tout l'échantillon s'ensuivra.

Cette microfissuration s'accompagne d'une légère augmentation de volume (dilatance).

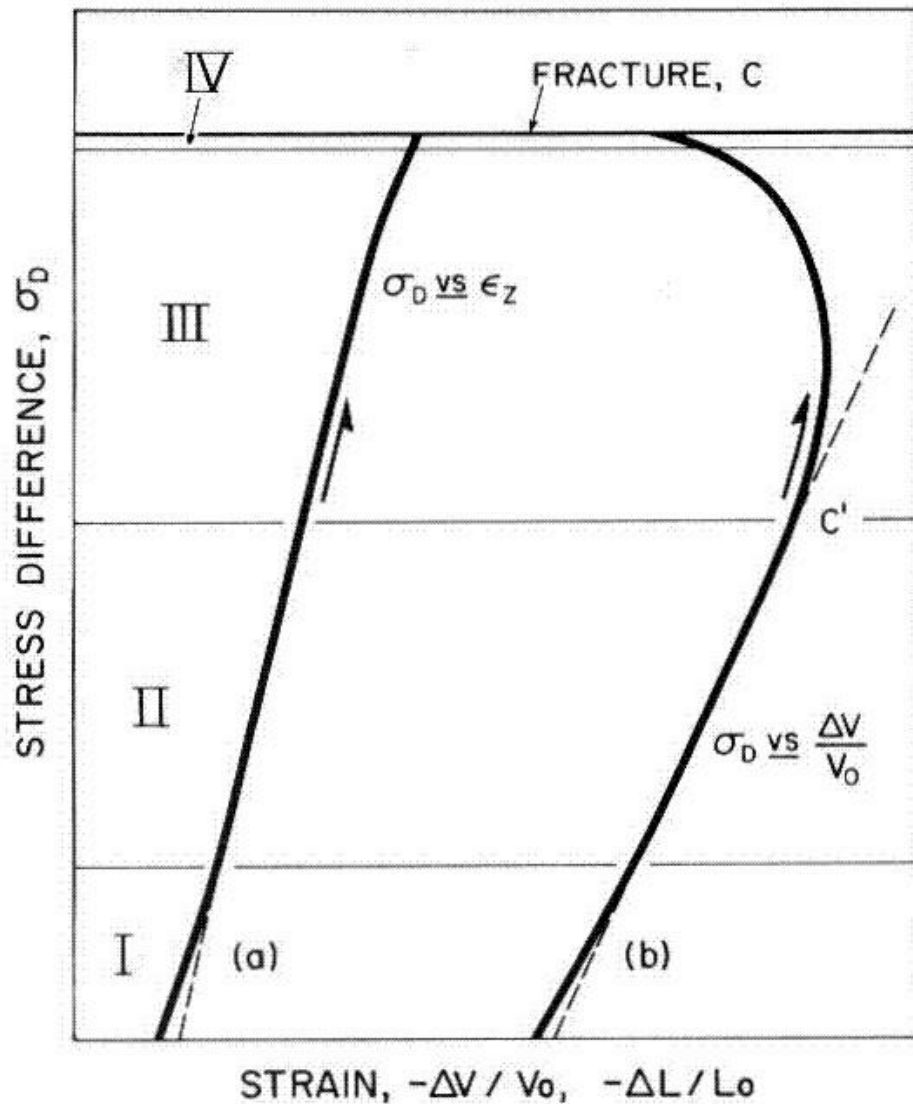


In Fossen, Structural Geology



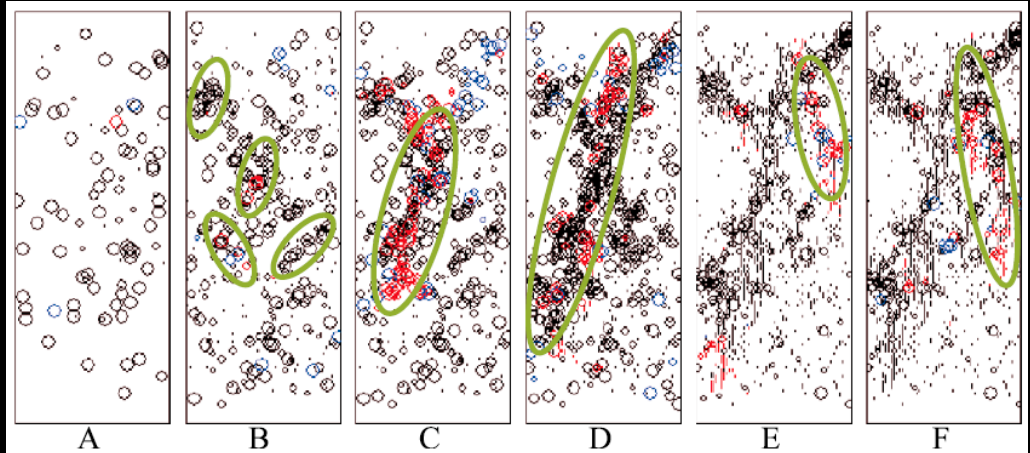
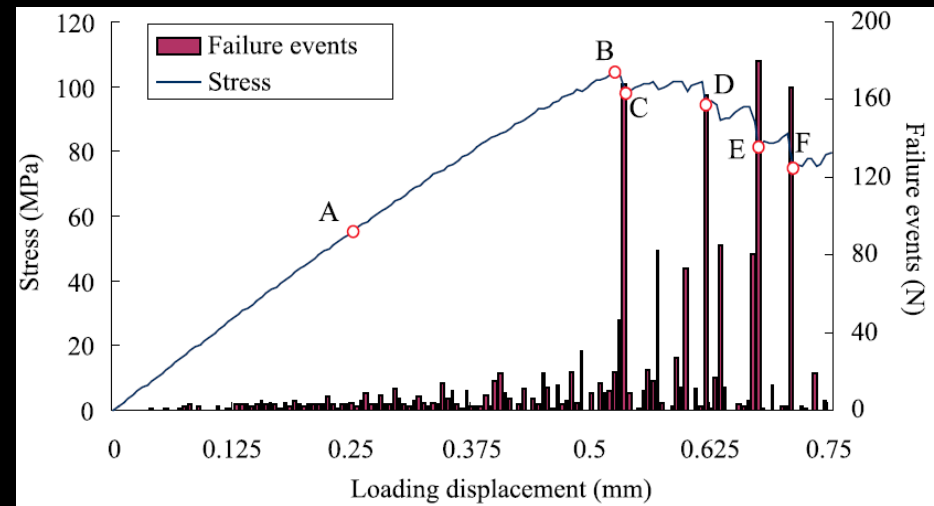
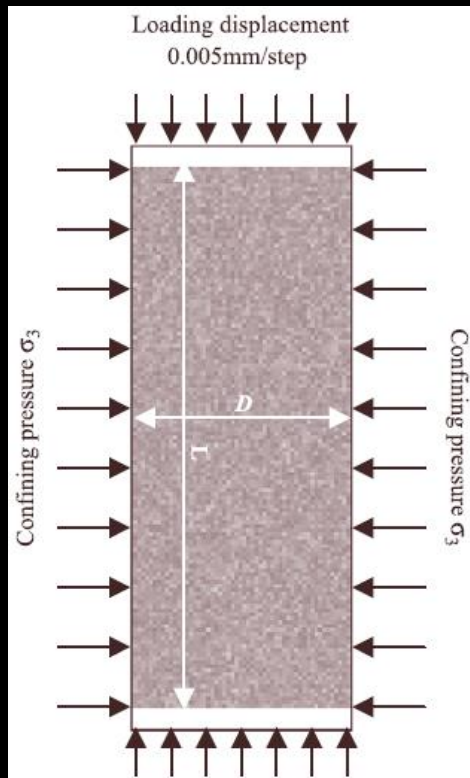
(a)

(b)

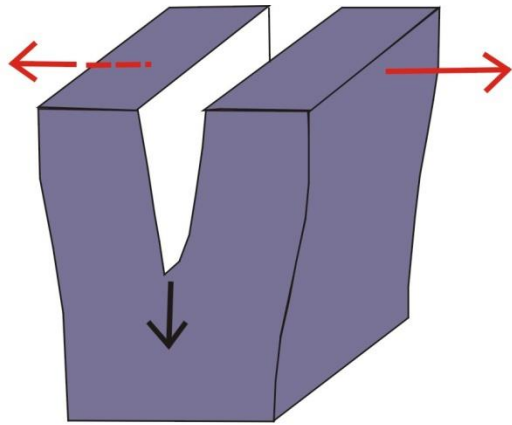


— Dilatance : différence entre variation volumique totale et variation volumique élastique. Elle est due à la propagation de microfissures localisées au voisinage du futur plan de rupture macroscopique = initiation de la fissuration

Liu et al 2004

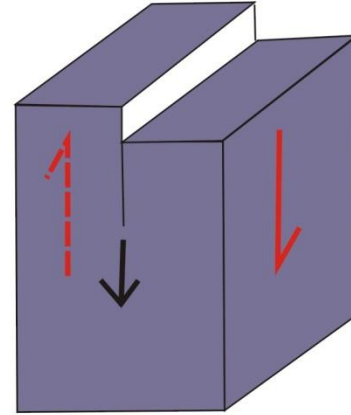


*Localisation de la
déformation dans un
matériaux homogène*

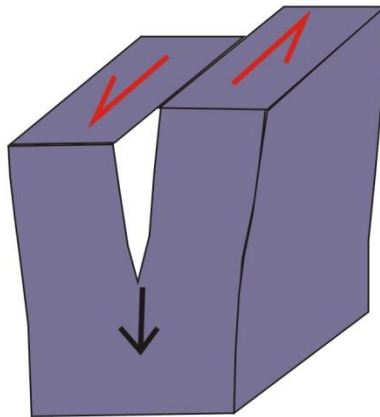


Mode I (ouverture :
écartement des deux lèvres
de la fissure)

Rupture en extension



Mode II (glissement:
glissement des deux lèvres de la fissure
l'une sur l'autre perpendiculairement
au bord de la fissure)



Mode III (déchirure: glissement
des deux lèvres de la fissure
l'une sur l'autre parallèlement
au bord de la fissure)

Rupture cisaillement

FRACTURE: generic term to define *rock discontinuities*
with or without displacement along their boundaries

- JOINT / DIACLASE / VEIN/
CRACK:

opening-mode fracture
("mode I")

discrete planar/curviplanar
surface of opening
displacement in which the
crack walls moved apart
from each other in a
direction perpendicular to
the overall crack surface
as the result of tension

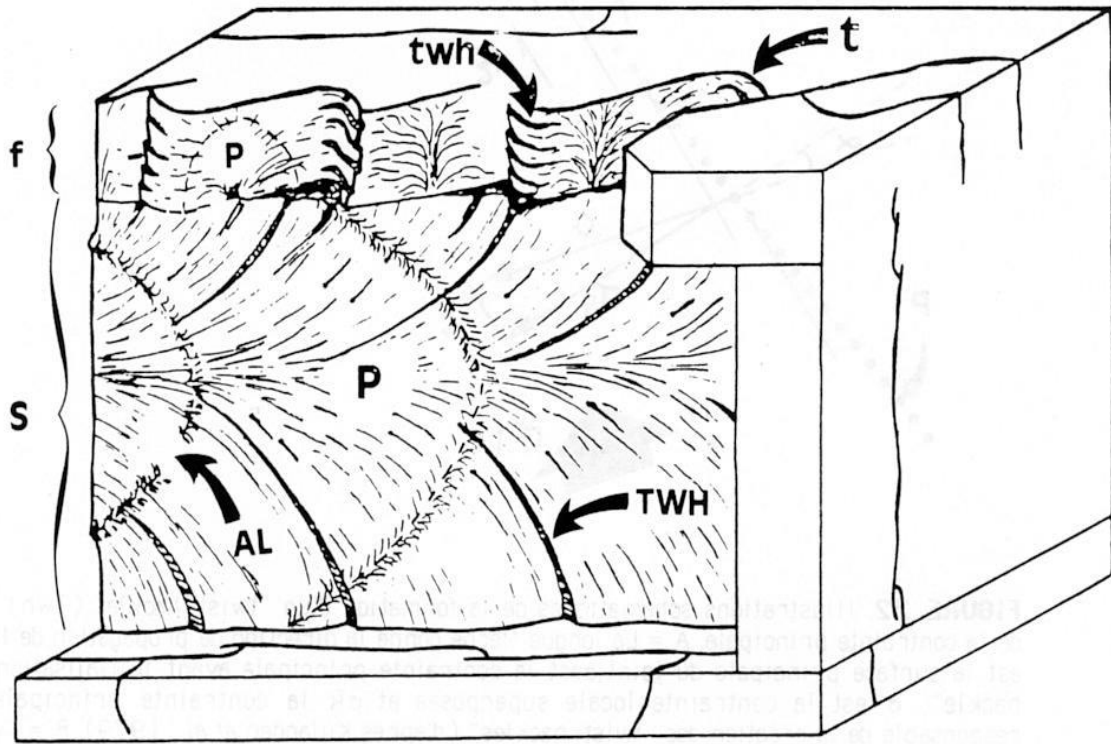
Mode I (tensile crack)

- SHEAR FRACTURE, FAULT:
shear-mode ("mode II or
III)
fractures that exhibit
displacement parallel the
fracture plane

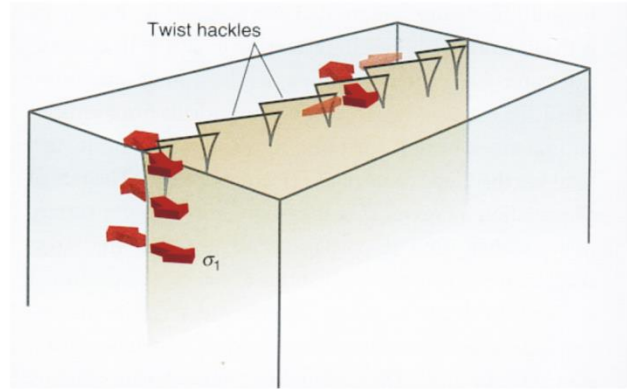
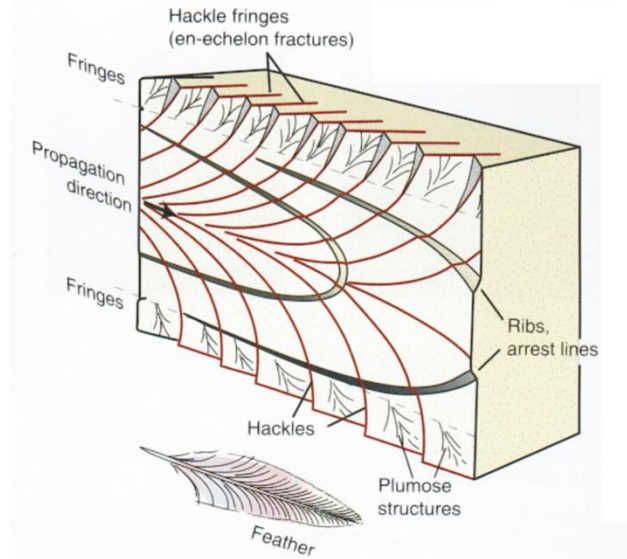
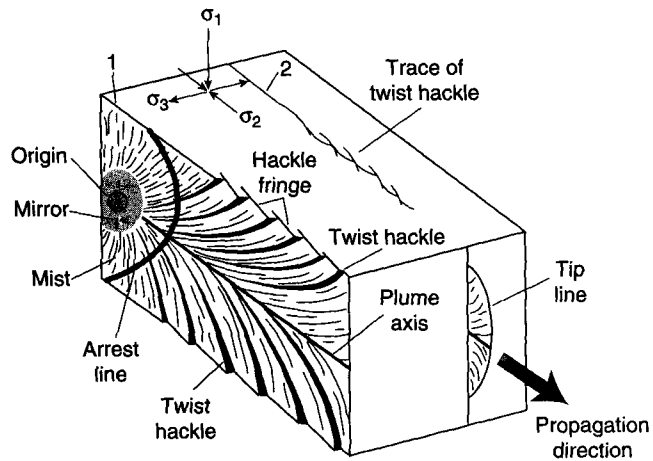
Mode II (sliding)

Mode III (tearing)

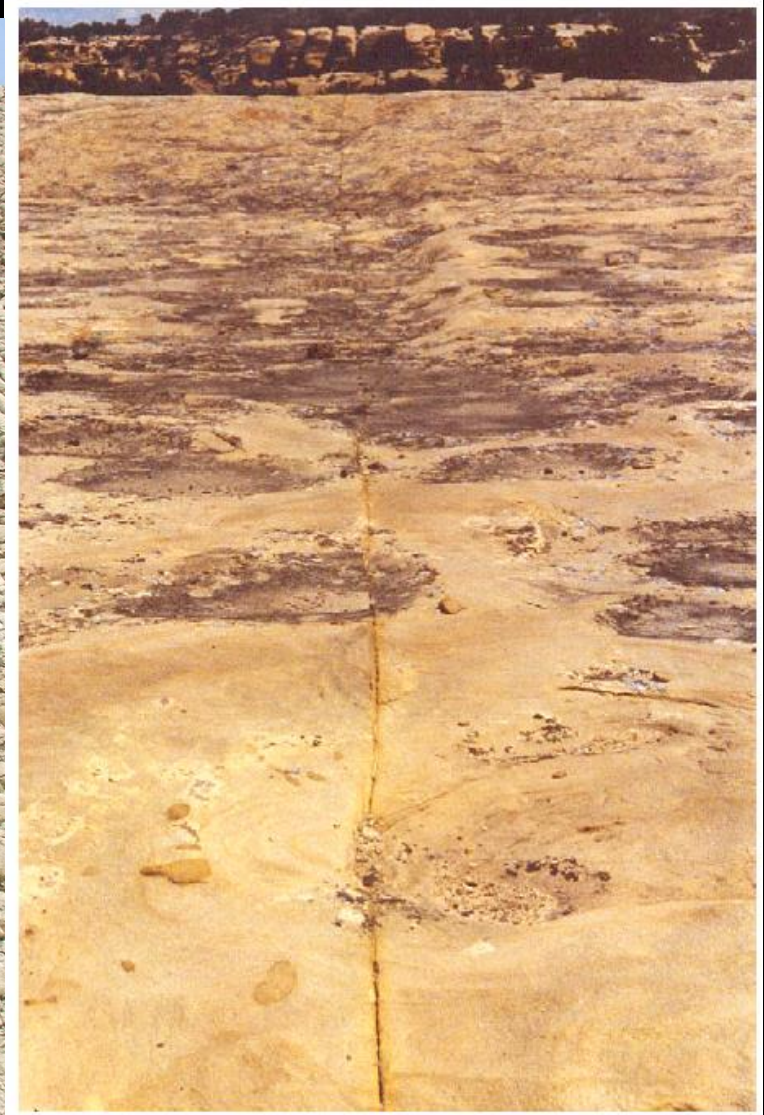




DIRECTION DE PROPAGATION
 →



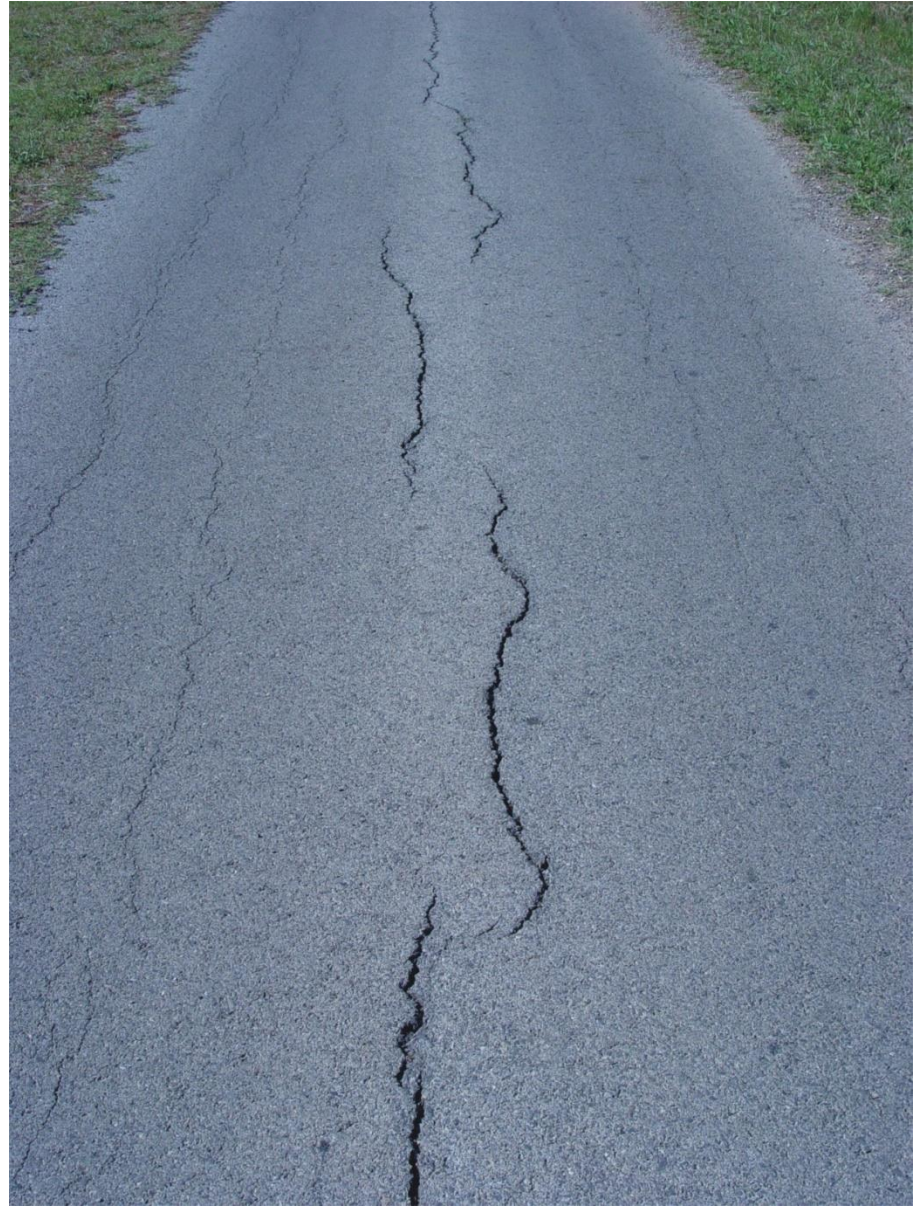
In Fossen, Structural Geology













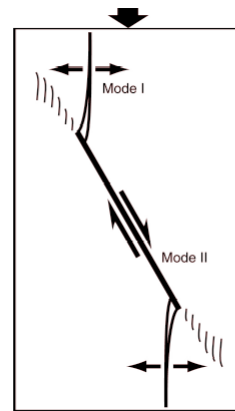
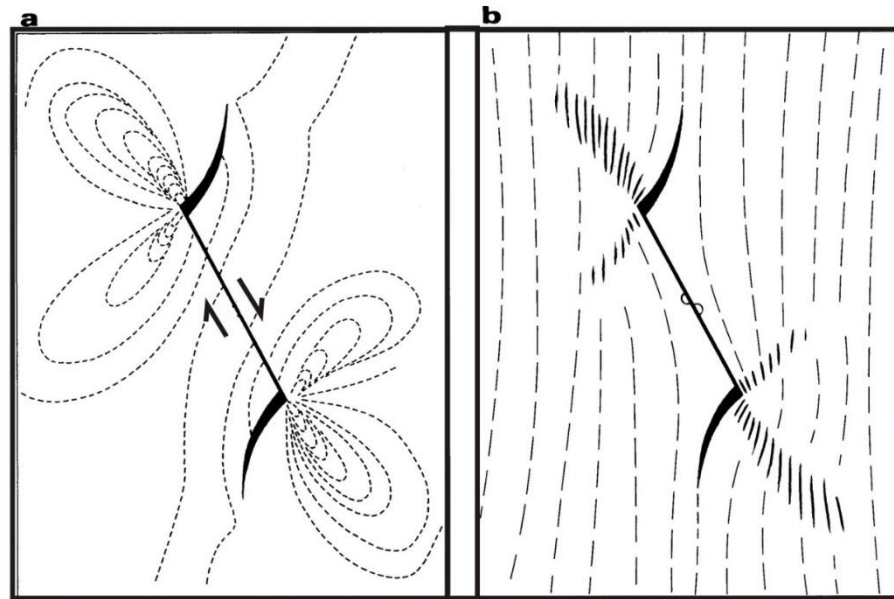
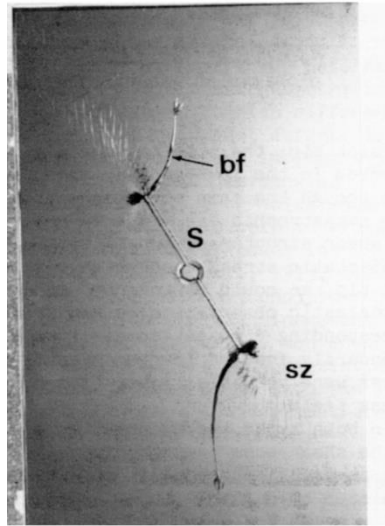
La croissance d'une (micro)fracture ne se poursuit pas forcément dans son plan initial, car la présence de la fissure modifie localement les contraintes, dans une région de plus en plus étendue.

Une différence essentielle distingue le mode I des 2 autres : en mode I, la fracture reste dans son plan; en modes II et III, elle le quitte : le plan de propagation est alors le plan correspondant à la contrainte d'extension maximum (on parle d'instabilité directionnelle des fractures en cisaillement).

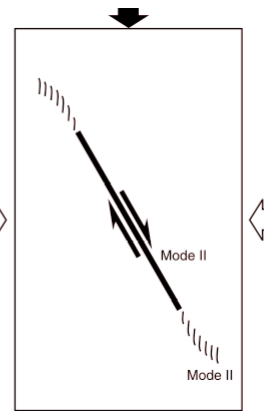
Une fracture peut s'arrêter de croître et un branchement en partir dans une direction différente.

En particulier une fracture par glissement (en mode II) peut donner naissance à une fracture en mode I, partant à 70° de la fissure mère. Pour de fortes charges, cette "fracture en aile" s'incurve et tend à devenir parallèle à la plus forte contrainte principale macroscopique.

Dans une roche grenue, la microfracture s'arrête en général au premier joint de grain. Elle peut continuer à se propager le long de ce joint.



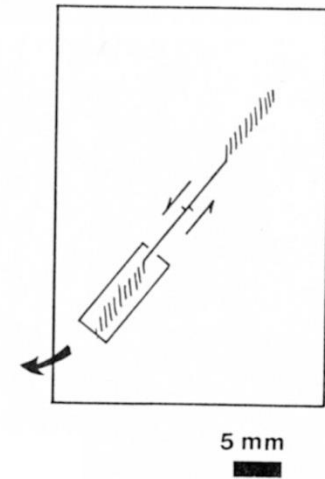
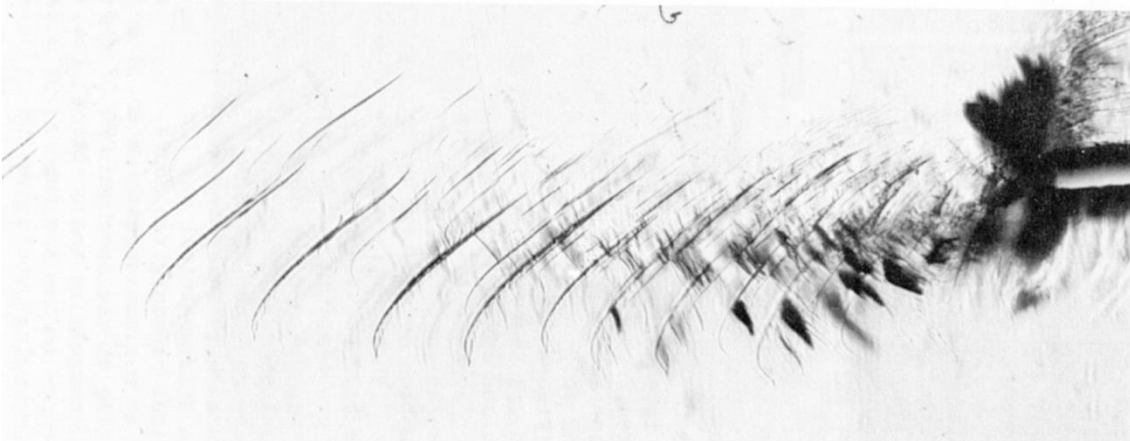
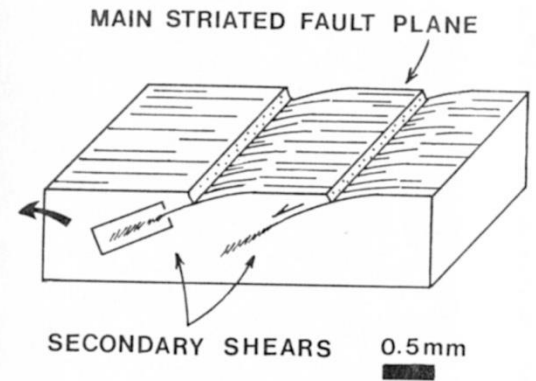
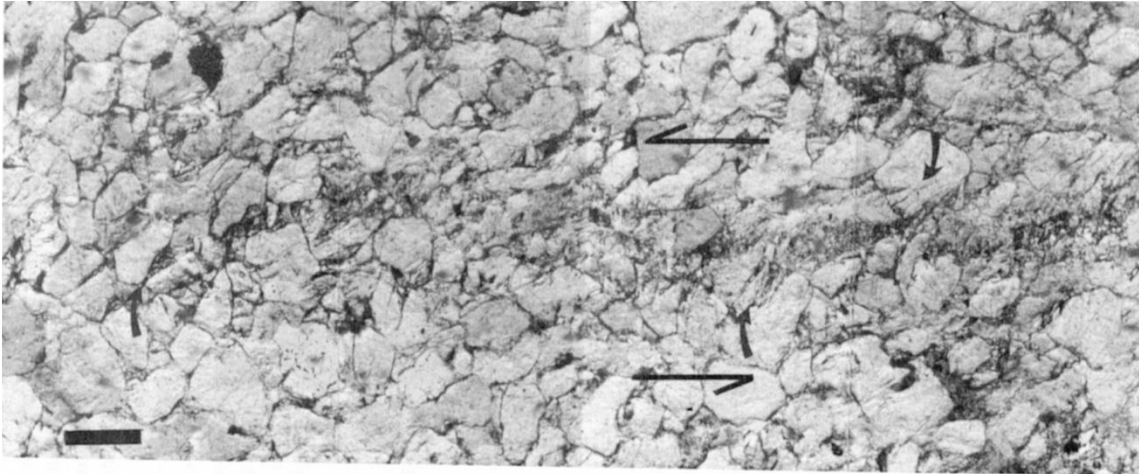
1 MONOAXIAL



2 BIAXIAL

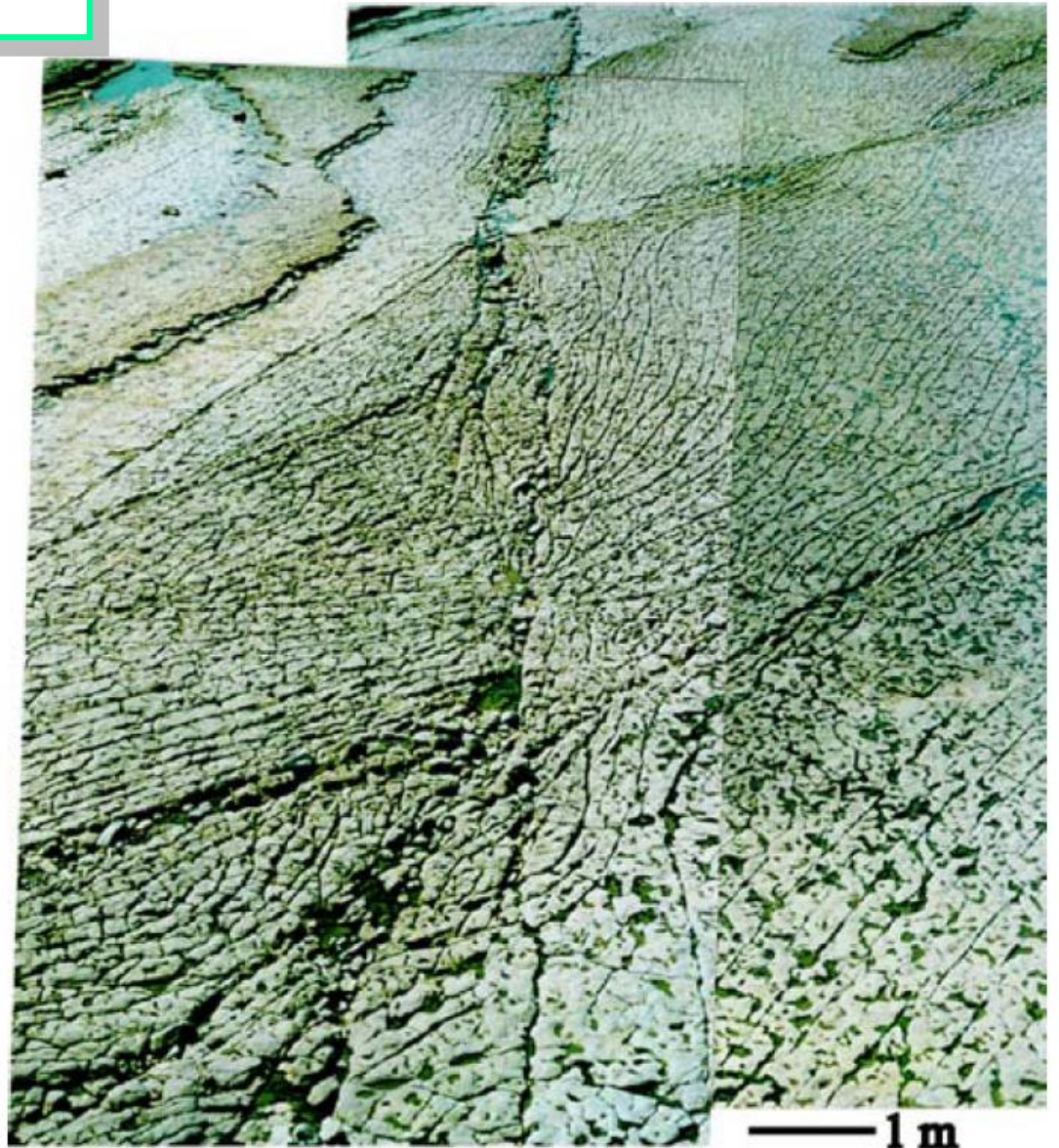
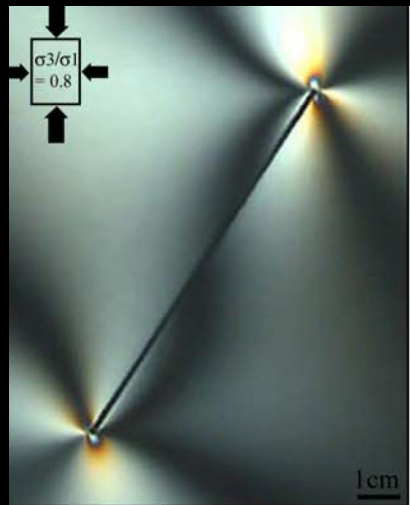
Petit et Barquins, 1988)

Propagation de la rupture à partir d'un défaut oblique [modifié d'après Petit et Barquins, 1988]. 1- Développement de fractures en extension ("wing crack") et de quelques échelons à l'extrémité d'une fracture cisailante pour un chargement monoaxial. Il se produit une réorientation du plan de fissure suivant la contrainte principale. 2- Développement de fractures ouvertes disposées en échelons dans le prolongement de la fracture cisailante. La fissure va se propager par rupture des ponts entre les échelons.



(Petit et Barquins, 1988)

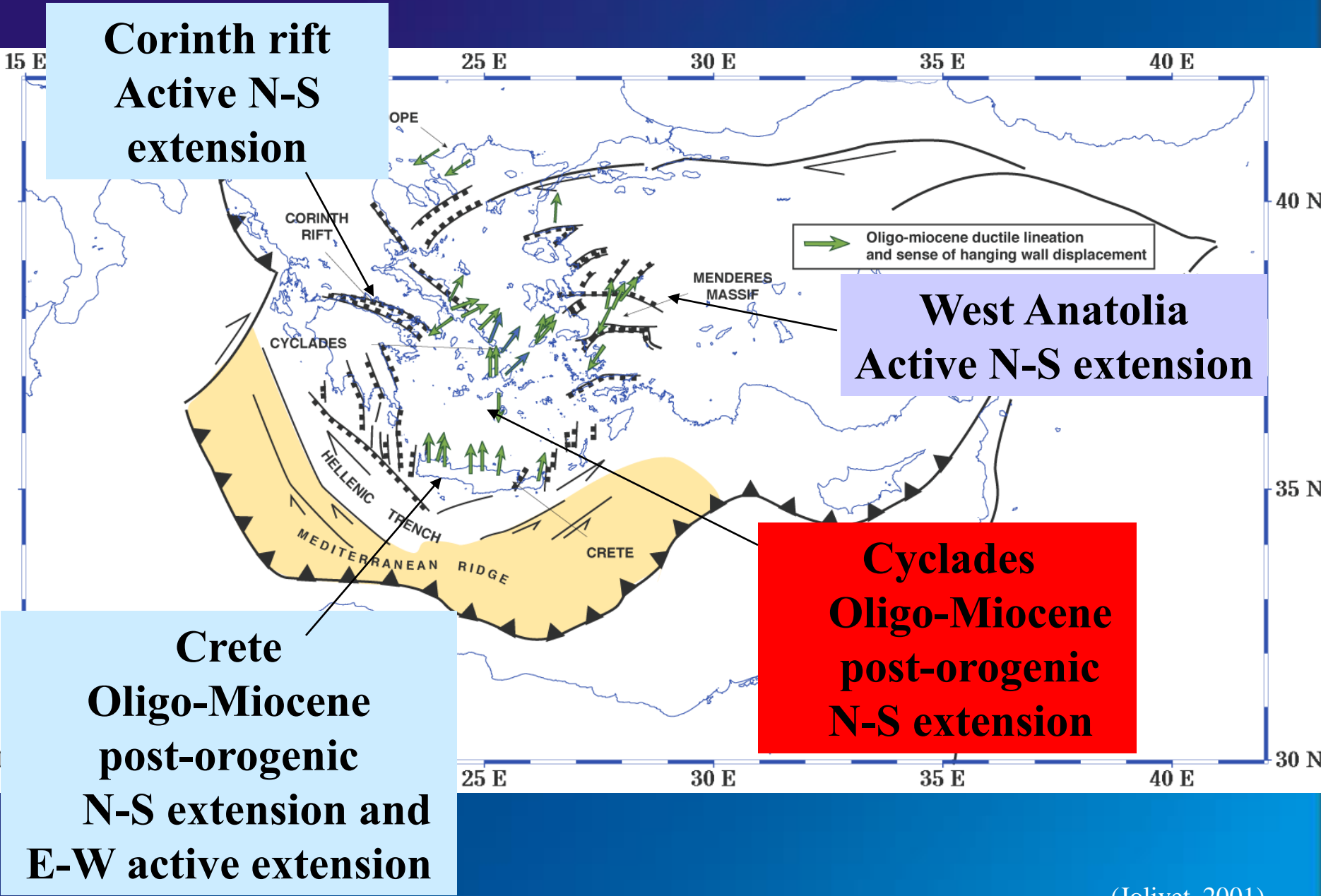
Perturbation des contraintes

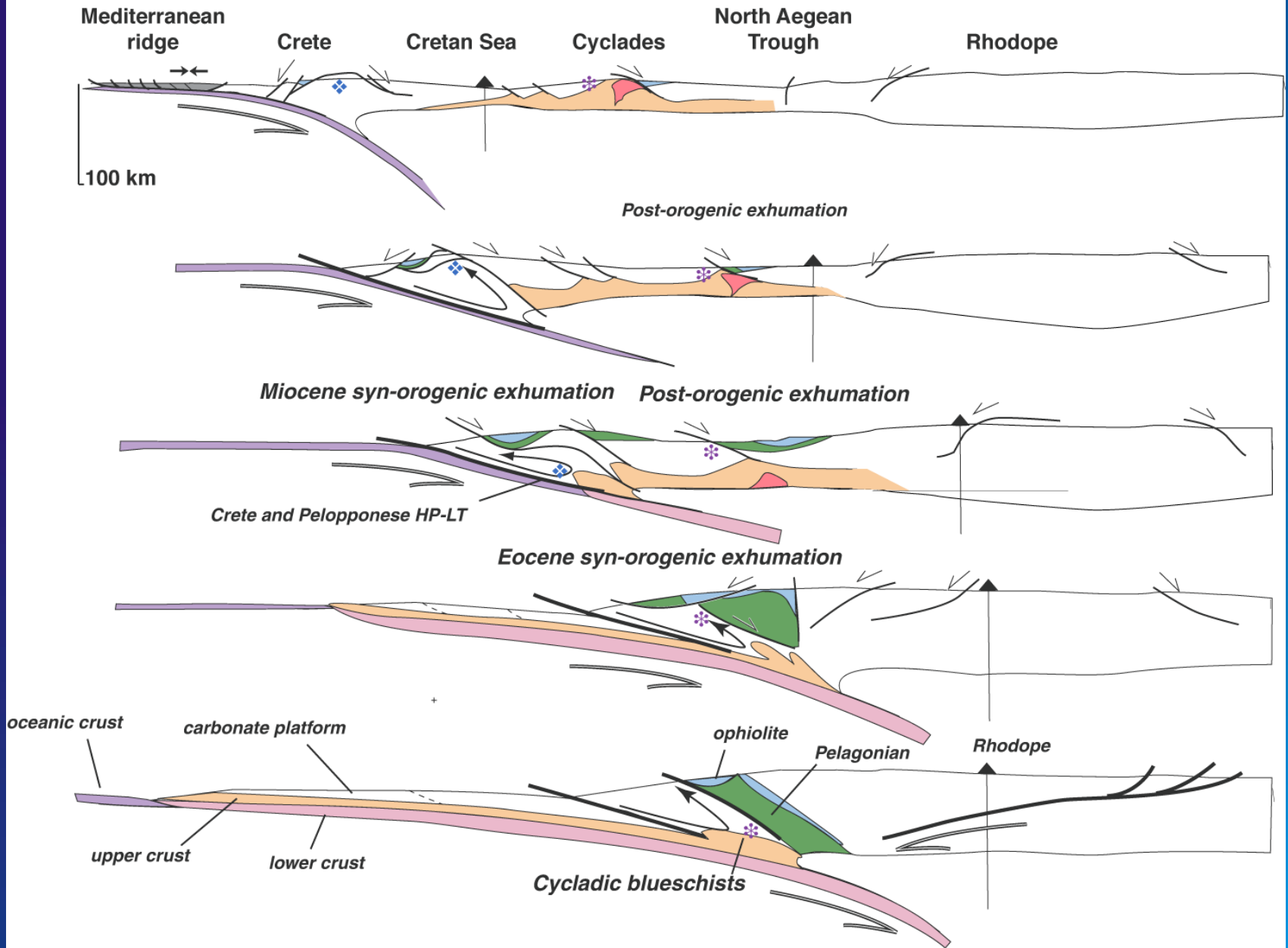


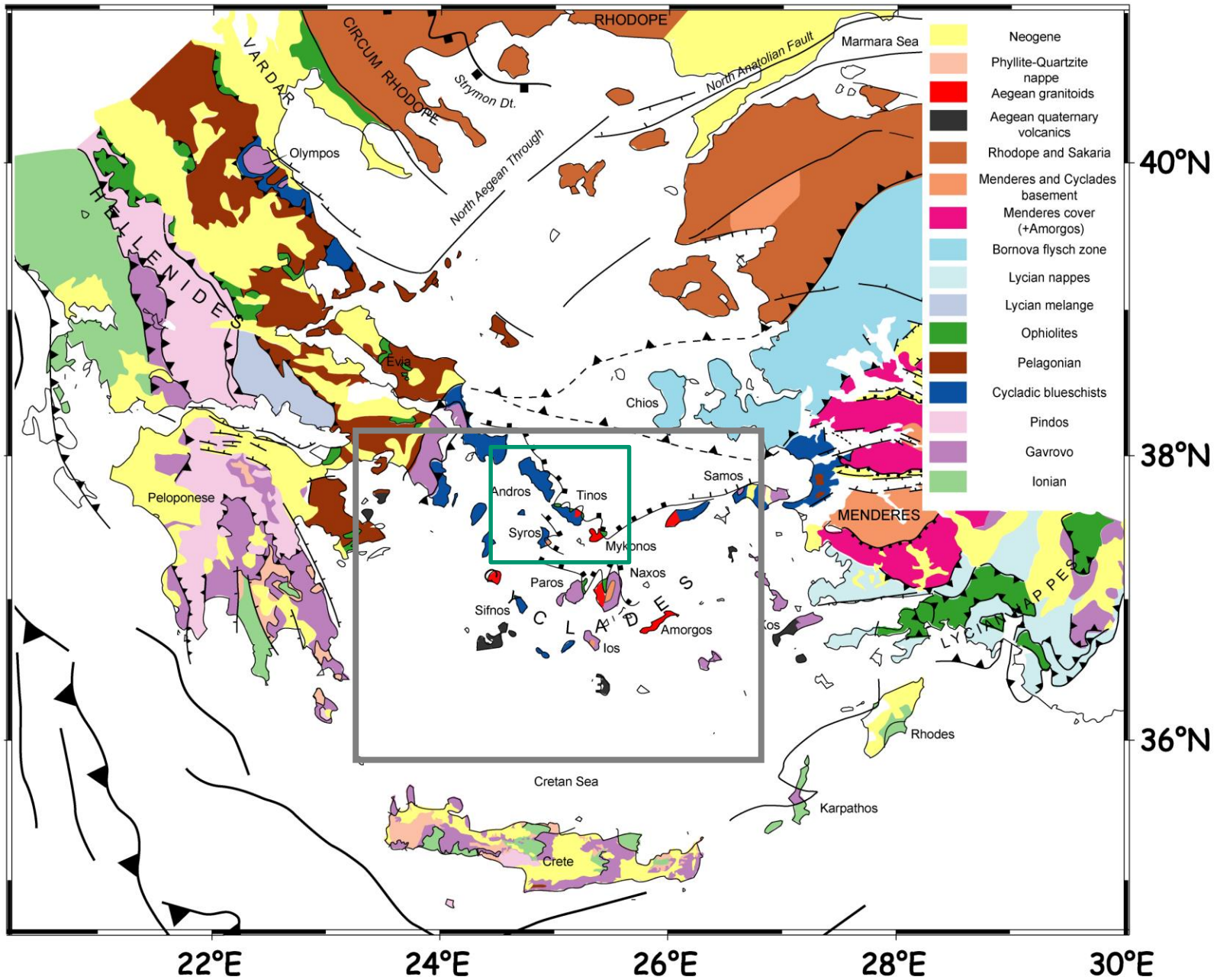
Modes et mécanique de la rupture (2)

La localisation de la déformation cassante

**La localisation de la déformation cassante
lors de la transition ductile-cassant**

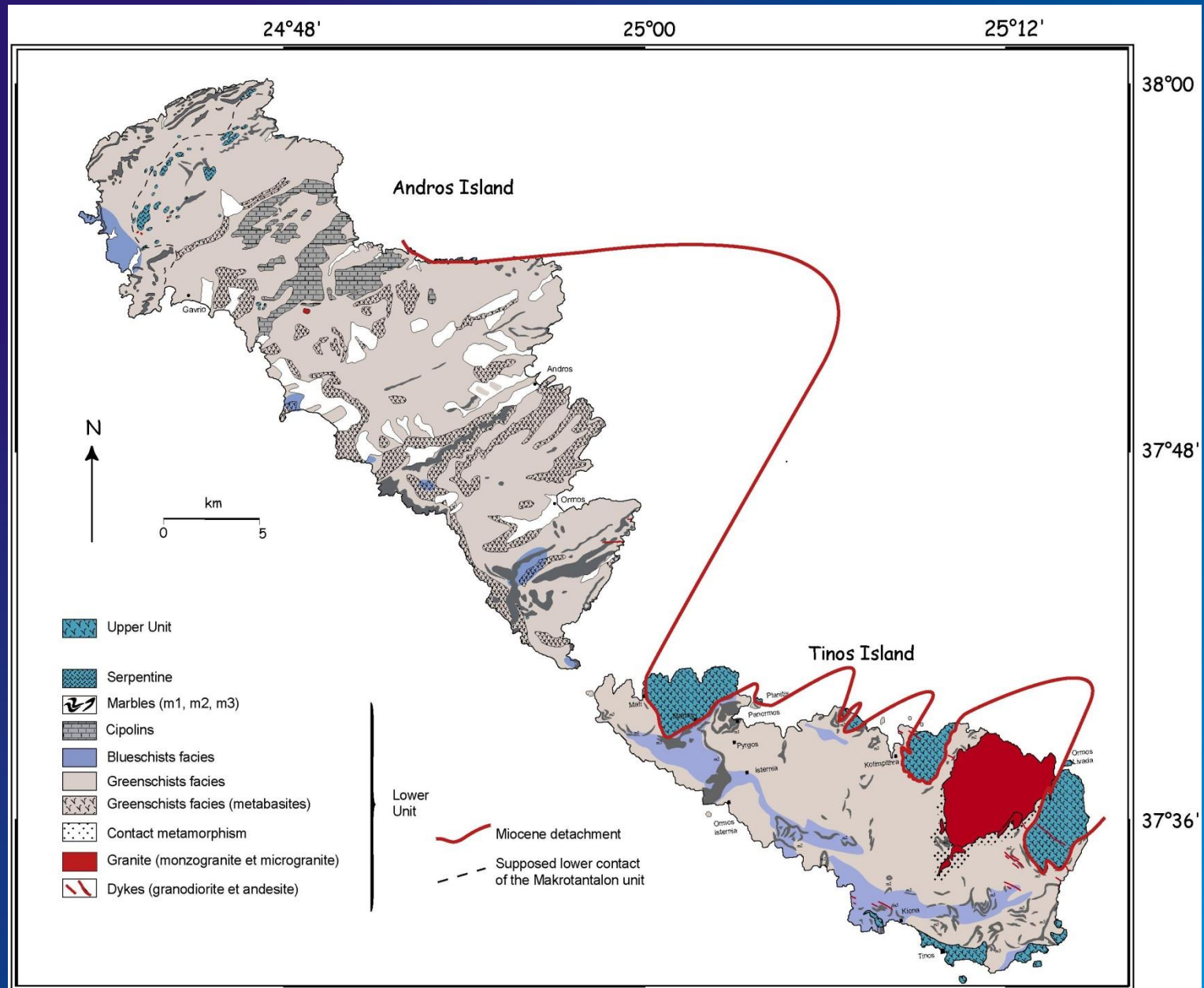






(Courtesy of L. Jolivet)

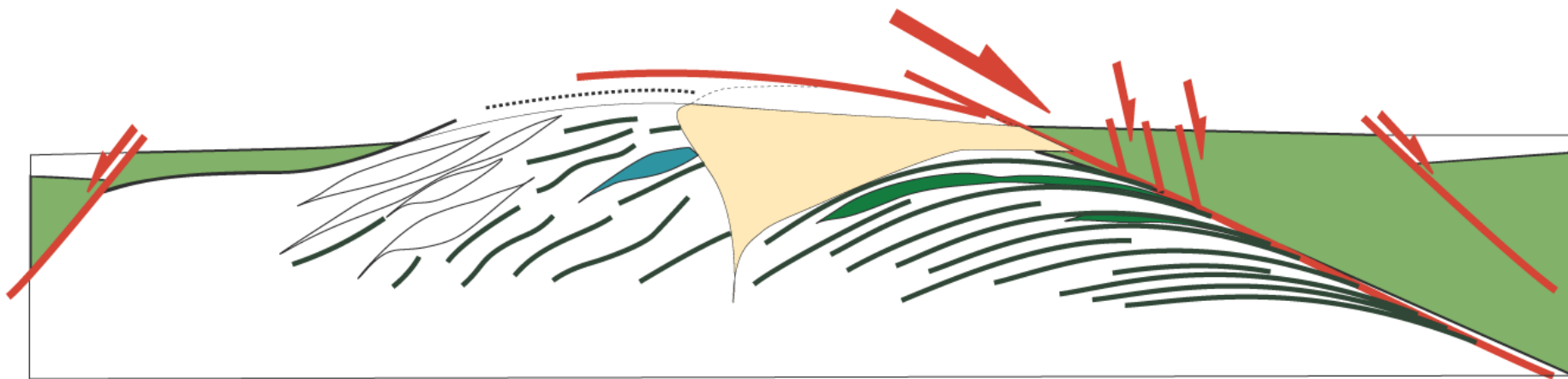
The Tinos-Andros 'metamorphic core complex' : An upper unit and a lower unit separated by a detachment



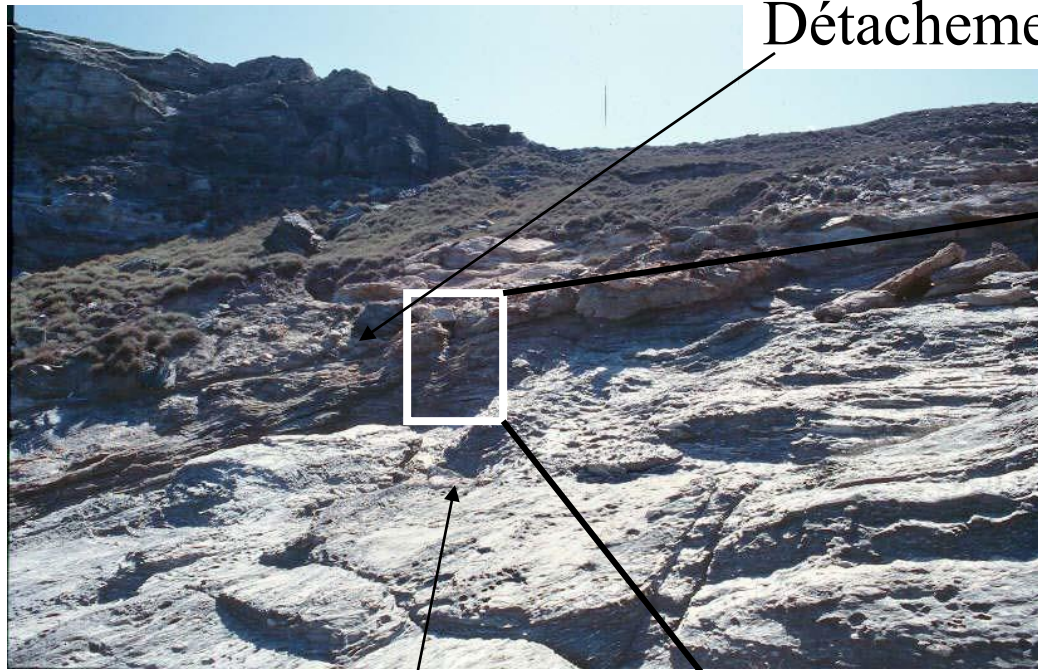
SW

TINOS

NE



5 km



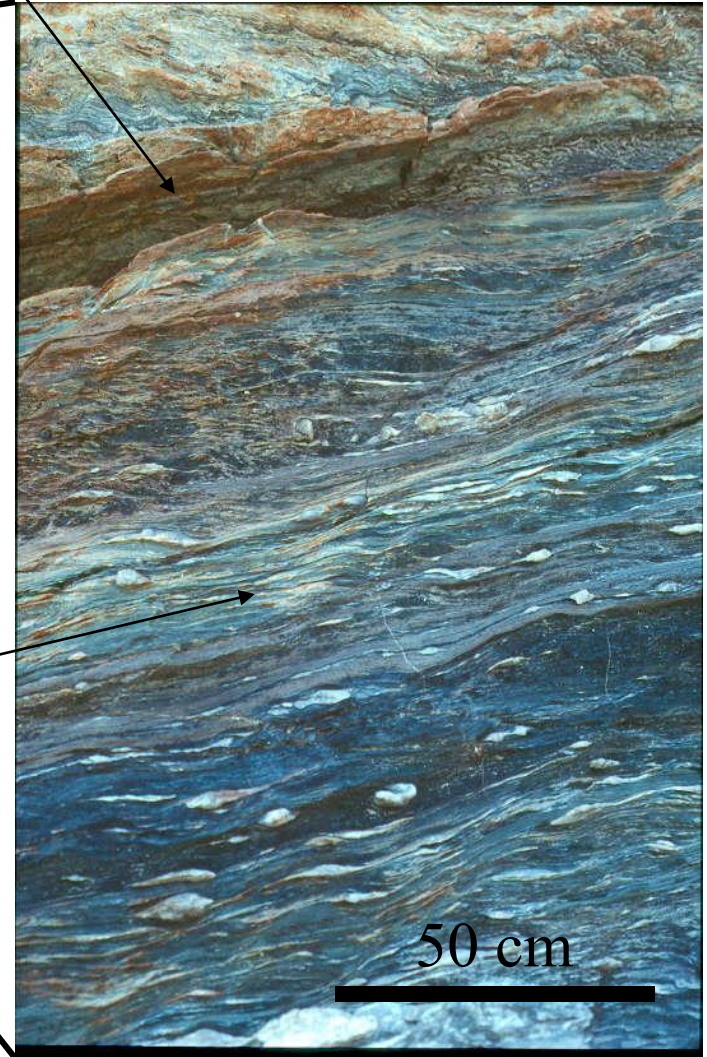
Détachement

NE

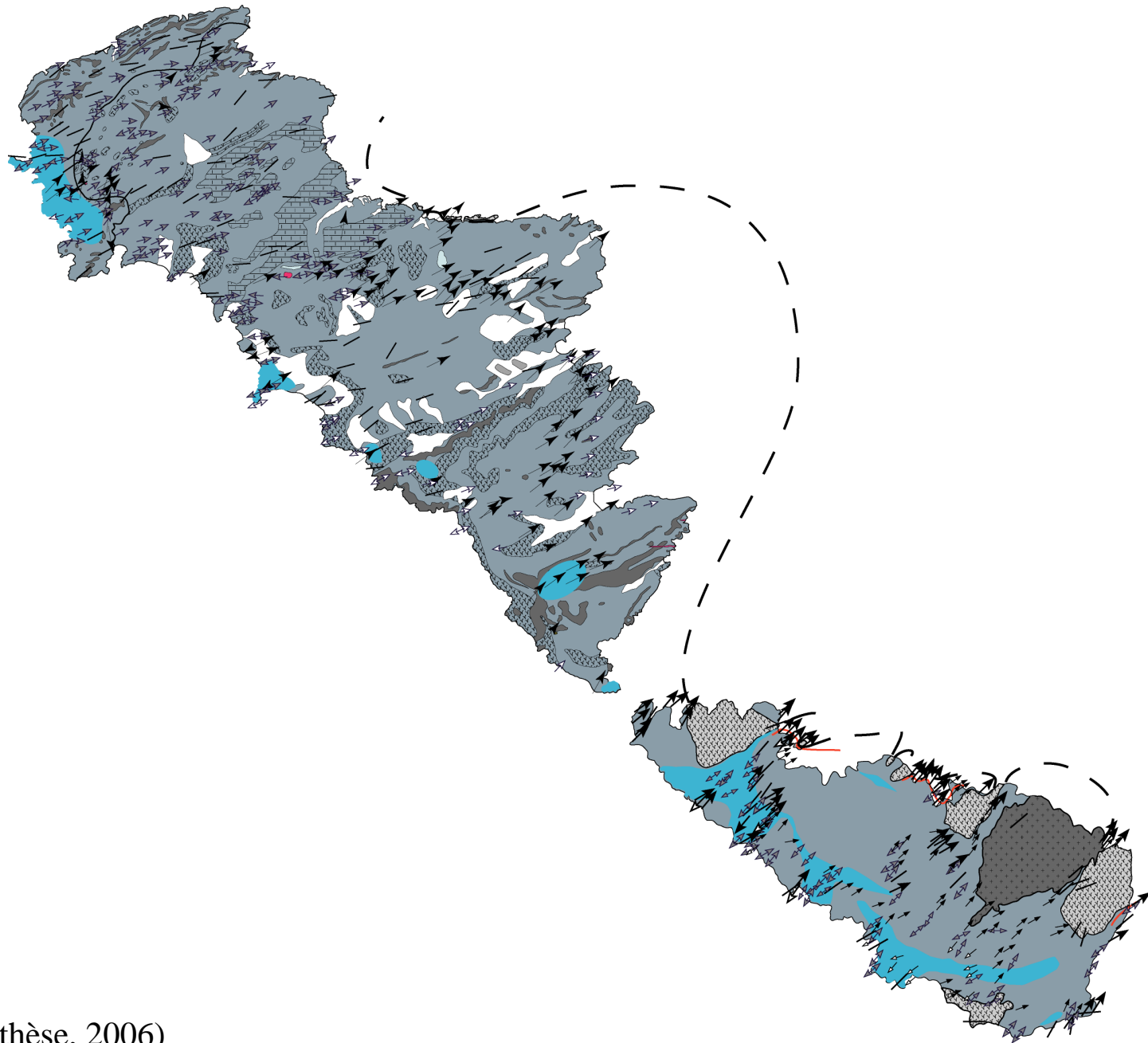
SW

Mylonites de
l'Unité inférieure

Tinos

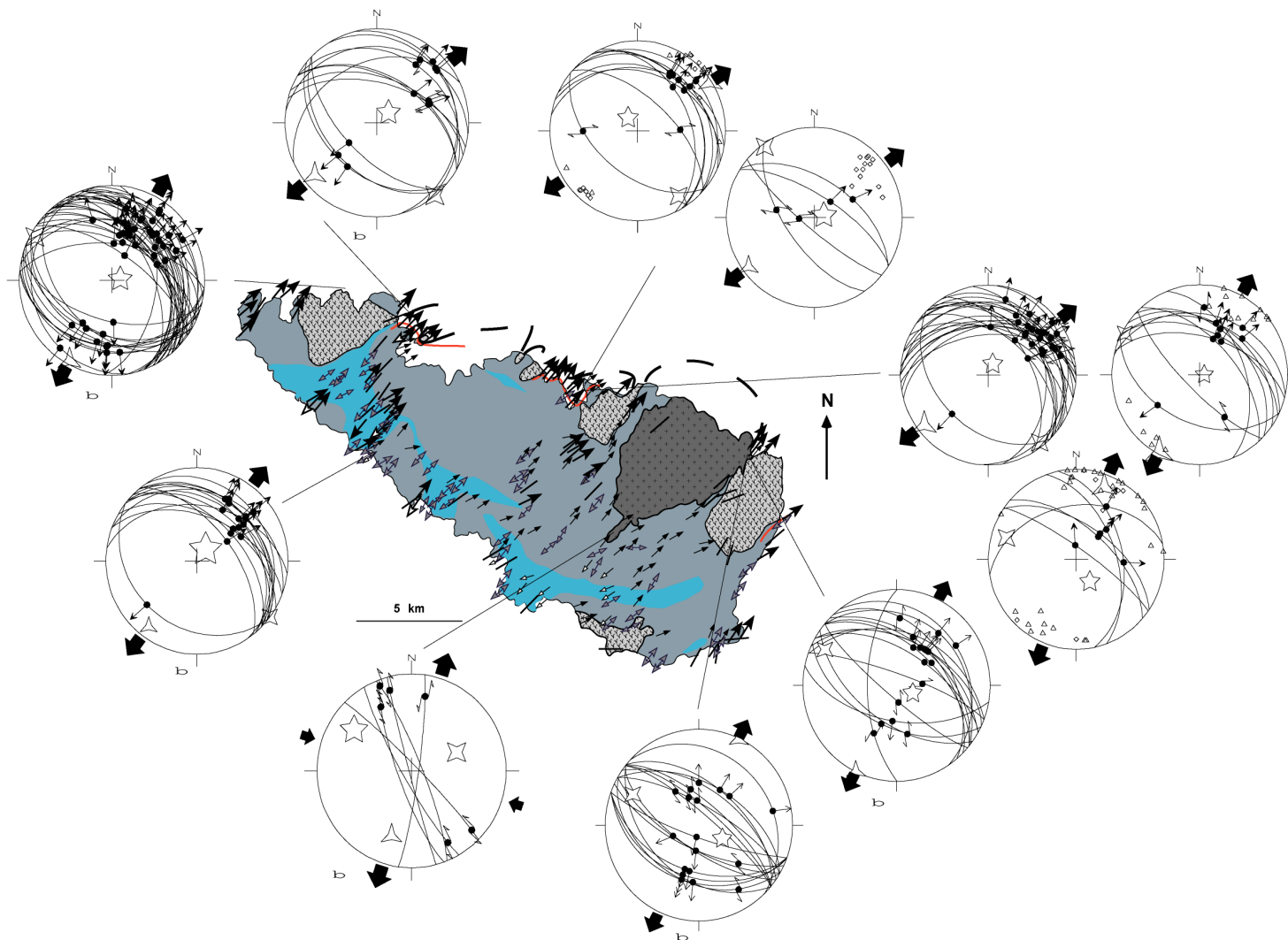


50 cm



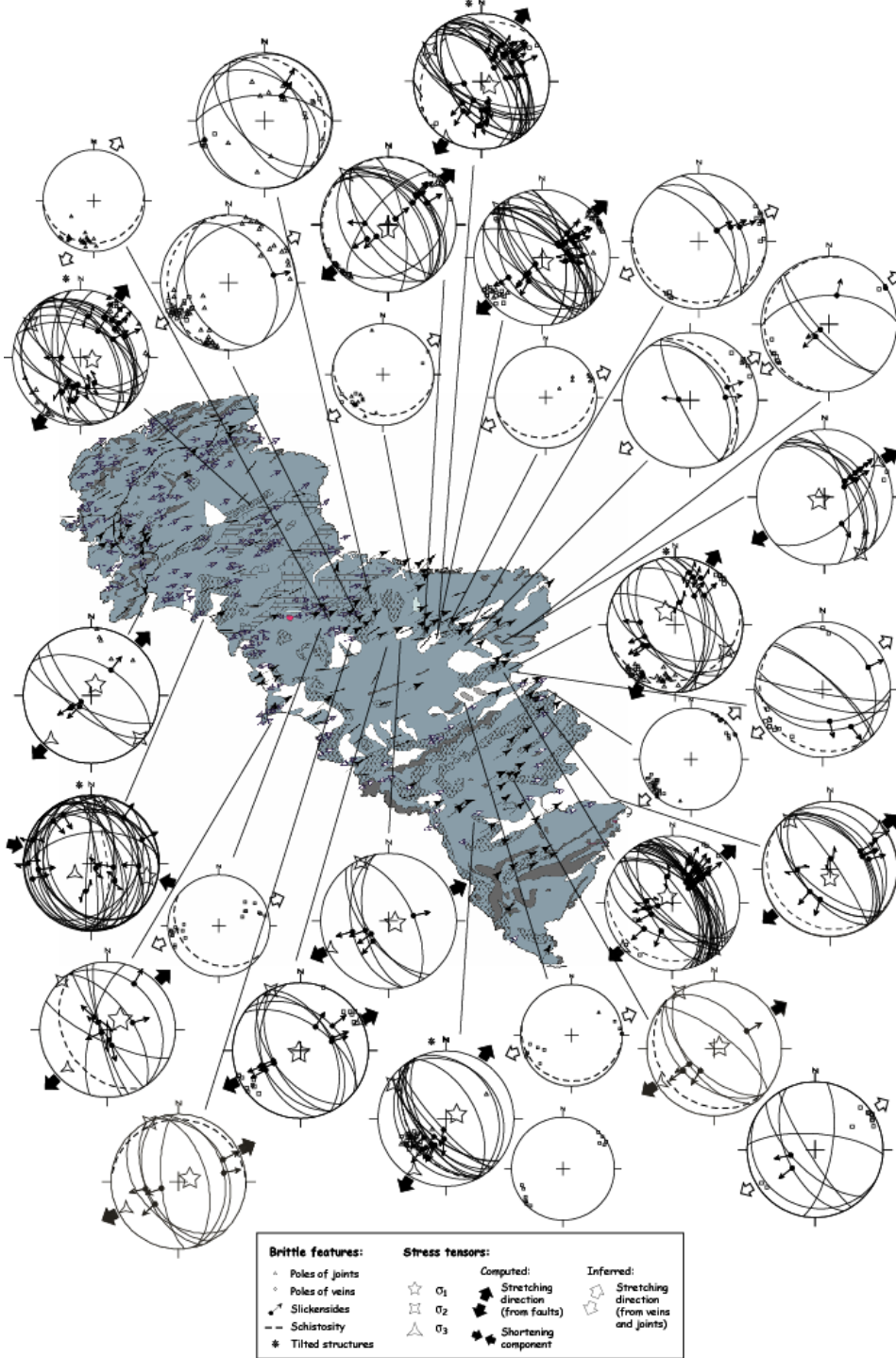
(Mehl, thèse, 2006)

DEFORMATION CASSANTE : Tinos



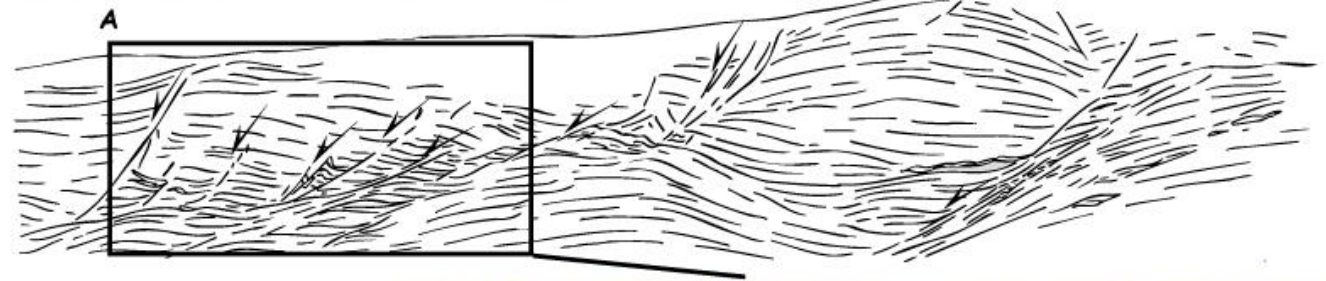
(Mehl, thèse, 2006)

DEFORMATION CASSANTE : Andros



(Mehl, thèse, 2006)

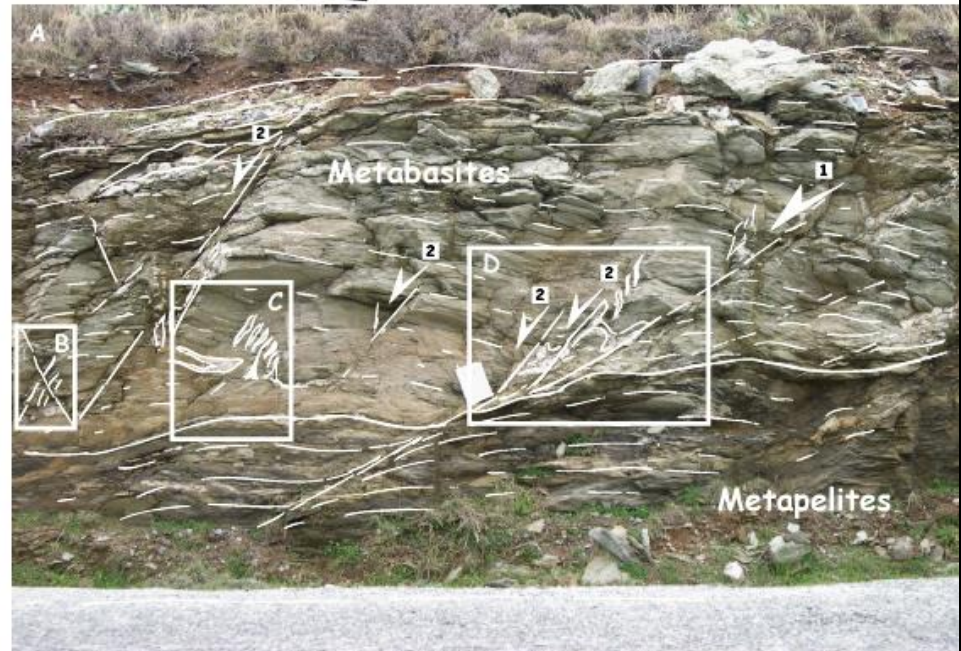
Mehl et al. (thèse, 2006)



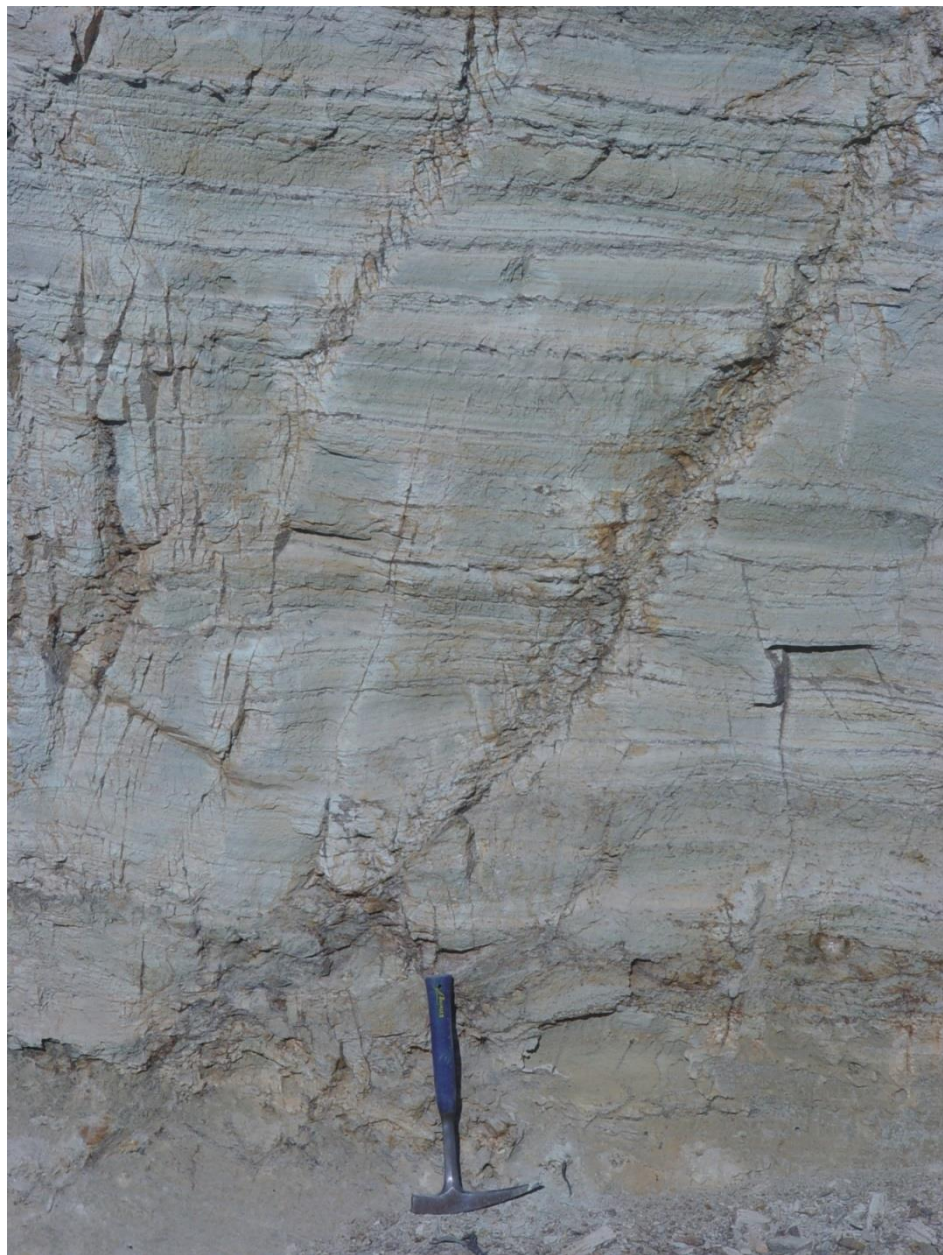
Shear bands



Faults and veins

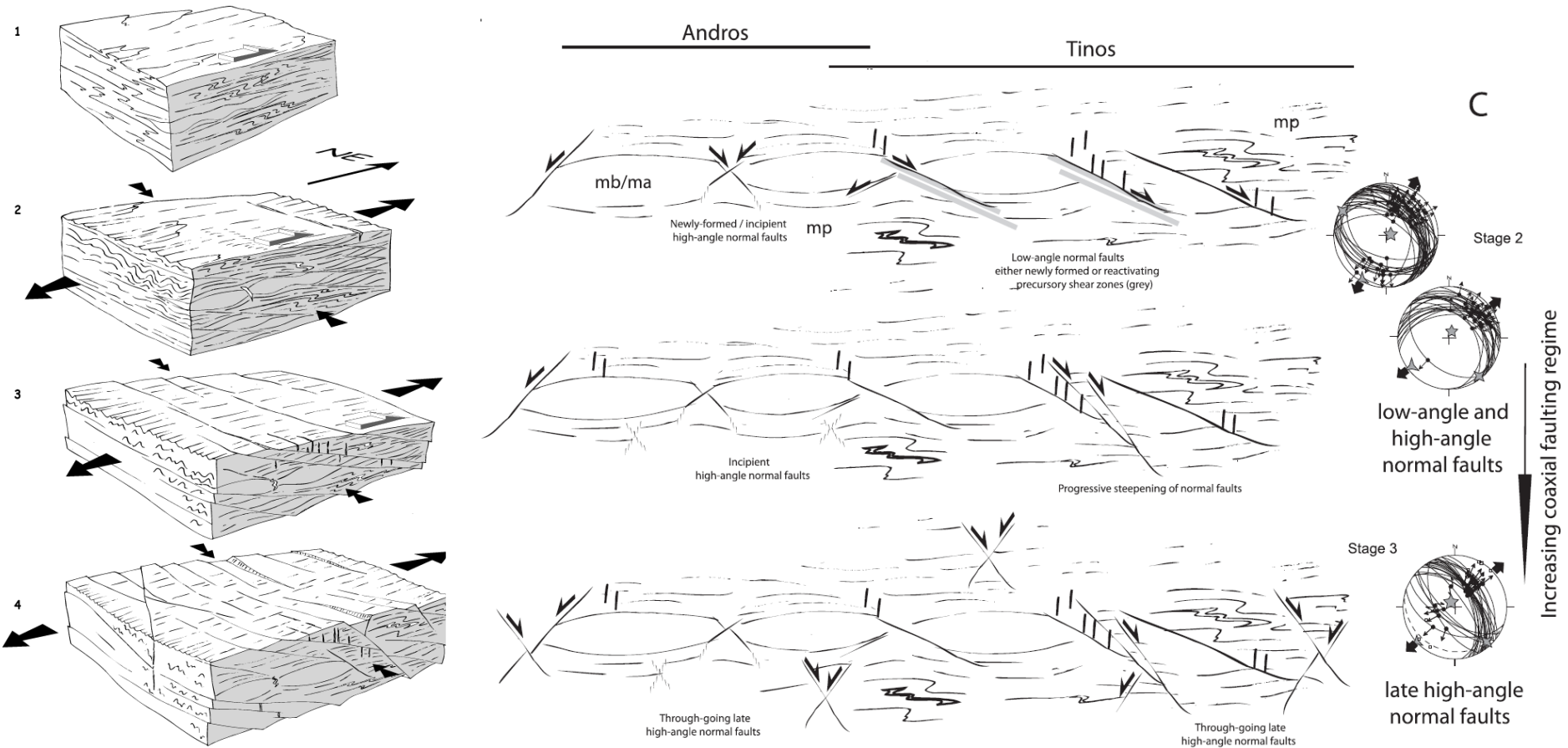






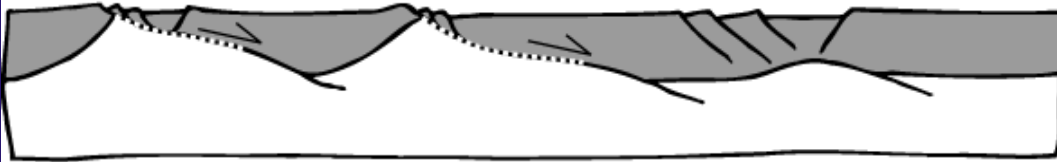


Strain localization sequence at the outcrop scale

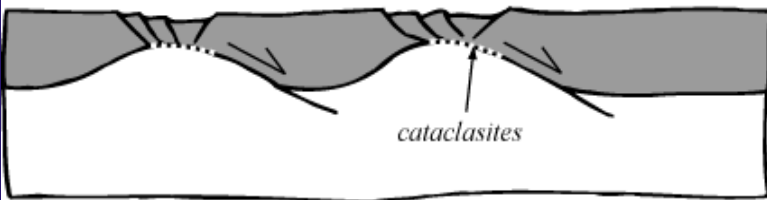


(Mehl et al., 2005; Lacombe et al., 2013)

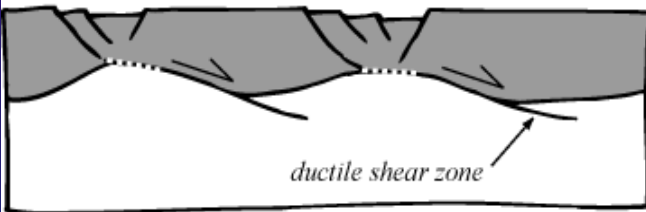
4: the cataclastic shear zone reaches the uppermost portions of the crust and the last increments of motion along the detachment give rise to brittle faulting within the breccia



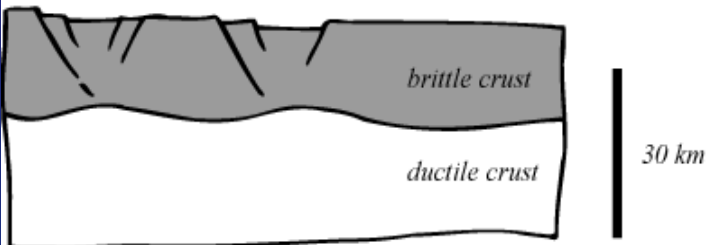
3: shear zones exhumation and formation of a cataclastic shear zone downward propagation of ductile shear zones



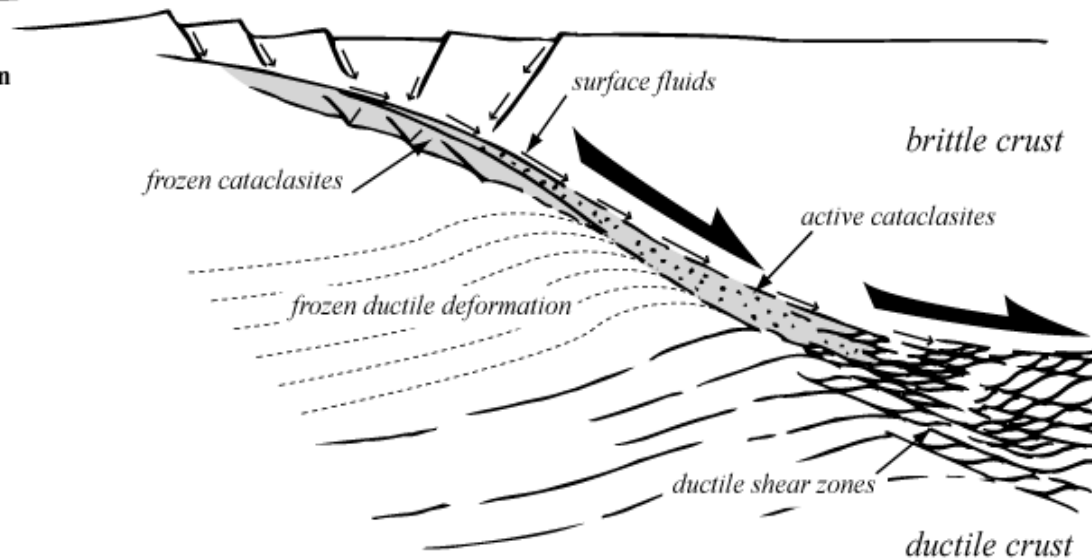
2: initiation of shallow-dipping ductile shear zones and exhumation



1: crustal-scale boudinage, and formation of the first faults in the upper crust



Strain localization sequence at the crust scale



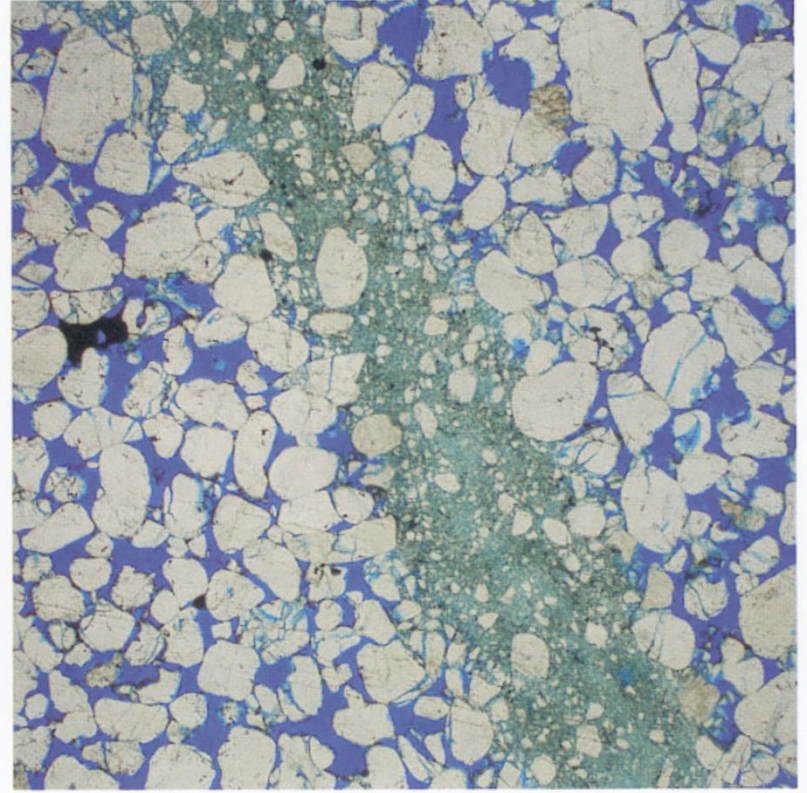
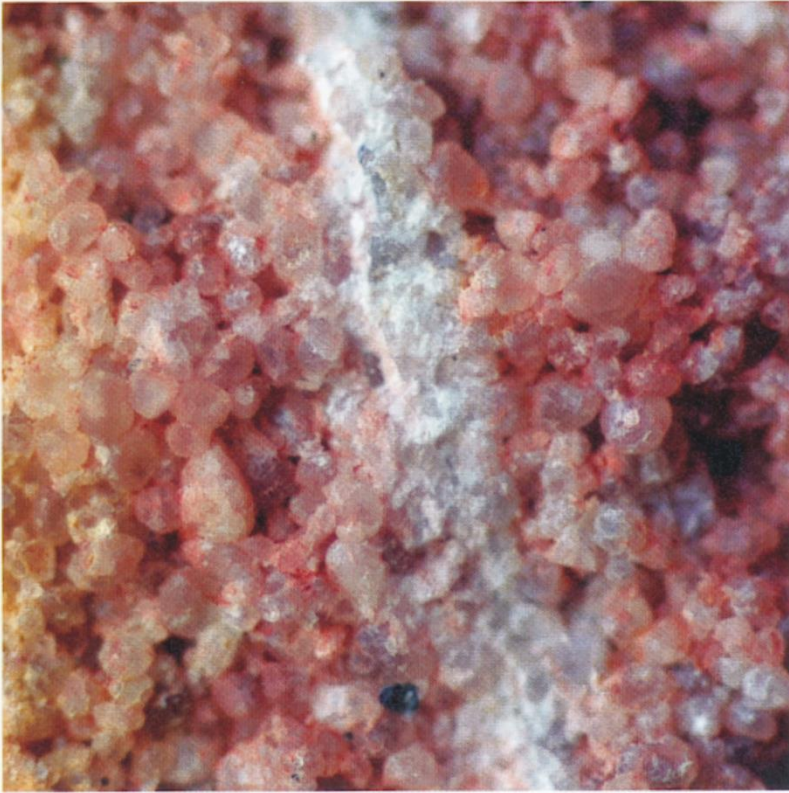
**La localisation de la déformation cassante
dans la croûte supérieure**

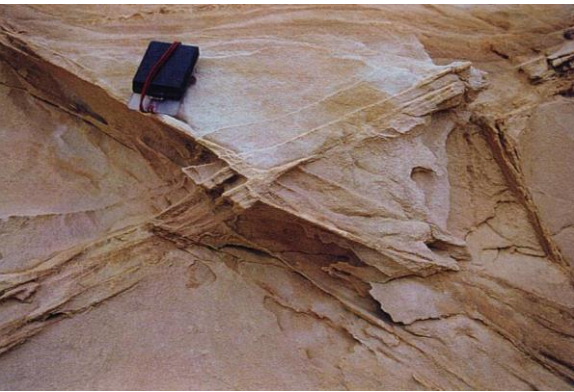
**Localisation des failles
par la cataclase**

- Il existe des discontinuités qui ne sont pas des fractures !
- Plusieurs BD accumulent un déplacement mm^q à cm^q

“Bandes de déformation”







Rotation de grains,
compaction, fractures internes

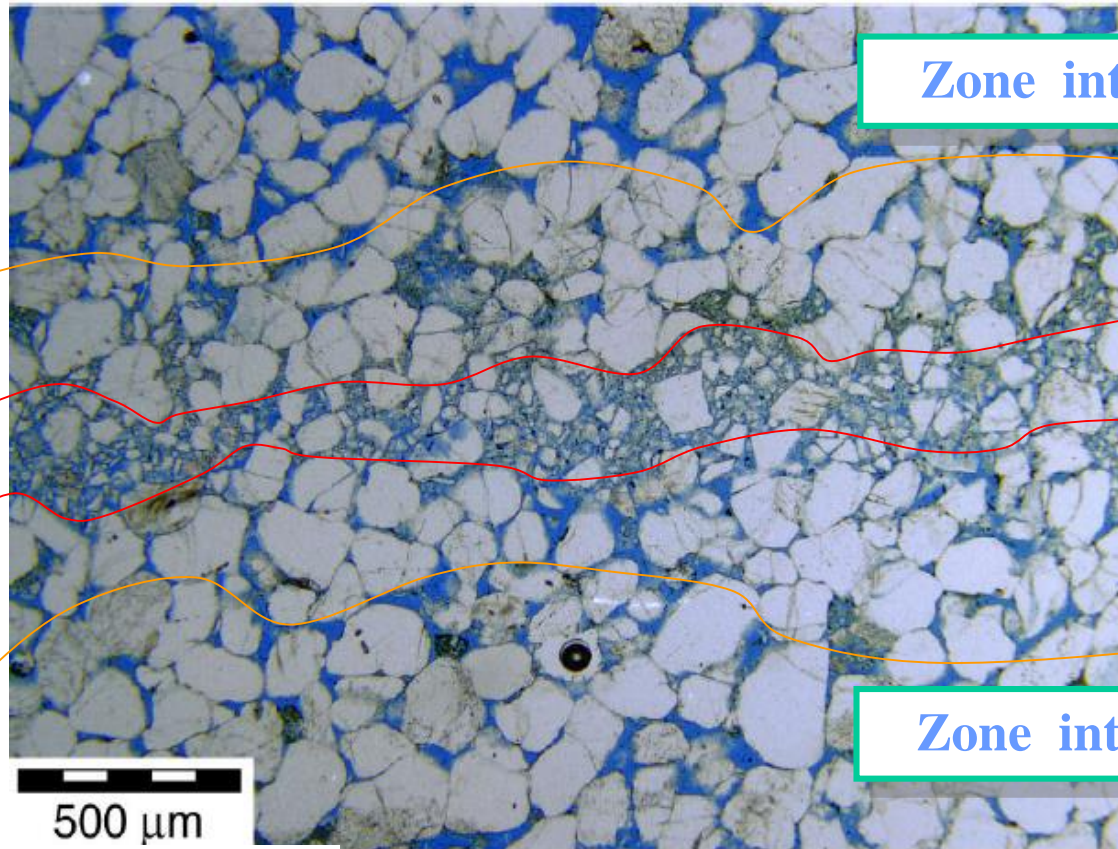
**“Bande de
déformation
cataclastique”**



Réduction de la porosité

Cimentation

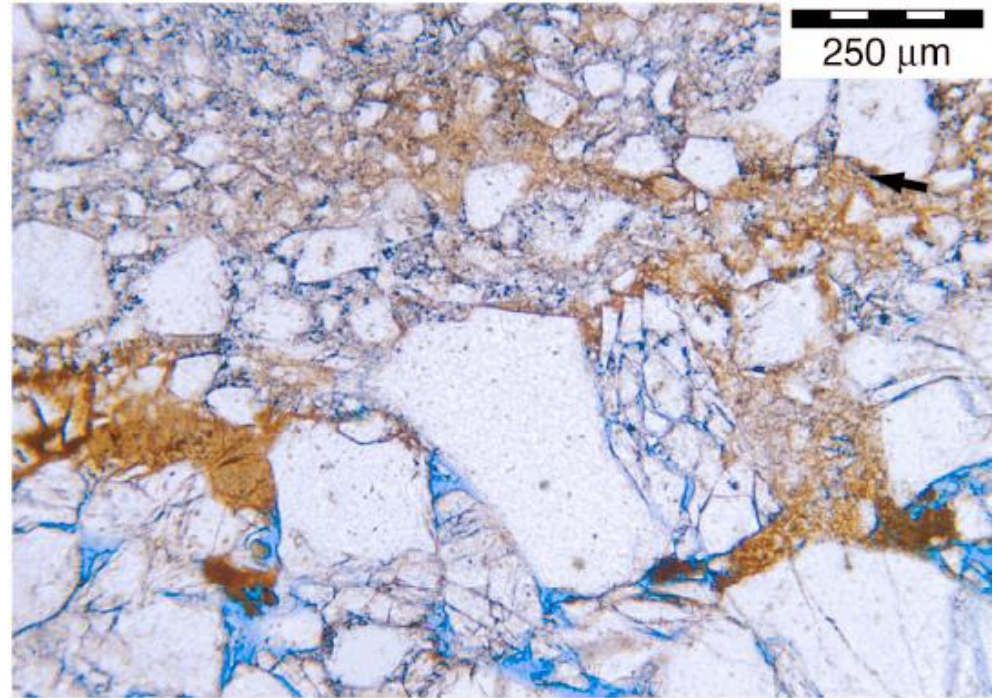
Augmentation du nombre de points de contact



Zone intacte

Zone intacte

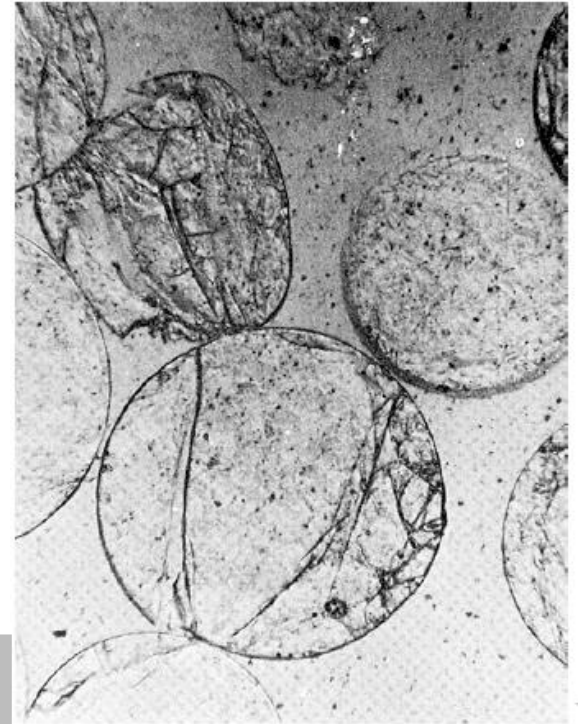
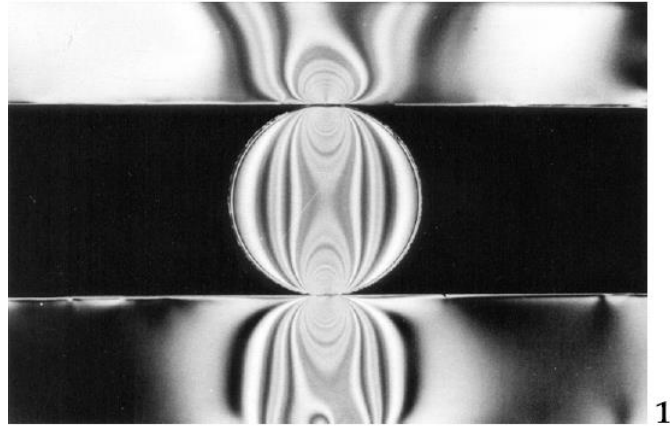
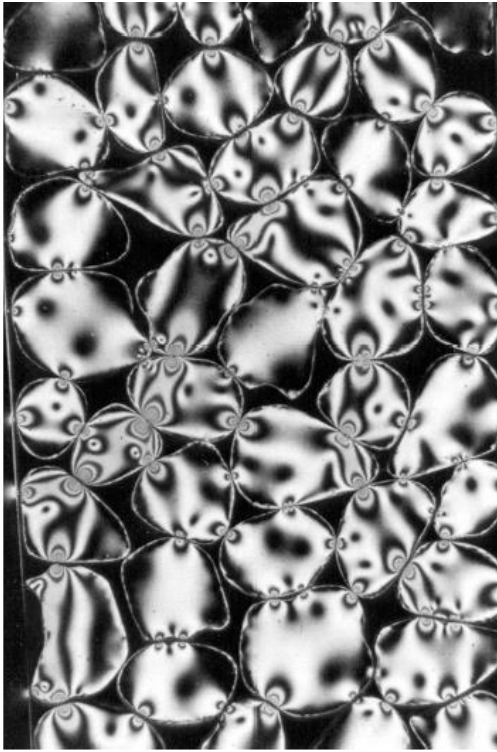
(Du Bernard et Labaume, 2002)



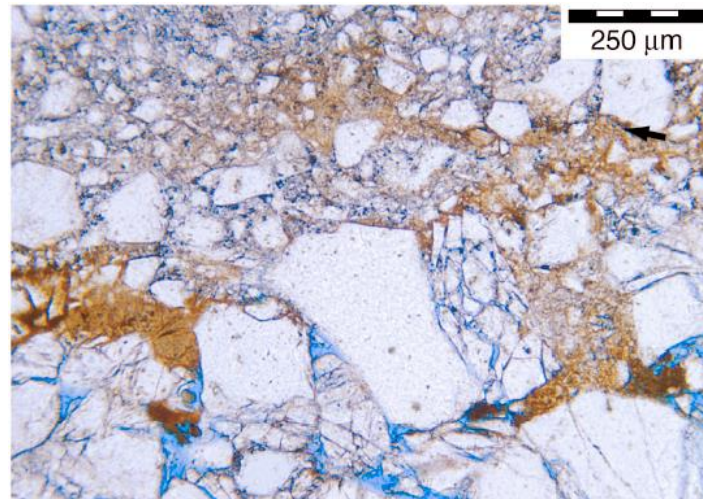
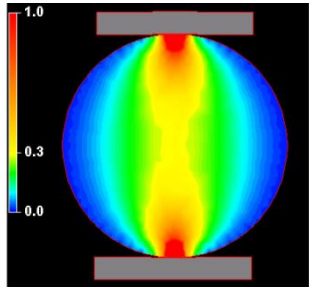
Les bandes de cataclase sont résistantes

Puisqu'on réduit la taille des gains et la porosité et qu'on tend à aider à la cimentation, ce sont des objet qui tendent à être en relief positif : structures qui résistent à l'érosion

Mécaniquement parlant, ce sont également des bandes plus résistantes que la roche encaissante.

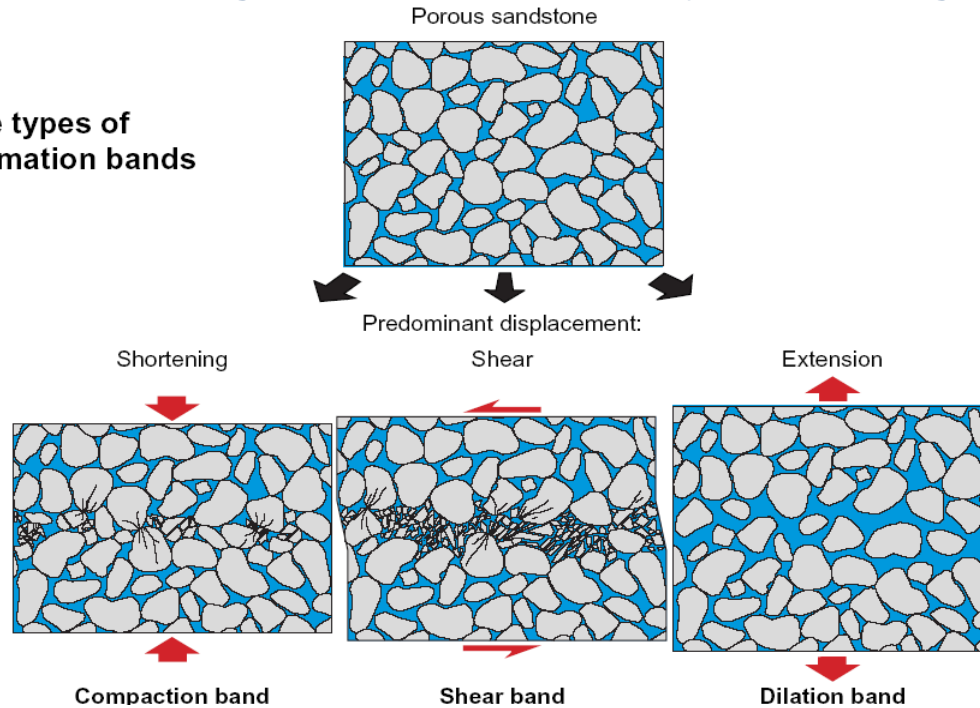


Concentration de contraintes
sur les points de contact

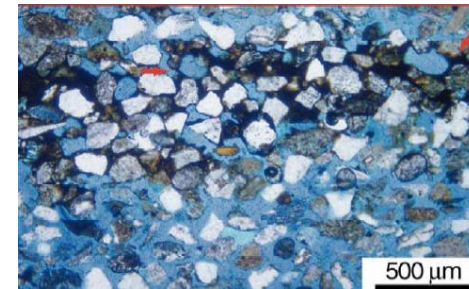
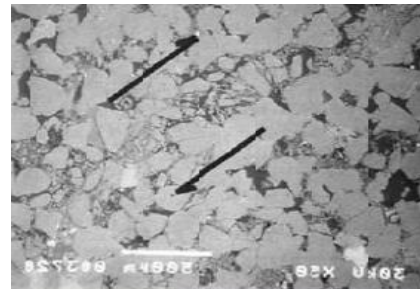
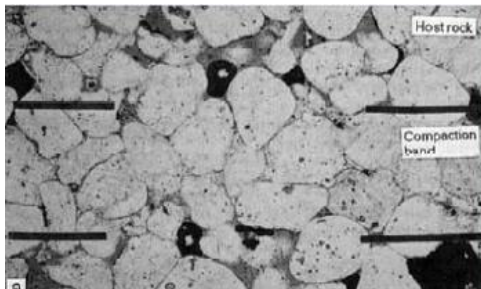


– constitutive grains are free and may be rearranged

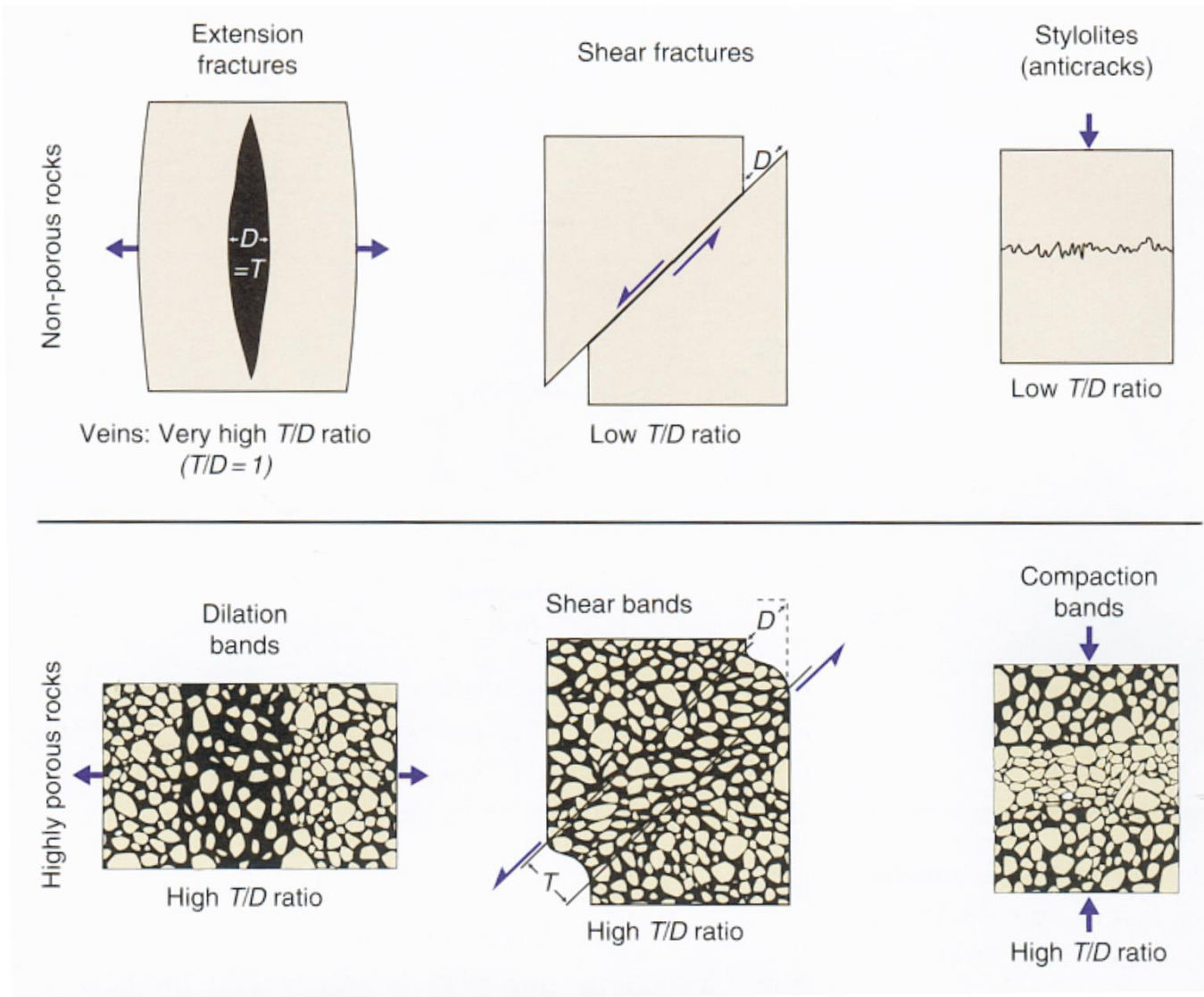
Three types of deformation bands

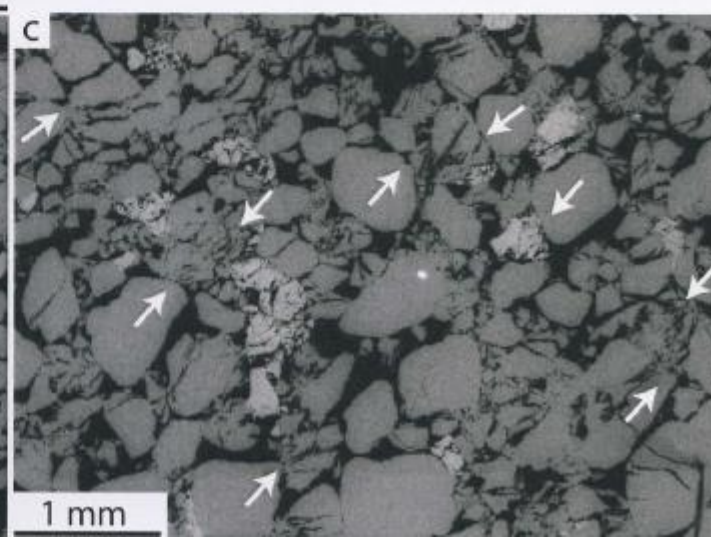
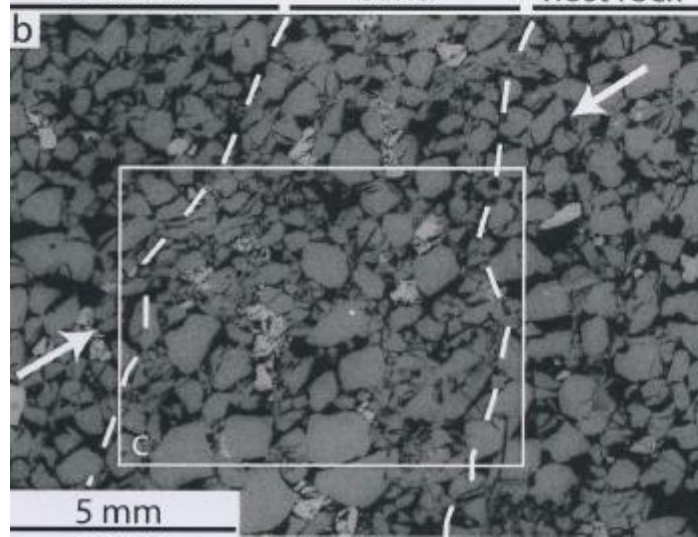
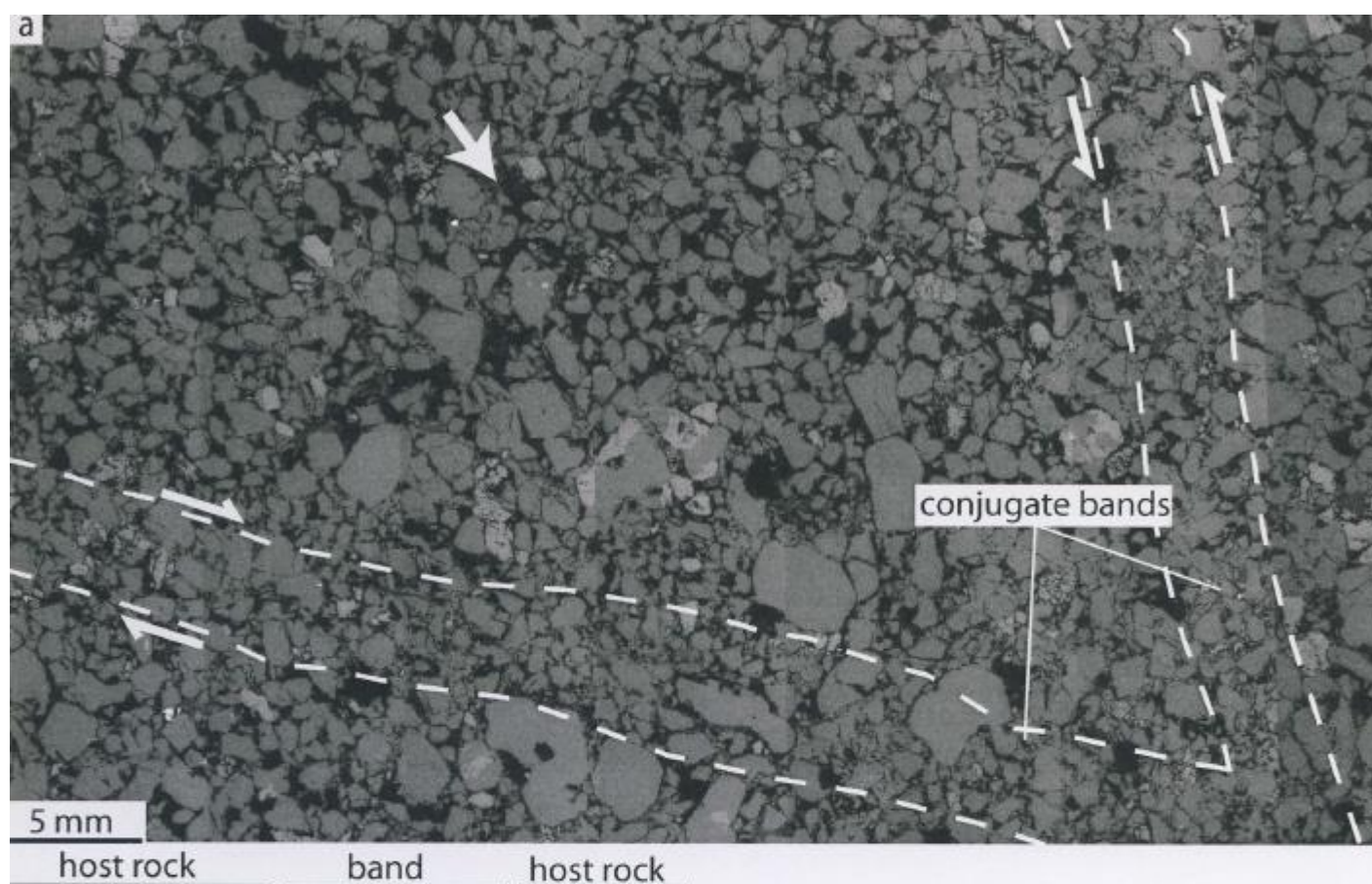


(Mollema et Antonellini, 1996;
Aydin, 1978;
Du Bernard et al.)



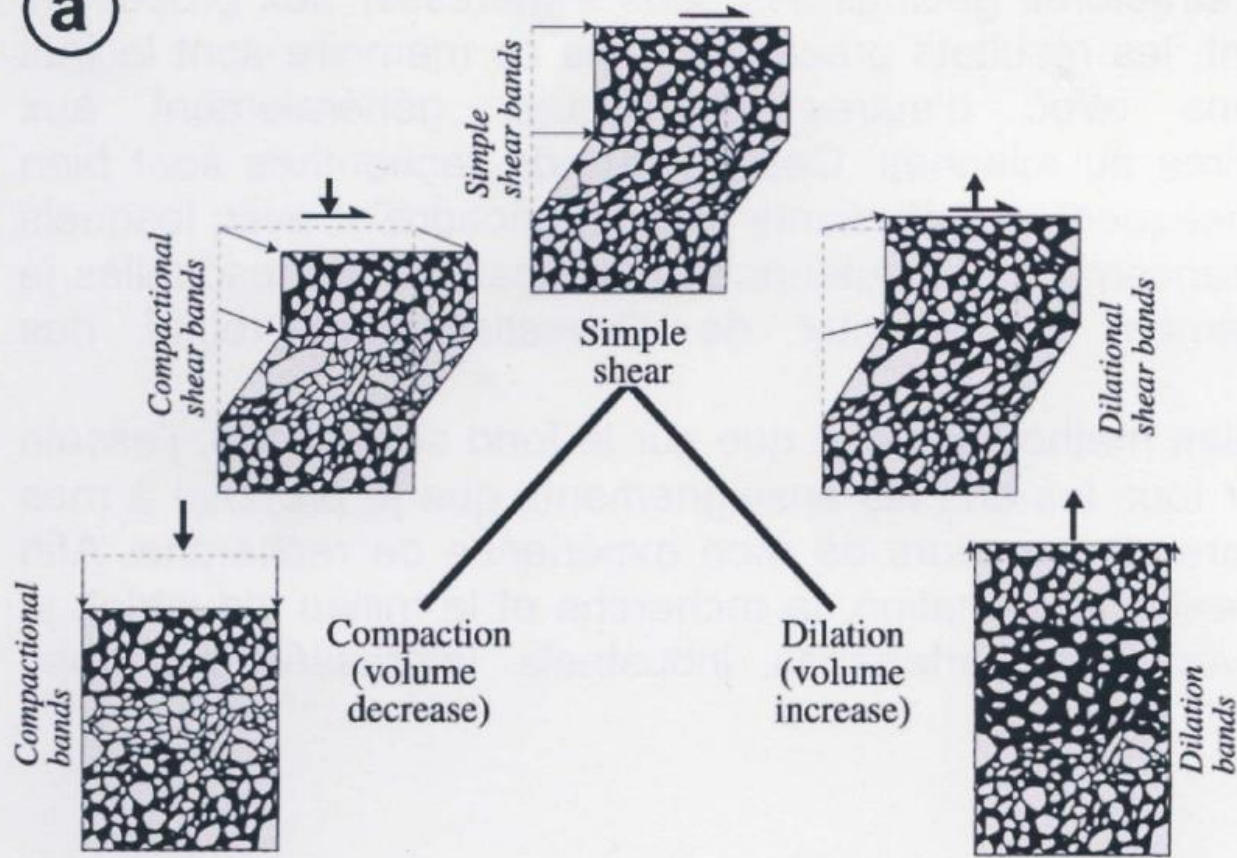
(Du Bernard et Labaume, 2002)



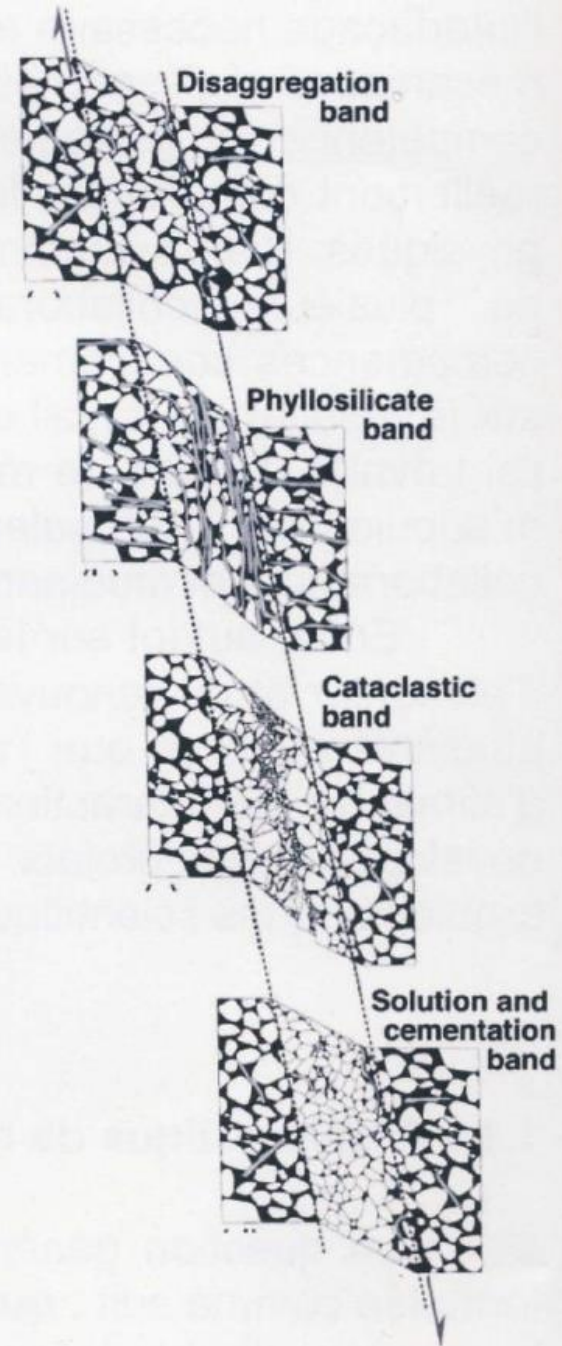


(Soliva, 2012)

a



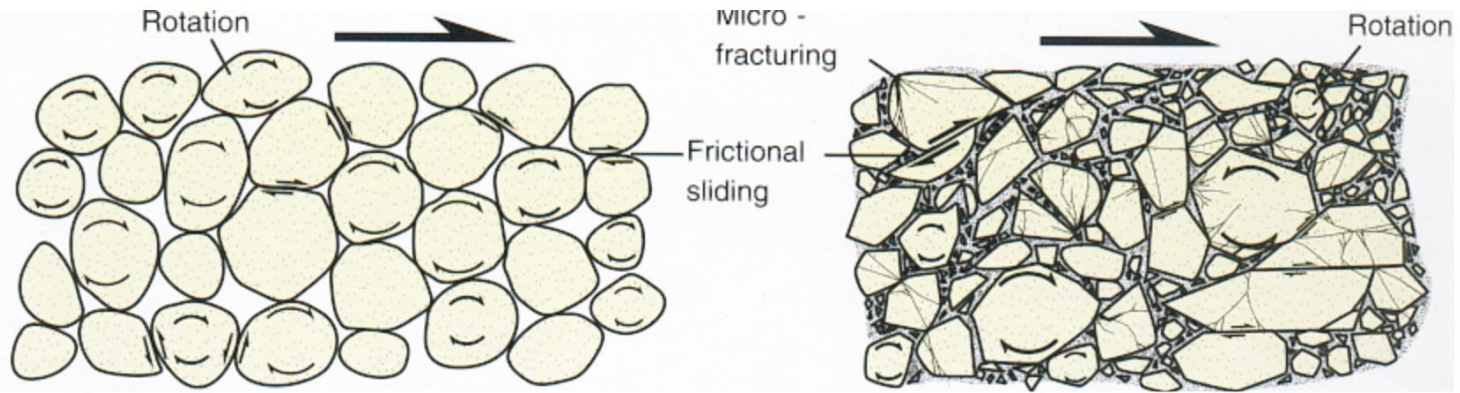
b



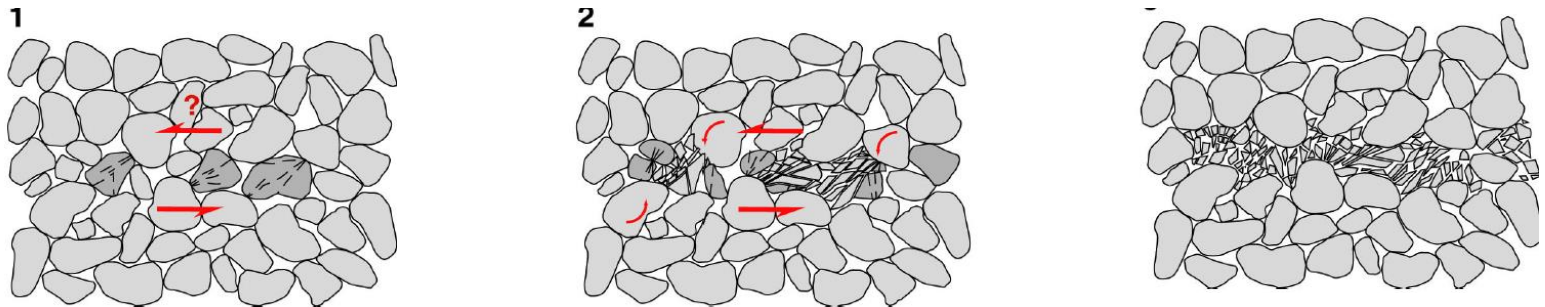
(Soliva, 2012)

- Deformation bands are restricted to highly porous granular media, notably porous sandstones.
- A shear deformation band is a wider zone of deformation than regular shear fractures of comparable displacement.
- Deformation bands do not develop large offsets. Even 100 m long deformation bands seldom have offsets in excess of a few centimeters, while shear fractures of the same length tend to show meter-scale displacement.
- Deformation bands occur as single structures, as clusters, or in zones associated with slip surfaces (faulted deformation bands). This is related to the way that faults form in porous rocks by faulting of deformation band zones

Un mécanisme de fracturation intragranulaire : La cataclase



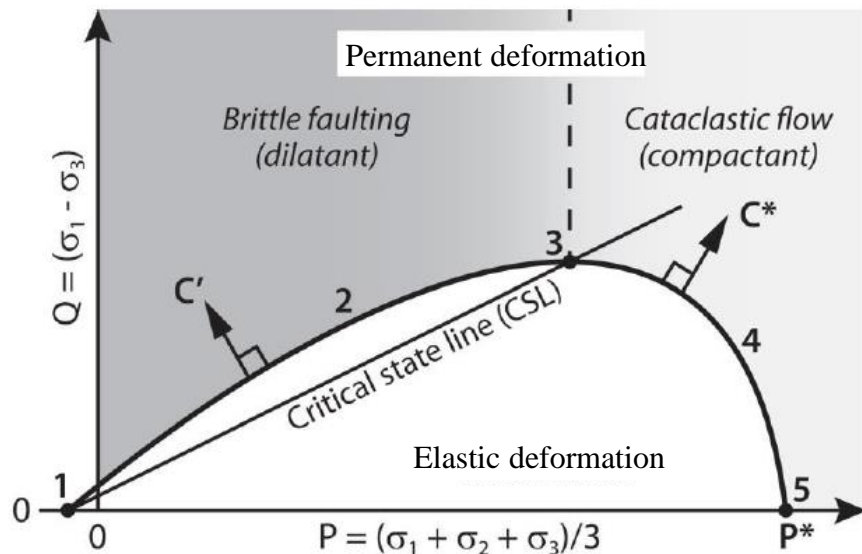
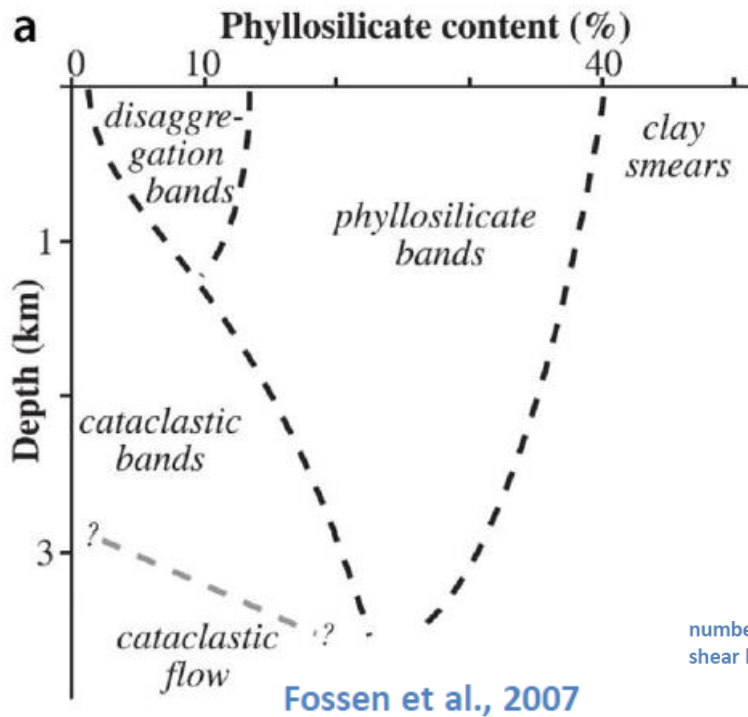
In Fossen, Structural Geology



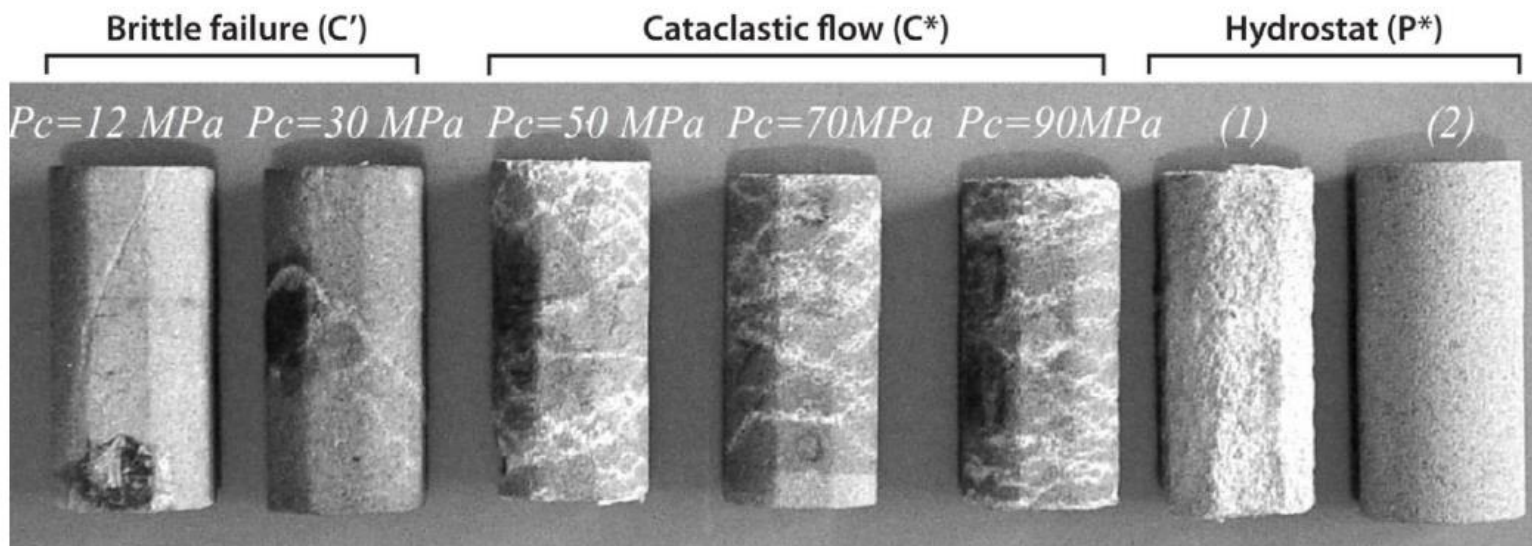
La Cataclase

La rotation et la réorganisation des grains par compaction tendent à mettre de faibles surfaces en contact.

Les concentrations de contraintes sur des surfaces réduites font exploser un grain en plusieurs sous-éléments qui tendent à être anguleux donc d'autant plus fragiles. Ce processus intragranulaire tend à pulvériser la roche (Aydin, 1978).



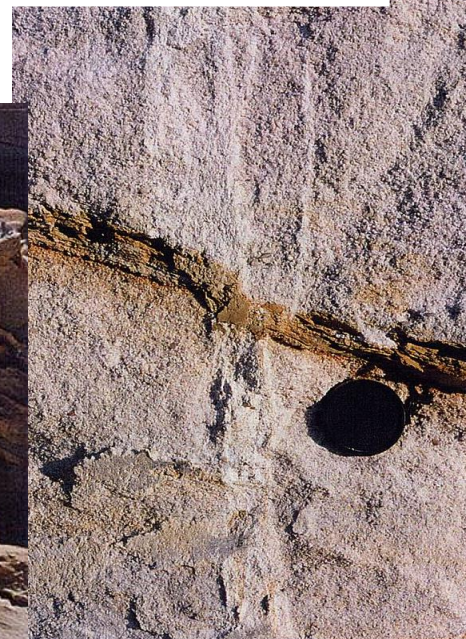
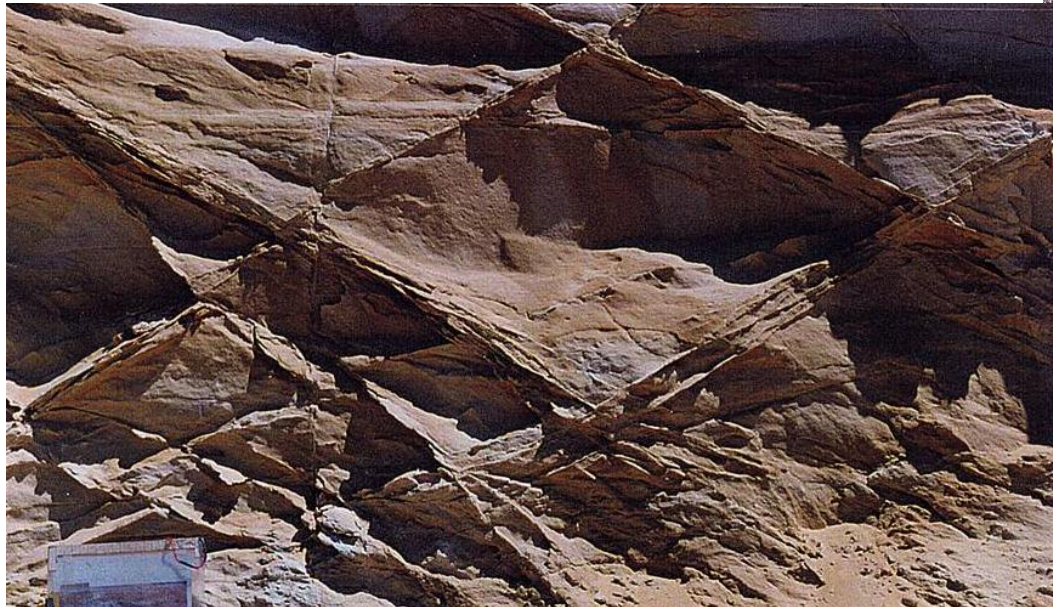
Theoretical failure envelope of a porous sandstone (modified from Schultz and Siddharthan, 2005). The numbers correspond to the types of band induced by deformation: 1: Dilation bands; 2: Dilational shear bands; 3: Simple shear bands; 4: Compactional shear bands; 5: Hydrostatic pervasive pore collapse.



Guéguen and Fortin, 2005

Nature de la roche ?

Ce type de discontinuités existe tout particulièrement dans les sables pas ou peu consolidés.



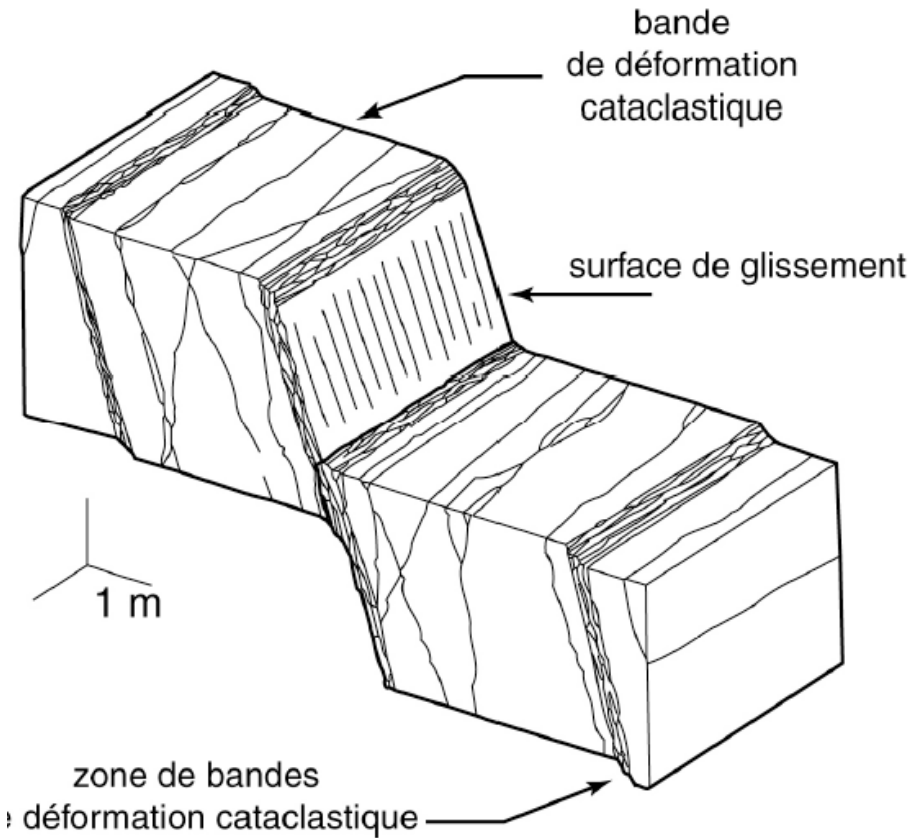


clusters de DB / plan de glissement

La déformation, c'est-à-dire l'accumulation d'un rejet notable, n'intervient que dans les zone où beaucoup de DB existent :

On a une tendance à faire des **clusters** (groupes de DB)

• Localisation de la déformation – Faille (plan de glissement) dans les zones de “cluster”



clusters de DB/ plan de glissement

La densité de DB par unité de surface dans est sensiblement identique dans tous les cas.

Les concentrations localisées soulignent la disposition en clusters

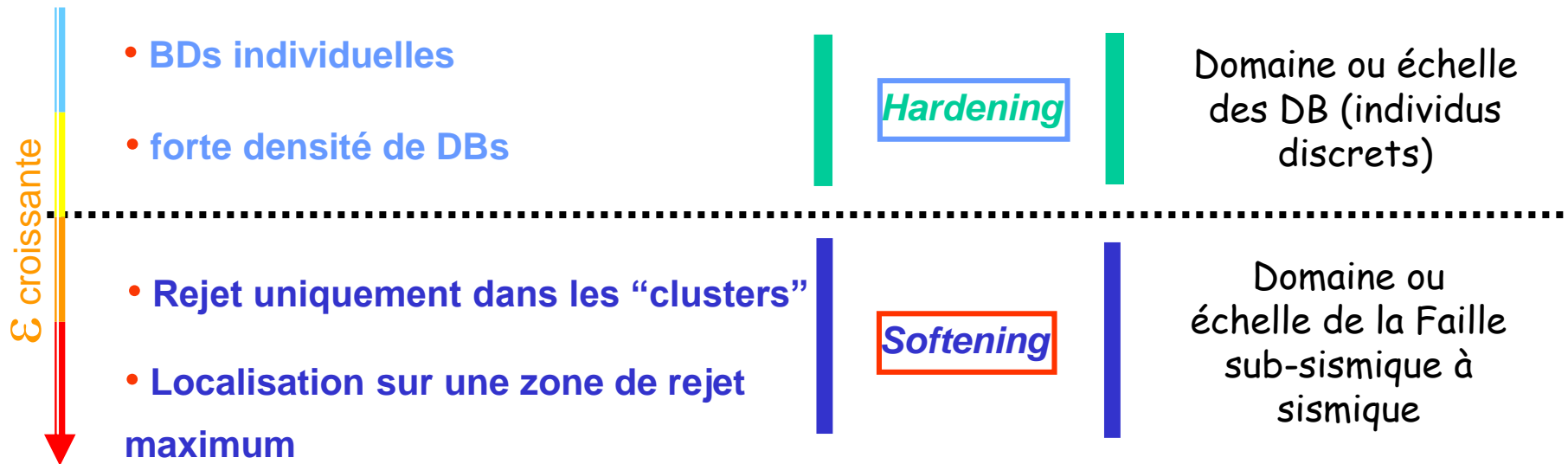
La densité et le rejet n'augmentent que dans les zones où les plans de glissements sont interconnectés

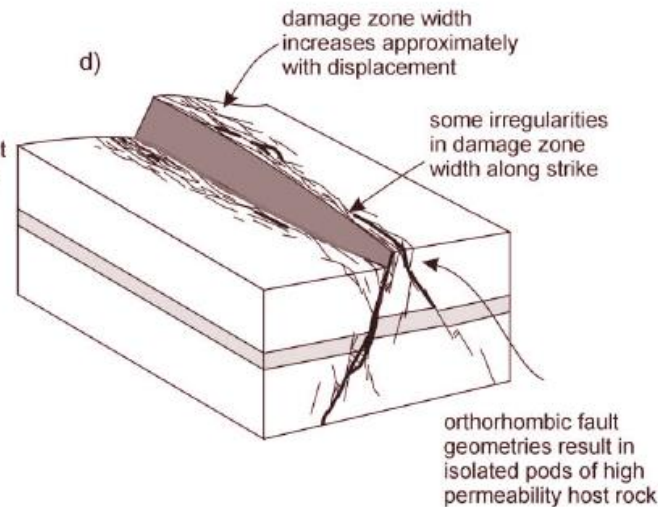
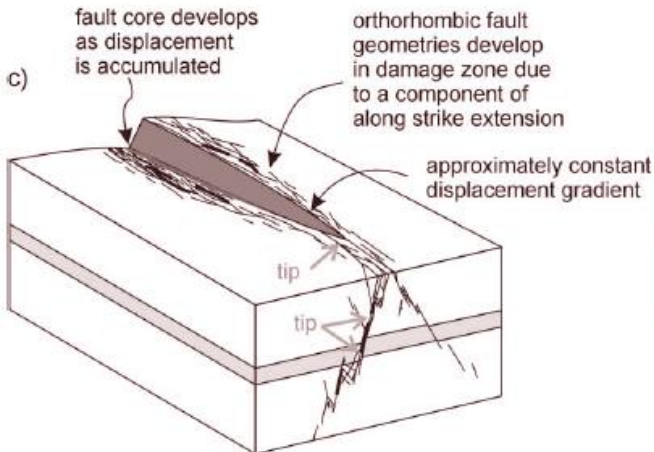
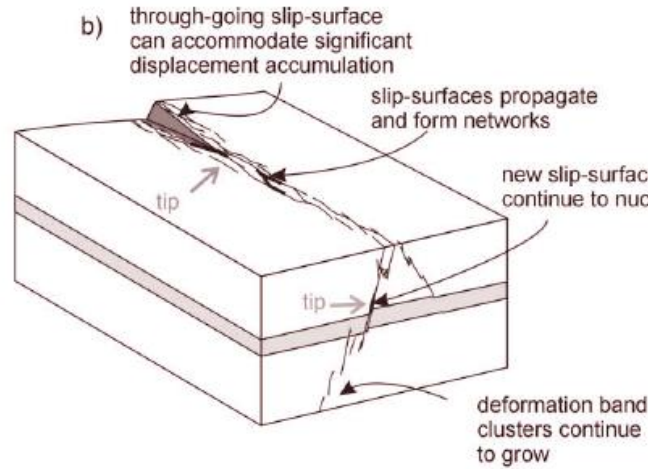
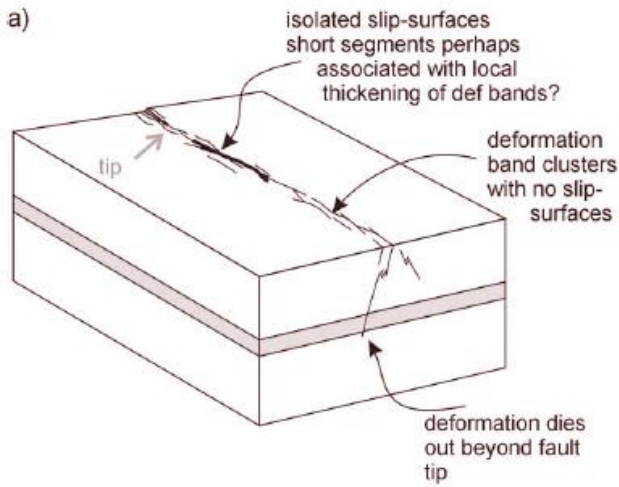
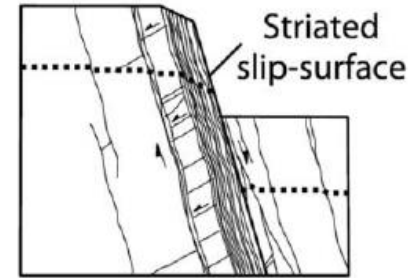
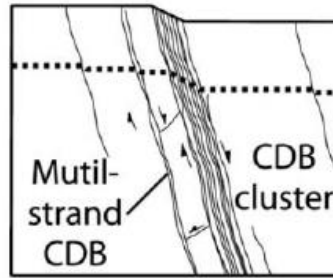
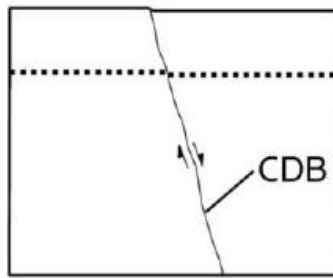
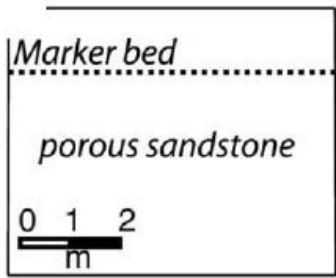


Le paradoxe des clusters de DB

La zone pulvérisées que constitue une bande de cataclase est naturellement plus résistante que l'ensemble de la roche encaissante. Elle n'accumulera plus de déformation.
C'est **le hardening** ... (durcissement)

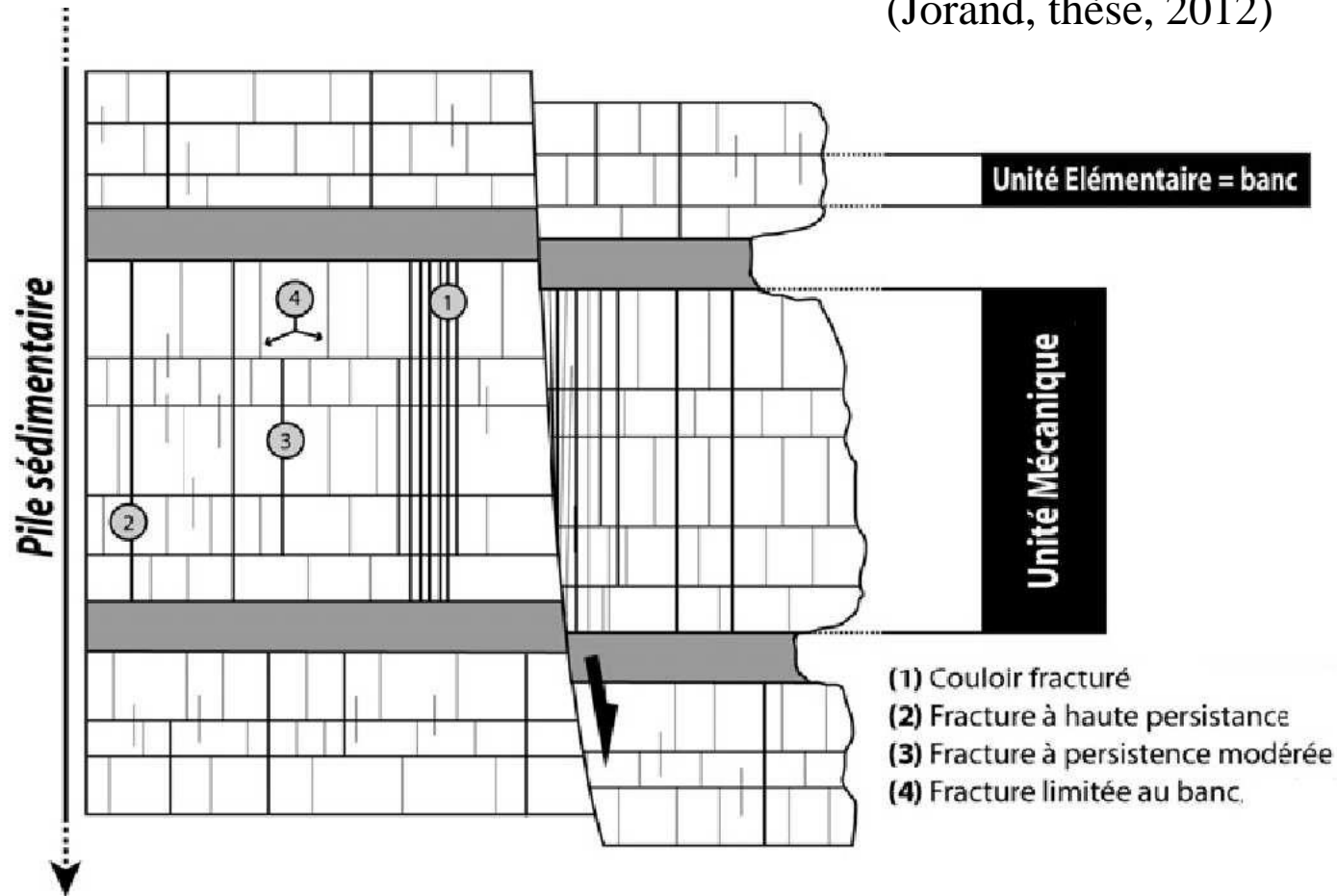
Cependant, parce qu'elle ne se déforme plus, elle engendre des concentrations de contraintes locales qui favorisent la création d'une nouvelle DBC à proximité.
Attention ce n'est pas **le softening** ... (adoucissement)



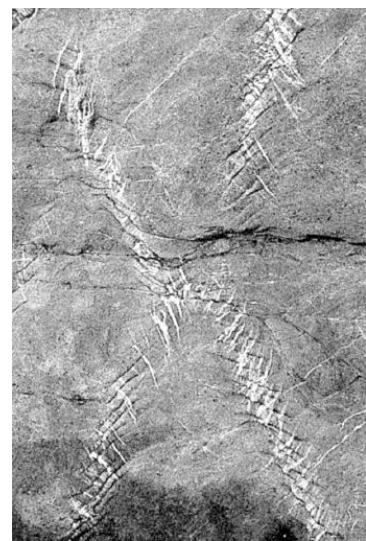
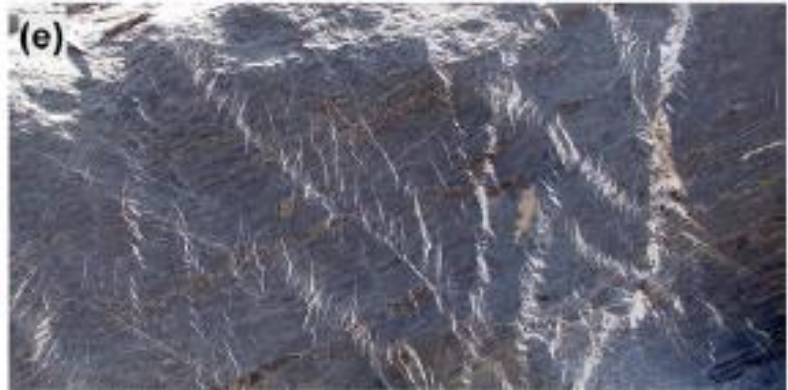
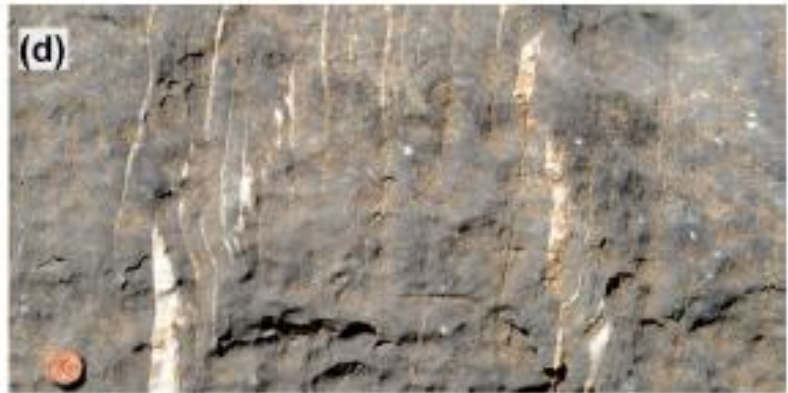
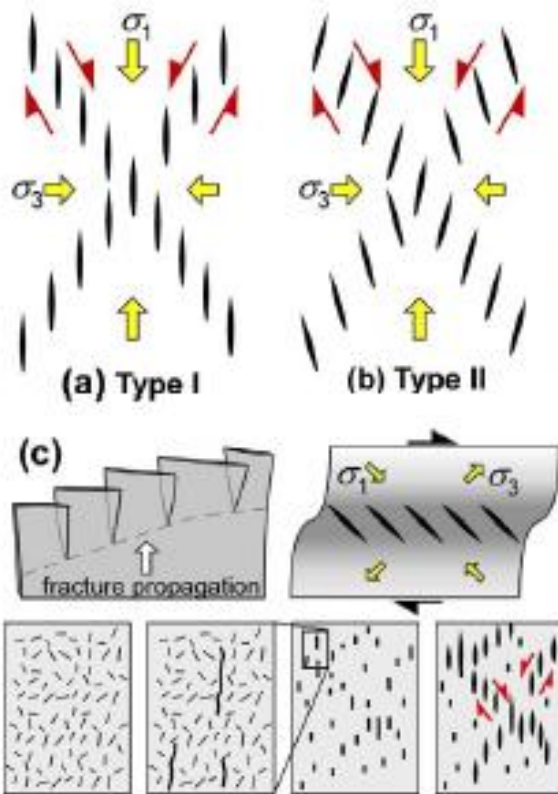


- More structures where offset reach its maximum – Growth by linkage of fault slip plane.

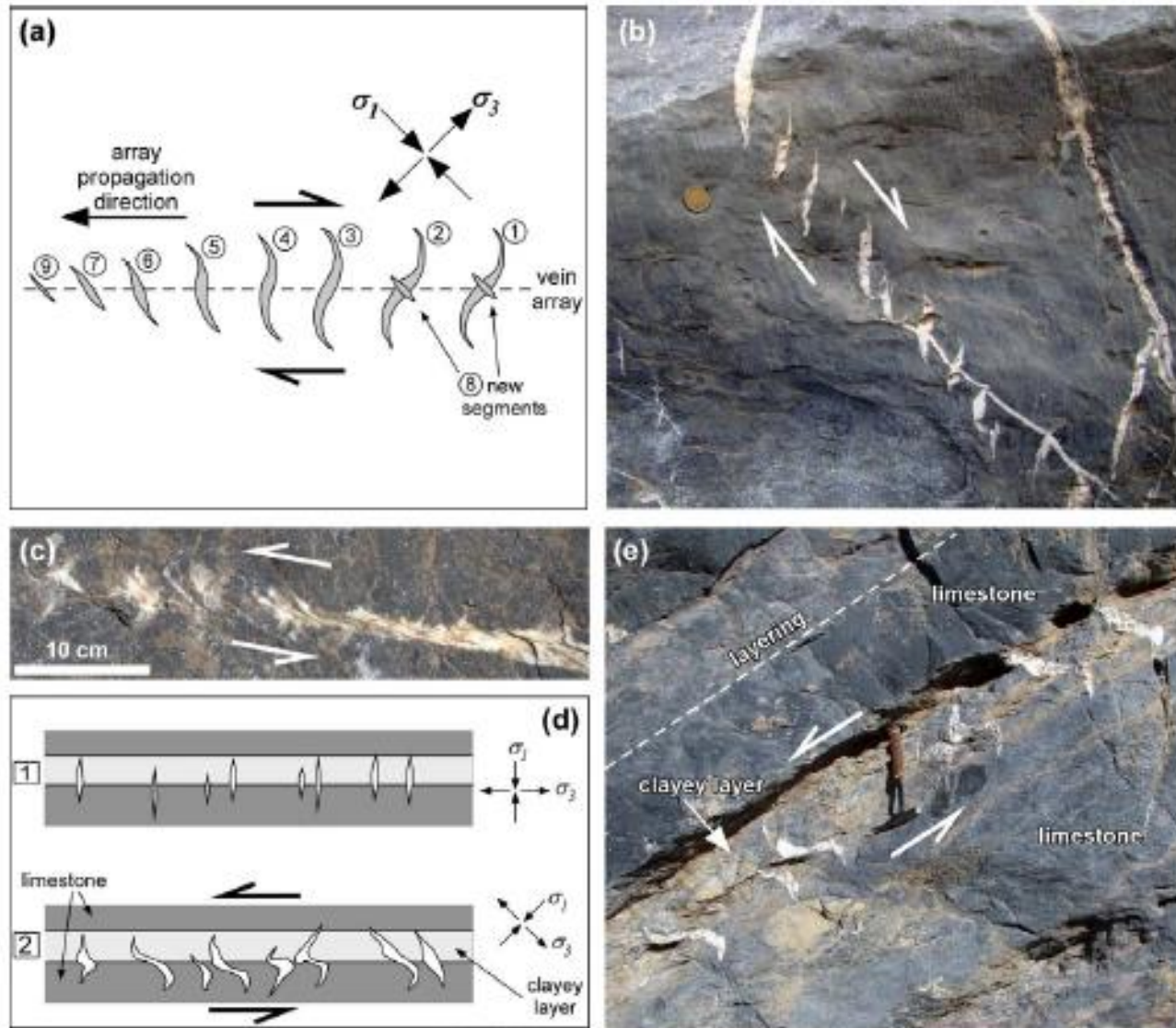
Localisation des failles par la fracturation



L'espacement entre les diaclases ne dépend pas (peu) de l'épaisseur de l'unité mécanique fracturée, mais de l'état de contrainte et des contrastes de rigidité entre la couche rigide fracturée et les couches inférieures et supérieures. Des réseaux de diaclases régulièrement espacées se forment lorsque le contraste de rigidité est faible ou nul et des couloirs fracturés lorsque ce contraste est fort.



(Bons et al., JSG, 2012)

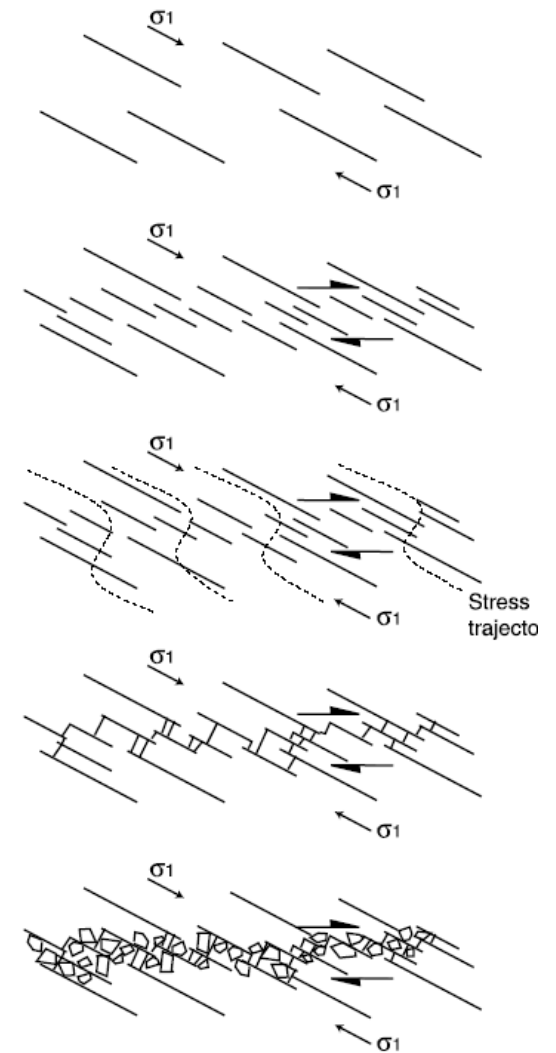


(Bons et al., JSG, 2012)

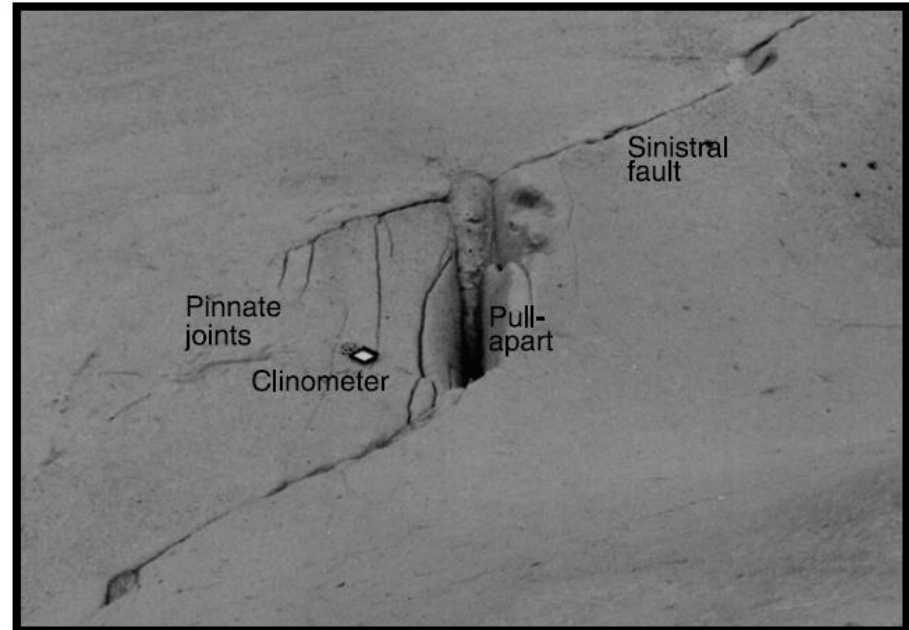
Disposition de fractures sub-parallèles avec large overlap



Disposition de fractures sub-parallèles avec large overlap



Disposition de fractures en échelon : **maturation**



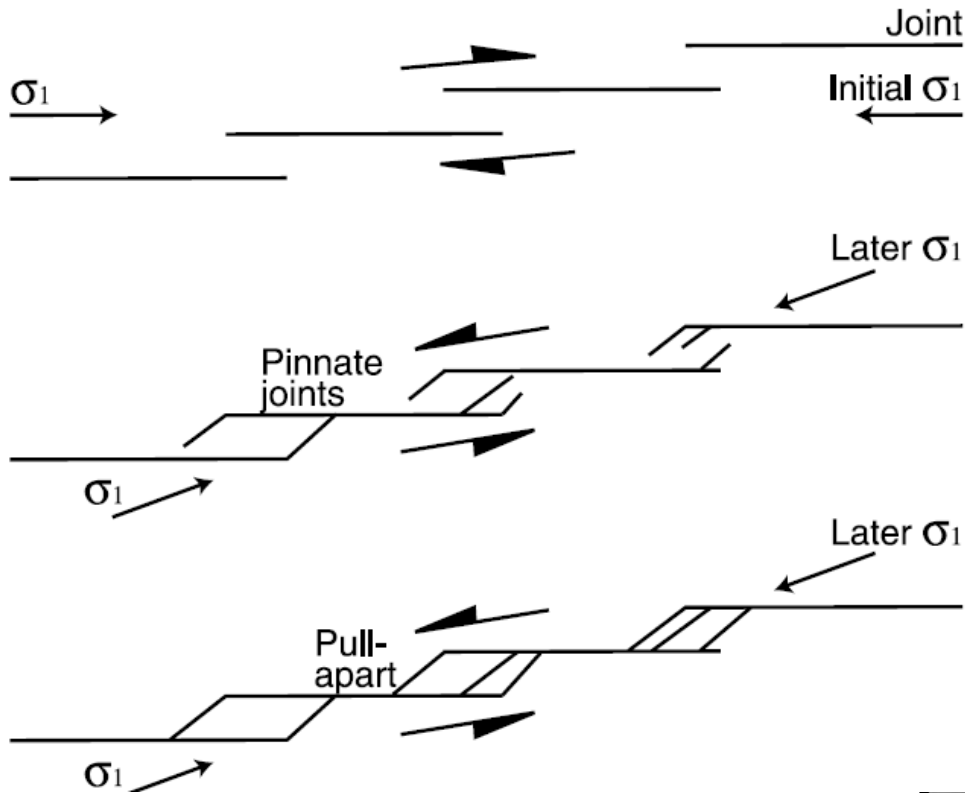
Complications :

En fait, beaucoup d'observation tendent à montrer un cisaillement des joints, à l'origine de structures secondaires compressives ou extensives.

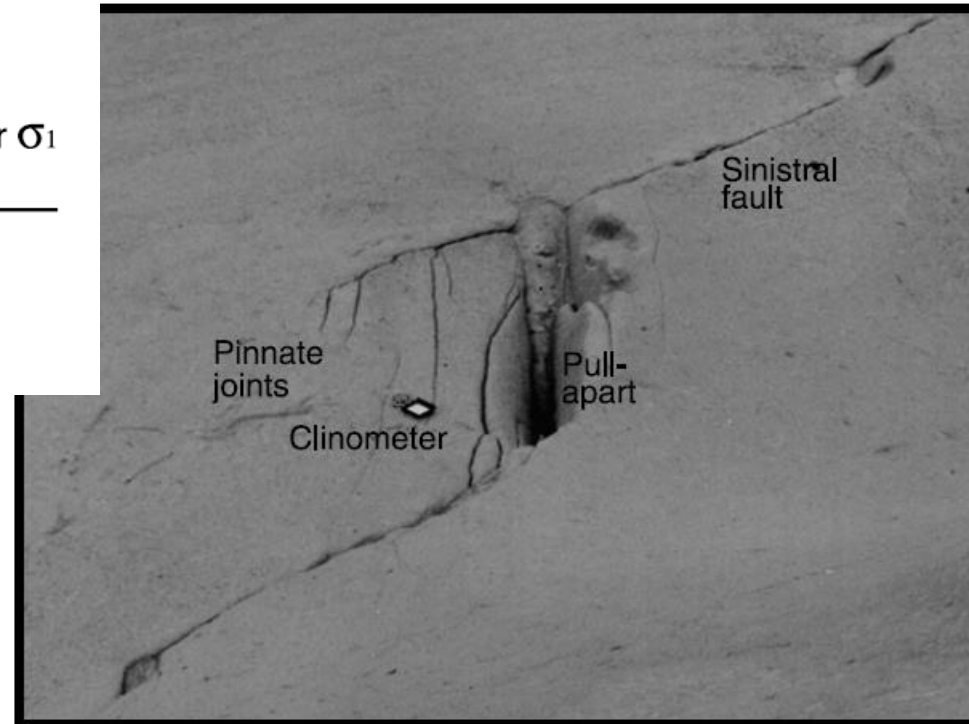
Crider and Peacock, 2005

La déformation paraît incompatible avec un unique régime de contraintes

Cisaillement des échelons

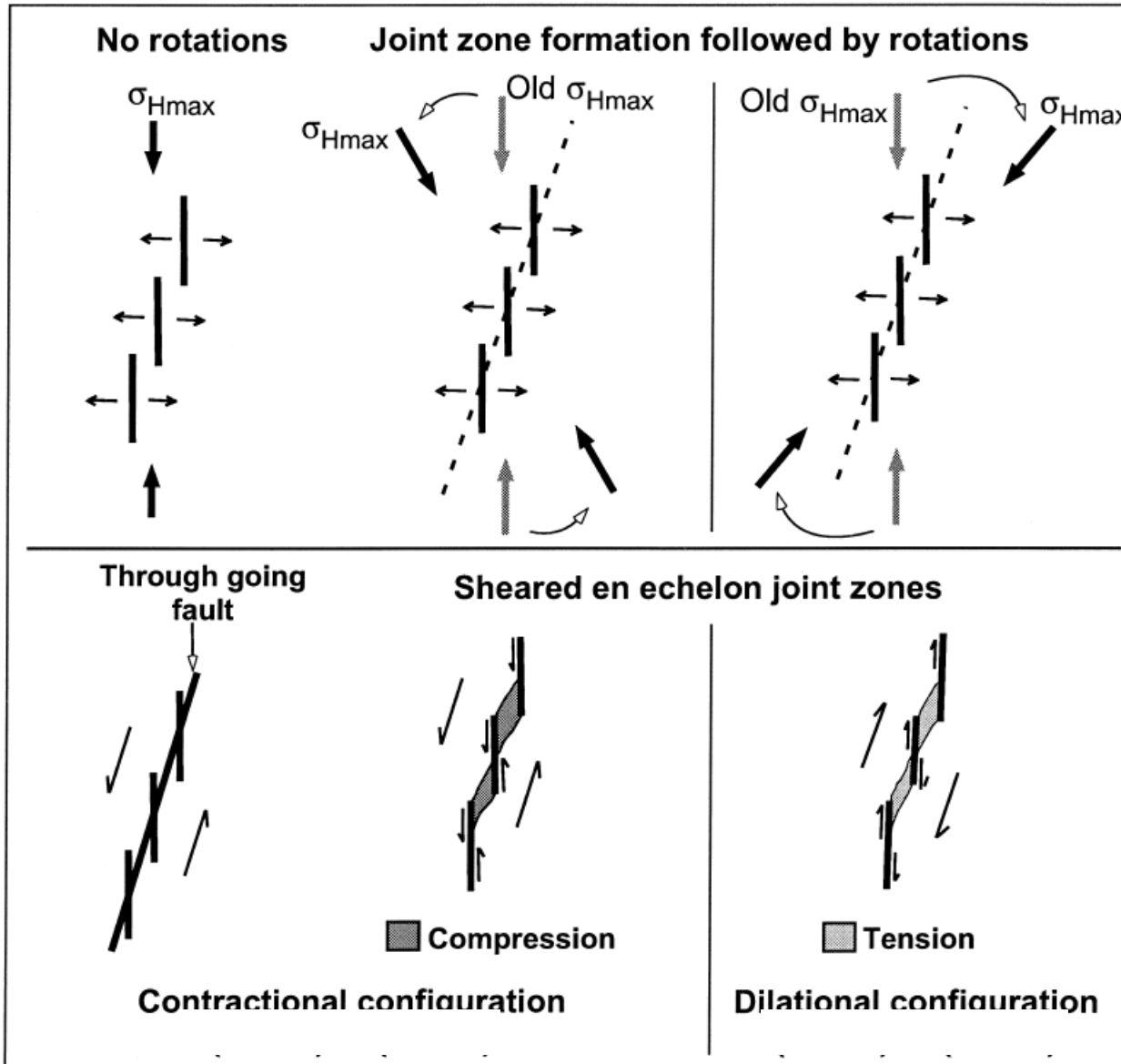


Crider et Peacock,
2005



Complications :

Ici rotation légère des contraintes principales



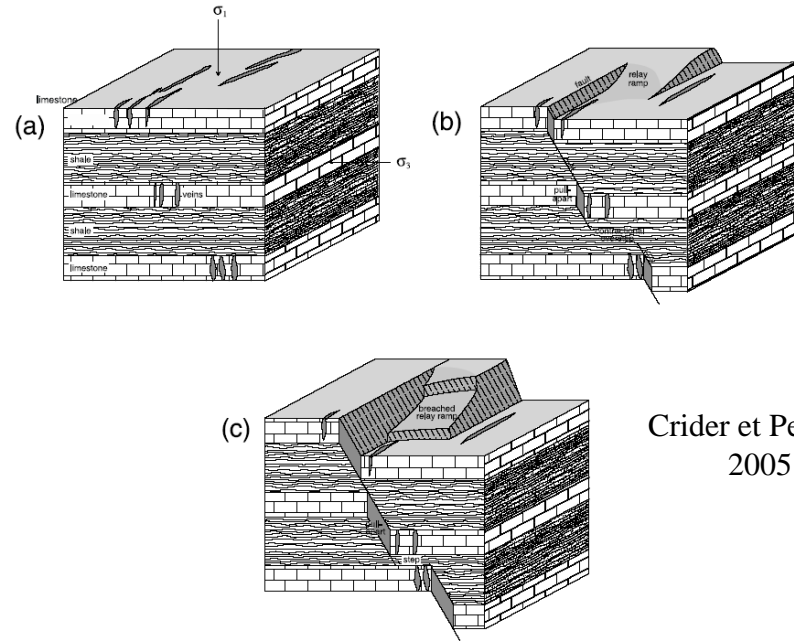
Rotations du champ de contraintes

Tous les modèles proposés pour la nucléation de failles suggèrent une rotation du champ de contraintes pour expliquer les relais en pull-apart ou en contraction.

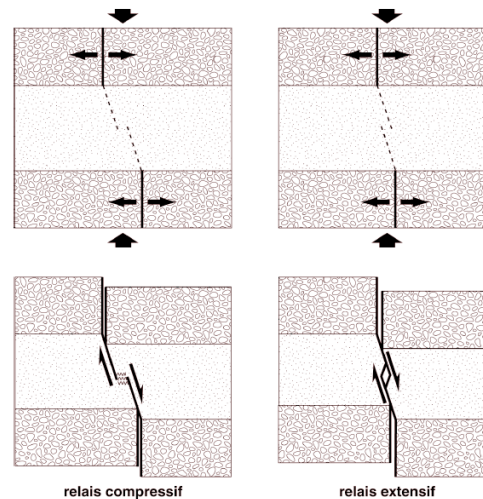
Est-ce raisonnable ?

Le mode mixte semble encore une fois pouvoir concilier les observations et la théorie

Considérations géométriques : impact de la stratification



Crider et Peacock,
2005



Le plan de faille
sera donc
finalement
composite avec
de nombreuses
irrégularités de
pendage

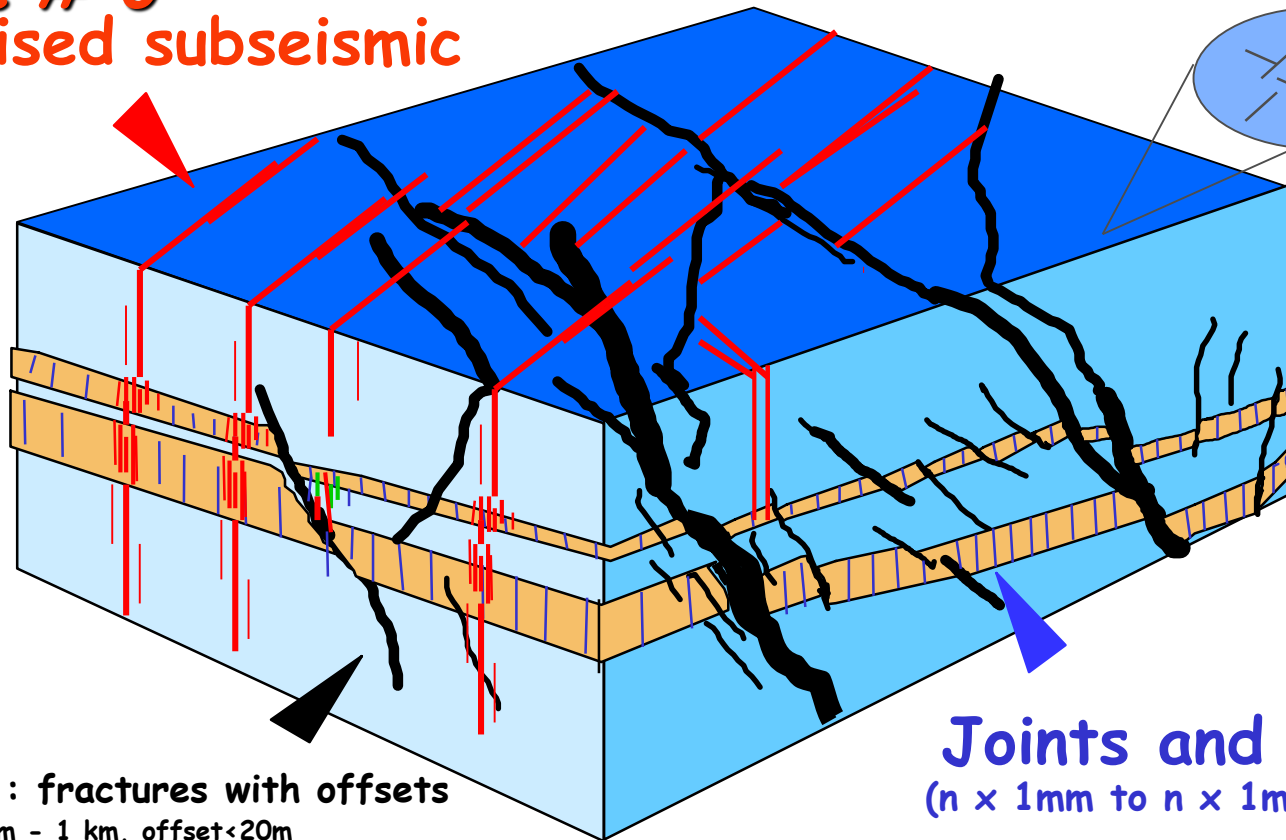
Figure IV-54 : Schématisation des relais pouvant se développer lors de la propagation des bandes cisailantes qui connectent les fractures de mode I. Dans le cas d'un relais compressif, des stylolithes indiquent une dissolution dans la zone de relais alors que dans le cas d'un relais extensif, un petit "pull-apart" se développe entre les bandes cisailantes.

Application à la modélisation des réservoirs fracturés

Fracture Corridors
 $n \times 10m - n \times 1km,$

Offset # 0
- Localised subseismic
drains

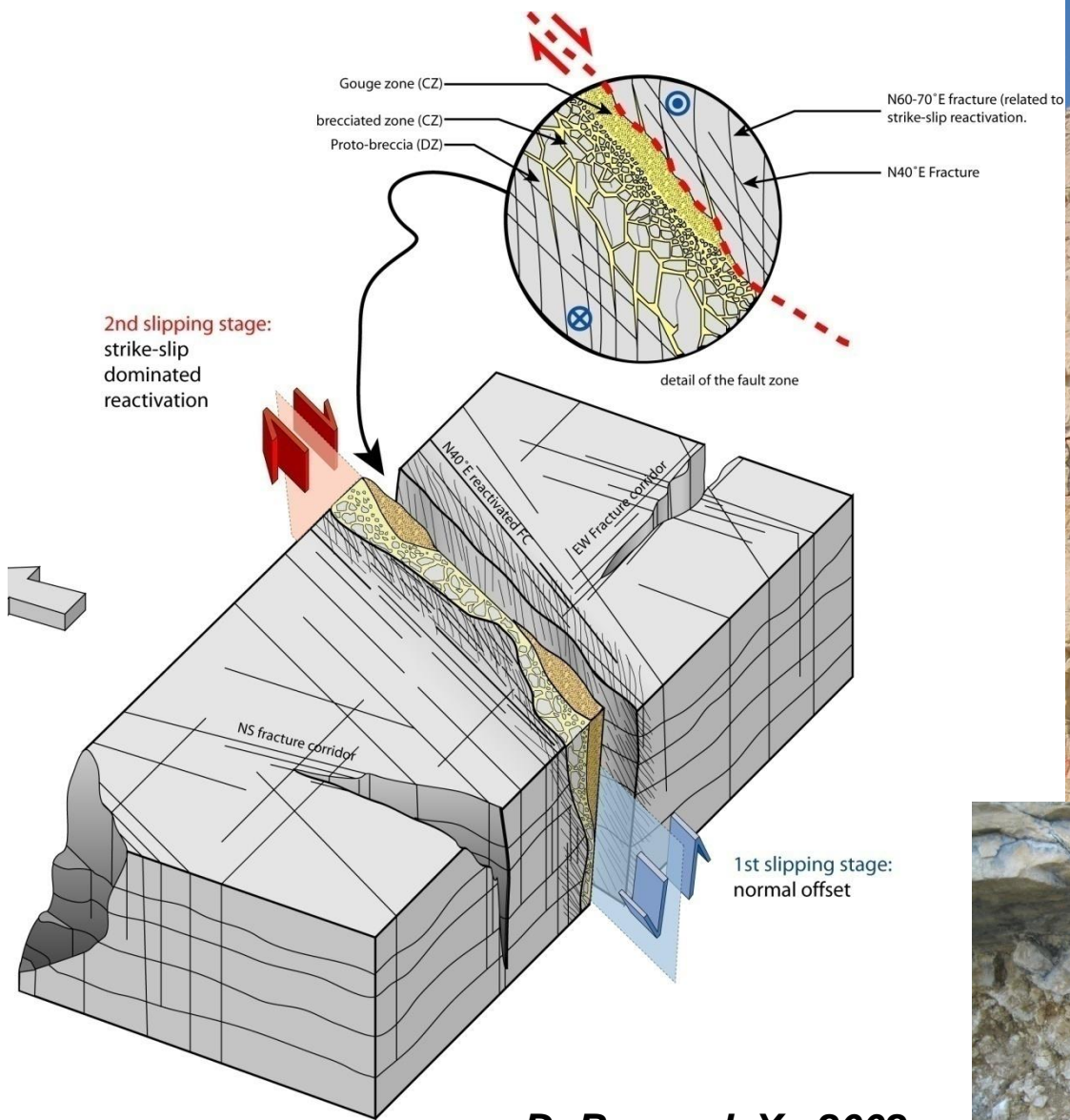
Microfracturing
(scale: $10^{-5} - 10^{-2}m$)



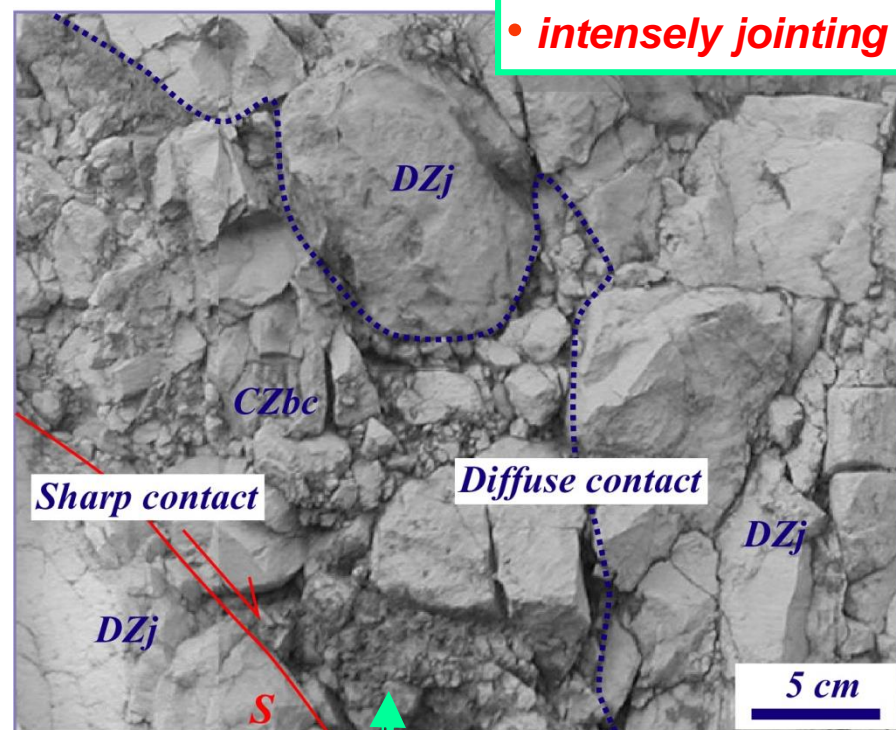
Faults : fractures with offsets
subseismic 100m - 1 km, offset < 20m
seismic: 500m- n x 100 km, offset > 10m

- Drains or barriers

Joints and veins :
($n \times 1mm$ to $n \times 1m$, no offset)
- Background fractures



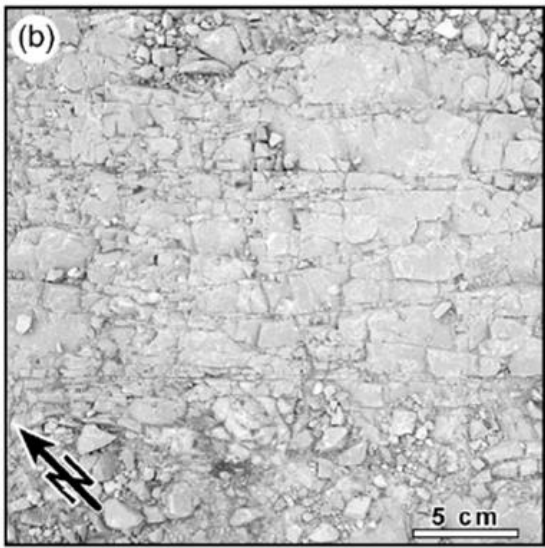
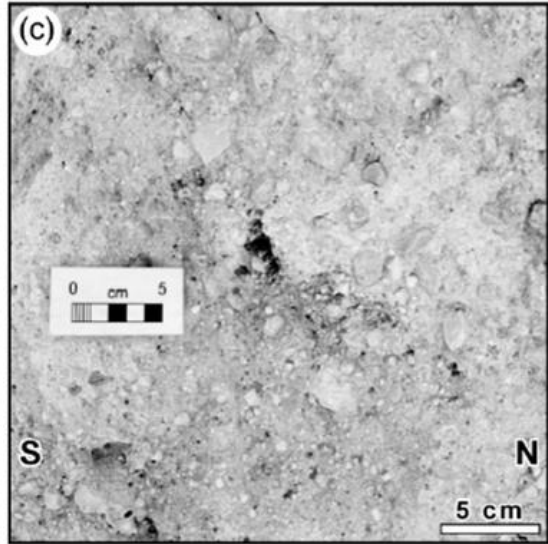
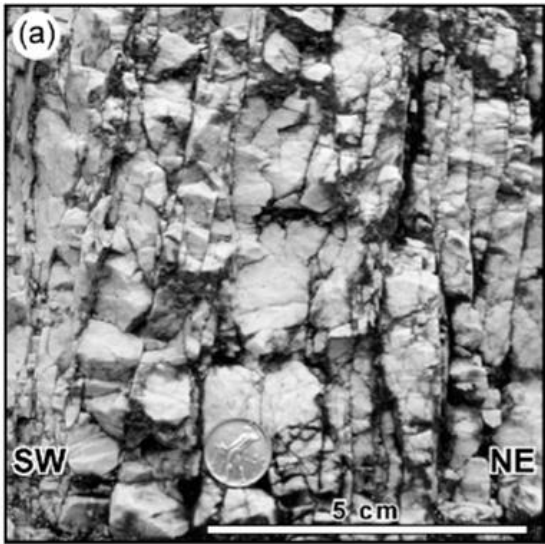
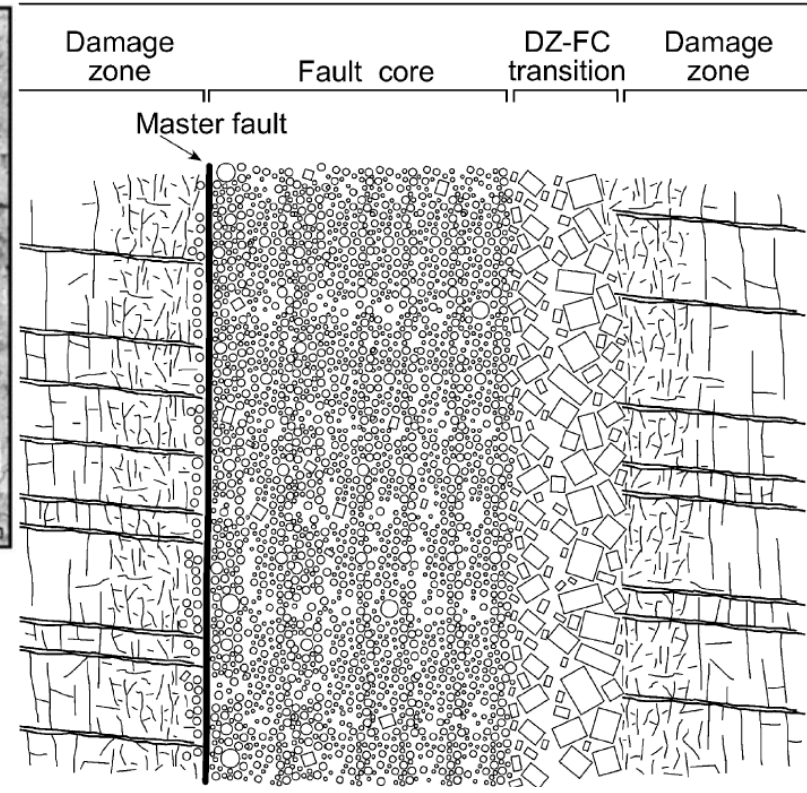
DuBernard, X., 2002



• **intensely jointing**

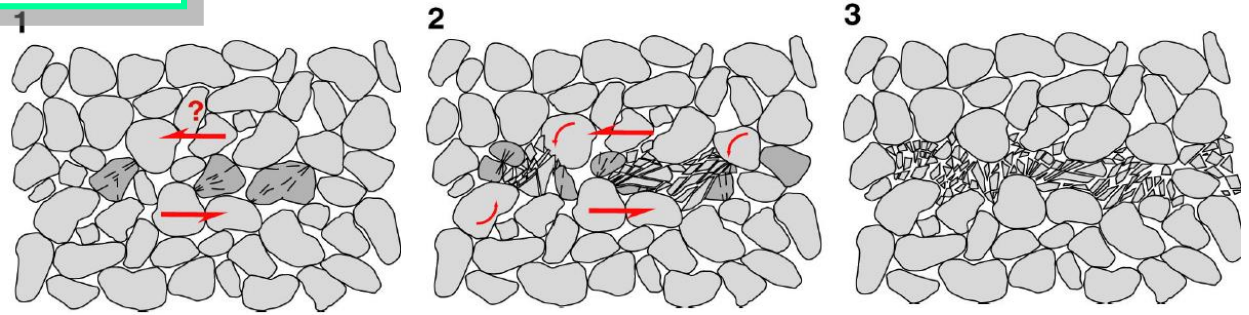
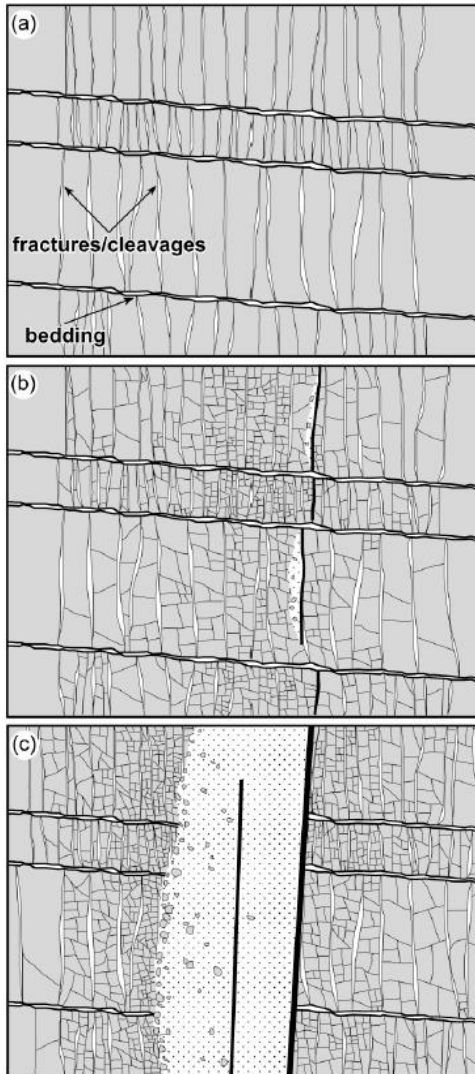
• **Jointing can not explain this fracturation !**

FAULT ZONE

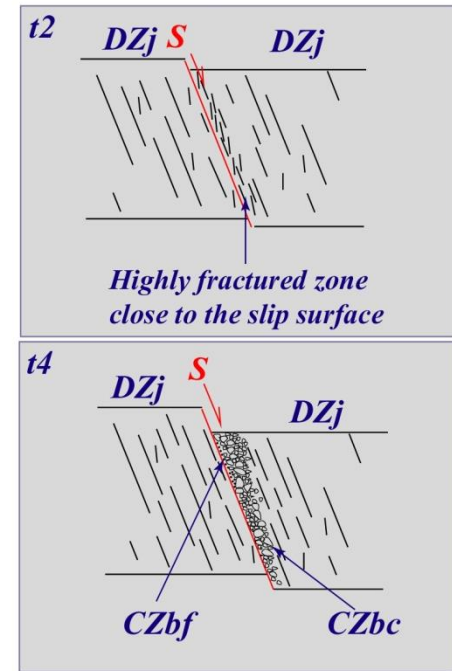
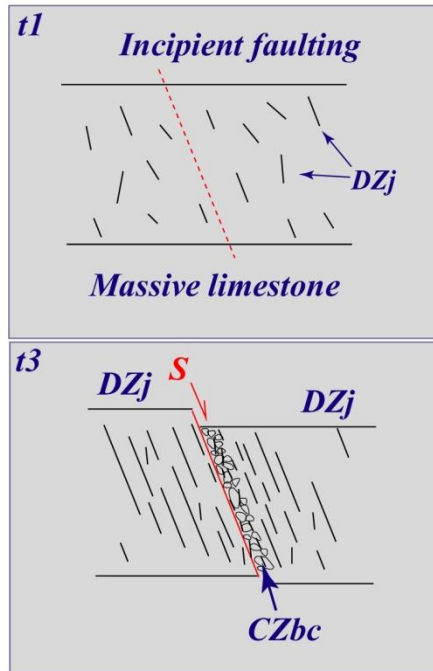


***Diminution de la taille des éléments ...
pulvérisation de blocs ...***

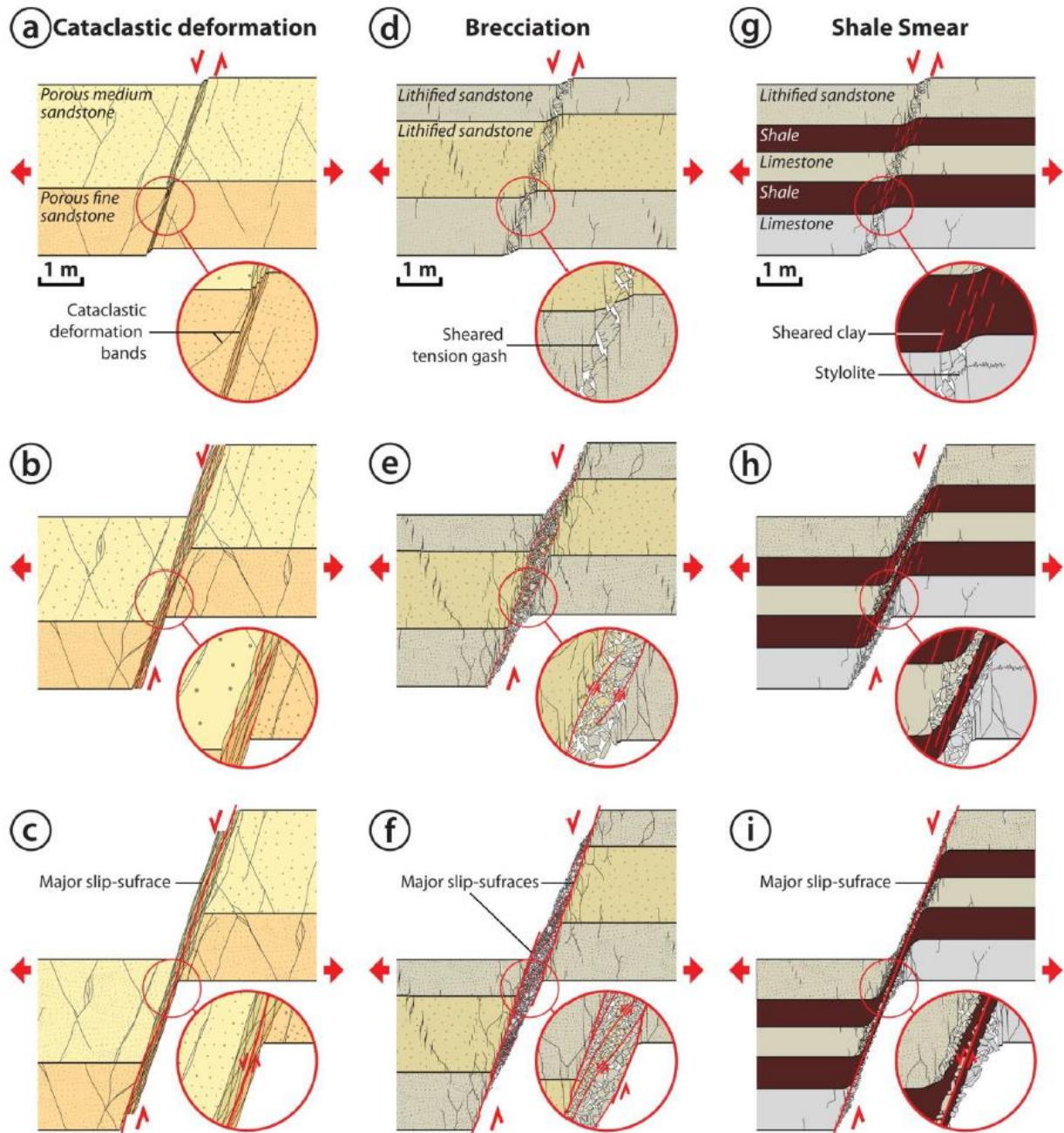
Une certaine analogie avec la cataclase ...



Scenario for fault initiation & propagation:



**Fault motion induces fracture densification around the fault.
=> Progressively, dislocation of the protolith close to the fault,
coarse Breccia (CZbc) formation and fine Breccia (CZbf).**



(Philit, thèse, 2017)

**Localisation des failles
par pression-dissolution**



Micarelli et al., 2005



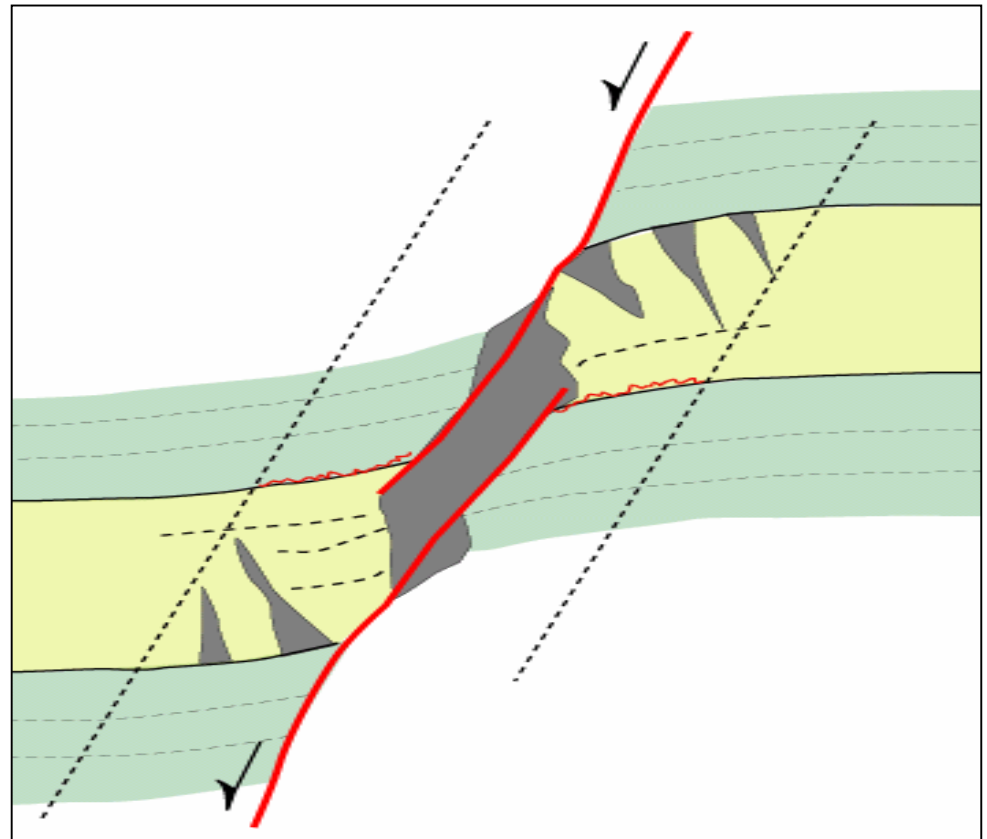


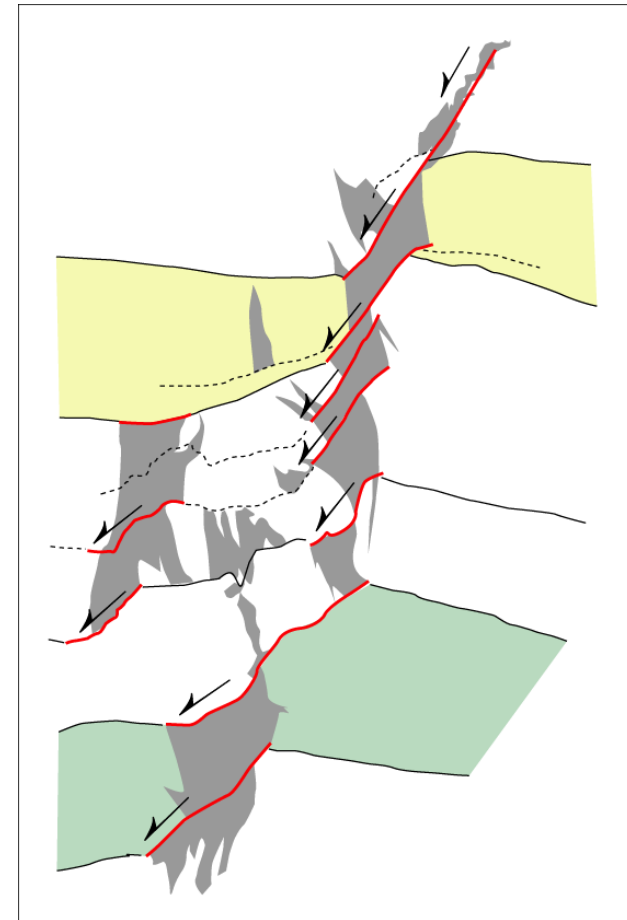
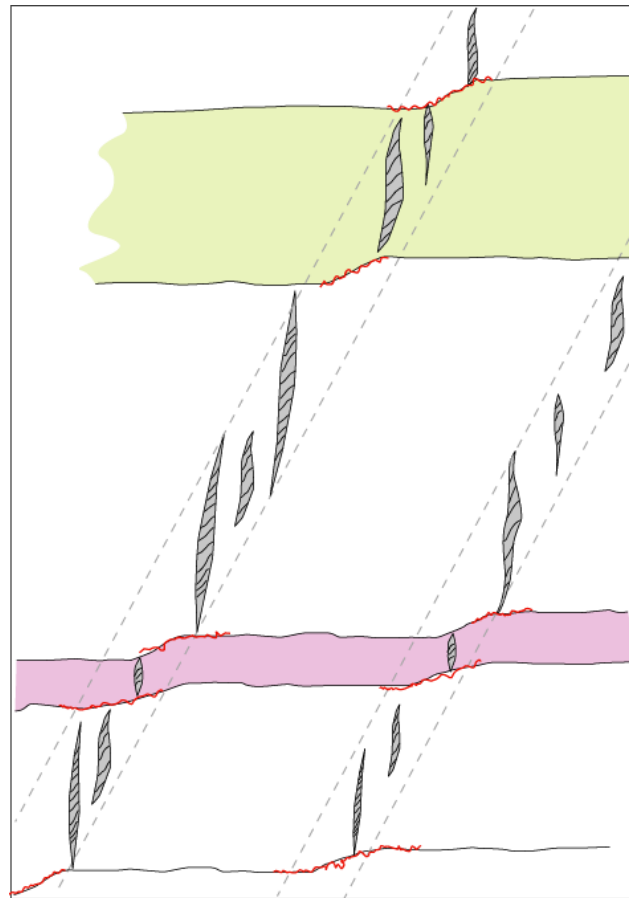
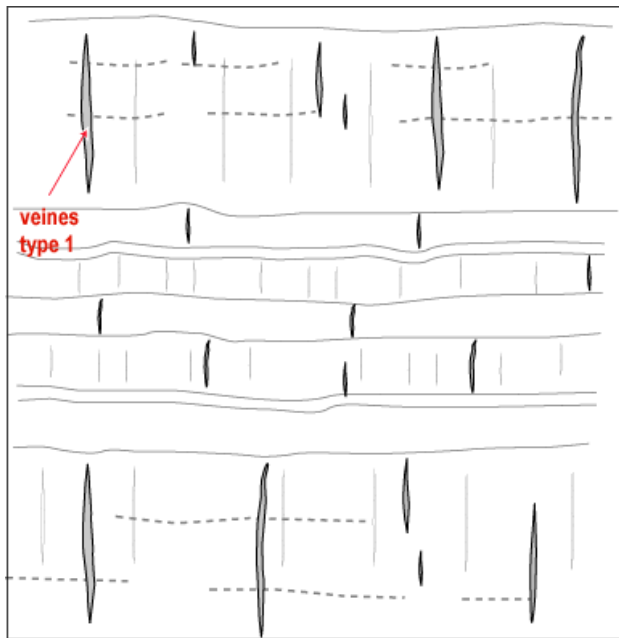
Amincissement des bancs

Cristal­lisation de calcite dans les zones d'ouvertures

Stylolites → dissolution

Pas de véritable glissement...

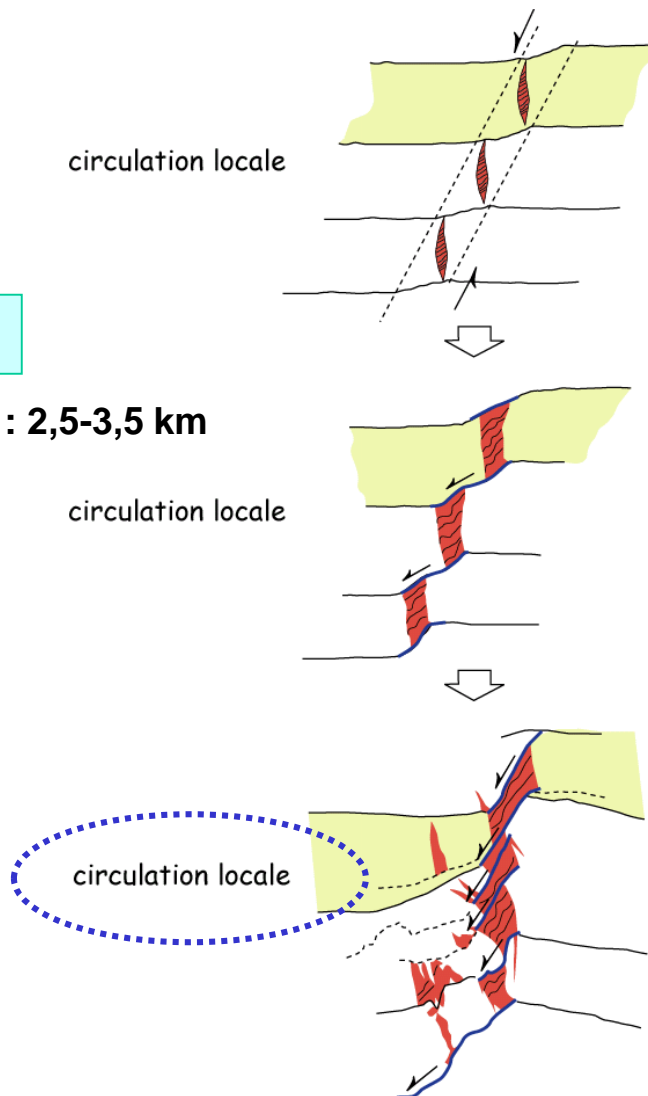




- 1- distributed deformation : joints
- 2- Localisation initiation : echelon
- 3- slip along stratiform stylolites

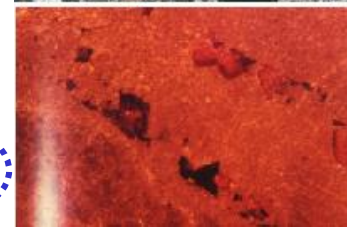
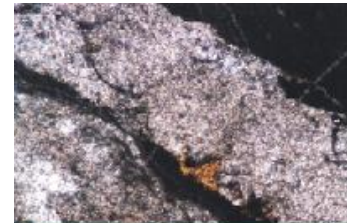
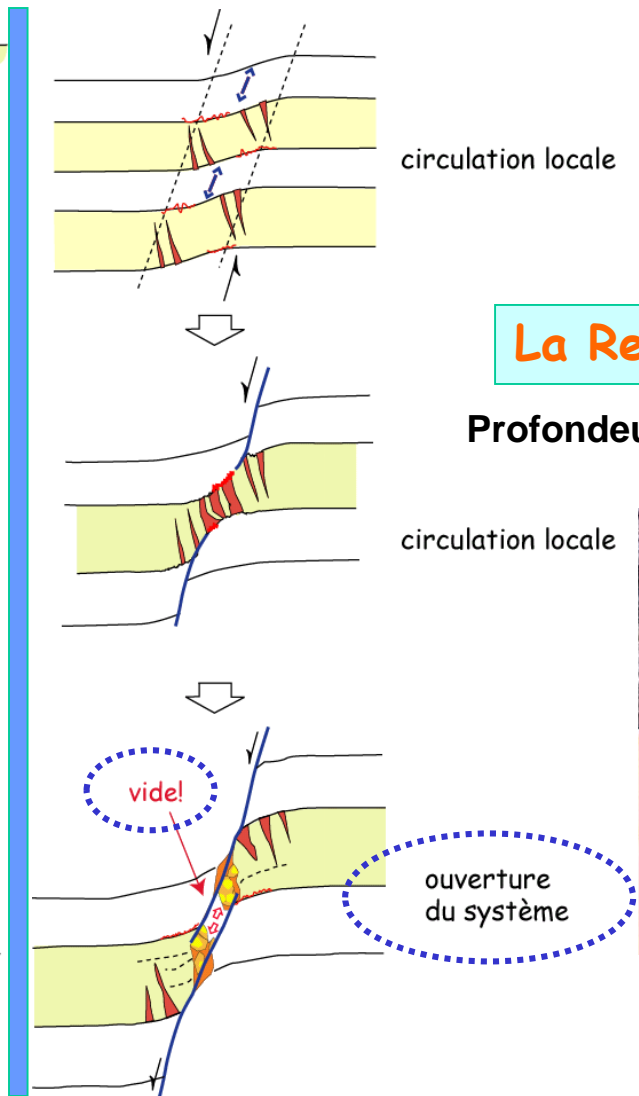
Blégier

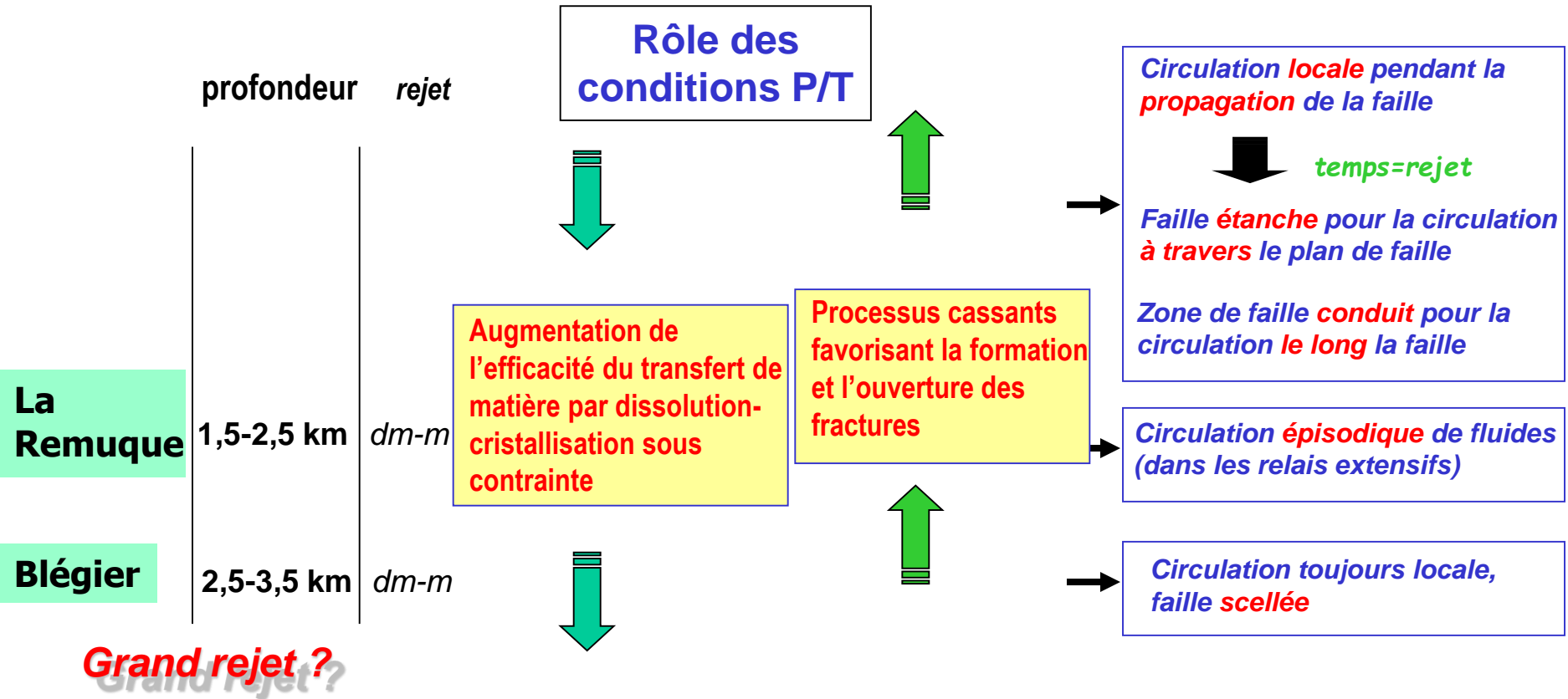
Profondeur : 2,5-3,5 km



La Remuque

Profondeur : 1,5-2,5 km





Crider and Peacock [2004] reviewed the styles of initiation of faults in the upper crust within previously unfaulted (sedimentary) rocks.

- Focus on faults with small amounts of slip because they presumably illustrate faults in their early stages
- Study of their termination zones in order to determine the styles of fault initiation.
- Use of space as a proxy for time since structures at and around the fault tips that are presumed to represent the earliest stages of fault development, and structures behind the tips, toward the centre of the fault, that are presumed to represent later stages.

- Three styles of fault initiation:
 - initiation from pre-existing structures (formed during an earlier event; e.g., joints)
 - initiation with precursory structures (formed earlier in the same deformation event; e.g., joints, veins, solution seams, shear zones)
 - Initiation as continuous shear zones.

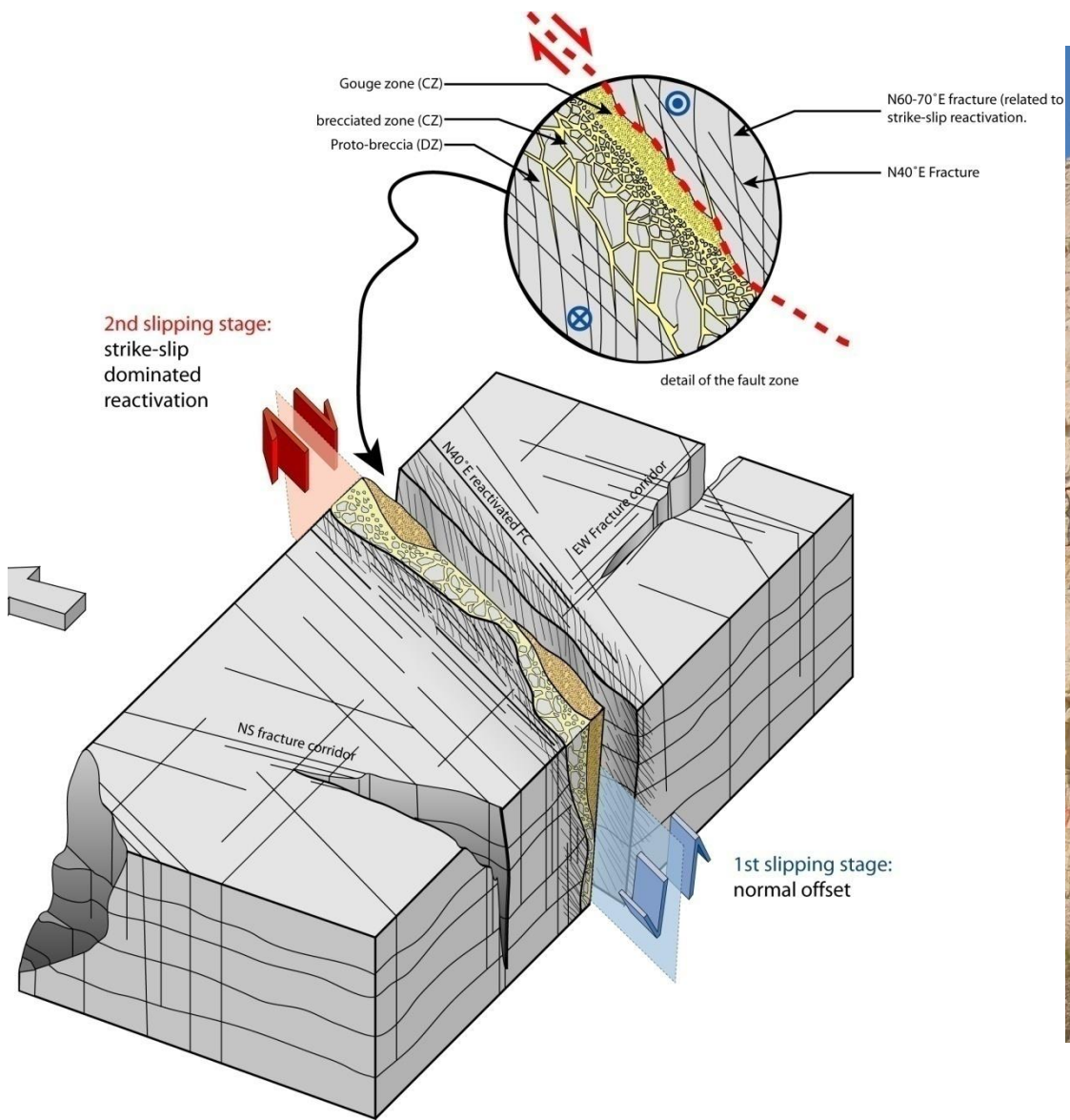
A common scenario involves fault initiation by shear along pre-existing or precursory structures, which become linked by differently orientated structures, as stresses are perturbed within the developing fault zone; a through-going fault finally develops.

An alternative way of studying brittle fault initiation consists of examining how brittle tectonic structures initiate and further develop during exhumation of rocks which previously suffered ductile deformation and metamorphism

- Rocks passing through the ductile-brittle transition during their way back to the surface record, and therefore potentially document, the initial localization of brittle deformation in a previously ductile material that exhibits foliation and ductile shear zones but devoid of true brittle pre-existing discontinuities.
- This allows the description of the succession of events that ultimately lead to localization and development of brittle faults. Provided that the kinematics of the system does not change during rock exhumation, one can thus take advantage of the fact that (micro)structures evolve in type while the regional structure enters the brittle domain, for instance during syn-exhumation cooling.

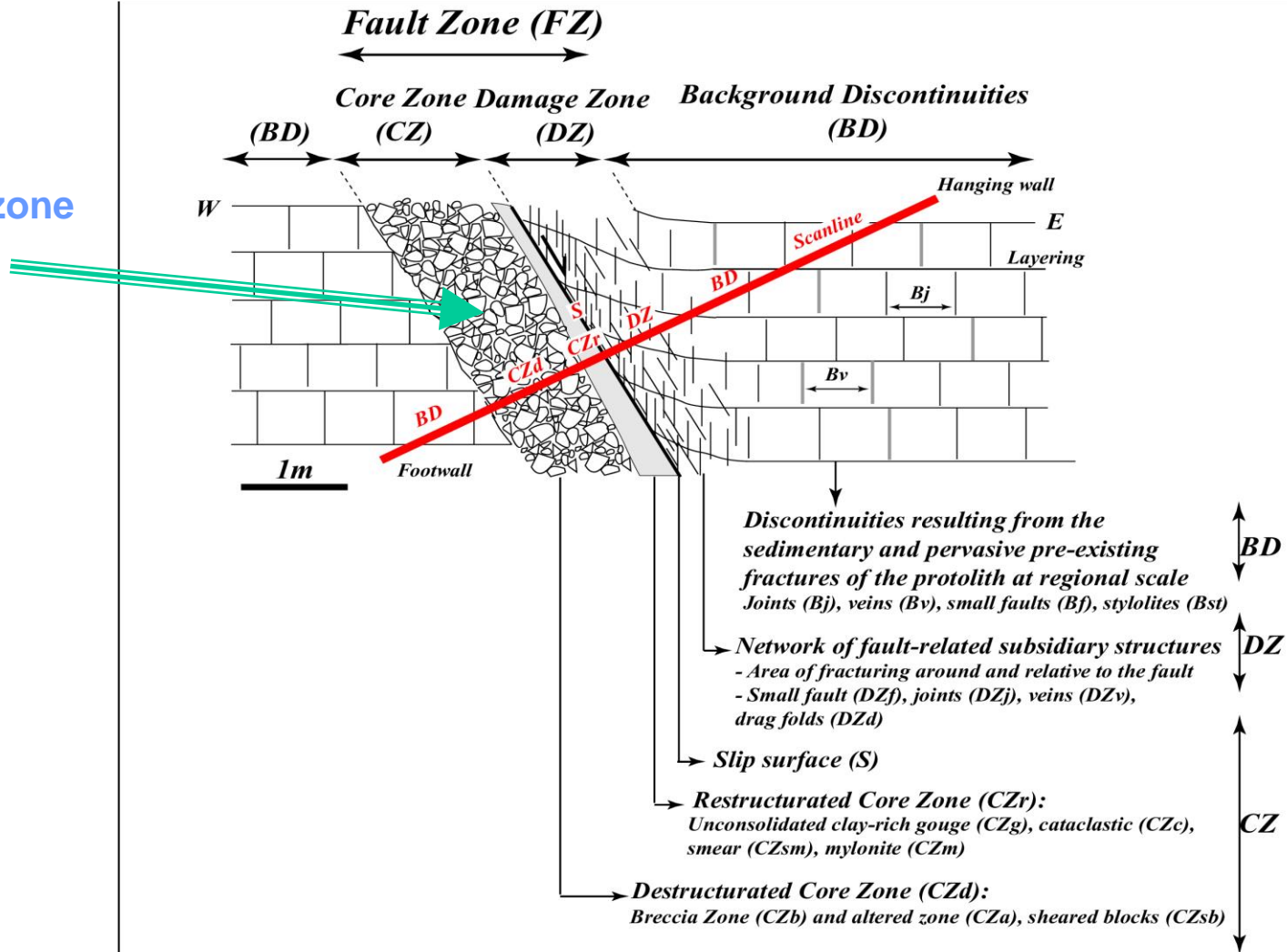
The various styles recognized by Crider and Peacock are partially encountered, such as initiation as mode I fractures or as precursory shear zones. We document the influence of preexisting rheological and structural anisotropy and the likely control of strain rate variations, local change of rock properties and or local stress perturbations by or within ductile or semi-brittle precursory shear zones on the initiation and the geometry of brittle faults.

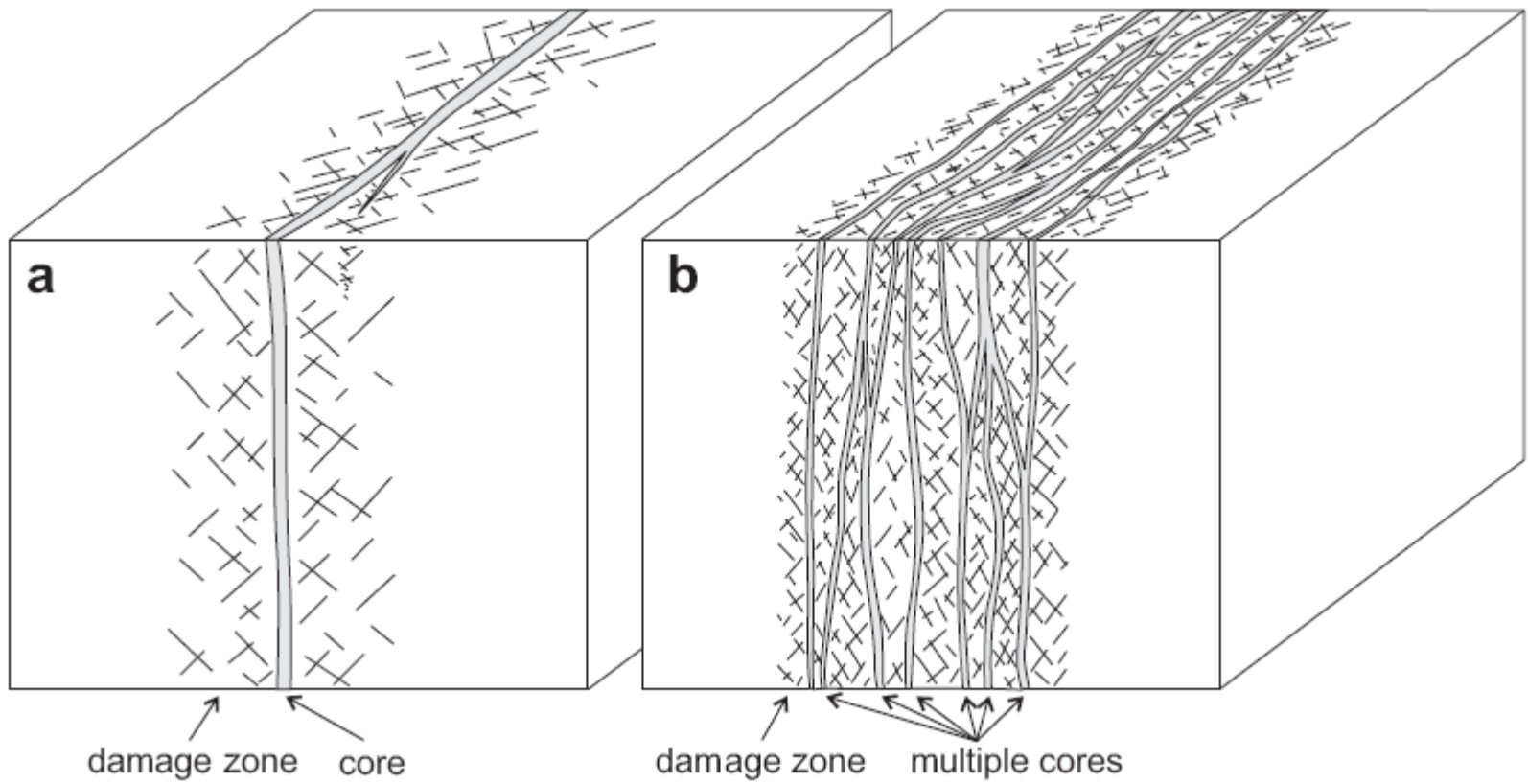
**Structure intime et comportement
hydro-mécanique des zones de failles**



DuBernard, X., 2002

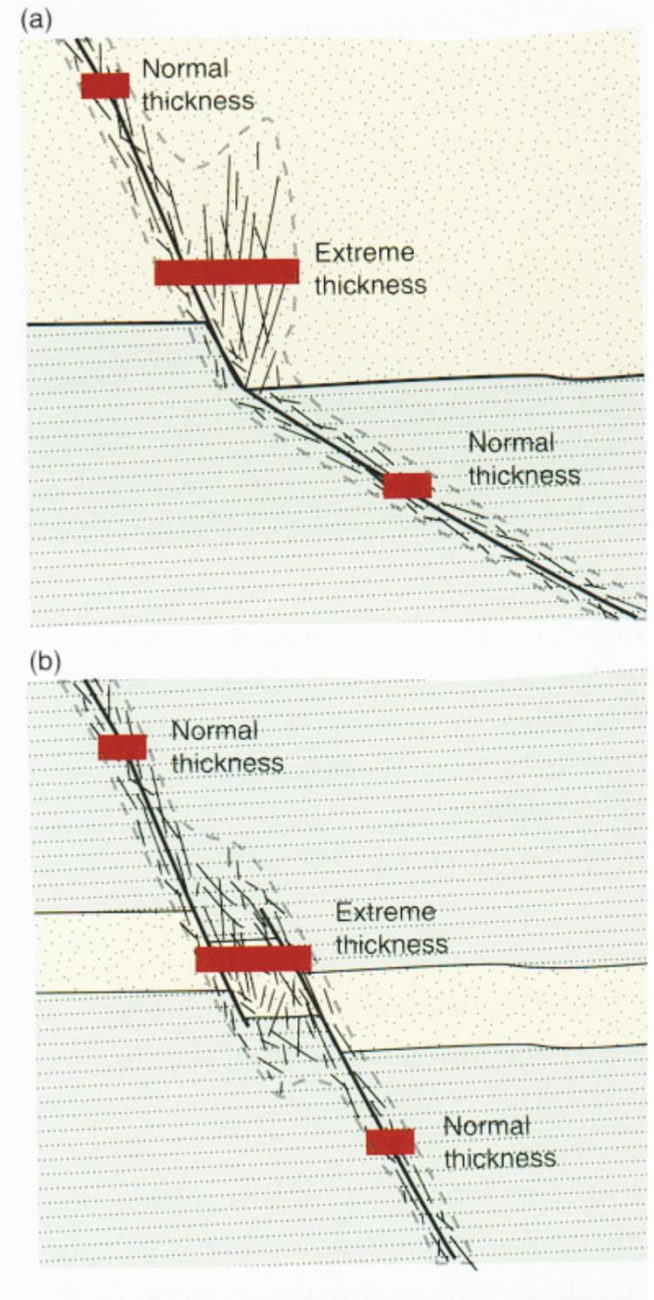
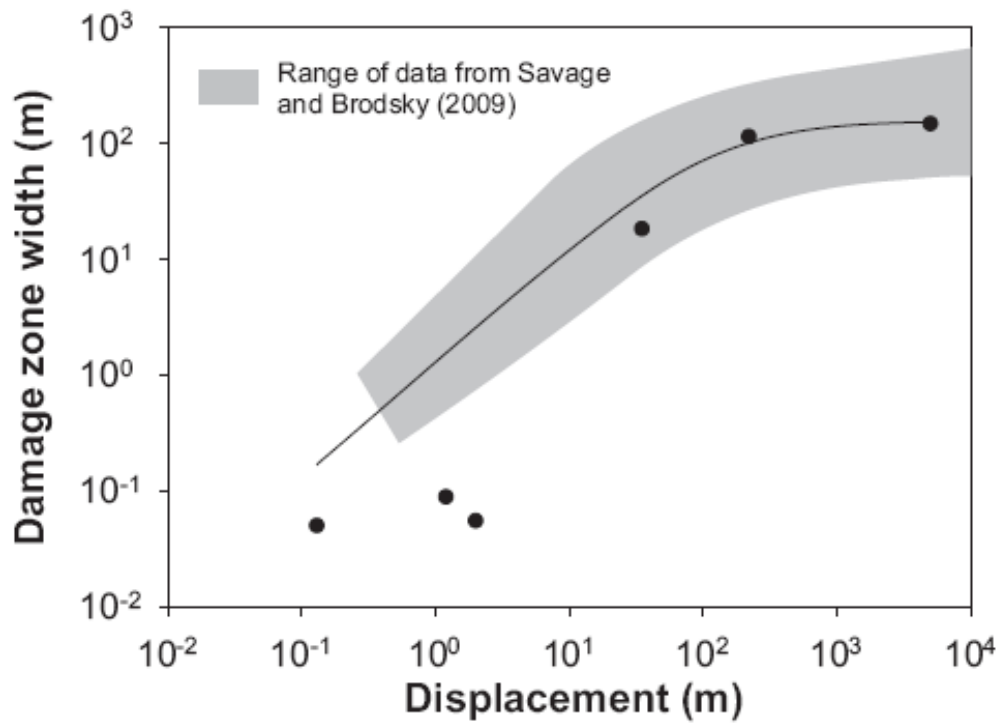
- Weakest zone of the FZ

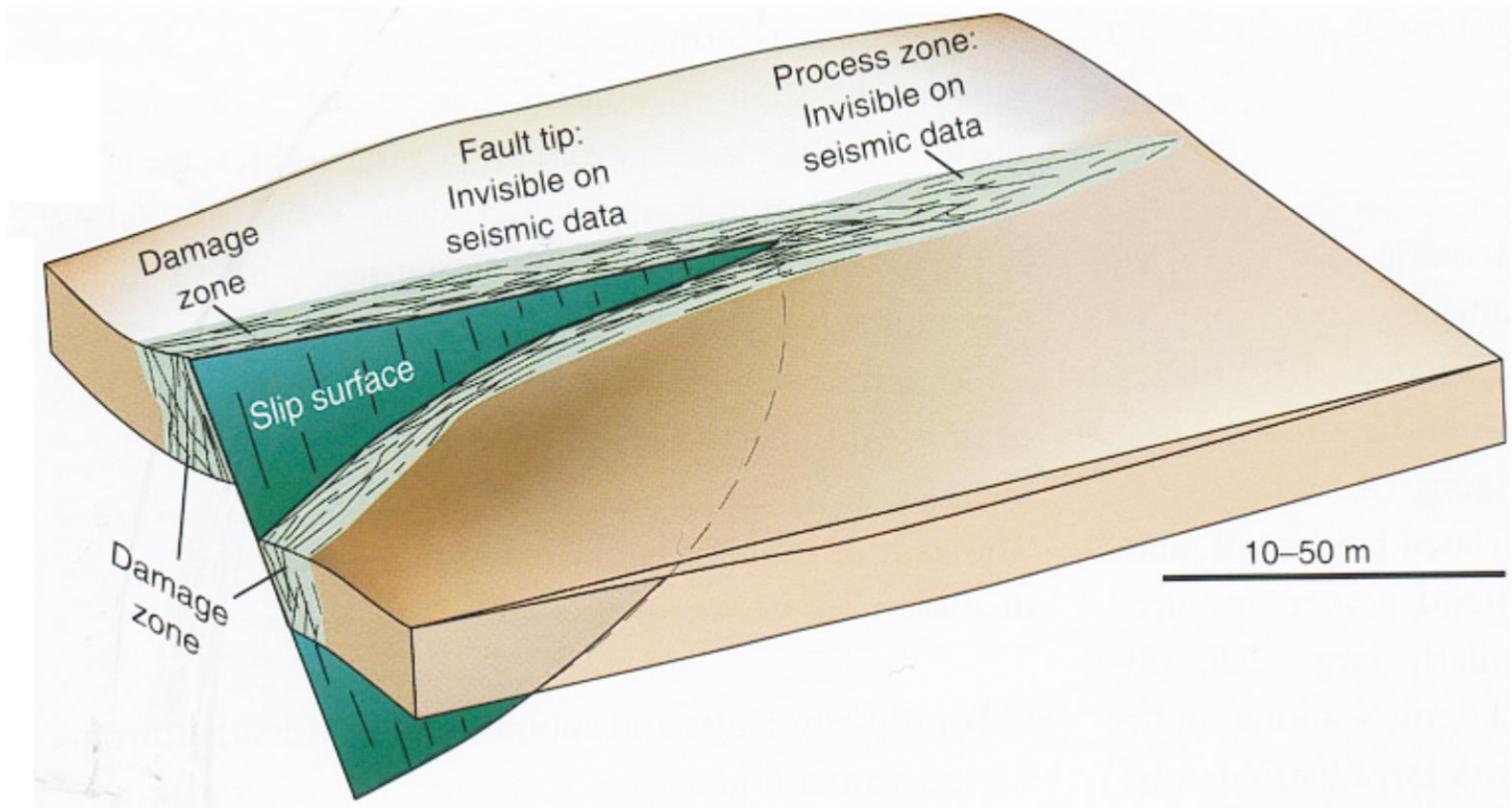




Faulkner, 2010

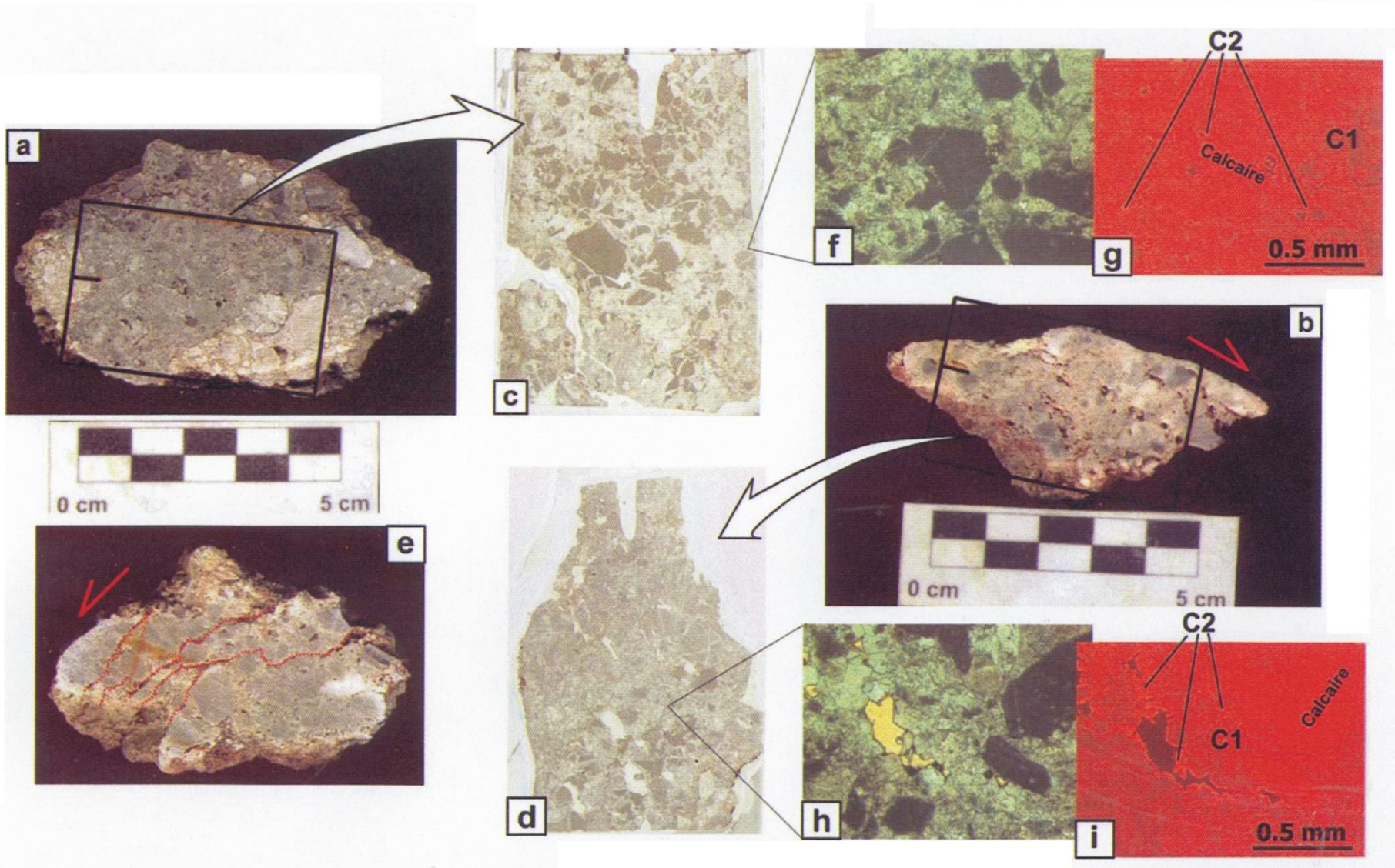
Faulkner, 2010



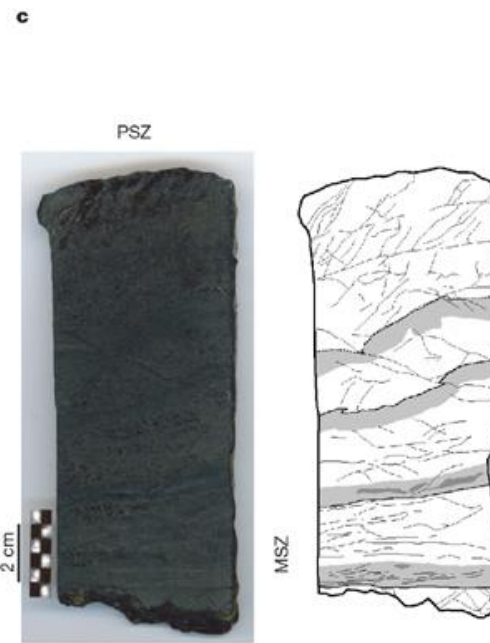
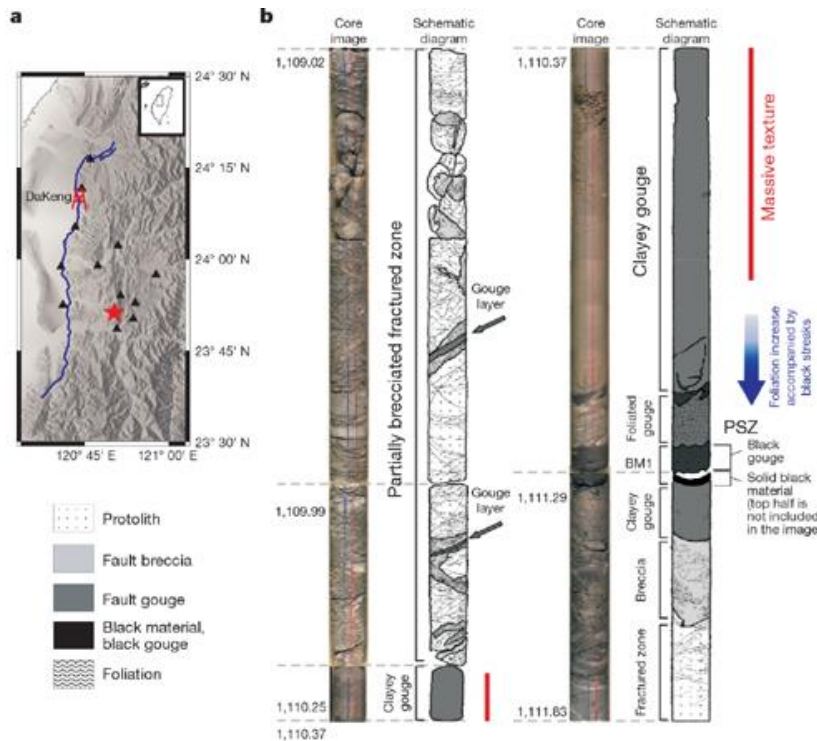
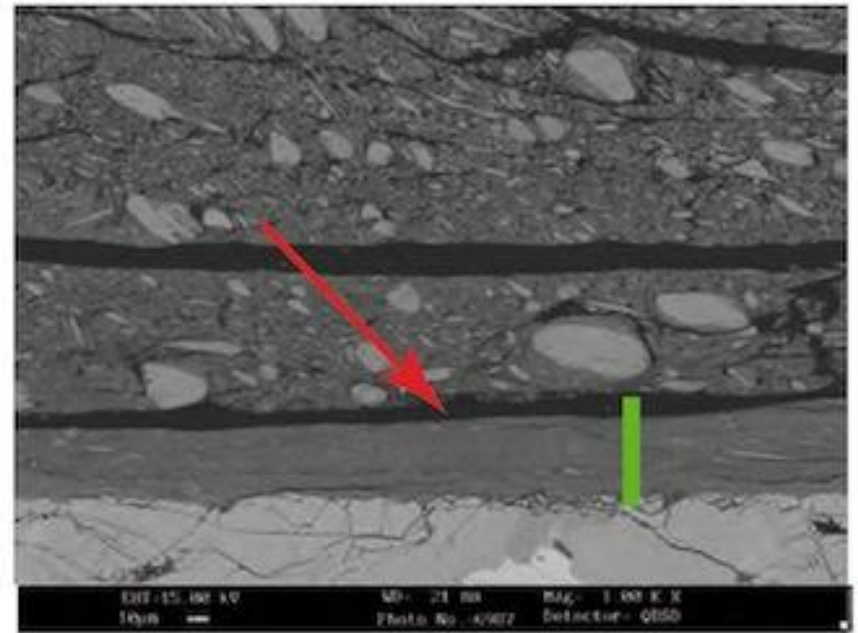
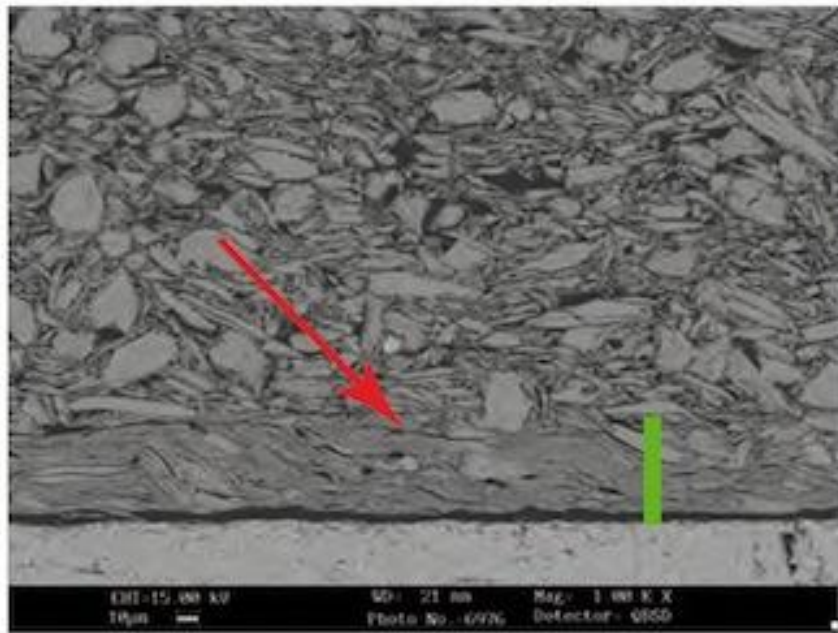


		Non-foliated	Foliated		
Incohesive		Fault breccia (>30% visible fragments)			
		Fault gouge (<30% visible fragments)	Foliated gouge		
Cohesive		Pseudotachylyte			
		Crush breccia (fragments > 5 mm)			
		Fine crush breccia (fragments 1-5 mm)			
		Crush microbreccia (fragments < 1 mm)		<10%	
	Cataclasites Grain size reduction by cataclastic mechanisms	Protocataclasite		10–50%	% Matrix
		Cataclasite		50–90%	
		Ultracataclasite		>90%	
		Mylonite series			
		Grain size reduction by plastic def. mechanisms	Protomylonite		
			Mylonite		
			Ultramylonite		
		Grain size increase by recrystalliz.	Blastomylonite		

Sibson, 1977

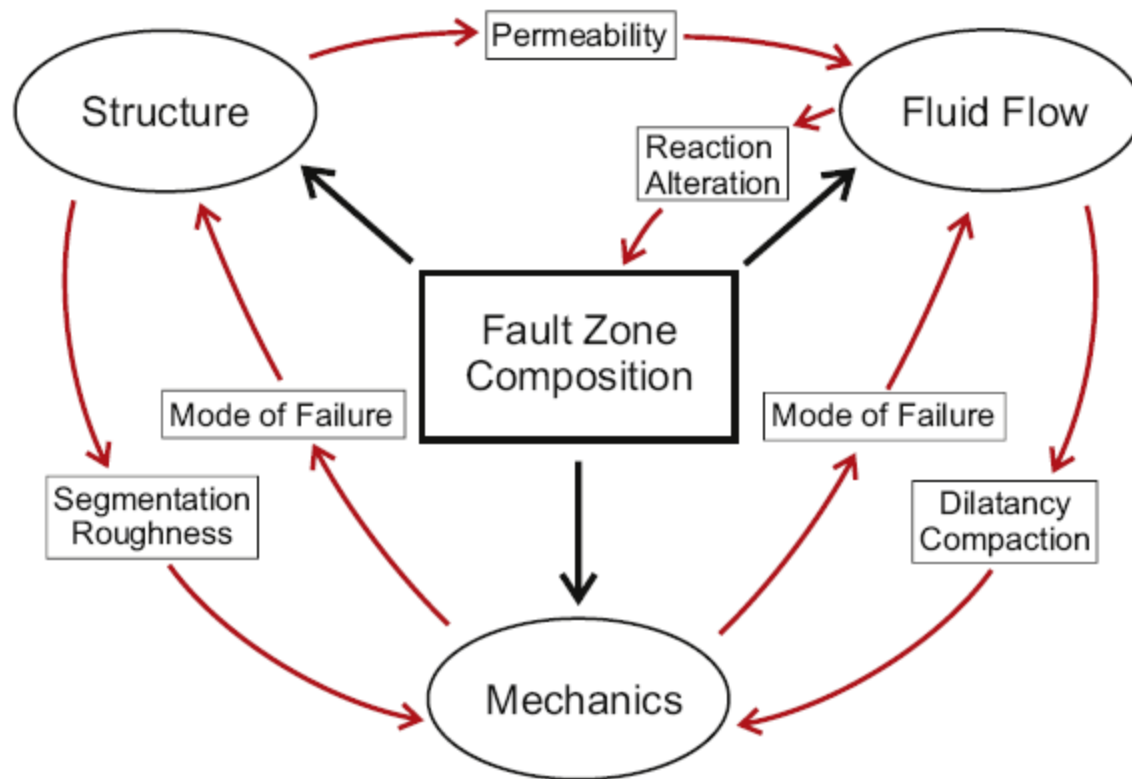


(Bussolotto, thèse, 2010)

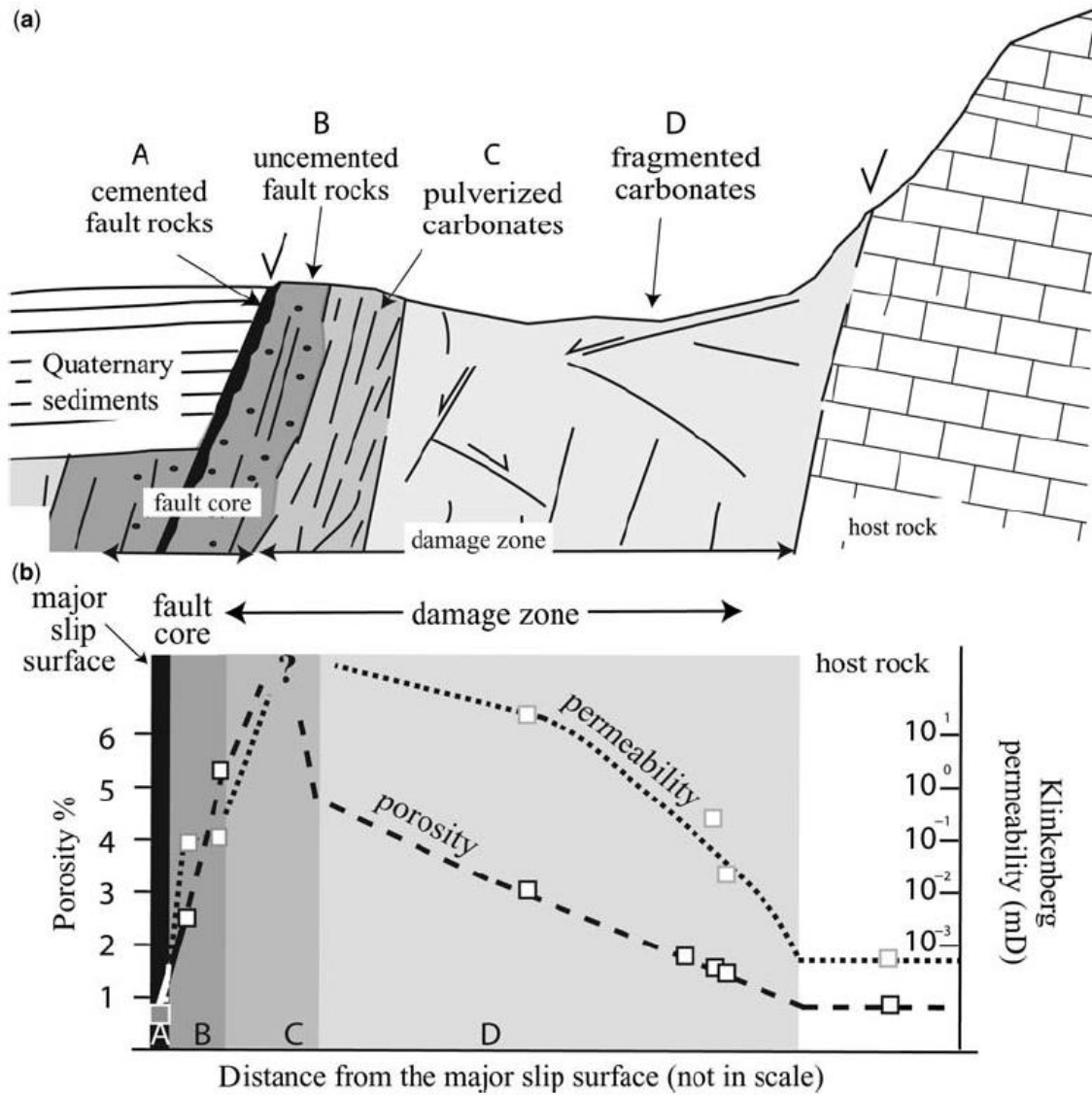


Copyright ISTERRE

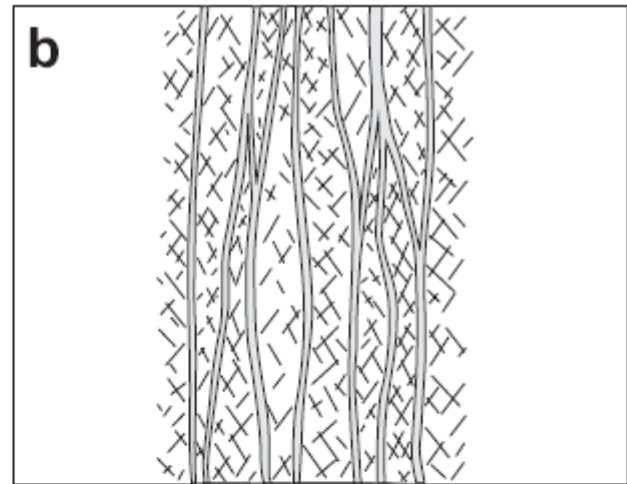
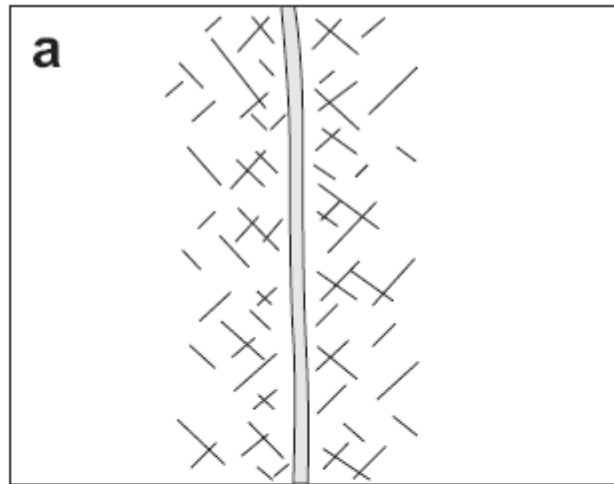
Ma et al., 2006



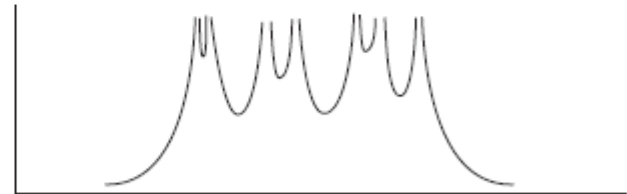
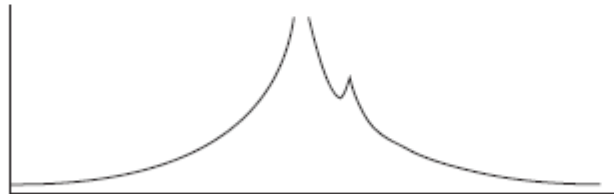
Faulkner, 2010



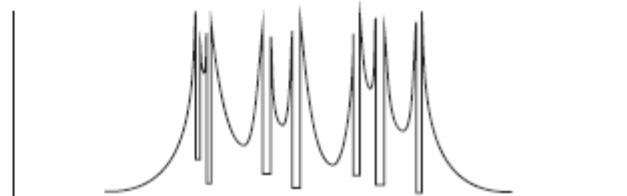
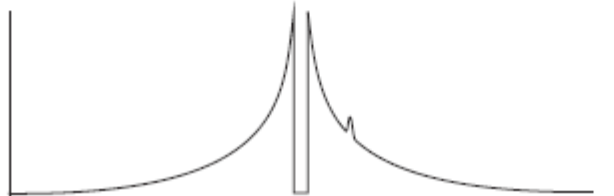
(Agosta, 2008)

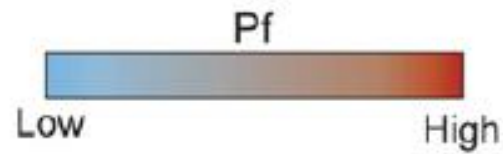
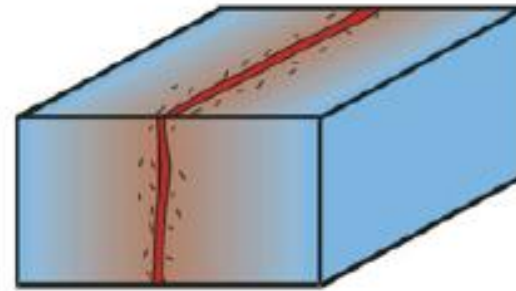
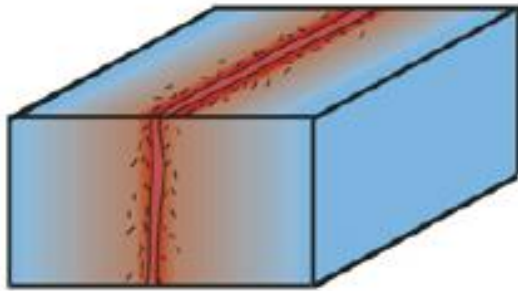
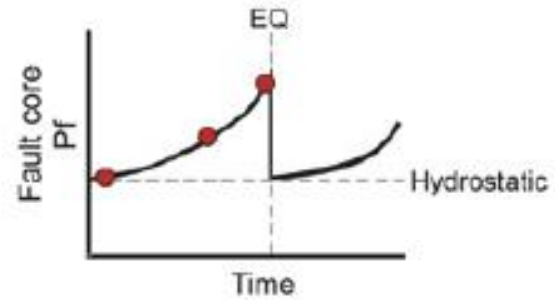
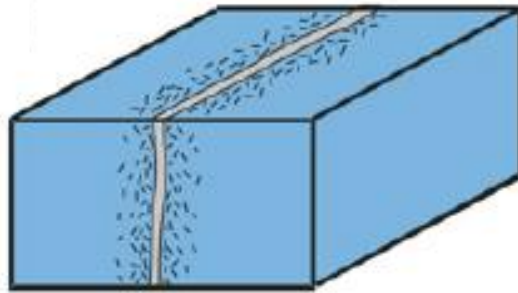


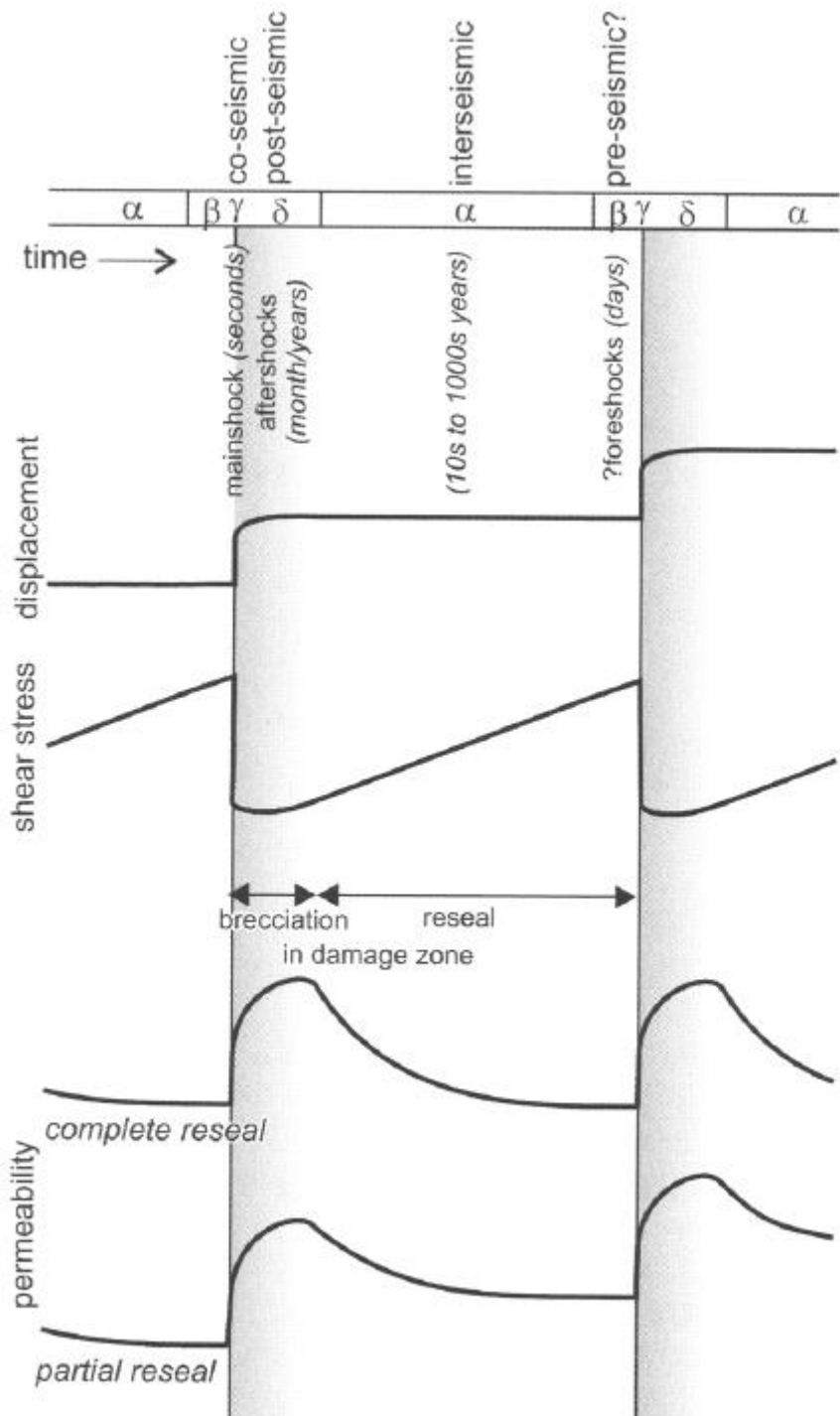
fracture
density

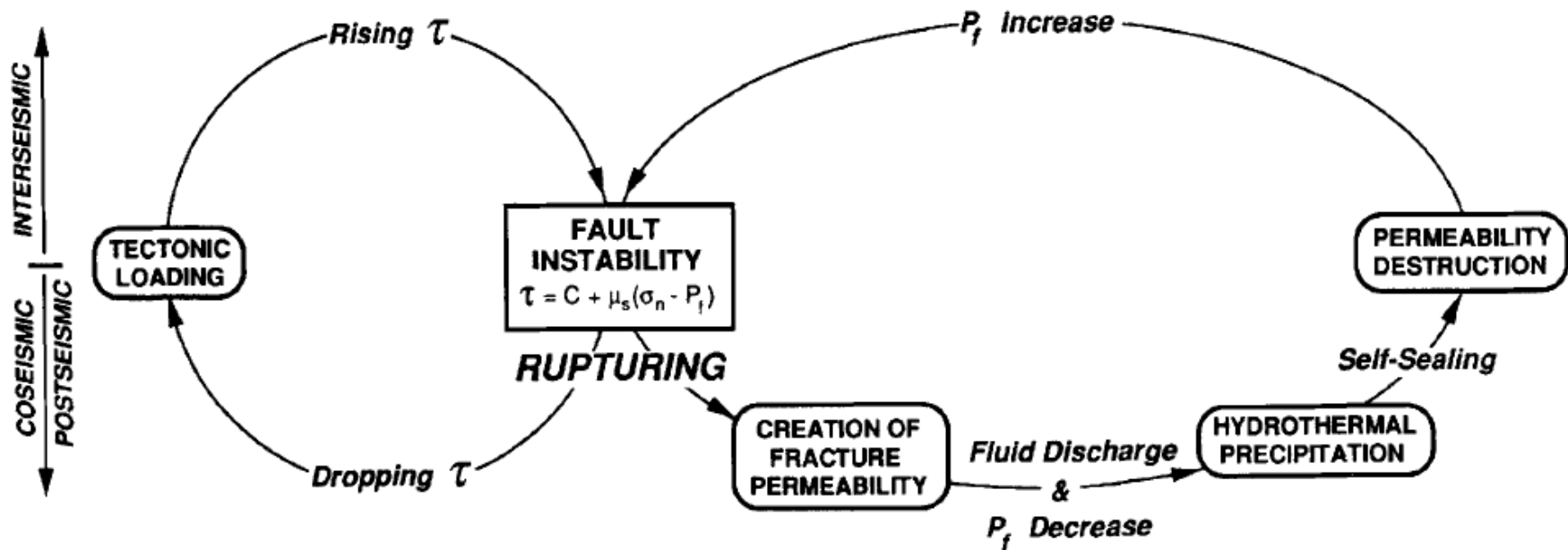


permeability

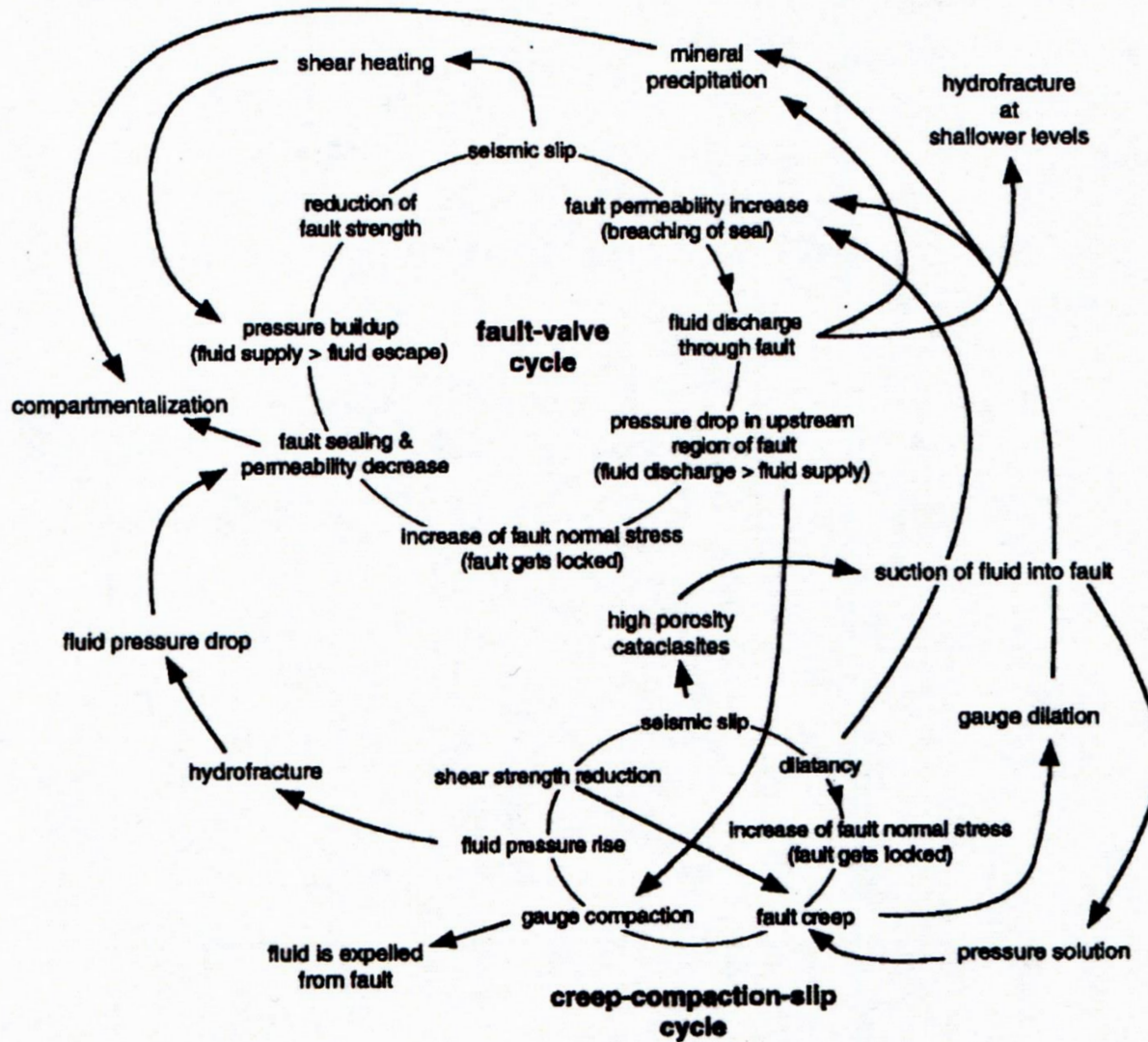




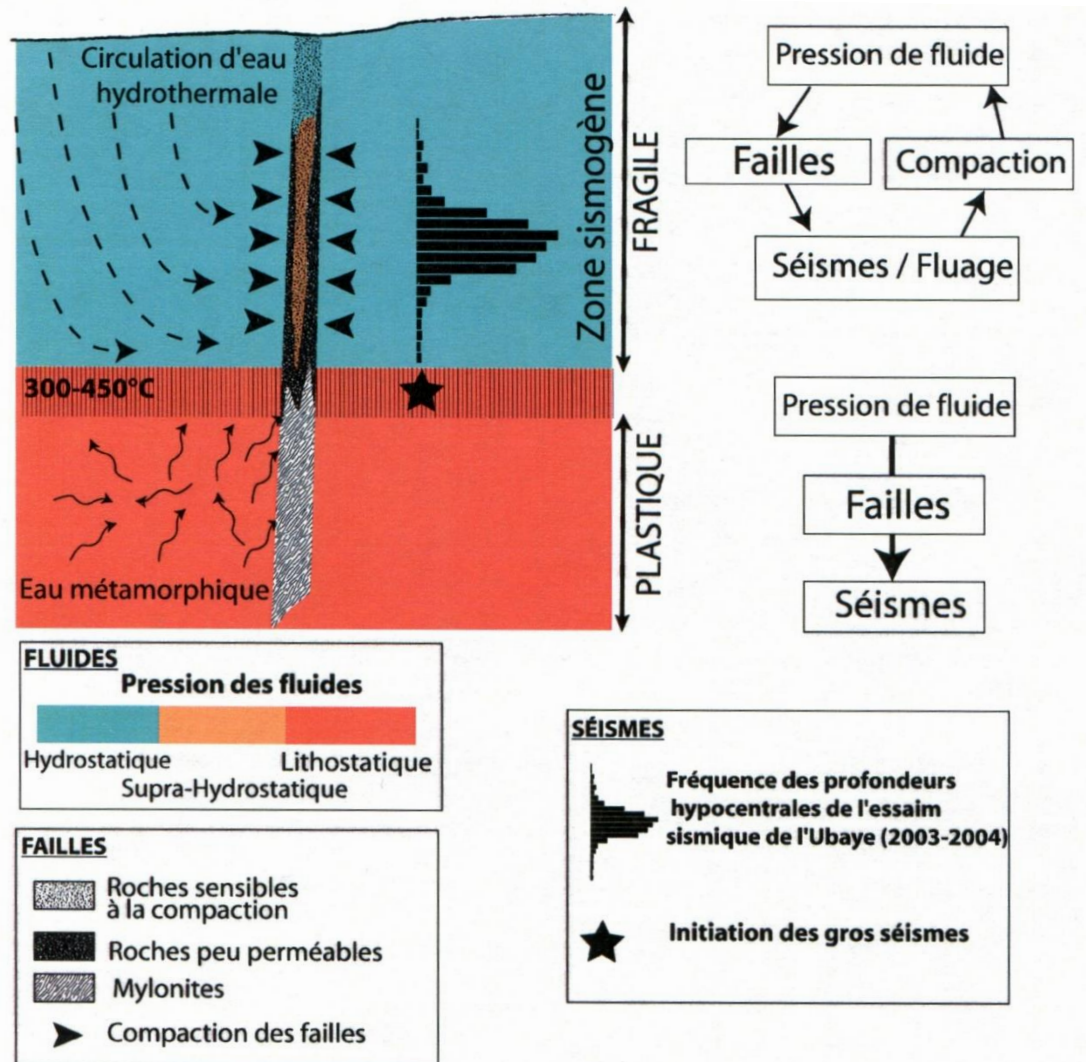




Modèle de fault-valve (Sibson, 1994)



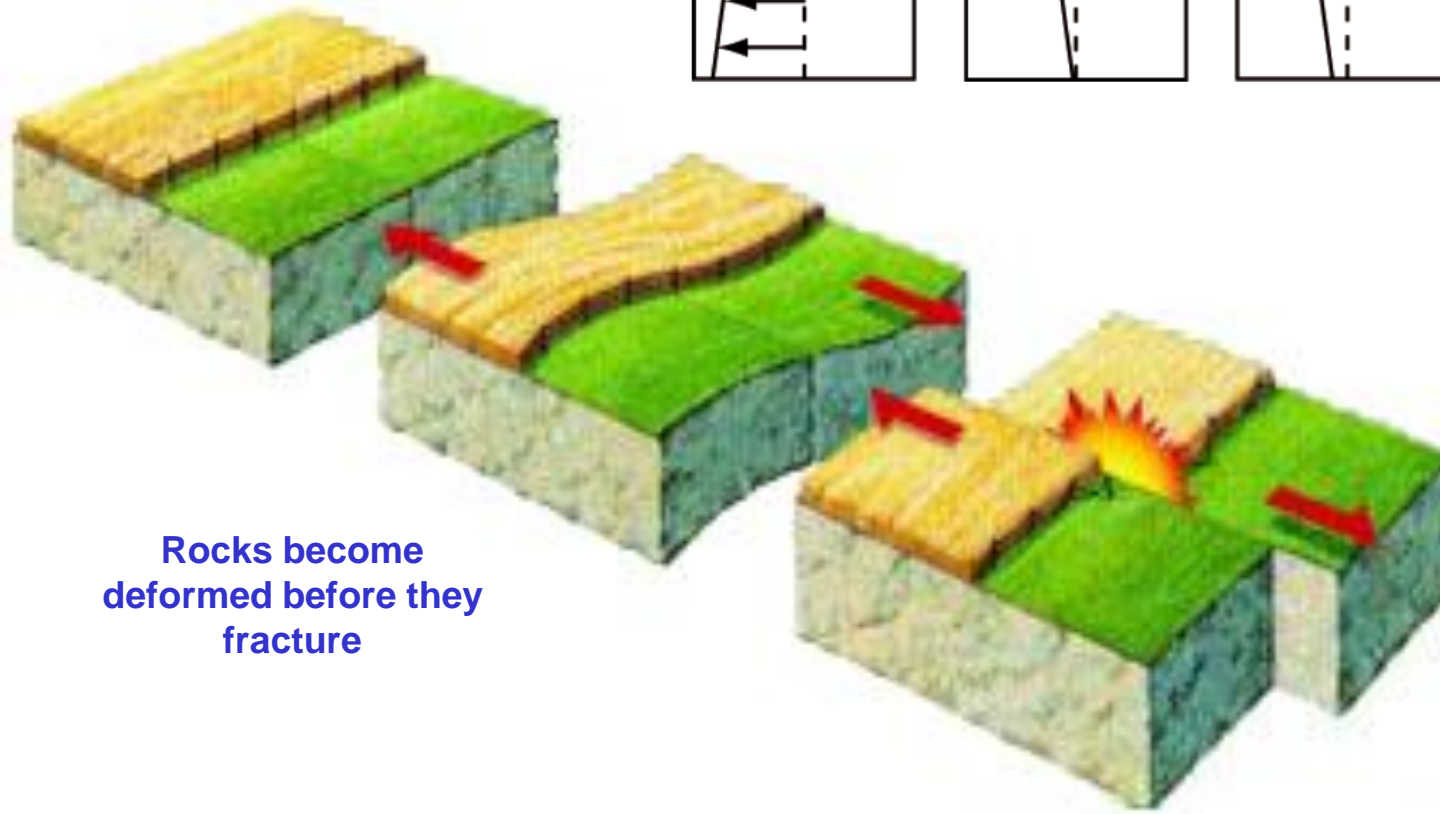
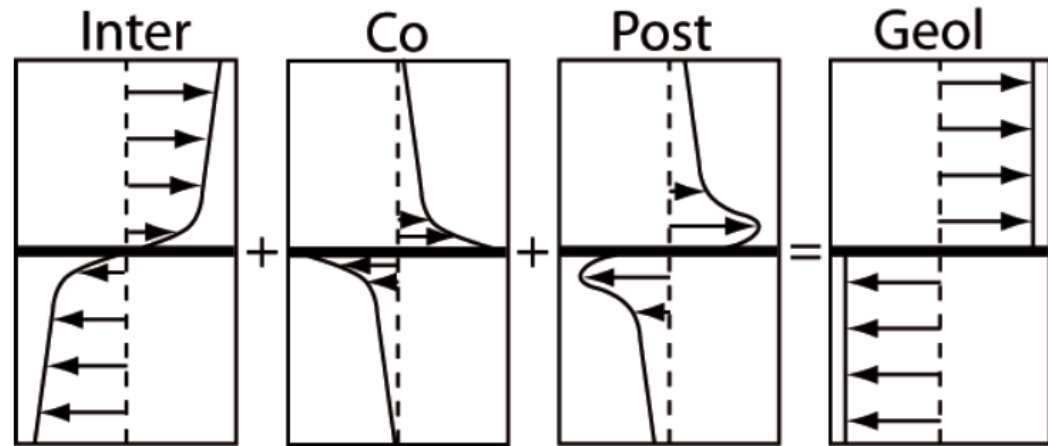
Résumé des principaux mécanismes de couplages entre fluides et failles.
D'après Matthaï et Roberts (1997).



Modes et mécanique de la rupture (3)

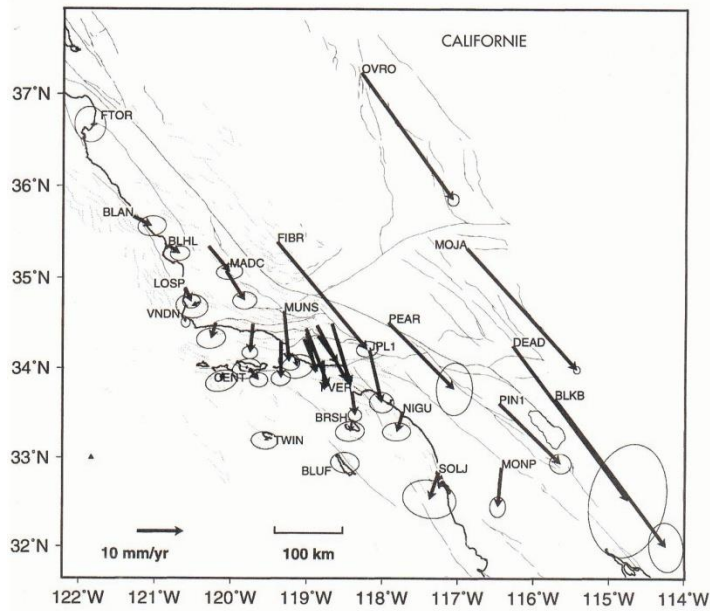
La rupture sismique

The Earthquake Cycle

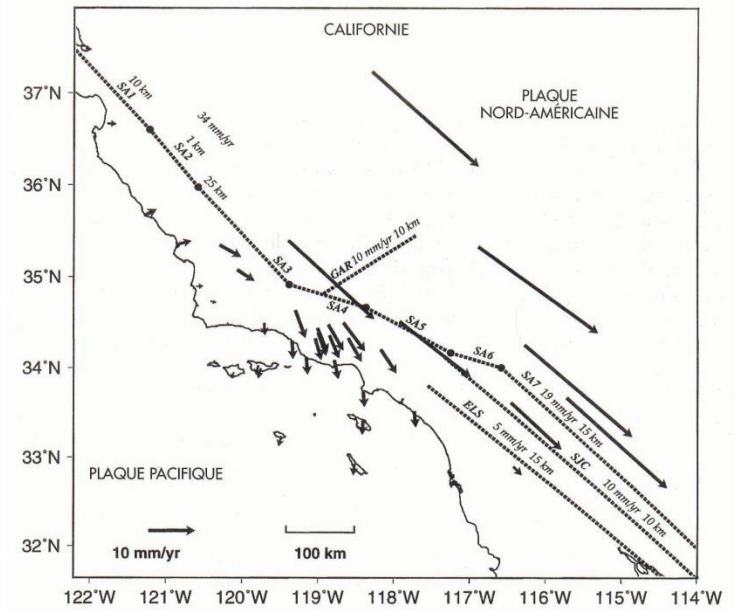


Rocks become deformed before they fracture

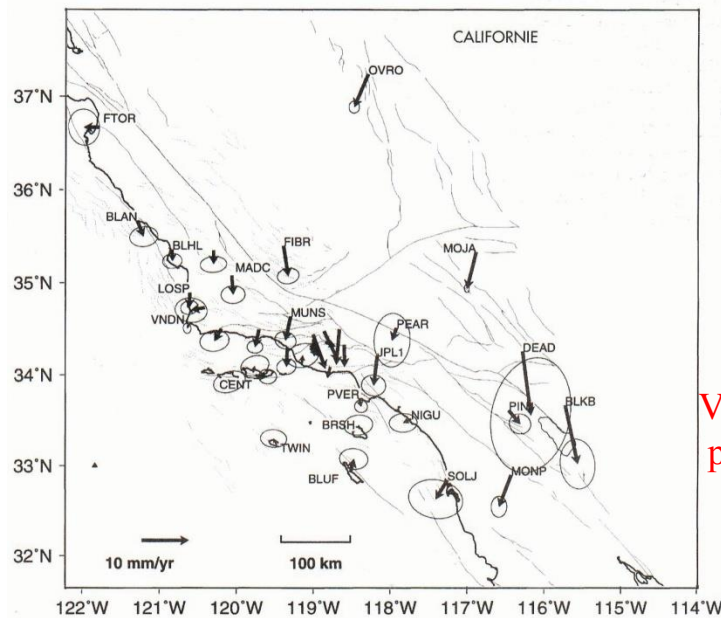
Shock waves spread away from the fracturing rock



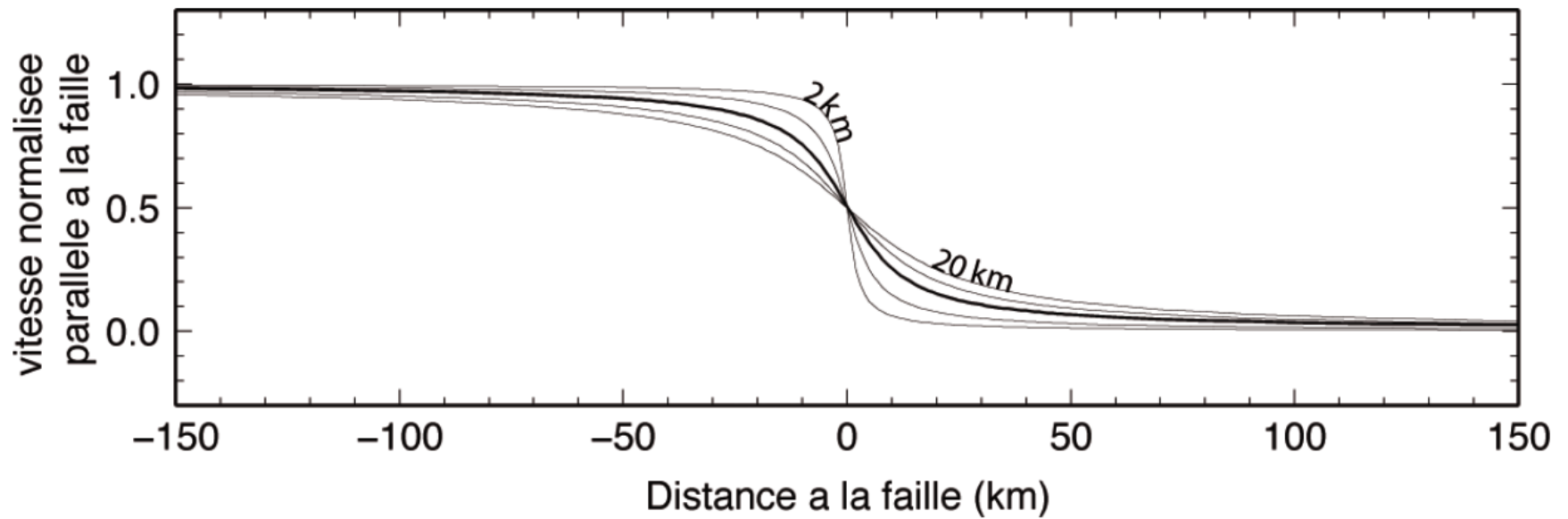
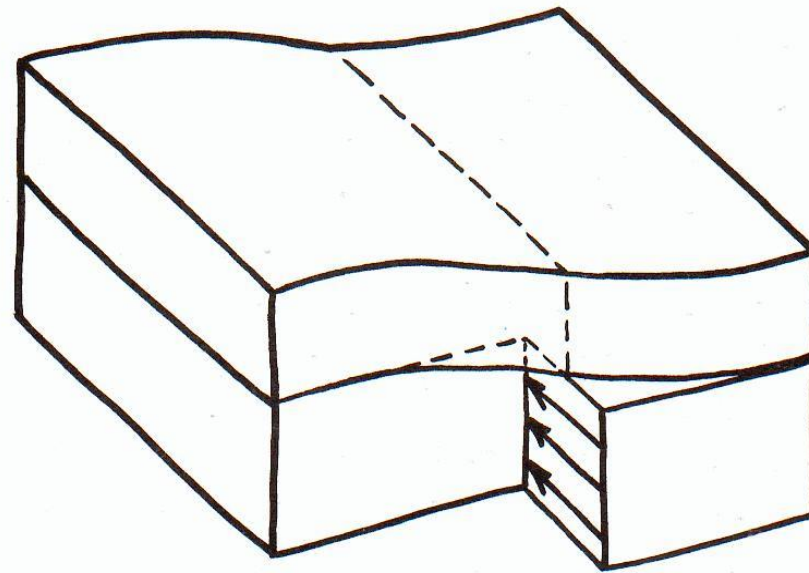
Vitesses GPS/VLBI 1984-1992
par rapport à la plaque Pac



Vitesses prédites par un modèle d'accumulation
de déformation élastique



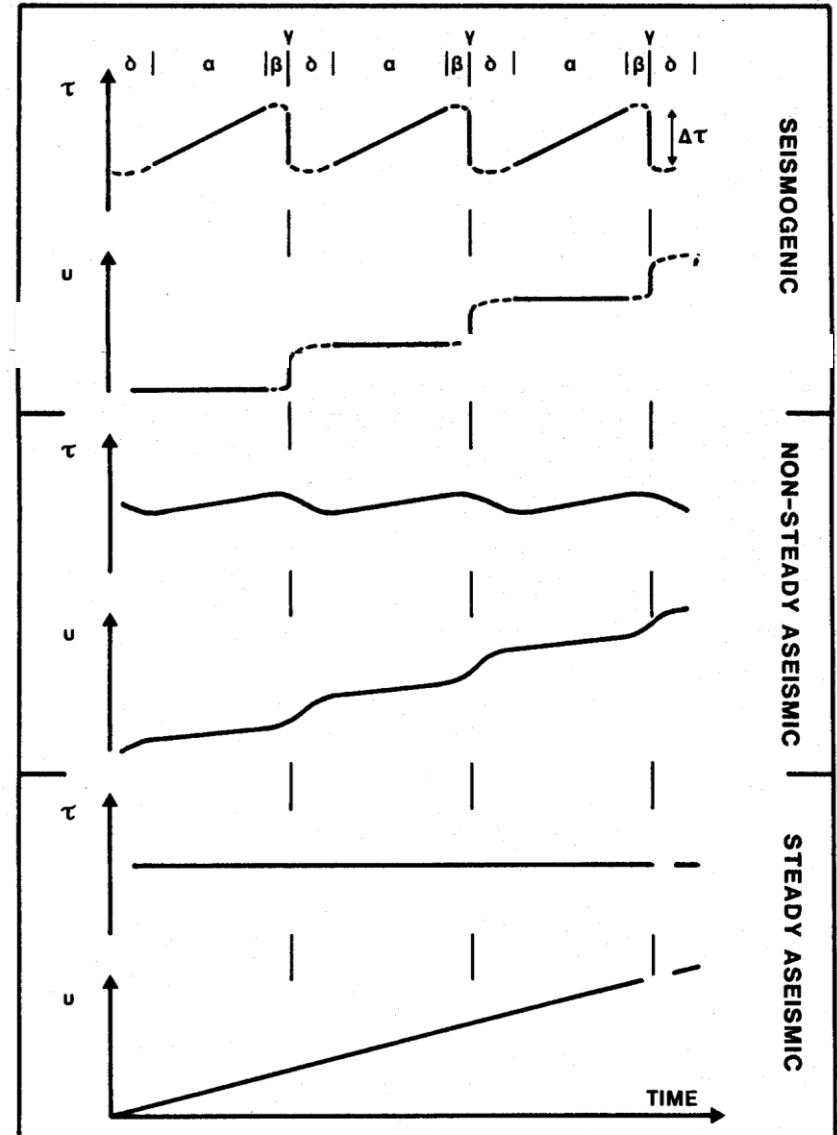
Vitesses résiduelles témoignant d'une déformation
permanente à l'extérieur du système de failles de
San Andrés

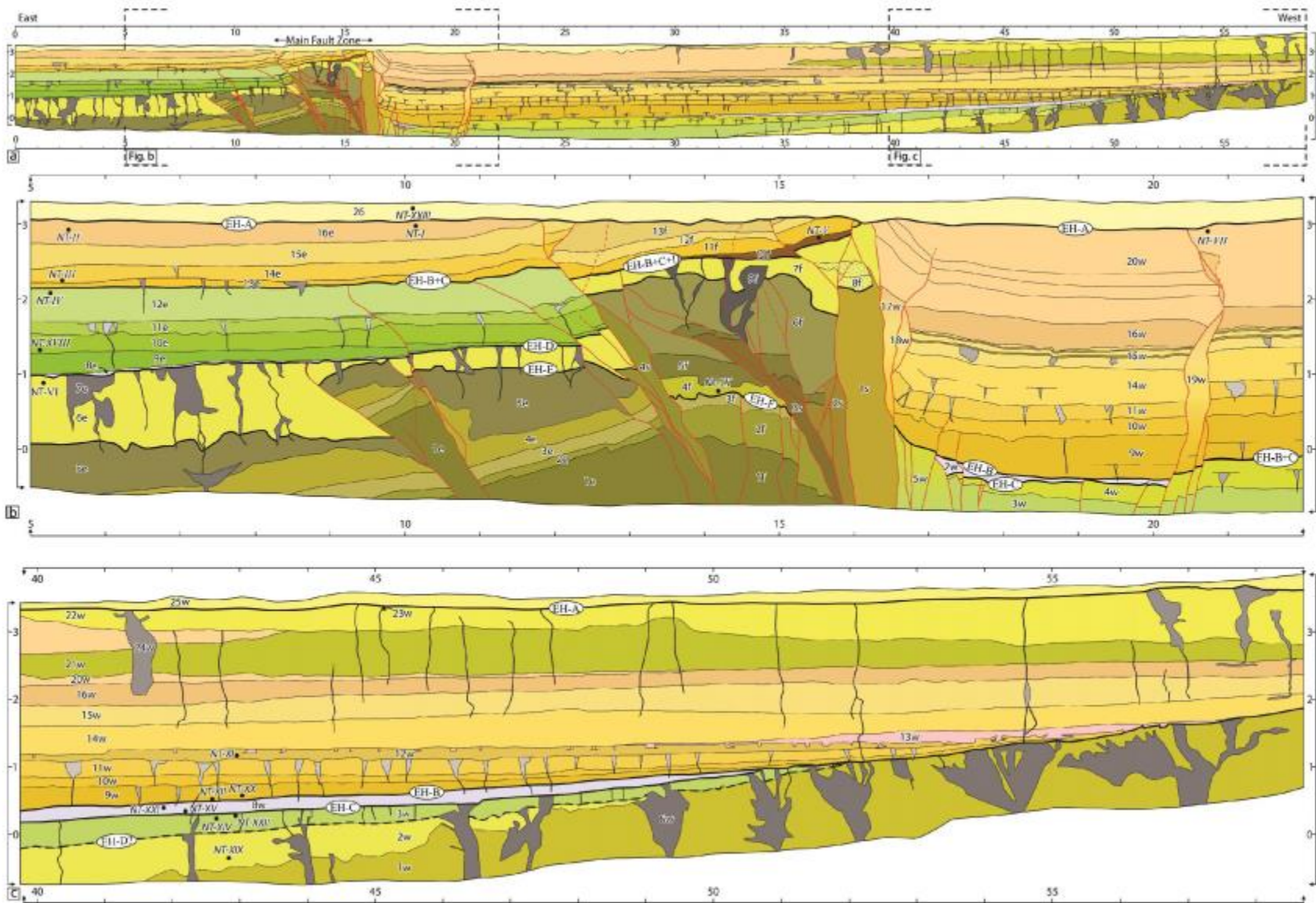


Profils de vitesse intersismique calculé à partir d'un modèle de dislocation élastique pour différentes profondeurs de blocage (2, 5, 10, 15 et 20 km), la courbe en gras correspond à la profondeur de blocage 10 km.

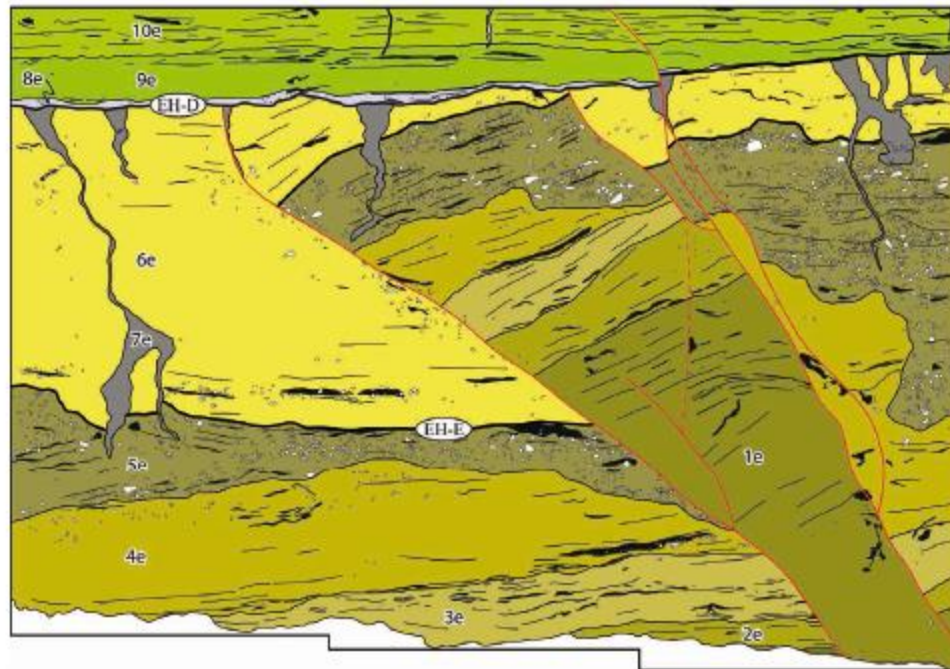
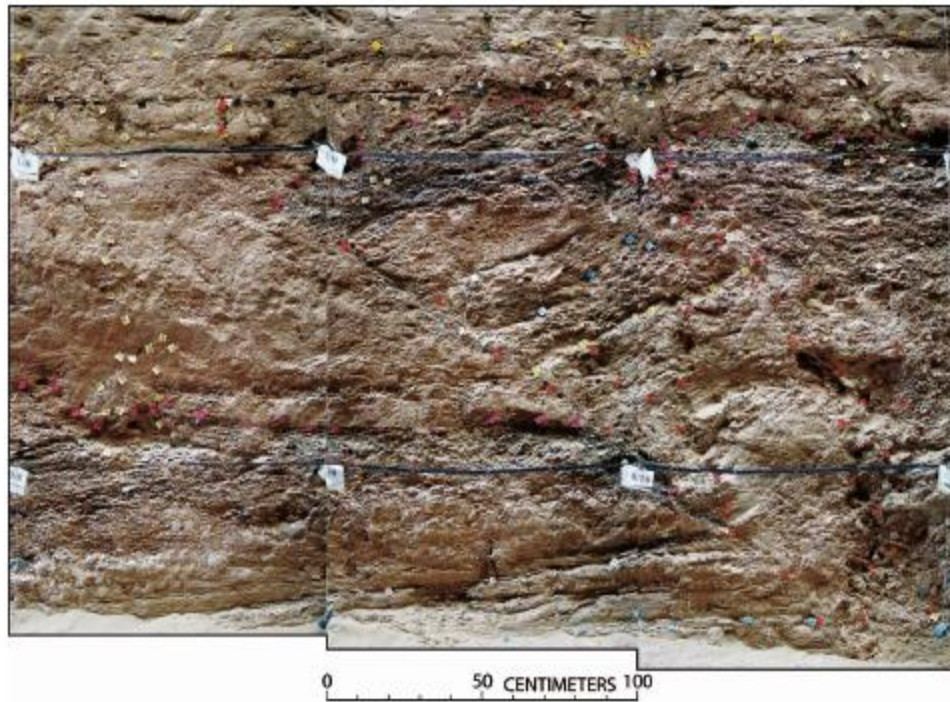
Earthquake loading cycle

- The build up and release of stress occurs in 4 stages:
 - Pre-seismic (β)
 - Coseismic (γ)
 - Post-seismic (δ)
 - Interseismic (α)
- Stress release can be stick slip, stable sliding or a combination of both

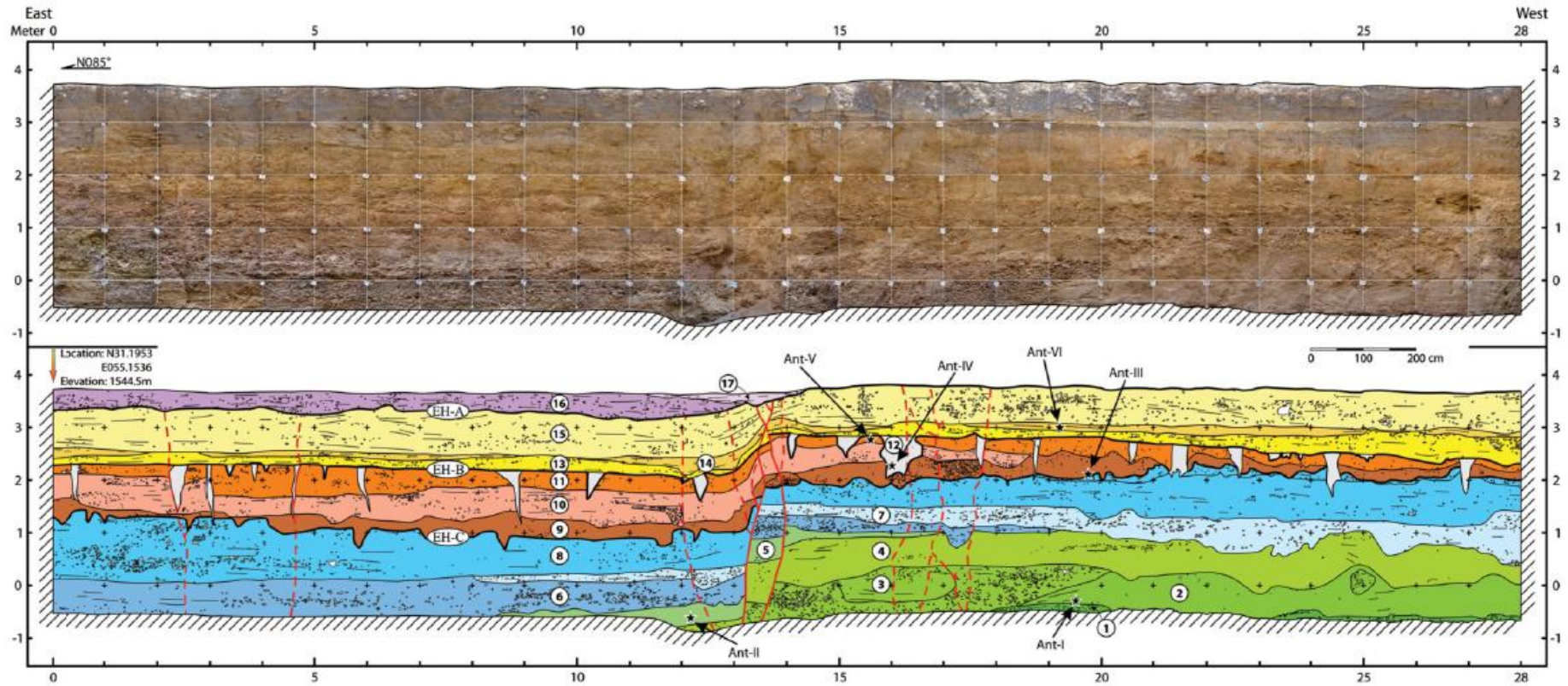




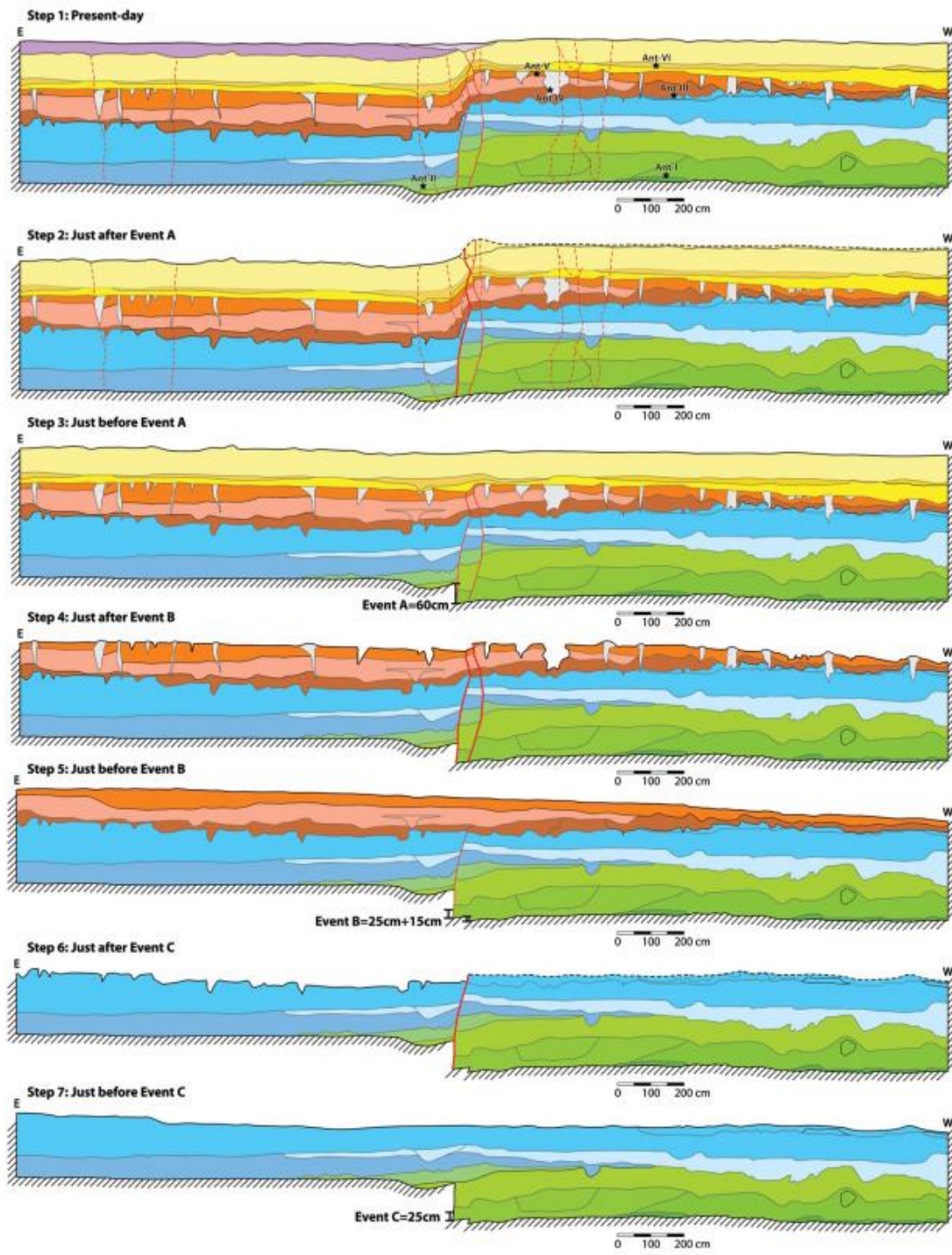
(Foroutan, thèse, 2013)



(Foroutan, thèse,
2013)



(Foroutan, thèse, 2013)



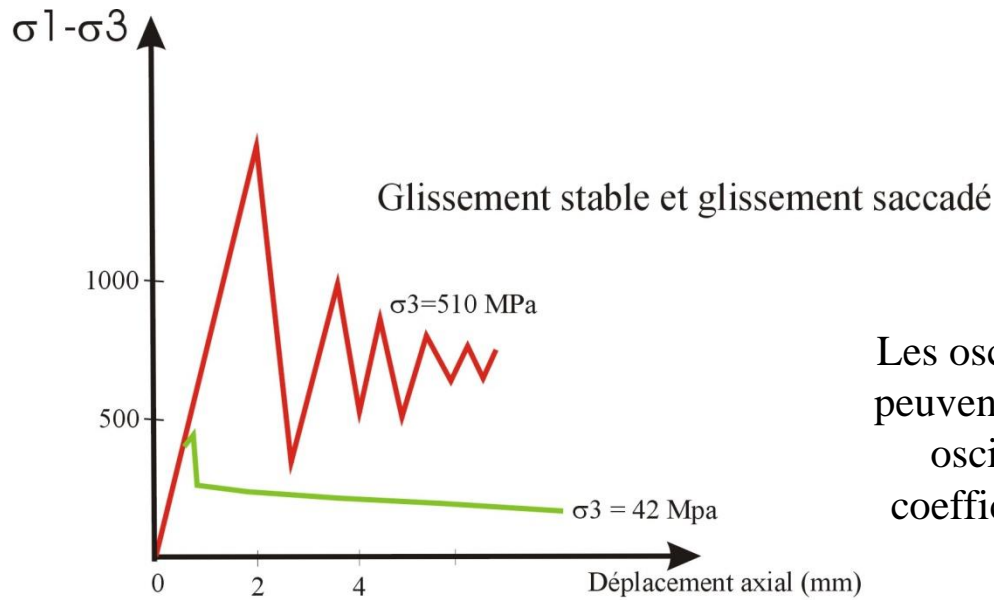
(Foroutan, thèse,
2013)

A la fin de la période présismique,
les contraintes tectoniques autour de la zone sismique sont proches du seuil de résistance des roches, le déclenchement de la rupture n'étant retardé que par la friction entre les deux compartiments de la faille. Quand la contrainte tectonique dépasse la friction statique en un point de la faille, le glissement des deux compartiments commence et la friction au point de nucléation se réduit brutalement.

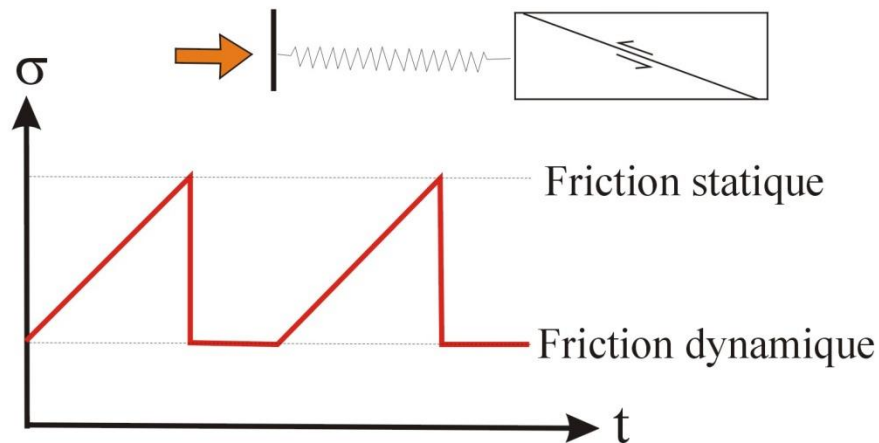
Cette réduction brutale de la friction après le début du glissement a été observée lors de nombreuses expériences de laboratoire :
les essais à contrainte croissante sont menés en mettant en contact, sous pression, deux petits blocs spécialement découpés. Le point à partir duquel les deux blocs de roche commencent à glisser est le seuil de friction statique.

Une fois ce seuil atteint, le glissement peut obéir à deux types de comportements:

- si la friction (maintenant dynamique) entre les deux blocs se maintient à un niveau relativement constant, les blocs glisseront de façon lente et continue en fonction de la variation de la contrainte appliquée.
- si la friction se réduit brutalement à partir du moment où les deux blocs commencent à glisser, une rupture s'ensuit et l'expérience s'arrête rapidement.



Les oscillations du régime de glissement saccadé peuvent être considérés en simplifiant comme les oscillations de relaxation d'un système à 2 coefficients de friction (statique et dynamique).



MODELISATION DU GLISSEMENT SISMIQUE

Modèle d'oscillation de relaxation. Il y a glissement, puis le ressort se recharge ensuite jusqu'à atteindre à nouveau le seuil de friction statique

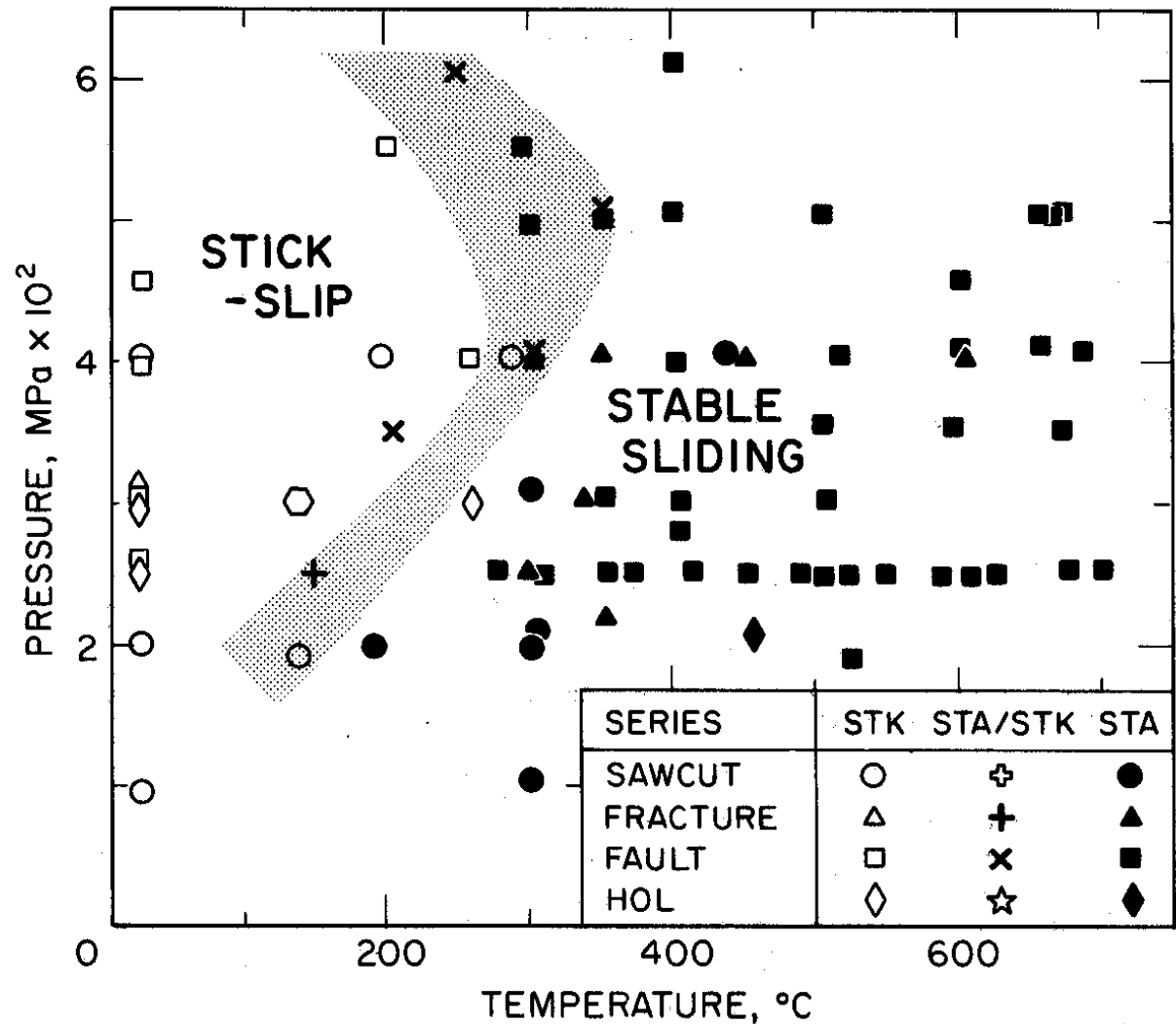
Ces deux comportements différents dépendent de la nature des roches, ainsi que des conditions de P , $t^{\circ}C$, saturation d'eau.

Lors du glissement, l'indentation réciproque des deux faces de la fracture conduit à la production d'une **zone de gouge** constituée de débris de broyage, dont l'importance dépend de la dureté des minéraux en présence. Si la zone de gouge est importante, ses propriétés contrôlent la réponse mécanique du système. **Lorsque les minéraux en présence sont des minéraux de dureté élevée (quartz, feldspath), le glissement stable est remplacé par un glissement saccadé, et de même si la pression de confinement augmente. La température a l'effet inverse, et favorise le glissement stable. Des minéraux ductiles (argiles) lubrifient le contact et stabilisent le glissement.**

Les fluides jouent aussi un rôle important dans le soulagement de la contrainte normale et le colmatage de la faille.

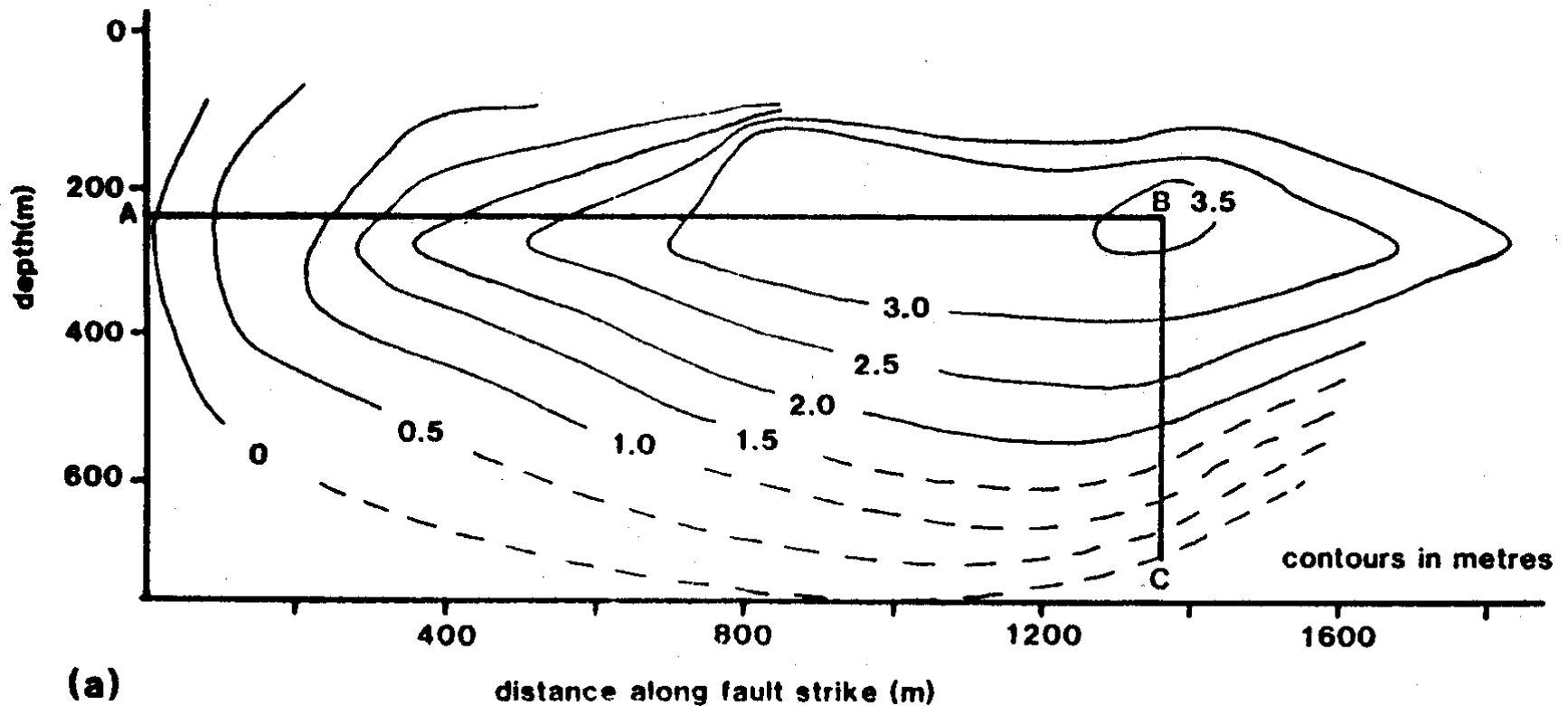
Stick slip versus stable sliding

- Le mode de glissement sur la faille est contrôlé par P et T



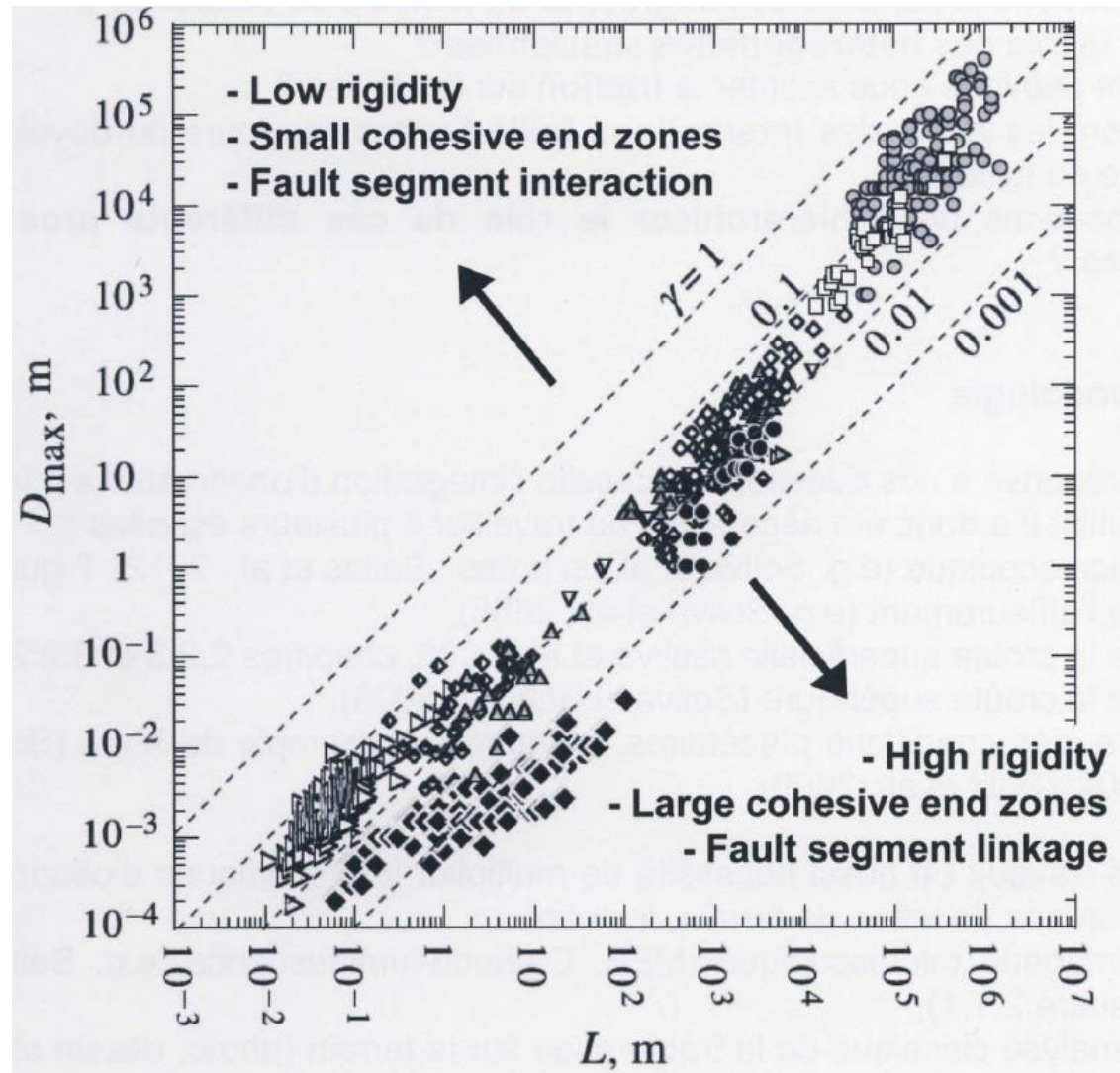
Displacement variations along a fault

- Fault displacement is greatest at the point of rupture and decreases towards fault tips



Fault scaling relationships

- Predictable scaling relationships between the length of the fault and the displacement along it
- The longer the fault length, the greater its displacement



$$M \text{ (moment, en N.m)} = \mu u A,$$

μ : module de cisaillement ($3 \cdot 10^{10} \text{ N.m}^{-2}$)
 u , amplitude de glissement moyen, en m
 A , surface de la rupture, en m^2

M_w : magnitude tirée du moment :

$$M_w = 2/3 \text{ Log } M - 6$$

[M_w différent de M_s (ondes de surface), m_b (ondes de volume), M_L (locale)]

$M_L = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta)$ avec A : amplitude max en mm à distance Δ

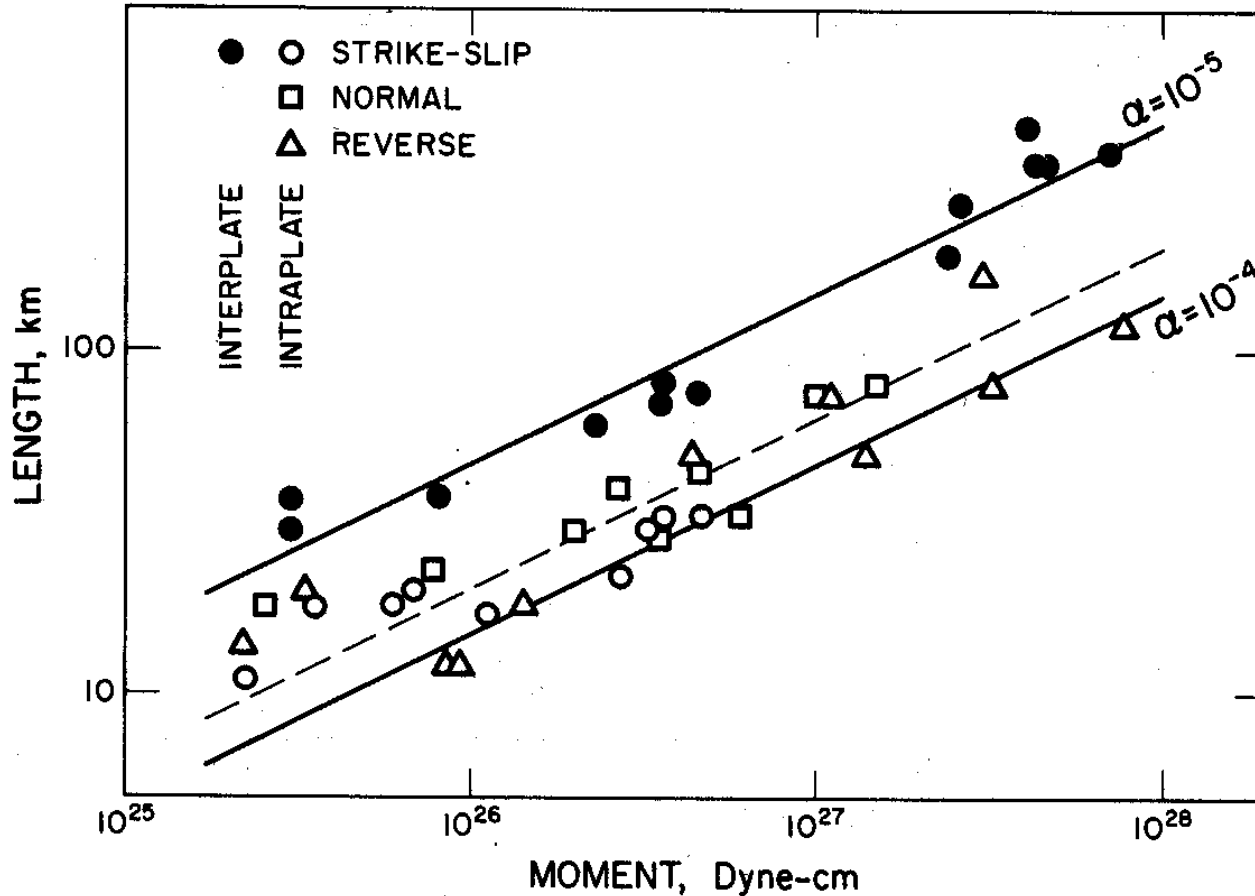
M_s, m_b : $\log (a/T) + \text{fct}(\Delta)$ avec a : déplacement vertical en μm]

$$\text{Energie } E : \text{Log } E = 1,5 M_w + 4,8$$

$$M_w \text{ } n \rightarrow n+1 : E \times 30 !$$

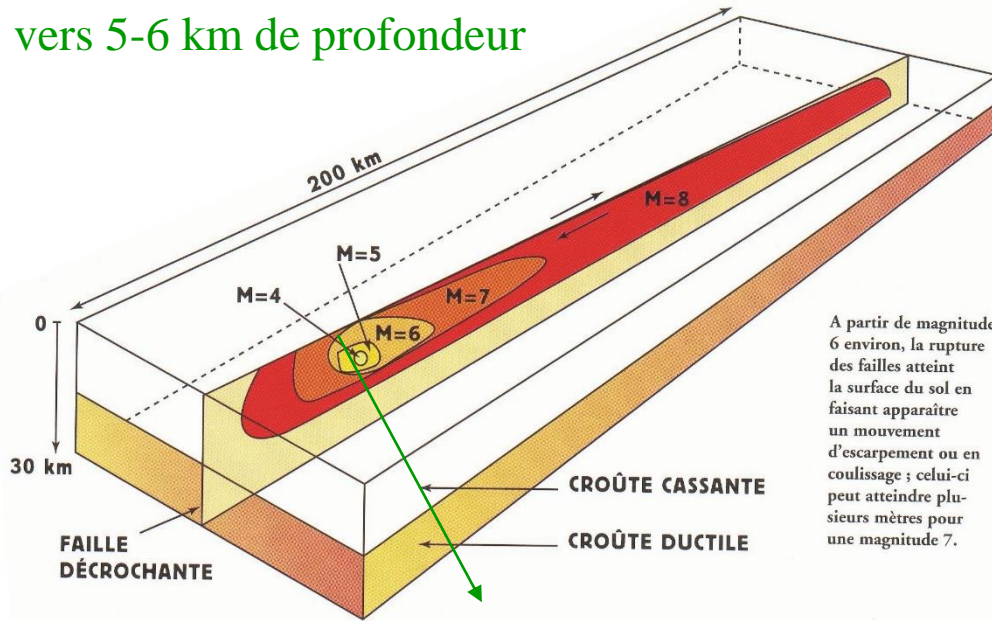
Energie d'un séisme de magnitude 5 ~ Hiroshima

Fault length and earthquake size



- The longer the rupture length of a fault, the greater the seismic energy released.

Initiation de la rupture vers 5-6 km de profondeur

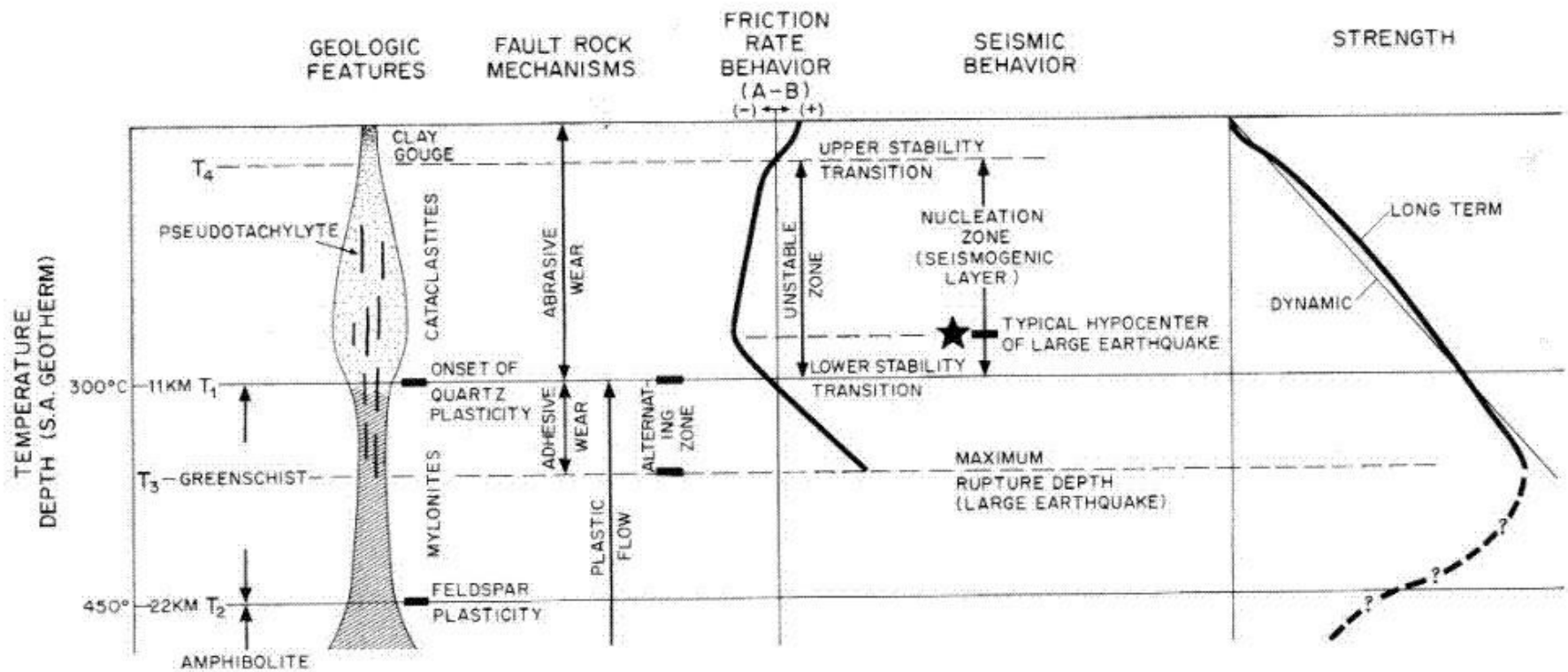


A partir de magnitude 6 environ, la rupture des failles atteint la surface du sol en faisant apparaître un mouvement d'escarpement ou en coulissage ; celui-ci peut atteindre plusieurs mètres pour une magnitude 7.

LOI D'ÉCHELLE DES RUPTURES SISMQUES

Magnitude	Longueur de faille	Coulissage moyen	Durée de rupture
9	800 km	15 m	250 s
8	200 km	5 m	60 s
7	50 km	1 m	15 s
6	10 km	20 cm	3 s
5	3 km	5 cm	1 s
4	1 km	1 cm	0,3 s

Variabilité : 50%



Synoptic model of a shear zone. See the text for explanation. (From Scholz, 1988b.)

La formation d'un réseau de failles et la localisation de la déformation dans ce réseau est un processus très lent qui se développe à l'échelle des temps géologiques, comme conséquence de l'action répétée de nombreux séismes.