

## **COURS / TP 2: LES MARQUEURS D'UN DOMAINE OCÉANIQUE DISPARU PAR SUBDUCTION**

### **Bilan du TP1**

Les Alpes sont découpées selon la lithologie et les accidents tectoniques en différentes zones d'axes N-S et les données géophysiques montrent un empilement d'unités crustales lié à un mouvement de convergence entre deux plaques lithosphériques séparées préalablement par un océan.

## Une chaîne de montagnes est structurée en zones lithologiques

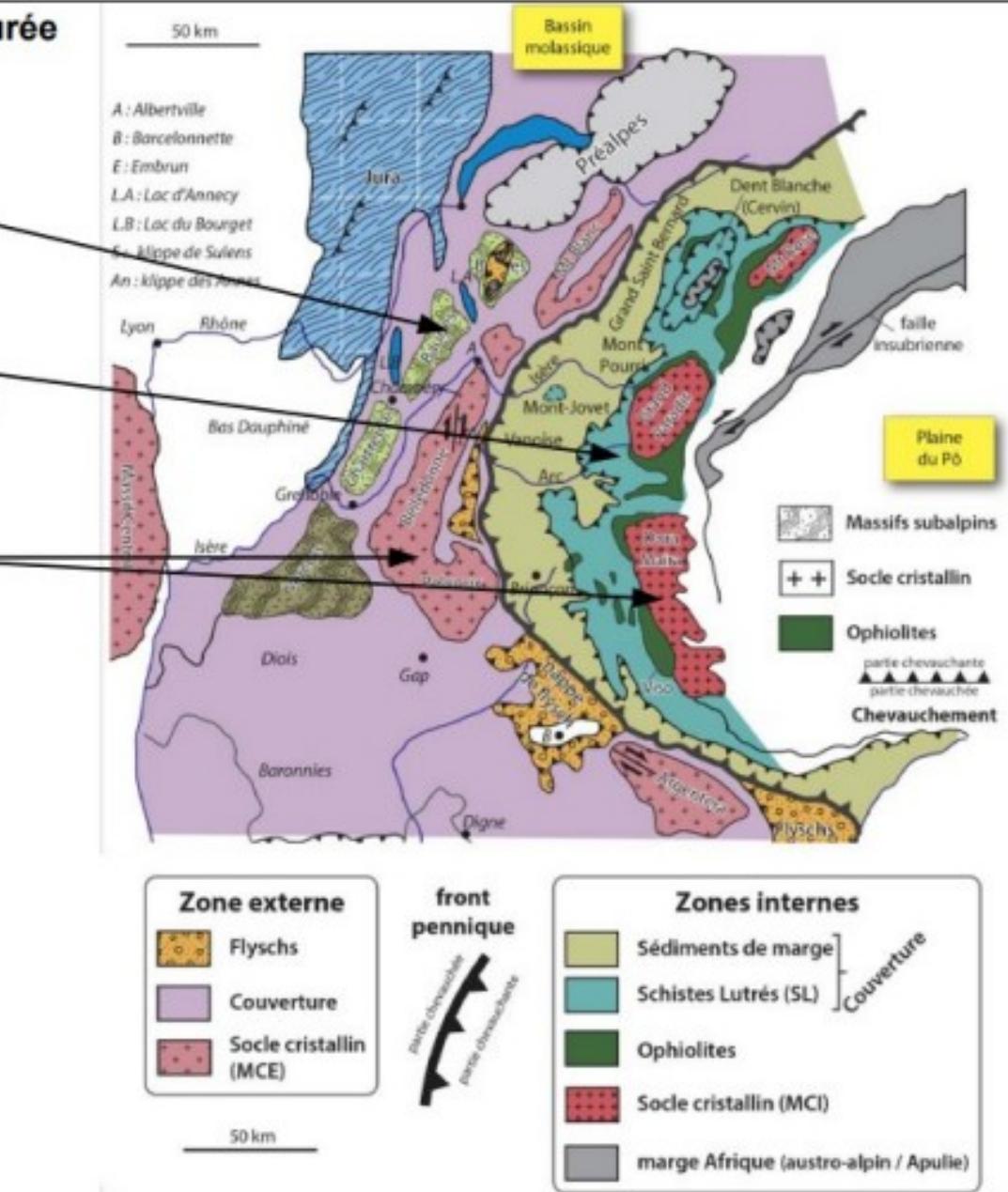
L'avant-pays est formé de roches sédimentaires marines

Une zone interne est formée de roches océaniques (sédiments + lithosphère océanique)

Des blocs fracturés de croûte continentale sont visibles dans la chaîne

Des roches métamorphiques sont observables, selon un gradient d'intensité en se progressant dans la chaîne

Des structures tectoniques sont observables, selon un gradient d'intensité en se rapprochant de la chaîne



→ Cette séance se fera à partir de l'étude de la carte d'Annecy au 1/250 000 (exercice préparatoire du TP1) et de Gap au 1/250 000



Carte d'Annecy au 1/250 000

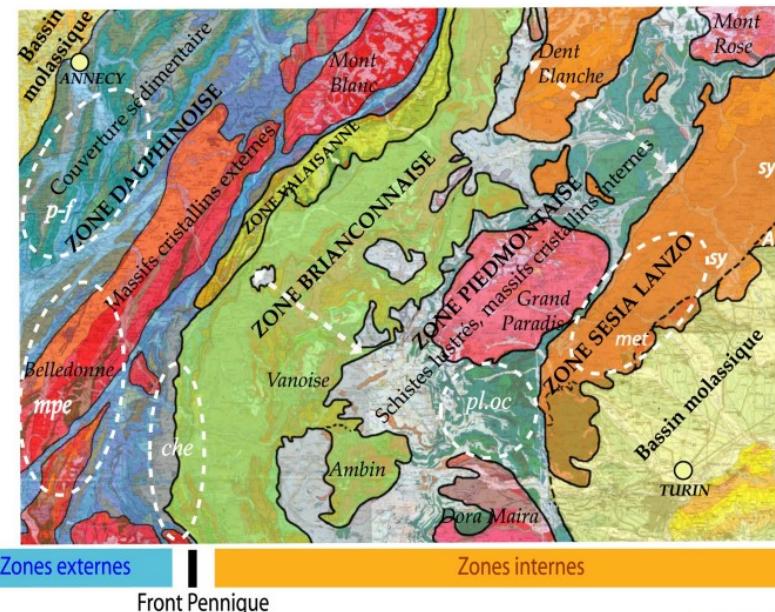


Schéma structural

## II. Les marqueurs d'un domaine océanique disparu et de ses marges

### 1. les vestiges d'une marge passive et d'une mer épicontinentale: paléogéographie de la zone Dauphinoise et de la zone Briançonnaise

#### Activité 1

→ Précisez de quoi sont constitués les massifs cristallins externes et internes

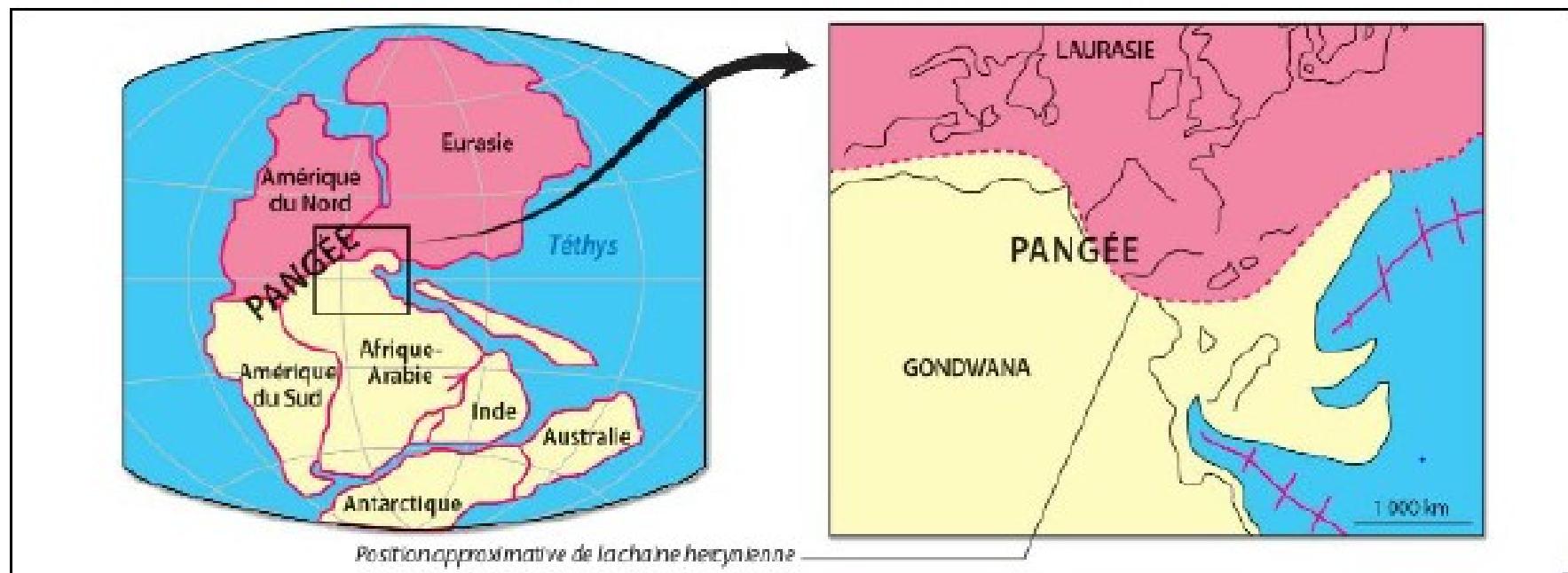
## 1.1 le socle européen est d'âge hercynien

Les massifs cristallins externes (Aiguilles rouges, Mont Blanc, Belledone, Pelvoux et Argentera) sont principalement formés de **granitoïdes associés à des gneiss et micaschistes**. Leur datation par radiochronologie donne une datation entre – 340 et – 300 Ma, ils ont donc des âges et des compositions chimiques voisines des granitoïdes constituant le **Massif Central paléozoïque**.

Il en est de même des massifs cristallins internes (Mont Rose, Grand Paradis et Dora Maira)

La formation de ces **granitoïdes et roches métamorphiques** s'est faite lors de **l'orogénèse hercynienne ou varisque** ayant menée à la fin du Permien, à la formation d'un **super-continent la Pangée**.

Le socle cristallin est recouvert de dépôts sédimentaires houillers carbonifères.



Document 1 : disposition des continents au début du Trias il y a 240 MA

## 1.2 ce socle est découpé en blocs basculés

### Activité 2 :

→ Dans la partie Sud Ouest de la carte d'Annecy (cf zone « mpe » sur le schéma structural), autour des massifs de Belledonne et des Grandes Rousses, et dans la partie Nord Ouest de la carte de Gap, entre les massifs de La Mure, Taillefer et des Grandes Rousses, observez la disposition de la couverture sédimentaire mésozoïque, des massifs cristallins et des failles.



Carte d'Annecy au 1/250 000



Zones externes

Front Pennique

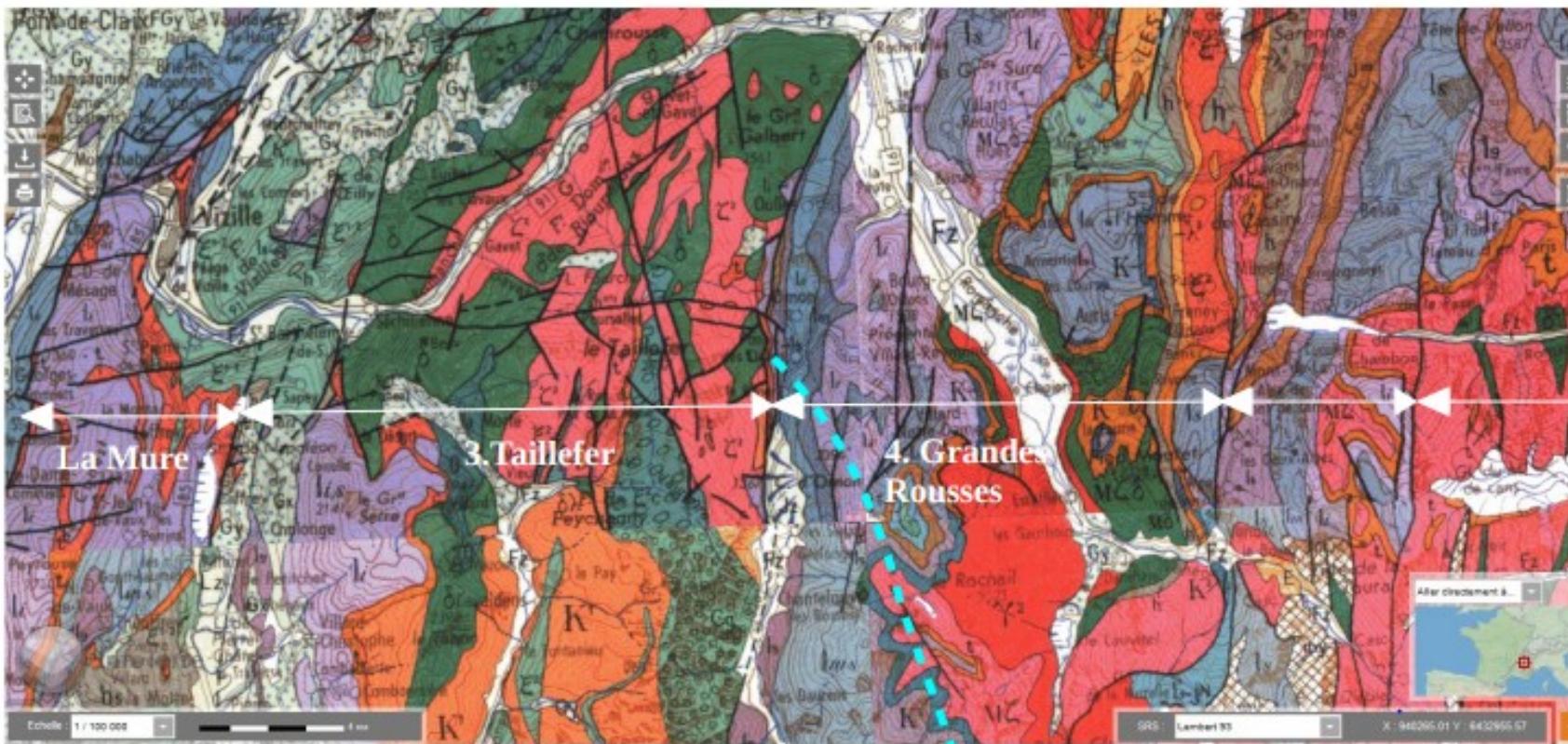
Zones internes

<http://www.sism.ensmp.fr>

Schéma structural



Sud Ouest de la Carte d'Annecy au 1/250 000



Document 2 : extrait de la carte de Gap au 1/100 000 et schéma d'interprétation ci dessous

**Au sud est du Massif de Belledone**, on observe une alternance entre les sédiments mésozoïques (Trias, Lias et Jurassique moyen), le socle hercynien, et des jeux de failles normales (et qui ont souvent rejoué en inverse) découplant ces massifs.

On interprète ces successions comme étant des **blocs basculés témoins d'une marge passive**.

**Chaque bloc fait une dizaine de kilomètres de large et est séparé des autres blocs par des failles normales qui s'incurvent en profondeur**. Cette incurvation au niveau de la transition ductile/cassant de la croûte continentale permet la rotation des blocs, on parle de **failles listriques**.

La plupart des blocs basculés présentent des restes de la couverture sédimentaires qui les recouvrait.

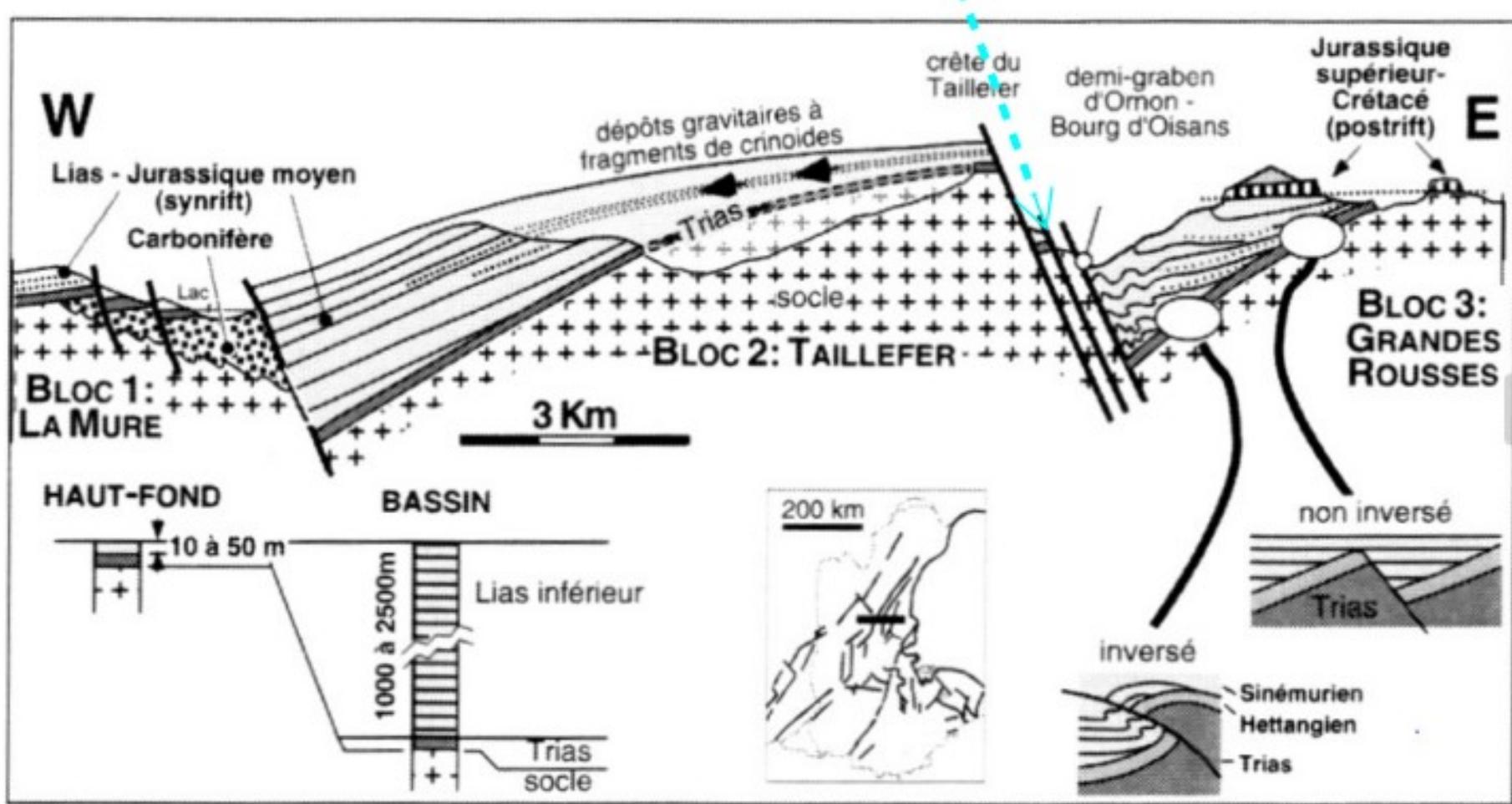
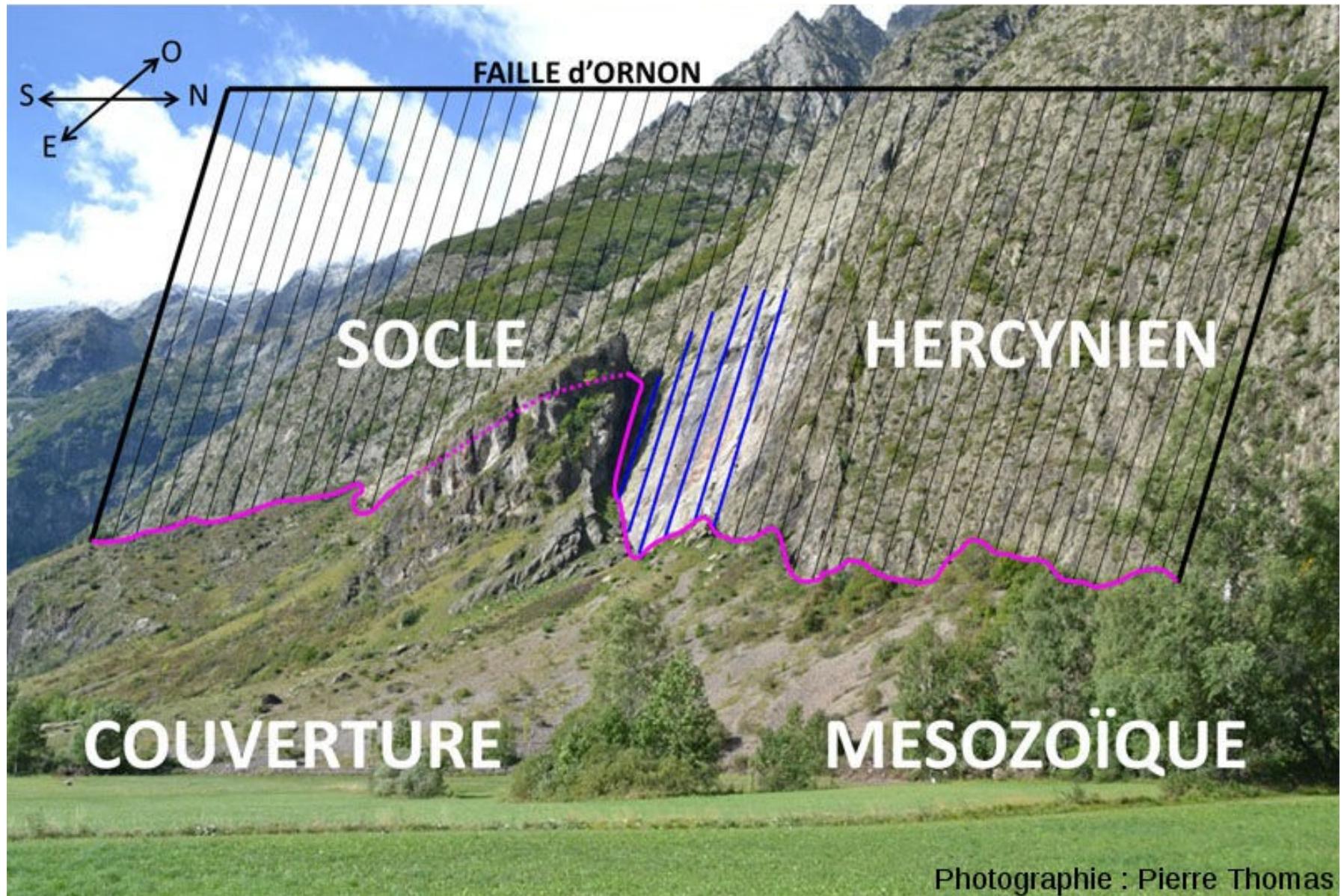
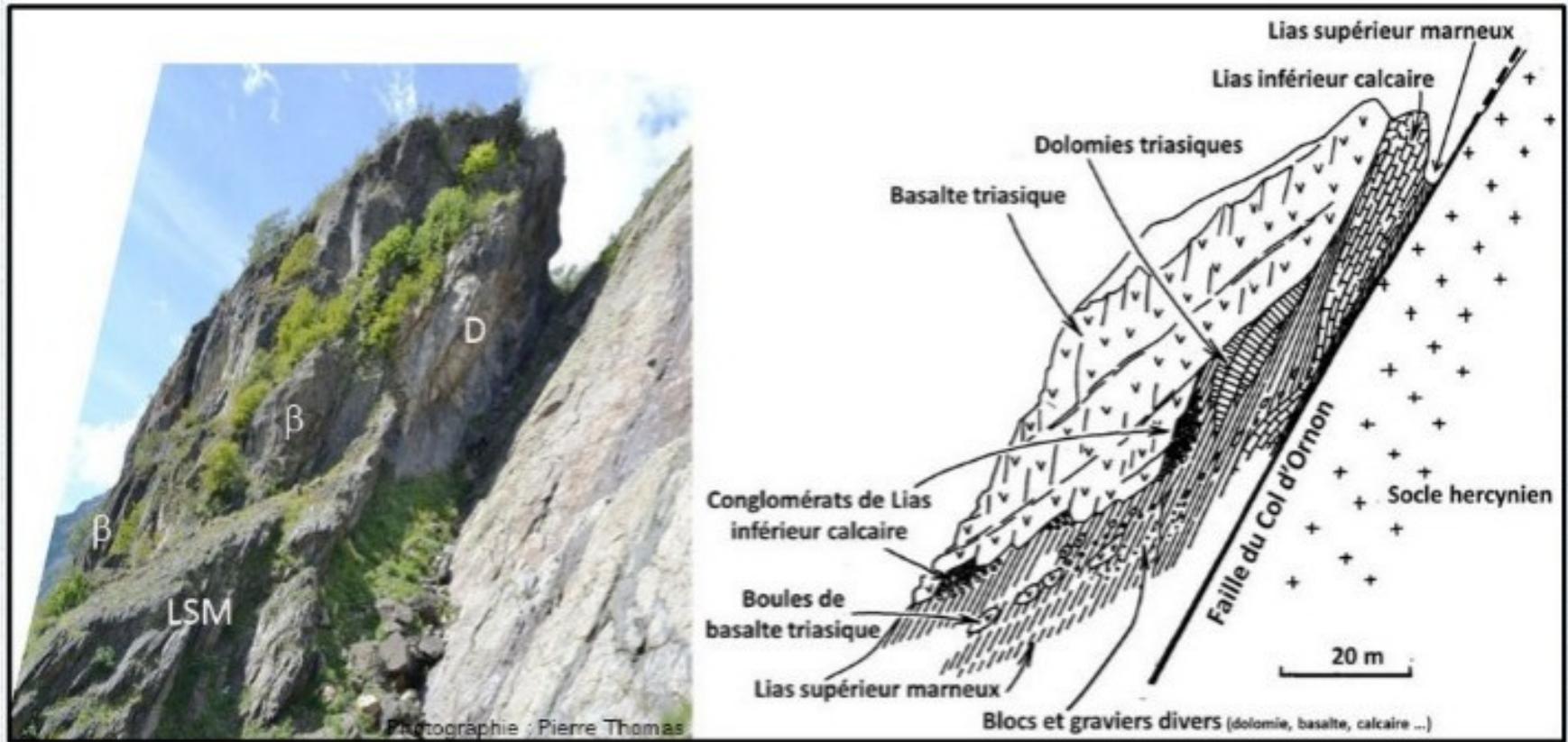


Schéma d'interprétation

## Étude du col d'Ornon, région de Bourg d'Oisans



Photographie : Pierre Thomas



Document 3 : interprétation de la faille du col d'Ormon montrant le contact anormal entre le socle hercynien et les dépôts sédimentaires mésozoïques

Ouest

Est

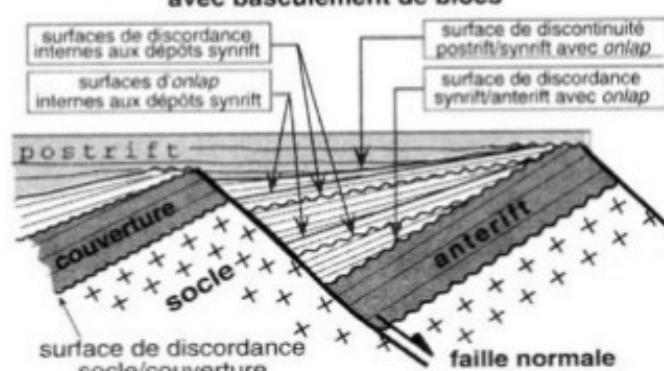


Document 4 : photographie montrant la limite entre deux blocs basculés dans le paysage

L'étude de la géométrie des dépôts sédimentaires au niveau de ces blocs permet de dater le rifting.

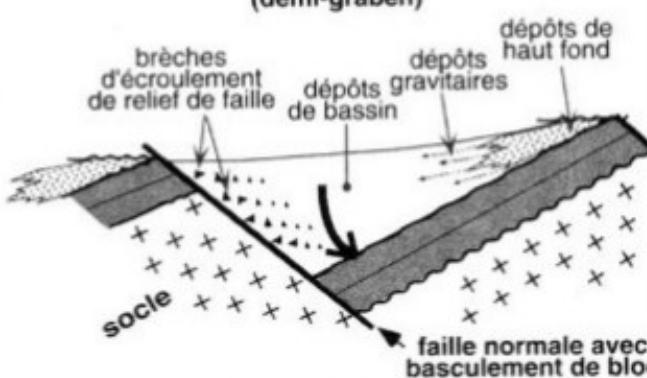
### types de surfaces dans les dépôts synrift

avec basculement de blocs



### types de dépôts synrift

(demi-graben)



Signatures sédimentaires de la tectonique d'extension (in Lemoine)

### Activité 3 :

Expliquer d'après le document 5, comment l'étude des dépôts sédimentaires au niveau des blocs basculés permet de dater le rifting.

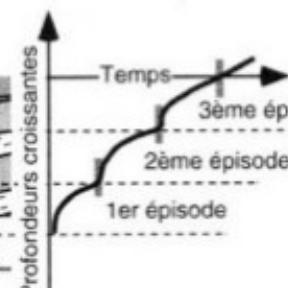
### dépôts POST-RIFT (argiles)

### formations ANTE-RIFT

sédiments déposés pendant une période d'activité des failles et de rotation des blocs: dépôts détritiques gravitaires

sédiments déposés pendant une période de calme tectonique (argiles)

### dépôts SYN-RIFT



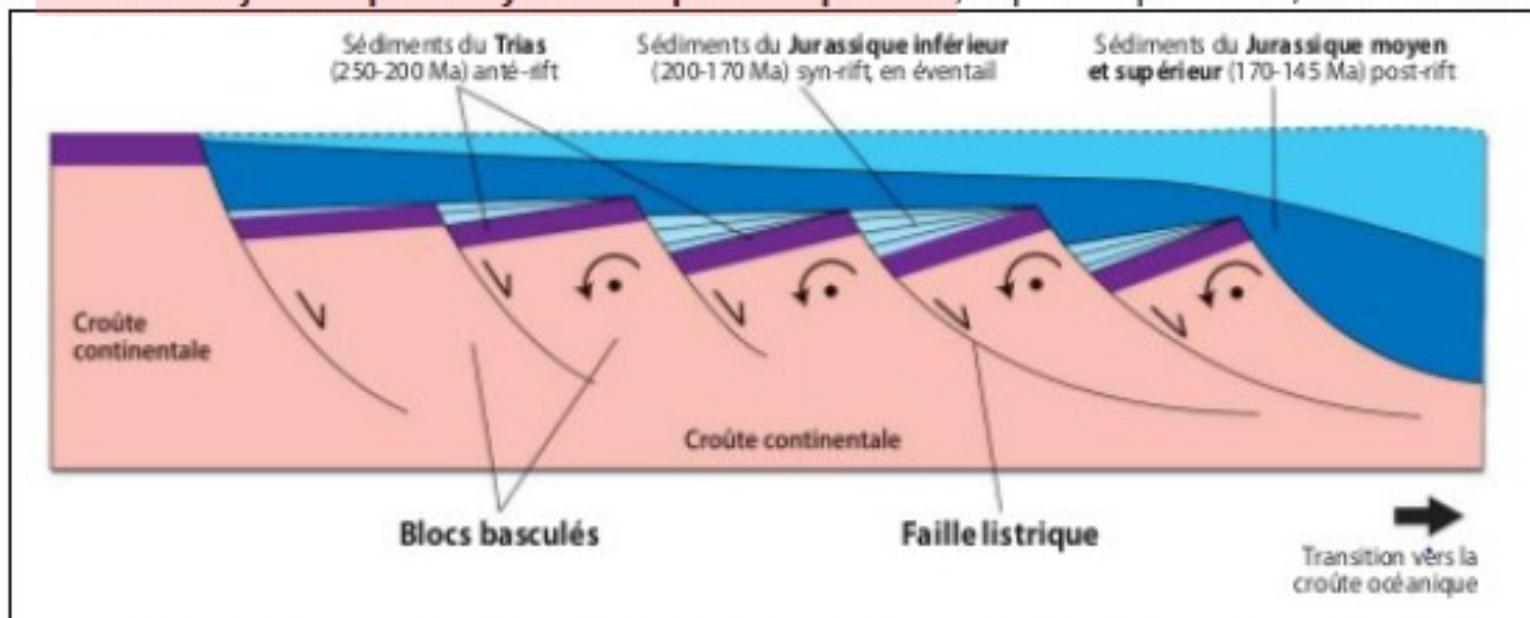
courbe de subsidence et épisodes successifs du rifting

Enregistrement dans les sédiments du caractère saccadé du rifting (in Lemoine)

Chaque épisode tectonique distensif (rotation de bloc et fonctionnement de faille normale) déclenche le dépôt d'intercalations détritiques dans l'hémi-graben, et notamment des turbidites dont les bancs successifs sont des grains de plus en plus fins en allant vers le haut.

Selon leur géométrie, on distingue trois types de sédiments permettant de dater le **rifting** :

- les **sédiments trias pré-rift**, déposés **avant le rift**, constitués de **couches parallèles au socle du bloc basculé**,
- les **sédiments lias (jurassique inférieur) syn-rift**, déposés **durant le rift**, disposés les uns au-dessus des autres **en éventails**,
- les **sédiments jurassiques moyens et supérieurs post-rift**, déposés **après le rift**, **horizontaux**.



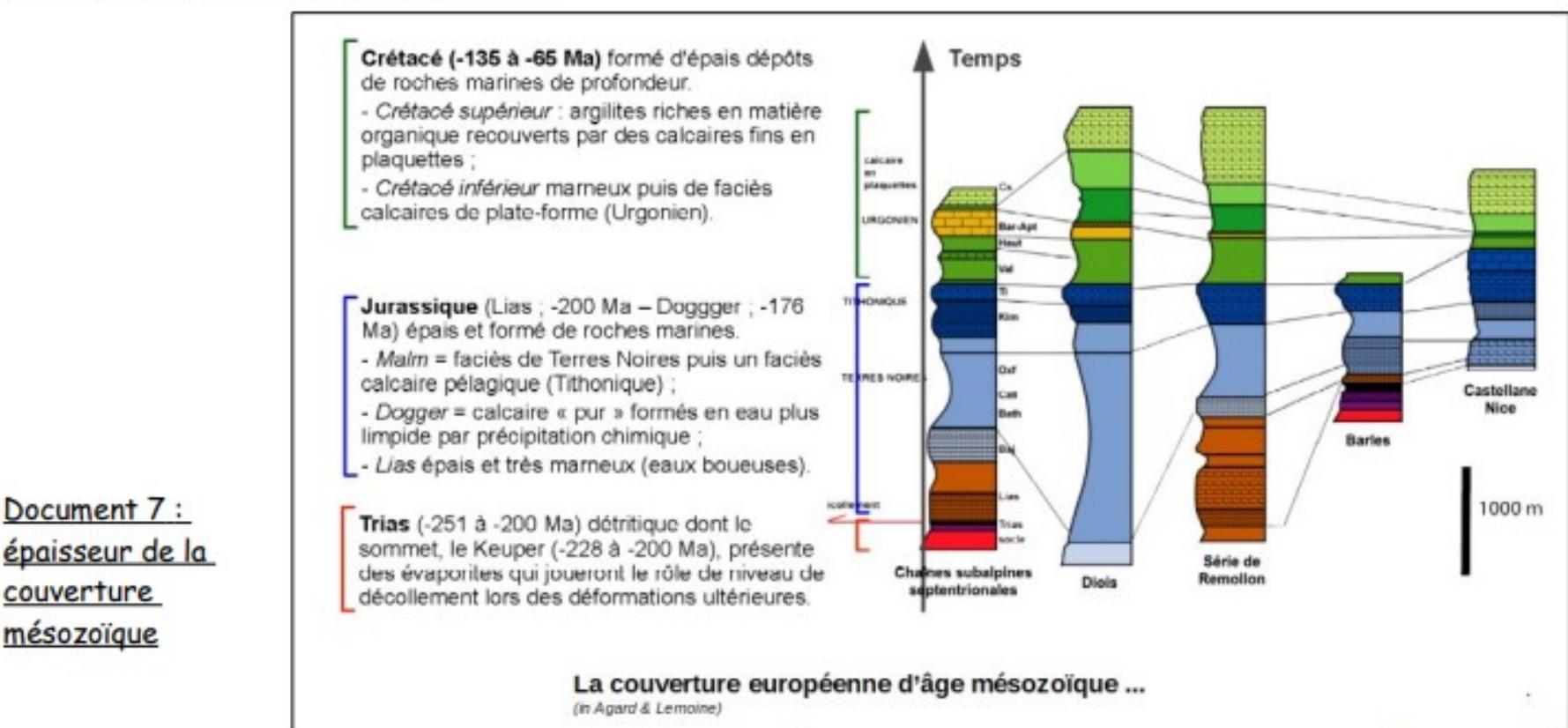
Document 6 : schéma d'interprétation des dépôts sédimentaires au niveau des blocs basculés

## 1.8 les vestiges d'une mer épicontinentale

L'exploitation des archives sédimentaires et l'étude des fossiles de faciès, le long de la zone dauphinoise permet de reconstituer les paléoenvironnements.

### Activité 4 :

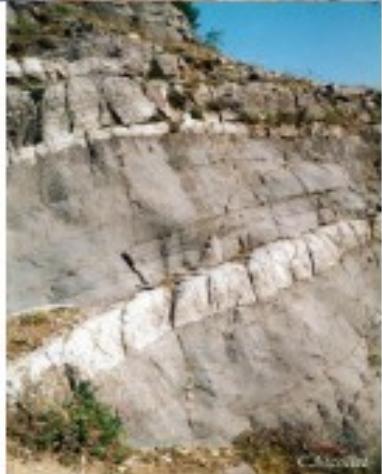
→ A l'aide de la notice de la carte d'Annecy, du document ci dessous et de vos connaissances de 1<sup>e</sup> année, différencier la nature des sédiments de la couverture mésozoïque et leurs fossiles et faire le lien avec les paléoenvironnement dont ils témoignent.



- Au Trias (-251 à -200 Ma), les sédiments sont des **roches détritiques et des évaporites** qui témoignent d'un **environnement peu profond, souvent émergé**, bassin de recueillement des produits d'érosion de la chaîne hercynienne voisine.



Fentes de dessiccations



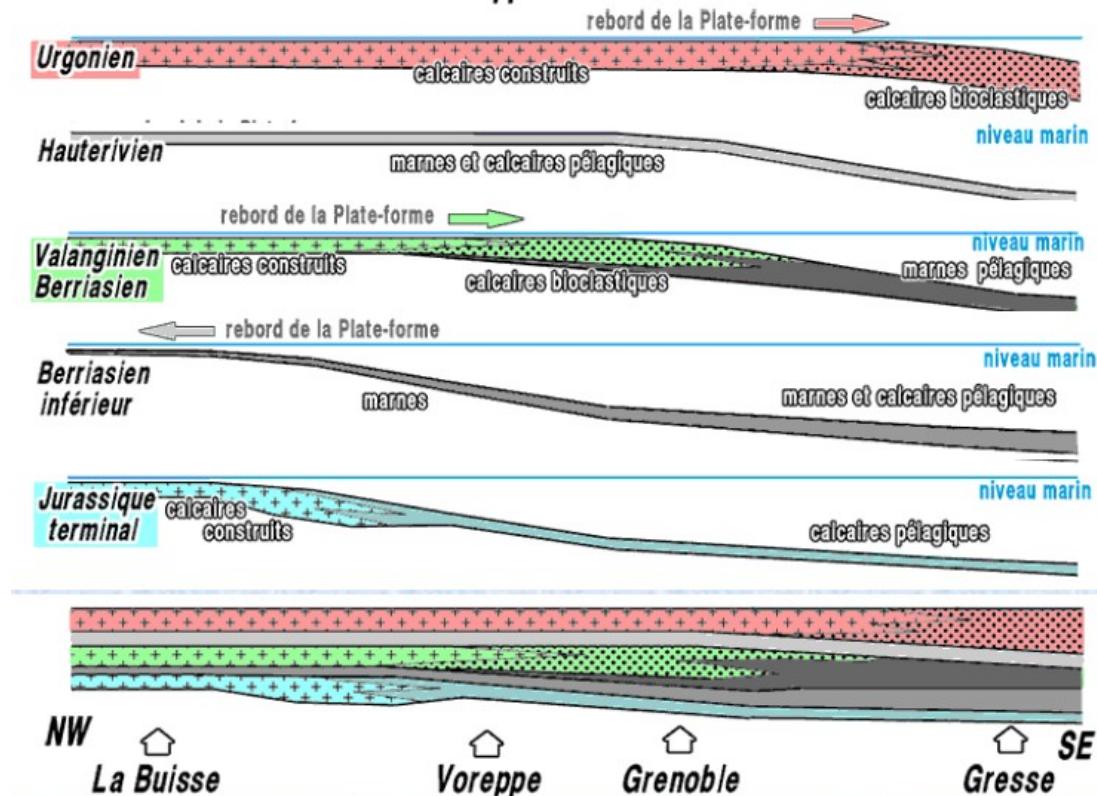
Dolomies et  
fantômes de gypses

Domaine souvent  
émergé au Trias

### - Au Jurassique (-200 à -176 Ma)

Ma) épais, la sédimentation marine montre des boues puis des calcaires témoignant d'un milieu pélagique correspondant à une mer épicontinentale. Il y a donc eu **augmentation de la profondeur et une subsidence marquée provoquée par le rifting.**

- Au Crétacé (-135 à -65 Ma), les sédiments urgoniens (Crétacé inférieur) de la zone Dauphinoise externe contiennent des rudistes témoignant d'un milieu récifal, donc une mer chaude peu profonde au niveau d'une plate forme, alors que plus à l'est vers la zone briançonnaise, les dépôts sont plus épais et suggèrent des hauts fonds océaniques.



Reconstitution de l'histoire de la zone Dauphinoise  
d'après les archives sédimentaires



**Urgonien (Crétacé inférieur)**  
Calcaires avec Foraminifères,  
Gastéropodes et Rudistes  
(milieu récifal)

→ Mer chaude peu profonde (200 m maximum)

## Tithonique (Jurassique Supérieur)

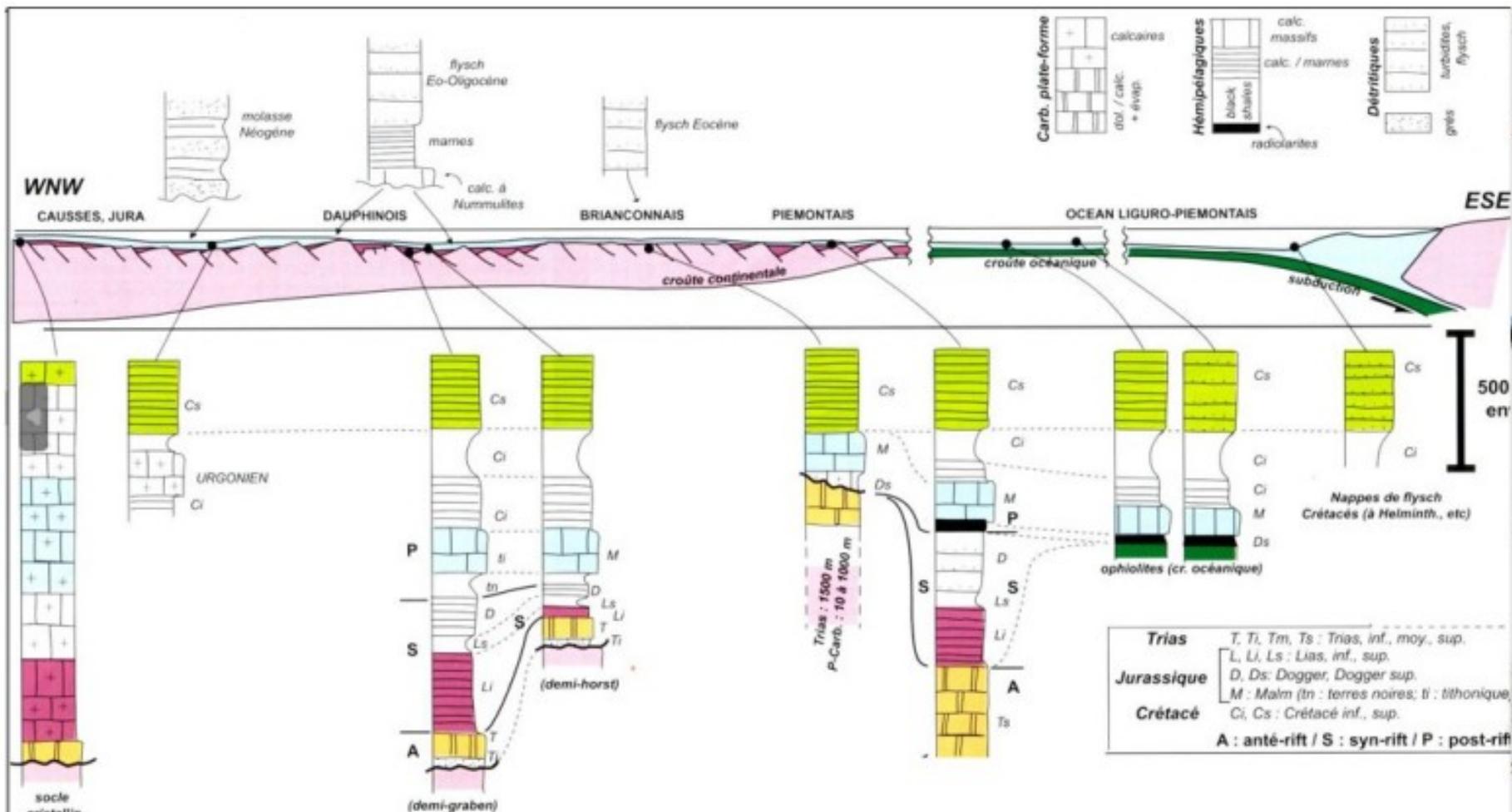
## Calcaire à Calpionelles

→ Milieu pélagique, mer épicontinentale

**Trias (non visible ici):**  
sédimentation détritique et  
évaporitique (zone peu profonde,  
émersion fréquente)

Photo A. Hummel

En conclusion, les sédiments de la couverture mésozoïque témoignent d'une augmentation de la colonne d'eau que seul le phénomène de **rifting** suivi d'expansion océanique (**drifting**) peut expliquer.

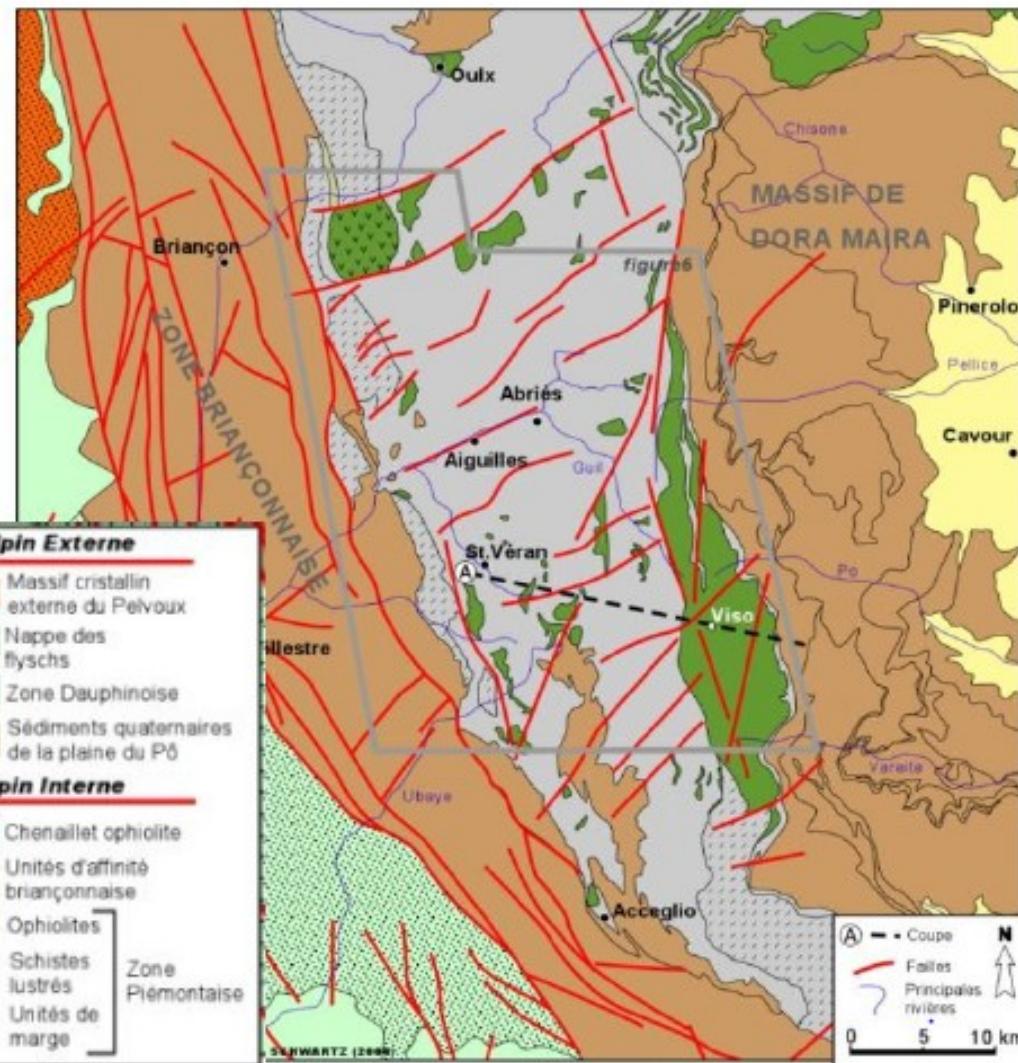


### Document 8 : synthèse stratigraphiques des sédiments alpins mésozoïques

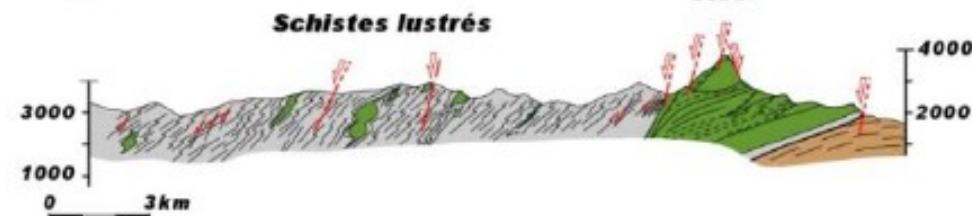
Remarque : dans plusieurs régions, les dépôts dans le briançonnais sont marqués par des lacunes fréquentes, des dolomies avec fantômes de gypse et des fentes de dessications, montrant le côté émergé de plusieurs régions, cela témoigne de la formation d'une péninsule dite « île Briançonnaise » correspondant à un épaulement du rift que la mer ne submergeait qu'épisodiquement.

## 2. les vestiges d'un ancien domaine océanique : paléogéographie de la zone Liguro-piémontaise

La zone liguro-piémontaise est constituée par deux ensembles juxtaposés, la partie la plus occidentale est à dominante sédimentaire et correspond aux unités de **Schistes Lustrés** qui peuvent être assimilées à un paléoprisme d'accrétion et qui reposent sur des unités ophiolitiques dans la partie plus orientale.



Document 9 : Carte et coupe géologique de la partie sud des Alpes occidentales.



### Activité 5 :

→ Retrouvez les témoins du plancher océanique sur la carte d'Annecy ((cf zone « pl oc » sur le schéma structural) et précisez les caractéristiques de la couverture sédimentaire.



Carte d'Annecy au 1/250 000

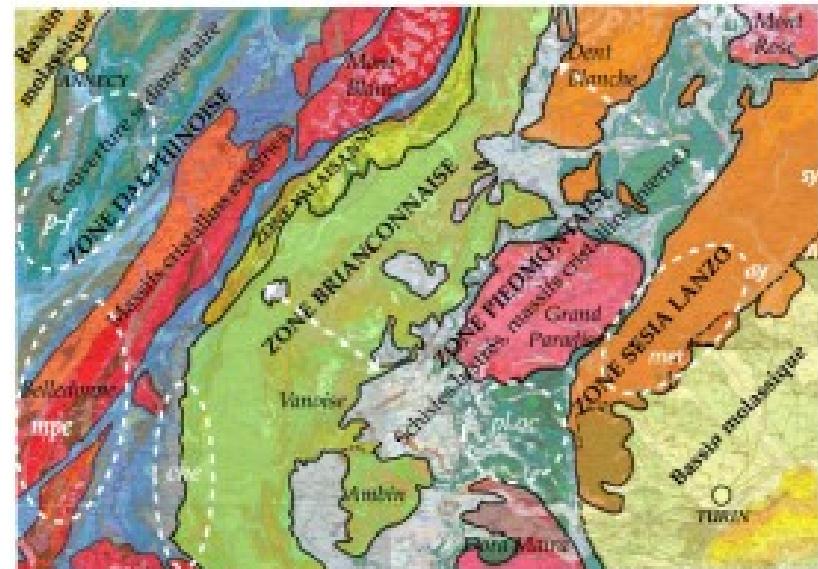


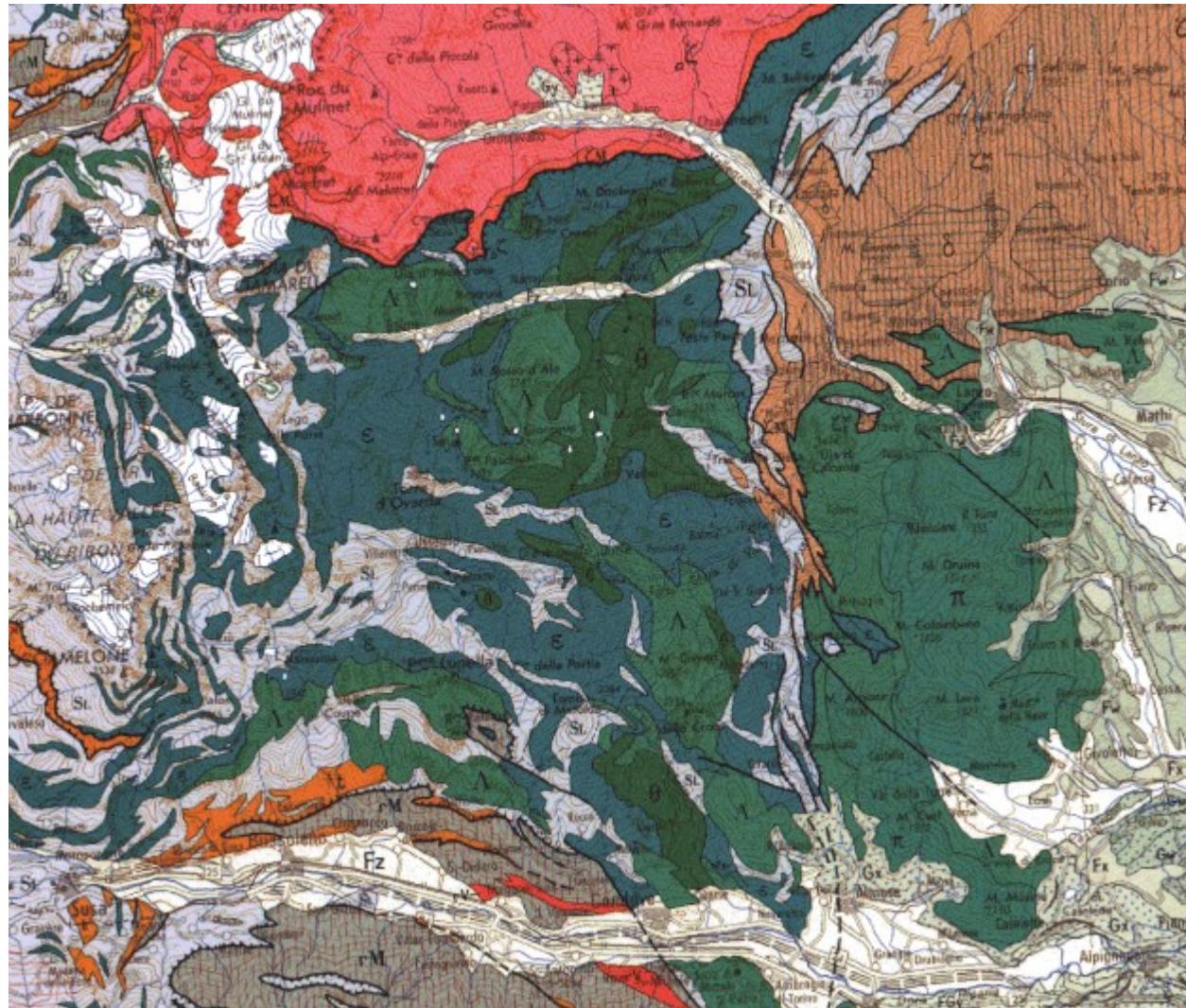
Schéma structural

Les métagabbros récoltés dans la partie orientale de la zone liguro-piémontaise, en fonction du faciès métamorphique qu'ils présentent, correspondent aux deux types d'ophiolites possibles :

- les ophiolites du Queyras (St Véran doc 9) et du Mont Viso, présentent des métagabbros avec des paragenèses typiques des schistes bleus et des éclogites caractéristiques d'un gradient HP-BT : ces ophiolites ont donc été subductées puis exhumées en surface. (→ cf STG cours)

- les ophiolites du Chenaillet présentent des métagabbros avec des paragenèses typiques des schistes verts liées à l'hydrothermalisme au voisinage des dorsales mais ne présentent pas de minéraux témoins de HP-BT, : ces ophiolites ont donc été obductées

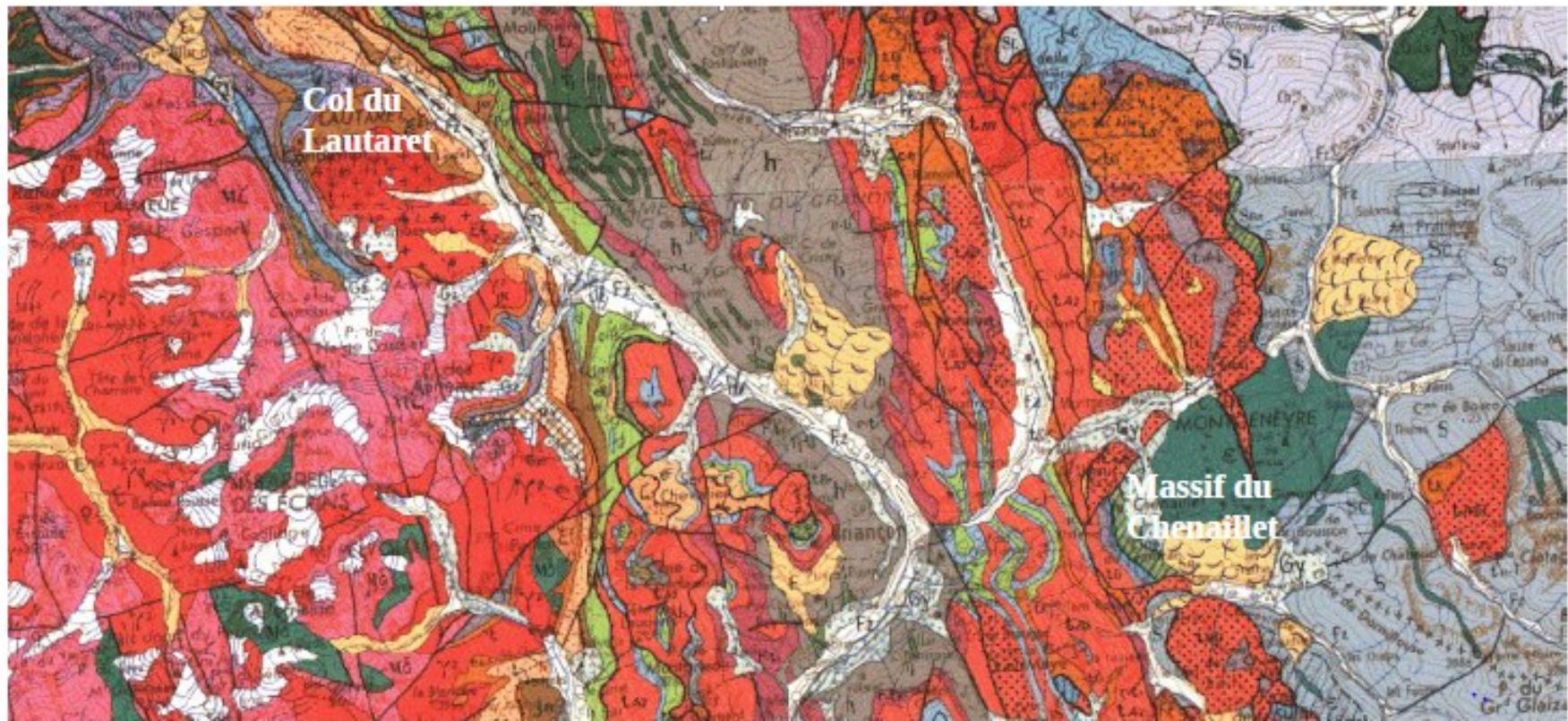
Les ophiolites sont donc le témoin de la disparition de l'océan alpin par subduction de la marge Européenne sous la marge Apulienne chevauchante.



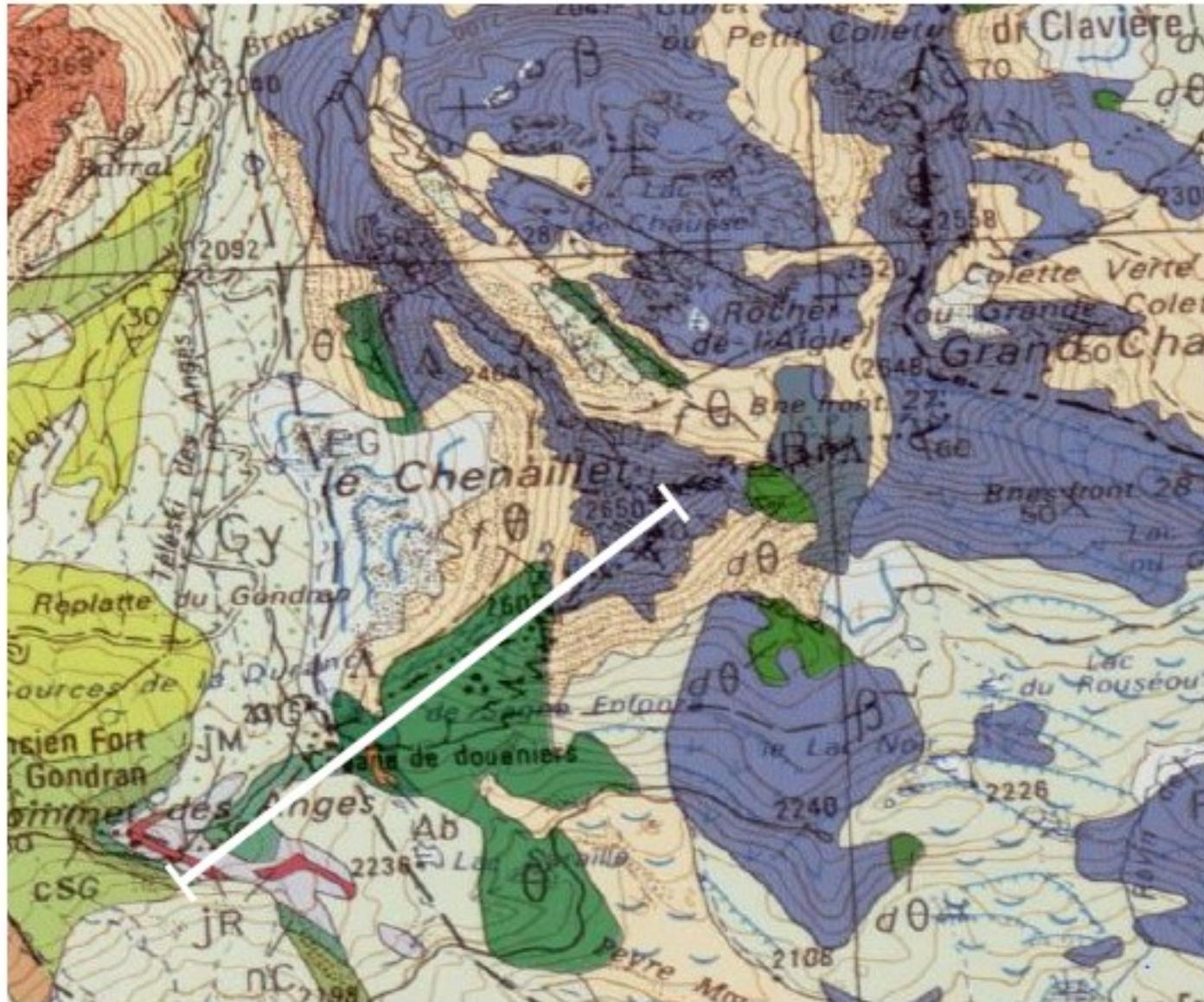
Région au Sud du Grand Paradis, Carte d'Annecy au 1/250 000

## 2.1 le socle océanique témoigne d'une dorsale lente

On trouve ainsi **dans la zone liguro piémontaise de nombreuses ophiolites plus ou moins métamorphosées témoignant de l'existence de l'océan alpin ou ligurien ou thétysien.**



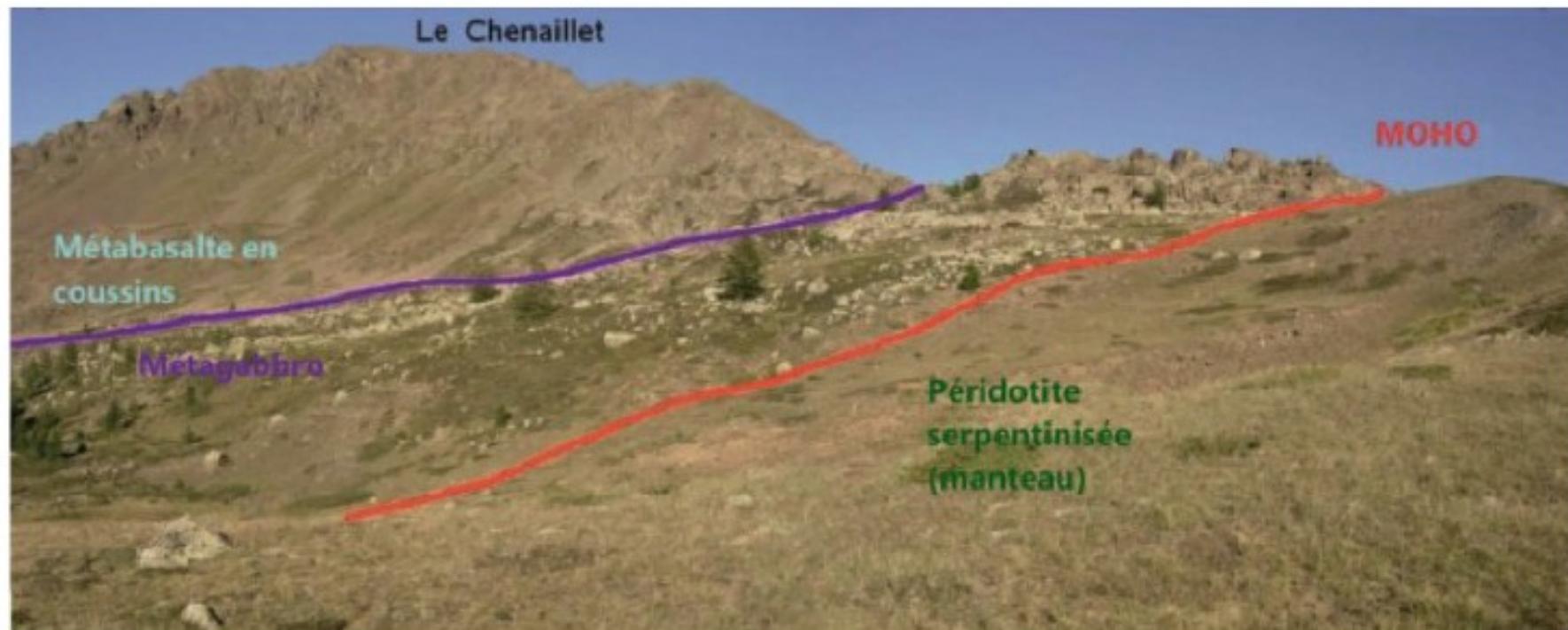
Document 10 : extrait de la carte de Gap au 1/250 000 et localisation du Chenaillet



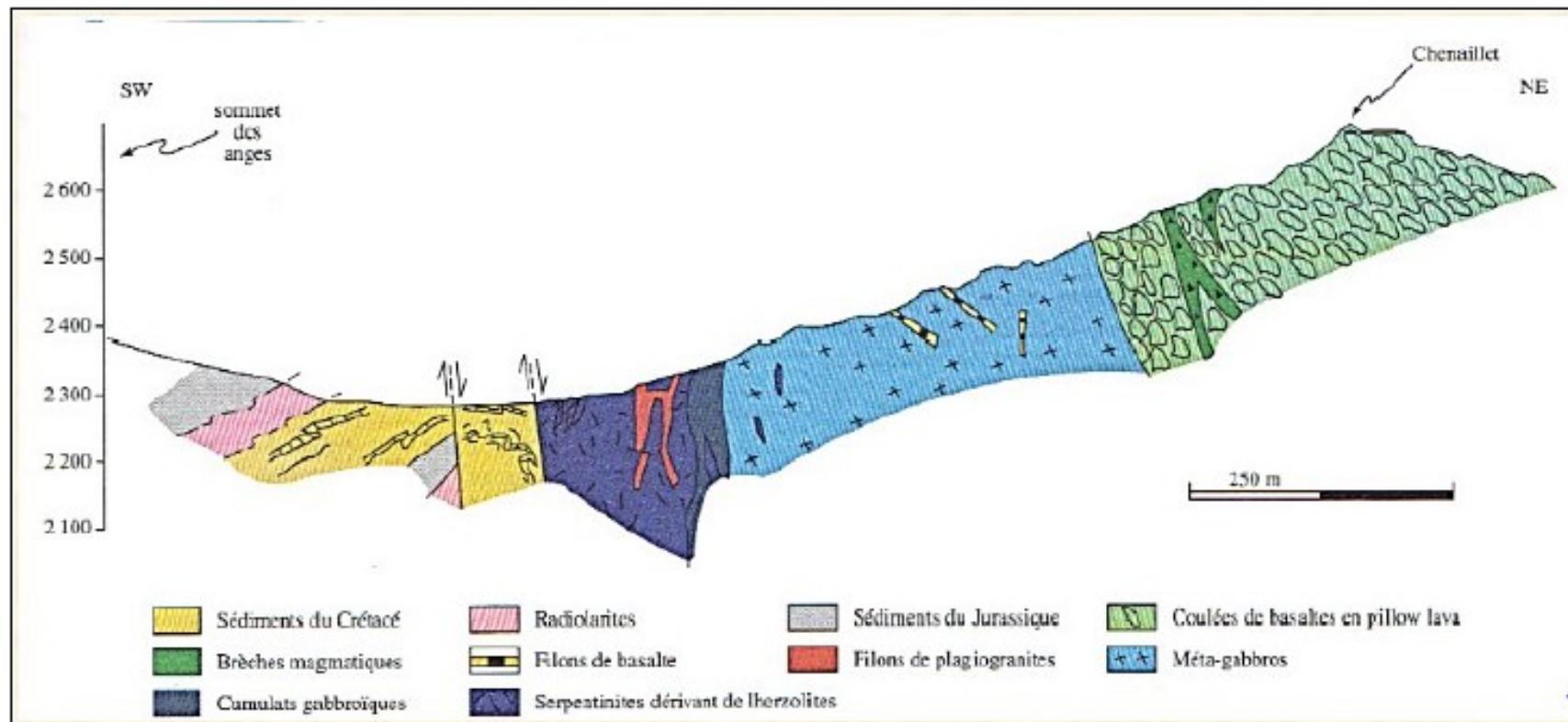
Document 11 : extrait de la carte de Briançon au 1/50 000

$\beta$  = basaltes,  $\theta$  = gabbros,  $\Lambda$  = péridotites

Les **ophiolites du Chenaillet** témoignent de l'activité d'une dorsale lente à ultralente, elles permettent d'observer au fur et à mesure qu'on les gravit des **serpentinites, des gabbros puis des basaltes en coussins plus ou moins métamorphisés, par endroits surmontés de radiolarites**. Ces dernières par le principe d'actualisme, attestent d'un **milieu marin relativement profond**.



Document 12 : photographie du paysage dans le massif du Chenaillet

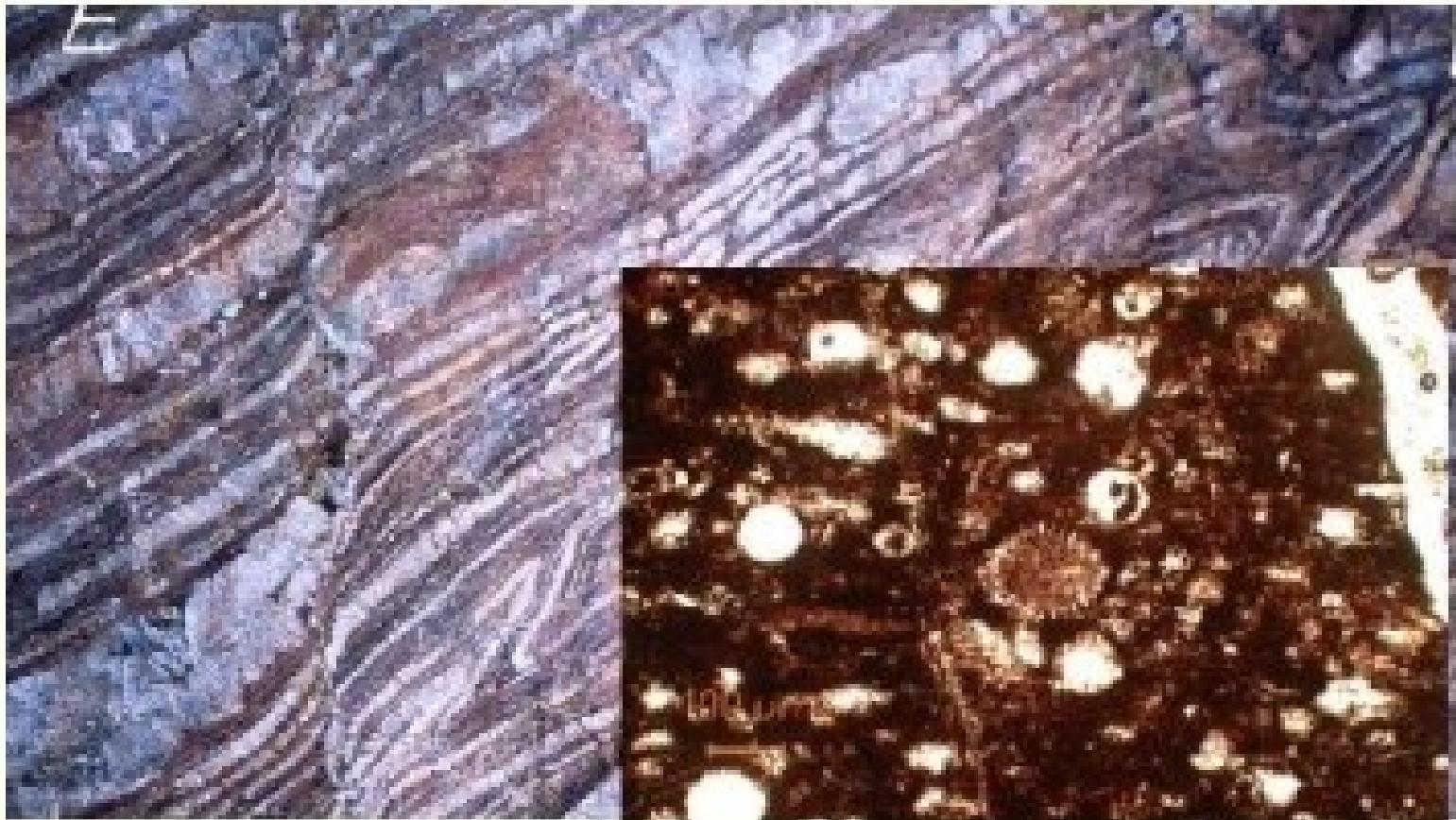


Document 13 : Coupe SO-NE au niveau du Chenaillet (cf doc 11)



*cliché M.GIDON*

Photographie de basaltes en coussins



## Radiolarite

Photographie de radiolarites en macro et au microscope

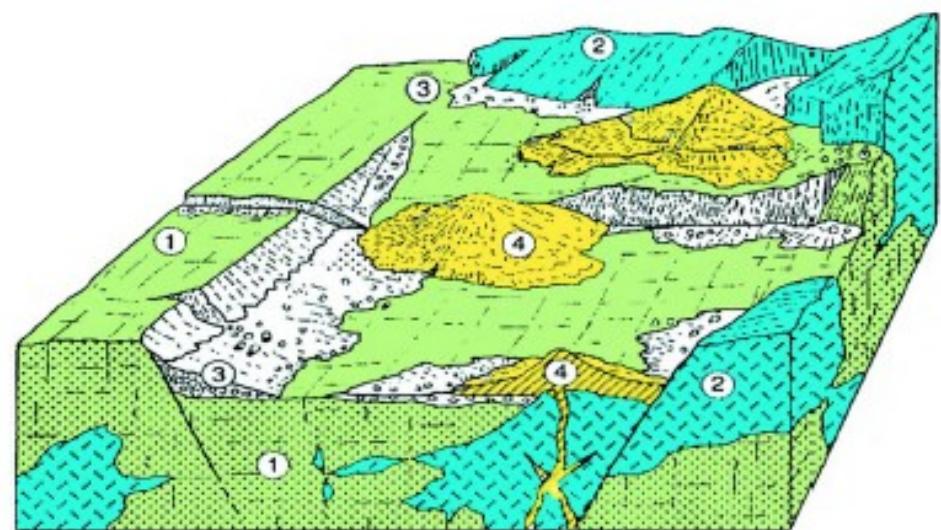
La croûte océanique de l'océan alpin est de faible épaisseur (moins d'1 km). La péridotite serpentinisée est parfois directement au contact avec des sédiments océaniques ce qui témoigne de l'absence de production de croûte en certaines portions. Cette péridotite est de plus de type lherzolithe, la dorsale de l'océan alpin présentait donc les caractéristiques d'une dorsale lente avec une faible production magmatique (similaire à la dorsale médio-Atlantique actuelle).

1 : manteau (lherzolite) serpentinisé ;

2 : gabbros intrusifs dans le manteau supérieur ;

3 : brèche de talus = produits de démantèlement des serpentinites et des gabbros ;

4 : volcans à laves en coussins (= pillow-lavas)



Document 14 : une proposition de reconstitution du fond de l'océan alpin : une dorsale lente (Lagabrielle)

Document 13 : une proposition de reconstitution du fond de l'océan alpin : une dorsale lente (Lagabrielle)

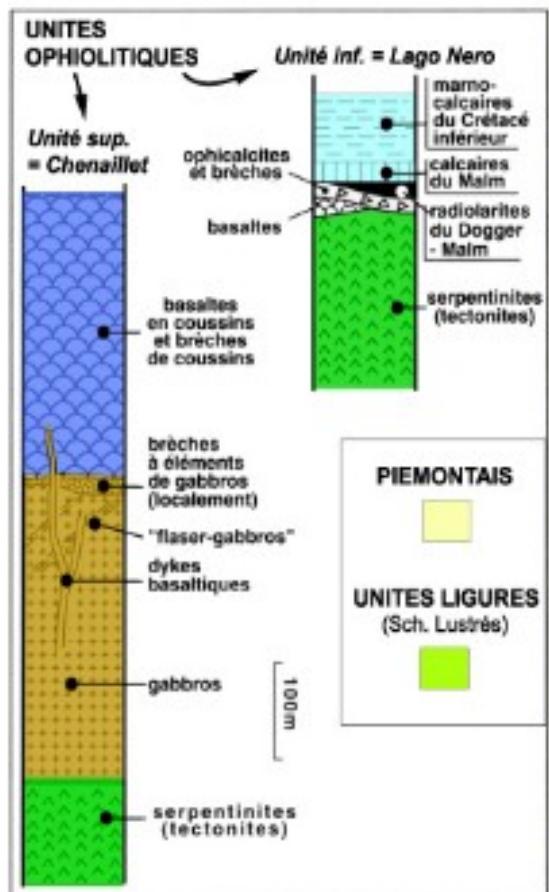
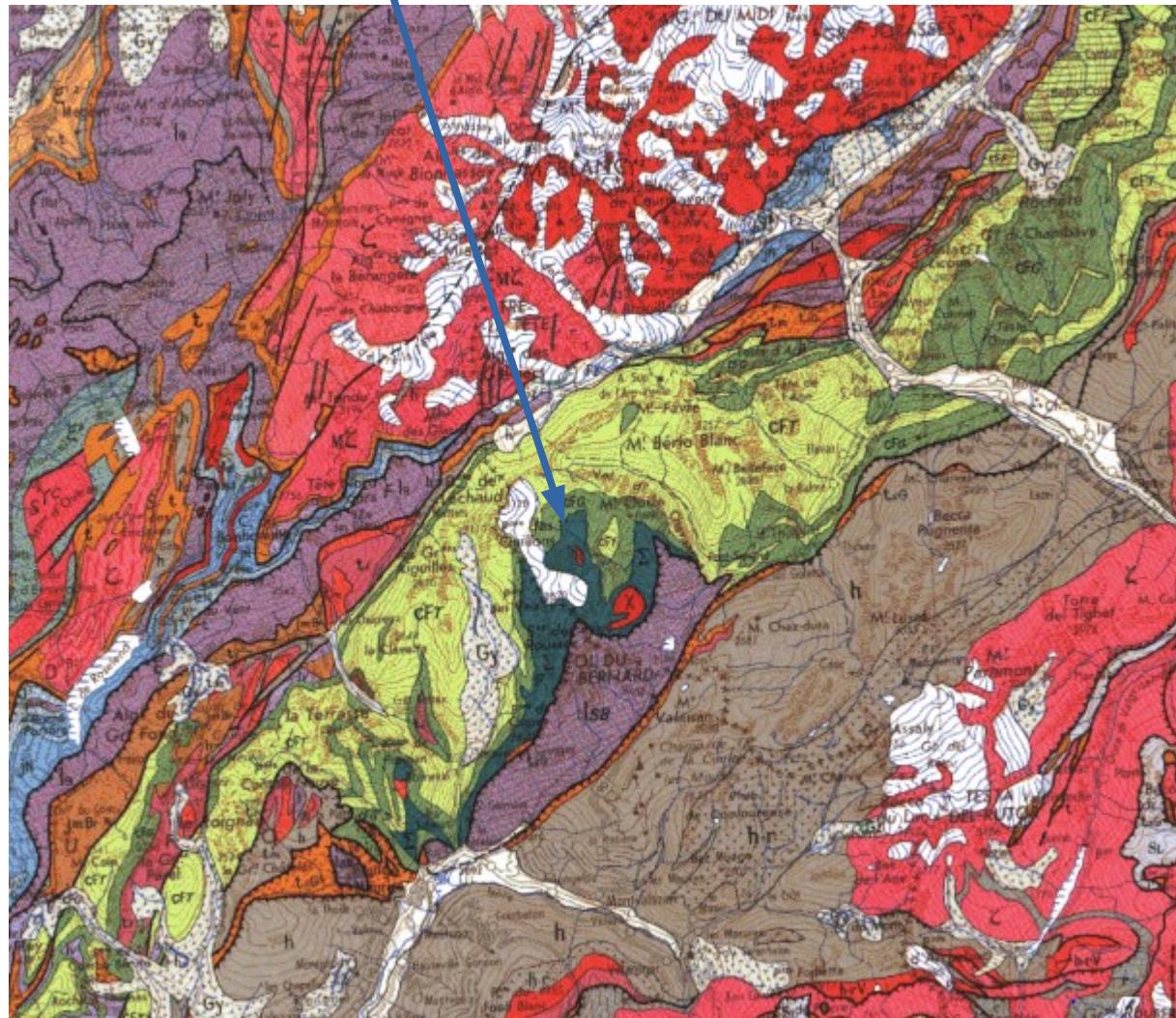


Schéma structural des ophiolites du Chenaillet ( Agard & Lemoine)

**Remarque :** dans la zone valaisanne, on remarque également la présence d'ophiolites. Ce sont des reliques d'un second océan, l'océan valaisan qui s'est formé au Crétacé moyen détachant de la plaque Europe, l'Ibérie, le bloc corso sarde et une partie de la zone briançonnaise. Sa durée de vie est courte, il disparaît par subduction dès la fin du Crétacé supérieur.



Zone de la Valaisane, Carte d'Annecy au 1/250 000

## 2.2 La couverture océanique, l'ensemble hétérogène des schistes lustrés

Les **sédiments** **originaires** de l'océan alpin sont des sédiments formés par un **mélange** de calcaire et d'argile. Par métamorphisme, l'argile **recristallise** en minéraux **feuilletés** et brillants, les **micas** à l'origine du terme de **schistes lustrés**.

Ces schistes reposent en discordance sur la zone briançonnaise par **chevauchement**, ils ne sont donc pas en place actuellement, ils **ont été** charriés lors de leur exhumation.

Ils **contiennent** des **radiolaires**, organismes siliceux pélagiques vivants actuellement dans des **eaux profondes et froides** **océaniques**. Ces radiolarites renforcent le modèle d'un océan alpin précédent la formation des Alpes.

Les premières **boues à radiolaires** qui scellent les coulées basaltiques dans les massifs ophiolitiques ont été **datées** paléontologiquement de la fin du **Jurassique** moyen (-160 Ma) et les **basaltes** ont été datés de façon absolue au niveau du **Jurassique supérieur** (-170 -130 Ma), cela permet de dater l'ouverture de l'océan alpin à la fin du Jurassique.

D'autres schistes lustrés sont datés du Crétacé et permettent de la même manière de préciser que **cette ouverture** s'est poursuivie jusqu'au Crétacé.

Le domaine des Schistes Lustrés correspond donc à l'accumulation d'importants volumes de matériel sédimentaire associé à des reliques de croûte océanique.

## Photographie de schistes lustrés contenant des radiolaires



Roche sédimentaire plissée.



radiolaire

Roche= radiolarite

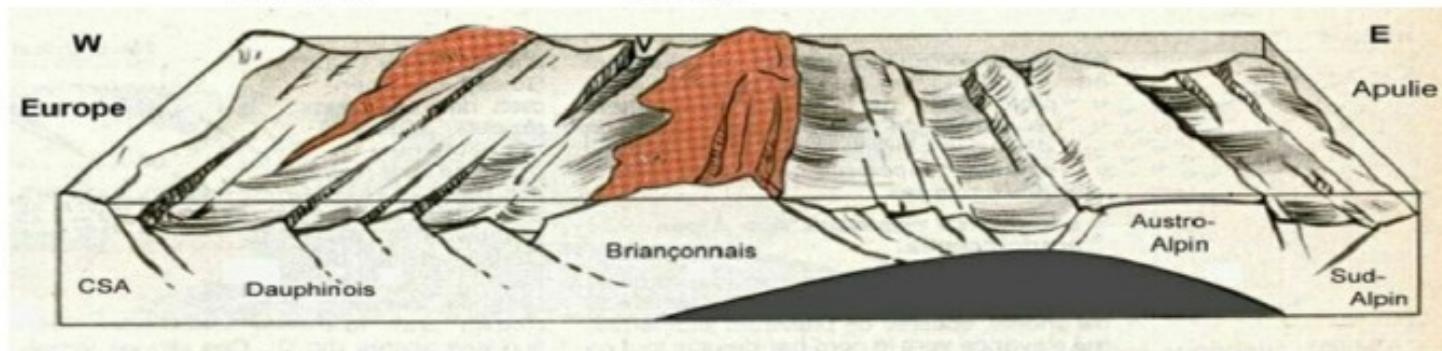
## En conclusion : reconstitution de l'histoire Alpine : l'ouverture de l'océan ligurien

### Zone dauphinoise:

Bloc basculés des massifs cristallins externes  
Sédiments anté-rift triasique

### Zone briançonnaise:

Lacunes de sédimentations triasiques  
Milieu souvent émergé



Au trias, début du rifting

### Zone dauphinoise:

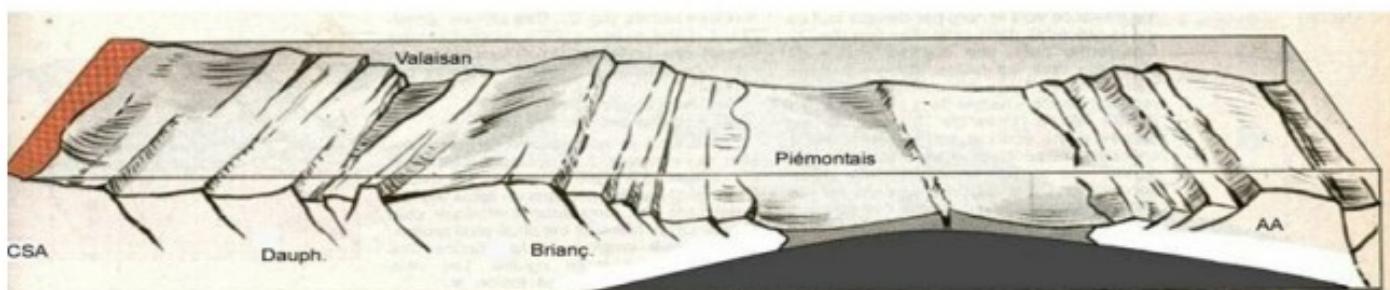
Bloc basculés des massifs cristallins externes  
Sédiments syn-rift jurassique

### Zone briançonnaise:

Lacunes de sédimentations jurassique  
→ Haut fond

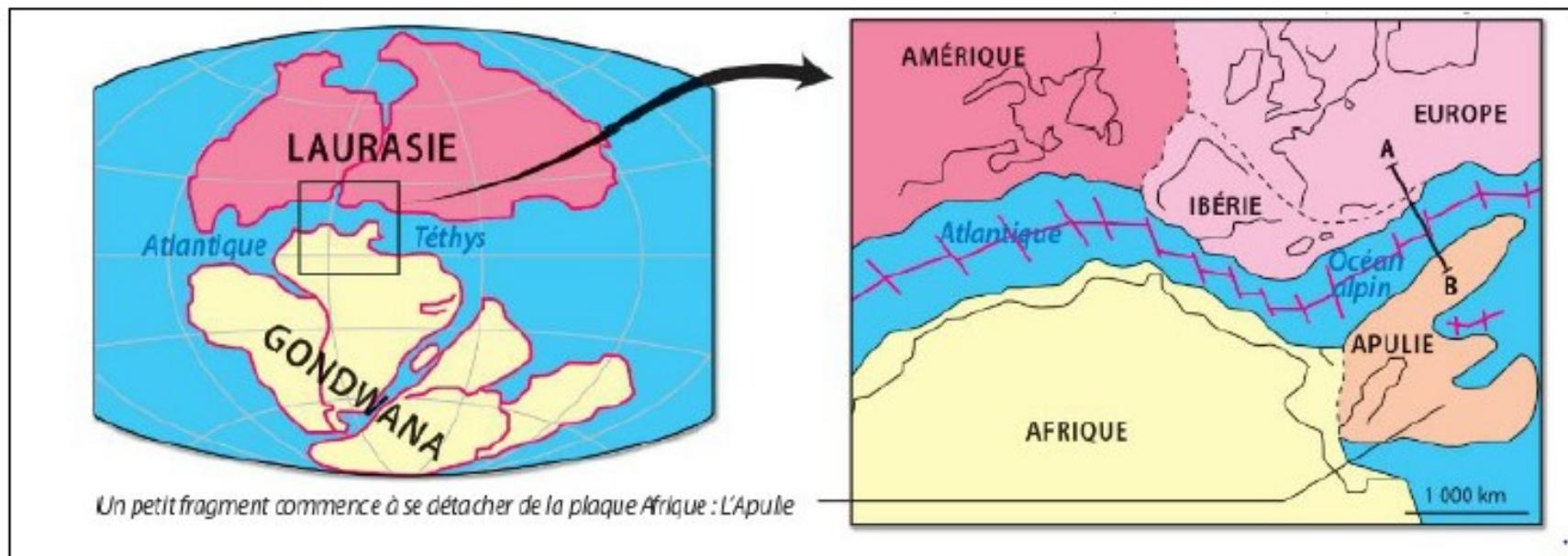
### Zone liguro-piémontaise:

Ophiolites  
Basalte de type MORB  
Sédiments océaniques



Formation d'une lithosphère océanique au Jurassique

Cet âge est en accord avec le modèle d'une ouverture couplée de l'océan ligure et de l'Atlantique central (reliés par la faille de transfert de Gibraltar).



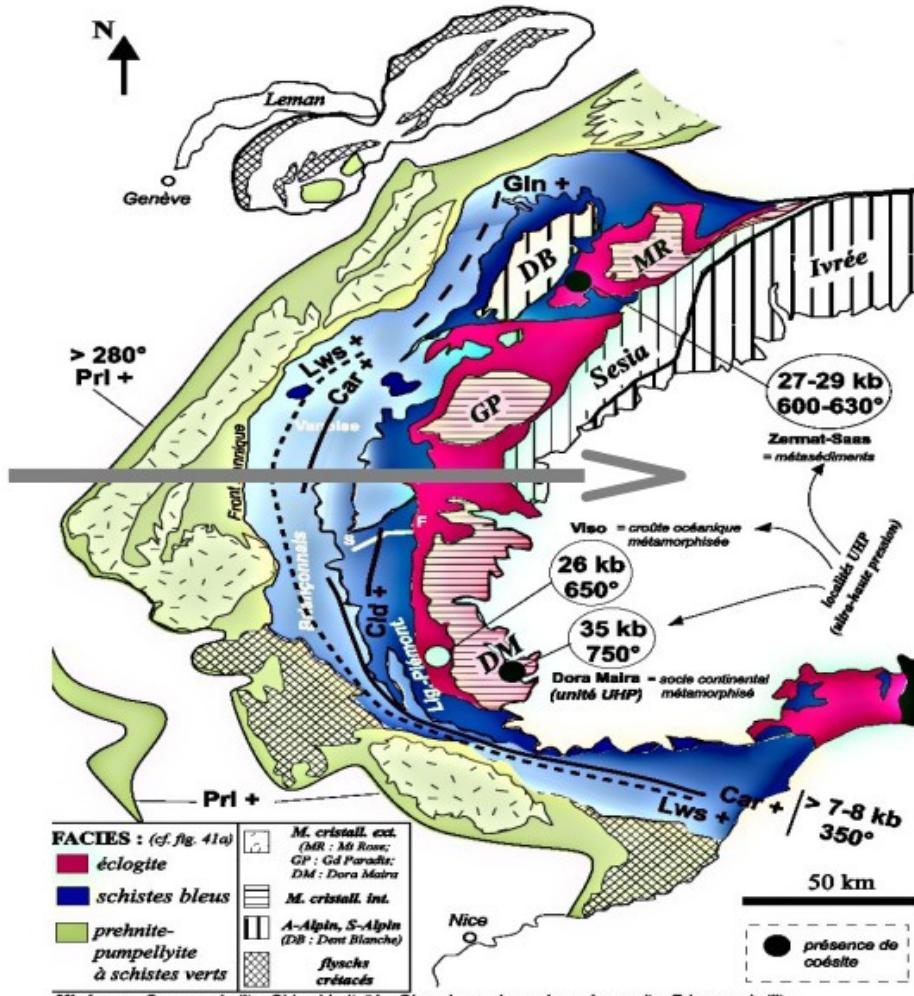
Document 15 : formation de l'océan alpin et position des continents au milieu du Jurassique (-165 Ma)

### III. Les marqueurs d'une subduction océanique puis continentale → cf STG cours et TP

#### Activité 6 :

→ Décrivez le métamorphisme dans les Alpes au niveau des différentes zones et précisez à quel gradient il correspond.

#### 1. Les marqueurs de la subduction océanique au niveau de la zone piémontaise



Document 15 : Gradient de métamorphisme dans les Alpes  
(Agard & Lemoine)

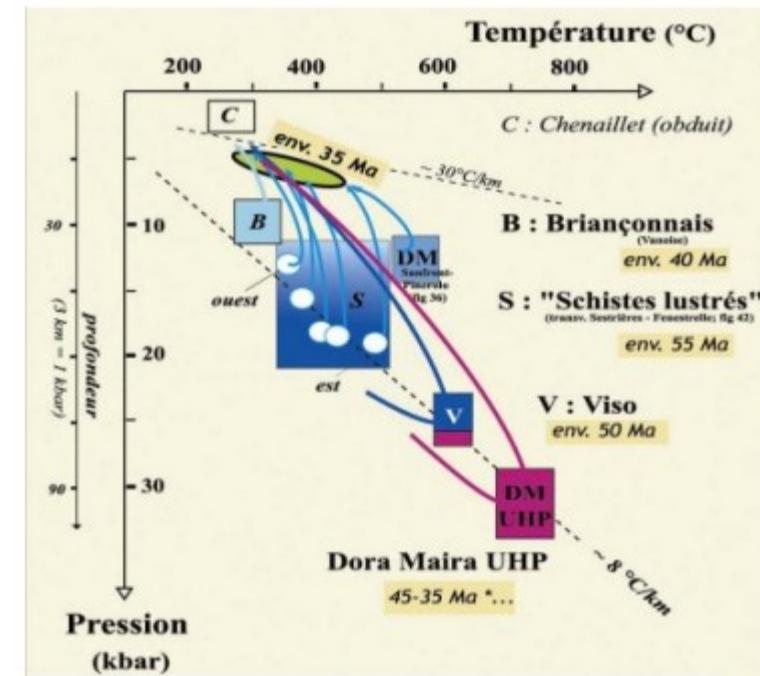
#### Gradient de métamorphisme Ouest → Est dans les Alpes (in Lemoine)

Couverture de la marge (Dauphinois & Piémontais) métamorphisée dans les faciès **schiste vert** (Ouest) et **schiste bleu** (Est) → métacalcaires = calcschistes = Schistes Lustrés liguro-piémontais.

Socle océanique métamorphisé dans les faciès **schiste bleu** et **éclogite** → métagabbros.

Socle européen de bas de marge (= Dora Maira) métamorphisé dans le faciès **éclogite UHP** (méta-grès continentaux, avec phengite (mica blanc) et des inclusions de coésite).

Cette roche est d'origine continentale (phengite) et a été enfouie à plus de 100 km (coésite).

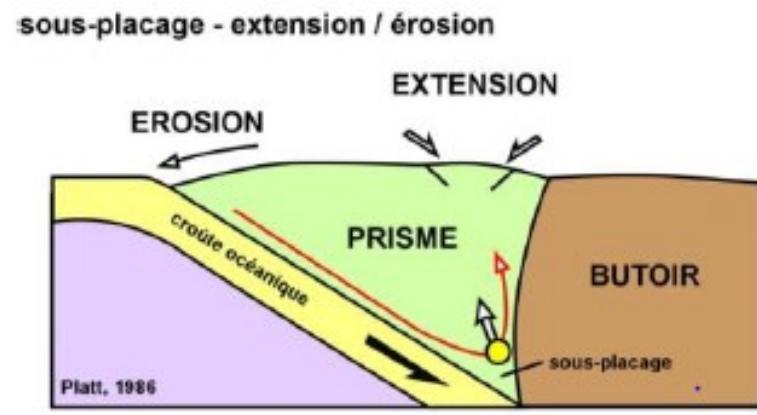


Reconstitution des trajets P, T, t des différents domaines alpins : gradient métamorphique de subduction dans les Alpes occidentales (in Schwartz)

## 1. Les marqueurs de la subduction océanique

Les différentes unités des Schistes lustrés piémontais montrent systématiquement des paragenèses de HP-BT avec des conditions métamorphiques évoluant d'ouest en est, depuis les conditions du faciès des schistes bleus de basse température (8 kbar - 300°C) pour les unités les plus à l'ouest jusqu'à la transition éclogite-schistes bleus (13 kbar - 450°) pour les unités les plus à l'est.

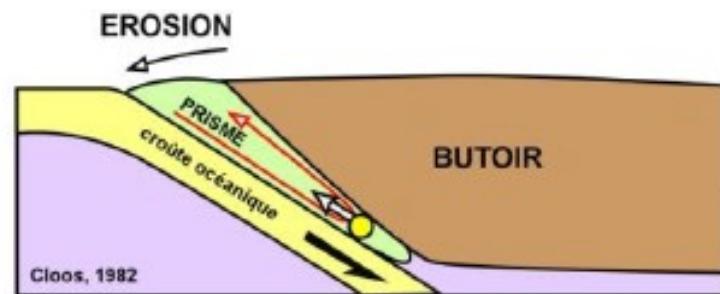
Ces Schistes lustrés représentent un paléoprisme d'accrétion dont la dimension n'a cessé d'augmenter au cours du temps par le rabotage progressif des sédiments déposés sur le plancher océanique de la plaque subduite européenne sous la plaque chevauchante apulienne agissant comme un butoir.



"corner flow"

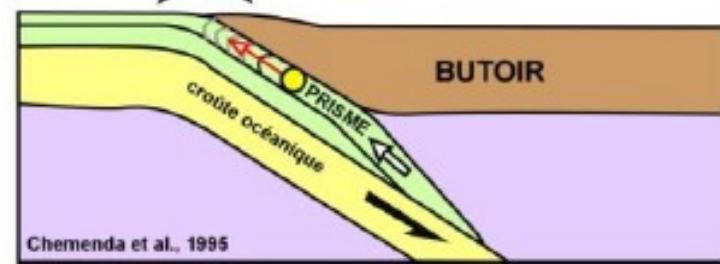
Ainsi, un empilement d'écaillles sédimentaires essentiellement constituées de matériel pélagique et d'une petite fraction dérivée de la croûte océanique s'est constitué à l'avant du prisme à l'ouest tandis qu'à l'arrière, l'alimentation du prisme se faisait par sous-placage en continu de roches sédimentaires métamorphisées à des profondeurs de plus en plus importante le long du plan de subduction puis exhumées. Ce phénomène en continu permet d'expliquer l'évolution progressive des conditions P-T observées au sein des Schistes Lustrés.

**L'observation de ce paléo-prisme d'accrétion des Schistes lustrés, signe donc la présence de la subduction liée à la fermeture de l'océan liguro-piémontais débutée au Crétacé.**



force de flottabilité

EROSION EXTENSION

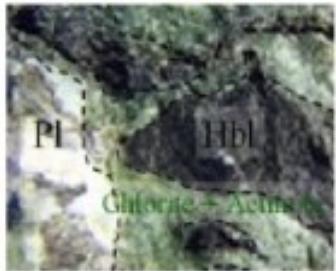


Document 17 : modèle permettant d'expliquer la formation du prisme d'accrétion des Schistes Lustrés et leur exhumation après avoir atteint des faciès HP-BT (Chemenda & al, 1995)

# Métagabbros du Chenaillet

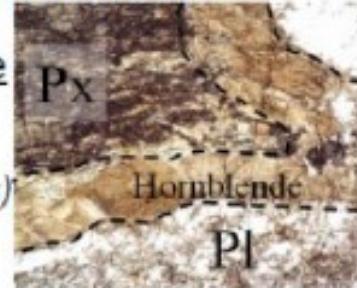
Chlorite,  
actinote

(faciès des schistes verts)



Hornblende

(faciès des amphibolites)



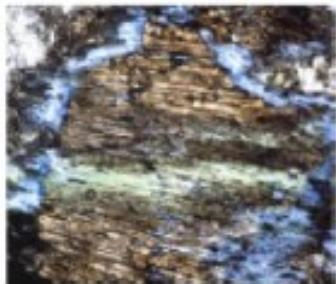
# Gabbro (s.s.)



# Métagabbro du Queyras

glaucophane

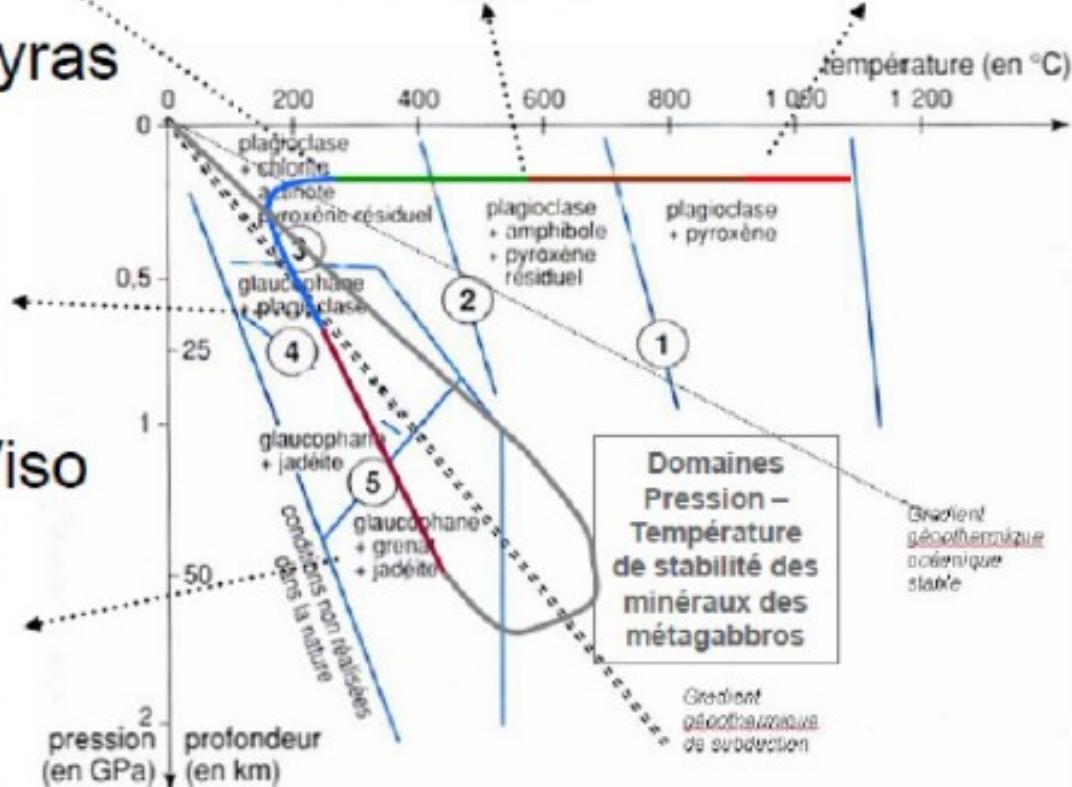
(faciès des schistes bleus)



# Métagabbro du Mt Viso

grenat  
et jadéite

(faciès des éclogites)



**CHEMIN PTt ENREGISTRE PAR LES METAGABBROS DANS LES ALPES**

Document 18 : diversité des métagabbros des ophiolites de la zone liguro-piémontaise et chemin PT associé.

## 2. les marqueurs de la subduction continentale : étude de la zone de la Sesia et la Doria Maira

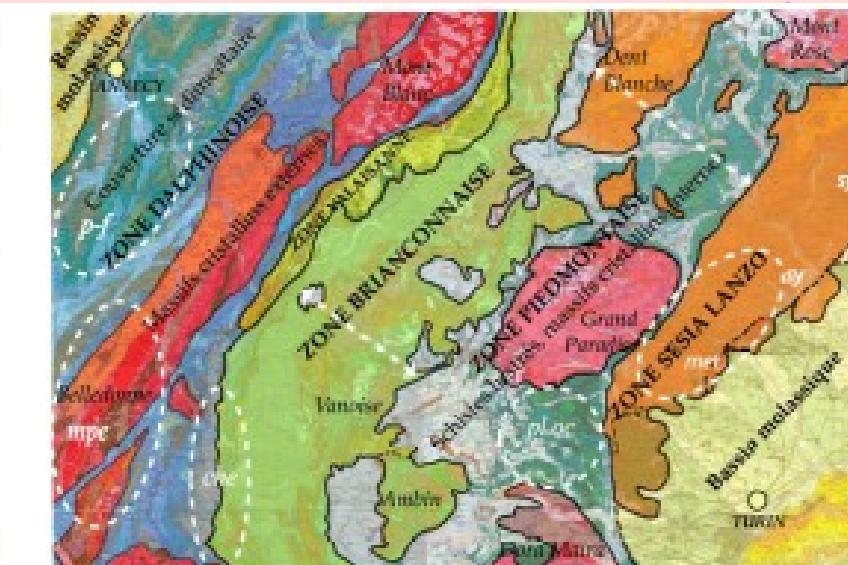
Dans les zones de la Sesia et la Doria Maira, la croûte continentale européenne est également métamorphisée et présente des quartzites sédimentaires et de la coésite, caractéristique d'une **ultra haute pression à 90 km de profondeur**.

Cela indique que ces roches ont été enfouies très profondément et témoigne d'une **subduction continentale**.

La lithosphère océanique plongeant sous la lithosphère de l'Apulie a donc entraîné avec elle le début de la lithosphère continentale Européenne : cela marque le début de la collision entre l'Europe et l'Apulie, à l'origine de la formation des relief Alpins → cf TP3



Carte d'Annecy au 1/250 000



Zones externes

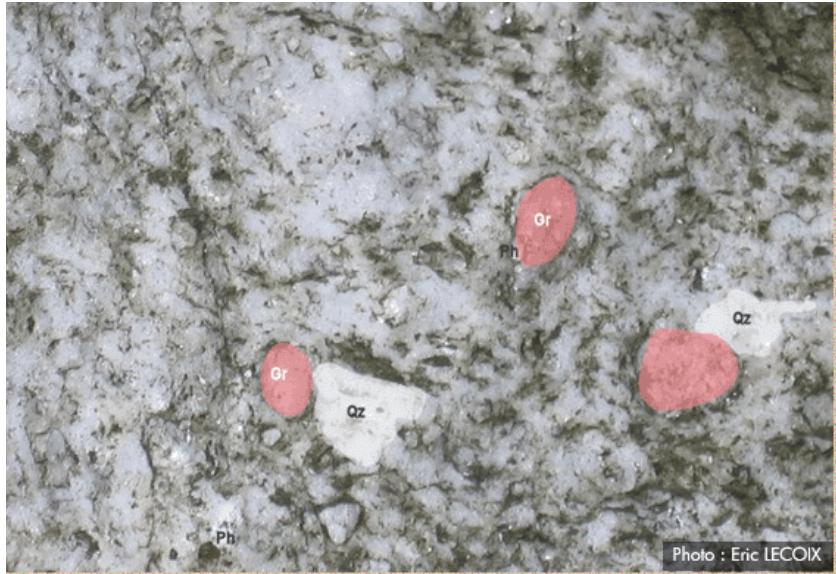


Zones internes

Front Pennique

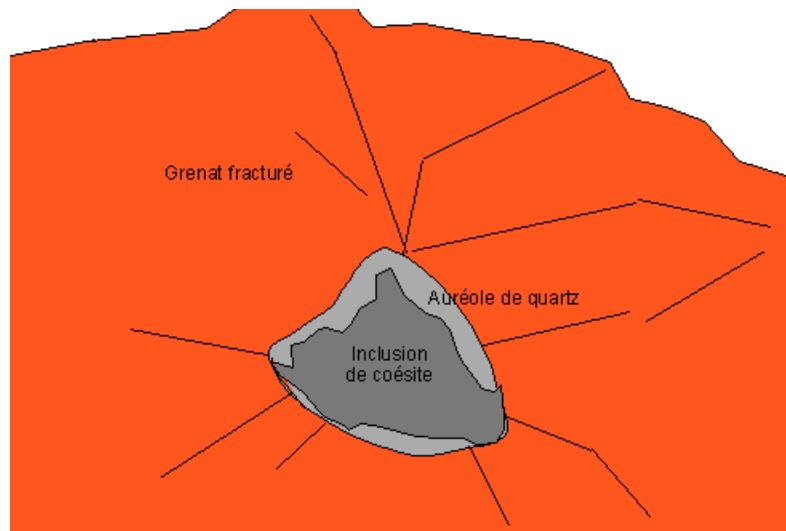
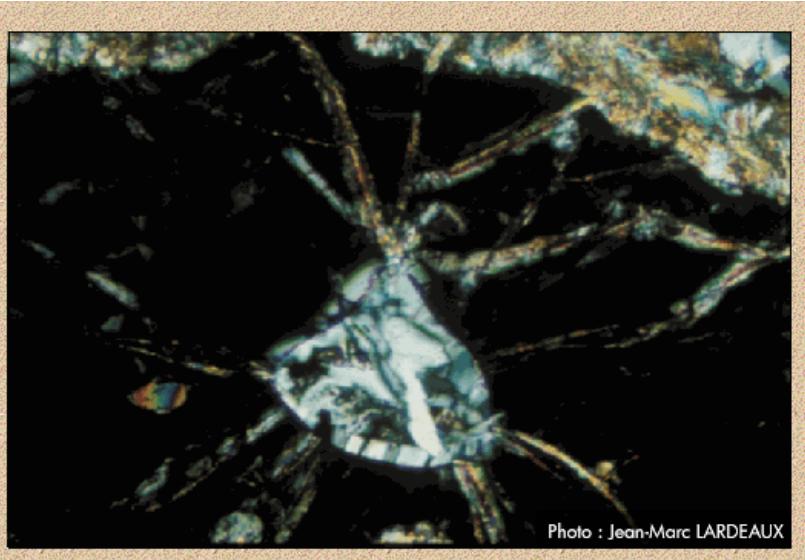
<http://www.iris.ensmp.fr/~maitre/geo3d/>

Schéma structural



La roche contient du quartz (qz), du disthène, de la phengite (ph) (mica blanc de haute pression) des grenats (gr) et de la coésite (forme de haute pression de la silice) en inclusion dans les grenats (légende). Les grenats, très magnésiens peuvent être centrimétriques.

La présence de minéraux de haute pression indique que la roche (initialement sédimentaire), a été enfouie jusqu'à 100 Km de profondeur avant d'être exhumée. Au delà de 100 Km de profondeur, le quartz, instable, se transforme en coésite.



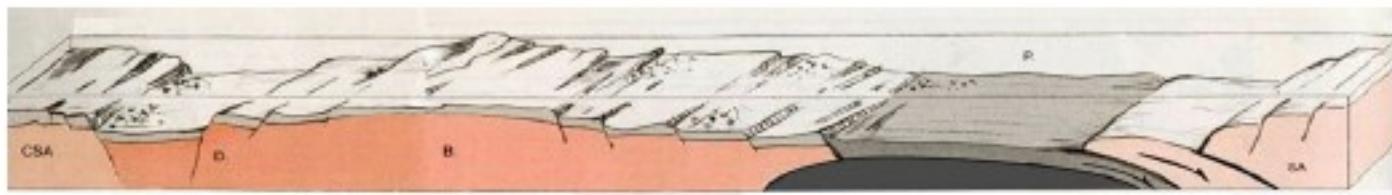
## En conclusion : reconstitution de l'histoire alpine : la disparition de l'océan alpin

### Zone dauphinoise:

Elyschs Crétacé et  
Éocène

### Zone liguro- piémontaise:

Métamorphisme de  
subduction  
continentale et  
océanique



Subduction au Crétacé et à l'Éocène

### Zone dauphinoise:

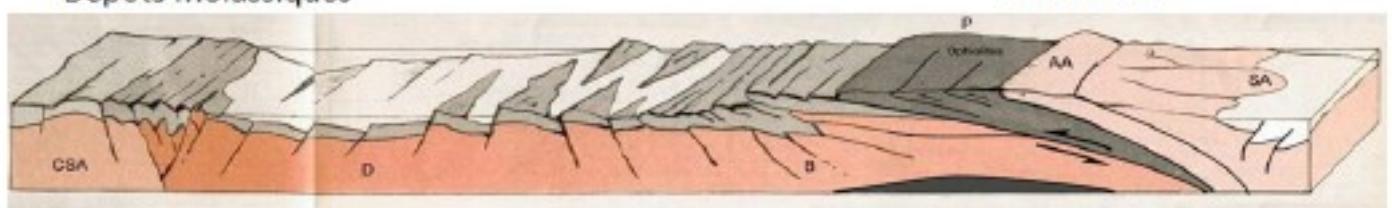
Déformations post-  
Crétacé  
Dépôts molassiques

### Zone briançonnaise:

Chevauchements

### Zone liguro- piémontaise:

Métamorphisme  
rétrograde



Fin de la subduction de la marge européenne à l'Éocène (Paléogène)

Document 19 : fermeture de l'océan alpin