



HISTOIRE GEOLOGIQUE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES

Mont Viso

Eric LECOIX, Nov 2013

I – Cadre structural

II – Les marqueurs de l'océanisation

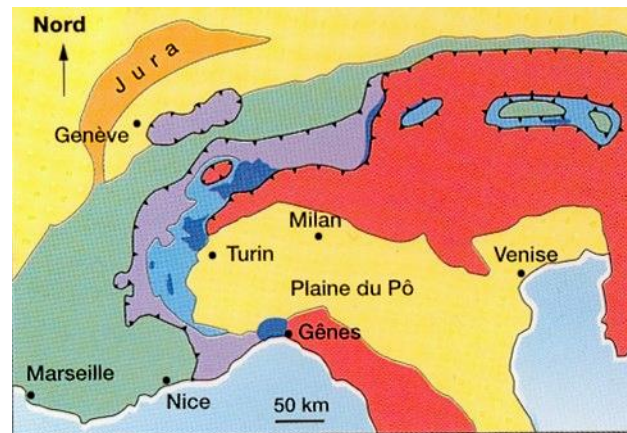
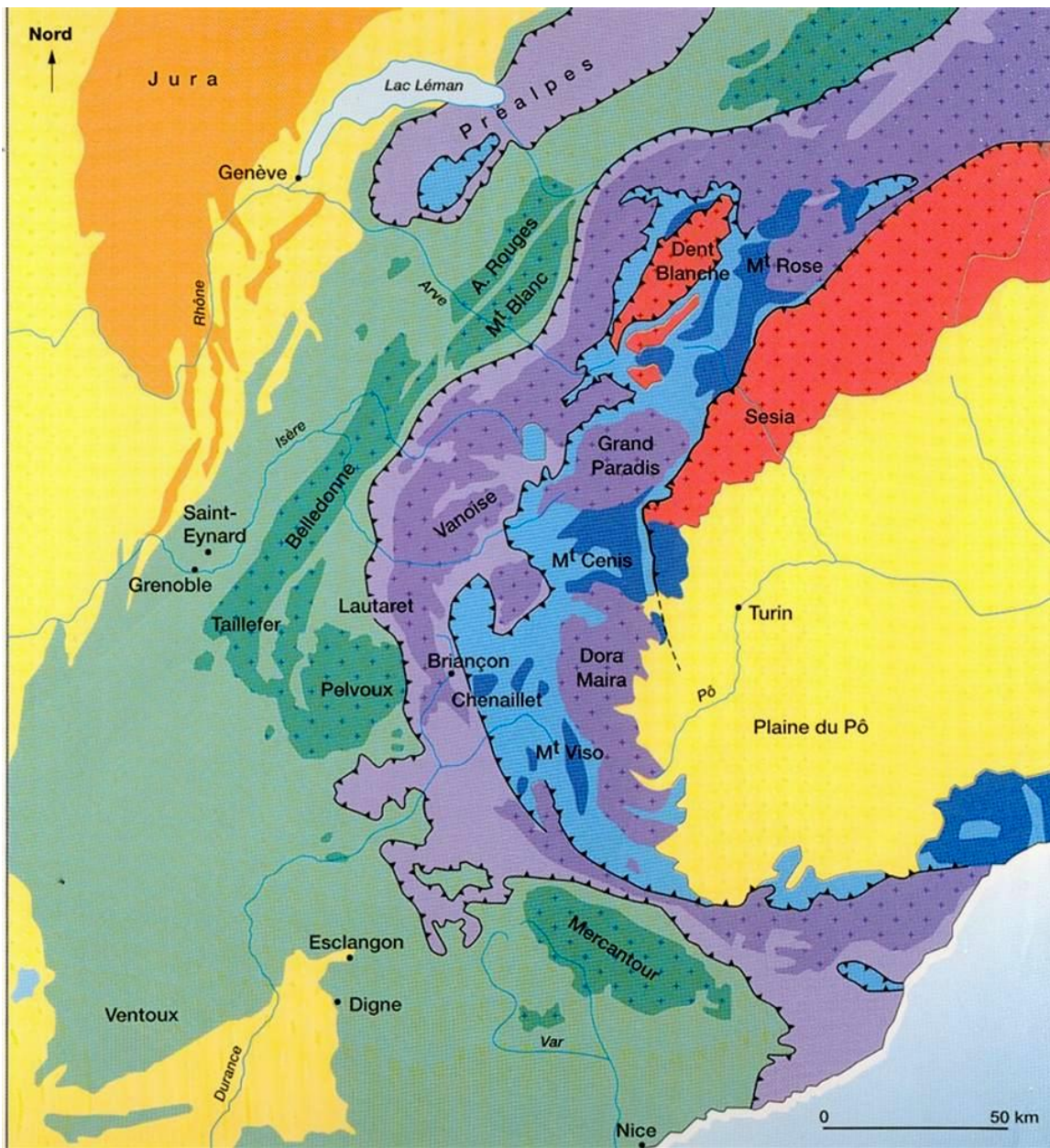
III- Les marqueurs de la subduction

IV – Les marqueurs de la collision

V – L'évolution post-orogénique

VI – Synthèse géodynamique

Cadre structural



ALPES

Zone externe :


- Couverture sédimentaire
- Soce


Zone interne :

- Couverture sédimentaire
- Soce

Zone médiane :


- Couverture sédimentaire
- Soce
- Sédiments océaniques
- Ophiolites

 Fenêtre laissant apparaître les structures sous-jacentes

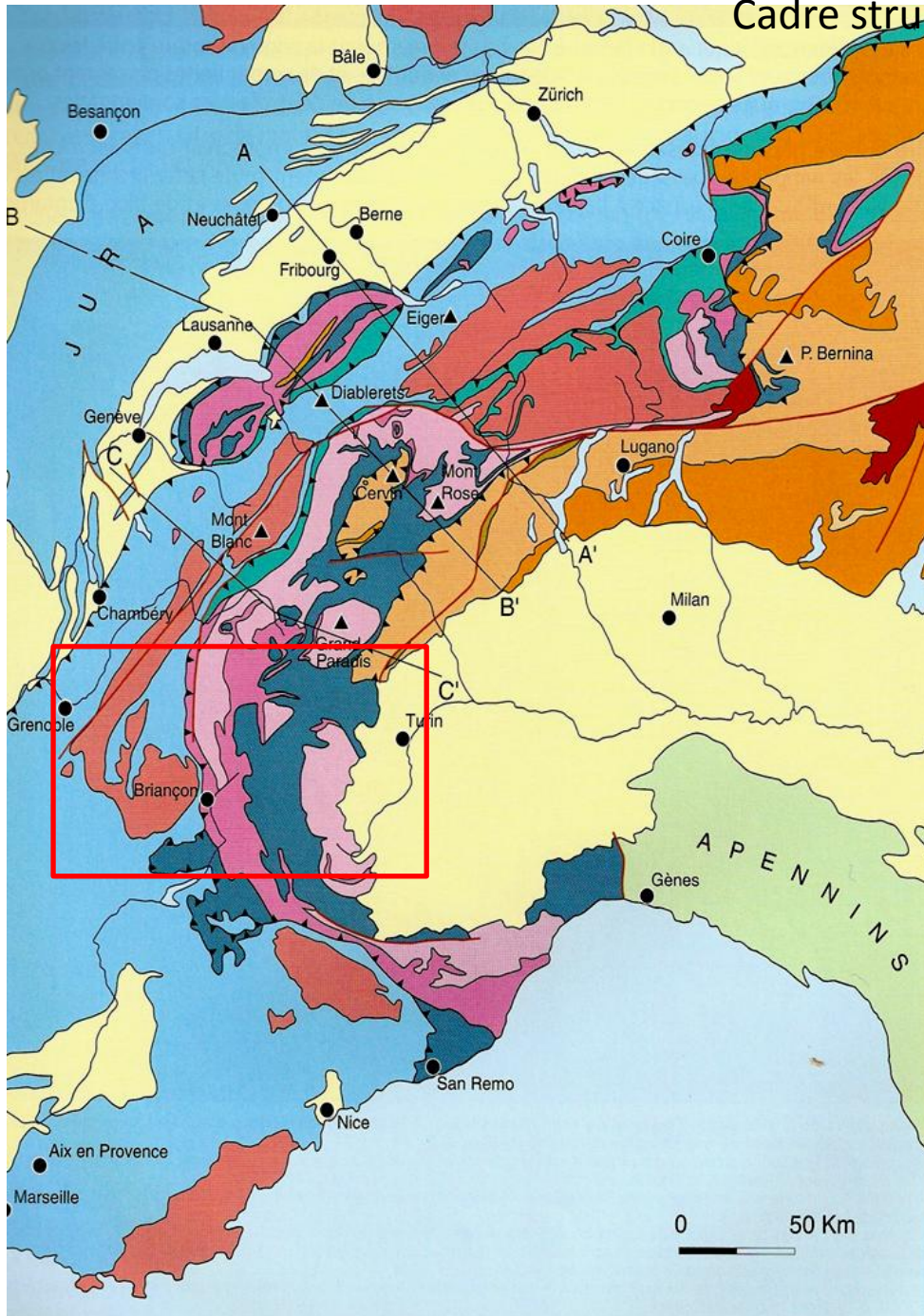
 Structure chevauchante

Frontière de chevauchement

Partie chevauchée / Partie chevauchante

 Couverture sédimentaire récente (Tertiaire)

Cadre structural

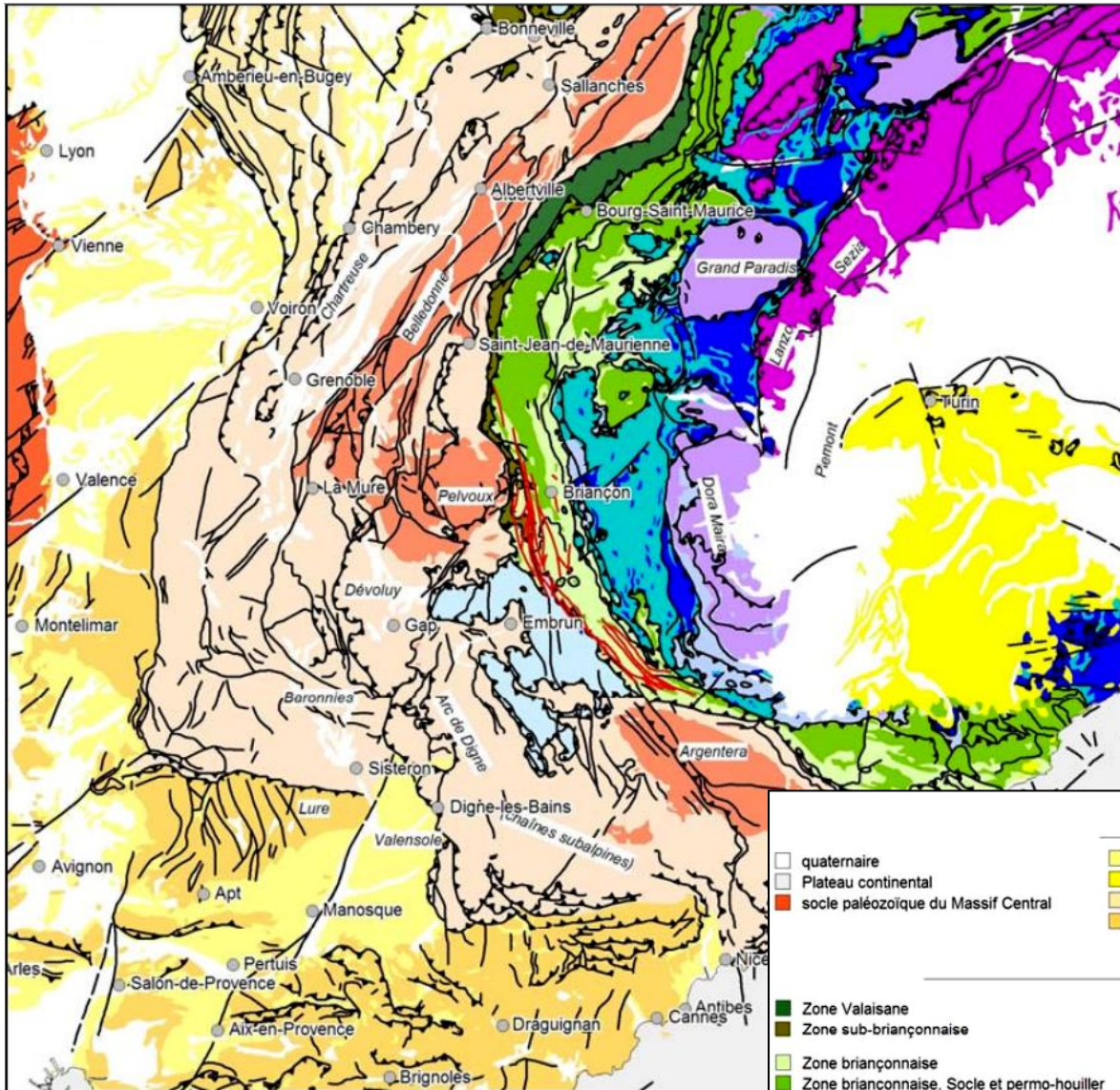


Carte simplifiée des Alpes Franco-Italiennes

Ages stratigraphiques	Roches principales		Unités tectoniques Nappes	Domaine paléogéographique
Oligocène-Miocène-Pléistocène	sédiments détritiques alluvions		Molasse	Europe (au N) et Apulie (au S)
Trias-Eocène	sédiments marins : calcaires, dolomies, brèches		Austro et Sud-Alpin	Apulie (microcontinent détaché de l'Afrique)
Paléozoïque	socle : gneiss granites, gabbros (croûte continentale)			
Jurassique-Crétacé	métasédiments océaniques et lambeaux d'ophiolites (croûte océanique)		Pennique supérieur	Piémontais (océan jurassique et crétacé)
Trias-Eocène	sédiments marins : calcaires, dolomies		Pennique moyen	Briançonnais (péninsule rattachée à l'Ibérie)
Paléozoïque	socle : gneiss, micachistes (croûte continentale)			
Crétacé-Eocène	métasédiments océaniques, flyschs, rares ophiolites		Pennique inférieur métasédimentaire	Valaisan (océan crétacé)
Trias-Oligocène	sédiments marins : calcaires, marnes		Helvétique, Jura Dauphinois, Provence	Europe (continent et sa marge marine)
Paléozoïque	socle : gneiss, granites (croûte continentale)			
Oligocène	granites intrusifs post-orogéniques		Austro et Sud-alpin (en grande partie)	Origine magmatique profonde
	péridotites		Lithosphère inférieure	(sommets du manteau terrestre, rarement visible en surface)

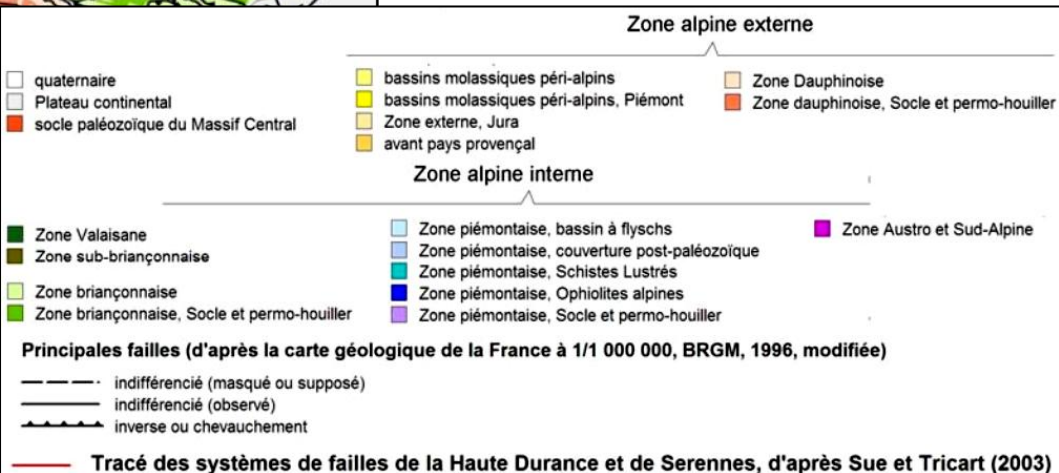
	Principaux chevauchements (pointes du côté chevauchant ou supérieur)
	Failles principales

Carte structurale des Alpes Franco-Italiennes



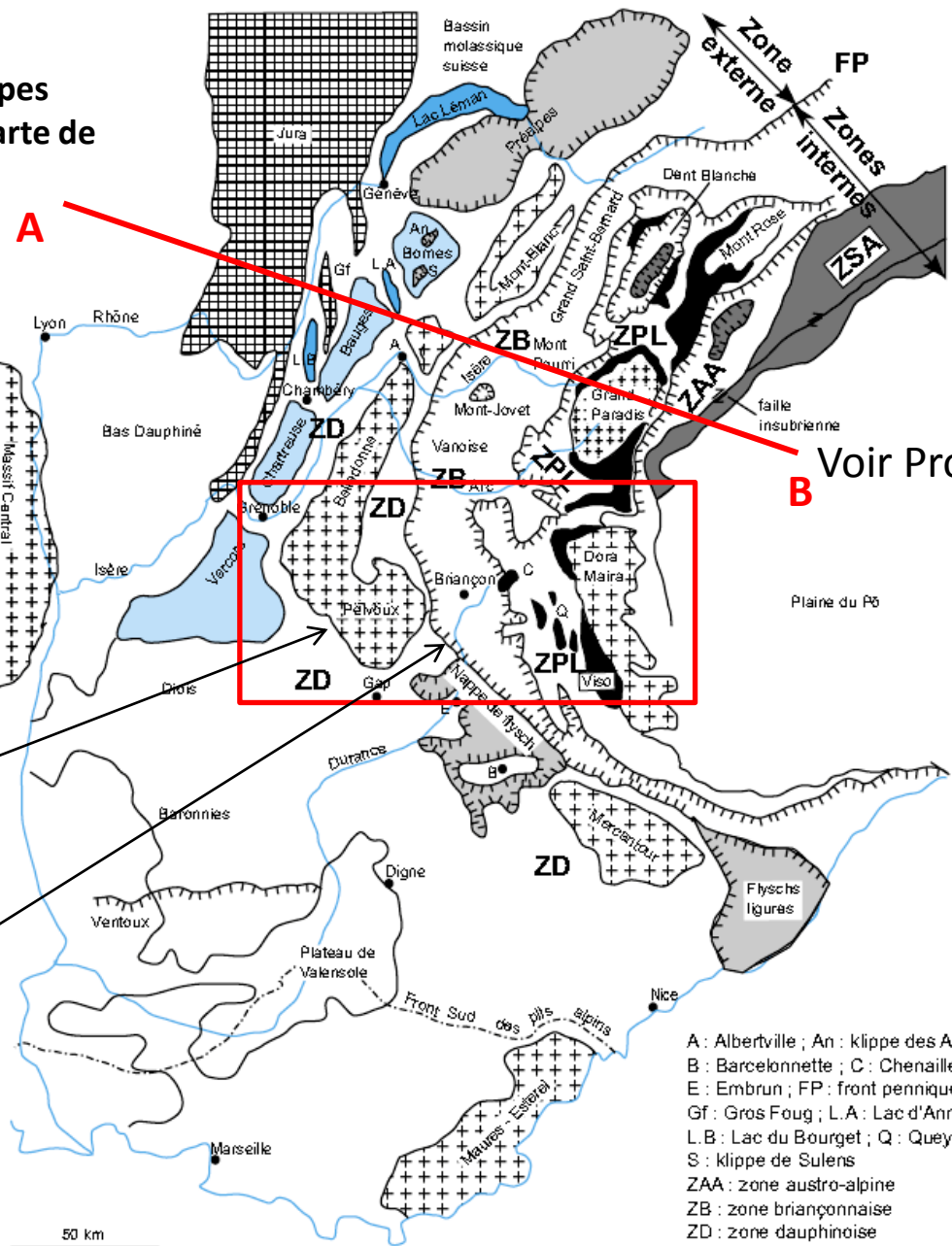
Remarquer le tracé des réseaux de failles de la Haute Durance et de Serennes

Principales zones structurales (d'après la carte géologique de la France à 1/1 000 000)



Cadre structural

Schéma structural des Alpes occidentales d'après la carte de France au millionième



Voir Profil ECORS

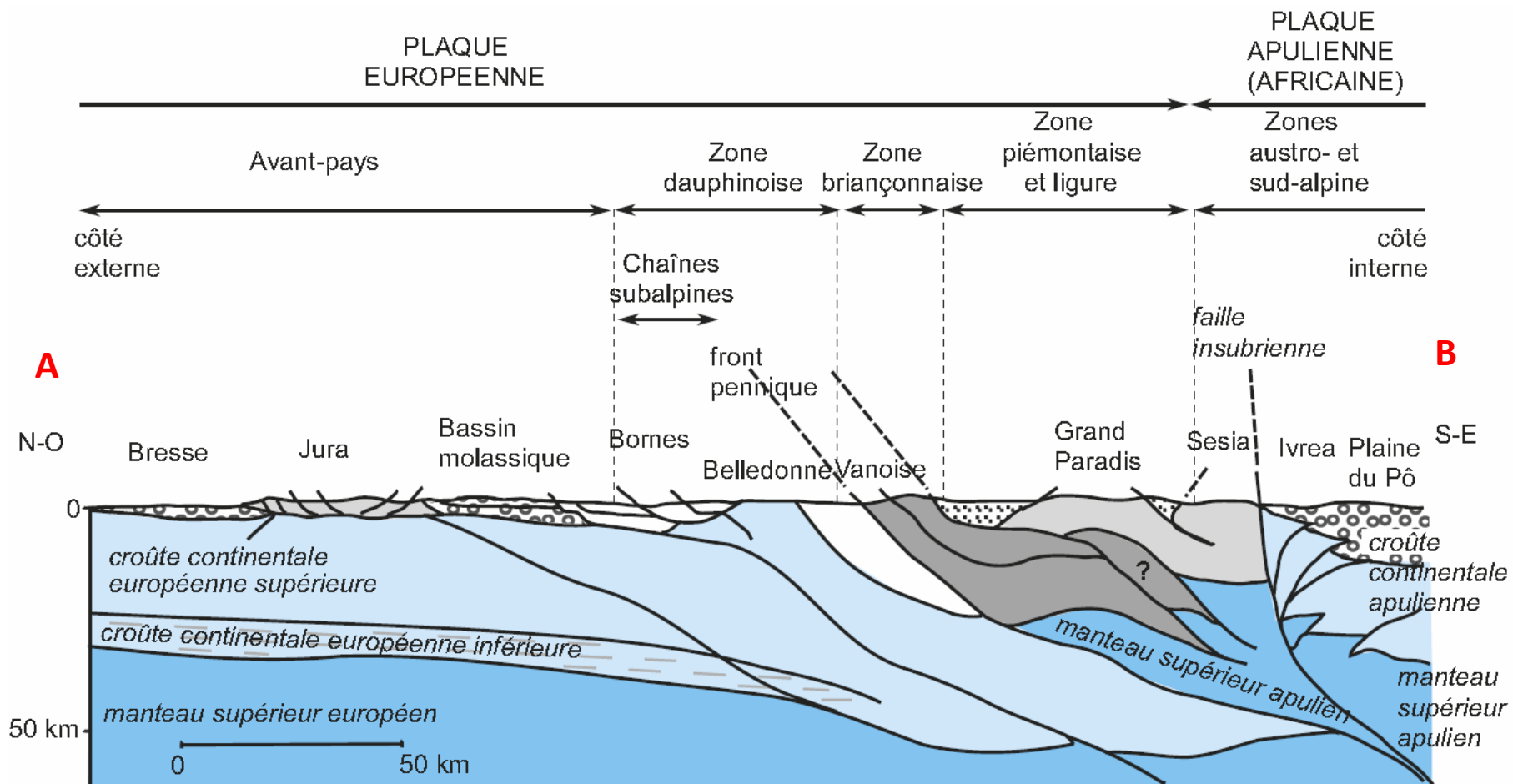
Massifs cristallins externes

Chevauchement pennique frontal

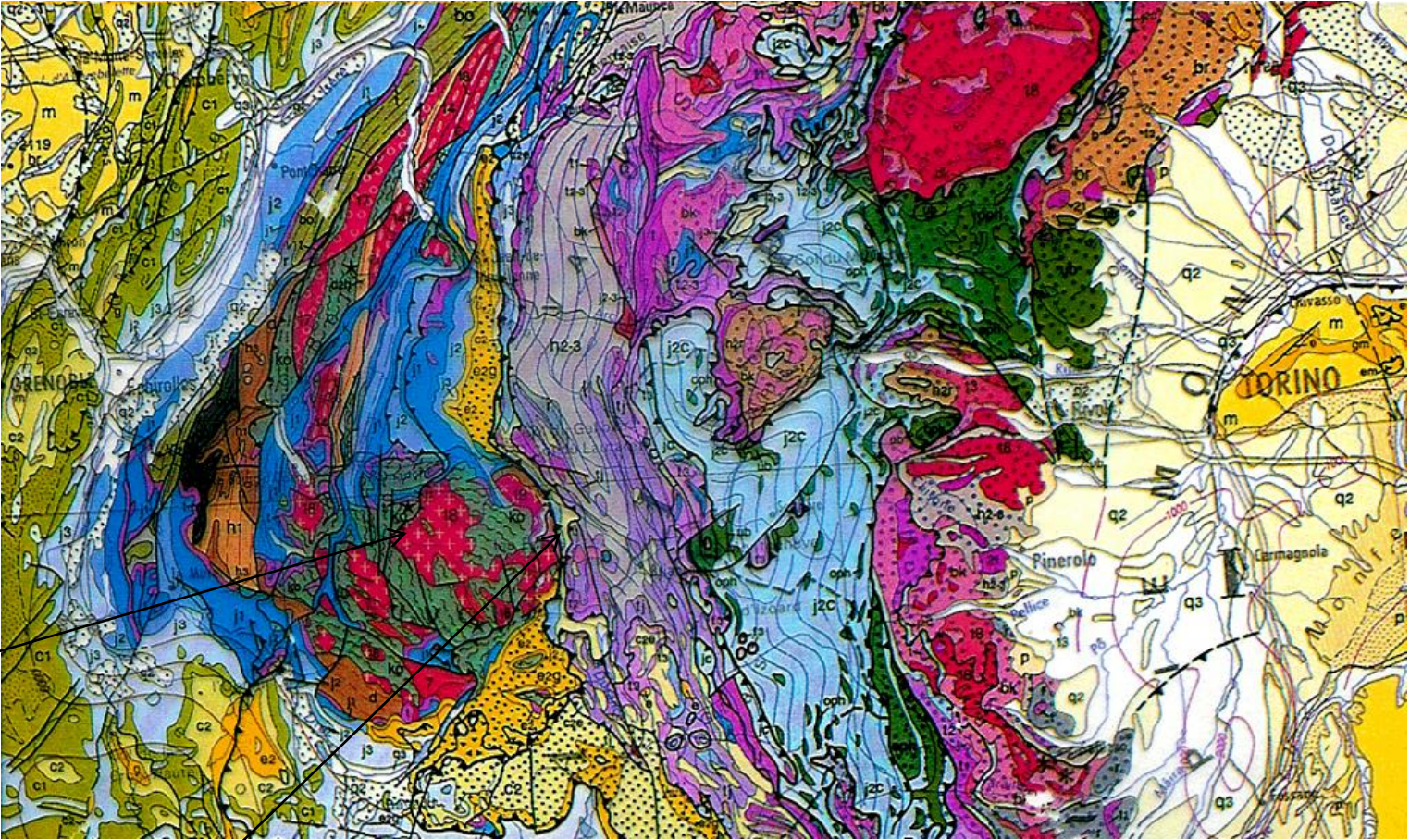
- A : Albertville ; An : klippe des Annes
- B : Barcelonnette ; C : Chenaillet
- E : Embrun ; FP : front pennique
- Gf : Gros Foug ; L.A : Lac d'Annecy
- L.B : Lac du Bourget ; Q : Queyras
- S : klippe de Sulens
- ZAA : zone austro-alpine
- ZB : zone briançonnaise
- ZD : zone dauphinoise
- ZPL : zone piémontaise et ligurienne
- ZSA : zone sud-alpine

Cadre structural

Interprétation du profil ECORS-CROP de Bourg-en-Bresse à Turin



Cadre structural



Massifs cristallins
externes

Chevauchement
pennique frontal

Cadre structural

Récapitulatif des terrains dans les Alpes occidentales

Diverses zones	Avant-pays alpin		Zone externe	F R O N T P E N N I Q U E	Zones internes				
	Zone jurassienne	Bassin molassique	Zone dauphinoise		Zone briançonnaise 1	Zone piémontaise 2	Zone ligure	Zone austro-alpine (Sesia) 3	Zone sud-alpine (Ivrea)
Couverture	Âge : t, j, c Base salifère, puissantes séries calcaires; marnes	Âge : g, m Molasses marines puis lacustres	Âge : t, j, c, e, g, m Séries épaisses; marnes et calcaires (faciès urgonien)		Âge t, j, c, et tertiaire t très épais, le reste très peu épais	Âge : j, c Schistes lustrés		Âge mésozoïque	
Socle	Granitoïdes	Granitoïdes	Granites et métamorphites		Granites et gneiss	Granites et gneiss	Péridotites, gabbros et basaltes	Granites et gneiss	Granites et gneiss
Tectonique majeure	Plis coffrés (relief conforme); chevauchements	Plis	Plis coffrés affectant le miocène (relief inverse); chevauchements		Nappe de charriage; rétrocharriage à partir d'Ambin en allant vers le sud	Nappes de charriage; klipptes et fenêtres		Nappes de charriage; klipptes et fenêtres	
Métamorphisme alpin	0	0	Nul à très faible		Schistes verts, schistes bleus, éclogites; âge tertiaire	Schistes bleus et éclogites tertiaires; éclogites c sup	Eclogites tertiaire	Eclogites c sup	Schistes verts, amphibolites secondaire
Régions géographiques	Jura	Bassin d'avant-chaîne	Alpes proprement dites						

I – Cadre structural

II – Les marqueurs de l'océanisation

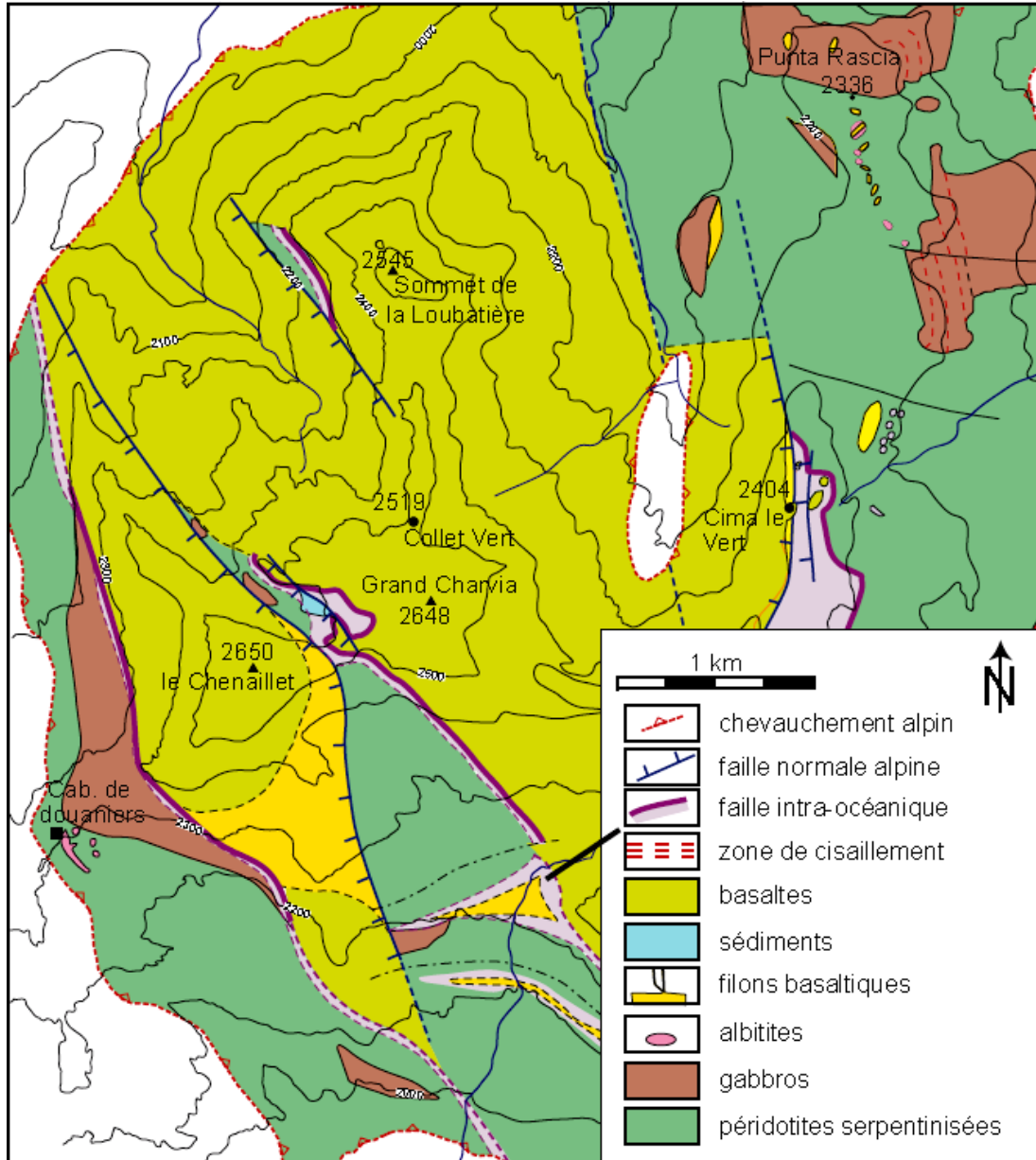
III- Les marqueurs de la subduction

IV – Les marqueurs de la collision

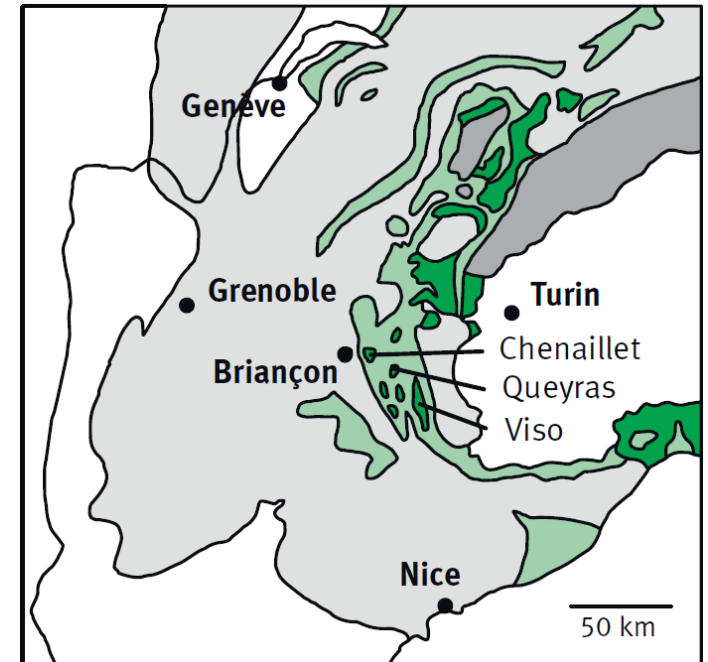
V – L'évolution post-orogénique

VI – Synthèse géodynamique

L'ophiolite LOT du Chenaillet



Carte géologique simplifiée du Chenaillet
(Manatschal et Müntener, 2006)



L'ophiolite LOT du Chenaillet

Basaltes en coussins



Pillow –lavas du Collet Vert (Chenaillet)

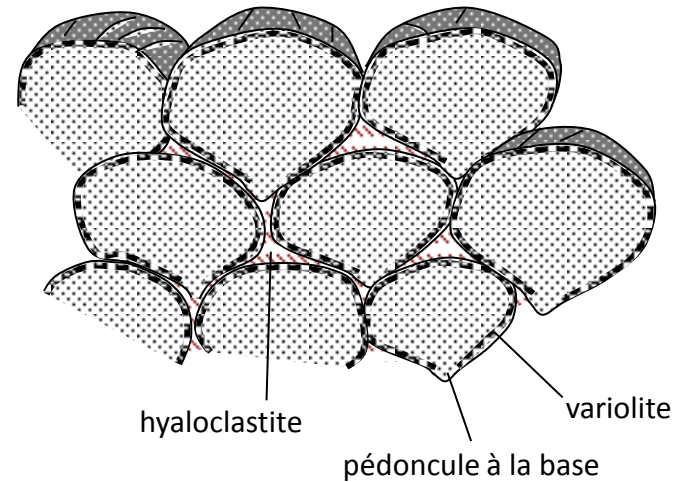


L'ophiolite LOT du Chenaillet

Pillows redressés au collet vert (Chenaillet)



Polarité normale des pillows



La périphérie des basaltes présente des sphérules blanchâtres = **variolite** (cristallisation d'**albite**) souvent associé à chlorite, actinote.
Le sphérule était constitué initialement de **plagioclase + pyroxènes** qui ont cristallisé rapidement en fines baguettes à partir d'un nucléus (refroidissement rapide de la lave à cause de l'eau de mer).
L'albitisation secondaire traduit un apport de Na par l'eau de mer par métamorphisme hydrothermal.

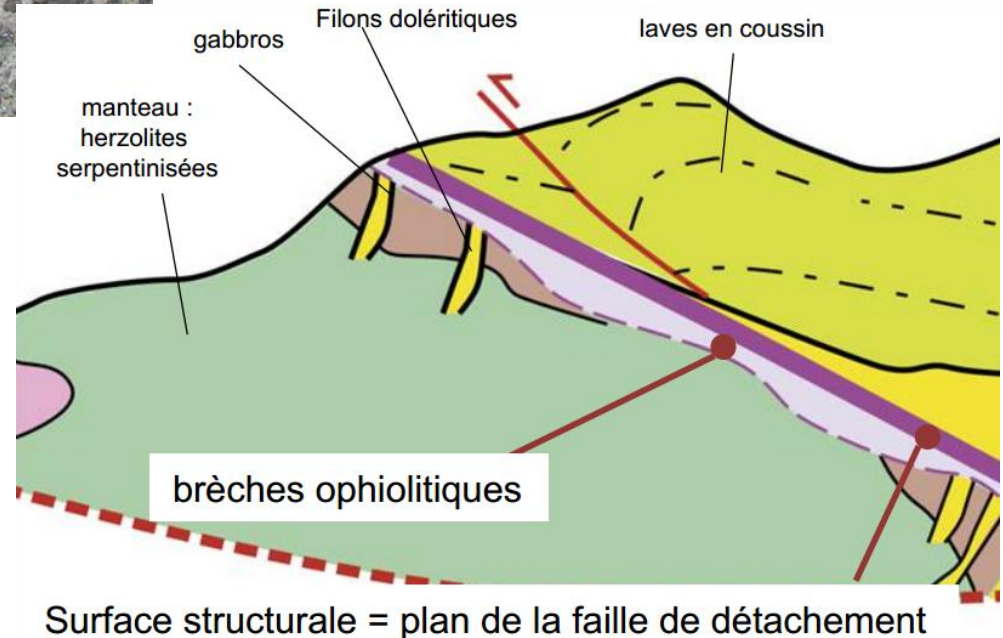
L'ophiolite LOT du Chenaillet

Au Chenaillet, les basaltes en coussins peuvent reposer directement sur la péridotite mantellique ou bien sur des brèches ophiolitiques



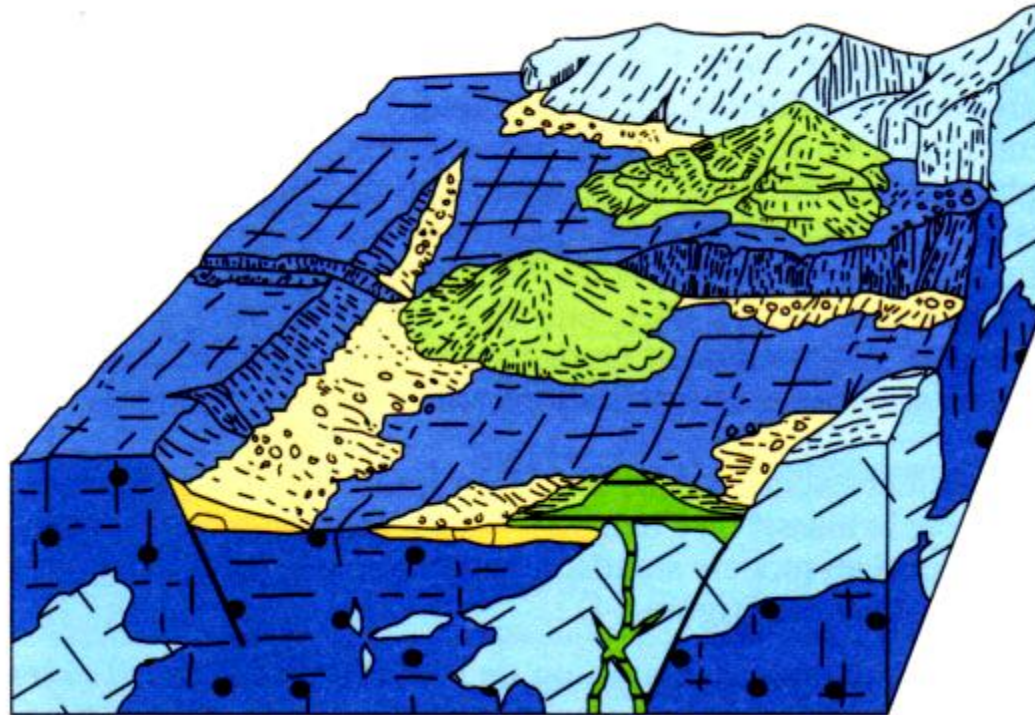
Les brèches soulignent une surface structurale correspondant à une **faille de détachement**.

→ Episode **tectonique** qui a mis à nu le manteau et sur lequel les basaltes se sont déposés lors d'un épisode **magmatique**



L'ophiolite LOT du Chenaillet

Au Chenaillet, les basaltes en coussins peuvent reposer directement sur la péridotite mantellique ou bien sur des brèches ophiolitiques

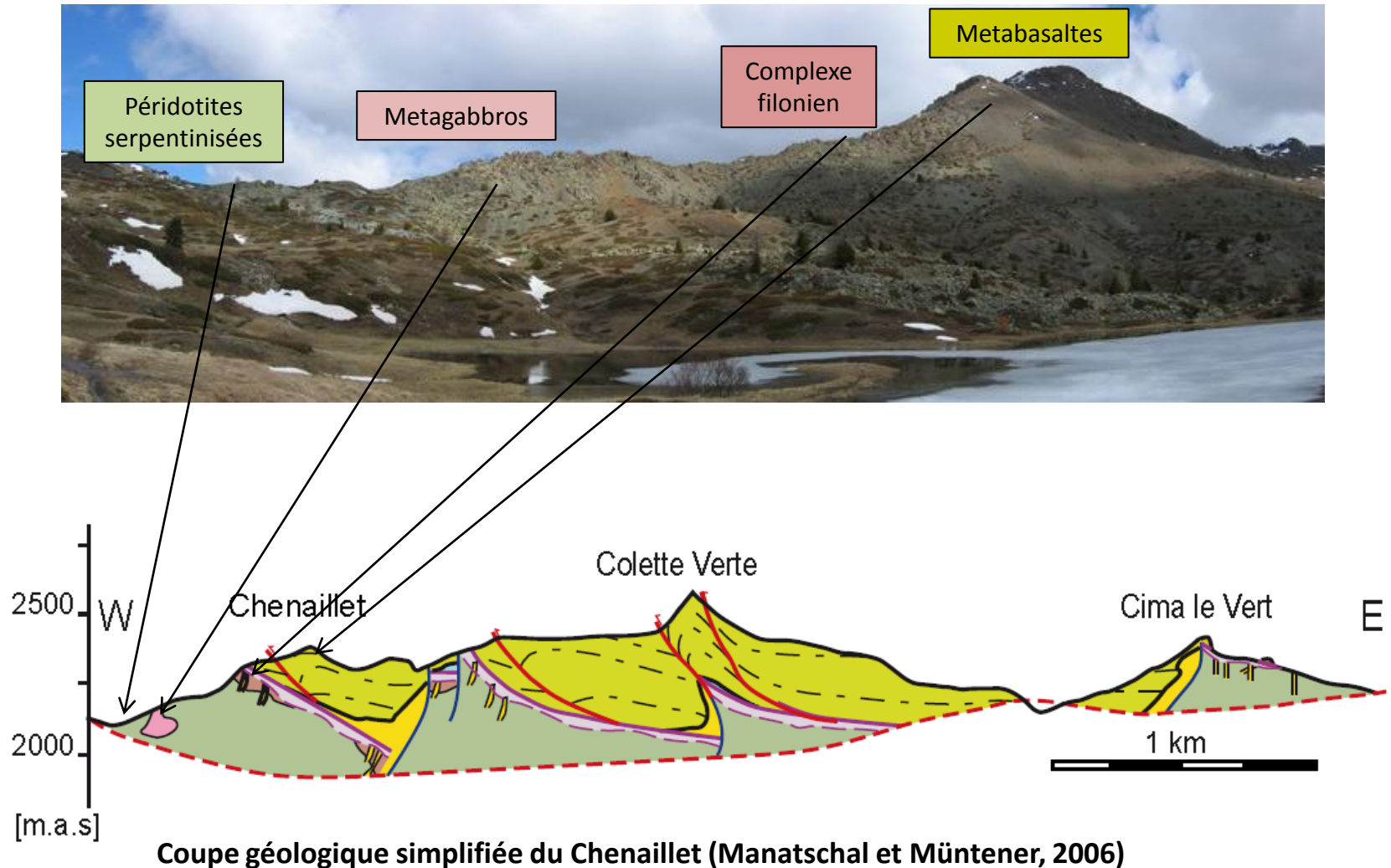


	Serpentinites		Détritisme océanique
	Méta-gabbros		Volcans sous-marins et coulées de pillow-lavas

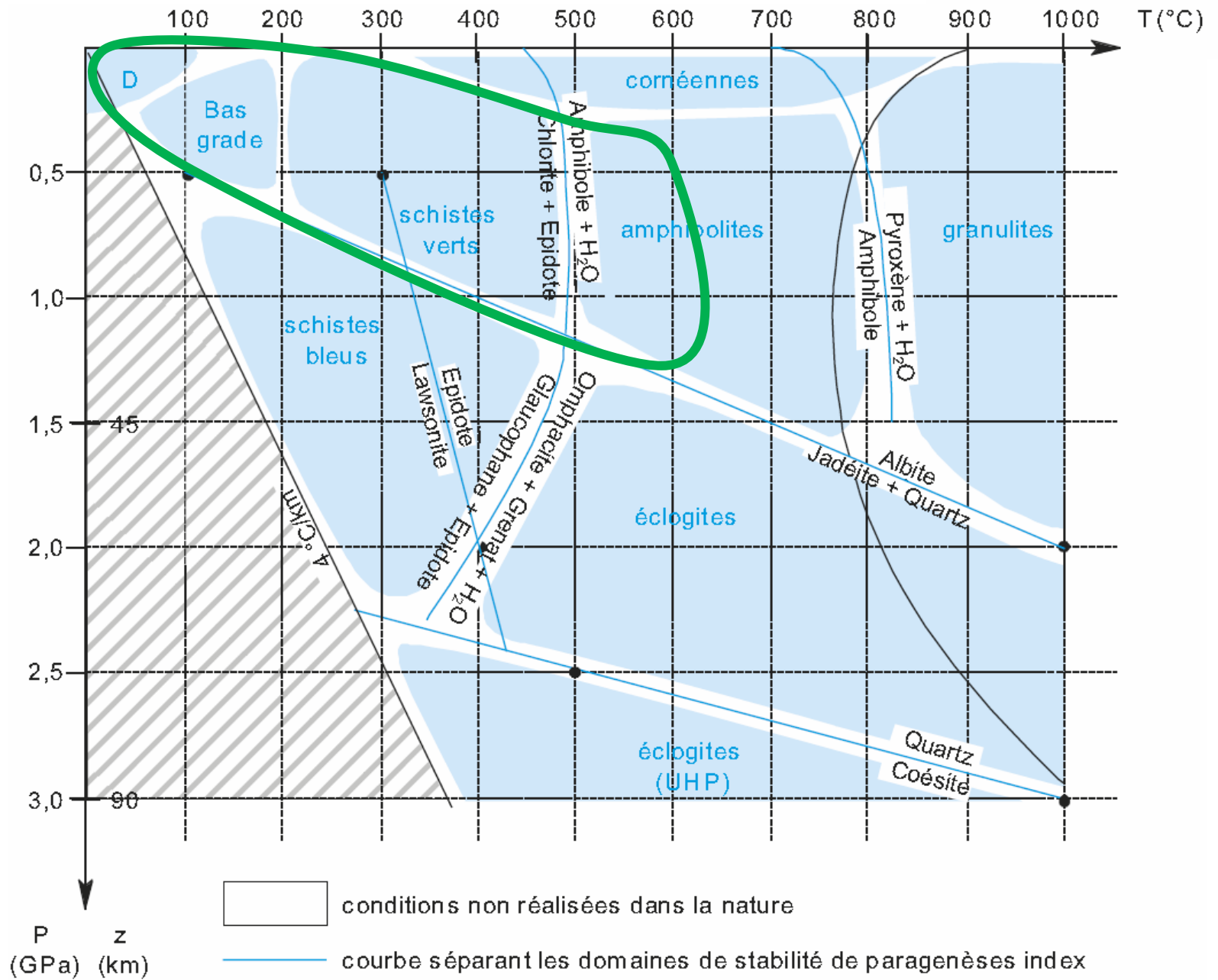
Fig. 45 Modèle de fonds océaniques alpins construit à partir de l'étude des ophiolites (*d'après Lagabrielle et Cannat*).

Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

L'ophiolite du Chenaillet est métamorphisée dans le faciès des schistes verts (métamorphisme hydrothermal)

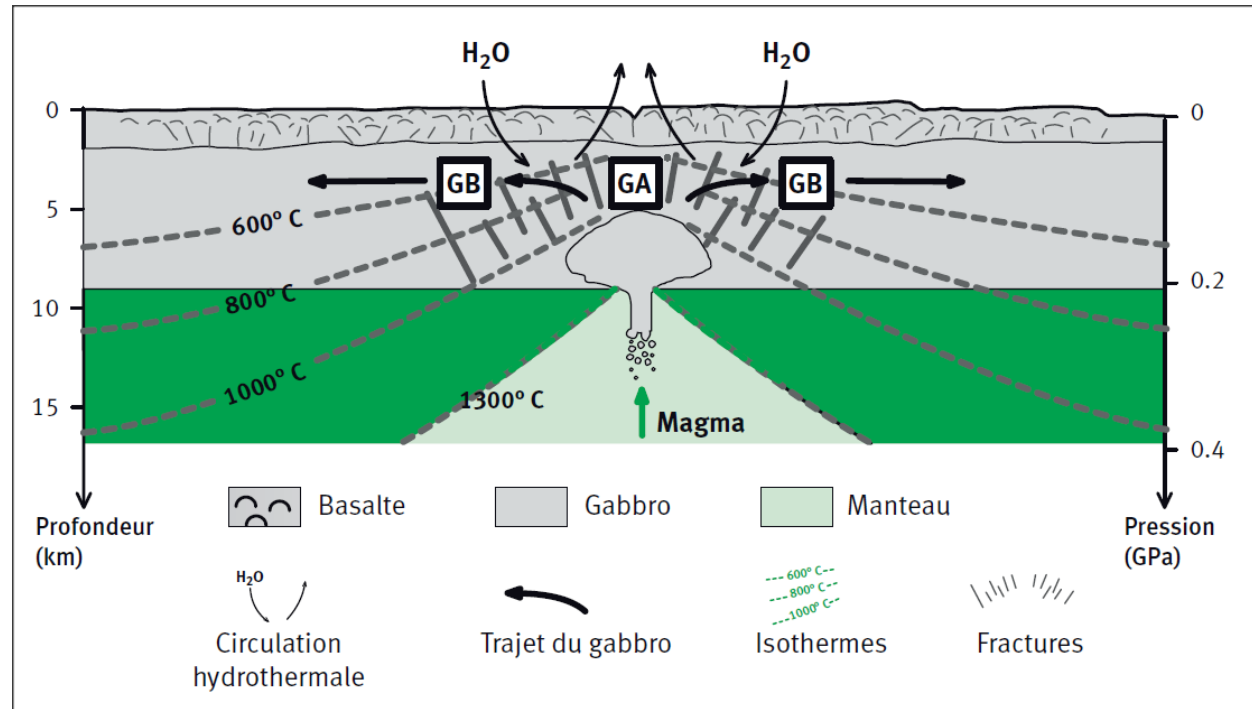


Métamorphisme BP MT (hydrothermal)



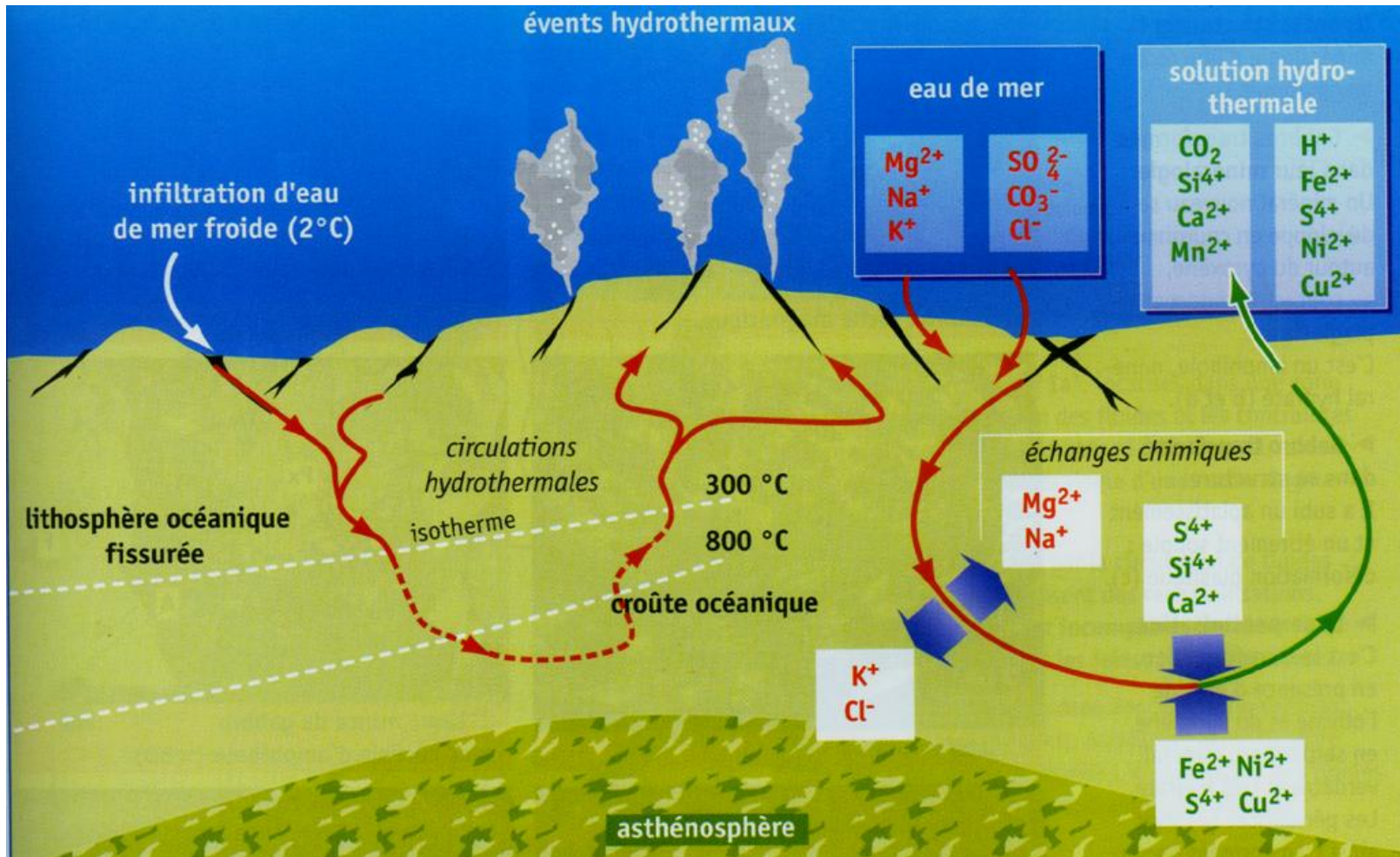
Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

L'ophiolite du Chenaillet est métamorphisée dans le faciès des schistes verts (métamorphisme hydrothermal)



Lithosphère océanique fraîche (0,3 % en poids de H ₂ O)	Lithosphère océanique transformée (1 à 3 % en poids de H ₂ O)
Feldspaths plagioclases : (Na, Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	Feldspaths plagioclases : (Na, Ca)(Si,Al) ₃ O ₈
Pyroxène : (Ca,Fe,Mg)SiO ₃	Amphibole : (Ca,Na) ₂ (Mg,Fe) ₄ Al(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂
	Chlorite : (Mg,Al,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
Olivine : (Fe,Mg) ₂ SiO ₄	Serpentine : Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄

Métamorphisme BP MT (hydrothermal)



Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

L'ophiolite du Chenaillet est métamorphisée dans le faciès des schistes verts (métamorphisme hydrothermal)

Enclave de péridotite mantellique

Péridotite serpentinisée du Chenaillet montrant quelques pyroxènes reliques (brillants)

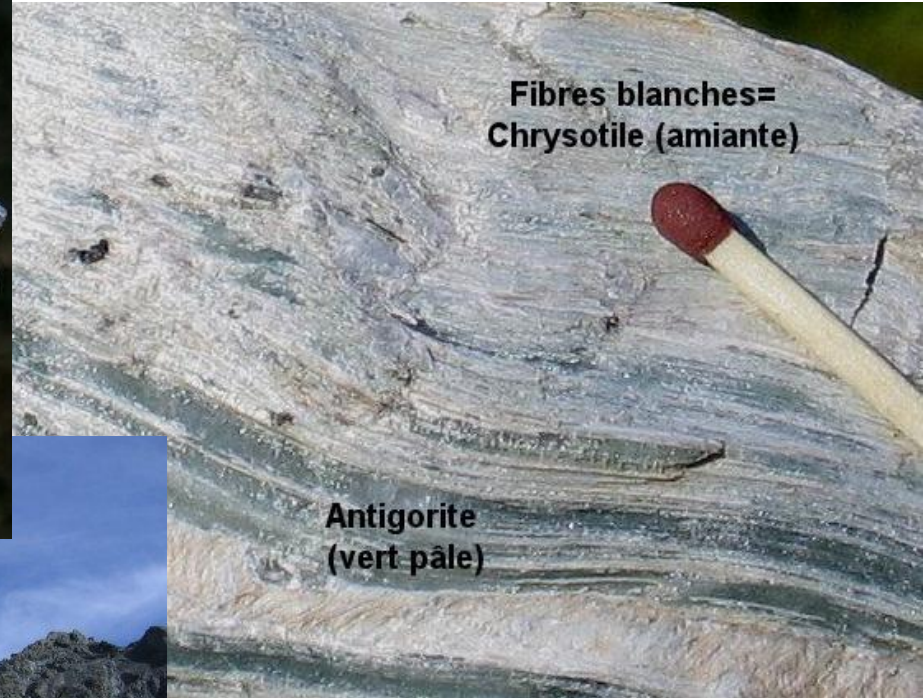
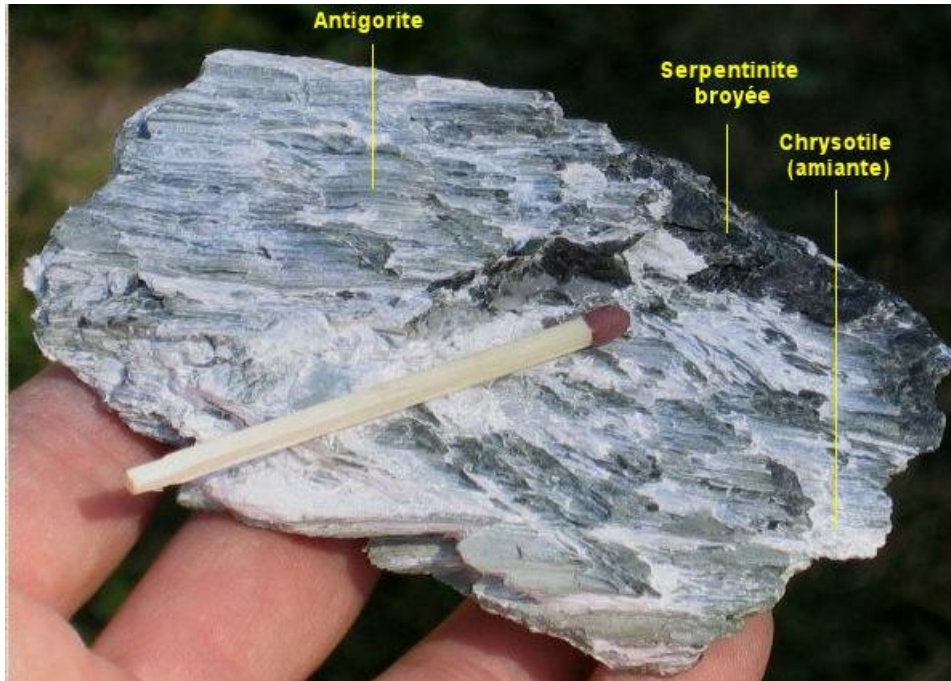


BOMBÉ VOLCANIQUE BASALTIQUE A ENCLAVE DE PERIDOTITE
(Mont Coupet près de Langeac / Hte. Loire) n° 178 (9 cm x 10 cm env.) Collection : Y. & C. LEMEUR

Olivine + H₂O → serpentine (antigorite) + brucite

Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

Minéralisations dans péridotite serpentinisée (Col Sud du Crêtillan, Queyras)



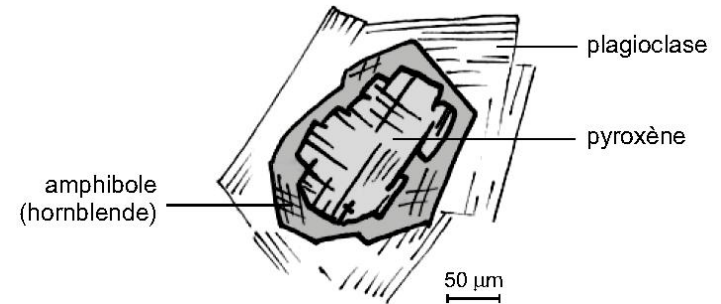
Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

Les relations géométriques entre cristaux permettent de reconstituer les transformations minéralogiques

Gabbro de la croûte océanique (Pyroxènes + feldspaths plagioclases)



Metagabbro du Chenaillet



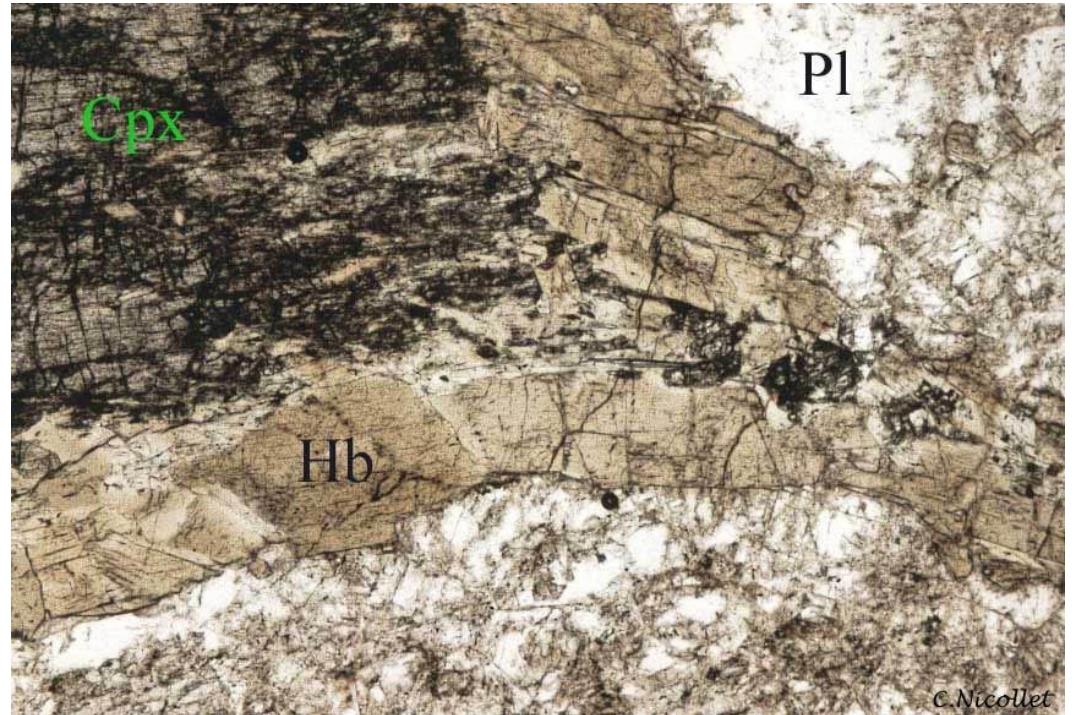
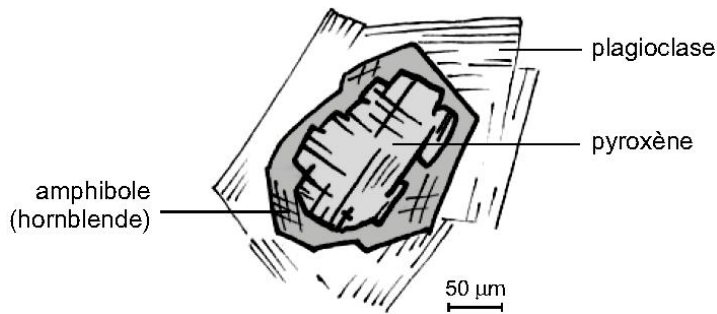
Feldspath plagioclase + Pyroxène + H₂O → Hornblende (amphibole calcique)

Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

Les relations géométriques entre cristaux permettent de reconstituer les transformations minéralogiques

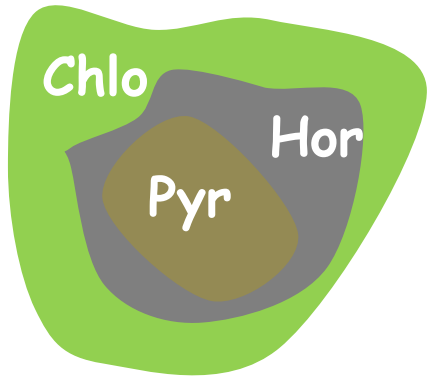
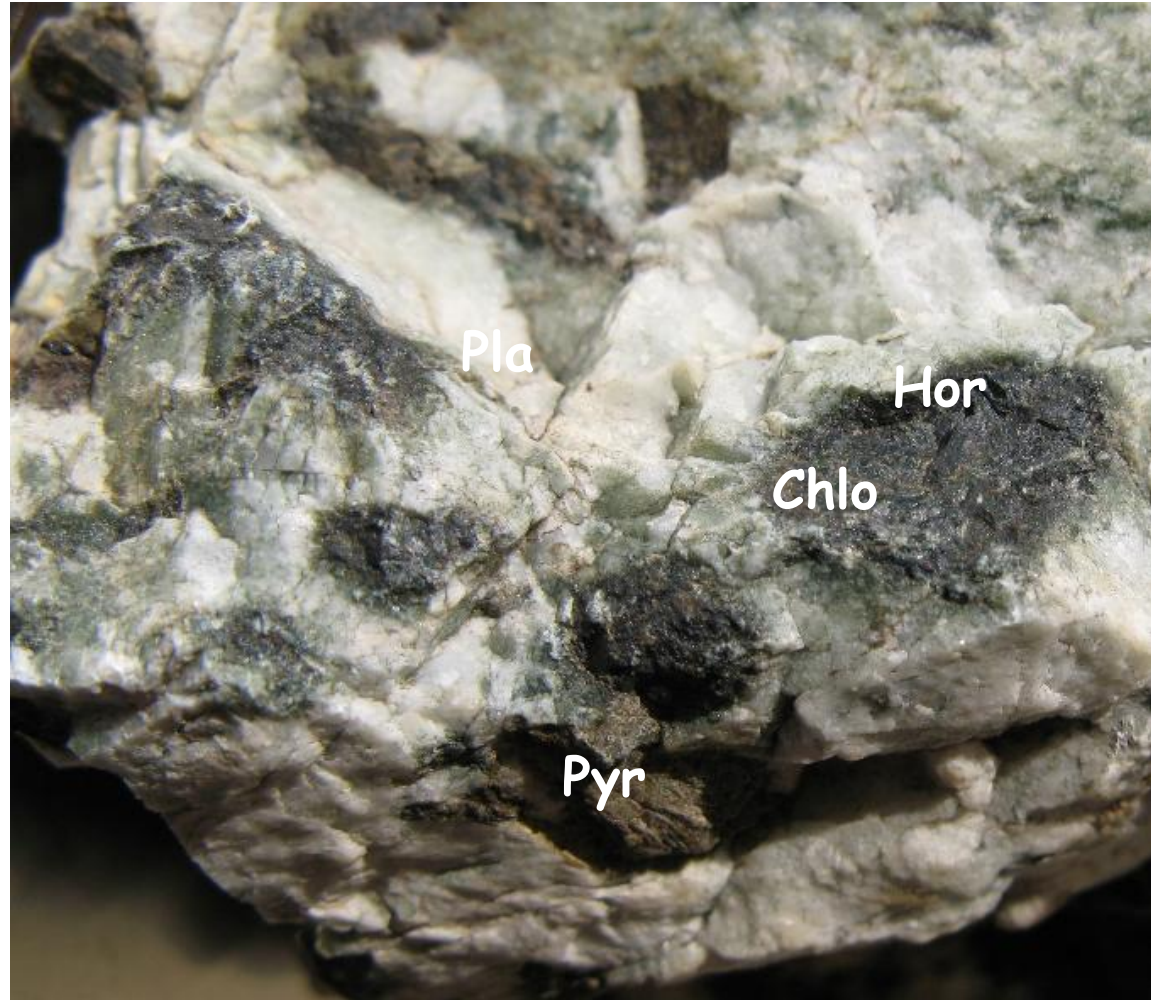
Metagabbro du Chenaillet

Observation au microscope polarisant (LPNA)



Feldspath plagioclase + Pyroxène + H₂O → Hornblende (amphibole calcique)

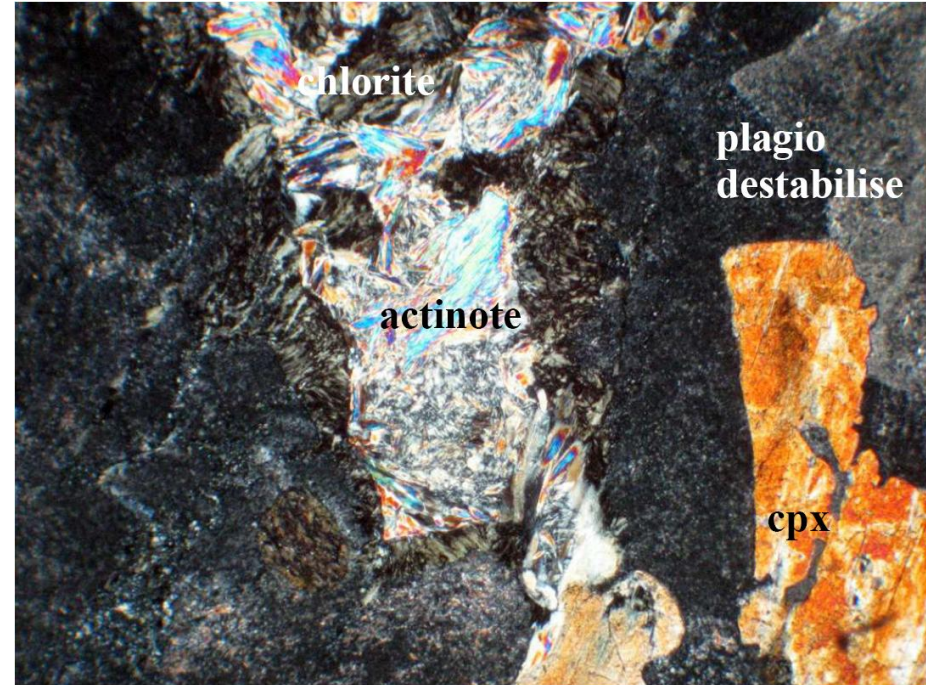
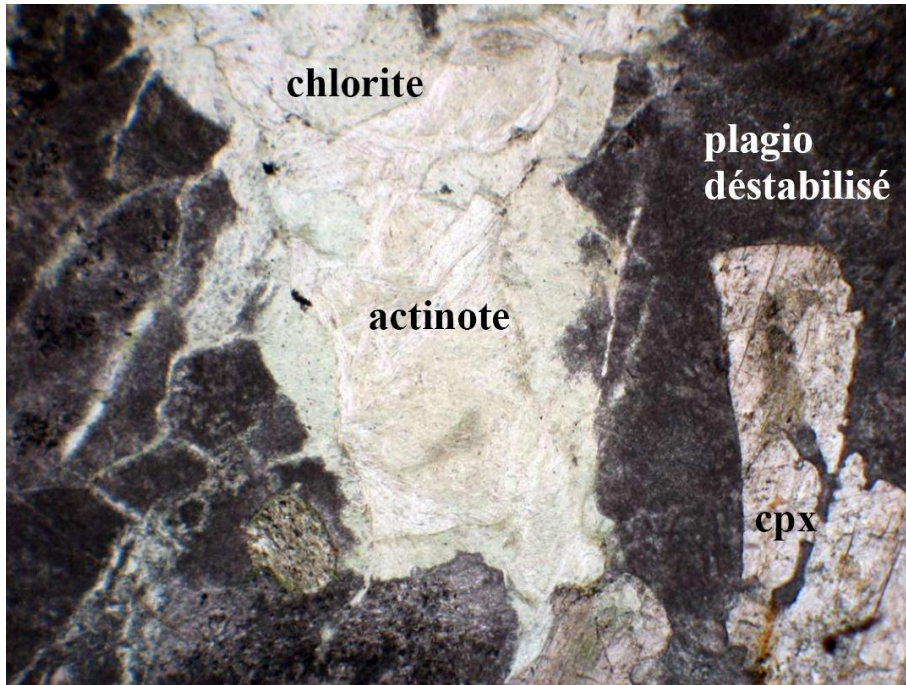
Métamorphisme BP MT (hydrothermal)



Feldspath plagioclase + Hornblende + H₂O → Chlorite + Actinote

Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

Métagbro à hornblende, chlorite et actinote (LPNA et LPA)



Feldspath plagioclase + Hornblende + H₂O → Chlorite + Actinote

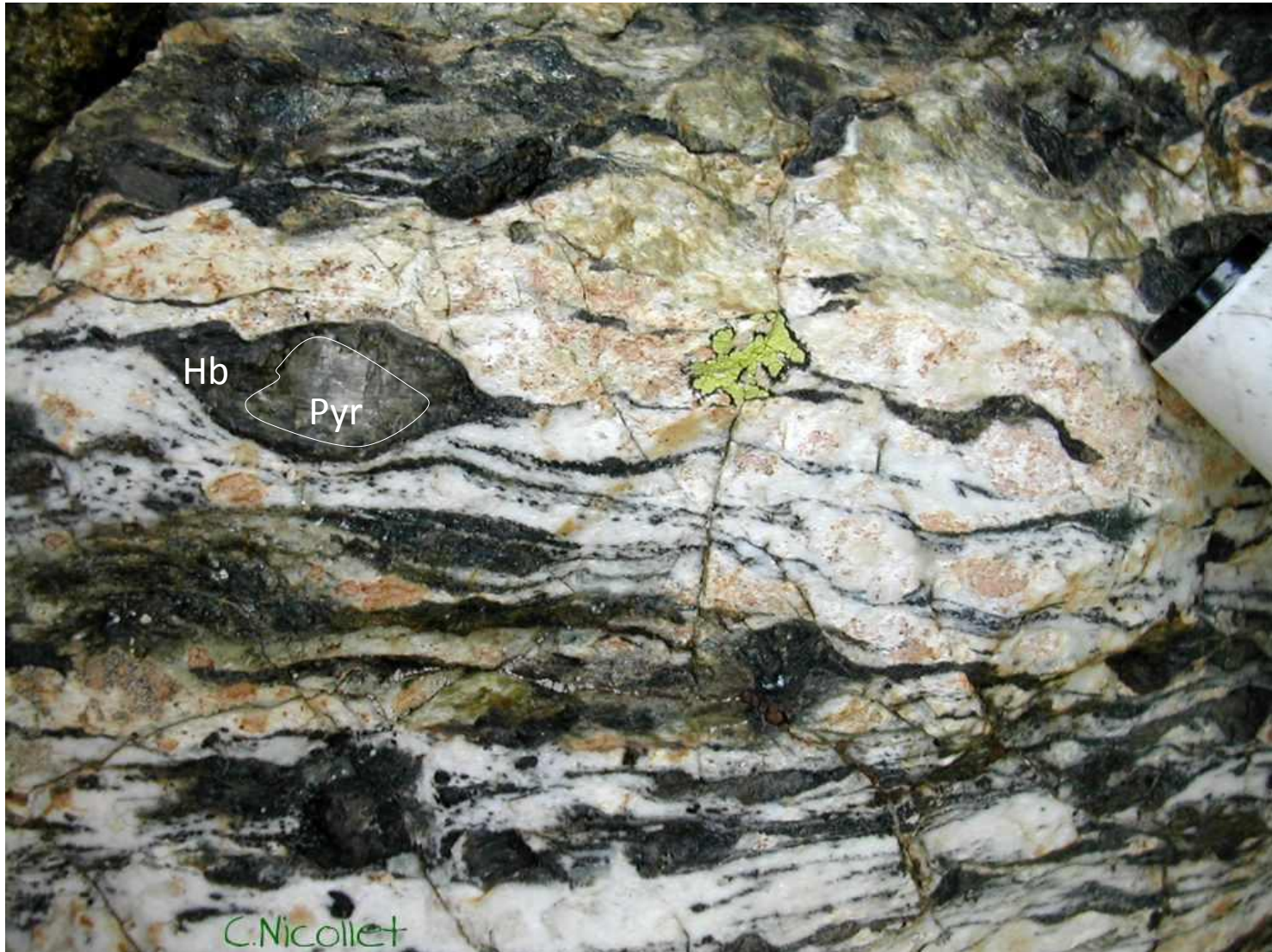
Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

Certains gabbros (gabbros foliés) ont conservé les traces du litage magmatique originel (étirement sous haute température lors de l'extension)



Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

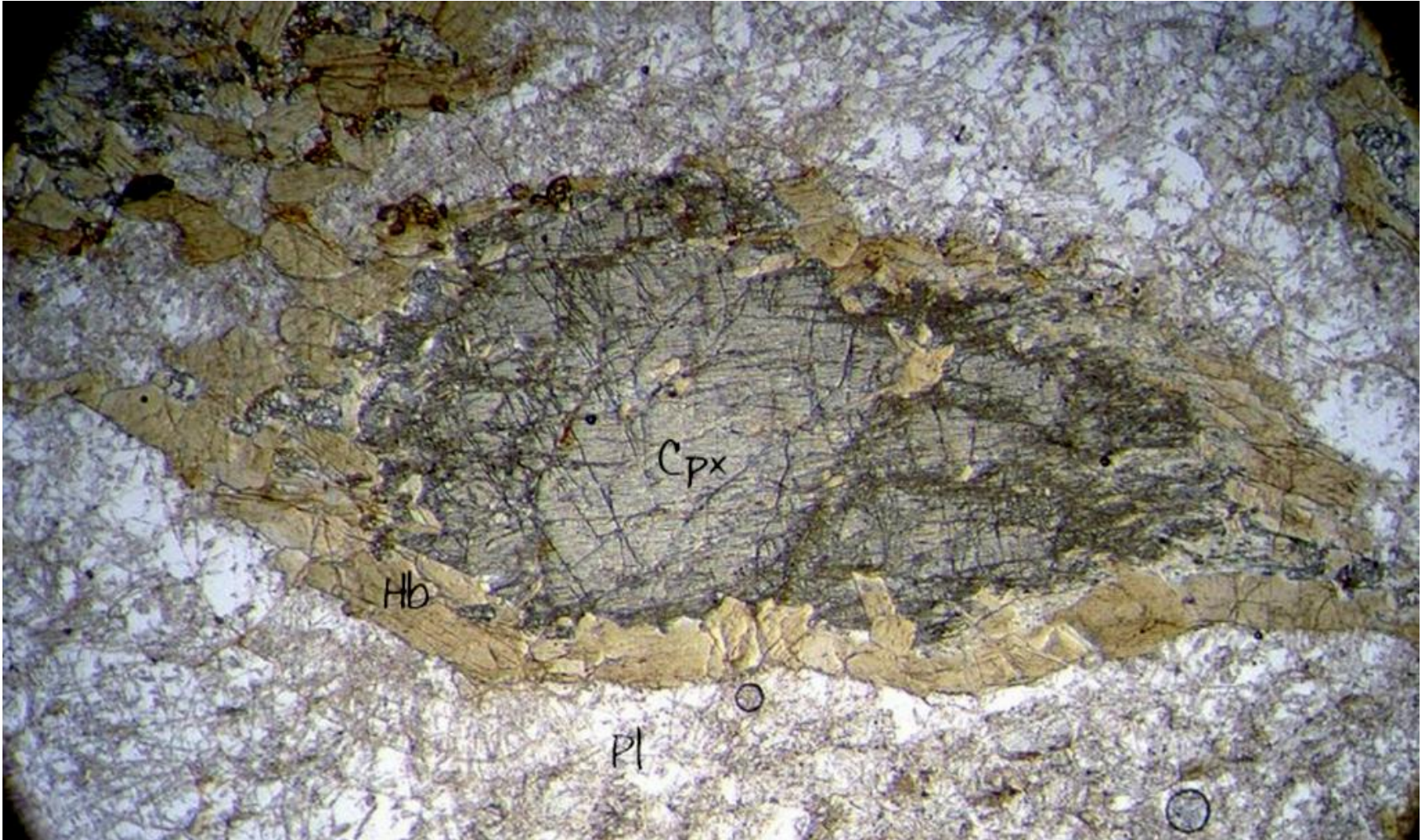
Certains gabbros (gabbros foliés) ont conservé les traces du litage magmatique original (étirement sous haute température lors de l'extension)



Pyr = Clinopyroxène. Hb = Hornblende

Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

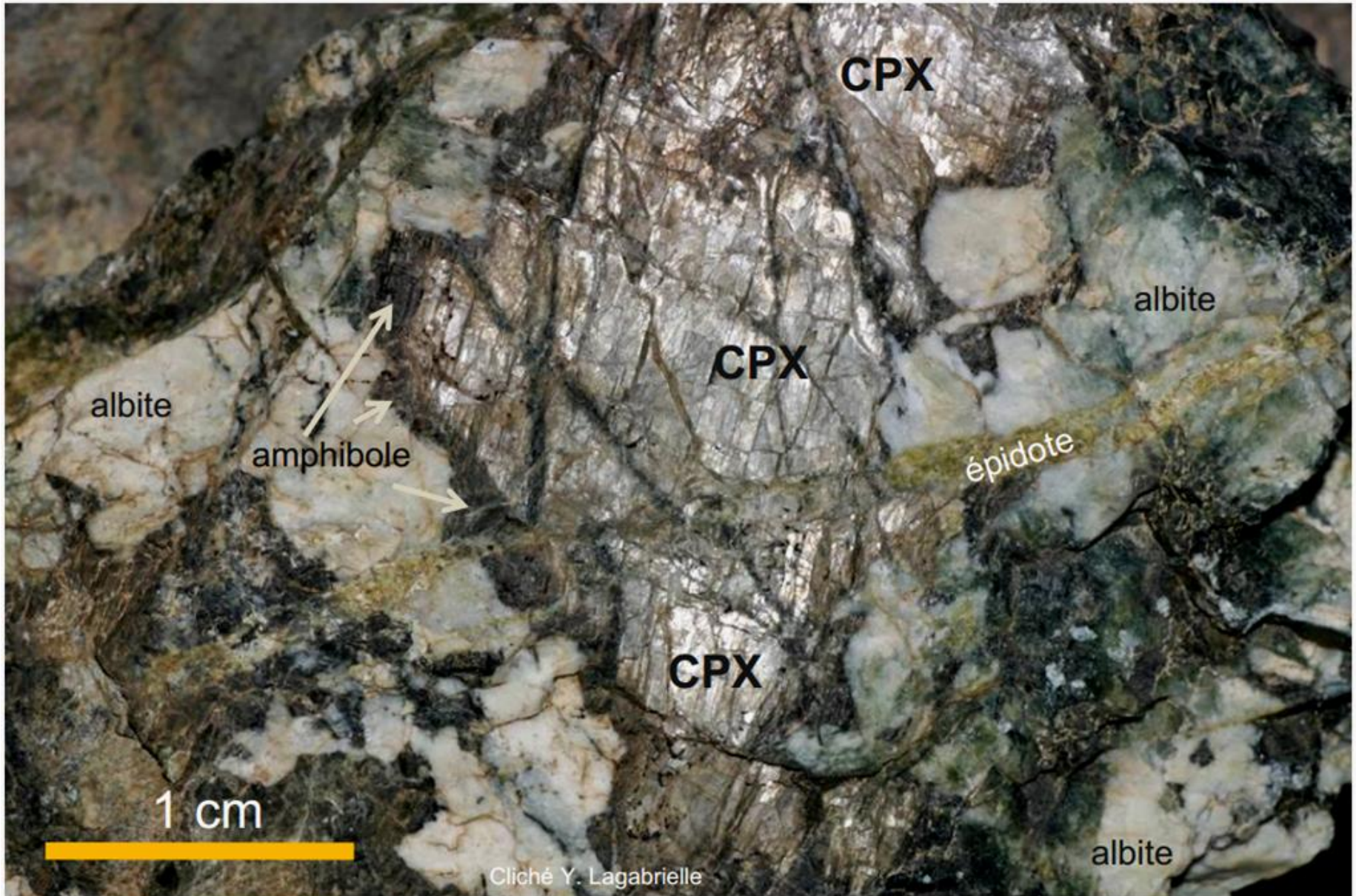
-Certains gabbros (gabbros foliés) ont conservé les traces du litage magmatique originel (étirement sous haute température lors de l'extension)



Cpx= Clinopyroxène. Hb = Hornblende

Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

Gabbro pegmatitique du Chenaillet (Cpx = clinopyroxène)



Métamorphisme BP MT (hydrothermal)

Métabasalte du Chenaillet avec épidote (« manteau d'arlequin »)



LPNA

LPA

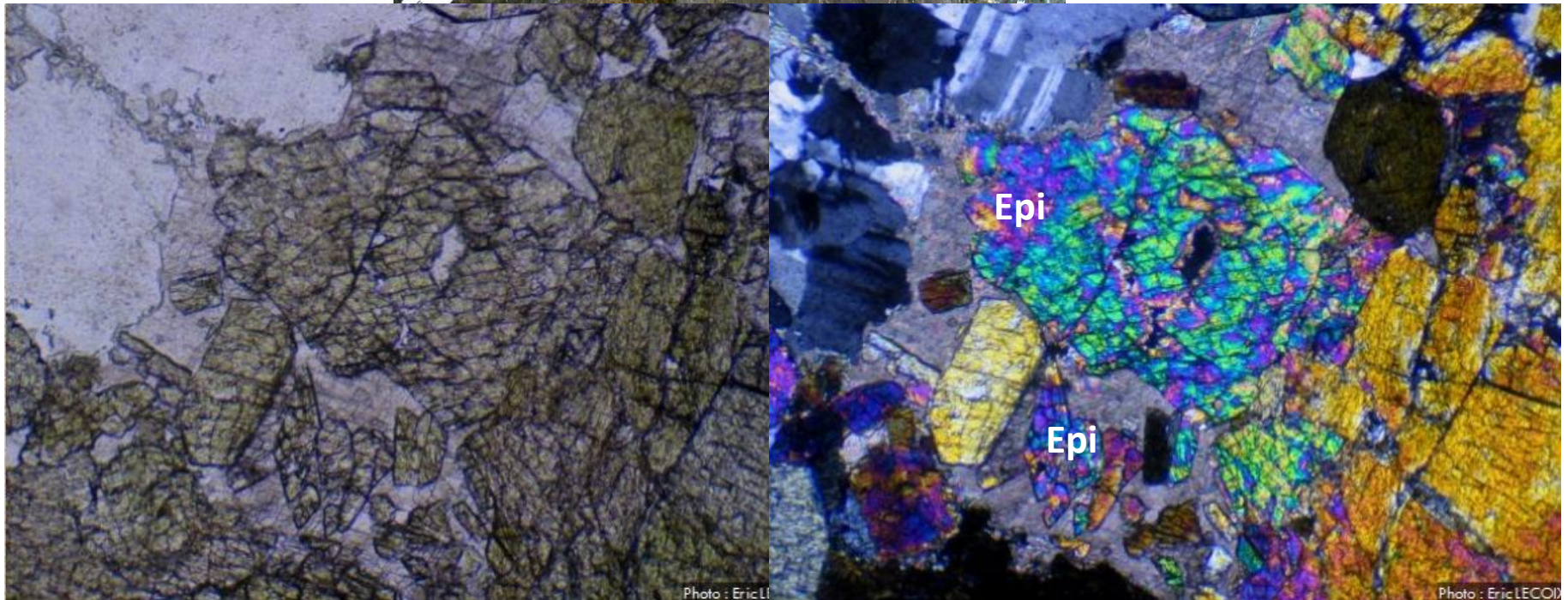
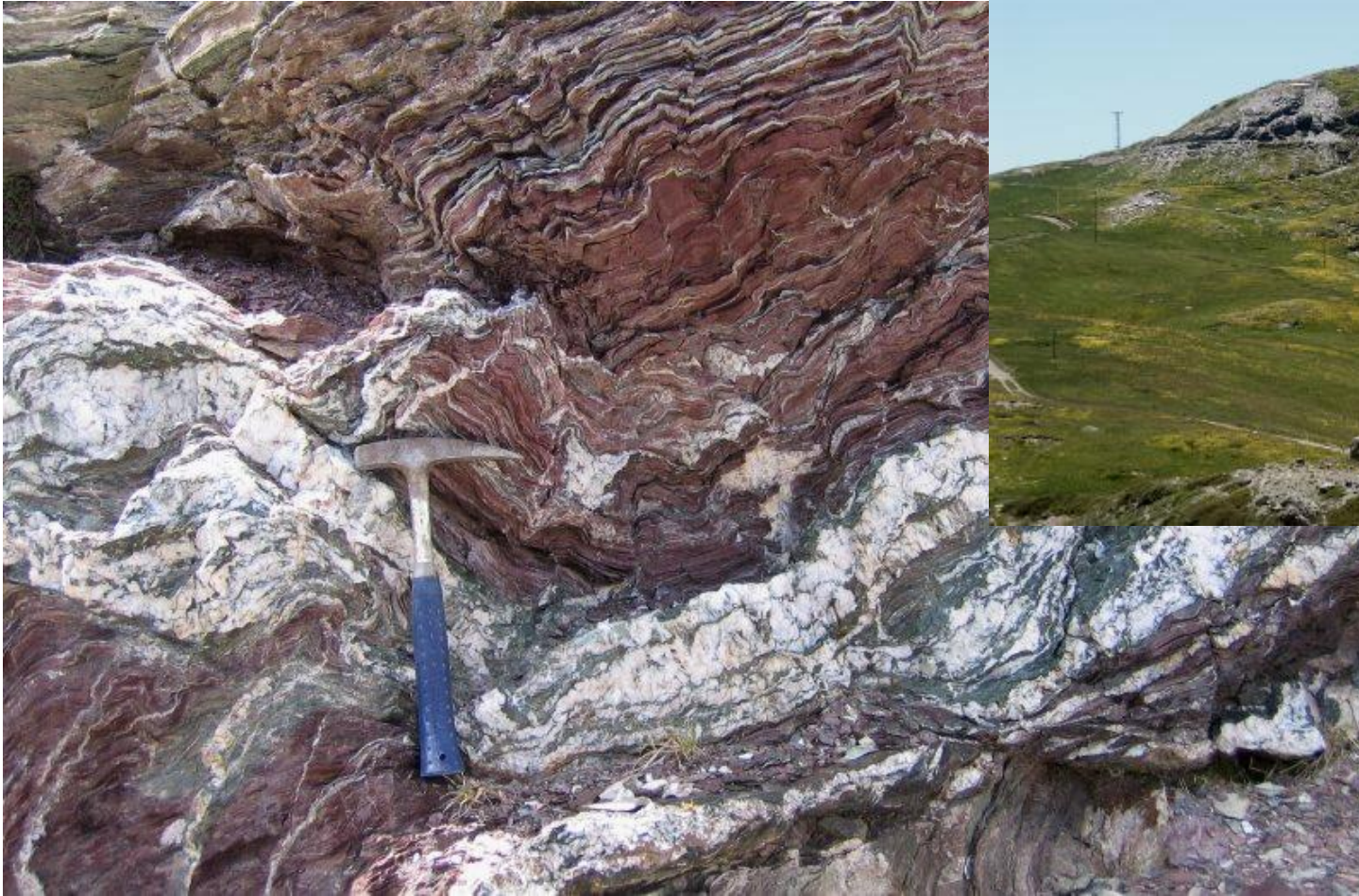


Photo : Eric LI

Photo : Eric LECOQ

Radiolarites du Chenaillet

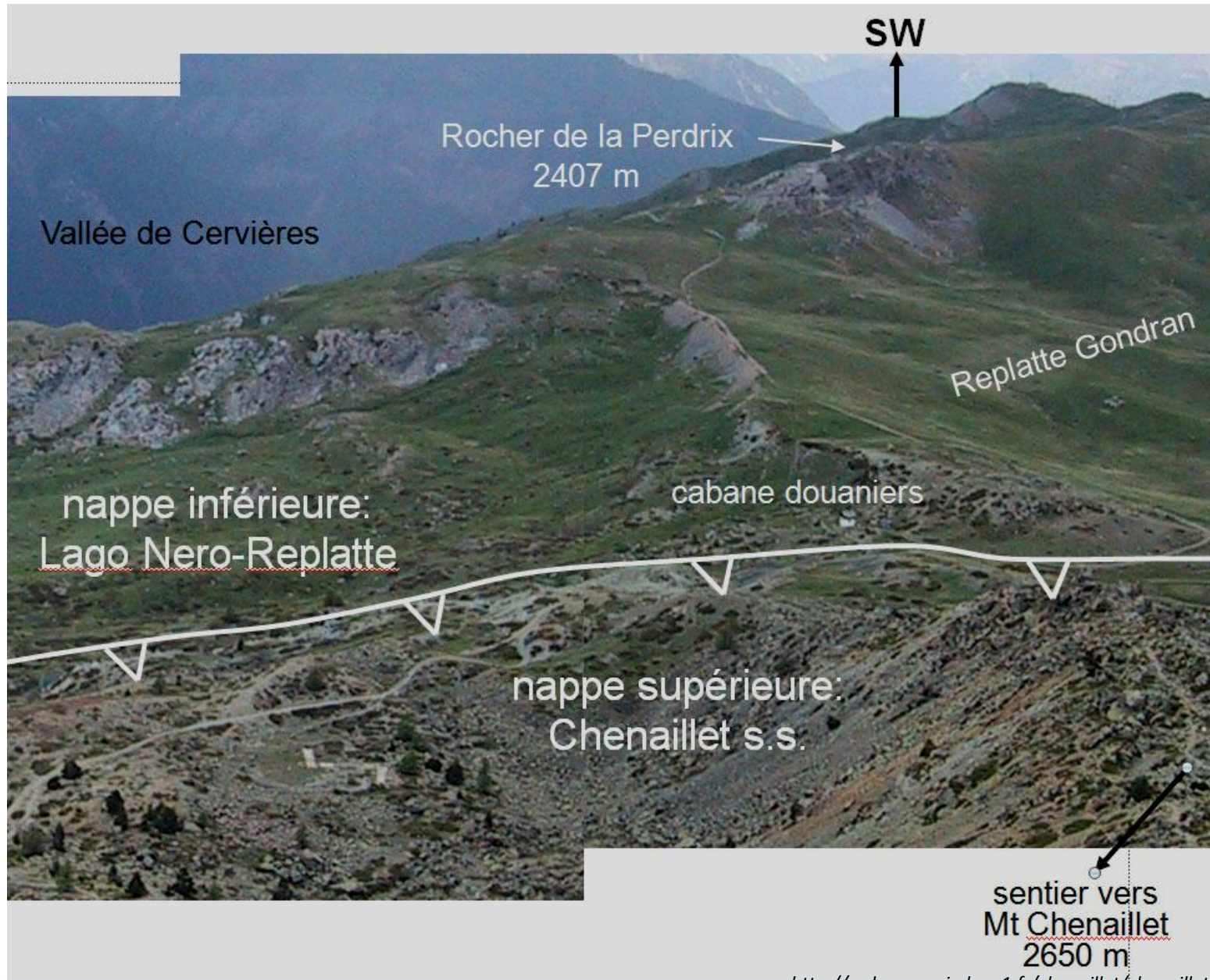
Affleurement de radiolarites au Rocher de la Perdrix, Chenaillet



Les radiolarites, d'âge Jurassique sont des sédiments siliceux formés par l'accumulation de squelettes d'animaux marins unicellulaires : les radiolaires. Les boues siliceuses à radiolaires sont les seules qui se déposent à grande profondeur car à partir de - 4 000 m, les squelettes carbonatés sont dissous au cours de leur chute vers le fond (sous l'effet d'une pression importante et d'une température faible). La datation biostratigraphique des radiolarites du Chenaillet donne un âge d'environ 160-150 millions d'années (Jurassique supérieur).

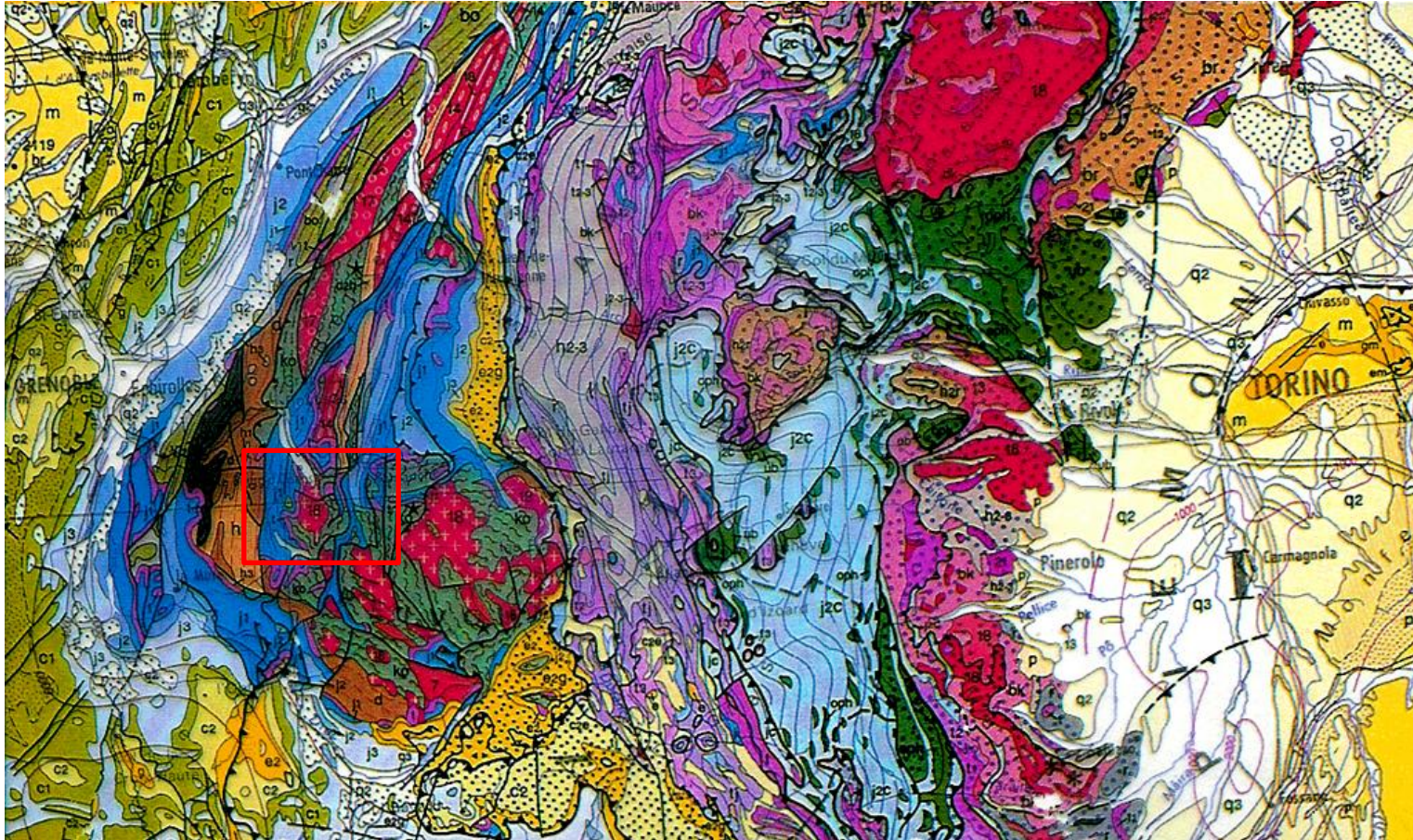
Radiolarites du Chenaillet

Affleurement de radiolarites au Rocher de la Perdrix, Chenaillet



Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalpe, commune de Chantelouve (Isère)



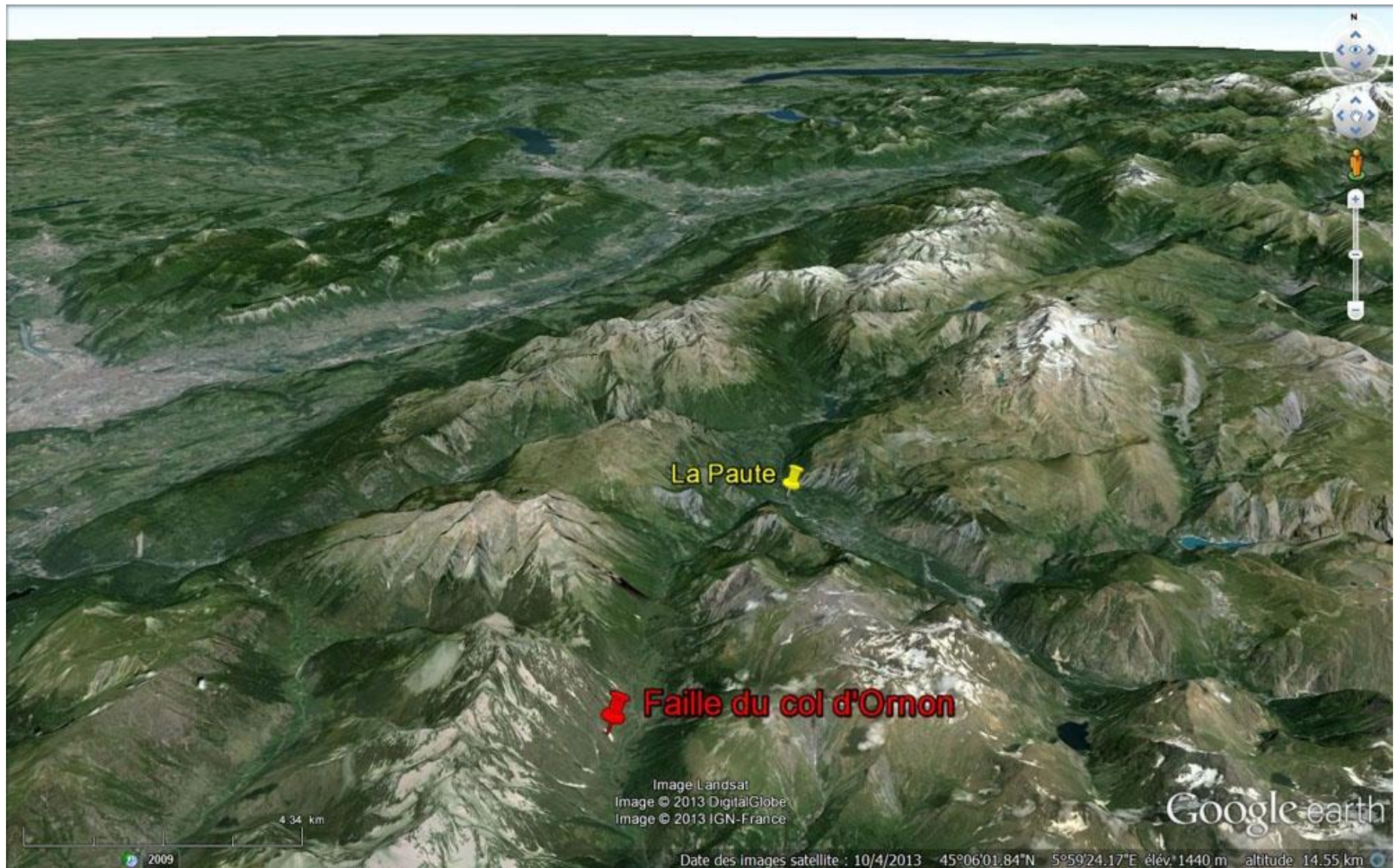
Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalp, commune de Chantelouve (Isère)



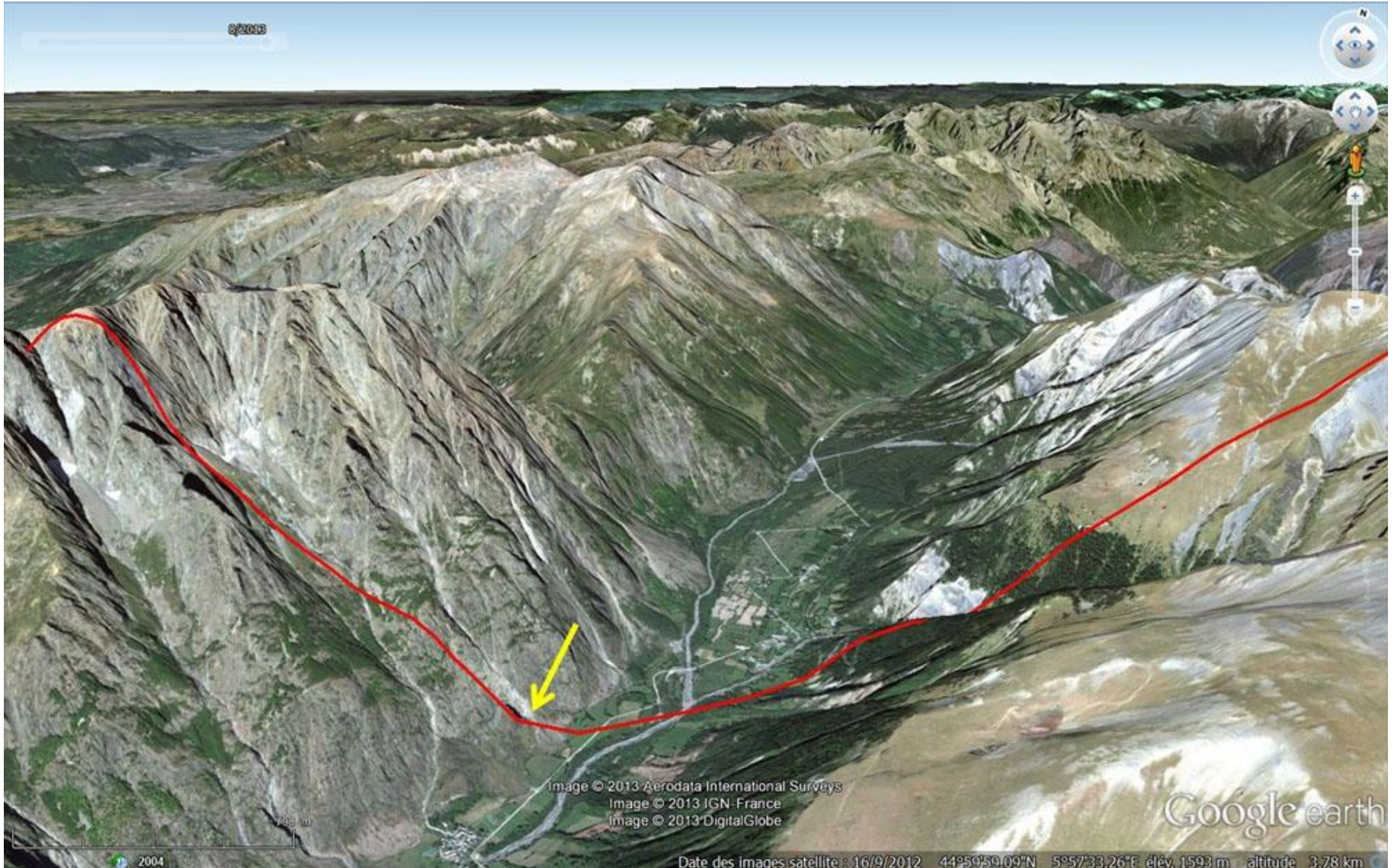
Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalpe, commune de Chantelouve (Isère)



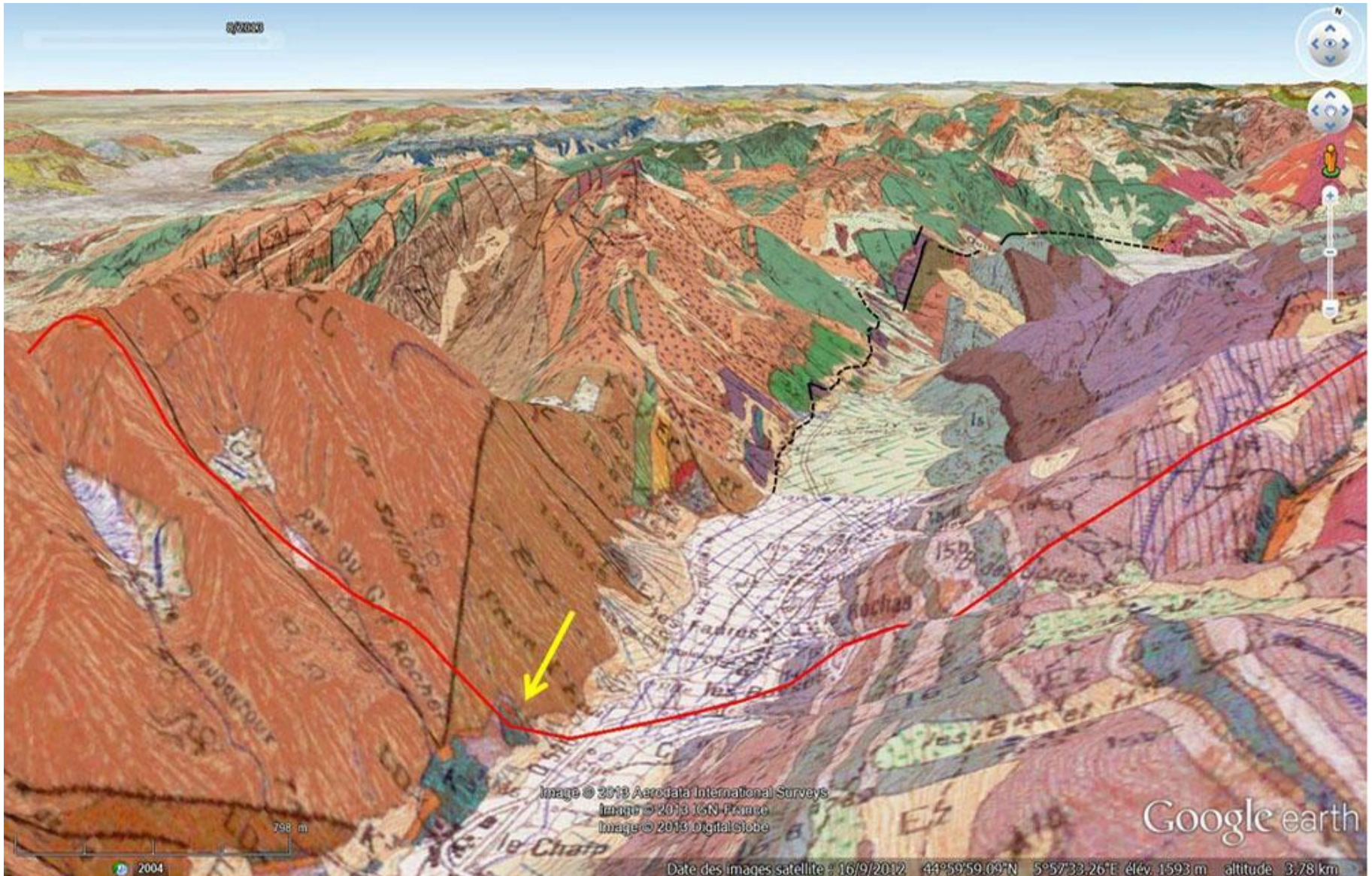
Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalpe, commune de Chantelouve (Isère)



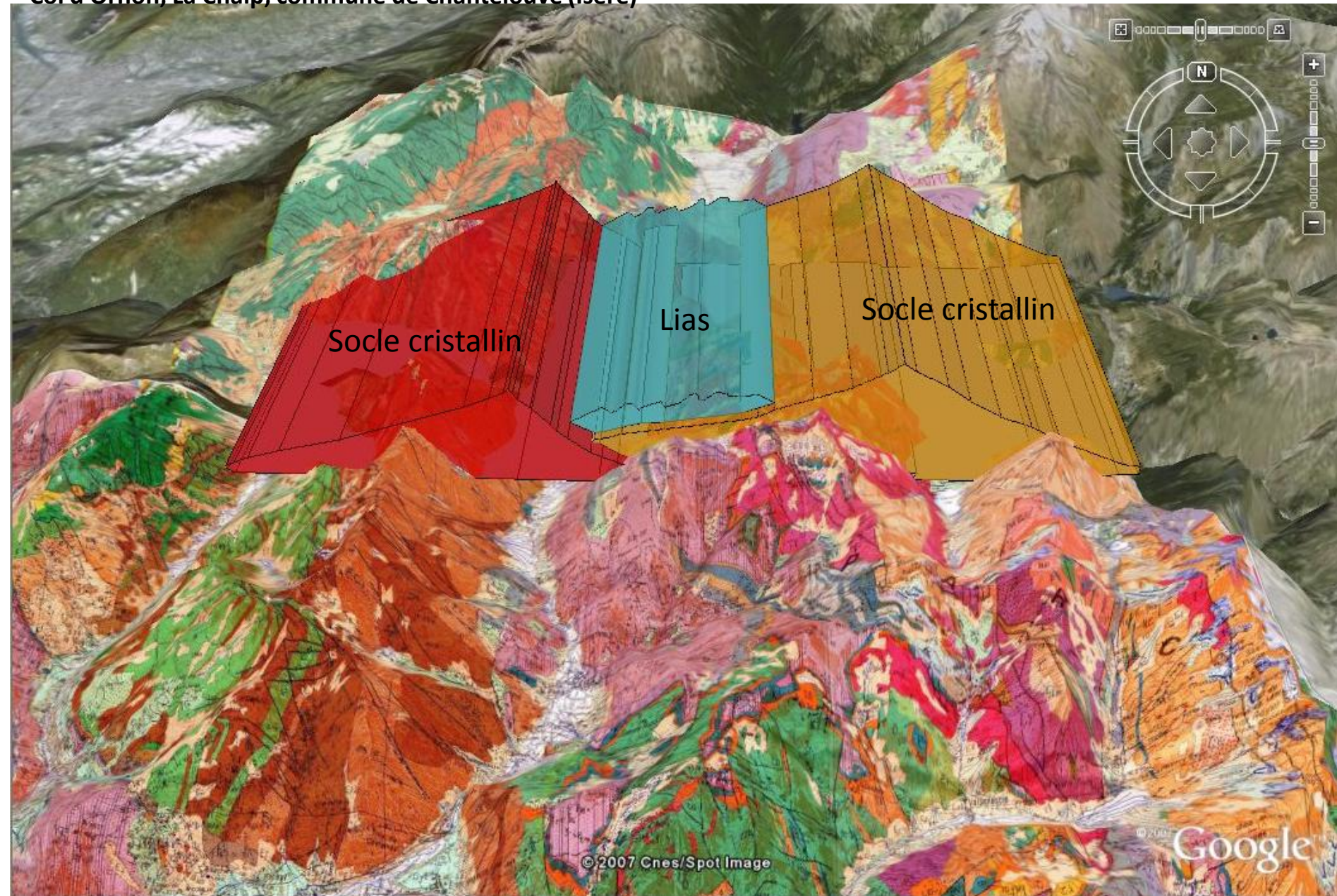
Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalp, commune de Chantelouve (Isère)



Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalpe, commune de Chantelouve (Isère)

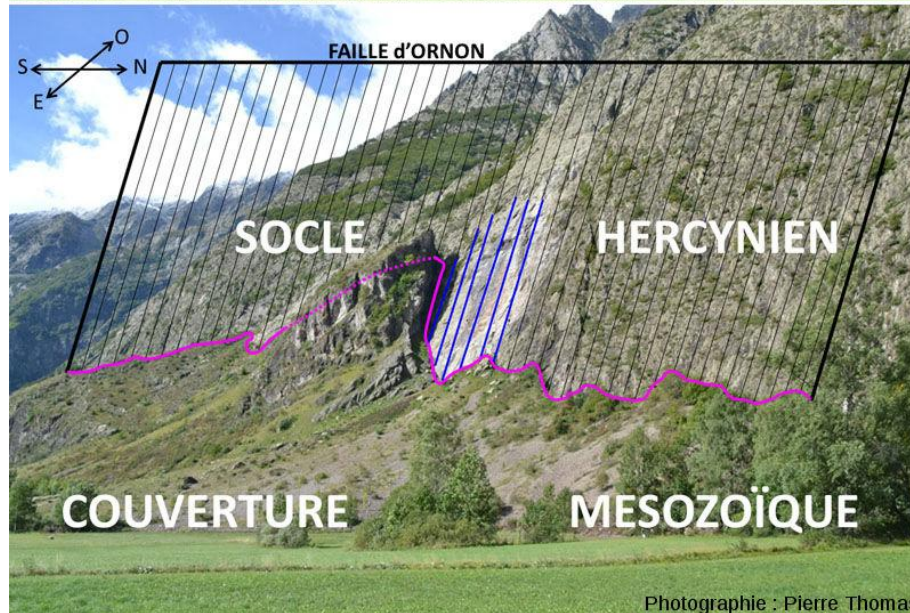


Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalp, commune de Chantelouve (Isère)



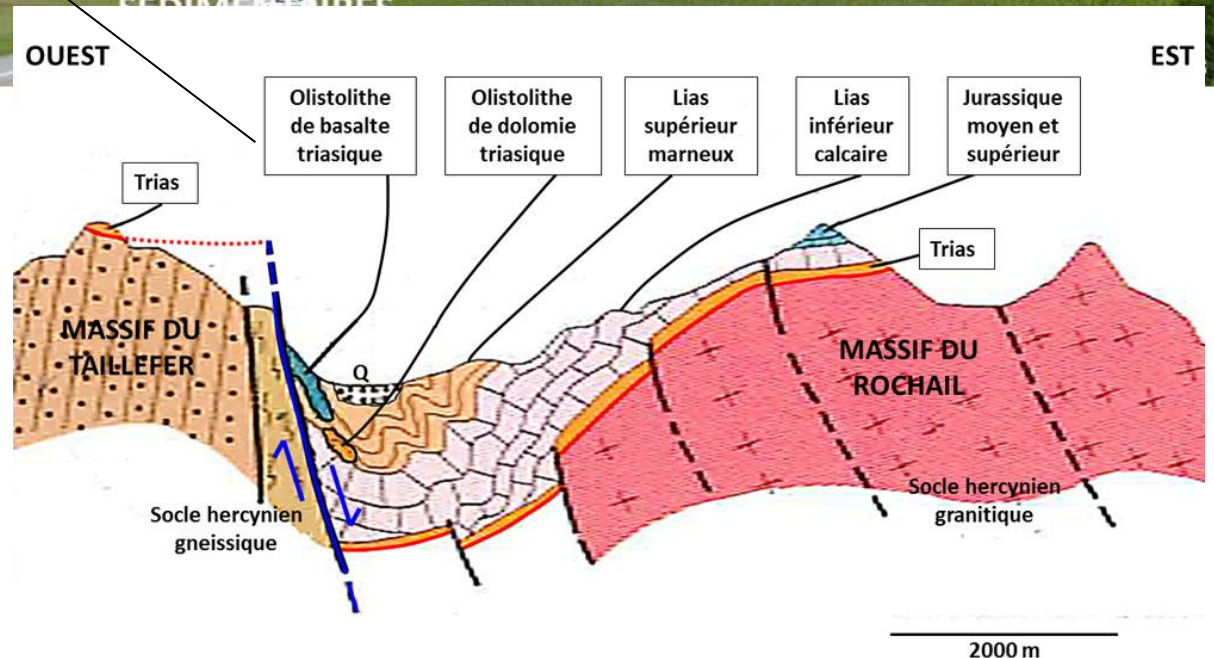
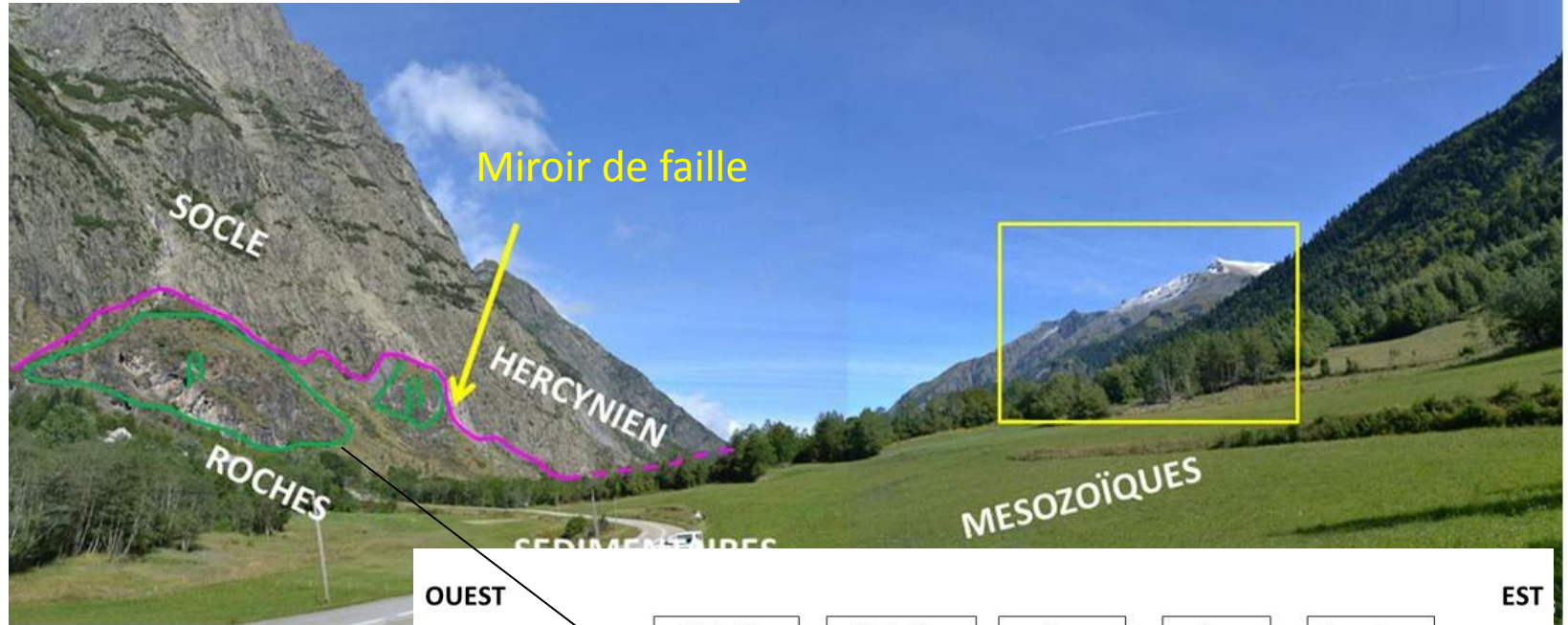
Photographie : Pierre Thomas



Photographie : Pierre Thomas

Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, La Chalp, commune de Chantelouve (Isère)

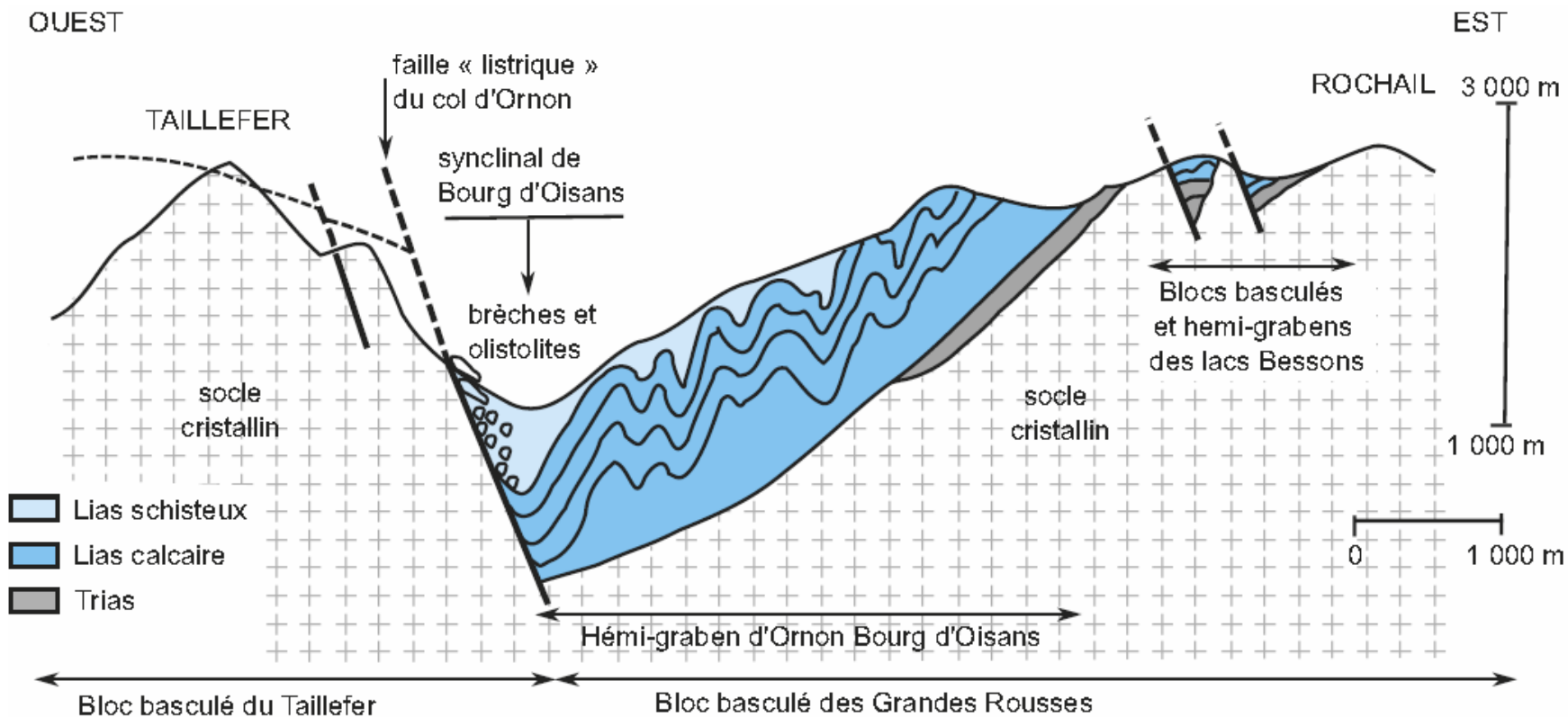


La ligne rouge indique la discordance base du Trias / socle hercynien. La faille principale est figurée en bleu. Le jeu normal actuel de cette faille peut être estimé par le décalage vertical de la base du Trias, jeu vertical d'environ 2500 m. L'allure en demi-graben (bloc basculé) du secteur est parfaitement visible, malgré la tectonique compressive qui l'a affecté depuis.

Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, bassin de Bourg d'Oisans

Schéma interprétatif du versant Sud du col d'Ornon depuis le village de Perier.



Blocs basculés en Oisans

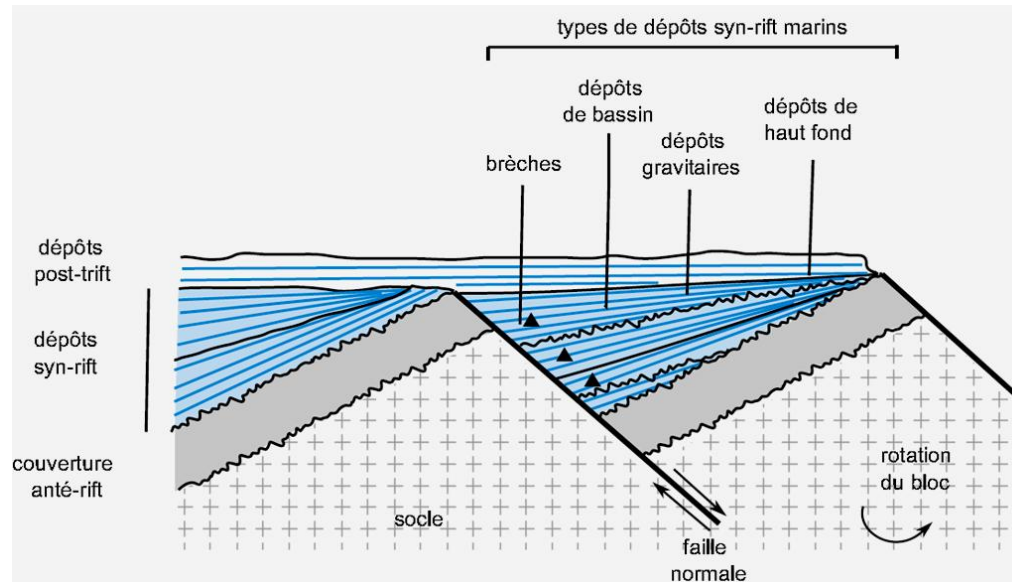
Col d'Ornon, bassin de Bourg d'Oisans

Dépôts anté-rift

Ces dépôts ont subi le basculement des blocs. Ils surmontent le socle dont ils sont solidaires et sont le plus souvent de type marin. Il s'agit de dolomies du Trias moyen montrant des figures d'érosion (reprise en graviers fluviatiles), des figures de marées et d'assèchement, témoignant d'une mer peu profonde qui a envahi la région après la pénéplanation de la chaîne hercynienne.

Des spilites, basaltes enrichis en sodium à la suite d'un métamorphisme hydrothermal, les coiffent.

Ils peuvent être rapportés à des basaltes alcalins témoins de l'initiation d'une ouverture continentale. Le miroir de la faille de la Chalp montre d'ailleurs des filons basaltiques au sein des gneiss qui pourraient correspondre aux fissures d'injection.

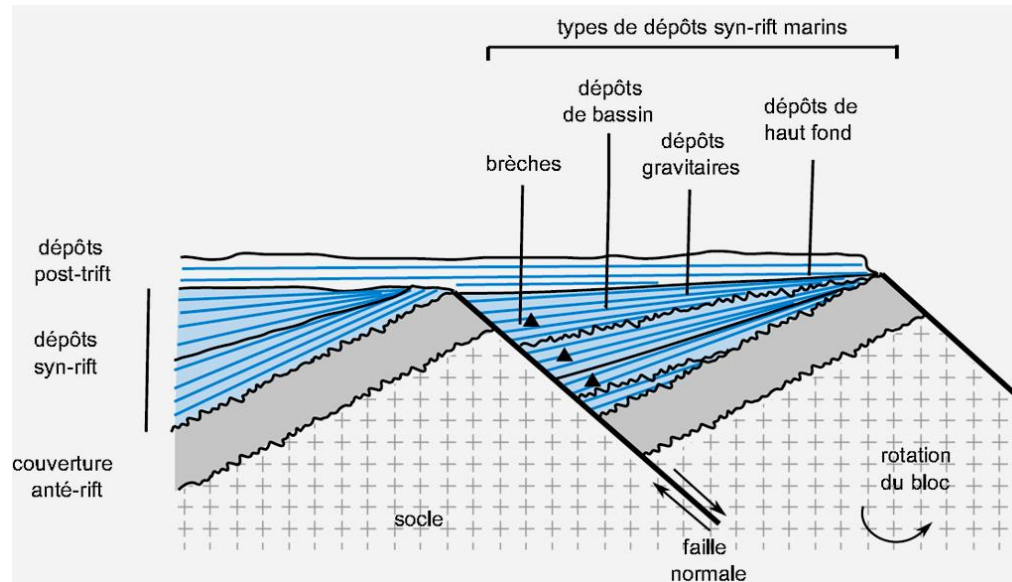


Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, bassin de Bourg d'Oisans

Dépôts syn-rift

Ils sont en partie discordants sur les précédents et présentent une organisation en éventail. Ces dépôts subhorizontaux se sont réalisés lors du basculement des blocs. Ils s'échelonnent du Trias supérieur au Jurassique moyen et sont essentiellement constitués de boues calcaires et marneuses attestant d'une mer plus ouverte que celle qui précédait le rifting. Un même dépôt montre successivement en se dirigeant vers le front de faille des faciès détritiques puis pélagiques puis détritiques très grossiers (olistolithes) au pied même de la faille ; la profondeur augmentait en allant vers la faille et les hauts fonds constitués par le bord interne du bloc basculé (le demi-horst) subissaient une érosion à l'origine de dépôts détritiques.



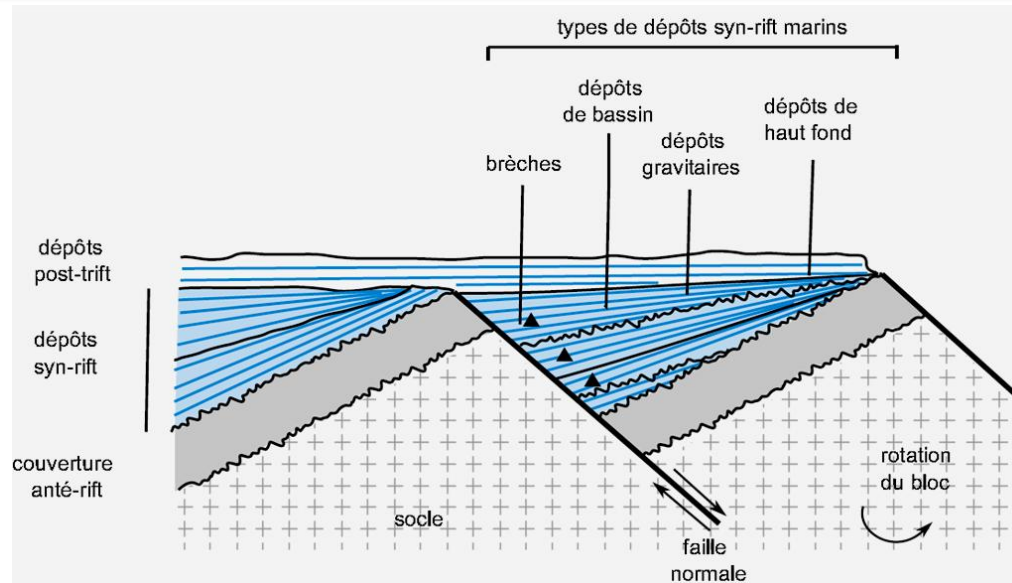
Blocs basculés en Oisans

Col d'Ornon, bassin de Bourg d'Oisans

Dépôts post-rift

Ce sont des argiles du Malm et du Crétacé inférieur qui reposent en discordance sur les sédiments précédents voire sur le socle du bord interne des blocs basculés. Ils marquent la fin du rifting donc de la subsidence tectonique et le début d'une subsidence plutôt thermique de la marge mais pas la fin de l'extension. Celle-ci se réalise au niveau de la lithosphère océanique qui est maintenant mise en place comme le montre la couverture sédimentaire du Jurassique supérieur des ophiolites.

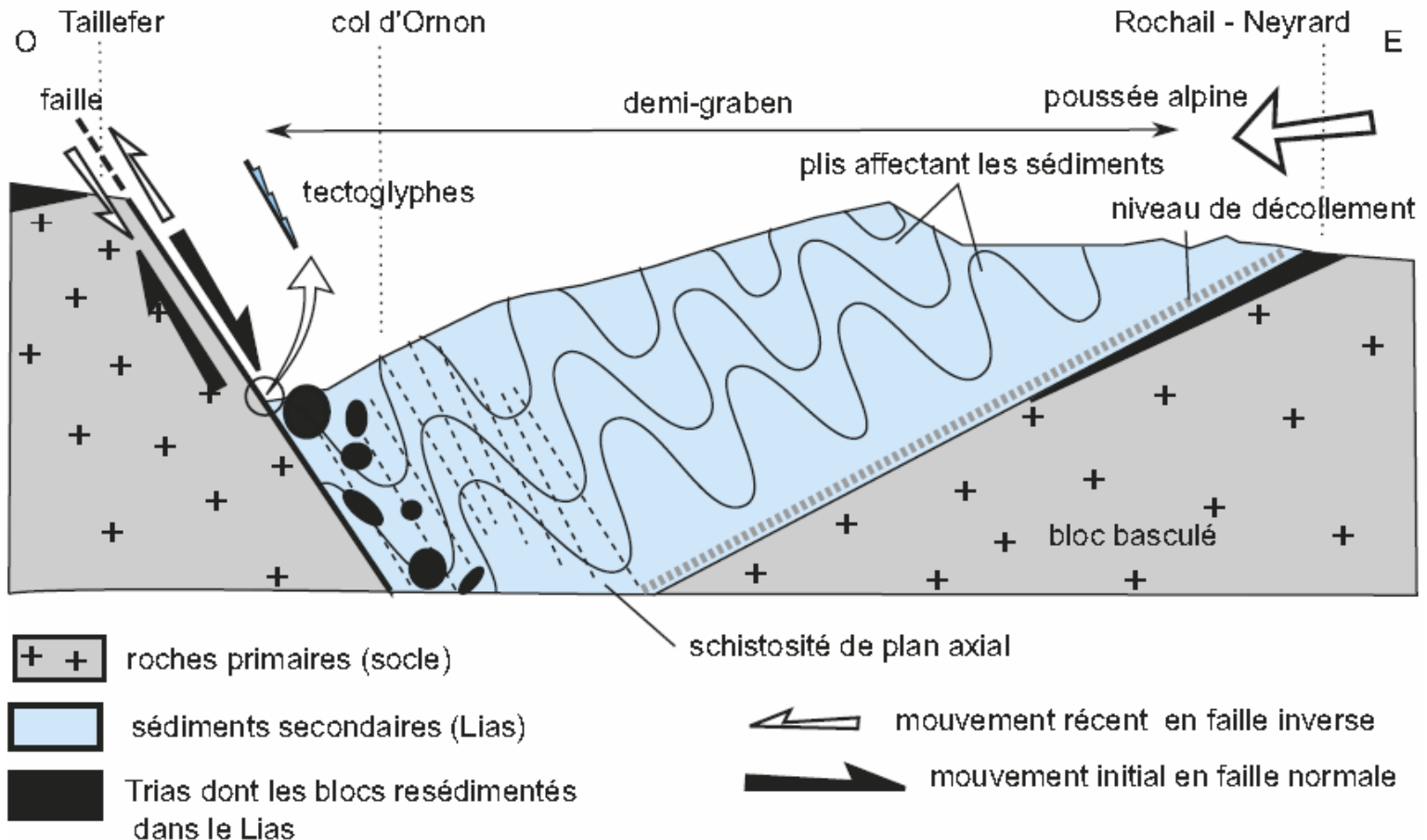
L'âge des diverses formations permet de situer le rifting entre la fin du Trias (basaltes alcalins) et la limite entre Jurassique inférieur et Jurassique moyen



Blocs basculés en Oisans

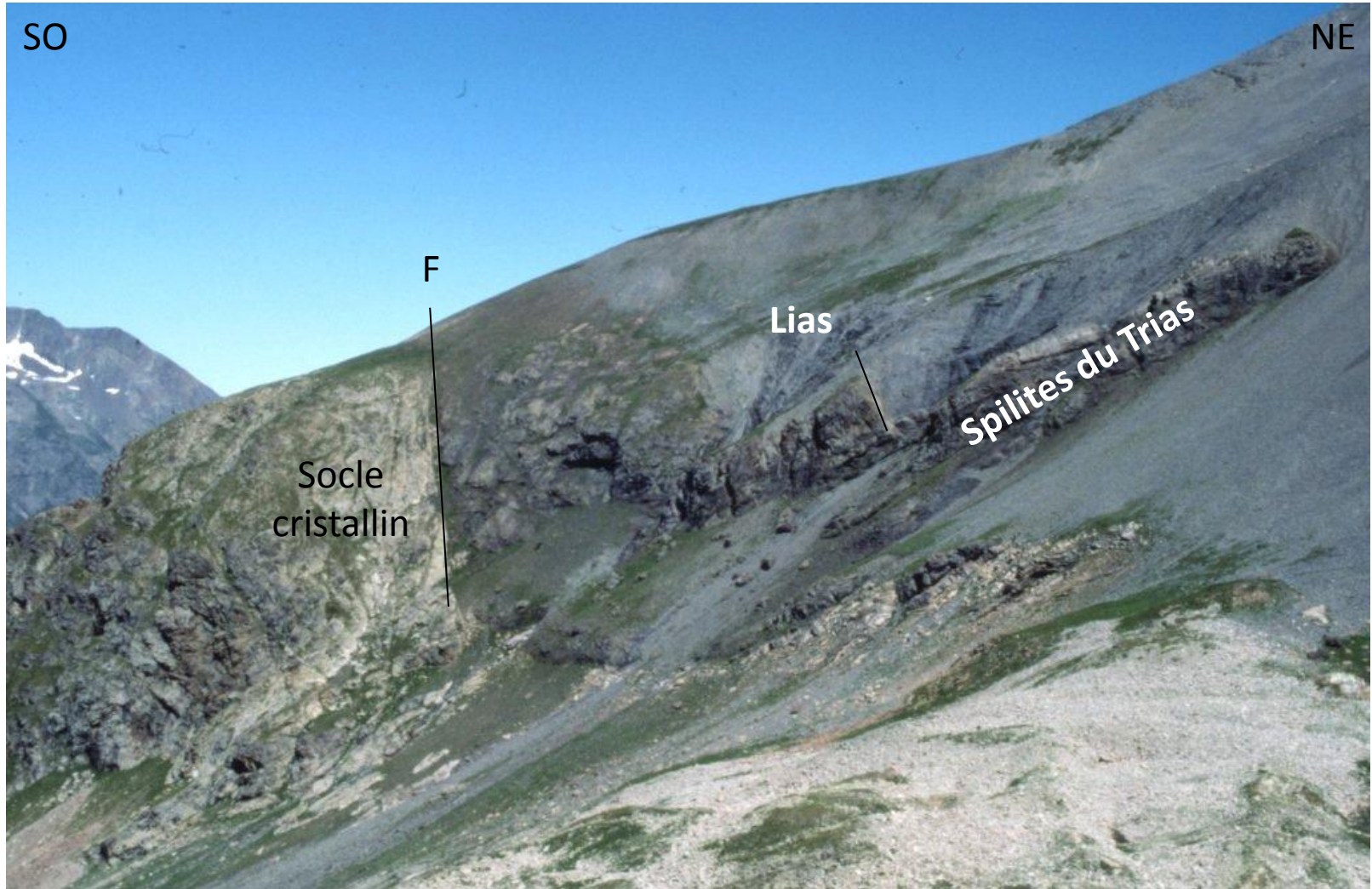
Col d'Ornon, bassin de Bourg d'Oisans

Interprétation géodynamique du secteur Col d'Ornon



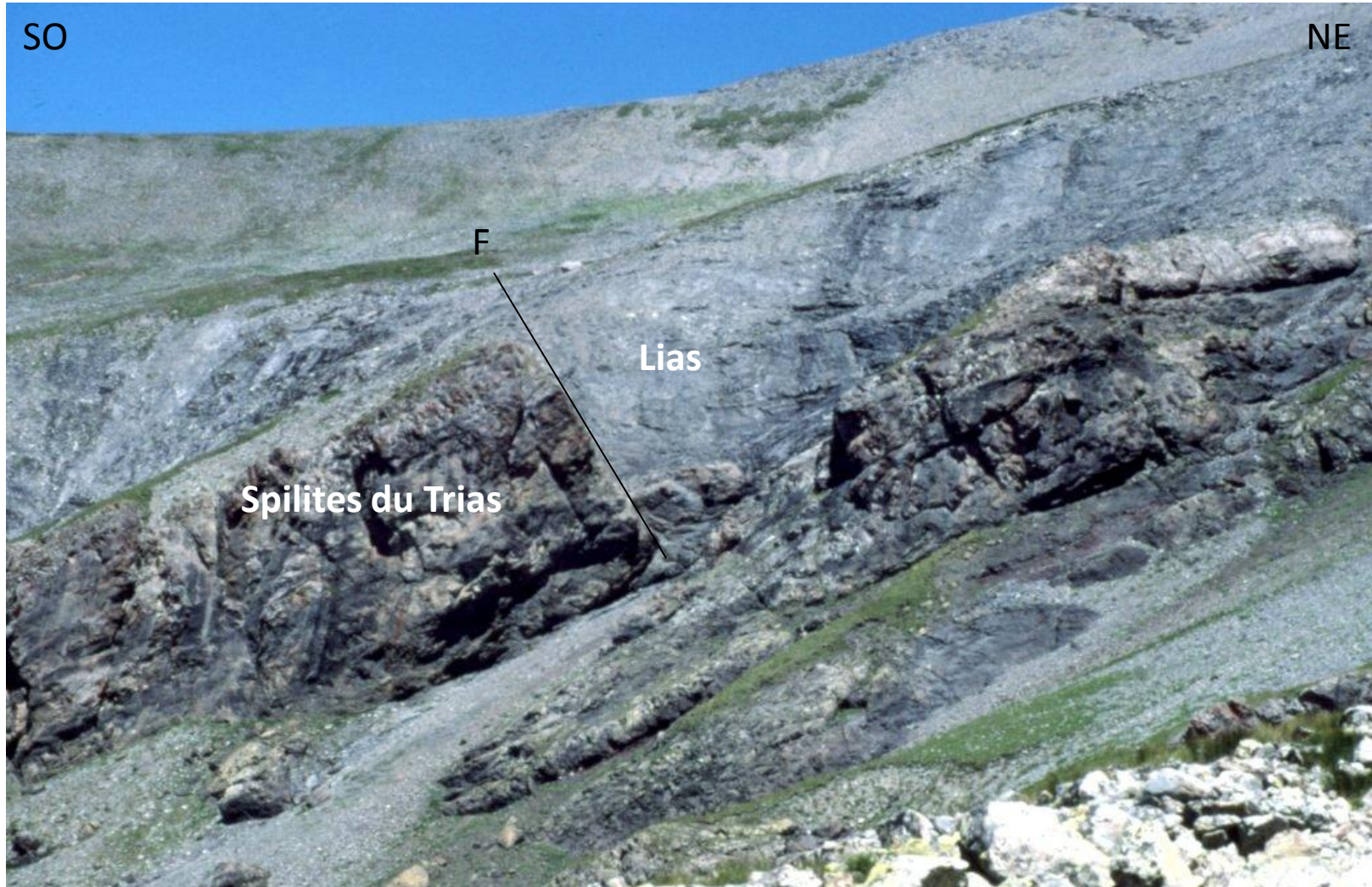
Blocs basculés en Oisans

Lac du Vallon, sommet du Rochail : Faille normale et bloc basculé



Blocs basculés en Oisans

Lac du Vallon, sommet du Rochail : Faille normale et bloc basculé



Blocs basculés en Oisans

Lac du Vallon, sommet du Roichail : Faille normale et bloc basculé



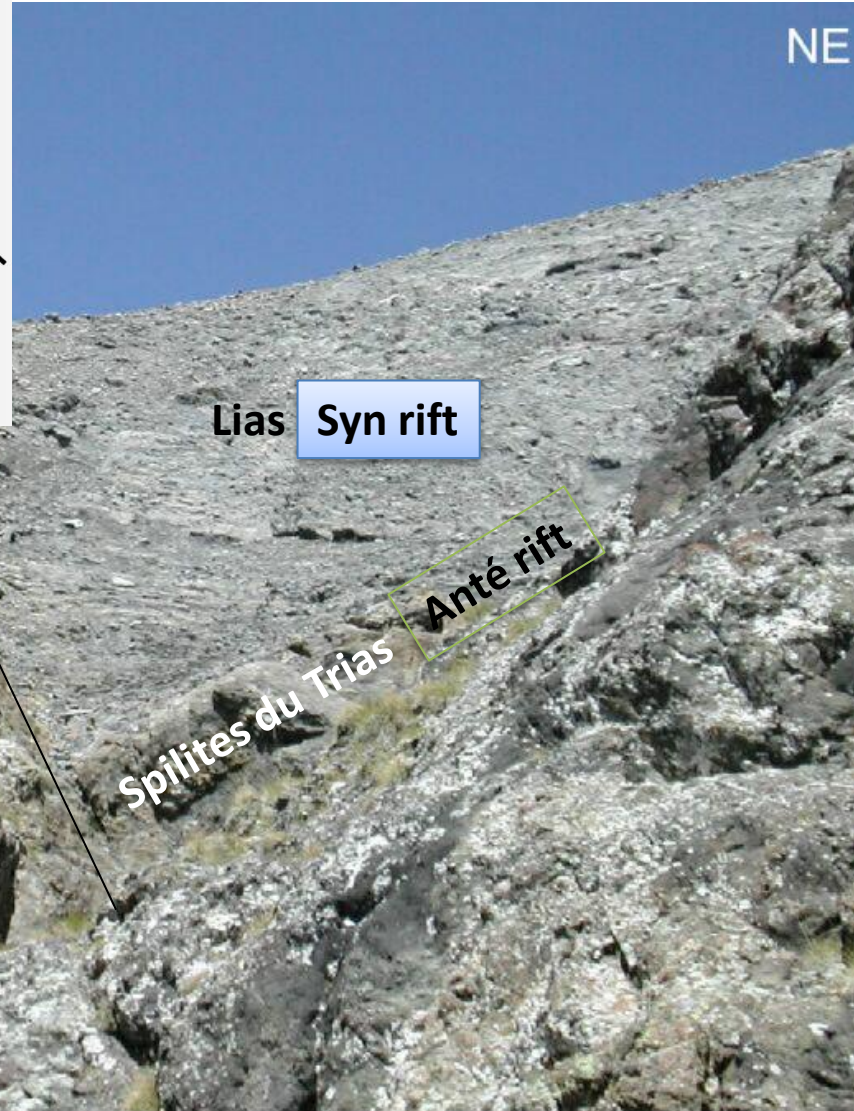
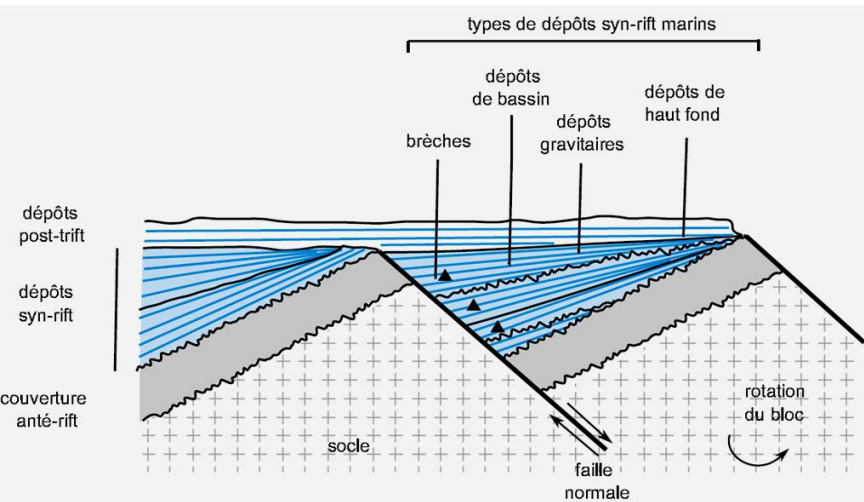
Blocs basculés en Oisans

Lac du Vallon, sommet du Rochoil : Faille normale et bloc basculé



Blocs basculés en Oisans

Lac du Vallon, sommet du Roichail : Faille normale et bloc basculé



C. Nicollet

Blocs basculés en Oisans

Lac du Vallon, sommet du Rochail : Faille normale et bloc basculé



Blocs basculés en Oisans

Lac du Vallon, sommet du Rochail : Faille normale et bloc basculé



les marnes du Lias sont biseautées sur la surface des spilites. Ceci témoigne du basculement (rotation), caractéristique des blocs basculés, des couches inférieures le long d'une faille listrique.

I – Cadre structural

II – Les marqueurs de l'océanisation

III- Les marqueurs de la subduction

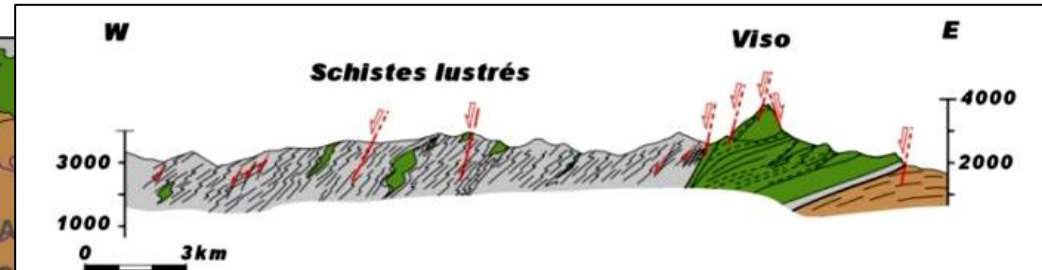
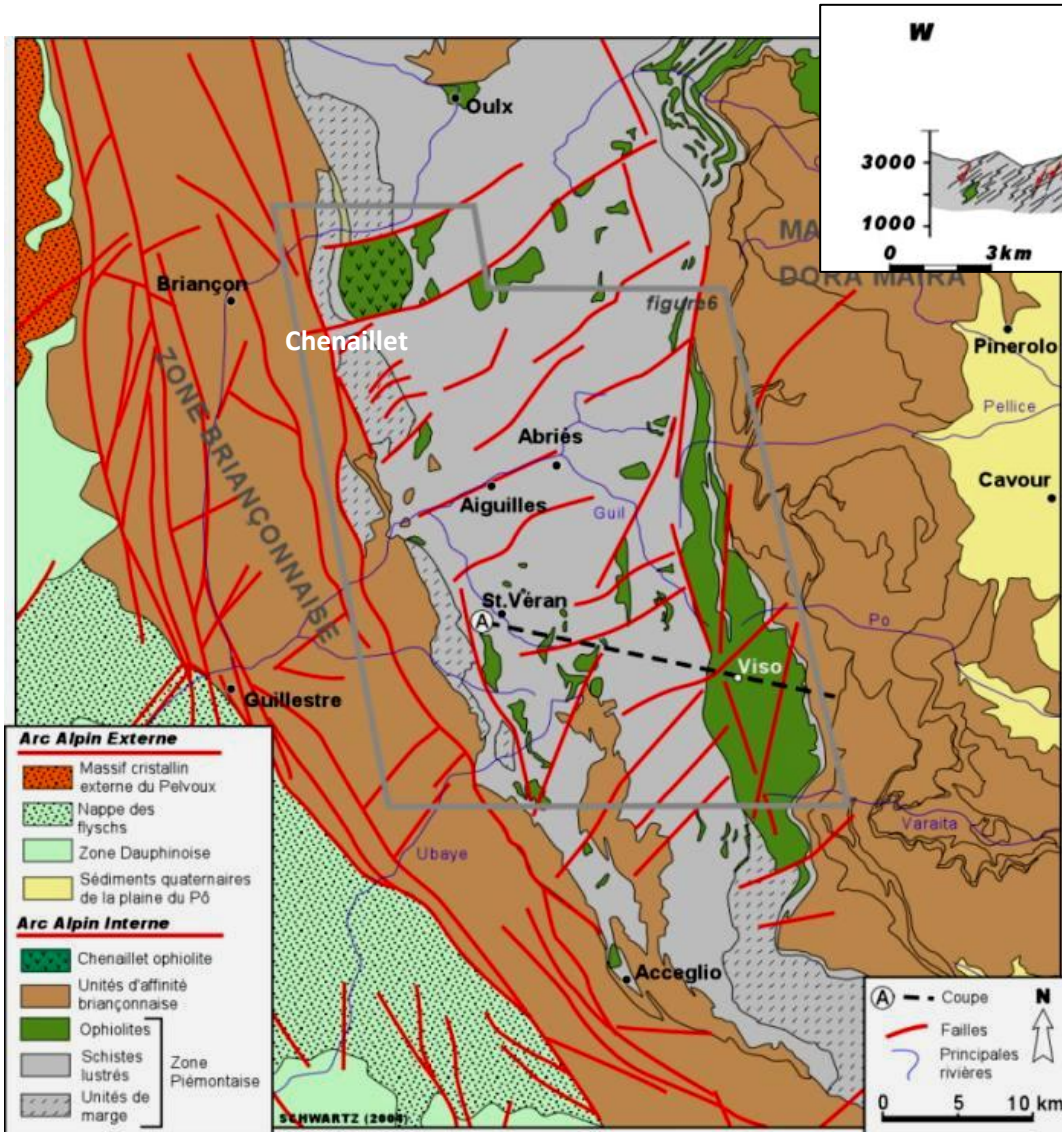
IV – Les marqueurs de la collision

V – L'évolution post-orogénique

VI – Synthèse géodynamique

Les schistes lustrés: un paléo-prisme d'accrétion

Le prisme d'accrétion



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 paléo-prisme d'accrétion. Ces unités reposent sur des **unités ophiolitiques** (Mont Viso)

Schistes Lustrés = sédiments océaniques (calcschistes) qui emballent quelques fragments de lithosphère océanique.

Les schistes lustrés: un paléo-prisme d'accrétion

Schistes lustrés à Château-Queyras



Schistes lustrés près de Saint Véran



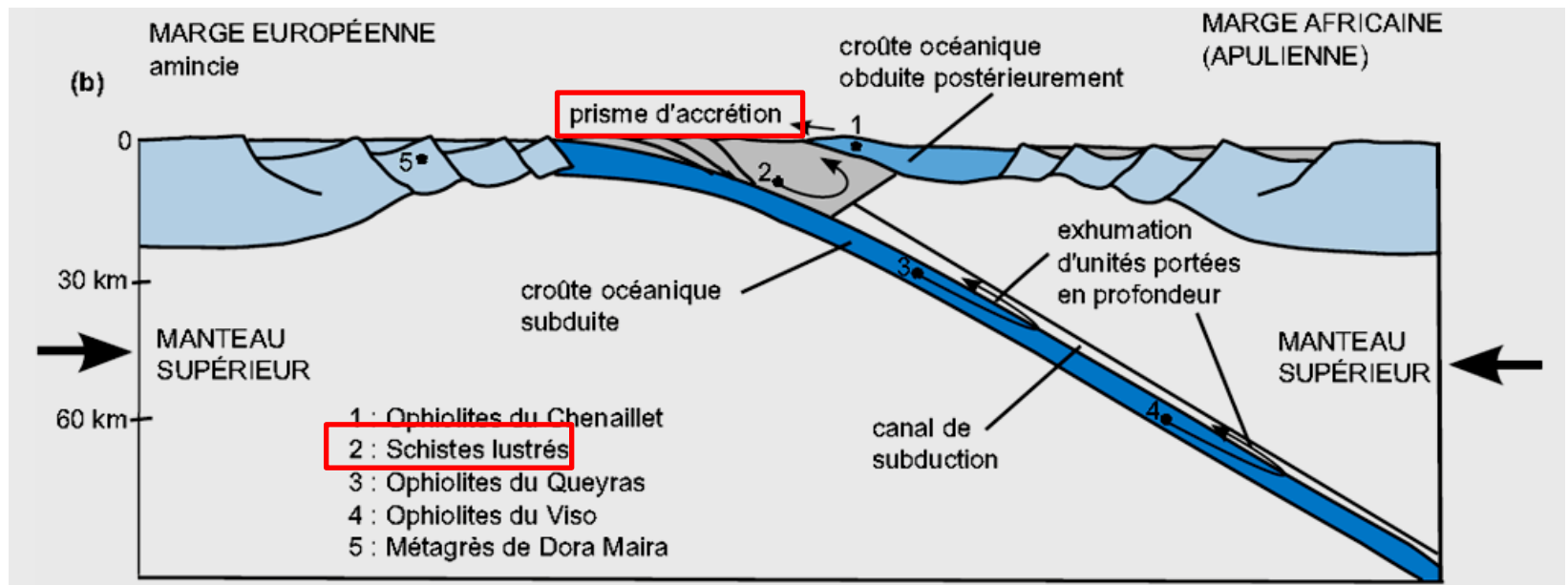
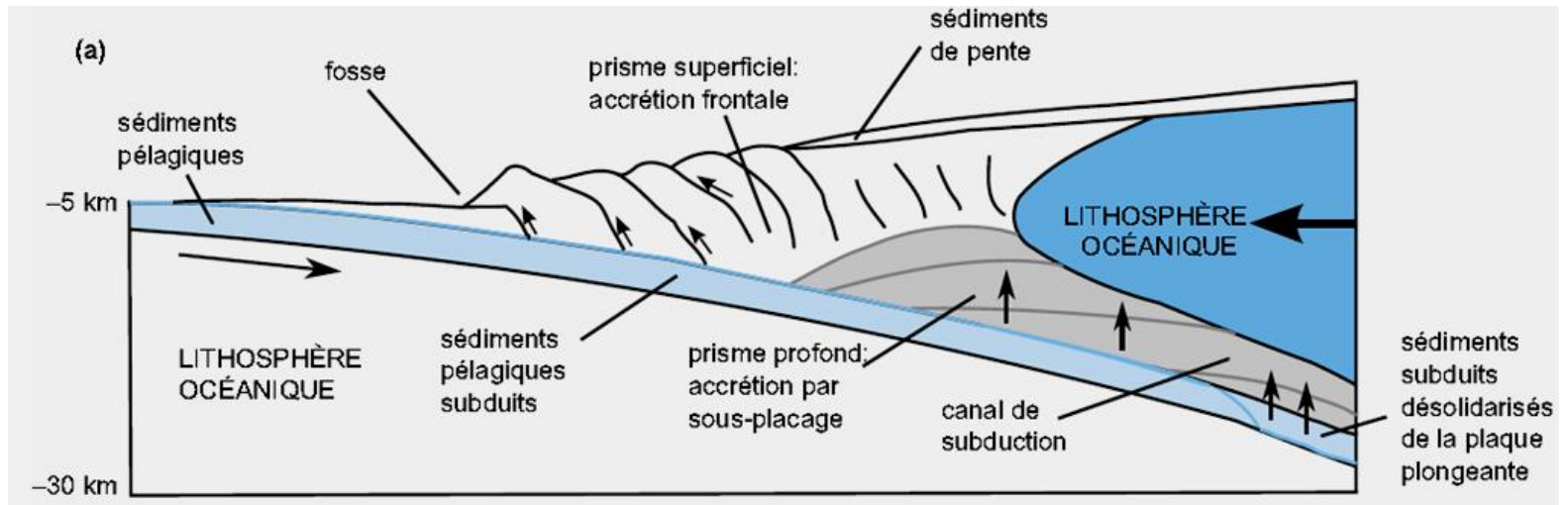
Vallon de Clausis (St Véran)

Photo : Eric LECOIX

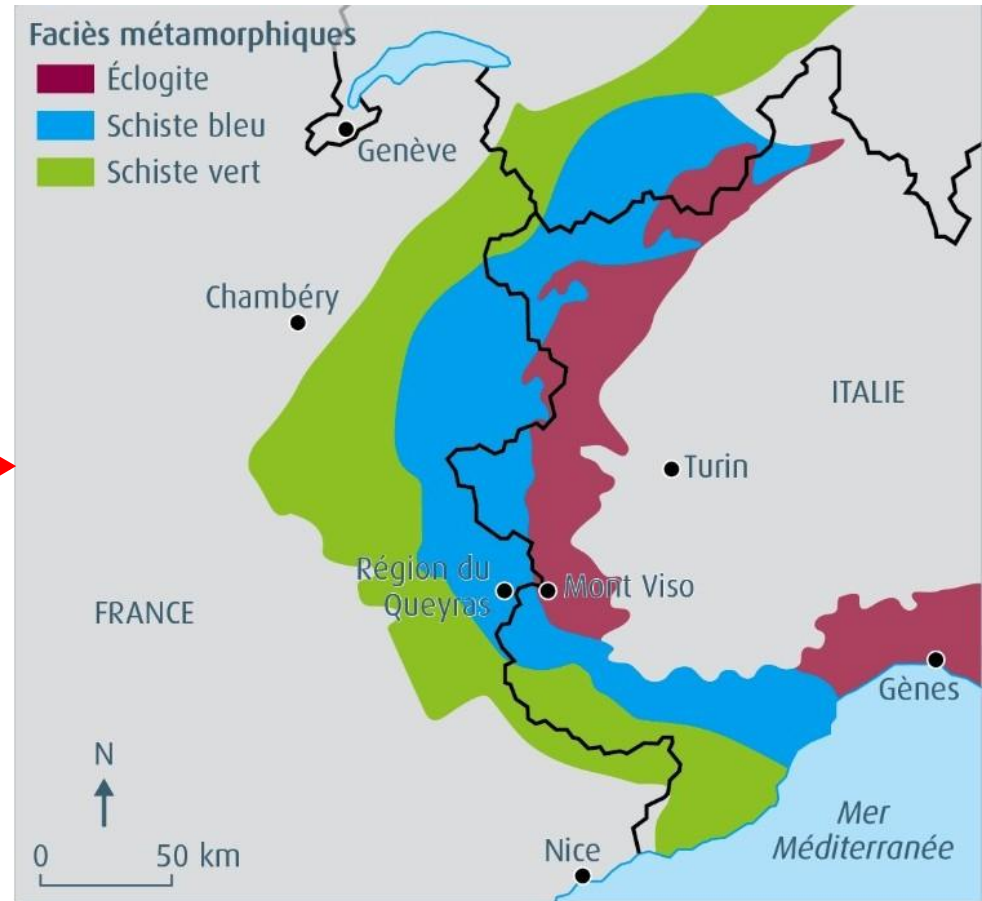
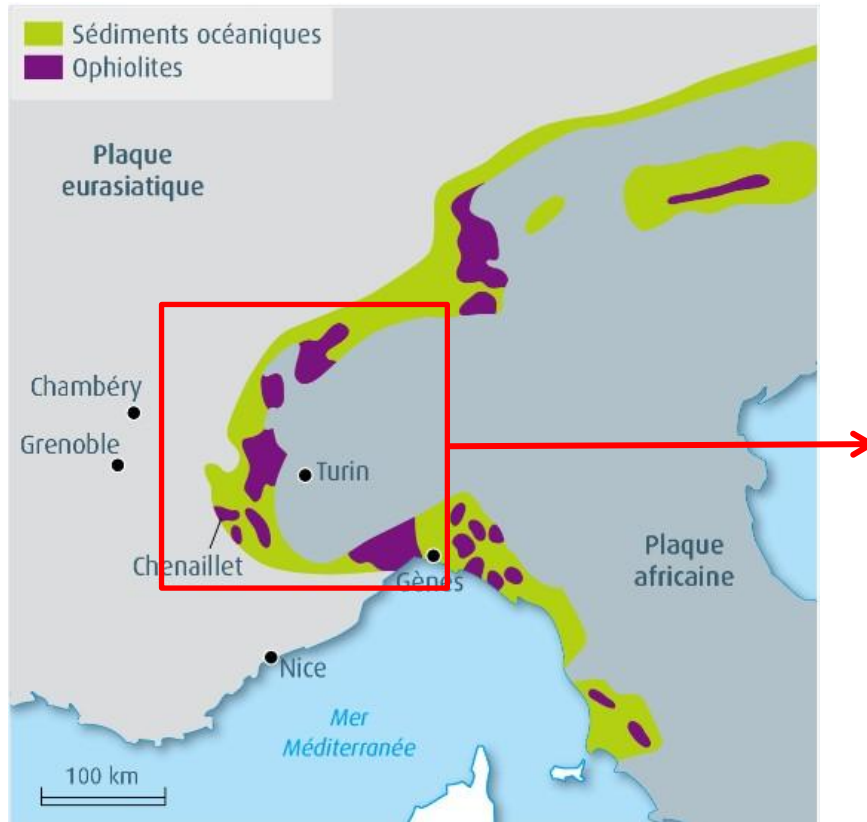
Les schistes lustrés: un paléo-prisme d'accrétion

Un modèle de subduction océanique (a), (d'après Schwartz)
et son application aux métamorphites du Queyras et du Viso (b).

Les formations de la Dora Maira sont représentées en situation avant la subduction continentale.



Le métamorphisme BT HP

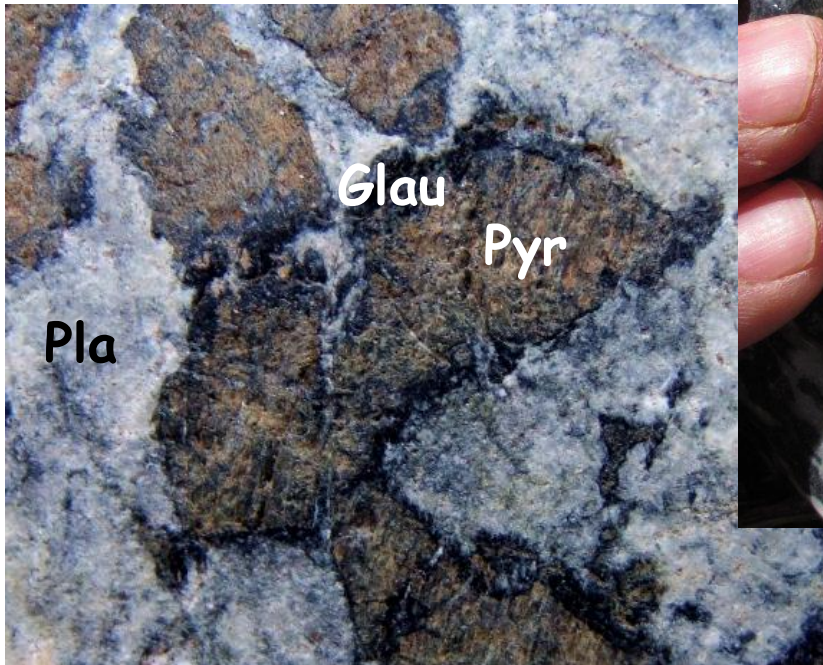


Le métamorphisme BT HP

Vallon de Clausis, St Véran



Métagabbro à Glaucophane (Queyras)



Le métamorphisme BT HP

Métagabbro à Glaucophane (Queyras)



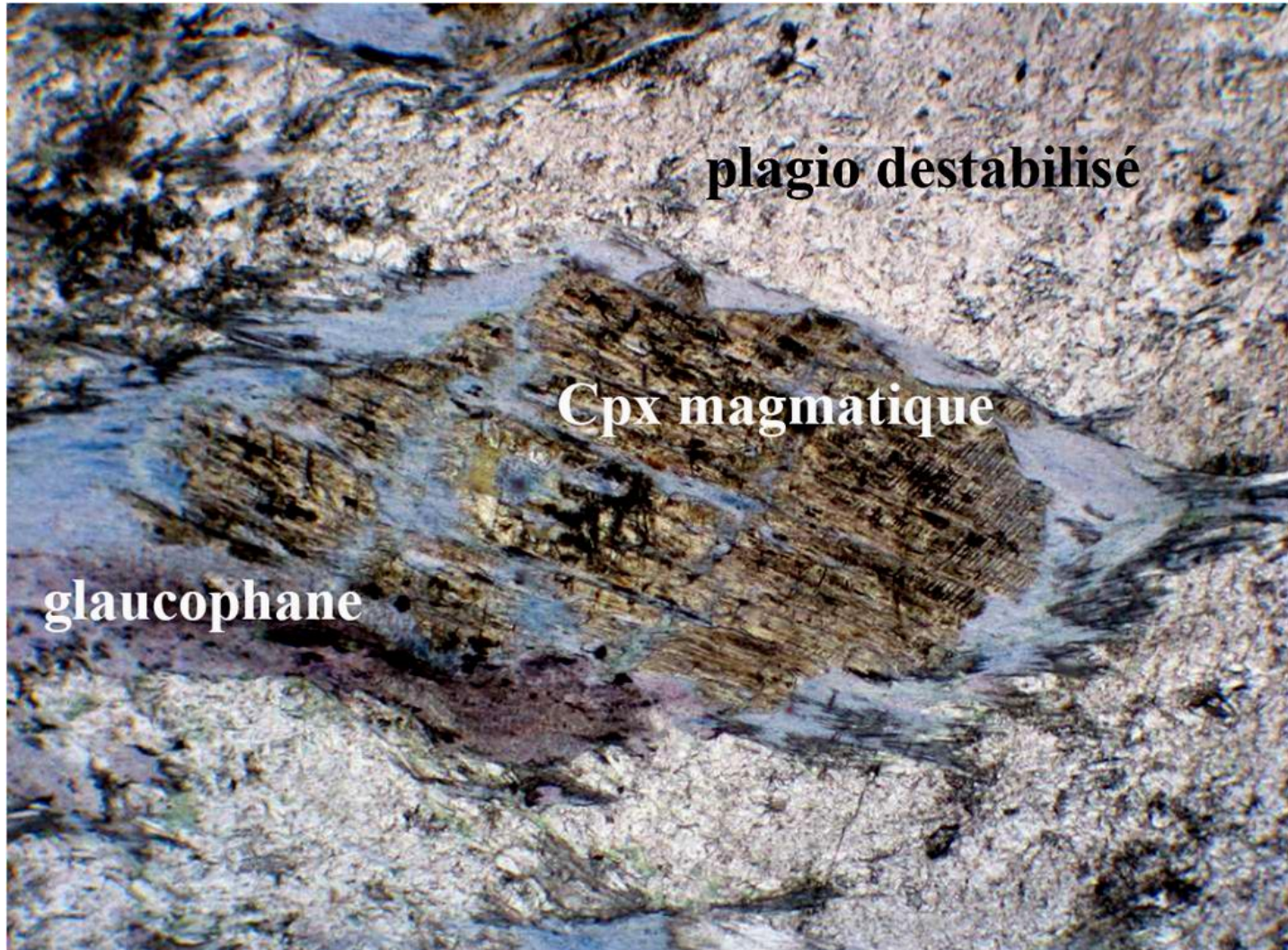
c.nicollet.fr

Le métamorphisme BT HP

Albite + Chlorite + Actinote \rightarrow Glaucophane + H₂O



Le métamorphisme BT HP



Le métamorphisme BT HP

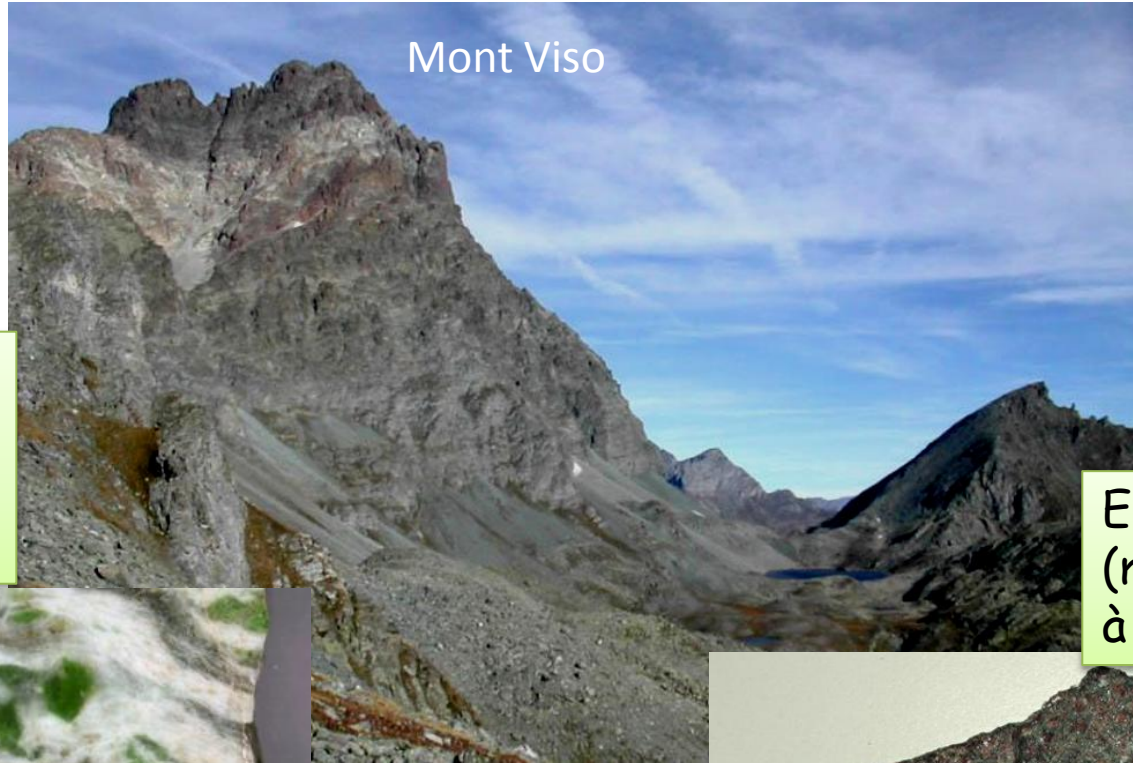
Des sédiments ont pu être aussi métamorphisés dans le faciès des schistes bleus:

- Schistes lustrés

- Radiolarites → Amphibolite à quartz et glaucophane du Col Sud du Cristillan (Ceillac, Queyras)

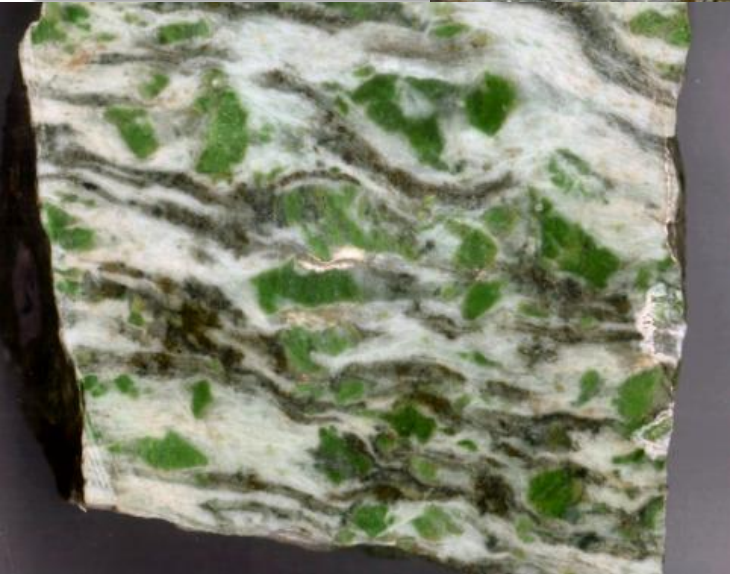


Le métamorphisme BT HP

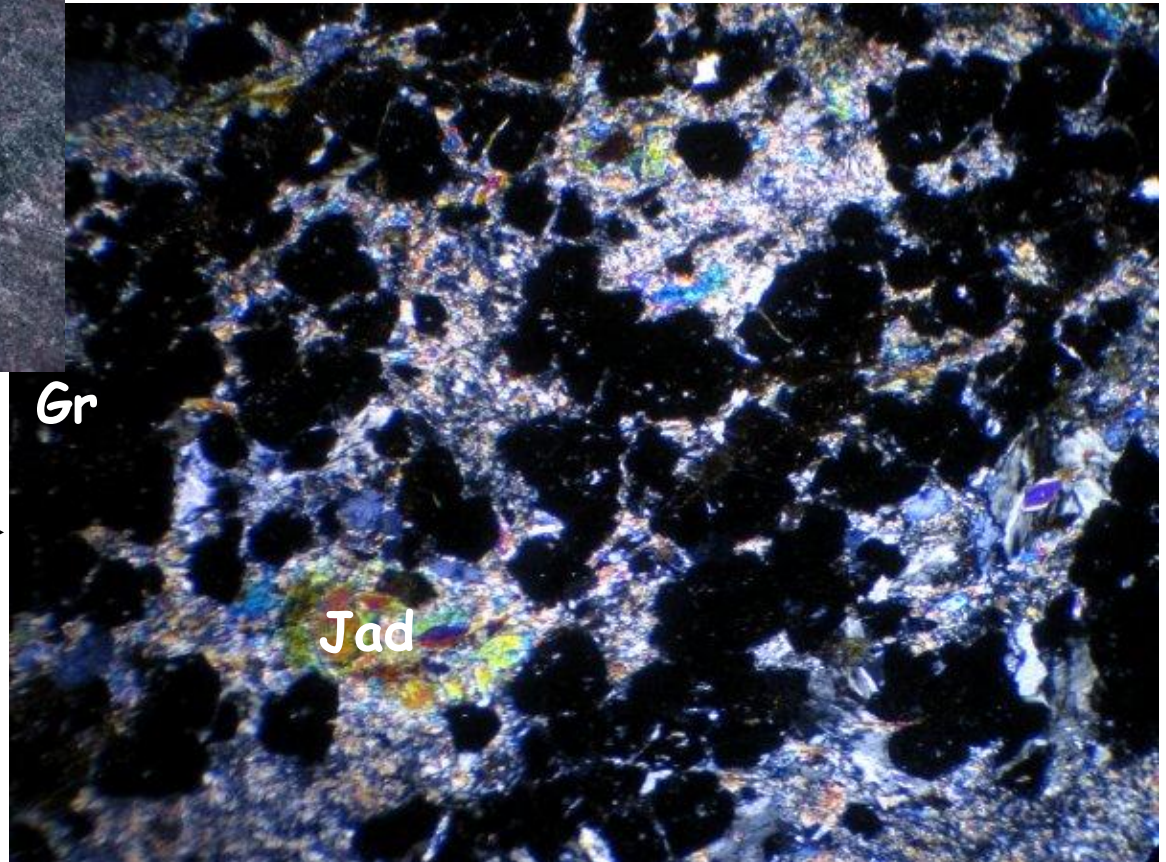
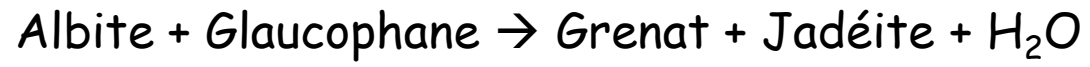


Métagabbro à
smaragdite
(jadéite
chromifère)

Eclogite
(métabasalte)
à grenats

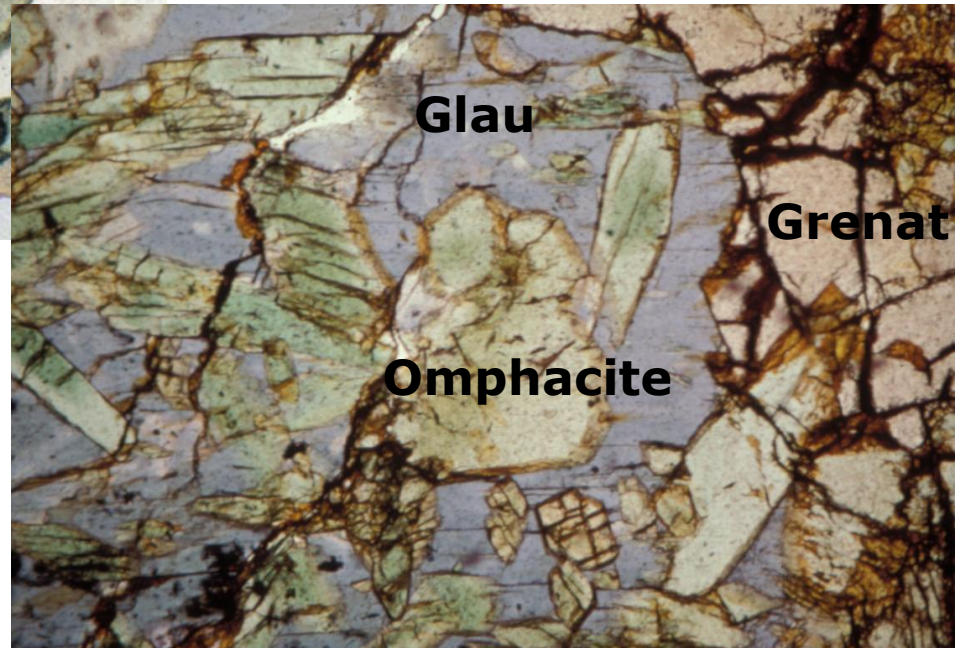
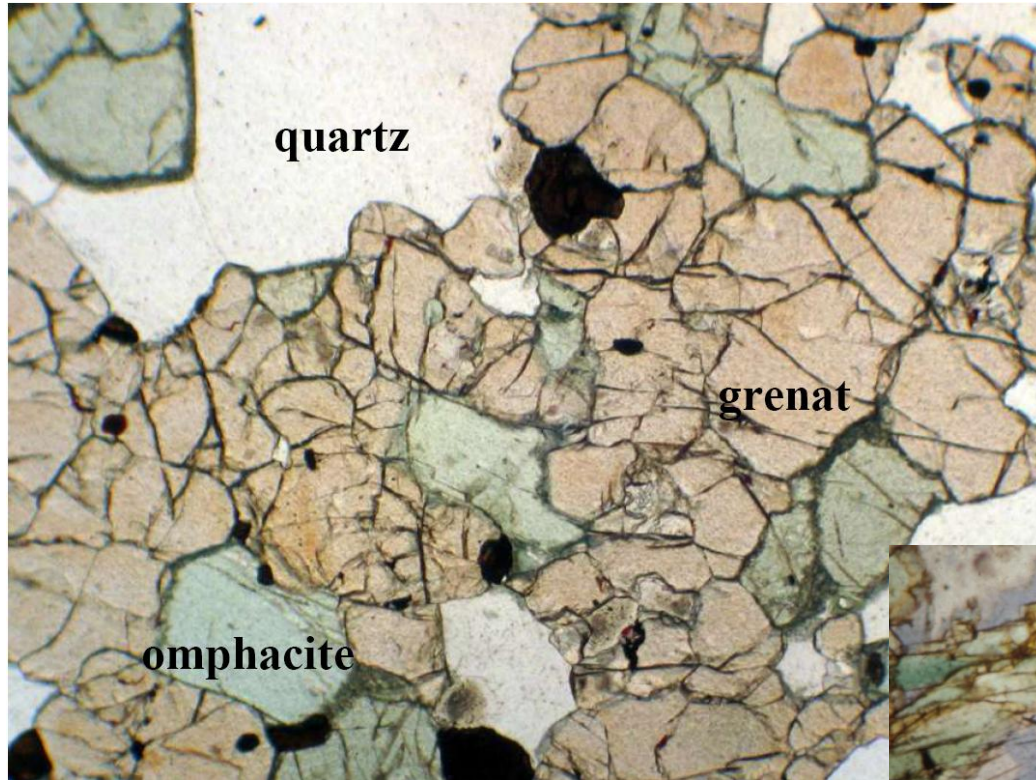


Le métamorphisme BT HP



Le métamorphisme BT HP

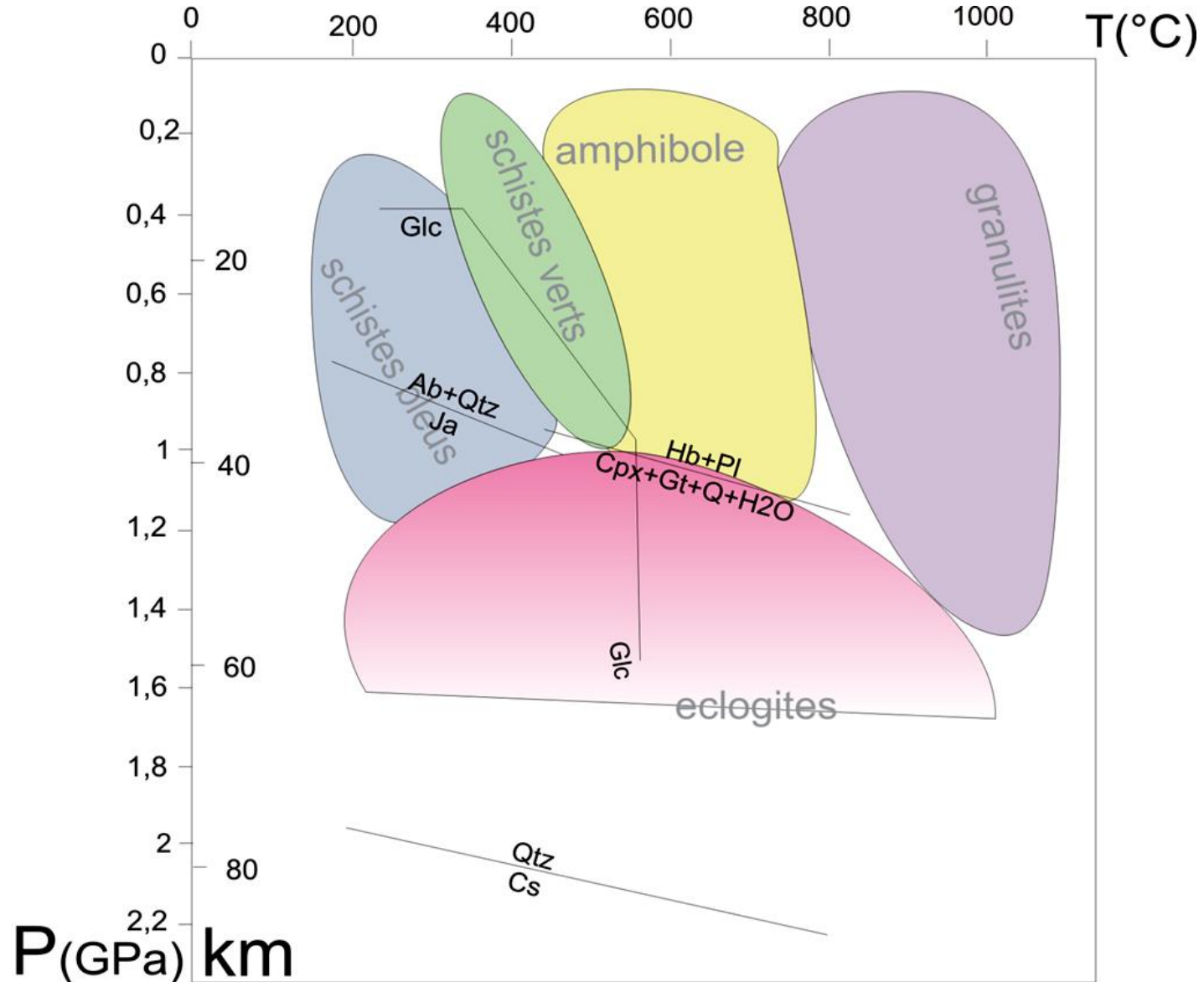
Lames minces d'éclogites du Viso (LPNA)



Omphacite = pyroxène proche de la
Jadéite

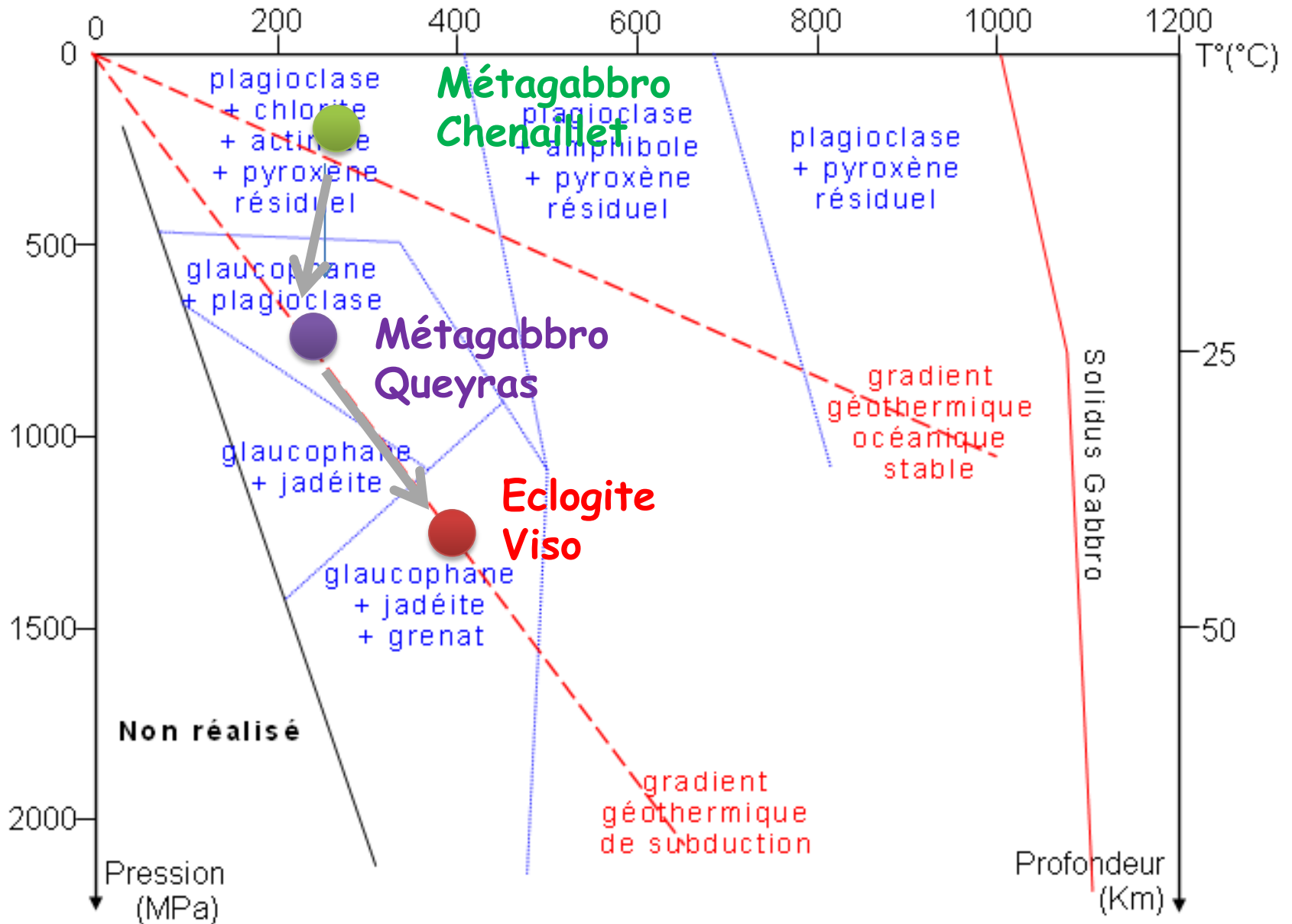
Le métamorphisme BT HP

Evolution du contexte P,T



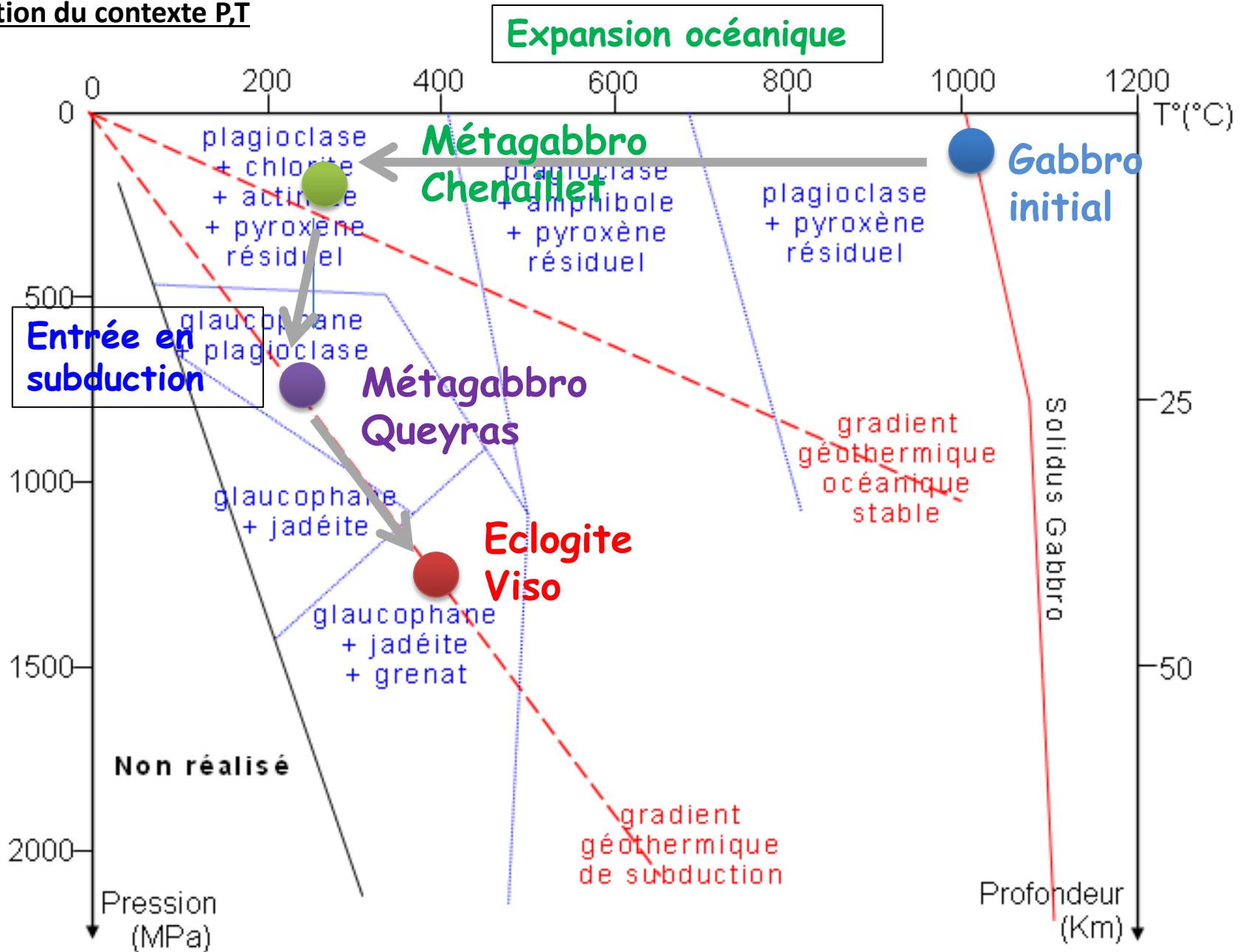
Le métamorphisme BT HP

Evolution du contexte P,T



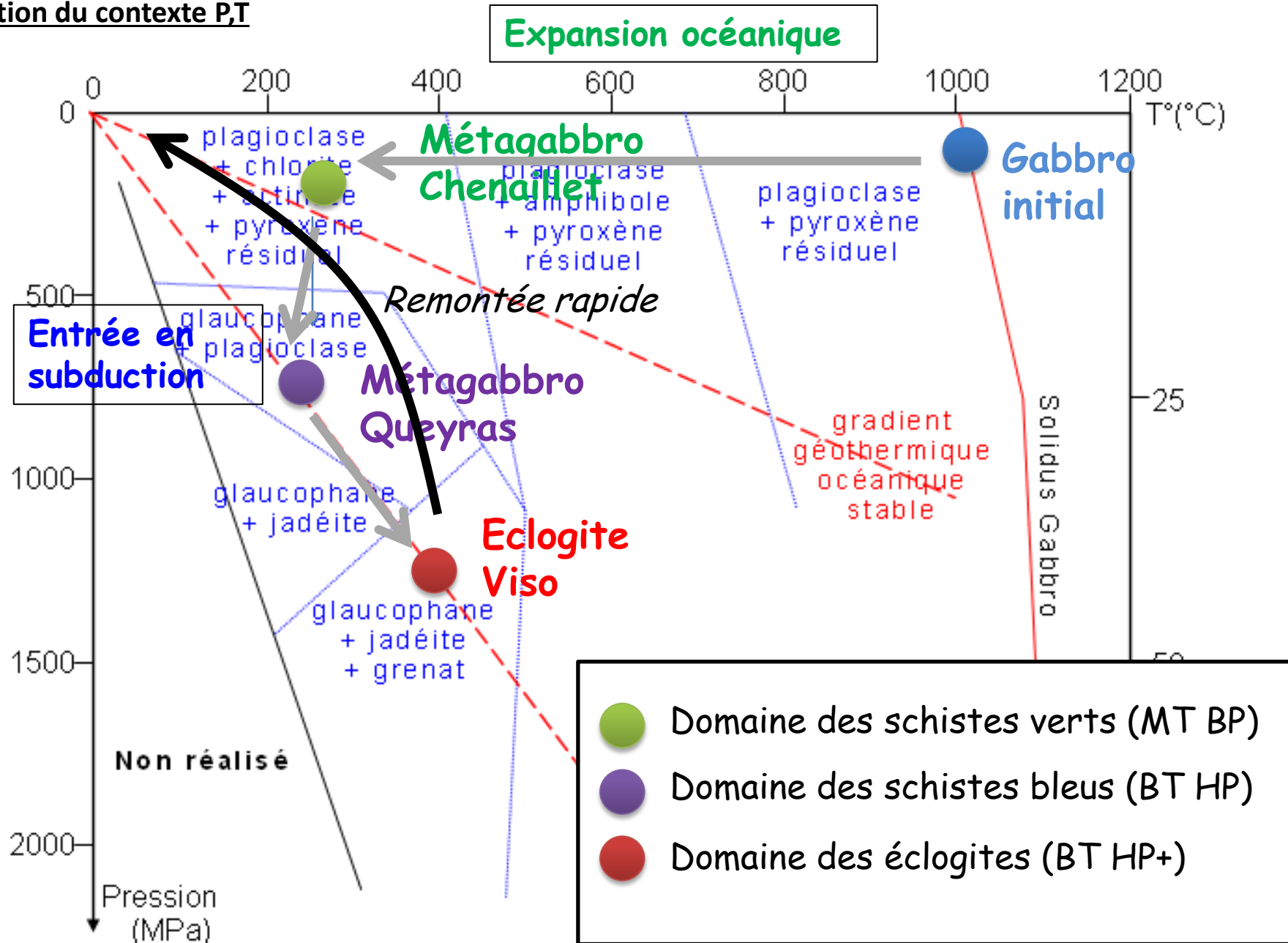
Le métamorphisme BT HP

Evolution du contexte P,T



Le métamorphisme BT HP

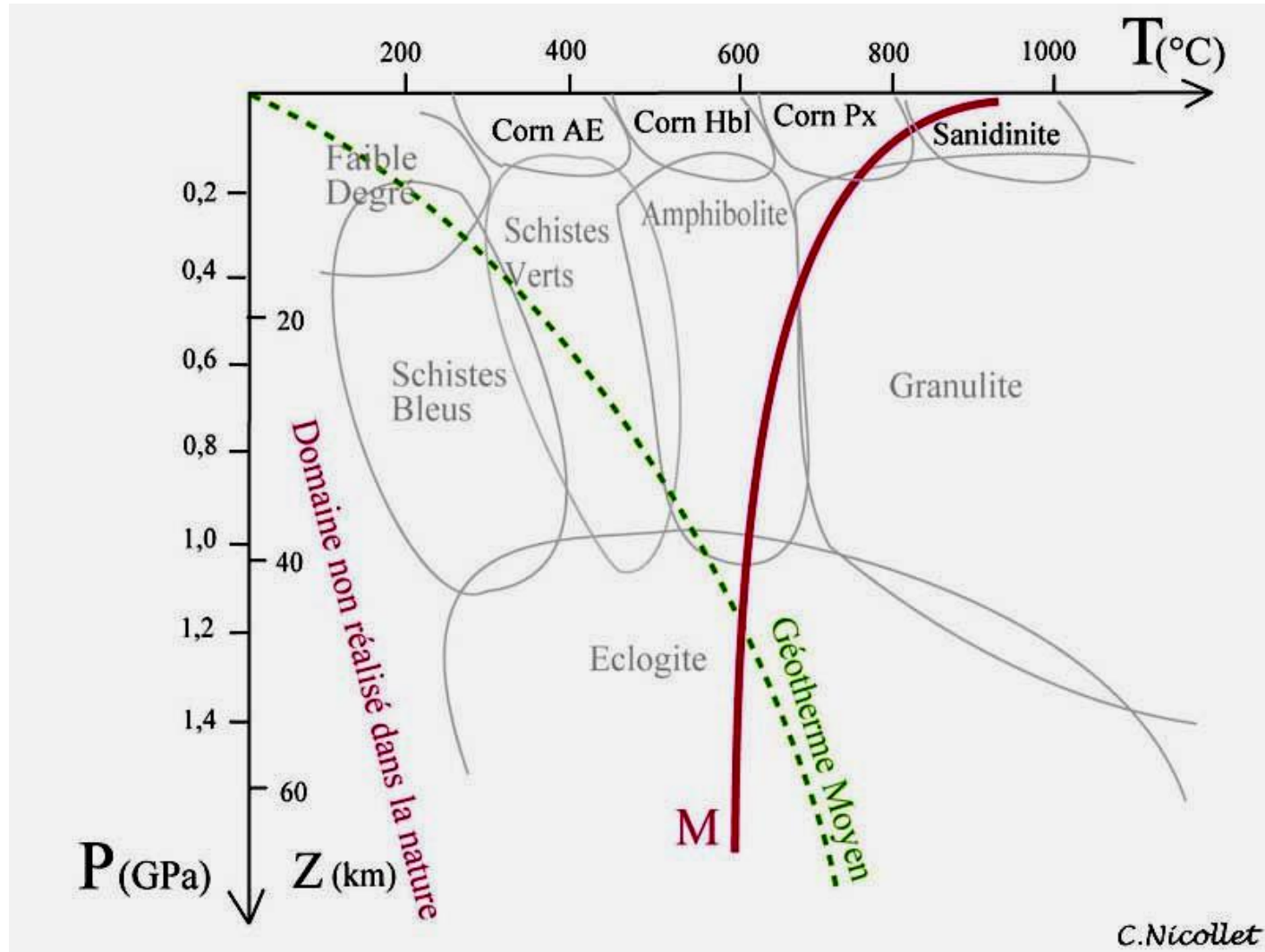
Evolution du contexte P,T



Le métamorphisme BT HP

Evolution du contexte P,T

Faciès métamorphique de subduction: HP BT

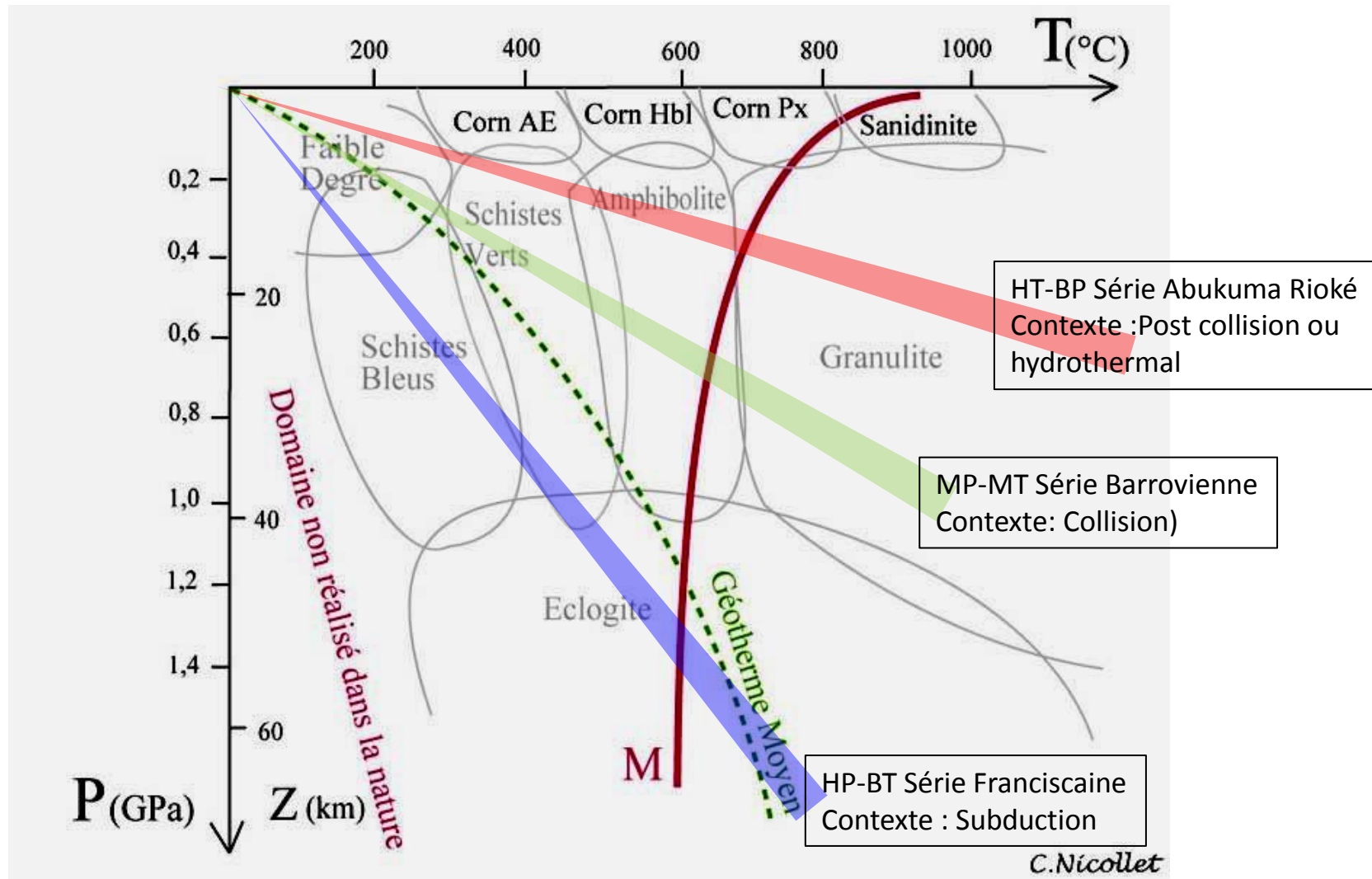


M = Anatexie

Le métamorphisme BT HP

Evolution du contexte P,T

Faciès métamorphique de subduction: HP BT

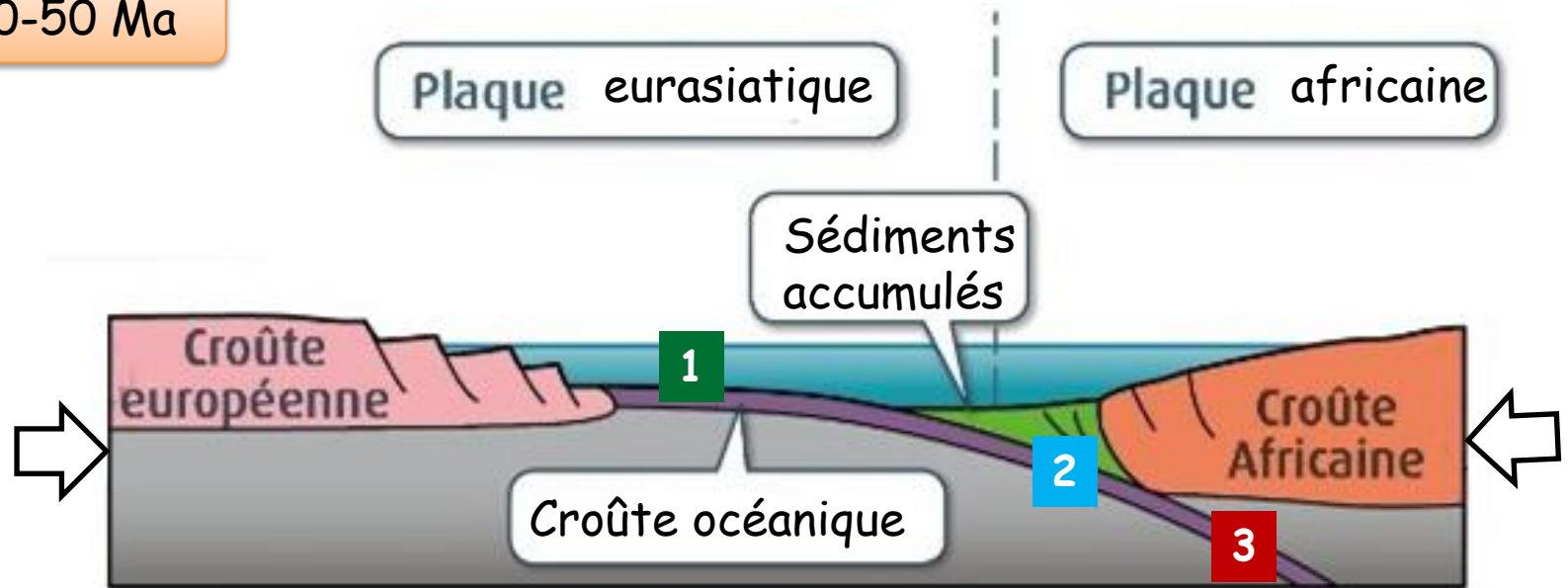


M = Anatexis

Le métamorphisme BT HP

Reconstitution simplifiée du contexte géodynamique

70-50 Ma



1 Métagabbro à hornblende
schistes verts (HT BP)

2 Métagabbro à glaucophane
schistes bleus (BT HP)

3 Éclogites à jadéite et grenat
(BT HP)

Le métamorphisme BT HP

Rétrométamorphisme

Métagabbro à glaucophane rétrométamorphisé dans le domaine des schistes verts

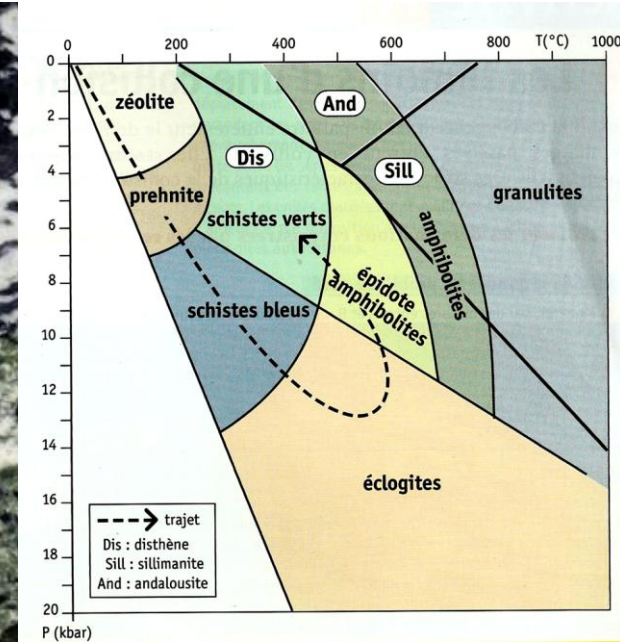
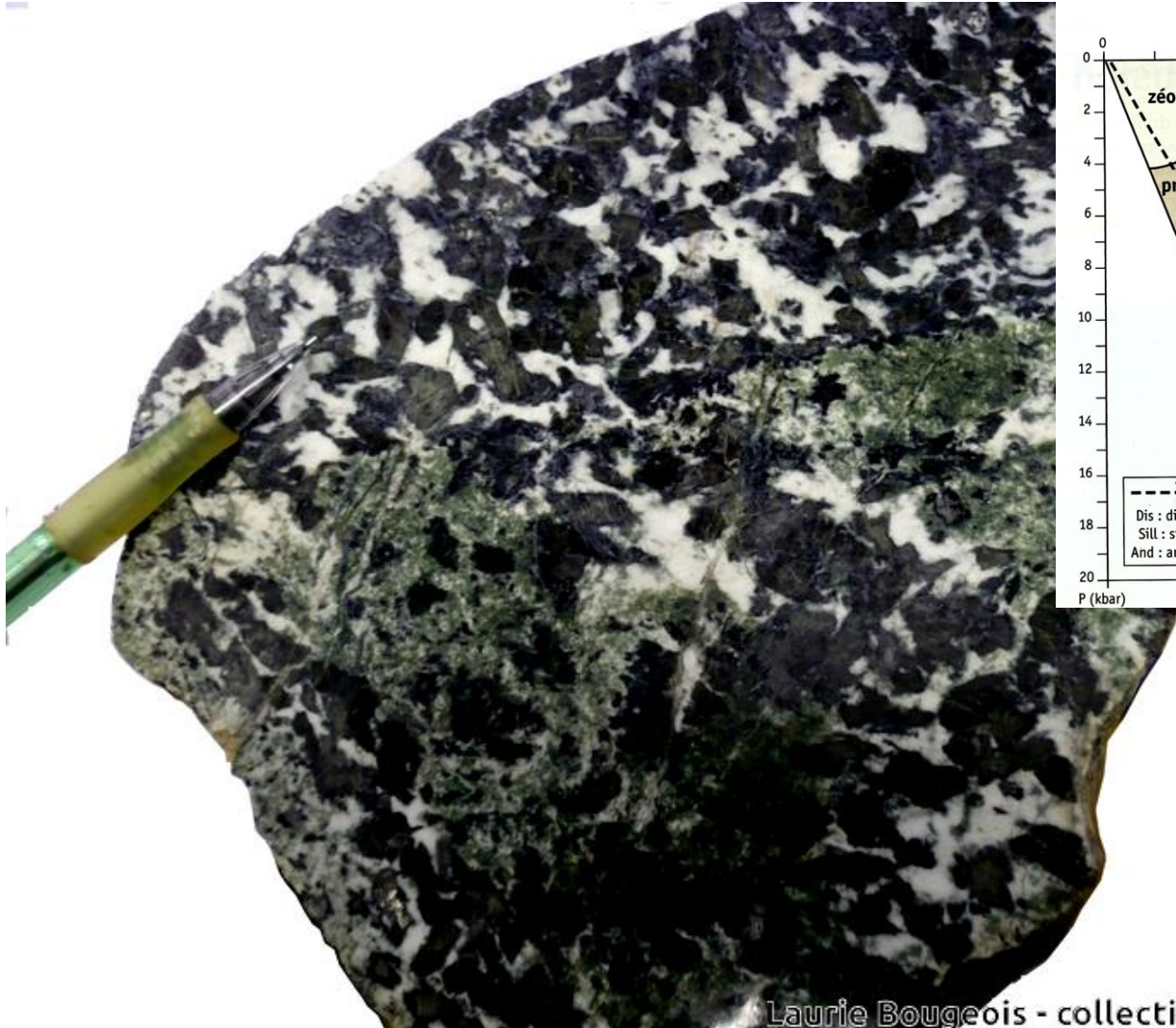


Laurie Bougeois - collection ENS Lyon

Le métamorphisme BT HP

Rétrométamorphisme

Métagabbro à glaucophane rétro-métamorphisé dans le domaine des schistes verts



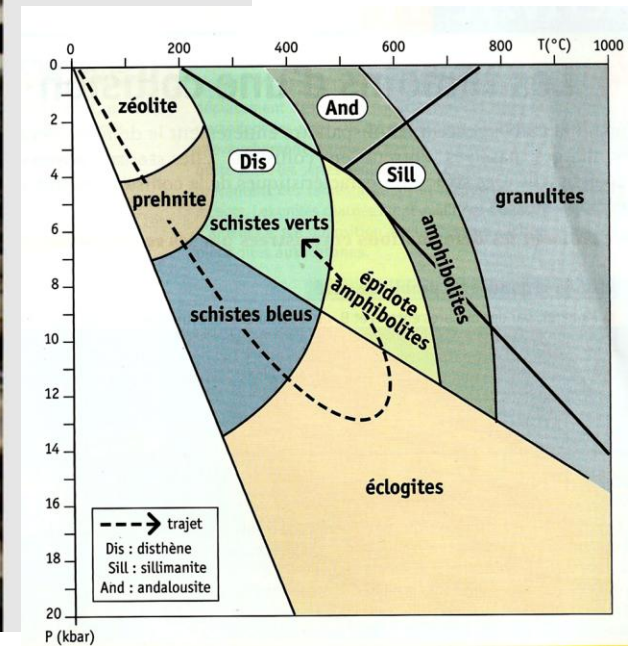
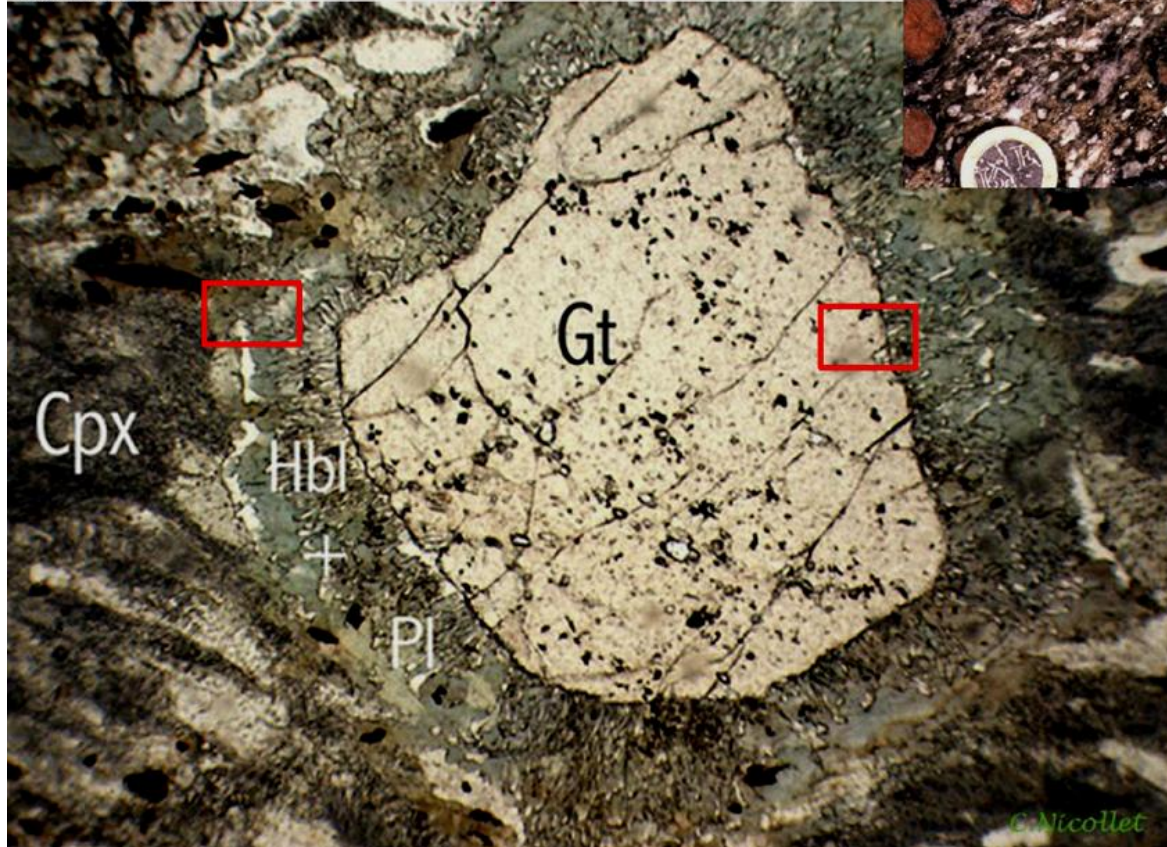
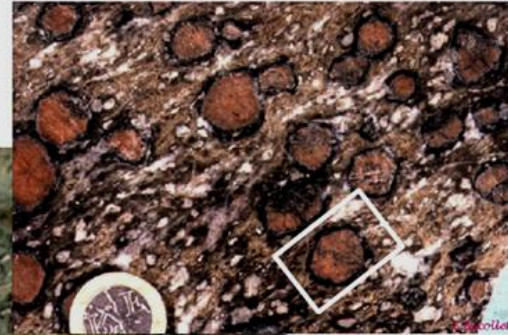
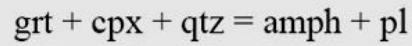
Le métamorphisme BT HP

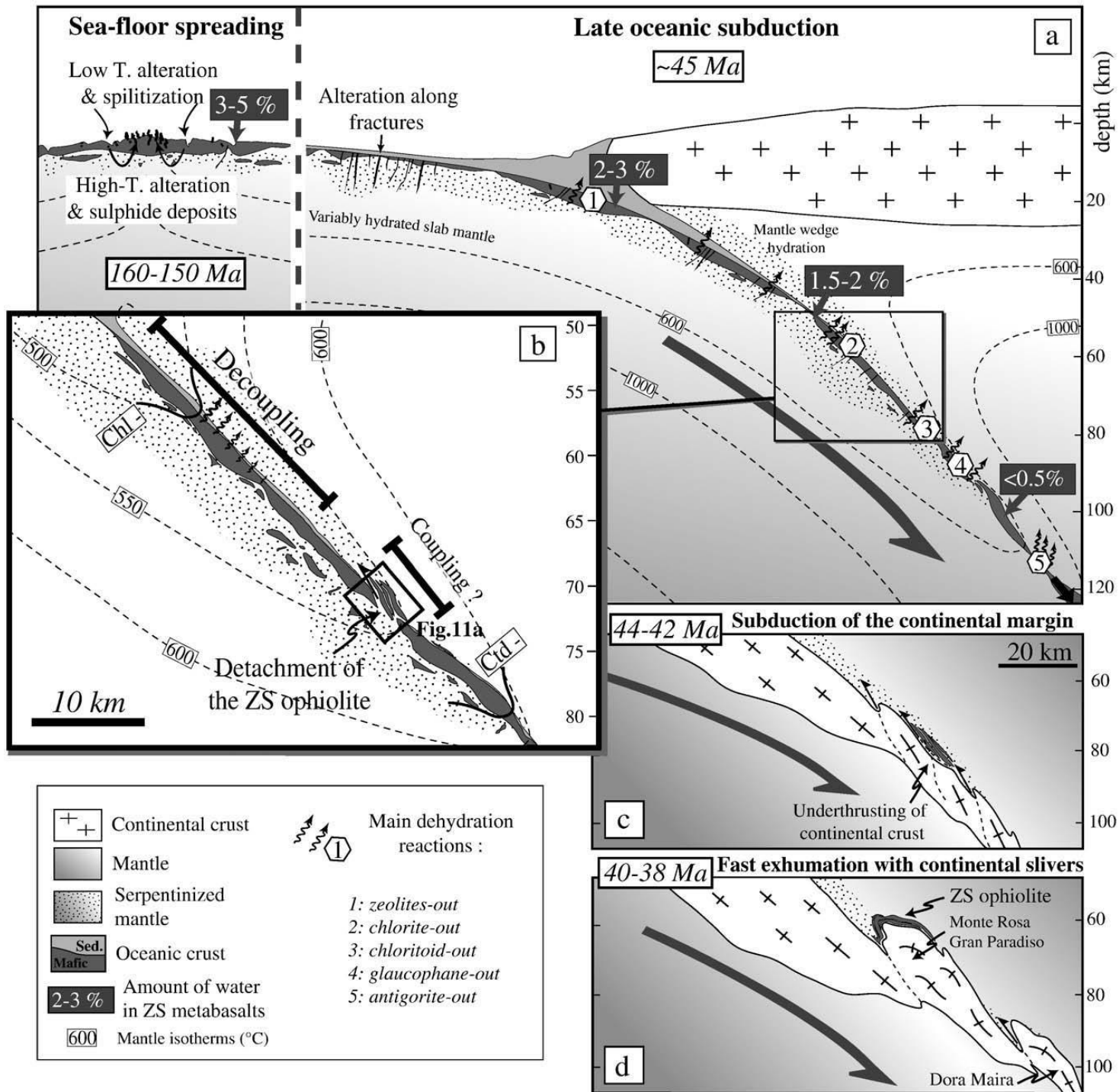
Rétrométamorphisme

Si la remontée est plus lente, le grenat se déstabilise

→ grenat coronitique avec auréole d'Honblende (amphibole)

<http://christian.nicollet.free.fr>





I – Cadre structural

II – Les marqueurs de l'océanisation

III- Les marqueurs de la subduction

IV – Les marqueurs de la collision

V – L'évolution post-orogénique

VI – Synthèse géodynamique

Marqueurs topographiques

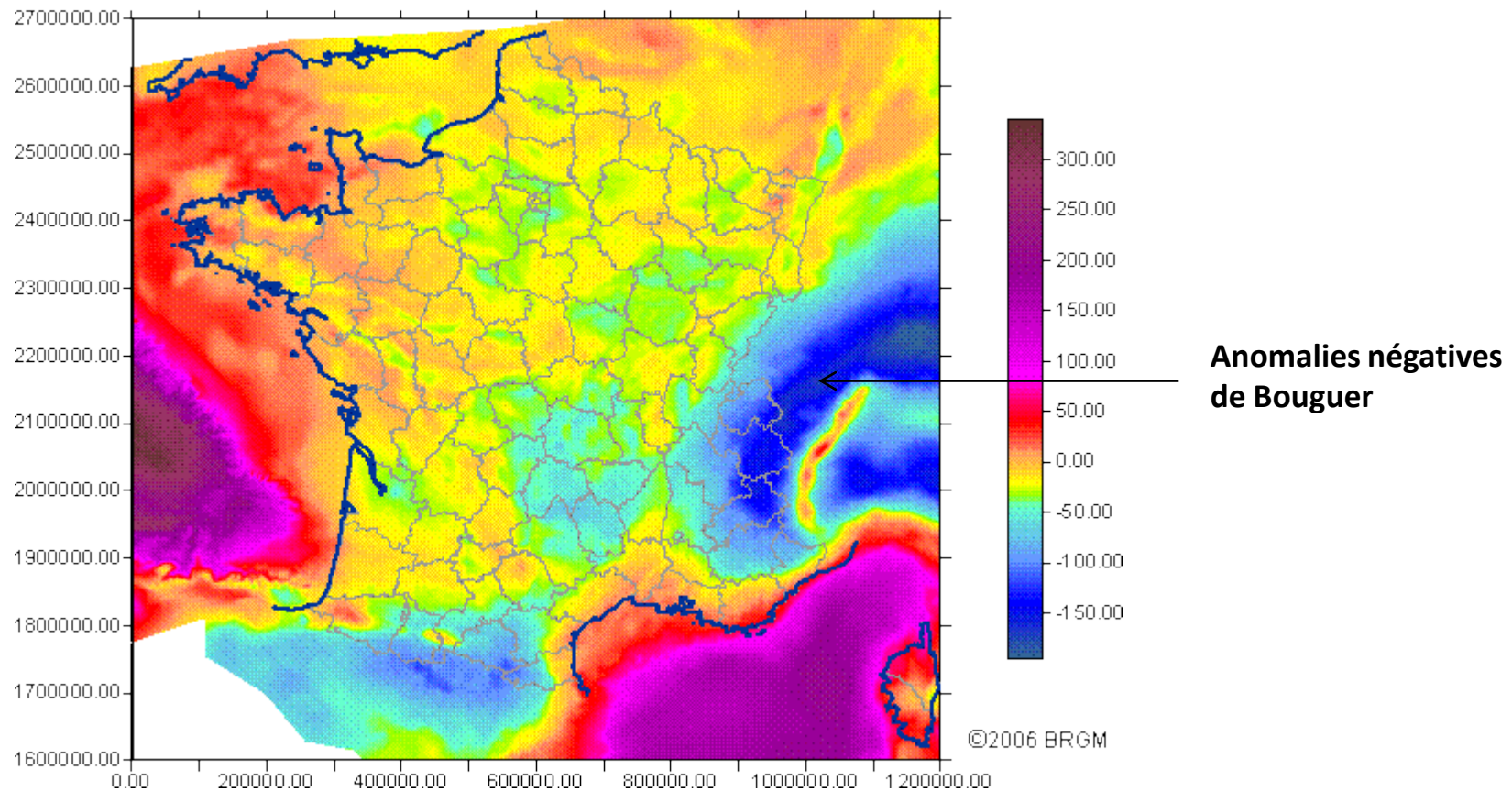
Reliefs élevés

Mont Blanc, 4810 m



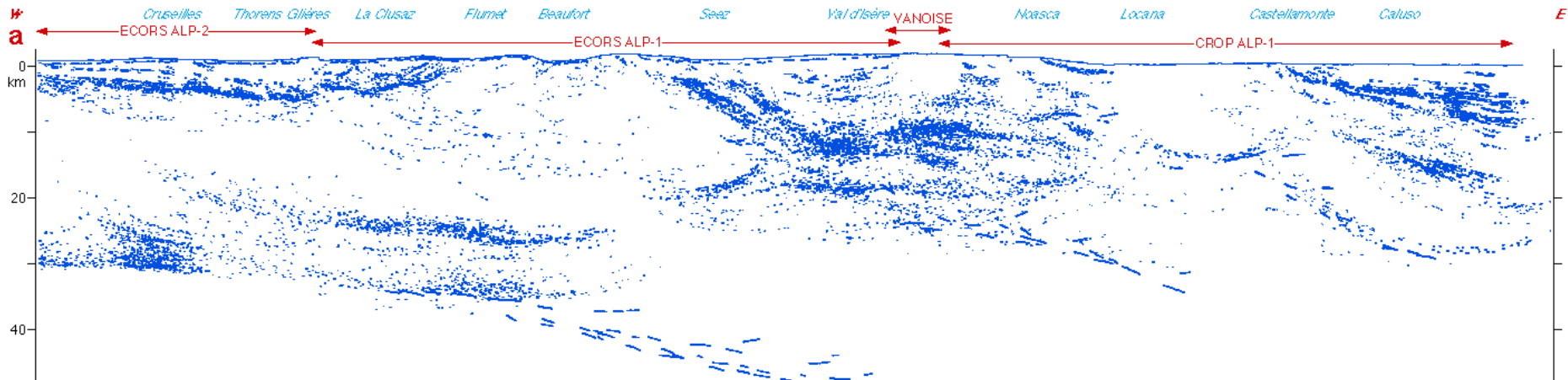
Racine crustale

L'anomalie de Bouguer révèle un excès de matériel de faible densité en profondeur
→ Correspond à la racine crustale, qui traduit un épaissement de la croûte.

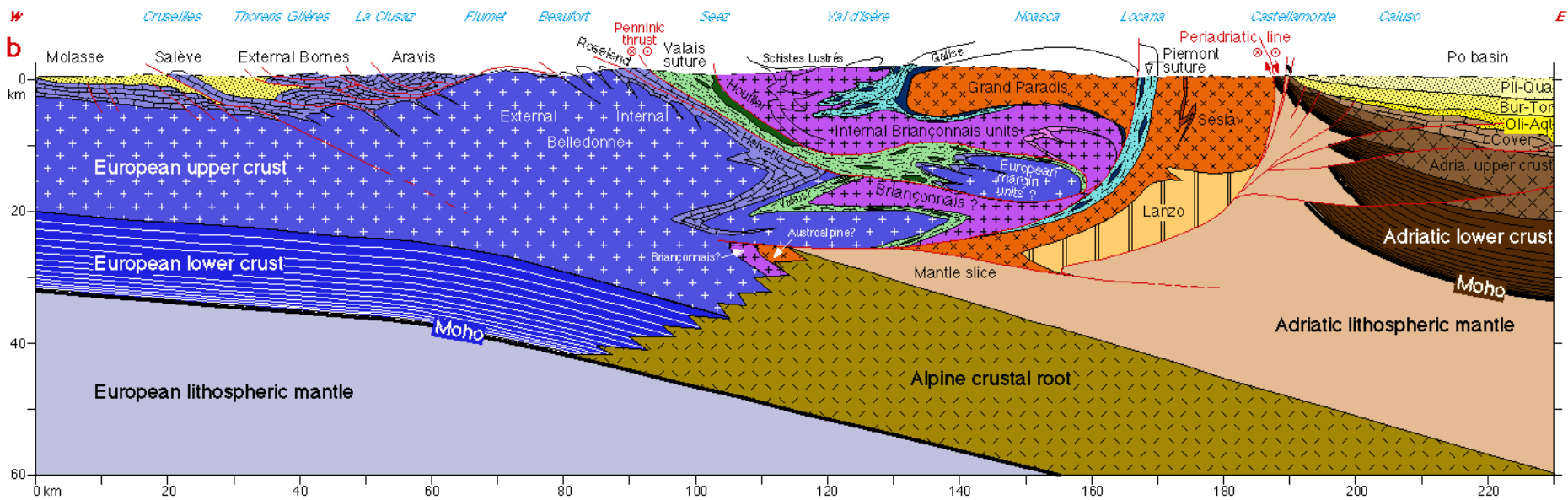


Racine crustale

Profil sismique ECORS à travers les Alpes et son interprétation

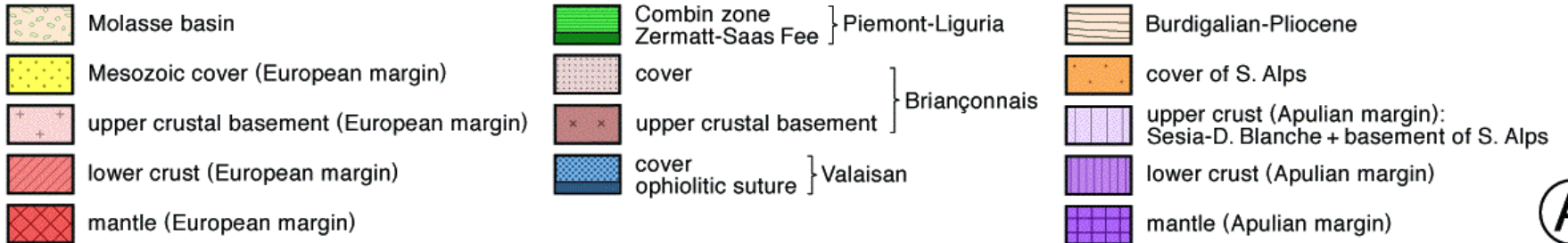
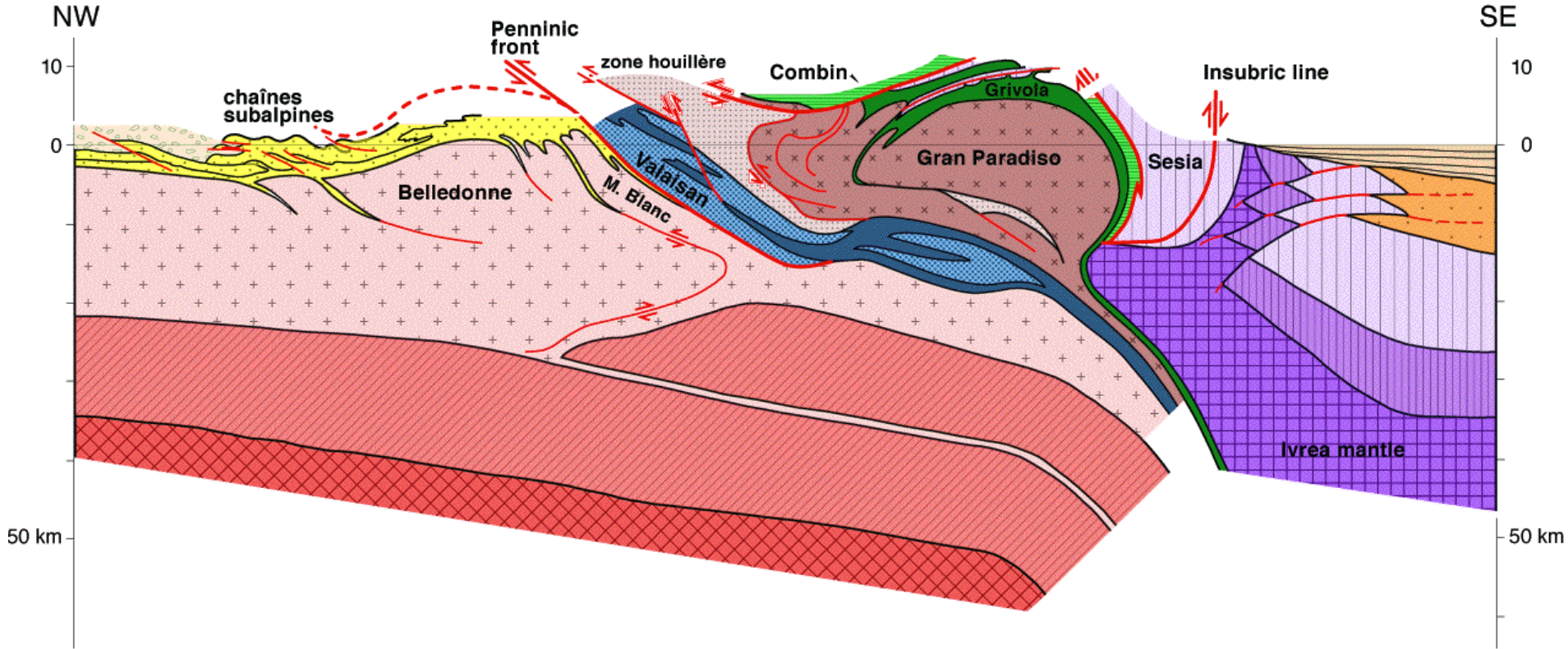


Les profils sismiques révèlent la structure interne des chaînes de montagne (épaississement crustal dû au chevauchement de différentes unités)



Racine crustale

Interprétation du profil sismique ECORS à travers les Alpes



(A)

Marqueurs tectoniques : déformations

Synclinal couché de St Clément (Flysch à Helminthoïdes, nappe de l'Embrunais)



Marqueurs tectoniques : déformations

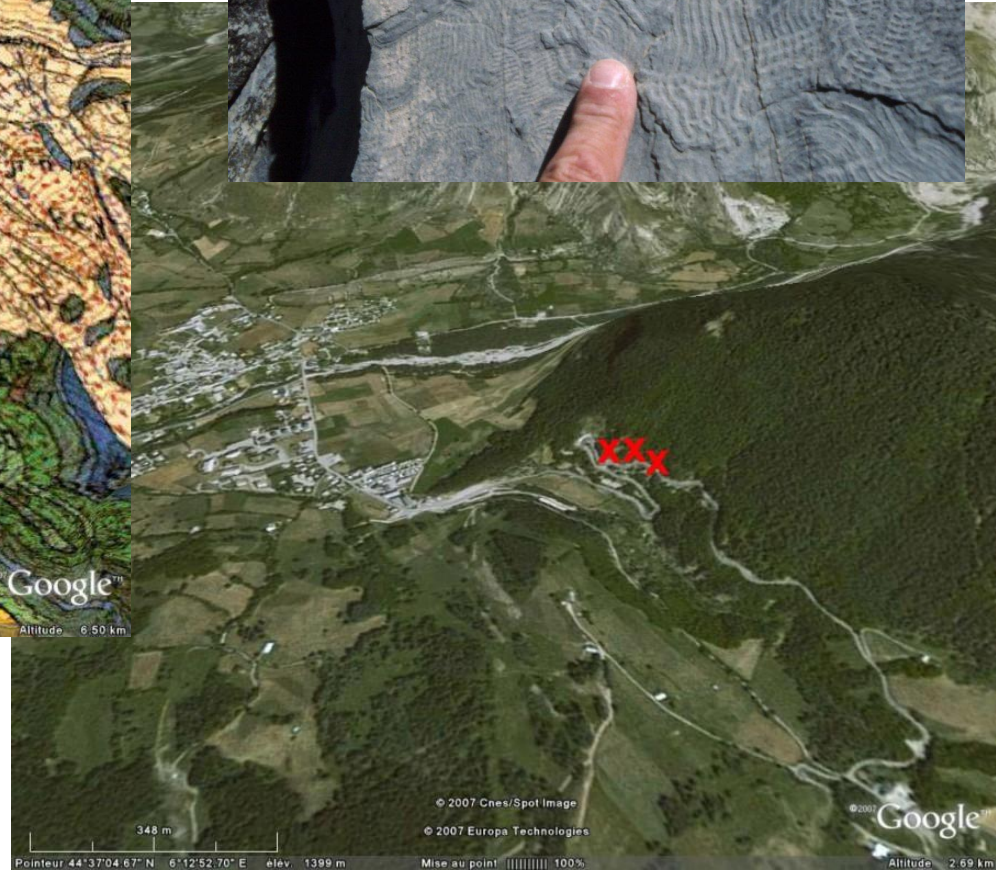
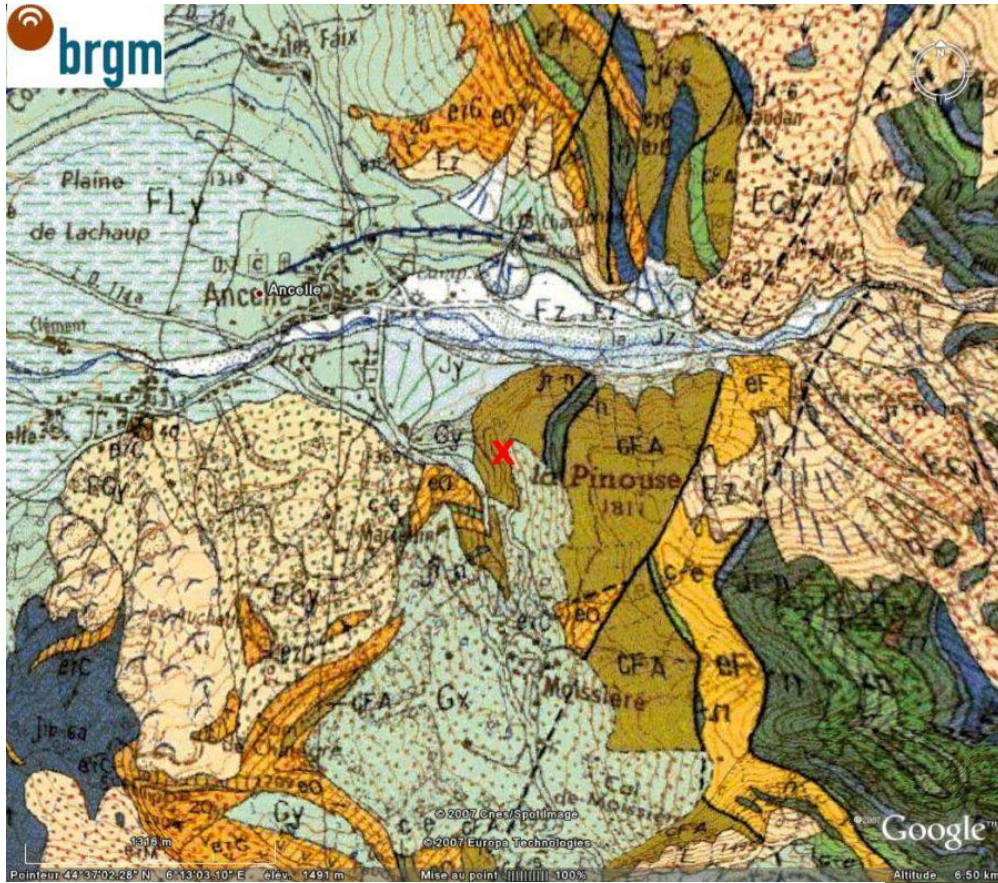
Pli couché de la cascade d'Arpenaz (Sallanches)



Marqueurs tectoniques : déformations

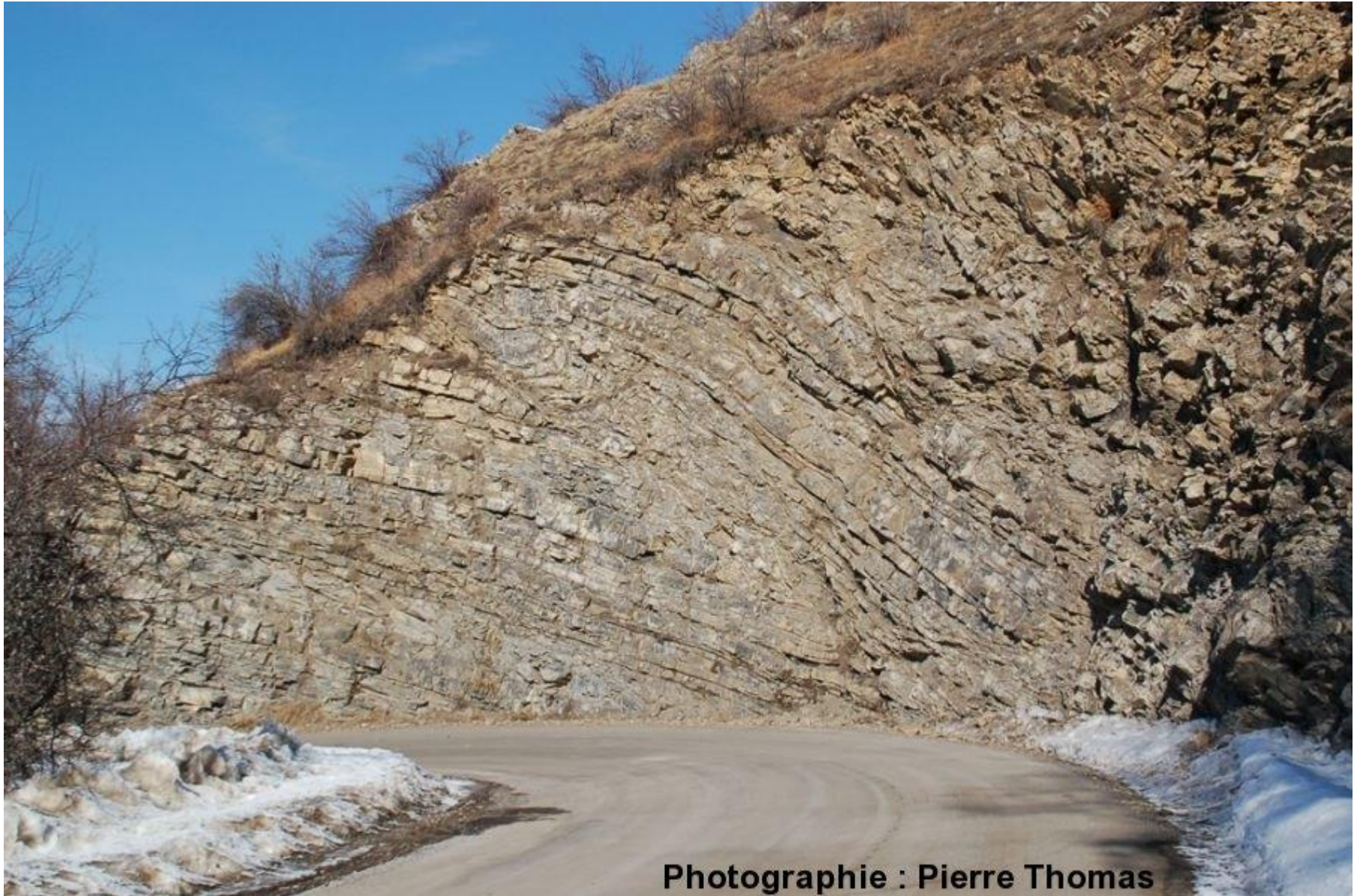
Ancelle (Hautes Alpes)

Flysch à Helminthoïde (Crétacé supérieur)



Marqueurs tectoniques : déformations

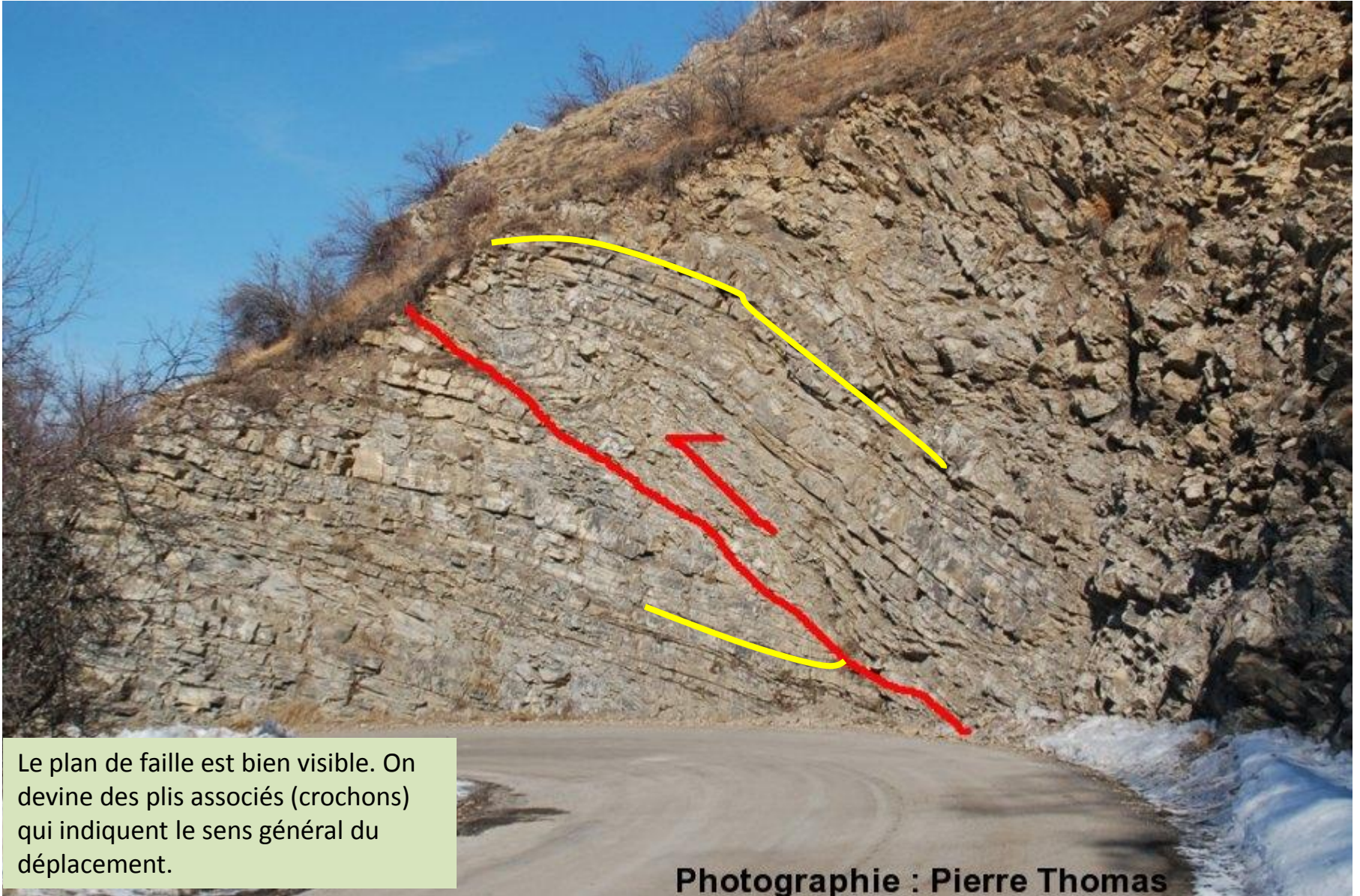
Faïlle inverse d'Ancelle (nappe des flyshs à helminthoïdes)



Photographie : Pierre Thomas

Marqueurs tectoniques : déformations

Faille inverse d'Ancelle (nappe des flyshs à helminthoïdes)



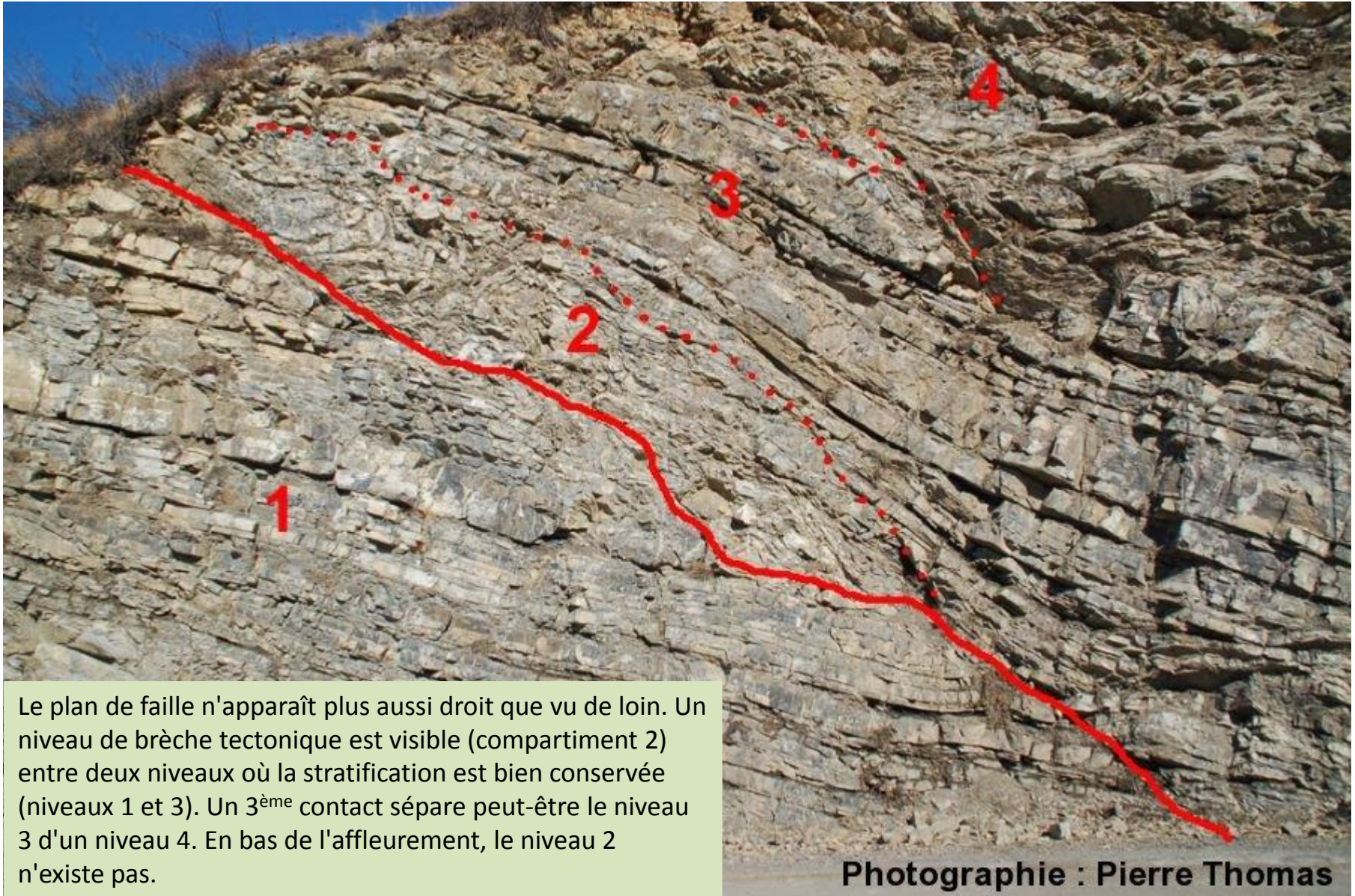
Le plan de faille est bien visible. On devine des plis associés (crochons) qui indiquent le sens général du déplacement.

Photographie : Pierre Thomas

Les marqueurs de la subduction continentale

Structures tectoniques

Faille inverse d'Ancelle (nappe des flyshs à helminthoïdes)



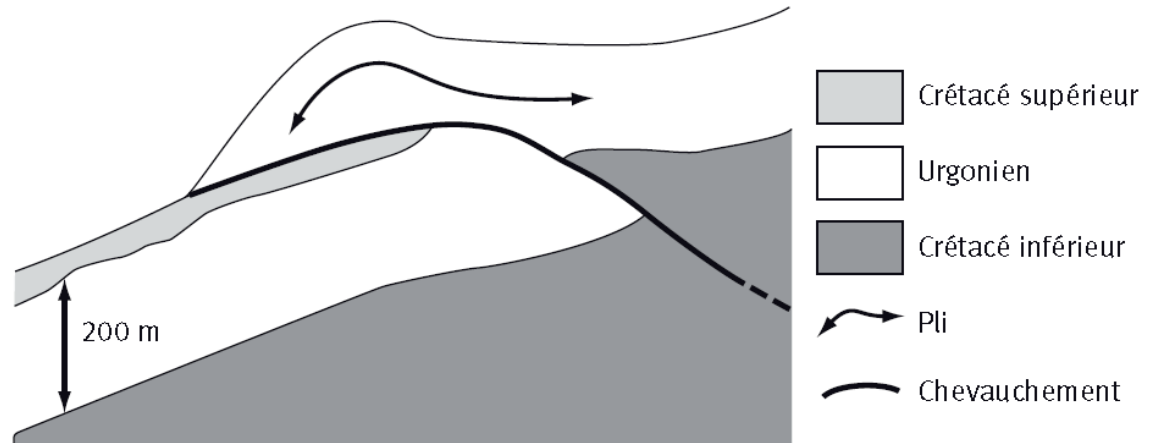
Le plan de faille n'apparaît plus aussi droit que vu de loin. Un niveau de brèche tectonique est visible (compartiment 2) entre deux niveaux où la stratification est bien conservée (niveaux 1 et 3). Un 3^{ème} contact sépare peut-être le niveau 3 d'un niveau 4. En bas de l'affleurement, le niveau 2 n'existe pas.

Photographie : Pierre Thomas

D'après Lithothèque PACA et ENS Lyon

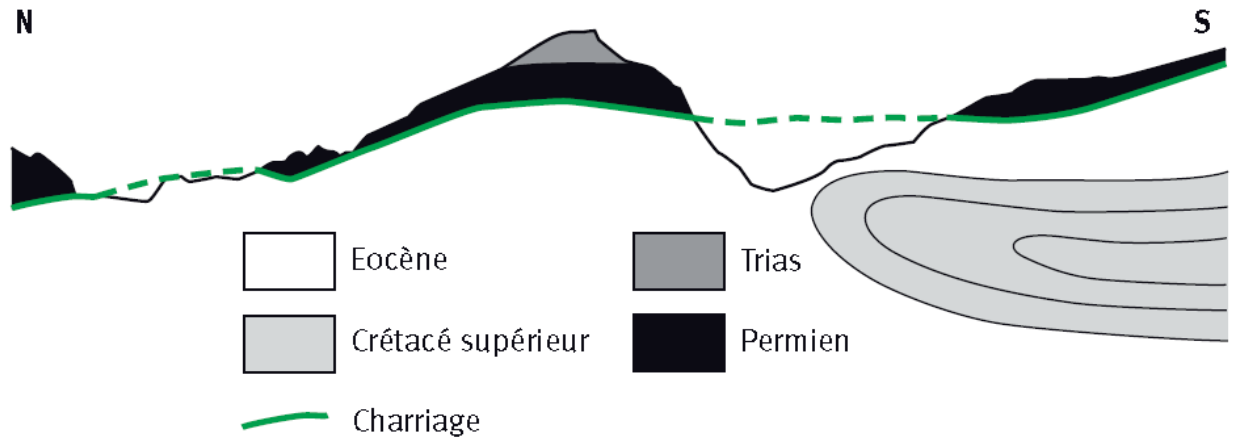
Marqueurs tectoniques : déformations

Chevauchement : Rochers de Leschaux, massif des Bornes, Haute-Savoie



Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriages de Glaris, Alpes suisses



Marqueurs tectoniques : déformations

Le MONT CERVIN, un morceau d'Afrique en Europe

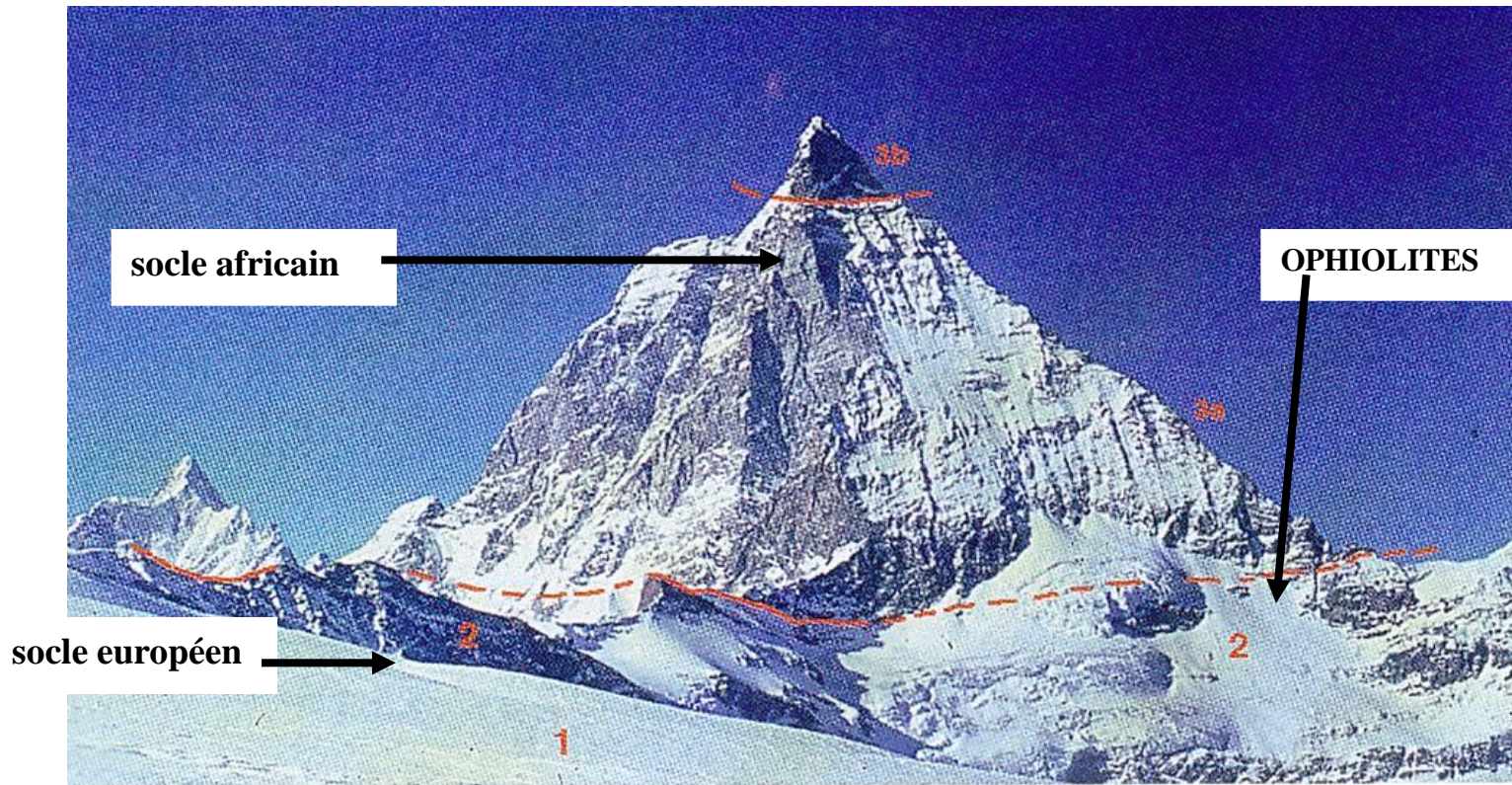
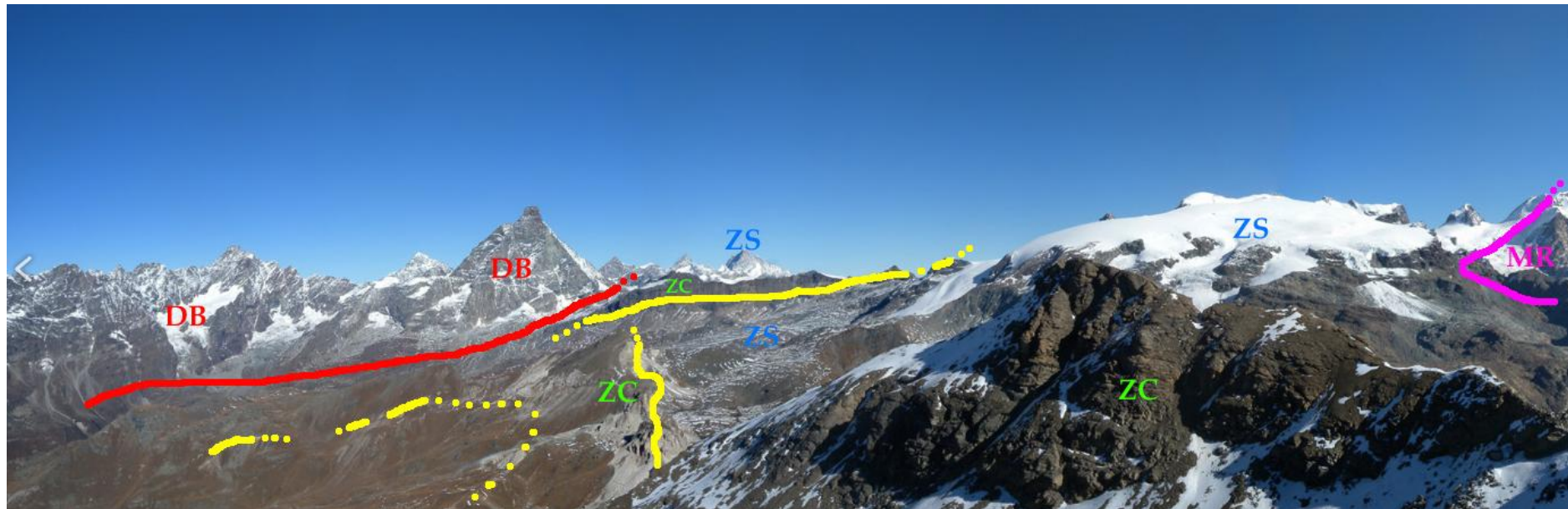


fig. 16.4 Le mont Cervin, un morceau d'Afrique posé sur l'Europe
1 : glacier sur le socle européen du Mont-Rose. **2** : ophiolites et sédiments (« schistes lustrés ») océanique
3 : socle apulo-africain (3a : série d'Arolla. 3b : série de Valpelline)

PLANCHE XVI

Marqueurs tectoniques : déformations

Le MONT CERVIN, un morceau d'Afrique en Europe

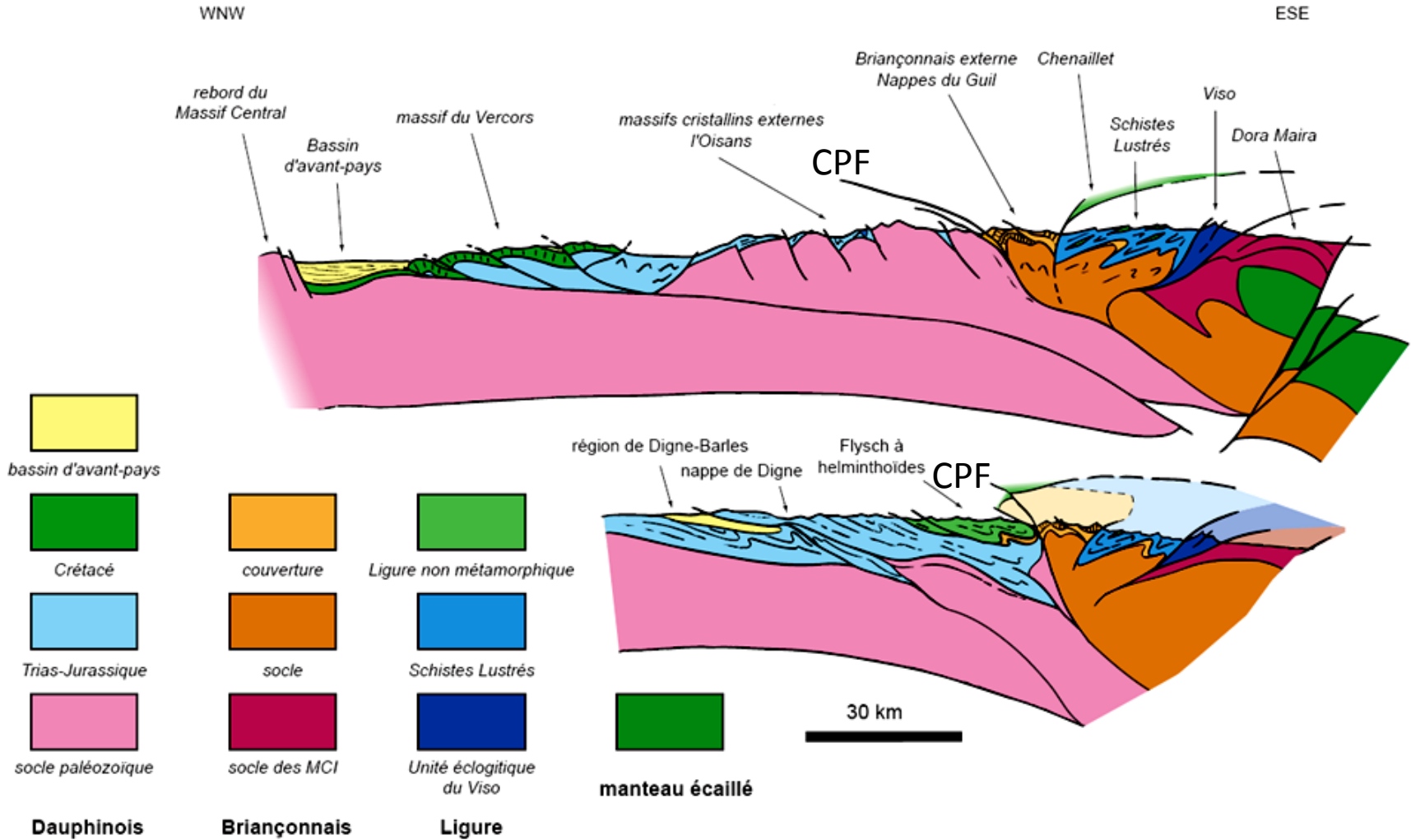


MR: dome cristallin continental du Mont Rose. ZS: nappe océanique profonde Zermatt-Saas. ZC: nappe océanique du Combin. DB: nappe continentale "africaine" du Cervin (Dent Blanche). En jaune la bande lagunaire des Cime Bianche.

Marqueurs tectoniques : déformations

CPF = Chevauchement pennique frontal

Coupe Vercors - Ecrins - Viso - D. Maira



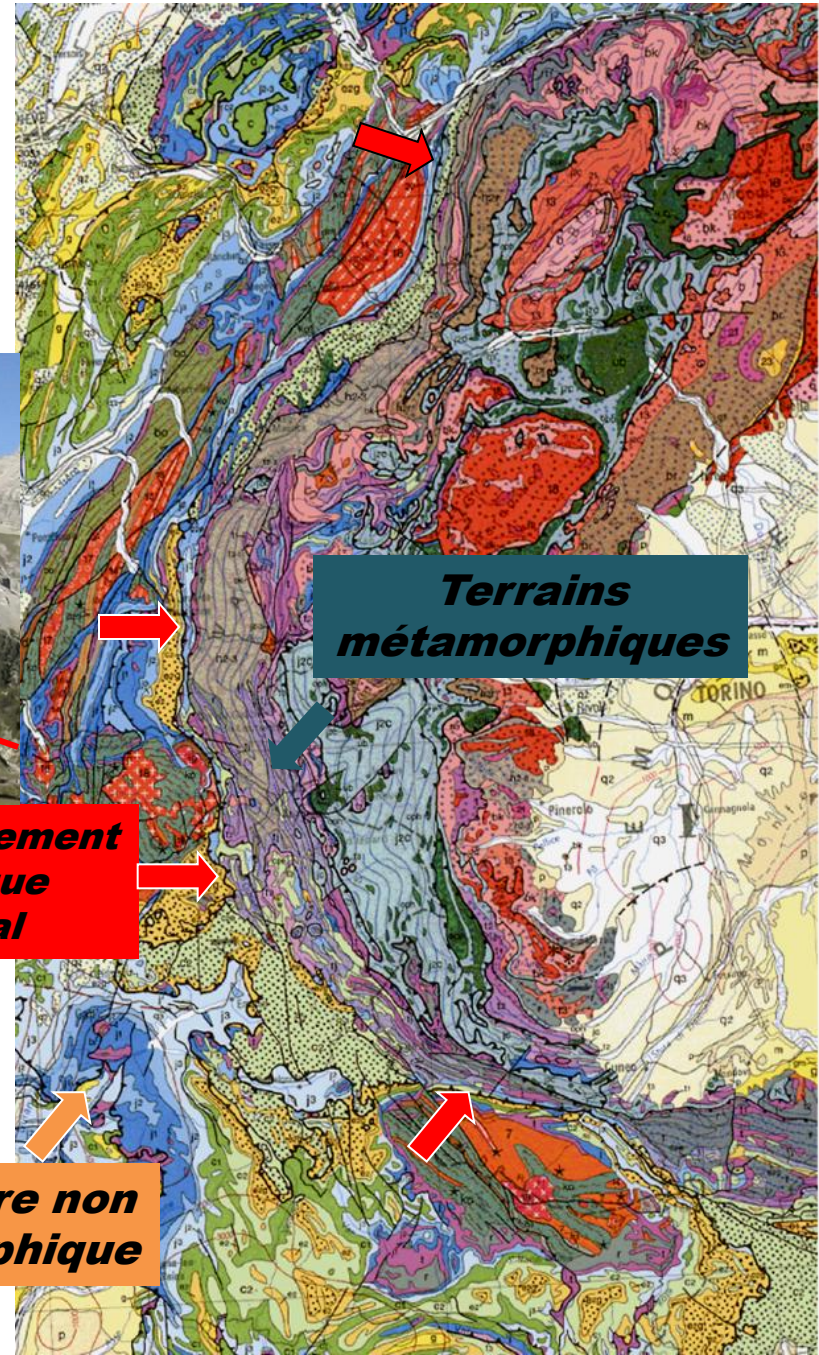
Coupe nappes de Digne et des flyschs à Helminthoïdes

Marqueurs tectoniques : déformations

Le chevauchement pennique frontal = Marqueur tectonique majeur à l'échelle de l'arc alpin



Le Galibier vu du Col du Lautaret



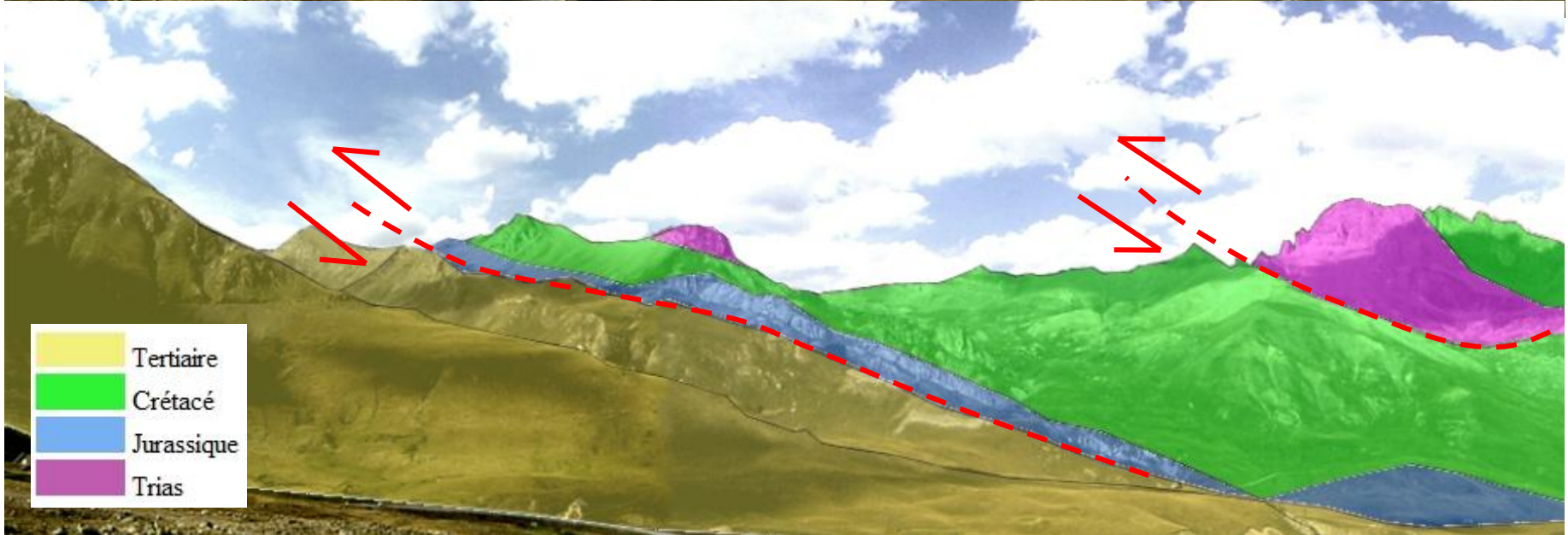
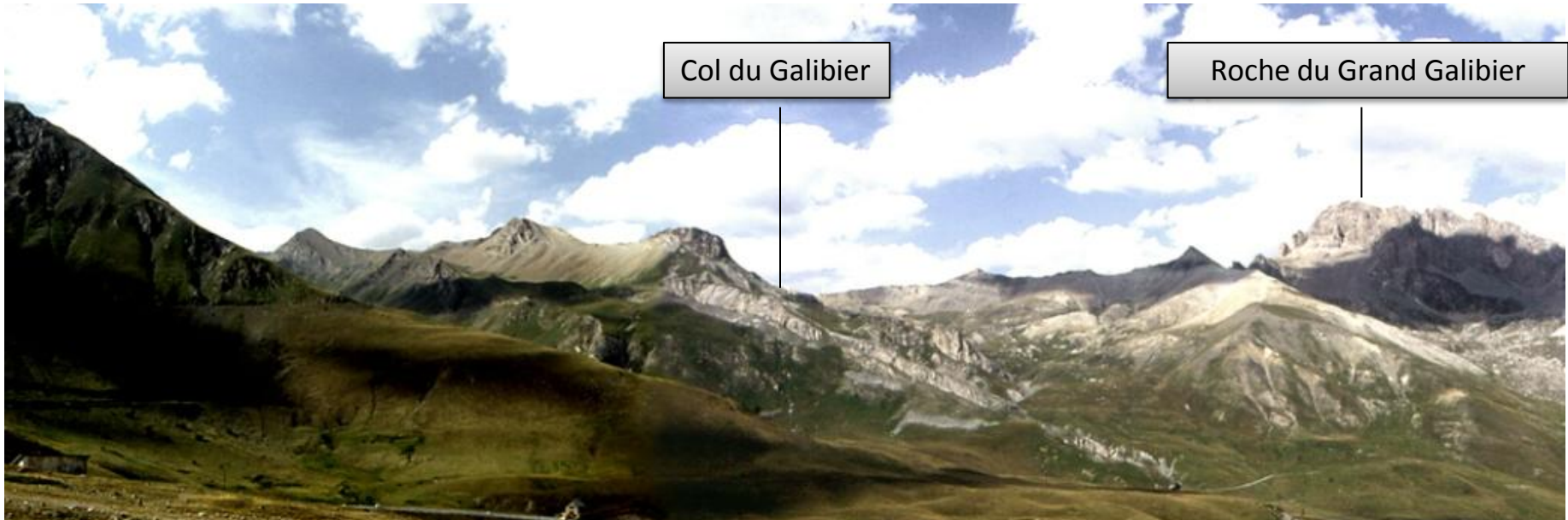
Terrains métamorphiques

Chevauchement pennique frontal

Couverture non métamorphique

Marqueurs tectoniques : déformations

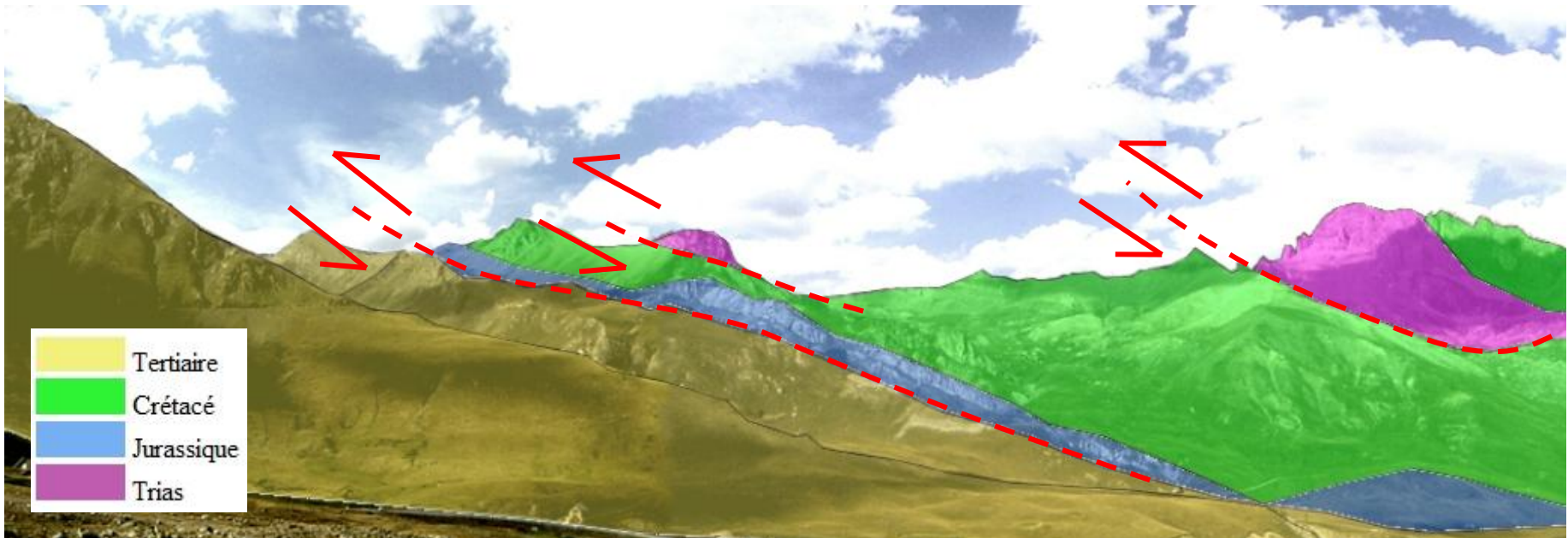
Panorama du Galibier depuis le Lautaret



Marqueurs tectoniques : déformations

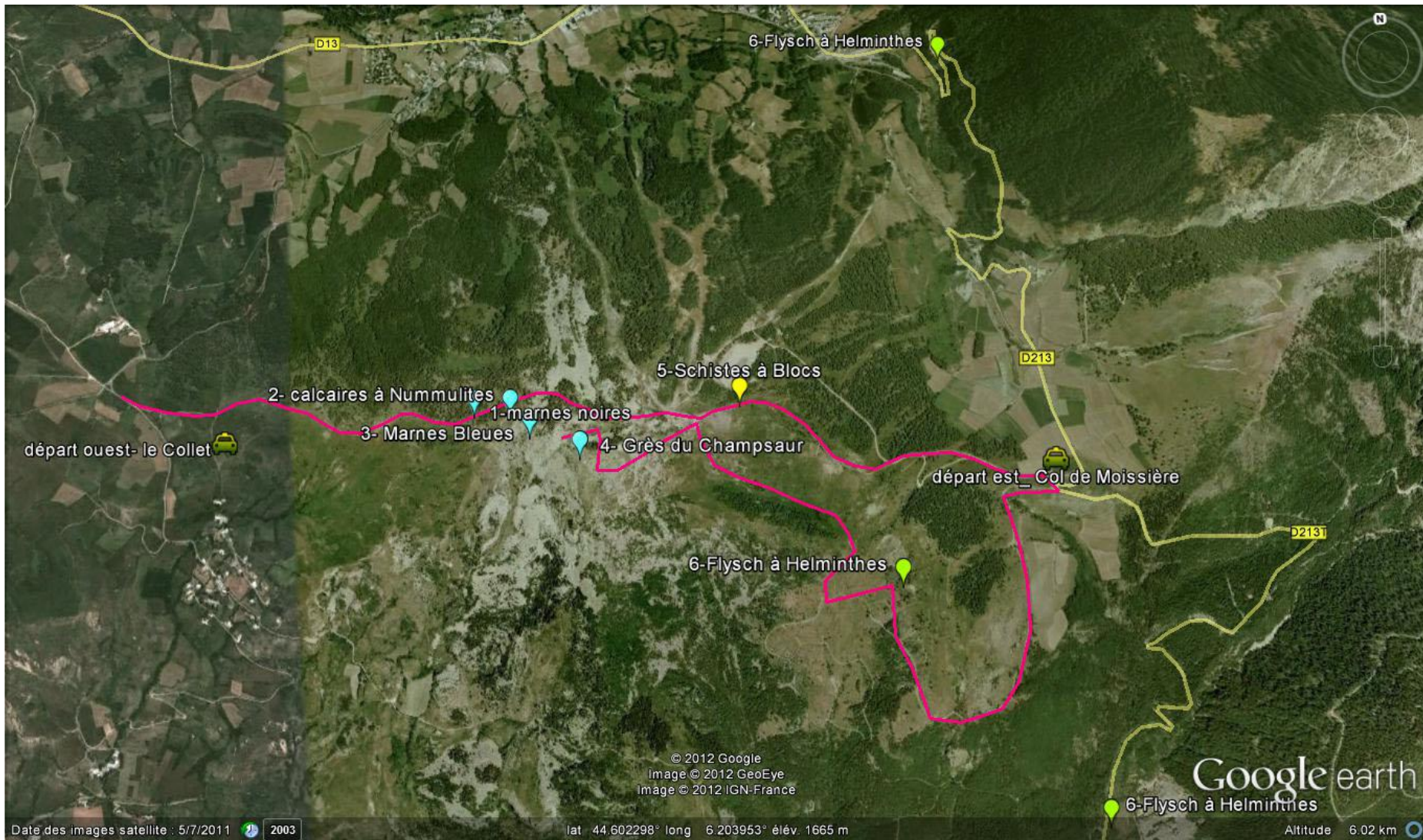
Panorama du Galibier depuis le Lautaret

- **Flysch Nummulitique (Eocène)**, sombre et strié (alternance grès/schiste) = **zone Dauphinoise**. Ces terrains constituent le Pic de Côte-Plaine, le Pic Blanc ainsi que le vallon de Roche Noire.
- Longue arrête rocheuse de calcaire gris (**Jurassique moyen**), allant de la route du Galibier jusqu'à la route de Briançon en contre-bas. Cette barre rocheuse est surmontée de calcschistes gris ou noirs (**Crétacé supérieur**), souvent recouverts de prairies ou d'éboulis. Ces terrains appartiennent à la **zone Sub-Briançonnaise**.
- Une deuxième barre rocheuse, massive et sombre, contraste avec les calcschistes Sub-Briançonnais. Il s'agit des quartzites du **Trias inférieur**. Ceux-ci sont surmontés de calcaires dolomitiques du Trias moyen, d'aspect ruiniforme, et constituant l'ossature du Grand Galibier. Ces terrains appartiennent à la **série Briançonnaise**.



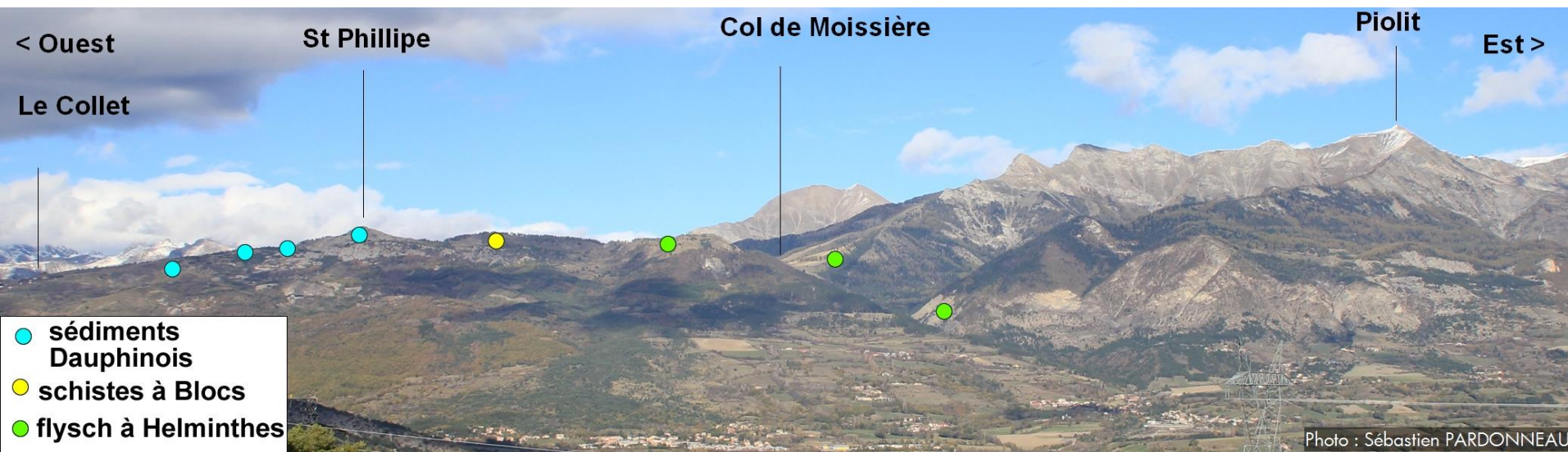
Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière

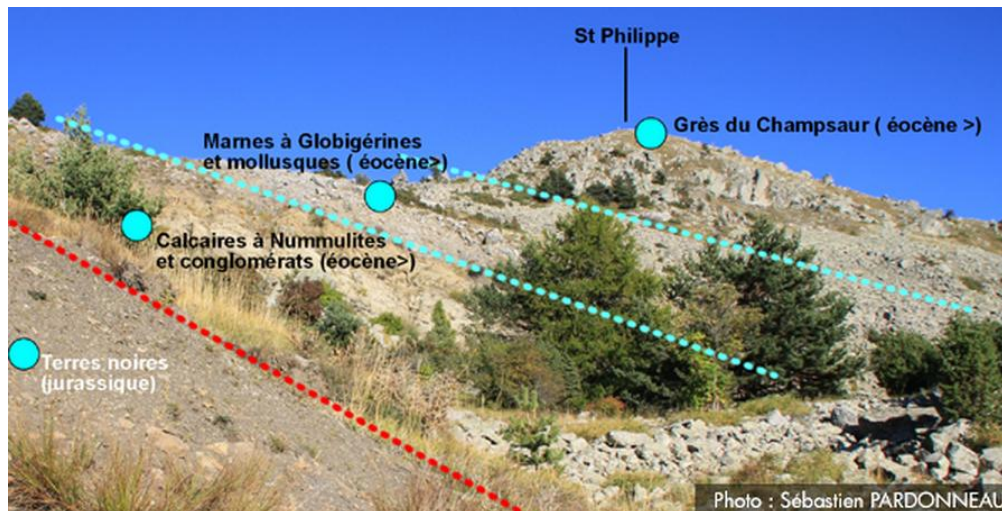


Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière



Sédiments de St Philippe : Eocène sup (nummulites)

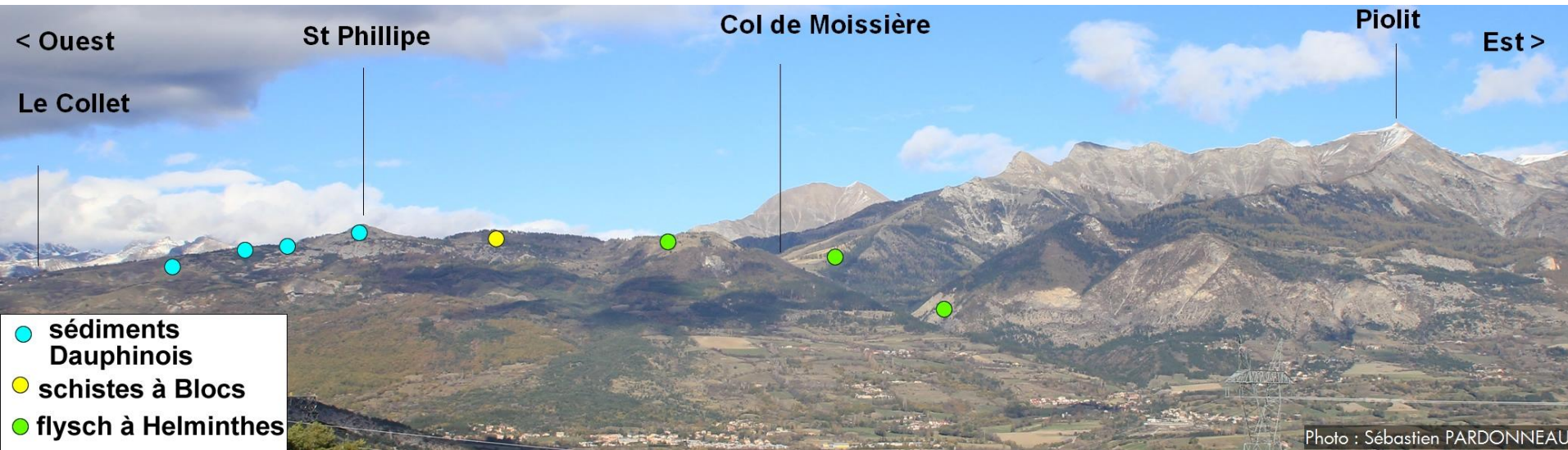


Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie: Crétacé supérieur (*Globotruncana* et helminthoïdes).



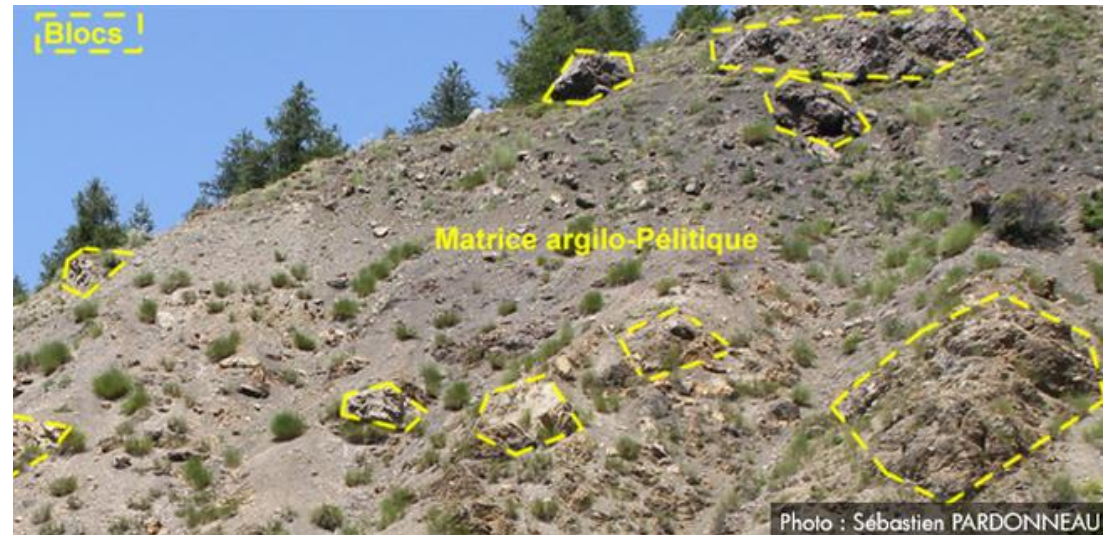
Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière



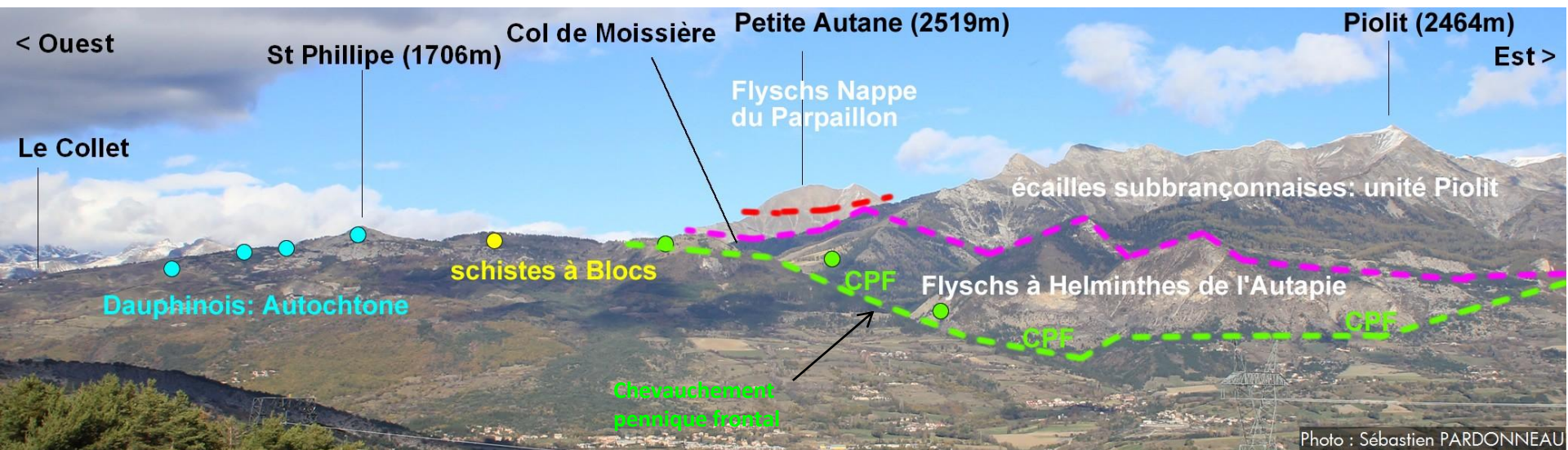
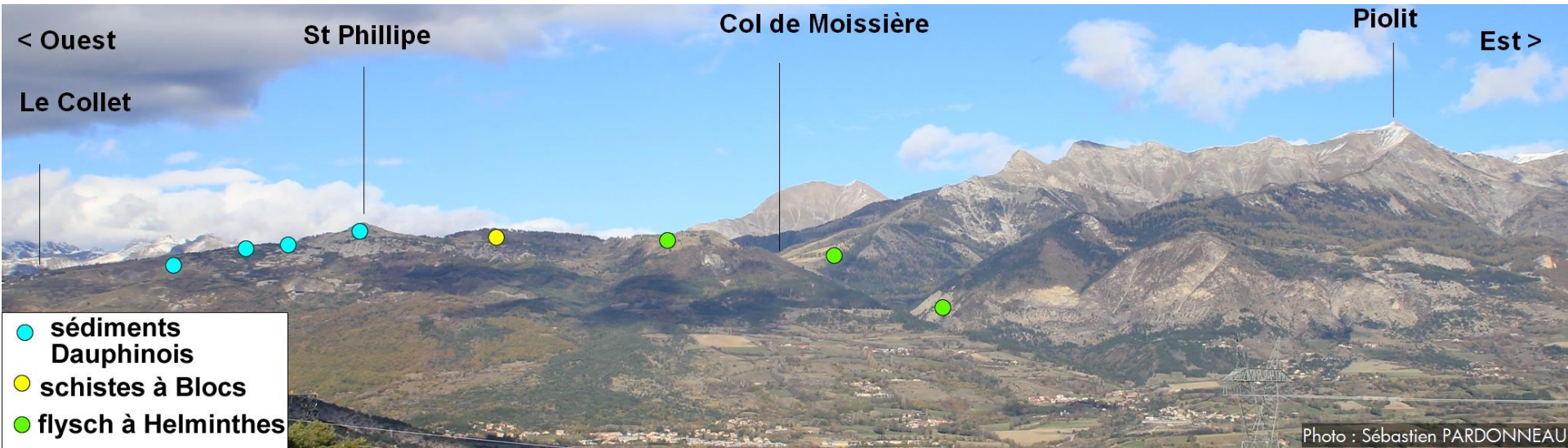
Schistes à blocs (eO= Priabonien - Oligocène inférieur)

La formation des « Schistes à blocs » a été interprétée par C. Kerckhove comme un olistostrome, c'est-à-dire un ensemble d'olistolites inclus dans un **corps chaotique** au cours du glissement gravitaire accompagnant la mise en place sous l'eau d'une nappe de charriage dans un bassin sédimentaire.



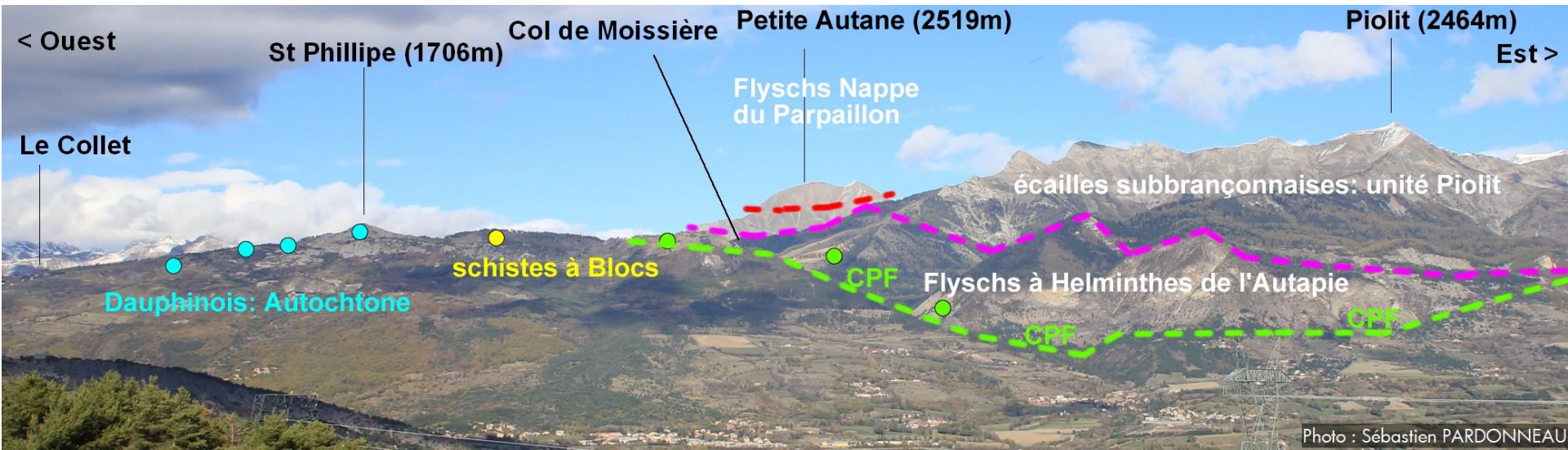
Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière



Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière



La lecture du panorama du Collet au Piolit montre une augmentation des altitudes des sommets de l'ouest vers l'est.

Deux **zones** apparaissent selon ce critère :

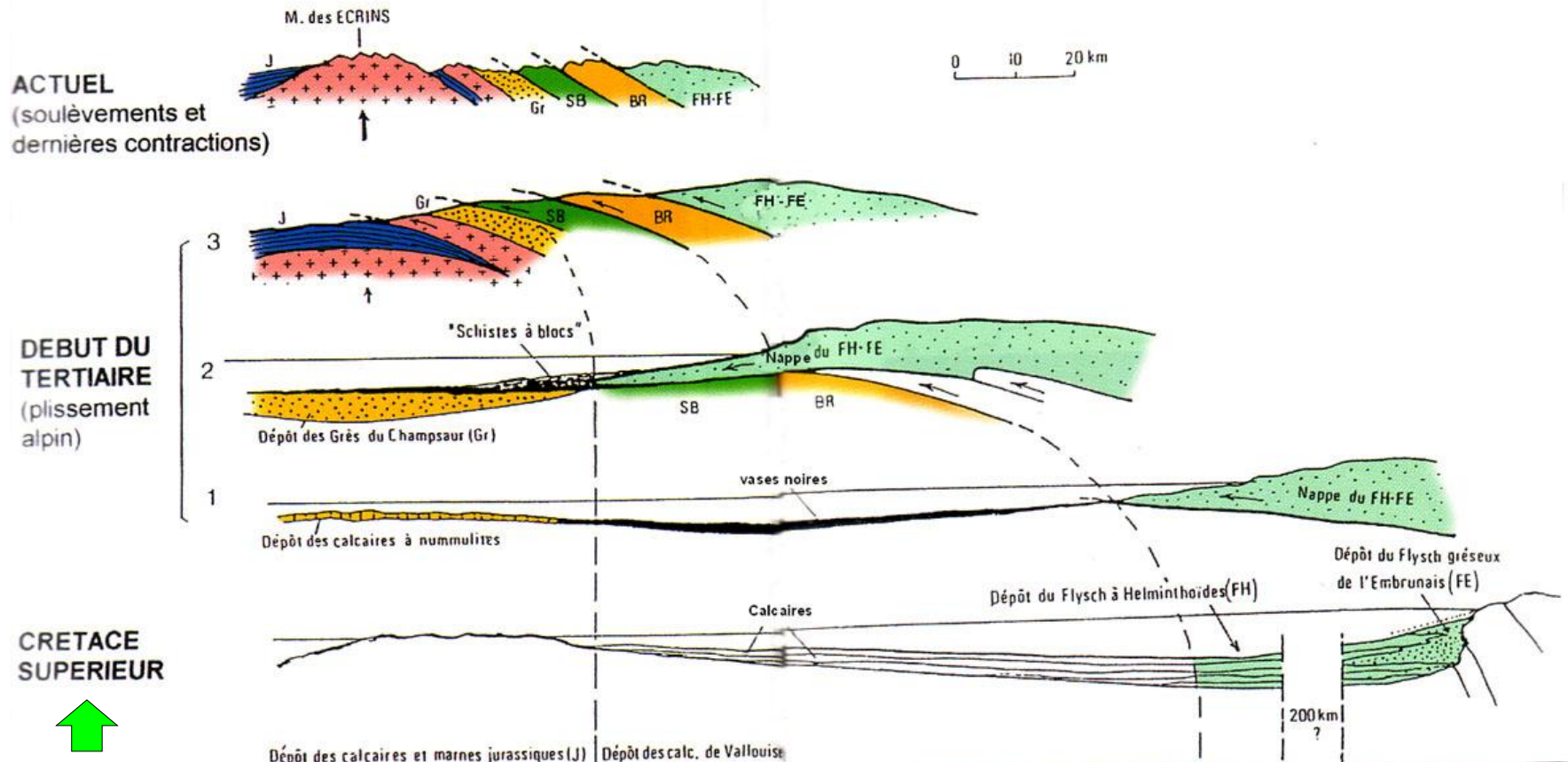
- à l'ouest la **zone de St Philippe** d'altitude modeste (1706m),
- à l'est la **zone des Autanes et du Piolit** (2500m) domine cette région. Les altitudes plus élevées à l'est du col de Moissière s'expliquent par une puissance supérieure des matériaux rocheux (puissance des séries et empilement de nappes dû à la convergence).

Le col de Moissière se situe au niveau du contact tectonique majeur (le chevauchement pennique frontal = CPF) entre les domaines externe et interne de l'ancien océan alpin :

- **Le domaine externe** (Dauphinois) est à l'ouest du col de Moissière. Il est autochtone et comprend deux ensembles :
 - les **sédiments dauphinois** (NB : pour simplifier la lecture les écailles et redoublements dans l'autochtone dauphinois alors qualifié de « para-autochtone » dans ces cas, n'ont pas été mentionnées).
 - le **complexe des Schistes à blocs**
- **Le domaine interne** occupe la partie orientale. Il appartient au domaine des écailles et des nappes de charriage de l'Embrunais et comprend trois ensembles :
 - la **nappe des Flyschs à Helminthoïdes de l'Autapie**, des écailles subbriançonnaises, la nappe des Flyschs du Parpaillon.

Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière

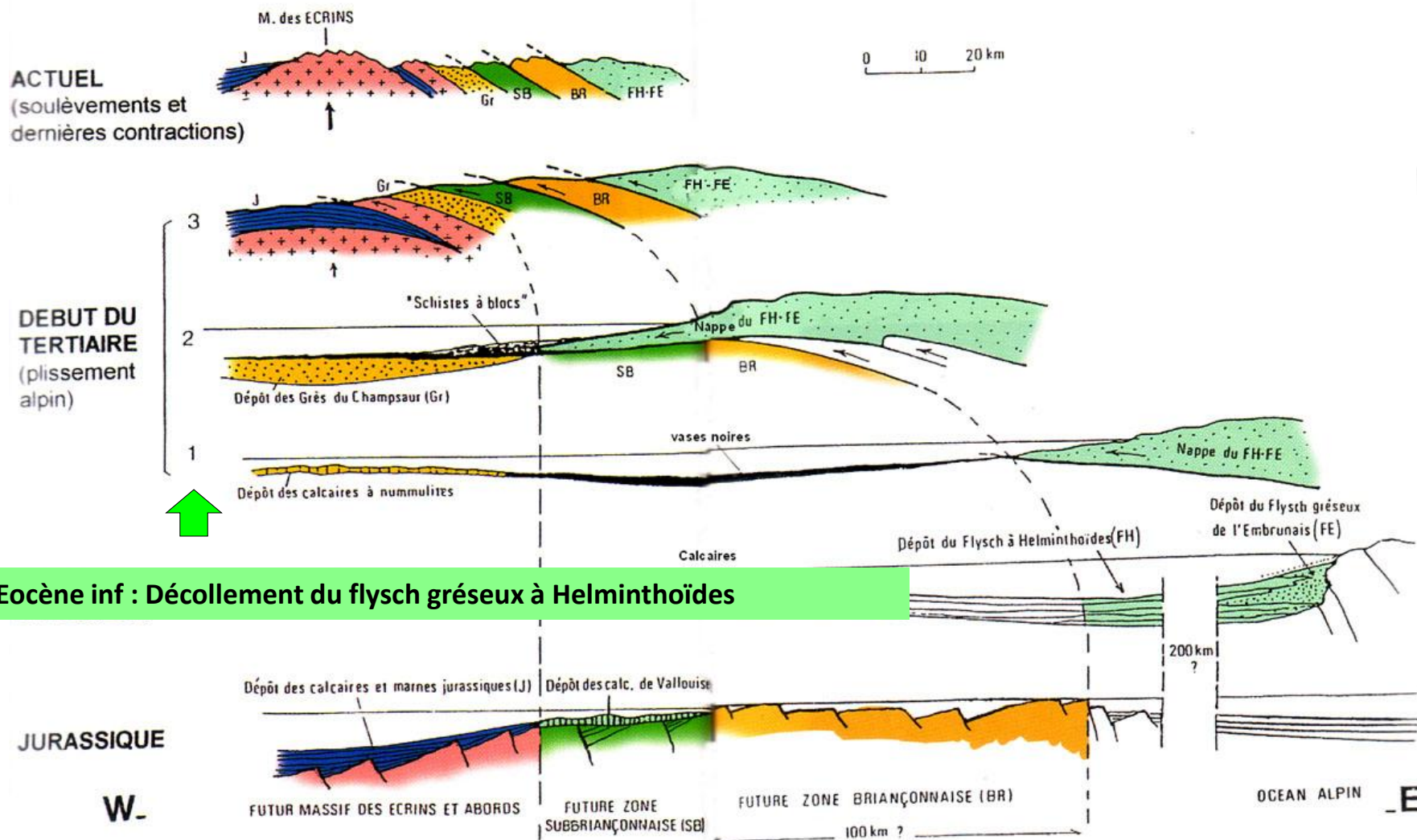


Crétacé supérieur : dépôts et paléoenvironnement.

- les turbidites du Flysch à Helminthoïdes indiquent un milieu de sédimentation recevant des apports détritiques dans la zone Piémontaise. Cette zone est de type pélagique profond. Cette sédimentation riche en apport détritique contraste avec celle peu détritique du Jurassique inférieur et Crétacé supérieur de la zone Piémontaise. Il y a donc des reliefs alpins au Crétacé supérieur situés à l'est de cette zone Piémontaise qui fournissent ces matériaux détritiques.

Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière

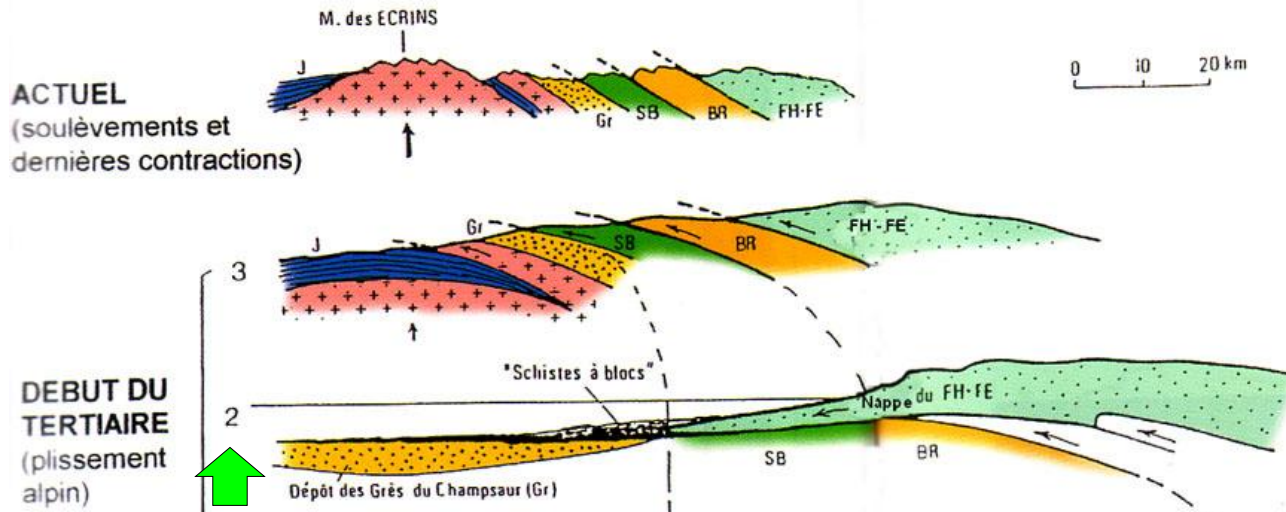


Eocène inf : Décollement du flysch gréseux à Helminthoïdes

Schéma de mise en place des nappes. (src guide géologique des Ecrins)
 Coupes transversales E-W de la région depuis l'époque où elle
 était faite de bassins marins juxtaposés (jurassique, Crétacé,
 début du Tertiaire) jusqu'à l'époque actuelle. Le raccourcissement
 dû au plissement alpin a pu être de l'ordre de 20 à 1, voire plus.

Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière



Eocène supérieur : Déplacement des nappes internes, dépôt de grès du Champsaur (bassin flexural)

-Sédimentation avec un apport détritique important, qui montre que les reliefs des Alpes sont plus proches à l'Eocène qu'ils ne l'avaient été avant.

L'épaisseur des sédiments éocène augmente dans les zones internes (Est) → cela traduit un enfoncement de la lithosphère (bassin flexural d'avant chaîne, en bordure du relief situé à l'Est, engendré par la collision)

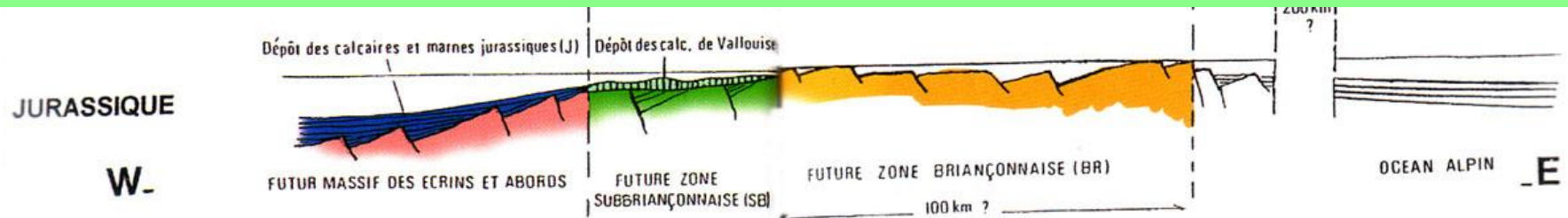
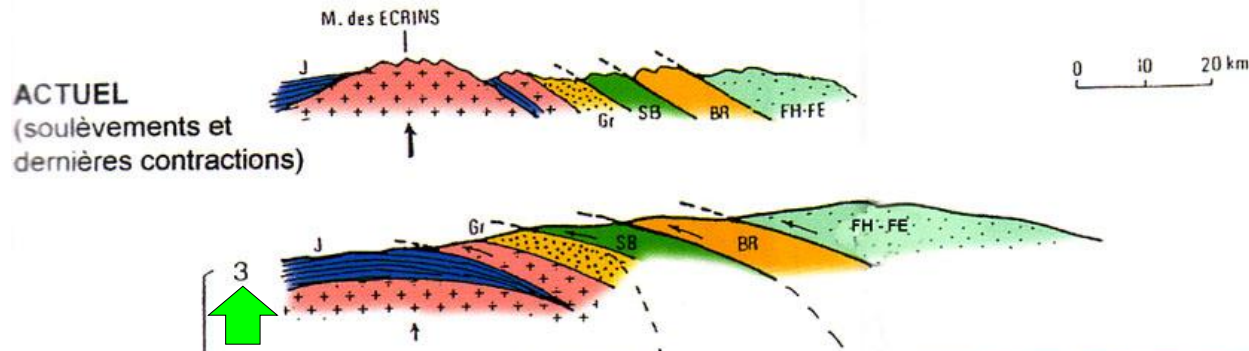


Schéma de mise en place des nappes. (src guide géologique des Ecrins)
Coupes transversales E-W de la région depuis l'époque où elle était faite de bassins marins juxtaposés (jurassique, Crétacé, début du Tertiaire) jusqu'à l'époque actuelle. Le raccourcissement dû au plissement alpin a pu être de l'ordre de 20 à 1, voire plus.

Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière



Début Oligocène

Les grès du Champsaur sont recouverts par des olistostromes produits par l'avancée gravitaire des nappes des internes des flyschs à Helminthoïdes de l'est vers l'ouest. Cette mise en place est sous-marine. Mais elle finit par combler le bassin et stopper la sédimentation. Ces nappes et écailles charriées sous l'effet du raccourcissement lié à la collision contribuent à l'épaississement de la croûte continentale et à la création de reliefs supplémentaires dans cette région dauphinoise. La collision s'est déplacé du Piémont jusqu'à la région Dauphinoise.

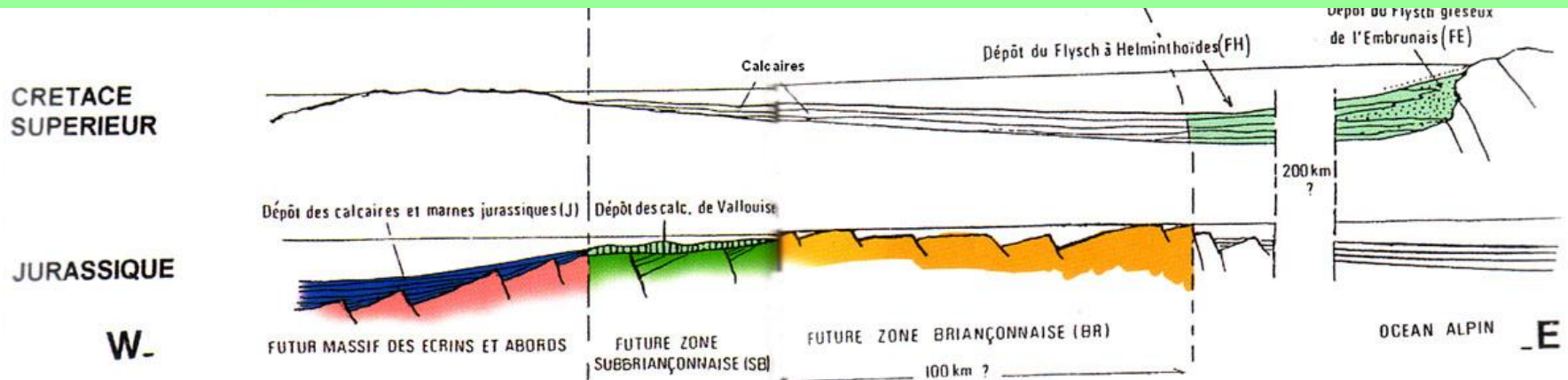


Schéma de mise en place des nappes. (src guide géologique des Ecrins)
Coupes transversales E-W de la région depuis l'époque où elle était faite de bassins marins juxtaposés (jurassique, Crétacé, début du Tertiaire) jusqu'à l'époque actuelle. Le raccourcissement dû au plissement alpin a pu être de l'ordre de 20 à 1, voire plus.

Marqueurs tectoniques : déformations

Nappes de charriage à Ancelle – Col de Moissière

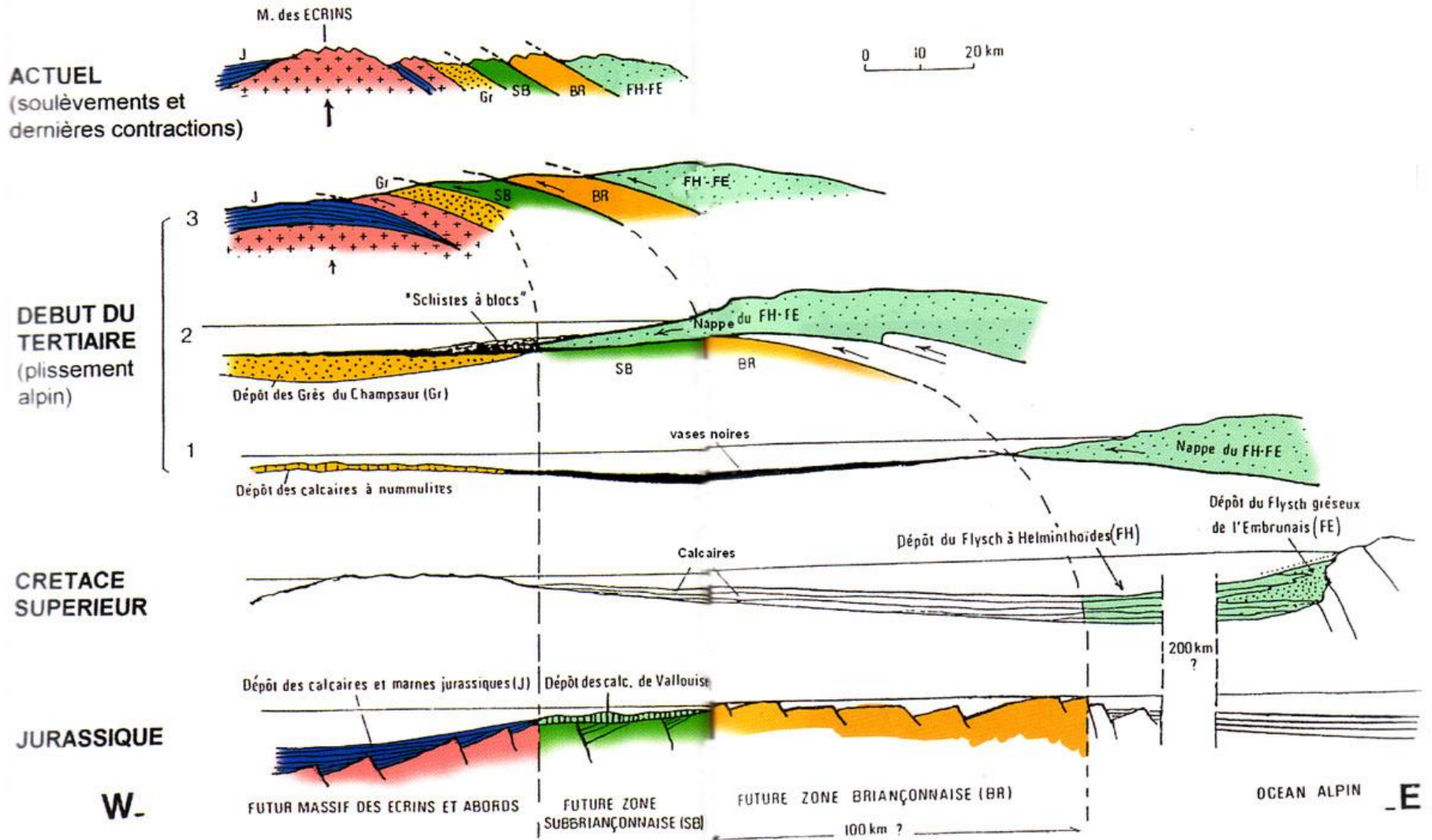
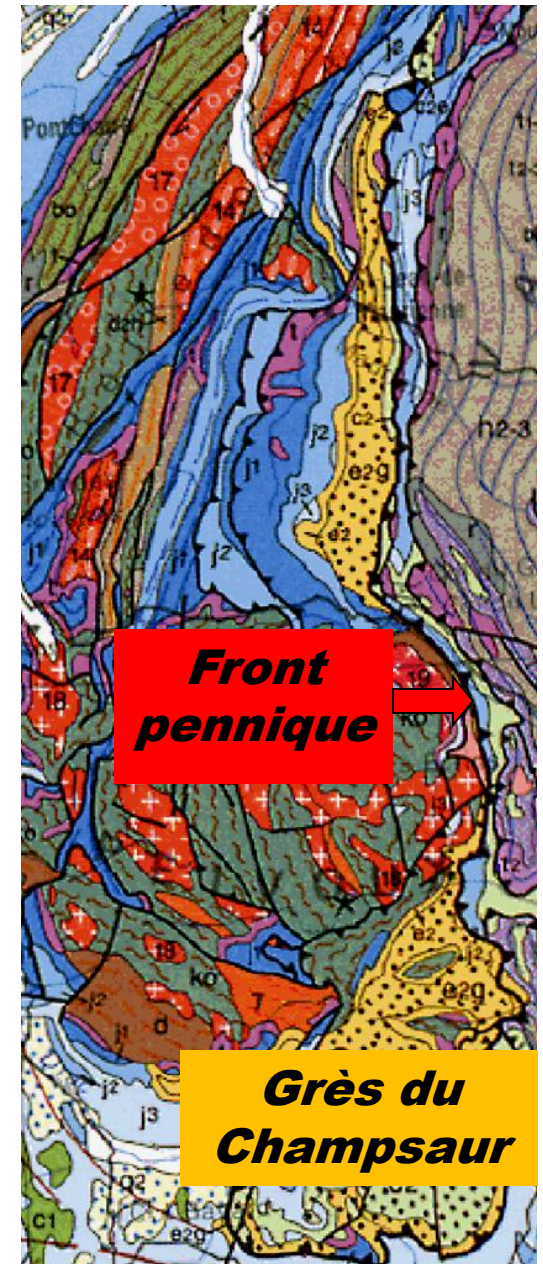


Schéma de mise en place des nappes. (src guide géologique des Ecrins)
Coupes transversales E-W de la région depuis l'époque où elle était faite de bassins marins juxtaposés (jurassique, Crétacé, début du Tertiaire) jusqu'à l'époque actuelle. Le raccourcissement dû au plissement alpin a pu être de l'ordre de 20 à 1, voire plus.

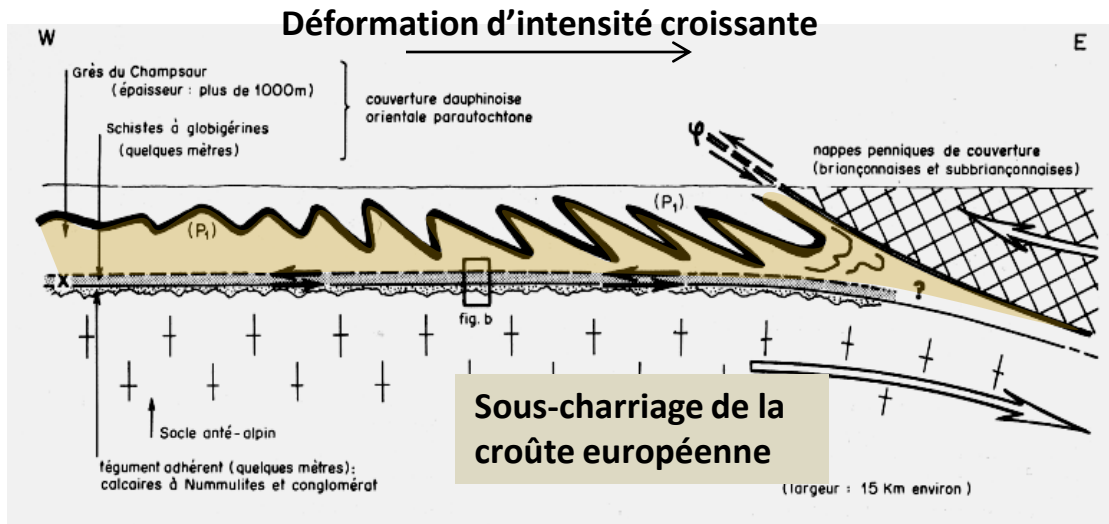
Marqueurs tectoniques : déformations

Déformations au sein de la couverture Dauphinoise

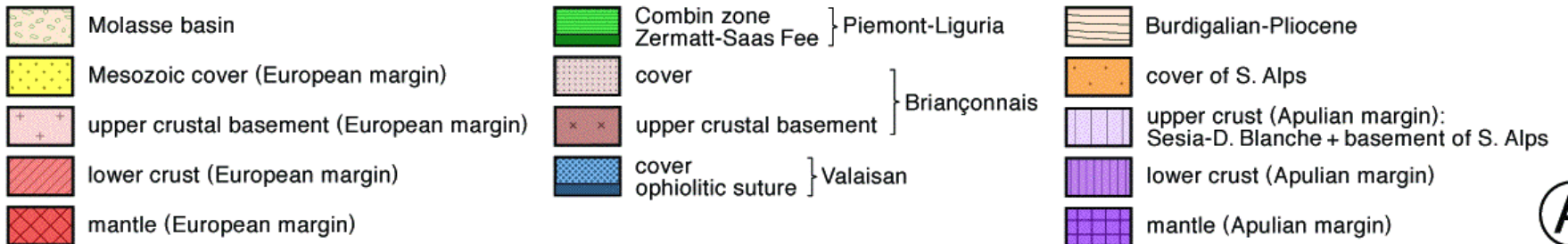
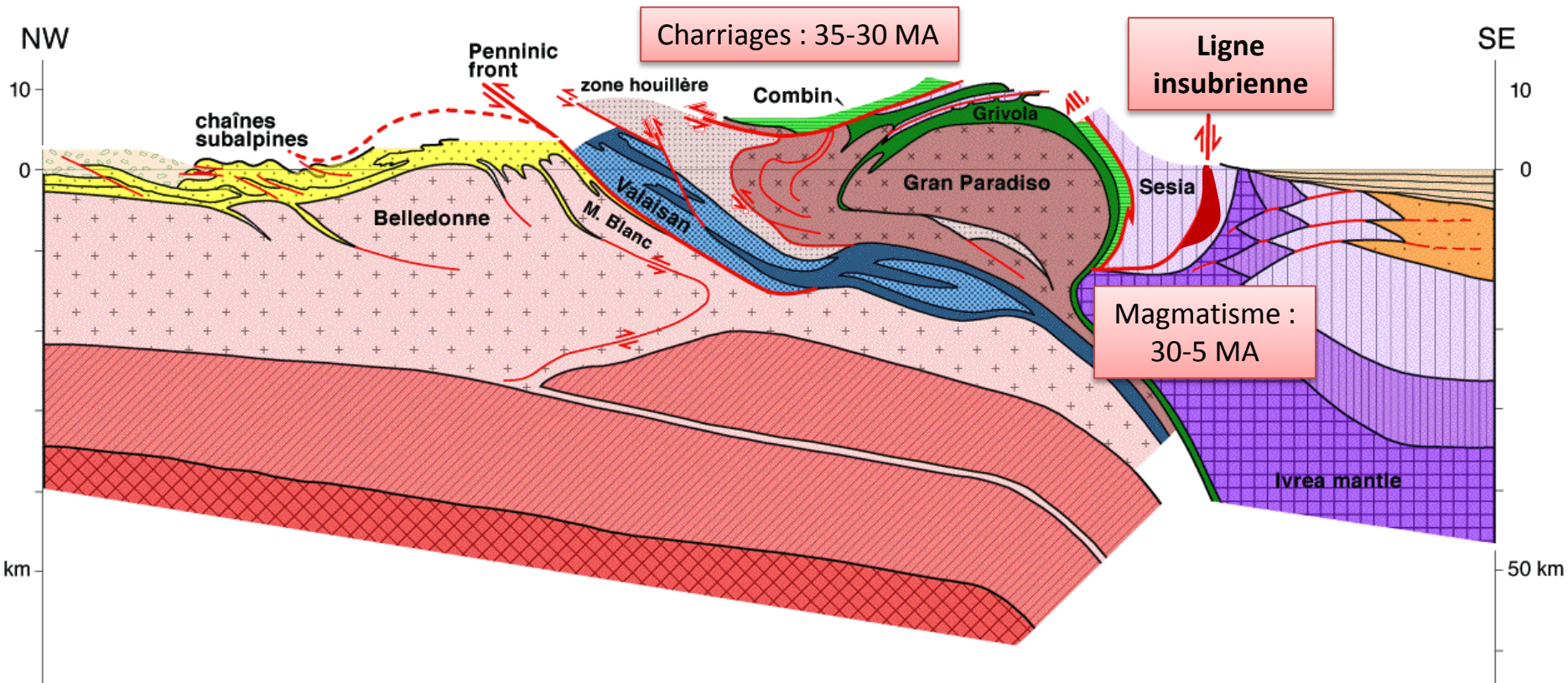


Front pennique

Grès du Champsaur

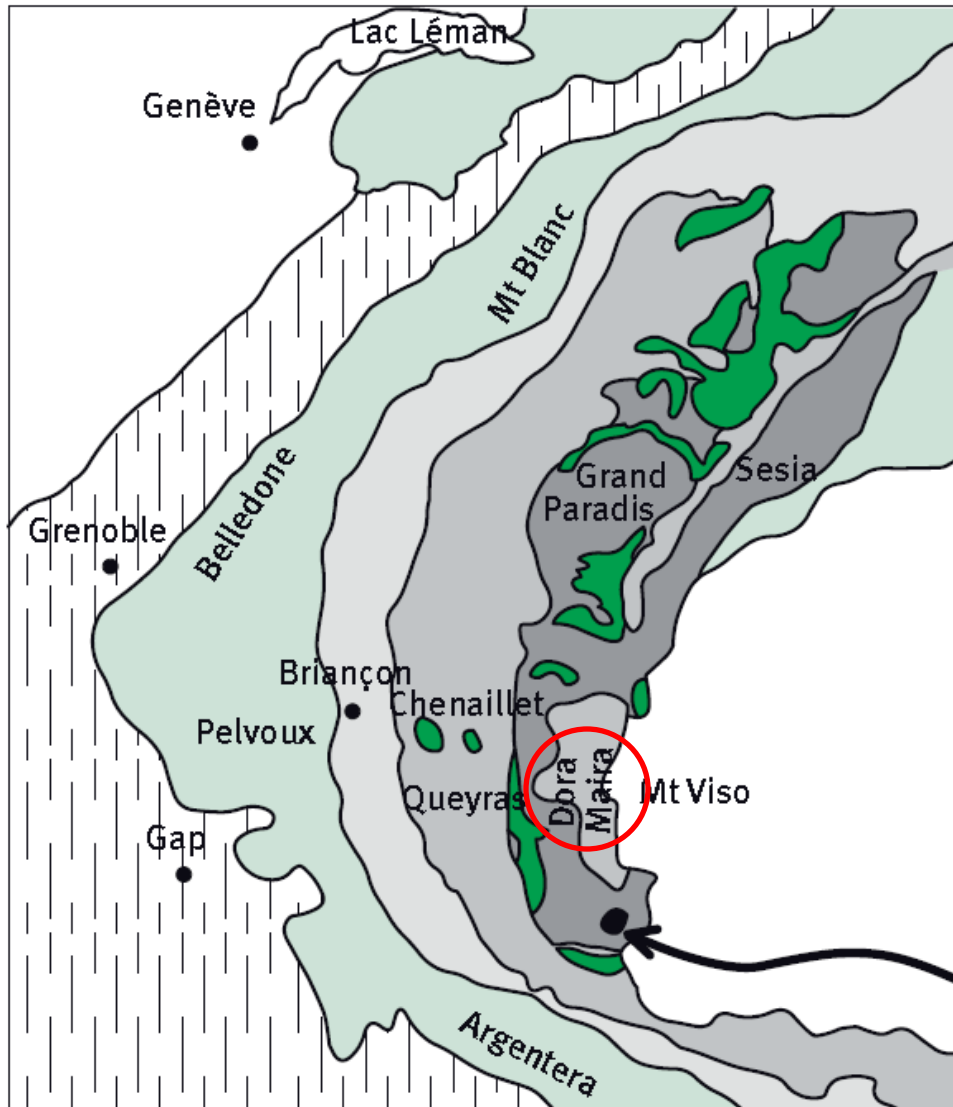










Marqueurs tectoniques : déformations



(A)

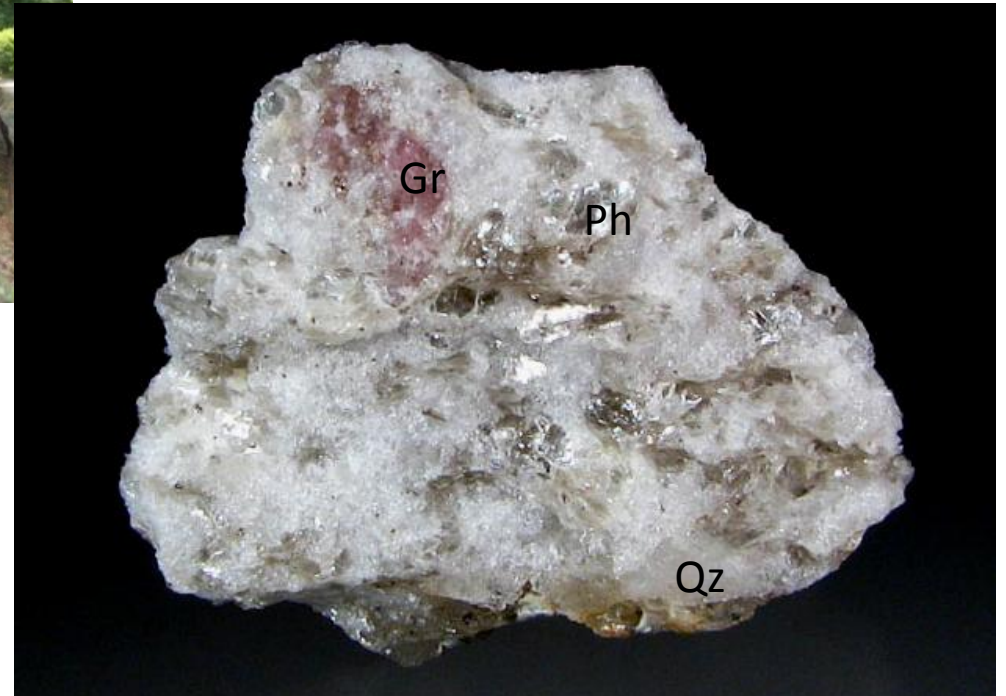
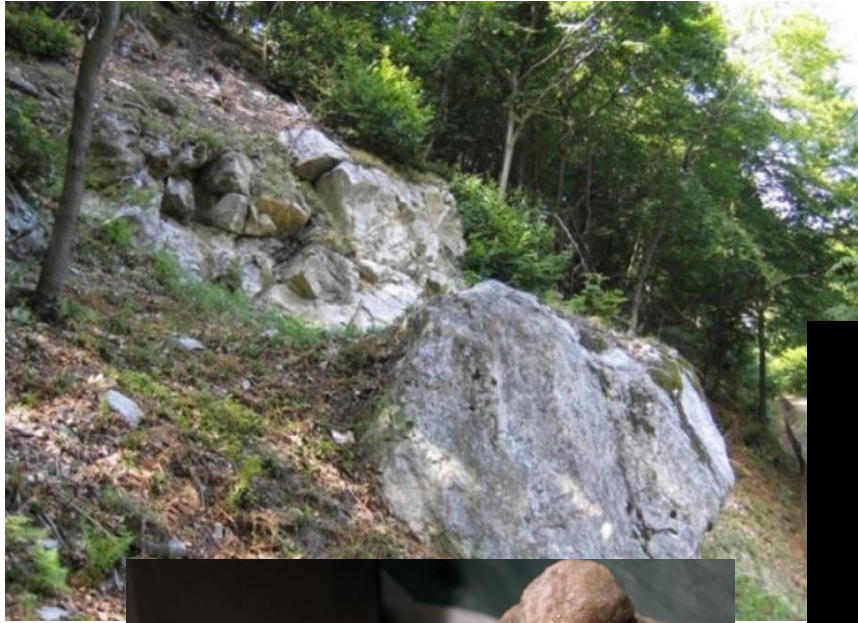
Dora Maira: Domaine métamorphique d'Ultra Haute Pression



-  Bassins sédimentaires péri-alpins
-  Roches plissées de la couverture non métamorphique
-  Métamorphisme de très faible degré
-  Faciès des schistes verts
-  Faciès des schistes bleus à glaucophane
-  Ophiolites (métabasaltes, métagabbros, métapéridotites)
-  Faciès des éclogites
-  Faciès à coésite

Dora Maira: Domaine métamorphique d'Ultra Haute Pression

Echantillon de métaquartzite à phengite, grenat pyrope et coésite (Dora Maira)



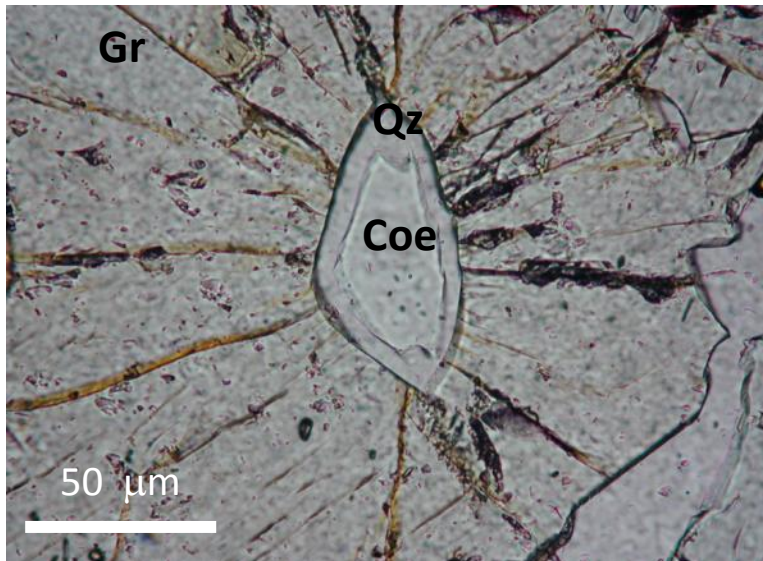
La **roche** contient du **quartz** (Qz), du disthène, de la phengite (Ph) (mica blanc de haute pression) des **grenats** (Gr) et de la **coésite** (forme de haute pression de la silice) en inclusion dans les grenats. Les grenats, très magnésiens, peuvent être centimétriques.

Dora Maira: Domaine métamorphique d'Ultra Haute Pression

Détail d'un grenat avec inclusion de quartz et coésite

La présence de minéraux de haute pression indique que la roche (initialement sédimentaire), a été enfouie jusqu'à **100 Km de profondeur (Quartz → coésite)**

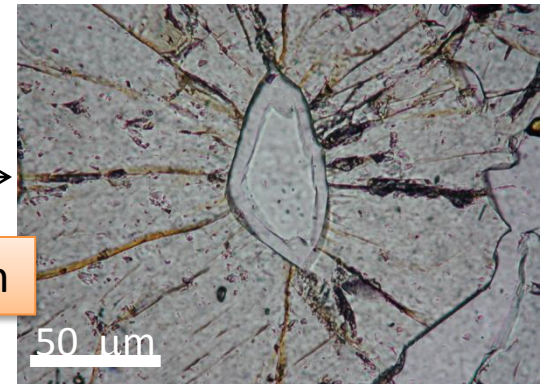
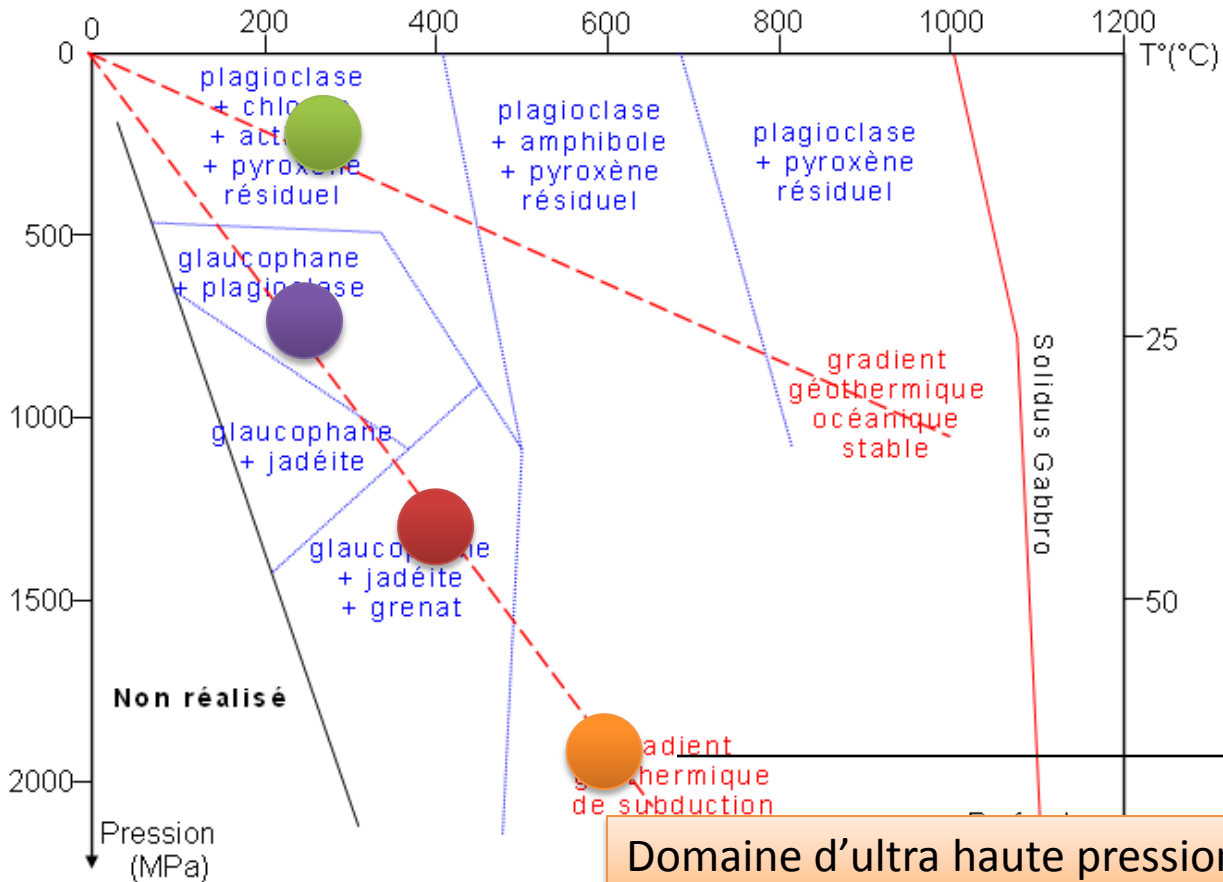
La transformation peut se réaliser dans l'autre sens lors de la remontée: la **coésite → quartz**. La coésite incluse dans les grenats ne subit qu'un début de transformation mais l'augmentation de volume liée à cette transformation est responsable de la **fracturation radiale du grenat**.



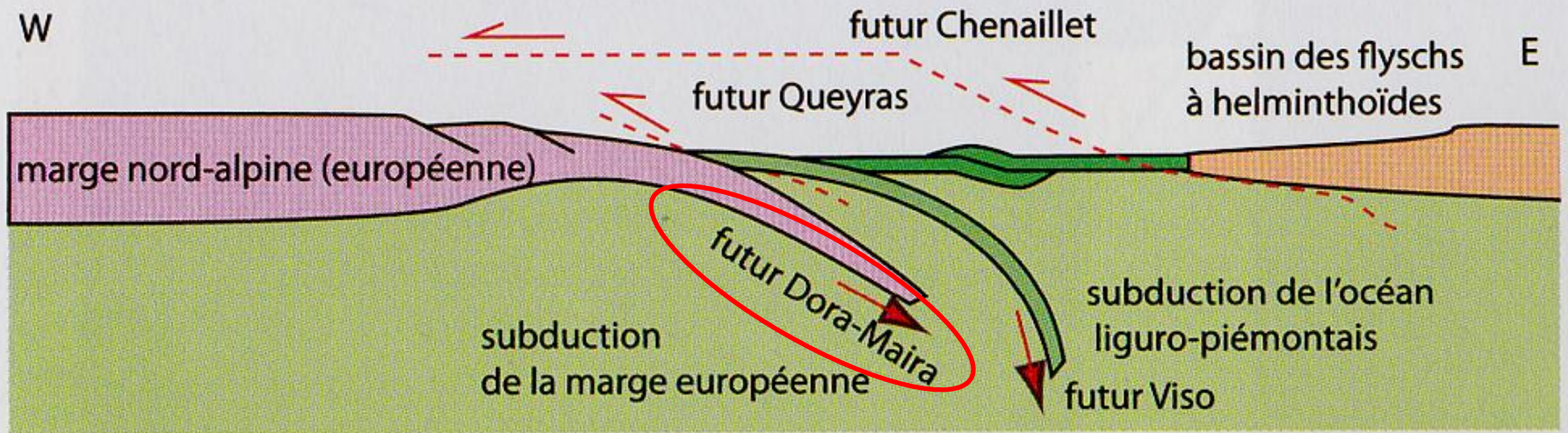
On peut trouver aussi la coésite dans des roches au niveau des cratères d'impact météoritiques

Dora Maira: Domaine métamorphique d'Ultra Haute Pression

Diagramme pression_température



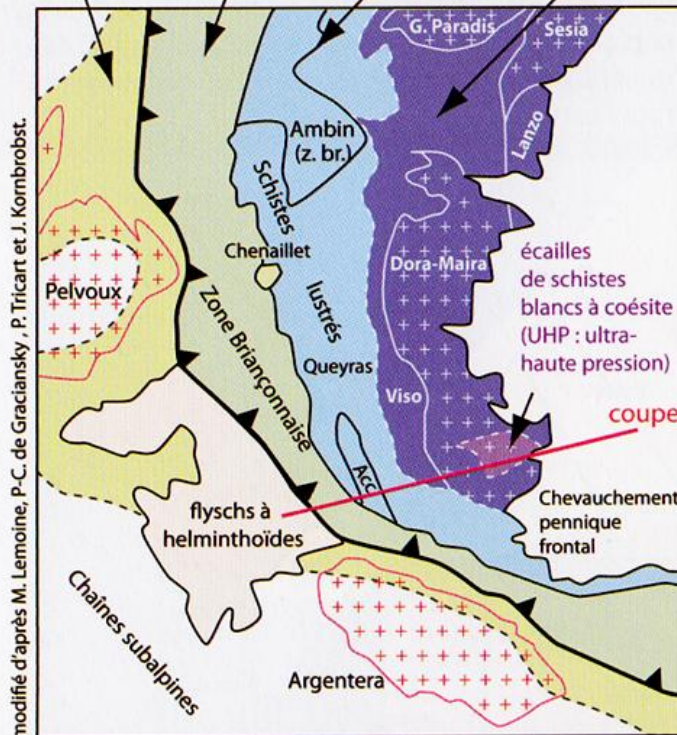
Dora Maira: Domaine métamorphique d'Ultra Haute Pression



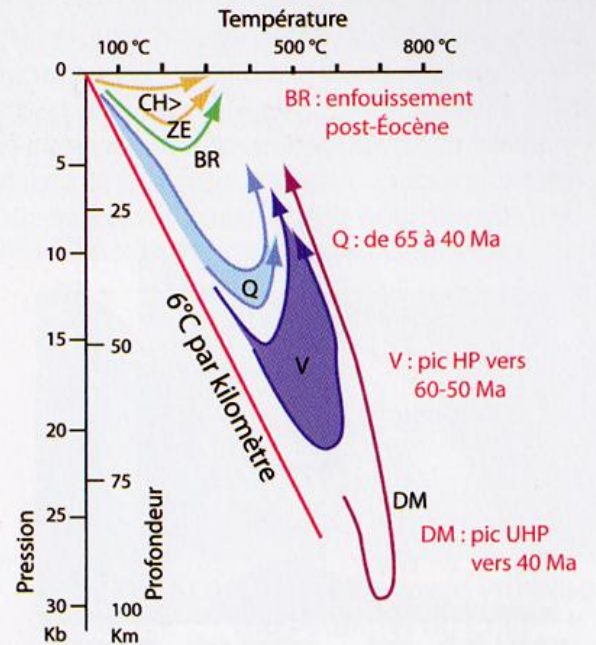
Coupe hypothétique de l'océan liguro-piémontais en cours de fermeture

Bilan : Le métamorphisme de subduction continentale

métamorphisme de faible degré schistes verts à lawsonite schistes bleus de basse T schistes bleus de haute T et éclogites

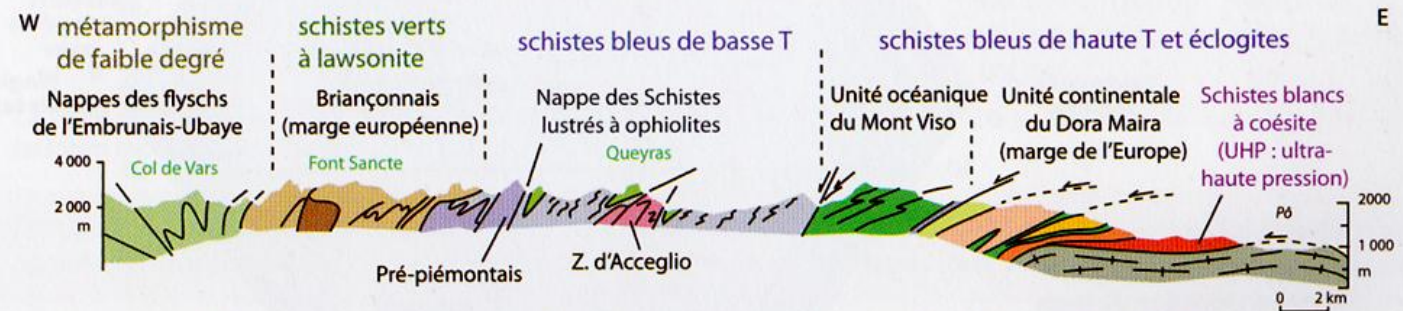


modifié d'après M. Lemoine, P.-C. de Graciansky, P. Tricart et J. Kornbrobst.



CH> : unité supérieure du Chenaillet V : unités du Viso (évolutions différentes selon les unités)
 ZE : zones alpines externes (dauphinois)
 BR : briançonnais DM : écailles du Dora-Maira à coésite
 Q : unités du Queyras et certaines unités briançon. profondes (Ambin, Acceglio...)

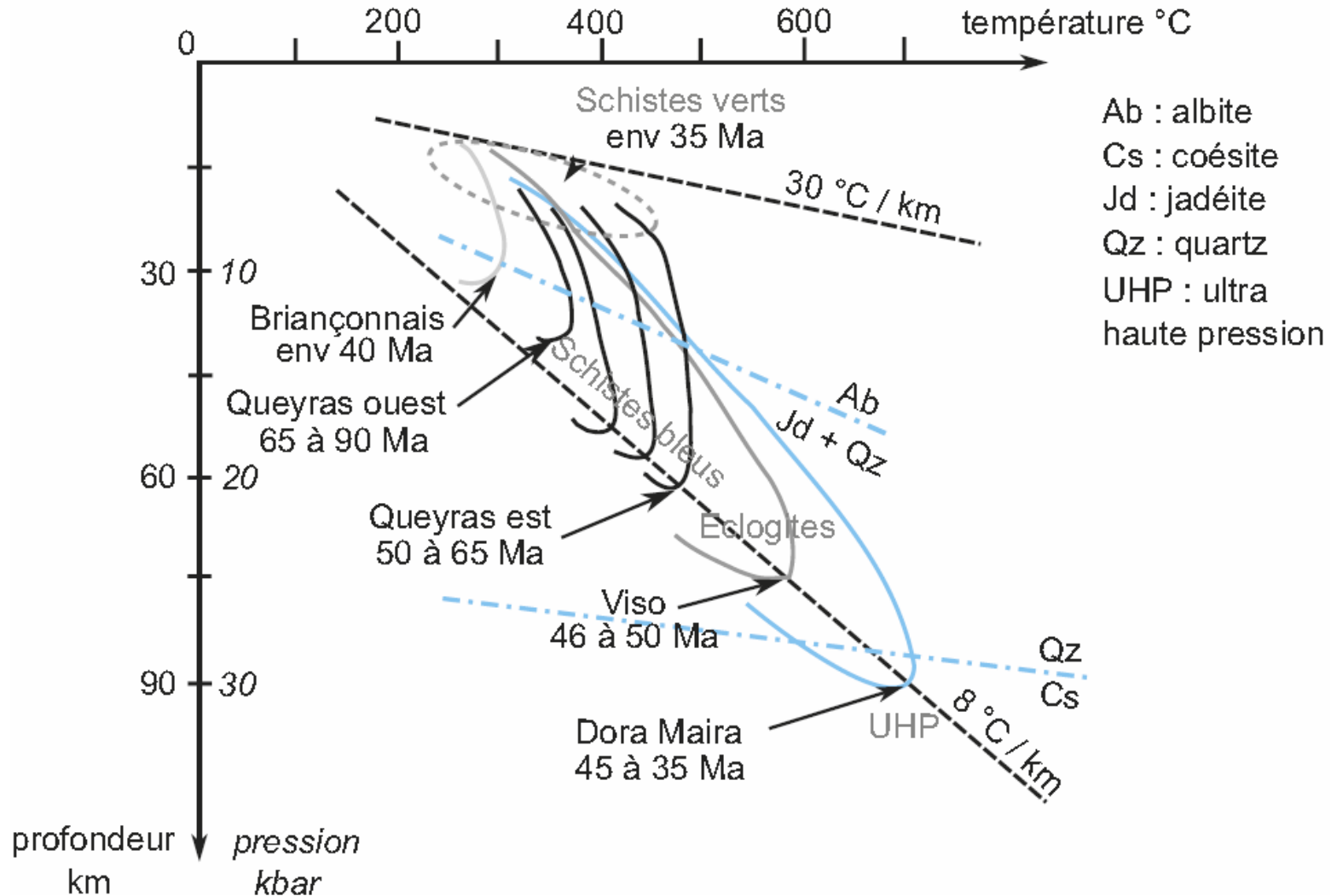
Carte du métamorphisme et chemins P, T, t des Alpes sud-occidentales



Coupe des Alpes sud-occidentales montrant la position des unités HP-BT

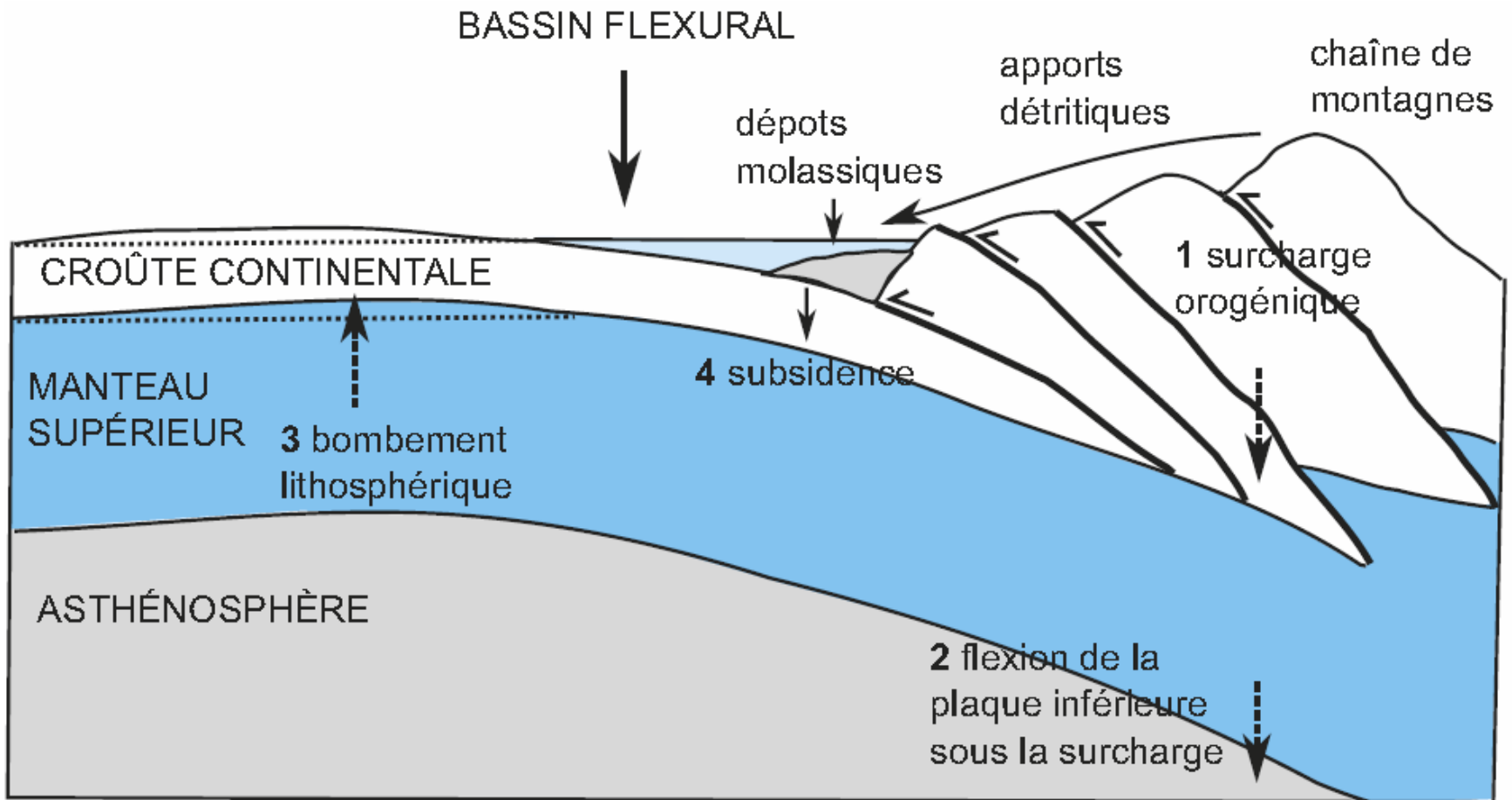
Bilan : Le métamorphisme de subduction continentale

Chemins (P,T,t) pour les roches métamorphiques du Queyras et du Viso.
(Adapté de Agard et Lemoine)

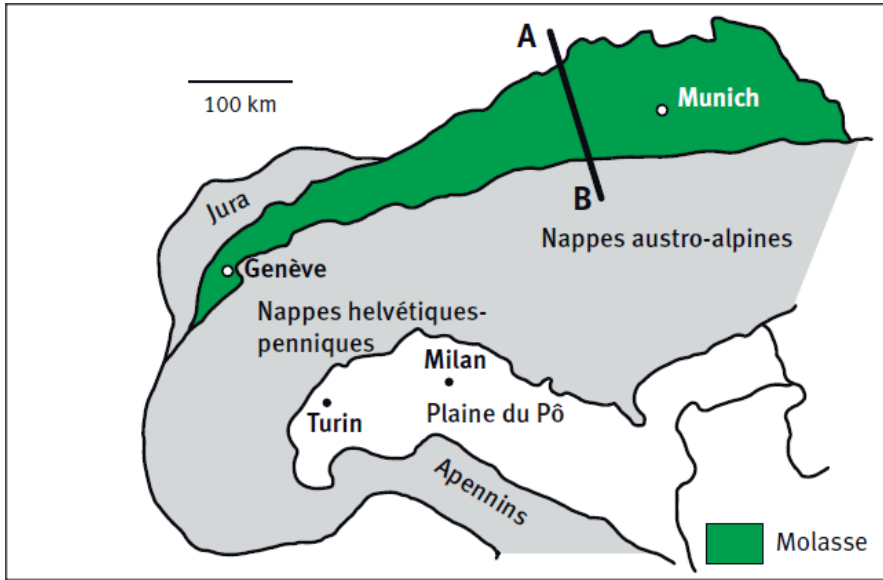


Bassins syn-orogéniques

Morphologie d'un bassin flexural



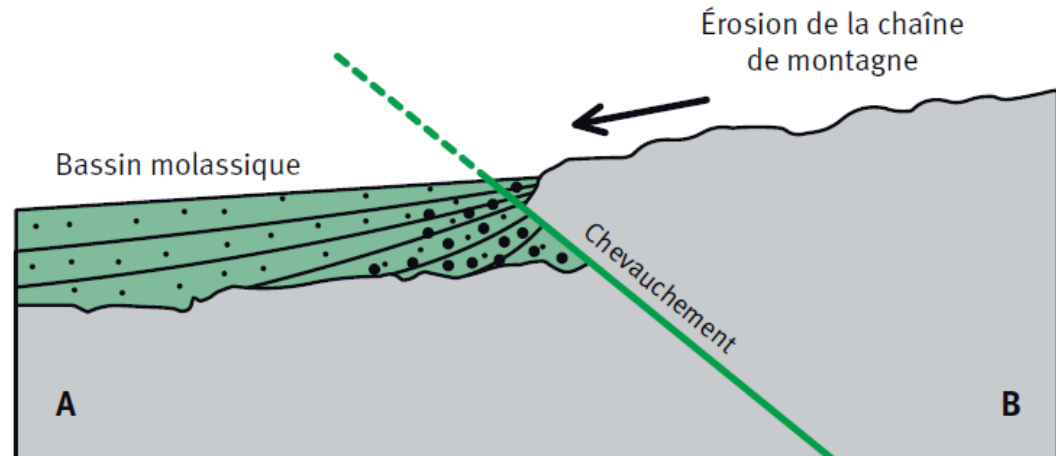
Bassins syn-orogéniques



Bassin molassique péri-Alpin

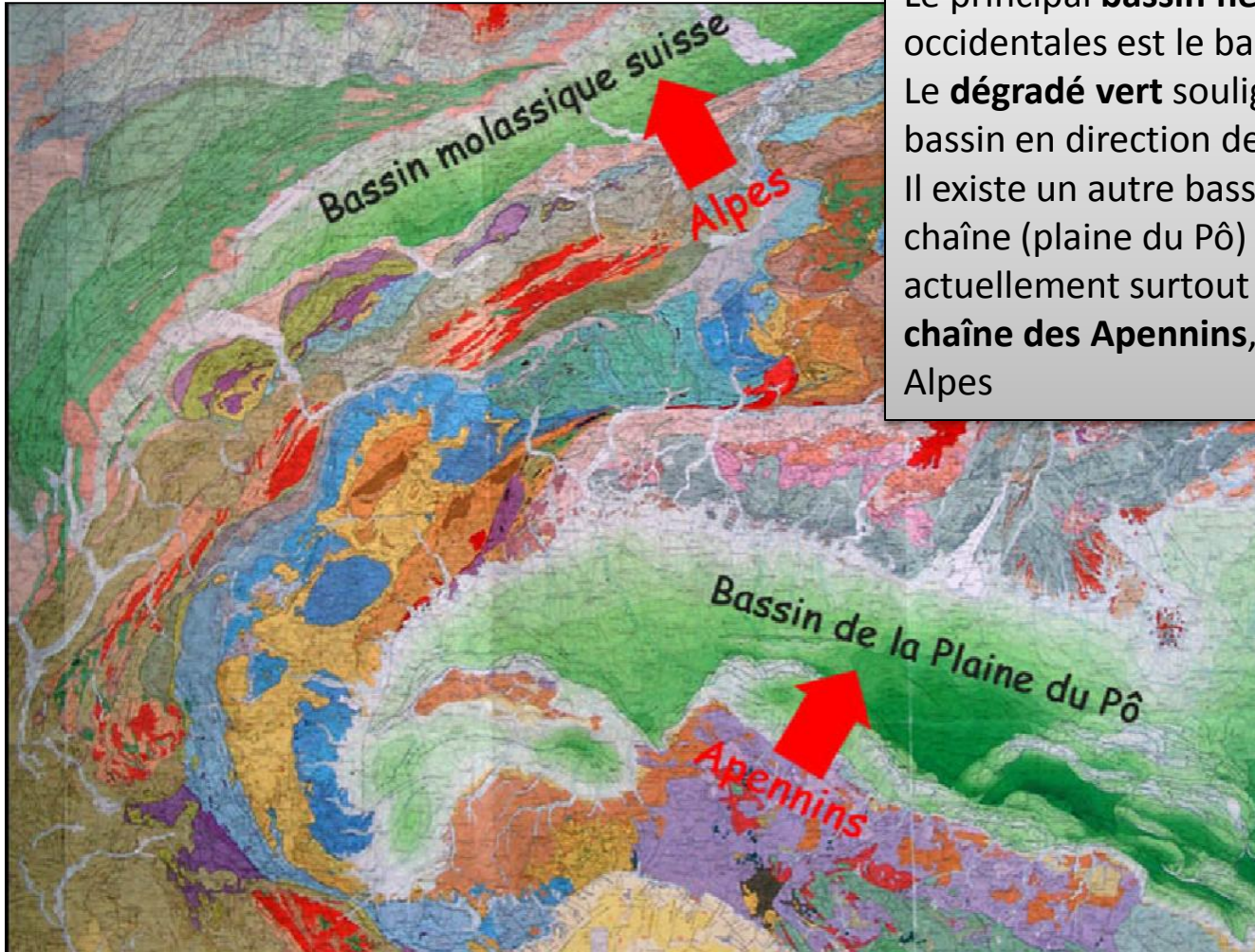
Coupe géologique A-B

Sédiments
en éventail



Bassins syn-orogéniques

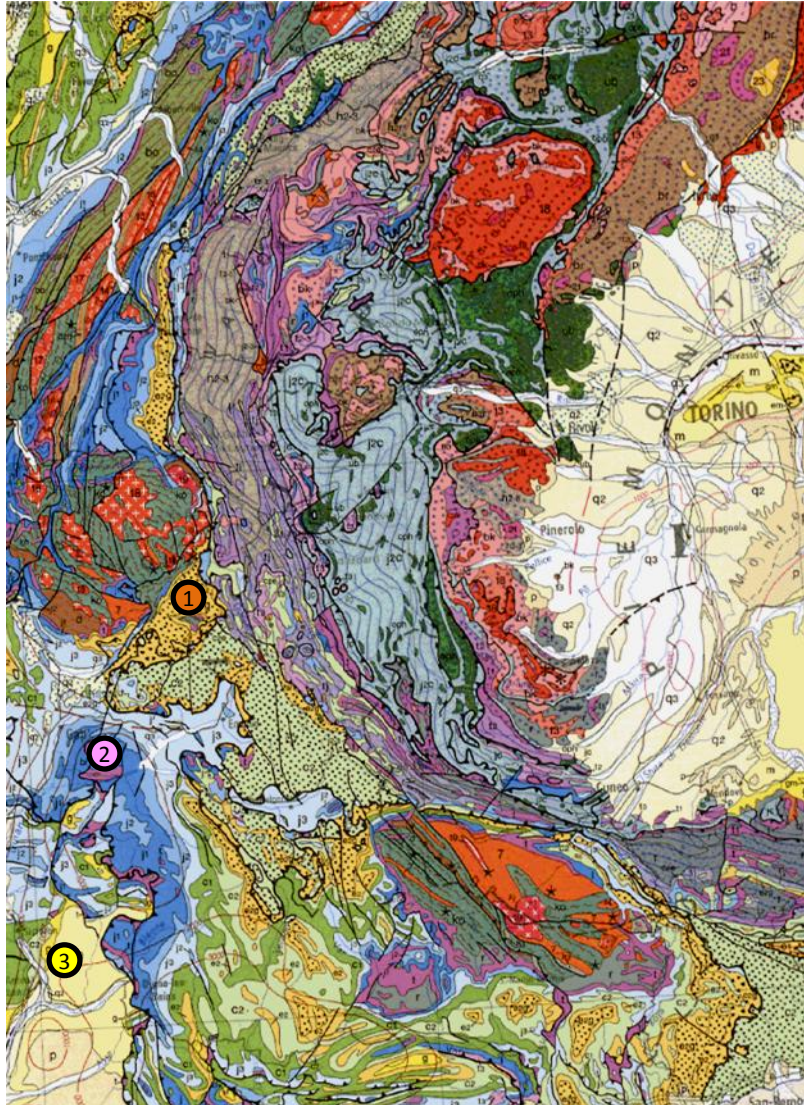
Bassins flexuraux (avant chaîne) au niveau des Alpes



Le principal **bassin flexural** dans les Alpes occidentales est le bassin molassique suisse. Le **dégradé vert** souligne l'**épaississement** du bassin en direction de la chaîne (vers le SE). Il existe un autre bassin de l'autre côté de la chaîne (plaine du Pô) mais il correspond actuellement surtout au **bassin flexural** de la **chaîne des Apennins**, plus récente que les Alpes.

Bassins syn-orogéniques

Bassins flexuraux (avant chaîne) au niveau des Alpes

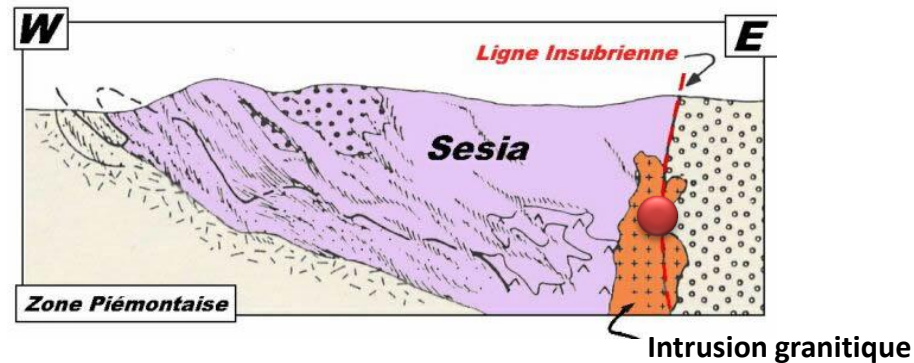
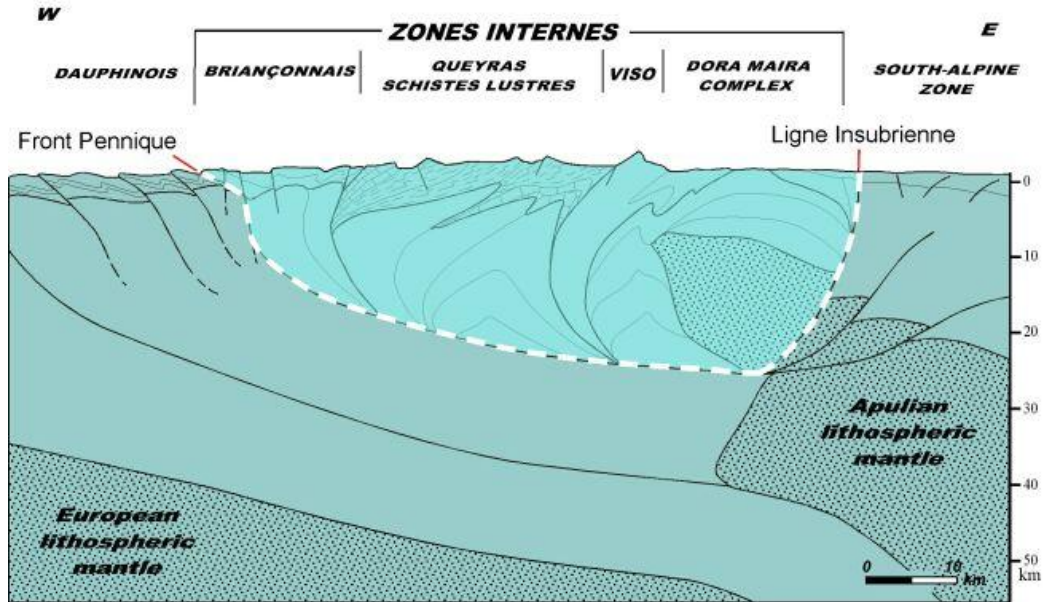


Les bassins **syn-orogéniques**, remplis par l'érosion du relief, se propagent d'Est en Ouest, **vers l'extérieur de la chaîne.**

- ① Bassin le plus ancien. Grès du Champsaur de l'Eocène sur flysch à Helminoïdes du Crétacé sup
- ② Dépôts molassiques de l'Oligocène, rouges et déformés
- ③ Sédiments molassiques récents (Mio-Pliocène) en moyenne Durance et Bas Dauphiné. Peu déformés mais soulevés au front actuel des Alpes

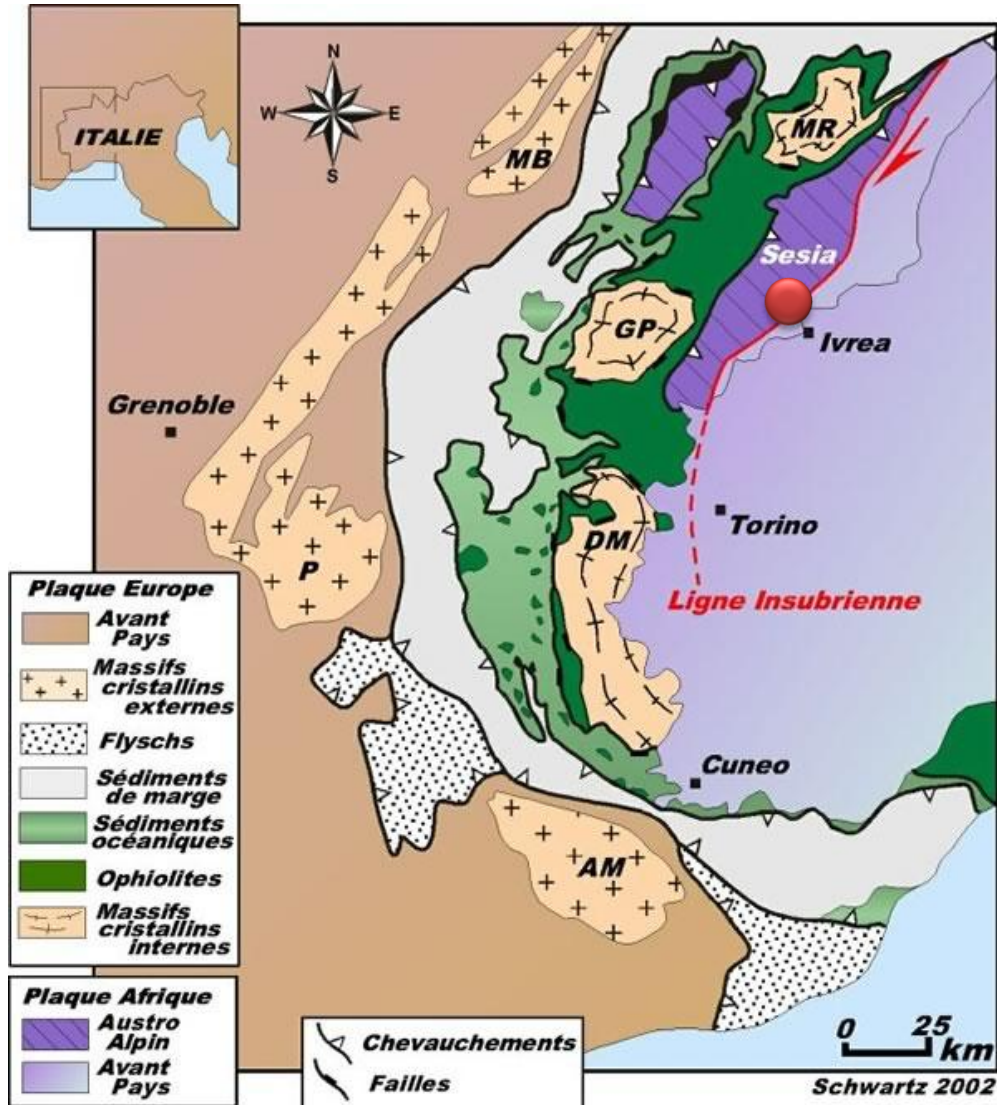
Le magmatisme orogénique

Magmatisme orogénique: **intrusion granitiques et des dykes basiques** (riches en K) ● au niveau de l'unité de Sesia, associés à la ligne périadriatique Insubrienne.



Le magmatisme orogénique

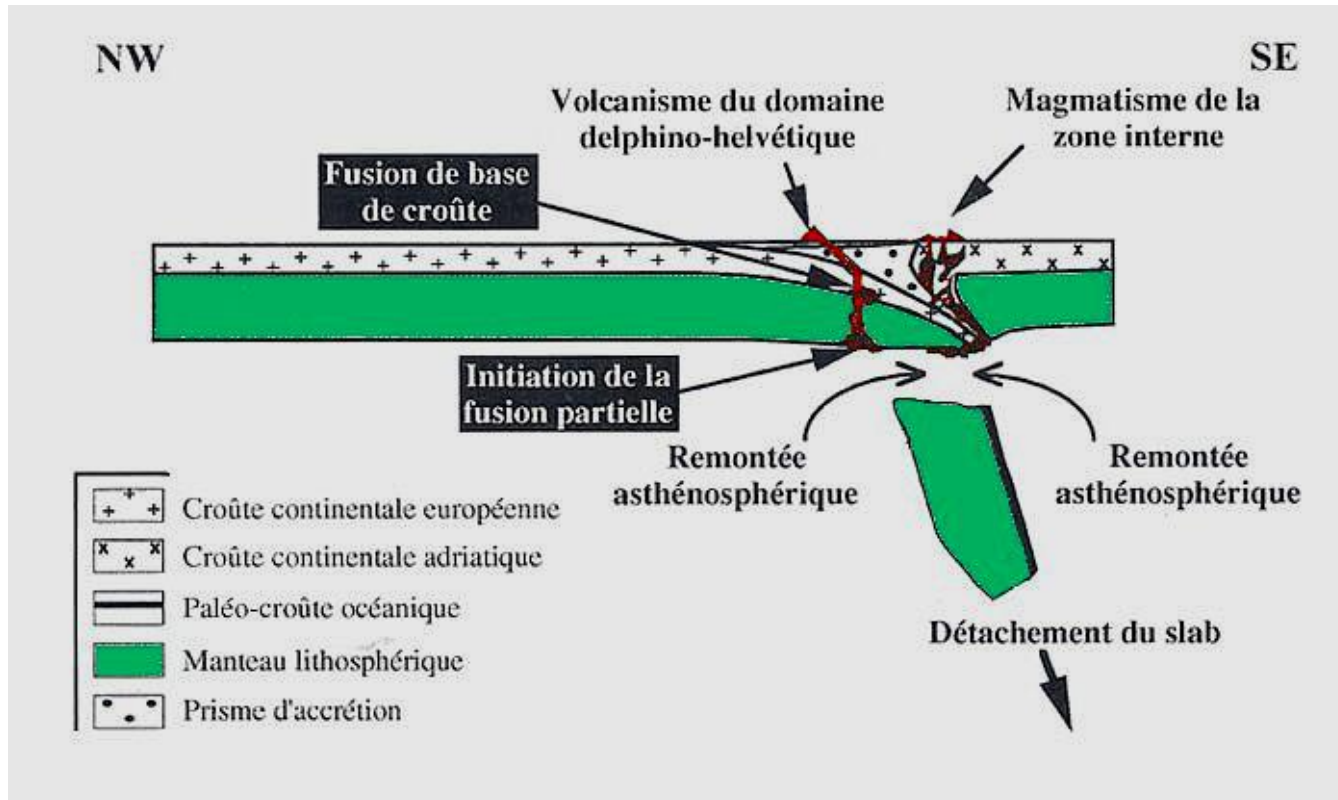
Magmatisme orogénique: **intrusion granitiques et des dykes basiques** (riches en K) ● au niveau de l'unité de Sesia, associés à la ligne périadriatique Insubrienne.



Le magmatisme orogénique

La datation de ces intrusions montre qu'elles se sont mises en place tardivement (pic entre 33 et 29 MA), donc **après la subduction**.

Hypothèse : Il s'agirait de magmatisme ayant une affinité orogénique. Une rupture du slab aurait entraîné un flux asthénosphérique chaud dans la déchirure → fusion du manteau et même de la base de la croûte (→ enrichissement en K et Si)



I – Cadre structural

II – Les marqueurs de l'océanisation

III- Les marqueurs de la subduction

IV – Les marqueurs de la collision

V – L'évolution post-orogénique

VI – Synthèse géodynamique

Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

L'idée la plus couramment admise est la destruction des reliefs par l'action des agents d'érosion et la remontée concomitante des racines profondes. Cette seule action de l'érosion pose deux problèmes :

→ Si seuls ces mécanismes d'érosion sont mis en jeu, **la durée d'abrasion des chaînes** (c'est à dire le retour de la croûte continentale vers une épaisseur de 30 km) demanderait plusieurs centaines de millions d'années. Or, on a montré que cette durée est plutôt de l'ordre de quelques dizaines de millions d'années.

→ La seule érosion de ces reliefs devrait produire des **quantités monumentales de sédiments détritiques**, qui devraient ensuite s'accumuler dans de gigantesques bassins sédimentaires, en bordure. Or, ce n'est pas toujours le cas et les quantités de sédiments sont généralement très inférieures à celles attendus au regard du volume initial de la chaîne.

⇒ L'érosion, seule, ne peut contribuer à l'effacement des reliefs : **il existe un mécanisme complémentaire, l'extension.**

Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale

Fentes de tension dans des metabasites du Mont Viso.

Les minéraux qui remplissaient initialement ces fentes ont été dissous.
Ces fentes indiquent une extension horizontale.



Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale

Fentes de tension dans des metabasaltes du Mont Viso.

Les minéraux qui remplissaient initialement ces fentes ont été dissous.
Ces fentes indiquent une extension horizontale.

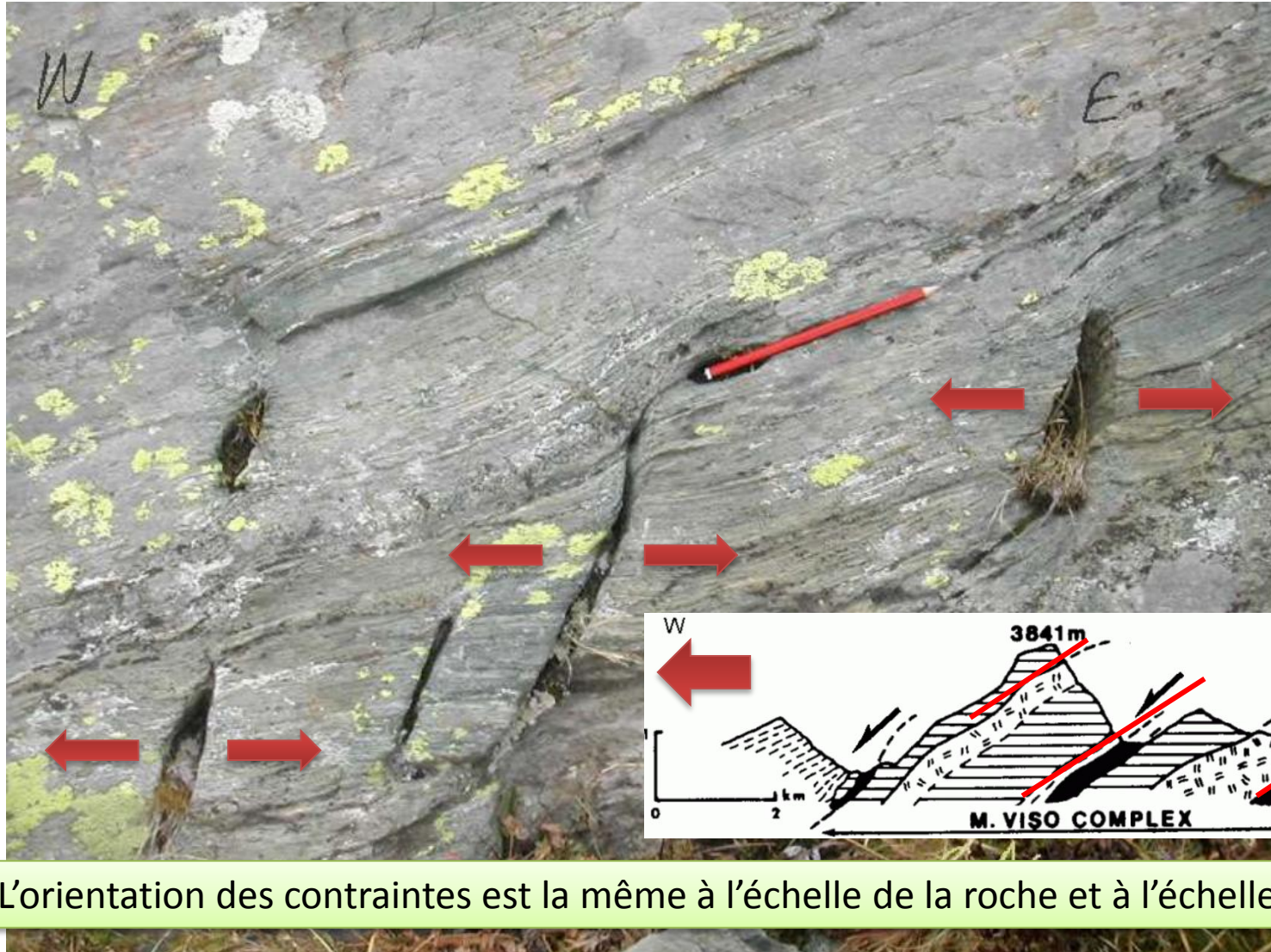


Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale

Fentes de tension dans des metabasaltes du Mont Viso.

Les minéraux qui remplissaient initialement ces fentes ont été dissous.
Ces fentes indiquent une extension horizontale.



L'orientation des contraintes est la même à l'échelle de la roche et à l'échelle du massif

Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale

Faille normale conjuguée dans le massif de la Vanoise



Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale


Faille normale conjuguée dans le massif de la Vanoise



Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale



 Chevauchement basal

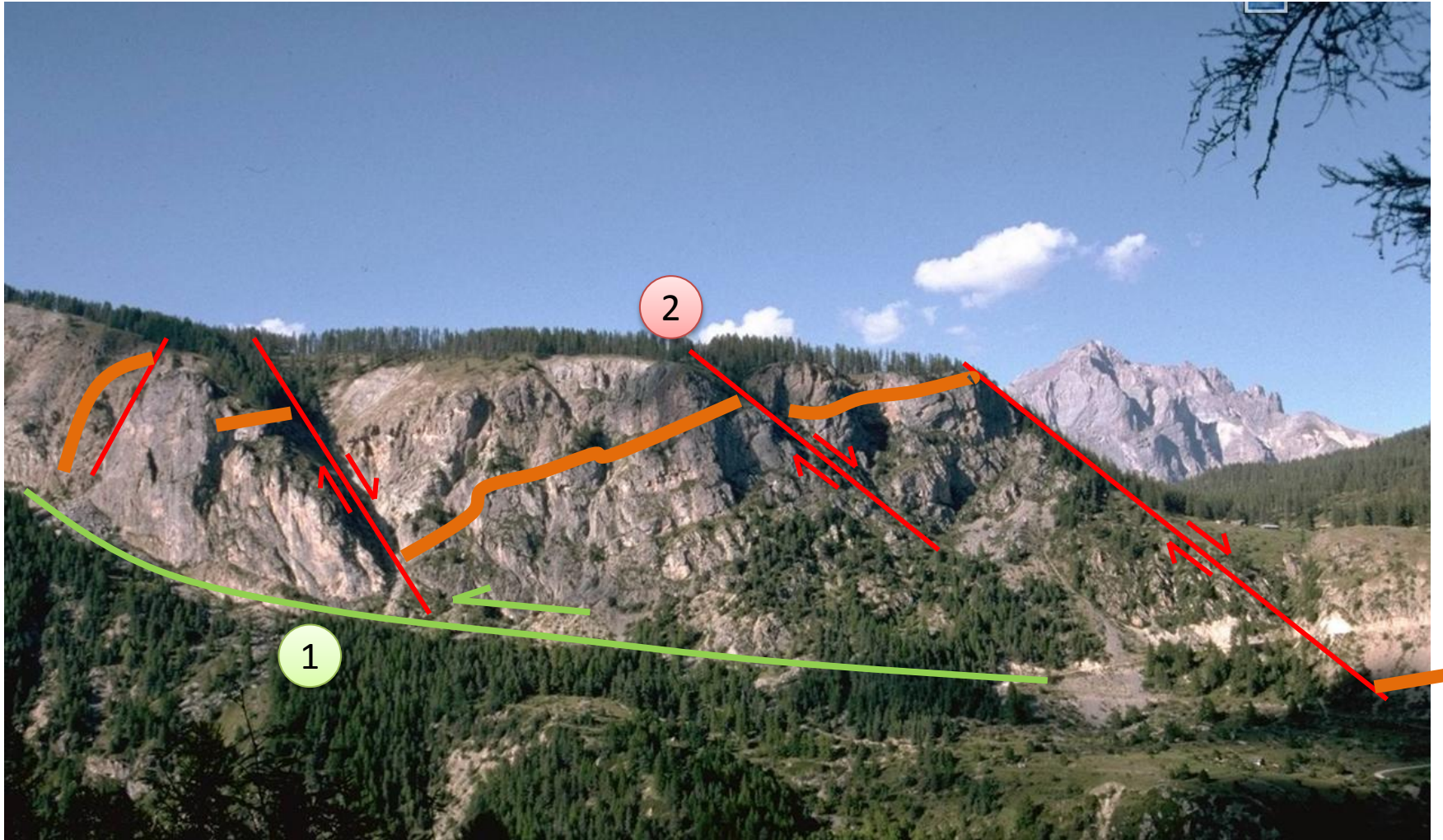
 Limite Trias - Jurassique

 Failles normales

Failles normales: Tête d'Oréac, l'Argentière la Bessée. L'intérêt de ce site (publication de Tricart et al, 2001) est de montrer que ces structures compressives (1) ont été postérieurement recoupées par une déformation en extension (2). En effet, on peut voir plusieurs failles normales, de rejet pluri-décamétrique, décaler la série mésozoïque de la nappe. La datation de ce phénomène est encore incertaine (Miocène, selon Tricart)

Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale



 Chevauchement basal

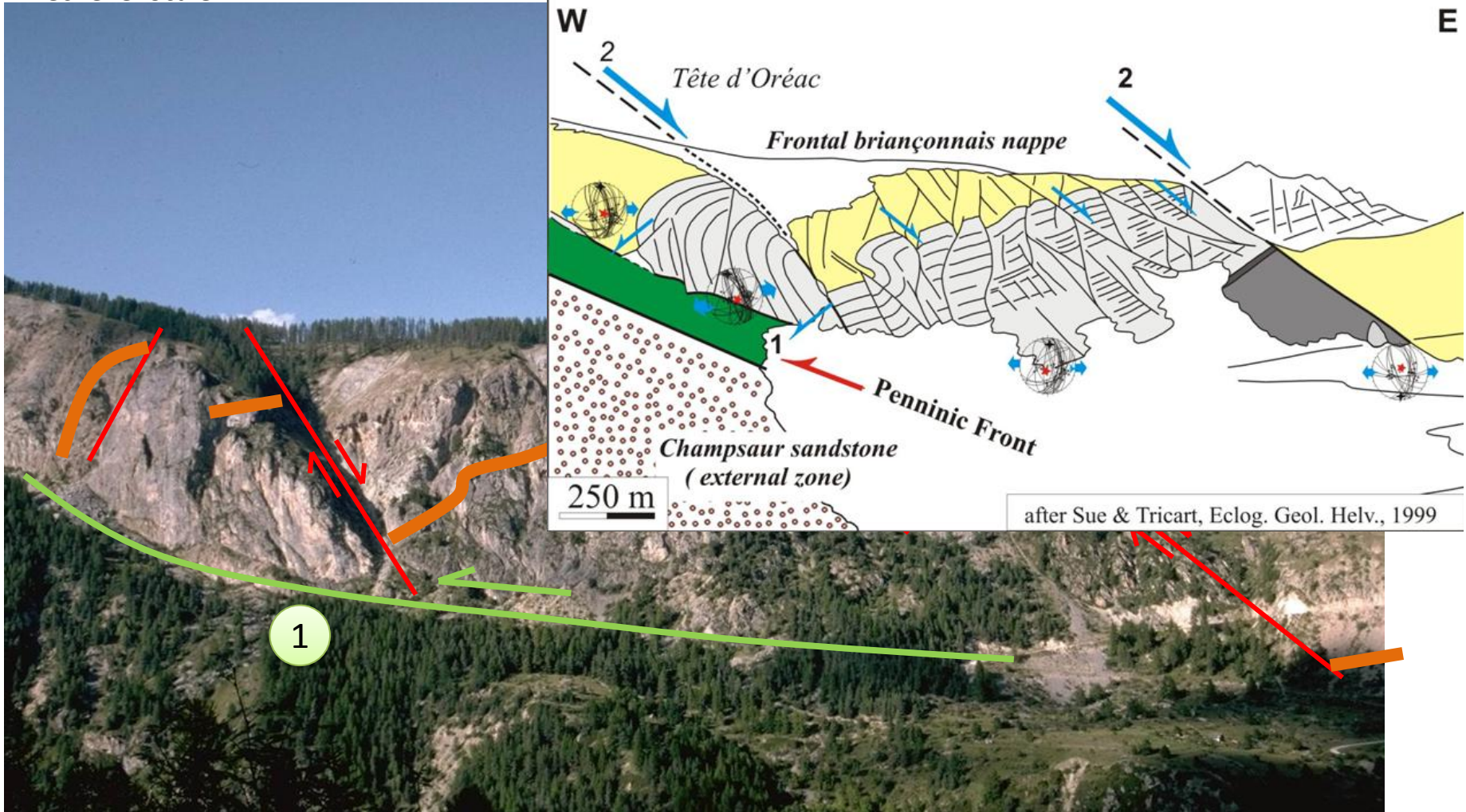
 Limite Trias - Jurassique

 Failles normales

Failles normales: Tête d'Oréac, l'Argentière la Bessée. L'intérêt de ce site (publication de Tricart et al, 2001) est de montrer que ces structures compressives (1) ont été postérieurement recoupées par une déformation en extension (2). En effet, on peut voir plusieurs failles normales, de rejet pluri-décamétrique, décaler la série mésozoïque de la nappe. La datation de ce phénomène est encore incertaine (Miocène, selon Tricart)

Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

A l'échelle locale



 Chevauchement basal

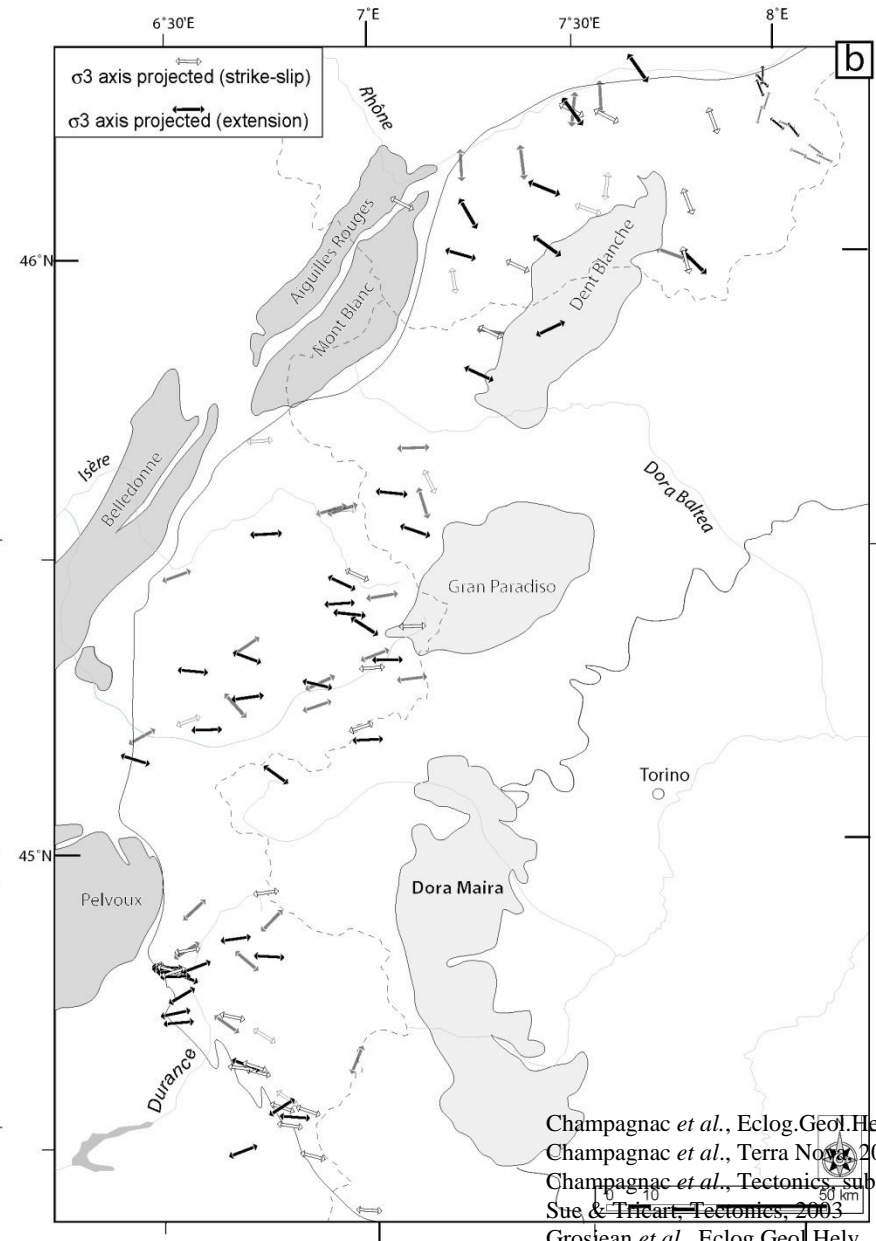
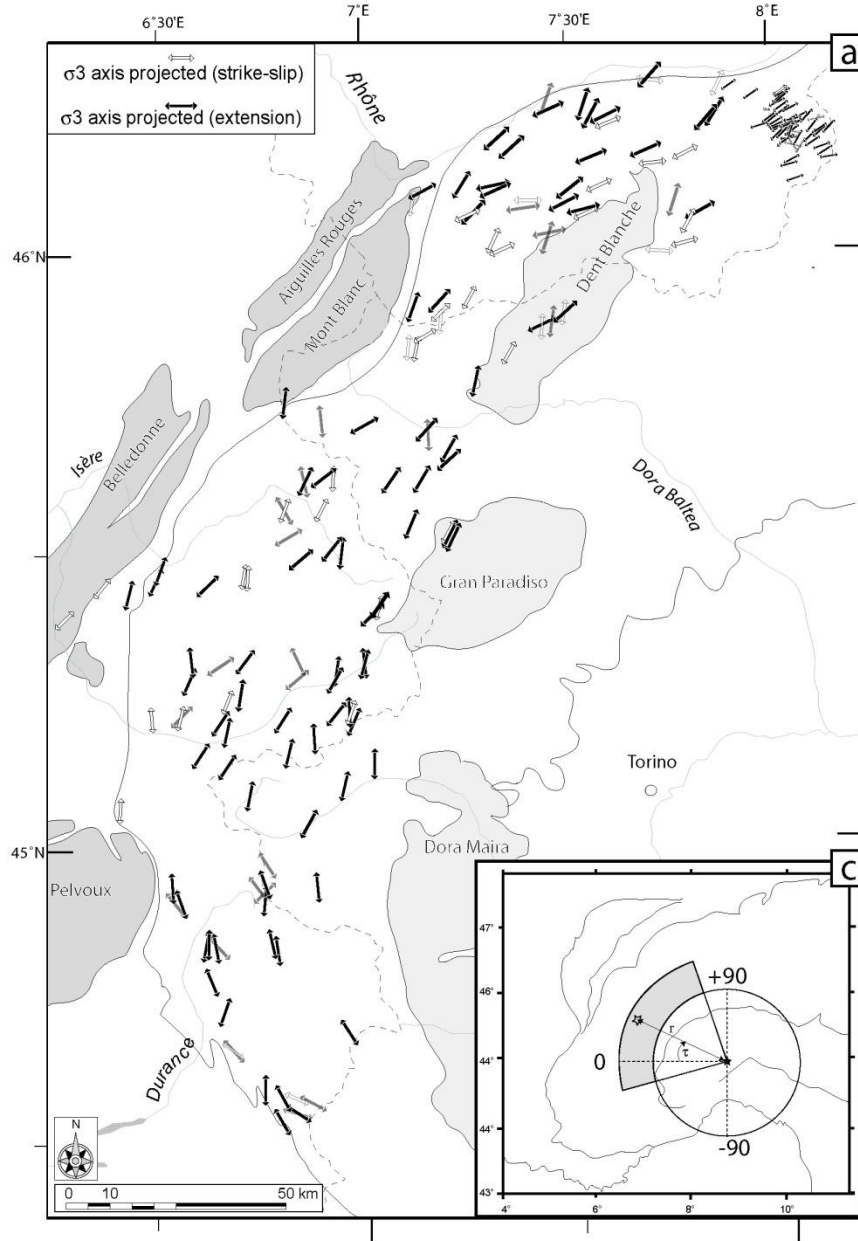
 Limite Trias - Jurassique

 Failles normales

Failles normales: Tête d'Oréac, l'Argentière la Bessée. L'intérêt de ce site (publication de Tricart et al, 2001) est de montrer que ces structures compressives (1) ont été postérieurement recoupées par une déformation en extension (2). En effet, on peut voir plusieurs failles normales, de rejet pluri-décamétrique, décaler la série mésozoïque de la nappe. La datation de ce phénomène est encore incertaine (Miocène, selon Tricart)

Les indices tectoniques en faveur de l'extension alpine

L'étude de marqueurs tectonique révèle une prédominance des **failles normales** dans toutes les zones internes des Alpes. **Remarque:** L'extension parallèle à la chaîne est dominante.

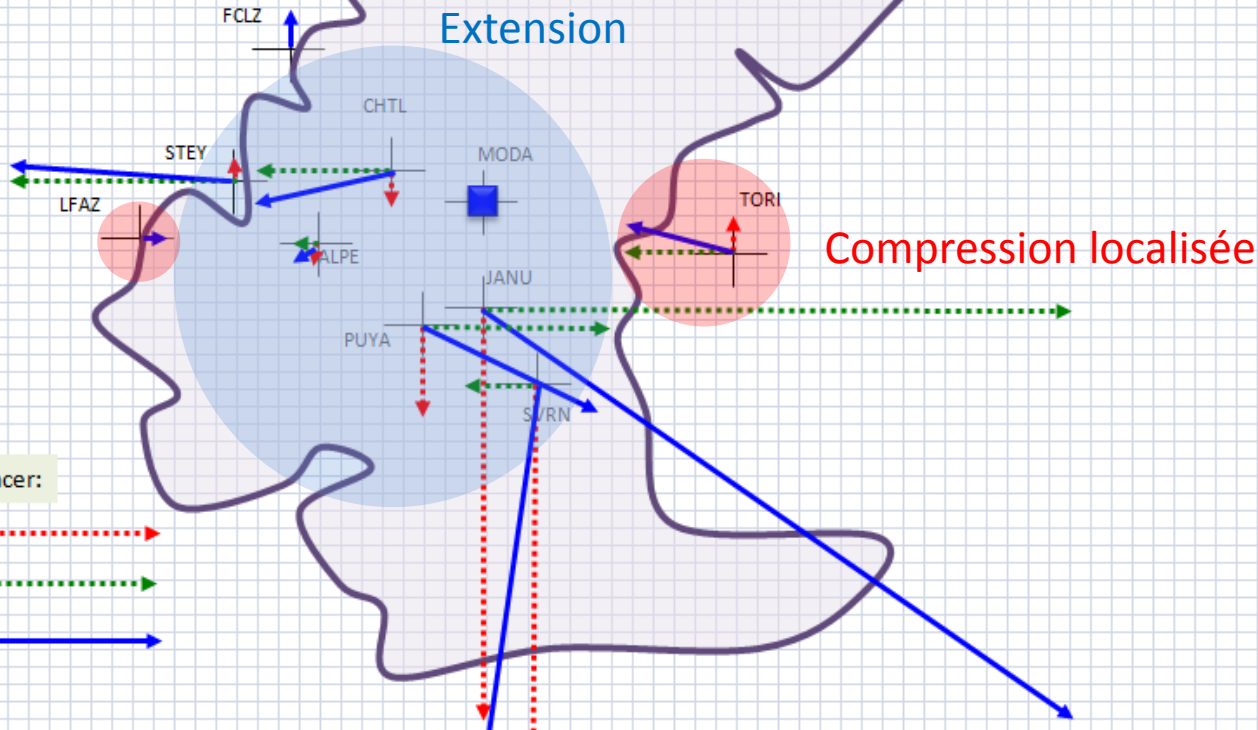
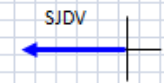


1 Carreau = 10 x 10 pixels

DEPLACEMENTS PAR RAPPORT A MODA

Ech = 10 carreau = 1 mm

Déplacement de la station A par rapport à la B :
 $VLAT = VLAT(A) - VLAT(B)$
et
 $VLONG = VLONG(A) - VLONG(B)$



Exploitation de données GPS :
Construction des vecteurs déplacements

1 Carreau = 10 x 10 pixels

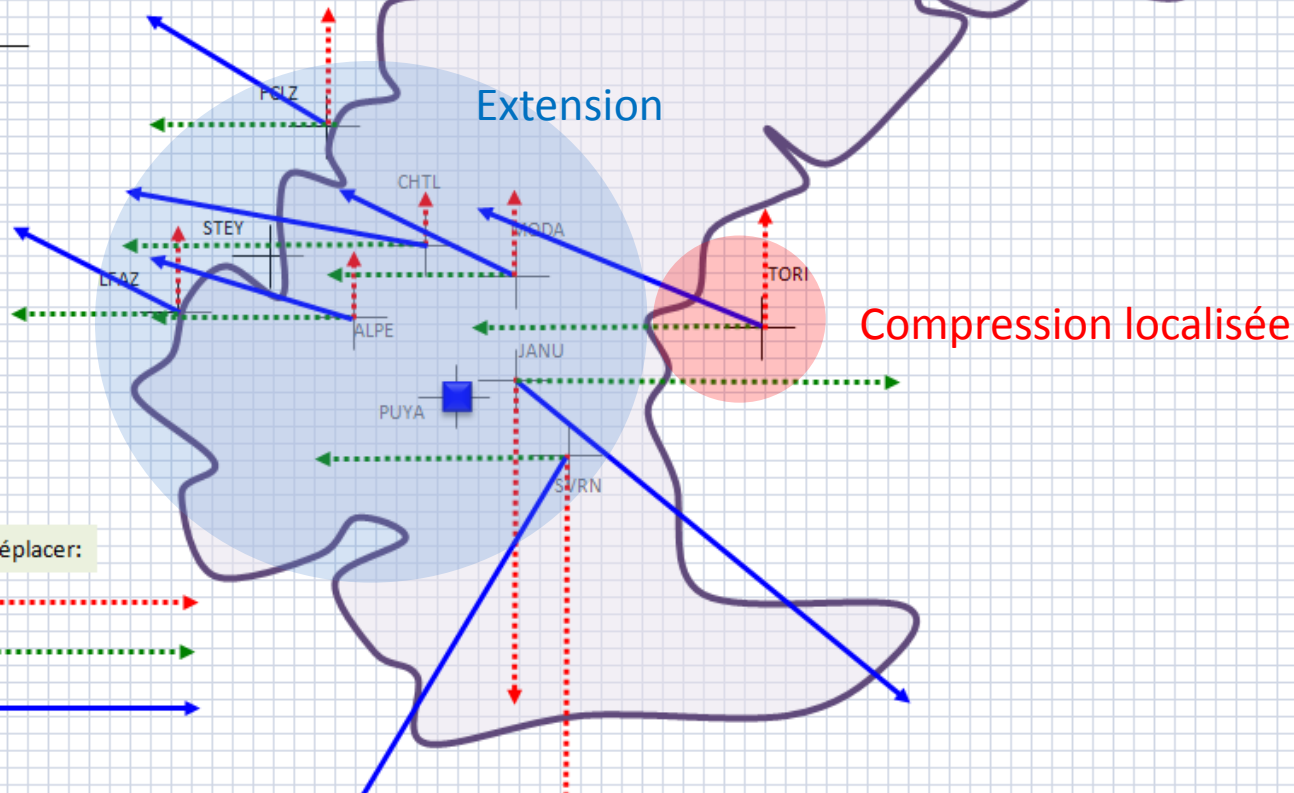
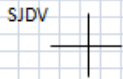
DEPLACEMENTS PAR RAPPORT A PUYA

Déplacement de la station A par rapport à la B :

$$VLAT = VLAT(A) - VLAT(B)$$

et

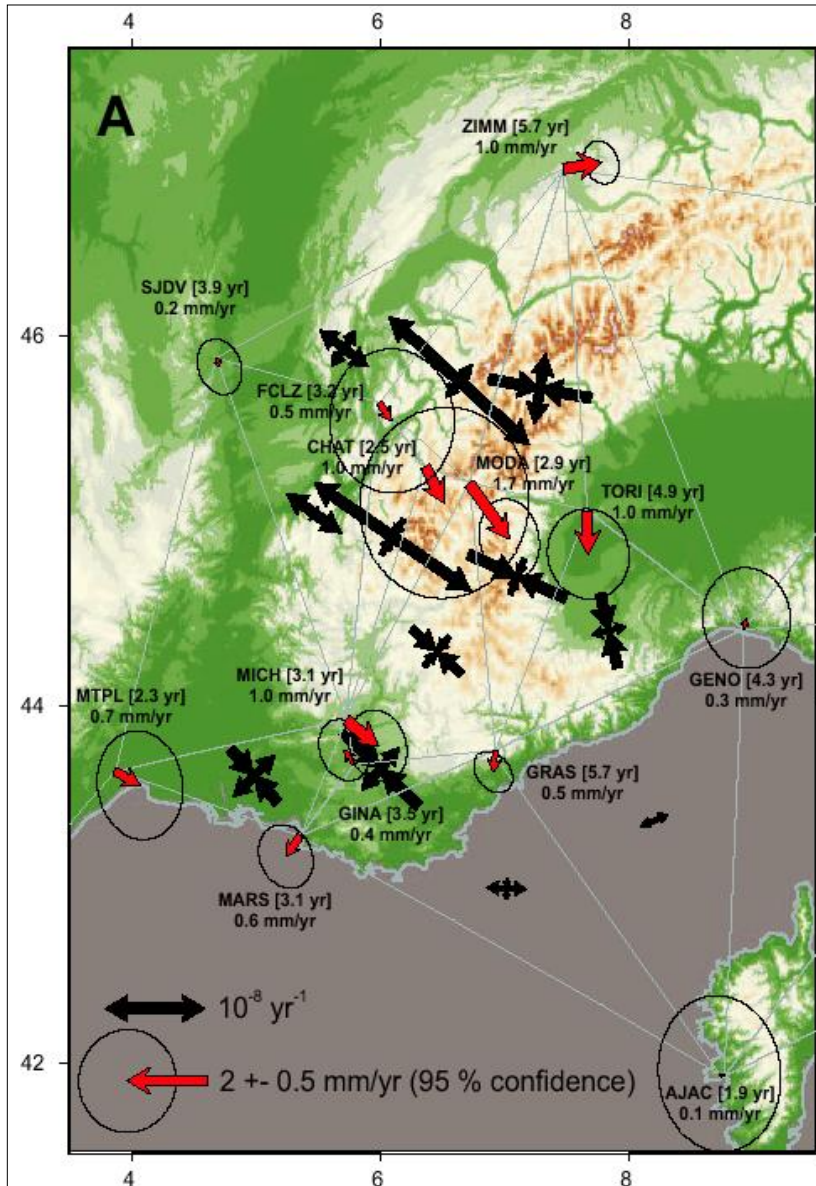
$$VLONG = VLONG(A) - VLONG(B)$$



Vecteurs à déplacer:



Données GPS



→ **Extension** surtout au cœur de la chaîne
et **compression** aux bordures

Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

Vue d'ensemble de la fracturation tectonique tardive en extension dans la zone briançonnaise et dans la zone des schistes lustrés piémontais

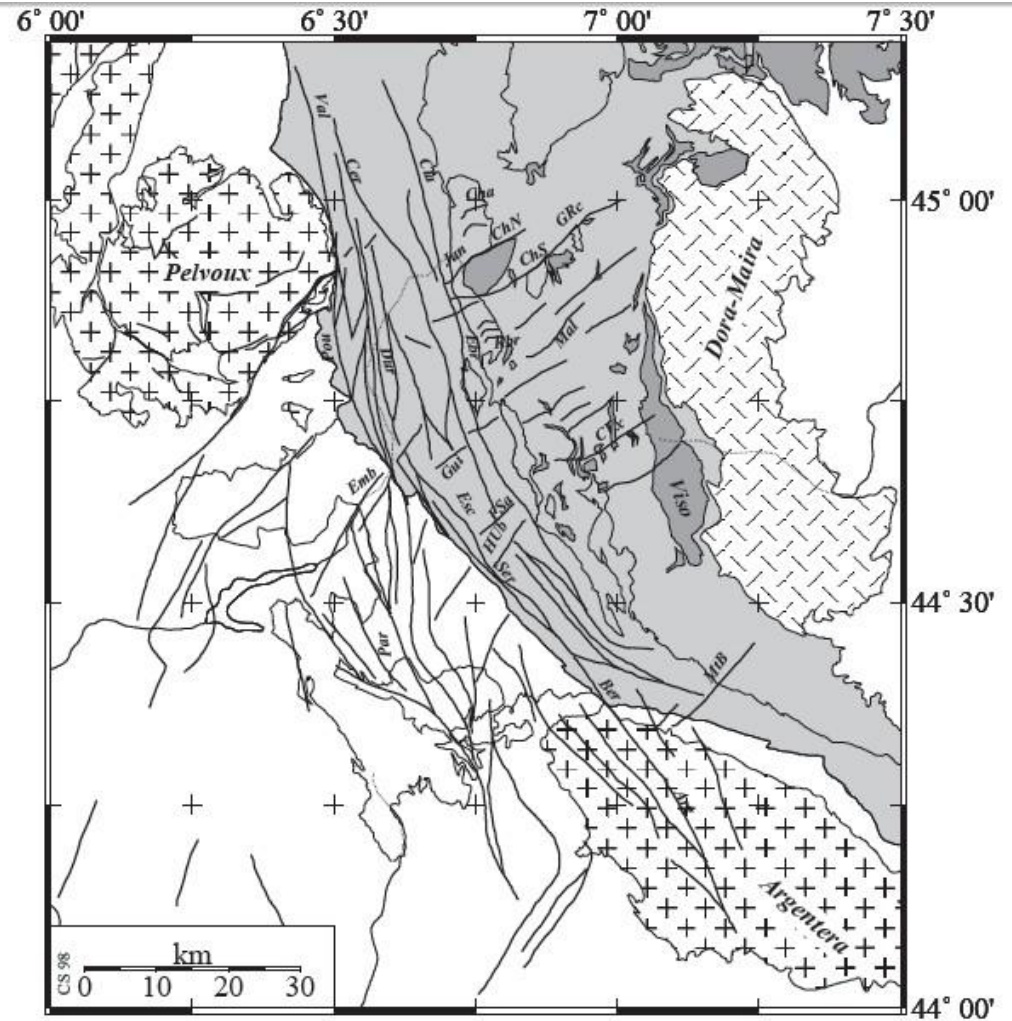


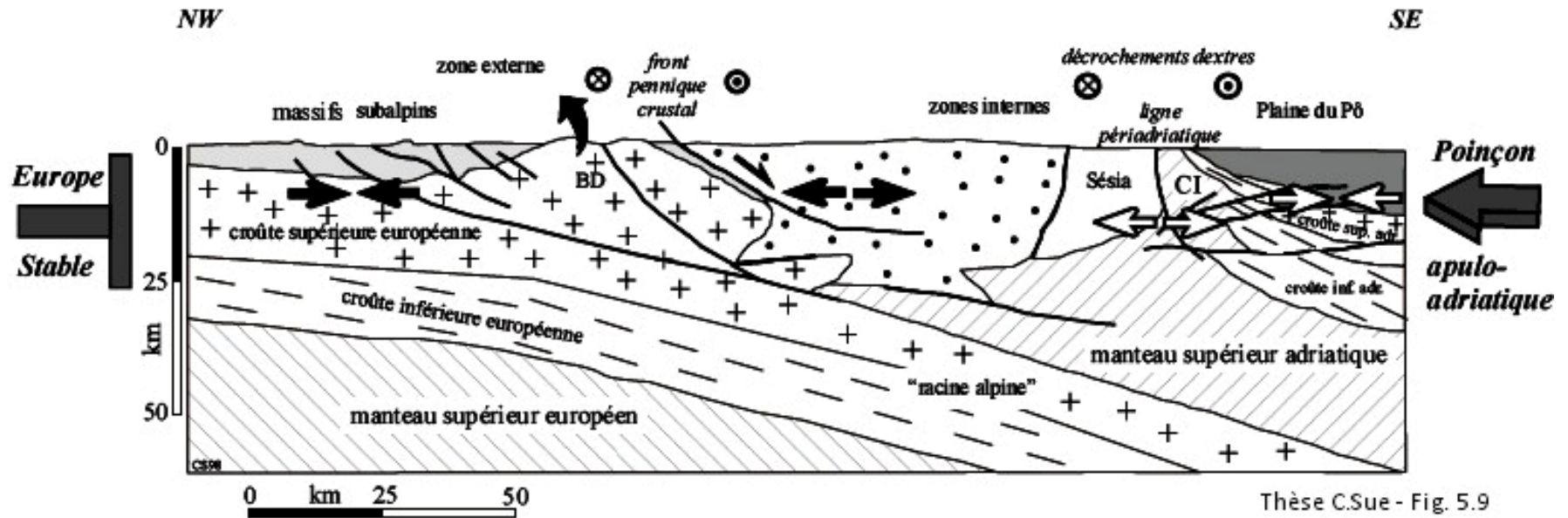
Schéma structural synthétique du réseau de failles dans les Alpes sud-occidentales
(Thèse C. Sue - fig 2.19)

Le tracé des failles dans la région centrale, entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera est interpolé à partir des différents niveaux d'analyse présentés dans ce chapitre (photo-interprétation, cartographie, terrain, images satellites, MNT). Les connexions avec les principaux systèmes de failles à l'échelle régionale ont été réalisées à partir des cartes géologiques disponibles.

Abréviations des failles : Arg : Argentera ; Ber : Bersézio ; Cer : Cerces ; Cha : Chaberton ; ChN et ChS : failles bordières nord et sud du Chenaillet ; Cla : Clarée ; CVx : Col Vieux ; Dur : Durance ; Ebr : est briançonnais ; Emb : embrunais ; Esc : Val d'Escreins ; FSa : Font Sancte ; GRc : Gran Roc ; Gu : Guil ; Jan : Janus ; Mal : Malrif ; MfB : Mont Borel ; Par : Parpaillon ; Pou : Pouterle ; Ser : Serenne ; Rbr : Roche Brune ; HUB : Haute Ubaye ; Val : Valloire.

Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

Interprétation du profil ECORS-CROP



Thèse C.Sue - Fig. 5.9

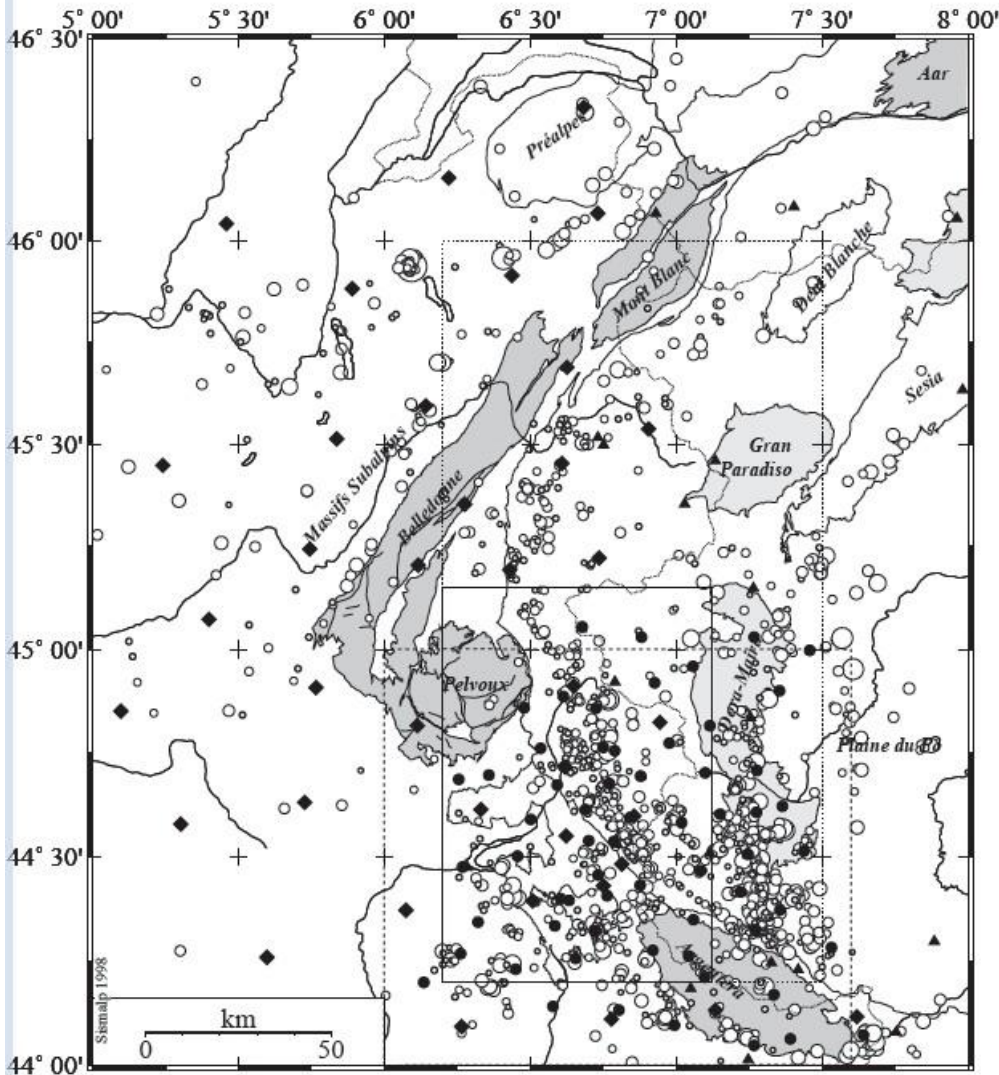
Le programme de sismique profonde ECORS-CROP a permis d'étudier la croûte des Alpes occidentales et a donné lieu à de nombreuses interprétations. La **profondeur du Moho** est assez bien déterminée : de 35 km de profondeur sous l'avant-pays alpin et les massifs subalpins, il passe à 55 km sous les zones internes.

En profondeur, des **failles normales** longitudinales, sub-parallèles au front pennique crustal, semblent se "brancher" sur cette discontinuité crustale qui pourrait alors avoir été réactivée en faille normale (Sue et Tricart, 1998).

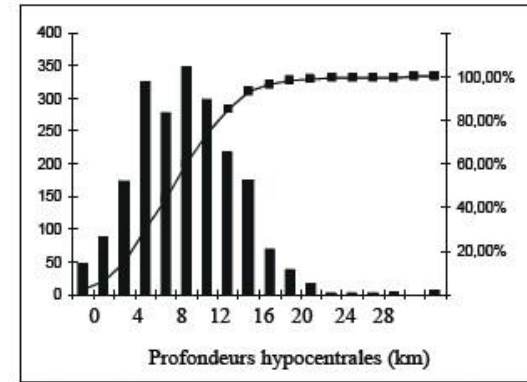
La figure ci-dessous présente une coupe crustale très schématique tirée des interprétations du profil ECORS-CROP d'après Tardy et al. (1990) et Marchant (1993)

Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

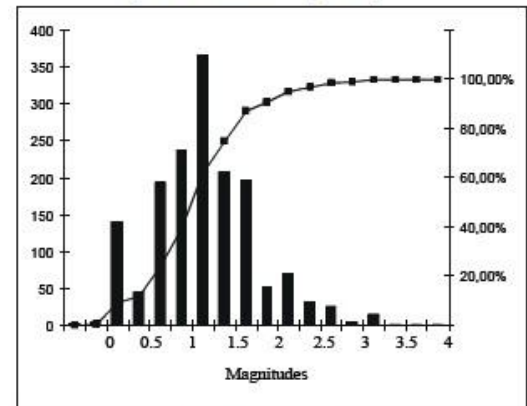
Sismicité dans les Alpes de 1988 à 1997



Localisation des réseaux Sismalp (losanges noirs), IGG (triangles noirs) et GéoFrance 3D (disques noirs) dans l'arc alpin occidental.
(Thèse C. Sue - fig. 3.7)



Histogramme des profondeurs des foyers
(moyenne = 7,1 km)
(Thèse C. Sue - fig. 3.14)

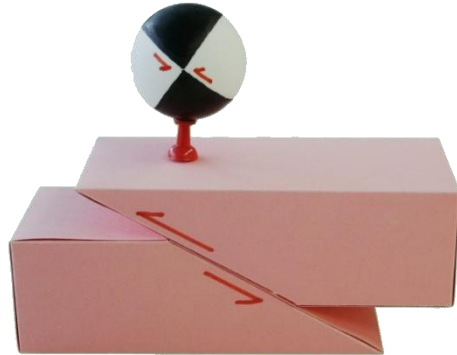


Histogramme des magnitudes
(Thèse C. Sue - fig. 3.15)

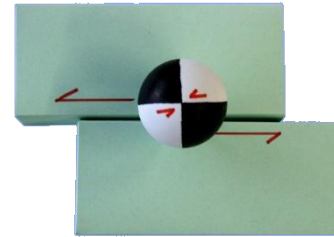
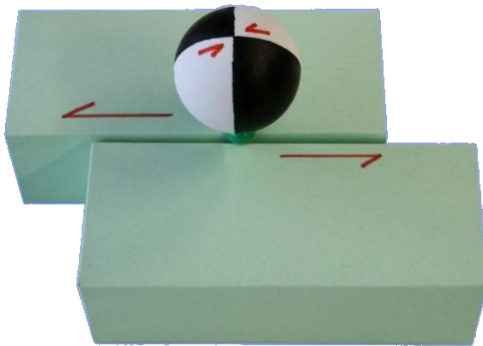
→ Sismicité de croûte supérieure : les foyers sont pratiquement tous situés au-dessus de 15 km de profondeur et au-dessous de 4 km.
→ Magnitudes relativement modérées, comprises entre -1 et 4, la majorité se concentrant entre 0,5 et 2.

Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

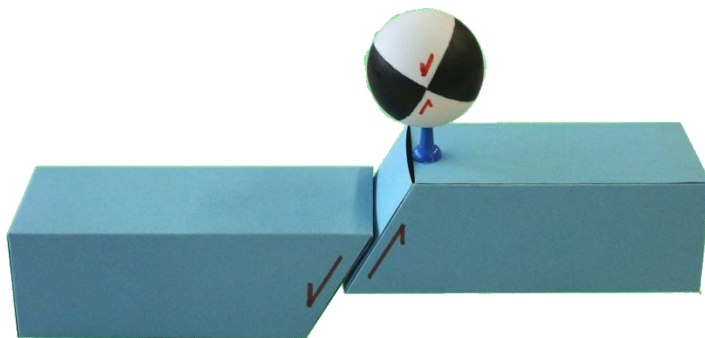
Mécanismes au foyer



compression



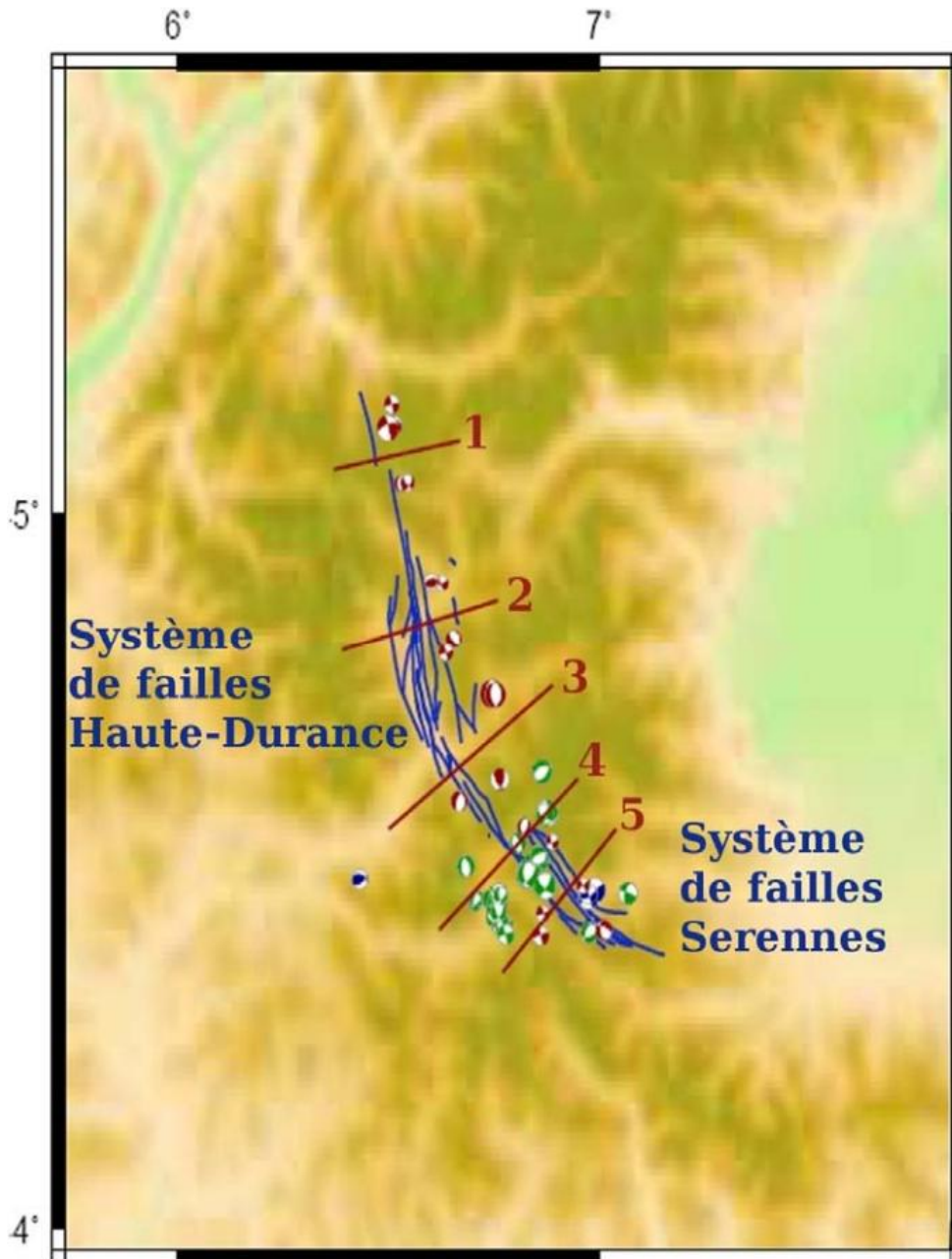
coulissage






extension

D'après la thèse de DELACOU Bastien, « Évolution tectonique des Alpes occidentales - rôle de l'extension de l'histoire tardive de l'arc alpin - »

Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine



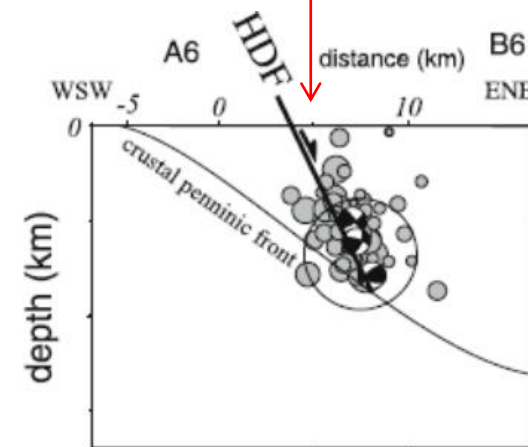
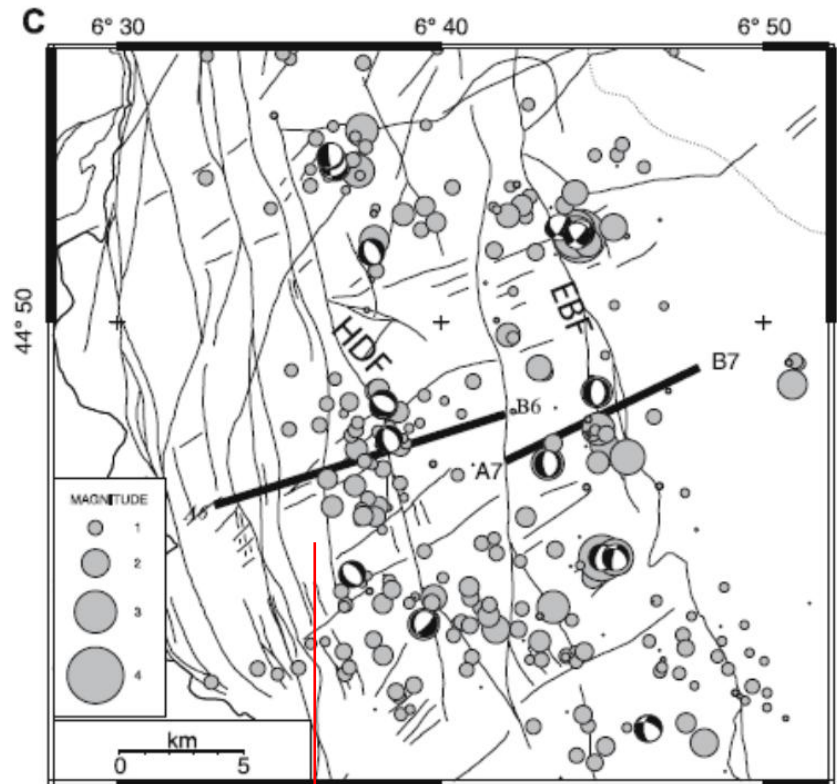
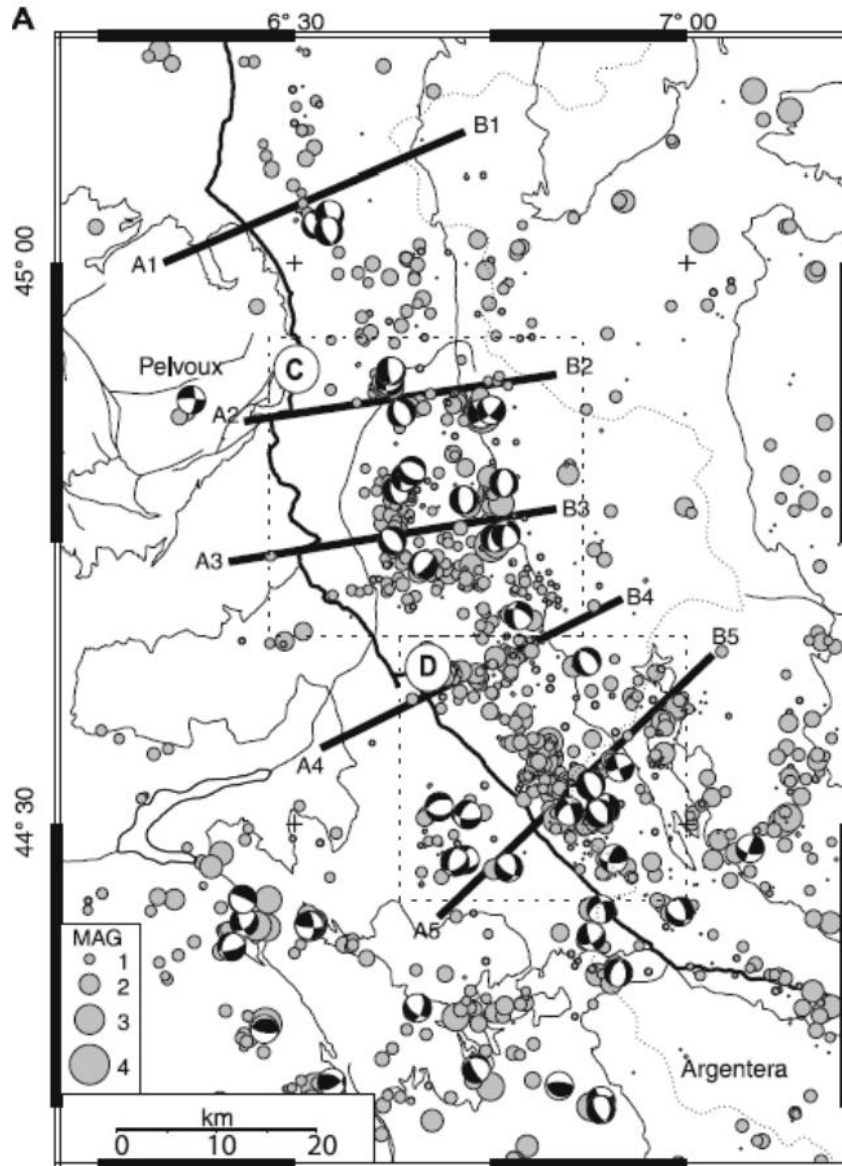
Mécanisme au foyer des failles normales tardi-Alpines (Haute Durance, Serennes)

-  Faille normale
-  Faille inverse
-  Décrochement

-  profondeur focale inférieure à 3 km
-  profondeur focale entre 3 et 10km
-  profondeur focale supérieure à 10km

Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

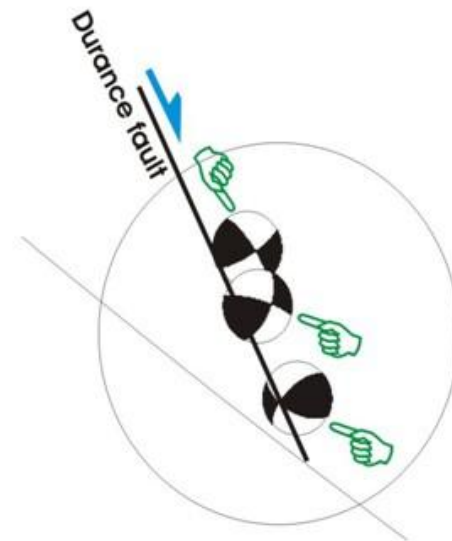
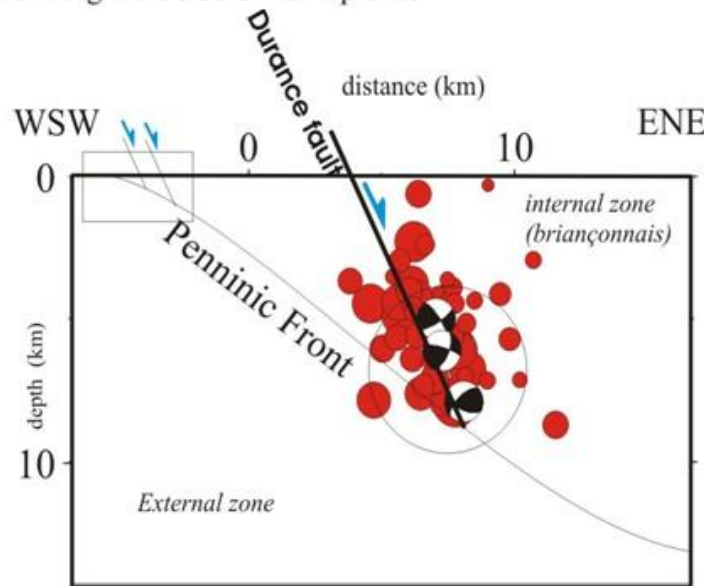
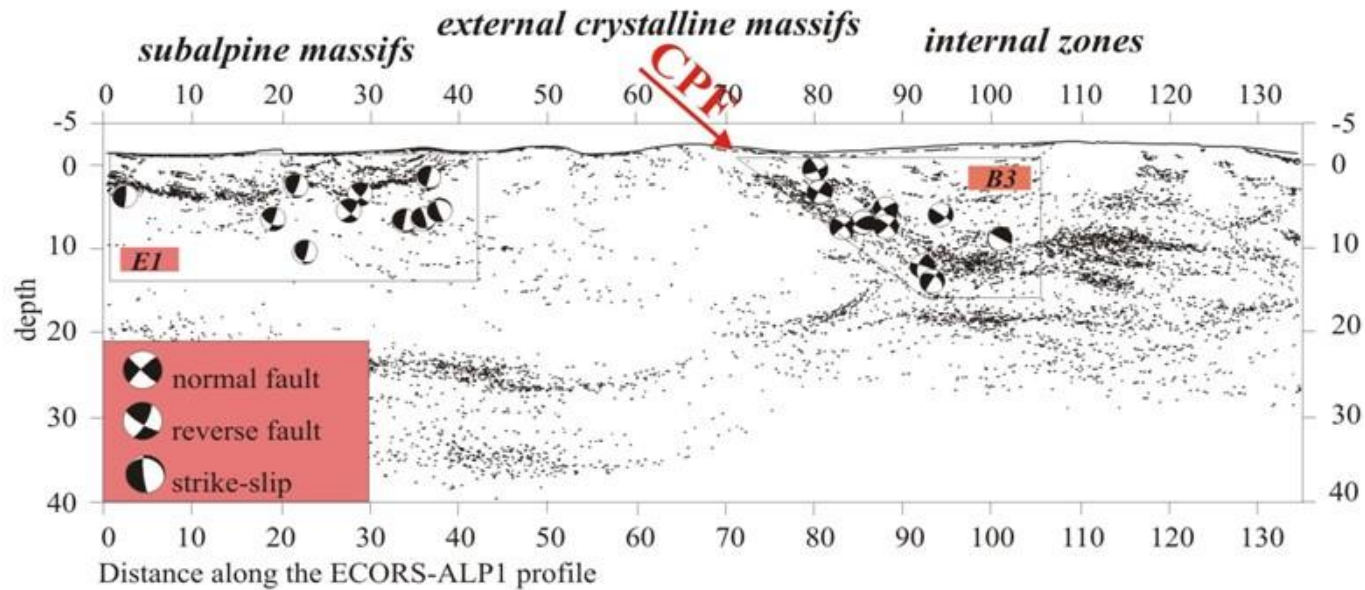
Mécanisme au foyer des failles normales tardi-Alpines (Haute Durance, Serennes)



HFD = Faille de Haute Durance
EBF = Faille Est Briançonnais

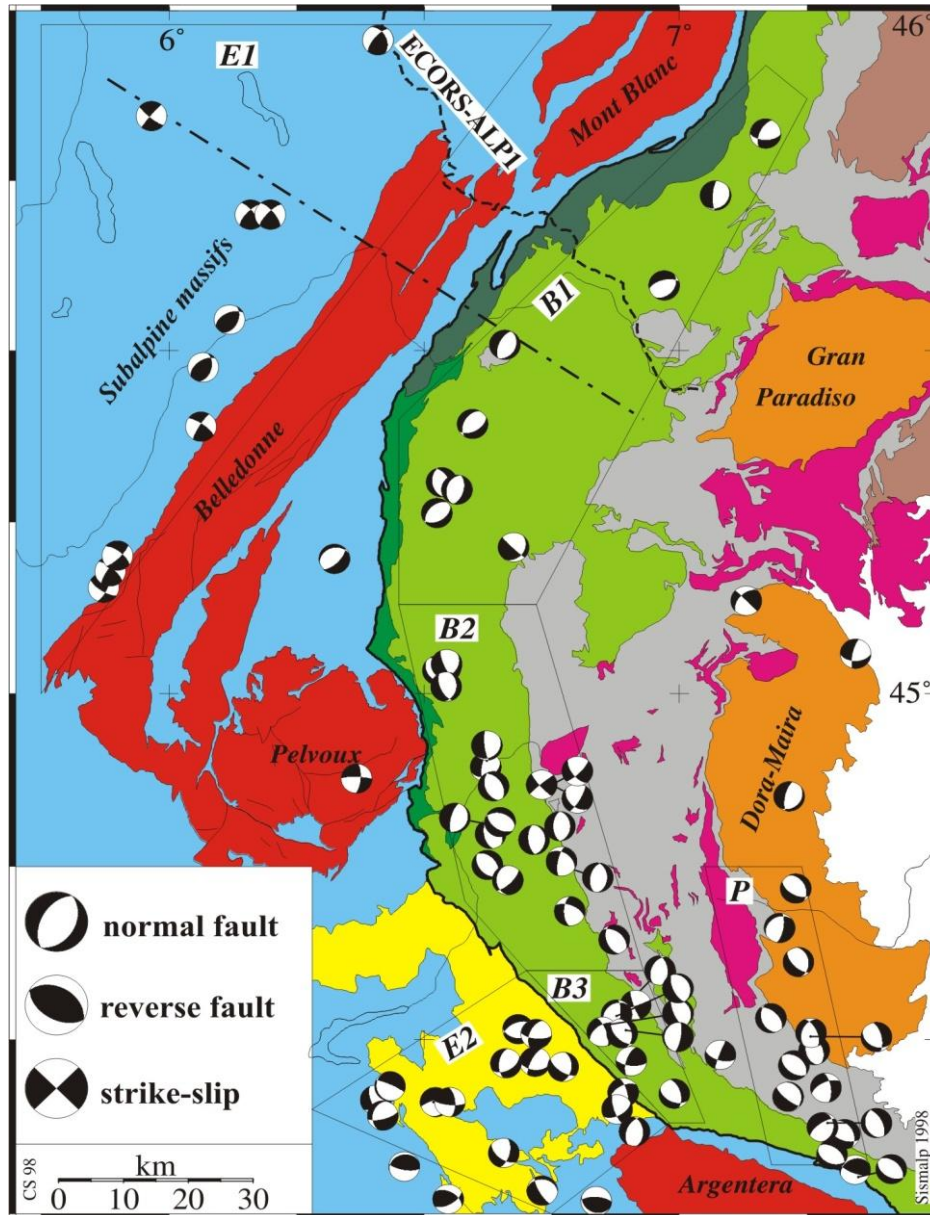
Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

Régime extensif au niveau de la faille de la Durance



Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

Mécanismes au foyer

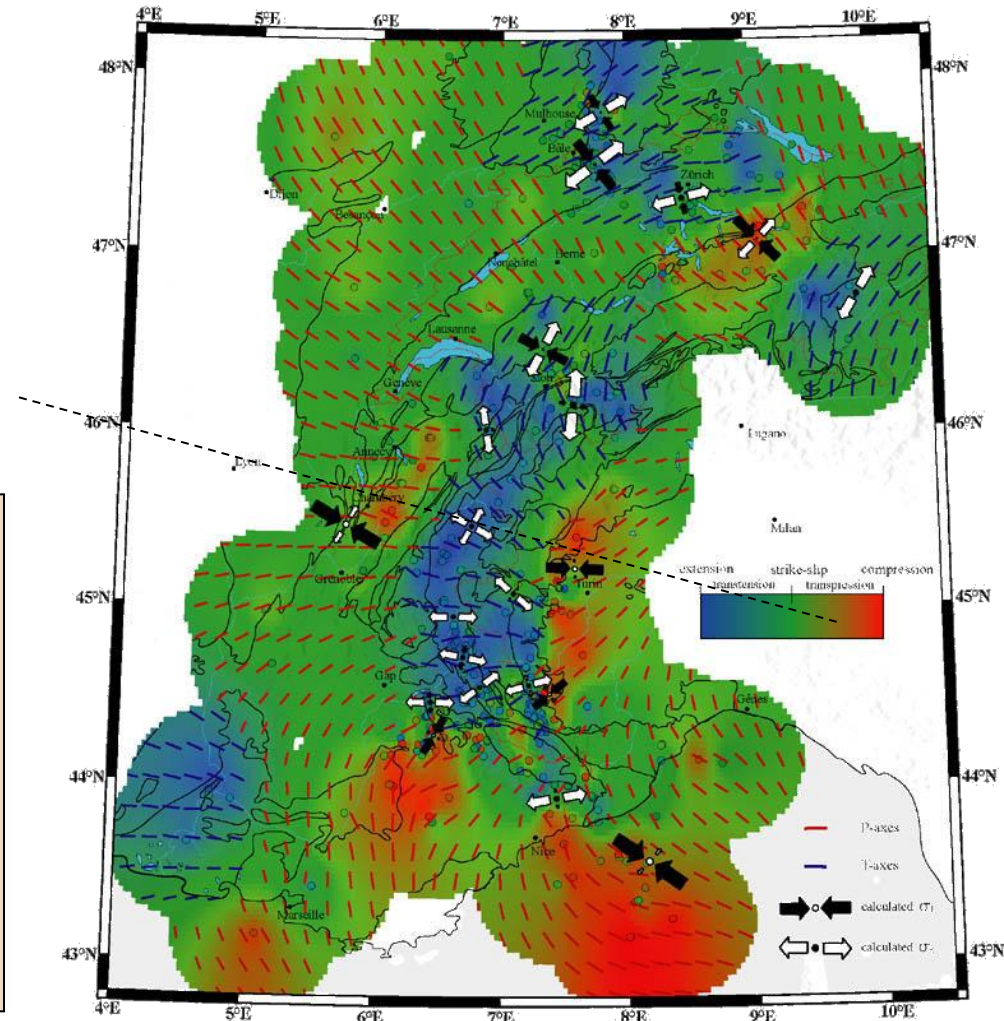
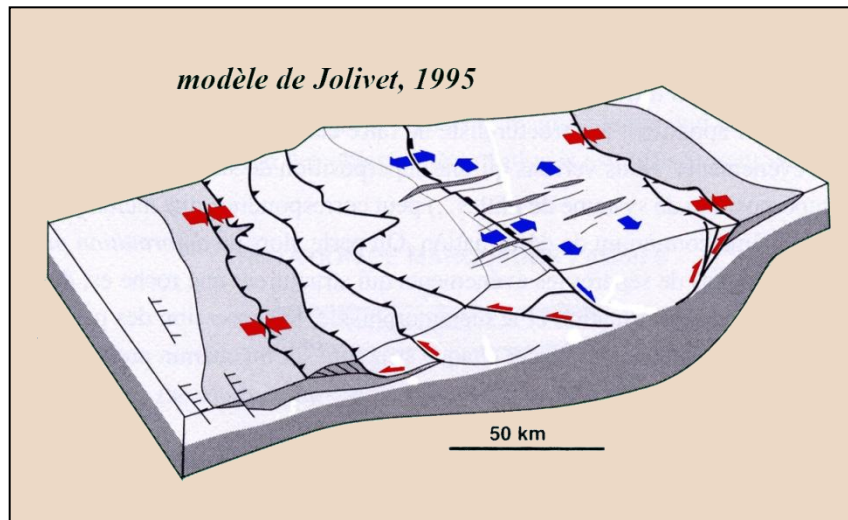
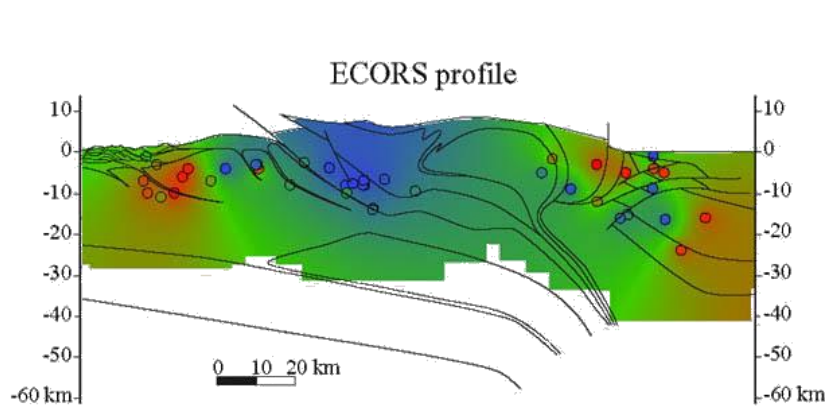


Foyers sismiques en extension majoritaires au cœur de la chaîne

Les indices sismiques en faveur de l'extension alpine

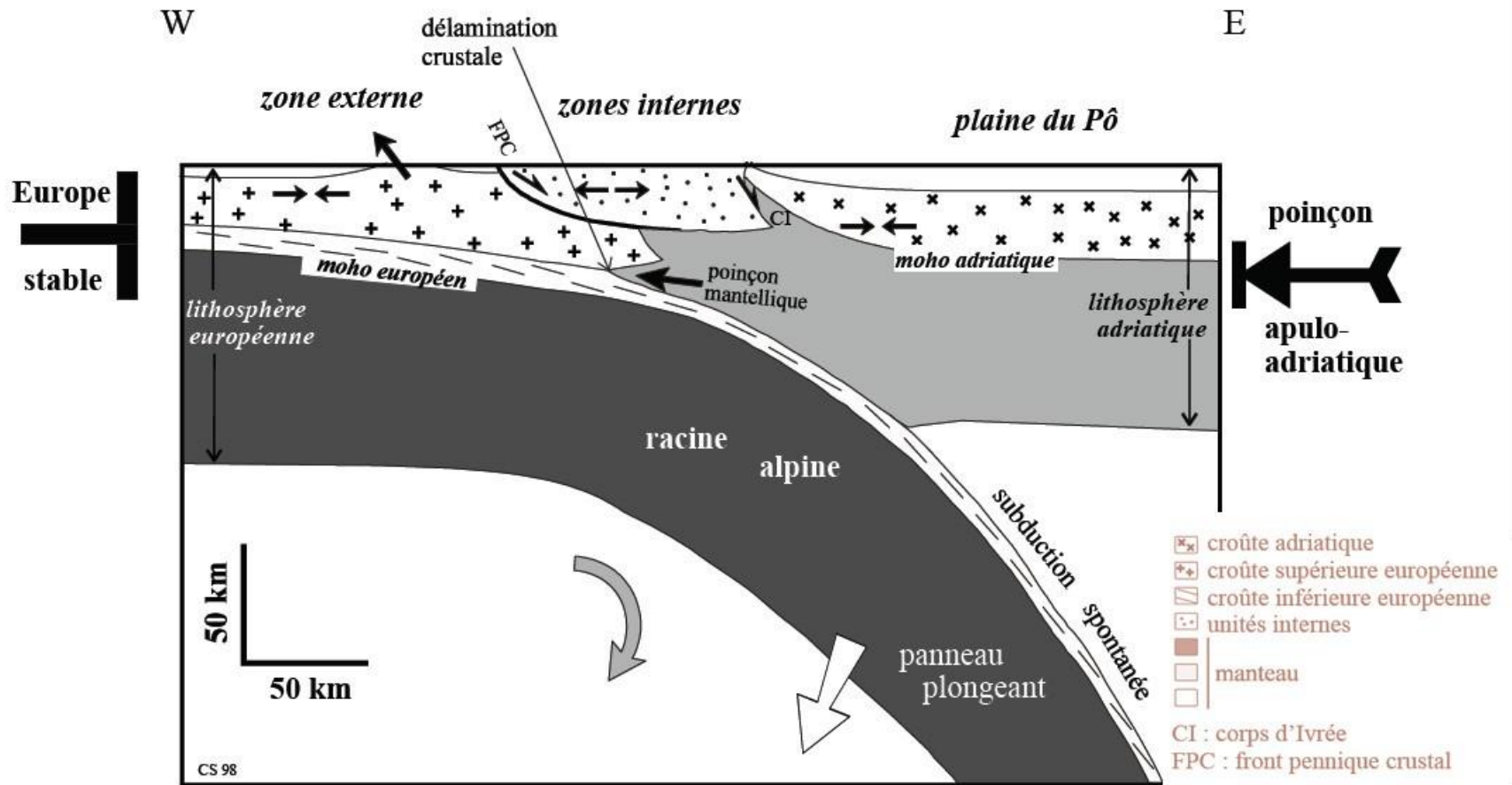
La synthèse de ces informations, corrélée aux données gravimétriques et topographiques, permet de proposer un modèle d'évolution géodynamique de la chaîne alpine:

- **Extension** localisée dans la haute chaîne, suivant la forme arquée
- **Compression** localisée au pied de la topographie alpine



Interprétations géodynamiques

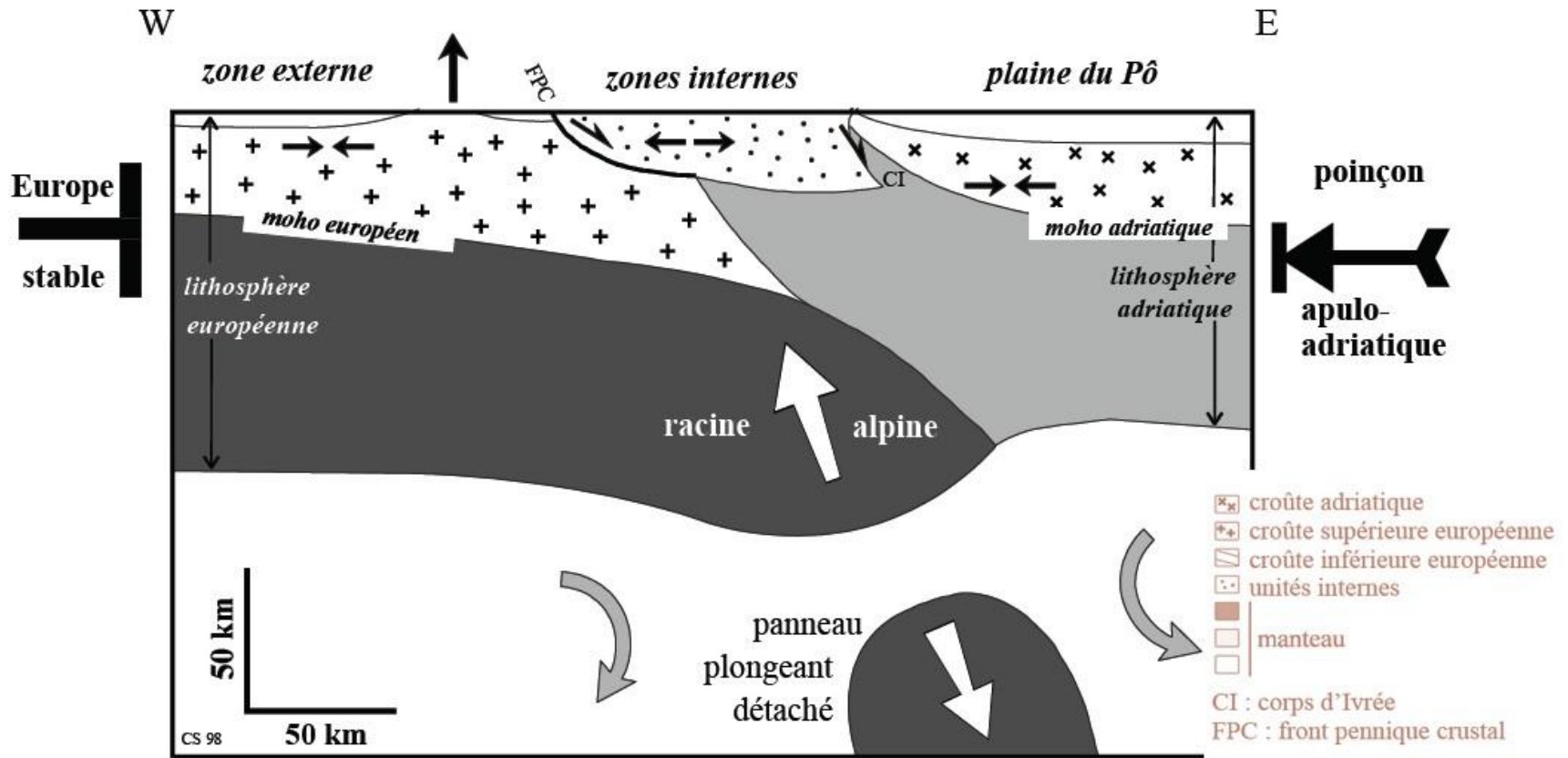
1. Modèle du retrait d'un panneau lithosphérique plongeant sous la plaque adriatique



Pour qu'il y ait une extension en arrière des massifs cristallins externes, il faut que la subduction continentale s'effectue sous le propre poids du panneau plongeant ("subduction libre") et non pas sous l'effet direct de la convergence et de la collision (on parle alors de "subduction forcée"). Cette hypothèse du "retrait d'un panneau plongeant" explique plus facilement une extension dans une chaîne d'altitude modeste telle que les Alpes.

Interprétations géodynamiques

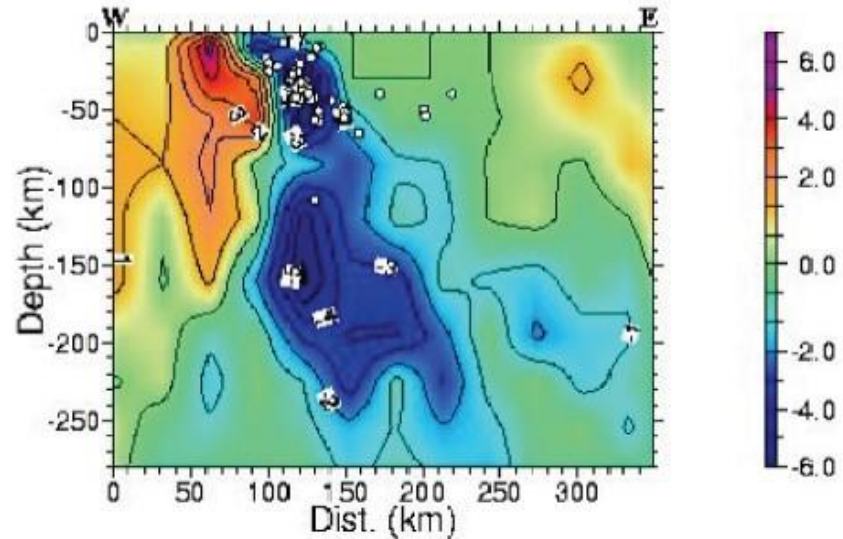
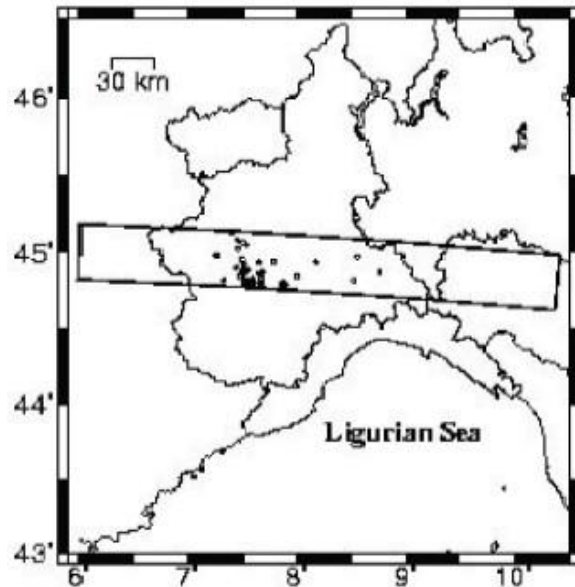
2. Modèle du détachement d'un panneau lithosphérique sous la racine alpine



Ce détachement asymétrique, en déséquilibrant la racine lithosphérique, permet d'expliquer la surrection des zones externes en général et des massifs cristallins externes en particulier, en même temps que la tectonique extensive dans les zones internes, en arrière de la zone en surrection. Ce modèle est compatible avec les données gravimétriques recueillies mais par contre, l'altitude modérée de la chaîne implique un détachement récent.

Interprétations géodynamiques

2. Modèle du détachement d'un panneau lithosphérique sous la racine alpine



Thèse C. Sue - Fig. 5.4

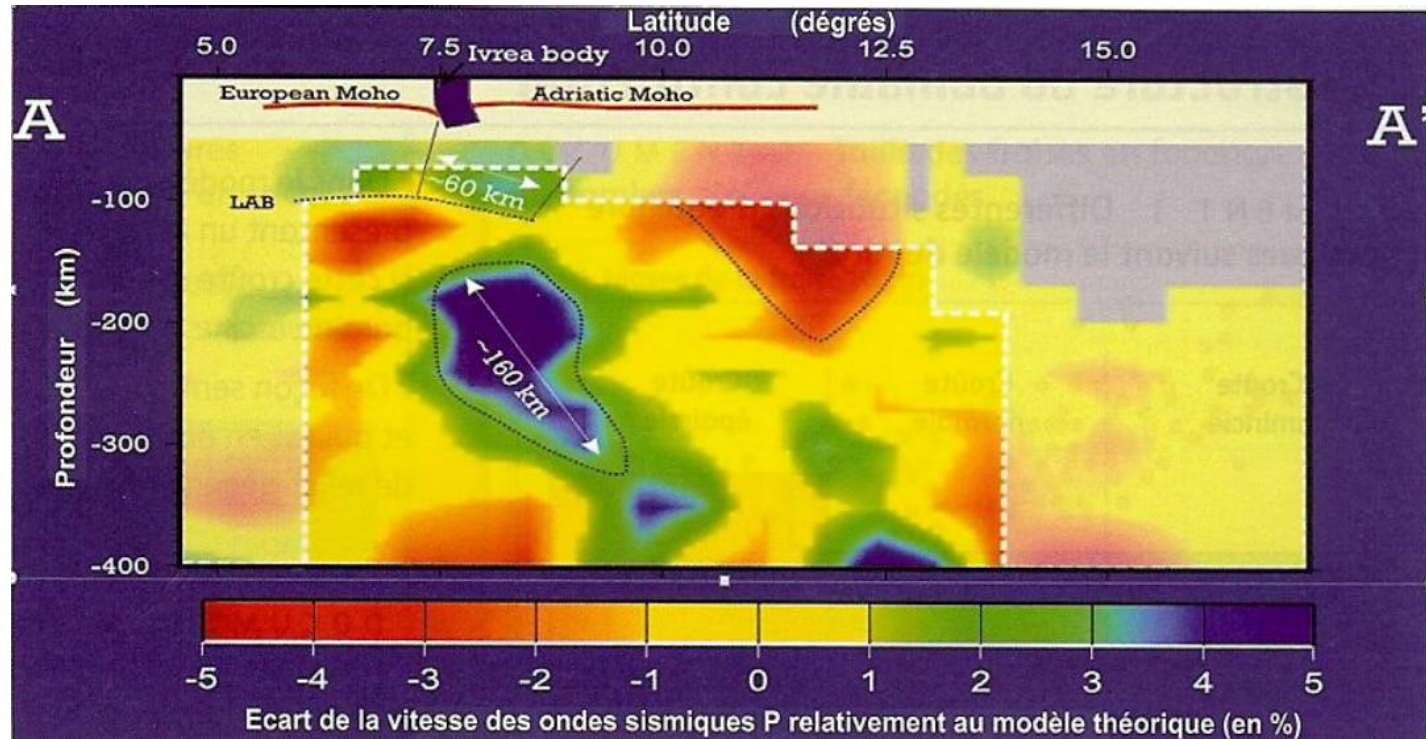
Les travaux plus récents de Spallarossa et al. (1998) ont fourni une image assez spectaculaire de la structure profonde des Alpes occidentales et de la plaine du Pô.

Même s'il est nécessaire de rester prudent sur les interprétations de ce type d'image tomographique, elle montre d'importantes hétérogénéités latérales de vitesse. En effet, il semblerait qu'un corps (entre 100 et 230 km de profondeur) plonge sous la plaine du Pô. Cette anomalie se situe sous l'anomalie rapide du corps d'Ivrée (entre 0 et 50 km de profondeur, au niveau des séismes de l'arc sismique piémontais).

L'anomalie rapide profonde pourrait être associée à un panneau lithosphérique plongeant vers l'est sous la plaine du Pô, même si son pendage apparaît particulièrement important.

Interprétations géodynamiques

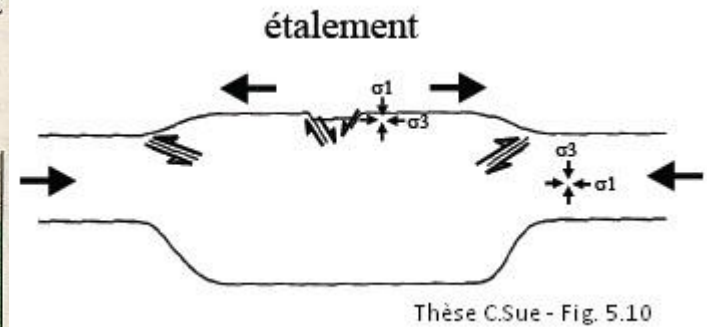
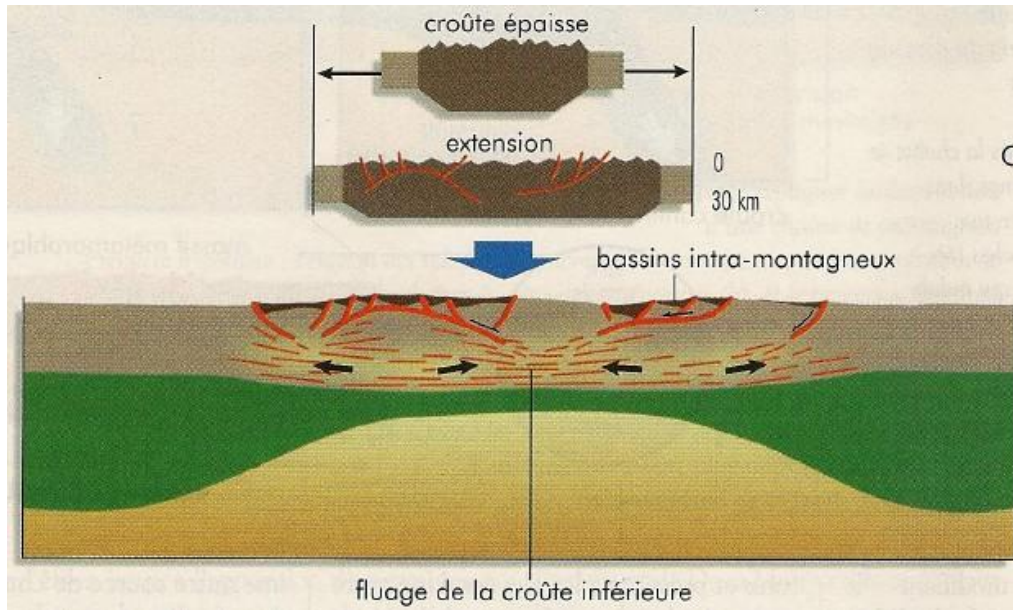
2. Modèle du détachement d'un panneau lithosphérique sous la racine alpine



Les travaux plus récents de Spallarossa et al. (1998) ont fourni une image assez spectaculaire de la structure profonde des Alpes occidentales et de la plaine du Pô. Même s'il est nécessaire de rester prudent sur les interprétations de ce type d'image tomographique, elle montre d'importantes hétérogénéités latérales de vitesse. En effet, il semblerait qu'un corps (entre 100 et 230 km de profondeur) plonge sous la plaine du Pô. Cette anomalie se situe sous l'anomalie rapide du corps d'Ivrée (entre 0 et 50 km de profondeur, au niveau des séismes de l'arc sismique piémontais). L'anomalie rapide profonde pourrait être associée à un panneau lithosphérique plongeant vers l'est sous la plaine du Pô, même si son pendage apparaît particulièrement important.

Interprétations géodynamiques

Remarque concernant l'étalement gravitaire



Ce modèle fait appel à un réajustement isostatique d'une croûte continentale surépaissie. L'amincissement crustal se développe alors à partir du moment où la contrainte horizontale due aux forces de convergence devient inférieure à la contrainte verticale lithostatique.

La croûte supérieure, plus froide, répond en s'étirant, en se cassant localement : la zone s'amincit, les roches ductiles des zones plus profondes se déforment et fluient, s'épanchent latéralement vers les zones étirées localisées au-dessus. Cette dynamique s'observe lorsqu'on est présence d'une croûte particulièrement épaisse (ex : 70 km dans le cas du Tibet), associée à une altitude moyenne de la zone assez importante (4000 à 5000 m).

Ce modèle ne peut donc pas convenir pour expliquer l'extension tardi-orogénique observé dans les Alpes.

I – Cadre structural

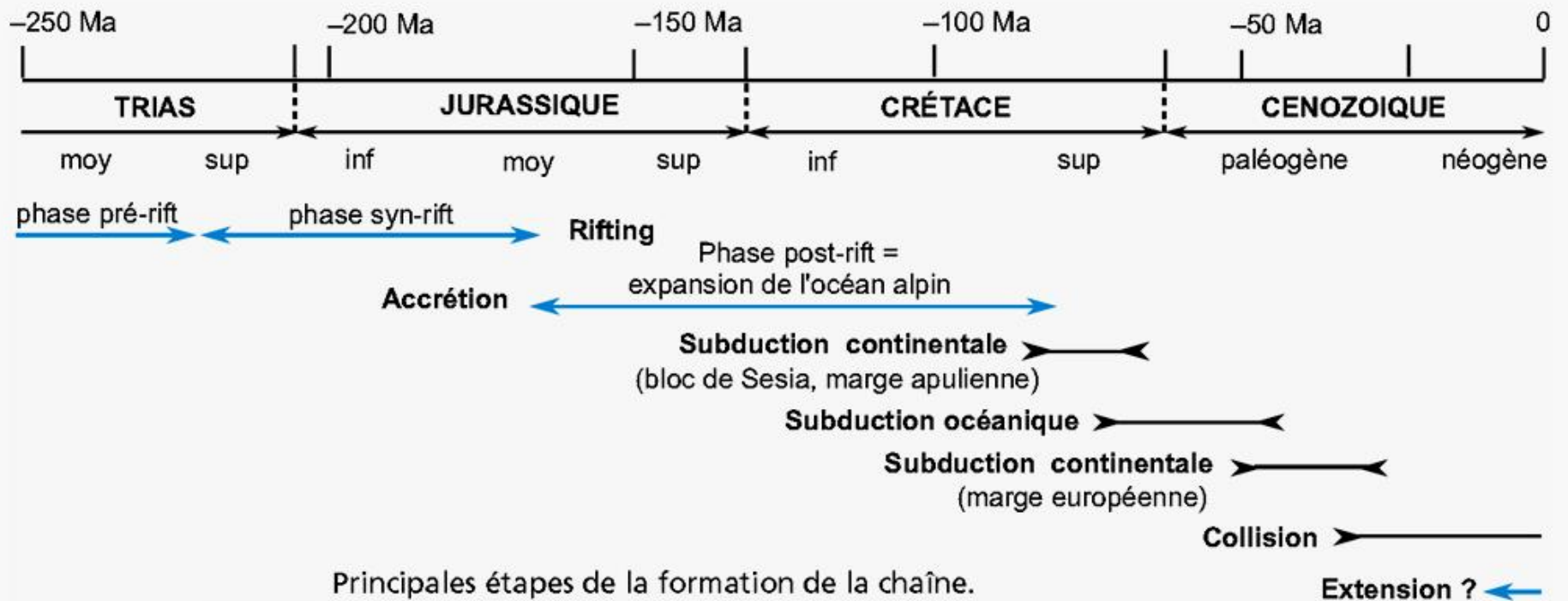
II – Les marqueurs de l'océanisation

III- Les marqueurs de la subduction

IV – Les marqueurs de la collision

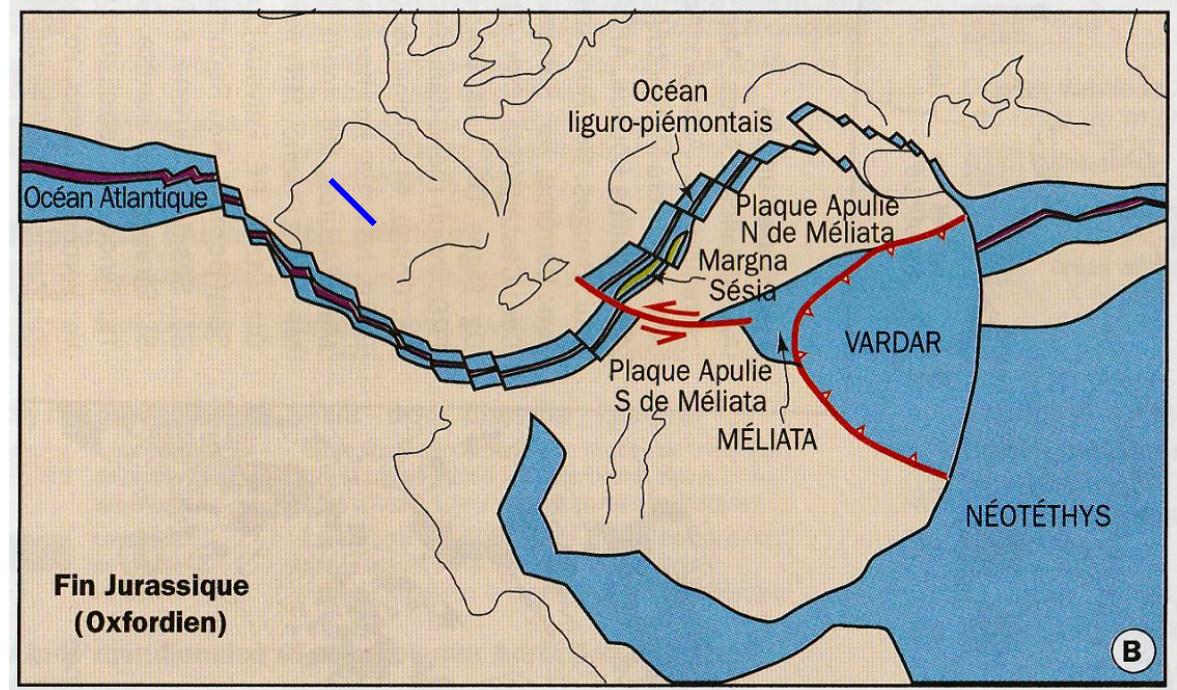
V – L'évolution post-orogénique

VI – Synthèse géodynamique

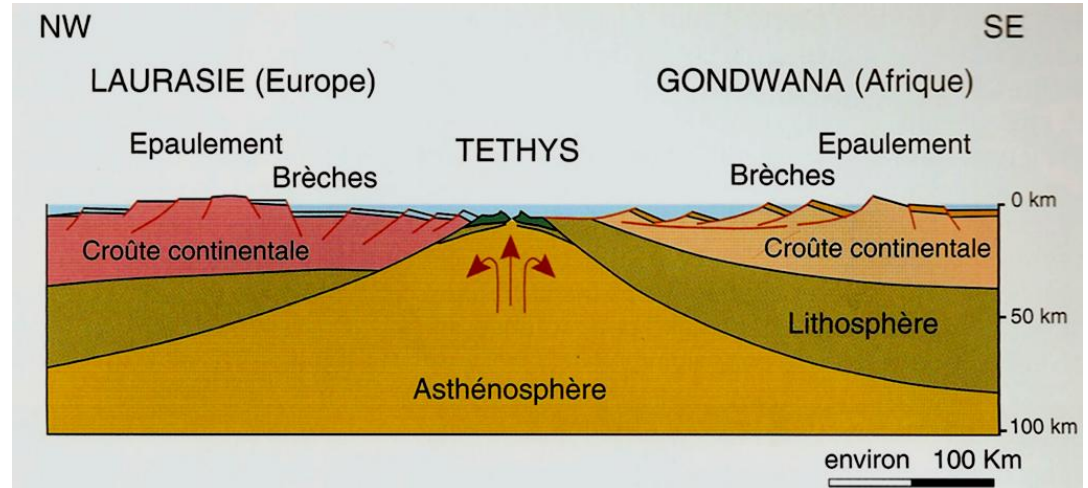


Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Début Jurassique
- 180 MA

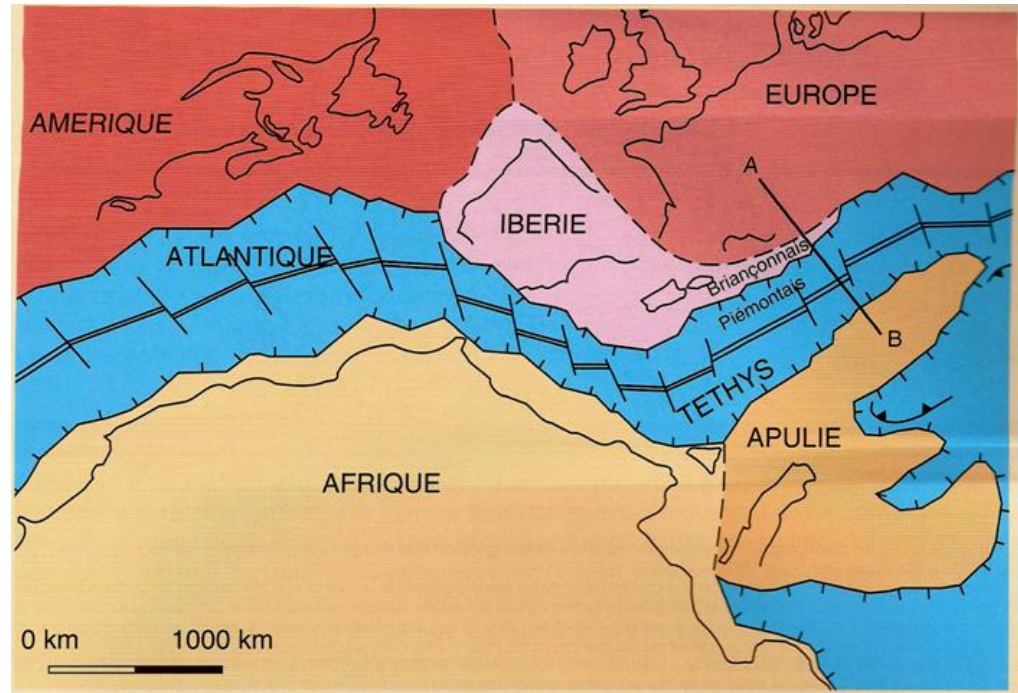


Formation d'une **ride médio-océanique** → nouvelle croûte océanique (Stade Mer Rouge)
Soulèvement des épaules du rift → falaises qui s'effondrent dans la mer pour donner des brèches.
Côté Africain, grands blocs basculés découpés par failles listriques (dont le futur Cervin)

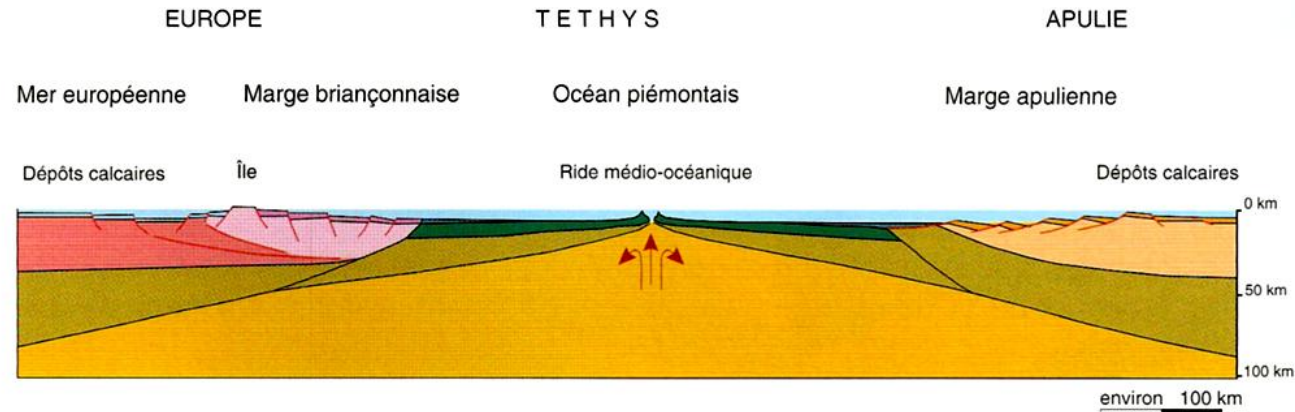


Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Jurassique Moyen
- 160 MA



Dépôt de calcaires et marnes dans l'**Océan Piémontais**.
Côté Europe, une île émerge de la marge Briançonnaise



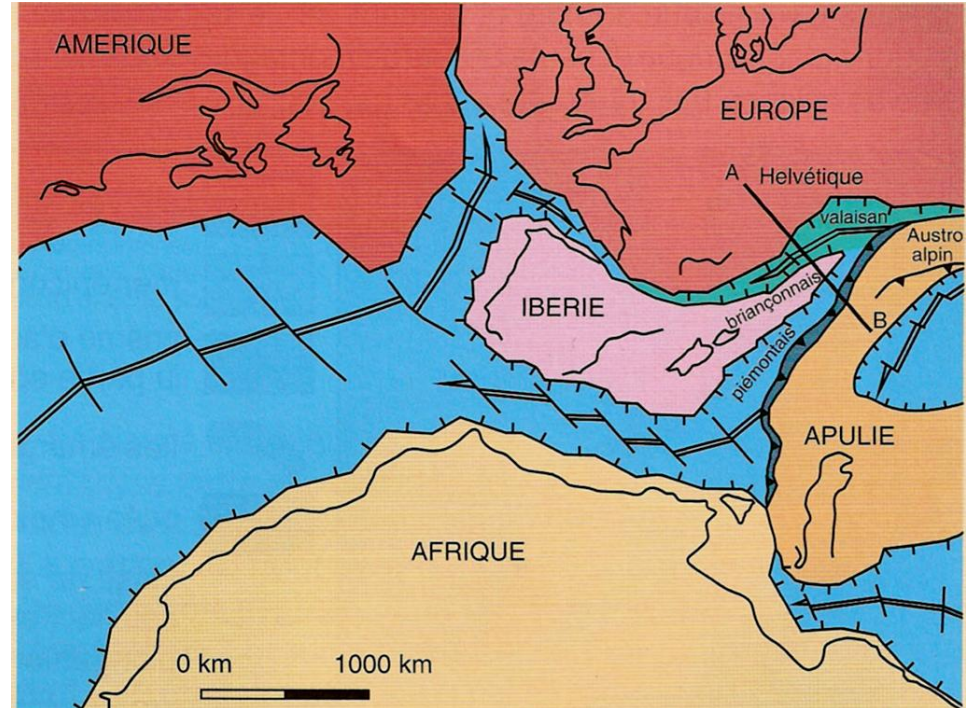
Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Crétacé
- 100 MA

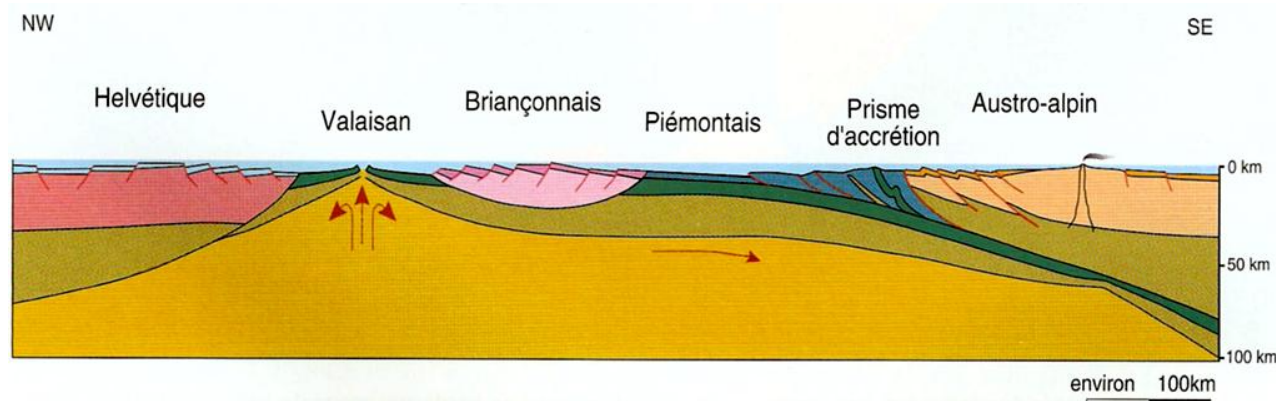
L'ouverture de l'Atlantique Nord
→ détachement de la
microplaque Ibérique.

Ouverture de l'**océan Valaisan**
(Prolongement du Golfe de
Gascogne)

Rotation anti-horaire de l'Afrique

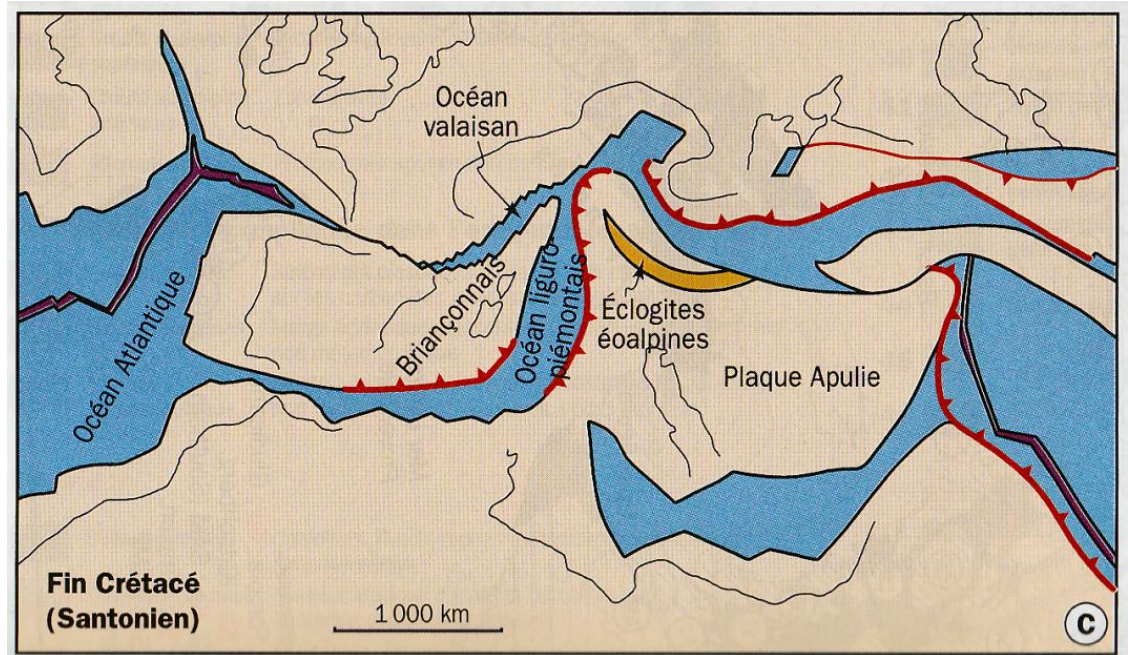


Dérive vers le Sud Est de l'**île Briançonnaise**. Début de **subduction** de la plaque océanique piémontaise sous la plaque apulienne. Formation d'un **prisme d'accrétion** fait de sédiments et lambeaux de croûte océanique qui échappent à la subduction

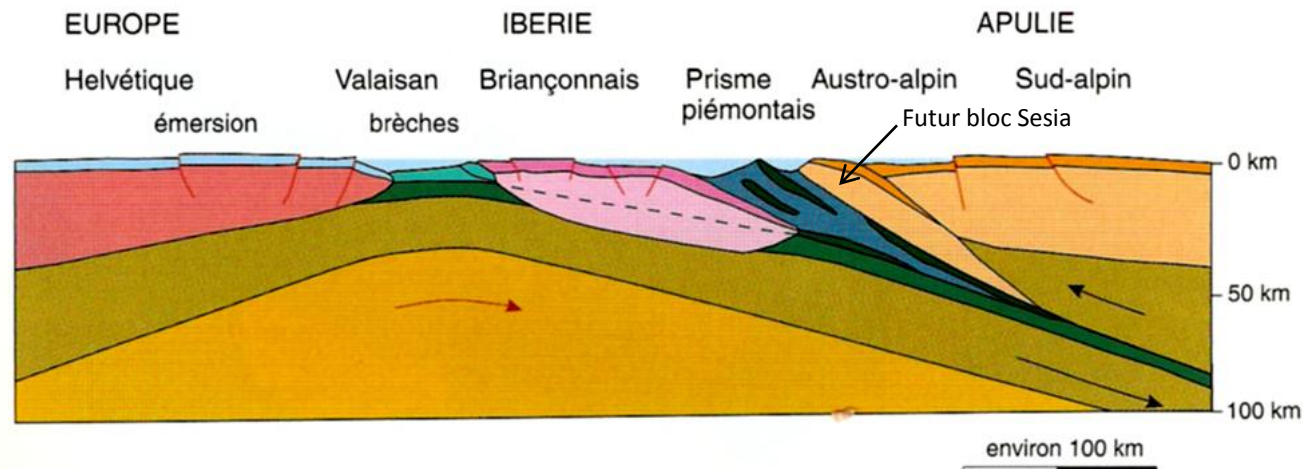


Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Début Tertiaire
- 60 MA



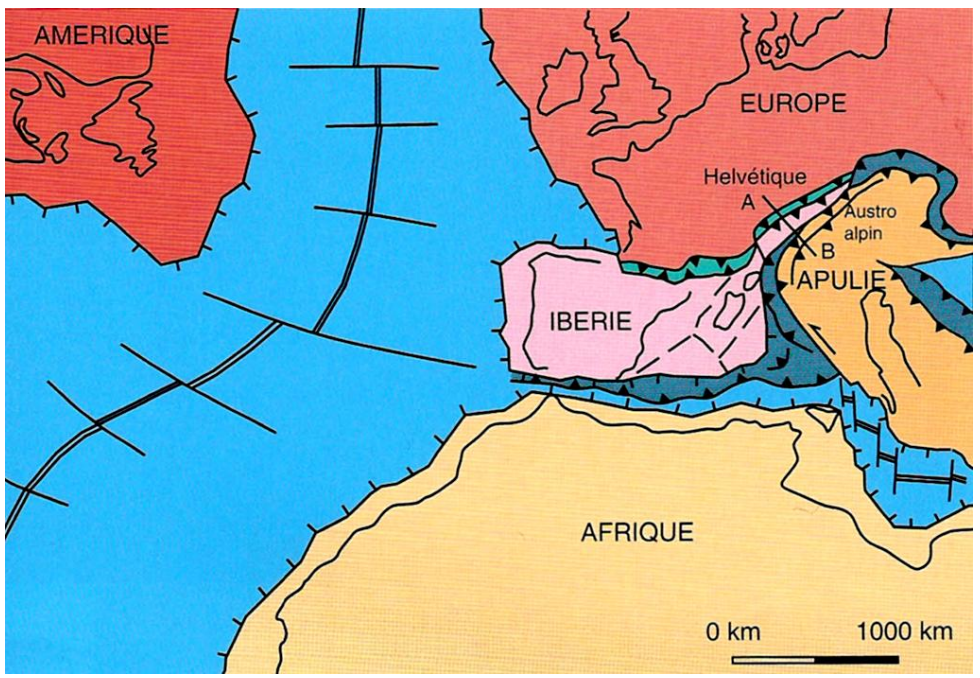
Poursuite de la **subduction** et de **fermeture des océans** Valaisien et Liguro-Piémontais.
Soulèvement des marges → érosion → dépôts épais de **flysch** (apport terrigène)



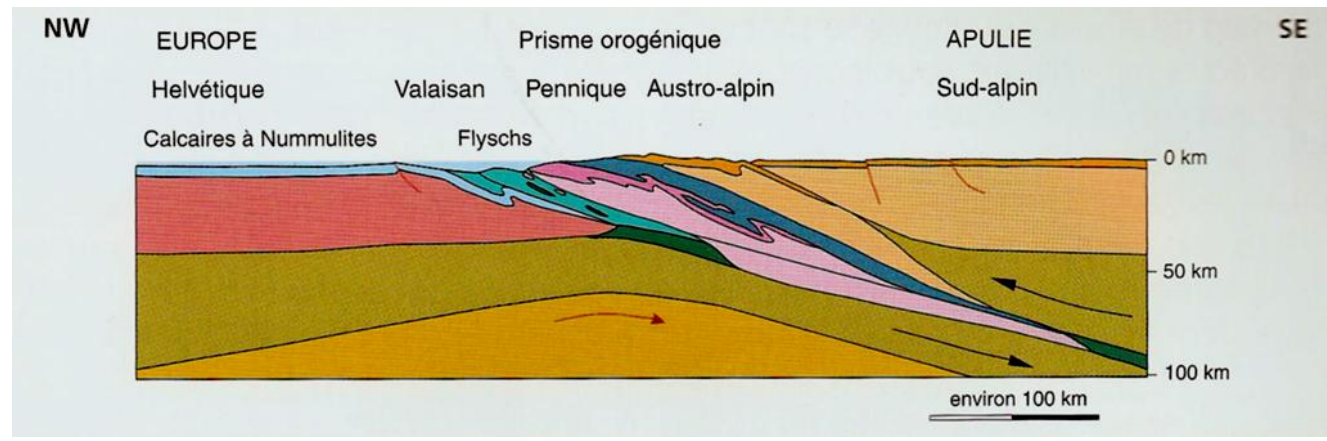
Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Eocène
- 40 MA

Ouverture Atlantique Sud
→ Poursuite rotation antihoraire de l'Afrique.
Remontée vers le Nord de l'Apulie → Stade de collision



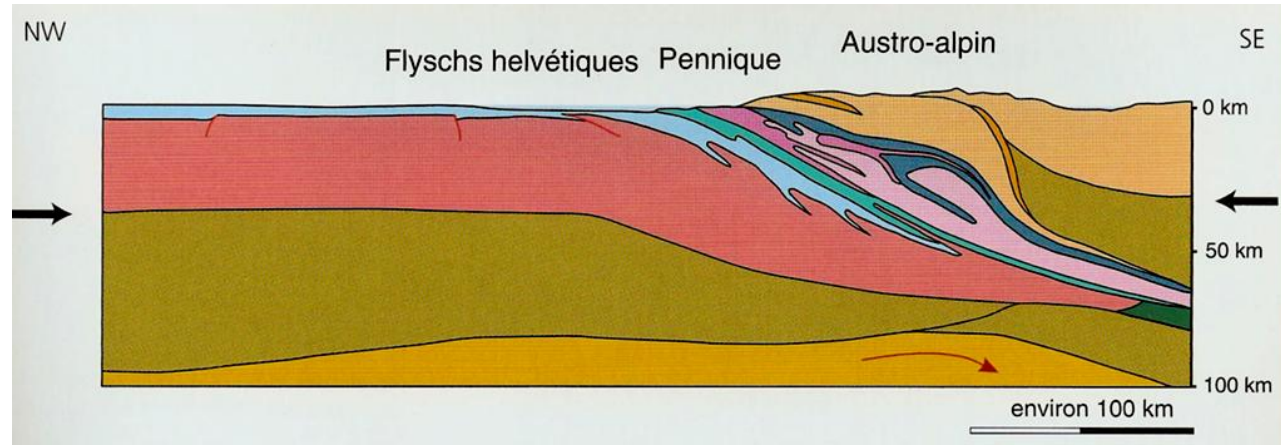
Subduction continentale avec chevauchement d'unités crustales.
Dépôts de flysch dans un profond bassin Valaisin.
Reprise de la sédimentation au Nord (Calcaires à Nummulites)



Evolution paléogéographique du secteur Alpin

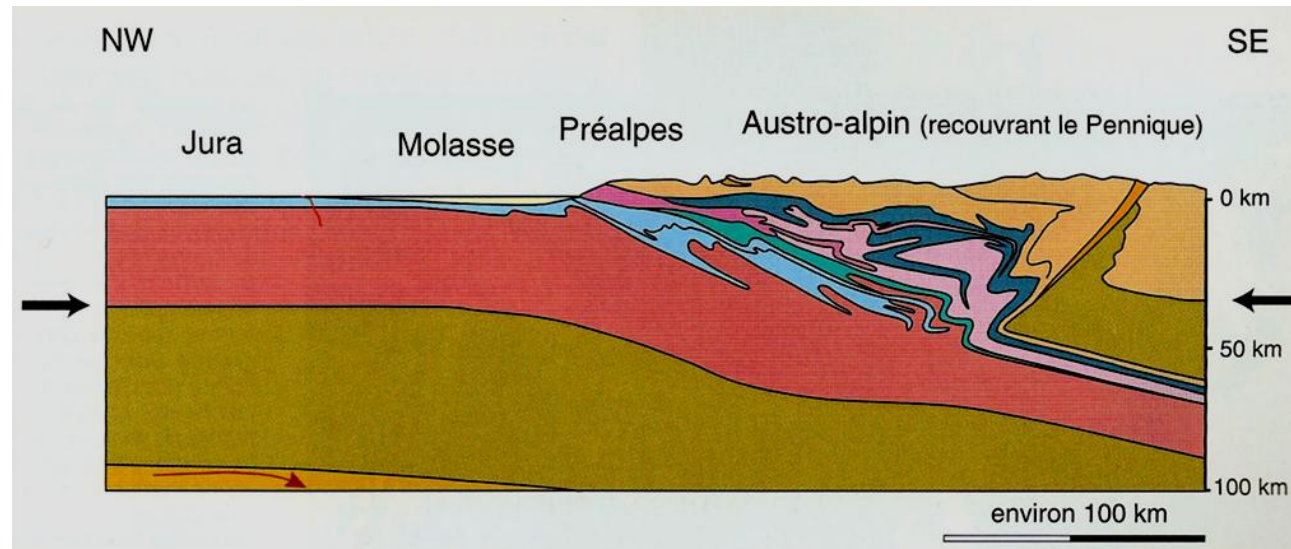
Fin Eocène
- 35 MA

Phase d'**orogénèse** avec épaissement crustal et augmentation de la ductilité → formation de nappes de charriage. Remontée vers la surface de certaines unités. Derniers dépôts de Flyschs



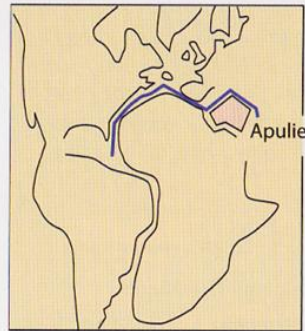
Fin Oligocène
- 25 MA

Début d'**érosion** des nappes austro-alpines (d'origine Apulienne) → dépôts molassiques.

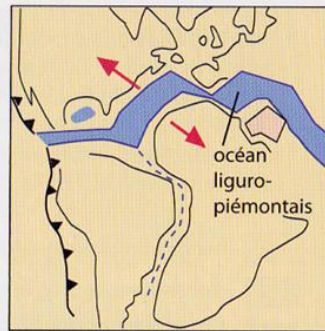


Synthèse

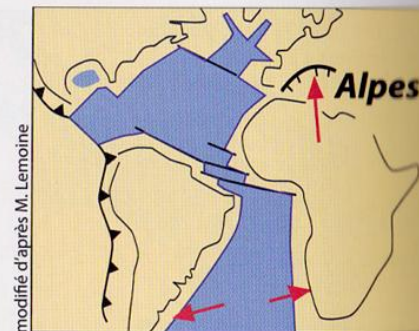
Une schématisation simplifiée...



Trias supérieur (220 Ma) à fin Jurassique moyen (165 Ma)
Début de l'étape téthysienne : rifting intra-continental.

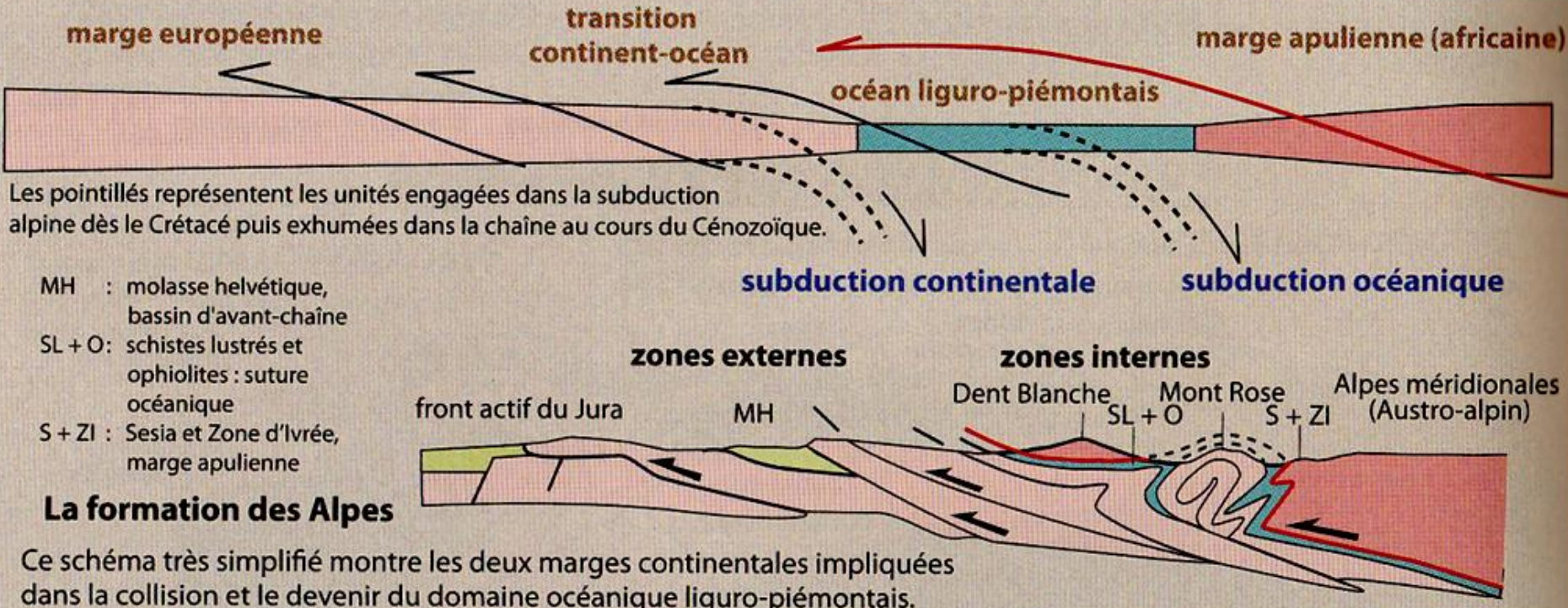


Fin du Jurassique moyen (165 Ma) au milieu du Crétacé (110 Ma)
Étape téthysienne, expansion de l'océan liguro-piémontais, début d'ouverture de l'Atlantique central.



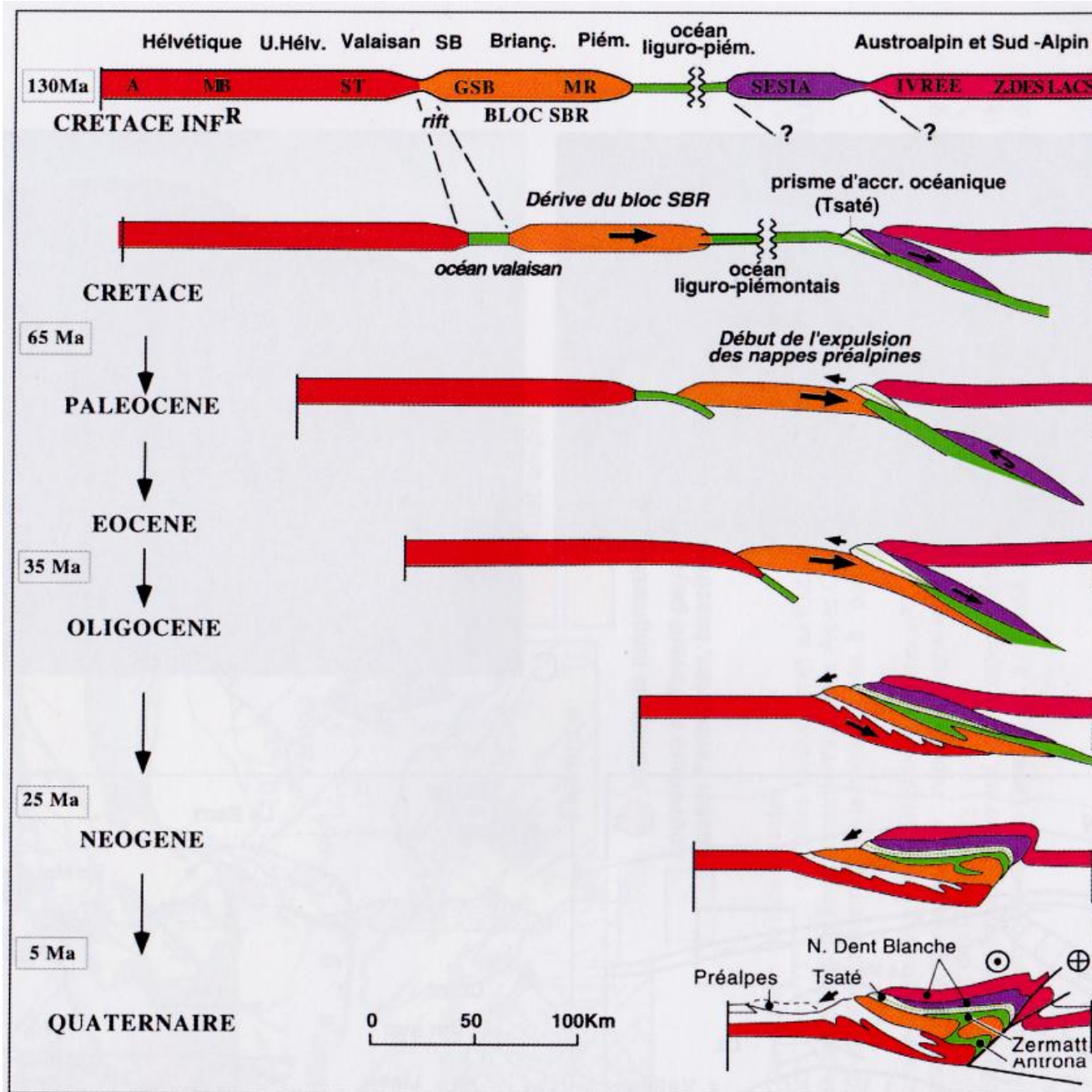
modifié d'après M. Lemoine

Crétacé supérieur, Tertiaire et Quaternaire (100 Ma à nos jours)
Étape alpine, ouverture de l'Atlantique sud, montée de l'Afrique, résorption de l'océan ligure par subduction sous la marge continentale africaine (apulienne), puis collision.



- MH : molasse helvétique, bassin d'avant-chaîne
- SL + O : schistes lustrés et ophiolites : suture océanique
- S + ZI : Sesia et Zone d'Ivrée, marge apulienne

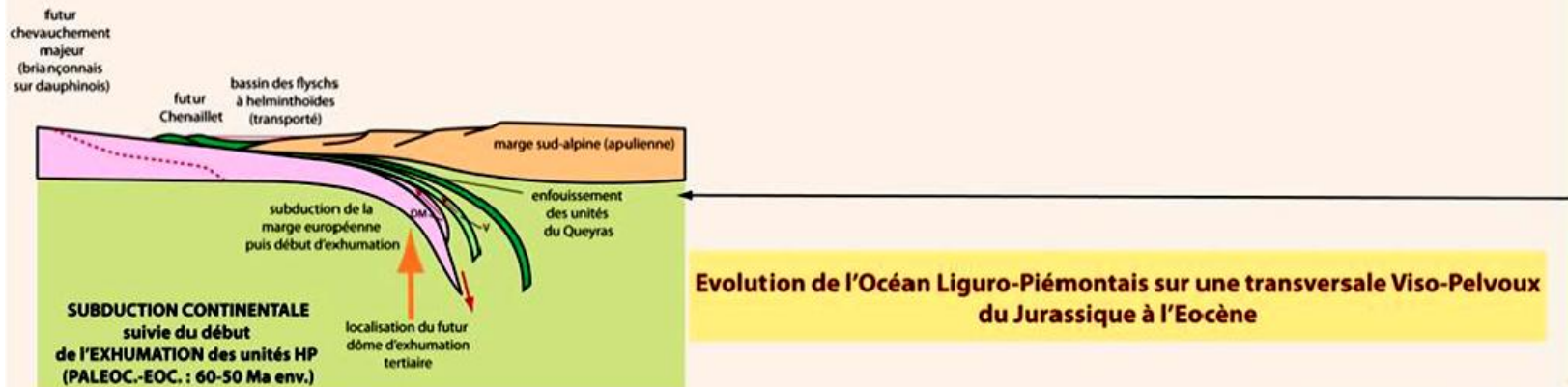
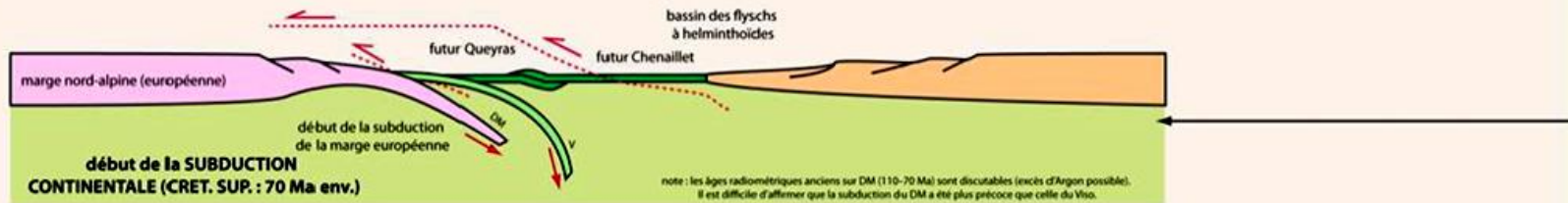
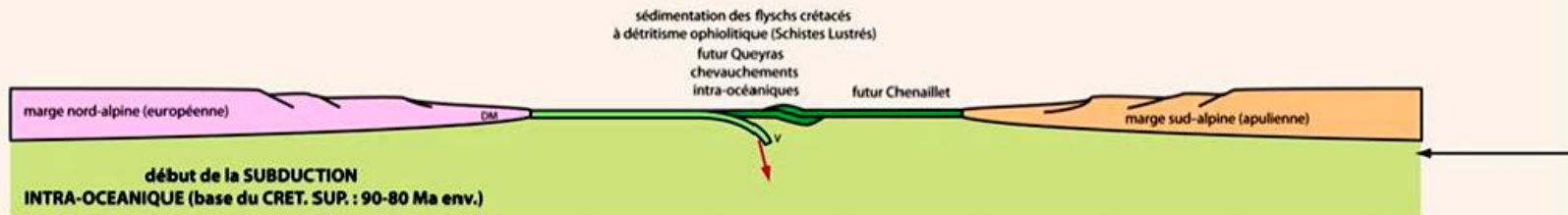
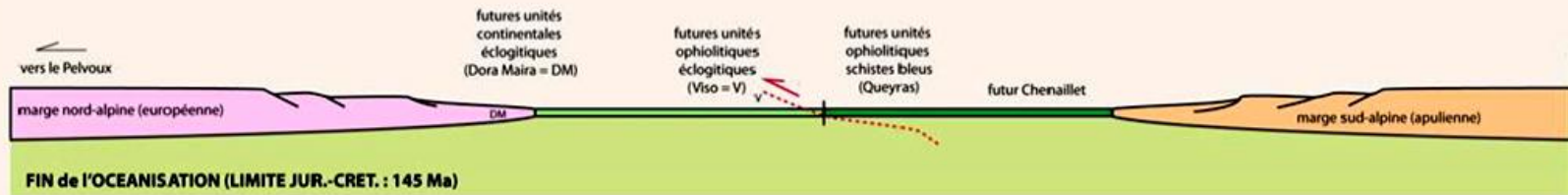
Synthèse



Synthèse

NW

SE

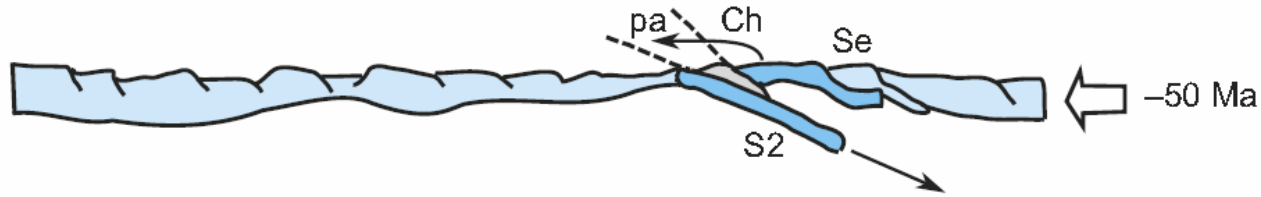


d'après Y. Lagabrielle, thèse, 1987

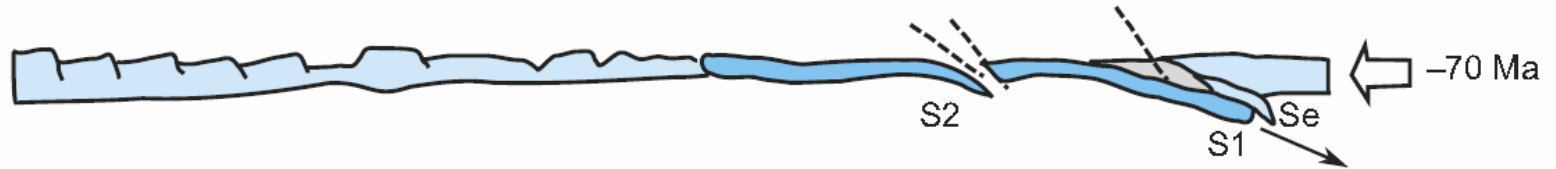
Ce schéma ne traite pas la période post-Eocène au cours de laquelle s'est produite l'exhumation des unités métamorphiques océaniques (unité Lago Nero-replatte par exemple) puis le charriage du Chenaillet sur ces dernières.

Synthèse

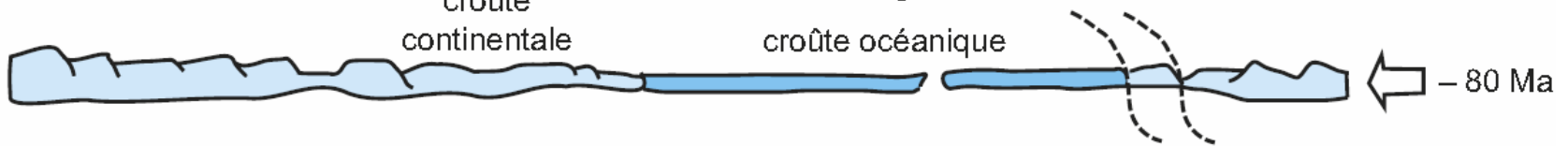
65 Ma



2 -70 Ma ; le bord externe de la marge apulienne (bloc de Sesia : Se) est entraîné dans une subduction S1 ; une deuxième subduction intra-océanique S2 est initiée. La convergence est accommodée par la subduction



1 -80 Ma ; début de la convergence
marge européenne croûte continentale océan ligure croûte océanique marge apulienne

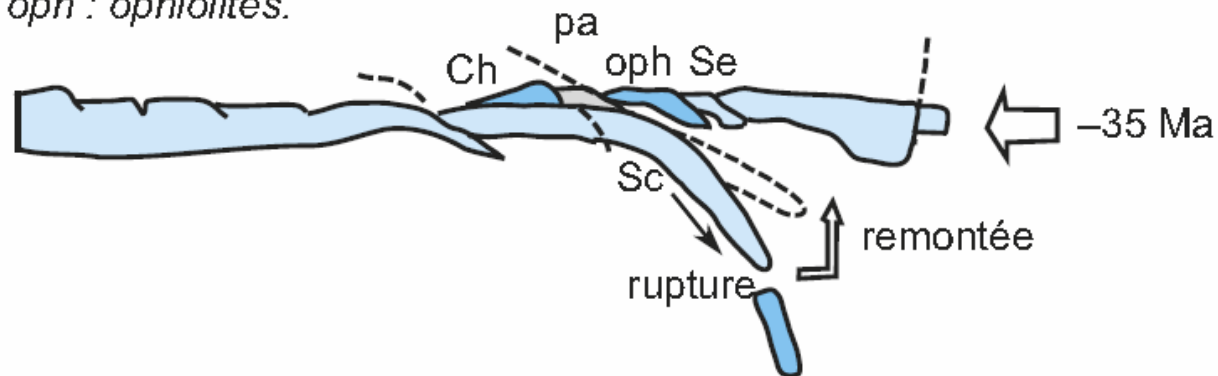


Un scénario possible impliquant diverses subductions. (D'après J.M. Lardeaux)

CRÉTAKE SUPÉRIEUR

Synthèse

4 -35 Ma ; le bord interne de la marge européenne entraîné par la lithosphère océanique entre en subduction (subduction continentale Sc) : collision. La convergence est accommodée par le raccourcissement et l'épaississement des deux marges. Le détachement possible de la lithosphère océanique autorise la remontée de la croûte continentale
oph : ophiolites.



3 -50 Ma ; le bloc de Sesia est exhumé ; la subduction S2 fonctionne ; début de l'obduction du futur Chenaillet (Ch) ; pa : prisme d'accrétion qui constituera les schistes lustrés du Queyras. La convergence est encore accommodée par la subduction

- 65 Ma

PALÉOÈNE

FIN

