

Chapitre 20

Une chaîne de montagnes

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 La structuration de l'édifice alpin
- 2 Les marques d'ouverture océanique
- 3 Les marques de subduction océanique et continentale
- 4 Les marques de la collision

ZOOM

- 1 Les massifs ophiolitiques alpins
- 2 La structure de marge : les blocs basculés
- 3 Le métamorphisme de subduction
- 4 Flyschs et molasses

INTRODUCTION

Une chaîne de montagnes est un édifice structuré dont l'étude et la compréhension nécessitent des observations de terrain et les apports de l'ensemble des disciplines des sciences de la Terre. L'analyse des structures et des formations géologiques permet d'identifier la nature des processus géodynamiques mis en jeu dans la formation de la chaîne et d'en proposer une reconstitution.

L'étude d'une chaîne de montagnes peut se fonder sur l'exemple très étudié des Alpes franco-italo-suisse. Ce vaste système montagneux, ou orogène, dessine un arc de 200 à 300 km de large et de plus de 1 000 km de long, s'étendant de la Corse à Vienne en Autriche. Il correspond à une zone de reliefs, disséqués en massifs par l'érosion quaternaire et comprenant de nombreux sommets de plus de 4 000 m.

Mise en place au cours du Crétacé et du Cénozoïque, cette chaîne juxtapose un ensemble d'unités de caractères variés dont l'étude permet d'accéder aux principales étapes de son histoire.

- ➔ Quelles sont les principales unités structurant la chaîne des Alpes et quelles sont leurs significations en termes paléogéographiques ?
- ➔ Quels sont les processus géologiques ayant déterminé la mise en place et l'évolution des différentes unités ?

1 La structuration de l'édifice alpin

Le schéma général de formation de l'arc alpin est celui d'une **collision** entre deux marges continentales, la **marge** de la **plaque européenne**, située à l'ouest et au nord et la **marge** de la **plaque adriatique** ou **apulienne** située au sud. Les marques de cette collision n'apparaissent qu'au nord des Alpes occidentales (zone de Sesia) et ne s'observent véritablement que dans les Alpes centrales et orientales.

Cette collision a été précédée d'ouvertures océaniques ensuite refermées par **subduction**. Les témoignages en sont notamment les **formations ophiolitiques** retrouvées au cœur du dispositif alpin.

Du fait du raccourcissement lié à la collision, de nombreuses unités correspondent à des formations déformées, empilées les unes sur les autres, séparées par des chevauchements et nommées de manière générale sous le terme de nappes. Ces unités viennent s'accoler à la marge européenne lors de la collision, ce qui justifie leur nom d'**unités accrétées**.

Les structures exposées montrent des différences nettes entre Alpes occidentales d'une part (Alpes franco-italiennes) et Alpes centrales (Alpes suisses) et orientales.

1.1 La structure générale des Alpes occidentales

a) Localisation cartographique des unités et signification paléogéographique

Ces unités peuvent être observées sur la carte géologique de la France au millionième (rabat de couverture) dont la [figure 20.2](#) représente un schéma structural simplifié et sur la carte tectonique simplifiée des Alpes ([figure 20.5](#)).

La marge européenne

Elle est représentée par des massifs magmatiques et métamorphiques issus d'une histoire hercynienne : massifs du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges, de Belledonne, de l'Oisans et de l'Argentera-Mercantour. Ces massifs, appelés **massifs cristallins externes**, constituent le socle varisque ou plus ancien sur lequel s'est déposée une couverture sédimentaire mésozoïque. Celle-ci, épaisse de plusieurs centaines de mètres constitue les massifs subalpins des Bornes, des Bauges, de la Chartreuse, du Vercors et les chaînons de Haute-Provence. Un faciès calcaire du Crétacé inférieur, l'Urgonien, est particulièrement développé et donne les grandes falaises caractéristiques de ces massifs. Cette zone correspondant à la marge européenne est la zone dauphinoise et définit les zones externes de la chaîne alpine. Elle est limitée à l'Est par un chevauchement majeur, le **chevauchement pennique frontal** ou **front pennique**, à vergence ouest, au-delà duquel se situent les zones internes des Alpes.

Les unités accrétées (encore appelées zones internes penniques)

Ces unités, accolées à la marge européenne lors de la collision, forment des nappes empilées et séparées par des chevauchements et se rattachent à des domaines paléogéographiques initialement différents.

- La zone valaisanne (océan valaisan)
Située immédiatement à l'est du chevauchement pennique frontal (région du Versoyen), elle est interprétée comme le témoignage d'un ancien domaine océanique, **l'océan valaisan**. L'existence de ce domaine océanique a fait l'objet de controverses. Clairement reconnu dans les Alpes centrales et orientales (voir plus loin), son extension dans les Alpes occidentales a été discutée. Elle est aujourd'hui argumentée par des observations sédimentaires et métamorphiques (roches sédimentaires et basiques métamorphosées dans des conditions de haute pression) qui fondent les interprétations actuelles et qui sont celles retenues dans ce chapitre.
- La zone briançonnaise (microcontinent ibéro-briançonnais)
Elle est représentée par des formations sédimentaires d'âge paléozoïque (Carbonifère) alors que la couverture mésozoïque est très réduite. Elle comprend également de nombreux massifs de socle de roches métamorphiques, formant notamment les massifs de la Vanoise, du Grand-Saint-Bernard ou d'Ambin en Maurienne et des massifs dits **massifs cristallins internes**, Mont Rose, Grand Paradis et Dora Maira. La zone briançonnaise est interprétée

comme un domaine continental un temps bordé par deux domaines océaniques (océan valaisan et océan liguro-piémontais).

- La zone liguro-piémontaise (océan liguro-piémontais ou océan ligure)

Elle comprend deux types de formations d'origine **océanique** : les **massifs ophiolitiques** et les sédiments océaniques associés : ceux-ci ont été pour certains métamorphisés : c'est l'unité des **Schistes lustrés** ; d'autres ne sont pas métamorphisés comme les **Flyschs à helminthoïdes** (voir la carte de Gap). Généralement ces formations liguro-piémontaises chevauchent la zone briançonnaise.

La marge apulienne (zones internes austro-alpine et sud-alpine)

La plaque apulienne est représentée par l'ensemble constitué par la zone **austro-alpine** et la zone **sud-alpine**. Ces deux zones apparaissent clairement à l'échelle de toute la chaîne où elles sont séparées par une faille importante, la **ligne périadriatique** (figure 20.5). L'origine de celle-ci et la distinction entre les deux zones sont héritées d'une histoire précoce dans la dynamique alpine (figure 20.17). Dans les Alpes occidentales, les témoins de cette plaque apulienne sont peu importants : ils se limitent aux zones de **Sesia** et d'**Ivrée** séparées l'une de l'autre par une faille importante, la **ligne (ou faille) insubrienne**, située dans le prolongement de la ligne périadriatique. Dans les Alpes occidentales, la **zone de Sesia** est classiquement qualifiée d'**austro-alpine** (nappes austro-alpines) et la **zone d'Ivrée** de **zone sud-alpine**. Un bloc de la zone de Sesia formant le massif de la Dent Blanche et du Cervin en Suisse subsiste sur la zone liguro-piémontaise (figure 20.1).

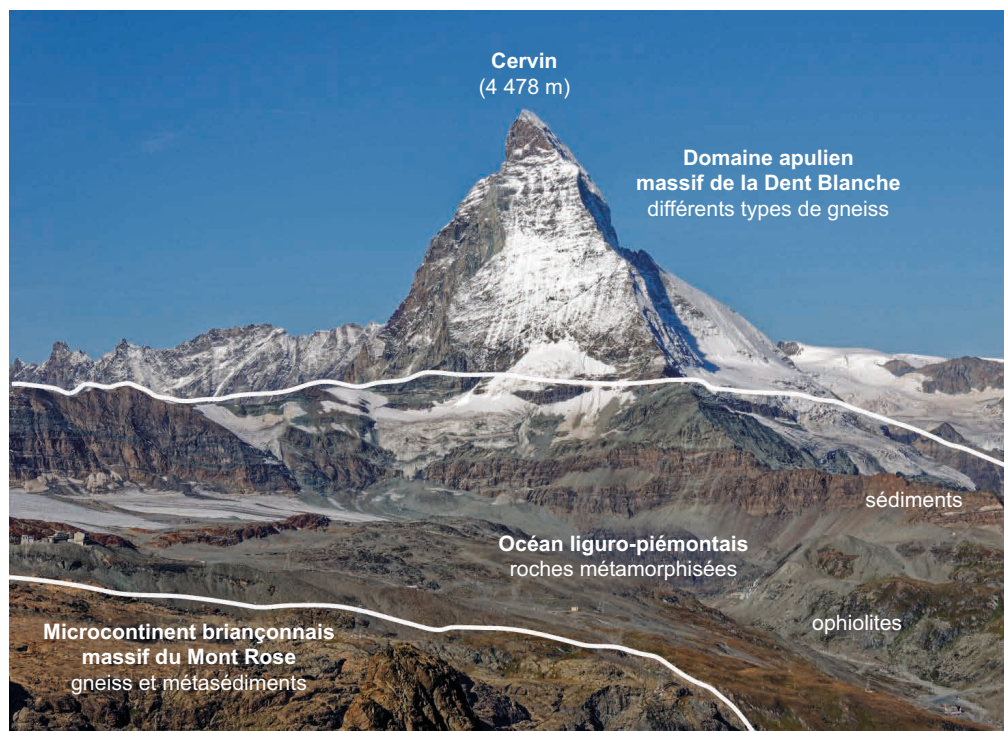


Figure 20.1 Le Cervin (nappe de la Dent Blanche).

Une illustration verticale des trois grands domaines à l'origine des Alpes : le domaine apulien chevauche les formations océaniques liguro-piémontaises, elles-mêmes charriées sur le domaine briançonnais (photo R. Bousquet).

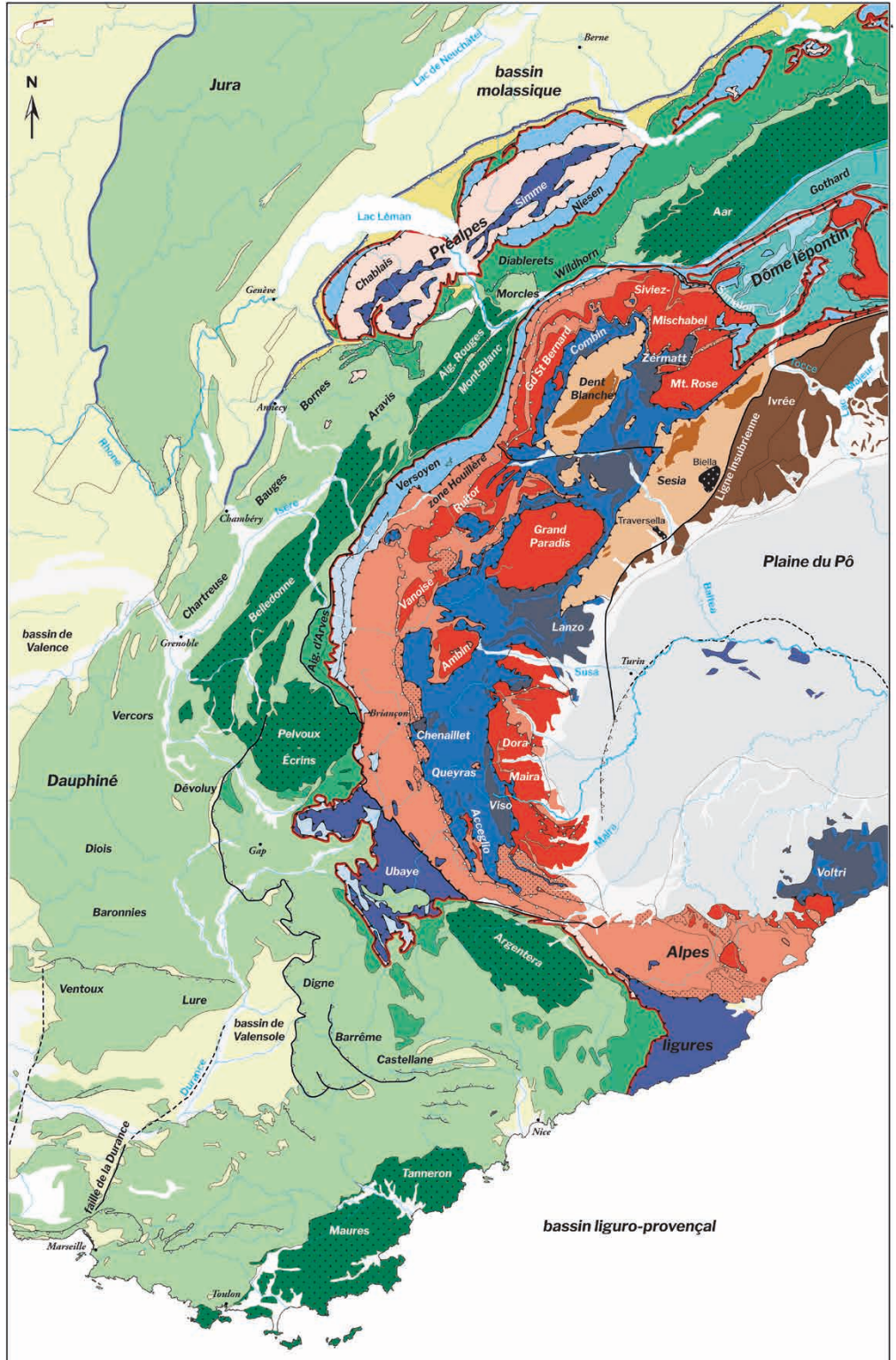




Figure 20.2 Carte tectonique simplifiée des Alpes occidentales. (D'après Bousquet et al., 2012a/CCGM). Réalisation GeodynAlps.

b) Profil ECORS et coupe interprétative des Alpes occidentales

Le **profil ECORS** (figure 20.3a) a été obtenu dans le cadre d'un grand programme de prospection sismique lancé en France dans les années 1980 (ECORS : Étude Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismique, CROP étant le programme italien équivalent). Il fournit une coupe sismique de la lithosphère continentale à travers les Alpes occidentales, sur plus de 350 km, de Bourg-en-Bresse à Turin.

- Le profil permet de dresser une coupe interprétative des structures alpines (figure 20.3b) avec leur disposition relative.
- Les **zones externes** sont séparées des zones internes par le **chevauchement pennique frontal** (front pennique). Les zones externes constituent la **zone dauphinoise**, les zones internes sont encore parfois zones penniques.
- Les réflecteurs montrent un enfoncement du Moho européen depuis les zones externes vers les zones internes, où il atteint une profondeur de 55 km. Cet enfoncement atteste du plongement de la lithosphère européenne sous les unités accrétées.
- Les **zones internes** situées entre le chevauchement pennique et la zone de Sesia sont constituées d'unités empilées, séparées par des chevauchements et constituent les **unités accrétées** sur la marge européenne. On distingue de bas en haut, la **zone valaisanne**, la **zone briannçonnaise** et les formations **liguro-piémontaises** (au sein desquelles réapparaît le massif cristallin interne du Grand Paradis, appartenant à la zone briannçonnaise). Cette zone montre également un empilement d'écailles mantelliennes. L'ensemble de ces nappes superposées constitue un **prisme d'accrétion orogénique** impliquant l'ensemble de la lithosphère.
- La **marge apulienne** est représentée par la zone de Sesia (zone **austro-alpine**) et la zone d'Ivrée (zone **sud-alpine**) séparées par la **faille insubrienne**.

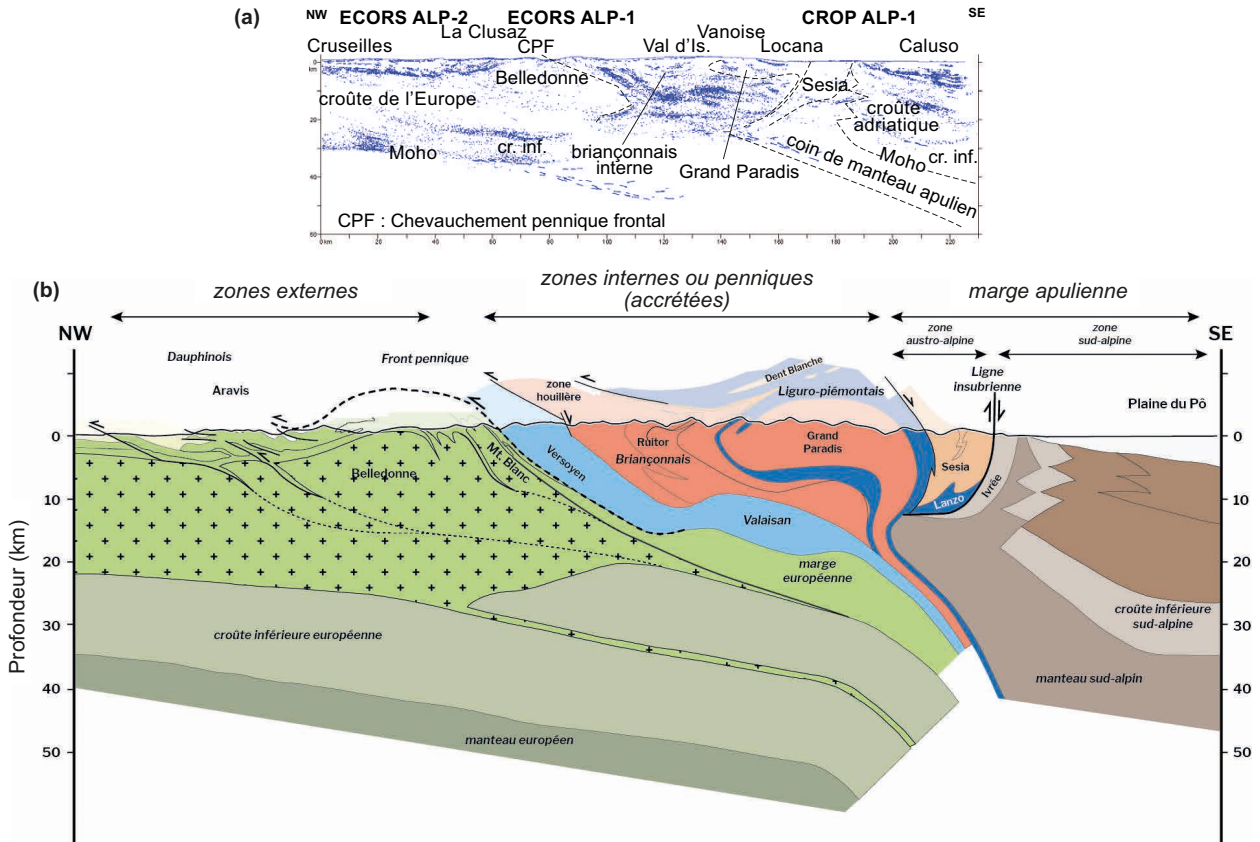


Figure 20.3 (a) Profil ECORS à travers les Alpes occidentales (composé de 3 sous-profils) ; (b) Un exemple d'interprétation du profil ECORS - CROP de Bourg-en-Bresse à Turin. (D'après Bousquet et al., 2012a/CCGM). Réalisation GeodynAlps.

c) Anomalies gravimétriques et structure profonde

La carte des **anomalies gravimétriques** (figure 20.4a) fournit des informations complémentaires aux informations sismiques. Les anomalies positives ou négatives révèlent ainsi respectivement des excès ou des déficits de masse en profondeur, qui peuvent traduire indirectement la profondeur du Moho (un épaissement de la croûte, moins dense que le manteau déterminant une anomalie négative) (figure 20.4b).

On observe, sur la figure 20.4a à partir de la bordure est du Massif central une anomalie de plus en plus négative dont le minimum (-160 mgal) se situe légèrement à l'est des massifs cristallins externes ; cela traduit un déficit de masse donc un excès de matériaux légers en profondeur ; ceci conforte l'hypothèse de l'approfondissement du Moho représenté sur la coupe interprétative. Plus à l'est, à la verticale de Dora Maira, l'anomalie augmente et devient positive (+20 mgal à +40 mgal), ce qui atteste d'un excès de masse qui pourrait correspondre à du manteau remonté à moindre profondeur.

De manière générale, les données sismiques et gravimétriques font apparaître un enfoncement progressif du Moho, d'ouest en est pour atteindre une profondeur dépassant 50 km à hauteur des massifs cristallins internes (figure 20.4b). Il remonte ensuite (profondeur inférieure à 30 km) au niveau de la plaine du Pô. On retrouve ainsi les caractères représentés sur la figure 20.4b, avec une racine de croûte continentale, s'enfonçant jusqu'à 50 km à la verticale de la zone brian-

Voir chapitre 15, figure 15.2a

connaissances, un empilement d'écaillés, avec notamment de matériel mantellique dense ($d = 3,3$) remonté par écaillage au niveau des zones liguro-piémontaise et austro-alpine, une accumulation de sédiments (matériaux légers) au niveau de la plaine du Pô.

On observera cependant que la profondeur maximale du Moho ne se situe pas à l'aplomb des reliefs les plus hauts (massifs cristallins externes : massif du Mont-Blanc), ce qui n'est pas conforme à une situation simple d'équilibre isostatique. Le Moho dans la zone alpine ne constitue pas par ailleurs une interface continue : sa topographie montre de nombreux décalages de profondeur et d'orientation, résultats de phénomènes tectoniques complexes.

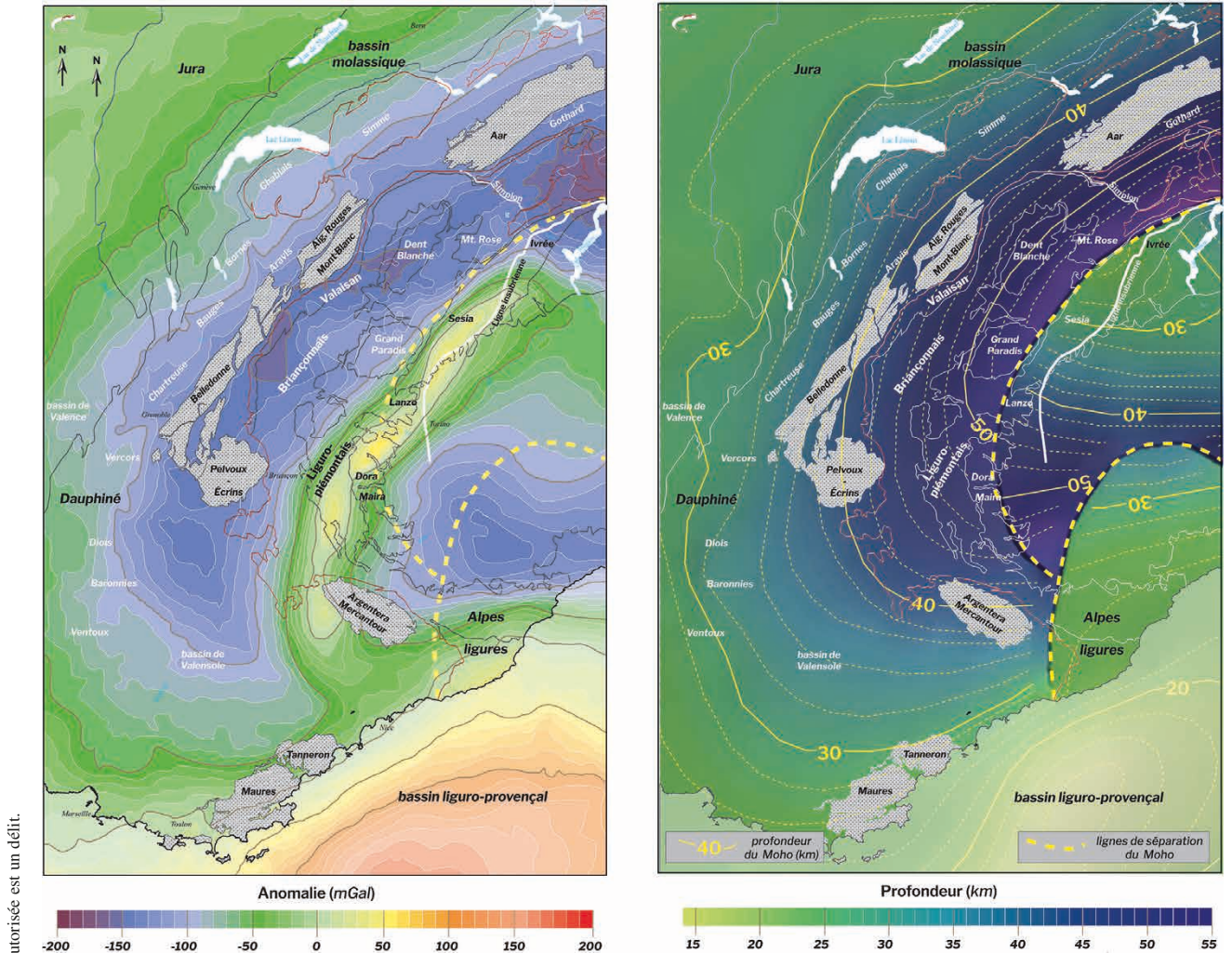


Figure 20.4 (a) Carte des anomalies de Bouguer ; (b) Carte de la profondeur du Moho. (D'après Bousquet et al., 2012a/CCGM). Réalisation GeodynAlps.

1.2 La structure générale des Alpes centrales et orientales

Les Alpes centrales et orientales montrent de très larges affleurements de **nappes austro-alpines** (figure 20.5). Celles-ci se rattachent à la **marge apulienne** (plaque supérieure dans l'épisode de collision). Cette marge comprend également plus au sud, la **zone sud-alpine**, séparée de la **zone austro-alpine** par la **ligne périadriatique**.

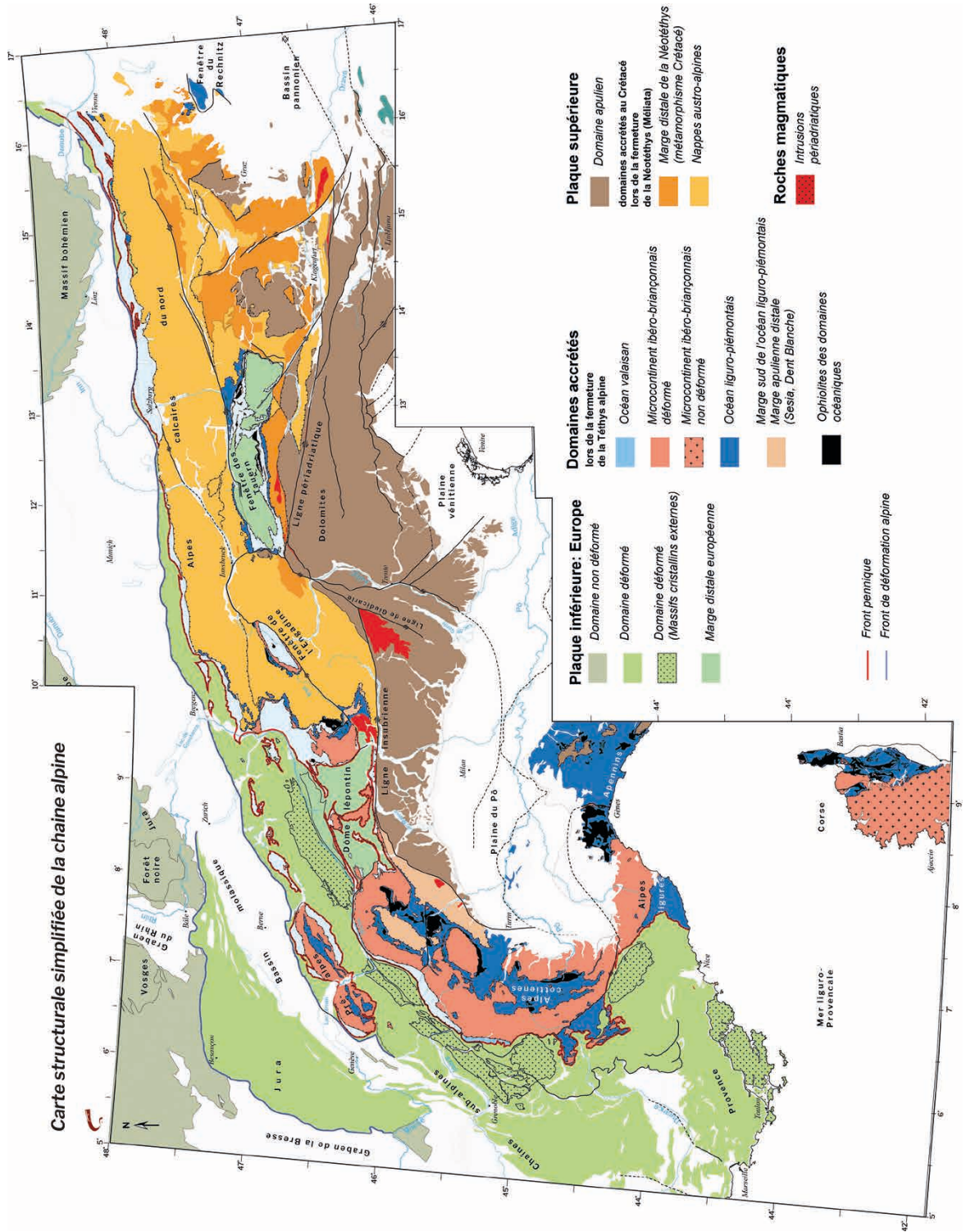


Figure 20.5 Carte tectonique des Alpes. (Modifiée d'après Robert & Bousquet, 2013/Belin). Réalisation GeodynAlps.

Dans les Alpes centrales mais surtout orientales, la marge européenne, d'abord chevauchée par des terrains océaniques, est ainsi largement chevauchée par des formations apuliennes qui n'apparaissent dans les Alpes occidentales que par les zones de Sésia et d'Ivrée.

Les formations sous-jacentes au chevauchement austro-alpin (formations océaniques et marge européenne) réapparaissent cependant à la faveur de l'érosion au cœur des formations apuliennes : ceci constitue les **fenêtres** représentées par les massifs montagneux de l'Engadine et des Tauern. La collision entre les deux marges est ainsi beaucoup plus apparente dans les Alpes centrales et orientales qu'elle ne l'est dans les Alpes occidentales franco-italiennes.

2 Les marques d'ouvertures océaniques

L'édifice alpin montre la présence de **complexes ophiolitiques** qui constituent des vestiges de lithosphère océanique. Ces complexes, associés aux formations sédimentaires des Schistes lustrés, anciens sédiments océaniques, et charriés sur la zone piémontaise, définissent la **zone liguro-piémontaise**.

a) Les formations ophiolitiques et les sédiments océaniques

Les caractères de l'océan liguro-piémontais

Les complexes ophiolitiques correspondent à des associations de roches retrouvées en disposition analogue dans la lithosphère océanique : péridotites, gabbros, basaltes en coussins, sédiments de type radiolarites. L'un des exemples le mieux connu est le massif du **Chenaillet** dans la région de Briançon.

Les ophiolites observées dans les Alpes se démarquent nettement de complexes ophiolitiques de type Oman : leur épaisseur est toujours faible et les gabbros sont souvent faiblement représentés. Le niveau des complexes filoniens est absent et les basaltes peuvent reposer soit sur des gabbros, soit directement sur des péridotites. La surface océanique était donc constituée par endroits de manteau mis à nu. La couverture sédimentaire (calcschistes et radiolarites) repose indifféremment sur les divers termes du socle océanique, péridotites, basaltes et gabbros

Les ophiolites liguro-piémontaises témoignent ainsi d'une croûte océanique souvent incomplète, montrant une activité magmatique réduite : ces caractères sont ceux observés pour la croûte atlantique actuellement mise en place par la dorsale lente médio-atlantique. Ce modèle est ainsi celui proposé pour l'océan liguro-piémontais ayant séparé au Jurassique et au Crétacé la marge européenne de l'Apulie. L'analyse des sédiments conduit à dater l'ouverture de l'océan alpin vers -165 Ma et la fin de son expansion vers -100 Ma. Si l'on suppose une faible vitesse d'expansion (entre 5 mm et 2 cm par an), la largeur de l'océan alpin n'a pas dû excéder quelques centaines de km.

Les complexes ophiolitiques alpins présentent cependant des différences en relation avec leur mise en place ultérieure dans la chaîne :

- certains comme celui du Chenaillet ne montrent aucun métamorphisme hormis un métamorphisme hydrothermal déterminé par l'hydratation initiale de la lithosphère lors de son histoire océanique ;
- d'autres, comme les ophiolites du Mont Viso montrent des transformations métamorphiques importantes selon des gradients HP-BT caractéristiques de la subduction.

Des témoignages océaniques sont également constitués par des massifs de **gabbros métamorphisés** et emballés dans des sédiments océaniques. C'est le cas par exemple dans le **Queyras**.

Les formations océaniques sont également représentées par des sédiments : une partie de ceux-ci sont les Schistes lustrés, métamorphisés et principalement constitués de calcschistes, (associant calcaires et pélites) et parfois de radiolarites. Une autre partie est représentée par des flyschs, peu ou pas métamorphiques, comme les Flysch à helminthoïdes.

ZOOM 1

Les massifs ophiolitiques alpins

Voir chapitre 14, zoom 3

L'existence d'un second domaine océanique : l'océan valaisan

Dans les Alpes centrales (fenêtre de l'Engadine), la zone valaisanne montre des séquences ophiolitiques associées à des sédiments océaniques. Ces observations ont conduit à postuler l'existence d'un second domaine océanique, l'**océan valaisan**. L'extension de celui-ci dans les Alpes occidentales a fait l'objet de discussions. Dans celles-ci, la zone valaisanne est représentée par une série volcano-sédimentaire avec des intercalations de filons de basaltes, et de microgabbros. Les basaltes sont de type MORB transitionnels. Ce magmatisme serait alors le témoignage d'une océanisation prolongeant l'océan valaisan reconnu dans les Alpes centrales. Dans cette hypothèse, la zone briançonnaise trouve bordée au Jurassique par deux domaines océaniques, à l'est et au sud par l'océan ligure, au nord-ouest par l'océan valaisan. Cette disposition fonde la dénomination sur les cartes de **microcontinent briançonnais**, d'affinité européenne mais séparé de la marge européenne par l'océan valaisan (figure 20.17).

b) Les marges de l'océan liguro-piémontais

L'identification de complexes ophiolitiques a conduit à formuler l'hypothèse de domaines océaniques dont on peut alors rechercher les marges, témoins de leur ouverture.

Une sédimentation marine de plate-forme continentale (figure 20.6)

Les zones dauphinoise et briançonnaise montrent une couverture sédimentaire mésozoïque qui atteste d'un dépôt sur une **marge continentale passive**. Elles se distinguent cependant nettement l'une de l'autre, traduisant des environnements de dépôts différents.

La couverture dauphinoise s'observe principalement dans les chaînes subalpines avec des formations jurassiques et crétacées de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Certains faciès correspondent à des dépôts de faible profondeur, à l'image du **faciès Urgonien** (Crétacé inférieur) à caractère de plateforme récifale. Leur épaisseur importante résulte alors d'un phénomène de subsidence affectant la marge passive.

La **couverture briançonnaise** est très différente, avec un Trias très épais et une série Jurassique-Crétacé d'épaisseur extrêmement réduite (100 m pour l'ensemble), avec un certain nombre de lacunes. Cette zone est interprétée comme une zone de faible profondeur localisée au niveau du microcontinent briançonnais. La sédimentation devient alors peu importante du fait d'une faible subsidence et de courants parcourant cette zone.

Plus à l'est, la sédimentation au Jurassique-Crétacé fait place aux **dépôts océaniques** argilo-calcaires de plus grande profondeur. Ces sédiments seront les futurs Schistes lustrés de la zone liguro-piémontaise venant chevaucher la zone briançonnaise après la collision.

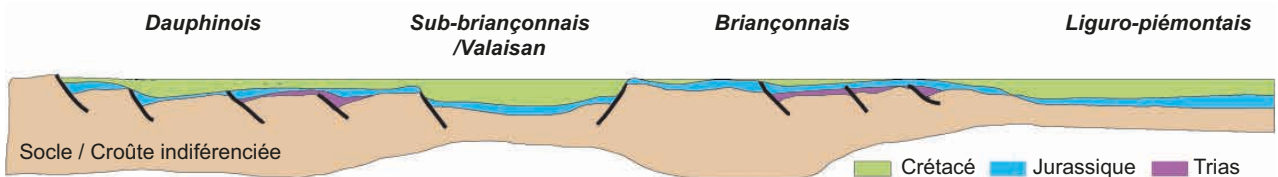


Figure 20.6 Sédimentation sur la marge européenne de l'océan alpin.

Une structure de marge passive en blocs basculés

Dans la zone dauphinoise, à la latitude du massif de l'Oisans-Pelvoux, s'observe une succession d'affleurements de massifs granitiques (massifs de Belledonne, du Taillefer, du Rochail et du Pelvoux) constituant des massifs élevés et séparés les uns des autres par des dépressions sédimentaires de couverture dauphinoise (figure 20.7a).

Le contact entre ces massifs magmatiques et les dépressions se fait par **failles**.

Le Col d'Ornon, situé entre les massifs du Taillefer et du Rochail constitue l'une de ces dépressions. Les observations conduisent à la coupe géologique suivante (figure 20.7b).

ZOOM 2

La structure de marge :
les blocs basculés

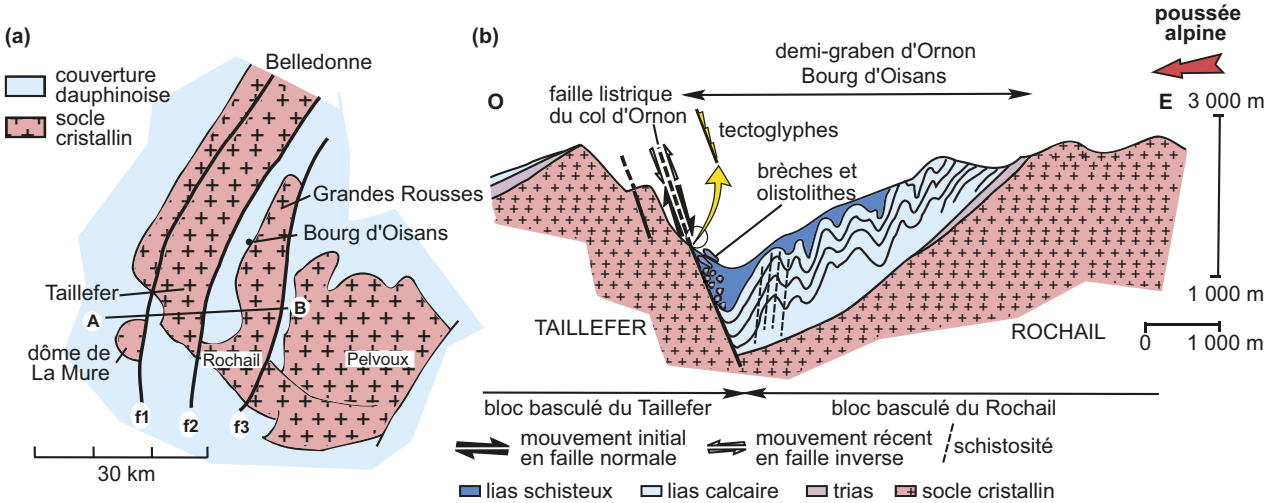


Figure 20.7 (a) Carte schématique localisant les blocs basculés dans les massifs cristallins externes ; **(b)** Schéma interprétatif des blocs basculés du Taillefer et du Rochail (col d'Ornon) selon la coupe indiquée.

Des tectoglyphes (stries et écailles) marquent la surface granito-gneissique du Taillefer, ce qui en fait un miroir de faille. La succession verticale des terrains dans la dépression montre principalement des terrains liasiques (Jurassique inférieur) marins. Ces terrains liasiques renferment des blocs bréchiques ou olistolithes (ce terme désigne des blocs resédimentés dans un matériel plus récent) d'âge triasique.

La structure d'ensemble est interprétée comme un **demi-graben**, résultant du lent basculement du bloc de droite le long de la faille et constituant un **bloc basculé**. La faille a alors fonctionné comme une faille normale dans un régime extensif. Le basculement s'accompagne de la sédimentation des couches liasiques. Les olistolithes sont interprétés comme des éboulements sous-marins au pied du paléo-relief généré par le basculement.

Le Trias s'observe au sommet des massifs granitiques : sa position permet de quantifier le rejet vertical de la faille, de l'ordre de 2 000 m et de reconstituer la structure avant érosion.

Un mouvement récent a entraîné le rejeu de la faille dans un mouvement inverse.

Cette structure est répétée à plusieurs reprises (figure 20.8) : les blocs basculés sont limités par des failles normales incurvées ou en cuillère (**failles listriques**) et constituent des demi-grabens engendrés par la rotation du bloc basculé sur la surface courbe de la faille. Ils relèvent donc d'une tectonique en extension affectant une croûte continentale. Ce processus de rifting est à l'origine d'une **marge continentale passive** bordant un domaine océanique. L'amincissement crustal s'accompagne d'une **subsidence** qui permet l'accumulation sédimentaire au cours de la rotation.

Le Trias est solidaire du socle et affecté par les failles : il s'agit de **dépôts anté-rift**. Les terrains compris entre le Lias et la limite du Jurassique supérieur (jMS) forment l'essentiel du remplissage des blocs basculés avec une géométrie caractéristique en éventail (forte épaisseur du côté de la faille bordière, là où est créé le plus d'espace disponible suite à la subsidence tectonique, faible épaisseur à l'opposé, vers le point de rotation du bloc, là où la subsidence est la plus faible). Contemporains du jeu vertical des failles, ces dépôts **sont syn-rift**.

Localement on retrouve en altitude des restes de terrains d'âge jurassique supérieur, non affectés par les failles et reposant en discordance sur le Jurassique moyen : ce sont des **dépôts post-rift**.

ZOOM 2
La structure de marge :
les blocs basculés

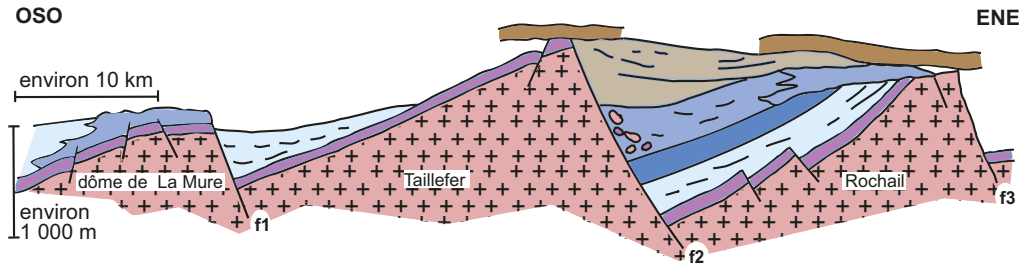


Figure 20.8 Coupe schématique des massifs cristallins externes et de leur couverture sédimentaire à la fin du Jurassique supérieur.

La tectonique en extension de cette région est donc achevée à cette époque qui marque la fin du rifting.

Au total, ce secteur continental a subi du Jurassique inférieur jusqu'au début du Jurassique supérieur, un **processus distensif de rifting** qui a conduit à la formation de l'**océan ligure**.

Dans le cas du bloc basculé du col d'Ornon, on note que les formations liasiques sont plissées. Par ailleurs des écaïlles observées sur le plan de faille attestent d'un jeu en faille inverse. Ces structures révèlent un épisode ultérieur de compression, lié à la collision, et qui a plissé les roches et fait rejouer les failles en sens inverse (on parle alors d'**inversion tectonique**).

3

Les marques de subductions océaniques et continentales

3.1 La distribution du métamorphisme alpin

La carte métamorphique des Alpes (figure 20.9) représente les faciès correspondant au pic métamorphique (pression - température les plus élevées) observés dans les différentes zones lors de l'orogénèse alpine. Les zones situées à l'ouest du chevauchement pennique ne montrent qu'un métamorphisme de faible degré (SGS : faciès des « subschistes verts », équivalent du faciès zéolite).

Le **métamorphisme des zones internes** affecte les formations océaniques liguro-piémontaises, ophiolites et sédiments associés (Schistes lustrés), mais s'observe aussi dans les formations continentales de la zone Briançonnaise, dont les massifs cristallins internes (Dora Maira, Grand Paradis, Mont Rose).

Le métamorphisme apparaît de **degré croissant** d'ouest en est, avec, le faciès des schistes verts, puis des schistes bleus et le faciès des éclogites.

Le faciès **UHP** (Ultra Haute Pression) est atteint au sein du massif de Dora Maira, attesté par la présence d'une forme de haute pression de la silice, la **coesite** (ou **coésite**). Le faciès UHP est également représenté au nord, dans la région de Zermatt (Lago di Cignana), par des microcristaux de **diamant** analysés au cœur de cristaux de grenat.

La distribution de ces faciès dans les formations initialement océaniques correspond à un **gradient haute pression - basse température** (de l'ordre de 10 °C par km), ce qui traduit un contexte de **subduction** avec un plongement des panneaux océaniques vers l'est. Les formations actuellement observées dans le Queyras (métagabbros et Schistes lustrés), de faciès schistes bleus, ont été entraînées à des profondeurs de l'ordre de 45 km alors que les ophiolites du Mont Viso portent les marques du faciès éclogites correspondant à une profondeur de l'ordre de 75 km (figure 20.9). Les cristaux de diamant ont été observés dans des sédiments océaniques, attestant d'un enfouissement d'unités océaniques à une profondeur de l'ordre de 120 km.

ZOOM 3

Le métamorphisme de subduction

ZOOM 3

Le métamorphisme de subduction

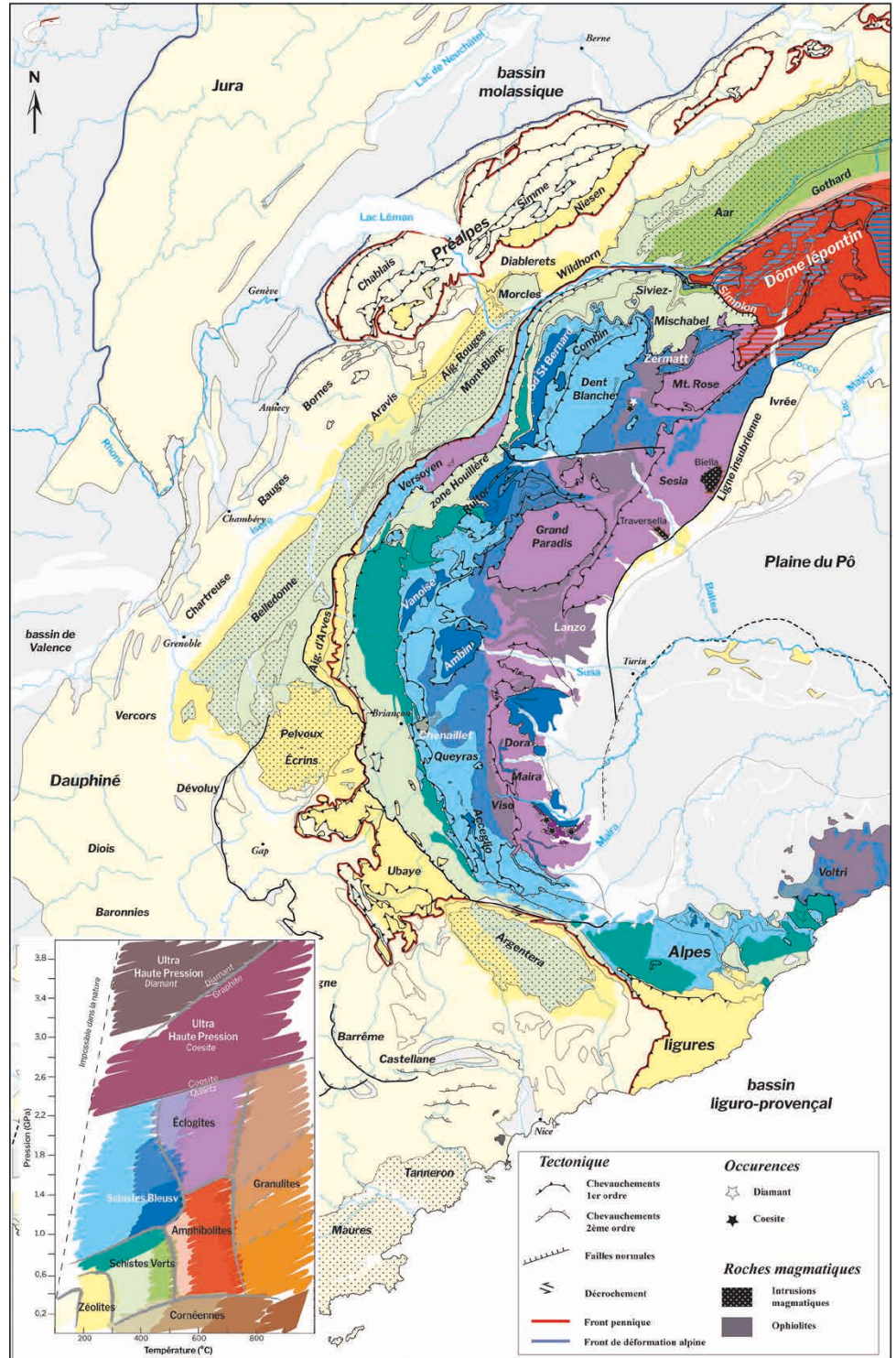


Figure 20.9 Extrait de la carte métamorphique des Alpes. (D'après Bousquet et al., 2012b/CCGM). Réalisation GeodynAlps.

L'observation de coesite dans les gneiss de Dora Maira, dont les protolithes sont continentaux, suggère un enfouissement de près de 90 km. Une partie du microcontinent Briançonnais a donc été, elle aussi, entraînée dans une subduction, alors qualifiée de subduction continentale.

3.2 Les évolutions métamorphiques : les chemins P-T-t

La carte métamorphique (figure 20.9) représente le **pic métamorphique** observé dans les différentes zones, c'est-à-dire les conditions maximales de pression et de température susceptibles d'avoir été atteintes par les protolithes dans les processus de subduction. Mais les roches échantillonnées en surface portent souvent les traces de **paragenèses successives**, les phases minérales du pic métamorphique étant alors déstabilisées et remplacées, partiellement ou totalement, par des phases de moindre profondeur. Cette évolution correspond à un **métamorphisme rétrograde**.

Voir chapitre 17

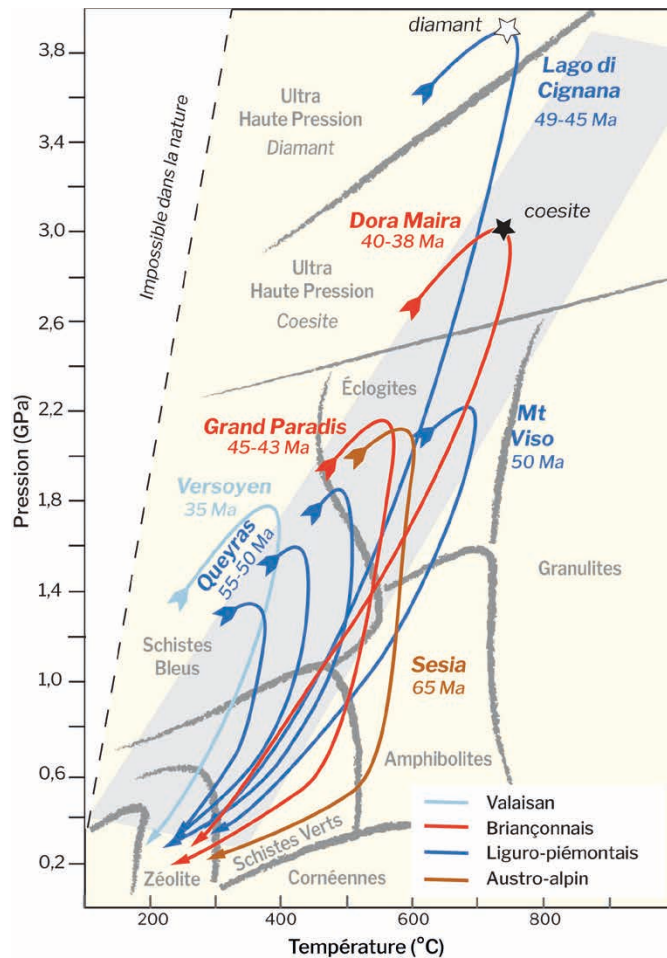


Figure 20.10 Profondeur d'enfouissement des différentes zones alpines (Valaisan (Versoyen), Briançonnais (Grand Paradis, Dora Maira), Liguro-piémontais (Queyras, mont Viso, Lago di Cignana), Austro-alpin (Sesia)) ; gradient métamorphique et chemins (P-T-t) des différentes zones.

Les traits gris indiquent les limites des différents faciès. La zone grisée recouvre la zone des pics métamorphiques. La pente des côtés de cette zone fournit une valeur du gradient métamorphique (entre 8 °C/km et 12 °C/km). (D'après Berger & Bousquet, 2008). Réalisation GeodynAlps.

Voir chapitre 17

La chronologie relative des paragenèses au sein d'une roche peut être établie de manière relative, par l'étude des relations géométriques entre les minéraux. L'identification de cette chronologie et la reconstitution des conditions P et T de chaque paragenèse permettent alors de dresser le **chemin P-T-t** parcouru par la roche.

Ce chemin P-T-t montre une évolution **prograde**, traduisant l'enfouissement jusqu'au pic métamorphique, suivi d'une évolution **rétrograde**, résultat de l'exhumation subie par les matériaux (figure 20.10).

Un chemin différent peut ainsi être tracé pour chaque zone, en fonction de la profondeur atteinte et les caractères de l'exhumation. Les chemins P-T-t doivent être clairement distingués du gradient métamorphique qui relie les pics métamorphiques identifiés dans les différentes zones.

La figure 20.10 montre ainsi les profondeurs maximales atteintes par différentes unités alpines avant leur exhumation vers la surface. Celle-ci a partiellement effacé les paragenèses acquises au pic métamorphique qui ne subsistent qu'à l'état de reliques.

3.3 Caractères, chronologie du métamorphisme et modèles de mise en place

Les informations acquises sur la chronologie du métamorphisme et sur conditions P et T de mise en place des roches fondent l'établissement de **modèles** reconstituant l'histoire. La figure 20.11 propose un modèle illustrant la succession des subductions et prenant en compte les datations des événements métamorphiques.

Le massif ophiolitique du Chenaillet ne montre aucun métamorphisme attestant d'un enfouissement : épargné par la subduction, il constitue une relique de plancher océanique chevauchant une croûte océanique dans un processus d'obduction. Ceci conduit à l'hypothèse d'une **subduction intra-océanique**, l'un des panneaux de lithosphère océanique restant alors en position chevauchante.

Les formations métamorphiques du Queyras, du Viso et de Dora Maira sont d'âge et de faciès différents (respectivement vers 50 à 55 Ma, 50 Ma et 40 Ma), ce qui soutient l'hypothèse de la **subduction de plusieurs panneaux successifs**, à des profondeurs croissantes, de nature d'abord **océanique** puis **continentale** (subduction des massifs cristallins internes).

Le raccourcissement ultérieur et le blocage lié à la subduction continentale déterminent l'exhumation des formations subduites qui se superposent alors en nappes séparées par des chevauchements. Leur ensemble constitue les unités accréteées, formant un **prisme d'accrétion crustal** entre les blocs européen et apulien.

L'unité de Sesia, de nature continentale, se rattache à la marge apulienne : elle montre cependant un métamorphisme de faciès éclogitique daté vers -65 Ma. Ceci la distingue de l'unité d'Ivrée non métamorphisée dans un faciès HP. C'est cette différence qui a justifié la distinction entre les deux zones, alors respectivement qualifiées dans les Alpes occidentales d'austro-alpine et de sud-alpine. Ceci conduit à considérer le bloc de Sesia comme une partie distale de la marge apulienne entraînée en profondeur en relation avec la subduction de l'océan ligurien.

Dans la **zone valaisanne**, s'observent également des roches métamorphiques de haute pression (1,7 Ga soit un enfouissement à une profondeur d'environ 50 km) venant s'enraciner sous la zone briançonnaise et appuyant l'hypothèse d'un domaine océanique disparu.

Au cours de l'orogénèse alpine, sont ainsi intervenues plusieurs subductions successives, impliquant des lambeaux de lithosphère océanique liguro-piémontaise et valaisanne et de lithosphère à croûte continentale amincie appartenant aux marges apulienne et européenne (figure 20.11).

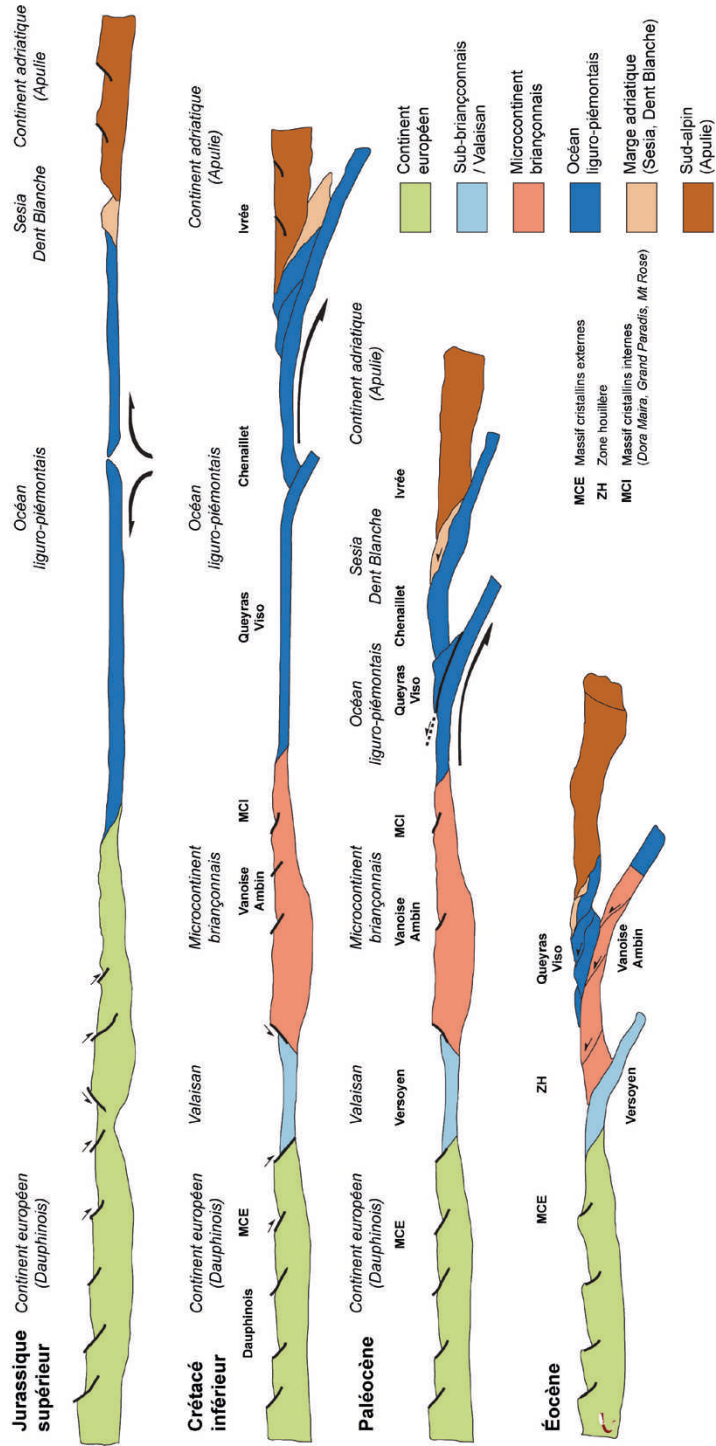


Figure 20.11 Modèle illustrant les divers processus de subduction au cours de l'orogénèse alpine).
(Réalisation GeodynAlps).

4 Les marques de la collision

La **collision** correspond à l'affrontement de deux domaines continentaux à la suite de la fermeture d'un domaine océanique et qui génère raccourcissement et épaissement. Ces derniers sont mis en évidence à l'échelle de la croûte et du manteau par le profil ECORS et les anomalies gravimétriques (figure 20.3). À ce titre, la chaîne alpine apparaît comme un **prisme orogénique** développé à l'échelle de toute la lithosphère et résultant du **sous-charriage** de la plaque européenne sous la plaque apulienne. Le front actuel du prisme correspond au chevauchement du Jura sur la Bresse.

La croûte est elle-même le siège de nombreuses déformations qui peuvent affecter le socle et la couverture. **Socle et couverture** désignent deux ensembles de roches, séparés par une **discordance** (figure 20.12) et qui se distinguent par leur nature et leur comportement mécanique. Dans les Alpes, on pourra considérer le **socle** comme l'ensemble des formations paléozoïques ou plus anciennes, qu'elles soient d'origine sédimentaire, magmatique ou métamorphique. La **couverture** correspond aux roches sédimentaires mésozoïques et cénozoïques.



Figure 20.12 Discordance de la couverture triasique sur le socle métamorphique varisque des Aiguilles Rouges (massif cristallin externe - sommet du Belvédère).
(Photo J.-F. Beaux).

4.1 Les marques du raccourcissement

Les objets tectoniques accommodant la collision sont divers : **plis**, **failles inverses**, **décrochements**, **charriages** et peuvent s'exprimer à différentes échelles.

Le raccourcissement est accommodé par de nombreuses **failles inverses** et des **chevauchements** (figure 20.13). Du fait du mouvement de la plaque européenne la plupart des chevauchements sont à vergence ouest (et à pendage est), à l'image du chevauchement pennique frontal qui sépare les zones externes et internes. Toutefois le serrage avec la plaque apulienne peut entraîner dans certaines zones un rétrocharriage : c'est par exemple le cas du Briançonnais rétrocharrié au sud sur les formations liguro-piémontaises (voir carte de Gap).

Une **nappe de charriage** (figure 20.14a) est constituée par un ensemble de terrains déplacés sur une distance plurikilométrique, l'**allochtone**, reposant sur un autre ensemble, l'**autochtone** ; ces deux formations étant à l'origine très éloignées. Le front de la nappe peut comporter des **klippes**, lambeaux séparés de la nappe mère par l'érosion. Des fenêtres ou des **demi-fenêtres** laissent affleurer l'autochtone. Sur une carte, une nappe est bordée par un trait noir épais, souvent accompagné de figurés triangulaires du côté de l'ensemble chevauchant (figure 20.14b).

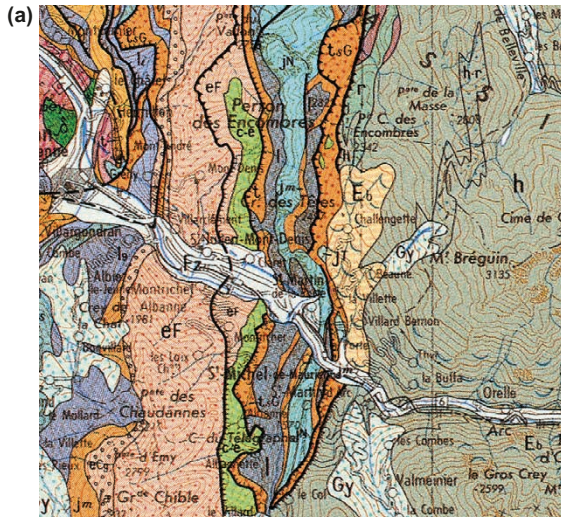


Figure 20.13 (a) Extrait de la carte d'Anney au 1/250 000 dans le secteur de la Croix des Têtes (© BRGM, 1979) ;

(b) Panorama du massif de la Croix des Têtes (Maurienne) : chevauchement pennique frontal et plissements dans les zones internes.

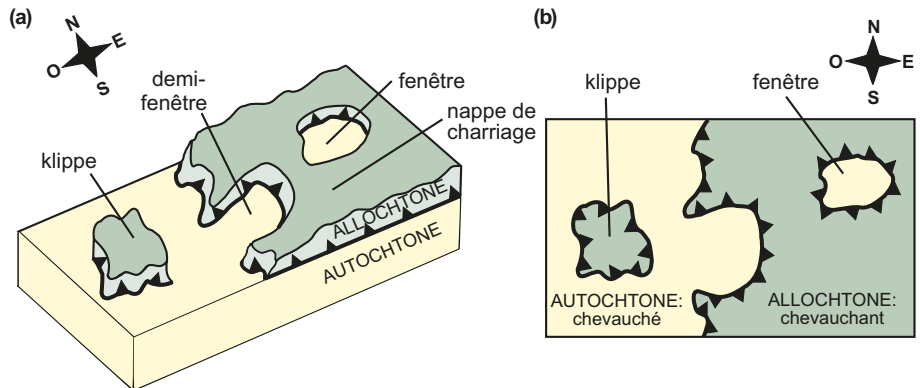
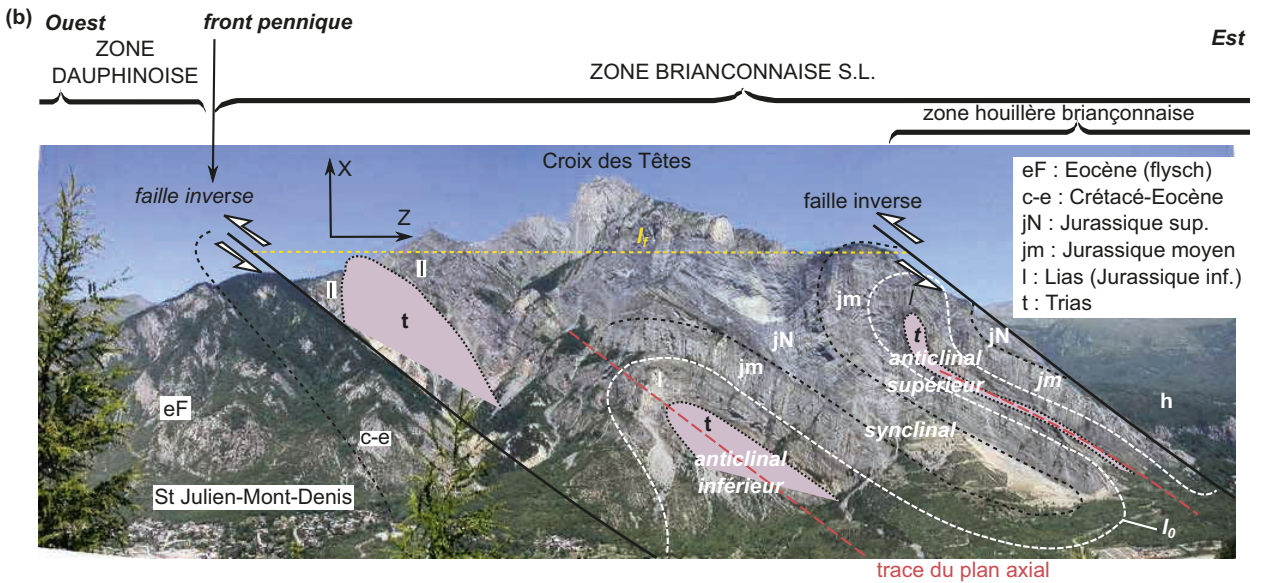


Figure 20.14 (a) Bloc-diagramme d'une nappe de charriage ; (b) représentation cartographique.

Certaines nappes sont particulièrement développées comme la nappe des **Flyschs à helminthoïdes** ou la nappe des **Schistes lustrés**. Les klippe sont parfois de faible extension (klippe de Sulens et des Annes, dans le massif des Bornes) mais correspondent aussi à des massifs spectaculaires (klippe de la Dent Blanche et du Cervin). Parmi les fenêtres, on peut citer celle de Barcelonnette dans l'Ubaye, faisant réapparaître l'autochtone au cœur de la nappe du Flysch à helminthoïdes, ou beaucoup plus vastes, dans les Alpes orientales les fenêtres de l'Engadine et des Tauern entaillant l'austro-alpin allochtone.

Les déformations s'expriment également par des plis de géométrie très diverse. Ceux-ci peuvent générer un relief conforme, comme dans le Jura, avec des anticlinaux constituant des monts et les synclinaux des vaux, ou un relief **inverse**, comme dans les chaînes subalpines, caractérisées par la présence de synclinaux perchés.

Voir ouvrage
de 1^{re} année,
chapitre 25

Dans la zone dauphinoise, la couverture est désolidarisée du socle du fait de la présence d'évaaporites d'âge triasique, qui fonctionnent comme une couche savon, propice au décollement (figure 20.15). Socle et couverture ont donc une évolution différente. Des niveaux triasiques développés permettent un **décollement** aisé et une distribution relativement large des structures déformées en avant de la chaîne, sous la poussée des zones internes, ce que l'on observe dans le **Jura**. Des niveaux plus rares n'autorisent pas cette propagation de la déformation : la couverture, s'empile alors au front de la chaîne en unités chevauchantes superposées, comme en Char treuse. Celles-ci viennent chevaucher l'avant-pays dans lequel sont accumulées des molasses.

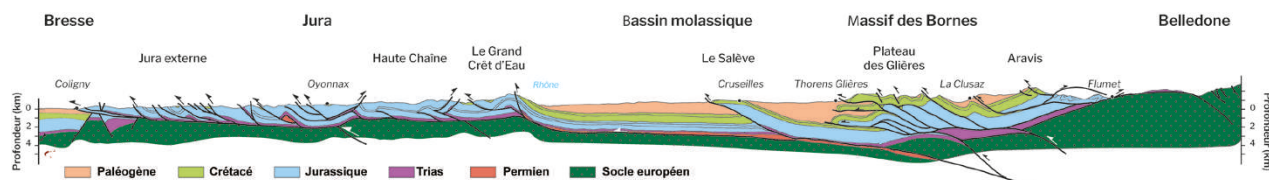


Figure 20.15 Déformation de la couverture au niveau de la zone dauphinoise et du Jura.
(D'après S. Guellec et al., 1990).

4.2 Le métamorphisme lié à la collision

À la limite nord-est de l'extrait de carte du métamorphisme (figure 20.9) et sur la carte de France au 1/1 000 000 s'observe une région marquée par un métamorphisme différent du métamorphisme de subduction. Cette région est le **dôme lépontin** limité au sud par la ligne insubrienne et constituée d'un ensemble très imbriqué d'unités de nature continentale et océanique issues des domaines briançonnais et valaisan. Ces unités ont pour certaines connu une histoire métamorphique préalable **HP-BT**, de type schistes bleus ou écolitique, ayant été enfouies par subduction, avant leur exhumation et leur empilement.

Du nord vers le sud du dôme, ce métamorphisme se développe selon un gradient allant des conditions du faciès schistes verts, à celui des amphibolites et jusqu'à atteindre les conditions de la fusion partielle avec la production de migmatites au contact de la ligne insubrienne.

Cette évolution traduit un métamorphisme **HT – MP**, de type **amphibolitique**, caractéristique des environnements de collision (encore appelé métamorphisme **barrovien**).

Ce métamorphisme s'exprime plus tardivement que le métamorphisme lié à la subduction : les premiers épisodes sont datés de l'oligocène (33 à 30 Ma) au sud et le réchauffement s'achève au nord au miocène (20 à 18 Ma).

4.3 La sédimentation associée à la collision

Le raccourcissement horizontal des structures est également accommodé par la surrection des zones en compression. Ceci se traduit aussi par une accélération de l'érosion, là où sont créés

des reliefs positifs, sources de produits détritiques, et une sédimentation de ces derniers dans les zones de reliefs négatifs.

L'une des principales zones d'accumulation est représentée par les **bassins molassiques** développés à l'avant de la chaîne alpine (bassin molassique suisse, séparant Alpes et Jura ; bassin molassique dauphinois). Ces bassins très subsidents ont accumulé des épaisseurs considérables, indiquées sur la carte au millionième. Ces bassins molassiques sont des **bassins flexuraux d'avant-pays** mis en place sur la lithosphère européenne. La subsidence est entretenue par la flexure de la lithosphère européenne que provoquent la collision et la surcharge de la plaque apulienne chevauchante.

ZOOM 4

Les structures liées à la collision

Les **molasses** sont des dépôts détritiques qui accompagnent en domaine continental l'orogénèse ; leurs faciès sont continentaux (fluviaux ou lacustres) ou marins peu profonds. Ces formations aux éléments souvent faiblement triés comportent des argiles, des sables, des conglomérats voire des calcaires. Elles se mettent en place tardivement dans l'histoire de la chaîne, une fois la résorption du domaine océanique achevée, soit en période de collision (Oligo-miocène).

Les formations détritiques liées à la collision sont également des **flyschs**. Un **flysch** désigne une série sédimentaire détritique montrant des dépôts cycliques de type turbidite. On les rencontre dans la zone externe, plus particulièrement en bordure de la zone briançonnaise, en position autochtone (flysch éocène des Aiguilles d'Arves par ex., [figure 20.13](#)) ou en position allochtone (nappes du Flysch à helminthoïdes d'âge Crétacé supérieur). Les formations de flysch ont enregistré les différentes étapes de progression des subductions de la marge apulienne en direction de la marge européenne et constituent des marqueurs sédimentaires de la convergence et de la résorption du domaine océanique au niveau de marges actives.

ZOOM 4

Les structures liées à la collision

Les Flyschs à helminthoïdes se seraient ainsi déposés au contact de la marge apulienne active lors de la résorption de l'océan alpin avant d'être charriés sur les domaines plus externes à la faveur de la collision. Le flysch éocène serait déposé ultérieurement en position plus externe dans un bassin flexural au front de la subduction continentale avant d'être à son tour déformé par la poursuite de la collision vers les zones externes. La sédimentation détritique se poursuit alors au front de la chaîne dans un bassin flexural subsident avec les molasses marines ou lacustres.

ZOOM 4

Les structures liées à la collision

4.4 Les déformations actuelles

Les Alpes sont toujours le siège d'une **tectonique active**. Celle-ci se marque par la poursuite de la surrection de quelques mm par an dans certaines zones de la chaîne (Jura et massifs externes) et par l'existence d'une activité sismique, notamment dans sa partie sud, avec des séismes qui restent en général de faible intensité.

Les mécanismes au foyer des séismes de la zone externe montrent qu'ils sont essentiellement associés à des chevauchements et à des décrochements. Cette zone est encore actuellement en compression.

Dans les zones internes, les séismes traduisent un régime en extension. C'est ainsi que divers secteurs du chevauchement pennique (ancien charriage majeur dans la chaîne) rejouent aujourd'hui en faille normale.

Selon les zones, la tectonique actuelle de l'arc alpin fait donc intervenir tous les régimes de déformation : **compressif**, **décrochant** et **extensif**. Cette distribution a reçu différentes hypothèses explicatives, invoquant pour certaines des réajustements d'origine gravitaire (avec un étalement du côté des zones internes), pour d'autres la dynamique des plaques en convergence à l'échelle de l'ensemble du bassin méditerranéen.

Remarque

Le magmatisme lié à l'orogénèse alpine

Les **phénomènes magmatiques** liés à l'orogénèse alpine sont peu importants et ne constituent pas, à la différence de l'orogénèse varisque, un trait majeur de l'histoire de la chaîne. Le chimisme, l'âge de mise en place et la localisation conduisent à distinguer trois ensembles de roches plutoniques et volcaniques :

- Des témoignages de **volcanisme andésitique** s'observent en galets dans des formations de flyschs ; leurs âges et leurs significations restent discutés.
- Des plutons dits **périadriatiques** (figures 20.2, 20.5 et 20.9) affleurent le long des lignes insubrienne (plutons de Traversella et Biella) et périadriatique, avec des types pétrographiques se rattachant à la **série calco-alkaline**, dont les âges sont compris entre 42 et 30 Ma. Ce magmatisme se situe ainsi à la transition entre subduction et collision : il est interprété comme le résultat d'une rupture du panneau plongeant en subduction, ce qui provoque une remontée asthénosphérique, et par suite une fusion partielle du manteau et de la croûte. La rareté apparente d'un magmatisme lié à la subduction pourrait s'expliquer par le blocage rapide de celle-ci lors de l'enfouissement des premières unités continentales (figure 20.11).
- Un seul pluton de **leucogranite**, d'origine crustale, s'observe : le granite de Novate dans les Alpes centrales, daté à 26-24 Ma. Il est ainsi plus récent que les plutons calco-alkalins et est daté de l'épisode de collision. Il apparaît cogénétique des migmatites du dôme lépontin (métamorphisme lié à la collision) et est issu d'une fusion dans la croûte épaissie du prisme orogénique.

ZOOM 1

Les massifs ophiolitiques alpins : exemple du massif du Chenaillet

Parmi les massifs ophiolitiques alpins, le massif du Chenaillet est devenu l'un des mieux connus et l'un des plus parcourus.

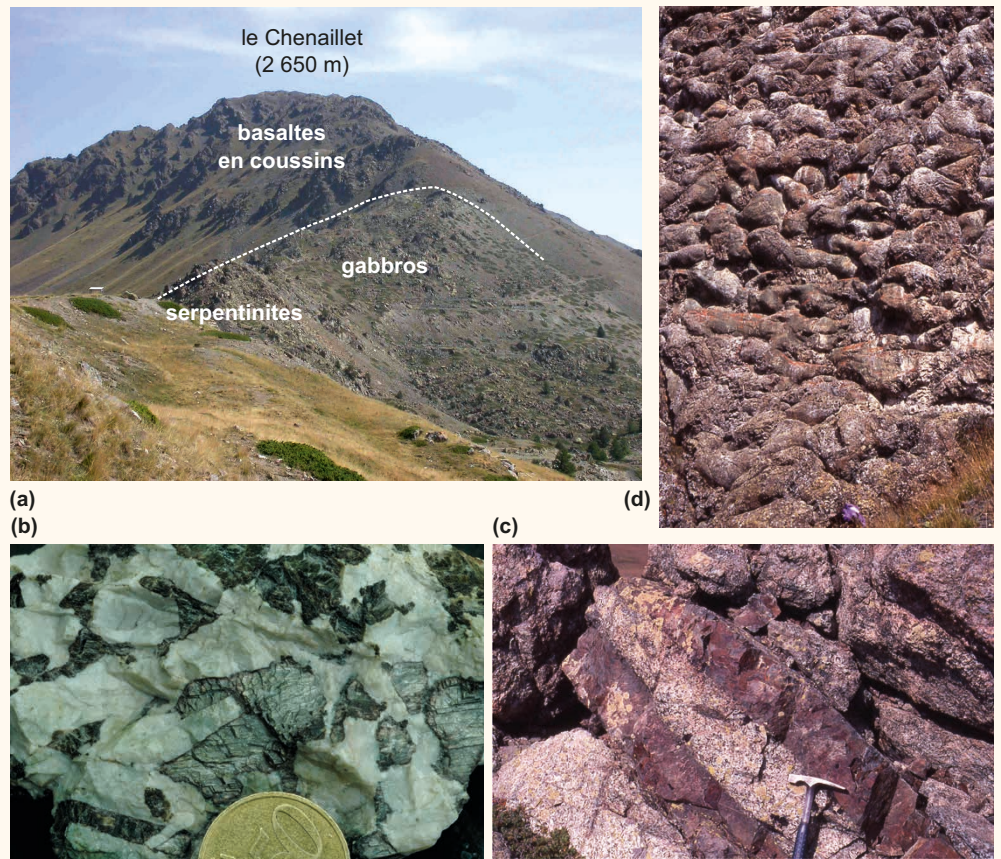
D'une altitude de 2 650 mètres, il expose entre la crête de la Replatte (2 300) et le sommet, les composants d'une série ophiolitique, **serpentinites**, **gabbros** et **basaltes** en coussins (pillow-lavas). (photo (a) et coupe). L'ensemble de cette série repose en contact anormal sur des formations sédimentaires crétacées déformées.

La surface supérieure des **serpentinites** peut apparaître fissurée, les fissures étant comblées de filons carbonatés clairs : ceci constitue des ophicalcites qui attestent d'une dénudation du manteau sur le fond océanique. D'autres ophicalcites sont de véritables brèches détritiques associant des blocs de serpentinites dans un ciment calcaire. Ces brèches tectoniques résultent du broyage des serpentinites le long de failles mises en jeu dans la dénudation du manteau.

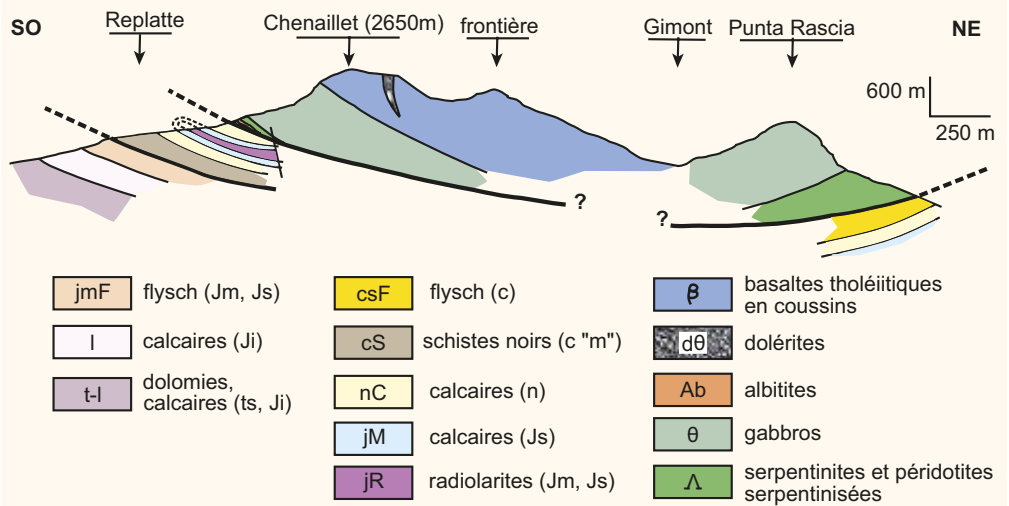
Les **gabbros** (photo (b)) sont des roches à texture grenue, souvent à gros grain et principalement constitués de plagioclases (cristaux blancs) et de pyroxènes (cristaux sombres). Ces cristaux de pyroxènes sont fréquemment entourés d'une auréole d'amphibole, minéral hydroxylé : cette transformation est la marque de l'**hydratation** de la croûte qui accompagne la mise en place de celle-ci (métamorphisme océanique dans le faciès des schistes verts). Ces gabbros peuvent montrer des déformations plastiques acquises lors de leur cristallisation.

Les gabbros sont localement recoupés par des **filons basaltiques** (photo c), dont les bords portent les marques d'un refroidissement. Ils correspondent à des injections de magmas dans des fissures au sein de gabbros déjà froids. Le sommet de la série est ensuite constitué par les **pillow-lavas** (photo (d)).

Les caractères de ce massif offrent ainsi une image de la lithosphère de l'océan alpin et apparentent celle-ci à une lithosphère de type **atlantique** : ce massif n'a pas été modifié par la subduction (pas de trace de métamorphisme de type HP) ou la collision : il s'est mis en place par obduction.



Le massif du Chenaillet : vue d'ensemble et roches observées.
(a) Vue d'ensemble ; **(b)** gabbros ; **(c)** deux filons de basaltes intrusifs dans des gabbros (zones plus claires) ; **(d)** basaltes en pillow-lavas.



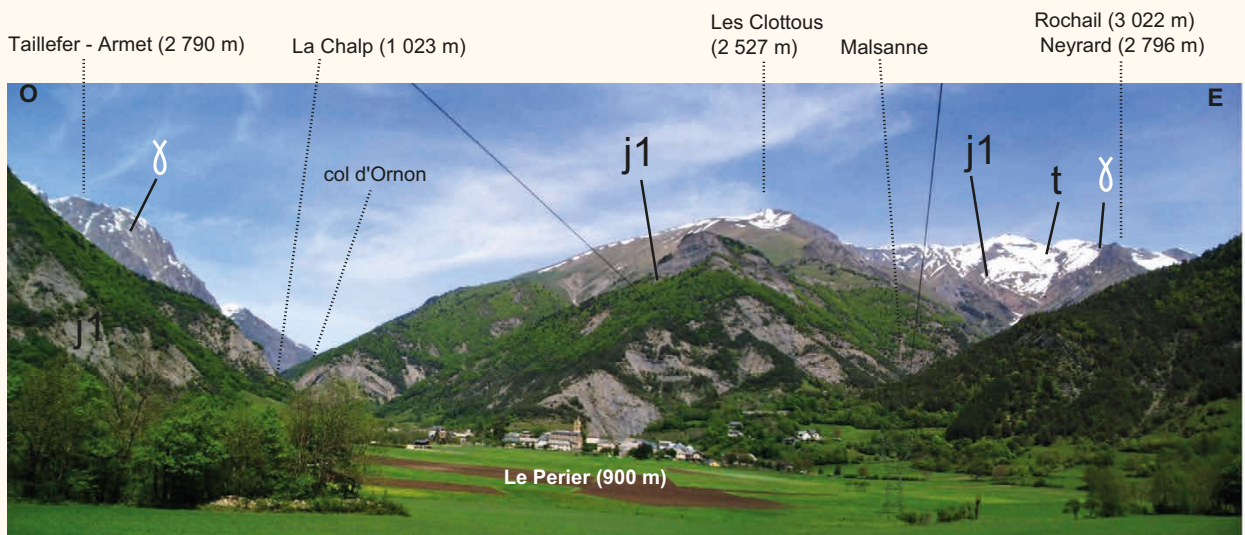
Coupe géologique au niveau du massif du Chenaillet.

D'autres massifs ophiolitiques s'observent dans la région, avec notamment le massif du **Mont Viso** (3 840 m). Celui-ci présente plusieurs unités ophiolitiques redressées et juxtaposées les unes aux autres par des contacts tectoniques. À la différence du Chenaillet, elles ont été métamorphosées dans le faciès des **éclogites** et ont donc été **subduites** à des profondeurs de l'ordre de 70 km avant leur exhumation.

ZOOM 2

La structure de marge ; les blocs basculés : exemple du bassin de Bourg d'Oisans

Le bassin de Bourg-d'Oisans est bordé à l'ouest par le massif du Taillefer et à l'est par le massif du Rochail.

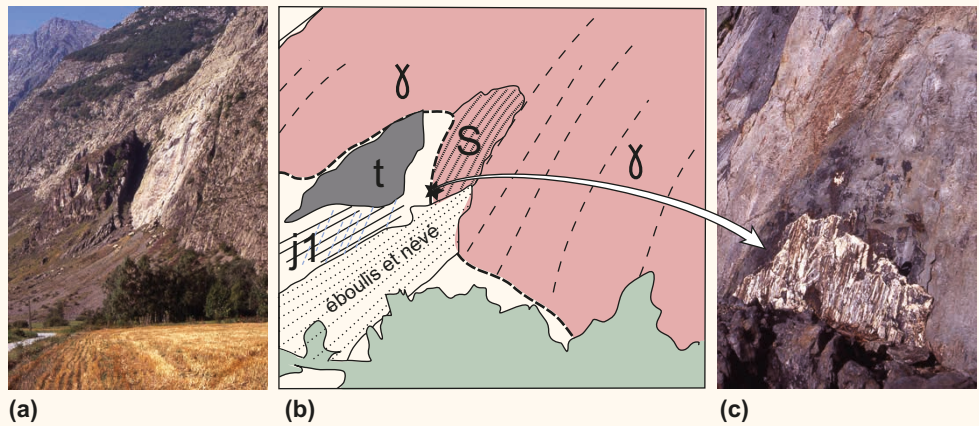


Vue générale depuis le village de Perier (versant Sud du col d'Ornon).

j1 : schistes liasiques (Jurassique inférieur) ; **t** : basaltes et dolomies du Trias ;
g : socle granito-gneissique paléozoïque.

Cette photo correspond à la coupe proposée dans la [figure 20.7](#). Le panorama d'ensemble, en direction du nord, montre que le massif du Taillefer (roches paléozoïques formant le socle) limite à l'ouest le secteur sédimentaire central par un versant très abrupt ; à l'est, on voit resurgir ce socle aux sommets appelés Rochail - Neyrard. Entre ces deux extrêmes, la série sédimentaire mésozoïque (Trias et Jurassique inférieur ou Lias) s'épaissit graduellement, de l'est où sa base triasique affleure autour de 2 800 m d'altitude vers l'ouest où c'est déjà le Lias qui affleure au fond du vallon de Malsanne soit autour de 1 000 m d'altitude. Cela signifie qu'aux abords du massif du Taillefer l'épaisseur cumulée de cette série, hors érosion, était d'au moins 2 000 m. La surface granitique (γ ; (b)) marquant le versant oriental du Taillefer présente des **tectoglyphes** qui lui donnent la signification d'un miroir de faille (surface S ; (a) et (b)). On observe notamment des stries et des écailles de calcite (c). Le **basculement du bloc** s'est effectué le long de cette faille

Au toit de la faille, des blocs triasiques de formes quelconques se trouvent au-dessus de bancs liasiques. Ce sont des olistolithes, produits d'éboulements sous-marins au pied du paléo-relief représenté ((a) et (b)) par la faille en basculement. Le rifting est ainsi post-triasique.



L'écaïlle de calcite (c) permet de déterminer le sens du mouvement : on observe que son rebord est vers le haut. Le compartiment manquant s'est donc déplacé vers le haut, ce qui traduit un mouvement en faille inverse après un fonctionnement en faille normale lors de l'épisode de rifting. Cette **inversion tectonique** signe le passage à un régime de compression qui explique aussi les plissements observés dans les formations liasiques.

ZOOM 3

Le métamorphisme de subduction

L'étude du métamorphisme de subduction peut être conduite sur des échantillons de la **séquence basique** (métabasaltés) échantillonnés dans les formations liguro-piémontaises des Schistes lustrés et des ophiolites.

L'analyse des paragenèses des différents échantillons permet de reconstituer les conditions de pression et de température des échantillons, et par suite les conditions des pics de pression et de température atteints, pour tracer ensuite le gradient métamorphique.

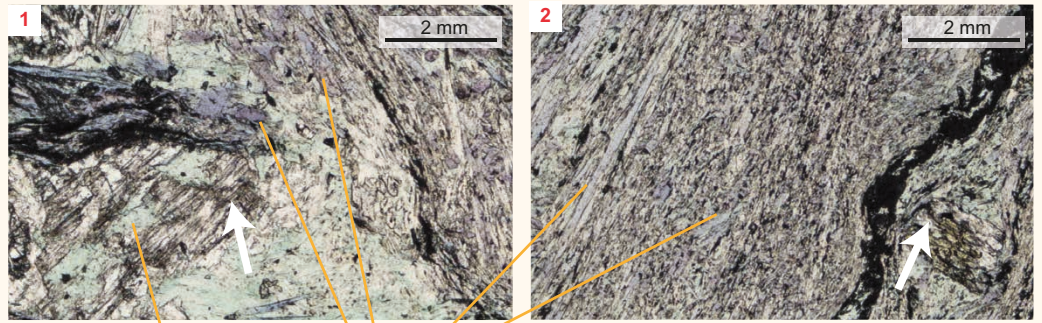
Caractéristiques de différents échantillons recueillis dans la région indiquée par la figure 1 ci-dessous. Les échantillons 1 à 4 se distribuent d'est en ouest, l'échantillon 4 correspondant au Mont Viso.

Échantillon 1 : nombreux cristaux d'amphibole bleue ou glaucophane et un cristal de lawsonite (flèche) partiellement remplacé par de la chlorite (vert pâle) : schiste bleu à lawsonite ayant subi une légère rétro-morphose.

Échantillon 2 : nombreux cristaux d'amphibole bleue ou glaucophane et un cristal de lawsonite (flèche) remplacé par l'épidote : roche rééquilibrée dans le faciès « schistes bleus à épidote » après l'avoir été dans le faciès « schistes bleus à lawsonite ».

Échantillon 3 : **3a** : très nombreux cristaux de glaucophane avec des cristaux d'épidote : schistes bleus à épidote ; **3b** : nombreux cristaux de glaucophane mais accompagnés de chlorite et d'albite, ce qui signe une légère rétro-morphose dans le faciès schistes verts.

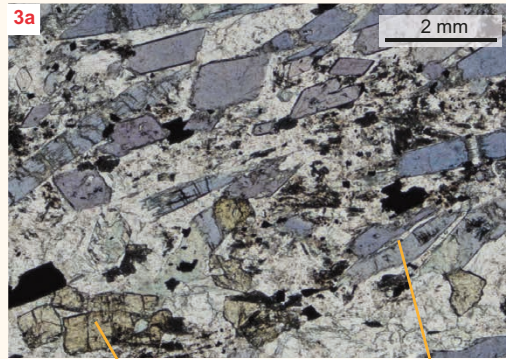
Échantillon 4 : grenats et pyroxènes de type omphacite : faciès éclogite. Des cristaux de glaucophane parsèment en outre la roche : leur alignement et leur disposition dans des zones où pyroxènes et grenats sont étirés (photo 4b) indiquent un lien fort avec la déformation et une cristallisation postérieure à la paragenèse éclogitique. Ces cristaux de glaucophane signent donc une rétro-morphose partielle de l'échantillon dans le faciès « schistes bleus ».



chlorite

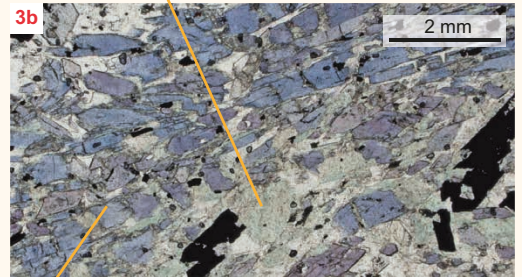
glaucophane

chlorite



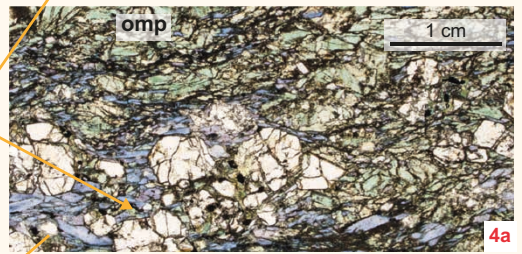
épidote

glaucophane

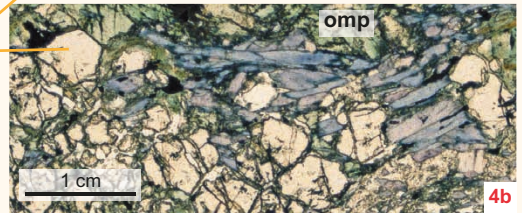


omp

1 cm



4a



4b

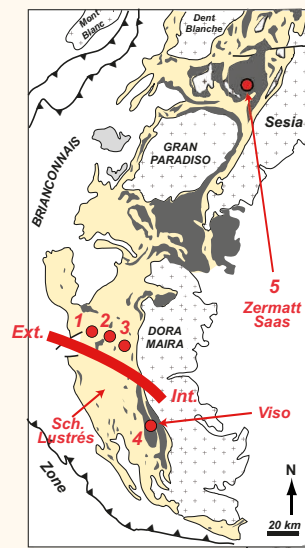


Fig. 1

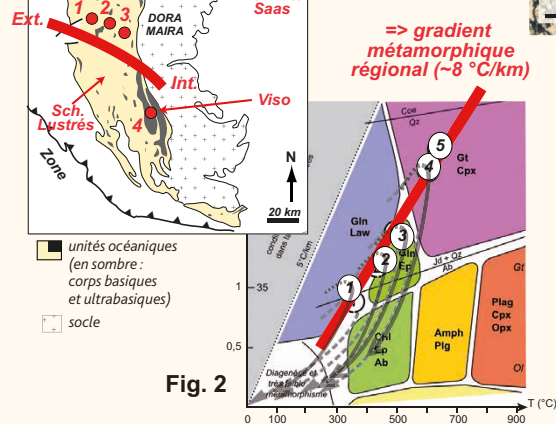
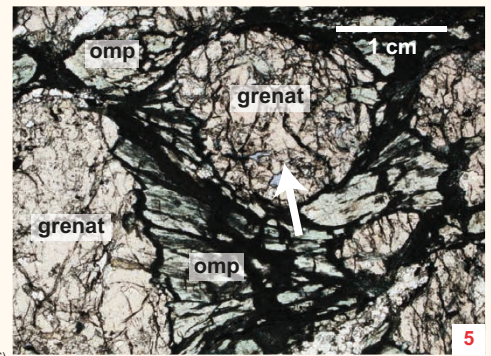


Fig. 2



5

(photos Ph. Agard)

L'**échantillon 5** provenant d'une unité comparable à celle du Mont Viso (échantillon 4) : l'unité de Zermatt-Saas en Suisse. Cet échantillon montre une paragenèse éclogitique équivalente à celle du Mont Viso mais mieux préservée : la rétro-morphose y est inexistante (pas de glaucophane interstitiel). On note même, par contraste, la présence de glaucophane à l'intérieur du grenat (flèche), suggérant que cette amphibole y a été piégée lors de la croissance du grenat : il s'agirait alors de glaucophane formée lors du trajet prograde de l'échantillon (passage dans le faciès des schistes bleus avant l'entrée dans celui des éclogites).

On peut donc replacer ces échantillons sur la grille des faciès (figure 2) : agencés d'ouest en est (pour ceux de 1 à 4), ils permettent de définir un gradient métamorphique régional de type « haute pression - basse température ». Le tracé de celui-ci serait affiné par la détermination plus précise des conditions P-T du pic métamorphique de chaque échantillon. Les résultats obtenus sur cet exemple livrent un gradient de l'ordre de 8 °C/km qui serait associé à un régime de **subduction**, ici assez froid.

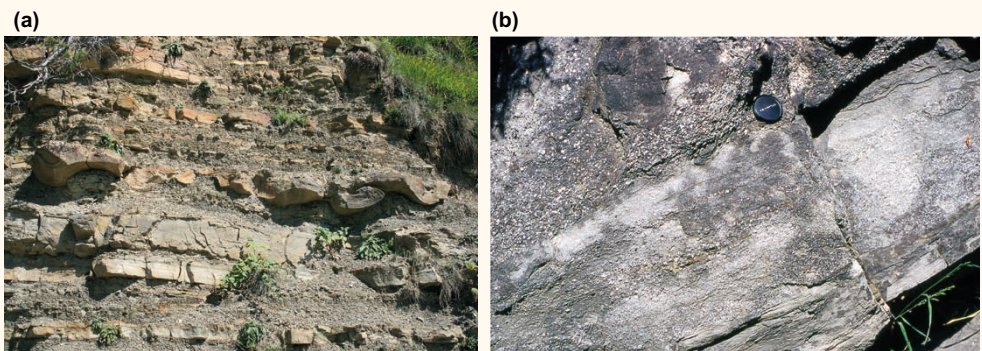
On distinguera bien l'établissement du **gradient métamorphique** de l'établissement d'un **chemin P-T-t** : celui-ci serait tracé pour un échantillon donné exprimant plusieurs paragenèses classées chronologiquement. On pourrait ici par exemple tracer des chemins pour chaque échantillon en prenant en compte le chemin prograde jusqu'au pic métamorphique puis les chemins rétrogrades mis en évidence par les rétro-morphoses.

ZOOM 4

Flyschs et molasses

Les **flyschs** sont des formations détritiques montrant des répétitions de bancs plus ou moins mis en relief du fait d'une érosion différentielle (a). Les niveaux saillants correspondent à des bancs gréseux alors que les niveaux en creux sont de nature argileuse. La sédimentation est **cyclique** avec des séquences superposées formées chacune d'une succession de bancs se distinguant par leur granulométrie : la base de chaque séquence est généralement représentée par un niveau grossier, mal trié. Celui-ci est surmonté de niveaux plus fins, pouvant montrer des laminations ou des rides. Le granoclassement vertical et les figures sédimentaires attestent de modifications hydrodynamiques. Ces séquences correspondent à des dépôts successifs de courants chargés de particules détritiques et parvenant dans un bassin sédimentaire. Ils constituent des **turbidites**, dont les séquences ont été définies par Bouma. Les flyschs alpins montrent des déformations qui attestent de la tectonisation des bassins après leur dépôt (b).

Voir ouvrage
de 1^{re} année,
chapitre 26, § 2.2



(a) Dépôts de flyschs montrent la cyclicité des séquences ; (b) Séquences montrant des granoclassements, tectonisées après leur dépôt.

Les **molasses** sont d'autres formations **détritiques** d'origine lacustre ou marine, déposées au front de la chaîne dans des **bassins d'avant-pays** et montrant de nombreuses figures sédimentaires en relation avec leurs conditions de dépôts, granoclassement, stratifications entrecroisées...

(a)



(b)



(a) Dépôts molassiques montrant des séquences cycliques, formées de niveaux sableux surmontés d'un fin dépôt argileux ; (b) Stratifications entrecroisées dans les molasses

La tectonisation progressive des zones internes vers les zones externes s'est accompagnée d'une migration des bassins vers les zones externes et du charriage et de la déformation des flyschs déposés aux différents stades de formation de la chaîne. Par exemple, la nappe des Flyschs à helminthoïdes, sédiments d'origine océanique, repose sur la zone dauphinoise mais aussi subsiste sous forme de klippe reposant sur des terrains briançonnais métamorphisés (figures 20.2 et 20.9) : elle a donc été charriée vers les zones externes passant au-dessus du Briançonnais exhumé.

Réviser

L'essentiel

La chaîne des Alpes franco-italo-suisse (Alpes occidentales) dessine un arc de la mer Méditerranée à la Suisse. Cet édifice structuré peut être subdivisé en **grands ensembles lithostructuraux** : les zones **externes** situées à l'ouest du **chevauchement pennique frontal** comprennent une couverture d'avant-pays localement déformée (Jura et bassin molassique) et la zone **dauphinoise**, représentée par les **chaînes subalpines** et les **massifs cristallins externes**. Ces zones se rattachent à la marge européenne. Les zones **internes**, à l'est du chevauchement pennique frontal, sont représentées par un ensemble de nappes constituant des **unités accrétées** sur la marge européenne qu'elles chevauchent. Celles-ci comprennent les formations continentales de la zone **briançonnaise** chevauchées par les formations océaniques **liguro-piémontaises** (ophiolites et Schistes lustrés). Les terrains briançonnais montrent des nappes de couverture paléozoïque et des nappes de socles formant notamment les **massifs cristallins internes**. Sous les nappes briançonnaises, au contact de la zone dauphinoise, s'observe la zone **valaisanne** interprétée comme le témoignage d'un autre domaine océanique. La position du briançonnais, entre deux ensembles océaniques fonde les reconstitutions paléogéographiques le considérant comme un **microcontinent**.

La plaque apulienne associe deux zones, les zones **austro-alpine** et **sud-alpine**. Celles-ci sont séparées par la **ligne périadriatique** marquant la soudure des deux zones dans un épisode précoce de l'orogénèse alpine. Cette plaque supérieure affleure très largement dans les Alpes orientales où elle chevauche les formations océaniques et européennes qui peuvent apparaître en fenêtres. Dans les Alpes occidentales, la marge apulienne apparaît peu, limitée aux blocs de Sesia et d'Ivrée, classiquement et respectivement qualifiés d'austro-alpin et de sud-alpin. Ces différents domaines (marges européenne et apulienne, domaines océaniques) ont pris naissance à la suite du morcellement de la Pangée au Permo-Trias et de la formation de l'océan liguro-piémontais (ou océan alpin) à partir du Jurassique moyen.

La reconstitution du domaine océanique est rendue possible par l'étude des **ophiolites** et l'identification de **blocs basculés**, témoins de **marge passive**. Les structures ophiolitiques révèlent une croûte de type atlantique mise en place par une dorsale lente. Les sédiments observés dans les blocs basculés permettent la datation du rifting (Jurassique inférieur et moyen). L'expansion océanique se poursuit jusqu'au début du Crétacé supérieur en accord avec les reconstitutions paléogéographiques fondées sur les anomalies magnétiques de l'océan Atlantique central dont l'histoire lui est étroitement couplée. Durant ce temps, la marge européenne subsidente, du moins dans sa partie dauphinoise, accumule une épaisse série marno-calcaire qui constituera plus tard les massifs subalpins.

La résorption ultérieure des domaines océaniques par **subduction** peut être reconstituée par l'analyse des **évolutions sédimentaires** (dépôts des flyschs) et du **métamorphisme** des zones liguro-piémontaise, briançonnaise et valaisanne avec l'établissement de **gradient métamorphique** et de **chemins (P-T-t)**. Il révèle l'implication de différents épisodes de **subduction** entraînant à des âges différents lithosphère océanique et continentale à des profondeurs notables (de 60 à 100 km) avant leur exhumation.

La subduction s'initie en domaine océanique dans lequel se déposent les sédiments détritiques qui donneront les flyschs à helminthoïdes ultérieurement charriés sur la marge européenne. En relation avec la subduction se produit l'enfouissement du **bloc de Sesia**, partie de la marge apulienne, enfouissement attesté par la présence d'éclogites continentales. La subduction de l'**océan liguro-piémontais** se poursuit (éclogites du Viso, schistes bleus du Queyras et diamant du Lago di Cignana) avant qu'elle ne devienne **continentale** avec l'enfouissement du **briançonnais** (coesite de Dora Maira). L'**océan valaisan** est résorbé (éclogites du Versoyen). Une subduction continentale affecte alors la marge distale européenne, ce qui est attesté par les roches métamorphiques HP observées en reliques dans le **dôme lépontin**. Cette zone est ensuite reprise dans un métamorphisme de haute température de type **barrovien** qui signe la collision.

Les subductions successives conduisent ainsi à l'affrontement des deux blocs continentaux européen et apulien (collision), provoquant le **raccourcissement** et l'**épaississement** de la croûte, accommodé par des déformations (plis, chevauchements, charriages). Les formations sédimentaires détritiques (**flyschs** et **molasses**), issus de l'érosion des reliefs, se déposent dans des bassins de plus en plus externes et enregistrent la progression des déformations.

La structure actuelle de la chaîne est ainsi le résultat d'une succession de **prismes orogéniques diachrones** développés à l'échelle lithosphérique. L'intégration des différentes informations permet de reconstituer les grandes étapes de l'histoire géodynamique de la chaîne où l'on peut reconnaître trois grandes étapes : **ouvertures** mettant en place des domaines océaniques, fermeture consécutive à des **subductions** et à la **collision** entre les marges européenne et apulienne, celle-ci n'apparaissant nettement que dans les Alpes centrales et orientales.

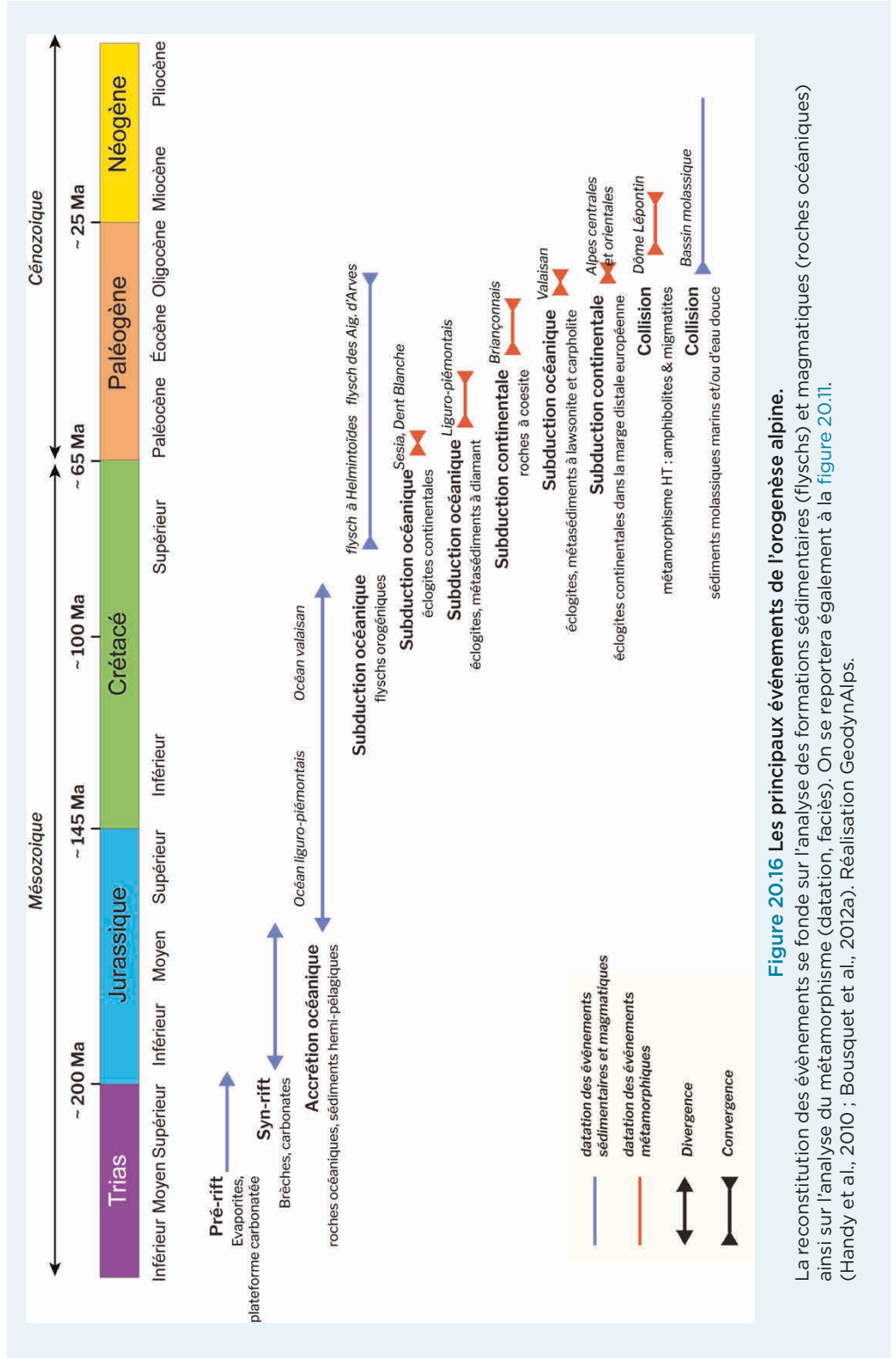


Figure 20.16 Les principaux événements de l'orogénèse alpine.

La reconstitution des événements se fonde sur l'analyse des formations sédimentaires (flyschs) et magmatiques (roches océaniques) ainsi sur l'analyse du métamorphisme (datation, faciès). On se reportera également à la figure 20.11. (Handy et al., 2010 ; Bousquet et al., 2012a). Réalisation GeodynAlps.

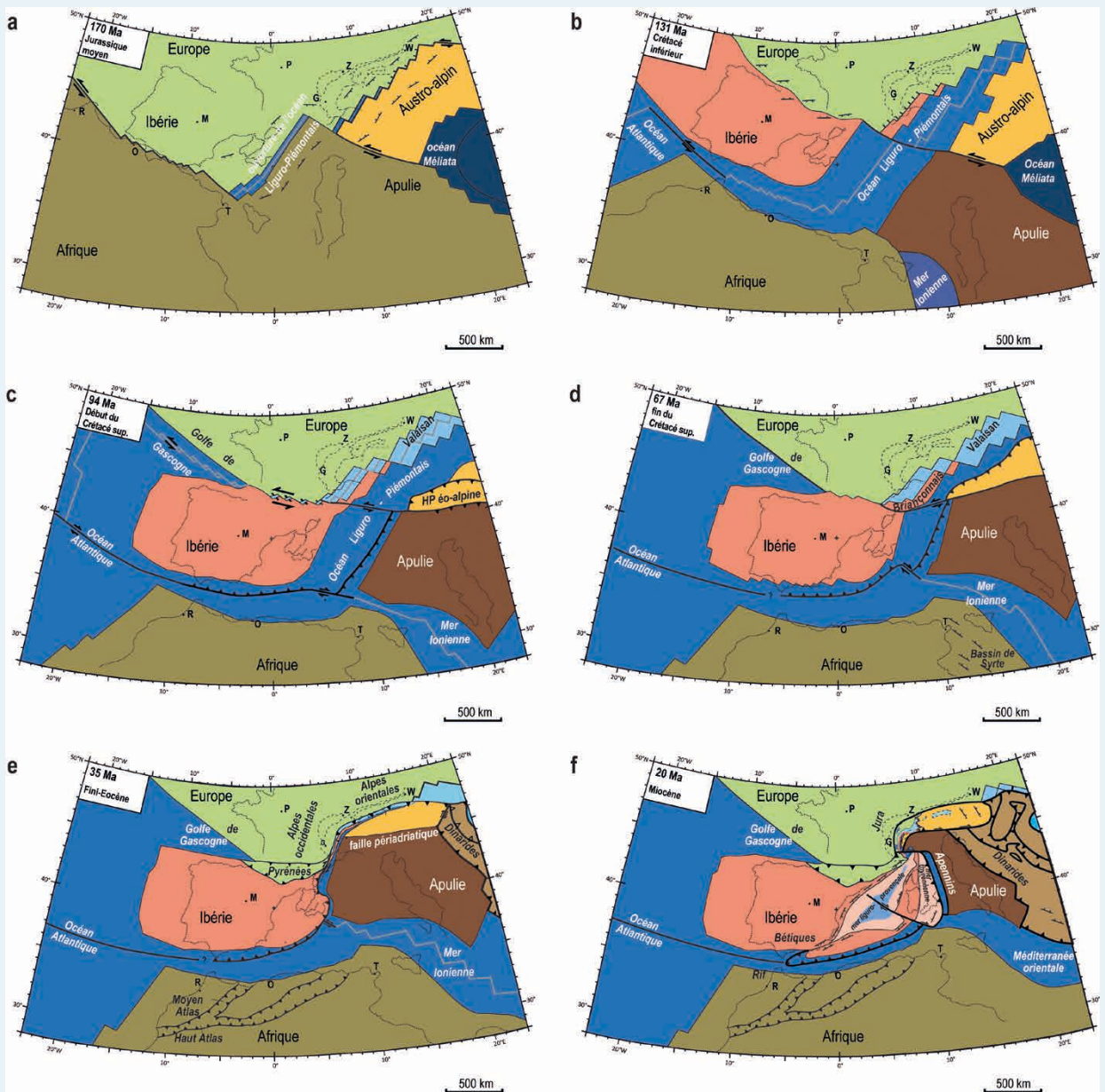


Figure 20.17 Évolutions paléogéographiques et géodynamique de la chaîne alpine.

(a) et (b) ouverture de l'océan liguro-piémontais ; (c) ouverture de l'océan valaisien, subduction de l'océan Méliata (phase précoce de l'orogénèse alpine) et formation de l'ensemble austro-alpin - sud-alpin (Apulie) ; (d) subduction de l'océan liguro-piémontais ; (e) subduction des domaines océaniques et du Briançonnais ; f : collision. On se reportera également aux figures 20.11 et figure 20.16. (Handy et al., 2010 ; Bousquet et al., 2012a). Réalisation GeodynAlps.

S'entraîner

QCM de connaissances

- 1 À propos de la structure de l'édifice alpin :
 - a. La zone dauphinoise est la zone interne des Alpes.
 - b. Les massifs cristallins internes correspondent à la marge apulienne.
 - c. La zone liguro-piémontaise chevauche la zone Briançonnaise.
 - d. Les formations liguro-piémontaises sont les seules formations océaniques.
 - e. La zone austro-alpine chevauche les formations liguro-piémontaises.
- 2 À propos du métamorphisme alpin :
 - a. Les Alpes occidentales montrent un métamorphisme alpin caractéristique de la collision.
 - b. Le métamorphisme alpin n'affecte que les formations liguro-piémontaises.
 - c. Le métamorphisme alpin atteste d'une subduction européenne d'ouest en est.
 - d. le métamorphisme alpin n'affecte que des terrains de la marge européenne.
 - e. L'exhumation est sans influence sur les transformations minérales.

QCM à partir de documents

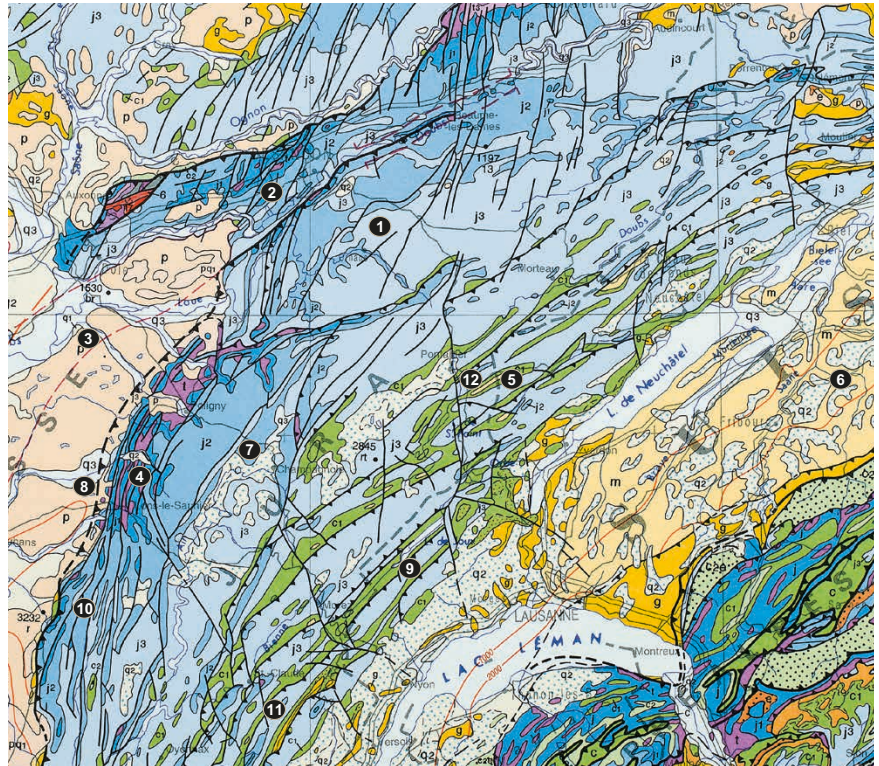


Figure 20.18 Extrait de la carte de France au millionième : parties septentrionale et méridionale du Jura. (© BRGM, 2003). Les numéros seront discutés dans le corrigé.

À propos du Jura :

- a. Le Jura est séparé des Alpes par le bassin molassique.
- b. De nombreuses structures du Jura sont déversées vers le sud-est.
- c. Le Jura montre une phase plissement post-oligocène.
- d. Le contact du Jura sur la Bresse est une faille normale révélant le rifting.
- e. Le Jura est en position d'avant-pays par rapport aux Alpes.