

Chapitre 21

Étude de quelques grands ensembles structuraux français

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Délimitation des ensembles structuraux de la France métropolitaine
- 2 Les massifs anciens
- 3 Les bassins sédimentaires
- 4 Les chaînes alpines
- 5 Quelques provinces volcaniques de métropole et d'outre-mer

INTRODUCTION

L'étude, en première année, de la **carte géologique de la France métropolitaine au millionième** a permis de présenter succinctement les grands ensembles structuraux de la France métropolitaine : massifs anciens, bassins sédimentaires, chaînes de montagnes récentes.

Voir ouvrage de 1^{re} année, TP 17

➔ **Quelles caractéristiques permettent de définir chacun de ces ensembles structuraux ?**

Les territoires ultra-marins français sont géographiquement et géologiquement diversifiés.

En se limitant aux cas de la Guadeloupe, de la Martinique et de la Réunion, quels sont les contextes géologiques de l'édification des îles océaniques françaises ?

1 Délimitation des ensembles structuraux de la France métropolitaine

La structure générale de la France métropolitaine (figure 21.1) se caractérise par cinq types d'ensembles structuraux : Cette structure générale est également représentée dans le cartouche « cycle alpin » situé à droite de la carte de France au millionième.

- les **massifs varisques et cadomiens**, témoins d'orogénèses ancienne (orogénèse cadomienne – 670-540 Ma, **orogénèse varisque ou hercynienne** – 410-295 Ma) : les principaux sont le Massif armoricain, le Massif central, les Vosges, l'Ardenne. On trouve par ailleurs dans le Massif armoricain, les traces discrètes d'une orogénèse très ancienne, **l'orogénèse icartienne** (2 100-1 800 Ma) ;
- les **chaînes pyrénéenne et alpine**, et leur avant-pays : ce sont des « chaînes récentes », édifiées au Cénozoïque ;

- des **bassins sédimentaires méso-cénozoïques intracratoniques** : bassins aquitain et parisien ;
- des **rifts continentaux** : les plus récents, édifiés au Cénozoïque sont le fossé du Rhin (ou fossé rhénan), le fossé de la Bresse, les Limagnes du Massif central ;
- les **provinces volcaniques cénozoïques** du Massif central (Cantal, Monts Dore, Chaîne des Puys).

Les données géophysiques montrent que les massifs anciens sont en fait les parties portées à l’affleurement d’un vaste ensemble continu, structuré pendant l’orogénèse varisque, constituant le **socle** des bassins parisien et aquitain et des rifts péri-alpins. Cette continuité est reconstituée (par ablation des terrains sédimentaires méso-cénozoïques) dans le cartouche « cycle varisque » de la carte de France.

Les limites géographiques actuelles de ces massifs ne sont pas de nature tectonique, comme celles des Alpes ou des rifts péri-alpins mais correspondent à des limites d’érosion des couvertures sédimentaires.

Le socle varisque et une partie de sa couverture sédimentaire méso-cénozoïque ont été par ailleurs remobilisés (déformations tectoniques, métamorphisme) lors de la formation des **chaînes pyrénéenne et alpine** : les terrains varisques y constituent les « noyaux ante-triasiques » signalés dans la légende de la [figure 21.1](#).

Le socle du territoire métropolitain est donc essentiellement constitué de terrains varisques.

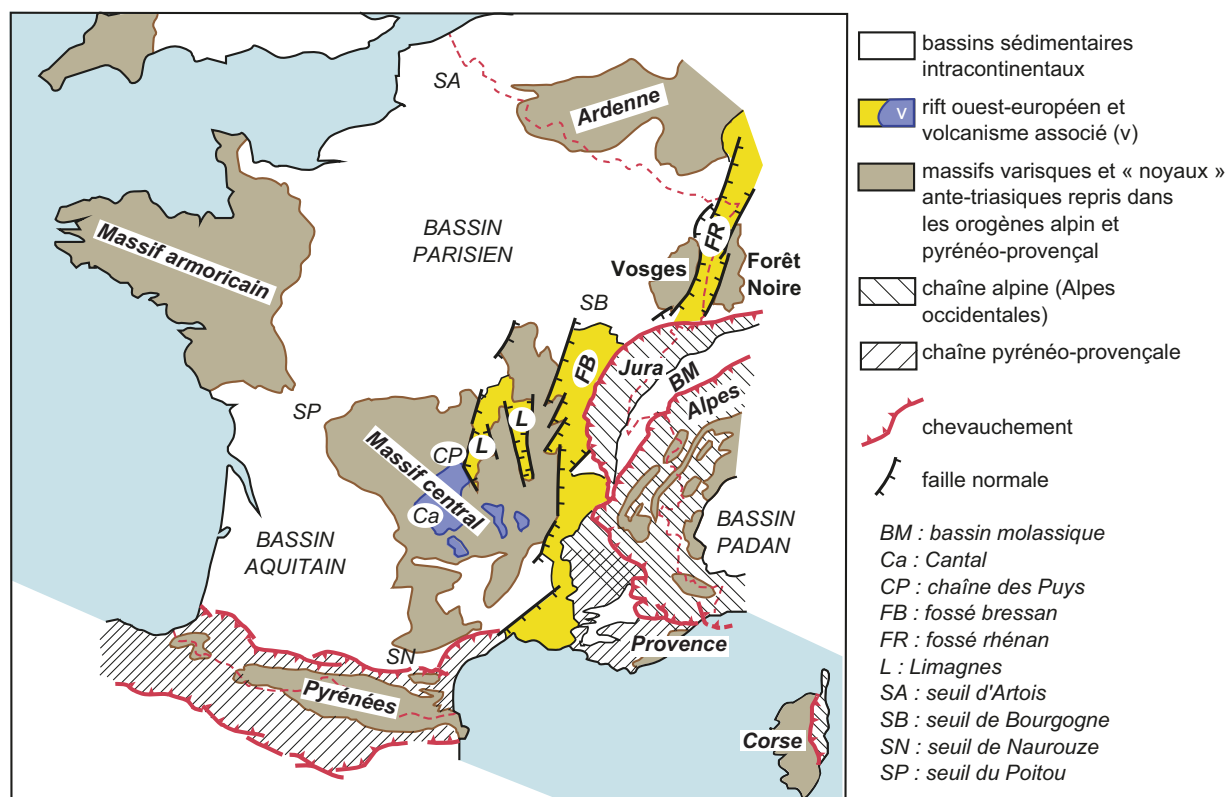


Figure 21.1 Les grands ensembles géologiques de la France métropolitaine
BM : bassin molassique, C : Cantal, CP : Chaîne des Puys, FB : fossé bressan, FR : fossé rhénan, L : Limagnes.

2

Les massifs anciens

Les massifs varisques sont des massifs anciens aux reliefs modestes mais d'altitudes assez contrastées (tableau 21.1).

Ces altitudes modérées des massifs anciens s'expliquent par leur pénéplation, au Permien, et par le réajustement isostatique qui a suivi. Cependant, ces deux phénomènes n'expliquent pas à eux seuls les altitudes actuelles, assez hétérogènes :

- les massifs anciens ont subi le contrecoup des orogénèses cénozoïques (pyrénéenne et alpine), et plusieurs épisodes de surrection et d'aplanissement. Par exemple, la dernière surrection (plusieurs dizaines de m.) est d'âge quaternaire pour le Massif armoricain ;
- les altitudes plus élevées du Massif central et des Vosges sont liées aux mouvements relatifs liés à l'extension oligocène responsable de la formation des Limagnes et du fossé rhénan et aux reliefs volcaniques récents, pour le Massif central.

Tableau 21.1 Altitudes des massifs anciens.

Massif	Point culminant
Massif armoricain	416 m (Mont des Avaloirs)
Massif ardennais (Ardenne)	694 m (Signal de Botrange)
Massif vosgien (Vosges)	1 424 m (Grand Ballon)
Massif central	1 886 m (Puy de Sancy)

Voir TP 13, un exemple de massif ancien

Les roches magmatiques (essentiellement des granitoïdes) et métamorphiques y sont abondantes sauf en Ardenne, exclusivement constituée de terrains sédimentaires paléozoïques, localement affectés par un métamorphisme de faible degré.

Les objets géologiques visibles à l'affleurement, bien que différents de ceux observés dans les Alpes, montrent que la chaîne varisque a les attributs d'une chaîne de subduction - collision :

- Des **témoins d'une subduction** : localement, des metabasites du faciès des **éclogites** indiquent un métamorphisme HP-BT, typique d'une paléosubduction de matériel océanique.
- Des témoins de **domaines océaniques disparus** : le complexe leptyno-amphibolitique est un ensemble de roches métamorphiques (assemblages de gneiss appelés leptynites et de metabasites du faciès des amphibolites) représentatives d'une ancienne lithosphère océanique. Elles sont considérées comme une suture ophiolitique.
- Des **témoins d'une collision** :
 - des **indices tectoniques d'épaississement et de raccourcissement** : plis, chevauchements (et décrochements), d'âges varisques, sont abondants et de grande ampleur (échelle crustale) ;
 - un métamorphisme du faciès des amphibolites et un plutonisme granitique fréquemment rattaché à l'**anatexis** ;
 - des indices de l'**extension tardi-orogénique** : la phase de raccourcissement et d'épaississement collisionnelle a été suivie d'une phase d'extension, correspondant au démantèlement de la chaîne et liée à la formation d'un grand nombre de bassins houillers français. On en connaît une soixantaine en France (dont par exemple, le bassin d'Alès, de Saint-Etienne), tous formés au Carbonifère.

L'orogénèse varisque participe à un événement géologique mondial qui est la formation d'un super-continent, la **Pangée**. Au-delà du socle métropolitain, cette orogénèse a contribué à structurer l'essentiel du socle européen.

Voir chapitre 17, zoom 1

3 Les bassins sédimentaires

Un bassin sédimentaire est une dépression à fond peu accidenté où s'accumulent sur une épaisseur conséquente, des sédiments qui par diagenèse forment des roches sédimentaires.

Les marges passives du pourtour métropolitain sont des bassins sédimentaires, mais nous n'envisageons ici que les **bassins sédimentaires méso-cénozoïques émergés**.

Par-delà leur unité, ces bassins présentent des variations dans leur morphologie, l'épaisseur du remplissage, les modalités de la subsidence, le contexte géodynamique et les ressources qu'ils recèlent. L'ensemble de ces caractéristiques est résumé dans le [tableau 21.2](#).

La reconstitution des modalités de la **subsidence** est parfois complexe car trois facteurs peuvent contrôler celle-ci : la **tectonique**, l'état **thermique** de la lithosphère et la **charge sédimentaire**.

La subsidence tectonique peut être initiée par une distension de la croûte continentale, comme cela se produit au Permien pour le bassin de Paris, au Jurassique pour le Bassin aquitain avec l'ouverture du golfe de Gascogne ou à l'Oligocène pour le fossé rhénan.

La distension crustale entraîne généralement une modification de l'équilibre thermique de la lithosphère : la subsidence tectonique est suivie d'une subsidence thermique liée au refroidissement qui accompagne le retour à l'équilibre isostatique.

La subsidence tectonique peut aussi être liée à une flexure lithosphérique dans le cadre de la convergence. Elle est ainsi particulièrement marquée dans les bassins flexuraux : bassin molassique suisse lié à l'orogénèse alpine, portion sud du Bassin aquitain liée à l'orogénèse pyrénéenne.

La tectonique pyrénéenne et alpine a ensuite affecté les bassins parisien et aquitain, générant des déformations plus ou marquées (déformations de grandes longueurs d'onde ou parfois plus localisées).

Voir chapitre 20, § 4

Tableau 21.2 Caractéristiques des bassins sédimentaires méso-cénozoïques de France métropolitaine.

	Bassin parisien	Bassin aquitain	Bassin molassique suisse	Bassins péri-alpins (Limagnes, fossé rhénan, bassin Sud-Est)
Épaisseur maximale des sédiments	> 3 000 m	Jusqu'à 11 000 m (au sud, au niveau du front pyrénéen)	> 5 000 m (au niveau du front alpin)	Variable (2 500 m dans le fossé rhénan à 11 000 m dans le bassin du Sud-Est)
Contexte géodynamique de formation du bassin	Position intraplaque, mer épicontinentale	Divergence puis convergence (orogénèse pyrénéenne)	Convergence (orogénèse alpine)	Divergence (extension oligocène de l'Ouest-européen).
Importance de la subsidence (tectonique, thermique, liée à la charge sédimentaire)				
tectonique	++	+++ (au sud)	+++	++
thermique	++	+	-	++
liée à la charge sédimentaire	+	+	-	+

4 Les chaînes alpines

Deux chaînes de montagnes récentes autres que les **Alpes** peuvent être repérées sur le territoire métropolitain.

- Le **Jura** constitue la **partie la plus externe de l'édifice alpin**. Sous l'influence de la poussée alpine, transmise par le bassin molassique, la couverture mésozoïque (essentiellement datée

Voir chapitre 20,
exercice de fin

du Jurassique) s'est décollée au niveau du Trias salifère (couche savon) et s'est déformée (failles et plis, en relief conforme du fait de l'homogénéité lithologique des séries sédimentaires plissées).

- Les **Pyrénees** s'étendent sur 450 km de long à la frontière franco-espagnole, de l'océan atlantique à la Méditerranée. Cette chaîne présente les structures classiques indiquant un raccourcissement et un épaississement crustaux (plis, failles inverses et décrochantes, chevauchements) mais ne possède pas d'ophiolites.

Sa formation fait intervenir la rotation de la plaque ibérique au sud de la plaque eurasiennne (figure 21.2).

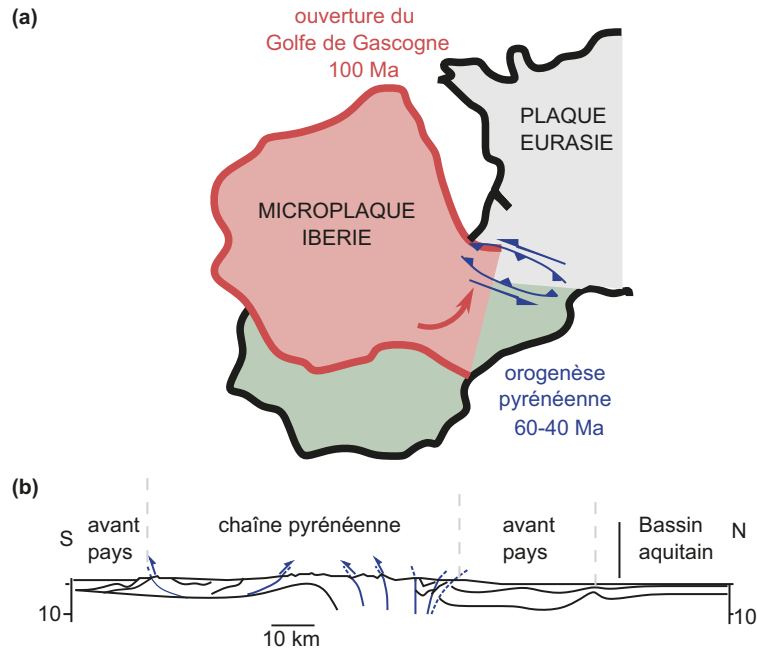


Figure 21.2 L'orogénèse pyrénéenne en lien avec la rotation de l'Ibérie.

(a) L'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé inférieur provoque d'abord la rotation de l'Ibérie vers l'est dans un mouvement antihoraire. La remontée de la plaque Ibérie vers le nord, liée à la dynamique atlantique, détermine alors une collision associée à un raccourcissement et épaississement crustaux.

(b) La structure générale de la chaîne est celle d'un éventail, avec des structures déversées vers le nord au nord et vers le sud au sud.

5 Quelques provinces volcaniques de métropole et d'outre-mer

5.1 Les provinces volcaniques métropolitaines

Elles sont développées pour l'essentiel dans le Massif central, du Miocène au Quaternaire :

- stratovolcans du Cantal (11 - 3 Ma) et des Monts Dore (5,5 - 0,23 Ma) ;
- la chaîne des Puys, ensemble de volcans monogéniques (150 000 - 3 500 ans).

Ce volcanisme cénozoïque est associé à la mise en place de rifts continentaux (dont font partie les Limagnes, figure 21.1) en périphérie des Alpes (d'où le qualificatif de bassins péri-alpins dans le tableau 21.2). Certains auteurs proposent que l'amincissement lithosphérique serait la conséquence de la subduction alpine à l'Eocène-Oligocène, suivie par une remontée de l'asthénosphère au Miocène, qui engendre l'essentiel du volcanisme.

5.2 Quelques îles océaniques françaises : Guadeloupe, Martinique, Réunion

a) Guadeloupe et Martinique : des îles des Antilles françaises

Le contexte géodynamique des Petites Antilles

L'arc insulaire des Petites Antilles (figure 21.3a) est bordé à l'est par une fosse de plus de 5 000 m de profondeur. Il est le lieu où se concentre une **triple anomalie géophysique (mécanique, thermique et gravitaire)**, caractéristique d'une limite latérale convergente entre deux plaques : subduction de la portion ouest de la lithosphère atlantique (plaque Amérique) sous la plaque Caraïbe (figure 21.3d).

La géologie des îles des Petites Antilles

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 22, § 3

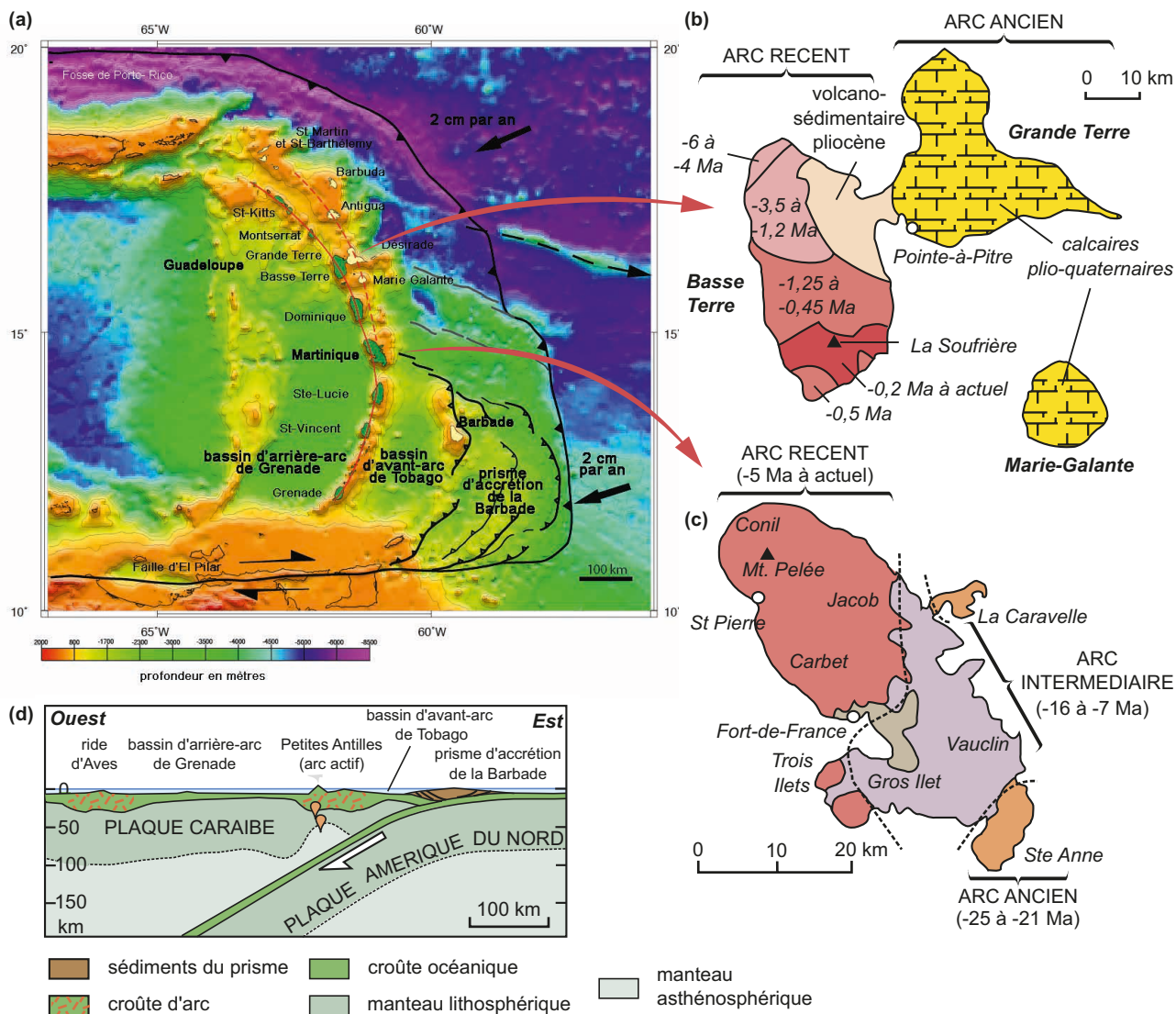


Figure 21.3 (a) Bathymétrie et géodynamique des Petites Antilles (D'après Feuillet N.) ; (b) carte géologique simplifiée de la Guadeloupe ; (c) carte géologique simplifiée de la Martinique ; (d) la subduction caribéenne (coupe ouest-est passant par la Barbade).

Les îles de l'arc antillais sont de nature **volcanique** : les roches, en grande partie des **andésites**, s'inscrivent dans la **série calco-alkaline**, argument identifiant le contexte de subduction.

Dans le cas de la **Guadeloupe** (figure 21.3b), la Basse Terre est constituée de roches volcaniques d'âges variés, de plus en plus récentes du Nord au Sud (datées de 6 Ma à l'actuel). C'est au Sud de la Basse Terre que se situe un volcan actif : la Soufrière.

La Grande Terre est constituée de calcaires récents (pliocènes et quaternaires) reposant sur un socle volcanique ancien, daté de l'Éocène et Oligocène, non accessible à l'affleurement.

Les deux îles qui constituent la Guadeloupe ont donc été structurées à deux périodes distinctes. À l'échelle de l'archipel, la disposition et l'âge des îles conduisent à distinguer **deux arcs insulaires** (marqués par des traits rouges sur la figure 21.3a), bien distincts au nord de la Guadeloupe :

- un arc insulaire ancien (actif à l'Eo-Oligocène), oriental (représenté par exemple par l'île de St Martin), et par le socle volcanique de la Grande Terre de Guadeloupe.
- un arc insulaire récent, actif depuis le Miocène, occidental.

L'étude chronologique précise des terrains montre que le volcanisme a subi une interruption d'environ 10 Ma à la fin de l'Oligocène. Cet arrêt s'interprète par le blocage de la subduction. Sa reprise au début du Miocène se serait effectuée selon un plan moins incliné, entraînant le développement d'un arc volcanique plus à l'ouest (figure 21.4).

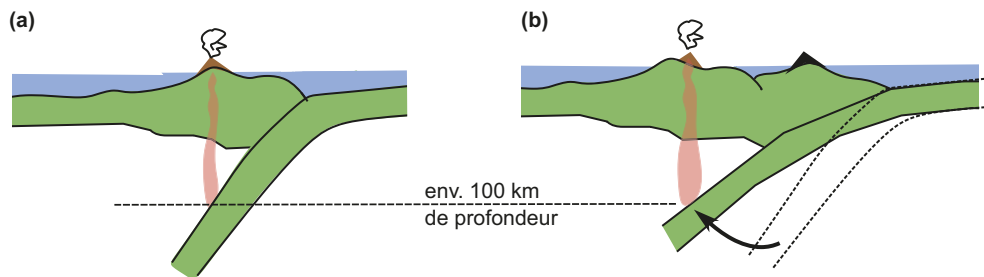


Figure 21.4 Schémas simplifiés (échelles relatives non respectées) de la subduction caraïbe : (a) à l'Eocène-Oligocène et (b) depuis le Miocène.

En brun : volcans actifs ; en noir : volcans inactifs de l'arc insulaire ancien.

En contexte de subduction, le volcanisme s'exprime généralement à une centaine de km au-dessus du toit de la plaque plongeante, d'où le lien étroit entre la position du volcanisme et l'angle de plongée de la plaque subduite.

La **Martinique** (figure 21.3d), a été édifée à partir du Miocène : les parties sud et centrale de l'île sont les plus anciennes, la partie nord, la plus récente, est le siège du volcanisme actif de la Montagne Pelée.

b) La Réunion, une île de l'océan Indien

Le contexte géodynamique de la Réunion

- La figure 21.5a présente le contexte géodynamique de la Réunion : cette île tropicale (20° de latitude sud) fait partie d'un archipel de trois îles volcaniques (avec l'île Maurice et l'île Rodrigues), qui se situe sur la lithosphère de l'océan Indien, à l'est de Madagascar et à l'ouest de la dorsale indienne, donc sur la plaque Afrique. La formation initiale de l'ensemble aurait été simultanée, liée à l'activité d'un « point » chaud (qui n'a de point que le nom, puisque commun aux trois îles), il y a 7 à 10 Ma.
- Le point chaud est corrélé à l'existence d'un panache mantellique chaud, révélé par ailleurs par tomographie sismique (figure 21.5b). Le volcanisme de point chaud n'est actif actuellement que sur l'île de la Réunion.

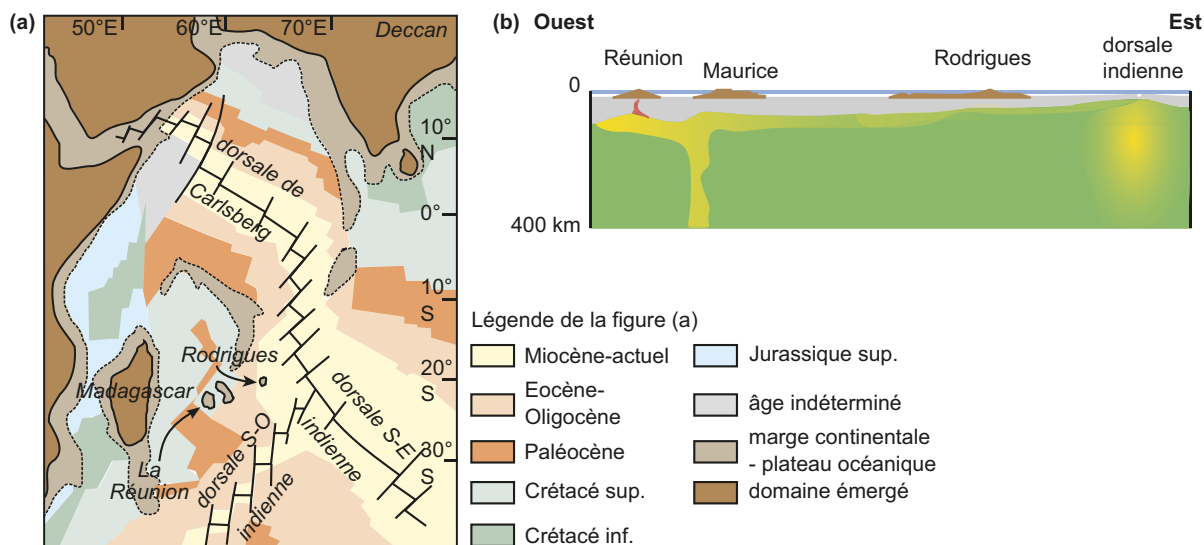


Figure 21.5 (a) Localisation de la Réunion dans l'océan Indien ; **(b)** localisation hypothétique (d'après des données géochimiques et de tomographie sismique) du panache mantellique (en jaune) associé à la formation des îles Réunion, Maurice et Rodrigues.

Le volcanisme n'est actuellement actif qu'au niveau de la Réunion.
(D'après Sigloch K. et al., 2013).

La géologie de la Réunion

L'île de la Réunion est un complexe volcanique dont la portion émergée culmine à plus de 3 000 m d'altitude (sommet du piton des Neiges), et la portion immergée atteint 4 000 m d'épaisseur. C'est donc un édifice de plus de 7 000 m de hauteur.

L'île est en réalité formée de trois appareils volcaniques accolés, dont un ancien (volcan des Alizés), situé dans le soubassement de l'île. Sur la carte et la coupe géologiques (figure 21.6a et b) le volcan des Alizés n'est pas représenté. Les deux autres édifices, portés à l'affleurement, sont :

- au nord-ouest, le **piton des Neiges**, édifice inactif depuis 12 000 ans et profondément affecté par l'érosion, (il est entaillé par trois cirques disposés en trèfle - Cilaos, Mafate et Salazie). Ce **volcan polygénique** a produit essentiellement des laves basaltiques. Ses dernières phases d'activité ont engendré des laves différenciées (dont des trachytes) : le dynamisme éruptif du piton des Neiges est alors devenu explosif (des dépôts de nuées ardentes affleurent à l'ouest de l'île). Le piton des Neiges est un **volcan bouclier**, actuellement inactif.
- au sud-est, le **piton de la Fournaise** (2 600 m d'altitude), est un volcan actif depuis au moins 550 000 a (les éruptions ont actuellement une fréquence annuelle). Les éruptions, de style hawaïen ont conduit à l'édification d'un **volcan polygénique bouclier** dont le sommet est occupé par une **caldera** (zone effondrée en fer à cheval, ouverte sur l'est de l'île) appelée l'Enclos, qui concentre la grande majorité des éruptions actuelles. Plusieurs calderas emboîtées sont visibles, traduisant la coexistence d'une dynamique de construction (superposition des coulées basaltiques, augmentant le volume de l'édifice) et d'épisodes destructifs (effondrement sommital et glissement latéral du flanc du volcan polygénique). Les calderas pourraient avoir deux origines possibles (et non exclusives) : vidange d'une chambre magmatique profonde au cours d'éruptions latérales, le sommet du volcan s'effondrant sous son poids (figure 21.5c) ou fluage du cœur du volcan, fragilisé par les injections

volcaniques répétées et par son altération par des fluides hydrothermaux, induisant un glissement généralisé du flanc de l'édifice (figure 21.5d).

Les roches volcaniques de la Réunion s'inscrivent dans la **série alcaline**, cohérente avec le contexte de point chaud océanique.

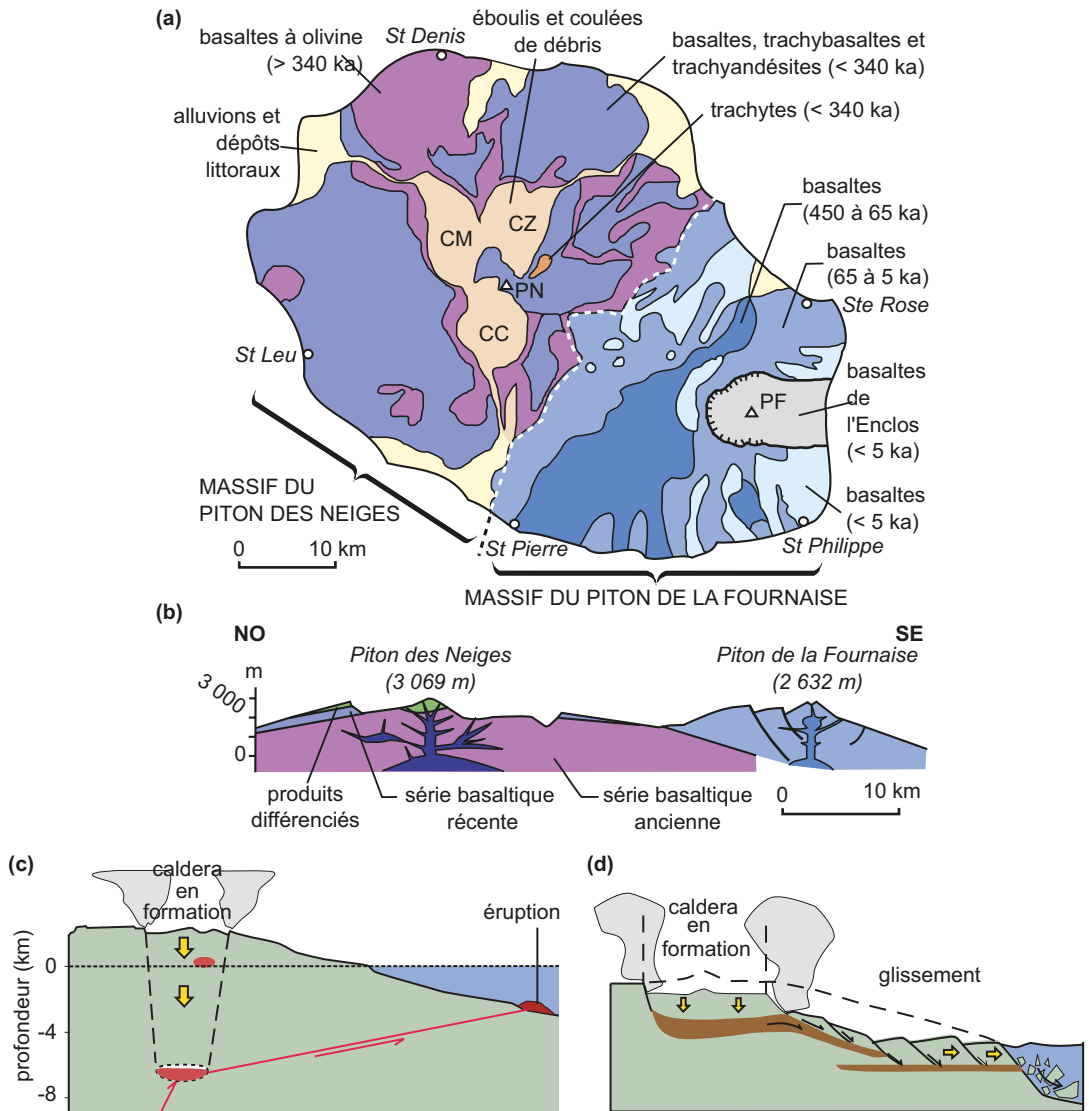


Figure 21.6 (a) Carte géologique simplifiée de la Réunion ; (b) coupe géologique schématisée ; (c) et (d) deux hypothèses de formation d'une caldera dans un volcan bouclier.

(c) Caldera circulaire formée par vidange d'une chambre magmatique profonde lors d'une éruption à basse altitude (en rouge, le magma) ; (d) caldera semi-circulaire, formée par fluage et glissement gravitaire d'un flanc du volcan – hypothèse la plus plausible concernant le piton de la Fournaise. Les niveaux bruns correspondent à des zones hydrothermalisées qui font office de « couches savon », favorisant le glissement. CM : cirque de Mafate CC : cirque de Cilaos CS : cirque de Salazie PN : piton des Neiges (sommets) PF : piton de la Fournaise (sommets). ((c) et (d) d'après Mairine Ph., 2014).

! Attention !**Distinction cratère et caldera**

La dépression située au sommet d'un volcan monogénique de type cône strombolien, formée par l'échappement des gaz (et des projections de lave) lors de l'éruption est un **cratère**. Une **caldera** est une dépression sommitale d'un volcan polygénique, due à l'effondrement du sommet. De diamètre plurikilométrique, elle est délimitée par des failles bordières.

3.3 Les îles océaniques, des secteurs à risques géologiques

Indépendamment des aléas météorologiques liés à la situation tropicale de la Guadeloupe, Martinique et Réunion (fréquence des cyclones), des **aléas (et risques) d'origine interne** sont fréquents.

- En **Martinique et Guadeloupe** (environ 375 000 habitants chacune), le contexte de subduction rend l'**aléa sismique** (et l'aléa de tsunami induit) particulièrement **élevé**. L'**aléa volcanique, centennal**, est particulièrement surveillé, le dynamisme des éruptions de la Soufrière et de la montagne Pelée étant explosif, susceptible de produire des nuées ardentes dévastatrices (figures 21.7 et 21.8.a). Ces dernières ont ainsi totalement détruit la ville de Saint-Pierre en 1902, faisant environ 30 000 morts.



Figure 21.7 (a) La montagne Pelée et son dôme d'andésite (Martinique) ; **(b)** exemple de dépôts produits par des éruptions explosives (nappes de ponces).

1 - lits de cendres et de lapillis ; 2 - cendres et ponces de coulées boueuses ;
3 et 4 - ponces.

- À la **Réunion** (environ 865 000 habitants), l'**aléa sismique est modéré** (séismes de magnitude 3-4 sont assez fréquents, essentiellement induits par des réajustements gravitaires au sein du massif volcanique, du fait de la surcharge qu'il constitue). L'**aléa volcanique est très variable** : de fréquence annuelle au niveau de l'Enclos (zone inconstructible, donc aux enjeux restreints pour l'essentiel à une route qui le traverse). Le caractère effusif des éruptions du piton de la Fournaise le rend moins dangereux que les volcans explosifs de Guadeloupe et de Martinique, mais sa forte activité, et le fait que l'aléa volcanique ne soit pas nul en dehors de l'Enclos, donc dans les zones habitées (figure 21.8), justifie une surveillance permanente.

Par ailleurs, les glissements de flancs liés à la déstabilisation gravitaire du volcan (et la formation de calderas) ont engendré des éruptions intenses et des tsunamis : cet aléa est de fréquence plurimillénaire (la formation de la caldera de l'Enclos, la plus récente, daterait d'environ 5 000 a BP).

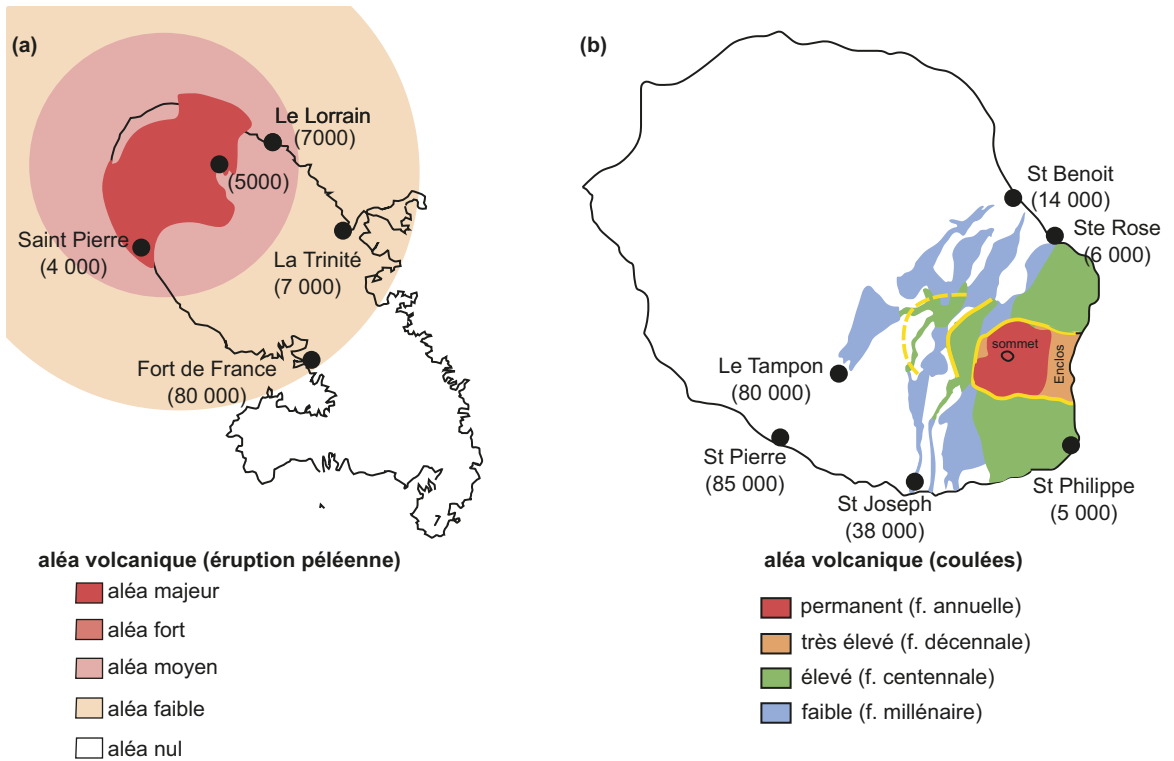


Figure 21.8 Cartes de l'aléa volcanique (a) de la Martinique et (b) au niveau du piton de la Fournaise (Réunion).

(a) En Martinique, l'aléa correspond à la survenue d'une éruption explosive avec écoulements pyroclastiques. La magnitude du phénomène est maximale au niveau de la Montagne Pelée.

(b) À la Réunion, l'aléa correspond à des coulées de lave de composition basaltique. Les contours jaunes représentent les accidents tectoniques bordant les calderas reconnues. Les chiffres indiquent le nombre d'habitants des communes localisées.

(D'après Léone et al., 2006 et Schéma de prévention des risques naturels, Préfecture de la Réunion, 2012).

Réviser

Résumé

- Le substratum de la France métropolitaine a été principalement édifié par l'orogénèse varisque, au Paléozoïque supérieur. Ce socle pénéplané à la fin du Paléozoïque a été le siège du développement de bassins intracratoniques (bassin parisien, bassin aquitain, au Mésozoïque et Cénozoïque), flexuraux (bassin molassique, cénozoïque), de rifts continentaux (Limagnes, Fossé rhénan, cénozoïques) et de provinces volcaniques récentes (Massif central). L'ensemble a été affecté par l'orogénèse alpine (Alpes, Pyrénées, Jura).

- Les îles volcaniques françaises se sont formées en contexte de point chaud (Réunion) ou de subduction (Guadeloupe, Martinique). Il en découle des activités volcaniques distinctes, à dominante basaltique et effusive à la Réunion, à dominante andésitique et explosive dans les Petites Antilles. Les aléas telluriques sont particulièrement importants en Guadeloupe et Martinique (sismicité, volcanisme actif). L'aléa volcanique est le principal aléa tellurique à la Réunion. Ces sites font l'objet d'une surveillance constante.

S'entraîner

Sujet sur document : la bordure ardennaise du Bassin de Paris

La figure 21.9 est un extrait de carte de France au millionième situé dans le secteur Champagne Ardenne, sur la bordure du Bassin parisien (ouest) et de l'Ardenne (est). Exploitez cet extrait de carte afin de reconstituer les grandes étapes de l'histoire géologique de ce secteur.

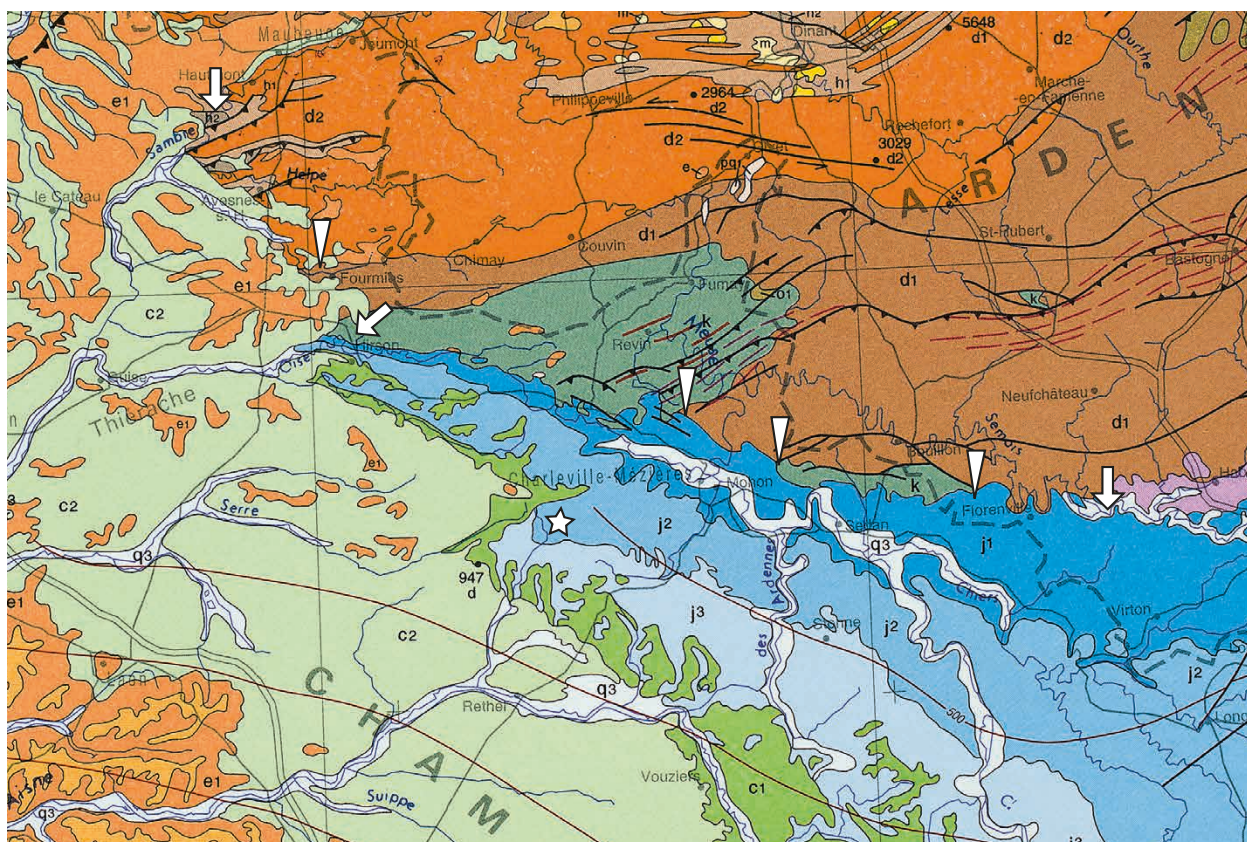


Figure 21.9 Extrait de la carte de France au millionième, région Ardennes-Champagne (© BRGM, 2013).

Sujet sur document : le Bassin aquitain

La figure 21.10a est une carte des isobathes du toit du socle sous le Bassin aquitain.

- 1 Décrivez et interprétez la distribution des isobathes.

La figure 21.10b est une coupe géologique réalisée le long du profil indiqué sur la carte.

- 2 Décrivez et interprétez la géométrie des terrains sédimentaires le long de cette coupe.
- 3 Interprétez la géométrie des terrains du Trias (« salifère » = riche en évaporites).

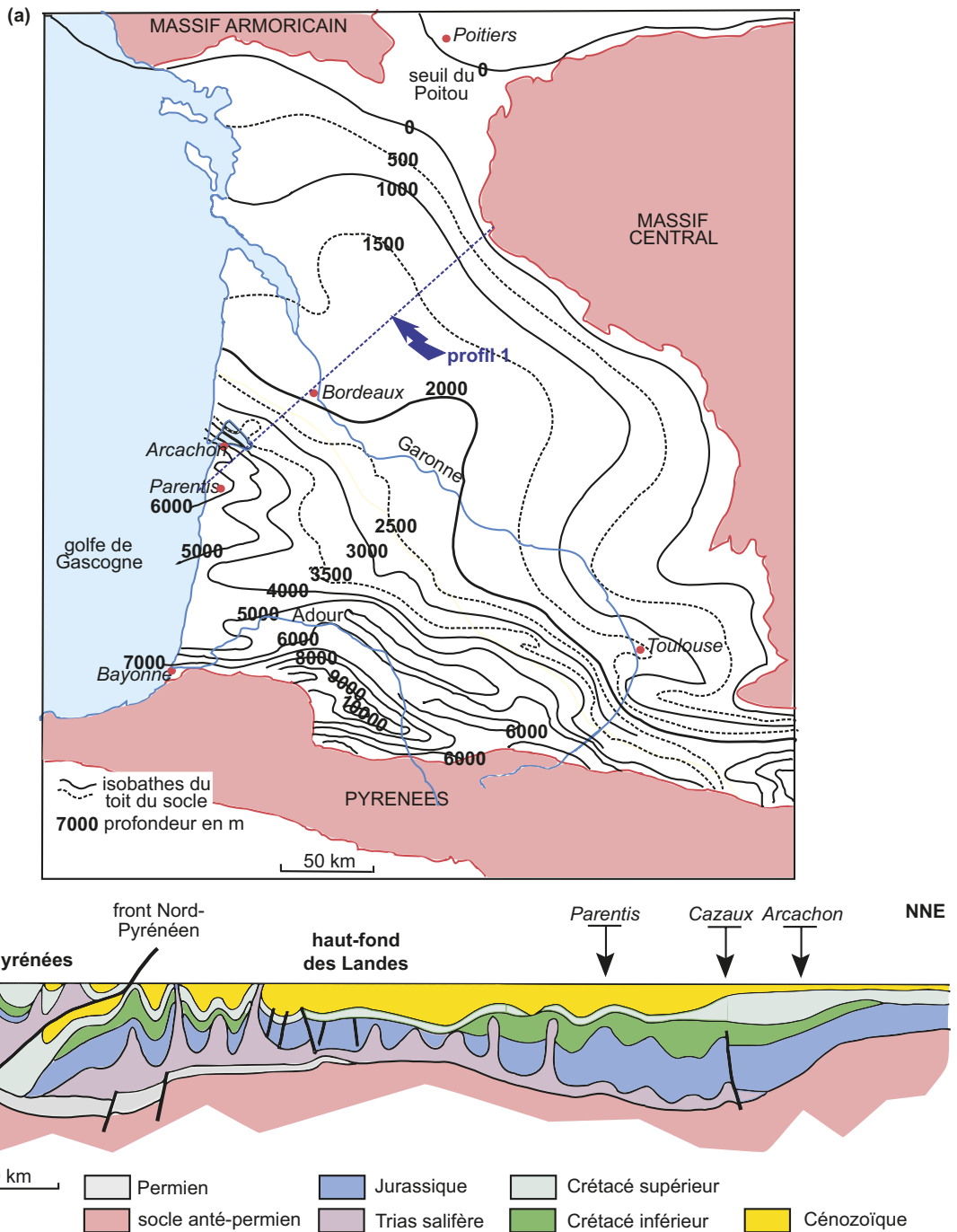


Figure 21.10 (a) Carte des isobathes du toit du socle au niveau du Bassin aquitain ; (b) coupe géologique du Bassin aquitain (le long du trait pointillé bleu indiqué sur le document (a)).

Les Alpes franco-italo-suisse

Activités pratiques

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Réaliser des schémas structuraux à partir des cartes au 1/250 000 d'Annecy et de Gap.
- 2 Analyser des témoins métamorphiques pour reconstituer des conditions métamorphiques et reconstituer leur évolution.
- 3 Interpréter des structures de déformations

INTRODUCTION

La chaîne des Alpes montre un ensemble de domaines géographiquement et géologiquement bien définis. Ces domaines sont les témoins de zones ayant eu des significations paléogéographiques différentes et leur identification est nécessaire à la compréhension de l'histoire de la chaîne. La formation de celle-ci s'est par ailleurs accompagnée de mouvements verticaux que le métamorphisme permet d'identifier. Enfin elle porte les marques de déformations, dont l'analyse permet d'accéder à la dynamique des mouvements jusqu'à l'époque actuelle.

- Quelles sont les différentes zones alpines et quelles sont leurs significations paléogéographiques ?
- Comment utiliser le métamorphisme pour reconstituer des mouvements verticaux ?
- Comment interpréter des structures de déformations ?

1 Identifier les différentes zones alpines

Ce travail peut être conduit à partir de la carte de France au 1/1 000 000. La carte d'Annecy au 1/250 000 permet également l'identification de l'ensemble des zones alpines, de l'avant-pays à la marge apulienne (blocs de Sesia et d'Ivrée).

La réalisation des schémas structuraux aura pour objectif de repérer les grands ensembles lithostructuraux des Alpes et d'en faire apparaître les relations.

Ce travail peut se fonder sur le fond de carte ci-dessous ([figure TP12.1](#)). Il s'agit de :

1. repérer le réseau hydrographique et les principaux massifs de cette carte avec l'aide de l'extrait de la carte de France au millionième ([rabat de couverture 3](#)) ;
2. représenter, à l'aide de couleurs et/ou de figurés, les grands ensembles suivants ainsi que la nature de leurs limites. Leur extension sera indiquée à l'aide d'accolades sur les bords haut et droit de la [figure TP20.1](#). Les axes des principaux plis seront reportés. Ensembles à prendre en compte :
 - l'avant-pays alpin ;
 - la couverture sédimentaire de la zone dauphinoise (en distinguant les massifs subalpins) et les massifs cristallins externes ;

- les flyschs de la zone ultradauphinoise ;
- les zones valaisanne, briançonnaise (couverture et massifs de socle dont les massifs cristallins internes) et liguro-piémontaise (Schistes lustrés et ophiolites) ;
- les zones austro-alpine et sud-alpine.

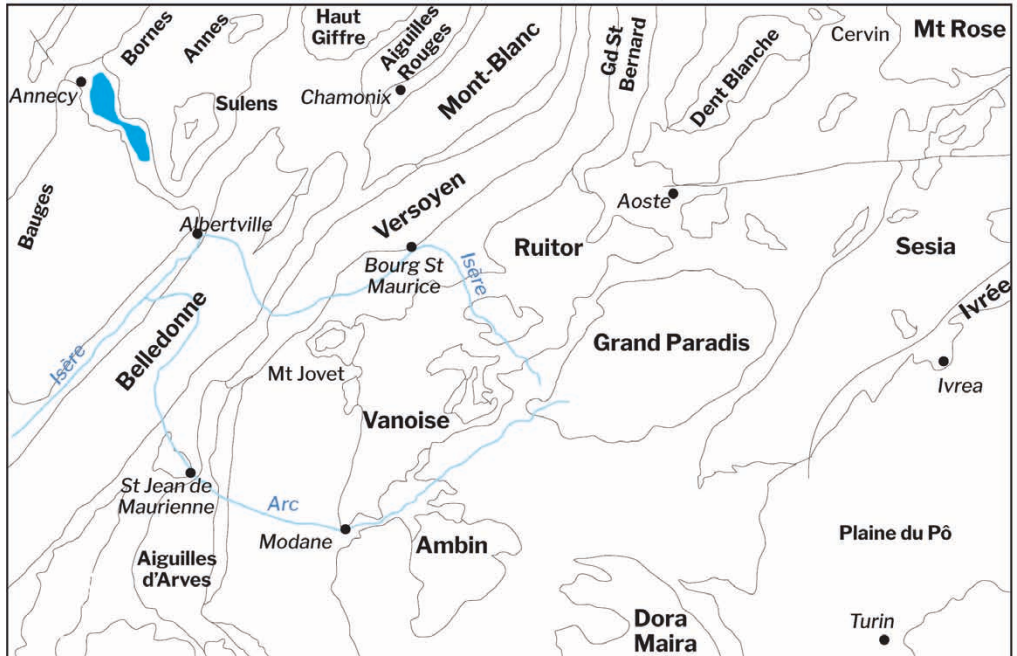


Figure TP12.1 Fond de carte à utiliser pour le schéma structural de la carte d'Annecy.

La figure TP12.2 correspond à un exemple de **schéma structural** attendu. Le lac d'Annecy, dans l'angle nord-ouest, ainsi que l'Isère et l'Arc permettent de se situer. Les différents ensembles sont ainsi identifiés avec notamment :

- l'**avant-pays molassique** dans le coin nord-ouest avec la transition avec le Jura (montagne de la Mandallaz) ;
- la **zone dauphinoise** comprenant la couverture plissée des massifs subalpins (axes de plis globalement nord-sud) et les massifs cristallins externes (socle de la marge européenne) ;
- avant-pays et zone dauphinoise sont les zones **externes**. Les zones suivantes sont les zones **internes**. Zones externes et internes sont séparées par le **chevauchement pennique frontal** ;
- la **zone valaisanne**, témoin d'un ancien domaine océanique ; cette zone se prolonge vers le sud avec par la **zone subbriançonnaise** ;
- la **zone briançonnaise**, comprenant une couverture paléozoïque (zone houillère) et mésozoïque reposant sur un socle métamorphique (Ruitor, Vanoise, Ambin) et laquelle appartiennent les massifs cristallins internes ;
- la **zone liguro-piémontaise** représentée par les Schistes lustrés et les ophiolites, témoin de l'océan liguro-piémontais (ou alpin) ;
- les **zones austro-alpine** (Sesia) et **sud-alpine** (Ivrée) séparées l'une de l'autre par la faille insubrienne. Ces zones sont des témoins de la marge apulienne.

Les accidents tectoniques qui limitent ces grands ensembles sont principalement des chevauchements (dont le front pennique). Ceux-ci sont majoritairement à pendage est et donc à

vergence ouest : les unités chevauchées sont ainsi superposées, avec de bas en haut : zones dauphinoise, valaisanne, briançonnaise, liguro-piémontaise et austro-alpine. Les unités chevauchées peuvent apparaître en fenêtres au cœur des unités chevauchantes : exemples de la fenêtre d'Ambin ou des massifs cristallins internes, fenêtres briançonnaises au sein de formations liguro-piémontaises.

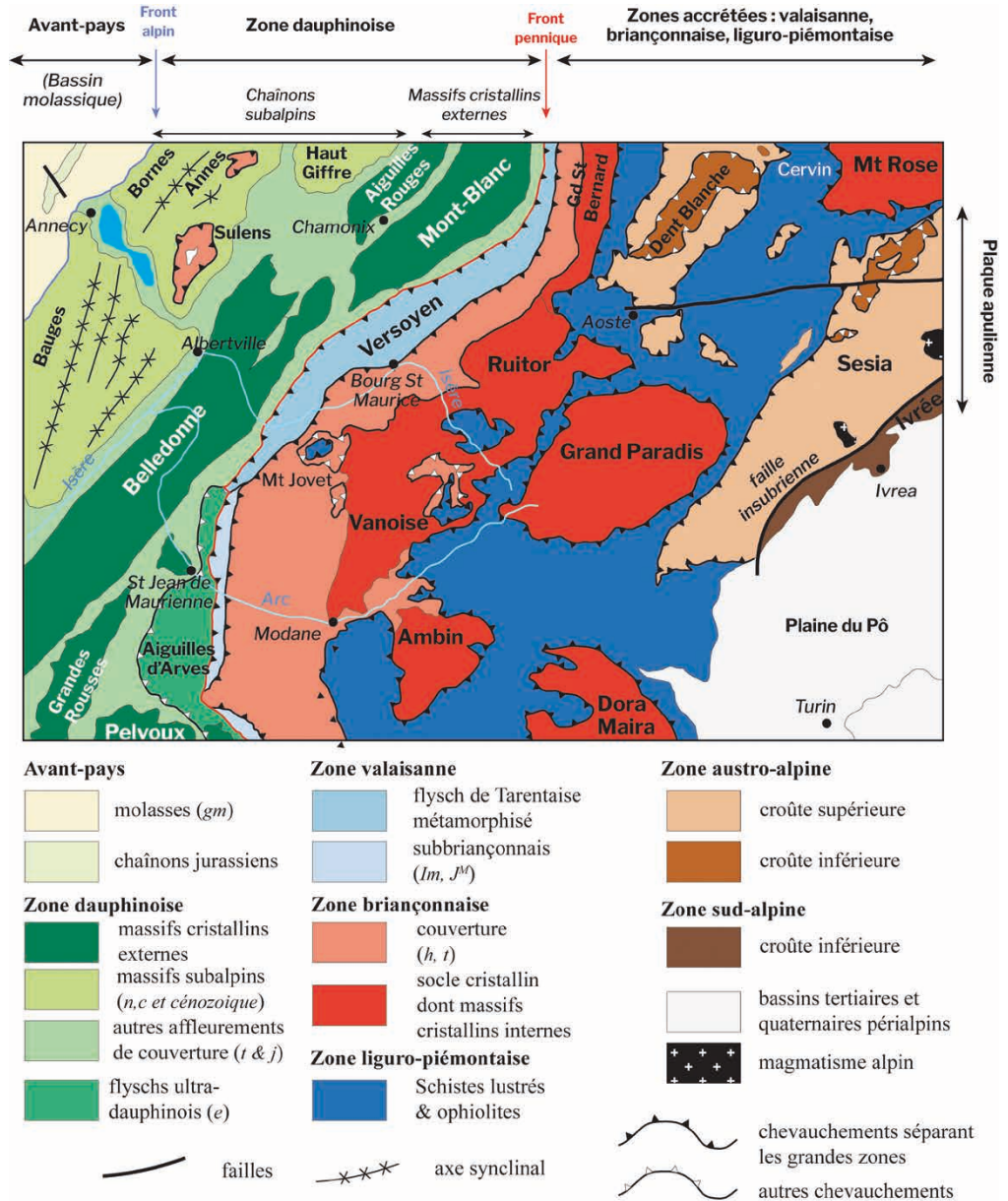


Figure TP12.2 Schéma structural de la carte d'Annecy au 1/250 000 (Réalisation GeodynAlps).

m : miocène ; g : oligocène ; e : éocène ; c : crétacé supérieur ; n : crétacé inférieur ; j : jurassique ; Im, JM : jurassique inférieur et moyen ; t : trias ; h : carbonifère.

Les unités chevauchantes peuvent rester en lambeaux sur les unités chevauchées, constituant des klippes : exemples des klippes des Annes et de Sulens dans la zone dauphinoise, du Mont Jovet (klippe liguro-piémontaise sur le briançonnais), de la Dent Blanche et du Cervin (klippe apulienne sur la zone liguro-piémontaise). On notera que le chevauchement qui sépare les zones briançonnaise et liguro-piémontaise montre une inversion de son sens à hauteur de Modane. Au nord, c'est la zone piémontaise qui chevauche la zone briançonnaise, au sud c'est l'inverse qui se produit et se poursuit jusqu'à la côte italienne (rétrocharriage). Cette inversion est reportée sur la carte de France, version plus récente que la carte d'Annecy ; c'est pourquoi elle est figurée sur le schéma structural. Ce rétrocharriage est représenté sur la carte de Gap.

Un travail analogue peut être conduit sur la carte de Gap au 1/250 000 (figure TP12.4) avec le fond de carte ci-dessous (figure TP12.3) où l'on retrouve les mêmes zones avec de l'extérieur vers l'intérieur, un secteur de bassin cénozoïque dans l'angle sud-ouest (pointe septentrionale du plateau de Valensole), la zone **dauphinoise** (avec couverture et massifs cristallins externes), la zone subbriançonnaise, la zone **briançonnaise**, comprenant le massif cristallin interne de Dora Maira) et la zone **liguro-piémontaise** (Schistes lustrés du Queyras, ophiolites du Chenaillet et du Viso). La limite entre ces deux dernières est marquée par le rétrocharriage du briançonnais sur le piémontais.

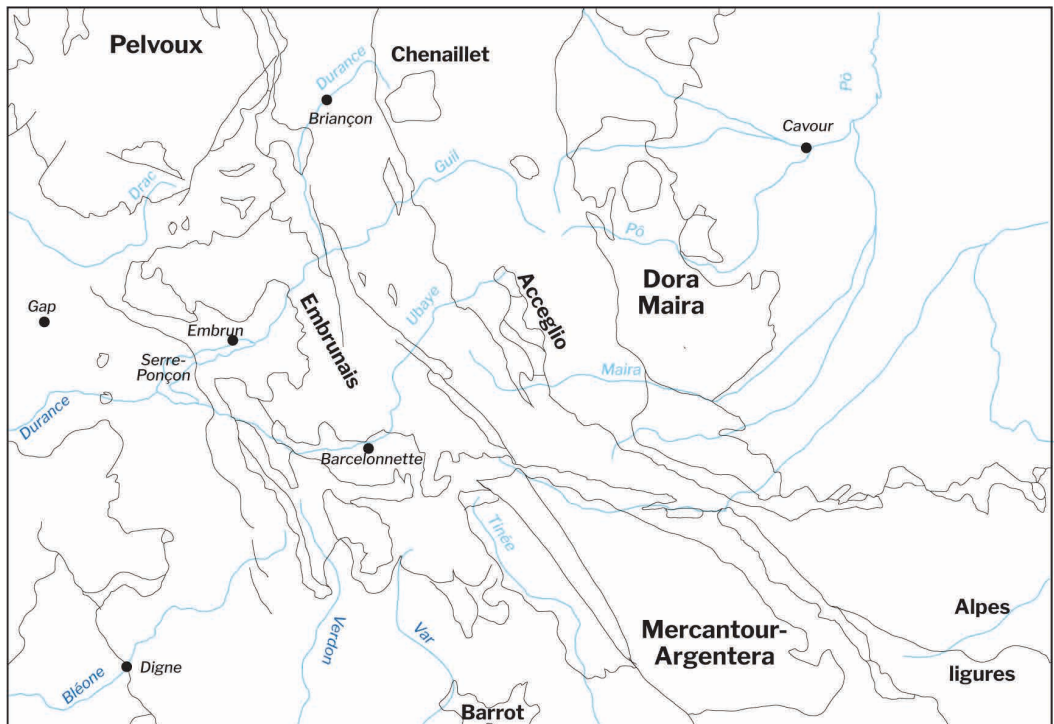


Figure TP12.3 Fond de carte à utiliser pour le schéma structural de la carte de Gap.

Le centre de la carte, entre Pelvoux et Mercantour, est occupé par la nappe de charriage des **Flyschs à helminthoïdes** (sédiments océaniques se rattachant au domaine liguro-piémontais). Le substratum dauphinois de cette nappe apparaît au niveau de la demi-fenêtre d'Embrun et la fenêtre de Barcelonnnette. Une nappe équivalente s'observe dans l'angle SE de la carte.

liguro-piémontaises a été analysé dans le chapitre 20, zoom 4. On s'intéresse ici aux transformations métamorphiques d'un **protolithe continental** du massif cristallin interne de **Dora Maira**. La [figure TP12.5](#) est issue d'une lame mince réalisée dans un gneiss du massif cristallin interne de Dora Maira. La **coésite (ou coesite)** est un polymorphe de la silice qui n'existe que sous des pressions au moins égales à 25 kbar (soit une profondeur d'au moins 75 km). Les masses volumiques du quartz et de la coésite sont respectivement de 2,65 et 2,92 g·cm⁻³ (soit en volumes molaires, 22,7 cm³ contre 20,6 cm³).

Il s'agit alors d'étudier les relations entre les différentes phases (ordre de cristallisation ; chronologie) et, tenant compte de leurs conditions de formation, de formuler des hypothèses sur les processus géodynamiques à l'origine des structures observées.

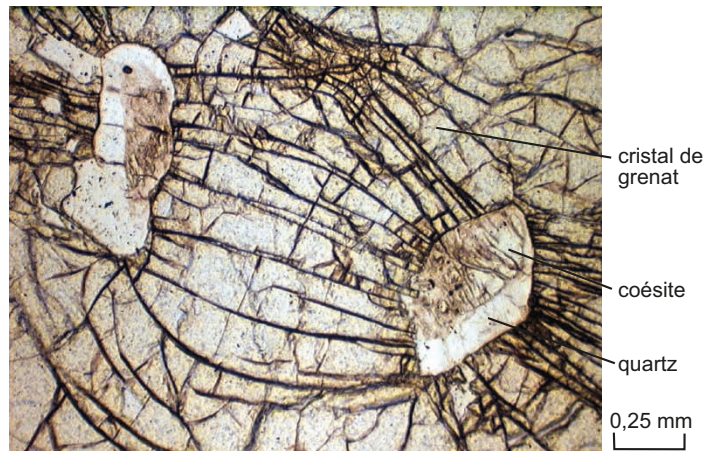


Figure TP12.5 Aspect en lame mince (LPNA) d'un gneiss à grenat de Dora Maira.

L'analyse de cette lame montre un **grenat** fracturé de façon rayonnante dans lequel est inclus un cristal de **coésite**, lui-même entouré d'une auréole de **quartz**. Les relations géométriques (principe d'inclusion) conduiraient à proposer l'ordre de cristallisation suivant : coésite → quartz → grenat. Mais l'aspect particulier du grenat, fracturé de manière rayonnante, suggère qu'il y a eu augmentation de volume lors de la réaction de transformation de la coésite en quartz. En effet la coésite est une forme de silice de très grande profondeur dont le volume molaire est de 20,6 cm³ contre 22,7 cm³ pour le quartz. Le protolithe continental (marge distale européenne), a d'abord été enfoui à forte profondeur (au moins 75 km : genèse de la coésite par transformation du quartz puis cristallisation du grenat), ce qui correspond à une paragenèse d'ultra-haute pression, UHP (symbole * sur la carte de France). Une décompression, synonyme d'exhumation, a suivi. Elle a induit la recristallisation du quartz aux dépens de la coésite mais de manière incomplète en raison vraisemblablement du ralentissement de la cinétique de diffusion liée au blindage par le grenat et à l'exhumation et au refroidissement rapides. Le quartz, dont la masse volumique est plus faible et le volume molaire plus important, a provoqué, en se formant, la fissuration rayonnante de son encaissant, le grenat. Ce document, confirmé par d'autres, atteste d'un **enfouissement du domaine briançonnais** : il relève d'une **subduction continentale**.

3 Interpréter une structure de déformation

Le document de la [figure TP12.6](#) illustre un affleurement photographié au niveau d'une ancienne carrière, sur la commune de La Balme de Sillingy en Haute-Savoie, située à quelques km au nord-ouest d'Annecy. La photo (a) est une vue oblique dans l'axe du plan photographié de face

dans la photo (b). L'extrait de carte montre la localisation des affleurements sur la carte d'Annecy au 1/250 000.

Il s'agit d'analyser les structures tectoniques présentées par l'affleurement pour en tirer des informations sur les mouvements les ayant générées.

Les photographies montrent un plan marqué de lignes subhorizontales ; les traces sombres verticales sur cette même surface sont des marques du ruissellement de l'eau. Ces lignes sont des **stries** et des **cannelures** qui correspondent à des marqueurs tectoniques. La surface lisse correspond à un miroir de faille portant des stries de friction (**tectoglyphes**). Celle-ci donne la direction du mouvement sans en donner le sens. Les stries horizontales et le plan de faille vertical sont les indices d'un décrochement. Sur la photo (a), le premier plan du cliché portant le plan de faille serait le compartiment nord, le second plan le compartiment Sud, et la fissure l'emplacement de la faille.

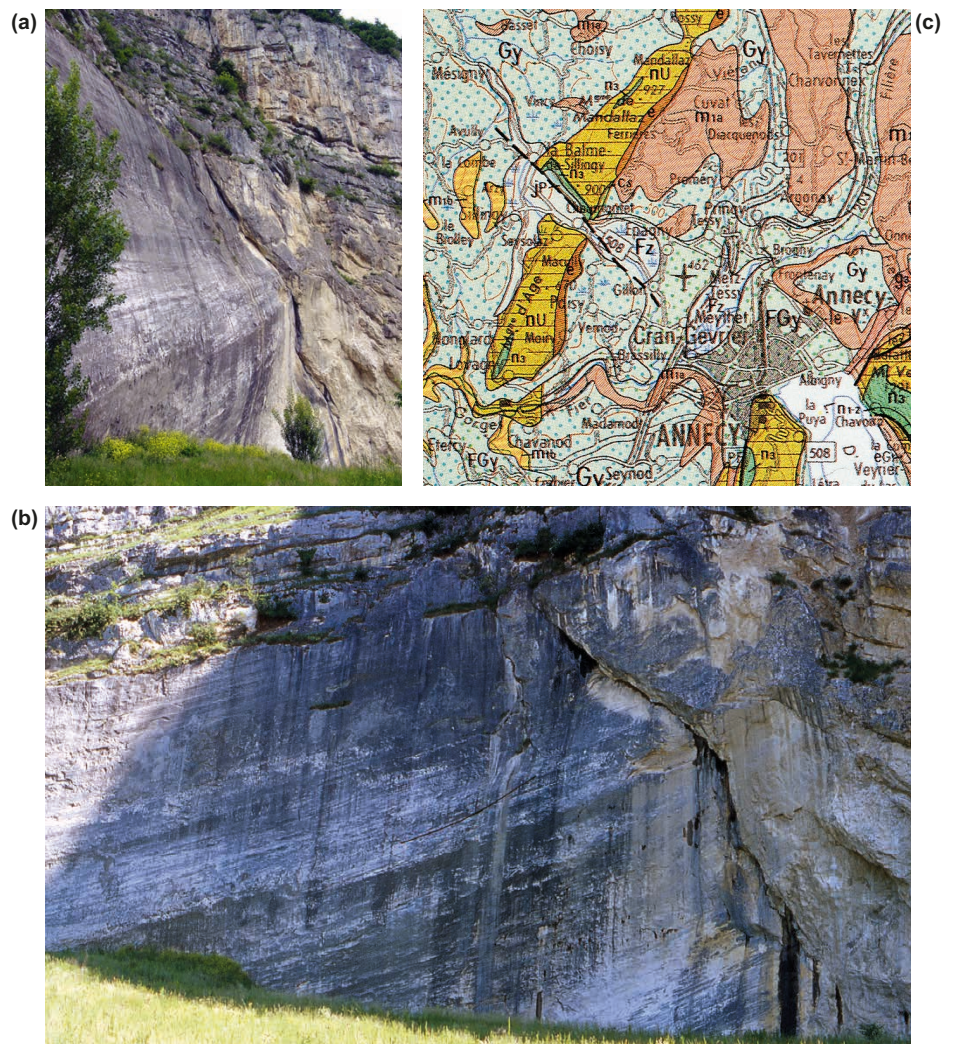


Figure TP12.6 (a) et (b) Affleurements de la carrière de la Balme de Sillingy (vue oblique et vue de face) ; (c) Extrait de la carte d'Annecy au 1/250 000 (© BRGM, 1979).

L'extrait de carte (figure TP12.6b) montre un accident tectonique d'orientation NO/SE. Il sépare la montagne de la Mandallaz au N-E et la montagne d'Age au S-O. Son tracé rectiligne est celui d'une faille à pendage vertical. Le décalage, que l'on observe surtout du côté ouest, confirme l'hypothèse d'un **décrochement** et permet d'en préciser le sens senestre de son mouvement.

La région est affectée d'une sismicité actuelle (figure TP12.7). Un séisme a eu lieu le 16 novembre 1983 sur la structure repérée sur la figure TP12.6 avec le mécanisme au foyer représenté sur la figure TP12.7. Le 15 juillet 1996, un autre séisme, de magnitude 5,2 et de mécanisme au foyer analogue, s'est produit sur la même structure et a provoqué des dégâts dans la région d'Annecy.

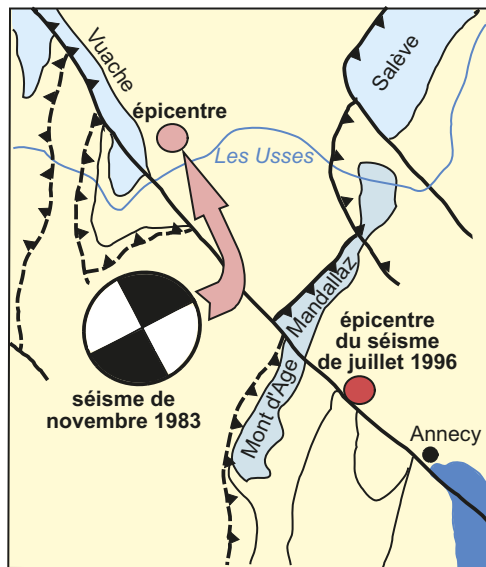


Figure TP12.7 Localisation et mécanismes au foyer de deux séismes dans la région d'Annecy.

On peut alors reconstituer le mouvement correspondant au **mécanisme au foyer**. L'analyse du mécanisme au foyer (figure TP12.7) permet d'avancer deux hypothèses : soit celle d'un plan de rupture vertical N-O/S-E relevant d'un décrochement senestre, soit celle d'un plan de rupture N-E/S-O relevant d'un décrochement dextre. L'existence de la faille ancienne de direction N-O/S-E reconnue dans la figure TP12.6 confirme le décrochement senestre soit un rejeu de cette faille. Cela suggère donc l'existence actuelle d'un régime compressif local de contraintes dont la composante majeure σ_1 serait orientée à 30° environ du plan de faille (en théorie car la faille préexistait dans ce cas) soit de direction N 105 approximativement.

Les massifs anciens

Activités pratiques

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Le plutonisme du Massif armoricain et le repérage de trois orogénèses
- 2 Le métamorphisme et la tectonique du Massif armoricain et les caractéristiques de l'orogénèse varisque
- 3 Bilan : structure générale et histoire géologique du Massif armoricain

INTRODUCTION

Les massifs anciens du territoire métropolitain (Ardenne, Vosges, Massif central, Massif armoricain) ont été structurés pendant des orogénèses antérieures à l'orogénèse alpine, et particulièrement pendant l'orogénèse varisque.

À partir de l'exemple du Massif armoricain :

- ➔ Comment identifier les témoins des orogénèses ante-alpines à partir de cartes géologiques ?
- ➔ Comment préciser les caractéristiques de ces orogénèses pour en identifier les contextes géodynamiques ?

1 Le plutonisme du Massif armoricain et le repérage de trois orogénèses

Voir ouvrage de 1^{re} année, TP 17, § 1

La carte géologique de la France au millionième donne l'accès à la **nature**, à l'**âge** et au **contexte géodynamique** de mise en place des **roches plutoniques** (tableau TP13.1).

Tableau TP 13.1 Diversité des granitoïdes sur la carte de France au millionième.

Légende de la carte		Caractéristiques principales	Contexte géodynamique
magmatisme d'extension continentale		subcalins ; granites associés à des roches de la série alcaline	rift continental
magmatisme de marge active		métalumineux ; granites associés à des gabbros de la série tholéitique	subduction (arc océanique)
granitoïdes des orogènes de collision	leucogranites 	granites ; à muscovite	collision et effondrement de la chaîne
	granites et granodiorites 	granites et granodiorites	
granitoïdes des orogènes de collision (suite)	granitoïdes subcalins potassiques 	granodiorites surtout	effondrement post-collision
	granitoïdes calco-alcalins s.s. 	granodiorites associées à la série calco-alcaline granites et granodiorites	subduction (arc continental)

Seule la surcharge blanche indique un granitoïde (plutonisme acide). La noire figure un plutonisme basique (gabbros). (D'après J.-F. Moyen, site Planet-Terre).

À partir des extraits de la carte de France au millionième (figures TP13.1a et b) et de la légende (Rabats 1 et 2 de couverture), il est possible de :

- 1 – recenser les âges et la nature des roches plutoniques portées à l’affleurement dans le Massif armoricain ;
- 2 – identifier les contextes géodynamiques de leur mise en place ;
- 3 – mettre en évidence la marque de trois orogènes successives.

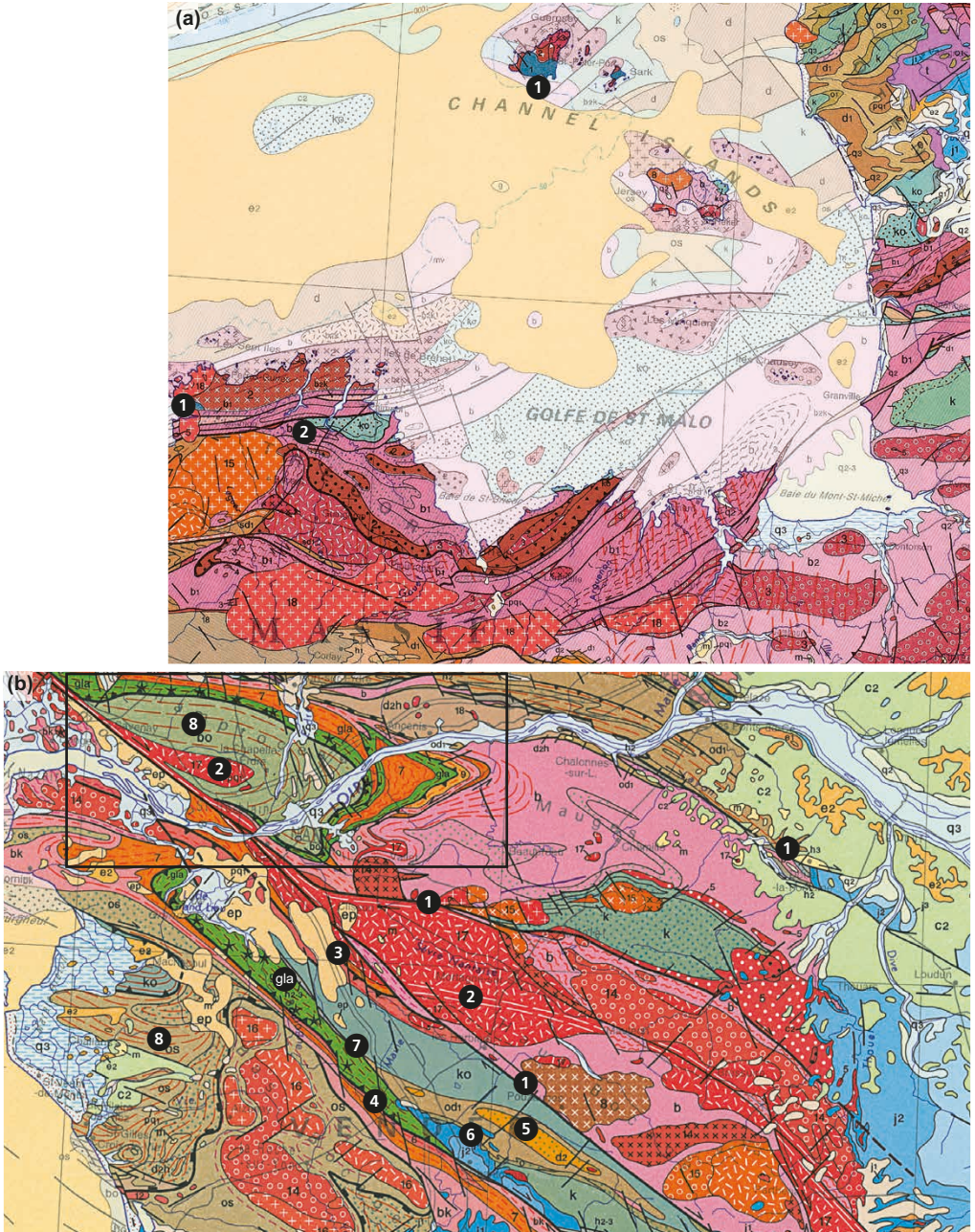


Figure TP13.1 Extraits de la carte de France au millionième (© BRGM, 2003).
(a) Partie nord du Massif armoricain **(b)** partie sud du Massif armoricain.

Remarque

Les chiffres en noir sur l'extrait de carte Sud ne doivent pas être envisagés ici, ils seront utiles dans le § 2 de ce TP.

Les résultats de cette analyse sont consignés dans le **Tableau TP13.2** ci-dessous.

Tableau TP13.2 Caractérisation des plutons du Massif armoricain.

Secteur	Légende	Type de pluton	Âge		Contexte géodynamique
Nord	1	orthogneiss	2 100 à 1 800 Ma	orogénèse icartienne (Précambrien)	?
Nord	2	granitoïdes	670-580 Ma	orogénèse cadomienne (fin du Précambrien)	Subduction ou collision
Nord	2	gabbros			Subduction
Nord	3	granitoïdes			Collision
Sud	5	granitoïdes	540-500 Ma	Pas d'orogénèse identifiable	Rifting continental
Sud	7	orthogneiss	520-455 Ma		?
Sud	8	granitoïdes	500-455 Ma		Subduction
Sud	14	gabbros, granitoïdes	390-355 Ma	orogénèse varisque (2 ^e moitié du Paléozoïque)	?
Nord et Sud	15	granitoïdes	355-335 Ma		?
Sud	16-17	granitoïdes	355-305 Ma		collision
Nord et Sud	18	granitoïdes	305-295 Ma		collision

Les plus anciennes roches du territoire métropolitain sont les affleurements ponctuels d'orthogneiss datés de 1.8 à 2.1 Ga et rattachés à **l'orogénèse icartienne**.

Les plutons basiques et acides 2 et 3 sont datés de la fin du Précambrien et rattachés à **l'orogénèse cadomienne** (670-540 Ma). Ils se trouvent exclusivement dans le domaine nord armoricain.

Les plutons les plus abondants sur l'ensemble des deux extraits de carte se sont mis en place pendant **l'orogénèse varisque** (390-300 Ma, soit pendant le Dévonien et le Carbonifère).

Remarque

Les plutons 5 (1^{re} moitié du Paléozoïque), les orthogneiss 7 et les plutons 8, visibles sur la carte Sud, ne correspondent à aucune des deux orogénèses cadomienne et varisque : les surcharges indiquent un contexte d'extension continentale (5) et une subduction (8), phénomènes qui se seraient opérés entre les collisions cadomienne et varisque.

Le plutonisme permet d'établir des jalons dans la succession des phénomènes orogéniques qui ont structuré le Massif armoricain et de préciser leurs contextes géodynamiques. On peut ainsi, à partir des données des **figures TP13.1a et b**, proposer la séquence hypothétique suivante :

1 – subduction puis collision **cadomiennes** (fin du Précambrien), dont les traces ne sont visibles que dans le Nord ;

2 – épisode magmatique dans la première moitié du Paléozoïque, en lien avec un rifting continental ;

3 – subduction puis collision **varisques** (respectivement au Dévonien et au Carbonifère).

L'analyse métamorphique et tectonique des terrains qui constituent l'encaissant des plutons permet de préciser cette séquence.

2

Le métamorphisme et la tectonique du Massif armoricain et les caractéristiques de l'orogénèse varisque

À partir des extraits de la carte de France au millionième (figures TP13.1a et b) et de la légende (Rabats 1 et 2 de couverture), il est possible de :

- 1 – préciser la nature, la direction et l'âge des principales déformations ;
- 2 – préciser les conditions (faciès, âge) du métamorphisme, et le caler par rapport aux intrusions plutoniques et aux grandes déformations ;
- 3 – préciser les caractéristiques des orogénèses cadomienne et varisque, dernière et principale orogénèse ayant affecté le secteur.

2.1 Exploitation de la carte de la figure TP13.1a – secteur nord du Massif armoricain

La figure TP13.2 est le schéma structural établi à partir de cet extrait de carte.

Le socle de ce territoire est constitué :

- des pointements de socle **icartien** (orthogneiss 1) ;
- de terrains briovériens (« b ») - fin du Précambrien. Ce sont des terrains volcaniques et sédimentaires, localement métamorphisés (région de Saint-Malo), jusqu'à des faciès de haut degré, qui ont conduit à l'anatexie et la production de migmatites. Ce métamorphisme est d'âge cadomien. Les plutons cadomiens et varisques sont intrusifs dans ce socle ;
- de terrains sédimentaires paléozoïques (au sud de l'extrait de carte).

Le secteur est affecté par des **plis** d'axe SO-N, bien repérables au NE de l'extrait, dans le Cotentin. Au Nord, le Trias est discordant sur ces plis qui sont donc d'âge varisque (ici, post-dévonien et ante-triasiques).

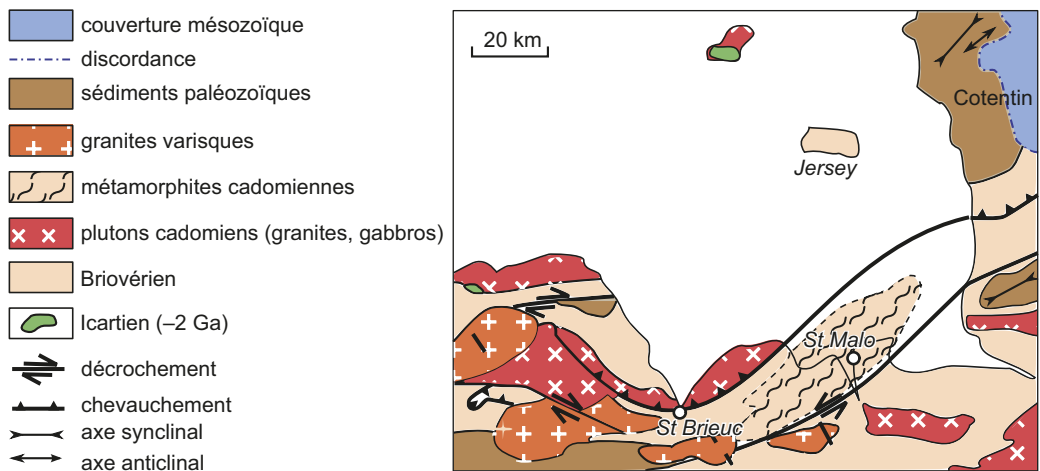


Figure TP13.2 Schéma structural du nord du Massif armoricain établi à partir de la figure TP13.1a.

Le secteur est également affecté par deux générations de **grands accidents tectoniques** :

- des failles contemporaines de l'orogénèse cadomienne : un grand chevauchement arqué, de direction approximative est-ouest (passant par St Brieuc) et un décrochement sénestre de direction SO-NE. Ce dernier, témoin d'un processus de raccourcissement, est recoupé par les plutons varisques 15 et 18 : il est donc rattaché à l'orogénèse cadomienne ;
- des décrochements dextres approximativement est-ouest, et des failles verticales NO-SE recoupent les plutons 15 et 18 : ils sont formés pendant l'orogénèse varisque.

Pour la technique du schéma structural, voir ouvrage de 1^{re} année, TP 15, § 4

2.2 Exploitation de la carte de la figure TP13.1b - secteur sud du Massif armoricain

Les principaux points de l'exploitation de l'extrait de carte sont consignés dans le [tableau TP13.3](#).

Tableau TP13.3 Résultats de l'exploitation de la figure TP13.1b.

Repères	Phénomènes tectoniques et métamorphiques	
①	Grands décrochements dextres NO-SE	Tectonique d'âge varisque, indiquant un raccourcissement NO-SE <i>Calage chronologique des accidents</i> : postérieurs aux plutons 17 - donc post-Carbonifère moyen, et antérieurs au Jurassique - dépôts discordants à l'est. <i>Calage chronologie des plis</i> : Postérieurs aux terrains plissés les plus jeunes (Dévonien) et antérieurs aux plus vieux terrains sédimentaires discordants (Jurassique ici).
②	Granitoïdes de collision, de forme sigmoïde, déformés en cisaillement simple par le décrochement dextre.	
③ et ④	Chevauchements de direction parallèle aux décrochements	
⑤ et ⑥	Plis d'axe NO-SE.	
⑦ et zone encadrée	Le groupe leptyno-amphibolitique (gla) représenté en vert comme les péridotites et les ophiolites est une association de roches métamorphiques interprétée comme un vestige de lithosphère océanique paléozoïque . Les étoiles noires signalent la présence de reliques éclogitiques varisques. L'ensemble constitue une nappe chevauchante sur la croûte continentale (bo) métamorphisée dans un faciès de moindre profondeur (faciès des schistes verts) ; et est lui-même chevauché par de la croûte continentale (b) métamorphisée dans le faciès des amphibolites à proximité du chevauchement.	L'orogénèse varisque a donc été précédée d'une phase de subduction océanique (faciès métamorphique HP-BT), et les unités métamorphosées en profondeur ont été exhumées et juxtaposées par des chevauchements lors de la collision.
⑧	Les terrains sédimentaires briovériens (b) et du début du paléozoïque (k-o) ont été métamorphosés jusque dans le faciès des amphibolites et la production de migmatites. La couleur de la surcharge indique un âge varisque du métamorphisme.	Les conditions de l'anatexie crustale sont compatibles avec le contexte de collision.

Voir chapitre 17 pour relier faciès des éclogites et subduction.

Voir chapitre 17 pour relier anatexie et collision.

3

Bilan : structure générale et histoire géologique du Massif armoricain

Le **schéma structural général du Massif armoricain** (figure TP13.3a) qu'il est possible de construire à l'aide de la carte de France, et la coupe géologique générale (figure TP13.3b) permettent de montrer l'organisation du Massif armoricain en trois domaines, séparés par deux familles de cisaillements dextres, de direction NO-SE et O-E.

Les grands cisaillements varisques sont :

- de Brest à Laval, le **cisaillement nord armoricain** (CNA) : de direction est-ouest, il affecte les formations protérozoïques et paléozoïques ;
- de la Pointe du Raz à la Loire en passant par Nantes, le **cisaillement sud armoricain** (CSA) découpe en lanières le socle protérozoïque et paléozoïque.

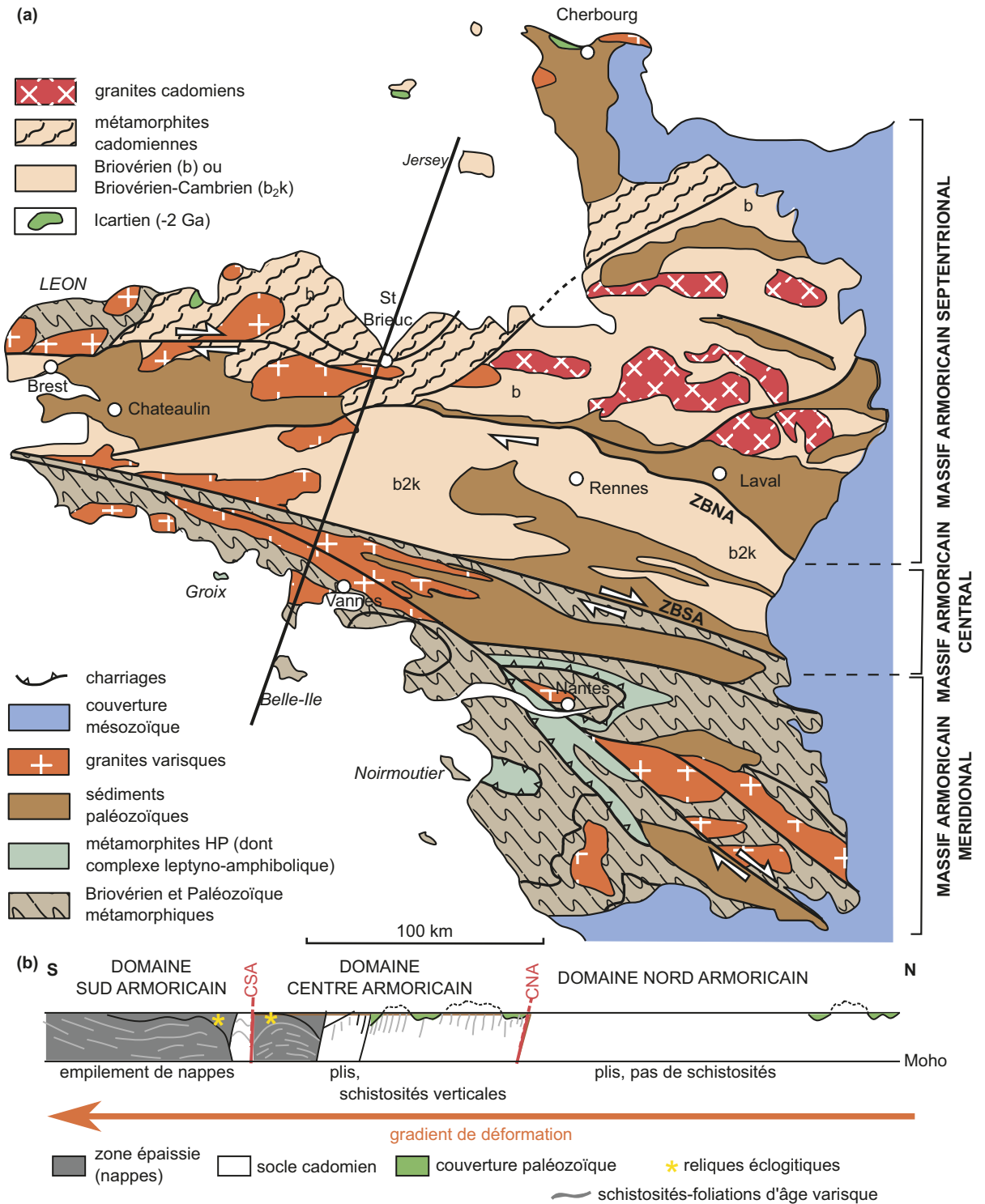


Figure TP13.3 (a) Schéma structural simplifié du Massif armoricain ; (b) coupe à l'échelle crustale indiquant les principales structures le long du transect indiqué sur la carte.

(D'après Ballèvre et al., 2013).

Le CNA constitue la limite sud du **domaine nord armoricain** (d'où est issu l'extrait [figure TP13.1a](#)), constitué d'un socle cadomien (650-500 Ma), remobilisé pendant l'orogénèse varisque. Les terrains sédimentaires paléozoïques sont discordants sur les terrains briovériens et plissés lors de l'orogénèse varisque. Ils sont eux-mêmes recouverts par les terrains tabulaires mésozoïques discordants de l'ouest du Bassin parisien.

Entre le CNA et le CSA se situe le **domaine centre armoricain**. Sa structure est plus simple que celle des autres domaines : sur un socle briovérien et cambrien (b2k) reposent des formations paléozoïques plissées. À l'ouest des granites anatectiques varisques sont intrusifs dans ce socle sédimentaire.

Au sud du CSA, le **domaine sud armoricain** (d'où est issu l'extrait [figure TP13.1b](#)) est structuré par de grands décrochements qui ont déplacé sur des distances parfois considérables tout un système de nappes de charriage impliquant des terrains protérozoïques et paléozoïques. On y trouve également des marqueurs de subduction. Le tout est injecté de nombreux granites varisques.

Bilan : le Massif armoricain, malgré sa pénéplation au Permien, recèle les caractéristiques d'une chaîne de montagnes :

- des indices d'un **raccourcissement** et d'un **épaississement** crustaux importants (grands décrochements, chevauchements et nappes de charriage, plis), daté du Paléozoïque supérieur (Dévonien-Carbonifère) ;
- l'existence de **domaines** (ici nord, centre et sud armoricains), constitués de portions de croûte continentale d'origines et de nature distinctes, juxtaposées pendant la collision varisque par de grands accidents tectoniques.

↳ Remarque

Ici, l'importance des décrochements suggère que le raccourcissement maximal par l'empilement d'unités crustales (chevauchements) a été atteint et a été accommodé par leur expulsion latérale.

Certains de ces blocs crustaux ont été préalablement structurés par une orogénèse plus ancienne (l'orogénèse cadomienne, repérable dans le domaine nord armoricain), mais **l'empreinte tectono-métamorphique varisque** concerne l'ensemble du territoire et présente un gradient, croissant du nord au sud. Là où elle atteint un degré maximal, les conditions de l'anatexis ont été atteintes.

Des portions de lithosphère océanique, fortement déformées et métamorphisées, ont subi une **subduction** avant d'être exhumées et intégrées aux unités continentales (dans le domaine sud armoricain) lors des épisodes de raccourcissement.

Cette chaîne de montagnes a donc été édifiée par **collision** (au Dévonien et Carbonifère) entre des unités continentales initialement séparées par un domaine océanique.