

OFFICE DE L'ENVIRONNEMENT DE LA CORSE

CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'EXTREME SUD DE LA CORSE

Septembre 2020



CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'EXTREME SUD DE LA CORSE

O. Bonnenfant, Office de l'Environnement de la Corse, 2020

Validation scientifique : Michelle Ferrandini,
Géologue, Maître de conférences en retraite à l'Université de Corse - Pascal-Paoli

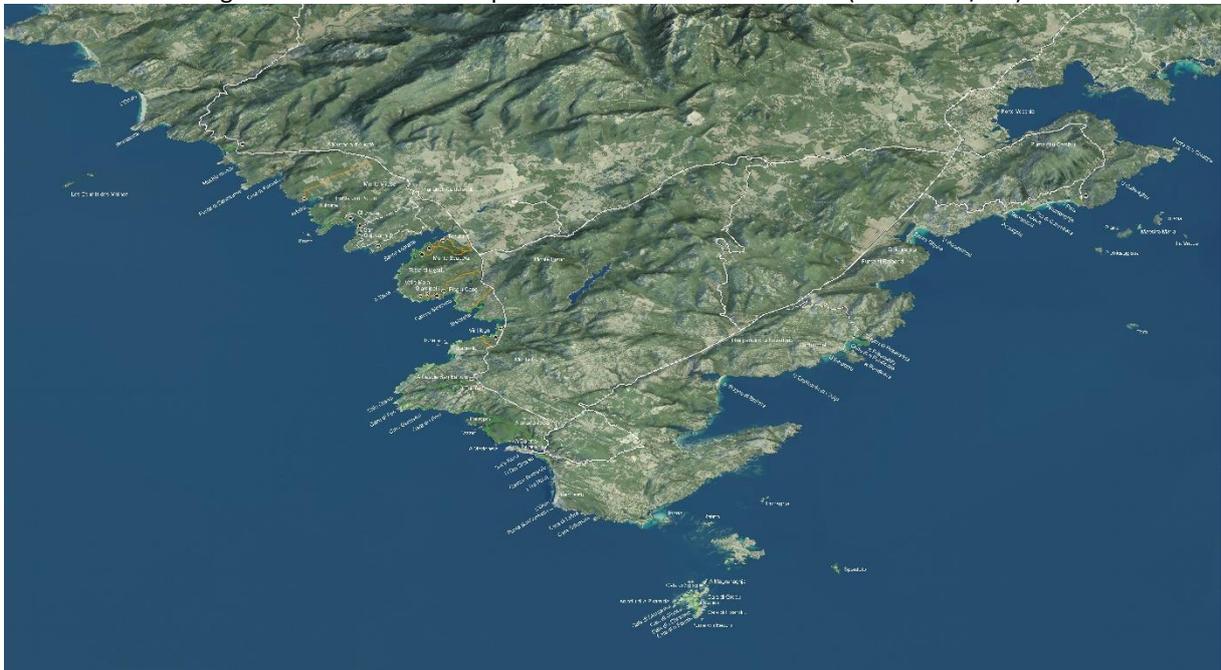
Remarque : la compréhension de la géologie impose au lecteur néophyte de se fondre dans une échelle des temps bien différente de celle de l'Histoire humaine. De même, la complexité des phénomènes qui ont conduit à la formation des reliefs et des roches que l'on peut aujourd'hui observer impose parfois l'emploi d'un vocabulaire spécifique. Vous trouverez donc en fin de note une échelle des temps géologique et un glossaire des termes les moins courants, signalés par un astérisque ().*

L'Extrême Sud, un paysage maritime partagé entre granite et calcaire

Le paysage de l'Extrême Sud de la Corse est dominé au nord par la présence d'une véritable barrière montagneuse orientée NE-SW, la montagne de Cagna (*A Cagna*), culminant à près de 1 300 mètres d'altitude. A son pied, la dépression du « *Pian d'Avretu* » s'étend de Porto-Vecchio à Figari. Elle est constituée de deux bassins hydrographiques indépendants se jetant respectivement dans le Golfe de Porto-Vecchio à l'est et dans la baie de Figari à l'ouest.

En regardant la pointe méridionale de l'île depuis les sommets du massif, deux plateaux granitiques, Chera et Arapa, culminent à 300 mètres d'altitude et ponctuent le paysage (figure 1). En arrière de la côte est, d'autres reliefs sont également présents et chutent brutalement vers la mer, alors qu'à l'extrémité de la microrégion, le *Piale*, plateau « calcaire » bonifacien, se laisse apercevoir.

Figure 1 : Vue axonométrique de l'Extrême Sud de la Corse (© Kalibblue/Cdl)



Le caractère maritime du paysage est très marqué avec 100 km de côtes essentiellement rocheuses. La façade littorale de l'Extrême Sud de la Corse apparaît ainsi très découpée, entaillée de plusieurs baies (Sant'Amanza, Vintilegna, Figari) très souvent occupées par des zones humides en arrière du cordon littoral. De nombreuses anses, *cala* en corse et *cara* en bonifacien, parsèment également le

bord de mer. Des plages formées de sables à grain moyens à fins, de dimensions limitées sur la côte ouest et plus étendue à l'est, alternent ainsi avec des promontoires rocheux sculptés par l'érosion marine. De nombreux îlots rocheux, notamment les archipels des Cerbicale et des Lavezzi, mais également l'archipel de La Maddalena au nord-est de la Sardaigne, renforcent ce caractère maritime.



Depuis le golfe de Vintilegna, la montagne de Cagna ponctue le paysage (© O.Bonnenfant/OEC)

Le découpage de la côte « calcaire » tranche sur ce modelé granitique en présentant une morphologie de falaises abruptes et relativement rectilignes, avec des à-pics pouvant atteindre une centaine de mètres à Capu Pertusatu. Ces falaises forment un paysage spectaculaire, riche de surplombs, d'éboulis et de larges grottes, résultats de l'érosion marine et de la dissolution du calcaire sous l'action de l'eau (dissolution karstique).



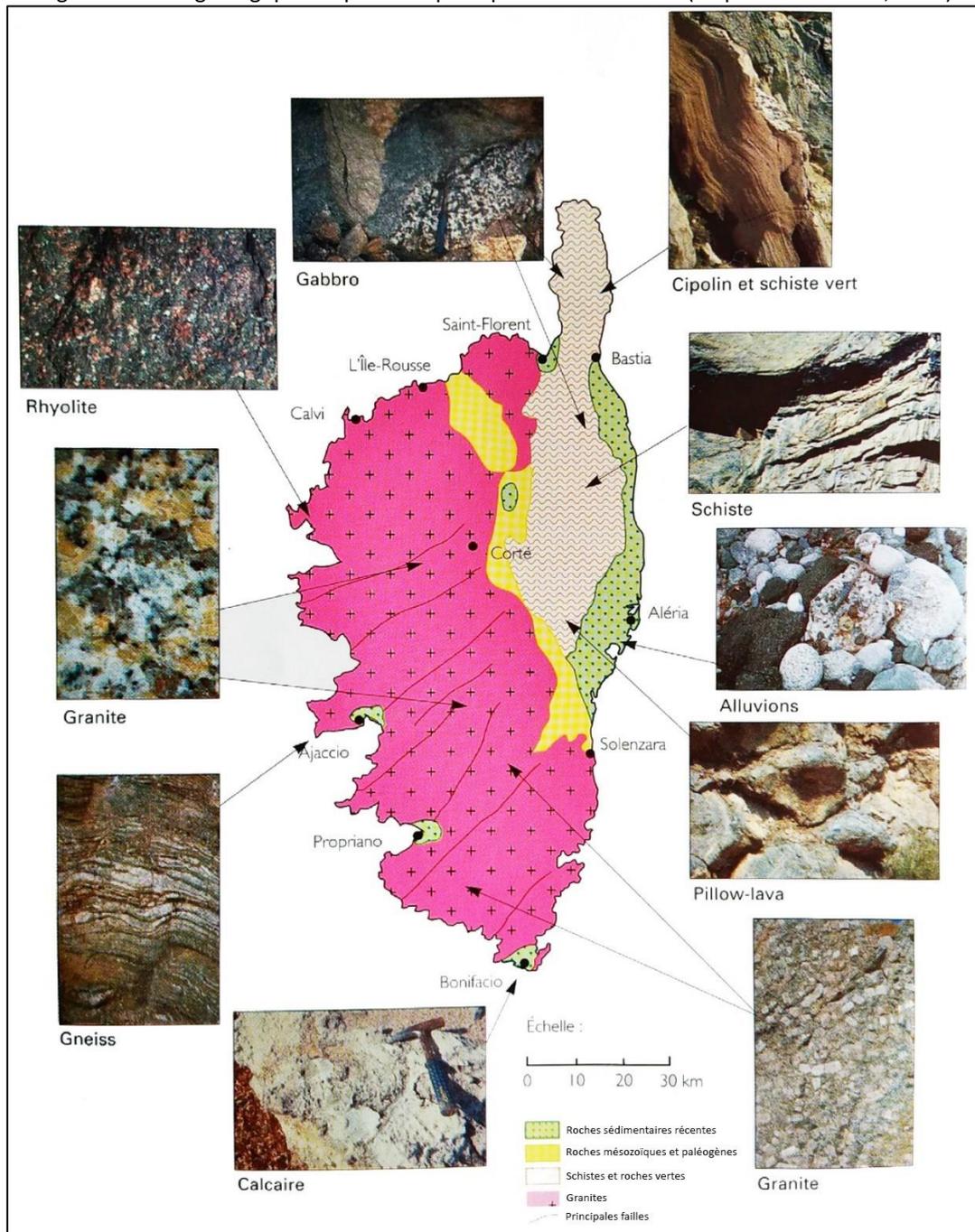
Les falaises calcaires de Bonifacio culminent à une centaine de mètres de hauteur (© O.Bonnenfant/OEC)

Cette morphologie très homogène de l'Extrême Sud est de fait fortement contrôlée par la géologie : comprendre l'histoire de la formation des roches et des reliefs permet ainsi de lire son paysage et de se plonger dans des temps immémoriaux, bien avant que l'homme ne s'y installe.

UNE BREVE HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CORSE

La Corse se partage essentiellement entre deux grandes entités géologiques différentes, une montagne occidentale (la Corse hercynienne) élevée, où les roches magmatiques* dominent et une montagne orientale (la Corse alpine), dont le sous-sol est formé d'anciennes roches sédimentaires* et d'ophiolites* (figure 2). Au niveau de la zone de contact entre l'hercynien et l'alpinaffleurent des terrains témoignant de la couverture sédimentaire du granite avant la compression alpine. Les dépôts plus récents constituent la quatrième et dernière unité. Ils sont présents à Saint Florent, en Plaine orientale à Francardo-Ponte Leccia et à Bonifacio.

Figure 2 : Carte géologique simplifiée et principales roches corses (d'après Gauthier A., 1998)



Du socle panafricain à l'orogénèse hercynienne

L'âge protérozoïque du socle panafricain Corse est établi par la présence de minéraux de zircon datés de 2 200 Ma dans les formations les plus anciennes.

De 540 à 440 Ma, une distension généralisée sépare le continent Nord-Européen du Gondwana par la mise en place d'une vaste aire marine, la proto-Téthys.

Entre le Dévonien et le Permien (de 419,2 à 252,2 Ma), la collision entre le Gondwana au sud et la Laurussia (Amérique du Nord et Europe réunies) au nord entraîne la formation d'une vaste chaîne montagneuse : la chaîne varisque ou chaîne hercynienne. Vraisemblablement analogue à l'Himalaya aujourd'hui, elle s'étendait du Maroc jusqu'au cœur de l'Europe, englobant aussi les Appalaches nord-américaines alors solidaires de l'Afrique de l'ouest. Les terres émergées formaient alors un unique et immense continent, la Pangée. Une grande partie des granites français sont datés de cette orogénèse*.

En Corse, une grande part du socle ancien est ainsi composé de roches plutoniques* datant de la fin du cycle varisque (de -347 à -278 Ma). Imbriquées les unes dans les autres, elles forment une importante masse insérée dans un terrain plus ancien (l'encaissant) : le batholite.

Le batholite corse est ainsi formé d'un ensemble extrêmement composite de plutons*, formés non par le refroidissement d'un unique apport de magma mais par la succession de 3 épisodes magmatiques discontinus d'assez courtes durées :

- le premier au Viséen (entre 347 et 333 Ma) avec des plutons géographiquement limités au nord-ouest de la Corse ;
- le second, intervenu après une période de calme d'environ 20 Ma (entre 310 et 300 Ma), dont les plutons constituent l'essentiel du batholite corse dans ses parties centrales et méridionales ;
- le troisième, d'une durée de 15 Ma (entre 293 et 278 Ma), qui clôt l'activité magmatique varisque* et se caractérise notamment par une très grande variété de magmas produits.

Après l'orogénèse hercynienne, la morphogénèse de la Corse se poursuit en s'inscrivant dans les grandes étapes de la mise en place du bassin méditerranéen tel que nous le connaissons aujourd'hui. Quatre phases peuvent être distinguées, chacune ayant laissé des empreintes plus ou moins marquées dans la géologie, à terre et en mer, de l'Extrême Sud de la Corse.

Evolution durant l'ère Mésozoïque (de 252,2 à 66 Ma)

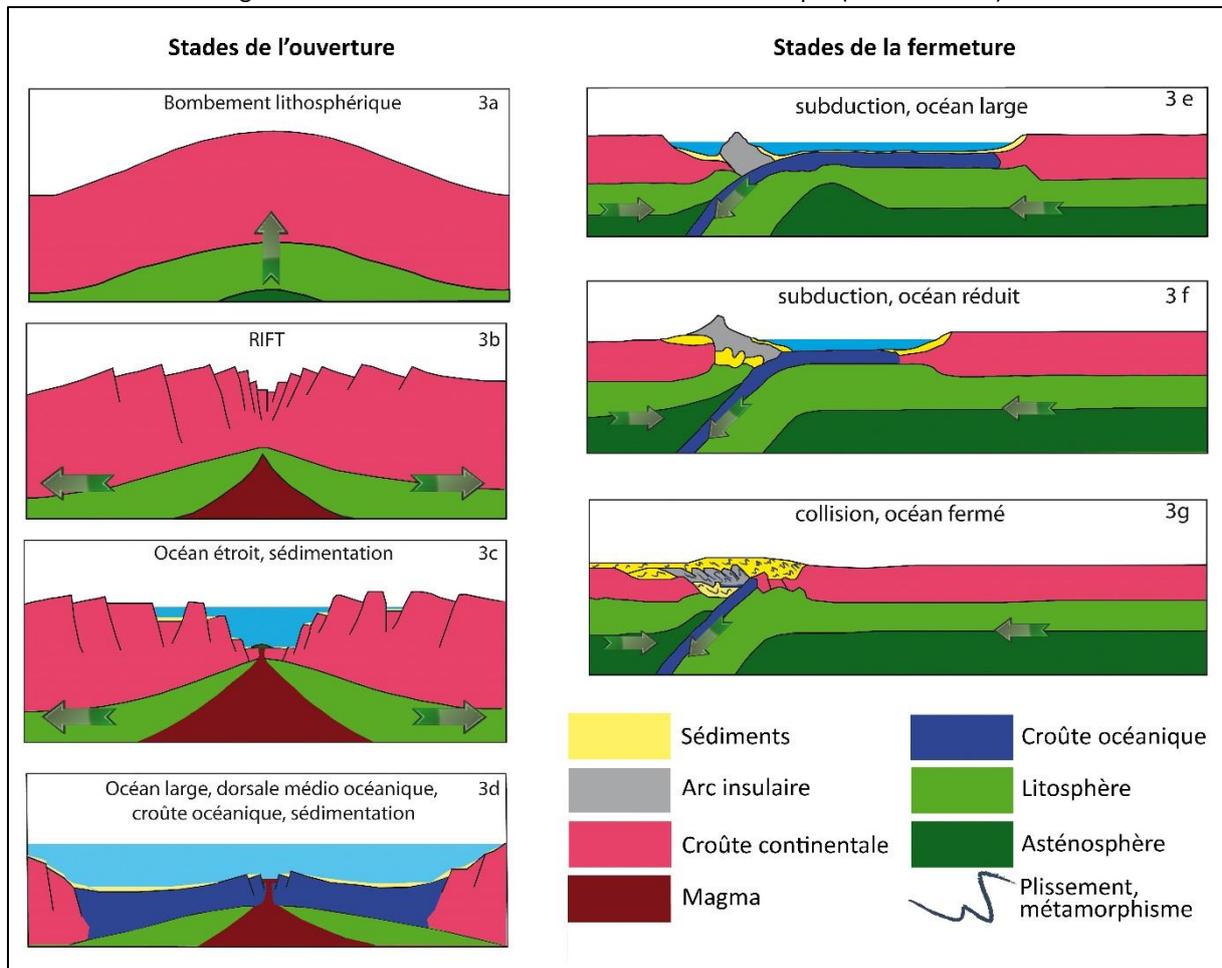
Au début du Mésozoïque, la chaîne hercynienne, profondément érodée, est réduite à quelques îlots continentaux au Portugal, au nord de l'Espagne, à l'ouest de la France et en Europe centrale. Le territoire qui deviendra la Corse est immergé : des dépôts sédimentaires recouvrent alors partiellement le batholite et son encaissant.

Différentes phases préliminaires à la mise en place d'une nouvelle chaîne de montagnes, les Alpes, se succèdent pendant le mésozoïque (figure 3) : à la suite d'un bombement lithosphérique (3 a), la croûte continentale s'étire et se fracture. C'est le stade rift* : entièrement continental au début (3 b), seul son axe sera envahi par la mer. Ses deux marges ne cessent de s'éloigner l'une de l'autre et le magma mantélique finit par percer la croûte continentale (3 c). Petit à petit l'essentiel du fond de la mer n'est plus constitué que de la croûte océanique. L'océan alpin (ou Téthys) commence ainsi son expansion. Au fur et à mesure, l'océan s'élargit et les dépôts sédimentaires s'empilent sur le fond de la Téthys, de part et d'autre de la dorsale médio-océanique* (3 d).

Le processus se bloque et l'océan commence à se refermer vers la fin du Crétacé inférieur (autour de 100,5 Ma). La subduction* de la croûte océanique sous la marge sud alpine commence (3 e et 3 f) et

entraînera la disparition de l'océan. Cette collision (3 g) alpine a lieu au Crétacé supérieur, mais la compression n'est pas terminée pour autant.

Figure 3 : Stades d'ouverture et de fermeture océanique (M. Ferrandini)



Evolution durant le Paléogène (de 66 à 23 Ma)

Au début de l'Eocène supérieur (-40 à -37 Ma), le blocage de la subduction* dans un contexte compressif est responsable du charriage* de nappes superposées sur la marge continentale : déplacées vers l'ouest, les roches sédimentaires déposées préalablement se transforment sous la contrainte de fortes températures et de hautes pressions (métamorphisme), provoquant l'apparition de nouveaux minéraux et de la schistosité*. Ces roches métamorphiques donnent les schistes lustrés et les ophiolites de la future Corse alpine, constituée, mais non encore émergée.

A la fin du Paléogène, à l'Oligocène (à partir de -33,9 Ma), le contexte tectonique redevient extensif. Un rift* continental se met en place entre le bloc corso-sarde et la plaque européenne. Petit à petit et au fur et à mesure de l'expansion de l'océan liguro-provençal, le bloc corso-sarde s'isole.

Evolution au Néogène (de 23 à 2,59 Ma)

La préexistence de failles NO-SE sont vraisemblablement à l'origine de l'ouverture en « ciseaux » de l'océan liguro provençal. Celle-ci va entraîner une rotation antihoraire du bloc corso-sarde de 45°, assez rapide au début (30° entre -21,5 et -18 Ma). La position géographique actuelle du bloc Corso-Sarde est acquise il y a 15 Ma. Pendant tout ce temps, deux événements concomitants sont enregistrés en Corse : une transgression* et une activité volcanique soutenue.

Pendant le Miocène inférieur (-23 à -16 Ma) la montée du niveau de la mer est continue, atteignant un paroxysme au Burdigalien supérieur (18Ma). Ce niveau de haute mer, connu mondialement, réduit la Corse à une petite île granitique dont le littoral oriental longe les Agriates, la dépression centrale et arrive dans l'Extrême Sud. Les sédiments déposés à cette époque constituent tout ou partie du remplissage des actuels bassins sédimentaires de Bonifacio, de la Plaine orientale, de Francardo Ponte-Leccia et de Saint-Florent.

Même si les dépôts volcaniques datant de cette époque sont rares en Corse, plusieurs affleurements de tufs ignimbritiques dans l'Extrême Sud de la Corse témoignent d'une activité magmatique associée à des nuées ardentes autour de 21 Ma (Aquitaniens terminal-Burdigalien basal). Ces affleurements correspondent aux prémices et au début de la forte activité volcanique enregistrée en Sardaigne entre 20,5 et 18 Ma, alors que la rotation venait juste de débuter. Les altitudes très différentes auxquelles ces roches affleurent actuellement montrent l'existence d'une paléo-topographie contrastée affectant le granite dans l'Extrême Sud de la Corse au moment de l'épisode volcanique, suivie d'une phase d'érosion importante qui a détruit la majorité du dépôt de ce matériel extrêmement meuble.

En mer, l'importance de ce magmatisme du Miocène inférieur et moyen est également attestée par les diverses structures volcaniques (sills, coulées, reliefs) observées le long du rebord de la plate-forme ouest de Bonifacio.

Au cours des 20 derniers millions d'années, le relief actuel va ainsi progressivement se mettre en place.

Au Miocène supérieur (Tortonien), l'île gagne en surface (Castagniccia et Cap Corse) par exondation des schistes lustrés*, des ophiolites* alpins et de leur couverture sédimentaire. Intensément érodée, celle-ci n'est désormais visible qu'au niveau des 4 bassins sédimentaires actuels.

Par la suite, la baisse du niveau de la mer lors de l'évènement messinien (de -6,9 à -5,4 Ma) va entraîner le surcreusement des lits des fleuves occidentaux, entraînant la formation de vallées très profondes poursuivies en mer par des canyons sous-marins dont la profondeur peut atteindre aujourd'hui 2 000 mètres (cf. encadré). Les vallées seront remises en eau lors la transgression pliocène (-5.3 Ma).



A l'extrémité de la presqu'île de Bruzzi, les mélanges de magma ont « tatoué » une étrange tête de mouflon dans le beige clair du granite (© O. Bonnenfant/OEC).

L'évènement messinien et la transgression pliocène

A la fin du Miocène (-6,9 Ma), des fluctuations importantes du niveau océanique détériorent la communication entre l'Atlantique et la Méditerranée, opérée alors par des détroits traversant des régions localisées aujourd'hui dans les chaînes bétique (Espagne) et rifaine (Maroc). Dans un contexte climatique voisin de celui qui règne actuellement sur les rivages de la mer Rouge, avec notamment un important déficit hydrique, l'apport intermittent d'eau uniquement salée dans une mer soumise à une forte évaporation entraîne une crise de salinité dont le paroxysme s'est produit entre 6 et 5,3 millions d'années. Environ 5 % du stock total de sels dissous dans l'océan mondial a été piégé à l'état solide dans le bassin méditerranéen au cours d'un intervalle de temps qui, à l'échelle des temps géologiques, représente presque un instantané. Le niveau de l'eau a baissé de plusieurs centaines de mètres par rapport au niveau océanique, voire même un millier, transformant le paysage marin en une mosaïque de lagunes sursalées, entourées de vastes aires émergées, ravinées et souvent encroûtées de sel. Conséquence de cette baisse, les fleuves du pourtour du bassin ont surcreusé leur lit, formant des vallées très profondes. Cette « crise de salinité » a entraîné une véritable crise écologique qui verra la disparition, définitive ou temporaire, de très nombreux groupes d'organismes.

La fin de la crise de salinité intervient à la fin du Messinien (autour de 5,4 Ma) pendant une brève période dont la durée est estimée entre 100 à 200 000 ans : la Méditerranée connaît un nouveau changement hydrologique majeur avec la généralisation de milieux faiblement salés ou d'eau douce en lieu et place des milieux hypersalins. La communication entre la Méditerranée et l'Atlantique est quasiment rompue, l'apport d'eau ne se faisant que par les fleuves se déversant dans le bassin, notamment les précurseurs du Rhône, de l'Ebre, du Pô et du Nil.

Un évènement tectonique survient vers 5,3 Ma (limite Messinien/Pliocène) : l'effondrement du détroit de Gibraltar entraîne un apport brutal d'eau océanique, épisode qualifié de transgression pliocène et dont la durée est estimée à seulement deux ans. Le niveau marin dépasse ses limites antérieures, submergeant les vallées très profondes qui se sont creusées préalablement.

L'invasion des eaux atlantiques provoque alors le rétablissement rapide des conditions marines normales qui offriront les conditions hospitalières connues actuellement. Les variations postérieures (Quaternaire) du plan d'eau, entraînant pourtant l'abaissement du plan d'eau jusqu'à une centaine de mètres pendant les périodes glaciaires, n'apporteront plus de bouleversements écologiques de cette ampleur. Actuellement, le déficit du bilan hydrique du bassin méditerranéen, de l'ordre de 1 mètre par an, est compensé par l'entrée d'eaux océaniques en surface et l'évacuation d'eaux méditerranéennes plus salées en profondeur au niveau du détroit de Gibraltar.

Evolution au Quaternaire (depuis 2,59 Ma)

Au Quaternaire (en cours depuis 2,59 Ma), les glaciers ont également contribué à façonner le relief insulaire : leur installation sur les montagnes à l'occasion de plusieurs épisodes de refroidissement successifs séparés par des périodes de réchauffement, sculpte, strie et polit les roches de la haute chaîne.

Si cette morphogénèse glaciaire est encore très visible sur les plus hauts reliefs, elle l'est également dans les incisions, suite aux baisses du niveau de la mer, de la plate-forme constituée pendant une bonne partie du Miocène.

Les formations quaternaires regroupent également les alluvions, galets et sables littoraux formés par la désagrégation des granites.

Dans les parties abritées de la côte, les sables ont formé des plages et, en arrière de celles-ci, des dunes pouvant parfois atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Ces cordons sableux ont parfois barré les débouchés des vallées, provoquant la formation d'étangs où se déposent des vases grises.

Au final, le processus érosif entamé au Miocène se poursuit de nos jours. L'évolution climatique actuelle, marquée par le réchauffement climatique d'origine anthropique et la montée des eaux marines, accélère l'érosion littorale et le retrait du trait de côte.

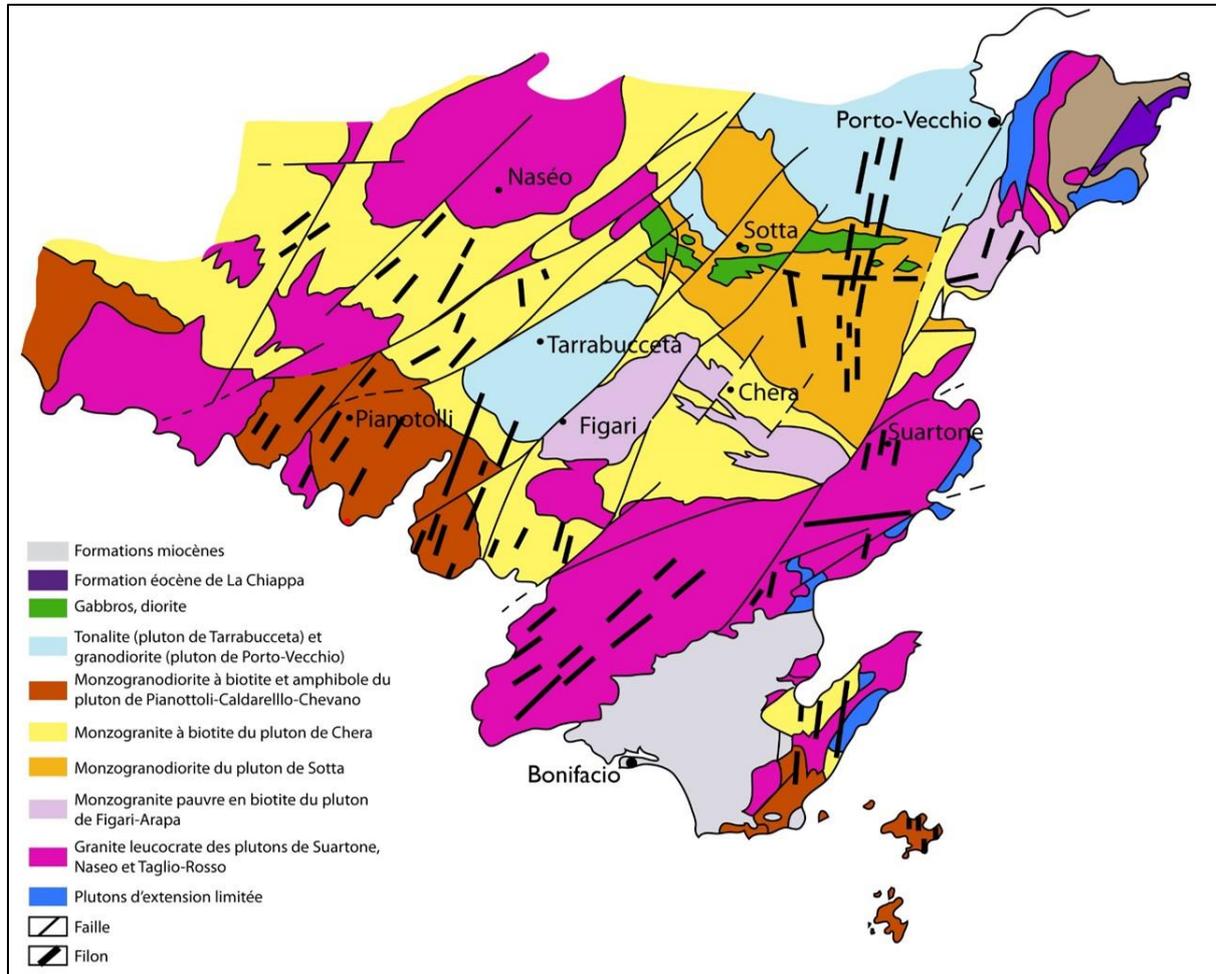


Vue du littoral depuis le site de Palumbaghja (© O. Bonnenfant/OEC)

LA GEOLOGIE DE L'EXTREME SUD

Le sous-sol de l'Extrême Sud de la Corse est composé de trois grands ensembles géologiques : un socle ancien formé principalement d'un vaste domaine granitique, un complexe filonien remarquable par son ampleur et sa diversité, ainsi que des formations volcano-sédimentaires et carbonatées marines bien plus récentes formant le plateau de Bonifacio et son prolongement en mer (figure 4).

Figure 4 : Schéma structural de l'Extrême Sud de la Corse (M. Ferrandini)



Le socle ancien

Dans l'Extrême Sud de la Corse, le socle ancien représente 80% des affleurements visibles. Il est composé en très grande partie des inclusions du batholite qui recoupent les formations métamorphiques antérieures peu étendues.

Les roches métamorphiques

Comme dans le reste de la Corse, les formations métamorphiques antérieures à la mise en place du batholite ont été très fortement démembrées par la mise en place de celui-ci. Elles ne sont plus représentées que par des témoins isolés et dispersés.

Le seul gisement plurikilométrique visible dans l'Extrême Sud constitue l'essentiel de la presqu'île de La Chiappa, disparaissant sous les eaux du bras de mer la séparant des îles Cerbicale et affleurant de nouveau à la pointe septentrionale de l'île de Forana. Il est composé principalement d'un orthogneiss* de Biancone, métagranite dont la roche originelle a été daté de de l'Ordovicien moyen (-463 +14/-11 Ma). Il s'agit d'un orthogneiss « œillé » où des mégacristsaux de feldspaths, d'une taille pouvant

atteindre 5 à 6 cm, peuvent être observés dans une pâte sans cristaux visibles. Ce type d'orthogneiss est commun dans l'encaissant du batholite corso-sarde, et plus généralement dans la chaîne hercynienne.

Le domaine granitique

Malgré leur variété, les granites de l'Extrême Sud de la Corse semblent tous avoir un « air de famille ».

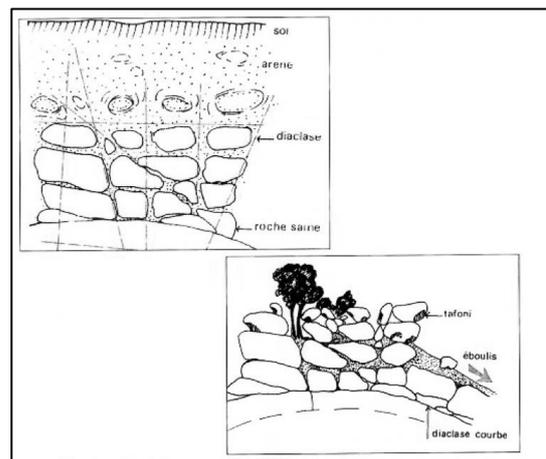
Une quinzaine de plutons* a été individualisé, répartie en deux grands ensembles correspondant aux deux derniers épisodes magmatiques de la formation du batholite :

- Un premier ensemble, très diversifié, est caractérisé par des plutons de composition tonalogramodioritique* à monzogranitique* auxquels sont intimement associés des roches gabbroïques* et une structuration régionale orientée NW-SE. La formation de cet ensemble est datée entre 310 et 300 Ma. Sa mise en place s'est effectuée sous une épaisseur de croûte estimée entre 9 et 12 km au sein de formations métamorphiques* correspondant à la zone interne de la Chaîne varisque ;
- Un deuxième ensemble, plus récent, est daté entre 293 et 278 Ma. Il est constitué exclusivement de monzogranites* leucocrates très siliceux. Les intrusions qui forment cet ensemble sont disposées selon la direction NE-SW, recoupant les intrusions du premier ensemble de façon quasi-perpendiculaire. Sa genèse s'explique par une histoire en deux épisodes : un premier stade de fusion mantellique (engendrant une suite de roches magmatiques allant des tonalites* aux monzogranites*) ayant été suivi d'une fusion des roches plutoniques entre elles pour générer des matériaux exclusivement felsiques.

Roches facilement altérables avec leurs grains moyens à fins, ces granites ont donné naissance à basse et moyenne altitudes à des collines émoussées, ennoyées sous d'épaisses couches d'arènes granitiques* (*u tuvvu*) d'où peuvent émerger deux formations caractéristiques du relief corse, les chaos (boules) granitiques et les tafoni.

Les chaos granitiques semblent posés sur le sol, occupant parfois les sommets de manière surprenante et incongrue (massif de Cagna, Trinité de Bonifacio) ou formant des paysages côtiers spectaculaires (île Lavezzi, presqu'île de Tamaricciu, îlot de Folacca). En réalité, ces chaos rocheux sont les témoins de l'altération ayant affecté le granite alors que celui-ci est encore sous terrain, sous une couverture végétale et un sol. Naturellement fissuré, le granite permet à l'eau de circuler au niveau de fissures, provoquant par dissolution et désagrégation l'arrondissement progressif des blocs et la formation d'une arène granitique*. Cette dernière, retenant l'eau, entretient par la suite l'altération du granite. Lorsque l'arène est enlevée par l'érosion, les boules empilées forment un chaos. L'eau des précipitations ruissellent alors sur celles-ci, les mettant à l'abri de l'altération chimique (figure 5). Dans les parties sommitales de la montagne de Cagna, notamment à la périphérie est et sud, les boules de granite ont roulé ou glissé le long de la pente, formant de vastes champs parfois infranchissables.

Figure 5 : Schémas explicatif de la formation des chaos rocheux (Gauthier A., 1998)



A l'inverse, la formation d'un tafonu débute à l'air libre. Elle débute par la disparition d'un cristal sur la roche. Le trou ainsi formé va s'agrandir vers le haut par désagrégation granulaire et libération de fines écailles. L'eau chargée de sel et le vent, accélérant l'évaporation, sont les moteurs essentiels de

la « tafonisation ». La cristallisation des sels et l'augmentation de volume qui en résulte suffisent dans certains cas pour provoquer la désagrégation granulaire.



Chaos rocheux sur le site de Ghjuncaghjola, au sud de Santa Ghjulia (© O. Bonnenfant/OEC)

Si une longue période, souvent des milliers d'années, est nécessaire pour passer du granite compact à l'arène granitique, l'érosion de celle-ci en sable peut être très rapide, de quelques jours à quelques années. La désagrégation mécanique ou l'altération chimique des roches granitiques a ainsi entraîné la formation de sables plus ou moins fins, déposés par la suite dans des zones d'accumulation, formant notamment les plages. Celles-ci, de dimensions limitées sur le côté occidental exposé aux vents violents d'ouest, sont cantonnés aux sites les plus abrités : Arbitro, Chevanu, la ria de Figari... Sur la côte thyrrhénienne, plus protégée, de grandes étendues sableuses occupent le littoral : Palumbaghja, Santa Ghjulia, Rundinara et Balistra.

Le transport du sable, matériau facilement déplacé par les variations du niveau marin ou le vent, vers l'arrière-plage entraîne la formation de dunes, parfois de plusieurs mètres de hauteur, comme sur les sites de Stagnolu, de Palombaggia ou de Rondinara, abritant aujourd'hui une végétation spécifique et fragile.

L'occupation humaine

La forte variation du niveau de la mer pendant et après la période glaciaire la plus récente (-20 000 ans) a sans aucun doute impacté l'occupation humaine de l'Extrême Sud de la Corse.

Ainsi, on estime que le niveau le plus bas (-110 m) fut atteint vers 15 000 avant J.-C., le détroit de Bonifacio étant alors totalement exondé, Corse et Sardaigne ne formant plus qu'une seule île. Vers 13 500 avant J.-C., le niveau était remonté de 30 mètres, de même que 1 500 ans après. Ainsi, on estime que le niveau de la mer vers - 11 000 ans avant J.-C., était stabilisé à -55 mètres par rapport à la profondeur actuel. Stable pendant 2 000 ans, il serait remonté rapidement à partir de - 8 500 av. J.-C. pour atteindre un niveau relativement proche de celui actuel en 6 000 av. J.-C. (-6/-5 m).

La mer était donc bien en-deçà du niveau actuel au moment des premières occupations humaines avérées depuis le Mésolithique, à partir du IX^e millénaire avant J.-C.

Plus récemment, l'utilisation des tafoni comme abris sous roches aménagés, les *orii*, est attesté depuis le néolithique. Fermés à l'aide pierres au débit naturel, ils pouvaient servir de lieux d'habitation ou de stockage.



La dune de Stagnolu, au nord-ouest de Bonifacio, mesure plusieurs dizaines de mètres de hauteur. On peut distinguer sur la photographie deux types de sable, un sable ocre ancien au nord de la baie et un autre plus clair en arrière de la plage. Un étang (*u stagnu*) s'est formé, alimenté par les eaux fluviales et marines
(© O. Bonnenfant/OEC)

Le complexe filonien

L'histoire des roches magmatiques de la Corse ne s'arrête pas à la formation du batholite, une importante activité magmatique s'étant poursuivie jusqu'au Trias inférieur (-252,2 à -247,2 Ma).

Au cours du temps, la croûte terrestre s'est amincie et s'est cassée sous l'action de forces internes : de grandes fractures, les failles, se sont formées. L'activité magmatique se poursuivant en profondeur a entraîné l'injection de magmas dans ces fractures donnant naissance à des filons de compositions variées.

Dans l'Extrême Sud de la Corse, ces injections ont formé un complexe filonien d'une grande diversité issu de deux phases d'activité magmatique principales :

- La première, datée du tardi-Carbonifère au Permien supérieur (entre -305 et -270 Ma), est associée à un ensemble très diversifié de roches de composition rhyolitique* ;
- La seconde, plus récente, est datée du tardi-Permien au Trias inférieur (entre -260 et -247 Ma). Elle est représentée par des basaltes* et des roches associées.

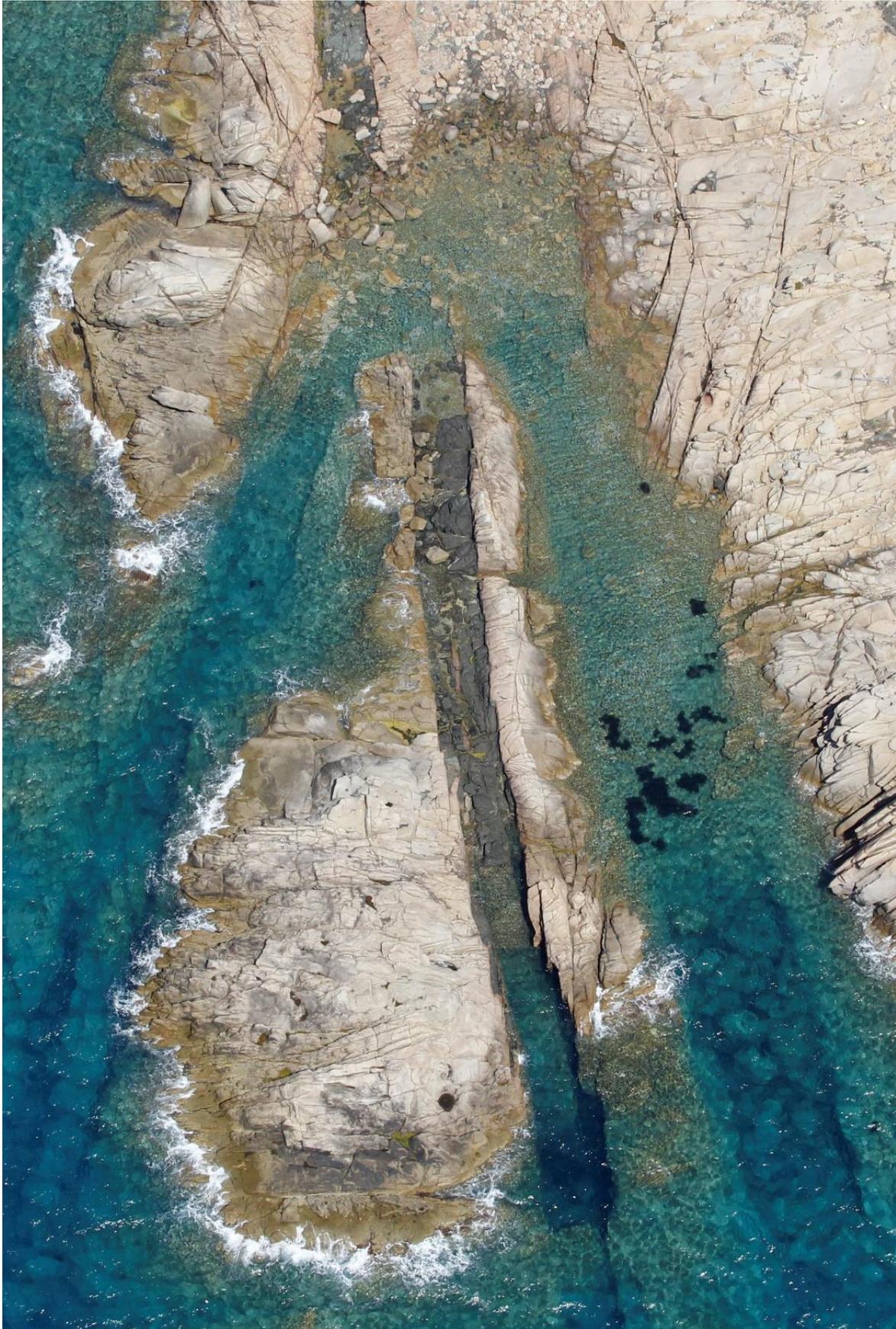
Bien qu'issues de deux épisodes magmatiques séparés par plusieurs millions d'années, les similitudes de l'ensemble des associations magmatiques suggèrent toutefois la réactivation des mêmes sources lithosphériques au cours du temps.

De par leurs grandes tailles, la plupart de ces filons sont repérables sur des photos aériennes et peuvent être suivis sur le terrain. Ils apparaissent alors comme peu rectilignes, souvent sinueux, présentant des bifurcations fréquentes ainsi que des décalages dus à des mouvements tectoniques tardifs.



A *Cascia di San Bartolu*, près de la plage de Stagnolu, apparaît comme un monument incongru. Il est formé en réalité par un filon de basalte tranchant singulièrement avec les granites plus clairs qui l'entourent
(© O. Bonnenfant/OEC)

La répartition géographique hétérogène des filons à petite échelle, répartis entre zones très denses (de 15 à 20 individus sur une bande d'1 km de large) et zones de faible à très faible densité (mais jamais nulle), ne laisse comprendre la structure d'ensemble du complexe géographique qu'à grande échelle. L'ensemble des filons suit 3 directions majeures, sans lien avec la nature des roches. Cette organisation directionnelle semble aussi présente en Sardaigne septentrionale et dans la Corse centrale.



Vue aérienne d'un filon de roches basaltiques à proximité de Capu di Fenu.
La ligne, rectiligne, est brisée sur plusieurs mètres (© O. Bonnenfant/OEC)

Le plateau calcaire de Bonifacio

Le plateau calcaire de Bonifacio, le *Piale*, est le résultat du comblement d'une dépression de la surface granitique par différentes roches sédimentaires* dont l'âge s'échelonne entre 21 et 14,5 Ma (Miocène inférieur).

Le causse calcaire de Bonifacio occupe une surface d'environ 25 km² et, si les falaises de Bonifacio ne dépassent pas une centaine de mètres de hauteur, son épaisseur maximale approche les 270 mètres.

Sa formation est le résultat de dépôts volcano-sédimentaires, d'abord terrigènes puis plus ou moins carbonatés, riches en fossile, dans une dépression du socle granitique.

Loin d'être homogènes, les roches sédimentaires sont ordonnées selon trois formations qui se sont succédées dans le temps : les formations dites de Balistra, de Cala di Labra et de Bonifacio (figure X). La continuité de ces formations sous le détroit des Bouches de Bonifacio et au Nord de la Sardaigne a été confirmée par des études sismiques.

La formation de Balistra

La formation de Balistra est la plus ancienne, et donc la plus profonde, des trois formations sédimentaires qui se sont déposées sur le substratum granitique érodé de Bonifacio. Bien qu'épaisse d'une centaine de mètres au plus, elle n'affleure qu'à l'extrémité sud de la plage de Balistra, lors des basses eaux.



Vue aérienne des grès silteux rouges appartenant à la formation de Balistra, surmontés de plusieurs mètres d'ignimbrite appartenant également à la formation de Balistra, puis de roches calcaires appartenant à la formation de Cala di Labra (© Acula/Cdl)

Elle est continentale et fluviatile : ses roches sont une alternance de grès silteux rouges et de passées de cailloutis de granites locaux, sans traces fossilifères. Elle renferme également des passées

volcaniques, tufs ignimbritiques* datés d'environ 21 Ma, témoins des prémices d'une forte activité volcanique associée à des nuées ardentes concomitante du début de la rotation corso-sarde.

La formation de Cala di Labra

Epaisse de 80 mètres au plus, la formation de Cala di Labra date du Burdigalien supérieur. Elle doit son nom au lieu d'affleurement de sa coupe la plus complète, sur une hauteur de 35 mètres environ.

La formation de Cala di Labra est une formation marine qui correspond aux premiers dépôts dû à une transgression connue mondialement et datée de 19 Ma. Le climat était alors de type tropical comme en témoigne l'importance des récifs accrochés au littoral granitique de l'époque.

La formation est constituée globalement d'un mélange de dépôts détritiques grossiers et de fossiles de bioconstructions récifales, le dépôt des premiers ayant entraîné la létalité des seconds. Elle se décompose en six unités lithologiques différentes, chacune définie selon la variété et la densité des espèces fossilifères, benthiques et pélagiques, rencontrées. Ces différentes strates sont associées à 3 principaux stades de bioconstruction, conséquence d'une variation étagée du niveau marin.



Vue aérienne et rapprochée de la formation de *Cala di Labra* (© O. Bonnenfant/OEC)

La formation de Bonifacio

Vers 16 Ma, un changement radical des conditions de sédimentation a lieu suite aux variations du climat et à la mise en place des Bouches de Bonifacio. Une nouvelle transgression se produit et, sous l'influence des tempêtes et des marées, les courants marins transportent latéralement les grains de sables et fragments de squelettes d'organisme. Les figures de stratifications obliques visibles sur les falaises témoignent des variations du sens et de la direction des courants.

Ces conditions de sédimentation, caractéristiques des mers peu ou moyennement profondes, ont persisté jusque vers 14,5 Ma. Elles ont permis le dépôt de la « Pierre de Bonifacio », la calcarénite, dépôt calcaire gréseux formé par la consolidation d'un mélange de sables calcaires d'origines biologique (formés par l'érosion des récifs coralliens) et détritique (issues de l'altération du socle ancien).

Vue aérienne de la ria de Bonifacio
(© J.-F. Paccosi/CRDP)



Plus récemment, l'évènement Messinien (entre 6,9 et 5,4 Ma) a entraîné la formation de profondes vallées dans les dépôts sédimentaires, de nouveau ennoyées lors de la transgression pliocène (vers - 5,3 Ma). C'est ainsi que c'est mise en place la ria* de Bonifacio, incluant aujourd'hui le goulet de Bonifacio et la vallée de Saint Julien.



La ville haute de Bonifacio a été construite sur la formation sédimentaire la plus récente, datée d'environ 15 Ma (© O.Bonnenfant/OEC)

La « pierre de Bonifacio », une identité architecturale

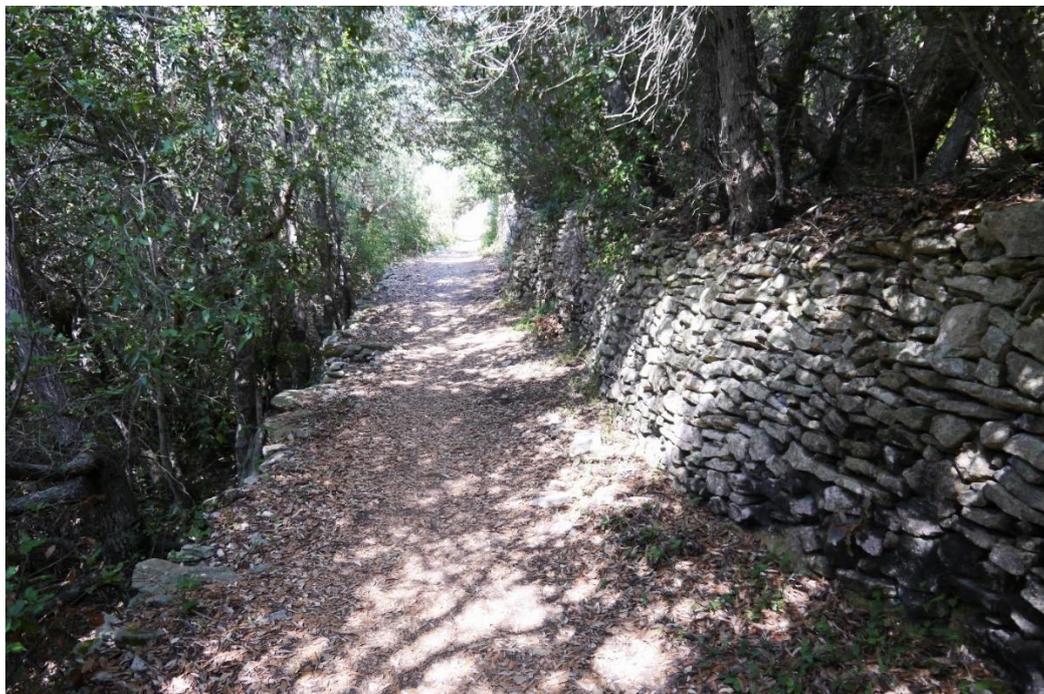
La « pierre de Bonifacio », appelée calcarénite, est une roche dont la structure en « couches » a conditionné fortement le bâti rural de la campagne bonifacienne : on la retrouve en abondance dans les *barracun* (cabanes de pierres sèches avec un toit en coupole), *tramizi* (murs en pierre sèche), *scarpì* (banquettes au pied des oliviers), *maschetti* (rigoles en pierre sèche), etc.

On retrouve également la pierre de Bonifacio dans les aménagements anciens de la Haute Ville de Bonifacio. La partie ancienne de la montée du Rastello, liant la marine au col de San Roccu, est ainsi pavée latéralement de calcarénite au débit naturel, profitant de nature rugueuse et donc peu glissante de la roche. Ce pavage traditionnel se retrouve également dans la montée du col de San Roccu vers l'ancien abattoir de Campu Rumanilu. La pierre blanche, compacte, se retrouve également dans les soubassements de la forteresse de Bonifacio et l'aménagement des chemins de ronde. Son utilisation taillée est également remarquable, comme pour l'église Saint Dominique, entièrement construite de moellons parfaitement dimensionnés.

L'utilisation architecturale de la calcarénite apparaît ainsi ancienne, antérieure à l'époque génoise. Toutefois, l'entretien constant du bâti, au moins jusqu'à la fin du XIXe-début du XXe siècle, rend les divers éléments difficilement datables.

La calcarénite était également utilisée comme matière première pour la fabrication de la chaux. Le four à chaux, *a chezzinara*, se présentait comme un cylindre creusé dans la roche, pourvu de parois soigneusement appareillées de pierres doublées de deux ou trois couches de crépi d'argile. La calcarénite était déposée en son sein, formant une voute dans laquelle était enfourné pendant plusieurs jours des fagots et charges de bois. Lorsque le fourneau était éteint et refroidi, après encore une semaine, la chaux était extraite puis transportée à dos d'âne ou de mule vers la ville.

Un bel exemplaire de four à chaux, visible à proximité de la plage du Fazziò, a été restauré par le Cdl en 2012.



Le *Piale* est parsemé de murets et sentiers aménagés en pierre de Bonifacio (© O. Bonnenfant/OEC)

La géologie marine

Les fonds marins entre Corse et Sardaigne ne dépassent pas les 100 mètres de profondeur. Ils sont composés de deux plates-formes (est et ouest) très dissemblables.

A l'ouest, les fonds présentent une morphologie « rugueuse », bien visible entre 20 et 50 mètres de profondeur, qui devient plus accidentée au large et marquée par la présence de larges plateaux entaillés de profondes incisions. A l'est, la morphologie de la plate-forme est plus douce, la pente régulière, et les grandes profondeurs plus rapidement atteintes. La bathymétrie apparaît toutefois plus perturbée à l'approche des îles Cerbicale, avec une zone de hauts fonds et d'îlots au large de la pointe de Carpiccia.

En bordure des zones granitiques, le socle varisque affleure régulièrement, souvent recouvert d'une couche de sédiments meubles (figure 6). Au pied des falaises calcaires de Bonifacio, de Capu Pertusatu à la Cala di Paragan, des formations calcaires sub-affleurantes sont recouvertes de sables grossiers, de l'herbier de posidonie et d'éboulis littoraux. Elles forment des replats principaux, à -55 m et entre -35 et -40 m, correspondant à un ralentissement dans la transgression autour de respectivement 11 000 ans avant le présent (BP, *Before Present*) et dans la période comprise entre 8 400 et 7 000 ans BP. Le socle granitique affleure aux principaux caps et autour des îlots.

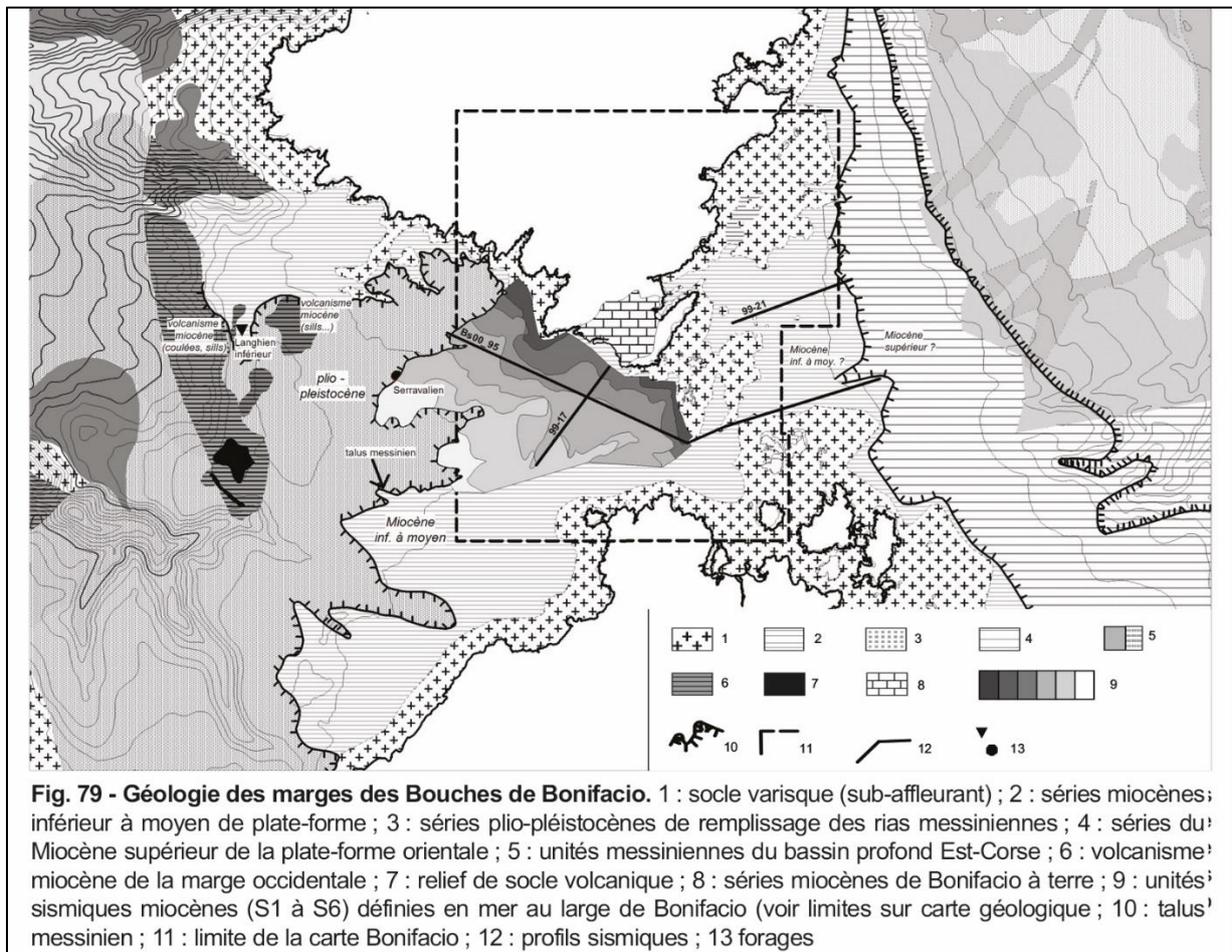


Figure 6 : Géologie des marges des Bouches de Bonifacio (Orsini *et al.*, 2011)

A l'Est, la transition avec le socle granitique a pu être observé au niveau de l'anse de Cala di Labra, dans le prolongement du contact visible à terre. Sur la bordure externe de la plate-forme, trois rides indurées étroites sont observables de manière continue sur plusieurs kilomètres. Elles sont attribuables à d'anciens cordons littoraux coïncidant avec des phases d'arrêt de la transgression

flandrienne. La plus profonde se situe à -100 mètres et serait datée de 14 000 ans BP. La bathymétrie des deux autres cordons est comprise entre -95 et -88 mètres, niveau attribué à une phase de ralentissement importante dans la dernière transgression post-glaciaire.

Les anciennes vallées et les dépressions qui paraissent dans la morphologie de la plate-forme occidentale des Bouches de Bonifacio sont héritées de phénomènes d'érosion aérienne durant les périodes de bas niveau marin, probablement au cours du Quaternaire. Une entaille nette de direction NE-SW, dans le prolongement de la ria de Figari, sépare le plateau calcaire de Bonifacio de celui des Moines. Cette incision a probablement été creusée par le cours d'une paléo-rivière principale, accompagnées de paléo-vallées perpendiculaires formées par ses affluents, qui poursuivait son cours vers le sud-ouest pour rejoindre la mer en bordure du canyon de Castelsardo, au nord-ouest de la Sardaigne.

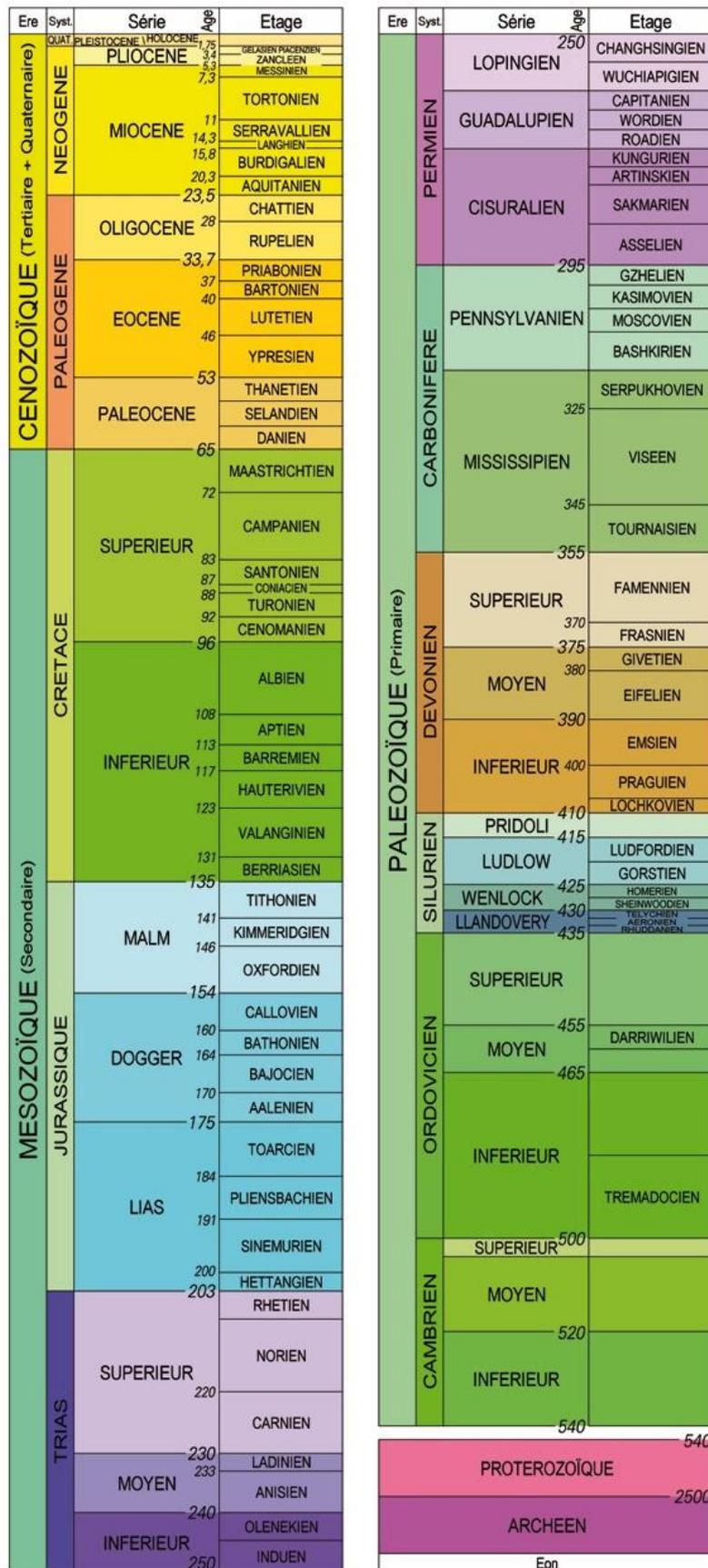
La dernière glaciation

Lors du dernier maximum glaciaire, il y a environ 18 000 ans, le niveau marin se situait entre 100 et 120 m plus bas qu'aujourd'hui. Au large de Bonifacio et de Figari, la régression exonde les vastes plateaux calcaires et la zone de hauts-fonds granitiques de l'archipel des Moines. A l'ouest de Figari, la ligne de rivage avance de 10 à 15 km en direction du sud-ouest. Un réseau hydrographique se développe dans les paléo-vallées et prolonge le réseau actuel. Plus à l'est, le détroit se ferme et un isthme de terre relie la Corse à la Sardaigne : la plate-forme orientale est totalement exondée. Le détroit s'ouvrira de nouveau avec la remontée post-glaciaire du niveau marin.



Chaos rocheux immergés à proximité de l'île Lavezzu (© O. Desanti/OEC)

Echelle des temps géologiques



BRGM Mars 2003 - Noms des unités d'après la charte stratigraphique internationale IUGS, 2000. Ages numériques (Ma) d'après G.S. Odin, IUGS, 2000. Couleurs des unités d'après le programme de la carte géologique de la France à 1/50 000.

(Source : BRGM)

Glossaire

Arène granitique : sous l'effet de la circulation et la stagnation de l'eau en profondeur, le granite s'altère progressivement. Les minéraux de feldspaths, micas et silicates d'aluminium se transforment (hydratation, hydrolyse, oxydation) au contact de l'eau pour devenir des minéraux argileux dont les propriétés, la friabilité notamment, diffèrent de celles d'origine. Peu à peu, le granite perd de sa cohérence et se désagrège en un sable grossier, l'arène granitique, composé d'argile, de grains de quartz et de minéraux non encore altérés. Ces phénomènes d'altération sont à l'origine des paysages caractéristiques des chaos de granite.

Batholite : Le batholite est formé du refroidissement de plusieurs masses de magmas imbriquées les unes dans les autres. Il forme une importante masse de roches plutoniques intrusives au milieu d'autres terrains (l'encaissant) dont les racines se perdent dans les profondeurs de la croûte continentale.

Chaîne varisque (hercynienne) : Le cycle varisque, également appelé cycle orogénique hercynien, s'est déroulé pendant le Paléozoïque supérieur, entre le Dévonien (de 419,2 à 358,9 Ma) et le Permien (de 298,9 à 252,2 Ma). Il correspond à la formation d'une vaste chaîne montagneuse vraisemblablement analogue à l'Himalaya aujourd'hui, née de la collision nord-sud entre le Gondwana et la Laurussia (Amérique du Nord et Europe réunis) qui a conduit à la formation de la Pangée. Cette chaîne s'étendait du Maroc jusqu'au cœur de l'Europe, englobant aussi les Appalaches nord-américaines alors solidaires de l'Afrique de l'Ouest. La dernière étape des collisions continentales fut celle de l'Asie et de l'Europe. Une grande partie des granites français sont datés d'environ 300 Ma et datent de cette orogénèse. Ils se sont parfois affaissés avant de ressurgir par érosion.

Charriage (nappes de charriage) : Une nappe de charriage est un ensemble de terrains déplacé de son site d'origine et venu recouvrir d'autres terrains. Ce type de déplacement important, sur des dizaines de kilomètres, voire beaucoup plus, s'effectue dans les contextes de convergences tectoniques et surrections montagneuses.

Dorsale océanique (croûte océanique) : Une dorsale ou ride océanique est une frontière entre deux plaques tectoniques divergentes (qui s'éloignent l'une de l'autre). L'axe des dorsales est le siège d'un volcanisme qui provoque, éruption après éruption, la montée et l'injection de nouveaux magmas. Ces apports magmatiques viennent s'ajouter aux planchers océaniques déjà existants et augmentent progressivement leur surface. Deux nouvelles croûtes océaniques « jumelles », de même âge et de même caractéristiques, s'éloignent progressivement, de façon symétrique, de part et d'autre de la dorsale.

Ophiolite : Le terme d'ophiolite désigne un ensemble de roches (basaltes, gabbros...) correspondant à un ancien compartiment de plancher océanique charrié à la surface d'un continent (obduction) dans un contexte de collision tectonique.

Orogénèse : Ensemble des étapes géologiques donnant naissance à une chaîne de montagnes.

Ria : Golfe marin étroit, allongé et relativement profond, résultant de l'invasion de la partie basse d'une vallée fluviale par la mer.

Rift : Un rift est une zone effondrée entre deux territoires subissant des contraintes d'extension. Un rift ou déchirure continentale marque la première étape d'une ouverture océanique.

Roches magmatiques : Les roches magmatiques proviennent du refroidissement d'un magma. On distingue les roches plutoniques (granite, diorite, gabbro...) et les roches volcaniques (rhyolite, basalte, andésite...).

Roches plutoniques (Pluton) : Un pluton est une masse formée de roches issues du refroidissement lent de magmas piégés en profondeur dans la croûte terrestre (les roches plutoniques).

Granite (granitoïde, monzogranite, granodiorite, tonalite) : Le granite est une roche magmatique plutonique acide, riche en silice, d'aspect grenu (entièrement cristallisée avec des cristaux de taille identique et bien visibles à l'œil nu), de couleur moyenne gris clair à gris plus soutenu, parfois rose, voire presque blanche, et principalement constituée de minéraux de couleur claire (quartz, feldspaths alcalins potassiques, feldspath plagioclase) et, en moindre proportion, de minéraux aux teintes sombres (micas, amphibole, pyroxène...). Roches très répandues, les granites forment la majeure partie du socle des continents. L'équivalent effusif (volcanique) d'un granite est une rhyolite.

Les matériaux granitiques forment un ensemble de roches de composition variée, regroupées sous le terme générique de granitoïde. On peut distinguer le monzogranite (granite au sens strict), où le feldspath potassique est plus abondant que le plagioclase, de la granodiorite et de la tonalite, respectivement de plus en plus riches en plagioclase.

Diorite : Une diorite est une roche plutonique à structure grenue de couleur gris verdâtre, nuancée de taches blanches, principalement composée de feldspaths plagioclases et d'amphiboles, avec quelques micas biotite. L'équivalent effusif (volcanique) d'une diorite est une andésite.

Gabbro : Un gabbro est une roche magmatique plutonique basique, d'aspect grenu et de couleur généralement vert sombre à noir, souvent tacheté de blanc. Elle est principalement composée de feldspaths plagioclases et de pyroxènes. Les gabbros constituent le soubassement de la croûte océanique. L'équivalent effusif (volcanique) d'un gabbro est un basalte.

Roches volcaniques : Les roches volcaniques sont formées par le refroidissement rapide d'éruptions de magma à la surface de la Terre, qu'elles soient aériennes ou sous-marines.

Rhyolite (roches rhyolitiques) : Une rhyolite est une roche volcanique très acide, riche en silice, à structure microlitique riche en verre et de couleur grise à jaunâtre ou rougeâtre, selon l'oxydation. D'importantes masses de rhyolite affleurent dans la presqu'île de Scandola. L'équivalent grenu (plutonique) d'une rhyolite est un granite.

Basalte : Le basalte est la roche volcanique la plus fréquente, constituant la très grande majorité des laves émises à la surface de la Terre. C'est une roche noire à structure microlitique constituée de feldspaths plagioclases, de pyroxènes et d'olivine. Les coulées de basalte, émises à environ 1 200°C, sont très fluides. Les épanchements de basaltes sous-marins sont à l'origine de la constitution et de l'accroissement des planchers océaniques au niveau des dorsales océaniques. L'équivalent grenu (plutonique) d'un basalte est un gabbro.

Roches métamorphiques (métamorphisme) : Le métamorphisme, ou métamorphose des roches, regroupe l'ensemble des transformations subies par les roches lorsqu'elles sont soumises à des élévations de température et/ou de pression. Ces transformations ont lieu à des profondeurs plus ou moins importantes dans les zones de convergence des plaques tectoniques. Les roches métamorphiques visibles aujourd'hui ont été par la suite soulevées et les terrains situés au-dessus d'elles décapés par l'érosion.

Schistes (schistosité, schistes lustrés) : un schiste désigne toute roche ayant acquis sous l'action de contraintes tectoniques une structure en feuillets d'épaisseur variable (schistosité). Les schistes lustrés sont des roches finement schisteuses, riches en séricite et en chlorite, dont la roche d'origine est constituée de vase.

Gneiss (orthogneiss) : un gneiss est une roche métamorphique d'aspect grenu, de composition proche de celle d'un granite, aux minéraux orientés dessinant des lits plus ou moins marqués : lits sombres principalement riches en micas, lits clairs de quartz et feldspaths. Les orthogneiss proviennent du métamorphisme de granites (par opposition aux paragneiss qui proviennent du métamorphisme de roches sédimentaires).

Roches sédimentaires : Les roches sédimentaires proviennent de processus en trois étapes : du transport, par l'eau ou l'air, de matériaux solides ou ioniques, de leur dépôt par gravité ou précipitation chimique (ou biochimique) des sédiments, suivi par une consolidation éventuelle et plus ou moins importante (diagenèse). Elles se forment aussi bien en milieu marin que continental.

Malgré la très grande diversité des roches sédimentaires, on peut en distinguer trois types : celles d'origine détritique (grès, argiles...), chimique (gypse sel gemme...) ou biochimique (calcaires...). Les roches sédimentaires sont dites « terrigènes » lorsqu'elles sont constituées d'éléments (fragments de roche, minéraux...) arrachés à une terre émergée par l'érosion.

Subduction : Le phénomène de subduction consiste dans l'enfoncement (le « plongeon ») d'une portion de lithosphère sous une autre : une plaque océanique sous une autre plaque, continentale ou océanique, parfois une plaque continentale sous une autre plaque continentale.

Transgression (/régression) : Variation positive de l'altitude du niveau marin (par opposition à la régression, variation négative)

Tuf ignimbristique (tuf volcanique) : Le tuf volcanique est une roche formée par l'accumulation de cendres et de scories volcaniques de petites tailles consolidées par des circulations d'eau et pouvant englober quelques gros blocs ou bombes. Le terme tuf employé seul peut prêter à confusion : il est également employé pour désigner une roche plus ou moins alvéolaires de nature calcaire.

Sources documentaires

La rédaction de ce document s'appuie principalement sur la notice explicative de la carte géologique Sotta-Bonifacio-Santa Teresa di Gallura dont les références exactes sont :

Orsini J.-B., Capdevila R., Ferrandini M., Ferrandini J., Loÿe M.-D., Guennoc P., Pluquet F., Thinon I., Santiago M., Oggiano G., Cherchi G., Orrù P., Puliga G., Pintus M., Ulzega A., Gamisans J., Tramoni P., André J.-P., Galloni F., Münch P., Saint-Martin S., Alamy Z. Reynaud J.-Y. & Tessier B., 2011. *Notice explicative de la feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura à 1/50 000*. BRGM Editions, Service géologique national. 366 p.

Les autres documents ayant permis la rédaction de cette note sur le contexte géologique de l'Extrême Sud de la Corse sont :

Cubells J.-F., Ferrandini M., Ferrandini J., Orsini J.-B., Pereira E., 2012. *L'Extrême-Sud*. CRDP de Corse (Collection Découvrir le patrimoine naturel), 48 p.

Ferrandini M., Ottaviani-Spella M.-M., Ciancaleoni L., Ferrandini J., Pereira E., Khoumeri B., 2009. *Les chemins de pierre et d'eau*. Coordination Salicetti M.-F. 136 p.

Ferrandini M., 2020. *La géologie du prestigieux site de Scandola*. Note pédagogique. 9 p.

Foucault A., Raoult J.-F., 2001. *Dictionnaire de Géologie*. 5^e édition. Dunod, Paris. 382 p.

Gauthier A., 1998. *La Corse, deux montagnes dans la mer*. CRDP de Corse (Collection Géologie régionale), 184 p.

Michel F., 2016. *Le Dico des mots de la géologie*. Réserves Naturelles de France. 155 p.

Orsini J.-B., Capdevila R., Ferrandini M., Ferrandini J., 2011. La notice explicative de la carte géologique Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura (1127). Données nouvelles sur des éléments géologiques remarquables de la Corse du Sud. *Géologie de la France*, n°1, p. 27-30

Orsini J.-B., Ferrandini M., Di Meglio A., Ferrandini J. 2015. *Promenade géologique à Bonifacio*. Biotope, Mèze – MNHN, Paris (Collection Balades géologiques), 34 p.

Rouchy J.-M., 2000. *Un événement exceptionnel : la crise de salinité messinienne de Méditerranée* [en ligne] sur « <http://geologie.mnhn.fr/messinien.html> » (mise à jour le 7 août 2000, consulté le 08/09/2020)

WB, 2019. *Géologie de l'Extrême Sud*. Plan d'interprétation pour l'Extrême Sud de la Corse – Annexe. Conservatoire du littoral. 14 p.



OEC, Note sur le contexte géologique de l'Extrême Sud de la Corse, septembre 2020.

Rédaction : O. Bonnenfant avec la collaboration de M.-L. Pozzo di Borgo (OEC), M. Delaugerre (Cdl) et la participation de Mme Michelle Ferrandini, géologue, Maître de conférences en retraite à l'Université de Corse - Pascal-Paoli.

Photo de couverture : Chaos rocheux à proximité de Stagnolu (© O. Bonnenfant/OEC)