

LE VOLCANISME PERMO-TRIASIQUE DU MASSIF DE L'ESTÉREL (VAR ET ALPES-MARITIMES, FRANCE)

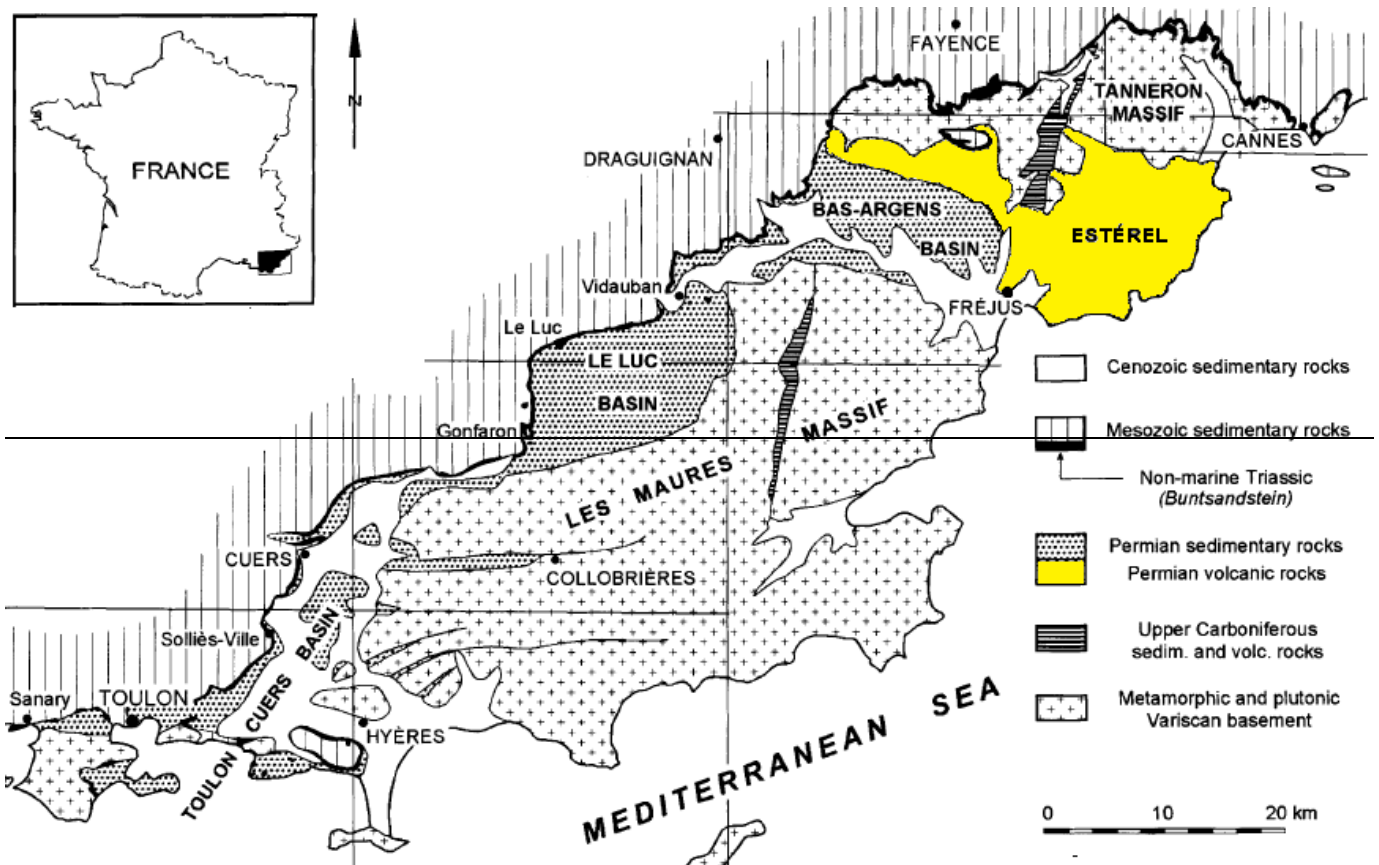
Mise en place des rhyolites et autres roches d'origine volcanique
et sédimentaire en contexte distensif post-orogénique varisque

Laurence Lassalle*

1. Présentation

Le massif de l'Estérel se situe en Provence orientale, à l'est du département du Var (83) et à l'extrémité sud-ouest des Alpes-Maritimes (06), entre les villes de Muy et de Mandelieu. Il est limité au nord par le massif cristallophyllien du Tanneron, au sud par la plaine de l'Argens qui le sépare du massif cristallophyllien des Maures, à l'est par la mer Méditerranée, à

l'ouest par les gorges de Pennafort (figure 1). Son point culminant, le mont Vinaigre, s'élève à 618 m. Le bassin carbonifère du Reyran d'orientation nord-sud sépare le massif en deux entités, l'Estérel oriental et l'Estérel occidental.



D'après Durand, 2006.

Les 320 km² de sa superficie sont couverts d'une végétation dense, de type forêt méditerranéenne, composée principalement d'espèces adaptées à un climat généralement doux à précipitations irrégulières, parfois soudaines et diluviennes, mais chaud et très sec en été.

Les principales essences sont le pin maritime, le chêne liège, l'arbousier, les bruyères, le genévrier oxycèdre, le pistachier lentisque et les cistes. Le réseau hydrographique se partage entre torrents intermittents drainant les pentes des collines et petits cours d'eau affluents de fleuves côtiers (l'Endre, le Blavet à l'ouest et le Reyran au centre pour le fleuve Argens, la

Cabre et le Grenouillet à l'est pour le fleuve Agay). La majeure partie du massif appartient à l'État, le restant est détenu par différentes communes et par des propriétaires privés.

L'Office national des forêts (ONF) gère le domaine public national et communal. Exploité jusqu'au milieu du XX^e siècle pour ses nombreuses ressources (liège, charbon de bois, plantes à parfum, souches de bruyère, huile de cade, bois de chauffage, bois de mines, minerais, pierre de construction...), il est aujourd'hui le paradis des randonneurs et des sportifs en tout genre.

2. Synthèse géologique

L'Estérel est un ensemble volcano-sédimentaire dont la genèse recouvre une partie du Permien et le début du Trias (figure 2). Il est formé par l'empilement, dans un bassin d'effondrement appelé « rift » ou « graben », de niveaux de sédiments détritiques continentaux (les pélites, les psammites, les tufogrès, les grès et arkoses, les grès et arkoses conglomératiques, les conglomérats, les brèches de pente), de niveaux de pyroclastites acides ou basiques (les tufs volcaniques, les tuffites et les cinérites), de niveaux de roches volcaniques acides (les rhyolites) et de niveaux de roches volcaniques basiques (dolérites, hawaïites et mugéarites). Le volcanisme intervient dans un premier

temps de façon explosive au dépend de failles bordières localisées au nord du rift. C'est à cette période que se forment la plupart des sommets qui marquent le paysage actuel. Après une période de repos de 10 à 20 Ma, il est réactivé par une phase effusive et plusieurs appareils indépendants, prenant la forme de dômes, vont engendrer des coulées de laves acides visqueuses. Enfin, lors de la phase ultime, des coulées de laves basiques s'épanchent de quelques cheminées. L'ensemble de ces phénomènes s'étend sur 50 Ma, entre 285 Ma et 235 Ma (étage Saxono-Thuringien et première partie du Trias). Ils sont un témoin de la distension postvarisque en Europe.

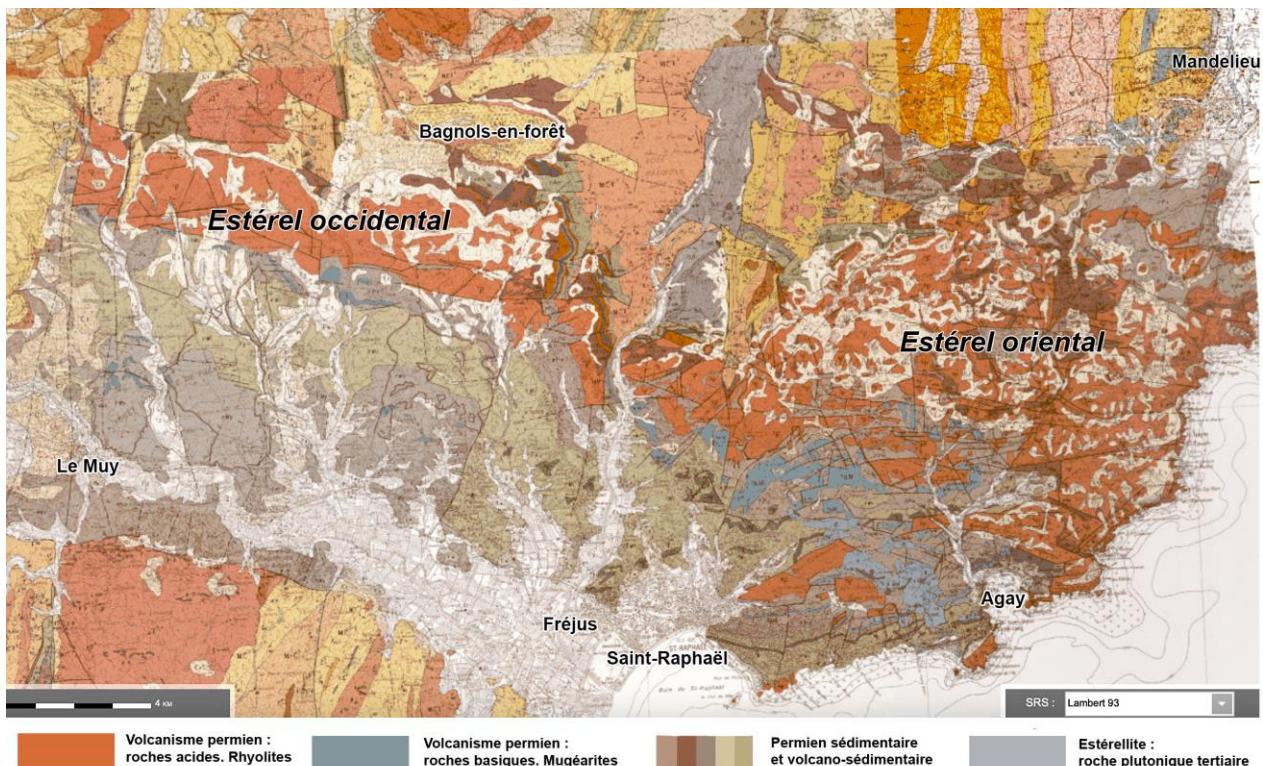


Figure 2. Carte géologique, feuille Fréjus-Cannes : massif de l'Estérel. Toutin-Morin et al., 1994. © BRGM.

Le volcanisme n'a toutefois pas uniquement créé des reliefs. Il a contribué, avec les dépôts sédimentaires continentaux, au comblement des bassins, des paléovallées et d'une partie du rift. Ce rift, que l'on appelle communément « dépression permienne », correspond non seulement au bassin de l'Estérel, mais aussi à une série de trois bassins sédimentaires qui se succèdent d'est en ouest, longeant les versants nord du massif des Maures, depuis Fréjus jusqu'à Toulon : le bassin du bas Argens, le bassin du Luc et le bassin de Toulon/Cuers. Ces bassins sont reliés entre eux par des goulets d'étranglement qui ont joué le rôle de seuils au cours de la sédimentation : le seuil de Vidauban et le seuil de Pignans. En ce qui concerne le bassin du bas Argens qui est dominé par les collines de l'Estérel occidental au nord et par le Rocher de Roquebrune au sud, le remplissage se déploie sur plus de 850 m de puissance et repose sur le socle varisque (Toutin, 1980 sondages Cogema). Les dépôts sont une alternance de couches sédimentaires continentales et de couches de roches volcaniques acides et basiques. À partir de la stratigraphie, différents ensembles lithologiques ont été individualisés, ce qui permet de les repérer dans l'espace et dans le temps : ce sont les formations d'Ambon, de Bayonne, des Pradineaux, du Mitan, du Muy, de la Motte et des Arcs. Les noms des différentes formations ont été attribués en fonction du lieu de leurs observations initiales.

Une sédimentation intense se produit au cours des phases de repos du volcanisme, qui témoigne de l'importance de l'érosion des dépôts volcaniques mis en place précédemment. L'Estérel permien est bien différent de celui que nous connaissons aujourd'hui. À partir de reliefs plus élevés et d'un réseau hydrographique très différent, des fragments de rhyolite issus de l'érosion parcourent de grandes distances sous forme de galets. Ils sont aujourd'hui présents dans les conglomérats de Saint-Antonin (45 km au nord, Alpes-Maritimes) ou dans le poudingue de Valensole (60 km au nord-ouest, Alpes-de-Haute-Provence) (Bordet, 1951).

Le massif est étudié dans son ensemble, tout d'abord par Albert Michel-Levy (Michel-Levy, 1912), puis par Pierre Bordet (Bordet, 1951), enfin par Marc Boucarut (Boucarut, 1971). Le D.E.S de Gilbert Crévola (Crévola, 1971) et la thèse de doctorat d'André Gondolo (Gondolo, 1989) sont également consacrés en tout ou partie à l'Estérel. Plusieurs articles de Gilbert Crévola viennent ensuite apporter des précisions et des connaissances nouvelles (Crévola, 2010, 2014). Pierre Bordet définit 12 niveaux sédimentaires interrompus par sept phases volcaniques acides (R1, R2...) et quatre phases volcaniques basiques (D1, D2...). Marc Boucarut identifie, 20 ans plus tard, 57 niveaux au sein

desquels s'intercalent 13 épisodes volcaniques acides et quatre épisodes basiques. La nomenclature que nous utiliserons est celle établie par Marc Boucarut en 1971, lors de la rédaction de sa thèse de doctorat, qui fait précéder le numéro d'ordre de la coulée d'un A pour « acide » (A1, A2, A3...) et d'un B pour « basique » (B1, B2...) (cf. figure 3).

Cette numérotation est reprise dans la notice et la légende de la Carte géologique du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), feuille de Fréjus-Cannes, pour sa version la plus récente (1994). Le lettrage de la version de 1966, établie par P. Bordet selon la nomenclature internationale, est cependant en partie conservé sur la carte avec la lettre grecque ρ « ρ » pour désigner la rhyolite (1 ρ , 2 ρ , etc.). Les roches basiques y sont désignées par les lettres « αM » pour les coulées de mugéarite (2 αM , 3 αM) et « F » (1 à 6F) pour les filons de dolérite dans la partie orientale et centrale du massif, et par la lettre « δ » dans la partie occidentale (1 δ pour les coulées de dolérite et 2 δ pour une coulée de mugéarite). Nous préciserons donc pour chaque coulée décrite la correspondance avec la nomenclature de la carte géologique. Les niveaux sédimentaires ne sont pas individualisés sur la carte. Ils sont regroupés par formations : Ambon (rAm), Bayonne (rBa), Pradineaux (rPx), Mitan (rMi), Muy (rMy) (figure 3). Ils seront désignés selon la nomenclature de la coupe stratigraphique de Marc Boucarut (Boucarut, 1971).

2.1. Les rhyolites de l'Estérel

Les rhyolites de l'Estérel sont des roches magmatiques isotropes à structure microlitique, composées principalement de silice recristallisée (SiO₂) et de phénocristaux de quartz et de feldspath potassique issus d'une cristallisation précoce. Ces roches, que l'on nomme siliceuses ou acides en raison d'un pourcentage exprimé en masse de SiO₂ supérieur ou égal à 63 %, possèdent une grande variabilité de textures. À l'observation macroscopique, certaines ont un grain très grossier, d'autres un grain très fin, propriétés en lien avec l'abondance (texture porphyrique) ou la quasi-absence (texture aphyrique) de phénocristaux de quartz et de feldspath potassique. L'aspect grenu de la texture porphyrique peut être renforcé par la fragilité des cristaux de feldspath qui supportent mal l'altération météorique. Ils sont les premiers à se décomposer. Ils se transforment d'abord en kaolinite puis disparaissent de la surface de la roche où ne subsiste que le moulage externe du minéral. La gamme chromatique des rhyolites est large. Elle se décline d'une teinte jaune pâle à un rouge-orangé, d'un mauve clair à un violet foncé et comprend plus rarement quelques nuances de vert ou de bleu.

Les caractéristiques de texture et de couleur tiennent au mode de mise en place, ignimbritique ou fluidal, des émissions, aux variations des propriétés physico-chimiques lors de la remontée du magma (rapidité, pression, teneur en eau), aux conditions et à la durée du refroidissement, à la position dans la coulée (toit, mur, partie centrale) et au degré d'altération de la roche.

Les rhyolites sont issues de deux processus de mise en place bien distincts et évolutifs correspondant à deux phases principales, la phase non dégazée et la phase dégazée. Les émissions se succèdent donc selon deux modes, le processus ignimbritique provenant de failles et le processus fluidal provenant de dykes. Un seul point a fonctionné dans les deux modes, le stratovolcan de Maure Vieil situé à Mandelieu-la-Napoule. C'est cet appareil qui a émis le plus grand volume de matériaux volcaniques et qui a fonctionné le plus longtemps, de A5 à A13 (+ ou - 40 Ma). Il en subsiste aujourd'hui une caldera d'effondrement, configuration unique dans tout le massif.

2.1.1. Le processus ignimbritique

La rhyolite ignimbritique, appelée anciennement rhyolite amarante, est issue d'un volcanisme violent et explosif (Rossier, 2018). Elle se met en place sous forme de coulées pyroclastiques de même type que les nuées ardentes et les déferlantes basales, à partir de failles bordières d'orientation est-ouest et nord-sud localisées au nord du graben, entre les secteurs du Reyran et de Maure Vieil (Boucarut, 1971). Le magma est une solution de liquide siliceux en surfusion (+ ou - 1 000 °C) et de gaz dissous, l'eau étant le composant volatil principal, suivi du CO₂. Des expérimentations en laboratoire ont permis de comprendre le processus éruptif (Cluzel, 2007). Lorsque le magma remonte dans le conduit volcanique, il subit une décompression qui entraîne la diminution de la solubilité des gaz et une sursaturation en H₂O. L'exsolution des volatils produit alors une vésiculation sous forme de bulles microscopiques. Avec l'ascension, la pression continue de chuter, les gaz se dilatent et les bulles augmentent de volume. Une forte vésicularité (> 70 % du volume) conduit à la coalescence des bulles.

Le phénomène général (figure 4) se déroule donc en trois phases : la nucléation (formation d'embryons de bulles suffisamment grands pour croître spontanément), la croissance décompressive (liée à l'augmentation du volume molaire des gaz au cours de la décompression) et la coalescence (qui entraîne soit une diminution du nombre de bulles et une augmentation de leur taille moyenne, soit la formation de ponces à canaux) (Cluzel, 2007). Avec l'éclatement des vésicules à l'intérieur du conduit volcanique (fragmentation), on passe d'un état où les bulles de gaz sont dispersées dans le liquide à un état où des gouttes de liquide sont dispersées dans le gaz. La libération des gaz provoque la pulvérisation et l'expansion de la coulée à grande distance. La vitesse de remontée du magma est de quelques m/s à la base de la cheminée volcanique, mais peut atteindre des niveaux supersoniques en surface (Cluzel, 2007).

Dans l'Estérel, le processus est identique mais la sortie s'effectue de manière légèrement différente car les gaz empruntent le chemin des failles de l'encaissant fracturé par la tectonique et non un conduit volcanique unique. L'épanchement s'effectue alors par débordement, à la façon d'une mousse de lait (Boucarut, 1971). La roche contient des échardes de verre microscopiques, structure vitroclastique héritée de l'éclatement des bulles ou des ponces en suspension, ainsi qu'une proportion non négligeable (20 à 50 %) de phénocristaux de quartz et de feldspath potassique de type sanidine. La cristallisation, germination puis croissance des minéraux dans la chambre magmatique (phase cristalline anhydre), est favorisée par la haute teneur en eau qui abaisse la viscosité du

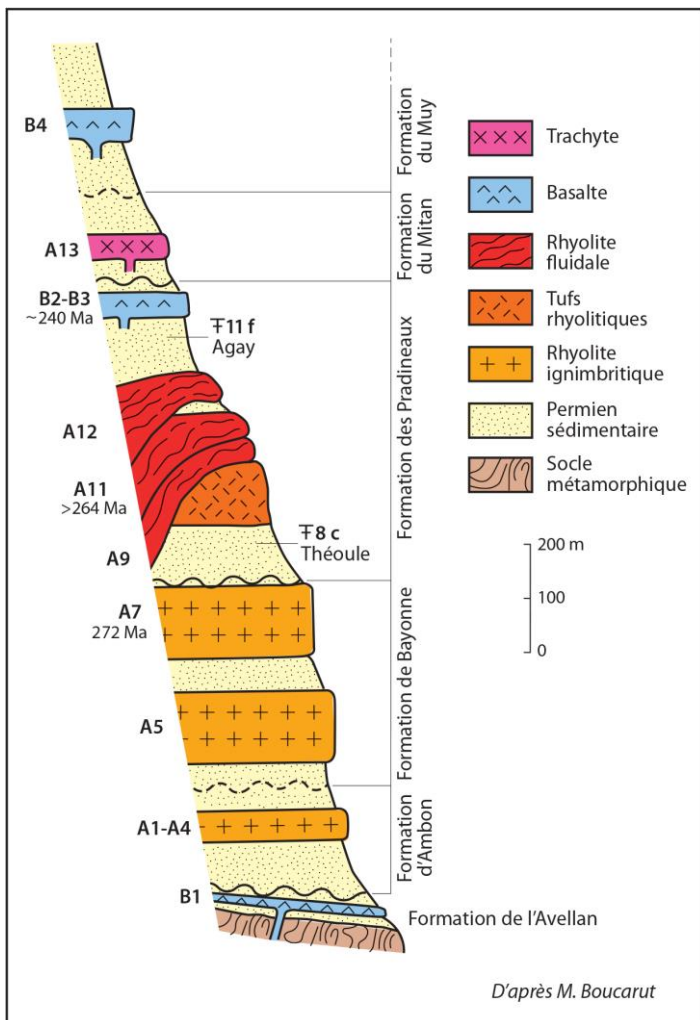


Figure 3. Stratigraphie simplifiée de l'Estérel par G. Crévola, d'après M. Boucarut (Crévola, 2010).

magma. Les réseaux de polymérisation induits par la silice sont alors cassés et les cristaux peuvent se développer (Bertrand *et al.*, 2008).

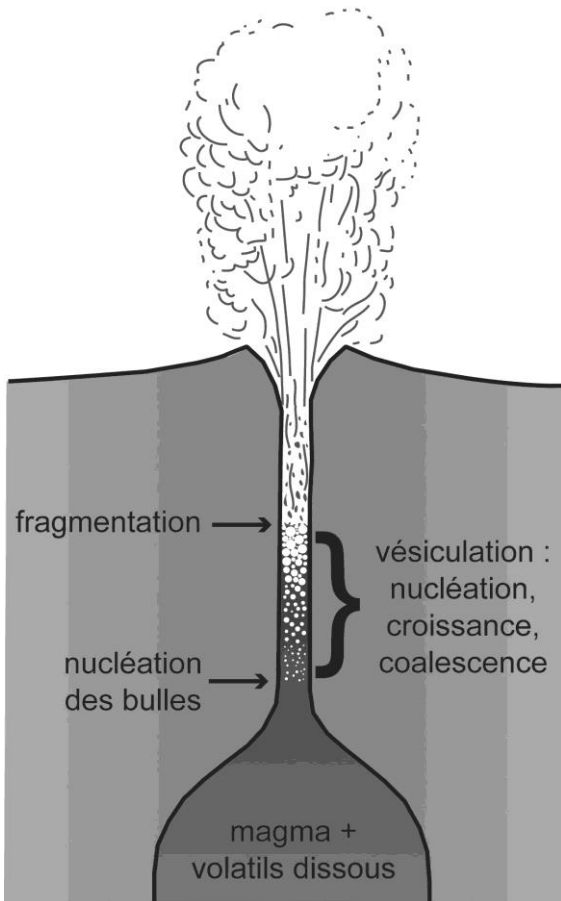


Figure 4. Processus physiques se produisant lors de l'ascension du magma (Cluzel, 2007).

Dans l'Estérel, les coulées ignimbritiques sont au nombre de six et les trois principales représentent un volume considérable, soit 60 km³ pour A7 à 276 Ma (Zheng *et al.*, 1992), 25 km³ pour A5 et 2,3 km³ pour A2 (Crévola, 2010). La partie encore visible de la coulée A7 s'étend de la Napoule jusqu'aux gorges de Pennafort, soit une distance de 30 km pour une épaisseur pouvant atteindre 200 m (Crévola, 2010). Elle se poursuit dans le comblement du graben jusqu'au bassin du Luc, bien que sa puissance s'amenuise progressivement vers l'ouest et ne représente plus qu'une vingtaine de mètres à son extrémité (Toutin, 1980).

Principales coulées de rhyolite ignimbritique

A2 (2p) : rhyolite ignimbritique à texture flammée (cf. *infra* « rhyolites flammées »).

A3 (2p) et A4 (2p) : représentent des émissions en plusieurs phases provenant des mêmes failles que A2 (cf. *infra* « rhyolites flammées »).

A5 (5p) : rhyolite ignimbritique porphyrique de couleur rouge, orange ou mauve (figures 5) qui contient 30 à 40 % de phénocristaux. Elle est bien développée mais souvent masquée par les éboulis de A7. On peut rarement observer le mur de la coulée. Les émissions ont probablement pour origine le volcanisme fissural d'orientation est-ouest et nord-sud du secteur de Maure Vieil, antérieurement à l'édification du stratovolcan (Boucarut, 1971). Le bassin de Reyran jouant le rôle de seuil, cette coulée se biseaute dans ce secteur puis disparaît dans l'Estérel occidental (Gondolo, 1989).



Figure 5a. Rhyolite ignimbritique A5 (5p). Pic du Perthus occidental. Photo L. Lassalle.



Figure 5b. Rhyolite ignimbritique A5 (5ρ). Pic du Perthus occidental. Vue rapprochée de la roche.
Photo L. Lassalle.

En lame mince, la texture est nettement vitroclastique. Au toit de la coulée, deux faciès sont présents, l'un à écharde de verre recristallisé principalement en forme de X et de Y provenant de l'éclatement de vésicules (fragments de parois de bulles), l'autre à écharde de verre principalement en forme de I et de L provenant de l'éclatement de ponces à canaux.

Dans la partie centrale de la coulée, on remarque un tassement avec déformation des écharde et des ponces autour des phénocristaux. Au mur, la structure devient pseudo-fluidale (cf. *infra* « rhyolite flammée ») par écrasement des ponces (micro-flammes) sous le poids de la coulée. La mésostase contient une association hématite-zircon (Boucarut, 1971).

A7 (7ρ) : rhyolite ignimbritique porphyrique de couleur rouge, orange ou mauve, légèrement plus claire que A5 (figures 6). Elle contient 40 à 50 % de phénocristaux. Avec A5, elle constitue la plupart des reliefs du massif de l'Estérel, à l'exception du mont Vinaigre. Elle représente l'épisode paroxysmique du volcanisme permien. Les points d'émission sont à situer dans les failles bordières au nord du graben, principalement dans le secteur de l'Estérel oriental, à la faveur de grands accidents tectoniques d'orientation est-ouest, mais aussi de nouveau à Maure Vieil.

À la suite de cet épisode, une succession de colonnes de cendres et de déferlantes basales conduiront à l'édification du stratovolcan (Boucarut, 1971). Toutefois, il convient également d'envisager des alimentations à partir de failles bordières situées au sud du bassin du bas Argens pour la rhyolite A7 qui a été retrouvée dans le comblement de la dépression permienne lors des sondages de la Cogema (Gondolo, 1989).



Figure 6a. Rhyolite ignimbritique A7 (7ρ). Barres de Roussivau.
Photo L. Lassalle.



Figure 6b. Rhyolite ignimbritique A7 (7p).
Vue rapprochée de la roche. Photo L. Lassalle.

En lame mince, on observe des phénocristaux de quartz, des feldspaths potassiques plus ou moins albitisés en quantité voisine du quartz, de nombreux zircons, un peu de chlorite, des opaques en abondance, parfois de la pyrite (Toutin, 1980). Au toit de la coulée, comme pour A5, la texture vitroclastique se présente en deux groupes, ponces à canaux et bulles, puis on observe un passage progressif vers une structure pseudo-fluidale par écrasement des canaux de ponces et des échardes qui moulent les phénocristaux. La base de la coulée est pseudo-fluidale franche, les éléments sont tassés et déformés dans l'ensemble de la roche et non plus autour des phénocristaux. La composition de la mésostase est identique à A5 avec un peu plus de zircons. Dans le secteur de la Lieutenante (Puget/Argens), cette roche a la particularité de contenir des quartz de couleur bleue (Boucarut, 1971).

Silice (SiO_2) = 77,5 à 80 %.

A10 (10p) : clastolave rhyolitique à structure vitroclastique. (cf. *infra* « rhyolites flammées »).

Les émissions successives liées au processus ignimbritique créent un paléorelief important au nord et à l'est de l'Estérel oriental (Boucarut, 1971) ainsi qu'au niveau du Reyran (Toutin, 1980). L'éclusage de la chambre magmatique entraîne un affaissement de sa voûte et l'effondrement d'une grande partie de l'Estérel sud-oriental (Boucarut, 1971). Le ruissellement des eaux météoriques de pendage ouest-est ne pouvant plus s'évacuer, un lac dit « post-ignimbritique » s'installe, au sein duquel se déposent des formations d'origine volcanique et sédimentaires sous-aquatiques. Les contours de ce lac varient à plusieurs reprises. Il est possible de repérer certains niveaux marginaux par la présence dans les sédiments de *ripple marks* (fossilisation des rides en eau peu profonde) et de *mud*

cracks (craquelures d'assèchement), notamment dans les psammites (grès fins micacés) du niveau 8c, qui marquent l'extension maximale du lac (Boucarut, 1971).

2.1.2. Le processus fluidal

La rhyolite fluidale, appelée anciennement pyroméride, est issue d'épanchements magmatiques effusifs émis sous forme de lave dégazée, riche en silice et très visqueuse. La lave s'écoule de plusieurs appareils indépendants mais contemporains. Elle se met en place vers 248 Ma (Boucarut, 1971). Son extension, bien plus réduite que celle des ignimbrites, est limitée à la partie orientale du massif. Dans l'Estérel, elle n'affleure pas à l'ouest du Reyran. D'importantes fractures tectoniques sont à l'origine des centres éruptifs. Guidant la mise en place de la lave, ces failles conditionnent la forme, la structure et l'évolution des appareils (Crévola, 1971).

Les émissions affleurent par des dykes et forment des protrusions (San Peyre), des dômes (mont Vinaigre, les Baraques), des dômes surbaissés subcirculaires (Maure Vieil) ou des dômes-coulées, galettes légèrement bombées de forme elliptique (la Cabre, la Louve) (Boucarut, 1967). Les épanchements n'atteignent pas plus de 2 km pour les petits appareils (mont Vinaigre, les Baraques, Baume Trocade, les Adrets, les Collets Redon) et 8 km pour les appareils les plus grands par coalescence de coulées émises depuis plusieurs dykes d'alimentation (le Gargalon, le Reyran, la Louve, le Défends, Castelli, la Cabre). Pour l'ensemble des petits appareils (partie nord-orientale du massif) et pour les appareils de A12 (cf. *infra* « A12 »), les coulées sont généralement précédées d'émissions de produits pyroclastiques de dégazage (piperno, tufs ponceux, brèches de débouillage). Le magma dégazé, très visqueux car moins riche en eau, s'épanche donc peu. Pour l'ensemble des grands appareils (Estérel sud-oriental), les produits de projection précédant les émissions sont presque totalement absents. La lave, un peu plus fluide, s'épanche plus facilement (dômes-coulées). On distingue également deux autres groupes d'appareils, ceux présentant à la base de la coulée des lithophyses, des sphérophyses ou des rétinites, témoins d'une trempe brutale du magma en milieu aquatique (le Reyran, la Cabre, la Louve, Castelli, le Défends, Maure Vieil), et ceux qui en sont dépourvus (mont Vinaigre, les Adrets, Baume Trocade, les Collets Redons, les Baraques).

Les lithophyses (figure 7) sont des objets pétrographiques remarquables. De forme généralement sphérique, leur taille peut varier d'1 ou 2 cm à 60 voire 80 cm de diamètre pour les plus grandes. Leur formation résulte d'une interaction prolongée eau-magma au

moment de la mise en place de la coulée fluidale, une partie des appareils de rhyolite A11 et A12 ayant une origine sous-lacustre ou un point d'émission proche du lac post-ignimbritique. Groupées en véritables niveaux généralement situés à la base de la coulée, plus rarement au toit, jumelées entre elles ou isolées, elles reposent au sein d'un substratum argileux de couleur verte, rouge ou blanche. L'intérieur des lithophyses est occupé par une cavité géodique partiellement ou totalement minéralisée. Comme le magma rhyolitique qui leur a donné naissance, elles sont très riches en silice et la cristallisation se présente principalement sous forme de quartz automorphe et de calcédoine (Mari, 1979).



Figure 7. Lithophyses de l'Estérel.
Photo L. Lassalle.

D'autre part, il est intéressant de noter qu'une rhyolite fluidale identique à A11 a été repérée dans le bassin du bas Argens (sondages de la Cogema, Toutin, 1980), intercalée entre les niveaux ignimbrtiques A7. Ces coulées précoces, que l'on peut rapprocher de celle de Roque Rousse aux Arcs/Argens, sont certainement issues de failles bordières situées au sud du rift (Gondolo, 1989).

La rhyolite fluidale est aphyrique, elle contient peu de phénocristaux de quartz et de feldspath potassique (2 à 15 %). La forte teneur en silice augmente la viscosité de la lave et favorise la création de réseaux de polymérisation qui inhibent la formation de cristaux (Bertrand *et al.*, 2008). La roche présente souvent un aspect terne, rugueux, un débit en plaquettes et des turbulences au toit du dôme ou de la coulée mais elle peut aussi se montrer très compacte et massive dans sa partie centrale. La fluidalité est marquée par une

stratification dont les alignements suivent le sens de l'écoulement du magma. Ces litages sont dus à une alternance de zones millimétriques constituées, les unes de sphérolites d'orthose, les autres de quartz en damier (Rossier, 2020) (cf. figure 9 plus loin). Il s'agit de rhyolite mise en place sous forme de verre (obsidienne ou réinite) dévitrifié par recristallisation au refroidissement (Crévola *et al.*, 1972). La structure sphérolitique résulte quant à elle d'une cristallisation primaire totale à haute température, entre 750 et 850 degrés, à partir du magma visqueux au moment de l'extrusion du dôme (Crévola, 2010).

Principales coulées de rhyolite fluidale

A9 (9p) : rhyolite fluidale à sphérolites de petite taille (< 0,1 mm) contenant peu de phénocristaux (5 à 15 %). Elle est parfois bréchique et, dans ce cas, les fragments à texture sphérolitique sont soudés par des cristaux de calcédoine. La fluidalité est marquée à l'échelle macroscopique par la juxtaposition de bandellettes pluri-millimétriques montrant des variations de teinte (Crévola, 2014). Elle est limitée à quelques affleurements au nord de Maure Vieil, entre la Napoule (Rochers des Pendus) et le piton de San Peyre, et à un filon au hameau du Basilic (à l'est de la colline de San Peyre).

Le San Peyre est une protrusion, ce qui correspond à la montée d'une lave très visqueuse soulevée à la manière d'un piston. Sa rigidité lui interdit toute expansion latérale et le monolithe conserve la section acquise à la sortie du conduit d'alimentation. Les Rochers des Pendus et le filon du hameau du Basilic sont des intrusions qui s'ordonnent en un dispositif à deux branches divergentes à partir du San Peyre, leurs directions correspondant à d'importantes failles régionales (Crévola, 2014).

A11 (11p) : rhyolite fluidale aphyrique, à texture sphérolitique, de couleur généralement jaune pâle ou rose-orangé, parfois gris clair, gris-beige, beige-orangé ou rose-mauve en fonction de l'altération (figures 8a et 8b). Elle contient moins de 2 % de phénocristaux. C'est la plus importante des coulées fluidales. Elle affleure sous forme de dômes ou de dômes-coulées dans toute la partie orientale du massif. Les sphérolites sont de grande taille, de 0,5 à 1 mm en moyenne. Elle présente une fluidalité marquée qui s'observe par de larges plis et ondulations, parfois une prismation polyédrique ou des turbulences, souvent un débit en plaquettes. La roche a enregistré le sens d'écoulement et les mouvements ondulatoires de la lave en progression, épousant les reliefs du substratum qu'elle recouvre.

En lame mince, on observe des alignements de sphérolites d'orthose et de quartz en damier (figure 9),

des zircons ainsi que de nombreux cristaux d'hématite. Les zircons sont parfois inclus dans les phénocristaux de quartz ou de feldspath, ce qui prouve leur cristallisation précoce (Boucarut, 1971).

Silice (SiO₂) = 76,5 à 80 %.

À cette coulée, on peut associer plusieurs bancs de rétinite noire, vert bouteille ou brune, dont l'existence est connue de longue date à la Colle de la Motte et à Bouteillère (bordure est du vallon du Reyran). Ces rétinites (obsidiennes hydratées) ont une structure perlitique. Elles sont parcourues par trois réseaux de fissures distincts : de fines fissures d'étirement suivant

la fluidalité, des fissures de retrait perlitiques et des cassures rectilignes et en zig-zag (Michel-Levy, 1912).

On peut observer également, dans certaines coulées A11 (11ρ), des enclaves de jaspe volcanique à structure microcristalline de couleur crème, jaune moutarde, beige, marron, rouge ou verte. Leur origine, bien souvent attribuée à l'hydrothermalisme, semble parfois ici liée à la présence d'eau météorique au moment de la mise en place du dôme ou de la coulée fluidale. Ces jaspes constituent un état intermédiaire entre la rhyolite et la rétinite. Ils sont totalement aphyriques, mais souvent parcourus par des filonnets de quartz.



Figure 8a. Rhyolite A11 (11ρ), route de Roussivau. Photo L. Lassalle.



Figure 8 b. Rhyolite A11 (11ρ) du Défens. Photo L. Lassalle.

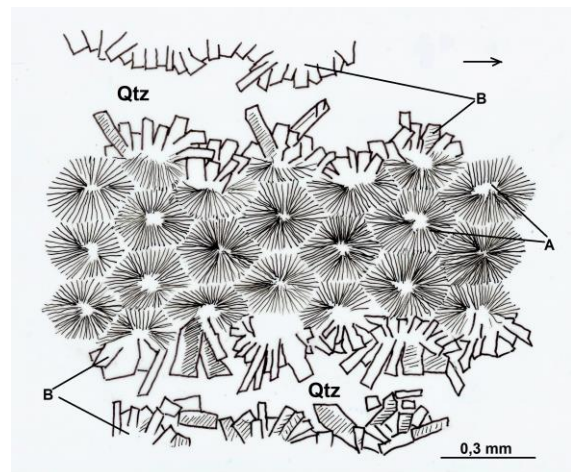


Figure 9. Texture sphérolitique.

A : empilement compact de petits sphérolites.
B : bordure de grands sphérolites en contact avec les plages de quartz (Qtz). La flèche indique la direction de la fluidalité. Dessin D. Rossier (Rossier, 2020).

2.1.3. Les différents sous-types de rhyolite

2.1.3.1. Les rhyolites bréchiques

Les coulées bréchiques représentent un terme de passage progressif entre les rhyolites ignimbritiques et les rhyolites fluidales. Elles sont caractérisées par la diminution progressive de la teneur en phénocristaux en même temps que s'estompe la structure d'agglomérat. Elles sont alimentées par des filons subverticaux qui se localisent tous à la périphérie du volcan de Maure Vieil (Boucarut, 1971). Ces coulées ne doivent pas être confondues avec les niveaux (9 et 10b) de brèches de débouillage qui précèdent certaines coulées fluidales.

Principales coulées de rhyolite bréchique

A6 (6p) : rhyolite à structure bréchique et texture pseudo-fluidale, présente sous forme de filons, de filons-couches et de lambeaux de coulées localisés entre les Trois Termes, le col de la Cadière et le petit Collet Redon. Cet agglomérat contient peu de phénocristaux (Boucarut, 1971).

A8 (8p) : rhyolite à structure bréchique partiellement sphérolitique et texture fluidale discontinue. Elle se présente sous forme de filons et de coulées alimentées par un grand nombre de dykes, avec un faible développement localisé au sud de Maure Vieil (croupe de Baptiston, ravin de la couche de l'âne, jusqu'à la pointe de la Galère). Elle est composée d'éléments centimétriques à métriques soudés entre eux, parfois sans ciment. Les phénocristaux sont peu abondants. Les échardes et les ponces sont absentes de cette coulée qui n'a pas de caractère explosif mais représente plutôt une émission par débordement avec une teneur en gaz assez faible (Boucarut, 1971).

Silice (SiO₂) = 77,20 %.

2.1.3.2. Les rhyolites flammées

Les rhyolites flammées sont d'un point de vue volumétrique peu importantes, mais leur présence quasi systématique dans tout le massif est particulièrement intéressante. Elles se mettent en place sous forme de coulées de faible puissance ou de filons. La texture d'une rhyolite est dite « flammée » quand la proportion de flammes dans la mésostase est inférieure à 50 %. Quand la proportion est supérieure, on donne le nom de « piperno » à la roche (cf. *infra* « A10 »). En règle générale, les flammes sont un ensemble de clastes, tous alignés dans la même direction, de forme majoritairement allongée, parfois ovoïde, ayant la même minéralogie, texture et composition, séparés par une matrice ayant une minéralogie, une texture ou une composition différente. Elles ne représentent pas un

diagnostic quant au mode de mise en place de la roche qui les contient. Elles peuvent être contenues dans des ignimbrites, des roches à structure bréchique ou des coulées visqueuses. Elles sont présentes dans des roches issues de volcanisme aérien ou subaquatique (Bull et McPhie, 2007).

Il semble ici important de différencier les macro-flammes des micro-flammes. Les macro-flammes sont, soit des portions de magma qui ont résisté à la vésiculation (solution non homogène en raison d'un écoulement différentiel plus ou moins dégazé), soit des portions de magma qui ont subi un refroidissement différentiel (Boucarut, 1971). Dans les ignimbrites, la structure des macro-flammes est identique à celle des échardes de verre. Le cortex est axiolitique, parsemé d'oxydes de fer, le cœur est composé de cristaux de quartz et de sphérolites d'orthose (Crévola, 1971). À l'observation macroscopique comme mésoscopique, on remarque parfois que le cœur de certaines flammes présente une structure ponceuse. Les micro-flammes proviennent, quant à elles, soit du tassement ou du soudage par compaction d'échardes de verre (fragments issus de l'éclatement de ponces à canaux) dans des dépôts pyroclastiques chauds, les éléments figurés vitreux étant alors compactés par le poids des coulées ignimbritiques épaisses, soit d'un écoulement différentiel dans les filons ignimbritiques. En présence de nombreuses micro-flammes dans la mésostase des ignimbrites, on parle de texture « pseudo-fluidale ».

Dans la partie nord occidentale comme dans la partie nord orientale du massif, des rhyolites flammées sont visibles sous forme de bancs rocheux de quelques mètres de puissance. Ils témoignent de la mise en place des premières coulées acides de la région.

Les pipernos constituent la base de quelques appareils. Ils participent à la phase de dégazage préalable à certaines coulées fluidales.

Enfin, dans toute la partie orientale de l'Estérel, des filons de rhyolite ignimbritique flammée ont alimenté de petites coulées immédiatement démantelées par l'érosion permienne (Boucarut, 1971). Ils ne sont pas répertoriés sur la carte géologique. Nous appellerons cette roche « filonienne flammée ». Au sud de Maure Vieil, un filon de flammée est macroscopiquement semblable à A1. Un autre présente un double faciès, le faciès flammé étant associé à la rhyolite A8.

Principales coulées de rhyolite flammée

A1 (1p) : rhyolite à texture flammée de couleur gris-violacé. Elle représente un faible volume (épaisseur de 5 m au maximum) et constitue la première coulée acide de la région. Le débit a la particularité de s'effectuer en trois zones. Il est massif au toit et au mur et se présente en « marches d'escalier » dans la partie centrale. La pâte est aphyrique et contient 3 à

7 % de flammes de couleur rosâtre, parallèles entre elles, d'une longueur variable de quelques millimètres à 20 cm. Cette coulée correspond à un mode de mise en place intermédiaire. Elle ne présente pas les caractères propres aux ignimbrites (texture non vitroclastique par absence d'échardes de verre), mais bien plus les propriétés d'un magma parental riche en gaz, une lave très peu visqueuse en raison d'une forte teneur en gaz dissous, ce qui lui permet de s'épancher de façon plus importante qu'une fluidale (Boucarut, 1971). Les points d'émission, sans doute à proximité du Reyran, sont inconnus. Elle est plus visible à l'ouest du vallon du Reyran qu'à l'est, mais cela est certainement dû au fait que le secteur ouest a été plus épargné par les érosions. On la trouve à l'affleurement le long du Reyran, de part et d'autre de la route de Bagnols (D 4), au pic de la Gardiette, dans le secteur des mines d'Auriasque, au mont Vinaigre, vers le Logis de Paris et jusqu'au logement des cantonniers du petit Saint-Jean (lit de la Berle).

À l'observation en lame mince, la mésostase felsitique est riche en granules d'oxyde de fer. Elle contient de rares phénocristaux de quartz volcaniques et un peu de sanidine albitisée. Les flammes sont très allongées, à cortex axiolitique contenant de très nombreux granules d'oxyde de fer (hématite). Le cœur est parfois vacuolaire, composé de feldspath kaolinisé et de quartz. Lorsque les flammes sont de grande taille, le cœur renferme des sphérolites de dévitrification et des granules d'oxyde de fer (Toutin, 1980).

Silice (SiO_2) = 77,25 %.

A2 (2p) : rhyolite ignimbritique à texture flammée, de couleur violette qui contient 10 à 15 % de phénocristaux. Cette coulée est de faible puissance, 30 m au maximum, comparée aux coulées suivantes (A5, A7). La localisation est assez similaire à A1. Elle affleure de manière discontinue de la fontaine de la Chapelle (pic de Castel Diaou) jusqu'aux Barnières (à l'est des Adrets). On la trouve principalement le long du Reyran, de part et d'autre de la route de Fréjus à Bagnols-en-Forêt (D 4), dans le secteur des mines d'Auriasque et au mont Vinaigre. Les points d'émission se situent à proximité du Reyran (Toutin-Morin *et al.*, 1994). Cette roche peut contenir jusqu'à 13 % de macro-flammes et des fragments de ponces. La partie supérieure de la coulée est moins riche en phénocristaux.

En lame mince, on observe que la mésostase contient des phénocristaux de quartz et de feldspath potassique parfois peu nombreux, ainsi qu'une association hématite-zircon. Les micro-flammes sont rares. La texture vitroclastique résulte de l'éclatement de ponces à canaux ayant donné des échardes en forme de I et de L. Certaines macro-flammes contiennent des phénocristaux de feldspath sanidine albitisés et des quartz identiques à ceux de la mésostase. Le cortex est

axiolitique. Le cœur peut être sphérolitique avec, dans certains cas, une association de microlites de feldspaths potassiques automorphes et quartz xénomorphes en mosaïque (Boucarut, 1971).

Silice (SiO_2) = 76,15 %.

A3 (2p) et A4 (2p) : ces coulées représentent des émissions en plusieurs phases provenant des mêmes failles que A2. Ces deux coulées ne sont pas différenciées sur la carte géologique du BRGM. Elles sont regroupées avec A2 sous l'appellation 2p. Elles contiennent cependant moins de macro-flammes (3 à 4 %) (Boucarut, 1971).

A6 (6p) : rhyolite à structure bréchique (cf. *supra* « rhyolites bréchiques ») pouvant présenter un faciès à macro-flammes dans quelques filons du ravin des Trois Termes. Le cœur des macro-flammes est généralement sphérolitique (Boucarut, 1971).

A8 (8p) : rhyolite à structure bréchique (cf. *supra* « rhyolites bréchiques ») pouvant présenter un faciès à macro-flammes dans quelques filons, notamment près du col des Replats.

A10 (10p) : piperno, clastolave rhyolitique à structure vitroclastique, de couleur lie-de-vin, contenant plus de 50 % de flammes claires. Elle se trouve principalement au mont Vinaigre dont elle constitue le soubassement (figure 10). Deux petits affleurements au sud du Logement des cantonniers sont dus à la présence d'événements (Toutin-Morin, 1980). Précédant la mise en place de la coulée A11, elle est surmontée par des brèches de débouillage (niveau 9) liées à l'extrusion du dôme. Il subsiste également deux petits lambeaux de coulée de piperno de même nature, le premier à la base de l'appareil de Saint-Jean et le second à la base de l'appareil du petit Collet Redon, dans le ravin sud des Trois Termes (Crévola, 1971).



Figure 10. Rhyolite A10 (10p), clastolave du mont Vinaigre.
Photo L. Lassalle.

Dans le cas des pipernos, les flammes sont des lentilles de magma non vésiculées transportées par les gaz comme les échardes de verre. Elles sont soudées à chaud dans la matrice. La solution ne s'épanche pas par pulvérisation explosive mais plutôt par débordement à la manière d'une mousse de lait.

En lame mince, la mésostase felsitique contient des micro-flammes et des phénocristaux de quartz et de feldspath potassique, mais en quantité moins importante que les rhyolites A5 et A7. Les macro-flammes sont nombreuses, claires et aphyriques. Certaines peuvent présenter en leur centre des vésicules bulleuses, à paroi épaisse (ce qui leur a permis de résister à l'éclatement) parfaitement conservées, tandis que le cortex est axiolitique ou felsitique (flammes-ponces). Elles ont alors une forme ovoïde (Boucarut, 1971). La plupart, de forme allongée, présentent un fin cortex blanc composé de microsphérolites de quartz (Rossier, 2018) renfermant un corps uniforme vitreux à structure pyroméridique et un cœur microcristalisé à microclastes de quartz et microsphérolites d'orthose (Boucarut, 1971 ; Rossier, 2018).

Silice (SiO₂) = 75,30 %.

Filonienne flammée : rhyolite ignimbritique homogène à grain fin, à texture vitroclastique flammée, de couleur brune, violette et/ou orange. Les flammes sont généralement rouges et mesurent de quelques millimètres à 5 ou 6 cm. Elles semblent plus abondantes dans les filons les plus étroits (Boucarut, 1971). La roche est visible sous forme de blocs centimétriques à décimétriques (figure 11) reposant en surface ou repris dans les niveaux détritiques (arkoses conglomeratiques, tufogères).

En lame mince, la structure est pseudo-fluidale avec une forte densité d'échardes de verre en X ou en Y (fragments de parois de bulles) très bien conservées.

Les phénocristaux de quartz automorphes, millimétriques à plurimillimétriques, occupent à peine quelques % du volume. Ils sont moulés par la fluidalité de la matrice. Les phénocristaux d'orthose sont de même taille mais moins fréquents que les quartz. La mésostase est vitreuse, constellée de très petits microlites d'oxyde de fer (hématite). Les flammes ont un cœur de quartz pur, recristallisé en grains d'environ 0,2 mm de diamètre, serti d'une matrice vitreuse rhyolitique. Au contact avec le cœur de quartz, la matrice est recristallisée en sphérolites d'orthose (étude Dominique Rossier).

2.2. Les autres roches de l'Estérel

2.2.1. Les roches volcaniques basiques

Elles sont représentées par la dolérite, l'hawaïite et la mugéarite, qui sont des basaltes évolués. Ce sont des roches magmatiques non vitreuses. La dolérite se présente sous forme de nombreux filons (1 à 6F) et filons-couches (F.C.1, F.C.2...) dans l'Estérel oriental et central et de coulée (1δ) dans l'Estérel occidental. L'hawaïite subsiste par un lambeau de coulée émise à partir du volcan d'Aigue-Bonne dont le cratère est actuellement situé en mer. Les coulées de mugéarite sont plus volumineuses. Elles ont pour point d'émission des cheminées situées à Agay et à Castelli. Elles se mettent en place en deux épisodes datés autour de 240 Ma (Gondolo, 1989). Le premier niveau, B2 (2αM), est limité à la région d'Agay. Le second niveau, B3 (3αM), est visible depuis Agay jusqu'au Reyran sur une distance de 13 km. Une petite coulée de mugéarite (2δ) semble correspondre à ce niveau dans la partie occidentale (Toutin-Morin *et al.*, 1994).



Figure 11. Blocs de rhyolite filonienne flammée, Estérel oriental. Photos L. Lassalle.

La roche de couleur grise, anthracite, parfois gris-beige, présente une structure microlitique et des phénocristaux de feldspath sanidine et plagioclase. La texture est différente selon qu'il s'agit de la partie centrale ou de la partie toit et mur de la coulée. En partie centrale, elle se situe entre une structure microlitique et doléritique. Au toit et au mur, la texture est microlitique fluidale, parfois vacuolaire et scoriacée. On note la présence possible de bulles remplies de calcite et de chlorite.

Contrairement aux idées reçues, la baie d'Agay ne constitue pas les restes d'un ancien cratère. Le volcan d'Agay émet des laves et des pyroclastites basiques à partir de deux cheminées, l'une étant située proche de la maison de vacances des « Roches Rouges », au pied de la colline du Rastel, l'autre dans la micro-plaine de l'Agay, près de l'ancienne machine élévatrice de la société des chemins de fer « Paris-Lyon-Méditerranée ».

2.2.2. Les roches volcano-sédimentaires, ou pyroclastites

Ce sont les tufs volcaniques, les tuffites et les cinérites. Ces roches proviennent de l'accumulation de projections volcaniques de taille millimétrique. Lorsque la granulométrie des cendres est inférieure à 2 mm, le tuf est appelé cinérite. Elles conservent parfois une forme meuble, mais sont le plus souvent consolidées par diagenèse. Elles peuvent être acides ou basiques selon le type de volcanisme qui les a émises. En lame mince, elles ont fréquemment une texture vitroclastique de bulle.

Les tuffites sont des tufs remaniés sédimentés en milieu aquatique. Elles présentent souvent une couleur verte qui témoigne de la réduction du fer en milieu confiné anaérobie, alors que les tufs aériens sont généralement roses (fer oxydé). Les niveaux 11f contiennent parfois des fossiles de plantes.

2.2.3. Les roches sédimentaires détritiques

Les roches sédimentaires détritiques de l'Estérel sont variées. Elles proviennent d'apports éoliens, d'apports fluviaux ou de la décomposition des couches supérieures de certaines coulées ignimbritiques. Elles résultent de l'érosion des différents niveaux volcaniques du massif, mais également du démantèlement du socle cristallophyllien. Elles ont pu se constituer en milieu aérien comme en milieu lacustre (Boucarut, 1971).

- Les brèches de pentes se trouvent principalement à la base de la séquence. Les éléments constitutifs proviennent du démantèlement du socle cristallophyllien. Ils sont soudés par diagenèse.

- Les conglomérats résultent de l'accumulation de débris et galets provenant de l'érosion des coulées successives, principalement des coulées ignimbritiques.

- Les arkoses sont des roches gréseuses constituées d'éléments détritiques, quartz (60 %), feldspaths alcalins (25 %) et d'un ciment siliceux peu abondant.

- Les tufogrès sont constitués d'éléments fins provenant de la décomposition des ignimbrites A5 et A7 qu'ils surmontent, ainsi que d'apports éoliens provenant du socle (gneiss, micaschistes, muscovite). Ils sont de couleur verte en raison de la présence de chlorite dans le ciment.

- Les pélites ont une origine mixte. Elles sont constituées d'un mélange de cendres volcaniques très fines et de micro-matériaux détritiques provenant du socle cristallophyllien, sédimentés sous faible tranche d'eau (présence de calcite). Leur accumulation parfois importante (plusieurs dizaines de mètres) s'effectue par le biais de « vents de poussières » de type loess. On y trouve des *ripple marks*, des *mud cracks*, des plantes fossilisées et des empreintes de tétrapodes.

- Les psammites sont des grès de couleur beige ou verte, composés de sédiments micacés très fins, qui se sont déposés en milieu aquatique calme et peu profond. Les constituants sont des cristaux de quartz, des cristaux de feldspath alcalin et des micas (muscovite). Ces roches représentent l'extension maximale du lac post-ignimbritique. Elles sont visibles par exemple au sud du petit Collet Redon et au col du Mistral (niveau 8C). On y trouve des *ripple marks*, des *mud cracks*, des plantes fossilisées et des empreintes de tétrapodes.

À noter : la présence de deux niveaux calcaires (niveaux 11c et 13a). Leur formation est liée à l'activité volcanique basique. Il s'agit de calcaires lacustres présents sous forme de bancs de 60 cm à 4 m de puissance au maximum et longs de 7 à 8 km. Leur genèse est due à un enrichissement localisé des eaux en calcium (Ca), dioxyde de carbone (CO₂) et probablement fluor (F) lors des phénomènes préalables et des éruptions basaltiques sous-lacustres. Les composés Ca et CO₂ se sont recombinaés et ont précipité en carbonate de calcium (CaCO₃). Le banc du niveau 13a contient des ostracodes (Boucarut, 1971).

2.2.4. L'estérellite

Enfin, parmi les roches de l'Estérel, une seule n'appartient pas à la phase du volcanisme permien décrite précédemment, c'est l'estérellite (ε), anciennement nommée « porphyre bleu de l'Estérel ». Elle se met en place au Tertiaire (période Éocène/Oligocène), par le jeu de mouvements tectoniques.

Des études récentes proposent une datation de 30 à 35 millions d'années. Cette roche est issue d'un phénomène plutonique, magmatisme non effusif, au cours duquel la roche en fusion s'insère par pression dans les accidents de l'encaissant permien mais ne s'épanche pas. Elle s'accumule sous forme de laccolites, proche de la surface. Sa texture microgrenue porphyrique indique que la cristallisation a eu le temps

de se développer au cours d'un lent refroidissement. Elle est de couleur bleu-gris et contient des phénocristaux de feldspath de type plagioclases zonés, de biotite et d'amphibole. On la trouve exclusivement sur la commune de Saint-Raphaël, au Dramont, au Pourrousset, à Aigue Bonne, aux Ferrières, aux petits et grands Caous, à Pra Baucous et aux Cous.

3. Conclusion et perspectives

Les roches du massif de l'Estérel sont variées et le repérage des différents niveaux sur le terrain est rendu complexe par la présence d'un très grand nombre de failles qui ont joué non seulement au Permien mais aussi à des périodes postérieures. Ces accidents verticaux, de direction principalement est-ouest et nord-sud, parfois nord-est ou nord-ouest, délimitent un ensemble de compartiments qui se sont déplacés les uns par rapport aux autres, latéralement ou verticalement, et qui ont basculé pour certains.

Il est important de comprendre que les niveaux ne sont pas présents uniformément dans tout le massif. Certains sont plus représentés à l'est, d'autres à l'ouest, d'autres encore sont présents d'est en ouest mais de façon discontinue, avec des lacunes, certains enfin sont très localisés. Ils peuvent être profondément érodés ou entamés par l'action fluviale. La coupe stratigraphique de Marc Boucarut est donc une coupe « idéale » qui définit la superposition de 57 niveaux dans un ordre établi par leur mise en place, mais elle ne représente pas de façon absolue la stratigraphie en tout point du massif.

Quelques roches ne sont pas représentées dans la coupe stratigraphique parce qu'elles sont issues de filons de taille modeste et apparaissent uniquement sous forme de conglomérats, des blocs de dimensions variables reposant en surface ou inclus dans des tufs, des arkoses et des tufogrès. Ces roches, principalement des rhyolites ignimbritiques flammées, sont toutefois particulièrement intéressantes d'un point de vue pétro-archéologique et demandent encore à être étudiées.

Le massif de l'Estérel a été parcouru et occupé intensément à la Préhistoire. Le peuplement de la région est attesté sur le terrain par les nombreux témoins de l'exploitation récurrente de certaines rhyolites, roches siliceuses isotropes aptes à satisfaire aux critères de qualité inhérents à différentes méthodes de débitage. La disponibilité et les propriétés mécaniques de ces roches étaient parfaitement connues des Préhistoriques qui en ont tiré la plus grande partie de leur outillage au Paléolithique inférieur et moyen. L'étude de la géologie du massif amène donc tout naturellement à une réflexion sur la gestion que les

Préhistoriques pouvaient avoir de cette ressource et sur sa capacité à répondre à leurs besoins quotidiens indispensables. La production d'outils tranchants était indispensable à la vie des groupes humains, à leurs activités de subsistance les plus élémentaires comme la découpe de la viande et le travail du bois. Les rhyolites de l'Estérel n'ont pas livré tous leurs secrets et une approche sous un angle nouveau permettra de mettre en lumière toute l'inventivité et l'ingéniosité dont ont fait preuve les populations préhistoriques pour exploiter au mieux le potentiel de ces roches.

Remerciements

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Gilbert Crévola qui a accompagné avec gentillesse et patience mes premiers pas en géologie. Un grand merci pour son aide et ses encouragements. Il m'est également agréable de remercier Dominique Rossier (SAGA) avec qui les échanges ont été nombreux et très enrichissants.

Je remercie enfin chaleureusement André Frey, agent de l'Office national des forêts, pour sa confiance et son soutien précieux.

Lexique

Albitisation : enrichissement en sodium par des fluides magmatiques ou superficiels (Yao, 2013).

Automorphe : s'applique à un minéral se présentant sous la forme d'un cristal parfait ou au moins limité par des faces cristallines planes (Foucault *et al.* in Mourre, 1994).

Axiolitique : les axiolites sont des fibres d'orthose parallèles entre elles. Lorsque le cortex d'une flamme est axiolitique, les fibres sont perpendiculaires à la surface de la flamme.

Dyke : colonne de roche injectée dans une fracture de l'encaissant jusqu'à affleurement.

Faille : structure tectonique consistant en une zone de rupture entre deux compartiments qui glissent l'un par rapport à l'autre.

Felsitique : composé d'un agrégat de minuscules cristaux de quartz et d'orthose (Crévola, 1971).

Isotrope : se dit d'un milieu dont les propriétés ne dépendent pas de la direction suivant laquelle on les évalue. Antonyme : anisotrope (Mourre, 1994). Une roche isotrope est donc une roche que l'on peut tailler selon plusieurs directions sans que ses propriétés en soient affectées.

Lithophyses : objets sphériques résultant d'un contact brutal entre le magma et de l'eau météorique. Elles peuvent atteindre 80 cm de diamètre. Elles sont abondantes et forment un niveau situé généralement à la base de la coulée fluidale.

Macro-flamme : flamme visible à l'œil nu.

Mésostase : matière vitreuse située entre les phénocristaux des roches magmatiques.

Micro-flamme : flamme microscopique.

Mur : base de la coulée.

Orthose : espèce minérale de la famille des feldspaths potassiques.

Piperno : clastolave rhyolitique à structure vitroclastique, de couleur lie-de-vin, contenant plus de 50 % de flammes claires.

Rétinite : verre volcanique non dévitrifié à structure perlitique, obsidienne hydratée.

Sphérolites : formations sphériques composées de cristaux en aiguilles à structure rayonnante dite fibroradiée.

Sphérolites géants : sphérolites pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre que l'on trouve à la base de certaines coulées fluidales mais au-dessus des lithophyses. Ils sont probablement dus à la présence de vapeur d'eau résiduelle.

Sphérophyses : composition mixte entre les lithophyses et les sphérolites géants.

Structure : arrangement relatif des minéraux constitutifs d'une roche (Mourre, 1994).

Texture : arrangement relatif des individus cristallins (Mourre, 1994).

Toit : partie supérieure de la coulée.

Xénomorphe : s'applique à un minéral qui, bien que cristallisé, présente une forme quelconque, les faces caractéristiques du système cristallin n'ayant pu se développer (Foucault *et al.* in Mourre, 1994).

Bibliographie

Bertrand H., Dequincey O., 2008. Obsidienne/bordure figée. Une obsidienne n'est pas une lave refroidie rapidement. Planet Terre. ISSN 2552-9250.

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/obsidienne.xml>

Bordet P., 1951. Étude géologique et pétrographique de l'Estérel. Ministère de l'industrie et du commerce. Paris, 270 pages, 2 pl.

Boucarut M., 1967. Mode de mise en place des laves acides de l'Estérel (Var). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), IX, p. 657-661.

Boucarut M., 1971. Étude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse de doctorat, Université de Nice. 2 tomes, 487 pages.

Bull K.F., McPhie J., 2007. Fiamme textures in volcanic successions: flaming issues of definition and interpretation. *Journal of Volcanology and geothermal Research*, 164, p. 205-216.

Cluzel N., 2007. Simulation expérimentale de l'ascension et de la vésiculation des magmas rhyolitiques. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 271 pages.

Crévola G., 1971. Étude géologique et paléovolcanologique de la région du Marsaou et des Collets-Redons (Estérel oriental, Var). DES, Université de Nice, 83 pages.

Crévola G., 2010. Le volcanisme rhyolitique du massif de l'Estérel : évolution des connaissances. En hommage au Professeur Marc Boucarut. *Riviera scientifique*, n° 94, p. 33-52.

Crévola G., 2014. Étude géologique de la colline du San Peyre et des Rochers des Pendus à l'extrémité nord-orientale du massif de l'Estérel (Mandelieu-La Napoule, Alpes-Maritimes). *Riviera Scientifique*, 98, p. 23-38.

Crévola G., Boucarut M. et Turco G., 1972. Le volcanisme du secteur du Marsaou et des Collets-Redons (Estérel oriental, Var). *Extrait du C.R. sommaire des séances de la Société géologique de France*. Fasc. 3, séance du 10 avril 1972, p. 106.

Dubar M., 2004. L'édification de la plaine deltaïque du Bas Argens (Var, France) durant la Protohistoire et l'Antiquité. Application d'un modèle numérique 2D à l'archéologie. *Méditerranée*, t. 102. Géosystèmes montagnards et méditerranéens. Un mélange offert à Maurice Jorda, sous la direction de Cécile Miramont, p. 47-54.

Durand M., 2006. Permian to Triassic continental successions in southern Provence (France): an overview. *Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.)*, t. 127, n° 3, p. 697-716.

Gondolo A., 1989. Le volcanisme alcalin permotriassique du Sud-Est de la France : Scandola et Senino (Corse), Estérel et Bas Argens (Provence). Thèse de 3^e cycle, Université de Nice, 269 pages + annexes.

Mari G., 1979. Mines et minéraux de la Provence cristalline. Maures-Estérel-Tanneron. Éditions Serre, 258 pages.

Michel-Levy Al., 1912. L'Estérel, étude stratigraphique, pétrographique et tectonique. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, t. 21, p. 263-321.

Rossier D., 2018. Les rhyolites de l'Estérel. 1^{ère} partie, les rhyolites ignimbrétiques. *Saga Information*, n° 366, septembre-octobre 2018, p. 18-30.

Rossier D., 2020. Les rhyolites de l'Estérel. 2^e partie, les rhyolites fluidales. *Saga Information*, n° 375, mars-

avril 2020, p. 12-27.

Toutin N., 1980. Le Permien continental de la Provence orientale. Thèse de doctorat, Université de Nice, 594 pages + annexes.

Toutin-Morin N. et Vinchon C., 1989. Les bassins permians du Sud-Est. In Synthèse géologique des bassins permians français, *Mémoire BRGM*, n° 128, p. 114-121.

Toutin-Morin N., Bonijoly D., Brocard C., Broutin J., Crévola G., Dardeau G., Dubar M., Féraud J., Giraud J. D., Godefroy P., Laville P. et Meinesz A., 1994. Notice explicative. Carte géologique de France à 1/50 000, feuille de Fréjus-Cannes (1024). BRGM, 187 pages. Carte géologique par N. Toutin-Morin *et al.*, 1994.

Yao K., 2013. Albitisation et oxydation des roches granitoïdes en relation avec la paléosurface triasique des Sudettes (SW Pologne). Thèse de doctorat, École nationale supérieure des mines de Paris et Institut géologique polonais, 167 pages.

Zheng J. S., Mermet J.-F., Toutin-Morin N., Hanes J., Gondolo A., Morin R. et Féraud G., 1992. Datation ⁴⁰Ar-³⁹Ar du magmatisme et des filons minéralisés permians en Provence orientale (France). *Geodinamica Acta*, 5, 3, p.203-215.

** Née à Saint-Raphaël (Var), Laurence Lassalle est passionnée de préhistoire, de géologie et de l'histoire de sa région. Elle a été secrétaire de la Société d'Histoire de Fréjus et de sa Région.*

Laurence Lassalle est autodidacte. Par sa volonté et son travail acharné, elle a acquis les bases en matière d'archéologie de la Préhistoire qui lui permettent de conduire ses travaux sur la paléoarchéologie de l'Estérel. Le caractère original de sa démarche réside dans un souci aigu de valoriser ses recherches par une compréhension intime de la géologie de cette belle région volcanique. Dans ce contexte, elle a bénéficié de l'appui et des conseils experts de Gilbert Crevola, avec qui, par ailleurs, nous avons été en contact pour les études de la SAGA sur l'Estérel. L'étude du contexte archéologique ramène inéluctablement à la nature pétrographique des matériaux employés pour la confection d'outils et à la localisation des affleurements. C'est la raison pour laquelle Laurence Lassalle nous a contactés dès 2021, pour l'analyse pétrographique de divers échantillons de la région étudiée par elle (ignimbrites, rhyolites fluidales, mugéarites, tuffites...). Nous espérons prochainement rendre compte d'une nouvelle publication de Laurence Lassalle sur ce sujet. Dominique Rossier.

FÊTE DE LA SCIENCE AU MUSÉUM

7-9 octobre 2022

« Le volcanisme et son effet sur le climat ».

Cet atelier, proposé par la SAGA, abordera les éruptions volcaniques et leurs conséquences sur le climat, en prenant des exemples parmi les grandes éruptions du passé.

Des projections de films et d'images ainsi que des manipulations et observations des roches volcaniques à l'œil nu et au microscope polarisant seront proposées.

Informations pratiques

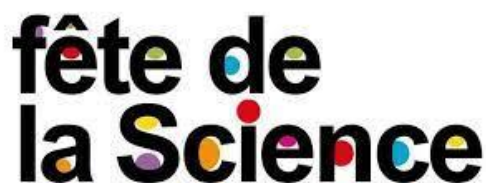
La journée du **vendredi 7** octobre sera réservée aux scolaires et aura lieu en salle de conférences du bâtiment de géologie du Muséum.

Samedi 8 et dimanche 9 octobre, pour tout public, de 13 h à 18 h.

Lieu : grand amphi d'entomologie, 45 rue Buffon.

Bien sûr, votre collaboration et votre participation sont les bienvenues. Si vous pensez pouvoir nous rejoindre pour animer ces ateliers, même pendant une seule journée, prenez contact avec :

Dominique Rossier : dominique.rossier7@orange.fr



fête de
la Science