

Géologie du Geopark des Monts d'Ardèche : Socle hercynien et volcanisme

MARYSE
AYMES

INTRODUCTION

L'histoire géologique de la bordure orientale du Massif Central est une bonne illustration de la tectonique des plaques : cette zone de l'écorce terrestre témoigne de phases d'extension, ou dislocation continentale donnant naissance à un fond océanique, de phases de blocage suivies par des mouvements de rapprochement qui se traduisent d'abord par de la subduction océanique puis par de la collision continentale. De la collision de ces continents est née une chaîne de montagne, la chaîne hercynienne, dont le Massif Central ne constitue qu'un élément limité. Le Massif Central est interprété comme un empilement de fragments de l'écorce terrestre, appelés nappes. Ces nappes, sont localement transpercées par des plutons granitiques.

LES ROCHES CRISTALLINES DU SUBSTRATUM : GRANITES ET ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Dans cette partie orientale du Massif Central, les roches de l'ère primaire sont principalement représentées par des roches métamorphiques : micaschistes, gneiss, gneiss œillés, migmatites, etc. Dans les migmatites apparaît le phénomène de fusion partielle subi par les roches de la croûte terrestre en profondeur. Ces roches révèlent les processus complexes de l'anatexie .

Lors de la formation des chaînes de montagnes (issues de la collision continentale), les plissements et l'empilement des nappes entraînent l'enfouissement des roches qui subissent alors des températures et des pressions telles qu'elles se transforment : c'est le métamorphisme. La plupart des minéraux originels qui ne sont plus stables sous ces nouvelles conditions, sont détruits et remplacés par d'autres : par exemple les micas se substituent aux argiles des roches sédimentaires. Le métamorphisme affecte toutes sortes de roches, sédimentaires, volcaniques, granitiques, voire anciennes roches métamorphiques. Suivant la composition chimique et la minéralogie de départ et les conditions de pression, les minéraux s'orientent et s'organisent par rapport aux contraintes que subit la roche, dès lors des roches différentes se forment. Lorsque la température augmente encore, ces roches

commencent à fondre. C'est tout d'abord une infime partie seulement qui est affectée par cette fusion et va donner naissance à des figures de fluages dignes du meilleur gâteau marbré. Ce mélange de roches fondues et non fondues n'est pas encore un granite mais une migmatite: c'est-à-dire une roche mélangée. Puis la partie fondue devient majoritaire : une fois refroidie, elle donne naissance à un granite dit granite d'anatexie. Ce granite résulte de la fusion sur place des roches préexistantes par opposition au granite intrusif qui remonte des profondeurs et traverse les roches sus-jacentes. Les granites d'anatexie sont plus riches en

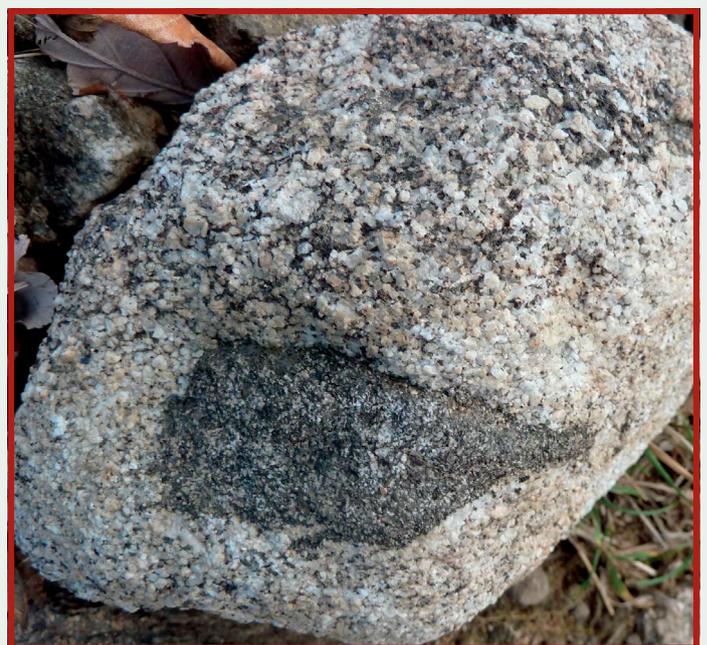


Photo 1 : Restite ou enclave dans du granite

enclaves que les granites intrusifs ; les enclaves témoignent des roches d'origine, on les nomme aussi restites, ce sont des fragments de roches non fondues, le plus souvent des roches métamorphiques.

C'est ce qui s'est passé lors de la formation de la chaîne hercynienne, appelée aussi chaîne varisque, il y a au moins 300 millions d'années. Les différentes roches témoignent des différentes phases de la mise en place de cette chaîne de montagne et les enclaves dans les granites racontent les roches disparues.

Cette histoire commence au début du Cambrien, il y a 540 millions d'années, lorsque la fragmentation des continents de cette époque aboutit à la création d'un vaste système océanique. L'expansion de cet océan dure jusqu'à l'Ordovicien. A partir de -470 millions d'années jusqu'au Dévonien, le système passe en subduction ce qui entraîne la quasi disparition des fonds océaniques. Puis vers -385 millions d'années, le système se bloque, les masses continentales s'affrontent directement et les forces de compression subsistent : c'est alors la collision continentale. Compression, raccourcissement, se traduisent alors par des chevauchements crustaux : ainsi des fragments de croûte, appelées écaillés ou nappes, vont s'empiler les uns sur les autres, créant ainsi une chaîne de montagne.

Des roches présentes il y a 540 millions d'années aux prémices de la formation de la chaîne, aucunes subsistent dans l'état originel, toutes ont été métamorphisées. Les roches sédimentaires (argiles, grès, conglomérats) se retrouvent sous la forme de micaschistes et de gneiss riches en biotite (paragneiss), les intercalations volcaniques basiques sont représentées par des amphibolites et les corps granitiques intrusifs sont transformés en gneiss ocellés (orthogneiss), voire en leptynites (roches orientées très claires).



Photo 2 : Gneiss ocellés à Saint-Etienne-de-Lugdarès

Les massifs de granite sont relativement réduits : ils se mettent en place tardivement par rapport à l'histoire de la formation de la chaîne hercynienne, en fin d'orogénèse. En effet, les contraintes de compression faiblissent puis disparaissent faisant place à un phénomène de décompression ou relaxation. À ce moment, la chaîne de montagne cesse de grandir et elle s'effondre sur elle-même. Ce phénomène est souvent lié à la remontée des températures. Cet apport thermique dans les parties basses de la croûte est à l'origine de la fusion importante d'une partie de celle-ci : il est à l'origine du granite du Velay. La formation de la chaîne hercynienne, ou orogénèse hercynienne, se termine à la fin du Carbonifère. L'érosion de cette chaîne de montagne débute aussitôt. À la fin de l'ère Primaire, elle finira par ressembler à une pénéplaine. Ainsi le granite du Velay, formé en profondeur au cœur de la chaîne, va-t-il se retrouver en surface, toutes les roches situées au-dessus ayant disparues. Ce granite du Velay, granite à biotite (mica noir) et à cordiérite est bien représenté en Haute-Loire, et se retrouve largement en Ardèche.



Photo 3 : Pénéplaine anté-triasique de chaumiennes

Des minéraux témoins

Le caractère alumineux des roches ardéchoises fait que lors du processus métamorphique cristallisent des minéraux riches en aluminium : la muscovite, la sillimanite, la cordiérite et le grenat sont fréquemment observés depuis les termes gneissiques jusqu'aux faciès granitiques. Malgré la complexité des équilibres minéralogiques qui s'établissent au cours de l'élévation de température et de pression, les pétrographes sont maintenant en capacité de déterminer les conditions de cristallisation des roches. Ces équilibres minéraux constituent de véritables géothermomètres et géobaromètres.

Ces minéraux permettent de connaître les conditions qui régnaient il y a environ 300 millions d'années, lors de la formation des roches qui affleurent aujourd'hui ici : une température aux environs de 650° à 750°C, et une pression de 3.5 kb qui correspond à une profondeur de 10 à 12 km. Ainsi environ 10km d'épaisseur de roches ont disparu ! Ceci nous donne une idée de l'érosion qu'a subie la région. La majeure partie de l'érosion s'effectue en moins de 100 millions d'années, pendant le Carbonifère et le Permien : ainsi au début du Secondaire la chaîne hercynienne, érodée, ressemble à une pénéplaine.



Photo 4 : Granite à cordiérite

La cordiérite est un minéral abondant et facile à reconnaître. Dans les granites et les migmatites, elle se présente souvent sous sa forme altérée en taches de couleur verdâtre ou marron. Elle apparaît également en cristaux prismatiques. Par chance, il est quelquefois possible d'observer de la cordiérite non altérée, cristaux limpides et de couleur bleutée : par exemple en bordure du lac d'Issarlès.

En conclusion

De la collision de deux super continents, Laurentia et Gondwana entre -380 et -300 millions d'années, naît un continent unique la Pangée. La suture entre les deux est marquée par cette chaîne de montagne immense, la chaîne hercynienne qui est par la suite érodée, puis fragmentée par la tectonique des plaques et enfin localement rajeunie par l'orogénèse alpine.

Ce sont les mouvements de l'écorce terrestre liés à la naissance des Pyrénées puis des Alpes qui, au Tertiaire, créent à nouveau des reliefs en soulevant la bordure Est du Massif Central,



Figure 1 : Reconstitution de la position des continents il y a 300 millions d'années

qui contrairement à sa bordure Ouest, est soulevée de près de 1000 m. Ce relief conduit les rivières à creuser des gorges profondes afin de leur permettre de se raccorder à la vallée du Rhône. A cela s'ajoute, il y a 6 millions d'années, le quasi assèchement de la Méditerranée évènement appelé crise messinienne de par l'ampleur du phénomène et ses conséquences. Le niveau de la Méditerranée se trouvant près de 2 000 mètres plus bas qu'actuellement, cela entraîna un surcreusement spectaculaire de la vallée du Rhône (qui ressemble alors à un canyon). Les affluents du Rhône, ayant alors une pente forte en accroîtront d'autant leur pouvoir érosif à leur tour, entraînant alors une réactivation de l'érosion. Ainsi nos vallées cévenoles, aux versants à pentes fortes, parallèles entres elles, séparées par des crêtes allongées appelées serres, sont préfigurées dès cette époque; malgré la remontée du niveau de la mer à la fin du Messinien elles évoluent petit à petit vers les paysages actuels, notamment pendant le Quaternaire. Ainsi, c'est dans ces paysages caractéristiques des Cévennes que s'installent les jeunes volcans d'Ardèche.

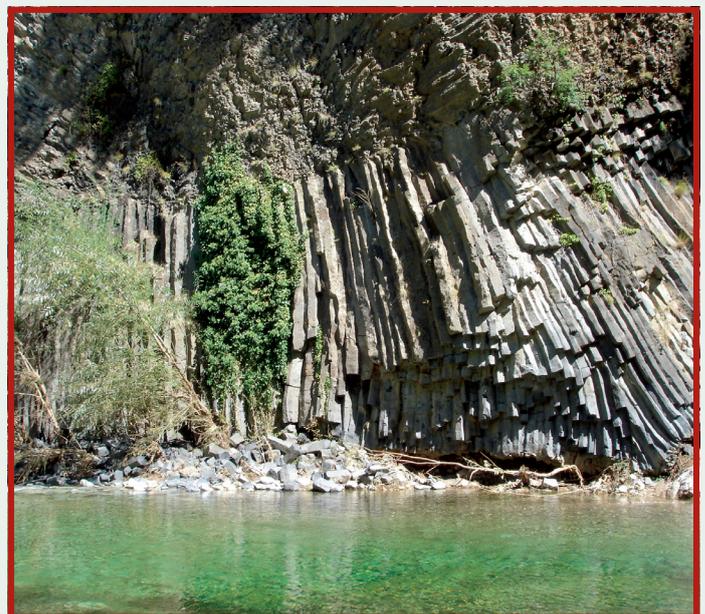


Photo 5 : Coulée prismée à Jaujac

LE VOLCANISME ARDÉCHOIS

Le département de l'Ardèche possède quatre des quatorze provinces volcaniques du Massif Central : trois provinces pour le volcanisme le plus ancien et une pour les jeunes volcans d'Ardèche. Comme pour l'ensemble du Massif Central, le basalte appartient au groupe des basaltes alcalins caractérisé par une pauvreté relative en silice (SiO_2), une teneur relativement élevée en sodium (Na) et potassium (K), la présence d'olivine (abondante), de feldspath comme le labrador, de pyroxène de type augite (souvent titanifère) et de magnétite.

Au Tertiaire, le Massif Central aurait d'abord été une zone d'amincissement de la lithosphère, lié en particulier au mouvement des plaques et influencé par des anomalies profondes. Cet amincissement de la croûte (passant de 33 à 22 km) aurait entraîné une fracturation de la croûte terrestre, comme en témoignent les fossés d'effondrement des Limagnes par exemple.

Secondairement, cette zone voit des roches chaudes du manteau asthénosphérique profond (130 à 140 km) remonter à des profondeurs moindres (50 à 70 km).

La décompression de ces roches, des péridotites, consécutive à cette remontée, entraîne une fusion partielle d'une infime partie de celles-ci (moins de 10 %), engendrant un magma basaltique alcalin.

Ce fluide magmatique, moins dense que la péridotite, migre alors vers la surface à la faveur des grandes fractures de la croûte, alimentant un volcanisme superficiel.

La province volcanique du Coiron

La province volcanique du Coiron ne sera pas traitée dans ce chapitre, n'étant pas située sur la montagne ardéchoise. Le massif du Coiron est en activité entre 7,7 et 6,6 millions d'années ; il s'étale des environs de l'Escrinet jusqu'à Rochemaure en rive droite du Rhône (soit 22 kilomètres de long sur 16 de large), en forme de feuille de chêne, allongée suivant un axe nord-ouest – sud-est. C'est un plateau constitué par d'anciennes coulées de lave aujourd'hui en relief.

La province du Velay oriental, du Meygal aux Boutières

La province du Velay oriental, du Meygal aux Boutières, est constituée de produits volcaniques très variés allant des basaltes aux

phonolites. Ce phénomène d'évolution des basaltes vers des laves plus acides et moins fluides est le résultat de la différenciation magmatique. Cette province volcanique se met en place en Ardèche vers –13 millions d'années ; en Haute-Loire au nord, vers –16 millions d'années ; elle se termine vers –7 millions d'années pour la région des Boutières. La mise en place de ces phonolites est quasi contemporaine du volcanisme du Coiron.

Au départ ce sont des basaltes, laves très fluides, qui s'épanchent sur de grandes surfaces. Les coulées s'empilent les unes sur les autres, jusqu'à douze niveaux superposés à Saint-Clément. Des points d'émission des laves ne restent aujourd'hui visibles que quelques scories rouges ou violacées en bordure de route, en particulier entre la Chartreuse de Bonnefoy et les Estables et le long de la route touristique du cirque des Boutières et de la route de Borée. Peu à peu, la différenciation magmatique donne naissance à des trachy-basaltes, puis ce sont des trachytes qui s'épanchent. Enfin, le magma évoluant encore, cela aboutit à des laves encore plus visqueuses, les phonolites, qui forment, en refroidissant, les Roches de Borée, le Gerbier-de-Jonc, le Gouleïou, le Mont Mézenc, etc. L'âge de ces suc se situerait entre 8 et 7 millions d'années.

Ces laves témoignent d'un volcanisme particulier où les cratères restent invisibles, cachés sous le dôme ou l'aiguille qui en est sortie, telle la Montagne Pelée de Saint-Pierre-de-la-Martinique. Si la forme de ces volcans rappelle celle des volcans péléens, l'absence de projections indique l'absence totale de phase explosive. La lave visqueuse, la trachy-phonolite ou phonolite, ne s'écoule pas ou peu ; elle s'accumule sur place, formant soit un dôme, soit un cumulo-dôme, ou bien encore une protrusion : ce n'est plus tout à fait un dôme car lorsque la lave est soulevée à la manière



Photo 6 : Le Gerbier de Jonc et le suc de Sara encadrant le Mont Mézenc

d'un piston, le diamètre est sensiblement le même que celui de la cheminée.

Certains de ces dômes sont plutôt de forme aplatie, comme le suc de la Lauzière par exemple ; ce sont des dômes-coulées. Un autre bel exemple de ce type est le mont Mézenc qui est en réalité un double dôme. Un de ces deux sommets, le point culminant, a été daté à 7,6 millions d'années, et l'autre à 8 millions d'années. Les coulées de basaltes sous-jacentes datent de 9,5 millions d'années.



Photo 7 : Eboulis du Mézenc

Le volcanisme ancien : des basaltes aux dômes de phonolites

Les laves fluides : coulées et scories

Les volcans basaltiques émettent une lave fluide, issue d'un magma profond. Elle peut engendrer, selon sa teneur en gaz, soit une roche volcanique sombre, dense et cohérente, un basalte qui correspond à des coulées; soit une roche légère et bulleuse, noire ou rougeâtre selon son degré d'oxydation, une projection ou scorie basaltique. En fait, ces deux types de produits coexistent souvent dans le même édifice.

Les coulées de lave résultent d'un écoulement en surface du magma dégazé, d'une température comprise entre 1 200 et 1 400° C, elles refroidissent plus ou moins rapidement et passent à l'état de roche cohérente. Le refroidissement rapide s'accompagne de la formation d'une pâte vitreuse qui entoure des cristaux microscopiques ou microlites. Ceux-ci ne peuvent être observés qu'en lame mince, au microscope polarisant. À l'œil nu ou à la loupe, on ne voit que quelques rares gros cristaux (des pyroxènes, des amphiboles ou des olivines par exemple dans le basalte) qui se sont formés en profondeur, en amont de la remontée plus ou moins lente du magma vers la surface depuis le réservoir ou chambre magmatique. Cette roche n'est donc pas entièrement cristallisée



Photo 8 : Cristaux de pyroxène dans un basalte

car riche en verre, elle est héli-cristalline on dit encore microlitique. Cette structure est commune à toutes les roches volcaniques, elle traduit le refroidissement final à l'air libre d'une lave.

Pour les scories basaltiques, le refroidissement est encore plus rapide, car, résultant d'une émission brutale, explosive, du magma dans l'atmosphère. Les fragments de lave se solidifient, venant mouler, plus ou moins grossièrement, les bulles de gaz contenus dans le magma (vapeur d'eau, gaz carbonique, hydrogène sulfuré, etc). Il en résulte la formation d'une roche légère, vacuolaire, à surface irrégulière.

La prismation des coulées s'explique par le refroidissement de la lave basaltique au sein de la coulée. La durée de refroidissement est variable : de quelques jours en surface à quelques mois, voire plusieurs années dans la masse. Le mode de refroidissement varie aussi à l'intérieur d'une même coulée. Le passage progressif de l'état liquide à l'état solide progresse toujours à partir de la zone la plus froide. Ce phénomène s'accompagne d'une diminution de volume, d'où l'apparition de fentes de retrait qui délimitent des prismes appelés orgues basaltiques : ils sont toujours perpendiculaires à la surface froide qui les a générés. C'est l'érosion qui, en dégagant le cœur des coulées, rend visibles les prismes.

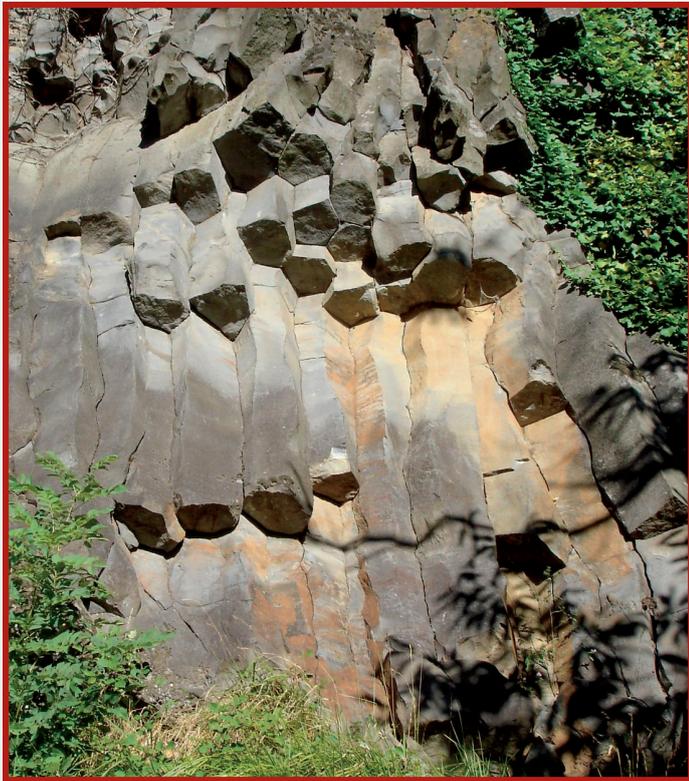


Photo 9 : Prismes ou orgues basaltiques

De diamètre variable, le nombre de leurs faces est le plus souvent de cinq ou de six. En réalité, les faces des prismes ne sont pas planes mais ondulent car elles se décomposent en facettes.

La régularité du gradient de refroidissement explique la géométrie de la partie inférieure de la coulée, c'est la vraie colonnade ainsi nommée car elle montre de très beaux orgues basaltiques. Au contact de l'air, la partie supérieure, elle, se refroidit plus rapidement, et les prismes n'ont pas le temps de s'organiser régulièrement : c'est la fausse colonnade.

Au centre, dans l'entablement de faux prismes la roche est plus riche en verre : la lave refroidit en masse assez brutalement, les minéraux n'ont pas le temps de se former, elle reste en partie vitreuse. Il semble que de plus des fissures amèneraient de l'eau depuis la surface au cœur de la coulée.

Un exemple : les coulées de Saint-Clément

Outre les magnifiques prismations visibles dans la vallée de la Loire à Arlempes, pour l'Ardèche on peut observer des coulées de 13 millions d'années le long de la route allant de Mézilhac à Lachamp-Raphaël, ainsi qu'au bord de la route touristique du pied du Mézenc mais c'est à Saint-Clément que l'on trouve le plus bel ensemble de coulées prismées du volcanisme ancien.

Là, on peut observer jusqu'à 12 coulées de basalte superposées sur environ 200 mètres d'épaisseur. Il s'est écoulé environ deux millions

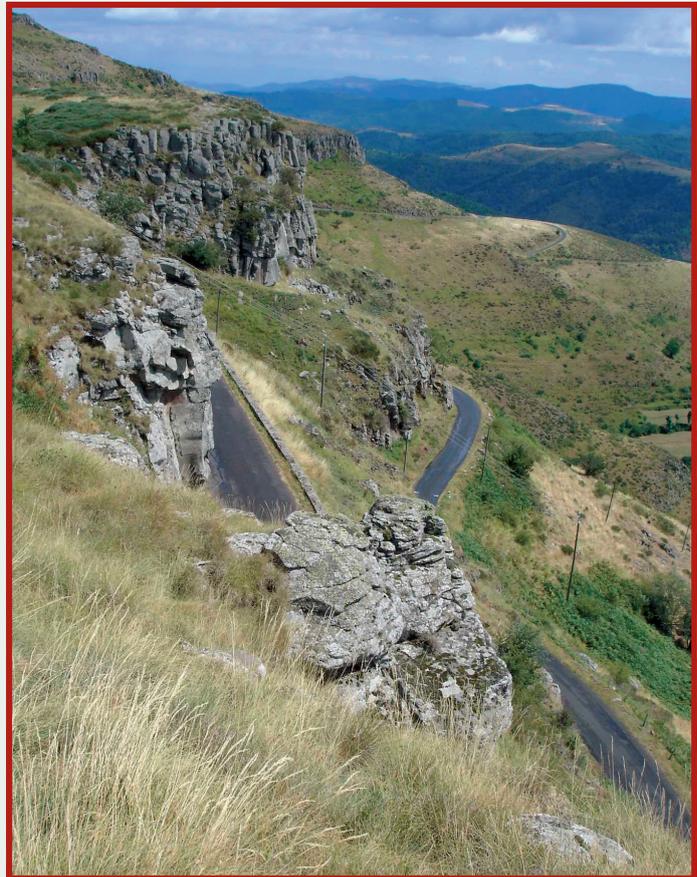


Photo 10 : Superposition des coulées à Saint-Clément

d'années entre la coulée la plus ancienne et la plus récente, ce qui a permis un début de différenciation. Si les coulées du dessous sont des basaltes, roches noires riches en phénocristaux de pyroxènes, celles du dessus sont des trachy-andésitiques, c'est-à-dire des roches grises sans olivine. Ce phénomène d'évolution des basaltes vers des laves plus acides et moins fluides, témoigne ici de la différenciation magmatique.

Ces coulées se sont mises en place sur un relief bien différent de celui d'aujourd'hui ; sans doute une faible dépression allongée du nord-ouest au sud-est. Aujourd'hui le réseau hydrographique, la Saliouse, affluent de l'Eyrieux, recoupe cet ensemble perpendiculairement.

La Saliouse, l'Azette, l'Eysse et la Dorne ont creusé profondément leurs lits en taillant au milieu des coulées. Pour cela, elles ont bénéficié d'un grand laps de temps, puisque ces coulées ont été datées de 10 millions d'années. Outre le temps c'est essentiellement la tectonique qui est à l'origine de ces profondes vallées : en effet l'érosion, due à ces affluents de l'Eyrieux, a été accélérée par le soulèvement de la bordure orientale du Massif Central de plus de 1000 m. qui a rajeuni les reliefs, et a donné aux rivières un caractère torrentiel. Plus récemment, l'enfoncement de la vallée

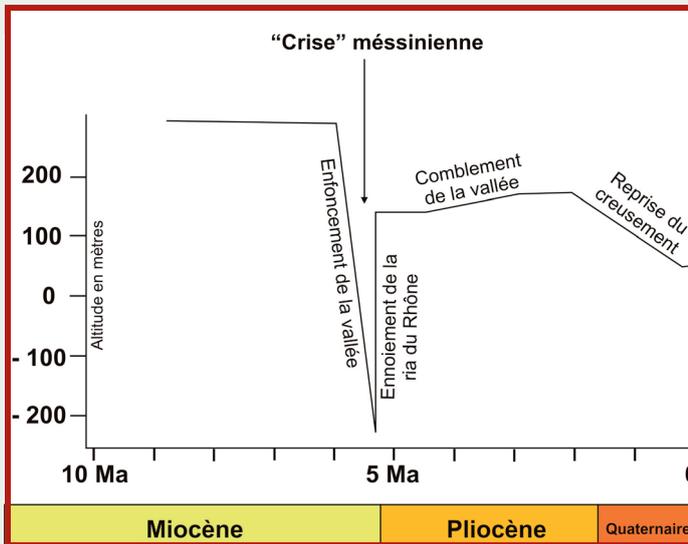


Figure 2 : Variations du niveau du Rhône au Messinien (P. Barth d'après L. Mocochain)

du Rhône au Messinien explique aussi que l'Eyrieux ait pu creuser de profondes gorges comme l'ont fait d'autres affluents de la rive droite du Rhône.

Les laves visqueuses : formation des suc phonolitiques

Lorsque le magma est visqueux, voire pâteux, il progresse par saccades dans la cheminée ; sa température se situe alors entre 700 et 900 °C. C'est la pression due aux gaz, qui ont du mal à s'échapper, qui le pousse vers le haut. Chaque montée de la lave permet aux gaz de se détendre. La pression diminuant, le mouvement s'arrête, ce qui permet à la pression d'augmenter à nouveau, et un nouveau cycle recommence alors. Comme le dentifrice qui sort du tube, la lave va former un petit dôme de pâte visqueuse. Sa viscosité lui permet de monter à l'aplomb de la cheminée sans s'étaler et donne une protrusion en forme de pain de sucre.



Figure 3 : Formation du suc phonolitique (PNR)

Ce volcanisme phonolitique est à rapprocher du volcanisme de type péleén, qui génère souvent des nuées ardentes : des gaz brûlants sous très fortes pressions, libérés par une violente explosion, mélangés à des cendres charrient des masses énormes de débris de toutes tailles détruisant tout sur leur passage, tels une avalanche. Les exemples les plus connus sont la Montagne Pelée à Saint-Pierre-de-la-Martinique et le Mont Saint-Helens aux Etats-Unis. Paradoxalement, au pays des suc, les pyroclastites, dépôts issus de nuées ardentes, sont absentes. Le suc de Chabrières qui domine la vallée de la Salouse semble être une exception : ce dépôt très particulier a été daté de 7 millions d'années grâce à un tronc de séquoïa carbonisé, qui, par chance, a été conservé et témoigne des paysages et des forêts disparus.

La roche volcanique qui constitue ces suc se nomme la phonolite : elle se débite en dalles qui produisent un son très cristallin quand elles s'entrechoquent d'où son nom, de *phonos* le son, et *lithos*, la pierre. C'est la forte viscosité de cette lave qui détermine sa structure feuilletée facilitant le débit en dalles. Les cristaux microscopiques se sont orientés et installés dans des plans privilégiés de la roche lors de son refroidissement. Ces plaques de phonolite ont été utilisées dès le Moyen âge pour la couverture des bâtiments. L'usage s'est répandu au XVIII^e siècle et généralisé au cours du XIX^e par l'exploitation de grandes carrières : les lauzières. Ainsi la face nord du Gerbier aurait été exploitée jusqu'aux environs de 1940 ainsi que le suc de la Lauzière.

Aujourd'hui abandonnée, la carrière du Mont Signon, à Chaudeyrolles, a été aménagée pour les visiteurs. Ils peuvent y trouver un



Photo 11 : Le Mont Signon, une ancienne exploitation de lauzes de phonolite

sentier d'interprétation : là, les traces d'extractions jouxtent de grandes quantités de lauzes non utilisées.

Les Roches de Borée comme les autres suc alentours, le rocher des Pialoux, le Gouleïou, les suc de Touron et de Sara, ainsi que le Mont Mézenc, témoignent de ce même type de volcanisme où les dômes de laves visqueuses cachent les cratères. Ces laves visqueuses sont assez pauvres en fer et magnésium, et assez riches en silice : elles ne contiennent donc jamais d'olivine.

Gouleïou et Gerbier de Jonc

Le suc du Gouleïou possède une forme quasi-parfaite. Sa base est encore entourée de ses prismes horizontaux, tandis que la partie haute laisse apparaître les prismes verticaux. Comme pour le Gerbier-de-Jonc, l'aspect actuel est lié à l'érosion. Celle-ci a dégagé la surface pour dévoiler la partie interne grossièrement prismée. Pour le Gerbier, seuls les prismes verticaux sont visibles. L'érosion a dégagé les structures voisines (Roches de Borée) tout en les ennoyant dans des éboulis.

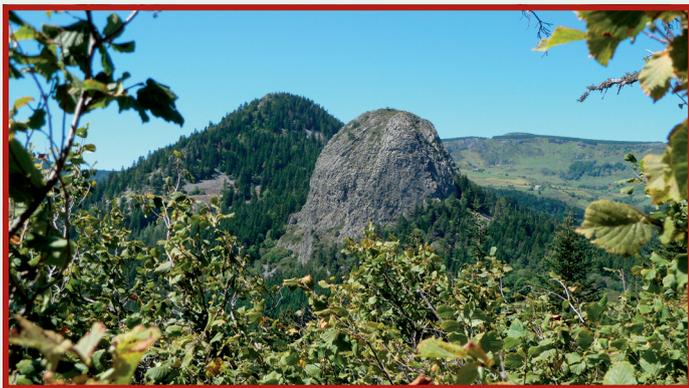


Photo 12 : Le Gouleïou en été, devant le suc de Touron

Les ring-dykes ou filons annulaires

Ici pas de dôme, pas de cheminée ni de cratère, seulement des fissures remplies de laves visqueuses, des filons qui forment des arcs ou des fragments de cercle, appelés filons annulaires ou ring-dykes.

Le rocher des Pradoux a une forme en fer à cheval ouvert vers le nord. Le suc de Sara est un filon annulaire de près de 2 kilomètres de diamètre. C'est le plus grand des ring-dykes mais aussi le plus jeune avec ses 6,5 millions d'années. Ces filons présentent une prismation perpendiculaire à leurs parois.

C'est le déchaussement des structures dû à la rivière Eysse qui permet d'observer les dessous d'un volcan : là en profondeur le refroidissement de lave a été plus lent, et

a permis la formation de cristaux visibles à l'œil nu. La roche n'est plus microlitique mais microgrenue : ce n'est plus une phonolite, comme dans la partie sommitale ou partie aérienne du volcan, mais une tinguaité. Ainsi, le suc de Sara est unique dans le volcanisme du Velay-Vivarais par ses roches au faciès si particulier.

En volume, le record d'éboulis revient au suc de Sara qui n'est formé au départ que d'une mince lame de roche volcanique en demi-cercle. Plus tard au Quaternaire ses flancs se sont couverts d'éboulis liés à la gélifraction. Ces tapis d'éboulis lui donnent une forme en pyramide parfaite, car la pente des éboulis s'est équilibrée de part et d'autre.

Une particularité de l'érosion des phonolites : les rivières de pierres

L'extrusion de ces laves visqueuses s'accompagne de nombreux écroulements sur le pourtour des protrusions. Pendant les périodes glaciaires du Quaternaire, l'alternance gel-dégel entraîne des microdilatactions et fragmente ces roches générant d'immenses nappes d'éboulis. Pendant les périodes froides notamment il y a environ 10 000 ans, au Würm, les éboulis, emballés dans de la glace, forment des nappes de pierres et de glace qui glissent sur les pentes, même faibles, telles un traîneau et, petit à petit, s'éloignent de leur lieu d'origine pour former de véritables rivières de pierres. Le sol, constitué d'argile fine, a facilité le glissement de ce pseudo glacier rocheux. Sous l'effet de la poussée et du déplacement, les dalles de phonolites s'orientent en partie à la façon d'une planche de surf. Cette orientation préférentielle des blocs est une aide pour déterminer le sens de déplacement et retrouver l'éboulis d'origine.



Photo : 13 : Rivière de pierres à Pralapos

Certaines de ces formations sont bien visibles autour du Mézenc, dans la zone des cinq suc entre Le Béage et Sainte-Eulalie : c'est le cas de la très belle rivière de pierre de Près-du-Bois, à quelques kilomètres de la Chartreuse de Bonnefoy.

Le plateau du Devès

Le plateau du Devès présente une activité volcanique entre - 4 et -1 million d'années, avec deux pics situés l'un vers 2 millions d'années, et l'autre vers 1 million d'années. Il couvre 600 km² et le volcanisme y est essentiellement fissural et strombolien : il s'agit là de lave basaltique. C'est ainsi environ 250 cônes de scories qui se situent pour la plupart en Haute-Loire. En Ardèche, elle est bien représentée autour de Coucouron (Plot-de-la-Laone), au-dessous du bourg d'Issarlès. Cônes stromboliens et coulées constituent aujourd'hui des gardes.

Les éruptions, qui se sont produites il y a environ 2 millions d'années, ont donné des coulées qui ont occupé les vallées préexistantes, antérieures à celle de la Loire actuelle. Puis de nouvelles venues de laves, en plusieurs épisodes, ont recouvert les premières coulées et les espaces laissés libres, constituant ainsi les plateaux qui, aujourd'hui couronnent les pentes de la vallée de la Loire.

Les jeunes volcans d'Ardèche : des cônes stromboliens et des maars

À la différence des grands massifs volcaniques du Massif Central (Mont-Dore, Cantal, Aubrac, etc.), ils constituent un ensemble d'édifices de taille modeste, cônes stromboliens et cratères de maar, isolés et alignés selon une direction nord-ouest – sud-est.

Les méthodes de datation par thermoluminescence (Berger, 1981 ; Rochette, 1993) leur attribuent des âges allant de - 40 000 à - 130 000 ans. Des travaux récents suggèrent une fourchette plus large de - 16 000 à - 170 000 ans (Nomade et Guillou, Orsay 2014, méthode potassium argon).

Des cônes stromboliens

Un cône volcanique strombolien est constitué d'une alternance de couches de projections et de coulées de lave. La remontée d'un magma basaltique riche en gaz (vapeur d'eau, dioxyde et monoxyde de carbone, hydrogène sulfuré, etc.) entraîne des explosions qui projettent dans l'atmosphère des fragments de lave de

taille variée : de la gouttelette au paquet de lave. Ces projections retombent autour de la bouche d'émission pour former un cône constitué d'un matériel scoriacé, de couleur noire ou rouge, appelé pouzzolane. La couleur noire ou rouge de ces scories correspond à un degré d'oxydation différent, des oxydes de fer : oxydes ferreux noirs ou oxydes ferriques rouges. On réserve le terme de bombes volcaniques à des paquets de lave qui prennent d'étranges formes en retombant : bombe en ruban, bombe en fuseau, bombe en bouse de vache, bombe en soucoupe.

En Ardèche, les cratères de ces volcans sont presque toujours égueulés par une coulée tardive : Suc de Bauzon, Gravenne de Montpezat, coupes de Jaujac et d'Aizac. La lave dégazée peut s'écouler du cratère, ou des flancs du cône, sur une distance de plusieurs dizaines de kilomètres (21 kilomètres pour la coulée du Ray-Pic). Le refroidissement de ces laves basaltiques donne naissance à de très belles prismations. Ainsi, de très belles orgues basaltiques sont bien visibles à Jaujac, à Antraigues ou bien encore à Thueyts. La Gravenne de Montpezat, le suc de Bauzon, le volcan de Cherchemuse sont de très beaux exemples de cônes stromboliens égueulés. La Gravenne de Thueyts a quasiment disparu, excavée aujourd'hui par deux carrières de pouzzolanes.

Il arrive que le magma, dans sa remontée, arrache des fragments des roches encaissantes de la croûte terrestre, ramonant ainsi sa cheminée d'accès en surface. L'on retrouve alors celles-ci en enclaves au sein du basalte : enclaves de roches de la croûte, fragment de roches carbonifères à Jaujac, granite et roches métamorphiques à Cherchemuse ; ou

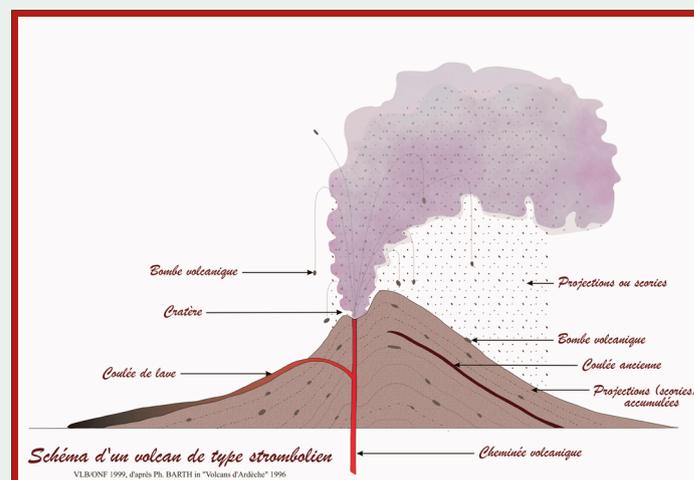


Figure 4 : Dynamisme strombolien (P. Barth)

quelquefois des enclaves de roche du manteau supérieur, ce sont alors des roches vertes appelées péridotites. La coulée du Ray-Pic fournit un bon exemple de cette richesse en enclaves de péridotites.

Un exemple : Le Suc de Bauzon

Le **Suc de Bauzon** est un cône strombolien égueulé parfait. Il culmine à 1 471 mètres d'altitude. Une coulée assez impressionnante en a égueulé le cratère vers l'ouest : celle-ci s'est ensuite épanchée dans le lit de la Loire sur une distance de 7 à 8 kilomètres, atteignant localement 30 à 40 mètres d'épaisseur. Cette coulée présente une très belle chaussée des géants au niveau du barrage de La Palisse. Le mot suc signifie étymologiquement sommet pointu et donc, malgré son nom, le Suc de Bauzon ne se rattache en rien à ces dômes de lave visqueuse que sont les sucus environnants



Photo 14 : Une bombe, carrière du Genestou (Echamps)

Les maars ou volcanisme phréatomagmatique

Il s'agit d'un volcanisme fortement explosif, résultant de la rencontre entre le magma et de l'eau. Cette rencontre, à faible profondeur, entre un magma en phase ascensionnelle à la température comprise entre 1 200 et 1 400 ° C et des eaux d'infiltration, provoque leur vaporisation brutale, engendrant une surpression importante. Il en résulte une succession d'explosions très violentes, pulvérisant en proportion variable le magma et le socle. Les projections émises en panaches éruptifs successifs retombent autour du cratère circulaire aux pentes intérieures abruptes, taillées directement dans le socle, et contribuent à l'édification d'un rempart grossièrement stratifié, formé de débris volcaniques variés tels que tufs, ponces, cendres



Photo 15 : Enclave de péridotite

etc. Un tel édifice volcanique est appelé maar, les projections phréatomagmatiques sont appelées tufs de maar. L'aspect cyclique de ce type d'éruption se traduit par des projections en lits bien individualisés, très nombreux, pluri-millimétriques, mais le plus souvent centimétriques. Certains niveaux sont très fins, composés de cendres volcaniques et débris de socle très finement broyés ; d'autres beaucoup plus grossiers. La taille des éléments du socle va du xénocrystal millimétrique au bloc décimétrique, voire, pluri-décimétrique. Ces dépôts contiennent des bombes en choux-fleurs résultant des phénomènes de trempe.

Des panneaux entiers de roches cristallines se détachent aux dépens de parois ébranlées et fracturées du cratère, en suivant des cassures concentriques, puis glissent vers l'intérieur du diatrème où ils sont à leur tour émiettés et incorporés au mélange. De ce fait, le gigantesque entonnoir ainsi créé augmente son diamètre et s'évase vers le haut, c'est le maar.

Lorsque la vaporisation d'eau s'interrompt, les tufs de maar vont insensiblement passer à des projections de type strombolien. Des épisodes éruptifs de type strombolien plus calmes peuvent marquer la fin de l'activité explosive, ainsi que l'émission d'une coulée de lave. Auquel cas le cratère est alors comblé de produits basaltiques résultant de cette activité terminale.

L'affleurement visible au camping municipal du lac d'Issarlès permet d'appréhender les particularités de ce maar qui montre un passage progressif de la phase phréatomagmatique à la phase magmatique. Cette transition, très



Photo 16 : Tuf de maar, affleurement du camping du Lac d'Issarlès

rapide, s'observe aussi au maar de Molines, sur la commune de Borée, ainsi qu'au Ray-Pic. Dans le cas du Ray-Pic, la formation d'un maar a été suivie par une phase strombolienne qui s'est achevée par l'émission d'une importante coulée basaltique de 21 km de long. A la Vestide du Pal ce sont des édifices de type strombolien particulier qui marquent la fin de l'activité explosive : des cônes de projections surbaissés édifiés par des fontaines de lave appelés spatters cônes. Enfin le maar du Chambon au-dessus de Montpezat a émis des coulées boueuses, mélange d'eau et de cendres volcaniques, des lahars, phénomène assez rare en France.

Un lac s'est parfois installé dans la dépression ainsi formée ; c'est par exemple le cas du lac d'Issarlès, du lac de Saint-Martial. Cette dépression peut aussi être occupée par une narce ou marécage tourbeux. Un bel exemple de tourbière installée dans un cratère de maar est la tourbière de Sagne-Redonde à Issanlas ;



Photo 17 : Maar de Chaudeyrolles

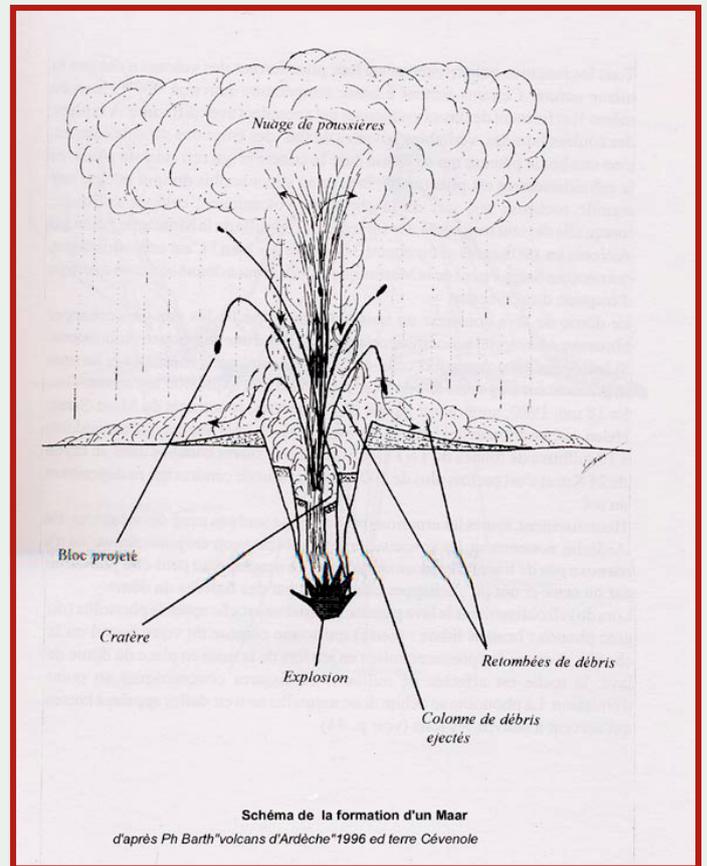


Figure 5 : Schéma de fonctionnement d'un maar (P. Barth)

les narces de Chaudeyrolles au pied du village sont aussi installées dans un vaste cratère de maar.

Deux beaux exemples de maar

La Vestide du Pal est un appareil volcanique qui a la forme d'une vaste dépression circulaire de 1 700 mètres de diamètre. Les produits d'explosion, ou tufs de maar, sont bien visibles sur le Suc du Pal mais restent difficiles d'accès ; ces produits phréatomagmatiques, clairs et lités, avaient été interprétés à tort, au siècle dernier, comme étant des dépôts sédimentaires.

Bien après la phase phréatomagmatique qui les a engendrés, cinq cônes basaltiques à dynamisme strombolien se sont mis en place, à l'intérieur de cette vaste dépression. Certains témoignent même de fontaine de lave, spatter cône. Si le cratère de la Vestide n'est pas aujourd'hui rempli par un lac, il reste cependant la source de la Fontaulière.

Le maar de Echamps - Molines, comblé par des coulées de lave, est aujourd'hui occupé par des prairies. L'activité phréatomagmatique y est attestée par de très beaux dépôts visibles sur son flanc oriental dans la carrière de Molines située à 1 km à l'ouest de Borée.



Photo 18 - Dépôt de maar, carrière de Echamps - Molines

Une coulée, issue de l'activité strombolienne qui a fait suite à l'activité phréatomagmatique, est bien visible dans le talus au-dessus, au bord de la route qui descend depuis Echamps dans la vallée de l'Azette, la coulée suit la pente vers le fond de vallée, ce qui démontre que la vallée de l'Azette existait déjà lors de l'éruption ; il s'agit bien ici d'un volcan récent.

Il y a 120 000 ans environ le maar s'est installé, taillant dans le socle cristallin et dans le rocher des Pialoux, puis il a poursuivi son activité. Une fois l'eau évacuée, le dynamisme éruptif est passé à une activité strombolienne plus classique qui s'est traduite par deux cônes de scories : l'un correspond à la carrière située sous le Ginestou et l'autre se situe au-dessus de la carrière de Molines, chacun de ces cônes ayant émis des coulées de lave respectivement l'un vers le nord et l'autre vers le sud.

Bibliographie

- AYMES M. et ESTEBAN J.-P. (2012) *Guide géologique de l'Ardèche*, éditions Omniscience et BRGM.
- AYMES M. et RIGOLLOT C. (2010) Jeunes volcans d'Ardèche, *Bulletin de la Société géologique de l'Ardèche*, n°3, janvier
- AYMES M. LEBESNERAIS V. (2000) *Espace Forestier Pédagogique de la Gravenne de Montpezat*, documents pédagogiques dans le cadre de la création du Parc des Monts d'Ardèche
- BARBIER A., BERGER E.T., MERGOIL J., VALADAS B., VEYRET Y., WEISBROD A. (1985) Carte géologique de la France, 1/50 000 Burzet
- BARTH P. (2007) Aperçu géologique de l'Ardèche méridionale, *Bulletin de la Société géologique de l'Ardèche*, n° 2, 2009
- BERGER E.T. *Les jeunes volcans d'Ardèche* éditions Sud Ouest
- CABROL J., COURTIAL C., La Haute Loire histoire géologique, éditions groupement géologique de la Haute-Loire sd
- BRIAND B., CHENEVOY M. (1979), Carte géologique de la France Lamastre, 1/50 000. BRGM, Orléans
- MERGOIL J., BOIVIN P. (1983), *Le Velay son volcanisme et les formations associés*, EAVUC 1997 extrait de géologie de la France éditions BRGM n°3
- NAUD G, (2008) La géologie de l'Ardèche, *Bulletin de la Société géologique de l'Ardèche*, n°1, février
- ROUIRE J, CHIRON J.C., avec la collaboration de CAMUS G., KIEFFER G., MASSE J.-P, MERGOIL J. MONJUVENT G. ROUSSET C. (1980) Carte géologique de la France Valence. 1/25 000.