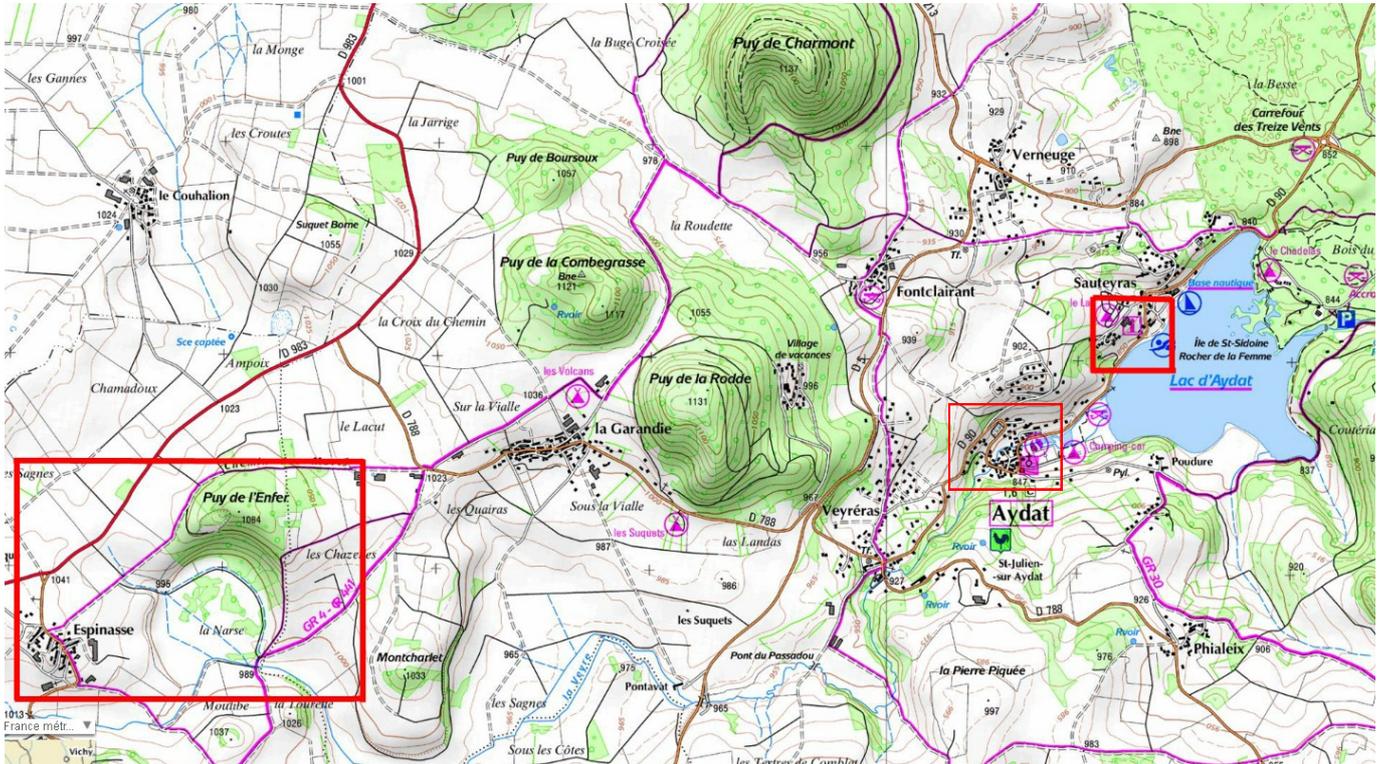
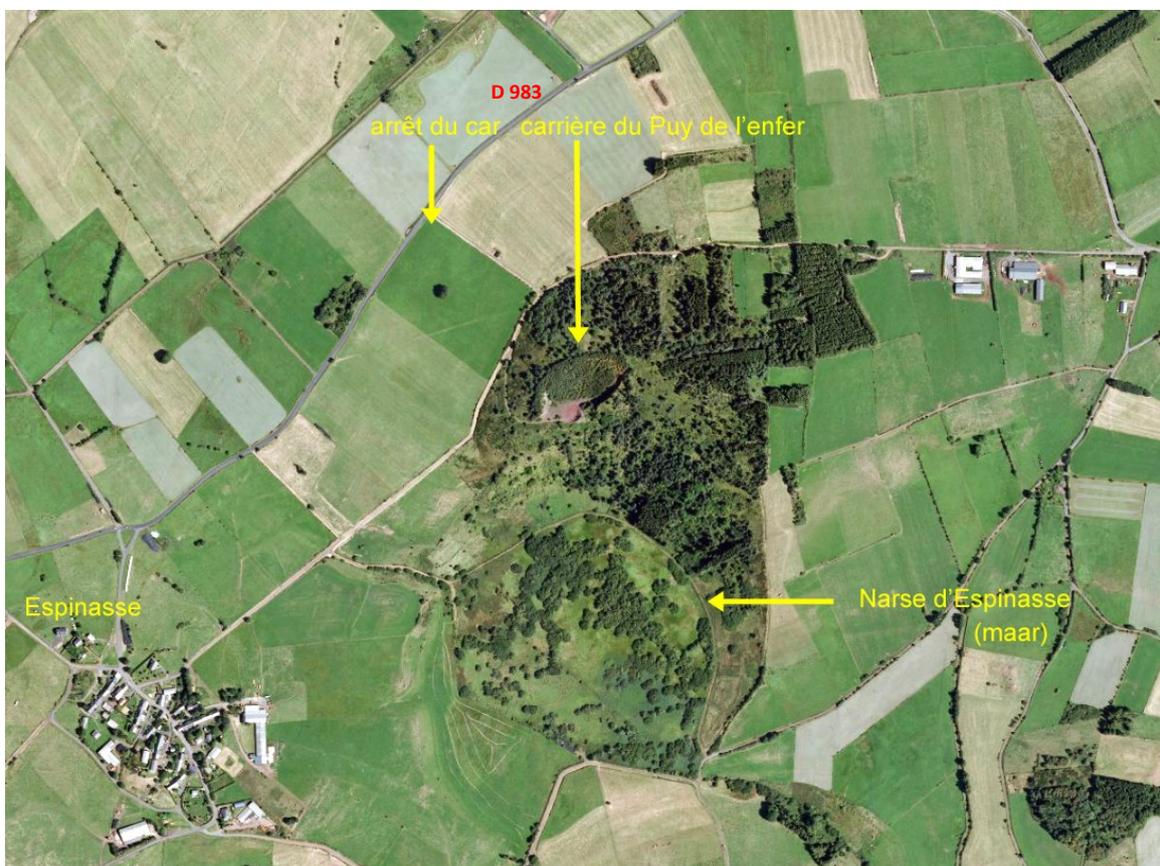


► Étape 3. Le Puy de L'Enfer et la Narse d'Espinasse

Ces appareils volcaniques sont situés au sud de la Chaîne des Puys, à l'ouest du Lac d'Aydat.



Carte topographique du secteur Espinasse - Aydat . Étapes 3 et 4 au niveau des encadrés rouges



Vue aérienne du Puy de l'Enfer et de la Narse d'Espinasse

Au sud de la Chaîne des Puys, à l'ouest d'Aydat, près d'Espinasse, nous découvrons un ensemble volcanique formé par l'association d'un volcan strombolien (le Puy de l'Enfer) et d'un maar (la narse d'Espinasse).



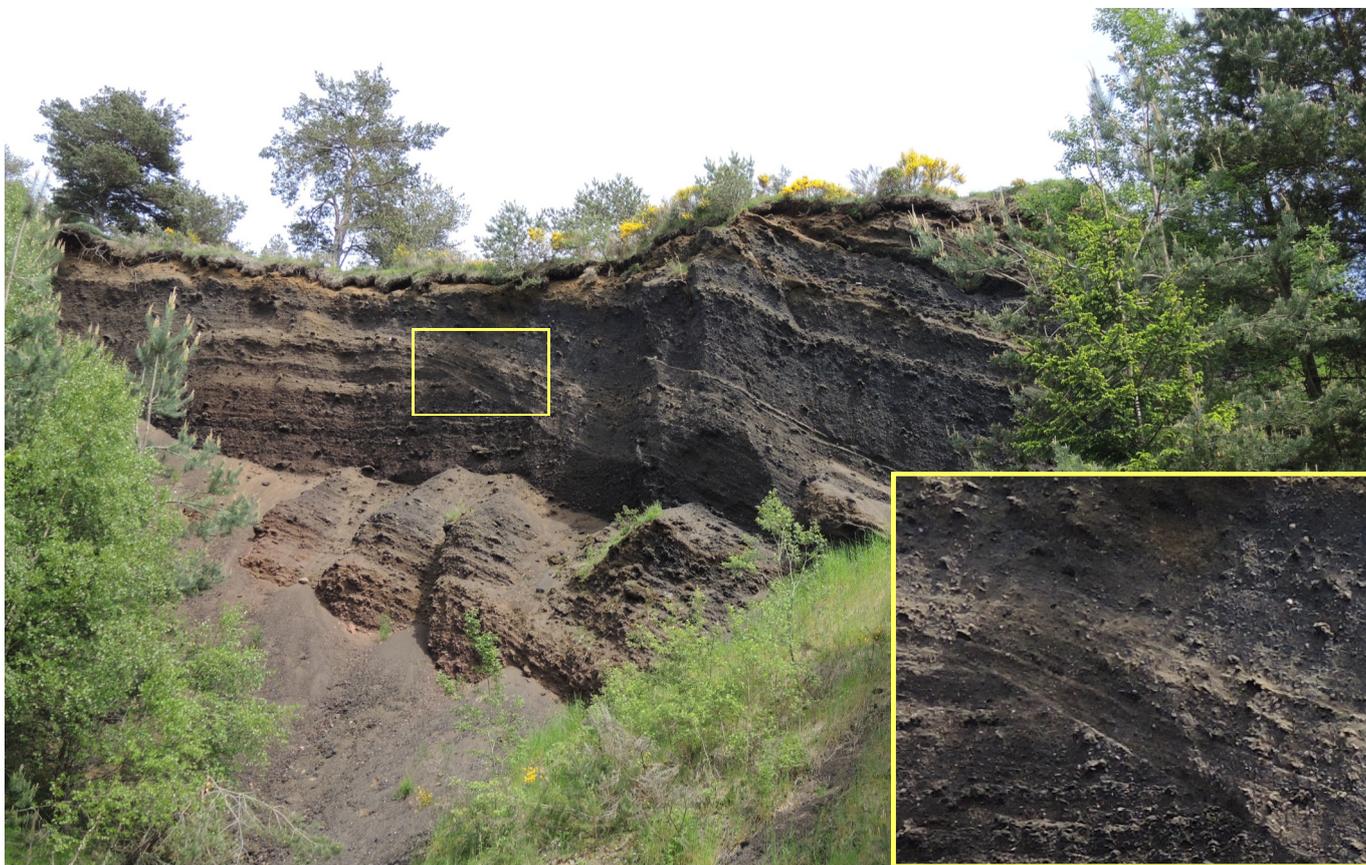
G.Godard situe le Puy de l'Enfer par rapport à la Chaîne des Puys - Le groupe de l'AVG aux "portes de l'Enfer".



Le front de carrière nous montre une coupe dans les couches de scories du cône du Puy de l'Enfer



Empilement de couches de scories relativement fines au nord-ouest du Puy de l'Enfer



Discordance entre des dépôts de scories au nord-est du Puy de l'Enfer. Ces dépôts scoriacés discordants appartiennent à deux phases différentes d'activité éruptive.

Des observations sur le terrain et sur la carte topographique montrent que la partie sud du cône strombolien du Puy de l'Enfer a disparu. L'origine de cette disparition est à rechercher dans la formation de la Narse d'Espinasse voisine.

La narse d'Espinasse : un ancien cratère d'explosion (maar)

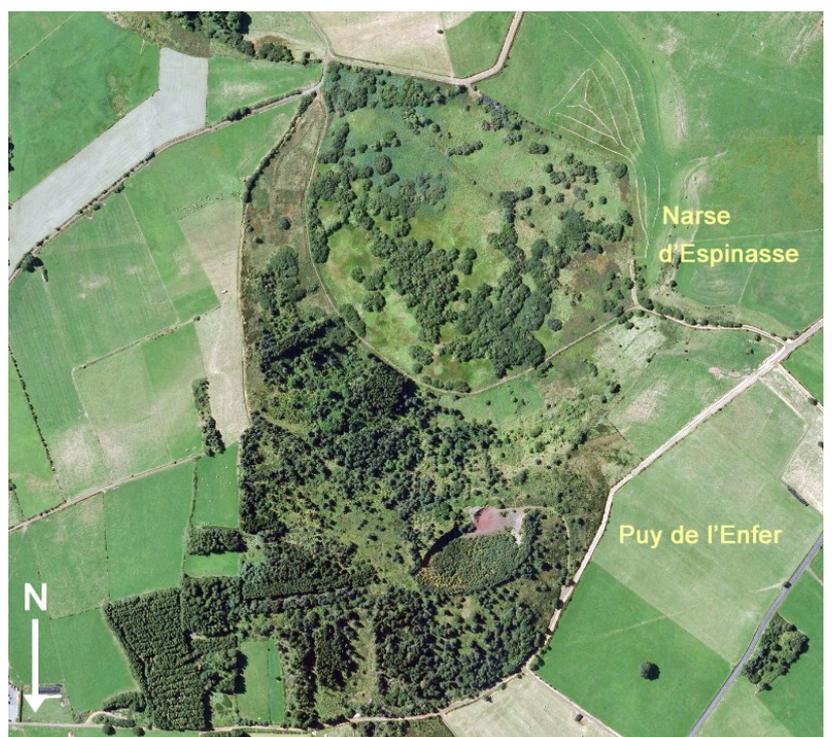


▲ Photo de la Narse d'Espinasse prise en direction du Sud.

La Narse d'Espinasse apparaît comme une dépression circulaire occupée par un marais en partie asséché et boisé, traversé par une rivière, la Veyre. Elle correspond à un **maar**, c'est-à-dire un ancien cratère d'explosion circulaire entaillé "à l'emporte-pièce" dans le substratum pré-éruptif.

Le lac installé dans le maar d'Espinasse s'est comblé progressivement par des apports de matériaux détritiques et de débris organiques liés à la végétation pour donner un marais tourbeux qui s'est ensuite asséché.

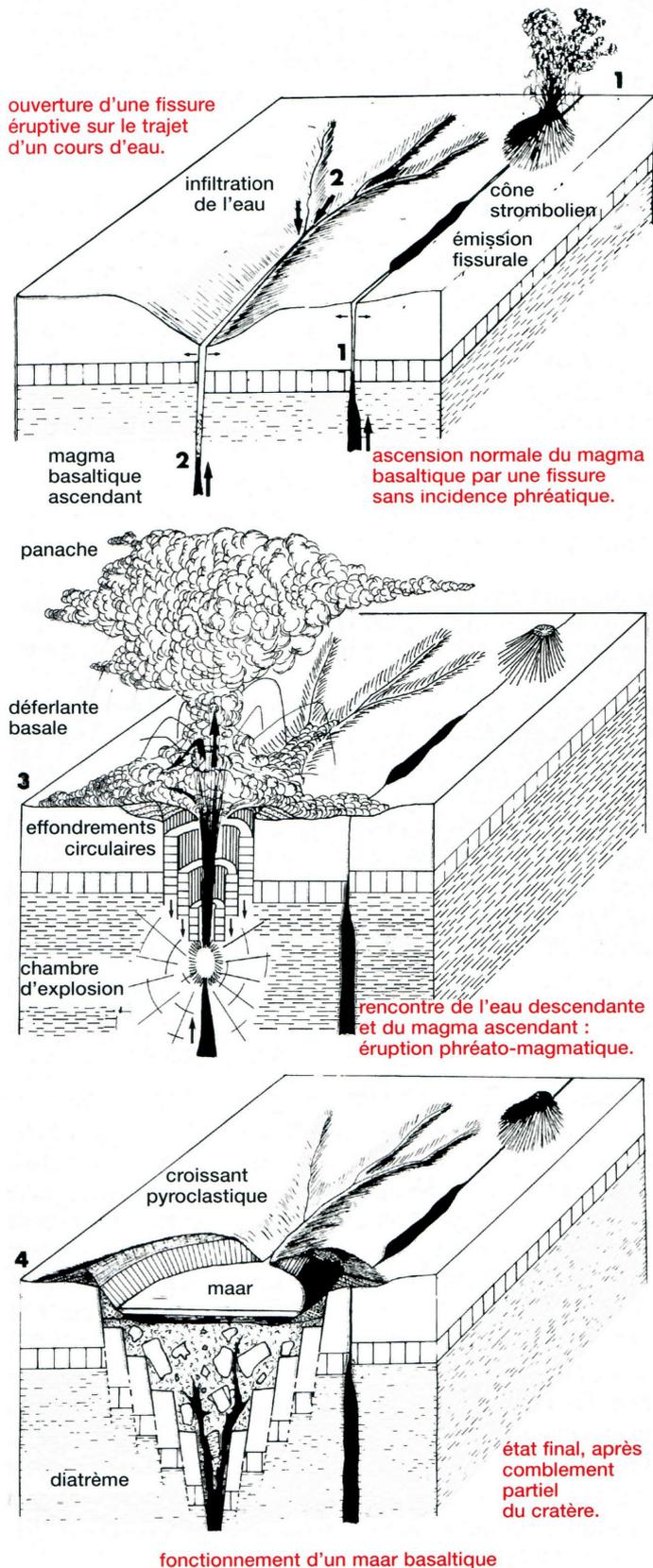
Narse d'Espinasse en vue aérienne ►



La formation et le fonctionnement d'un maar

Un maar résulte d'une **éruption phréatomagmatique** c'est-à-dire d'une éruption explosive comprenant des phénomènes engendrés par le contact d'eaux souterraines ou superficielles et d'un magma qui peut être basaltique ou trachytique.

▼ Illustration extraite du livre "Volcanologie de la Chaîne des Puys".
Edition du Parc naturel des volcans



Lorsque le magma chaud ascendant entre en contact avec l'eau froide d'une nappe souterraine, d'un lac ou d'une rivière, il en résulte :

- d'une part le **refroidissement brutal du magma** (trempe) et la fragmentation de la lave ;
- d'autre part la **vaporisation explosive de l'eau** dont la violence est fonction de la profondeur du niveau de rencontre du magma et de l'eau.

La **vapeur d'eau, gaz moteur de l'explosion**, transporte en suspension dense un mélange de fragments d'origine magmatique et d'éléments arrachés au substratum.

L'explosion se traduit d'abord par une **colonne éruptive** expulsée verticalement à plusieurs kilomètres de haut. Mais cette colonne s'écroule sur elle-même comme le fait un jet d'eau, engendrant autour d'elle des nuées horizontales dites "**déferlantes basales**", qui se déplacent au ras du sol à des vitesses dépassant 100 km/h. Ces déferlantes déposent peu à peu leur charge solide à la façon d'un flot de rivière. Ainsi se forment des dépôts toujours stratifiés, au rythme des explosions.

La **fin d'une éruption phréato-magmatique** survient avec le tarissement du magma ou de l'eau.

- Dans le premier cas, l'éruption cesse et un lac circulaire s'installe dans le cratère du maar (Ex: Lac Pavin).

- Dans le second cas, pour un magma basaltique l'éruption se poursuit avec une activité volcanique explosive qui produit un cône de scories ou une activité volcanique effusive qui fait subsister un lac de lave. Le cône (ex: Puy de Beaunit) et le lac de lave (ex: Puy de Pariou) peuvent déborder et masquer en partie ou en totalité le cratère de maar initial.

Avec des magmas trachytiques visqueux, l'extrusion d'un dôme (Sarcoui) ou la protusion d'une aiguille(Puy Chopine, Cratère Kilian) masquent aussi le maar initial.

▲ Formation et fonctionnement d'un maar avec du magma basaltique

Relations entre le maar d'Espinasse et le cône de scories du Puy de l'Enfer

Le cône strombolien du Puy de l'Enfer a eu toute sa partie sud emportée par les explosions phréato-magmatiques du maar d'Espinasse traversé par la rivière la Veyre. La présence dans les projections du Puy de l'Enfer de bombes en choux-fleurs et de dépôts de déferlantes basales confirme l'origine phréatique de l'éruption du maar voisin. Mais des strates franchement stromboliennes s'intercalent dans les produits du maar, eux-mêmes anormalement riches en scories et lapillis scoriacés, émoussés et de teintes rouge et noire. Ceci prouve bien l'activité simultanée du maar d'Espinasse et du volcan strombolien du Puy de l'Enfer.

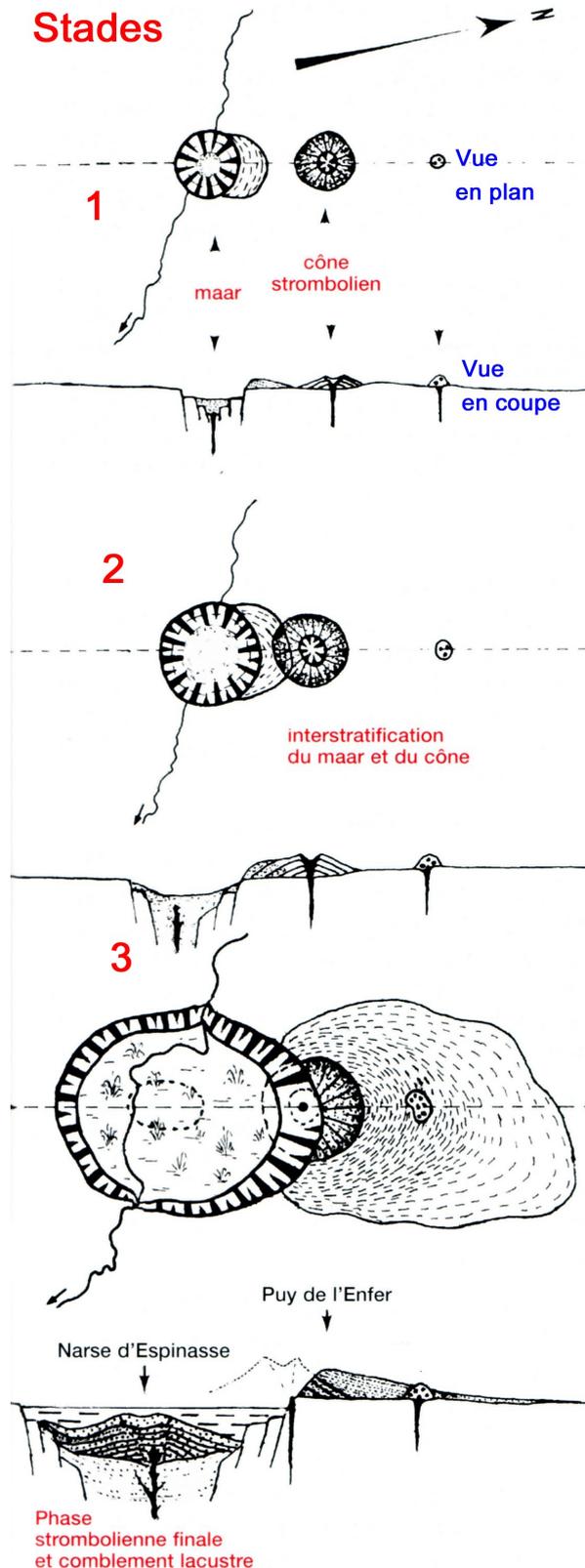
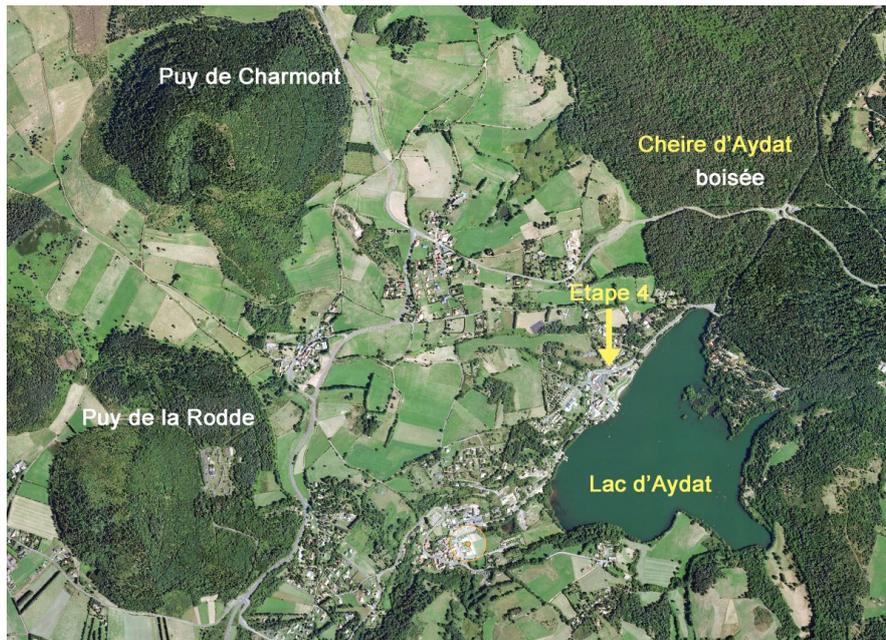


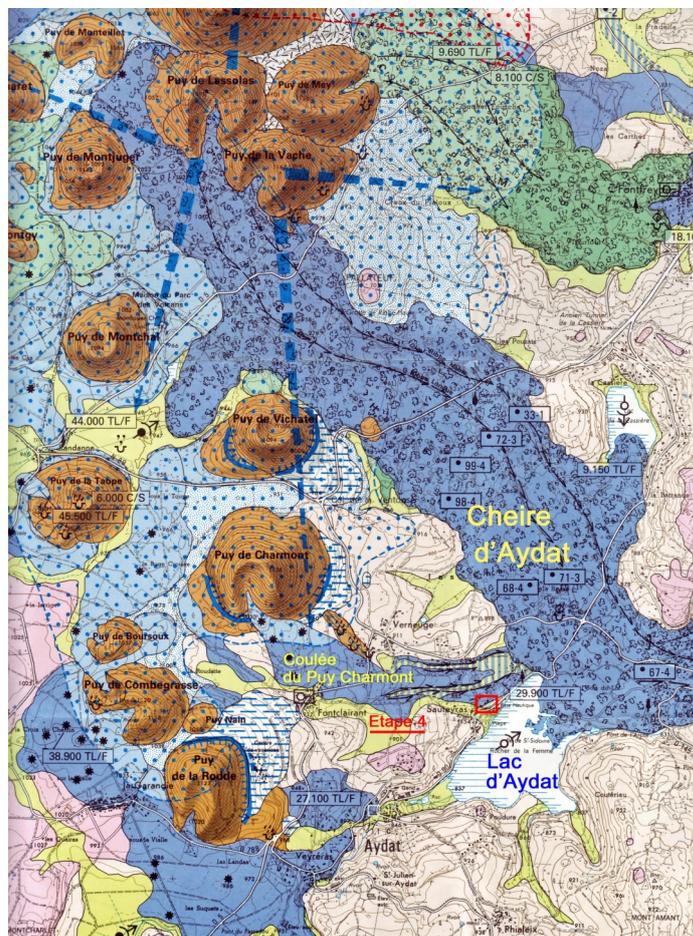
Illustration extraite du livre
"Volcanologie de la Chaîne des Puy".
Edition du Parc naturel des volcans.

► Étape 4. La cheire et le lac d'Aydat — La coulée du Puy de Charmont



▲ Photo aérienne de la région du Lac d'Aydat

Situé à 850m d'altitude, le lac d'Aydat est le plus grand lac naturel d'Auvergne, avec une superficie de 65 ha et une profondeur de 15m. C'est un lac lié au barrage de la Veyre par la coulée de lave basaltique issue des Puy de La Vache et de Lasso-las. Cette coulée porte le nom de "cheire ou cheyre" et date de plus de 8500 ans.

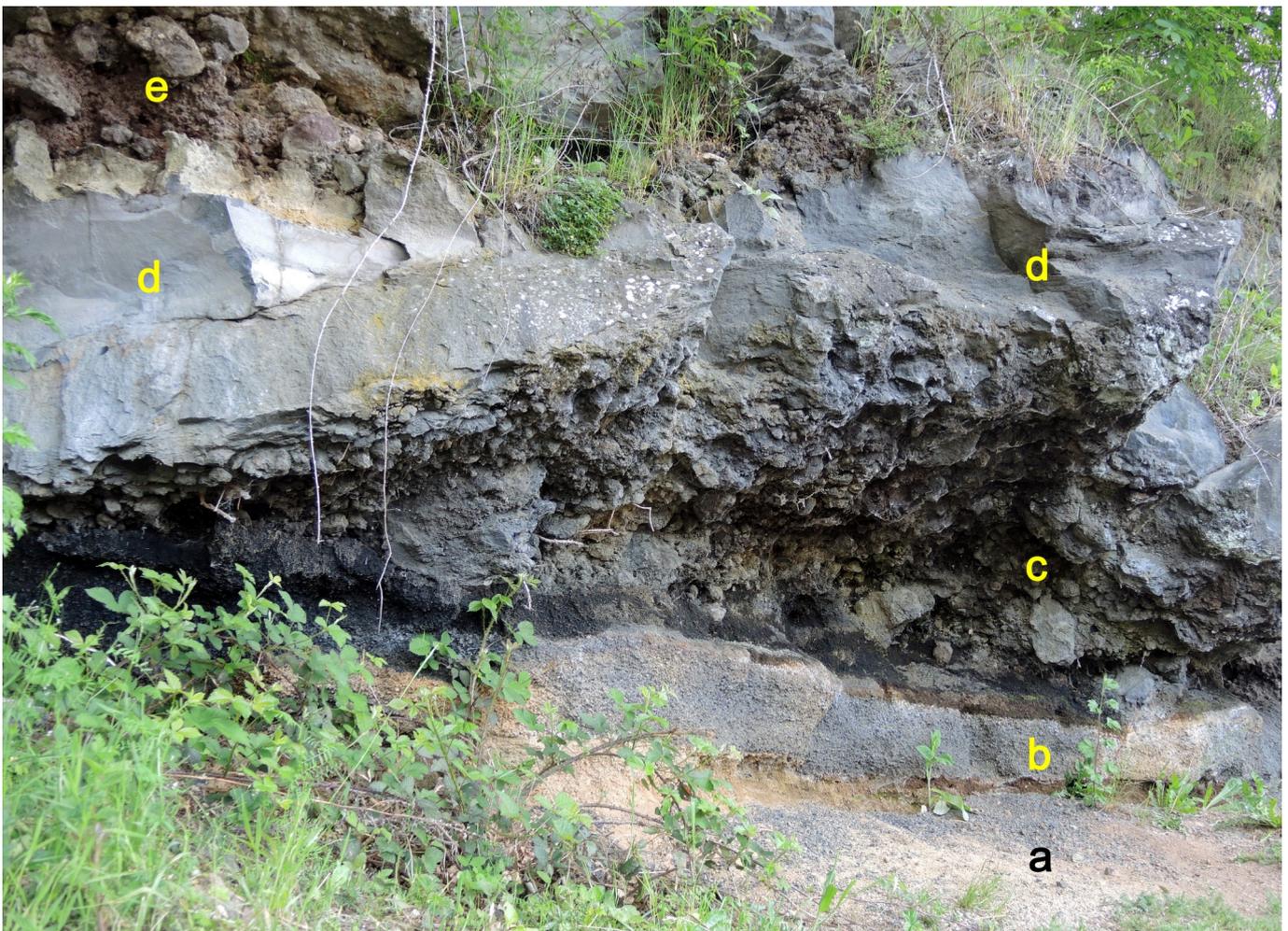


▲ Extrait de la carte géologique de la Chaîne des Puy

Un exemple de coulée : la coulée basaltique du Puy de Charmont, en bordure du lac d'Aydat , rue Beau-Site.



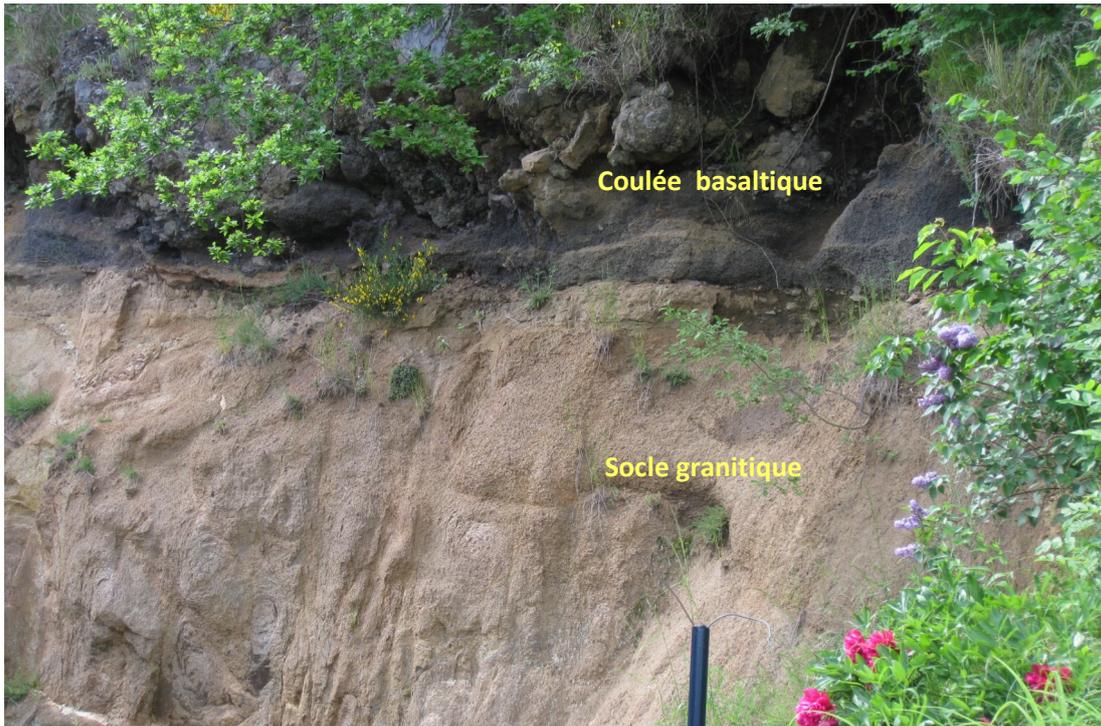
Gaston Godard, entouré des membres très attentifs de l'AVG, décrit le contexte géologique de la formation du Lac d'Aydat et nous présente l'affleurement de la coulée basaltique du Puy de Charmont



L'affleurement correspond à une coupe verticale de la coulée et montre de bas en haut:

a) granite ; b) lapilli de saupoudrage ; c) couche scoriacée ; d) basalte compact ; e) couche scoriacée

▼ La coulée du Puy de Charmont repose sur le granite du socle paléozoïque du Massif central.



Affleurement dans une propriété privée voisine de l'affleurement précédent

La coulée du Puy Charmont représente le type de coulée basaltique le plus courant dans la Chaîne des Puys.

Elle présente un cœur de lave compacte qui peut être prismé si l'épaisseur est suffisante. Cette zone interne est encadrée par deux couches de produits scoriacés qui représentent une gangue unique d'éléments apparus à la surface de la coulée. Cette gangue meuble superficielle peut résulter de la fragmentation d'une croûte déjà solidifiée, d'une "écume" superficielle de lave formant des gratons de lave ou aussi représenter une accumulation de projections tombées sur le dos de la coulée à sa sortie du cratère et entraînées avec elle à la façon d'un tapis roulant.

Diversité des coulées de laves

La Chaîne des Puys possède plusieurs types morphologiques de coulées volcaniques déterminés par différents paramètres tels que la viscosité des laves, leur teneur en gaz, leur débit d'émission et la topographie pré-éruptive.

L'épaisseur des coulées est généralement comprise entre 1 m et une vingtaine de mètres.

Sur le versant ouest de la Chaîne des Puys, les coulées se sont avancées sur 5 à 8 km de longueur avec des largeurs pouvant dépasser 2 à 3 km. Sur le versant est, les coulées sont filiformes au fond des vallées ; leur largeur est parfois inférieure à 100 m et leur longueur peut dépasser 20 km.

Les inversions de relief des coulées

Les éruptions terminées, les reliefs volcaniques deviennent la proie de l'érosion. Les structures volcaniques internes se déchaussent : les filons d'alimentation magmatique deviennent des dykes, les cheminées volcaniques donnent des culots ou des necks. Le creusement des cours d'eau entraîne l'inversion de relief des coulées : les coulées d'abord logées dans le fond des vallées en deviennent progressivement les points hauts grâce à leur résistance à l'action érosive de l'eau. Ainsi sont apparus le plateau de Gergovie, les Côtes de Clermont-Ferrand, la Montagne de la Serre (voir illustration suivante), le Plateau de Perrier...

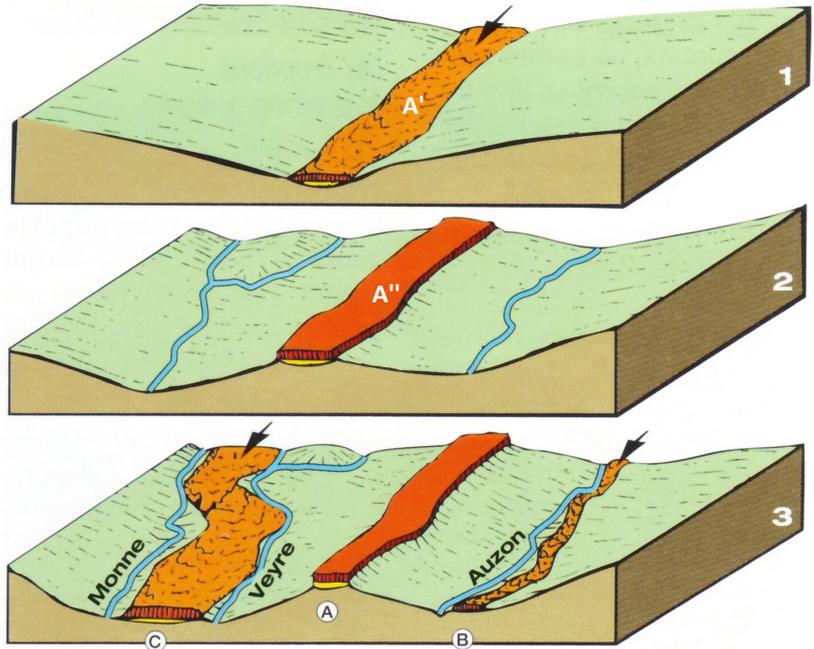
Un exemple d'inversion de relief sur la bordure de la Limagne : la Montagne de la Serre

1. Coulée basaltique correspondant au futur Plateau de La Serre (**A**) au fond d'une paléo-vallée (Age: 3,4 Ma).

2. Creusement de deux vallées parallèles par deux cours d'eau. La coulée basaltique forme un plateau élevé au-dessus de deux vallées. Le relief de la coulée volcanique est inversé.

3. Deux nouvelles coulées basaltiques se mettent en place au fond des deux vallées : coulée basaltique de la vallée de l'Auzon (**B**) (60 000 ans) et coulée basaltique des Puy de la Vache et de Lassolas (**C**) de la vallée de la Monne (8 000 ans).

La Monne et la Veyre creusent deux vallées aboutissant à une nouvelle inversion de relief de la coulée des Puy de la Vache et Lassolas.

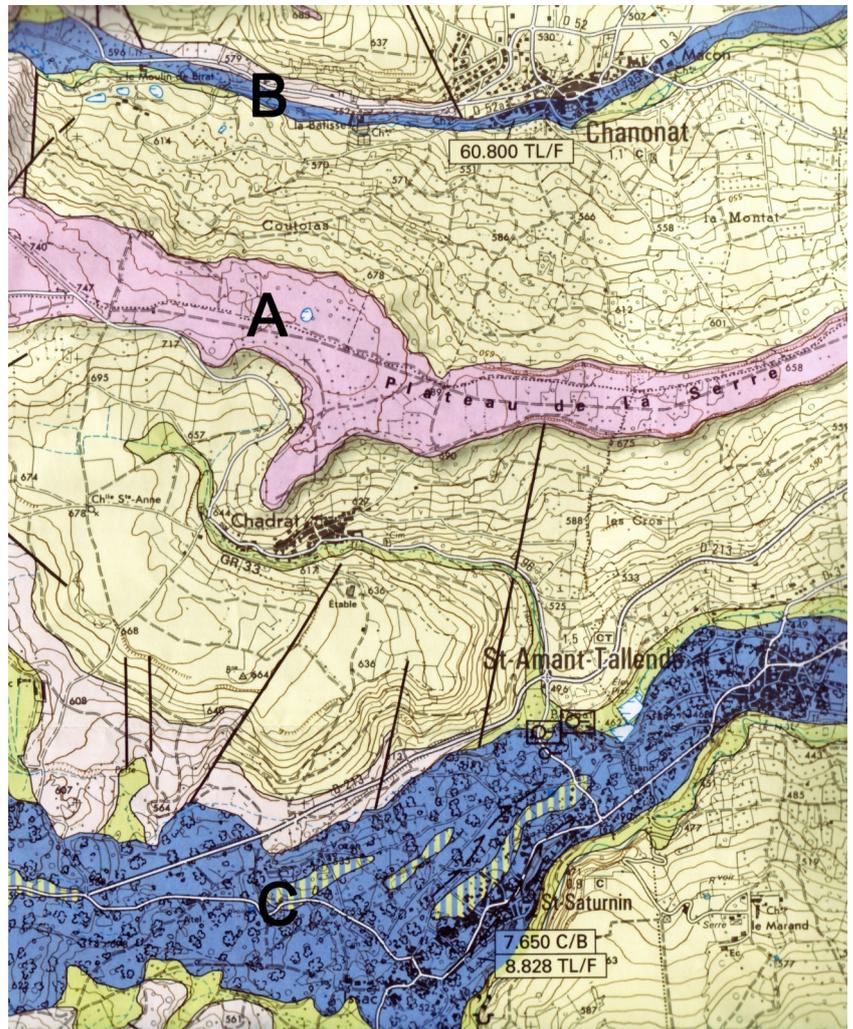


▲ Illustration extraite de La dépêche scientifique du Parc des volcans d'Auvergne

Extrait de la carte géologique des Volcans d'Auvergne ►

Les 3 coulées de lave avec inversion de relief:

- B : Coulée de la Vallée de l'Auzon
- A : Le Plateau de La Serre
- C : Coulée des Puy de la Vache et Lassolas

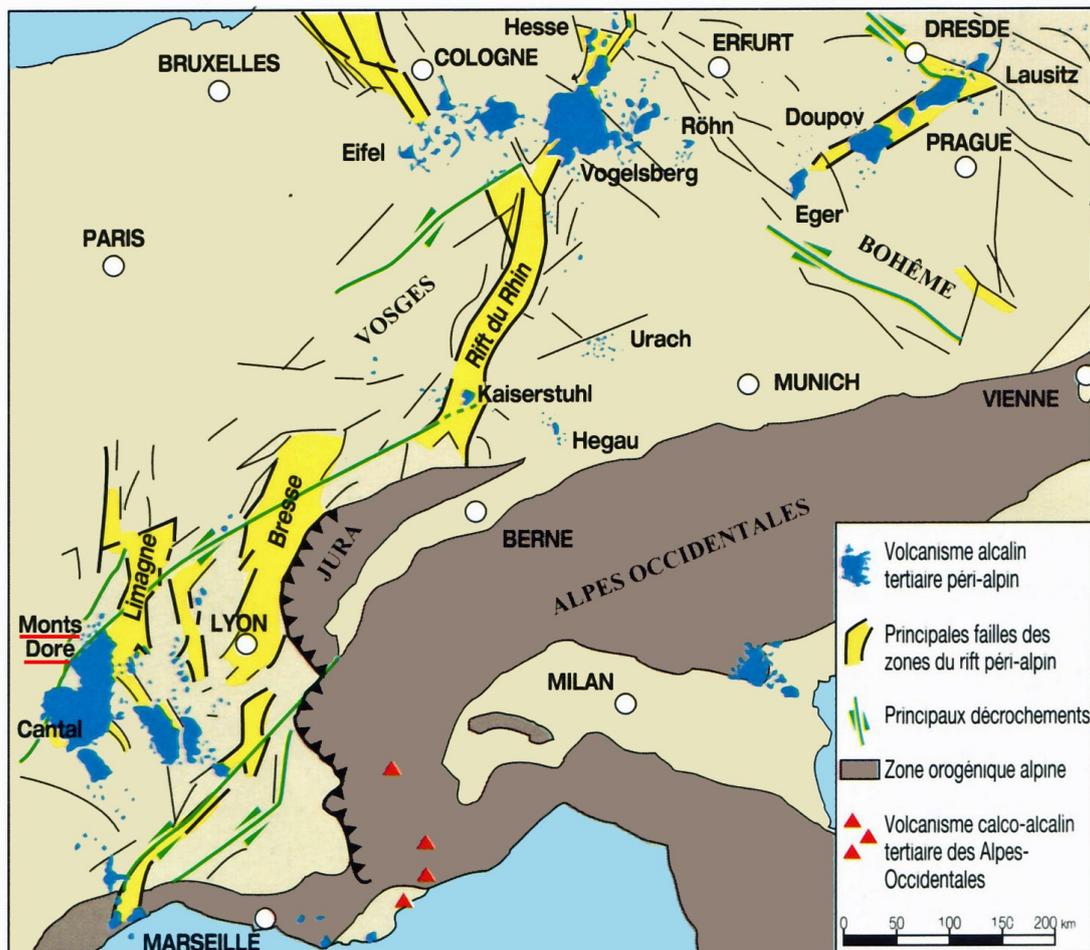


3. L'origine du volcanisme du Massif Central

L'origine du volcanisme de la Chaîne des Puys s'inscrit dans un contexte européen et fait l'objet de plusieurs hypothèses impliquant rifting, remontée de l'asthénosphère et point chaud.

3.1 Volcanisme et rifting dans un contexte européen

Les ensembles volcaniques du Massif Central appartiennent à une chaîne de provinces volcaniques cénozoïques située à l'avant de l'arc des Alpes occidentales avec les bassins sédimentaires péri-alpins.



▲ Carte des principales provinces volcaniques cénozoïques d'Europe de l'Ouest en relation avec les bassins sédimentaires péri-alpins (zones de rift)

3.2. Chronologie du volcanisme et du rifting au cours du Cénozoïque

Au début du Cénozoïque, il y a 65 Ma, l'actuel Massif Central n'était encore qu'un vaste plateau très surbaissé, sans relief notable, fait de granites et de roches métamorphiques hercyniens, au moins dans sa partie Nord ; plus au Sud (Causses depuis le Lot et l'Aveyron jusqu'à l'Ardèche et le Gard), des dépôts marins d'âge mésozoïque, calcaires et marnes, recouvraient ce socle ancien.

De - 65 à - 35 Ma, un volcanisme dispersé apparaît dans le Massif Central (Menat, Bourgogne, Forez, Causse).

Vers – 40 à – 35 Ma , à l'Éocène - Oligocène , en conséquence des mouvements relatifs des plaques lithosphériques africaine et eurasiatique liés à l'orogénèse alpine, la croûte continentale de l'Europe occidentale s'est trouvée "écartelée" d'Ouest en Est , amincie et lézardée selon une ligne complexe qui, en France, va de la région de Marseille à la plaine du Rhin, en passant par la vallée du Rhône et la Bresse. Ce phénomène, appelé "rifting", se poursuit en Allemagne et plus à l'Est sur le pourtour de l'arc alpin.

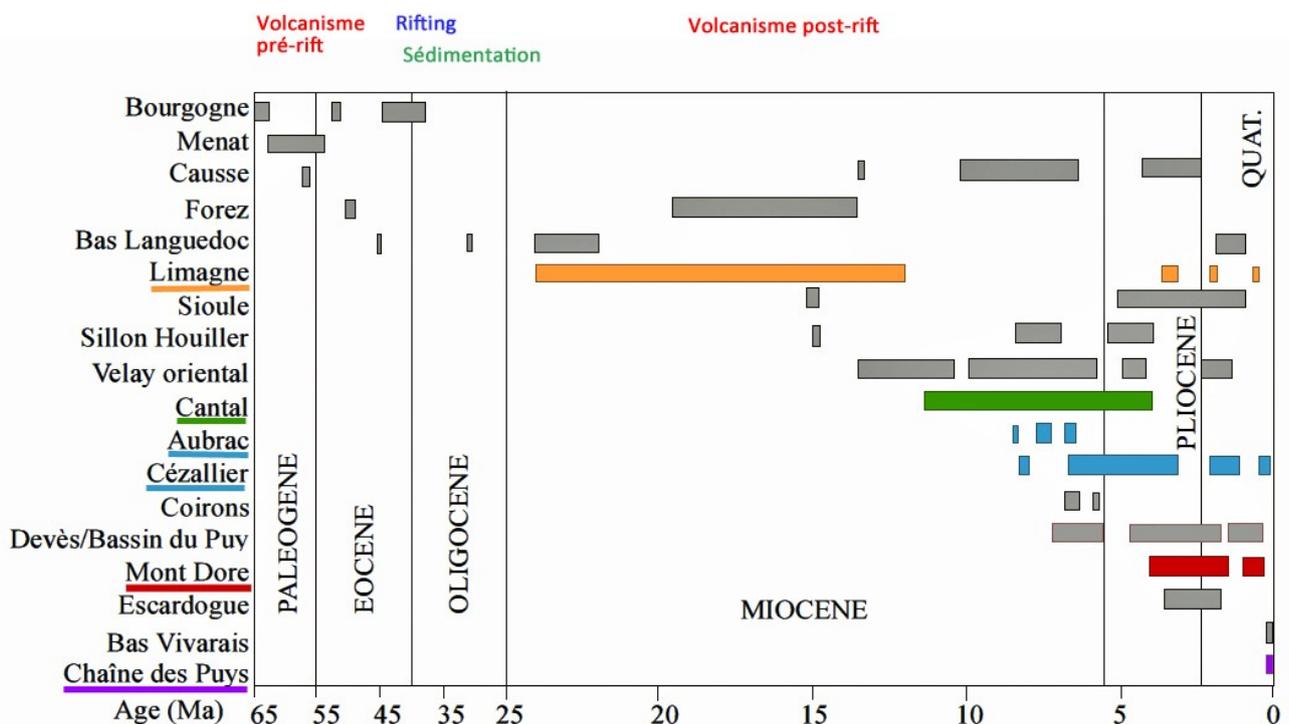
Le rifting a eu pour résultat la dislocation du plateau du Massif Central. Certains compartiments du socle se sont affaissés pour former des fossés d'effondrement ou grabens (ex: Limagne, Bresse) alors que d'autres au contraire se soulevaient et se mettaient en relief (ex: horst du Puy de Dôme).

L'effondrement des fossés et le comblement sédimentaire qui l'accompagne se sont effectués par saccades durant environ **20 millions d'années** (entre - 40 et -20 Ma), et ont pu reprendre localement plus tard. Dans la Limagne de l'Allier, ils se placent pour l'essentiel durant la période Oligocène, entre -35 et -25 Ma ; c'est là que l'affaissement atteint son maximum (3 000 m de sédiments dans la région de Riom).

Le soulèvement, lui, s'est poursuivi durant la fin de l'ère Cénozoïque, parallèlement à celui des Alpes.

De -25 Ma à nos jours : un volcanisme post-rift se développe (Cantal, Aubrac, Cézallier, Mont Dore, Chaîne des Puys) et le **Massif Central se soulève**.

► **Le volcanisme cénozoïque du Massif Central présente deux phases séparées par le rifting : une phase pré-rift et une phase post-rift.**

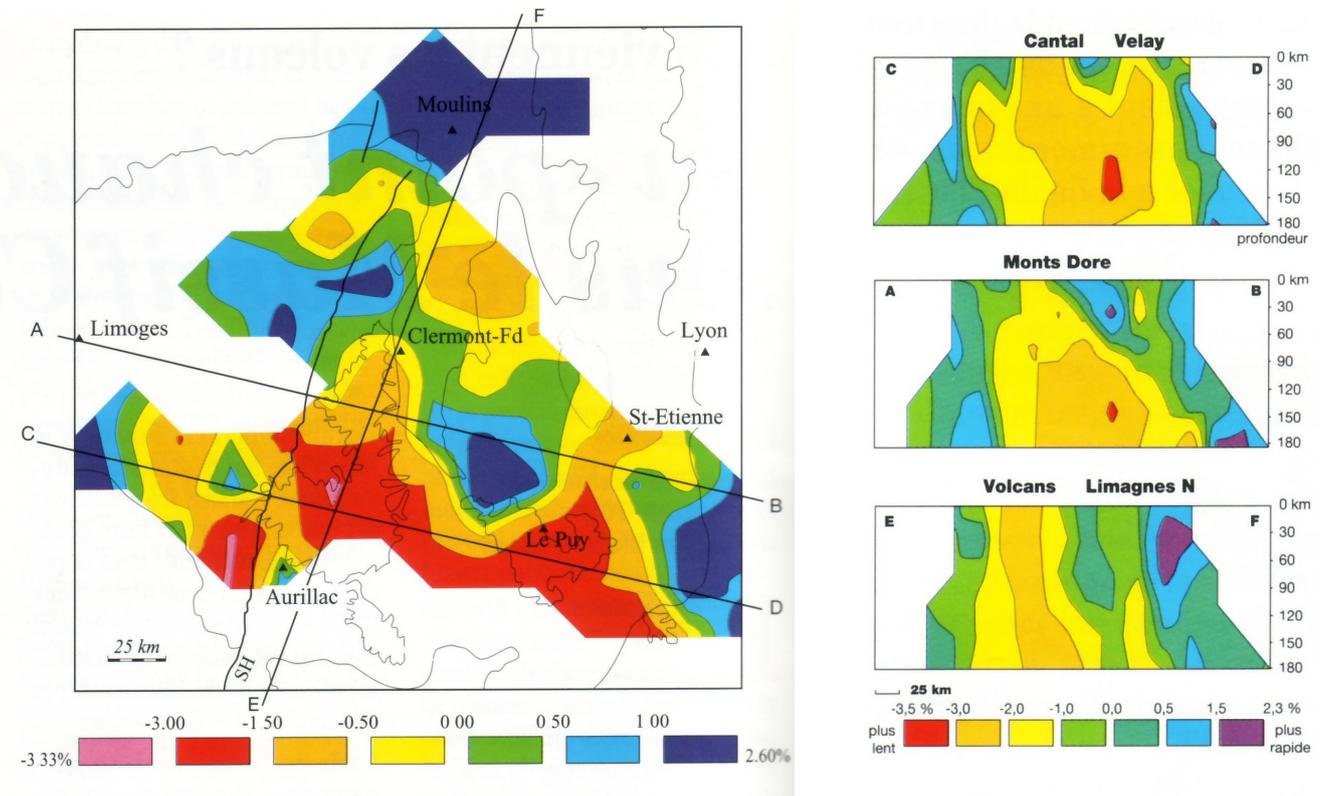


▲ **Tableau chronologique du volcanisme et du rifting dans le Massif central.**

3.4. Tomographie sismique et structure profonde du Massif Central.

La **tomographie sismique** est l'une des méthodes permettant d'étudier la structure profonde du Massif Central et de rechercher l'origine des magmas alimentant le volcanisme.

Cette méthode de géophysique est basée sur l'étude de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Elle permet de délimiter en 3D des zones dans lesquelles les ondes sismiques P se déplacent plus lentement que dans le reste du manteau (figures ci-dessous). Les auteurs estiment que ces anomalies de vitesse sont liées à des zones plus chaudes indiquant une remontée de matériel mantellique chaud générateur de magma.

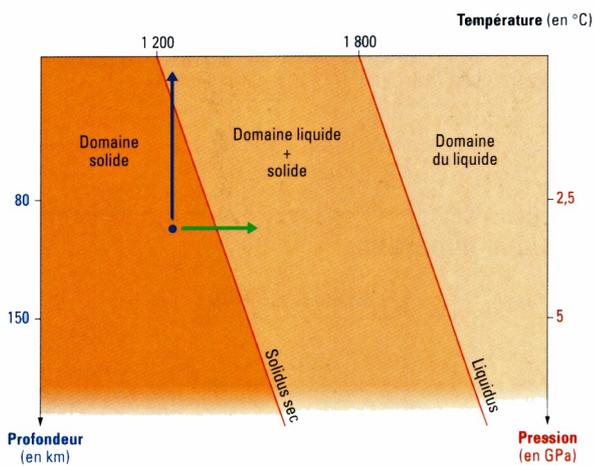


Carte des variations (en %) des vitesses sismiques (ondes P) dans le manteau supérieur du Massif Central, entre 30 et 60 km de profondeur (d'après Granet, Stroll, Dorel, Poupinet et Achauer. Programme Lithosco91-92. *Modèle 3D des variations vitesse sismique*, Geophysical International, sous Presse).

Le rouge indique des vitesses lentes, le bleu des vitesses rapides. Les auteurs interprètent les zones à vitesse lente comme plus chaudes que celles à vitesse rapide. A-B, C-D et E-F : position des coupes correspondantes. Les limites du socle du Massif Central et des massifs volcaniques sont indiquées, ainsi que la faille majeure N-S, le Sillon Houiller (SH). La coïncidence des vitesses lentes avec les zones volcaniques, plutôt qu'avec les failles, est remarquable.

La carte montre l'étroite relation qui existe entre ces anomalies thermiques et les principaux massifs volcaniques, tandis que les coupes révèlent qu'elles s'enracinent très profondément (les mesures ne permettent pas de voir au-delà de 180 km) dans une seule grande structure. Cette dernière est complètement indépendante des fossés oligocènes, orientés N-S, puisque sa direction est quasi E-W.

3.5. La fusion expérimentale des péridotites du manteau : de la roche mère au magma.



Courbe de fusion des péridotites non hydratées (anhydres).

L'étude de la fusion des roches en laboratoire a lieu en faisant varier des facteurs tels que la température et la pression. Cette dernière dépend, dans la Terre, de la profondeur. Le géologue construit ainsi un diagramme pression-température comprenant deux courbes : le solidus, qui sépare le domaine où la roche est solide (côté de l'origine) du domaine où elle commence à fondre; le liquidus, qui fait passer dans le domaine où tout est fondu.

Les flèches sur le graphique indiquent deux types d'expériences réalisées et aboutissant à la fusion. Le point de départ indique la profondeur et la température d'une péridotite de l'asthénosphère loin de la surface.

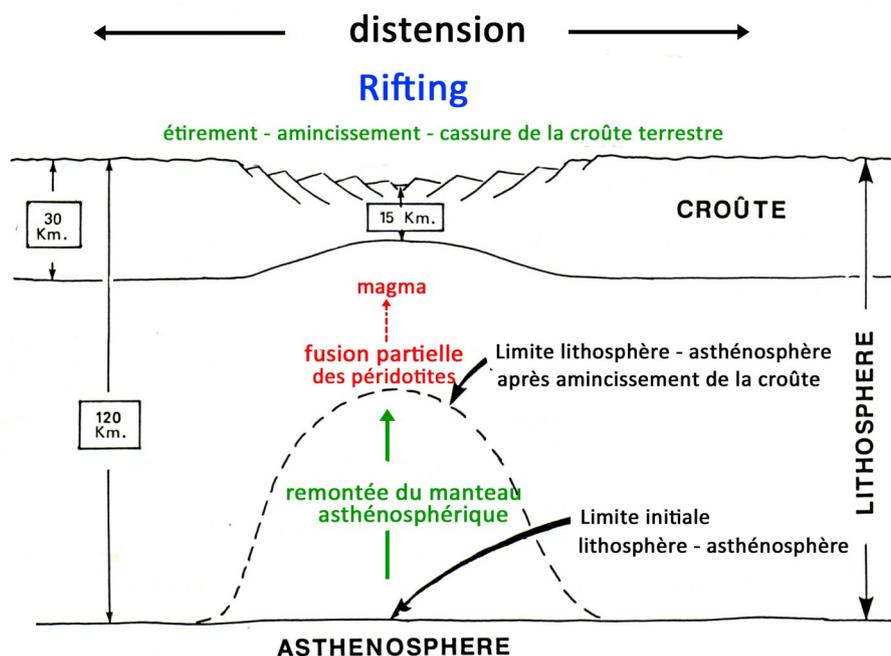
La flèche bleue aboutit à une fusion partielle de la péridotite, à température constante, par diminution de la pression. Elle matérialise la fusion partielle des péridotites lors d'une remontée du manteau. Cette fusion partielle peut-être à l'origine du magma primitif alimentant le volcanisme.

La flèche verte aboutit à une fusion partielle de la péridotite, à pression constante, par augmentation de température.

3.6. Modèles et théorie sur la genèse du volcanisme du massif Central.

- Le modèle "rifting passif "

Dans les zones en distension, l'étirement de la lithosphère conduit à son amincissement puis à sa rupture (formation de failles normales délimitant des blocs basculés, création de rifts). Ceci provoque mécaniquement la remontée du manteau asthénosphérique plus chaud au voisinage de la surface. Les péridotites du manteau très chaudes, soumises à une baisse de pression, peuvent fusionner partiellement et engendrer un magma.



- **Le modèle "point chaud" ou le rifting actif**

Un point chaud est une zone hypothétique de formation de magma située dans le manteau inférieur, à partir de laquelle la matière s'élève selon une colonne ascendante nommée panache, se traduisant à la surface de la lithosphère par des manifestations volcaniques (magmas tholéïtiques et alcalins). Un point chaud serait à peu près immobile par rapport au repère que forme le globe terrestre.

Si le point chaud est modérément actif, à l'aplomb d'une zone continentale, il peut provoquer un bombement puis un amincissement de la lithosphère suivi d'un rifting. Ce rifting peut permettre alors la remontée du manteau et la genèse d'un magma comme dans le modèle précédent.

- **La théorie de Merle et Michon (2001) : un modèle toujours débattu actuellement...**

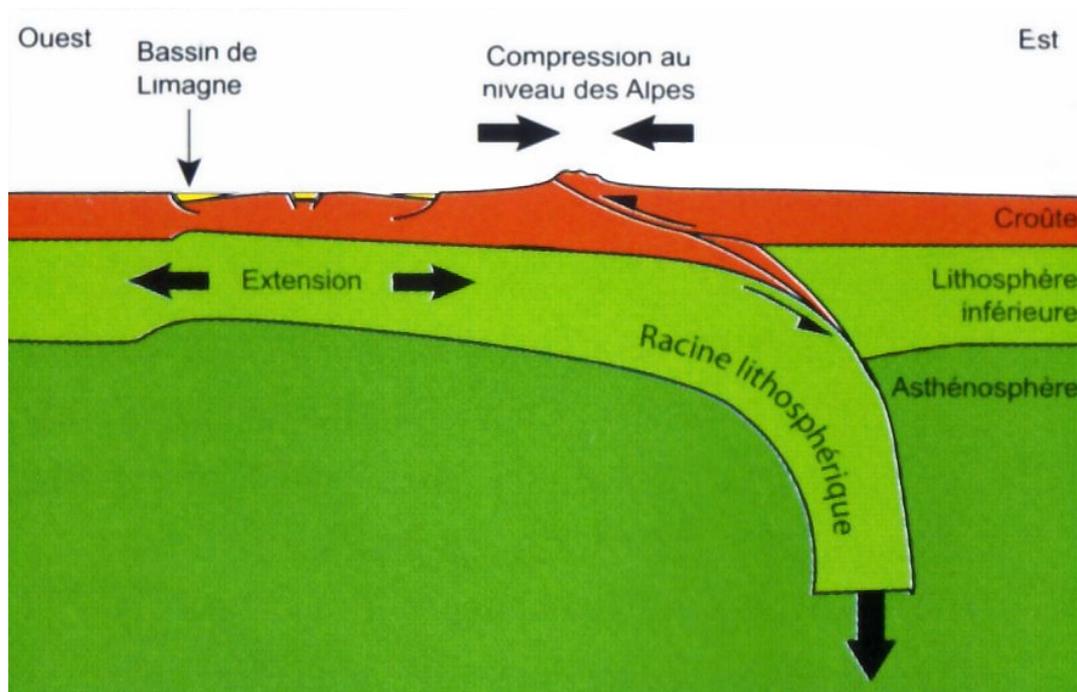
Dans le modèle de Merle et Michon, on peut distinguer 2 étapes :

Étape 1 :

Rappel : Les Alpes sont nées de la collision de deux plaques lithosphériques continentales : au Nord et à l'Ouest, la plaque eurasiatique, au Sud, la plaque africaine (la plaque Apulie, soutenant l'Italie, est rattachée à la plaque africaine).

À l'Éocène-Oligocène, en même temps que croît la chaîne alpine, se forme à sa base, par subduction, une racine lithosphérique (Racine des Alpes) qui s'enfonce dans le manteau. Au niveau du Massif Central, ce déplacement vers l'est de la plaque eurasiatique induit une extension de part et d'autre d'un axe nord-sud. Cet étirement entraîne un rifting qui donne naissance aux bassins sédimentaires de Limagne. Une sédimentation se produit d'abord au niveau de la mer et un volcanisme dispersé se met en place de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (- 29 à - 16 Ma).

1. Enfouissement de la racine lithosphérique par subduction et création de bassins sédimentaires lors de l'extension



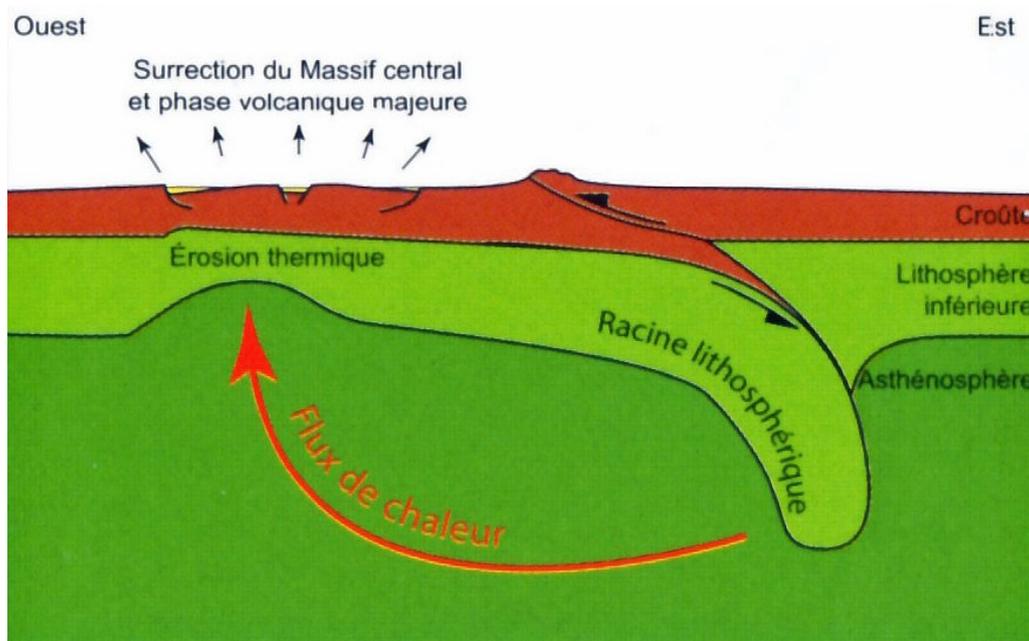
Étape 2 :

La partie lithosphérique de la plaque eurasiatique qui s'enfonce sous les Alpes dévie le flux de chaleur de l'asthénosphère de l'est vers l'ouest. Cet apport de chaleur sous le Massif central est à l'origine d'une « érosion thermique » : la partie mantellique de la lithosphère s'amincit. Ainsi, la lithosphère sous le Massif central perd une portion non négligeable de sa partie la plus lourde (car la lithosphère mantellique est plus dense que la croûte).

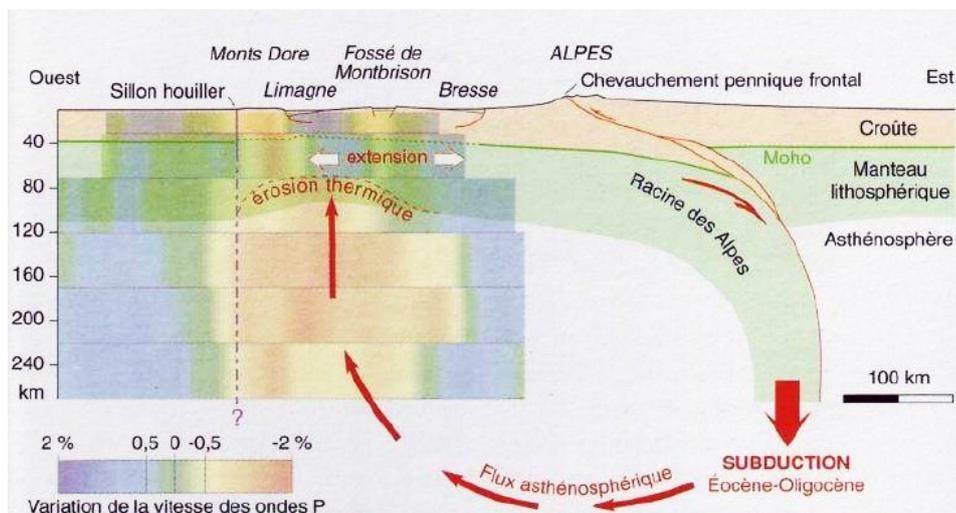
Les conséquences de cet amincissement sont:

- une remontée du manteau vers la surface, ce qui permet une fusion partielle des péridotites du manteau responsable de la **phase volcanique majeure du Miocène supérieur à l'Actuel** ;
- **une surrection du Massif Central aux mêmes époques.**

2. Le flux de chaleur amincit la partie basale de la lithosphère par "érosion thermique" et s'en suit une surrection du Massif Central.



En un seul schéma



Le modèle géologique de Merle et Michon (2001). Ces auteurs interprètent le volcanisme du Massif Central comme conséquence d'un amincissement lithosphérique provoqué par la subduction alpine éo-oligocène, suivi de l'érosion thermique (Miocène supérieur-actuel) due à la remontée de l'asthénosphère déplacée par la racine des Alpes. Les variations actuelles de vitesse des ondes sismiques dans le manteau et la croûte, mesurées par Granet *et al* (2000), sont superposées au modèle. Les teintes jaunes et rouges, qui correspondent aux vitesses lentes, indiquent les zones plus chaudes.

4. Du magma primitif aux laves de la Chaîne des Puys

4.1. Origine du magma primitif

Le magma primitif résulte de la fusion partielle des péridotites de la partie supérieure manteau. La fusion est dite partielle car elle n'intéresse pas tous les minéraux constitutifs de la péridotite mais seulement quelques pyroxènes et minéraux alumineux. La fusion partielle produit des gouttes de liquide basaltique qui s'exsudent des péridotites et se rassemblent en un "stock" de magma primitif basaltique.

NB: selon la profondeur de la fusion partielle dans le manteau, les magmas primitifs basaltiques auront des compositions légèrement différentes.

4.2. Transit et stockage du magma

Le magma, à haute température (plus de 1200°C), moins dense que l'encaissant, migre vers la surface. Selon ses propriétés physico-chimiques de départ (composition chimique, viscosité, température, densité, teneur en gaz) et l'état de fracturation de la lithosphère, le magma atteint rapidement la surface pour faire éruption ou alors le magma s'arrête en cours de trajet et stagne dans un réservoir, appelé chambre magmatique, installé plus ou moins profondément dans la croûte terrestre (schéma page 41).

4.3. Transformation du magma au cours de son ascension.

En montant vers la surface de la croûte, le magma subit plusieurs transformations :

- **une cristallisation partielle** résultant du refroidissement. Cette cristallisation est efficace si le magma monte lentement, ou mieux, s'il stagne dans un réservoir magmatique à faible profondeur. Cette cristallisation se fait par étapes. Les premiers minéraux qui se forment sont généralement riches en atomes de fer et de magnésium (olivine par exemple) et plus pauvres en silicium que le magma parent. Il en résulte un enrichissement en silicium et un appauvrissement en fer et en magnésium de la partie du magma qui reste liquide. A mesure que le magma refroidit, de nouveaux cristaux se forment et la phase liquide du magma change ainsi de composition chimique devenant plus riche en silice et en alcalins. On parle de **cristallisation fractionnée** (par étapes) et de **différenciation magmatique**.
- **Un dégazage**, résultant essentiellement de la baisse de pression. Les gaz du magma (gaz carbonique, vapeur d'eau, composés du soufre, sont d'autant moins solubles que la pression est plus faible. Dans les conditions superficielles, les gaz se séparent du liquide magmatique, s'individualisent sous forme de bulles dont l'expansion en surface sera à l'origine du caractère explosif des éruptions.

- **Mélanges et contaminations**

Au cours de leur transit et de leurs stockage dans la lithosphère, les magmas peuvent changer de composition chimique et minéralogique à la suite de mélanges de liquides magmatiques de compositions différentes ou de contaminations par une assimilation des roches encaissantes.

4.4. Magma, lave et roche volcanique

Un **magma** (liquide silicaté + cristaux + gaz dissous) devient une lave près de la surface, lorsque les gaz s'individualisent sous forme de bulles. Une **lave** est une roche émise en fusion ($t = 700^{\circ}\text{C}$ à $1\ 200^{\circ}\text{C}$) à l'état liquide ou pâteux par un volcan. Une lave devient une **roche** volcanique après refroidissement.

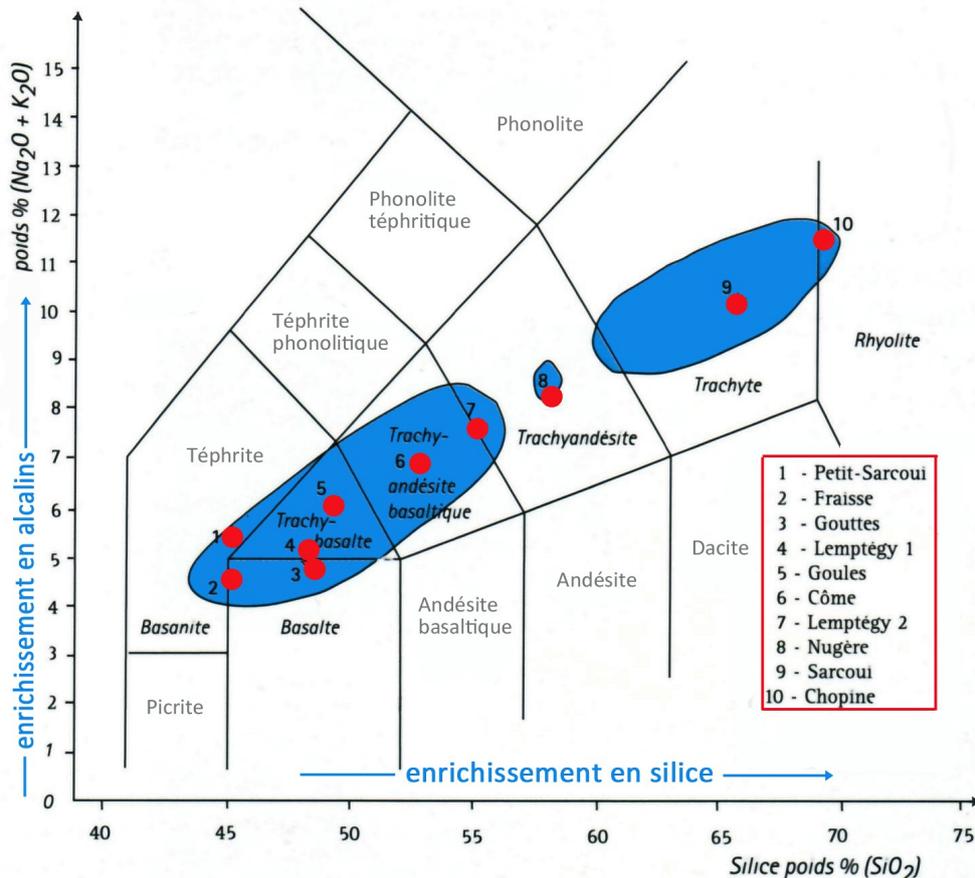
Une roche volcanique est caractérisée par une **texture hémicristalline microlithique**. Elle est constituée:

- d'un verre (substance amorphe non cristallisée apparaissant noire) résultant d'un refroidissement rapide de la lave en surface ;
- de microcristaux en baguettes, les microlithes, formés lors d'une baisse de température du magma au cours de son ascension dans les conduits volcaniques ;
- de phénocristaux (gros cristaux) cristallisés lentement dans la chambre magmatique.

4.5. La diversité des roches volcaniques de la Chaîne des Puys

Les roches volcaniques de la Chaîne des Puys présentent une gamme de teintes qui va du noir au blanc-crème en passant par toutes les nuances de gris. Cette variété des teintes traduit une diversité des compositions chimiques et minéralogiques. **En fonction de leur composition chimique**, on répartit ces roches en six classes (par ordre de teneur croissante en silice, soude et potasse, qui va de pair avec une teinte de plus en plus claire) : **basanites** (rares), **basaltes**, **trachybasaltes** (roches les plus abondantes de la chaîne), **trachyandésibasaltes**, **trachyandésites**, **trachytes**. La roche la plus évoluée ("différenciée") de la chaîne est à la frontière des trachytes et d'une septième classe : celle des rhyolites.

Position de la totalité des laves de la Chaîne des Puys dans un tableau de classification basée sur teneur en silice et alcalins.



Le découpage correspond à la classification adoptée par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Le Bas, Le Maître, Streckeisen et Zanettin, 1986)

L'originalité de la Chaîne des Puys réside dans le fait que ses éruptions ont été alimentées alternativement par des **magmas "basiques"** (45 à 50% de silice) ou **"intermédiaires"** (50 à 60%), à l'origine de laves plus ou moins fluides, et par des magmas "acides" (différenciés) (60 à 70% de silice), à l'origine de laves très visqueuses.

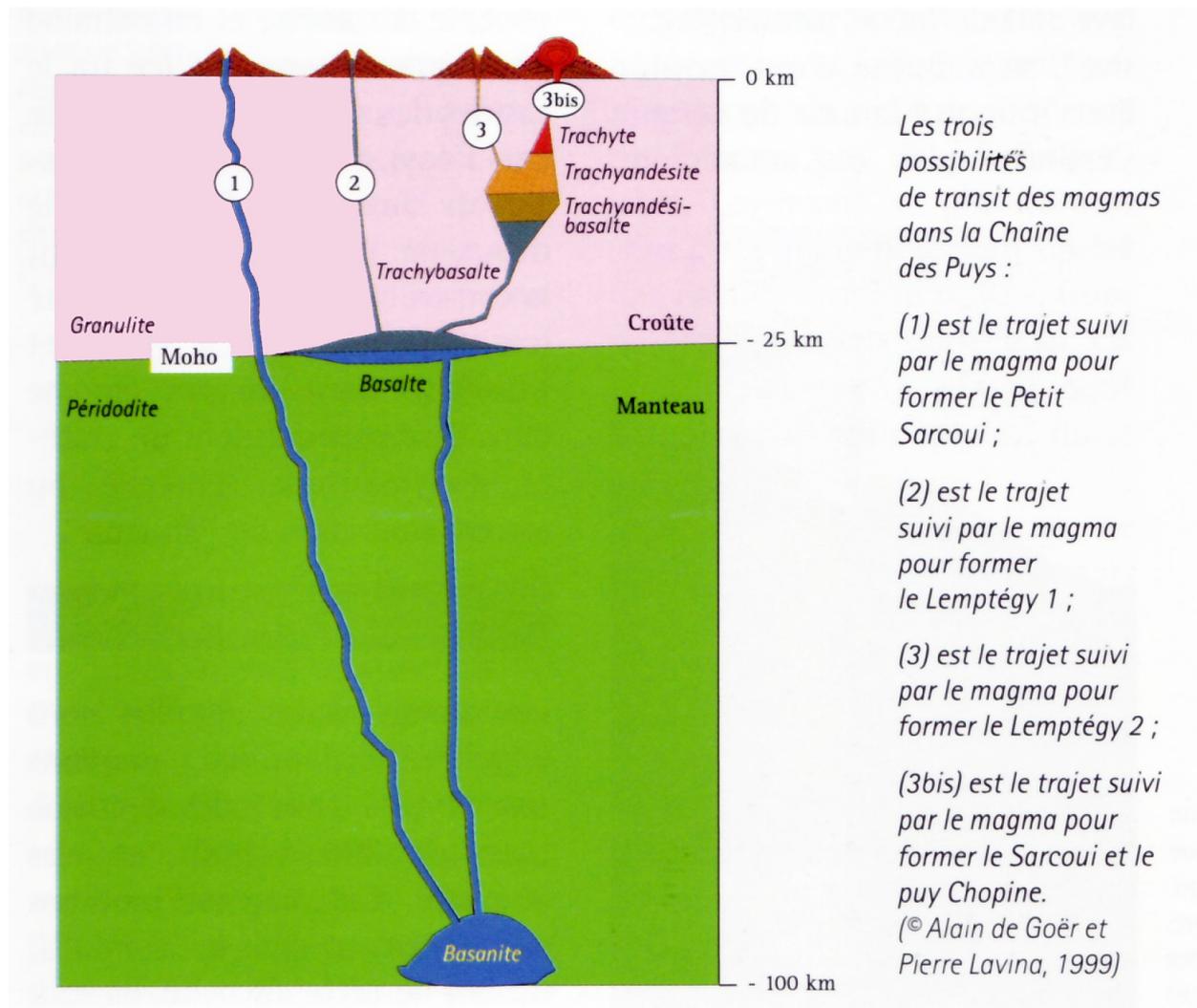
La composition chimique gouverne la **composition minéralogique** de la roche volcanique. Si l'on considère les phénocristaux, ceux qui sont visibles à l'œil nu ou à la loupe (phénocristaux), on peut réaliser les observations suivantes:

- les basanites et basaltes, sombres, sont caractérisés par des cristaux trapus, vert bouteille d'olivine, et noirs de pyroxène;
- les trachybasaltes, encore sombres, montrent principalement du pyroxène;
- les trachyandésites, clairs, comme la "pierre de Volvic", sont presque dépourvus de phénocristaux, si ce n'est quelques rares tablettes translucides de feldspath plagioclase et baguettes noires d'amphibole;
- les trachytes, très clairs, comme la "dômite", présentent des tablettes blanches de feldspath, et des lamelles brillantes de biotite (mica noir) ou des baguettes noires d'amphibole.

4.6. L'alimentation magmatique de la chaîne des Puys.

Les modèles actuellement admis pour expliquer la diversité des laves de la Chaîne des Puys font appel à deux niveaux de réservoirs magmatiques superposés dans lesquels s'effectue une différenciation magmatique :

- **un réservoir collectif profond**, au sommet du manteau ou à la base de la croûte, soit entre 25 et 30 km de profondeur, où les basanites "parentales" (nées de la fusion partielle du manteau à plus de 100 km) auraient engendré les basaltes et trachybasaltes (laves les plus banales de l'ensemble, formées à partir de 90 000 ans) ;
- **une série de petits réservoirs indépendants plus superficiels**, dans la croûte, entre 5 et 15 km de profondeur, où auraient pris naissance les laves les plus élaborées : trachyandésibasaltes (apparus il y a 45 000 ans), trachyandésites (dont la première est celle du Lemptéguy 2, vieille de 30 000 ans) et trachytes (qui ne débute que voici 14 000 ans).



Compte-rendu de Jean Chauvet

Bibliographie :

- *Volcanisme et volcans d'Auvergne*, Alain de Goër, Edition du Parc des volcans d'Auvergne, 1995.
- *Auvergne, 10 itinéraires de randonnées*, Fabrice Fillas et Anne Julien, Guides géologiques, BRGM éditions, 2012.
- *Le Tour de France d'un géologue*, François Michel, BRGM éditions, 2008.
- *Lemptéguy, volcan à ciel ouvert pour comprendre la Chaîne des Puys*, D.Decobecq et A. de Goër, Edition S.a.r.l. Volcan de Lemptéguy.
- *Volcanologie de la Chaîne des Puys*, Edition du Parc des volcans d'Auvergne, 1995.
- *Carte géologique de la Chaîne des Puys*.

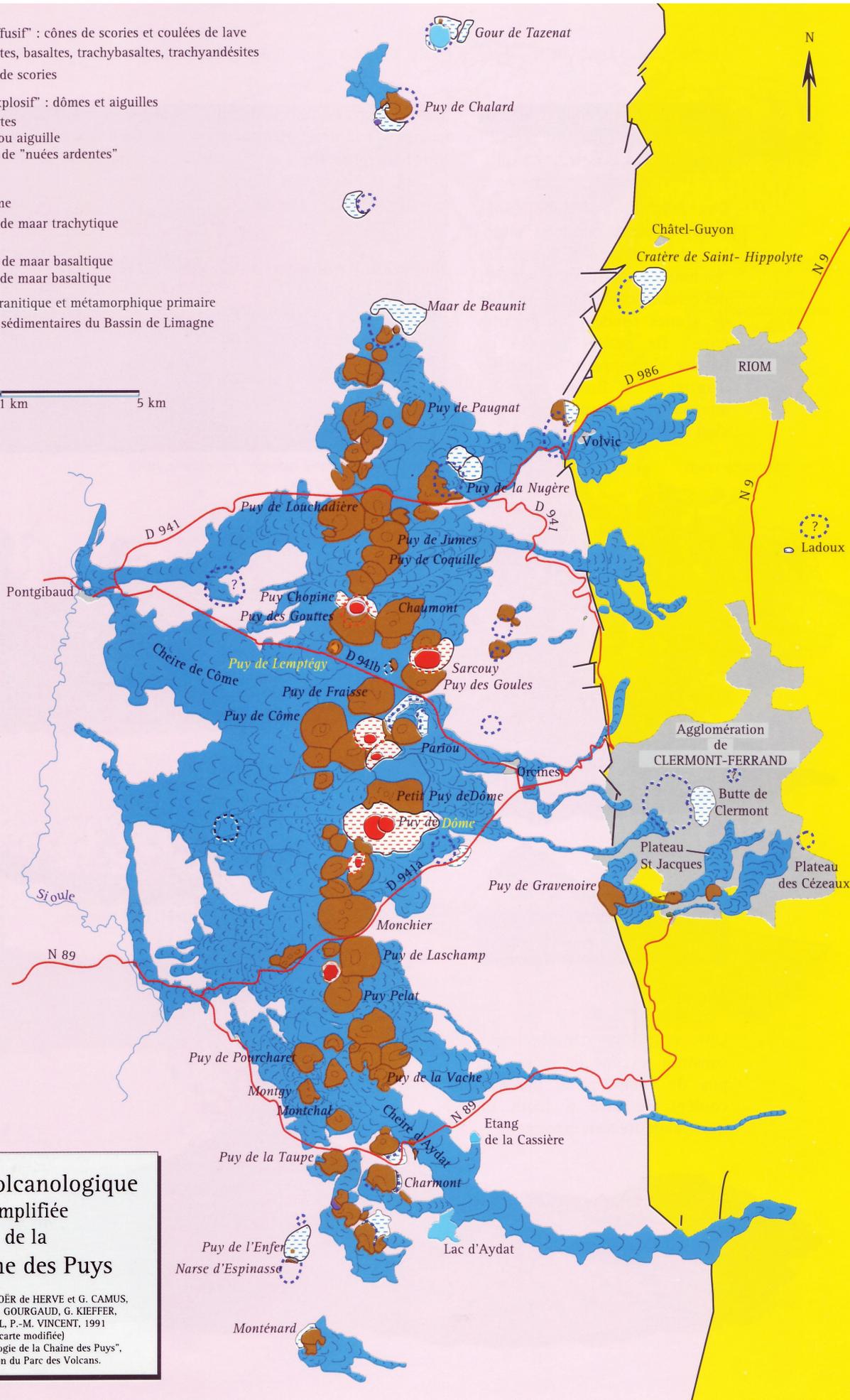
Volcanisme "effusif" : cônes de scories et coulées de lave
 Basanites, basaltes, trachybasaltes, trachyandésites
 Cônes de scories

Volcanisme "explosif" : dômes et aiguilles
 Trachytes
 Dôme ou aiguille
 dépôts de "nuées ardentes"

Hydrovolcanisme
 Cratère de maar trachytique
 Cratère de maar basaltique
 Dépôts de maar basaltique

Socle granitique et métamorphique primaire
 Roches sédimentaires du Bassin de Limagne
 Failles

Echelle : 0 0,5 1 km 5 km



Carte volcanologique simplifiée de la Chaîne des Puys
 D'après A. de GOËR de HERVE et G. CAMUS, P. BOIVIN, A. GOURGAUD, G. KIEFFER, J. MERGOÏL, P.-M. VINCENT, 1991 (carte modifiée)
 in "Volcanologie de la Chaîne des Puys", 3^e édition du Parc des Volcans.