

# Aperçu sur la géologie de la Limagne

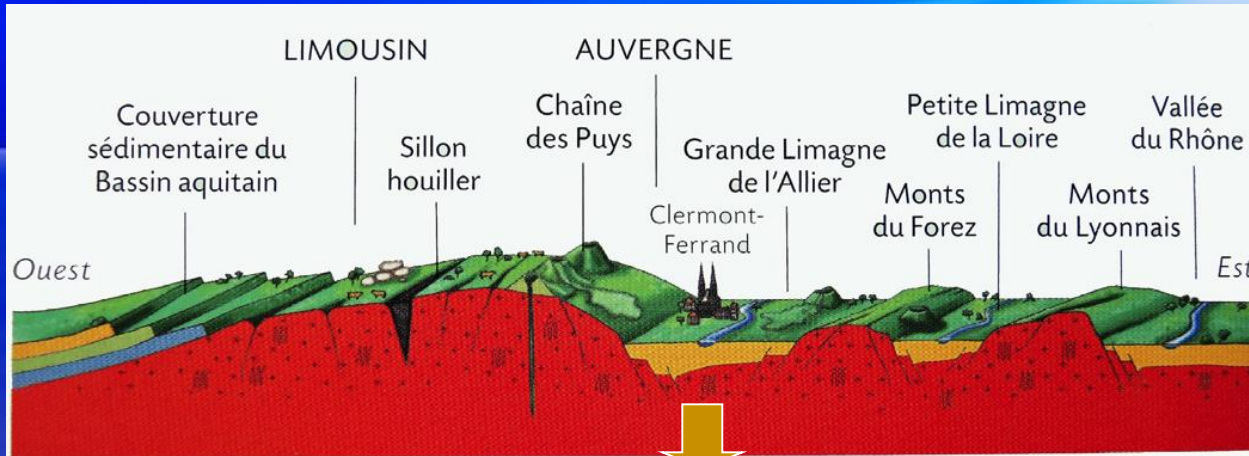
d'après une excursion géologique en Auvergne organisée par

Bernard Marandet et Marie-Louise Gavignet

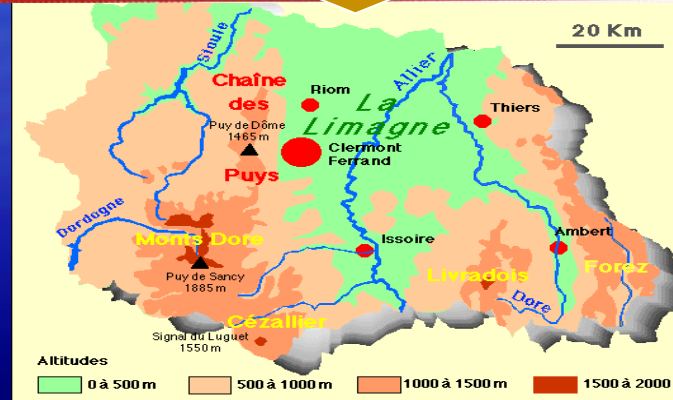
du 18 au 21 septembre 2015

# Situation géographique

Ouest



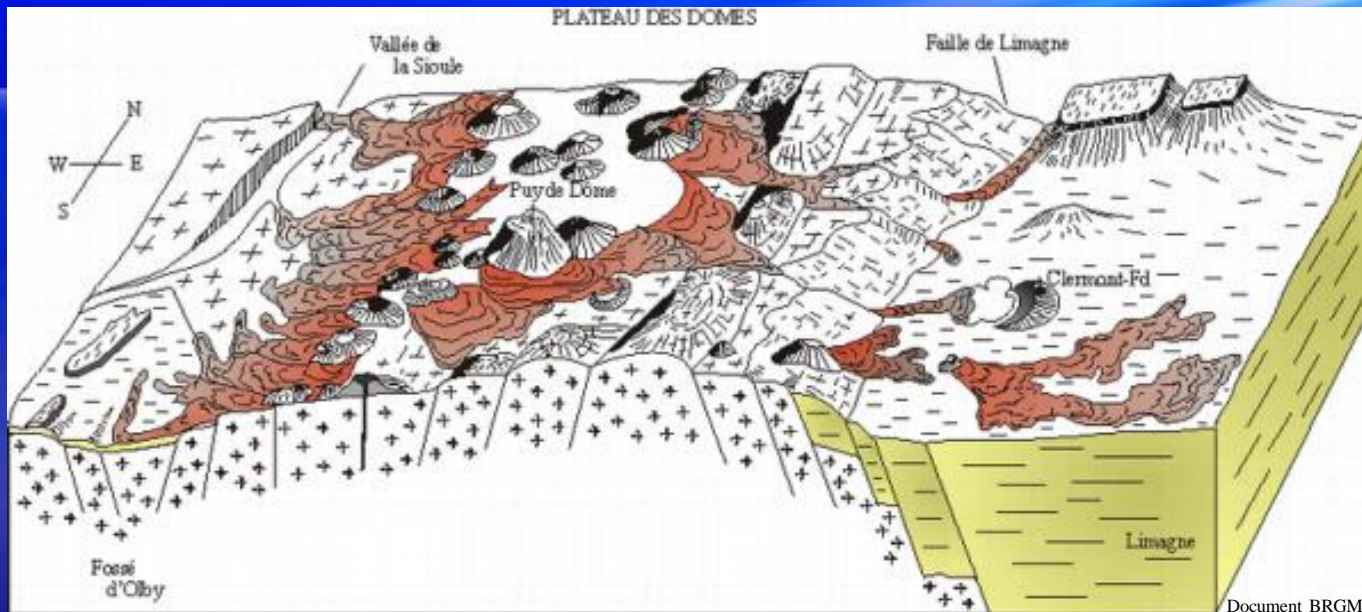
Est



La Limagne (du latin *lac magnus* ou *grand lac*) est une région d'Auvergne dans le département du Puy de Dôme; elle est comprise entre le plateau granitique qui porte la chaîne des Puys à l'ouest et les monts du Forez et du Livradois à l'est. Cette vaste plaine parsemée de buttes d'origine volcanique est parcourue par l'Allier et son affluent la Dore. Son altitude moyenne est de 350m.

La Limagne bourbonnaise au nord, celles d'Issoire et de Brioude au sud ainsi que la grande plaine à l'est de Clermont-Ferrand (la Grande Limagne) appartiennent à un ensemble également appelé « les Limagnes »

# Un bassin d'effondrement associé à du volcanisme



La Limagne est un bassin sédimentaire effondré, rempli de sédiments datés de l'Oligocène ( 34 à 23 Ma) et limité par un système de failles normales d'orientation sensiblement nord-sud, à l'est de Clermont-Ferrand

Sa surface est ponctuée d'environ 230 édifices volcaniques (centres d'émission de coulée, maars, systèmes filoniens, diatrèmes, petits dômes...) répartis sur 2500km<sup>2</sup>, essentiellement post-rift et post-remplissage sédimentaire

Ces événements volcaniques se sont produits entre l'Oligocène terminal et le Miocène moyen (24 à 12 Ma) avec de rares récurrences au Pliocène supérieur (3Ma)

# Un paysage de Limagne

O

E



photo C. Nicollet

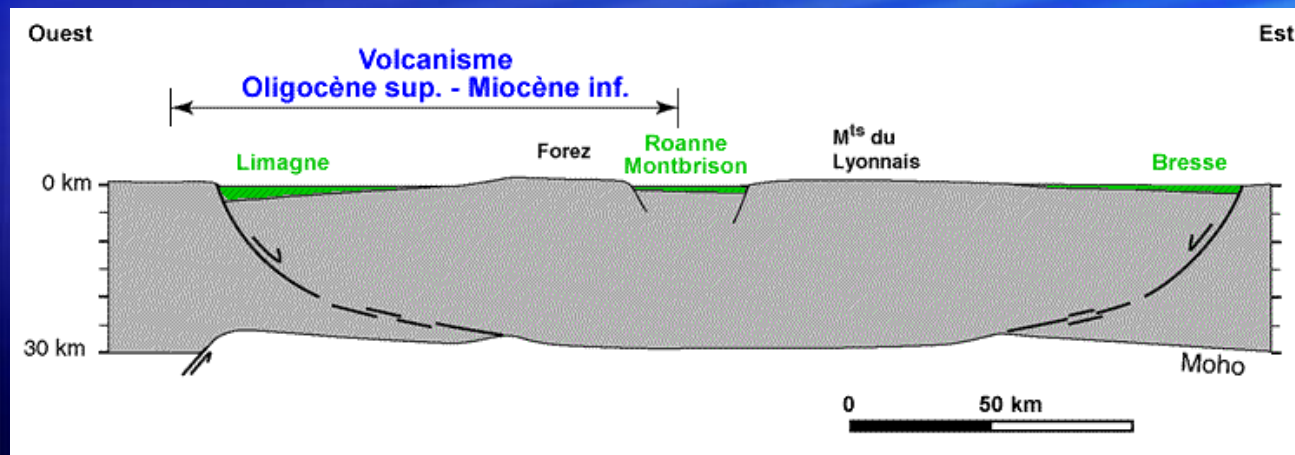
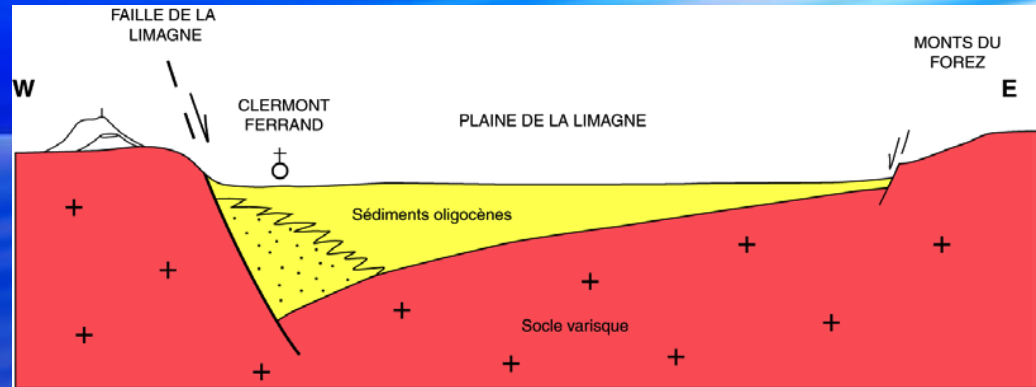
A nos pieds, la plaine sédimentaire Oligocène de la Limagne à une altitude de 350 à 400 m  
En arrière-plan, l'escarpement visible au-dessus de la ville de Clermont-Ferrand matérialise la grande faille normale de la Limagne » qui marque la limite entre la plaine sédimentaire et le plateau granitique dont l'altitude moyenne est d'environ 900 m. Sur ce plateau est comme posée la chaîne des puys dont le Puy de Dôme est le point culminant (1465m)

Au premier plan, le Puy Crouel d'âge Miocène. En dépit de son aspect conique évoquant celui d'un cratère, il s'agit de la racine d'un édifice phréato-magmatique de type maar qui a été déchaussée par l'érosion

# Structure globale du bassin sédimentaire

Les données de sismique réfraction et l'analyse des sondages profonds montrent que ce fossé d'effondrement est un demi-graben caractérisé par le fonctionnement d'une faille bordière majeure, la faille de la Limagne, et un remplissage dissymétrique par des dépôts sédimentaires

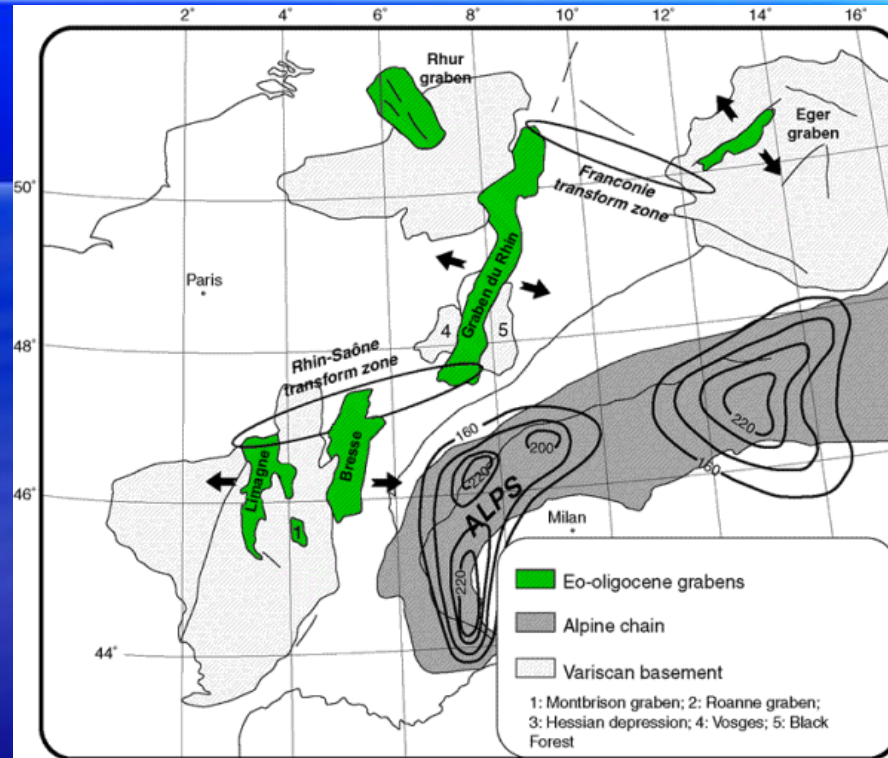
A l'aplomb de la faille de la Limagne, au niveau de Riom, le socle hercynien s'abaisse jusqu'à - 2700 m



d'après Laurent Michon,  
Université de Clermont-  
Ferrand

Selon les données les plus récentes, la faille bordière s'enracine horizontalement en profondeur à la base de la croûte dont l'épaisseur au niveau de la Limagne de Clermont-Ferrand serait de 23,3 km  
L'amincissement crustal est donc important mais très localisé au niveau de la faille de la Limagne  
Notons que les fossés parallèles de la Limagne, de Roanne-Montbrison et de la Bresse appartiennent au même ensemble

# Contexte géologique régional



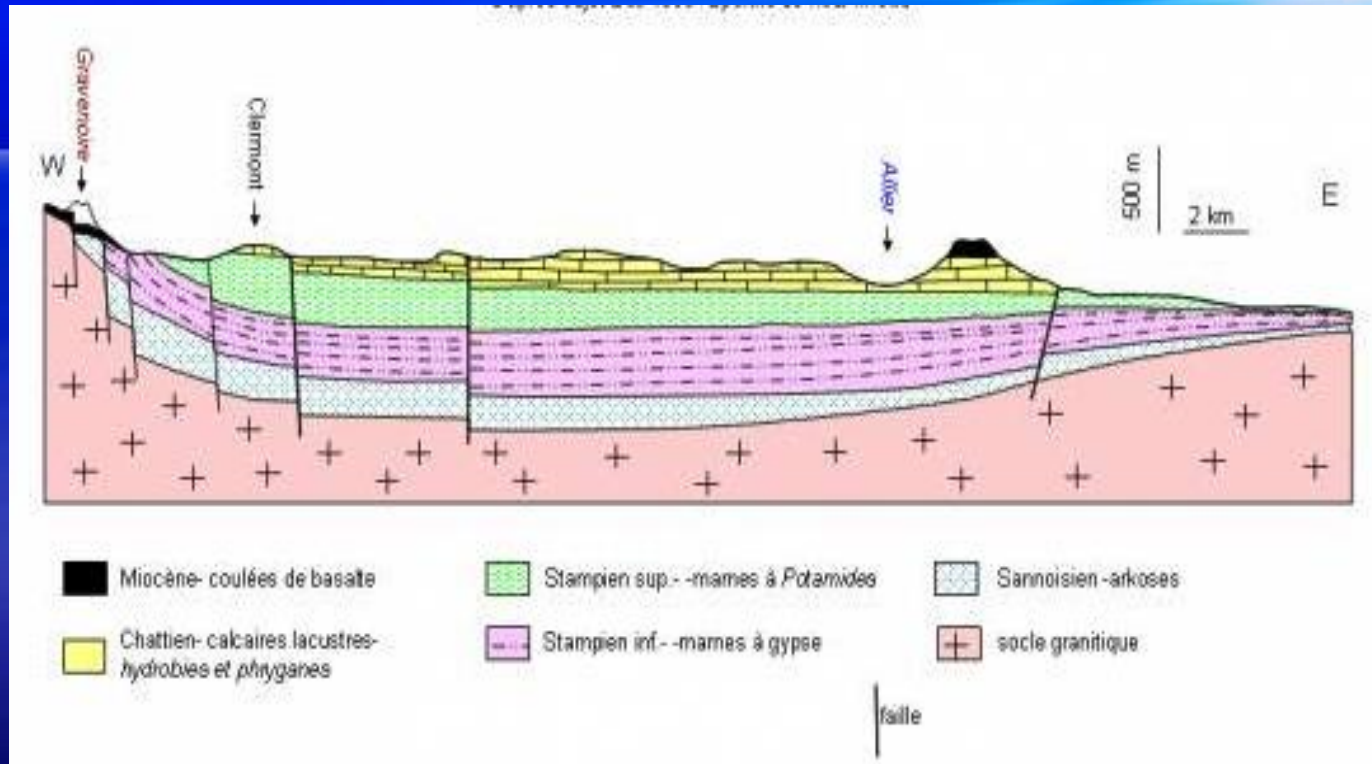
d'après Laurent Michon  
Université de Clermont-  
Ferrand

Le fossé de la Limagne n'est pas isolé; il appartient comme les fossés voisins de Montbrison et de la Bresse à un système de grabens approximativement alignés du nord au sud de l'Europe qui s'étend de la Bohême à la Méditerranée occidentale en passant par le fossé du Rhin et le couloir rhodanien

L'essentiel de la subsidence dans ces fossés s'est produit à l'Oligocène moyen et supérieur; il s'y est déposé de fortes épaisseurs de sédiments (souvent plusieurs milliers de mètres)

Ce système constitue ce qu'on appelle le Rifting Ouest Européen (ROE)

# Stratigraphie du bassin sédimentaire



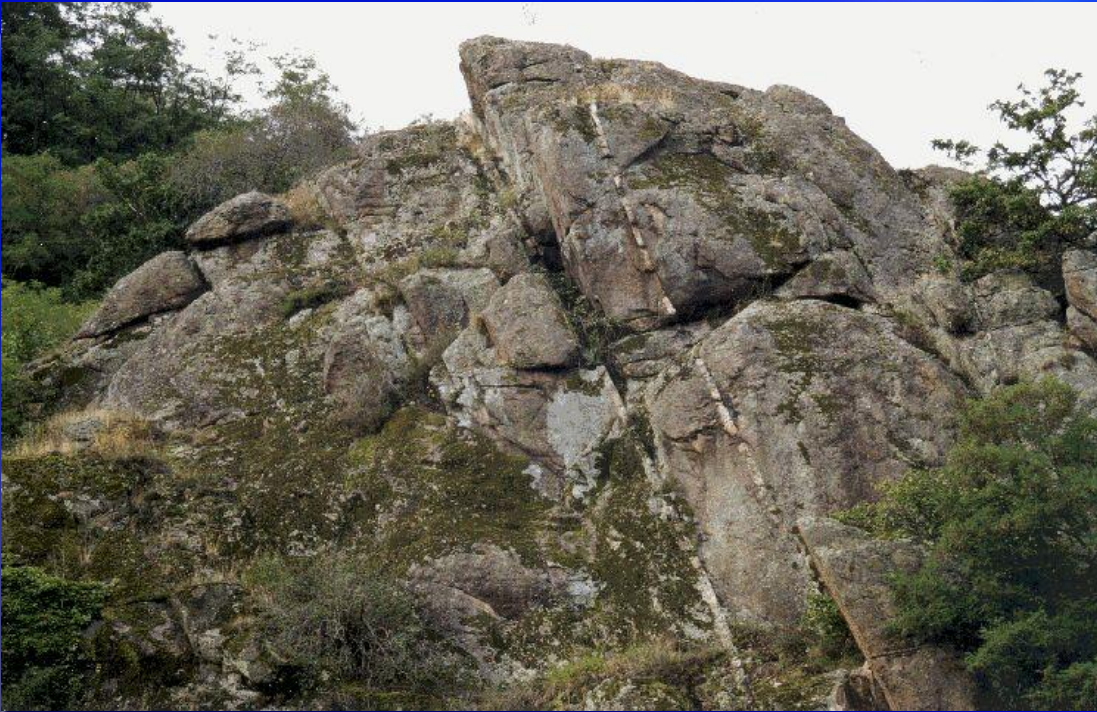
document du  
BRGM modifié

Le socle granitique hercynien est affaissé par un système de failles normales d'orientation nord-sud

Au-dessus d'un niveau arkosique du Sannoisien correspondant à une altération continentale des granites, le remplissage sédimentaire est constitué de niveaux calcaires ou marno-calcaires appartenant au Stampien (aujourd'hui Rupélien) et au Chattien, ce dernier parfois surmonté de coulées basaltiques Miocène

Ces sédiments sont essentiellement d'origine lacustre ou saumâtre

# Un socle granitique fracturé



Filons d'aplite injectés dans des failles hercyniennes de direction N20 à pendage Est (N20E)



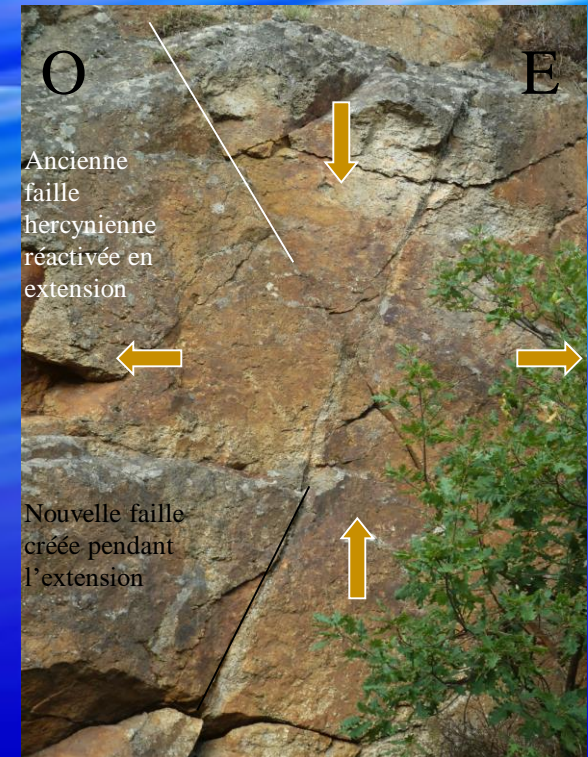
Plan de faille hercynienne de direction N20E

Lieu: Champeix (63). Route de Nescher (D229). Vallée du Couze Chambon

# Des indices d'extension dans le socle fracturé



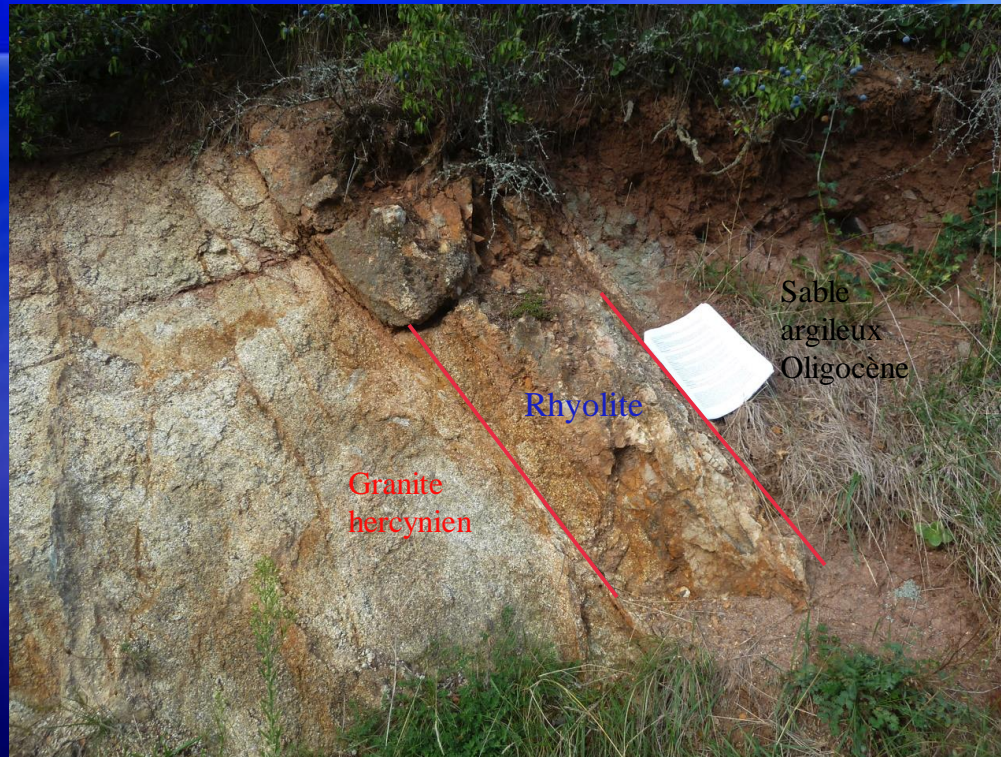
Failles hercyniennes d'orientation N15-N20 avec un pendage régulier d'environ 60° vers l'Est. L'orientation de ces failles est compatible avec une déformation extensive de type rift, mais la direction des stries montre qu'il s'agit en réalité de failles créées au refroidissement tardif du granite à l'hercynien



Failles conjuguées. La faille à pendage Est est une ancienne faille hercynienne réactivée en faille normale pendant l'extension tertiaire avec formation de conjuguées à pendage Ouest

Lieu: Bord de route D996 entre Champeix et St Nectaire (63)

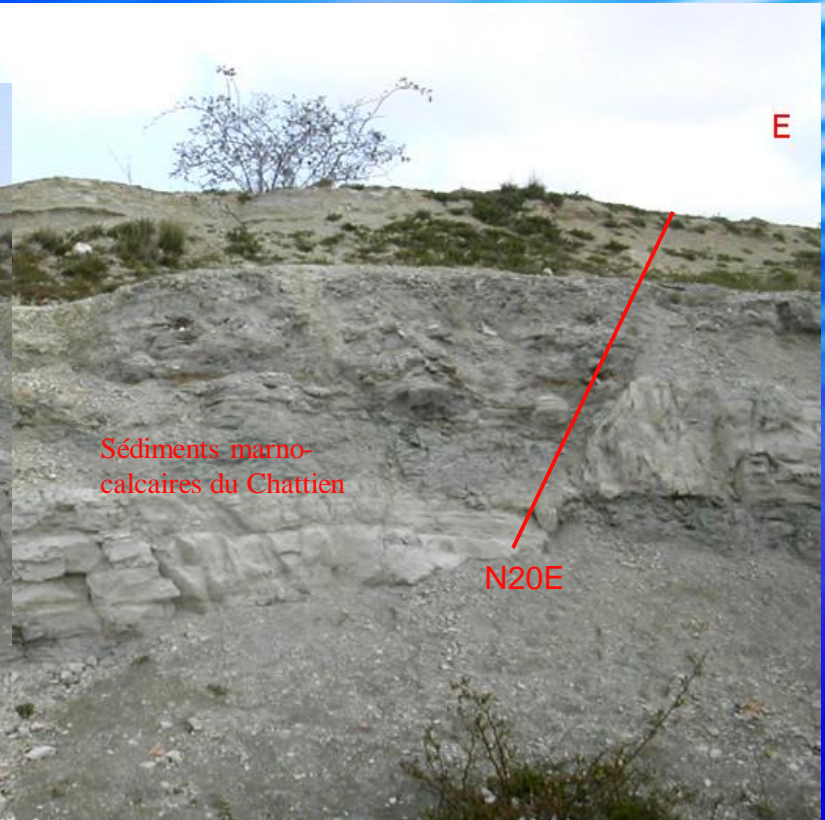
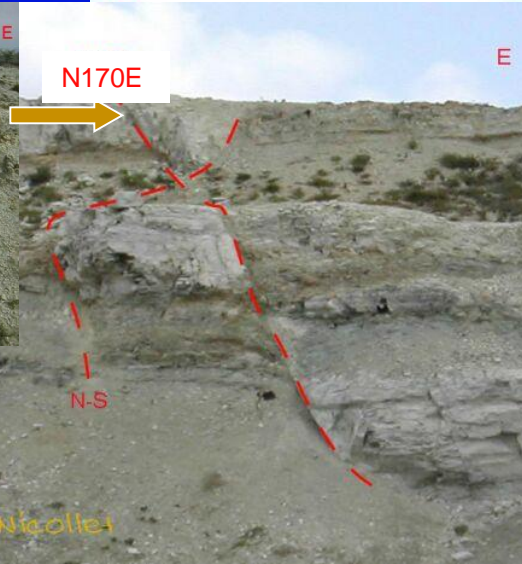
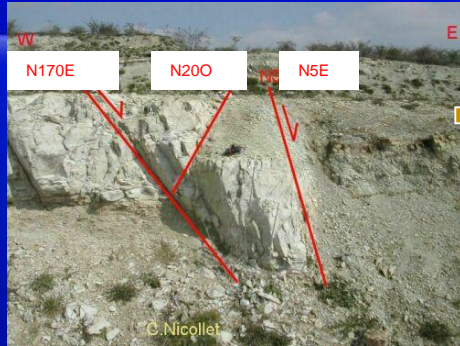
# Réactivation en faille normale d'une ancienne faille hercynienne



Lieu: Champeix (63). Route du Moulard en direction de Ludesse par la D28

Une faille normale d'orientation N20 et de pendage Est met ici en contact un granite hercynien avec un sable argileux grossier de teinte rougeâtre, constitué essentiellement par des grains de quartz. La présence de pisolithes indique que cette formation résulte du lessivage de la surface d'érosion Eocène (paléosol sidérolithique). L'âge de cette formation est à la limite entre l'Eocène et l'Oligocène (Sannoisien). Le contact est souligné par un filon de rhyolite très altéré et bréchifié, probablement injecté dans le granite tardi-hercynien. Cette ancienne faille hercynienne a donc été réactivée en extension au début de l'Oligocène. Les sables sont recouverts quelques mètres plus haut par une coulée récente de débris volcaniques associée à l'activité du Puy de Sancy (environ 1Ma)

# Un petit graben dans les sédiments de l'Oligocène supérieur (Chattien)

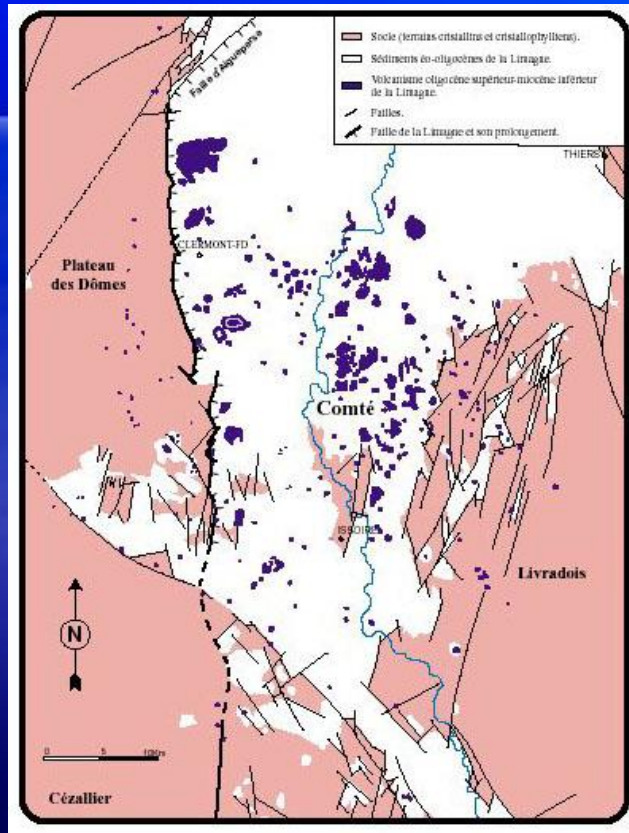


Lieu: Clermont-Ferrand (63).  
Ancienne carrière du Grand  
Gandaillat

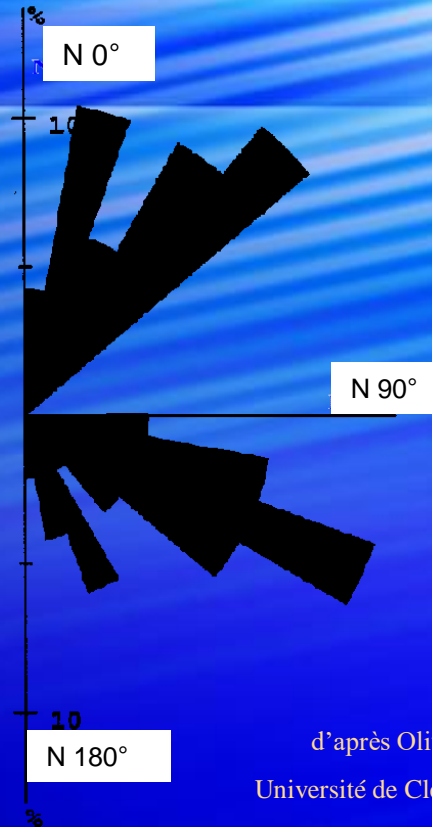
La faille occidentale a une direction N150E et la faille orientale N20E. Ce sont ces deux directions qui alternent du nord au sud le long de la faille de la Limagne et qui lui donnent une orientation globale proche de nord-sud; elles correspondent à des failles hercyniennes réactivées

Cette petite structure est très représentative des déformations extensives produites à l'Oligocène pendant la formation du rift

# Deux grandes familles de failles



46 Pts



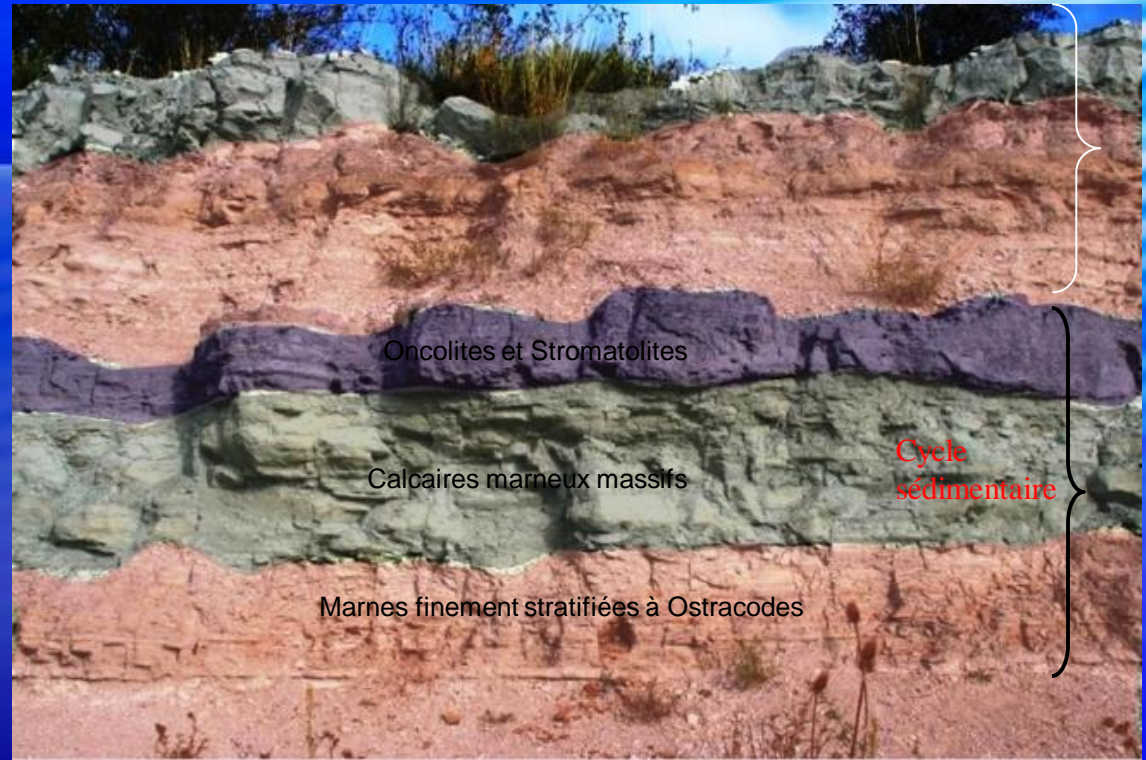
d'après Olivier Merle  
Université de Clermont-Ferrand

Les mesures réalisées à la carrière du Grand Gandailat ont mis en évidence deux familles de failles d'orientations N120E et N45E qui se seraient formées au Miocène pendant la surrection du Massif Central, postérieurement à la sédimentation. □D'après O.Merle, en effet, les failles normales de directions N45 et N120 ne seraient pas compatibles avec une extension Est-Ouest à Oligocène

# Des cycles sédimentaires lacustres



Lieu: Clermont-Ferrand (63). Ancienne carrière du Grand Gandaillat



- La sédimentation Oligocène (Chattien) apparaît ici de nature cyclique. Chaque cycle est composé de trois niveaux:
- au niveau basal, une formation pluri décimétrique gris ocre de marnes très finement stratifiées en lamines millimétriques souvent séparées par des niveaux riches en fossiles de *Cypris*, attestant d'un milieu non bioturbé et anoxique;
  - au niveau intermédiaire, un banc massif de calcaires marneux gris clair dont la partie supérieure montre des traces de bioturbation (terriers) et de racines, témoins d'une faible tranche d'eau dans un milieu oxygéné;
  - au niveau supérieur, une accumulation d'oncolites; de débris de fossiles et de stromatolites, avec souvent des fentes de dessiccation à la base ou au sommet des bancs indiquant une très faible immersion

La décroissance du composant argileux au cours d'un cycle suggère que le dépôt des laminites fait suite à une arrivée d'eau dans un milieu émergé, puis que le lac ainsi formé s'assèche progressivement jusqu'au développement de stromatolites

# Des témoins du paléoenvironnement local: les stromatolithes



Lieu: Chadrat (63)

Ces constructions stromatolithiques sont d'origine à la fois biogénique (bioconstruits par des communautés de cyanobactéries) et sédimentaire; elles ont une structure laminaire en feuillets superposés et se développent en milieu aquatique sous faible tranche d'eau car elles ont besoin de lumière. Leur présence ici témoigne donc d'un environnement lacustre en présence d'eau douce ou saumâtre à faible profondeur.

A la base de cet affleurement, on trouve des sables plus ou moins gréseux, recouverts d'une argile devenant de moins en moins sableuse vers le haut et passant brutalement aux calcaires stromatolithiques.

Un déplacement du rivage lié à une variation de hauteur d'eau dans un lac peu profond et dans un pays plat peut rendre compte de ces observations.

# Des témoins du paléoenvironnement local: les stromatolithes (suite)



Stromatolithes en boules

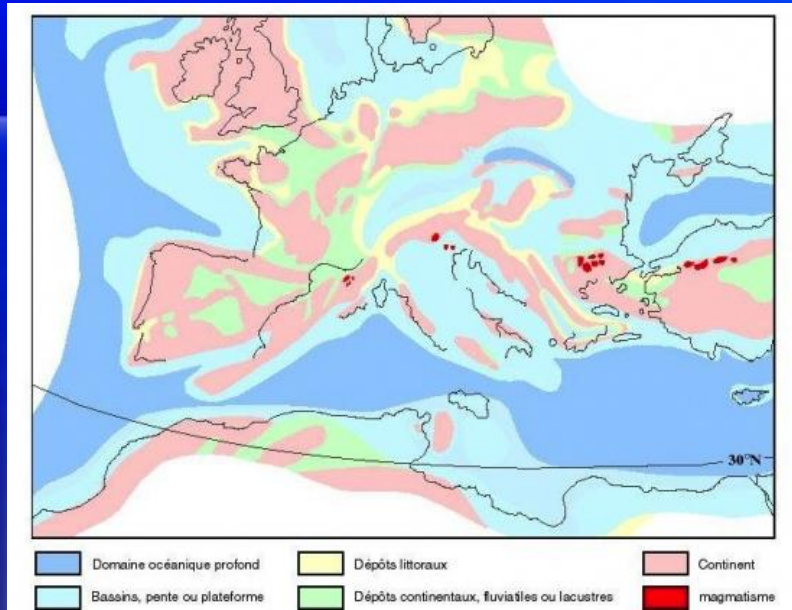


Lieu: Jussat (63)

Larves de phryganes fossilisées  
(chaque tube est constitué d'un agglomérat d'Hydrobies)

Les phryganes venaient muer en se posant sur les boules stromatolithiques en cours de croissance qui affleuraient à la surface de l'eau

# Le Massif Central à l'Oligocène



Au début de l'Oligocène, le territoire actuel du Massif Central était occupé par une pénéplaine hercynienne aux reliefs peu marqués

Une extension à l'Oligocène moyen et supérieur entraîne la formation de bassins subsidents lacustres, c'est-à-dire des zones basses et marécageuses à peine plus basses que leur environnement

Une sédimentation marneuse et marno-calcaire, parfois sableuse près des rivages, comble les zones subsidentes au fur et à mesure de leur enfoncement

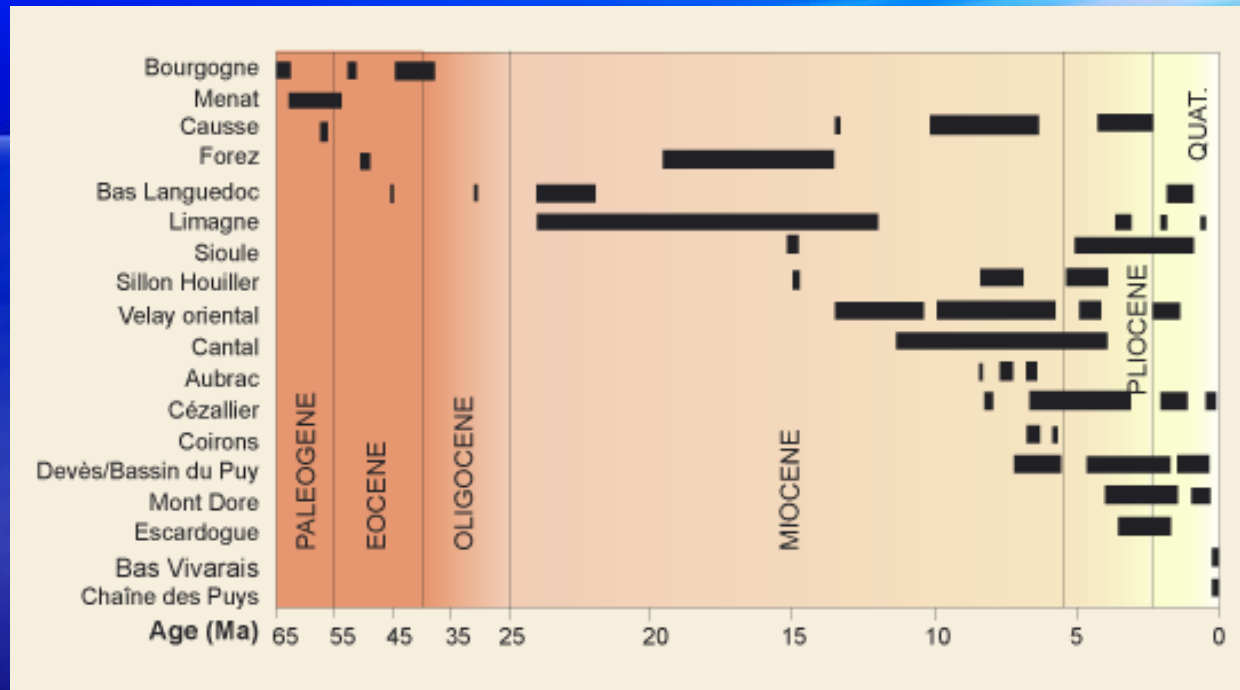
Les lacs et marécages qui occupent les zones subsidentes débordent parfois et envahissent les terres environnantes

Quelques incursions marines très limitées venues de l'est et/ou du sud envahissent périodiquement les zones basses

L'extension et la subsidence/sédimentation cessent à la fin de l'Oligocène jusqu'au tout début du Miocène

Le volcanisme est pratiquement absent pendant cette période

# Le volcanisme en Limagne



document BRGM

L'essentiel du volcanisme en Limagne s'est produit entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (24 à 12 Ma). Le volcanisme a ensuite cessé pendant plusieurs millions d'années au Miocène supérieur pour ne reprendre, mais de façon plus dispersée, qu'au Pliocène supérieur (environ 3 Ma) avec ensuite de rares récurrences au Quaternaire.

Les laves Miocène de Limagne sont à dominante basaltique, de type alcalin et sodi-potassique (basaltes alcalins, néphélinites, téphrites, trachy basaltes, basanites) avec de nombreuses enclaves ultrabasiques (péridotite pyroxénite) témoignant de leur origine profonde.

# La Limagne des buttes



Au sud-est de Clermont-Ferrand le paysage de la « Limagne des buttes », vu ici du Puy d'Olloix est parsemé de collines et de plateaux qui sont d'anciens édifices volcaniques dont la morphologie a été considérablement modifiée par l'érosion

Des coulées de basalte initialement épanchées dans une vallée ont été mises en relief par l'érosion différentielle et se retrouvent aujourd'hui être les points hauts du paysage où ils apparaissent sous forme de buttes à sommet plat

Le plateau de Gergovie, les Côtes de Clermont et de Chateaugay ou la Montagne de la Serre sont des exemples de reliefs inversés à la suite du déblaiement Plio-Quaternaire

# Un haut lieu géologique et historique: le plateau de Gergovie

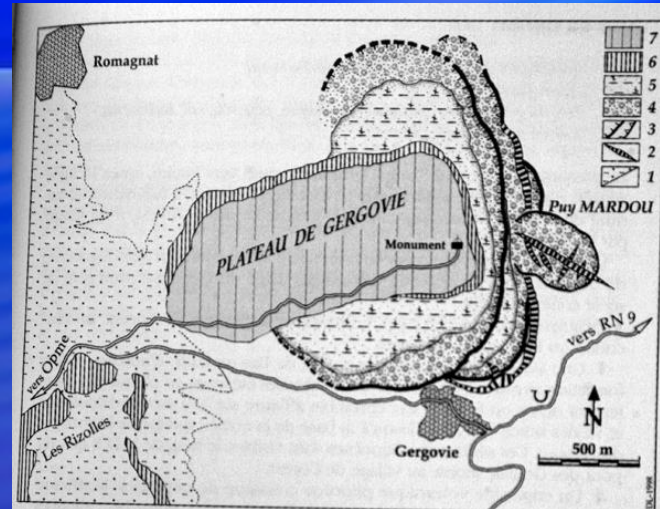
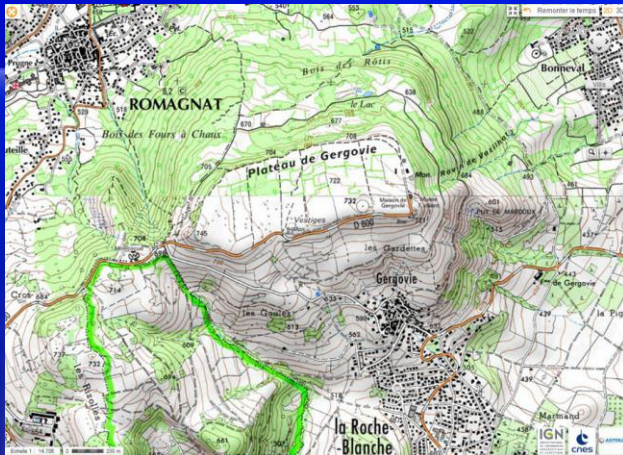


Fig. 17. Schéma géologique du plateau de Gergovie (selon l'interprétation inédite de P. Vincent et A. de Goër de Herve) : 1 = sables et calcaires à phryganes/calcaires en plaquettes (Stampien); 2 = filons, sills et intrusions; 3 = bordure des deux maars successifs de Gergovie; 4 = pépérites; 5 = dépôts lacustres du Miocène inférieur; 6 = basanite (coulée inférieure et plateau des Rizolles); 7 = coulée supérieure.



Gergovie, c'est aussi le lieu de la fameuse bataille qui opposa Vercingétorix aux légions de Jules César en 52 av.JC.

Lieu: Plateau de Gergovie. Altitude 744m à 10km au sud de Clermont-Ferrand (63)

A l'Oligocène, cet emplacement est occupé par des lacs où se déposent des calcaires et des marnes, avec une première activité volcanique attestée par la présence de pépérites dans les sédiments

Au Miocène inférieur, formation d'un premier maar. Un large cratère d'explosion d'environ 1km de diamètre se creuse à la suite d'une explosion phréatomagmatique. Des pépérites s'y déposent. Des sills et des dykes se mettent

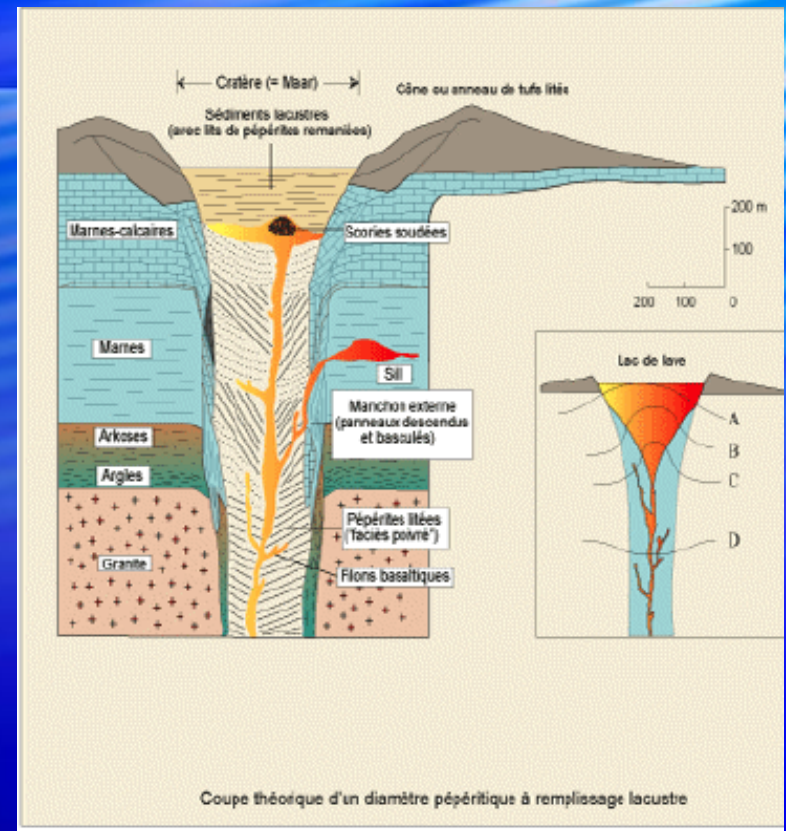
en place à la périphérie et alimentent des cônes de scories, dont le Puy Mardou. Puis le cratère se remplit d'eau avec une sédimentation de calcaires et de marnes finement lités

Une nouvelle injection magmatique provoque ensuite la formation d'un second maar qui se comble, lui aussi

Entre 19 et 16 Ma, deux coulées de basanite viennent sceller l'ensemble qui sera ensuite érodé et mis en relief par déblaiement des diatrèmes de leur encaissant marno-calcaire

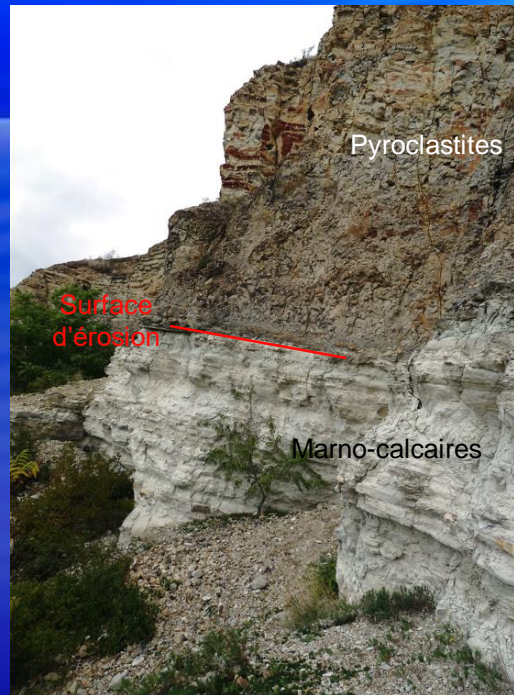
# Pépérites et volcanisme phréatomagmatique

« Les pépérites sont des roches caractérisées par la présence, en abondance variable, de granules de lave basaltique vitreuse dans une matrice essentiellement sédimentaire. Leur formation est liée à l'augmentation de volume qui se produit lors de la rencontre de magma mis en contact d'eaux souterraines. L'explosion qui en résulte disperse le magma en granules et pulvérise les sédiments. La répétition de ce phénomène produit de grands diatrèmes remplis de pépérites autour desquels s'édifient des cônes de tufs lités pépéritiques. En fin d'éruptions phréatomagmatiques, le magma peut s'insinuer dans le remplissage du diatrème et alimenter un cône de scories, le remplir d'un lac de lave et alimenter une coulée basaltique. Dans le cas contraire, le diatrème est rempli d'un lac et se comble de sédiments. »



# Des dépôts pyroclastiques post-subsidence

Lieu: Ancienne carrière de Cournon (63)



Cette ancienne carrière domine d'une centaine de mètres la plaine de la Limagne; elle est composée de deux parties:

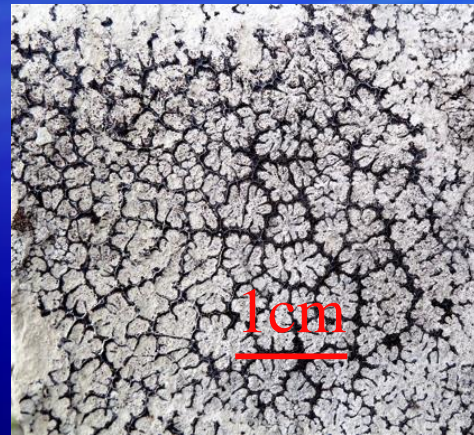
- une partie inférieure marno-calcaire datée de l'Oligocène supérieur (Chattien) avec une stratification bien marquée à niveaux de silex, fentes de dessiccation, empreintes de racines, fossiles d'escargots terrestres (*Helix ramondi*), oolithes, sans aucun apport détritique ou volcanique;
- une partie supérieure constituée de pyroclastites consolidées et grossièrement stratifiées (pèpélite)

Il s'agit de dépôts phréatomagmatiques issus d'un volcan situé quelques kilomètres plus au nord et daté du Miocène inférieur (16 à 20Ma) après la fin de l'épisode lacustre et même peut-être après un début d'érosion des niveaux sédimentaires. Le volcanisme est donc ici postérieur à la subsidence.

# Du bitume en Limagne



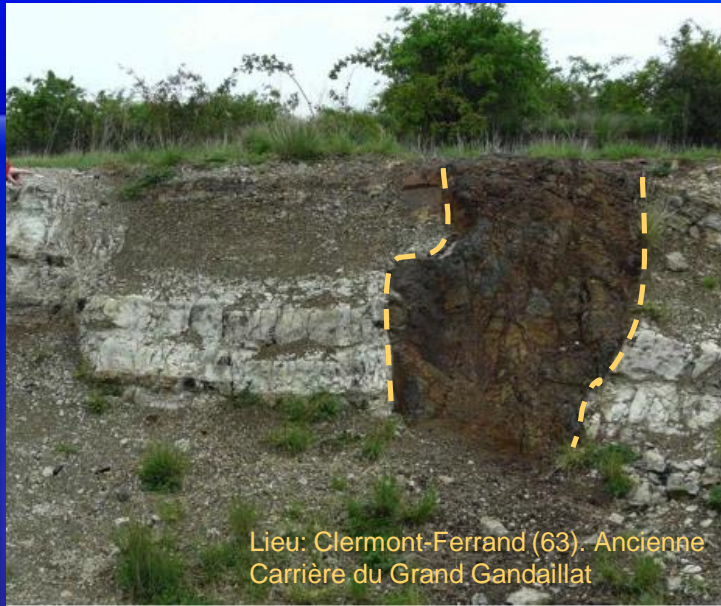
Lieu: Ancienne carrière de Cournon (63)



Le bitume enduit ici les parois des fractures dans les calcaires et pépérites de Cournon

Les figures en « fleurs de bitume » qui sont observées sur les parois des fissures au front de taille ou sur des blocs éboulés se seraient produites pendant l'exploitation, lorsque les fissures injectées de bitume ont été séparées par décollement des parois (d'après Pierre Thomas)

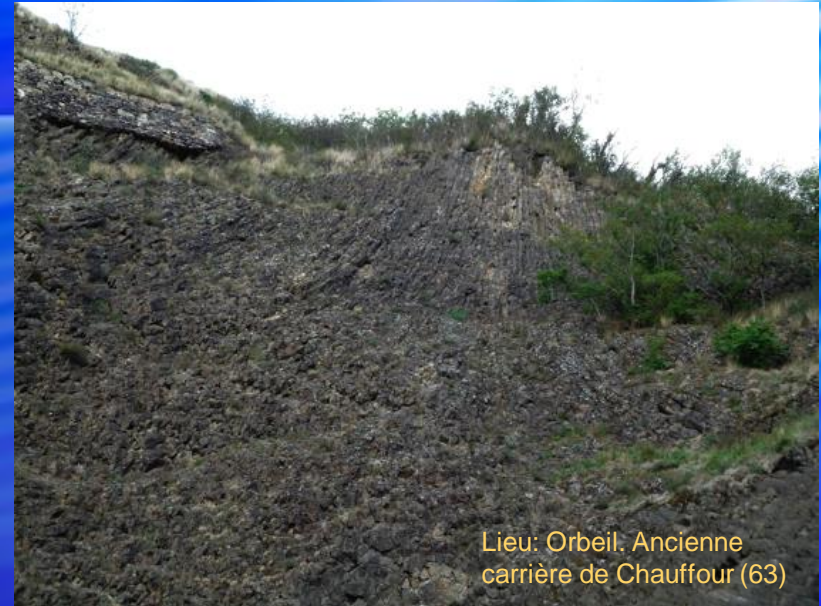
# Des filons et coulées basaltiques post-subsidence



Lieu: Clermont-Ferrand (63). Ancienne Carrière du Grand Gandaillat

Dyke volcanique traversant les niveaux marno-calcaires lacustres de l'Oligocène (Chattien)

Ce dyke n'est pas daté mais il est sans doute le témoin des manifestations volcaniques du Miocène comme le Puy Crouel voisin, un ancien édifice phréatomagmatique déchaussé par l'érosion

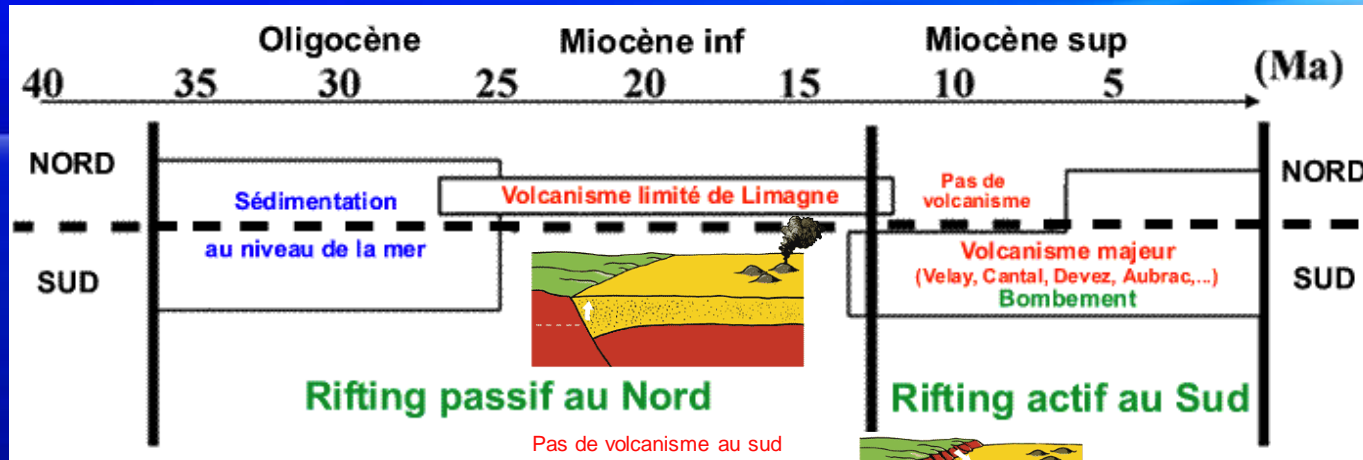


Lieu: Orbeil. Ancienne carrière de Chauffour (63)

Ancien lac de lave refroidi au sein du cratère d'un édifice volcanique post sédimentaire qui a été entièrement déchaussé par l'érosion du cône.

La structure est globalement symétrique, montrant une rotation des colonnes prismatiques de la verticale au centre jusqu'à l'horizontale vers les bords de l'ancien cratère, ceci en relation avec le déplacement des isothermes lors du refroidissement .

# Histoire du Massif Central de l'Oligocène à l'actuel



Pendant l'Oligocène et le Miocène inférieur : un grand lac qui se comble de sédiments marno-calcaires au fur et à mesure de son enfouissement par subsidence tectonique lié au ROE (**rifting passif**)

De l'Oligocène supérieur au Miocène moyen : épisode de volcanisme limité à la Limagne



Au Miocène supérieur, alors que toute activité volcanique a cessé en Limagne, un volcanisme majeur apparaît dans les régions situées plus au sud (Cantal, Velay, Aubrac); il continue de s'exprimer au Pliocène jusqu'au Quaternaire, tandis que le volcanisme reprend plus au nord (Monts Dore, Chaîne des Puys, Sioule) et en Limagne

Cet épisode volcanique au sud du Massif Central, s'accompagne d'un bombement topographique marqué de l'ensemble de la région avec un maximum d'amplitude au Miocène supérieur-Pliocène inférieur (**rifting actif**) mais...

...le soulèvement est inégal: les régions qui avaient beaucoup subsidé (les Limagnes actuelles) remontent de 400 à 700m tandis qu'celles qui n'avaient pas ou peu subsidé (les plateaux actuels) remontent de 1000 à 1500m). L'érosion enlève 250 à 300m de terrains marneux dans les Limagnes, accentuant ainsi la morphologie des fossés topographiques et mettant en relief les plus anciens édifices volcaniques



# Modélisations de la genèse du Massif Central

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la genèse du Massif Central actuel dans tous ses aspects (rifting, volcanisme, soulèvement):

- Un « point chaud » standard  
*(années 1970)*
- Un modèle géodynamique global associé à la formation des Alpes  
*(Laurent Michon et Olivier Merle, Université de Clermont-Ferrand, 2000)*
- Un modèle de rifting passif et un point chaud totalement indépendants  
*(Michel Granet, IPG Strasbourg, 2010)*
- Un modèle de rifting passif évoluant vers un diapir asthénosphérique  
*(Pierre Thomas, ENS Lyon, 2001)*

# Modèle du « point chaud » standard

Par définition, un point chaud standard de type Hawaï est une remontée convective ponctuelle, à l'état solide, d'un panache de manteau profond à l'interface noyau/manteau (couche D"). La décompression induite par la remontée adiabatique provoque une fusion partielle du manteau et la production d'un magma basaltique de type alcalin quand la fusion partielle est limitée et tholéitique si elle est plus forte.

Tous les caractères principaux d'un point chaud sont représentés dans le Massif Central:

- un bombement du socle (1000 à 1200m au-dessus de la région périphérique),
- un volcanisme basaltique alcalin,
- des bassins d'effondrement (les Limagnes), témoins d'une extension avec subsidence,
- une croûte amincie de l'ordre de 20% (28km contre 35 km ailleurs),
- un manteau lithosphérique très peu épais (le toit de la lithosphère n'est qu'à 50-55km dans le Cantal par exemple contre 140 km hors zone)
- une asthénosphère anormalement chaude, au moins jusqu'à 280km de profondeur, etc

Mais il existe aussi certaines incompatibilités majeures avec un point chaud:

- la chronologie des événements n'est pas celle d'un point chaud, l'extension et la sédimentation ayant précédé ici et non suivi le bombement de socle et le volcanisme;
- l'orientation générale des grabens européens (NNE-SSO +/- 20°) n'est pas cohérente avec une distribution radiale des déformations;
- d'autres grabens de l'ouest européen sont associés à du volcanisme (Rhin, Bohême), laissant ainsi à supposer qu'il existe autant de points chauds?

# Modèle géodynamique global

d'après Olivier Merle et Laurent Michon, Université de Clermont-Ferrand

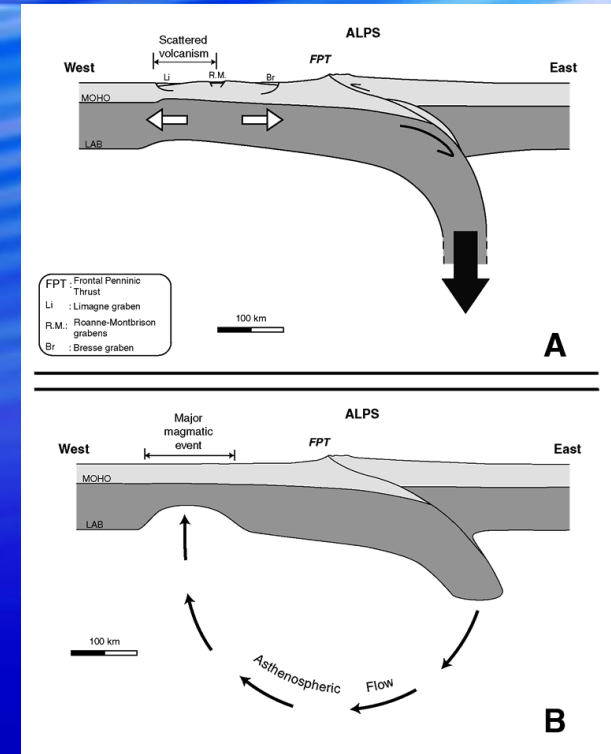
- Pendant la collision continentale, le découplage de la croûte et du manteau entraîne la formation d'une profonde racine, plus dense que l'asthénosphère environnante, induisant à la fois une compression dans la croûte sus-jacente et de l'extension dans la croûte adjacente, et donnant lieu ainsi à un **rifting passif** en Limagne

Le magmatisme associé à cet épisode ne se développe pleinement qu'à la fin de l'extension/sédimentation et se trouve limité au nord

- La formation de la racine lithosphérique a induit un flux asthénosphérique sous le Massif Central, à l'origine d'une érosion thermomécanique de la lithosphère

- Cet épisode nécessairement décalé dans le temps a aminci fortement le manteau lithosphérique sans affecter la croûte; il s'est accompagné du soulèvement généralisé de la région et d'un volcanisme majeur dans les régions du sud (Cantal, Devès, Velay); il peut donc être qualifié de **rifting actif**

- Le phénomène d'érosion thermique à l'origine de l'amincissement lithosphérique gagne ensuite le nord mais beaucoup plus tard, en provoquant une reprise de l'activité volcanique dans les régions non affectées par l'extension Oligocène (Chaîne des Puys, Monts Dore, Sioule)

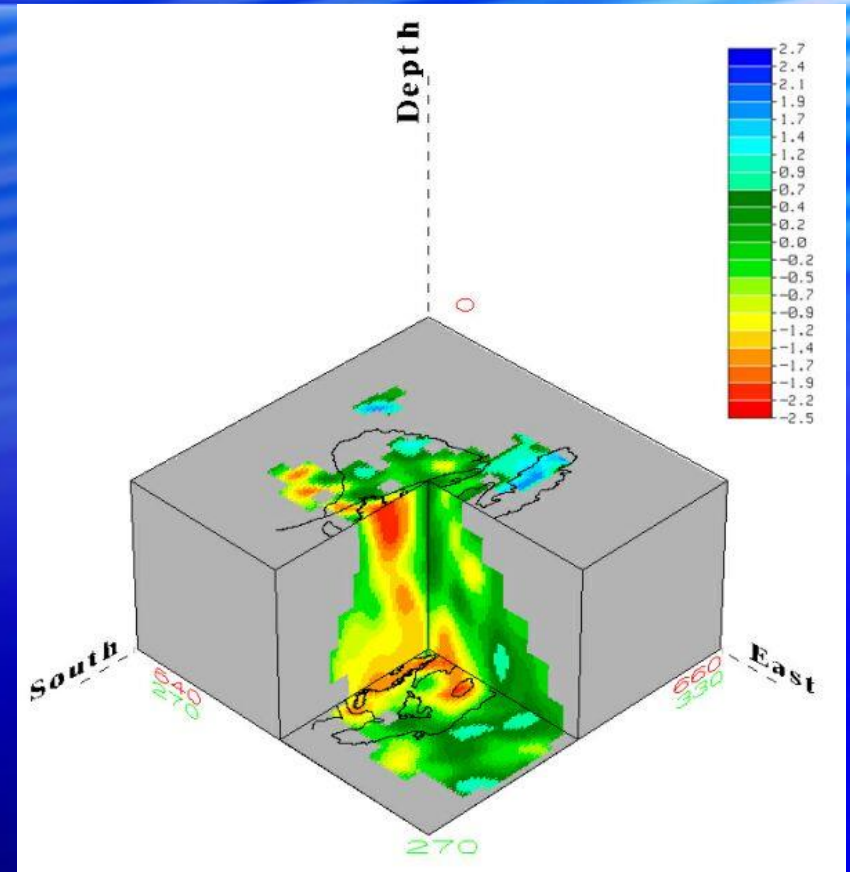


# Modèle de rifting passif et de point chaud indépendant

d'après Michel Granet, IPG Strasbourg

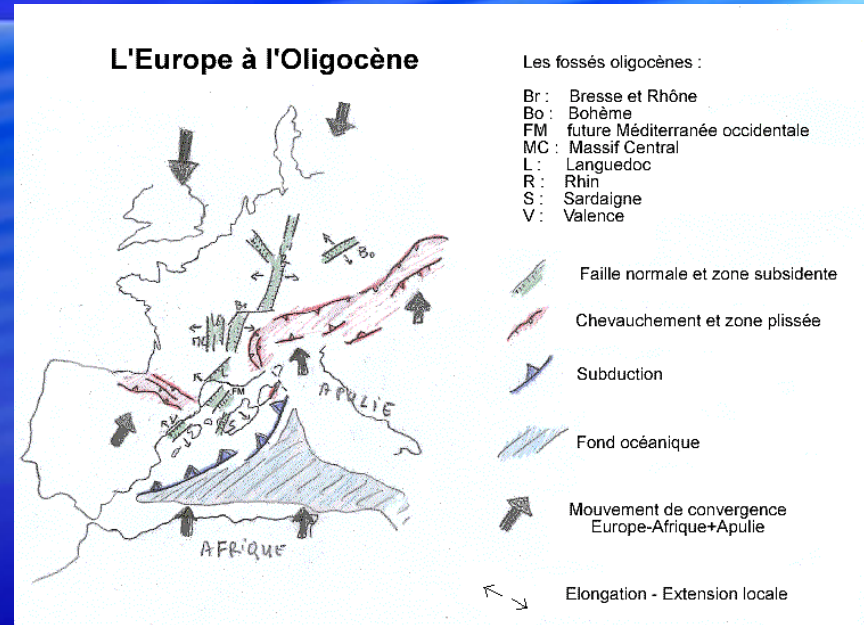
Postérieurement au rifting Oligocène, se serait développé un micro-panache (*baby plume*) initié par la collision alpine et dont la source serait située, soit à la discontinuité des 410km, soit à celle des 610km, une instabilité thermique étant présente au niveau de l'une de ces discontinuités.

*Ci-contre, un exemple de coupe en tomographie sismique à 270km de profondeur sous le Massif Central. Cette coupe montre l'écart de vitesse sismique par rapport à la normale à cette profondeur. Les anomalies négatives de vitesse indiquent des températures plus élevées que la normale à cette profondeur, sachant qu'une anomalie de - 2,5% de vitesse sismique correspond à une température supérieure de 150 à 200°C par rapport à la normale. Notons que l'anomalie principale est située à la verticale de la région la plus active sur le plan du volcanisme, à une centaine de km au sud de Clermont-Ferrand.*



# Modèle de rifting passif évoluant vers un diapir d'asthénosphère 1. Rifting passif européen

A l'Oligocène, la convergence Europe-Afrique met la plaque européenne en régime de déformations compressives orientées NNE-SSO induisant un régime extensif ESE-ONO. Il en résulte un amincissement lithosphérique et la formation de plusieurs bassins à la périphérie des Alpes, depuis la zone de la future Méditerranée occidentale au sud jusqu'à la Bohème au nord. C'est ce qu'on appelle le Rifting Ouest Européen (ROE).

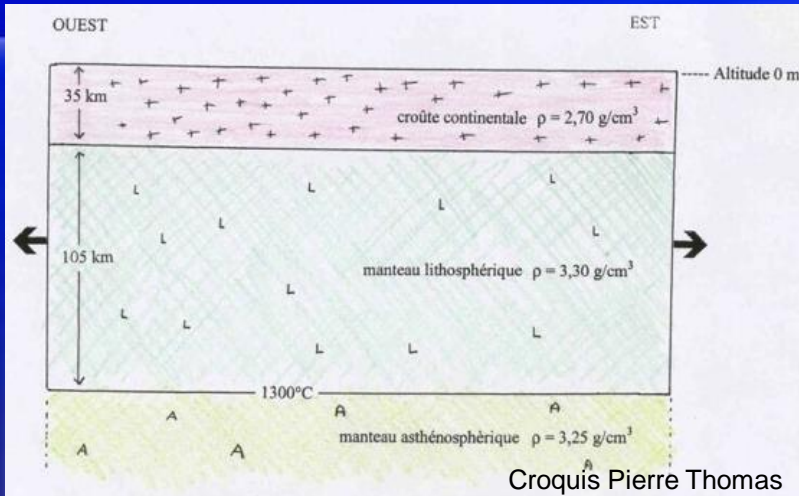


Ces zones d'amincissement Oligocène connaîtront plusieurs destinées:

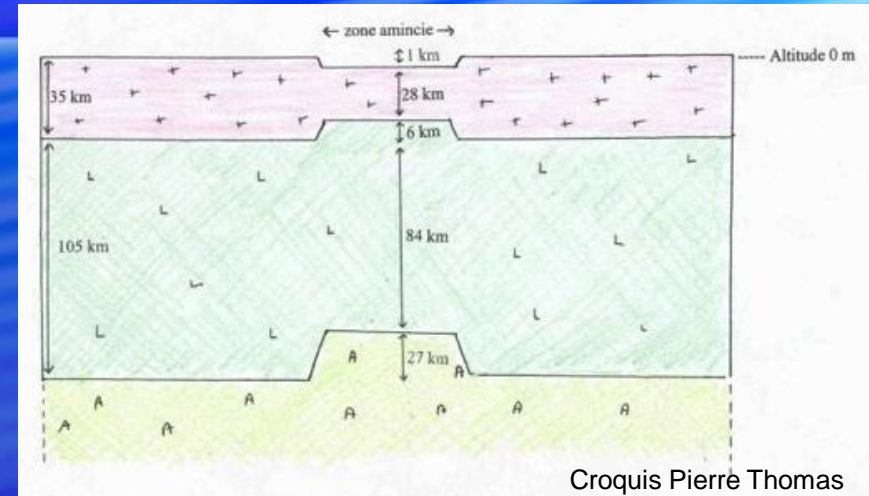
- certaines comme la Bresse n'évolueront pas et ne connaîtront pas de volcanisme;
- pour d'autres au contraire, l'extension s'est poursuivie après l'Oligocène jusqu'à la formation d'un bassin océanique (le *bassin algéro-provençal*) et à l'ouverture de la Méditerranée occidentale;
- d'autres enfin connaîtront l'évolution du Massif Central (fossé du Rhin, Bohème etc)

# Un modèle de rifting passif évoluant vers un diapir d'asthénosphère 2. Subsidence tectonique

d'après Pierre Thomas, ENS Lyon



Situation au début de l'Oligocène, avant l'extension



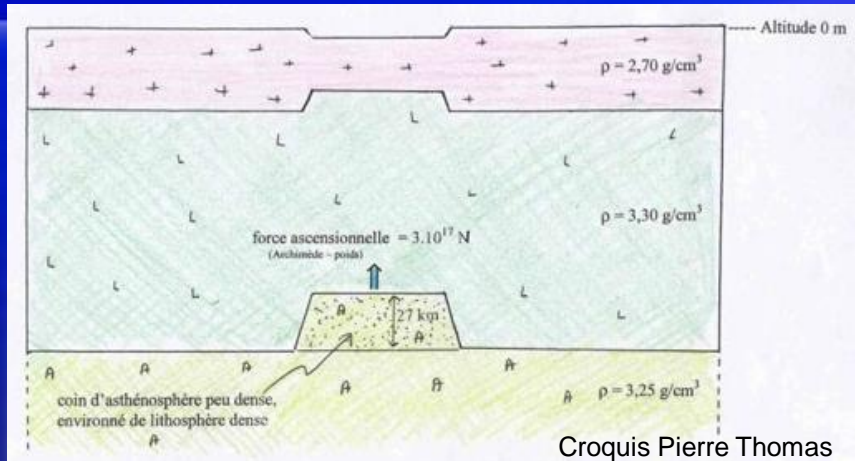
Situation à la fin de l'Oligocène, après l'extension

- Un amincissement lithosphérique de 20%, soit une croûte épaisse de 28km (au lieu de 35) et un manteau lithosphérique épais de 84 km (au lieu de 105)
- Un mouvement vertical négatif de -1400m dû à l'amincissement de la croûte ( $-200 \text{ m/km} \times 7\text{km}$ ) et
- Un mouvement vertical positif de +315m dû à l'amincissement du manteau lithosphérique ( $+15 \text{ m/km} \times 21\text{km}$ )
- Soit une subsidence de  $(-1400\text{m} + 315\text{m}) = -1085\text{m}$  correspondant à l'épaisseur approximative des sédiments

*Réajustements isostatiques  
obtenus par application du  
principe d'Archimède*

# Modèle de rifting passif évoluant vers un diapir d'asthénosphère 3. Montée du diapir

d'après Pierre Thomas, ENS Lyon

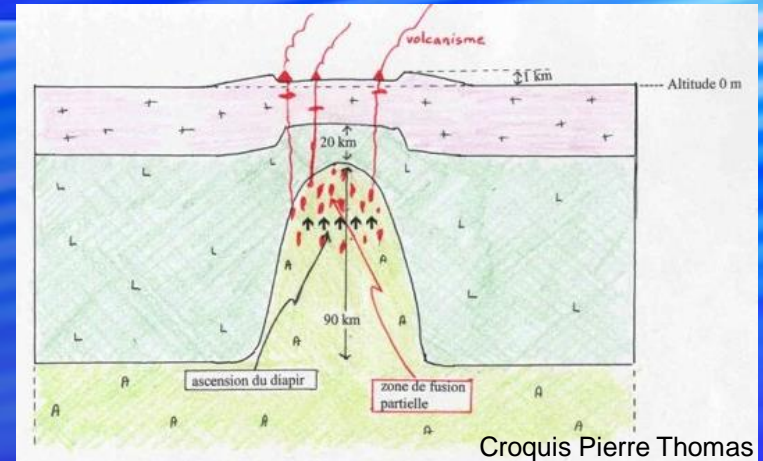


Croquis Pierre Thomas

Les forces en présence à la fin de l'Oligocène, juste après la phase d'extension et de sédimentation

- Le manteau asthénosphérique est remonté d'environ 27km en formant un coin de matière relativement moins dense et plus chaude dans un environnement de manteau lithosphérique plus dense et moins chaud

- Ce coin d'asthénosphère est soumis à son poids ( $3300\text{kg/m}^3$ ) vers le bas et à la force d'Archimède ( $3250\text{m}^3$ ) vers le haut, soit à une différence de  $50\text{kg}$  qui représente, pour un bombement de  $(L)300\text{km} \times (l)100\text{km} \times (h)27\text{km}$ , soit  $8.10^{14}\text{m}^3$ , une force ascensionnelle considérable de  $3.10^{17}\text{N}$



Croquis Pierre Thomas

La situation Plio-Quaternaire avec bombement topographique et volcanisme

- Le bombement d'asthénosphère est ensuite monté à la manière d'un diapir en repoussant le manteau lithosphérique de 64km (il en reste seulement 20km), conduisant ainsi à un bombement topographique de  $64\text{km} \times 15\text{m/km} = 960\text{m}$ , donc à une certaine reprise de l'extension ainsi qu'à une décompression de 21kbar, à l'origine d'un volcanisme abondant

- Cette remontée du manteau superficiel a aussi occasionné une remontée du manteau plus profond, ce qui peut expliquer les anomalies thermiques mesurées

# Modèle de rifting passif évoluant vers un diapir d'asthénosphère 4. Conclusions

Ce modèle simpliste suppose que le rifting et les phénomènes thermo-volcaniques ne sont pas indépendants

Le Massif Central aurait d'abord été à l'Oligocène une zone d'amincissement lithosphérique dans le contexte européen d'un rifting passif et qui aurait ensuite évolué mécaniquement à partir du Miocène vers un rifting actif par suite de la montée d'un diapir d'asthénosphère d'origine superficielle (et non pas une origine profonde comme les modèles de point chaud du type Hawaï qui sont aujourd'hui abandonnés)

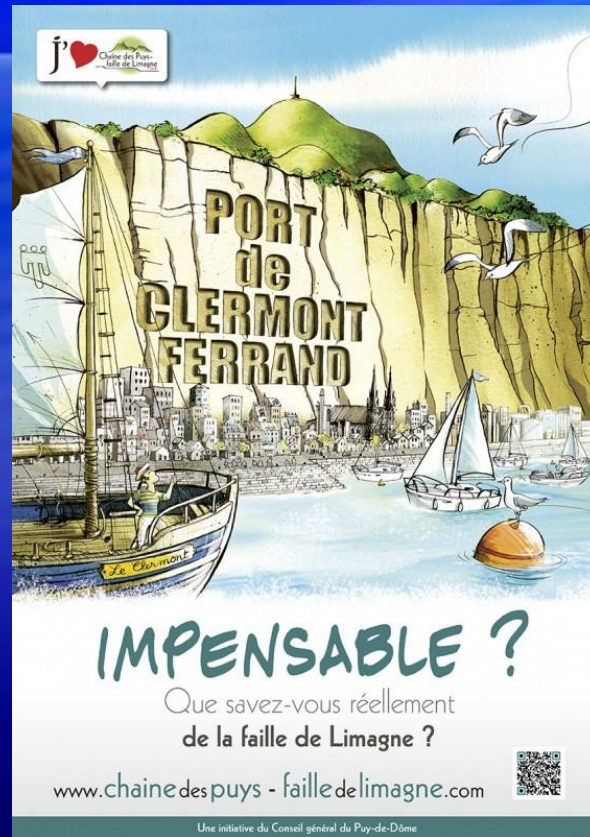
Ce modèle rend aussi bien compte de la séparation chronologique entre le rifting passif et les phénomènes thermo-volcaniques associés au rifting actif qui s'est exprimé du Miocène au Quaternaire (bombements topographiques et anomalies thermiques en particulier)

Un modèle plus évolué devrait pouvoir prendre en compte l'influence de certains paramètres qui sont susceptibles d'intervenir, tels que l'effet perturbateur de la racine lithosphérique alpine sur la circulation mantellique, le rôle éventuel de la subduction en Méditerranée occidentale... et d'expliquer la non coïncidence entre la zone de volcanisme

maximum à une centaine de km au sud de Clermont-Ferrand et la zone d'extension maximale au niveau de la Limagne.

# Un dernier modèle avant de conclure....

*d'après une affiche éditée par le Conseil Général du Puy de Dôme*



Et si Clermont-Ferrand avait été un port de pêche au pied de la faille de la Limagne?