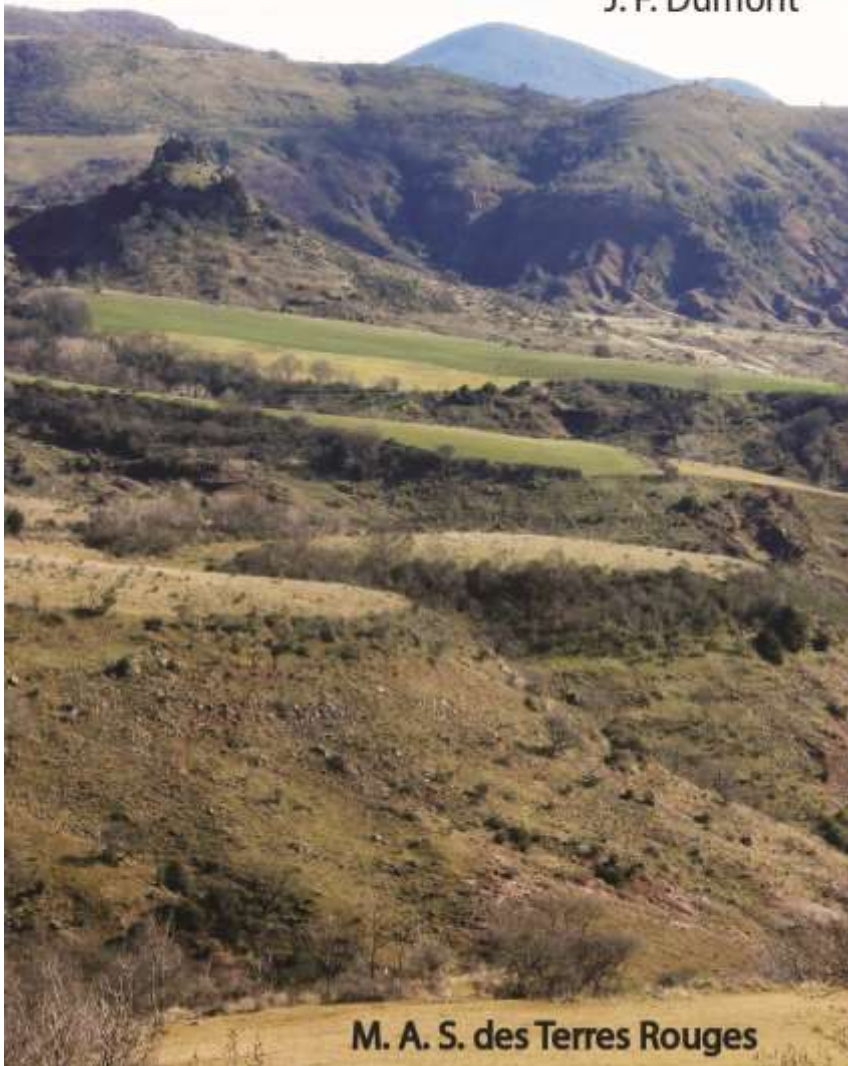


Les paysages du Salagou

Une vision géologique de l'évolution du paysage

J. F. Dumont



M. A. S. des Terres Rouges



M.A.S. des Terres Rouges
Mairie de Salasc
34800 Salasc

Version 30 avril 2014
Mise à jour 19 juillet 2015

Son, couleur et scène d'un paysage en évolution

«En résumé, le géologue trouve partout la preuve que rien, pas même le vent qui souffle, est aussi instable que le niveau de la croûte de la terre. »

Charles Darwin

Voyage d'un naturaliste autour du monde
t.II, Les Andes, les Galapagos et l'Australie
LD/La Découverte, François Maspero, 1985 (1875), p.104.

Sommaire

Présentation du texte :	3
Résumé	5
Abstract	5
1 - Introduction	6
2 - Cadre géographique	6
3 - Cadre géologique	9
Cadre géologique général	9
Le bassin de la ruffe	10
Failles et structures	13
Le volcanisme et l'érosion	15
4 - La vallée du Salagou, juste avant les dernières éruptions volcaniques	15
5 - La vallée du Salagou au tournant du Quaternaire	19
6 - La vallée des dernières périodes glaciaires	21
7 - Mesurer le creusement de la vallée	26
8 - Remarques sur les résultats du calcul du taux de creusement	27
9 - Et demain, l'Orb dans la vallée du Salagou ?	29
10 - Discussion et conclusion sur l'évolution du paysage en Languedoc	32
Paysages et surfaces en Languedoc	32
L'érosion des reliefs languedociens dans l'histoire	33
Les stigmates de l'évolution du paysage	34
Les paysages dans l'évolution géologique	35
Références citées	36
Lexique	39

Présentation

La géologie est probablement la seule science qui permette de faire des découvertes avec peu de moyens, par des observations de terrain qui permettront, soit de prendre conscience visuellement de phénomènes importants, du type de ceux dont on parle mais dont on voit rarement les effets matériels passés, soit par des détails nouveaux d'apporter des précisions qui vont au-delà des connaissances actuelles. Il suffira pour cela d'ouvrir les yeux, en s'aidant si possible d'une loupe et d'un marteau, et de réflexion.

L'observation d'un paysage reste la meilleure introduction à la géologie : « Regardez, dessinez et décrivez ce paysage » nous avait dit notre professeur de géologie au tout premier cours, qu'il avait choisi de faire sur le terrain, dans la Sierra de Demanda en Espagne. Voir puis dessiner, car le dessin qui est une manière de toucher les choses contraint l'observation. Mais il faut ensuite écrire, car l'écriture oblige à nommer les choses, et de ce fait guide la réflexion.

La couverture végétale qui dans nos contrées tempérées tapisse le sol, masque toute une succession de paysages ensevelis dans les couches successives des ères géologiques, comme dans les pages d'un livre. Mais pourquoi se préoccuper de ces paysages cachés? Dans un article récent le journaliste et écrivain Brunot Frappat formule une comparaison entre livre et paysage : "Evidemment qu'il y a beaucoup trop de livres pour espérer avoir, un jour, lu l'essentiel ! C'est comme les paysages : aucune vie ne permettrait de voir toutes les merveilles de la nature, (mais) serait-ce une raison pour décréter : « Il y a trop de paysages » ? " (Bruno Frappat, 2013). Comme les rayons remplis de livres que l'on ne lira jamais, nous traversons souvent les paysages sans les voir, ou en nous contentant de dire qu'ils sont "beaux", comme des beaux livres dont on ne regarde que la reliure.

Le texte présenté ici est une invitation à feuilleter les pages du livre des paysages de la vallée du Salagou, dont les plus anciens que l'on puisse imaginer remontent à 250 millions d'années, quand des reptiles primitifs fréquentaient les fonds vaseux des lacs temporaires de Mérifons et les berges de la rivière de Plaisance qui arrivait dans ces lacs à la Lieude. On y verra beaucoup de similitudes avec les paysages actuels de la vallée, comme si la géologie répétait au cours de ses cycles des paysages que nous ne saurions jamais complètement transformer.

Le choix d'un thème paysager pour aborder la géologie du Salagou est une forme d'hommage aux naturalistes du Languedoc : François Ellenberger, historien des sciences et connaisseur de la géologie du Languedoc a montré que c'est la qualité géologique visuelle des paysages du Languedoc qui a permis l'essor de la géologie moderne au cours du 18ème siècle (Ellenberger, 1990).

Résumé

Les dernières coulées volcaniques de l'Escandorgue (1,5-2,5 millions d'années) ainsi que les terrasses laissées par la période glaciaire du Riss (entre 200 000 et 130 000 ans) ont fossilisé des surfaces qui marquent l'évolution progressive de la forme de la vallée du Salagou. La surface pré-volcanique de la vallée du Salagou montre un vaste versant allant du Castelas de Mérifons jusqu'à Lodève et St Jean de la Blaquière, et une haute vallée du Salagou en amont de La Lieude encore mal dessinée. Au cours du Quaternaire l'extension de la vallée s'est faite principalement suivant une direction parallèle aux failles des Aires et du Mas Blanc. Le volcanisme quaternaire injecte largement la zone de faille d'Olmet et en fait une zone plus résistante à l'érosion, ce qui la fait apparaître en promontoire dans le relief actuel. La terrasse d'érosion formée au cours de l'épisode froid du Riss marque une étape intermédiaire du creusement de la vallée. Les altitudes respectives de la surface pré-volcanique et des terrasses rapportées au Riss permettent de calculer un taux de creusement de la vallée du Salagou d'une moyenne de 0,1 à 0,25 mm/an. Le dénivelé

topographique entre les vallées de l'Orb et de la Lergue, permet d'envisager dans le futur une capture de l'Orb par le Salagou d'ici 0,6 à 1,5 million d'années.

Abstract

The evolution of the Salagou valley is visualized through the reconstruction of the pre-volcanic surface (about 1,5-2,5 Ma) and observation of terrace elements on the bottom surface of the valley during the Riss glacial period (130 000-200 000 BP). Elevation and surface dating allows calculate a mean vertical erosion rate ranging from 0,1 to 0,25 mm/year. The valley is framed by faults and structures that are inherited of the late Hercynian period, suggesting that the present evolution is partly the recuperation of past structural characteristics. An extrapolation through future of past evolution leads to forecast a capture of the Orb River by the Salagou River for the next 0,6 to 1,5 Ma.

1 - Introduction au paysage

Le paysage, terme devenu assez vague, désigne l'étendue d'un pays qui s'offre à la vue (Larousse, 1988). Pour le naturaliste c'est une combinaison du relief et du milieu naturel (Biro, 1970; Winckell et al., 1977). Le relief est le résultat des forces et des mouvements des profondeurs de la terre, c'est à dire de la géologie, ou comme on le précise maintenant, de la géodynamique interne de la terre. C'est ce qui a créé les montagnes, plateaux et vallées par la formation de plis, failles et mouvements verticaux diverses. Le milieu naturel c'est par opposition ce qui est à l'extérieur de la surface de la terre et agit sur sa surface. Ce sont les conditions climatiques dont dépendent les précipitations diverses, pluie, neige, vent, etc., qui elles même déterminent la végétation et les sols, dont dépendront les cultures. Les paysages nous paraissent souvent immuables, ou seulement modifiés par l'action de l'homme, jusqu'à ce qu'une crue soudaine, un glissement de terrain, une éruption volcanique, ou simplement une perturbation climatique durable, vienne les modifier de façon durable en nous rappelant qu'ils ne sont en fin de compte que le stade temporaire d'une évolution permanente de la surface de la terre. Jusqu'au 18e siècle on a cru à la permanence des climats, jusqu'à ce que le suisse Agassiz montre que d'immenses glaciers avaient comblé les vallées alpines et recouvert toute la partie nord de l'Europe il n'y a que quelques milliers d'années, et que beaucoup de nos formes de relief, formes des vallées, lits des rivières et sols, caractéristiques qui sont rassemblées dans ce que l'on appelle le "modelé" du paysage, qui permettent les cultures, sont héritées de conditions climatiques très différentes des conditions que nous connaissons actuellement.

Heureusement les modifications du paysage ne sont pas toujours accompagnées de catastrophes naturelles; elles sont le plus souvent le résultat d'évolutions lentes, à peine visibles, mais qui agissent avec beaucoup de constance sur des durées qui peuvent

dépasser 100 000 de nos générations humaines. La vallée du Salagou représente un bon exemple permettant d'observer, à la faveur de quelques marqueurs-temps bien visibles, l'évolution du paysage durant une période géologiquement relativement courte, dont les hommes préhistorique auraient pu être les témoins. C'est ce qui sera présenté ici. En annexe un lexique aidera à la compréhension des termes spécialisés qui ne sont pas suffisamment explicités dans le texte.

2 - La vallée du Salagou

Située au pied du Causse, la vallée du Salagou est orientée Ouest-Est dans le sens de l'aval (Fig. 1), depuis le col de la Merquièrre à l'altitude de 360m jusqu'à sa confluence avec la Lergue à 68m, cumulant ainsi un dénivelé de 292m sur 20km. Elle fait partie du bassin hydrographique * de l'Hérault, et touche au col de la Merquièrre le bassin voisin de l'Orb.

Le versant nord de la vallée s'élève en continu vers les Grandes Causses (Escandorgue et Monts d'Orb entre Lunas et Lodève), et le versant sud s'appuie sur la Montagne Noire, représentée par les monts de Cabrières.

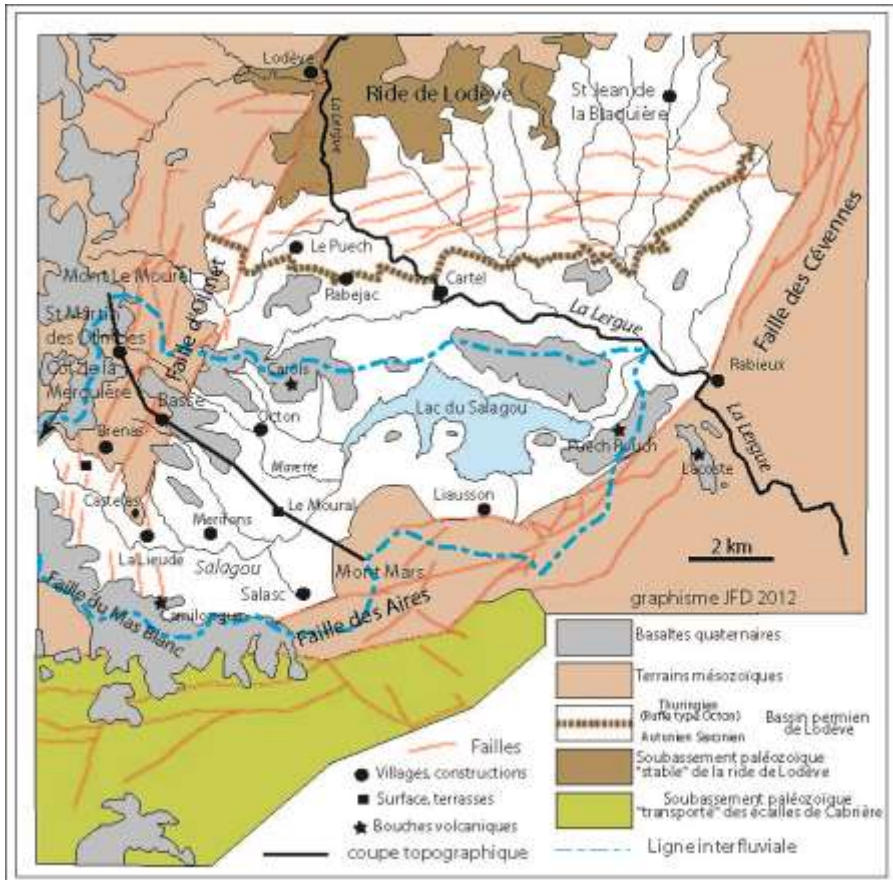


Fig. 1. Schéma géologique de la vallée du Salagou et de ses alentours. Redessiné et modifié d'après Alabouvette et al. (1982).

Le profil du lit du Salagou présente une pente diminuant progressivement vers l'aval (Fig. 2), avec cependant une petite irrégularité marquée par des ressauts et une pente globale localement plus forte au niveau de la Lieude, à l'endroit où le Salagou recoupe le faisceau de failles d'Olmet et qui correspond dans la morphologie à l'étranglement que la vallée présente au niveau du promontoire du Castelas de Mérifons. Une autre augmentation de la pente, plus

progressive, apparait juste avant la confluence avec la Lergue, et qui peut être interprété comme l'indication d'un plus fort creusement de la vallée de la Lergue par rapport à celle du Salagou (Fig. 1 et 2). Depuis les années 70 le lac de barrage du Salagou occupe 7 km de la longueur de la vallée à une altitude de 137 m à 140 m suivant le remplissage du bassin.

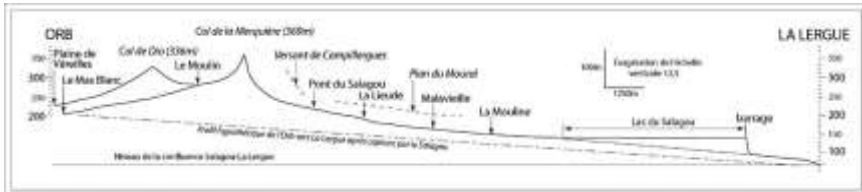


Fig. 2. Profil topographique suivant le fond de la vallée entre la Lergue et l'Orb, en suivant la vallée du Vernoubrel et son affluent vers le col de la Merquière à l'Ouest, et la vallée du Salagou jusqu'à sa confluence avec la Lergue à l'Est.

Le seuil de La Lieude observé au niveau du lit du Salagou marque aussi la limite entre deux parties différentes de la morphologie de la vallée du Salagou (Fig. 1). En aval de La Lieude (vers Salasc et Octon), la vallée est ample, large de 3 à 4 km, et occupée en partie par le lac et de larges terrasses cultivables. La pente moyenne du lit du Salagou y est inférieure à 1%. Au niveau de La Lieude la largeur de la vallée se trouve réduite à environ 500 m, et s'élargit de nouveau sensiblement en amont de La Lieude, pour se terminer en forme de cirque sur les pentes orientales du col de la Merquière. En amont de La Lieude la pente moyenne du lit du Salagou est de 2,2%.

3- Grands traits géologiques de la vallée du Salagou

La vallée du Salagou est connue pour la présence de la "ruffe", roche particulière présente de manière très constante dans tout le fond de la vallée et sur les versants, au moins jusqu'à mi-

penne. La ruffe est une argilite* de couleur rouge brique, d'aspect latéritique*, et produisant des paysages contrastés de bad-lands* et de terrasses planes ou faiblement inclinées, dont les plus basses sont cultivées de vignes, et dont les plus hautes prennent l'été des allures de savane africaine.

La ruffe représente le terrain le plus ancien de la vallée du Salagou: cette roche sédimentaire date du Saxonien*, entre 260 et 250 Ma (Ma = millions d'années ; échelle des temps géologiques de l'Union Internationale des Sciences Géologiques) (Bousquet, 1997; Odin et al., 1986). C'est l'avant dernier étage du Permien*, qui est lui-même la dernière période de l'Ere Paléozoïque*. C'est une position particulière dans l'histoire de la Terre, puisqu'elle se trouve à la fin du cycle hercynien* qui a vu se construire puis s'éroder entre 325 et 250 Ma une des plus importantes chaînes de montagne d'Europe. Cette chaîne présentait des reliefs qui devaient s'élever à plus de 4000m, s'étendait en largeur des Cévennes jusqu'à la Belgique, et s'allongeait de l'Espagne jusqu'à l'Europe centrale, le terme d'Hercynien désignant une forêt de la région du Danube. En Europe occidentale on parle aussi parfois de chaîne "Varisque". La chaîne hercynienne peut être comparée avec l'Himalaya pour sa largeur, et avec les Andes pour sa position en bordure sud du continent de la Pangée, contre un océan et une fosse marine où se sont trouvées accumulées des terrains effondrés depuis la côte, comme les montagnes de Cabrières (Alabouvette et al., 1982) et la Montagne Noire (le pic de Vissou en particulier).

La ruffe est un sédiment continental qui vient combler un des derniers bassins de piémont de la chaîne hercynienne, dans un contexte climatique aride. A cette époque de la fin du Paléozoïque l'Europe se trouvait dans la zone climatique tropicale, c'est à dire très près de l'Equateur. Le bassin de piémont où se sédimentait la ruffe s'étendait longitudinalement depuis la région de Graissessac à l'Ouest jusqu'au lodévois à l'Est (Bousquet, 1997) et a couvert une période

allant du Carbonifère* supérieur jusqu'au Permien* supérieur, soit environ entre 300 Ma et 250 Ma avant notre époque.

A l'intérieur des continents les grandes structures géologiques très récentes sont rares. On observe par exemple que des grands bassins fluviaux et leurs estuaires (Mississippi, Amazone, Rhone ...), se trouvent à peu près tous sur des structures géologiques très anciennes (Potter, 1978), réactivées de diverses manières au cours des temps géologiques, en fonction de la direction des déformations de la croûte continentales. A une moindre échelle c'est aussi le cas de la vallée du Salagou : on s'aperçoit ainsi que la vallée actuelle se superpose sur des structures hercyniennes du bassin de la ruffe (Fig. 1 et 3), vieilles de plusieurs centaines de millions d'années, comme le montre l'étude des jeux successifs des failles* du Mas Blanc, des Aires, des Cévennes, et d'Olmet (Horrenberger and Sirieys, 2000 ; Saint Martin, 1992).

Les trois aspects la ruffe

Le terme de ruffe est particulier au Permien du lodévois, et est équivalent au nom de "rougier" donné au permien rouge du bassin de Saint Afrique. Dans le Lodévois les auteurs réservent le terme de " ruffe " pour la roche massive et homogène rencontrée dans les secteurs d'Octon et de Celles (Fig. 3), et qui se trouve au-dessus du permien "rouge et gris" qui affleure depuis Rabejac en direction du Puech, et qui présente des alternances de couches d'argilite rouge, de grès fluviatiles, et de lits gris sombre à noir charbonneux, riches en fragments de plantes (Alabouvette et al. 1982; Odin et al. 1987) (fig. 1). La ruffe sensu stricto correspond à des dépôts de plaine d'inondation en milieu aride, et que l'on désigne sous le nom évocateur de playa* (Odin et al., 1987). Il ne s'agit pas de plages comme on les connaît sur nos littoraux sableux, mais d'immenses vasières qui venaient combler les dépressions des piémonts de la chaîne hercynienne, et dans lesquelles les fractions sédimentaires les

plus fines, des argiles et des sables très fins transportées par le vent ou apportées par des écoulements irréguliers et souvent sans exutoirs. Une image actuelle de milieu géographique de "playa" se rencontre dans les petites dépressions du pourtour du Sahara et auxquelles on donne le nom de "Sebkhas", comme la sebkha Tah au sud du Maroc.

Le dépôt de la ruffe est contemporain d'un approfondissement fond du bassin (Odin et al., 1987) (Lopez 2015) provoqué par le jeu des failles du Mas Blanc et des Aires, ce qui a permis l'accumulation de 2000 m à 3000 m de sédiments. Pour de la ruffe compactée ceci correspond à un taux de sédimentation variant de 0,2 à 0,3 mm/an, qui est aussi le taux de la subsidence* tectonique, car l'absence de sédiment attestant de la présence d'un lac permanent et profond, ou de sel marquant la présence d'une dépression fermée et asséchée, montre que l'enfoncement tectonique a été compensé par la sédimentation.

Le secteur d'Octon, Celles et Cartel où se trouve la ruffe massive présente des caractéristiques morphologiques très particulières. L'homogénéité de la roche et son érosion relativement facile produit des versants en chaloupe montrant des courbes très progressives, depuis une forte pente en haut de versant jusqu'à une tendance à l'horizontalité au bas. Une telle morphologie de versant est possible par la présence des coulées de basalte qui forment un plan protecteur au dessus de la ruffe, et forment parfois même des escarpements verticaux en dessous desquels la pente de ruffe débute avec une pente forte.

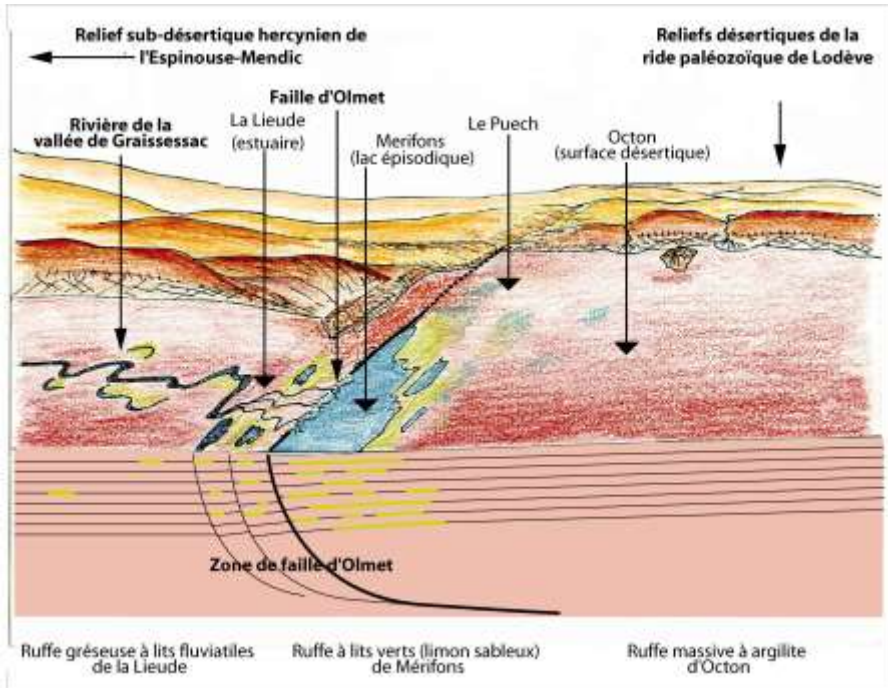


Fig. 3. Représentation imagée du paysage du bassin permien de la ruffe, montrant schématiquement l'effet de la faille d'Olmet pour la différenciation des trois types de ruffe, de droite à gauche : (1) la ruffe d'Octon, argilite massive et homogène, (2) ruffe de Mérifons avec épisodes lacustres, et (3) la ruffe de La Lieude avec lentilles de grès.

En allant vers l'ouest on découvre dans les environs de la Chapelle de Mérifons, l'intercalation dans la ruffe rouge de lits centimétriques gris vert qui présentent un contraste de couleurs saisissant (fig. 3). Ces niveaux clairs sont des dépôts de sable très fin, avec un ciment légèrement carbonaté. en surface des couches on pourra observer des ondulations qui dénotent la présence d'une tranche d'eau au moment du dépôt. Ce ne sont pas des rides formées par un courant (les rides sont symétriques et de faible ampleur) mais par le battement de la surface agitée par le vent. Vers le haut la transition avec le retour de la ruffe rouge se fait souvent par

l'intermédiaire d'une surface présentant des fentes de dessiccation, indiquant que l'épisode lacustre s'est terminé, et que la sédimentation de la ruffe classique a repris. La succession verticale des épisodes gris vert indique que ces épisodes lacustres se reproduisaient à des intervalles irréguliers pouvant aller de quelques dizaines à quelques milliers d'années, suivant une estimation qui peut être tentée à partir du taux moyen de la sédimentation de la ruffe, qui correspond à environ 2000m de sédiments ens ou moins régulier,

Puis plus encore vers l'Ouest, depuis les environs de la Lieude et au-delà, on voit apparaître dans la ruffe, en plus des niveaux gris-vert de sédiments lacustres, des bancs plus épais mais discontinus de couleur grise, constitués de grès plus ou moins grossiers. Le sédiment gréseux et les couches inclinées à l'intérieur des bancs indique qu'il s'agit d'un dépôt de lit de rivière (Odin et al., 1987; Odin et al., 1986; Saint Martin, 1992). Plus encore vers l'ouest les grains de ces grès deviendront de plus en plus grossiers (Gèze, 1979), Alabouvette et al. 1982).

Cette augmentation de la taille des grains de l'Est vers l'Ouest montre qu'on se rapproche de la source des apports détritiques.



;

Photo 1. Le ruffe typique, observée dans la secteur d'Octon et de Celles. Argilite homogène et compacte, avec de rares lits silteux pouvant présenter des polygones de dessiccation.

La ruffe est une roche compacte et dure lorsqu'elle reste dans le sous-sol, mais se qui se délite facilement en petits fragments lorsqu'elle est exposée aux intempéries. Malgré cette érosion facile, le haut des versants de la vallée du Salagou présente souvent de très fortes pentes car la ruffe est recouverte par des terrains qui la protègent de l'érosion et forment des bordures en falaise. Entre Brenas et le col de la Merquière, puis plus à l'Ouest entre Salasc et le versant de Liausson, il s'agit de la couverture mésozoïque*, succession de terrains gréseux puis carbonatés qui constituent le soubassement du Causse (Alabouvette et al., 1982). Mais là où la couverture mésozoïque n'existe pas, comme dans la basse vallée du

Salagou - vers Octon et Celles par exemple -, la ruffe est recouverte par les coulées de basalte* du complexe volcanique de l'Escandorgue (Alabouvette et al., 1982; Gèze, 1979). Les premières datations ont attribué à ce volcanisme un âge entre variant 2.5 et 1.5 Ma (Alabouvette et al., 1982), mais la synthèse récente de Dautria et al. (2010) en donne un âge de 1,5 Ma. Des brèches et des scories basaltiques marquent la présence de bouches volcaniques locales, notamment à Camilongue, Carols et au Puech Rouch (Fig. 1). Près de Lacoste une coulée volcanique locale située 30 à 40m au-dessous de la table basaltique principale pourrait dater de seulement 0,7 Ma (Alabouvette et al., 1982). Une situation analogue semble exister près d'Octon au-dessus du Mas Hébrard.



Photo 2. La ruffe observée à La Lieude (en haut à gauche le Castelas de Mérifons). Les bancs d'argilite sont intercalés de lits de silt gris-vert marquant des épisodes lacustres temporaires, souvent surmontés de polygones de dessiccation.



Photo 3. La ruffe à La Lieude. L'argilite est intercalée à la fois de lits de silt (épisodes lacustres) et de grosses lentilles de grès provenant de lits de cours d'eaux divagants.

Failles et structures

La carte géologique de Alabouvette et al. (1982) montre que les couches sédimentaires de la ruffe de la vallée du Salagou, et de tout le Permien du lodévois en général, sont inclinées très régulièrement de 10 à 20 degrés vers le sud. Une des règles les plus anciennes de la géologie structurale des terrains sédimentaires est de considérer qu'un sédiment qui se dépose se dispose toujours à l'origine suivant des couches horizontales. Seuls des cas particuliers facilement reconnaissables dérogent à cette règle. La ruffe qui est un sédiment très fin déposé par décantation, c'est à dire en l'absence de courant, détermine à son dépôt une horizontale quasiment parfaite. L'inclinaison des couches, que l'on nomme en géologie le pendage,

correspond à un basculement qui s'est produit après le dépôt du sédiment. Les pendages des couches sont mesurés et notés sur les cartes par les géologues, et la carte réalisée par Alabouvette et al (1982) montre que ces pendages ont tendance à être plus faibles vers le sommet de la ruffe, ce qui indique que le basculement de ces couches a été acquis durant le dépôt, les couches les plus anciennes étant plus inclinées que les plus récentes. Ce basculement a commencé après le dépôt du permien rouge et gris du Puech et de Rabejac (Lopez, 2015) et s'est poursuivi durant le dépôt de la ruffe massive et poursuivi après, les derniers niveaux de ruffe situés sous les terrains discordants* du mésozoïque étant eux aussi inclinés. Ce basculement s'est fait par un enfoncement de la partie sud du bassin de la ruffe par rapport à la partie nord le long des failles du Mas Blanc et des Aires (Saint Martin, 1992), correspondant à un étirement de la croûte terrestre de direction N-S (Horrenberger and Sirieys, 2000). C'est cette même bordure faillée héritée du Permien qui constitue actuellement le versant sud de la vallée du Salagou.



Photo 4. Dans le secteur de Mérifons, fractures dans la ruffe scellées par les dépôts lacustres, et marquant l'activité de la zone de faille d'Olmet au cours du Permien.



Photo 5. Détail de fracture ouverte au fond du bassin permien de la ruffe et remplie par le dépôt de silt. Structure sédimentaire liée au fonctionnement d'une faille normale (voir figure 3).

La présence de failles constitue un élément important du bassin versant du Salagou. On voit sur la figure 1 que la partie orientale de la vallée et le secteur de la Lergue entre Cartel et Rabieux, s'inscrivent dans un quadrilatère de failles, faille des Cévennes à l'Est, faille d'Olmet à l'Ouest, faille des Aires au Sud et le faisceau de petites failles de la ride de Lodève au Nord. La vallée du Salagou en particulier se trouve bordée au sud par la faille des Aires et sa connexion vers l'Est avec la faille des Cévennes, et vers l'Ouest avec la faille du Mas blanc. On a vu précédemment que cette dernière existait déjà au Permien, où elle délimitait au sud le bassin de la ruffe et a permis le basculement anté-triasique du bassin. Plus tard au cours du Mésozoïque son fonctionnement a provoqué la formation d'un haut fond marin sur lequel se sont formées les dolomies récifales de Mourèze (Alabouvette et al., 1982; Gèze, 1979; Horrenberger and Sirieys, 2000; Saint Martin, 1992). L'autre faille

importante de la vallée du Salagou est la faille d'Olmet (Fig. 1) (Alabouvette et al., 1982; Gèze, 1979). En fait il s'agit en fait d'une zone de faille d'environ un à deux kilomètres de large, de direction N-S à NNE-SSW, et de direction parallèle à la partie méridionale de la faille des Cévennes (Horrenberger and Sirieys, 2000). La zone de faille d'Olmet est soulignée par des intrusions de filons* (ou dykes*) de roche volcanique de direction N-S, et est jalonnée de necks* (La Roque, Castelas de Mérifons), le tout étant associé aux épanchements de basalte du complexe de l'Escandorgue. Bien que de direction méridienne...

ICI

Les cheminées volcaniques sont souvent situés près de l'intersections de failles d'importantes (Beccaluva et al., 1983). Ici par exemple on remarque que la bouche volcanique de Camilongue est à l'intersection des failles d'Olmet et des Aires, et celle du Puech Rouch à la jonction de la faille des Aires avec la faille des Cévennes. Tout cela atteste d'une activité de ces failles au cours du Quaternaire*.

Dans la vallée du Salagou, la direction des filons de basalte est préférentiellement méridienne, comme l'est la zone de faille d'Olmet, que le bzasalte utilise pour s'élever zau travers de la croute. Entre La Roque et le pied du Castelas, on observe à proximité des filons de basalte des fractures* transverses ou très obliques aux filons, présentant des ouvertures pouvant atteindre plusieurs centimètres et des remplissages de calcite plus ou moins mêlé de fragments de ruffe. La relation avec les filons de basalte montre que ces fractures sont antérieures aux filons, et correspondent à une activité plus ancienne de la faille d'Olmet. Du fait qu'il n'y a pas ou très peu de calcite dans la ruffe, la calcite qui tapisse les fractures pourrait provenir de la couverture mésozoïque, et marquerait donc un

fonctionnement de la faille d'Olmet durant le mésozoïque. Saint Martin (1992) mentionne par exemple des fractures calcifiées de direction sensiblement W-E en liaison avec une extension N-S, et qu'il relie à l'extension entre plaques du début du Mésozoïque quand le domaine méditerranéen s'est ouvert. Plus récemment Horrenberger et Sirieys (2000) mentionnent une activité de la faille d'Olmet en extension approximativement E-W au cours du Mésozoïque ainsi qu'au Tertiaire.



Photo 6. Zone de fractures avec cristallisation de calcite, renforçant la ruffe contre l'érosion, et formant un escarpement. Zone de la faille d'Olmet, près de La Roque.



Photo 7. Arête saillante dans la ruffe, formée par une zone de fractures calcitisées. Zone de faille d'Olmet, près du pont du Salagou.



Photo 8. Fractures calcitisées recoupées par le filon volcanique de La Roque, indiquant l'antériorité des fractures par rapport au filon. Sur quelques dizaines de centimètres au bord du filon la ruffe est plus dure et forme un bourrelet en relief, résultat probable d'une légère "cuisson" de l'argilite.

Le volcanisme et l'érosion

L'ensemble des structures volcaniques, filons et necks* essentiellement, mais aussi les fractures plus anciennes renforcées par les calcifications, constituent une solide armature pour la ruffe. Il est probable aussi que la calcification a pu cimenter localement la ruffe, tout comme les filons de basalte ont pu "cuire" une petite bordure de ruffe. Ceci expliquerait que la ruffe soit plus résistante à l'érosion à proximité des filons et des fractures, et puisse présenter dans ces secteurs des falaises verticales et même parfois des surplombs dépassant la dizaine de mètres. Cette résistance à l'érosion plus marquée au long de la faille d'Olmet permet aussi de comprendre la présence du promontoire du Castelas de Mérifons, et l'étranglement de la vallée du Salagou entre La Lieude et Camilongue, là où le Salagou coupe le tracé de la faille d'Olmet.

4 - La vallée du Salagou, juste avant les dernières éruptions volcaniques

Dans de nombreux secteurs de la vallée du Salagou, Octon, Basse, Mérifons, Celles, Mas-Canet, les sommets portent des "plans" ou "planas" (Plans de Basse, de Carols, planas du Mas Bas) qui culminent à des altitudes assez constantes, variant généralement de 375 à 400m. Ces plans correspondent tous à la présence d'une couche basaltique épaisse de quelques dizaines de mètres, une centaine au plus, et provenant du complexe volcanique de l'Escandorgue (Alabouvette et al. 1982, Dautria et al., 2010). L'alignement des altitudes d'un plan à l'autre suggère que ces plans ont constitué à l'origine une surface unique, sur laquelle les coulées basaltiques sont venues combler préférentiellement les parties les plus basses, fonds de vallée et dépressions. En reliant par l'imagination ces différents plans on peut reconstituer la vallée du Salagou telle qu'elle était à l'époque où le volcanisme de l'Escandorgue s'est répandu.

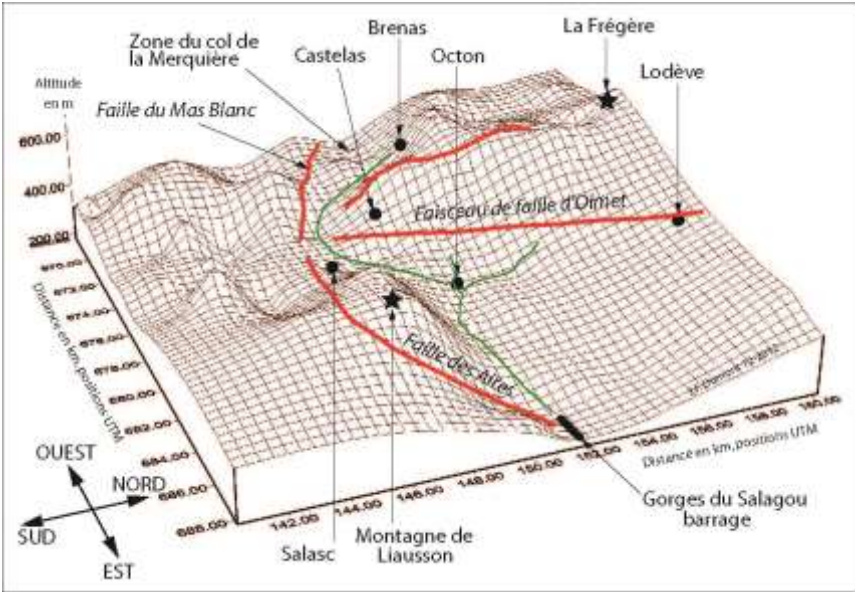


Fig. 4. Présentation 3D (logiciel Surfer) de la morphologie de la surface pré-volcanique, réalisée à partir de 200 points d'altitudes repérés à la base de la couche basaltique tabulaire sur la carte géologique de Lodève (Alabouvette et al., 1982) et de Bédarieux (Bogdanoff et al., 1984). La région couverte est la même que pour la figure 2. On remarquera un ample versant allant du Castelas jusqu'à Lodève. La partie haute de la vallée du Salagou vers Brenas et la col de la Merquière est peu marquée, et se différencie nettement d'une partie basse centrée sur Octon.

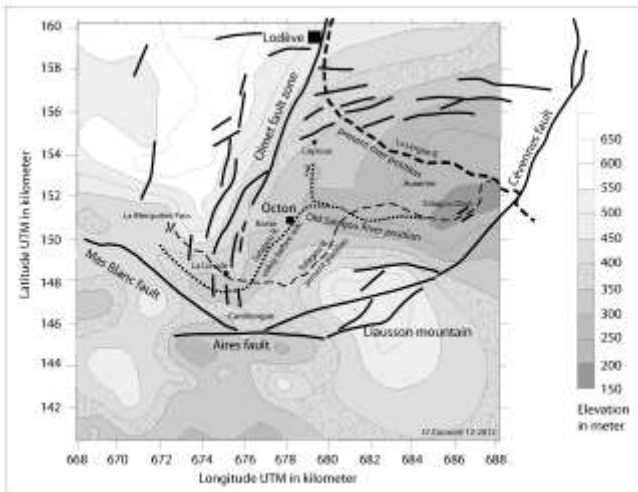


Fig. 5. Représentation cartographique par courbes de niveaux de la surface pré-volcanique de la figure 3. La position des failles est reprise des cartes géologiques (Alabouvette et al., 1982; Bogdanoff et al., 1984). On remarquera l'unicité du versant Salagou-Lergue encadré par un parallélogramme de failles : des Cévennes à l'Est, d'Olmet à l'Ouest, des Aires au Sud, et de la ride de Lodève au Nord. Les tracés en bleu sont les cours actuels du Salagou et de la Lergue. Le tracé en jaune est la vallée du Salagou tel qu'il apparaît sur la surface pré-volcanique. Noter l'ample zone plane du col de la Merquièrre.

Nous avons essayé de matérialiser digitalement cette surface imaginaire. Mais pour cela nous n'avons pas pris comme référence la couche volcanique, car la surface sommitale des appareils et des coulées a été rendue irrégulière du fait de l'érosion qui est intervenue depuis. Plus simplement nous avons considéré l'altitude de la base de l'épanchement basaltique, car ce niveau est facile à repérer dans le paysage et sur la carte géologique, avec une précision d'altitude de $\pm 5\text{m}$. Le complexe volcanique de l'Escandorgue est estimé avoir été actif entre 2,5 et 1,5 Ma avant notre époque suivant Alabouvette et al. (1982), mais un âge plus précis de 1,5 Ma a été calculé par Dautria et al. (2010). L'épisode volcanique de l'Escandorgue a probablement été relativement court car on observe peu de coulées basaltiques, et une coulée est un phénomène géologiquement très court). On peut donc estimer que la surface morphologique sous-jacente est juste antérieure à l'âge du volcanisme. On pourra donc lui attribuer un âge dans une fourchette large allant de 2,5 à 1,5 Ma, et plus vraisemblablement un âge juste antérieur à 1,5 Ma en considérant la datation de Dautria et al. (2010).

Pour restituer la surface de base des épanchements volcaniques on a relevé la position géographique (latitude et longitude) et l'altitude de 200 points choisis de manière aussi dispersée que possible. Ces points ont ensuite été traités à l'aide du logiciel Surfer pour réaliser une carte en courbes de niveaux (Fig. 3 et 4). Dans le secteur proche de Lodève où le volcanisme est absent, on a considéré l'altitude des sommets locaux, majorée arbitrairement de 20m pour tenir compte de l'érosion intervenue depuis. Cette

correction est une approximation fondée sur la valeur maximale du taux d'érosion calculé par Séranne et al. (2002) dans la vallée de l'Hérault, mais que nous avons minorée du fait que nous considérons ici les sommets, et non pas le fond de la vallée qui se creuse plus rapidement que ne s'abaissent les sommets.

Le résultat obtenu est présenté en vue 3 dimensions dans la figure 3 et en carte avec courbes de niveaux dans la figure 4. En vue 3D (Fig. 3) la vallée du Salagou présente vers le Nord un vaste versant régulier, en pente douce et en forme d'éventail, appuyé vers l'Est contre le versant pentu la zone de faille d'Olmet, vers le nord sur la ride de Lodève, et se prolongeant à l'Est de Lodève vers St Michel de Grandmont et St Jean de la Blaquièrre. Le tracé de la Lergue est incertain, et pourrait avoir été en partie commun avec le Salagou plus en amont de sa confluence actuelle.

La haute vallée du Salagou entre La Lieude et le col de la Merquièrre est déjà bien dessinée, mais suit de plus près que maintenant la faille du Mas Blanc (Fig. 3). Au niveau de La Lieude le tracé du fond de la vallée tourne nettement vers le NE en suivant un versant parallèle à la zone de faille d'Olmet. La zone du col de La Merquièrre qui est actuellement un interfluve étroit et en pente forte à la fois vers l'Est et vers l'Ouest formait alors un espace ample et peu incisé. Le drainage issu du versant du Causse situé au nord du col a sur le modèle un tracé incertain, qui semble pouvoir descendre la pente et traverser la faille du Mas Blanc vers le ravin de la Crompe.

Vers le Sud-Ouest le relief était peu différent de ce qu'il est actuellement. Le long épaulement à culmination plane qui va de Carlencas jusque vers Lacoste en suivant le tracé de la faille du Mas Blanc - et plus à l'Est la faille des Aires - marque la bordure de la vallée pré-volcanique du Salagou, et se superpose à la structuration du bassin de la ruffe lodévoise au Permien.

En regardant maintenant la position des principales failles (Fig. 3 et 4), on s'aperçoit que la vallée du Salagou, telle qu'elle était juste avant les éruptions de l'Escandorgue, s'inscrit dans un polygone structural formé par la faille des Cévennes à l'Est, d'Olmet à l'ouest, la zone de failles de la ride de Lodève au nord, et la faille des Aires, que l'on peut considérer comme une liaison entre l'extrémité courbée de la faille des Cévennes et la faille du Mas Blanc. C'est une confirmation de ce que suggérait auparavant l'observation de la carte géologique.

5 - La vallée du Salagou au tournant du Quaternaire

La vallée qui va se former après l'épisode volcanique ne sera plus dans la continuité de l'évolution morphologique antérieure, car là où elles sont présentes les coulées volcaniques vont rompre cette continuité.

Le basalte est un magma à écoulement liquide. Il s'épanchera donc préférentiellement au fond des vallons et dépressions de la morphologie pré-volcanique, qu'il remplira plus ou moins complètement avant de se refroidir. Par ailleurs il est plus résistant que la ruffe vis-à-vis de l'érosion verticale, surtout lorsqu'il forme une coulée massive et prismatique*. La protection fera défaut aux secteurs de ruffe restés en relief et qui n'ont pas été recouverts par la coulée basaltique. Ainsi, lorsque l'érosion reprendra, elle sera plus forte sur les parties qui étaient précédemment en relief. Il se formera ce que l'on appelle une inversion du relief : les parties protégées par le basalte apparaîtront progressivement en relief par rapport aux parties qui n'ont pas été recouvertes du fait de leur position topographique plus élevée. Cependant, comme le précise Alabouvette et al. (1987) ce phénomène d'inversion du relief reste local. Il concerne les vallées secondaires et non l'ensemble du relief. On l'observe par exemple dans la montée au plan de Basse depuis Octon : on voit dans l'escarpement au bord de la route que la coulée volcanique du plan de Basse est double, et que les couches

sédimentaires qui séparent ces deux coulées marquent la présence d'une dépression locale. Mais à échelle de l'ensemble de la vallée du Salagou la position générale de l'axe de la vallée reste sensiblement à la même place avant et après l'épisode volcanique. On remarque aussi que les bouches volcaniques localisées sur des zones en relief sont restées des reliefs par la suite, parmi lesquelles Carols, le Puech-Rouch et Camilongue, et aussi, bien sûr, l'ensemble de l'Escandorgue plus au Nord.

La position de certaines de ces bouches volcaniques, comme celles du Puech-Rouch et de Carols, ont formé un épaulement qui va contribuer à scinder en deux le versant morphologique continu de l'ancienne vallée pré-volcanique, et permettre l'individualisation de la vallée du Salagou. Vers l'Est (secteur Lodève-Le Bosc) la protection volcanique est absente ou clairsemée et l'érosion va donc se poursuivre en formant la vallée très ouverte de la Lergue. Vers l'Ouest par contre un drainage indépendant et plus incisif va se développer, avec des secteurs protégés de l'érosion qui resteront perchés en formant les différents " plans ", et d'autres antérieurement en relief et dépourvus de protection qui vont s'éroder à la vitesse de la ruffe nue. C'est cette différence d'évolution qui va donner à la vallée du Salagou actuel ses caractères morphologiques et paysagers si particuliers.

La zone de faille d'Olmet constituait une bordure morphologique occidentale pour la vallée pré-volcanique du Salagou, mais la zone de faille semble avoir été dégagée et isolée du fait de la progression vers l'ouest de l'érosion dans la haute vallée du Salagou, sous Brenas, et de la meilleure résistance à l'érosion de cette zone de faille pour les raisons indiquées plus haut.

6 - La vallée des dernières périodes glaciaires

Au pied des versants de la vallée actuelle du Salagou on observe en différents endroits des éléments de surface inclinés en pente douce vers le bas de la vallée, et qui sont souvent cultivées, ou l'ont été dans le passé historique. Ces facettes ressortent très bien dans le paysage surtout en fin d'été par leurs surfaces dorées (Photos 1 à 3), et figurent souvent avec un nom particulier sur la carte topographique au 1/25 000^{ème} (IGN, 2001).

Dans la partie haute de la vallée, sous le col de la Merquière (Photo 1) et sous Brenas (Photo 2), les facettes de ce type (Redondel, Villelongue, Les singles) sont plus petites et sensiblement plus inclinées que dans la partie basse, et sont entaillées par des versants très incisés et des bad-lands*. En aval de la La Lieude, on observe deux grands secteurs présentant des facettes beaucoup plus vastes méritant le nom de surfaces morphologiques ou de terrasses. Il s'agit de la partie haute du Planas de Mérifons où se trouve la chapelle, et une grande surface allant de Moural au Nord (côté Octon) à La Tour d'Olivier au Sud (coté Mérifons) (Photo 3). Le plan du Moural se trouve à une altitude de 200 à 210 m, et son bord inférieur domine de 50 à 60 m le fond de la vallée du Salagou. Que ce soit dans la partie haute de la vallée ou dans la partie basse, les différentes facettes observées se correspondent en altitude, et semblent donc avoir formé initialement une surface continue qui s'élève progressivement vers l'amont de la vallée. On est donc amené à faire l'hypothèse d'une origine commune pour ces différents éléments de surface.

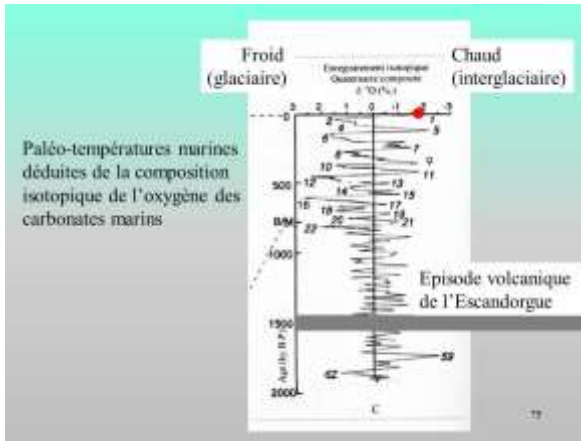


Fig. 6. Courbe de variation de l'isotope de l'oxygène* qui établit les variations climatiques au cours du Quaternaire. Les périodes glaciaires sont à gauche (numéros pairs) et les périodes interglaciaires à droite (numéros impairs). Le point rouge indique l'époque actuelle. Le volcanisme de l'Escandorgue s'est produit durant une période de climat doux. Repris de Burbanks et Anderson, 2001.

Géographiquement ces surfaces correspondent à ce que l'on appelle des "terrasses d'érosion", c'est-à-dire des surfaces qui tranchent de manière plane la roche sous-jacente, et reposent donc en discordance* sur la ruffe. Un horizon pédologique* de quelques décimètres représente un sol brun incluant des fragments de roches de tailles et d'origines diverses (roches volcaniques mais aussi sédimentaires provenant de la couverture mésozoïque). Sur la carte géologique de Alabouvette et al. (1982) la terrasse du Moural est interprétée comme une surface formée au cours de l'époque glaciaire du Riss, à laquelle on attribue un âge entre 130 000 et 200 000 ans avant notre époque (Riser, 1999) (Fig. 6). Précision importante, il s'agit ici de l'époque, et cela ne sous-entend donc pas la présence d'un glacier ! Mais il est probable que le régime des précipitations était bien différent durant ces périodes froides du régime méditerranéen que nous avons actuellement, alors que nous sommes, rappelons-le, en pleine période interglaciaire (elle a commencé il y a 10 000 ans).

On dispose de peu d'éléments précis sur le climat des Cévennes durant les époques glaciaires du Quaternaire, mais on peut en avoir une idée avec le climat à l'époque du "Petit Âge Glaciaire"*, époque plus froide intervenue de la Renaissance jusqu'au début de l'époque moderne (1550-1850 approximativement), et documentée par différentes études. Suivant Le Roy Ladurie (1883) le climat a été marqué par des périodes d'humidité et de précipitations, avec des étés " pourris ". Cela signifie pour la végétation une couverture herbacée qui peut se maintenir en été, protégeant mieux le sol, limitant l'érosion et la formation de rigoles. Un tel climat peut former des versants au profil plus régulier et aux surfaces plus continues, empêchant ou limitant la formation des incisions et des bad-lands que l'on observe actuellement, et qui caractérisent les conditions actuelles.

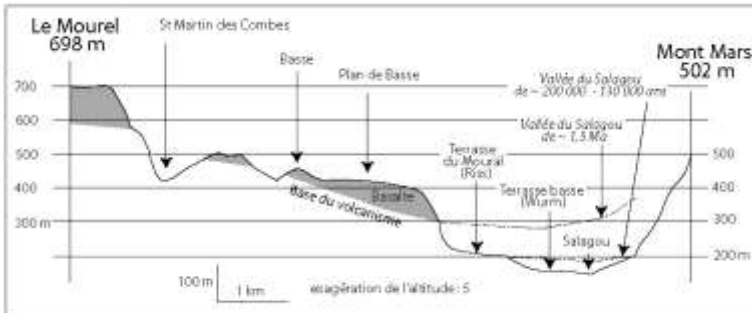


Fig. 7 . Coupe topographique entre le M^t Mars et la M^t Le Mourel.

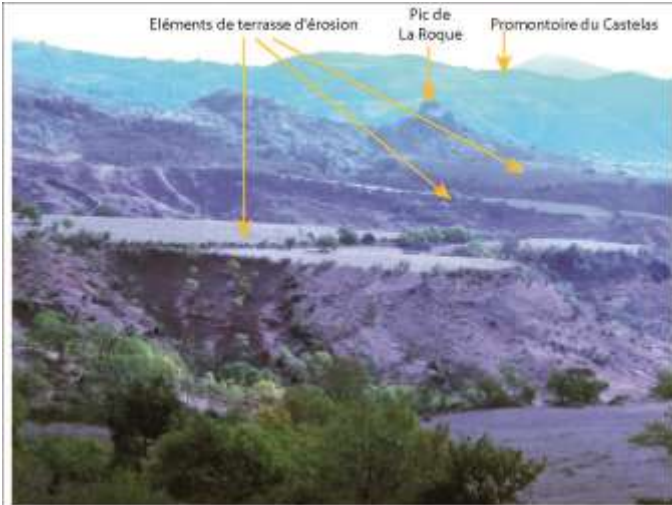


Photo 9. Vue des terrasses en amont de La Roque, observées depuis la montée au col de la Merquière. L'élément de terrasse le plus proche est le Redondel; son bord inférieur domine de 30m la vallée du Salagou.



Photo 10. Vues des éléments de terrasses sous Brenas, entre La Roque et le Castelas. On remarquera la continuité apparente de ces surfaces qui semblent dessiner une ancienne surface continue.

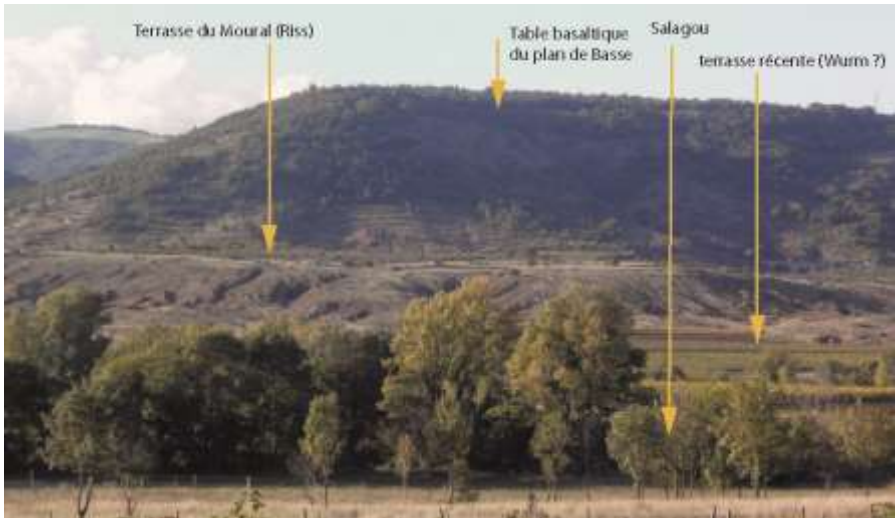


Photo 11. Vue de la terrasse du Moural en regardant vers l'Est, depuis la route de Salasc vers Octon. Cette surface recoupe la ruffe sous-jacente et s'élève lentement vers l'Ouest et vers le Nord, formant un rebord en bas du versant du Plan de Basse. De la photo 1 à la photo 3, en progressant vers l'Est, on observe des éléments de terrasse de plus en plus amples et continus. La terrasse du Moural est interprétée par Alabouvette et al. (1982) comme une terrasse haute (25-35m) datant de l'époque glaciaire du Riss, il y a environ 160000 ans, et dominant une terrasse plus basse (10-20m) rapportée à la dernière époque glaciaire du Wurm, il y a environ 60000 ans.

La dernière période glaciaire qui est intervenue approximativement entre -110 000 ans et -20 000 ans et nommée habituellement " Wurm " (Riser, 1999) a aussi produit des surfaces régulières, qui se trouvent logiquement à un niveau intermédiaire entre les surfaces de l'époque "Riss" et le fond actuel de la vallée. Il s'agit des surfaces de Malavieille, de l'Arnède, de La Plaine de Salasc et des Causses du Mas de Carles à Octon, dont les parties basses se trouvent à une dizaine de mètres au dessus du lit actuel du Salagou (Alabouvette et al., 1982).

7 - Mesurer le creusement de la vallée

Mesurer la vitesse de creusement d'une vallée relève en théorie d'un calcul très simple : il suffit de diviser la profondeur de la vallée par le temps passé pour son creusement. Dans la pratique la mesure de profondeur de creusement ne pose pas de difficulté, car on déterminera facilement cette valeur avec un altimètre ou sur une carte topographique. Par contre la détermination de l'âge de la - ou des - surface(s) haute(s) sera souvent beaucoup plus difficile à établir avec une précision suffisante pour que le calcul ait un sens. Dans le cas de la vallée du Salagou on dispose d'au moins deux surfaces pour lesquelles des calculs ou des estimations d'âges ont été donnés avec une précision acceptable pour tenter de calculer un taux de creusement moyen de la vallée. La plus ancienne - et donc la plus haute - est la surface pré-volcanique, et venant en dessous est la terrasse de l'époque glaciaire Riss. Il y aurait aussi plus bas la terrasse de l'époque Wurm, mais la dernière glaciation a été longue et fluctuante, et le calcul sur des différences d'altitudes faibles et des âges peu précis augmente les risques d'erreur. Il s'agira donc plus d'un élément de vérification que de calcul pour déterminer un taux de creusement, et nous concentrerons notre calcul sur les deux surfaces les plus anciennes et les plus hautes.

En ce qui concerne la surface haute nous utiliserons pour le calcul la surface basale de l'épanchement du plan de Basse, qui se trouve à une altitude de 350 m. La vallée du Salagou la plus proche se trouve à une altitude de 143 m, soit 207 m plus bas. Le calcul du taux de creusement vertical de la vallée pour la limite basse, qui est aussi l'âge le plus vraisemblable (1,5 Ma) est de 0,14 mm/an, et pour la limite haute (2,5 Ma) il est de 0,08 mm/an. Par approximation pour la suite, on retiendra un taux moyen de creusement de 0,11 ±0,03 mm/an.

En ce qui concerne la terrasse du Moural formée durant la période du Riss, son bord le plus bas se trouve à une altitude de 200

m, soit 50 m au dessus du lit du Salagou dans ce secteur. Il faut cependant effectuer une correction car la terrasse présente une pente de 2,5%, et son bord actuel se trouve à 1 km du lit du Salagou. La pente d'une terrasse ayant tendance à diminuer vers le bas nous estimerons à 20 m le dénivelé correspondant au kilomètre manquant pour arriver lit du Salagou. En conséquence le creusement depuis la période Riss peut être estimé à environ 30 m. La période Riss a duré entre -200 000 et -130 000 ans (Riser, 1999), ce qui nous permet de calculer deux taux extrêmes dont les valeurs respectives sont de 0,23 mm/an (depuis 130 000 ans) et 0,15 mm/an (depuis 200 000 ans). Nous prendrons par simplification pour la suite une valeur moyenne basée sur 160 000 ans comme âge moyen de la période Riss, donnant un taux de creusement depuis cette date de 0,18 +/- 0,05 mm/an. Une estimation calculée dans le secteur de Campillergues, sur les pentes du col de la Merquière, donne un résultat assez voisin variant de 0,12 à 0,25 mm/an.

8 - Remarques sur les résultats du calcul du taux de creusement

Les taux de creusement calculés amènent à faire trois remarques : premièrement ces résultats sont relativement homogènes, deuxièmement la présence de coulées volcaniques semble avoir eu une influence sur le processus d'érosion, et troisièmement la considération de ces taux permet de mieux comprendre les phénomènes d'évolution du paysage.

La première constatation est que les valeurs obtenues sont cohérentes, et varient dans une marge d'environ 1 à 2,5 en tenant compte des fourchettes extrêmes du calcul. Mais, dans le détail, on peut relever que le taux d'érosion calculé pour la période récente, depuis le Riss (0,18 +/- 0,05 mm/an), est plus élevé d'un facteur de

1,3 à 1,5 par rapport au taux mesuré sur une période plus longue incluant les épanchements volcaniques ($0,11 \pm 0,03$ mm/an, et plus proche probablement de 0,14 mm/an).

Le second point confirme ce que la morphologie nous avait suggéré précédemment, c'est-à-dire l'importance de la couverture de coulée volcanique pour l'évolution de la vallée du Salagou. Le phénomène est parfaitement compréhensible : à son début l'érosion post-volcanisme a été plus effective sur les anciens reliefs dépourvus de la protection de coulées, ce qui peut expliquer un retard global du phénomène d'érosion. Mais une fois que s'est trouvé formé un nouveau réseau de drainage, la table basaltique est restée suspendue en bordure de versants escarpés et l'érosion a repris le taux qui s'exerce normalement sur la ruffe. Néanmoins la moindre érosion verticale exercée sur les tables basaltiques a préservé en relief de nombreux " plans " de la surface contemporaine du volcanisme, donnant à la vallée du Salagou des paysages au relief exagérément contrasté au regard de la résistance normale de la ruffe à l'érosion.

La dernière constatation est que les taux de creusement calculés sont en apparence très faibles : à échelle annuelle ou décennale ce creusement est peu ou pas perceptible, et à échelle du siècle, il ne représente que 1 à 3 cm. Mais comme pour tous les phénomènes géologiques il faut considérer le temps et l'espace pour en comprendre la portée réelle. On a vu qu'en à peine plus d'un million d'années, la vallée du Salagou s'est approfondie de plusieurs centaines de mètres. Une autre manière de visualiser les phénomènes sur le long terme est l'estimation des volumes et des masses impliqués. Par exemple un taux d'érosion de 0,1 mm/an correspond en volume à 1 dm^3 de roche par m^2 et par an, et à l'évacuation annuelle de 100 m^3 de roche par km^2 de paysage au fond de la vallée. Il s'agit d'une indication moyenne qui ne tient pas compte des facteurs locaux, concentration du drainage, nature locale de la roche,

faisant que certains secteurs peuvent se trouver temporairement épargnés pendant que d'autres sont érodés plus intensément.

9 - Et demain, l'Orb dans la vallée du Salagou ?

Dans le long processus d'érosion d'un relief montagneux, le réseau de drainage se développe progressivement de l'aval vers l'amont à des vitesses variables en fonction des précipitations, de la sensibilité des roches à l'érosion, et des structures géologiques. Certaines rivières peuvent s'accroître en longueur plus rapidement que d'autres si elles traversent des terrains d'érosion plus facile, ou si elles sont guidées par des structures qui facilitent la concentration du drainage. Lorsque un réseau de drainage est suffisamment développé et vient toucher la limite structurale du bassin hydrographique, la poursuite de l'érosion des rivières les plus actives finit par repousser cette limite, ce qui peut amener à la capture* d'éléments de drainage du bassin voisin.

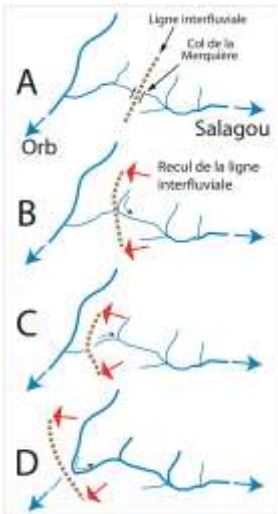


Fig. 8. Schéma montrant le déroulement d'une capture fluviale, adapté au cas du Salagou (en bleu) et de l'Orb (en rouge). Les étapes successives vont de A (état actuel) à D (capture réalisée). Les petites flèches indiquent le sens de l'écoulement. Observer le déplacement vers la gauche de la limite interfluviale entre les deux bassins de drainage.

Le phénomène de capture est très classique dans l'évolution des réseaux de drainage (Bishop, 1995; Schumm et al., 2000) mais ces phénomènes sont rarement observés au moment même où ils se produisent, car ils procèdent d'évolutions très lentes. L'analyse de la morphologie des versants permet cependant de reconnaître assez facilement les captures passées, ainsi que de déceler les situations faisant qu'une capture possible est en voie de progression. Qu'en est-il à ce sujet pour la vallée du Salagou ?

La vallée actuelle du Salagou se développe principalement vers l'Ouest, en direction du col de la Merquièrre. Vers le Nord, les vallées du Révérygnès, de la Marettte et du Lignous progressent peu - ou très lentement-, car elles affrontent directement le versant des Causses. Le col de la Merquièrre se trouve précisément sur l'interfluve entre le bassin hydrographique du Salagou (et de l'Hérault auquel appartient le Salagou) et celui de l'Orb. La reconstitution de la morphologie pré-volcanique (Fig 3) montre que cette zone interfluviale était anciennement plus ample qu'elle ne l'est actuellement, et qu'elle a été réduite à une étroite crête aux versants raides (Fig. 2) dans une phase d'érosion relativement récente, de moins de 1,5 Ma.

Le Salagou tout comme la Lergue coulent sur la ruffe, terrain d'érosion facile, alors que l'Orb traverse au nord du Bousquet d'Orb des terrains intrusifs et métamorphiques beaucoup plus résistants à l'érosion, puis d'autres carbonatés appartenant à la couverture mésozoïque au sud du Mas Blanc. Entre le Bousquet d'Orb et le Mas Blanc il traverse sur un court segment un corridor de ruffe, qui conduit vers l'Est au col de la Merquièrre, et qui représente l'extension occidentale de l'ancien bassin permien.

La différence entre les terrains traversés respectivement par l'Orb et la Lergue se traduit par une différence de creusement des vallées respectives : au Mas Blanc le lit de l'Orb se trouve à une

altitude de 214 m, alors qu'à l'extrémité orientale du corridor de ruffe le Salagou rencontre la Lergue à une altitude de seulement 68 m. Entre les deux, le col de la Merquièrre forme une crête à une altitude de 369 m. C'est ce que traduit le profil topographique entre l'Orb et la Lergue en passant par le col de la Merquièrre (Fig 2). Compte tenu du contexte géologique, le déséquilibre entre les vallées de l'Orb et de la Lergue ne pourrait qu'augmenter, et l'accroissement vers l'amont du Salagou vers le col de la Merquièrre et au delà se poursuivre. Il semble donc inévitable de voir un jour le Salagou effacer progressivement le col de la Merquièrre, capturer le Vernoubrel au passage, et remonter jusqu'à capturer l'Orb probablement au Mas Blanc, -car c'est le plus bas des point proches.

Il n'est bien sûr pas possible de dater dans le futur cette capture potentielle, mais on peut tenter de se faire une idée en extrapolant les taux de creusement que nous avons calculé précédemment. En considérant un taux d'érosion de 0,1mm/an, on trouve que le col de la Merquièrre pourrait être effacé en 1,5 Ma au plus. Une autre estimation peut être faite en considérant que la vallée du Salagou s'est reconstituée à son niveau d'érosion actuel et sur 20 km en 1,5 Ma, ce qui suggère une progression longitudinale moyenne de 1,3 cm/an. L'extrapolation de ce calcul indiquerait que le Salagou aura rejoint le Mas Blanc et capturera l'Orb dans moins de 0,6 Ma.

10 - Discussion et conclusion sur l'évolution du paysage en Languedoc

La géologie possède une dimension figurative qui permet de reconstituer les paysages anciens à partir des roches et des structures (Jonin, 2006; Michel, 1986).

Paysages et surfaces en Languedoc

L'analyse corrélative des surfaces morphologiques et des déformations tectoniques a permis à Séranne et al. (2002) de montrer que l'évolution du relief de la bordure cévenole a été lente, et s'est réalisée en plusieurs phases. Ces auteurs montrent que le réseau de drainage actuel est hérité de la modification du relief qui a suivi l'ouverture du Golfe du Lion au Miocène inférieur, il y a environ ~20 Ma. L'essentiel du relief actuel était acquis il y a près de 5 Ma, suite à un soulèvement de près de 700 m dans le secteur méridional de la faille des Cévennes, où se trouve le bassin de la ruffe lodévoise. Les incisions produites ultérieurement par érosion sont relativement modestes. Pour la haute vallée de l'Hérault au nord de St Jean de Fos, Séranne et al. (2002) calculent un taux de creusement de la vallée de l'Hérault inférieur à 0,04 mm/an, dans une série de calcaires mésozoïque plus résistant à l'érosion que la ruffe. Dans la vallée du Salagou, l'observation des éléments de terrasses permet de se faire une idée de la forme de la vallée à quelques époques du Quaternaire. Pour en faire revivre le paysage il ne resterait qu'à l'habiller des couvertures végétales de l'époque. D'une époque à l'autre les enveloppes des paysages ne sont pas les mêmes en raison du climat et de la végétation, mais on voit que les structures profondes, les failles notamment, conditionnent depuis plus de 300 millions d'années la position et le style de la vallée qui est actuellement celle du Salagou. Les quantifications apportées ici sont avant tout indicatives. Elles doivent être nuancées du fait qu'il s'agit de taux moyens alors que les phénomènes d'érosion agissant de manière discontinue. Les taux de creusement obtenus par le calcul varient de 0,1 à 0,25 mm/an. Les exemples comparatifs ne sont pas nombreux, mais pour la Meurthe et la Moselle il a été calculé un taux de creusement de la vallée de 0,11 mm/an (Cordier et al., 2004). Dans la vallée du Salagou les conditions méditerranéennes et la sensibilité de la ruffe à l'érosion expliquent probablement la plus forte érosion.

L'érosion des reliefs languedociens dans l'histoire

L'idée que l'érosion finit par aplanir les montagnes en évacuant le matériel par l'eau turbide des rivières est maintenant universellement acceptée. Mais bien que remontant à l'Antiquité Grecque, cette notion fut ensuite oubliée jusqu'à la Renaissance, et elle est encore loin d'avoir été intégrée par la culture scientifique de base.

Le Languedoc, avec son relief ciselé mais très accessible, avec des transitions morphologiques et géologiques bien visibles depuis des montagnes moyennement hautes à la végétation clairsemée permettant de voir le squelette de la terre jusqu'à la plaine littorale, a très tôt constitué un terrain privilégié pour développer les concepts de base d'une géologie naissante. C'est là qu'au 17^e siècle l'ingénieur Henri Gautier (1660-1737) fonda la notion d'érosion et de re-sédimentation, qui constitue un des fondements sur lesquels la géologie moderne s'est construite (Ellenberger, 1994, p. 155). Les mesures de turbidité des rivières du Languedoc permirent à Henri Gautier d'envisager une histoire de la terre nécessairement bien plus longue que ce que la tradition religieuse permettait alors de penser, et qu'il avait estimé, par prudence, à environ 35000 ans. Mais il a fallu attendre encore près d'un siècle et avoir des estimations plus précises de l'âge des reliefs pour que soient formulées des valeurs plus réalistes. C'est Antoine de Genssane, un autre pionnier de la géologie du Languedoc et défenseur lui aussi d'une histoire " longue " de la terre, qui apporta vers 1776 la première estimation chiffrée, en calculant que l'érosion abaissait les sommets des Pyrénées à un taux moyen de 10 pouces par siècle, soit de 2,7mm/an (ASNAT, 2012; Ellenberger, 1994, p.38). Le taux d'érosion de Genssane est incroyablement réaliste, et se situe dans la fourchette des valeurs actuellement admises. Cependant les études récentes montrent que pour les hautes montagnes le taux d'érosion ne correspond pas

forcément à un taux d'abaissement des sommets, car même après la fin de la tectonique principale de formation du relief de nombreux phénomènes physiques, hydrostatiques et tectoniques, peuvent moduler l'évolution de l'altitude alors que l'érosion se poursuit (Babault et al., 2009).

Les stigmates de l'évolution du paysage

Il faut quand même bien reconnaître que ce n'est pas en regardant un paysage inséré dans un relief plus ou moins complexe qu'on pourra se rendre compte des paysages successifs qui se sont succédé auparavant. On peut cependant observer les stigmates de l'érosion qui le ronge, comme les bad-lands et les mosaïques de surfaces que nous avons observés dans la vallée du Salagou. Il faut aussi remarquer que les actions de l'homme - terrasses, talus de contention, drainages, espaces construits ou recouverts ... - tendent à supprimer localement l'érosion, au point parfois de donner l'impression que l'érosion de l'ensemble du paysage est sous contrôle. Mais face à la manifestation épisodique de phénomènes climatiques extrêmes, on s'aperçoit que le blocage ou la réduction des voies normales du transit de l'érosion produit à terme une élévation des seuils de déclenchement d'inondations catastrophiques, charriant boues et roches.

Les paysages dans l'évolution géologique

L'excursion vers le futur qui fait envisager la capture de l'Orb par le Salagou n'est qu'un exercice de prospective qui n'engage à rien. Mais les tendances sont là, et ces phénomènes sont si fréquents sur les reliefs en cours d'érosion (Bishop, 1995) que le pari est peu risqué, même si la date de sa réalisation reste conjecturale. Des situations similaires ont déjà été décrites dans le Languedoc. Des phénomènes de capture ont été décrits dans le Minervois (Genna and

Capdeville, 2007), en relation avec des déformations lentes et progressives de la Montagne Noire (Larue, 2007). Dans le bassin hydrographique de l'Hérault, Wienin (1986) montre que la progression du cours supérieur de l'Hérault vers la limite avec le bassin du Tarn a capturé au passage la Dourbie. Dans le cas de la vallée du Salagou il est clair que la ligne de failles Mas Blanc-Les Aires guide l'extension de la vallée du Salagou vers l'Ouest, le long d'une gouttière tectonique dont l'existence remonte à la fin du Paléozoïque. On éprouve ainsi la curieuse impression de voir l'évolution actuelle du réseau de drainage tendre à reconstituer progressivement, de manière ontologique, le bassin qui existait à la fin du Paléozoïque, au Carbonifère et au Permien.

Mais il faut aussi nuancer l'importance de cette capture qui ne bouleverserait pas le système de drainage du Languedoc. La capture ne concerne que le cours le plus haut et le plus oriental du réseau hydrographique de l'Orb, qui ne subirait en fait qu'une faible réduction de son débit.

Les phénomènes d'érosion sont actuellement connus de tous, mais peu de travaux cherchent à les quantifier. Cette quantification, malgré son approximation, apporte des éléments concrets pour se rendre compte de ce que cela représente à notre échelle humaine, qui est très limitée en taille et en durée. Surtout ne pas penser qu'il suffirait d'arrêter l'érosion pour stabiliser les paysages : tout comme pour le médiatique " effet papillon ", on s'est aperçu que tel effet ici peut produire en répercussion des réactions plus loin. Par exemple la multiplication des barrages sur les continents durant les dernières décennies, a ralenti le transit des produits sédimentaires vers les estuaires et entraîne en conséquence le dégraissage des littoraux et leur mise en danger par l'érosion, marine cette fois (Woodroffe, 2002, p.482).

Le taux moyen d'érosion observé de 0,1 à 0,2 mm/an peut paraître négligeable, mais à l'heure du développement durable il serait préférable de réfléchir à ses effets sur le long terme plutôt que de négliger son existence.

Références citées

- Alabouvette, B., Aubague, M., Bambier, A., Feist, R. and Paloc, H., 1982. Notice explicative de la feuille Lodève à 1/50 000. Carte Géologique de la France à 1/50 000. BRGM, Service Géologique National, Orléans, 52 pp.
- Allaby, A. and Allaby, M., 1991. The concise Oxford Dictionary of Earth Sciences. Oxford University Press, Oxford, UK, 410 pp.
- ASNAT, 2012. Un ingénieur du siècle des lumières : Antoine de Genssane. http://asnat.mp.free.fr/Dossier_geologie/naturaliste_Duranddelga/naturaliste_Genssane.
- Babault, J., Van den Driessche, J. and Teixell, A., 2009. Tectonics from Topography : two examples from the Pyrenees and the High Atlas. *Trabajos de Geologia, Universidad de Oviedo*, 29: 94-100.
- Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980. Glossary of Geology. American Geological Institute, Falls Church, Virginia, USA, 751 pp.
- Beccaluva, L., Campredon, R., Feraud, G. and Macciotta, G., 1983. Etude des relations entre volcanisme plio-quadernaire et tectonique en Sardaigne, à l'aide de l'analyse structurale des dykes. *Bull. Volcanol.*, 46-4: 365-379.
- Biro, P., 1970. Les régions naturelles du globe. Masson et Cie, Paris, 380 pp.
- Bishop, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19(4): 449-473.
- Bogdanoff, S., Donnot, M. and Ellenberger, F., 1984. Notice explicative de la feuille Bédarieux à 1/50 000. Géosciences. BRGM-Service géologique National, Orléans, 105 pp.
- Bousquet, J.-C., 1997. Géologie du Languedoc Rousillon. Les Presses du Languedoc/Editions du BRGM, Montpellier, 142 pp.

- Burbank, W.D., and Anderson, R.S., 2001. Tectonic geomorphology. Blackwell Sciences, Oxford.
- Cordier, S., Harmand, D., Losson, B. and Beiner, M., 2004. Alluvions in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin, France): lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocene climatic fluctuation. *Quaternary*, 15(1-2): 65-76.
- Dautria, J.-M., Liotard, J.-M., Bosch, D. and Alard, O., 2010. 160 Ma of sporadic volcanic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar case of lithospheric-asthenospheric interplay. *Lithos*, 120: 220-222.
- Ellenberger, F., 1980. De l'influence de l'environnement sur les concepts : l'exemple des théories géodynamiques au XVIII^e siècle en France. *Revue d'Histoire des sciences*, 33(1): 33-68.
- Ellenberger, F., 1994. Histoire de la Géologie, tome 2. Technique et Documentation, Tome 2. Lavoisier, Paris, 381 pp.
- Foucault, A. and Raoult, J.F., 1985. Dictionnaire de géologie. Guides Géologiques Régionaux. Masson, Paris, 324 pp.
- Frappat, B., 2013. Au plaisir des livres. Livres et idées, La Croix du Jeudi 24 Janvier 2013, p13.
- Genna, A. and Capdeville, J.-P., 2007. Réorganisations hydrographiques du Minervois, exemples de la Cesse et du ruisseau du Saint-Michel (Hérault, France) au Quaternaire, conséquences géologiques. *Quaternaire*, 18(3): 271-282.
- Genssane, 1776. Histoire Naturelle de la Province du Languedoc, T II, Pézenas et Montpellier.
- Gèze, B., 1979. Languedoc Méditerranéen Montagne Noire. Guides Géologiques régionaux. Masson, Paris, 191 pp.
- Horrenberger, J.-C. and Sirieys, P., 2000. Tectonique analytique et quantitative du bassin de Lodève (Hérault, France). *Géologie Alpine*, 76: 117-133.
- IGN, 2001. Carte topographique 2643 OT - TOP 25, Lodève Bédarieux-Lac de Salagou. Espace IGN, 107 rue de La Boétie, Paris. www.ign.fr
- Jonin, M., 2006. Mémoire de la terre, patrimoine géologique français. Delachaux et Nestlé, Paris.
- Larousse, 1988. Petit Larousse Illustré. Librairie Larousse, Paris, 1680 pp.

- Larue, J.-P., 2007. Incision fluviale et tectonique dans la Montagne Noire (Sud du Massif Central Français). *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3): 145-163.
- Le Roy Ladurie, E., 1983. Histoire du climat depuis l'an mil, T I et II. Champs Histoire. Flammarion, 450 pp.
- Levi-Strauss, C., 1993. *Tristes Tropiques, Terres Humaines*, Plon, 504 pp.
- Michel, F., 1986. Roches et paysages ont une histoire. Editions du BRGM, Orléans, 157 pp.
- Odin, B., Conrad, G. and Stapf, K., 1987. Les aspects de la sédimentation permienne, continentale et détritique de Lodève (Hérault, France) : le rôle de la tectonique synsédimentaire et de la subsidence dans la dynamique du bassin. *Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13*: 39-46.
- Odin, B., Dubinger, J. and Conrad, G., 1986. Attribution des formations détritiques, rouge, du Permien du Sud de la France au Thuringien, d'après l'étude du bassin de Lodève: implications géologiques, paléontologiques et paléoclimatiques. *C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, Série II, n° 16*: 1015-1020.
- Potter, P.E., 1978. Significance and origin of big rivers. *Journal of Geology*, 86: 13-33.
- Riser, J., 1999. Le Quaternaire, géologie et milieux naturels. 2e cycle, Capes, Agrégation. DUNOD, Paris, 320 pp.
- Saint Martin, M., 1992. Genèse et évolution structurale du bassin permien de Lodève (Hérault, France). *Cuadernos de Geología Ibérica, Editorial Complutense, Madrid, 16*: 75-90.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. and Holbrook, J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 pp.
- Séranne, M., Camus, H., Lacazeau, F., Barbaran, J. and Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Société Géologique de France, 173(2)*: 97-112.
- Wienin, M., 1986. L'Espérou : une capture de la Dourbie par l'Hérault. *Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Nîmes, 57*: 23-27.
- Winckell, A., Zebrowski, C. and Sourdat, M., 1977. Los paisajes naturales del Ecuador, Tome II, vol: 1. ORSTOM, 417 pp.
- Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts, form, process and evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, 623 pp.

Lexique

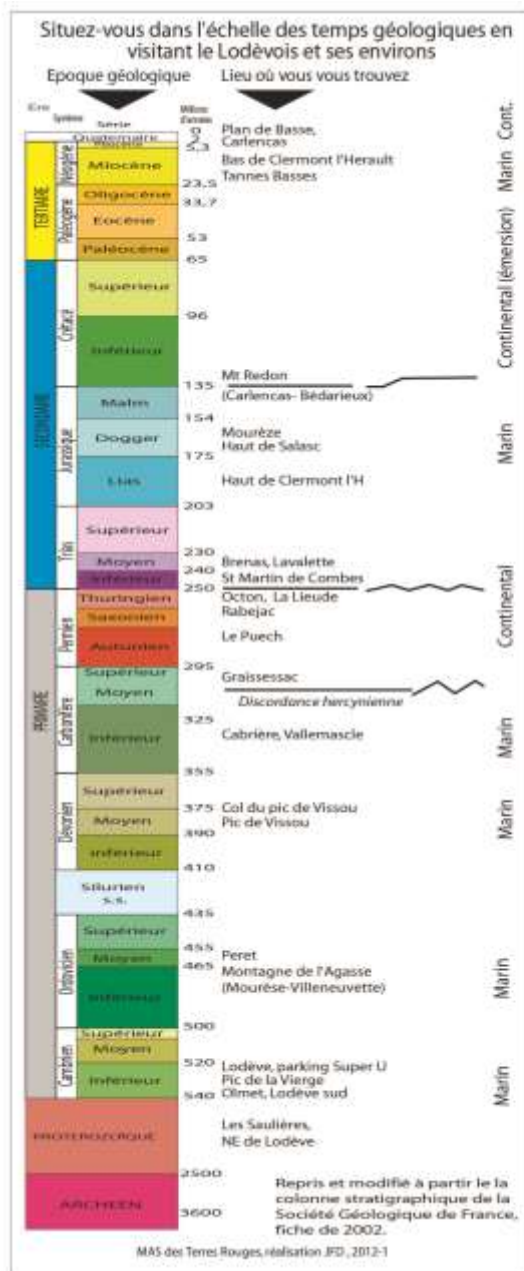
Repris et modifié à partir de Foucault et Raoult (1985), Bates et Jackson (1980) et Allaby et Allaby (1991)

- **Allochtone** : Terrain déplacé d'un substratum à un autre par l'effet d'un processus de déformation tectonique, souvent rencontré sur la bordure continentale d'une fosse de subduction.
- **Argilite** : roche argileuse peu stratifiée et indurée par compaction (l'argile désigne la roche meuble)
- **Bad-lands** : terres argileuses disséquées par le ruissellement torrentiel en multiples ravins qui ne laissent entre eux que des crêtes aiguës.
- **Basalte** : roche magmatique noire, très fluide, donnant des coulées prismatiques, cordées ou à surface scoriacée pouvant couvrir des milliers de km².
- **Bassin hydrographique** : ensemble des pentes inclinées vers un même cours d'eau et y déversant leurs eaux de ruissellement. Ces bassins sont séparés par des interfluves. (syn : bassin versant).
- **Capture fluviale** : Phénomène par lequel la partie amont d'un cours d'eau devient l'affluent d'un autre, le plus souvent par progression vers l'amont de la tête de ce dernier.
- **Carbonifère** : période ou système de l'ère Primaire pendant laquelle se produisit l'essentiel de la tectonique hercynienne dans le Languedoc, au Carbonifère inférieur. Le Carbonifère supérieur vient sceller en discordance les déformations hercyniennes.
- **Cheminée volcanique** : voir neck.
- **Cycle Hercynien** : Succession des événements qui ont vu se former puis se détruire par érosion la chaîne de montagne hercynienne.
- **Discordance** (stratigraphique ou de stratification) : repos à plat de couches sédimentaires sur d'autres couches ayant été antérieurement basculées ou plissées, et se biseautant sous les couches du dessus, qui sont dites "discordantes".

- **Dyke** (*anglais* : *dyke* ; *US* : *dike*) : voir filon. Terme utilisé de manière usuelle pour filon dans le Massif Central.
- **Faille** : Cassure de terrain avec déplacement relatif des parties séparées. Les principaux déplacements sont en extension (faille normale) en rapprochement (faille inverse) ou par mouvement latéral (faille coulissante).
- **Filon** : lame de roche, épaisse de quelques centimètres à quelques mètres, recoupant les structures de l'encaissant. Le filon correspond le plus souvent au remplissage d'une fracture par une roche magmatique ou dérivée de roche magmatique. Du fait de l'érosion un filon peut apparaître comme un mur.
- **Fracture** : terme général désignant toute cassure, avec ou sans déplacement visible.
- **Hercynien** : cycle orogénique paléozoïque (voir : cycle hercynien) débutant au Dévonien et se terminant au Permien, entre -400 et -245 Ma.
- **Interfluve** : Ligne de partage des eaux entre deux bassins hydrographiques.
- **Latérite** : terme désignant plusieurs types de sols tropicaux rouge ferrugineux et durcis.
- **Lentille sédimentaire** : masse de terrain se terminant latéralement en biseau. Dans le cas de sédiments détritiques il s'agit fréquemment d'un lit fluvial (ou sous-marin) continu recoupé obliquement.
- **Ligne interfluviale** : voir interfluve
- **Limite interfluviale** : voir interfluve
- **Marge continentale** : région immergée à faible profondeur de la bordure d'un continent, et faisant partie géologiquement de ce même continent.
- **Mésozoïque** : ère géologique ayant duré de -245 à -65 Ma, et comprenant les systèmes Trias, Jurassique et Crétacé.
- **Neck** : Remplissage de cheminée volcanique de forme générale conique ou cylindrique, recoupant les couches et structures de l'encaissant.
- **Paléozoïque** : Ere géologique ayant duré de -530/570 à -245 Ma, et comprenant les systèmes Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien, Carbonifère et Permien.
- **Permien** : dernière période ou système de l'Ere Primaire (-295 à -245 Ma), marquée par la fin du cycle hercynien et la disparition de 90% des espèces vivant sur terre. Le Permien d'Europe

occidentale comprend trois étages : l'Autunien, le Saxonien et le Thuringien.

- **Petit Âge Glaciaire (PAG)** : Période climatique froide ayant affecté l'Europe et l'Amérique du Nord entre environ 1550 et 1850, et faisant suite à une époque de climat plus chaud ou Optimum Climatique Médiéval (OCM) entre 800 et 1300 environ.
- **Prismatique** : qualificatif du débit hexagonal des tables basaltiques acquis lors du refroidissement, à axe vertical ou sub-vertical.
- **Playa** : Zone d'épandage d'alluvion fine dans des lacs temporaires de zones arides où l'évaporation est forte.
- **Quaternaire** : dernière période de l'histoire du globe, ayant débuté il y a 1.8 à 2 Ma, et caractérisée par une succession de périodes glaciaires et interglaciaires.
- **Stratigraphie** : science qui étudie la suite des dépôts sédimentaires généralement organisés en couches ou strates. Son but, entre autre, est d'établir une chronologie relative des évènements et paléogéographies successives à la surface de la terre.
- **Subsidence** : enfoncement progressif, régulier ou saccadé, pendant une assez longue période, du fond d'un bassin sédimentaire, marin ou continental.
- **Thuringien** : étage terminal du Permien dans l'échelle européenne. Il a duré 45 Ma, et est équivalent du Tatarien et du Lopingien dans d'autres échelles stratigraphiques régionales.
- **Transgression** : avancée de la mer sur une bordure significative d'un continent, entraînant le dépôt de sédiments marins sur des sédiments continentaux, ou des sédiments de mer profonde sur des sédiments littoraux.



Echelle granulométrique

