

Intérêt géologique du Serre rouge à Mons (Gard)

Par Michel WIENIN

Dominant d'une cinquantaine de mètres la dépression de marnes valanginiennes drainée par la haute vallée de la Droude, le Serre¹ Rouge constitue dans le paysage une sorte de petite île dont la couleur allant du beige pâle au brun avec une dominante ocre rouge tranche sur le vert de la végétation environnante mais aussi sur le gris jaunâtre des marno-calcaires de la plaine et le blanc des roches du plateau situé au sud. Malgré sa faible hauteur propre, il est visible de plusieurs kilomètres et constitue un marqueur facilement identifiable dans un espace où dominent les couleurs gris-beige et les formes arrondies et des pentes assez faibles (exception faire des rives ravinées des « valats² » torrentiels mais il s'agit de reliefs en creux visibles seulement de très près).

Pour les géologues, il est traditionnellement décrit comme une petite butte témoin transgressive, d'âge éocène supérieur, composée de marnes et de conglomérats de galets calcaires, reposant sur un substrat de marno-calcaires du Crétacé inférieur. C'est en fait un site géologique particulièrement intéressant qui est depuis longtemps l'objet de sorties géologiques à but pédagogique car, si les formations qui le constituent ne sont pas rares, elles sont tendres et affleurent le plus généralement dans des fonds plats où il est pratiquement impossible de les observer en dehors de travaux en tranchées.

Le Serre Rouge se trouve dans la partie sud de la commune de Mons (Gard), à environ 200 m de la limite de celle de Monteils. Il culmine à 205 mètres, domine sa base de 25 mètres seulement et est entouré par les canyons encaissés de la combe de Thomas à l'ouest et de Font Male à l'est. Il se compose d'un petit plateau sommital de 27 m de long sur 8 m dans sa plus grande largeur (au centre) et 3 m dans sa plus petite. A l'exception de la face nord qui porte quelques arbres ses flancs sont très pentus et ravinés.

Géologie générale :

La butte à dominante marneuse du Serre Rouge a été protégée de l'érosion par la présence d'un banc allongé de conglomérat poudingue à galets et ciment calcaires qui en constitue le petit plateau sommital. A sa base, un niveau de calcaire presque blanc, un peu plus résistant que les marnes, est à l'origine du

replat structural sur lequel passe le chemin. Ces formations sont attribuées au Bartonien, sans doute même à la partie supérieure de cet étage (38-37 M.A.) ; elles reposent sur les couches du Crétacé inférieur qui forment un large anticlinal est-ouest, évidé, visible de Mons à Roquemaure, plissement daté de la phase orogénique pyrénéo-provençale³ (Lutétien, ~45 M.A.) et sont recouvertes en concordance en divers points du voisinage, par exemple sous le cimetière de Mons, par les calcaires lacustres blancs « en plaquettes » du Priabonien⁴ (= Ludien ou Sannoisien des auteurs anciens : Eocène sup. : 37 à 34 M.A.) C'est le seul site de la région présentant ce type de relief.

Ces couches qui correspondent à une phase de transgression fluvio-lacustre sont d'épaisseur très variable en fonction de l'ancien relief dont elles comblaient progressivement les parties basses. Très développées dans les zones synclinales d'Euzet et de Brouzet (plus de 200 mètres d'épaisseur dans l'axe du mont Bouquet), elles peuvent se réduire à quelques mètres le long de la faille de Barjac qui sépare la zone plissée des garrigues et le bassin tertiaire d'Alès selon l'axe Méjannes – Célas.

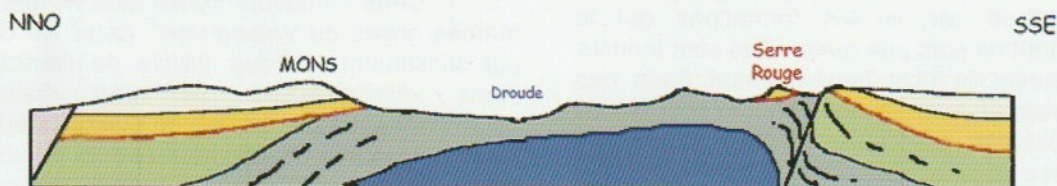
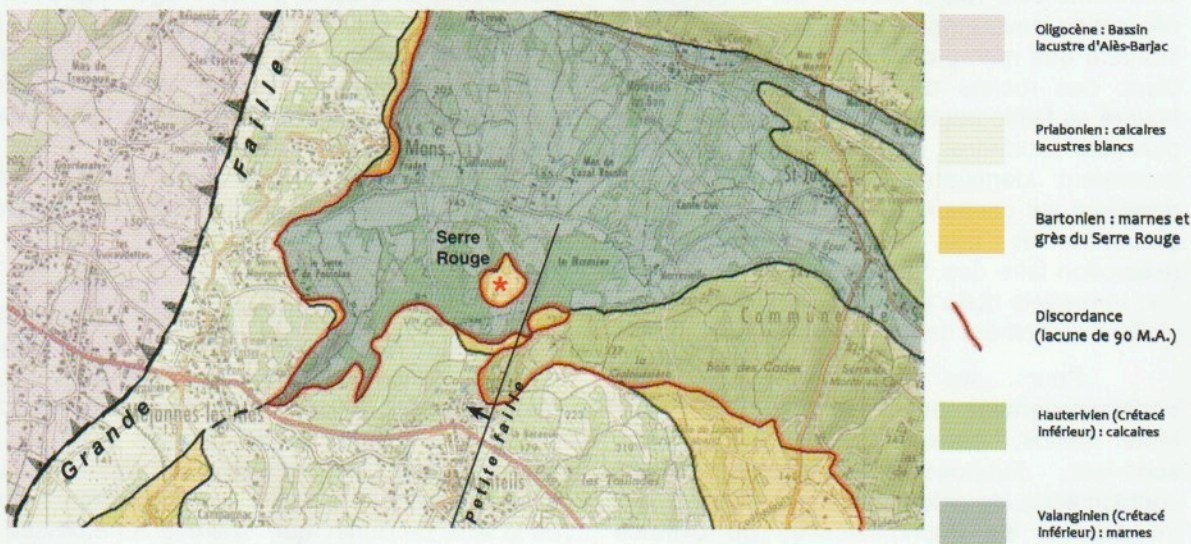
Cette formation repose directement sur les marnes grises du Valanginien⁵, (base du Crétacé) qui constituent le cœur visible de l'anticlinal de Mons - Saint-Just par une discordance correspondant à une lacune de quelques 90 M.A. Il s'agit pour partie de dépôts présents au voisinage mais enlevés par l'érosion comme les calcaires urgoniens du Mont Bouquet et la montagne d'Euzet mais aussi à des périodes pendant lesquelles la région était au moins partiellement émergée (de l'Aptien au Paléocène). Cette discontinuité de sédimentation est exceptionnellement bien observable à la base et autour du Serre Rouge.

Comme on peut le voir sur la carte et la coupe géologiques simplifiées jointes (fig. 1 et 2), les grès et marnes du Bartonien affleurent dans la région à la périphérie des massifs calcaires crétacés des garrigues et reposent habituellement dans les zones en creux (synclinaux) des calcaires durs de l'Urgonien tandis que le Serre Rouge est en situation isolée à l'intérieur de la zone et qu'il repose, ce qui est exceptionnel, sur des marnes nettement plus anciennes. Il témoigne ainsi du fait qu'au moment de son dépôt la partie occidentale du chaînon montagneux Mons – Roquemaure formé une dizaine de millions d'années plus tôt était déjà largement aplani par

l'érosion. Il s'agit d'un lambeau de formation qui a jadis recouvert une grande partie de notre région jusque vers 220-240 m d'altitude actuelle, lambeau conservé grâce à la présence d'un banc de conglomérat plus dur qui l'a protégé de l'érosion à la manière des cheminées de fées. Cette couche de poudingue est un ancien banc de galets roulés apportés

par un cours d'eau de l'époque. On notera qu'il se situe précisément dans la zone de départ présumée des olistolithes du fossé oligocène d'Alès mais ne peut leur être associé puisque celles-ci sont plus récentes d'une bonne dizaine de M.A. (Chattien, 28 à 24 M.A.) et que le fossé n'existait pas encore au Bartonien.

Carte géologique simplifiée autour du Serre rouge



Coupe schématique de l'anticlinal de Mons montrant la position anormale du Serre Rouge

On peut aussi remarquer que les mêmes couches rouges se retrouvent sur environ 200 mètres au sud du Serre, de l'autre côté de petits torrents mais qu'elles sont absentes plus à l'ouest au niveau de l'oppidum de Vieille-Cité ou plus au sud-est (au nord de la Baraque de Monteils) où les calcaires blancs à cyrènes du Priabonien recouvrent directement la surface d'érosion qui tronque le Crétacé. Une analyse plus précise montre qu'il s'agit d'un banc de galets fossilisant un chenal fluvial, formé par un cours d'eau divagant dans une zone d'épandage des alluvions de type estuaire

lacustre (poudingue de piémont). Cette rivière coulait du NO vers le SE comme l'indique l'inclinaison statistique vers le quadrant ouest à nord de nombreux galets plats.

L'étude lithologique des galets permet d'identifier quatre origines :

- des galets de calcaire blanc de l'Eocène (Lutétien et peut-être Bartonien), abondants, peu roulés et d'origine locale évidente, généralement très proche. Ils témoignent de mouvements tectoniques pyrénéens tardifs ayant fait émerger des dépôts alors relativement récents.

- des galets de calcaire du Crétacé inférieur : calcaire marneux du Valanginien mais surtout Hauterivien et calcaire blanc urgonien. Ils sont également fort abondants et d'origine un peu moins proche mais encore locale puisque ces niveaux affleurent au voisinage. Il faut toutefois noter que l'Urgonien n'est plus présent dans le bassin de la haute Droude mais seulement vers Euzet et de Célas à Seynes. Au Bartonien, il devait former des reliefs assez élevés au niveau de Marujols, Saint-Just et le bois des Cades.

- quelques assez rares galets de calcaire siliceux ou de calcarénite jaune, très durs qui proviennent de couches du Cénomaniens totalement disparues autour de Mons. On ne les retrouve actuellement que nettement plus à l'est (Baron, vallée de la Tave, Verfeuil...) et sous la forme de deux petits lambeaux, vestiges d'une extension ancienne nettement plus vaste, au nord et au sud du village de Brouzet.

- des galets de calcaire dur, gris sombre, caractéristiques du Jurassique supérieur des Cévennes, ce qui indique qu'une partie au moins de la rivière à l'origine de ces dépôts provenait de la chaîne montagneuse. L'absence du moins apparente de matériaux plus anciens (chailles du Lias, grès houiller, micaschistes, granite...) indique que ces formations n'affleuraient pas sur le versant SE de la chaîne à cette époque. Au moment du dépôt, le bassin oligocène d'Alès n'était pas encore ouvert et les garrigues se trouvaient une quinzaine de kilomètres plus à l'ouest qu'actuellement, au contact direct de la faille des Cévennes. Mons se trouvait alors plus ou moins au voisinage de Tornac.

Cette origine cévenole des matériaux confirme le sens d'écoulement donné d'après la disposition des galets. Sur les versants, en particulier près de l'extrémité ouest, plusieurs chenaux d'écoulement remplis de galets sont visibles en coupe et parfois par leur bordure dégagée, montrant la succession creusement (wash out) puis remplissage. Cette origine fluviatile du banc de conglomérat sommital explique l'orientation apparemment anormale de la crête (ONO – ESE) pratiquement perpendiculaire au relief local et en particulier aux deux vallons qui l'encadrent.

Paléontologie et paléoenvironnement :

Bien qu'encadré par les dépôts calcaires souvent riches en fossiles lacustres ou saumâtres de deux périodes relativement calmes⁶, le Bartonien est généralement constitué en Languedoc et Provence par des

dépôts fluviatiles marneux (anciens limons) et surtout gréseux (sables consolidés) et conglomératiques (galets) témoignant de cours d'eau à régime presque torrentiels. De telles conditions ne sont guère favorables à la présence de vie aquatique et les dépôts correspondants sont par conséquent pauvres en fossiles. D'autre part, le passage du complexe marno-gréseux bartonien aux calcaires blancs est généralement brutal : Près du gisement de mammifères fossiles des Baraques d'Euzet, le calcaire fossilifère recouvre directement un gros banc de poudingue. Ici, au contraire, plusieurs bancs calcaires parfois fossilifères précèdent le changement de faciès. Se situant dans le lit actif d'un cours d'eau, le site a enregistré le changement progressif de milieu alors qu'à Euzet, c'est un banc de galets déposé par des crues et normalement hors eau qui a été submergé. A ce point de vue, le site du Serre Rouge est sans doute l'un des plus intéressants du Midi de la France pour l'étude de l'évolution du milieu à cette époque.

La succession de couches à dominante rouge et à dominante blanche, argileuses, calcaires ou conglomératiques constitue déjà une séquence permettant une étude des évolutions climatiques de l'Eocène supérieur. Au moins trois types de fossiles sont présents dans les couches du Serre Rouge :

- Dans les petits bancs de calcaire blanc de la partie supérieure, j'ai rencontré quelques *Cyrena sp.*, de petite taille, d'une espèce que je n'ai pas pu identifier, peut-être nouvelle. Probablement une forme ancestrale de celles connues plus haut : *C. serresi* et *C. dumasi* en particulier.

- Dans les argiles rouges des versants, des sortes de tubes calcaires creux à aspect de stalactites probablement interprétables comme des rhizolithes ou des oncolithes, c'est à dire des encroûtements algaïques autour de rhizomes de plantes aquatiques, ou des oncoïdes, chemins de bulles de gaz carbonique remontant verticalement dans le sédiment non encore consolidé.

- Des tubes de vers écrasés qui forment un véritable banc de quelques centimètres d'épaisseur au pied est de la butte. Eux non plus ne sont pas déterminés mais ils ressemblent au genre *Jereminella* (annélides polychètes) connu dans le Crétacé supérieur de la région alpine.

Actuellement, ces fossiles ont pratiquement disparu, victimes pour les uns d'un ramassage par des amateurs trop nombreux, pour les autres de l'écrasement par une succession de véhicules peu respectueux de l'environnement. Il est toutefois certains que d'autres existent dans la roche et seraient naturellement mis à jour si le site était protégé et respecté.

Conclusion

Sans être un site géologique d'intérêt national, le Serre Rouge est un lieu très intéressant pour l'étude et l'interprétation de l'histoire géologique du piémont cévenol car il permet d'appréhender des données peu ou pas accessibles ailleurs. Il est fort dommage qu'il soit actuellement victime d'une intense circulation de véhicules tous terrains qui

dégradent les sols et lui font perdre, avec son caractère naturel, une bonne partie de son intérêt. Ainsi, dimanche 24 janvier (2010), vers 16 heures, j'ai pu compter 4 quads, un véhicule 4 x 4 assez important et plusieurs motos tous terrains.

¹ Serre : en occitan colline allongée.

² Valat : en occitan fossé, ruisseau encaissé.

³ On lui doit le soulèvement principal des Pyrénées mais aussi les chaînons E-O de Provence (Ventoux, Alpilles, Estaque...) qui existaient avant la formation des Alpes proprement dites.

⁴ Dits « calcaires de Monteils à cause des carrières au bord de la route, ou « calcaires à cyrènes », du nom des bivalves qui y sont localement très abondants (*Cyrena dumasi*, *C. alesensis*...), proches des *Corbicula* actuels.

⁵ On y rencontre quelques ammonites généralement écrasées (*Leopoldia*, *Neocomites*, *Thurmanniceras*, *Neolissoceras*, *Hamulina*...), des lamellibranches (*Hinnites*,...), des bélemnites du groupe des *Duvalia*, par exemple près du mas de Casal Roustit.

⁶ Le Lutétien (Eocène moyen) au dessous, connu pour son « calcaire à planorbes » et surtout le Priabonien dont les « calcaires à cyrènes » et les grès gris-verdâtres dits « de Célas » ont fourni une faune et une flore tropicales particulièrement riches, le Bartonien est généralement constitué en Languedoc et Provence par des dépôts fluviaux marneux (anciens limons) avec des intercalations plus grossières (sables, galets).

Michel WIENIN
Grande Rue
30360 Vézenobres (France)