

LA MORPHOLOGIE KARSTIQUE DANS LE CANYON DE LA CÈZE ET SUR LE PLATEAU DE MÉJANNES-LE-CLAP (GARRIGUES NORD, GARD, FRANCE) – RAPPORTS AVEC L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE MIO-PLIOCÈNE

Joël JOLIVET et Claude MARTIN ⁽¹⁾

(1) : UMR 6012 "ESPACE", Université de Nice-Sophia-Antipolis et CNRS, Département de Géographie, 98 Boulevard Édouard Herriot, BP 3209, 06204 NICE Cedex 03.
Courriels : joel.jolivet2@wanadoo.fr ; martincl@infonie.fr

RÉSUMÉ : L'étude du plateau calcaire de Méjannes-le-Clap, coupé par le canyon de la Cèze, apporte un éclairage nouveau sur l'évolution paléogéographique de la bordure sud-est du Massif Central français entre l'élaboration de la surface d'aplanissement miocène et le Pléistocène. L'assèchement de la Méditerranée au Messinien (5,9/5,3 Ma), responsable du creusement du canyon du Rhône (-236 m NGF au nord de la confluence avec la Cèze), ne saurait être la cause du creusement du canyon de la Cèze. En effet, l'érosion régressive messinienne est manifestement restée bloquée en bordure de la vallée du Rhône. Le canyon de la Cèze est donc antérieur au Messinien. Il date certainement du Burdigalien supérieur, selon le schéma d'évolution proposé par D. BESSON (2005) pour le bassin rhodano-provençal. Ce creusement a été suivi, au Miocène, par deux phases de déblaiement de sédiments (infra-tortonienne et messinienne), chacune venant après une phase de comblement.

Les traces laissées par les lithophages à la suite de la mise en eau du canyon lors de la transgression pliocène, se trouvent à des altitudes variables, comprises entre 135 et 160 m, en raison des mouvements tectoniques ultérieurs. Au Pliocène, le canyon a été comblé par des dépôts continentaux qui subsistent jusqu'à 245 m d'altitude sous forme de galets essentiellement quartzeux emballés dans une matrice rougeâtre. Les épaulements et replats sur lesquels sont conservés les lambeaux des formations alluviales pliocènes, sont hérités de différentes phases de l'enfoncement de la Cèze. À certains de ces éléments du relief, sont associés des réseaux karstiques subhorizontaux entre 180 et 220 m NGF. Les cavités aux galeries ascendantes débouchant par des puits vers 280 m d'altitude sont liées, quant à elles, aux phases de transgression et/ou de comblement du Miocène.

Les enseignements les plus utiles sur l'évolution messinienne et pliocène du secteur sont fournis par d'autres réseaux karstiques qui associent des galeries subhorizontales, des galeries déclives et des puits de liaison. Comme à la grotte Saint-Marcel en Ardèche (L. MOCOCHAIN *et al.*, 2006-a, 2006-b), ces réseaux traduisent une évolution ascendante. Sous le plateau de Méjannes-le-Clap, les galeries subhorizontales situées vers 100 m NGF doivent être mises en relation avec le niveau atteint par le lit de la Cèze à la suite du creusement de son canyon. Ces galeries sont actuellement actives, le niveau de base se trouvant quelques mètres seulement en dessous du niveau correspondant au creusement fini-miocène. La transgression pliocène a ensuite provoqué la remontée de la karstogenèse jusque vers 140-150 m NGF. Enfin, une partie des réseaux s'est formée en réponse à l'accumulation des dépôts continentaux pliocènes. Entre 130 et 230 m NGF, certains de ces réseaux sont en partie colmatés par des formations allochtones. Des galeries profondes suivent grossièrement le tracé du canyon. À l'aval des gorges, les plongeurs ont atteint à ce jour la cote -35 m NGF dans le réseau de Marnade. L'élaboration de ce réseau profond est liée au creusement du canyon du Rhône. Comme sur la bordure méridionale des Cévennes (M. SÉRANNE *et al.*, 2002), l'enfoncement du karst a réduit, voire même supprimé, les écoulements de surface, ce qui explique que l'érosion régressive n'ait pas pu remonter très loin dans la vallée de la Cèze.

MOTS-CLÉS : surface d'aplanissement, creusement, canyon, endokarst, crise de salinité, transgression, karstogenèse ascendante, Messinien, Pliocène, Rhône, Cèze.

ABSTRACT: The limestone Méjannes-le-Clap plateau is incised by the Cèze canyon. A study of the plateau has shed new light on the paleogeographic evolution of the south-western edge of the French Massif Central between the development of the Miocenian erosion surface and the Pleistocene. The incision of the Cèze in the late Miocene cannot be attributed to the dessication of the Mediterranean Sea during the Messinian (5.9/5.3 Ma), which did result in the incision of the Rhône canyon (236 m bsl). It is clear that Messinian retrogressive erosion stopped at the edge of the Rhône valley. Therefore, the incision of the Cèze canyon predates the Messinian. It goes back certainly to the superior Burdigalian, in agreement with the model of evolution proposed by D. BESSON (2005) for the "Rhodano-Provençal" basin. This incision was followed in the Miocene by two phases of removing sediment (infra-Tortonian and Messinian), each occurring after a phase of filling.

Traces left by lithophagous molluscs after flooding of the canyon during the Pliocene transgression can be found at various elevations between 135 and 160 m, due to later tectonic movements. During the Pliocene, the canyon filled up with land deposits that subsist today in the form of mostly quartzose pebbles embedded in reddish matrix rock, up to elevations of 245 m. Outliers of Pliocene alluvial formations subsist on shoulders and benches that are remnants from the Cèze canyon's different hollowing phases. Some of these topographical elements include subhorizontal karst systems at elevations of 180-220 m asl. The cavities with ascending passages that emerge by shafts at an altitude near 280 m are linked, for their part, to the Miocene transgression and/or filling phases.

The most useful information about the sector's Messinian and Pliocene evolution is provided by other karst systems composed of subhorizontal and inclined passages with connecting-shafts. As with the Saint-Marcel Cave in Ardèche (L. MOCOCHAIN *et al.*, 2006-a, 2006-b), these systems are the result of ascending karst genesis. The subhorizontal passages located at about 100 m asl under the Méjannes-le-Clap plateau must be interpreted in relation to the level reached by the Cèze canyon after it was hollowed out. These passages are currently functional, the base level being only a few metres below the level of superior Miocene hollowing. The Pliocene transgression caused karst formation to shift upwards to 140-150-m asl. Some of the systems formed as a result of the accumulation of Pliocene terrestrial deposits. At elevations between 130 and 230 m asl, parts of some of the networks are filled in with allochthonous deposits. Deep galleries roughly follow the canyon layout. Downstream of the gorges, divers have reached depths of -35 m bsl in the Marnade system. This deep network developed in connection with the incision of the Rhône canyon. As along the southern edge of the Cévennes (M. SÉRANNE *et al.*, 2002), the sinking of the karst reduced or even eliminated surface runoff, which explains why retrogressive erosion cannot have penetrated far back into the Cèze valley.

KEY WORDS: erosion surface, incision, canyon, endokarst, salinity crisis, transgression, ascending karst genesis, Messinian, Pliocene, Rhône, Cèze.

I - INTRODUCTION

La crise de salinité messinienne (5,9/5,3 Ma) a débuté par un fort abaissement eustatique du niveau de la mer Méditerranée. Déconnecté de l'Océan Atlantique, le bassin a subi par la suite un assèchement endoreïque (B.U. HAQ *et al.*, 1987). L'abaissement du niveau marin, conjugué à des mouvements de surrection, a provoqué une phase d'érosion régressive très active dont le canyon du Rhône est bien représentatif (G. CLAUZON *et al.*, 1995). À Pierrelatte, à une vingtaine de kilomètres au nord de la confluence du Rhône et de la Cèze, le thalweg correspondant à la crise messinienne se trouve à -236 m NGF (G. DEMARCO, 1960).

Avec la remise en eau brutale du bassin méditerranéen (P.L. BLANC, 2002) et le maintien d'un haut niveau stable pendant une longue période (5,3/3,8 Ma), le canyon s'est transformé en ria, puis a évolué en "*Gilbert type fan delta*" sous l'effet du remblaiement pliocène (G. CLAUZON *et al.*, 1995).

Dans des articles récents, J. MARTINI (2005) et L. MOCOCHAIN *et al.* (2006-a, 2006-b)

ont étudié les réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. Le bassin de la Cèze, voisin de celui de l'Ardèche, fournit également des informations sur l'évolution géomorphologique de la région au cours de cette période.

II - LE CONTEXTE MORPHOLOGIQUE, LITHOLOGIQUE ET STRUCTURAL

L'essentiel du terrain d'étude est constitué par le plateau de Méjannes-le-Clap (Fig. 1), qui culmine à 472 m d'altitude. Avant d'atteindre ce plateau, la Cèze, née sur le versant oriental du massif cristallin du Mont-Lozère, traverse perpendiculairement la partie septentrionale du fossé d'Alès. Bifurquant de l'O-SO vers l'E-NE, elle s'inscrit ensuite dans le plateau où elle a creusé, sur près de 12 kilomètres, un canyon profond de plus de 200 m (Photos 1 à 3). Avant de quitter le plateau, elle prend une direction NO-SE qui lui permettra de rejoindre le Rhône, à une trentaine de kilomètres en aval de la sortie des gorges.

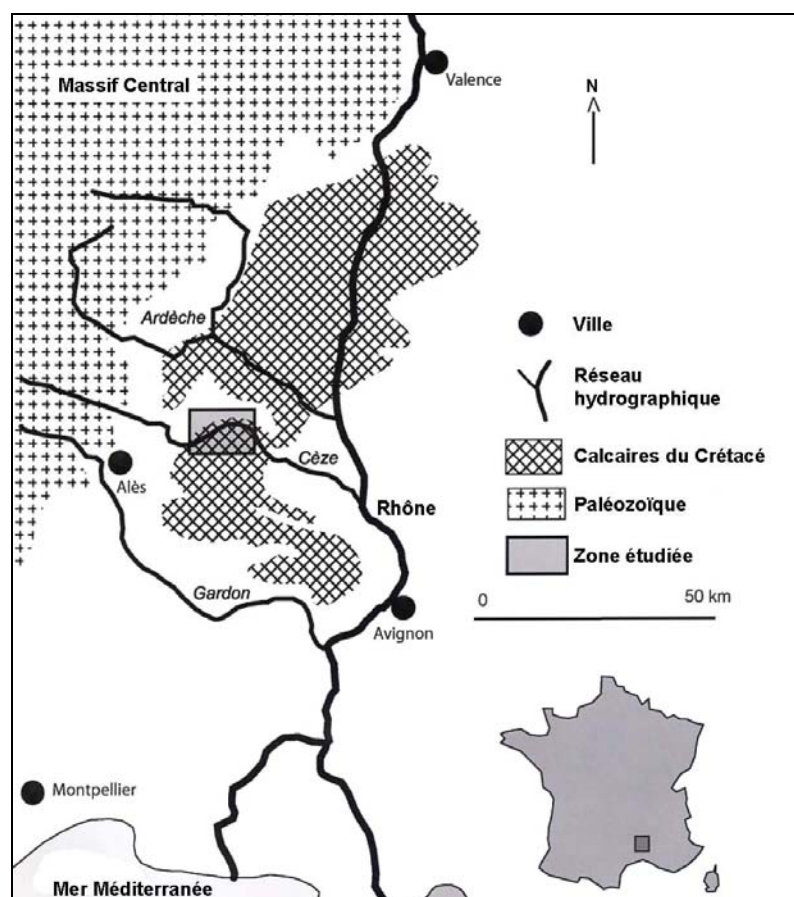


Figure 1 - Localisation du terrain d'étude.

Le plateau de Méjannes-le-Clap est essentiellement constitué de calcaires barrémiens à faciès urgonien. Cette formation tabulaire d'une puissance de 300 m en moyenne, est partiellement encadrée par des terrains du Crétacé supérieur (à l'est) ou de l'Oligocène (au nord et à l'ouest).



Photo 1 - L'entrée du canyon de la Cèze, vue vers l'amont, dans le secteur de Tharaux.

(Toutes les photos présentées dans l'article ont été prises par J. JOLIVET)

Photo 2 - Partie amont du canyon de la Cèze, immédiatement en aval de Tharaux, vue vers l'aval.



Photo 3 - La sortie du canyon de la Cèze en amont de Saint-André-de-Roquepertuis.

Le secteur est affecté par des fractures NE-SO. Ces failles de direction "cévenole", sans doute amorcées dès la fin de l'Hercynien, ont subi de multiples rejeux. Les accidents est-ouest résultent, pour leur part, de la phase pyrénéo-provençale, phase compressive qui pourrait être également responsable de la création du synclinal d'Issirac, à l'est du plateau.

Le fossé d'Alès s'est formé au Stampien inférieur, selon une organisation morphostructurale d'affaissement en éventail (M. FLOQUET, 2006). Dans le même temps, le synclinal d'Issirac a subi un basculement vers le nord-ouest. Entre le plateau urgonien et cette structure plissée, dans le secteur de Saint-André-de-Roquepertuis, les terrains oligocènes (largement représentés au nord de la Cèze) sont discordants sur les roches crétacées.

Entre le fossé d'Alès et le synclinal d'Issirac, le plateau de Méjannes-le-Clap est un élément de la surface d'aplanissement dite surface "fondamentale" (E. COULET, 1975), antérieure à l'incision du réseau hydrographique. Comme partout en Languedoc, elle se trouve ici à une altitude de l'ordre de 300 m (290 à 320 m le plus souvent). L'aplanissement a été daté de l'Oligocène inférieur par E. COULET, mais la plupart des auteurs s'accordent à considérer la surface comme une forme polyphasée d'âge miocène. Dans le secteur de l'Ardèche, L. MOCOCHAIN *et al.* (2006-a) pensent qu'elle a évolué jusqu'au Miocène moyen et ils indiquent qu'elle aurait ensuite été submergée lors des hauts niveaux eustatiques. Au sud du plateau de Méjannes-le-Clap, à La Bruguière, le Miocène marin atteint une altitude maximale de 260 m (Burdigalien molassique). Tout près de là, à Vallérargues, des empreintes de lithophages ont été trouvées à 275 m d'altitude (A. CHABAUD, 1966). Sans que l'hypothèse d'une submersion puisse être rejetée, il n'est pas prouvé que la mer miocène ait recouvert la surface fondamentale.

Le plateau est dominé par le Serre de Fons (472 m) et par les buttes qui, au nord-ouest de ce relief, s'étagent entre 320 et 360 m d'altitude.

En rive droite de la Cèze, la surface du plateau conserve quelques restes de paléo-chenaux, aux formes très douces, perchés au-dessus de la Cèze, dont les plus bas sont à 290 m d'altitude.

Des apports quartzeux sont disséminés sur cette partie du plateau :

- Des galets anguleux ou émoussés, de taille parfois supérieure à 10 cm, sur les reliefs de la bordure occidentale du plateau. Ils apparaissent dans des positions topographiques variées, mais ils sont surtout concentrés dans le fond des paléo-chenaux.
- Des éléments de taille variée, depuis des grains de quelques millimètres de diamètre jusqu'à des galets, épars en petit nombre sur le plateau à 290-320 m d'altitude. Là encore, les points de concentration relative sont situés au fond des paléo-chenaux. Aux matériaux quartzeux, sont associés des galets de goethite, souvent très roulés, fournis par l'érosion des terrains liasiques de la marge cévenole.

Dans le secteur des buttes à 320-360 m d'altitude, aucune doline n'est présente, mais des effondrements en baquet sont généralement reliés topographiquement à des réseaux souterrains. Sur le plateau à 290-320 m d'altitude, les dolines, en entonnoir ou en entonnoir-baquet, en partie remplies de terre ou de cailloux, sont nombreuses. Elles ne sont pas alignées sur les grands accidents cassants (G. FABRE, 1980). En revanche, sur le plateau et en bordure du canyon de la Cèze, de nombreux avens sont associés aux fractures (F. MAZAURIC, 1904 ; G. FABRE, 1972 ; CDS-30, 1982 ; SCSP, 1982). Ceux de l'Agas, du Grégoire, des Papes (n° 4) et de Madier dépassent 100 m de profondeur (170 m pour l'Agas). Les réseaux

horizontaux sont également très développés, en particulier celui des Fées. Dans l'endokarst, les éléments quartzeux (sables et particules plus fines) sont très présents.

Parmi les dolines, certaines atteignent des dimensions considérables :

- Sur les calcaires barrémiens du plateau de Méjannes-le-Clap, celles de Civadière et de Cambarnier (Fig. 2).
- Sur les calcaires ludiens au N-O de Saint-André-de-Roquepertuis, en rive gauche de la Cèze, celles de Cros Miarou et de Vacaresse, qui s'ouvrent à 250 m d'altitude, et celles du Cros du Sauvan, du Cros d'Arène et de Valaplane, qui s'ouvrent à 300 m d'altitude (Fig. 2). Pour les plus grandes, le diamètre avoisine 400 m. Quatre de ces dolines ont une bordure échancrée par le ruisseau à écoulement épisodique qui s'en échappe. Dans celle du Cros d'Arène, profonde d'une cinquantaine de mètres, les écoulements qui se forment lors des pluies disparaissent dans une perte.

Ces formes évoluées et dégradées, résultat d'une longue évolution, se sont développées sur le flanc d'un ancien niveau en berceau emboîté d'une centaine de mètres dans la surface fondamentale.

III - LE CREUSEMENT DU CANYON

La phase d'érosion régressive qui a affecté la vallée du Rhône au Messinien (G. CLAUZON, 1982) est souvent présentée comme la cause du creusement des canyons affluents. C'est notamment le cas pour l'Ardèche et la Cèze. L. MOCOCHAIN *et al.* (2006-b) évoquent une incision du Rhône et de l'Ardèche à partir d'une topographie associant un piémont alluvial (surface d'abandon pré-évaporitique) à des plateaux calcaires. La même hypothèse est retenue par J.J. DELANNOY *et al.* (2007) à propos de la Cèze.

Toutefois ce schéma ne permet pas de rendre compte de tous les éléments d'observation :

- Les cailloutis rhodaniens d'âge miocène, antérieurs au creusement messinien du Rhône, qui se trouvent sur le belvédère de Saint-Restitut, en rive gauche du Rhône, à 22 km au nord de la confluence avec la Cèze, placent vers 330-340 m d'altitude le niveau de la vallée avant l'incision (G. DEMARCQ, 1960 ; G. CLAUZON, 1982). Il ressort donc que depuis la mise en place de ce dépôt, la surface fondamentale du plateau de Méjannes-le-Clap (à 290-320 m d'altitude), même si elle a pu être déformée sur sa bordure occidentale, n'a pas été soulevée dans son ensemble par rapport à la vallée du Rhône.
- À Saint-André-de-Roquepertuis, à 25 km de la confluence avec le Rhône, un sondage a trouvé la roche en place (Albien) à 70 m NGF, à 8 m de profondeur sous des alluvions. L'ancien thalweg de la Cèze ainsi atteint, se trouve à plus de 300 m au-dessus du thalweg messinien du Rhône. En conséquence, il est impossible d'imaginer que le creusement du Canyon en amont de Saint-André-de-Roquepertuis soit en relation avec un niveau de base régional correspondant à l'épisode régressif messinien.

En définitive, il apparaît vraisemblable que le cycle d'érosion régressive responsable du creusement du canyon de la Cèze s'est amorcé avant le Messinien. Le creusement messinien du Rhône n'a pas eu d'effet sensible sur le profil en long du fond rocheux de la vallée de la Cèze en amont de Saint-André-de-Roquepertuis.

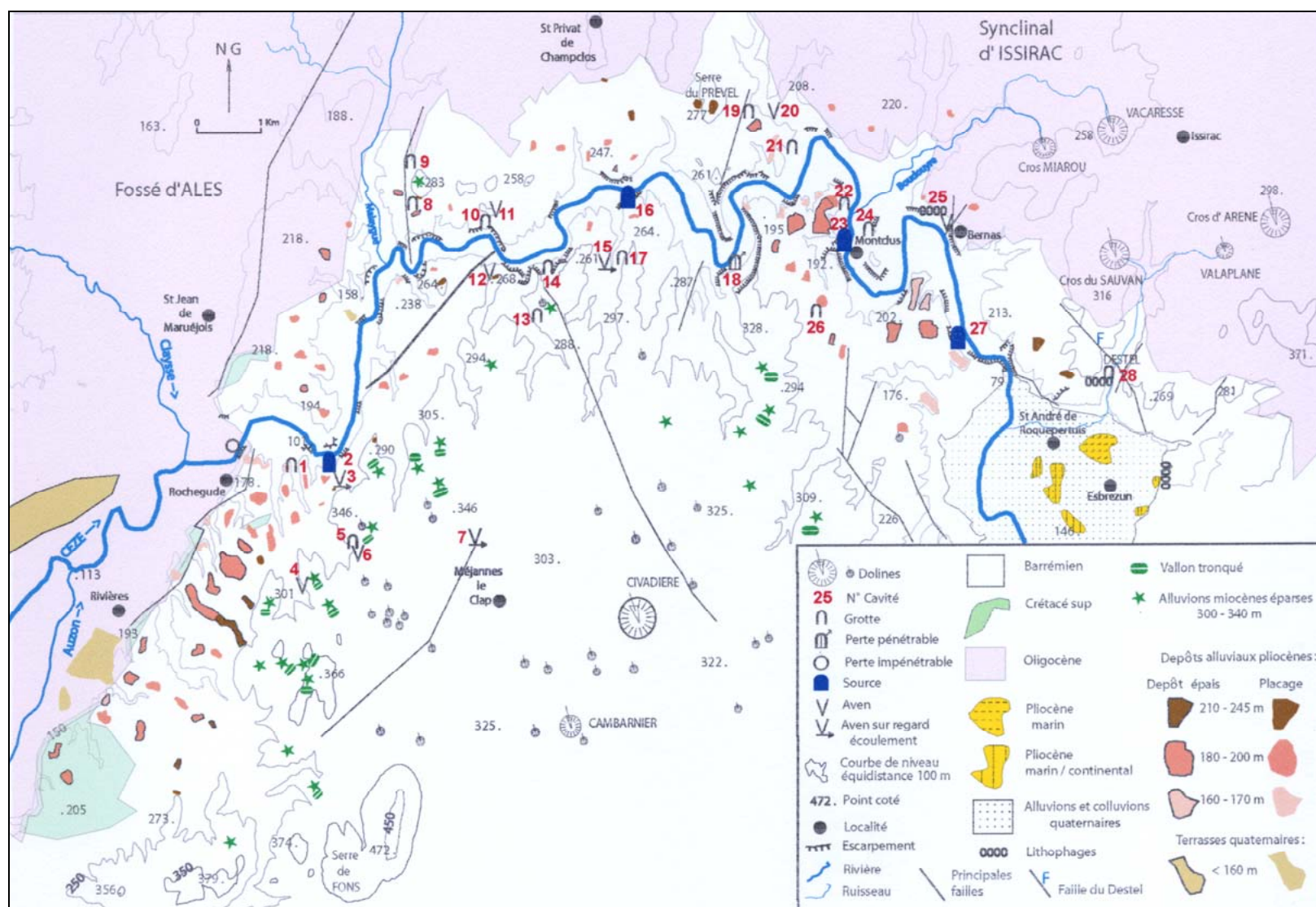


Figure 2 - Le canyon de la Cèze et le plateau de Méjannes-le-Clap : formes karstiques majeures et témoins de l'évolution pliocène.
 Les éléments de la géologie sont tirés des cartes au 1/50 000 Alès (BRGM, 1978) et Pont-Saint-Espirit (BRGM, 1980).

P. AMBERT, le premier, a émis des doutes sur le rôle de la crise messinienne dans la formation des canyons creusés dans les Grands Causses et les Garrigues par les cours d'eau coulant vers le Golfe du Lion (P. AMBERT, 1994). Pour lui, la présence de canyons tout aussi profonds sur les cours d'eau du versant océanique donne l'avantage à une explication tectonique de l'enfoncement du réseau hydrographique. Cette hypothèse qui place avant le Messinien l'essentiel du creusement des canyons, est en accord par les datations des coulées basaltiques des Coirons, datées entre 8 et 6 Ma (P. NEHLIG *et al.*, 2003), qui fossilisent un réseau de vallées, dont la paléo-Ardèche (P. AUDRA *et al.*, 2001). Tout en reprenant ces observations, M. SÉRANNE *et al.*, (2002) n'en admettent pas moins l'idée selon laquelle les creusements par érosion régressive, qui détermineront les rias lors de la transgression Pliocène, datent du Messinien (G. CLAUZON, 1982).

Les mouvements tectoniques du Tortonien offrent une explication possible au creusement du canyon de la Cèze. Mais le travail de D. BESSON (2005) sur le bassin rhodano-provençal miocène a mis en évidence une succession de phases de creusement et de dépôt liées aux influences tectoniques et eustatiques. Il a mis en évidence des encaissements au Burdigalien inférieur, au Burdigalien supérieur (phase principale de creusement) et au début du Tortonien. Chacune de ces incisions a été suivie d'un colmatage des vallées qui a souvent permis une migration du réseau hydrographique, du moins dans la partie subsidente du bassin. Les résultats de D. BESSON ont reçu une large approbation de la communauté scientifique en ce qui concerne le Burdigalien supérieur (D. BESSON *et al.*, 2005).

Dans le secteur de la Cèze, différents éléments doivent être pris en compte :

- D'une part, près de La Bruguière, les dépôts marins du Burdigalien se sont déposés sur une topographie qui ressemble beaucoup au niveau en berceau que l'on trouve, à une altitude voisine, à l'aval du canyon de la Cèze. Le premier stade important de l'incision de la Cèze pourrait donc dater de la fin de l'Aquitaniens et/ou du début du Burdigalien. D. BESSON lui-même (2005) fait du reste l'hypothèse d'un creusement de l'ordre de 100 m dans le secteur de la Cèze.
- D'autre part, dans la vallée de la Cèze, des sédiments marins (avec dents de requins) attribués au Burdigalien ont été conservés près de Saint-Laurent-de-Carnols, à une centaine de mètres d'altitude seulement, en pied de versant (rive gauche), moins de 8 km en aval de Saint-André-de-Roquepertuis (BRGM, 1980). Même si un rattachement de ce dépôt au Langhien correspondrait mieux au schéma d'évolution proposé par D. BESSON, un profond creusement fini-burdigalien apparaît certain. La transgression et le comblement langho-serravaliens, pour leur part, ont laissé des matériaux marneux datés de l'Helvétien dans la ria de La Bruguière (BRGM, 1980). Ces dépôts se trouvent actuellement à 210-220 m d'altitude.
- Enfin, le creusement et le comblement du réseau hydrographique qui se sont produits à la fin du Tortonien sont attestés par les dépôts très épais présents en rive gauche du Rhône, notamment à proximité de la confluence avec la Cèze (BRGM, 1971). Jusqu'à 250 m d'altitude environ, les dépôts tortoniens ont un faciès marin. Ils passent ensuite à des dépôts lacustres, puis à des dépôts conglomératiques, qui affleurent sur des reliefs atteignant 330 m d'altitude.

Certes, dans le canyon de la Cèze, aucun dépôt n'est considéré comme antérieur au Pliocène, mais l'évolution a cependant été complexe. En effet, en accord avec le contexte régional, la phase de creusement principale du Burdigalien supérieur a été suivie d'une transgression et d'un comblement au Langho-Serravalien, puis d'un dégagement et d'un nouveau comblement (successivement marin, lacustre et continental) au Tortonien. Enfin,

l'érosion régressive messinienne, comme précédemment l'érosion tortonienne, a exercé une action limitée, pour l'essentiel, au déblaiement des dépôts préalablement accumulés. Ces deux phases d'érosion n'ont pu provoquer que des surcreusements très faibles par rapport au niveau atteint par le fond du canyon au Burdigalien.

Le niveau de la Cèze à la fin du Messinien, immédiatement avant la transgression marine pliocène, peut être estimé à partir des morphologies karstiques, en utilisant une approche identique à celle utilisée en Ardèche par J. MARTINI (2005) et par L. MOCOCHAIN *et al.* (2006-a, 2006-b). Pour cela, il faut considérer les galeries basses de réseaux présentant, au-dessus, des puits-cheminées et des puits de liaison marqués par l'hydrodynamisme noyé ascendant consécutif à la transgression et à la sédimentation pliocènes (voir *infra*). Dans le secteur d'étude, seul le réseau "aven Grégoire - grotte des Fées", dans la partie supérieure du canyon, permet de déterminer le niveau de la rivière au Messinien. Le mur et le toit de la galerie basse se trouvent respectivement à 105 et 115 m NGF, alors que le thalweg de la Cèze se situe, près de la source des Fées, à 100 m d'altitude.

IV - L'ÉVOLUTION DU CANYON AU PLIOCÈNE

Après la remise en eau de la Méditerranée à 5,3 Ma, le canyon de la Cèze a été envahi par les eaux. Le niveau de la ria pliocène, fixé à 130 m NGF sur le site de Trigan (L. MOCOCHAIN *et al.*, 2006-a, 2006-b), est attesté près de Saint-André-de-Roquepertuis (Fig. 2) par des cordons de galets perforés par les lithophages près d'Esbrezun (Photo 4) et par les empreintes laissées par ces foreurs de substrat dans les premiers mètres de la grotte du Destel (n° 28 – Photo 5) (J. JOLIVET, 2006). Ces témoins du rivage transgressif se trouvent à 135 m d'altitude. La différence avec le niveau marin pliocène (80 m NGF) (B.U. HAQ *et al.*, 1987) met en évidence un exhaussement de 55 m pour le secteur de la grotte du Destel. Dans la partie amont du ravin du Destel, des abris sous roche sans empreintes de lithophages, mais que l'on peut malgré tout rattacher à la grotte du Destel, s'ouvrent à 170 m d'altitude, ce qui trahit le jeu d'une faille (notée F sur la figure 2 – J. JOLIVET, 2006). La découverte récente de perforations à la cote 160 m au bord de la route de Bernas, au-dessus de l'aven de la Petite Salamandre (n° 25), confirme l'existence de tels mouvements.

Le Pliocène est ensuite marqué par le comblement du canyon par des dépôts continentaux. À l'entrée du canyon, les restes les mieux conservés des alluvions pliocènes se présentent sous la forme d'accumulations en place de matériaux. Ces accumulations sont parfois épaisses de plusieurs mètres. Elles sont constituées d'un mélange d'éléments grossiers (graviers et galets, auxquels sont associés quelques blocs) presque exclusivement quartzeux, emballés dans une matrice peu abondante, rougeâtre et à texture fine (Photo 6). Elles se retrouvent jusqu'à 245 m d'altitude, niveau sensiblement supérieur à celui retenu pour la surface d'abandon pliocène dans la vallée du Rhône, soit 200 m NGF sur le transect Trigan - Pierrelatte - Saint-Restitut (L. MOCOCHAIN *et al.*, 2006-a, 2006-b).

Des reliques d'anciens dépôts, galets quartzeux présents dans des secteurs localisés avec une densité de un à deux éléments par mètre carré, ont en outre été observées tout au long des gorges, jusqu'à une altitude de 275 m (Serre du Prével). Les matériaux situés aux altitudes les plus élevées se présentent maintenant sous la forme de cailloux quartzeux épars. Il est donc difficile d'affirmer qu'il s'agit de dépôts pliocènes plutôt que de remaniements de dépôts miocènes.



Photo 4 - Galets perforés par les lithophages près d'Esbrezun (commune de Saint-André-de-Roquepertuis).



Photo 5 - Empreintes de lithophages dans la grotte du Destel (commune de Saint-André-de-Roquepertuis).



Photo 6 - Alluvions pliocènes dans la partie amont du canyon de la Cèze (commune de Rochegude, lieu dit "Le Patis", à 190 m d'altitude).

Les formations alluviales conservées en place au-dessus de 210 m d'altitude reposent sur les vestiges du niveau d'érosion emboîté dans la surface fondamentale miocène.

En contrebas, les dépôts sont localisés sur des replats, larges tout au plus de quelques dizaines de mètres, à 180-200 m et à 160-170 m d'altitude, qui ont favorisé localement la préservation des matériaux pliocènes. Plus bas sur les versants, en dessous de 160 m d'altitude, le Quaternaire a laissé des formations alluviales très différentes, à matrice de couleur brune, dans lesquelles les galets de quartz voisinent avec des galets de schiste et de granite.

Près de la grotte des Fées, le substrat rocheux sous les dépôts qui tapissent le lit de la Cèze, se trouve à plus de 90 m NGF. Il est donc à une vingtaine de mètres tout au plus en dessous de la galerie de la grotte correspondant à la position atteinte par le niveau de base local au Messinien. De toute évidence, le surcreusement du canyon a été faible au Quaternaire.

V - LE KARST PROFOND EN RAPPORT AVEC LA CÈZE

Sur le plateau de Méjannes-le-Clap, subsistent les traces d'une très ancienne spéléogénèse dont les éléments horizontaux sont généralement orientés est-ouest. Toutefois les réseaux les plus intéressants pour notre propos sont ceux qui se trouvent associés à la vallée de la Cèze et dont la formation a donc accompagné l'évolution du canyon. Ces réseaux, orientés N-S à NE-SO, sont constitués de galeries subhorizontales étagées et de conduits verticaux dont certains descendent en dessous du niveau de la rivière.

1) L'endokarst

Les réseaux subhorizontaux en rapport altitudinal avec le niveau de base actuel sont assez nombreux, même si les parties pénétrables sont généralement peu développées :

- Agas-Grégoire-Fées : une galerie horizontale noyée, dont le plancher se situe à 128 m NGF, est atteinte au fond de l'aven de l'Agas (n° 7). Cette galerie de 90 m de long n'est pénétrable ni vers l'amont ni vers l'aval. Lors d'une coloration effectuée en 1969, les eaux de l'Agas ont rejoint la source des Fées, distante de 2300 m en ligne directe, en 148 heures (G. FABRE, 1972, 1980), sans que l'on ait déterminé si elles étaient passées par l'aven Grégoire (n° 3). Un passage facilement pénétrable relie cet aven à la partie aval de la grotte des Fées. Pour leur part, les eaux franchissent plusieurs siphons. À l'extrémité aval de la grotte des Fées, elles rejoignent la Cèze, à 100 m d'altitude, par un passage noyé, l'ancienne sortie, quelques mètres au-dessus de la rivière, ne servant plus que de trop-plein (Photo 7).
- Solitaire (n° 15) : au fond de cet aven, à la cote 101 m NGF, une petite rivière a été colorée (GSBM, 1994). La coloration est ressortie à la source de Force-Male (n° 16), distante de 875 m en ligne droite.
- Salène (n° 18) qui s'ouvre à 95 m d'altitude (Photo 8). Ce réseau, actif seulement en moyennes et hautes eaux, est lié à une perte de la Cèze (voir *infra*).
- Travès (n° 22) dont le réseau inférieur (Photo 9), vers 100 m d'altitude, est inactif et ne débouche pas vers l'extérieur.



Photo 7 - Le porche d'entrée de la grotte des Fées, un peu au-dessus du niveau de la Cèze. (commune de Tharaux).

Photo 8 - L'entrée de la Baume de Salène, sur la Cèze (commune de Méjannes-le-Clap).

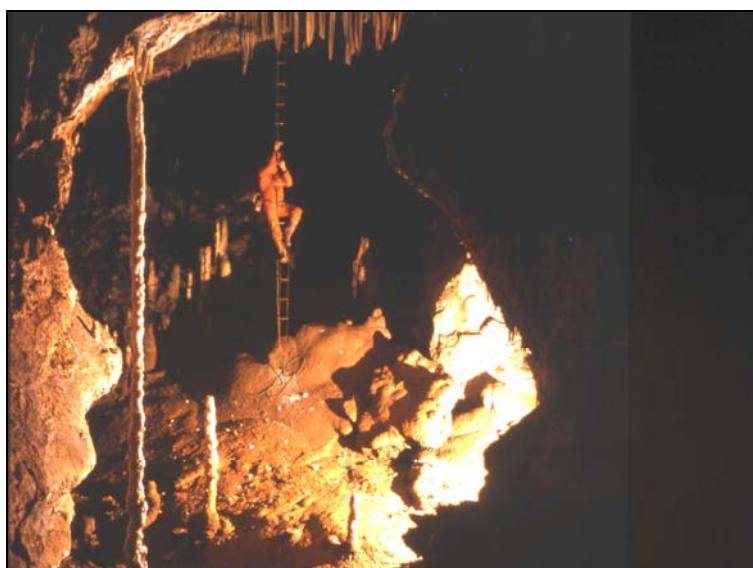
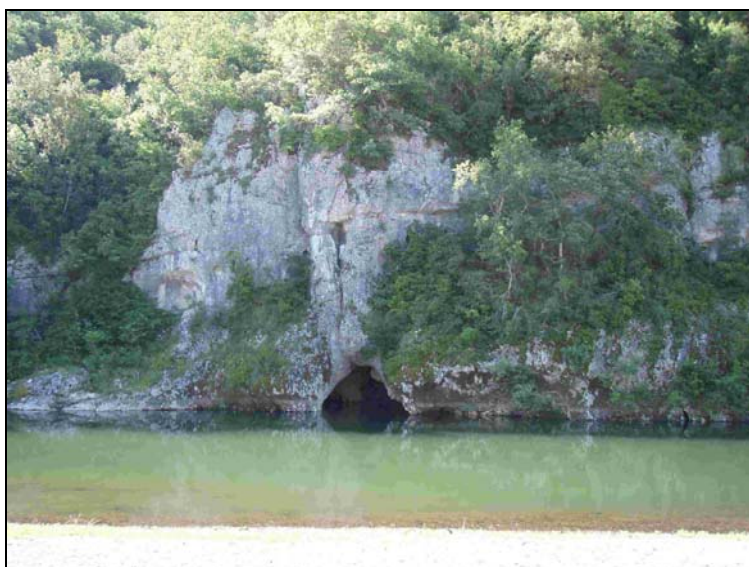


Photo 9 - Galerie inférieure, vers 100 m NGF, de la grotte de Travès (commune de Montclus).

Au-dessus des galeries en relation, au moins apparente, avec le niveau de base actuel, existent des galeries vers 140-150 m NGF : Cimetière-Hasard (n° 1), Fées (n° 2 – galeries supérieures), Malpas (n° 10), Solitaire (galeries supérieures), Travès (galeries supérieures), Prével (n° 21 – Photo 10), Baumette (n° 24), Buse (n° 20), Bret (n° 26). Certaines de ces galeries débouchent à l'air libre (Cimetière-Hasard, Prével, Baumette), alors que d'autres sont aveugles. Dans la grotte de Bret, le réseau à 150-160 m d'altitude est obstrué, à proximité du versant, par des matériaux contenant des éléments quartzeux.

Des galeries subhorizontales se positionnent entre 180 et 220 m NGF : Barry (n° 8), Orage (n° 9), Buse (galerie supérieure), Bret (galerie supérieure – Photo 11), Barbette (n° 19). Ces galeries donnent sur la Cèze, pour les deux premières, ou sur des vallons secs perchés une centaine de mètres au-dessus de la Cèze, pour les trois suivantes.

D'autres galeries se trouvent encore plus haut : Madier (n° 12), Italiens (n° 14 – Photo 12), Claire (n° 17 – Photo 13), Lucarne (n° 11). Il s'agit essentiellement de galeries remontantes vers la sortie (Madier, Italiens, Lucarne – Photos 14), laquelle se fait parfois par un puits (Madier, Lucarne). Les réseaux cités débouchent en surface à des altitudes comprises entre 230 m (Italiens) et 265 m (Madier). Leur longueur est inférieure à 200 mètres. Certaines galeries déclives s'enfoncent très bas : 135 m NGF pour Madier (130 m de profondeur), 136 m NGF pour Lucarne (104 m de profondeur), mais elles ne sont pas connectées à des réseaux subhorizontaux profonds.

Enfin, des galeries qui peuvent descendre ponctuellement à 200 m NGF, mais dont la sortie se fait par des puits débouchant à près de 280 m d'altitude, appartiennent à un groupe de cavités plus élevées. Ces réseaux comportent de grandes galeries remontantes et étagées à la marge desquelles se sont formés des puits en aspect bouteille façonnés par un creusement ascendant comme le montrent des superpositions de banquettes et de coupoles de dissolution : Pèbres (n° 5 – Photo 15), Loir (n° 6). Dans la partie centrale du plateau, la grotte du Seigneur (n° 13 – Photo 16), dont le terminus correspond au soutirage d'une doline, présente des chenaux de voûte et des coupoles de corrosion qui ont été ultérieurement encrassés par des sédiments.

2) Le karst noyé

Le karst noyé est atteint par l'aven Grégoire qui appartient au réseau des Fées. Cet aven qui s'ouvre en surface à 210 m d'altitude présente, pour sa partie verticale, une profondeur d'une centaine de mètres, dont 18 m sont noyés en basses eaux. D'après les plongées effectuées (P. PENEZ et J.C. CHOUQUET, 1987 ; F. VASSEUR, 2007 ; F. VASSEUR et K. MASSEVANT, 2007), le fond de l'aven se raccorde à une galerie qui se développe sur plus de 400 m vers le NO, parallèlement à la Cèze. Cette galerie descend jusqu'à 52 m en dessous du niveau des basses eaux (fond vers 40 m NGF), mais un conduit étroit remonte ensuite brutalement et débouche sur une vaste salle ennoyée à partir de laquelle une galerie subhorizontale permet d'atteindre un secteur exondé qui bute sur un siphon impénétrable.

À l'aval des gorges, le réseau de Marnade (n° 27) est en grande partie noyé. Par rapport à la source de Marnade (à 90 m d'altitude), les plongeurs sont descendus jusqu'à 139 m de profondeur, soit à -35 m NGF (J. VOLANTHEN, 2006). Les plongées les plus profondes ont atteint une galerie subhorizontale orientée vers l'est, dont l'exploration n'a pas été effectuée.



Photo 10 - Galerie vers 140-150 m NGF dans la grotte du Prével (commune de Montclus).

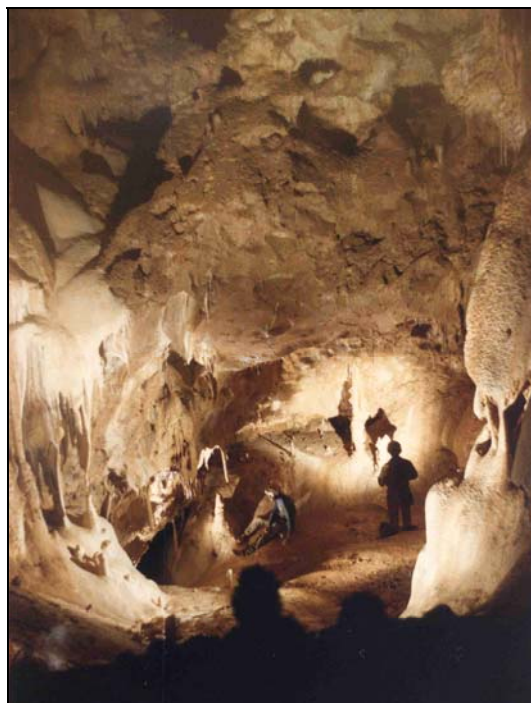
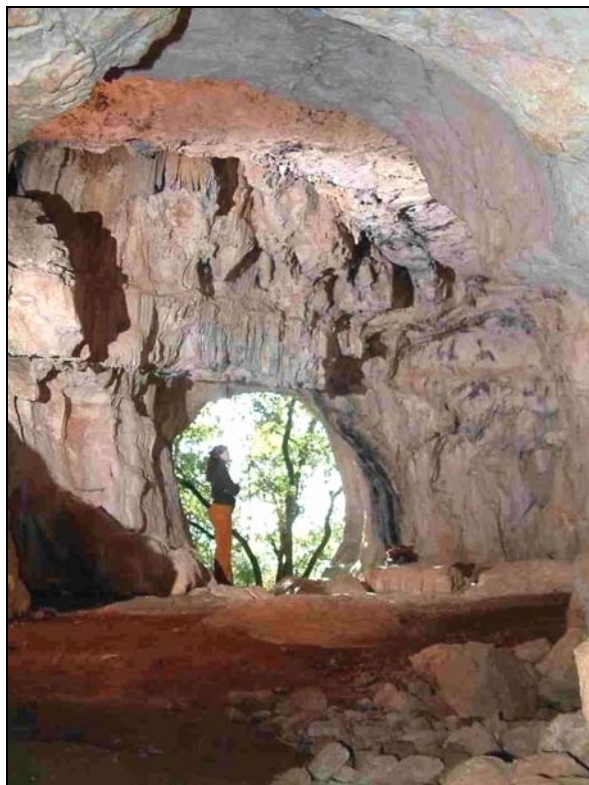


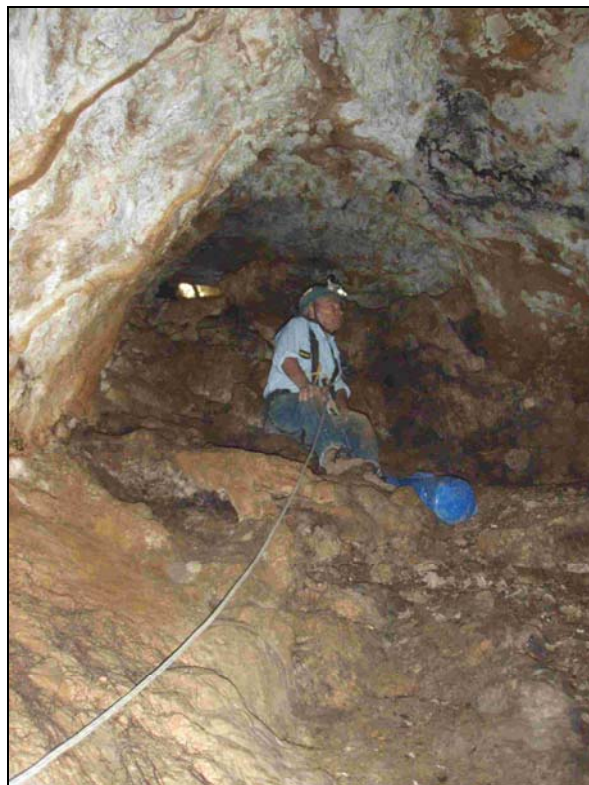
Photo 11 - Galerie supérieure, à 180 m NGF, de la grotte de Bret (commune de Montclus).



Photo 12 - Grotte des Italiens (commune de Méjannes-le-Clap).



**Photo 13 - Grotte Claire
(commune de Méjannes-le-Clap).**



**Photo 14 - Galerie remontante de
la grotte de la Lucarne
(commune de Saint-Privat-de-Champclos).**



**Photo 15 - Puits de liaison du réseau des
Pèbres (commune de Tharaux).**



**Photo 16 - Grotte du Seigneur
(commune de Méjannes-le-Clap).**

Les relations de la Cèze avec le karst noyé sont à double sens. De nombreuses sources jaillissent au fond de la vallée, mais surtout la Cèze subit des pertes importantes. Les plus remarquables sont celles de Rochegude et de Salène. La première, qui est située en amont des gorges, est en liaison avec les sources jaillissant en rive gauche dans le canyon (BRL, 1995). La seconde, marquée par le réseau de galeries déjà évoqué, mais aussi par un puits de plusieurs mètres sous le niveau de la Cèze, est en relation avec la résurgence du Moulin (n° 23), à Montclus (GSBM, 1981 ; J. JOLIVET, 1984).

3) L'organisation et la formation des réseaux étagés

Les grandes galeries déclives comme les galeries subhorizontales inférieures (100 m NGF et 150 m NGF) sont associées à des conduits verticaux. Si certains apparaissent "aveugles", car bouchés ou trop étroits pour une pénétration humaine, d'autres remontent jusqu'en surface.

Les formes observées sur les parois des puits traduisent une évolution en zone épi-noyée (P. AUDRA, 1994) : les parois montrent des cupules d'érosion et les voûtes des coupoles de dissolution (Photos 17 et 18) ; des cannelures de ressuie sont parfois visibles (en particulier sur les conduits des avens de l'Agas et des Papes, en dessous de 260 m NGF) ; de petits méandres très corrodés relient des conduits plus importants. Marqués par une hydrodynamique ascendante, les conduits verticaux peuvent être qualifiés de puits-cheminées (H. CAMUS, 2003).



Photo 17 - Coupoles et cheminée dans la grotte du Prével (commune de Montclus).



Photo 18 - Coupole dans la grotte du Barry (commune de Saint-Privat-de-Champclos).

La figure 3 propose une représentation synthétique simplifiée de la manière dont s'organisent les réseaux karstiques du plateau de Méjannes-le-Clap.

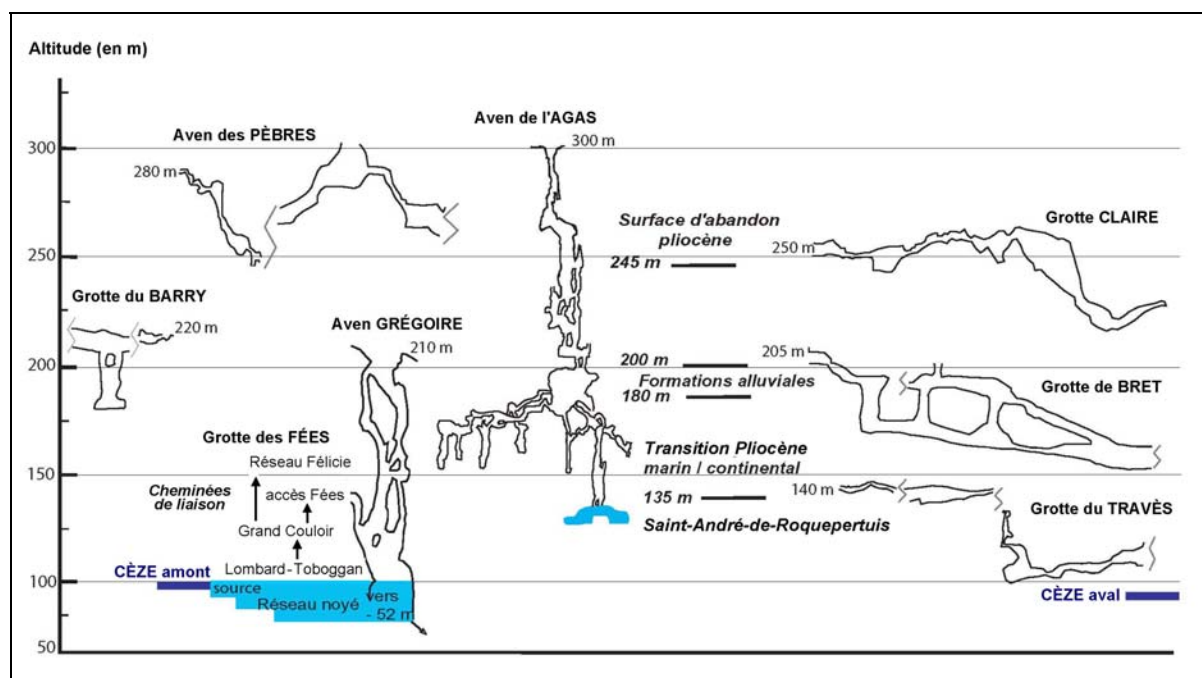


Figure 3 - Représentation synthétique simplifiée de l'organisation verticale des réseaux karstiques du plateau de Méjannes-le-Clap.

Pour rendre compte de cette structuration étagée, il convient d'adopter, dans ses grandes lignes, l'explication proposée par L. MOCOCHAIN *et al.* (2006-a, 2006-b) pour la grotte de Saint-Marcel en Ardèche : les réseaux ont évolué *per ascensum* au Pliocène, à la suite de la transgression marine et de l'accumulation des dépôts continentaux.

On doit ainsi considérer que les galeries subhorizontales proches de l'altitude de la Cèze se sont formées, à un niveau à peine un peu supérieur à l'actuel, dès le creusement du canyon. Les galeries à 140-150 m d'altitude, pour leur part, sont liées au niveau marin pliocène (*cf.* les observations de J.N. SALOMON à Cuba – 1995). Enfin, les galeries déclives, ainsi que les puits-cheminées, aujourd'hui souvent tronqués, mais qui devaient s'ouvrir en surface vers 250 m d'altitude, correspondent à la surface d'abandon pliocène. Si l'altitude à laquelle s'ouvre l'aven de l'Agas exclut une origine strictement *per ascensum*, on observe cependant que ses parois attestent d'une hydrodynamique ascendante jusqu'à la cote 260 m NGF, en rapport avec l'altitude de la surface d'abandon pliocène.

Les relations altitudinales entre les réseaux correspondant à une même phase d'évolution ne sont pas parfaites, mais nous savons que le secteur a subi des mouvements tectoniques après la transgression pliocène.

L'organisation de ces réseaux et la chronologie de leur mise en place en rapport avec l'évolution de la vallée de la Cèze sont résumées sur la figure 4. Toutefois une réserve s'impose. En effet, trois cycles "comblement / creusement (ou déblaiement)" se sont succédés depuis le Burdigalien. La formation de l'endokarst remonte donc à la fin du Miocène inférieur.

Certes, les galeries formées au Burdigalien ou au Tortonien ont pu être depuis colmatées par des dépôts ou fermées par des mouvements tectoniques. Il n'en reste pas moins que certaines galeries attribuées au Pliocène peuvent être plus anciennes et avoir été réutilisées à cette période.

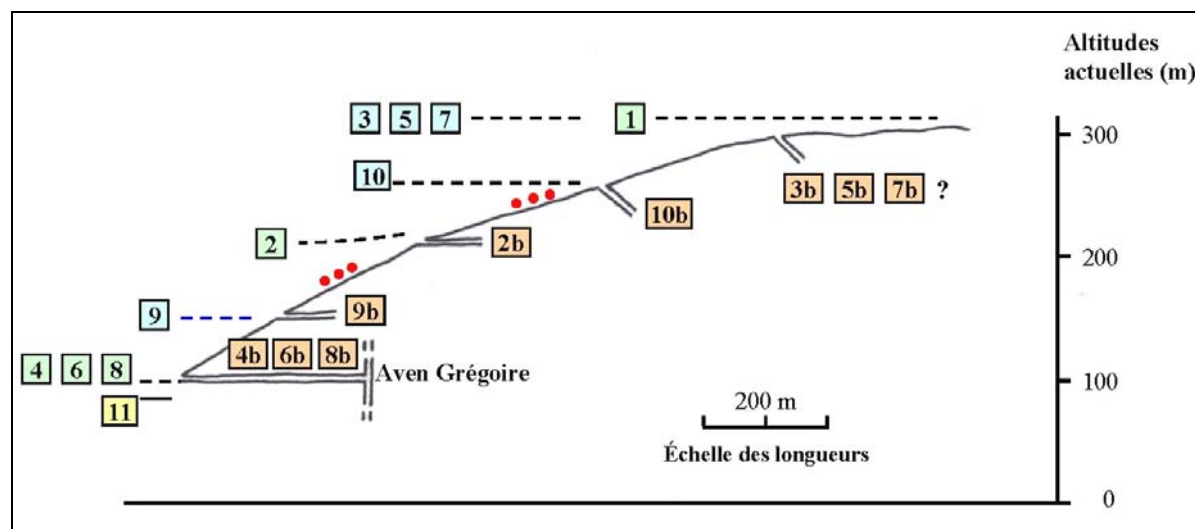


Figure 4 - Évolution paléogéographique du secteur d'étude au Mio-Pliocène.

- 1 : surface d'aplanissement anté-creusement. 2 : niveau d'érosion établi au début du Burdigalien.
 3 : transgression et colmatage de la vallée au Burdigalien. 4 : creusement fini-burdigalien.
 5 : transgression et remplissage du canyon au Langho-Serravalien. 6 : déblaiement des sédiments à la suite des mouvements tectoniques tortoniens. 7 : colmatage du canyon à la fin du Tortonien.
 8 : déblaiement des sédiments au Messinien. 9 : transgression pliocène. 10 : colmatage du canyon au Pliocène (●●● : dépôts conservés). 11 : niveau le plus profond atteint par le canyon au Quaternaire (position du substratum sous les alluvions). 2b, 4b, 6b, 8b, 9b : cavités en relation avec les niveaux de base 2, 4, 6, 8 et 9. 3b, 5b, 7b : cavités qui ont pu connaître une évolution *per ascensum* lors des transgressions et remplissages 3, 5 et 7.

Sous le niveau de la Cèze, le karst noyé montre des galeries profondes qui accompagnent la rivière tout en recoupant certaines sinuosités. À l'aval des gorges, la galerie subhorizontale atteinte au fond du réseau de Marnade se trouve en dessous du niveau de la mer. Le creusement du canyon messinien du Rhône a donc eu des répercussions sur l'enfoncement des circulations karstiques à cette époque. En revanche, l'érosion régressive messinienne n'a pas remonté la vallée de la Cèze. Cette inhibition du creusement linéaire était certainement liée aux pertes subies par la rivière.

Les galeries subhorizontales entre 180 et 220 m NGF sont, pour leur part, en relation avec les premières phases de l'enfoncement de la Cèze, et donc avec les épaulements et les replats mentionnés à propos de la conservation des dépôts alluviaux pliocènes. Comme tous les conduits entre 130 et 230 m NGF, certains réseaux sont en partie colmatés par des matériaux allochtones.

Enfin, les cavités débouchant vers 280 m d'altitude, avec galeries déclives et traces de dynamique ascendante, sont à rapporter aux phases de comblement miocènes. Mais les niveaux atteints par les transgressions et remplissages qui se sont produits au Burdigalien, au Langho-Serravalien et au Tortonien, ne peuvent pas être précisés.

VI - CONCLUSION

Au delà de la description des réseaux karstiques, les observations faites dans le canyon de la Cèze mettent en cause le rôle primordial très souvent accordé à la crise messinienne dans l'incision des canyons de la bordure orientale des Cévennes (J. MARTINI, 2005 ; L. MOCOCHAIN *et al.*, 2006-a, 2006-b).

L'incision du canyon de la Cèze ne doit rien à l'érosion régressive messinienne, dont il apparaît qu'elle a été bloquée à peu de distance de la vallée du Rhône. Pour autant, la crise messinienne n'a pas été sans conséquences, le creusement de la vallée du Rhône ayant influencé les circulations d'eau dans le karst profond. Mais les pertes subies par la rivière du fait de cette évolution karstique, lui ont enlevé toute capacité de creusement. Cette explication a du reste été retenue par L. MOCOCHAIN *et al.* (2006-a) pour justifier que le canyon de l'Ardèche soit resté perché bien au-dessus de celui du Rhône. Mais ces auteurs n'en ont pas moins daté le creusement de l'Ardèche du Messinien. Cette hypothèse qui sous-entend que la crise de salinité messinienne a pu avoir des effets sur le creusement des affluents du Rhône autrement que par érosion régressive est bien peu réaliste. Pour l'essentiel, conformément aux conclusions présentées par D. BESSON (2005) sur l'évolution du bassin rhodano-provençal au Miocène, le creusement du canyon de la Cèze s'est produit, pratiquement jusqu'à son niveau actuel, au Burdigalien supérieur. La phase tectonique tortonienne, comme la régression messinienne, ont seulement provoqué le déblaiement des dépôts accumulés dans le canyon au Langho-Serravalien et au Tortonien final.

Par un autre trait, les observations effectuées sur la Cèze rejoignent le schéma développé par M. SÉRANNE *et al.* à propos de la bordure méridionale des Cévennes. En effet, à la suite des travaux de H. CAMUS (1999), on sait que les réseaux karstiques de la bordure sud cévenole présentent des conduits, qui plus est concrétionnés, plus de 100 m sous les rivières actuelles. Dans ce cas, il faut donc considérer que l'abaissement du niveau de base au Messinien a provoqué un enfouissement du réseau karstique dans les terrains calcaires, comme celui que nous avons évoqué à propos de la Cèze (M. SÉRANNE *et al.*, 2002).

La reconstitution de l'évolution paléogéographique proposée pour la Cèze se heurte cependant aux observations de J. MARTINI (2005) sur la paléo-Ardèche, rivière souterraine qui était alimentée par des pertes et dont les restes se trouvent vers 360-380 m d'altitude, soit près de 300 m au-dessus du niveau actuel de l'Ardèche, à moins de 20 km du Rhône. L'étude paléontologique des débris de micromammifères trouvés dans les remplissages du conduit, ont amené cet auteur à conclure que la paléo-Ardèche était active à la toute fin du Miocène et que le creusement des gorges était postérieur à 5,8 Ma. Sans mettre en doute l'âge du matériel paléontologique étudié, il nous semble possible que sa mise en place n'ait pas été contemporaine du fonctionnement du conduit en rivière souterraine.

En ce qui concerne l'endokarst, nous ne retrouvons pas dans les réseaux karstiques du plateau de Méjannes-le-Clap une structure étagée aussi bien corrélée avec l'évolution pliocène du canyon que celle décrite par L. MOCOCHAIN *et al.* (2006-a, 2006-b) dans la grotte de Saint-Marcel, en Ardèche. Cette grotte est présentée comme un cas d'école d'évolution *per ascensum*. Les galeries subhorizontales inférieures, en dessous de -10 m NGF (profondeur non connue), sont les plus anciennes. En provoquant la remontée du niveau de base local à 130 m NGF, la transgression pliocène a mis en place une hydrodynamique ascendante et a déterminé la formation de conduits subhorizontaux en rapport avec cette cote. Enfin, l'accumulation des dépôts continentaux pliocènes a encore accentué les phénomènes

ascendants, ce qui a entraîné la mise en place d'un réseau subhorizontal à 200 m NGF. Ces trois niveaux de galeries sont reliés entre eux par des puits-cheminées. Cette disposition est globalement respectée sous le plateau de Méjannes-le-Clap, mais aucun réseau ne permet d'observer à lui seul les trois niveaux. Qui plus est, beaucoup de galeries sont aveugles, et très peu débouchent sur la vallée de la Cèze. Pour expliquer cet état de fait, on peut bien sûr invoquer le colmatage des galeries, en particulier à proximité des versants (Photo 19). Mais l'organisation même du karst joue certainement un rôle, les réseaux étant trop peu étendus pour que les circulations profondes aient atteint un haut niveau de hiérarchisation.



Photo 19 - Colmatage de galerie par des matériaux allochtones, à 150 m d'altitude, dans la grotte de Malpas (commune de Saint-Privat-de-Champclos).

Dans le cas du plateau de Méjannes-le-Clap, aux trois réseaux liés au creusement du canyon de la Cèze, à la transgression pliocène et à la surface d'abandon pliocène, s'ajoutent ceux formés lors de la première étape de l'enfoncement de la Cèze à l'Aquitanién-Tortonien. D'autres réseaux, qui débouchent par des puits sur le plateau, portent les traces d'une évolution *per ascensum*. Ils sont les témoins d'une évolution paléogéographique complexe, marquée par trois phases de comblement de la vallée du Burdigalien à la fin du Tortonien.

Dans la grotte de Saint-Marcel, le réseau subhorizontal qui était fonctionnel immédiatement avant la transgression pliocène, se trouve très en dessous du niveau de la mer

actuel. En effet, il s'est formé en relation altitudinale avec le fond du canyon creusé par le Rhône au Messinien. Il en va différemment sous le plateau de Méjannes-le-Clap, où le niveau de base actuel est à peine au-dessous du niveau atteint par le thalweg de la Cèze au Messinien. Toutefois des galeries profondes suivent grossièrement le tracé de la rivière. Ce réseau, dont le développement a bien sûr été conditionné par le creusement du canyon rhodanien, absorbait sans doute très largement les eaux de la Cèze au Messinien, ce qui a eu pour conséquence le blocage de l'érosion régressive.

Remerciements : Nous sommes reconnaissants à Jacques MARTINI de l'intérêt qu'il a toujours porté à ces travaux.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMBERT P. (1994) - *L'évolution géomorphologique du Languedoc central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux, Piémont du Languedoc)*. Documents du BRGM, n° 231, Orléans, 210 p.
- AUDRA P. (1994) - *Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'Île Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France)*. Karstologia Mémoires, n° 5, 279 p.
- AUDRA P., CAMUS H. et ROCHETTE P. (2001) - Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaternaires (aven de la Combe Rajeau). *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 172, n° 1, p. 121-129.
- BESSON D. (2005) - *Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays*. Thèse de doctorat de l'École des Mines de Paris, 364 p.
- BESSON D., PARIZE O., RUBINO J.L., AGUILAR J.P., AUBRY M.P., BEAUDOIN B., BERGGREN W.A., CLAUZON G., CRUMEYROLLE P., DEXCOTÉ Y., FIET N., LACCARINO S., JIMÉNEZ-MORENO G., LAPORTE-GALAA C., MICHAUX J., VON SALIS K., SUC J.P., REYNAUD J.Y. et WERNLI R. (2005) - Un réseau fluvial d'âge burdigalien dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *Comptes rendus Géoscience*, vol. 337, n° 12, p. 1045-1054.
- BLANC P.L. (2002) - The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, vol. 15, p. 303-317.
- BRGM (1971) - *Carte géologique Orange au 1/50000*. Édit. BRGM, Orléans, feuille XXX-40, n° 914, CHAMPENOIS M., DESOIGNIES M. *et al.*, avec notice, 12 p.
- BRGM (1978) - *Carte géologique au 1/50000 Alès*. Édit. BRGM, Orléans, feuille XXVIII-40, n° 912, BERGER G. *et al.*, avec notice, 58 p.
- BRGM (1980) - *Carte géologique Pont-Saint-Esprit au 1/50000*. Édit. BRGM, Orléans, feuille XXIX-40, n° 913, MASSE J.P., BOIS J.J., DAMIANI L., VOGT J. *et al.*, avec notice, 36 p.
- BRL (1995) - *Analyses des soutiens d'étiage de la Cèze*. Rapport au Syndicat Mixte d'Aménagement et de Développement Touristique du Pays de Cèze, 41 p.
- CAMUS H. (1999) - L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sub-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). In : *Des paysages du karst au géosystème karstique - Dynamiques, structures et enregistrement karstiques*, Édit. Laboratoire de Géographie de l'Université de Savoie (Le-Bourget-du-Lac), Y. PÉRETTE et J.J. DELANNOY édit., p. 55-74.

- CAMUS H. (2003) - *Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole : relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats*. Thèse de Doctorat de l'Université de Bordeaux III, 720 p.
- CDS-30, 1982 - Cavités maitresses des Garrigues. *Bulletin du Comité Départemental de Spéléologie du Gard*, vol. 23, p. 3-32.
- CHABAUD A. (1966) - *L'Uzège et la région bagnolaise. Le bassin et la garrigue d'Uzès, les basses vallées de la Cèze et du Gardon. Études de géographie physique, économique et humaine*. Éditions PELADAN, Uzès, tome 1 : le milieu physique, 195 p.
- CLAUZON G. (1982) - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 24, n° 3, p. 597-610.
- CLAUZON G., RUBINO J.L. et SAVOYE B. (1995) - Marine pliocène Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. *Publication ASF - Paris*, vol. 23, p. 145-222.
- COULET E. (1975) - *Morphologie des plaines et garrigues du Languedoc-Roussillon méditerranéen*. Thèse de doctorat d'État, Université Lille III, 3 tomes, 2042 p.
- DELANNOY J.J., JAILLET S., FUDRAL S., GASQUET D., KAUFMANN O., SABAUD M. et PLOYON E. (2007) - L'Aven d'Ornac, un jalon karstique pour la reconstitution paléogéographique de l'interfluve Ardèche/Cèze. *Collection EDYTEM - Cahiers de Géographie*, n° 5 (L'Aven d'Ornac. Valorisation touristique, apports scientifiques), p. 117-147.
- DEMARCO G. (1960) - Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). *C. R. Acad. Sci., Paris, série II*, vol. 250, p. 4013-4015.
- FABRE G. (1972) - *Les Garrigues Septentrionales du Gard. Étude de géomorphologie karstique*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Montpellier, 198 p.
- FABRE G. (1980) - *Les karsts du Languedoc oriental. Recherches hydrogéomorphologiques*. Mémoires AFK, n° 2, 446 p + 15 planches et 6 cartes HT.
- FLOQUET M. (2006) - *Cours de Géologie "Géologie de la France" ou les bassins sédimentaires, les chaînes de montagnes et le volcanisme de France*. Université de Provence, Cours de Licence 3 et de Master 1, Biologie générale - Environnement - Sciences de la Terre (BGET), 64 p.
- GSBM (1981) - Coloration de Baume Salène. *Bulletin GSBM (Groupe Spéléo Bagnols - Marcoule)*, vol. 9 : La Cèze, p. 30-34.
- GSBM, 1994 - L'aven du Solitaire. *Bulletin GSBM (Groupe Spéléo Bagnols - Marcoule)*, vol. 15, p. 25-31.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.
- JOLIVET J. (1984) - Baume Salène. *Bulletin du Comité Départemental de Spéléologie du Gard*, vol. 25, p. 47.
- JOLIVET J. (2006) - Le ravin et la grotte du Destel (Saint-André-de-Roquepertuis, Gard). *Actes de la Quinzième Rencontre d'Octobre* (Corveissiat, 2005), Édit. Spéléo-Club de Paris et Club Alpin Français, p. 50-52.
- MARTINI J. (2005) - Étude des paléokarst des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France) : mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. *Karstologia*, vol. 45-46, p. 1-18.
- MAZAURIC F. (1904) - *Explorations hydrologiques dans les régions de Cèze et du Bouquet (Gard, 1902-1903)*. Bulletin et Mémoires de la Société de Spéléologie, Spélunca, tome V - n° 36, 54 p.
- MOCOCHAIN L., BIGOT J.Y., CLAUZON G., FAVERJON M. et BRUNET P. (2006-a) - La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, vol. 48, p. 33-50.

-
- MOCOCHAIN L., CLAUZON G. et BIGOT J.Y. (2006-b) - Réponse de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 177, n° 1, p. 27-36.
- NEHLIG P., BOIVIN P., GOËR A. de, MERGOIL J., PROUTEAU G., SUSTRAC G. et THIÉBLEMON D. (2003) - *Les volcans du Massif Central*. Revue Géologues, n° Spécial Massif Central, Édit. BRGM, 40 p.
- PENEZ P. et CHOUQUET J.C. (1987) - Grotte des Fées. *Info-Plongée*, vol. 34.
- SCSP (1982) - *Les cavités majeures de Méjannes-le-Clap*. Édit. Société Cévenole de Spéléologie et de Préhistoire d'Alès (SCSP), 2 tomes, 96 et 144 p.
- SALOMON J.N. (1995) - Relation entre karsts, aquifères et niveaux de la mer à Cuba. *Hommes et Terres du Nord*, Lille, n° 1/2, p. 82-96.
- SÉRANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARVARAND J. et QUINIF Y. (2002) - Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 173, n° 2, p. 97-112.
- VASSEUR F. (2007) - *Mise à l'eau pour balèze dans la vallée de la Cèze*.
Site internet : www.plongeesout.com/explorations/explorations.htm
- VASSEUR F. et MASSEVANT K. (2007) - *L'aven Grégoire dans la vallée de la Cèze (30)*. Site internet : www.ffessmpm.fr/spip.php?article442
- VOLANTHEN J. (2006) - *Source de Marnade*. Traducteur D. BORG.
Site internet : www.plongeesout.com/explorations/explorations.htm

Article soumis le 9 novembre 2007.

Révisé par deux rédacteurs de la revue (sous le seul nom de Joël JOLIVET) et par un relecteur extérieur.

Accepté après révision le 15 février 2008.

Mis en ligne le 20 mars 2008.