UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I - Université de Provence
U.F.R des Sciences Géographiques et de l'Aménagement
Centre Européen de Recherches et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (UMR 6635-CNRS)

N° :

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

Formation doctorale : Espaces, Cultures et Sociétés

Présentée et soutenue publiquement

Par

Ludovic MOCOCHAIN

Le 14 mai 2007

LES MANIFESTATIONS GEODYNAMIQUES -EXTERNES ET INTERNES- DE LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE SUR UNE PLATE-FORME CARBONATEE PERI-MEDITERRANEENNE : LE KARST DE LA BASSE ARDECHE (MOYENNE VALLEE DU RHÔNE ; FRANCE).

Jury

Mireille PROVANSAL	Professeur, Université de Provence, CEREGE,	Co-directeur
Olivier BELLIER	Professeur, Université Paul Cézanne, CEREGE,	Co-directeur
Georges CLAUZON	Maître de conférence, Université de Provence, CEREGE,	Co-directeur
Olivier PARIZE	Enseignant-chercheur, Ecole des Mines de Paris,	Examinateur
Alfredo BINI	Professeur, Université de Milan (Italie),	Rapporteur
Michel SERANNE	Chargé de recherche, Université de Montpellier 2,	Rapporteur
Monique FORT	Professeur, Université Denis Diderot, Paris VII	Examinateur
Philippe AUDRA	Maître de conférence, Université de Nice-Sophia Antipolis	Examinateur

Les impacts de la crise de salinité messinienne dans le karst : exemple en Basse Ardèche.

Mots-clés : crise messinienne de salinité, spéléogenèse *per ascensum*, niveaux repères, karst noyé, puits-cheminée, recoupement de méandre, Basse Ardèche, moyenne vallée du Rhône.

La crise messinienne de salinité est à l'origine d'une oscillation eustatique « hors normes » en Méditerranée. En moins de 300 000 ans, entre 5,6 et 5,32 Ma, le niveau marin méditerranéen a fluctué sur près de 2000 m, provoquant une érosion sans précédant des marges du bassin. Cet évènement s'est propagé très loin dans les terres, sous forme d'une érosion fluviatile intense : les canyons messiniens. En retour, lors de la remise en eau pliocène à 5,32 Ma, ces dépressions profondes et allongées, se retrouvent submergées en rias. Les cours d'eau refoulés par la transgression, entament alors une reconquête de leur domaine en colmatant les rias par une progradation originale en *Gilbert type fan delta*.

Au final, la géodynamique des cours d'eau durant le cycle eustatique messino-pliocène a provoqué la formation de quatre surfaces repères dont la géométrie et la nature stratigraphique permettent de restituer l'évolution du niveau de base sur une durée de 4 Ma.

Cette thèse a pour objectif d'étudier les impacts de ces oscillations dans la spéléogenèse des massifs calcaires méditerranéens. C'est en Basse Ardèche, sur le plateau de Saint-Remèze, que j'ai mené mes investigations en raison de sa proximité par rapport à la vallée du Rhône et de son potentiel spéléologique.

L'approche spéléo-karstologique des grottes en Basse Ardèche, couplée à l'étude des niveaux repères du cycle messino-pliocène, m'a permis de réinterpréter la chronologie et les mécanismes des différentes phases de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze. Cette investigation a révélé deux familles de réseaux spéléologiques interférant. Un karst noyé profond, dont les conduits sont préférentiellement verticaux, et un système de réseaux horizontaux disposés en étages qui restituent d'anciennes positions du niveau de base.

On remarque en Ardèche, qu'il existe une corrélation géométrique entre plusieurs niveaux de grottes et les niveaux repères du cycle messino-pliocène. Curieusement, cette corrélation géométrique sous-entend une dynamique *per ascensum* de l'étagement des niveaux de grottes, ce qui s'oppose radicalement aux précédentes interprétations. Cette dynamique d'étagement inhabituelle se trouve validée par la réinterprétation du fonctionnement des puits de jonction entre étages. Les morphologies de ces puits indiquent en effet qu'ils se trouvaient dans la zone noyée du karst et qu'ils ont été formés par des courants ascendants.

Cette réinterprétation de l'étagement des grottes en Basse Ardèche permet de dégager deux grandes phases de spéléogenèse :

- La première est induite par l'exceptionnel gradient topographique délivré, au cours de la crise, par le creusement des canyons messiniens. Cette spéléogenèse profonde, en quête du niveau de base déprimé, s'est principalement réalisée lorsque les conditions hydrologiques à la surface du karst étaient favorables.
- La seconde est l'adaptation de ce drainage aux forçages causés par les remontées successives du niveau de base au cours du Pliocène. Cette spéléogenèse *per ascensum* prend la forme, dans certains cas, de conduits vauclusiens qui débouchent en surface, au contact du niveau de base rehaussé. Dans d'autres cas, elle se réalise par étagement de niveaux sub-horizontaux, interconnectés entre eux par un système de conduits remontants : les puits-cheminées. Dans la grotte de Saint-Marcel, cette spéléogenèse *per ascensum* permet à l'Ardèche de former des recoupements souterrains de ses méandres qui se greffent sur ces réseaux néoformés.

Le transit de l'Ardèche dans le karst a laissé d'importants dépôts fluviatiles cristallins. Ces dépôts, en position d'abris, nous ont permis de pratiquer une détermination de leur âge d'enfouissement par l'utilisation des cosmonucléides $^{10}Be/^{26}Al$. Les résultats obtenus permettent de caler, par une datation absolue, l'une des phases de la chronologie relative de la spéléogenèse ardéchoise.

L'investigation détaillée des niveaux de l'endokarst, permet de proposer un modèle d'évolution du niveau de base régional (sous-entendu, de la géodynamique), qui s'appuie sur la chronologie évènementielle du cycle messino-pliocène, dont une phase est contrainte par une détermination absolue.

Sommaire

Introduction

I	**Etat des connaissances et problématique de recherche.**	9
II	**Méthodologie et développement de l'étude.**	11
III	**Organisation du mémoire.**	16

Partie I : Les modalités du méga-cycle eustatique messino-pliocène de Méditerranée.

I	**La crise de salinité, état des connaissances.**	21
II	**Les manifestations de la crise.**	24
III	**Les impacts différés de la crise.**	28
IV	**Les niveaux repères du cycle eustatique messino-pliocène.**	31
V	**Résumés et conclusion.**	35

Partie II : Etat des connaissances et perspectives pour les manifestations de la crise dans le karst.

I	**Une problématique régionale (introduction à la publication).**	39
II	**The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France.**	43
III	**Résumés et conclusion.**	55

Partie III : Les grandes tendances de l'évolution du niveau de base restituées par les niveaux repères et la géodynamique qui s'en dégage dans le karst.

I	**Niveaux de spéléogenèse et niveau de base.**	59
II	**Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne.**	63
III	**Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France.**	75
IV	**Résumés et conclusion.**	90

Partie IV : Géodynamique d'une plate forme carbonatée sous contrôle du cycle eustatique messino-pliocène

I Fixer un cadre géodynamique pour l'étude de l'endokarst (introduction à la publication). 94

II The effect of river dynamics induce by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: example of the Lower Ardèche River (Mid Rhône valley). 98

III Résumés et conclusion. 114

Partie V : L'apport de l'endokarst pour l'étude des paléo-environnements

I Le rôle mémoire de l'endokarst. 118

II La grotte de Saint-Marcel : un site de référence pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. 123

III Apport des datations des cosmonucléides produits *in situ* pour la compréhension du fonctionnement de l'endokarst ardéchois. 144

IV Résumés et conclusion. 157

Partie VI - Conclusion générale. Un « karstotype » méditerranéen de référence : la plate-forme carbonatée de la Basse-Ardèche au cours des 6 derniers Ma.

I Introduction. 160

II Les résultats apportés par ce travail. 160

III Prospectives. 171

Références bibliographiques (hors publication). 178

Annexe. 193

Introduction

I. Etat de l’art et problématique.

II. Méthodologie et développement de l’étude.

III. Organisation du mémoire.

I Etat des connaissances et problématique de recherche.

I.1 Etat des recherches géologiques en Basse Ardèche.

La basse vallée de l'Ardèche et ses plateaux calcaires marquent l'interface entre le domaine rhodanien et les Cévennes. Du NW au SE, c'est pratiquement toute la série mésozoïque et la série cénozoïque qui se trouvent traversées par la rivière. Son cours alterne entre large vallée aux terrasses fluviales étagées et canyon étroit inscrit dans un paysage de surfaces d'aplanissements emboîtées. Pour les Sciences de la Terre, cette richesse morphologique a été attractive et se traduit par une littérature abondante dès le XIXème siècle.

La région des plateaux ardéchois et son caractère karstique est de longue date un site privilégié par de nombreux auteurs. H. Baulig (1928) ou É.A. Martel (1893 ; 1894 ; 1930) dressaient déjà ce constat en établissant une liste bibliographique de travaux multiples en géologie et géomorphologie, déjà importante pour l'époque.

La littérature récente, restreinte au seul plateau de Saint-Remèze, est considérable et couvre l'intégralité des champs des Sciences de la Terre. Chaque domaine est bien documenté par de nombreux travaux universitaires. La tectonique de la Basse Ardèche est traitée par Guérin (1973a ; 1973b ; 1975) et Bellier & Vergeley (1985) ; l'hydrogéologie comporte le plus grand nombre de thèses ; avec Mazellier (1971), Belleville (1985) ou encore Gombert (1988) ; la géomorphologie est abordée par Baulig (1928), Thomas (1968), Callot (1979) et Cornet (1988), la stratigraphie des grands étages géologiques est très bien documentée par Lafarge (1978) et Signolles (1980) ainsi qu'abordée par de nombreux colloques et exécutions ; la karstologie du plateau de Saint-Remèze est traitée à de nombreuses reprises par Callot (1979), Blanc (1976), Blanc et Chamley (1975), Belleville (1985), Debard (1988), Gombert (1988) et Delannoy *et al.*, (2001a ; 2001 b ; 2004) et enfin le Pléistocène est traité dans les travaux de Michou (1934 ; 1940 ; 1983 ;1984), Labrousse (1977) et Debard (1988 ; 1997).

Cette liste bibliographique n'est pas exhaustive, le but étant de passer en revue les principaux travaux ayant été menés ces dernières années en Basse Ardèche, autour du plateau de Saint-Remèze. Les résultats d'une bonne partie de ces travaux trouvent naturellement place sous forme de synthèse dans l'élaboration de la carte géologique de Bourg-Saint-Andéol et de sa notice (Pascal *et al.*, 1989a ; 1989b). Ils constituent la base de notre propre recherche.

I.2 Etat des connaissances sur la spéléogenèse ardéchoise.

La question de la spéléogenèse est abordée par cinq thèses et quelques publications, réalisés depuis la décennie 70 (Mazellier, 1971 ; Guérin, 1973 ; Blanc, 1976 ; Blanc et Chamley, 1975 ; Callot, 1979 ; Belleville, 1985 ; Debard, 1988 ; Gombert, 1988 ; Debard *et al.*, 2000), auxquels il faut ajouter les derniers travaux relatifs à la grotte Chauvet et à l'aven d'Orgnac (Delannoy *et al.*, 2001a ; 2001 b ; 2004 ; 2005 ; Debard *et al.*, 2002 a ; 2002 b ; Perroux, 2005).

Cette profusion d'études depuis une trentaine d'années, sur le thème récurrent du karst ardéchois, permet de traiter la question de l'état de l'art par une approche épistémologique.

Après les travaux de Baulig (1928), Guérin (1973) est le premier à songer au caractère polyphasé du karst ardéchois en constatant son étagement. Dans sa thèse, l'auteur propose d'aborder la datation des phases de spéléogenèse par une approche basée sur une analyse statistique des principales directions d'écoulement des réseaux souterrains. Guérin (1973) part du principe que chaque grand épisode tectonique est à l'origine d'une direction de fracturation qui peut être utilisée par les processus de spéléogenèse. Si les réseaux karstiques étudiés empruntent cette direction de fracturation, la spéléogenèse est forcément contemporaine ou postérieure à l'épisode tectonique en question.

Pour chaque réseau étudié, l'auteur dresse des histogrammes de directions préférentielles. Cet exercice l'amène à comparer ensuite les principales directions de développement des réseaux avec la carte de la fracturation locale afin de pouvoir incrémenter à chaque réseau un âge maximum qui dépend de l'âge de la dernière direction de fracture affectant le substratum. Le modèle de Guérin (1973) propose également que chaque phase tectonique génère l'apparition d'une nouvelle direction de fracturation tout en contribuant à fermer, de manière synchrone, les fractures antérieures à la spéléogenèse. De fait, la chronologie de son modèle se trouve toujours contrainte entre les épisodes tectoniques successifs.

Ce modèle statistique permet à Guérin d'identifier quatre grandes périodes d'évolution du karst ardéchois :

- Un karst antérieur à la phase pyrénéo-provençale, dont il ne subsiste que quelques témoignages sous forme de poches karstiques à remplissage d'argiles crétacées et éocènes.
- Un karst postérieur à la phase pyrénéo-provençale et antérieur à la phase de distension oligocène. Selon l'auteur, les témoignages de ce karst sont rares en raison du démantèlement de la surface topographique.
- Un karst postérieur à la phase de distension et antérieur à la phase alpine. Cette troisième phase est la plus importante pour l'auteur, il lui attribue l'essentiel des grands réseaux spéléologiques abandonnés, perchés au-dessus de l'Ardèche.
- Un dernier épisode de karstogenèse, débutant au cours de la phase alpine jusqu'à l'Actuel. Cet épisode terminal correspond à l'essentiel des réseaux actifs émergeants à proximité du talweg de l'Ardèche.

Le modèle proposé par Guérin (1973 a ; 1973 b) est repris par Blanc (1976) dont il discute une partie de la chronologie qui s'appuie, selon lui, sur un creusement trop précose des gorges de l'Ardèche au Miocène. La chronologie formulée par Blanc, développe le principe de l'étagement de niveaux de spéléogenèse pouvant être indépendant de la position de l'Ardèche et, de fait, découplé du creusement de ses gorges. Blanc propose ainsi quatre grandes phases de spéléogenèse :

- Une première responsable de la formation des réseaux horizontaux les plus hauts en altitude. Blanc propose un âge tertiaire pour ces réseaux qui sont indépendants du niveau de l'Ardèche et antérieurs au creusement de son canyon.
- Une seconde phase plus récente, d'âge miocène, dont les réseaux se trouvent en contrebas des précédents. Cette seconde étape est toujours indépendante et antérieure au creusement des gorges de l'Ardèche que l'auteur attribue au Miocène terminal et au Pliocène inférieur.
- Une troisième phase en contrebas des deux précédentes et contemporaine du creusement d'une partie des gorges au Miocène terminal.
- Une dernière phase, récente, qui draine le plateau de Saint-Remèze en direction du talweg de l'Ardèche, dont la position est acquise au Quaternaire récent.

Callot (1979) reprend en grande partie la chronologie de Blanc mais regrette que l'évolution du niveau de base régional ne soit pas mieux connue, ce qui permettrai d'affiner davantage la chronologie des grandes phases de spéléogenèse.

Belleville (1985) discute également l'importance de prendre en compte les oscillations du niveau de base pour parvenir à une chronologie cohérente des phases de spéléogenèse. Dans cette perspective, l'auteur soulève le problème du rôle de l'évolution géodynamique régionale responsable d'oscillations importantes du niveau de base du karst. Dans sa démonstration, l'auteur est l'un des premiers à supposer l'influence de la régression messinienne dans ces oscillations mais reconnaît qu'elles sont difficiles à identifier.

Bien que Belleville (1985) ne remette pas en question le principe chronologique des formes étagées en fonction de leurs altitudes relatives, l'auteur s'interroge sur le déroulement linéaire de cette chronologie *per descensum* lorsque celle-ci est élaborée dans un contexte complexe d'oscillations du niveau de base.

Pour parvenir à dégager une chronologie des grandes étapes de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze, Belleville reprend le modèle de Guérin auquel il intègre les stades connus de l'évolution du

niveau de base. L'auteur propose ainsi deux périodes de spéléogenèse séparées par un évènement géomorphologique majeur : le creusement pré-pliocène des gorges de l'Ardèche. Belleville (1985) propose trois phases de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze :

- La première correspond à l'élaboration des très hauts niveaux de galerie à l'Oligo-Miocène. Cet épisode de spéléogenèse précède le creusement des gorges de la rivière dont le drainage est indépendant de l'Ardèche.
- La seconde phase correspond à l'élaboration de niveaux intermédiaires qui dépend de l'Ardèche lors d'un stade avancé du creusement de son canyon au Miocène terminal.
- La troisième phase correspond au drainage actuel du plateau qui émerge à proximité immédiate du talweg de l'Ardèche. L'auteur date cette dernière phase au Plio-Quaternaire sans davantage de précision.

Notons que Belleville (1985) est le premier auteur à envisager une spéléogenèse profonde tributaire d'un niveau de base très en contrebas de sa position actuelle, qu'il attribue à la régression messinienne. C'est en développant cette idée novatrice que l'auteur insiste sur la nécessité de bien connaître l'évolution du niveau de base régional pour contraindre de manière satisfaisante la chronologie des grandes étapes de spéléogenèse.

Sur la base des travaux de ses prédécesseurs, Gombert (1988) tente d'améliorer la connaissance des étapes de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze en ajoutant au modèle de Guérin (1973) le paramètre climatique. Gombert, par une méthode de calcul de la dissolution du calcaire basée sur le climat, va proposer d'affiner la chronologie de l'évolution de l'endokarst en fonction de périodes climatiques plus ou moins favorables à la spéléogenèse. La chronologie qu'il propose finalement diffère assez peu de celle de Belleville (1985).

La dernière synthèse en date des grandes étapes de spéléogenèse est proposée par Debard (2000) et reprend en partie la chronologie proposée par Belleville (1985) sur la base de trois épisodes de spéléogenèse, ponctués par le creusement des gorges de l'Ardèche.

Les travaux plus récents se consacrent plutôt à l'étude de détail d'une grotte en particulier : la grotte Chauvet (Delannoy *et al.*, 2001a ; 2001 b ; 2004 ; Debard *et al.*, 2002 a ; 2002 b) et l'aven d'Orgnac (Delannoy *et al.*, 2005 ; Perroux, 2005). La différence avec les travaux précédents est de ne plus utiliser le modèle de Guérin (1973), mais de baser la chronologie de l'étagement des niveaux de grotte uniquement sur l'évolution du niveau de base régional. Ce changement méthodologique s'appuie essentiellement sur une meilleure connaissance de l'évolution géodynamique régionale au cours des derniers millions d'années en tenant compte des oscillations du niveau de base générées par le méga-cycle eustatique messino-pliocène (Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon *et al.*, 1995).

Au final, cet inventaire des interprétations de la spéléogenèse ardéchoise souligne la divergence de points de vue entre auteurs qui utilisent pourtant un même modèle chronologique, le modèle de Guérin (1973). Dès la thèse de Callot (1979), et dans les travaux qui suivirent, les auteurs déplorent d'ailleurs la méconnaissance de l'évolution du niveau de base régional au cours des derniers Ma, qui les empêchent de proposer une chronologie plus précise.

I.3 Problématique de travail.

Depuis l'état des lieux dressé lors de l'excursion pilotée par Clauzon *et al.*, (1997) sur le thème « Manifestations karstiques induites par le creusement messinien », aucun travail axé sur le karst méditerranéen du territoire français affecté par la crise de salinité n'a été mené. En tant que spéléologue, j'ai été amené à travailler avec Georges Clauzon sur cette problématique. C'est au regard des nombreux critères imposés par le sujet, notamment l'approche du karst par l'observation spéléologique que la Basse Ardèche calcaire s'est vite imposée comme un terrain privilégié pour traiter le sujet. Les deux raisons prépondérantes sont :

1) La proximité immédiate du plateau de Saint-Remèze par rapport à la vallée du Rhône et à la Méditerranée. En bordure du plateau la vallée du fleuve concentre, sur une même verticale, les quatre niveaux repères générés par le cycle eustatique messino-pliocène. De fait, cette bonne connaissance

régionale des impacts directs et différés de la crise est un atout pour l'investigation de l'endokarst environnant.

2) Le potentiel spéléologique important du plateau de Saint-Remèze.

La Basse Ardèche est un site de référence pour la pratique de la spéléologie car l'endokarst y est très développé (Balazuc, 1986). Plusieurs dizaines de grottes et avens sont recensés, dont la grotte de Saint-Marcel qui compte parmi les plus étendues de France (plus de 56 km de galeries).

Cette excellente connaissance du milieu souterrain ardéchois et sa proximité géographique par rapport au niveau de base rhodanien, dont l'évolution est actuellement très bien renseignée (Clauzon, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1997 ; Mandier, 1988), conditionnent cette nouvelle étude du karst ardéchois.

Sur le territoire français, la problématique de mon travail de thèse n'avait jamais été formulée, du moins d'une manière aussi explicite : « la crise de salinité a-t-elle tenue un rôle dans la karstogenèse ? Si oui, quelles en sont les relations ? ».

Depuis longtemps, certains auteurs soupçonnaient le rôle qu'a pu jouer la crise dans la formation de karsts profonds. Jean Nicod fut de ceux-là quand, en 1984, il formula de manière très simple l'idée que la fontaine de Vaucluse, de par sa grande profondeur, pouvait être la conséquence de l'effondrement du niveau de base rhodanien durant la crise de salinité (Julian et Nicod, 1984). Cette idée est aussi développée par Michelot et Mudry (1985) et Belleville (1985) qui associent une étape de spéléogenèse profonde dans les karsts bordiers de la moyenne vallée du Rhône en rapport avec le talweg messinien du fleuve.

Quelques années plus tard, l'idée d'une karstogenèse associée à la crise de salinité a été présentée par Bini (1994) pour le karst Lombard (Italie). Il semble que ce soit le premier article français consacré entièrement à la problématique de la spéléogenèse induite par la crise de salinité.

L'idée d'une spéléogenèse profonde induite par la crise est reprise dans plusieurs travaux dès la seconde moitié de la décennie 90 (Blanc, 1995 ; Blanc et Monteau, 1997 ; Clauzon *et al.*, 1997 ; Audra, 1997 ; Camus, 1997, 1999 ; Delange, 1997). La tendance générale de ces études était de considérer, avant tout, le rôle majeur du gradient topographique délivré par la crise et responsable d'une karstogenèse profonde. En revanche, la géodynamique succédant à la crise, celle des remontées considérables du niveau de base au Pliocène, étaient peu évoqués, pas plus que leurs rôles ne soient vraiment considérées.

Cet état des lieux permet de souligner la connaissance très partielle des impacts directs et différés de l'évènement messinien sur les karsts du pourtour méditerranéen. La problématique de ma thèse s'inscrit dans une approche différente des précédents auteurs car elle intègre deux fronts de recherche, celui de l'investigation morphologique et sédimentaire du karst et celui axé sur la géodynamique du cycle messino-pliocène abordé par l'investigation des niveaux repères.

Cette problématique nouvelle est favorable à une relecture complète des paysages souterrains et de surface de la Basse Ardèche.

II Méthodologie et développement de l'étude.

En raison de la diversité des milieux étudiés, il a fallu recourir à un ensemble de méthodes appartenant à plusieurs champs des Sciences de la Terre : la reconnaissance de terrain, l'étude de documents (références bibliographiques et cartes) et les travaux de laboratoire.

II.1 Le travail de terrain.

II.1.1 En surface.

Le travail réalisé en surface consistait à identifier, caractériser et cartographier l'ensemble des objets géomorphologiques pouvant permettre une reconstitution, la plus détaillée possible, de l'évolution du niveau de base régional. Il s'agit principalement d'un travail chrono-stratigraphique sur les niveaux repères du cycle messino-pliocène, les terrasses pléistocènes ainsi que sur les surfaces d'aplanissement et leur dépôts corrélatifs lorsqu'il existe encore des témoins.

II.1.2 Sous terre.

Le milieu souterrain est difficile à étudier en raison de son accessibilité qui requière notamment la maitrise et la pratique des techniques de progression spéléologiques. En dépit de ces conditions particulières d'accès et de progression, le milieu souterrain offre l'avantage d'être un milieu conservateur qui recèle une grande richesse d'objets morphologiques et sédimentaires. Ces formes et ces formations sont autant de témoignages des nombreuses phases d'évolution qu'a enregistré une grotte au cours de son histoire. Mais, bien que le milieu souterrain soit très conservateur, il faut garder à l'esprit que c'est un milieu confiné, compartimenté et dont certaines parties ne seront jamais accessibles à l'homme (réseau colmaté ou impénétrable). L'investigation morpho-sédimentaire des grottes, aussi minutieuse soit-elle, ne peut donc être que partielle. Pourtant, l'endokarst apparaît bien souvent comme seul données paléogéographiques disponibles, c'est notamment le cas des régions subissant des processus géodynamiques très actif, à l'image des vallées alpines (Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997 ; Hauselmann, 2002). Plusieurs études récentes, menées dans des domaines géodynamiques plus « calmes », ont toutes démontré l'apport incontestable de l'endokarst pour restituer l'évolution paléogéographique d'une région. On retiendra les travaux de Losson (2004) sur le rôle du karst dans la capture de la Moselle ou encore les travaux de Camus (2003) et Bruxelles (2001) sur les reconstitutions paléogéographiques de la région des grands causses.

L'autre difficulté inhérente à l'investigation du karst est de parvenir à identifier les bons indicateurs permettant de restituer les phases de spéléogenèse d'une cavité en fonction de l'évolution géodynamique régionale. D'un point de vue épistémologique cette difficulté peut s'expliquer en raison du caractère récent de notre discipline. Il n'existe, en effet, pas d'approche « clé en main » qui permette de traiter et d'assimiler, par une même approche, le très grand nombre de phénomènes karstiques. C'est pourquoi, en fonction des caractéristiques du karst d'une région donnée, il est souvent nécessaire de croiser plusieurs approches –tel que : l'hydrogéologie ; la géomorphologie ; la spéléo-karstologie ; la géologie structurale ; la sédimentologie, etc.– afin de parvenir à dégager l'intérêt de ce milieu pour l'étude géologique régionale. Cette approche pluridisciplinaire sera notamment présentée dans la partie II de ma thèse qui présente une étude de plusieurs massifs karstiques très différents.

En Ardèche, l'investigation du karst se prête facilement à une approche directe spéléo-karstologique. L'essentiel de notre travail sous terre a donc consisté à identifier les formes et les formations dont l'interprétation permet de restituer une chronologie relative détaillée des phases de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze. Pour parvenir à ce résultat, nous avons travaillé dans de nombreuses grottes, dont certaines ont nécessité plusieurs visites. Ce travail a permit de sérier les critères morphologiques et sédimentaires les plus révélateurs de l'évolution géodynamique de la Basse Ardèche. Ces principaux critères sont :

- La disposition étagée des cavités horizontales. Si le contexte géologique s'y prête, une cavité horizontale peut

restituer une ancienne position stable du niveau de base. Ainsi, l'étagement de cavités horizontales restitue les grandes étapes de l'évolution du niveau de base régionale.

- La disposition des grandes familles de formes pariétales au sein des cavités. Le karst se découpe en trois zones : la zone vadose ; la zone épi-noyée et la zone noyée, cette dernière est disposée sous le niveau de base. Chacune de ces trois zones se caractérise par des morphologies spécifiques. L'identification de ces morphologies permet de restituer la zone du karst dans laquelle se positionnait la grotte étudiée. A l'échelle de la cavité, la zonation des familles de formes pariétales permet de fixer, avec une grande précision, la position de la surface piézométrique qui prolonge en interne la position du niveau de base.
- La nature des sédiments et les relations stratigraphiques qu'ils entretiennent avec la cavité. L'étude des processus de dépôts dans le karst renseigne sur les conditions de fonctionnement hydrologique de la cavité. Certains sédiments sont directement associés à la phase de formation de la cavité tandis que d'autres sont plus spécifiques de son évolution posérieure (phase de colmatage détritique ou chimique).

Notre investigation de l'endokarst ardéchois n'aurai pu être réalisée sans un support cartographique de grande précision. Cet exercice cartographique est un travail long et fastidieux réalisé par les spéléologues. Il permet d'aboutir à une représentation 3D géoréférencé d'un vide souterrain. Sans ce travail préalable que nous devons aux spéléologues, l'étude spéléo-karstologique de l'endokarst serait aléatoire, pour ne pas dire impossible. Dans le cadre de nos investigations, ce document correspond à l'extension souterraine de la carte topographique de surface.

Outre ce rôle de support cartographique indispensable à nos investigations morpho-sédimentaires, la topographie d'une cavité permet avant tout de restituer sa position dans son contexte géographique et géologique.

L'inventaire de ces témoingnages morpho-sédimentaires et l'interprétation des relations stratigraphiques qu'ils entretiennent doit nous permettre (1) de dégager une chronologie relative des phases d'évolution de la cavité : de sa spéléogenèse à son abandon, (2) d'identifier quelles ont été les interactions entre la cavité et l'évolution géomorphologique extérieure, sous contrôle des oscillations du niveau de base régional.

II.2 Le travail sur documents.

Il est indissociable du travail de terrain et se décline en plusieurs approches :

- Le travail sur cartes topographiques à différentes échelles. La carte topographique est le document que j'ai le plus utilisé au cours de ma recherche. L'investigation morphologique de surface, dans une région de plateaux envahis par la végétation, est extrêmement difficile à mener car aucun belvédère ne permet de vraiment rendre compte des subtilités du relief auquel, il faut ajouter les effets de perspectives. La carte s'avère donc être un document indispensable qui procure une vue synthétique d'ensemble, quelle que soit l'étendue des secteurs étudiés.
- Le travail sur carte géologique. La carte géologique est le complément indissociable de la carte topographique lorsqu'il est question d'interpréter les formes du relief. Si le côté interprétatif du document est parfois discutable, la carte géologique a le précieux avantage de compiler les observations géologiques de surface rapportées par plusieurs générations de géologues et géomorphologues.

  En tant que géomorphologue, il est souvent intéressant de travailler sur un document ne présentant que l'information géologique à l'état brut sous forme de description. Dans cette perspective, les premières éditions des cartes géologiques restent une mine d'observations qui, par la suite, ont souvent été supprimées ou synthétisées sous un même figuré. A titre d'exemple, la couche de marnes bleues de l'édition au 80 000ème devient P_1 (Pliocène inférieur) sur l'édition au 50 000ème, ou encore une surface étendue de galets siliceux rubéfiés devient, sur

les éditions récentes, une terrasse alluviale rissienne.

- Enfin, il reste le travail bibliographique inhérent à toute recherche scientifique.

II.3 Le travail en laboratoire.

Le travail en laboratoire est essentiellement réalisé sur les sédiments piégés dans les grottes. Les analyses possibles sont nombreuses et apportent des précisions impossibles à obtenir *in situ* comme la composition pétrochimique des sédiments ou encore la détermination, par des méthodes isotopiques, de l'âge absolu du sédiment.

Ma problématique de recherche a exigé un travail de terrain de longue haleine qui, en raison du grand nombre de grottes en Basse Ardèche, n'est sans doute pas encore abouti puisqu'on ne peut juger de l'intérêt d'une cavité qu'après l'avoir explorée. Cette investigation de terrain m'a conduit à formuler un modèle d'évolution du karst basé sur l'analyse et l'interprétation des formes et des formations propres au milieu souterrain ardéchois. Ce modèle, à présent bien contraint et intégré dans la géodynamique régionale, a permis de se livrer à une première série d'analyses par l'utilisation des nucléides cosmogéniques du $^{10}Be/^{26}Al$. Les résultats de ces déterminations donnent une contrainte temporelle absolue pour l'âge d'une des grandes phases de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze.

Ces résultats démontrent que ce type d'investigation indirect est un champ d'étude complémentaire ouvert par le travail de terrain et par les questions qu'il soulève.

Dans la conclusion de ma thèse, au chapitre prospectives, je présente quelques pistes de recherches en laboratoire sur plusieurs types de sédiments endokarstiques qu'il est maintenant possible d'envisager.

III Organisation du mémoire.

Le corps de mon mémoire de thèse s'organise autour de résultats ayant donné lieu à plusieurs publications. Bien qu'assez inhabituelle en Géographie, cette démarche représente déjà le standard dans les autres disciplines des Sciences de la Terre.

Chaque publication pouvant se suffire à elle-même, on peut reprocher à ce type de mémoire de thèse de manquer de cohérence d'un chapitre à l'autre. J'ai donc tenté d'organiser ce mémoire de telle sorte à dégager un fil conducteur dans l'enchaînement des idées, ce qui amène à proposer un découpage en six parties :

La **première partie** fait un point sur l'état des connaissances sur la crise de salinité messinienne et de ses conséquences morphologiques et sédimentaires. Ce chapitre a pour vocation de fixer le cadre géodynamique dans lequel s'inscrit notre problématique de recherche.

La **seconde partie** présente un état de nos connaissances de la réponse des karsts méditerranéens à la crise de salinité. Ce chapitre présente les premiers résultats d'un travail mené en collaborationmmun par plusieurs chercheurs sur le territoire français. L'idée de départ de cette publication était de mettre en avant la diversité des réponses du karst en fonction du contexte géologique propre à chaque massif et de sa position géographique par rapport au niveau de base méditerranéen. Ce découpage permet à chaque auteur de proposer l'approche méthodologique la plus appropriée en fonction des spécificités de chaque massif karstique étudié.

Après cet état des lieux régional, la **troisième partie** aborde le cas plus spécifique d'une plate-forme carbonatée se trouvant à 150 km de la Méditerranée mais à proximité immédiate de l'un de ses principaux fleuves : le Rhône. Dans ce troisième chapitre nous analyserons la réponse souterraine du plateau calcaire de Saint-Remèze aux grandes oscillations du niveau de base sous contrôle du mégacycle eustatique messino-pliocène.

Ce chapitre est subdivisé en deux parties. La première partie présente un modèle de spéléogenèse développé autour d'une étude menée dans la grotte de Saint-Marcel en fonction de l'évolution du niveau de base régional restituée par l'étude des niveaux repères du cycle messino-pliocène. La seconde partie du chapitre présente l'extension de ce modèle à plusieurs grandes cavités du plateau de Saint-Remèze.

La **quatrième partie de la thèse** propose d'aborder, par une approche inédite, la question de l'âge du creusement du canyon de l'Ardèche. Cette question est systématiquement récurrente dans l'ensemble des travaux consacrés à la Basse Ardèche et bien souvent, les interprétations sont divergentes.
L'interprétation que je propose, sur la base d'observations de terrain, permet de pratiquer une relecture des processus de karstogenèse du plateau de Saint-Remèze dans un contexte chronologique et géodynamique à présent bien contraint.

Enfin, la **cinquième partie** présente l'apport que constitue le karst en terme de mémoire paléoenvironnementale par une étude détaillée d'un grand réseau ardéchois : la grotte de Saint-Marcel. Les quatre premières parties de la thèse ont démontré les conséquences directes et différées de crise de salinité dans la formation de l'endokarst ardéchois. En retour, l'investigation de la grotte de Saint-Marcel révèle une richesse dans l'enregistrement des paléorenvironnements et plus particulièrement les oscillations de faible amplitude des positions du niveau de base.
L'identification d'une chronologie relative des séquences de spéléogenèse interfère et enrichie la courbe d'évolution du niveau de base régional proposée par l'étude des niveaux repères. Nos résultats font apparaître des séquences d'évolution du niveau de base qui n'avaient pas pu être décelées par la seule étude des niveaux repères.
Dans le dernier chapitre de cette partie, nous présentons les résultats de l'utilisation des cosmonucléides du $^{10}Be/^{26}Al$ pratiqués sur du matériel sédimentaire allochtone piégé dans la grotte de Saint-Marcel. La contrainte temporelle absolue, fournie par ces déterminations, valide notre modèle jusqu'à présent établie sur la chronologie évènementielle du cycle messino-pliocène.

Pour finir, la conclusion (**partie VI**) rappelle les principaux résultats de ma recherche et présente plusieurs pistes de recherches complémentaires que je tiens à entreprendre prochainement.

Partie I : Les modalités du méga cycle eustatique messino-pliocène de Méditerranée.

I. La crise de salinité, état des connaissances.

II. Les manifestations de la crise.

III. Les impacts différés de la crise.

VI. Les niveaux repères du cycle eustatique messino-pliocène.

I La crise de salinité, état des connaissances.

L'investigation des tréfonds méditerranéens menée lors de la campagne océanographique DSDP Leg XIII au début des années 70 (Ryan *et al.*, 1973) avait pour objectif prioritaire de carotter le réflecteur M omniprésent sur les profils sismiques des plaines abyssales des bassins méditerranéens grâce aux moyens technologiques mis en œuvre par le *Glomar Challenger* (Ryan, 1969 ; Montadert *et al.*, 1970). L'identification d'une épaisse couche d'évaporites sur une large partie des bassins, ne fut pas pour autant une surprise car les campagnes sismiques préalables avaient déjà révélé la présence de diapirs qui trahissaient l'existence d'une unité salifère chapotée par le réflecteur M. L'étonnement vint de l'âge de cette couche en concordance avec la série sus-jacente révélée comme étant pliocène (Cita *et al.*, 1973) et la série sous-jacente d'âge miocène. C'est de cette découverte qu'a été repris le concept de la crise de salinité messinienne, préalablement développé pour les évaporites des bassins périphériques, étendu à tout le bassin méditerranéen (Hsü *et al.*, 1973). A bord du navire océanographique, deux modèles furent proposés (fig. I.1) pour tenter d'expliquer la formation de cette puissante série d'évaporites ; le modèle profond (*Desiccated deep-basin model* ; Hsü, Cita, Ryan, 1973) et le modèle peu profond (*Shallow water shallow basin model* ; Nesteroff, 1973).

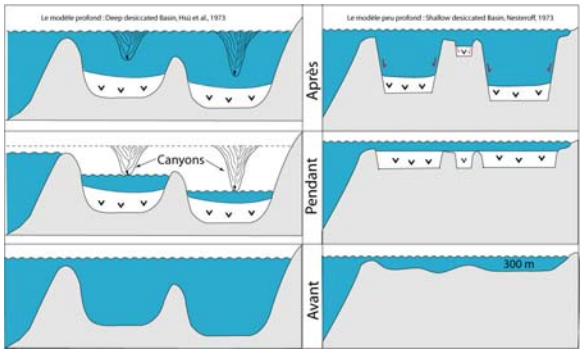


Figure I.1 : Les deux modèles interprétatifs de la crise de salinité messinienne. Ces deux modèles ont été proposés immédiatement après l'imputation chronologique messinienne des évaporites profondes.

Si les deux modèles s'accordent à interpréter la formation des évaporites sous faible tranche d'eau, attestée par la présence de stromatolithes dans les évaporites carottées, ils s'opposaient radicalement sur l'environnement paléogéographique de la crise. Le modèle profond postule une physiographie du bassin analogue à l'actuelle et donc un plan d'eau évaporitique 2000 ou 3000 m en contrebas de l'Atlantique, tandis que le modèle peu profond imagine la formation des évaporites dans un bassin méditerranéen épicontinental d'une profondeur maximum de 500 m (fig. I.1). La présence d'une surface d'érosion sur les marges méditerranéennes, se prolongeant à terre par de profonds canyons (Clauzon, 1973, 1978, 1982 ; Ryan, 1978 ; Ryan and Cita, 1978 ; Barber, 1981 ; Gennesseaux et Lefebvre, 1980), valide *ipso facto* le modèle profond. Si aujourd'hui un consensus semble être acquis en faveur du modèle profond, il n'est pas inutile de rappeler que la découverte des évaporites messiniennes généra une controverse qui donna lieu à de nombreux modèles interprétatifs de l'évènement messinien. Cette profusion d'interprétations provient surtout du fait qu'il existe des lacunes dans nos connaissances de la stratigraphie complète des évaporites profondes, car elles n'ont, à ce jour, jamais été intégralement traversées par forage, objet des futures campagnes du nouveau navire océanographique japonais.

I.1 Les origines de la crise.

Le bilan hydrique actuel de la Méditerranée est largement déficitaire. Ce déficit est provoqué par une évaporation nettement supérieure aux apports du bassin et de ses tributaires fluviatiles. Le maintien du plan d'eau au niveau universel est assuré par des apports de l'océan Atlantique (Cojan et Renard, 1997) en échange anti-estuariens au niveau de Gibraltar. Bien que les conditions physiographiques et climatiques aient évolué au Néogène, la configuration actuelle du bassin renseigne, par analogie, sur les conditions paléoenvironnementales supposées lors du déclenchement de la crise. C'est donc son bilan hydrologique négatif qui provoqua l'effondrement du plan d'eau par évaporation, une fois les liaisons interrompues avec l'Atlantique.

Au Miocène supérieur, les échanges entre océan Atlantique et mer Méditerranée s'opéraient par plusieurs isthmes ouvrant deux principaux passages, le corridor sud-rifain (nord Maroc) et le détroit nord-Bétique au sud de l'Espagne (fig. I.2). Bien que les avis divergent sur la part des facteurs climatiques, eustatiques et tectoniques à l'origine de l'interruption des échanges entre Méditerranée et Atlantique, la crise de salinité résulte d'un long processus tectonique qui modifia progressivement la physiographie de l'arc bético-rifain (fig. I.2) provoquant la fermeture successive des isthmes par une compression N-S (Jolivet *et al.*, 2006).

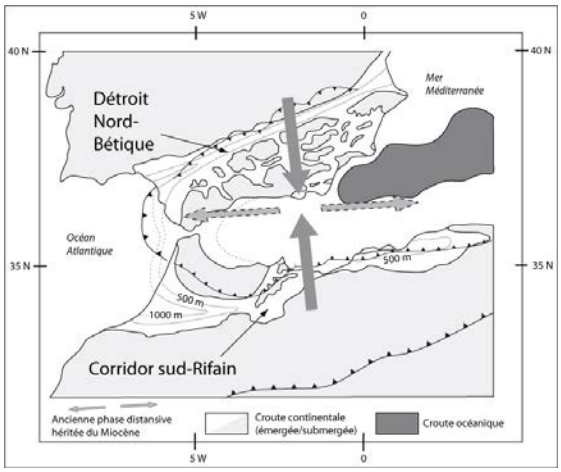


Figure I.2 : Physiographie de l'arc bético-rifain et contexte tectonique à la veille de la crise (Besson *et al.*, 1991 ; Jolivet *et al.*, 2006). Au début du Messinien les échanges étaient assurés par le Corridor rifain au sud et le Détroit Bétique au nord. C'est une compression N-S qui a provoqué la fermeture progressive des liaisons océaniques à la veille de la crise.

Le facteur tectonique n'est pas pour autant le seul responsable de la crise de salinité. Il se combine à une baisse du niveau de l'océan mondial (Haq *et al.*, 1987) associée à deux épisodes glaciaires mis en évidences par Shackleton *et al.* (1995). S'additionnent à cette conjoncture les conditions climatiques semi-arides de l'époque (Suc et Bessais, 1990 ; Bertini *et al.*, 1998) provoquant la diminution des échange Atlantique/Méditerranée et l'enrichissement progressif en sel du bassin (Sierro *et al.*, 1999 ; Seidenkrantz *et al.*, 2000). Dans un deuxième temps, la combinaison de ces facteurs a provoqué l'isolation du bassin, conduisant à l'effondrement de son plan d'eau de 1500 m à 1900 m par évaporation (Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan, 1976 ; Clauzon, 1982 ; Réhault *et al.*, 1984).

Cette succession d'évènements a provoqué la formation de plusieurs générations d'évaporites (les évaporites marginales des bassins périphériques et les évaporites profondes en domaine abyssal) dont l'étude stratigraphique a permis d'appréhender la chronologie de la crise.

I.2 Chronologie de la crise de salinité.

La chronologie de la crise de salinité demeura longtemps imprécise, notamment en raison des limites stratigraphiques de l'évènement qui ne pouvaient être appréhendées de manière directe en domaine abyssal. C'est en effet au cœur des bassins profonds que réside l'intégralité de la séquence sédimentaire messinienne qui n'a, à ce jour, jamais été intégralement traversée par forage.

Dans la perspective d'investiguer l'intégralité de la série évaporitique, un programme de recherche est sur le point d'être initié grâce à la réalisation, par les japonais, d'un navire océanographique techniquement capable de réaliser des forages à grande profondeur avec garantie de sécurité vis-à-vis d'éventuelles venues d'hydrocarbures.

Cette méconnaissance de la stratigraphie complète de l'étage messinien conduit à des approximations notoires et des controverses dans l'interprétation de la chronologie de dépôt des différents épisodes évaporitiques. De plus, la nature lithologique des séries évaporitiques les rendent pratiquement toutes azoïques et inappropriées aux études radiométriques.

L'achèvement de la crise à 5,32 Ma est provoqué par la remise en eau du bassin. Cet évènement est utilisé pour définir la limite chronostratigraphique Miocène/Pliocène (zone MP 11, Mpl. 1, Cita, 1975), en accord avec la chronologie astronomique de Hilgen and Langereis (1993). Elle bénéficie d'une bonne calibration obtenue par diverses méthodes (Hilgen and Langereis, 1993 ; Cande and Kent, 1992, 1995). En revanche, l'âge du déclenchement de la crise a été plus difficile à déterminer pour les raisons évoquées plus haut.

La première chronologie détaillée de la crise de salinité fut proposée par Gautier *et al.*, (1994) en pratiquant une étude magnétostratigraphique dans les évaporites

périphériques du bassin de Sorbas (en Andalousie, Espagne) et en Sicile (Italie). Cette étude a permis de contraindre le déroulement de la crise dans l'épisode paléomagnétique inverse de l'époque Gilbert (Chron C3r de Cande and Kant, 1995).

Afin d'interpréter les causes responsables de la formation de deux corps évaporitiques séparés par une surface de ravinement au sein des bassins périphériques et de proposer une corrélation chronologique entre évaporites profondes et périphériques Clauzon *et al.* (1996) ont proposé un modèle de déroulement de la crise de salinité en deux temps (fig. I.3). Durant le premier temps de la crise (entre 5,9 et 5,6 Ma), l'intégralité des séries évaporitiques périphériques (inférieures et supérieures) se déposent au sein des bassins marginaux. Les deux séries périphériques (supérieure et inférieure) sont séparées par une discordance de ravinement interprétée comme la conséquence d'une chute du niveau marin de + de 100 m, attribuée au glacio-eustatisme (cycles TG 22 et 20 intervenus entre 5,75 et 5,70 Ma ; Shackleton *et al.*, 1995). Le second temps de la crise correspond à l'effondrement de 1500 m du plan d'eau méditerranéen, responsable du dépôt des évaporites profondes dans les plaines abyssales, restées sous faible tranche d'eau.

Ce modèle en deux temps est partiellement remis en cause par Krijgsman *et al.* (1999) qui démontrent, par des calibrations cyclostratigraphiques, que le ravinement observé entre les deux séries évaporitiques périphériques ne peut être contemporain des cycles glacio-eustatiques TG 20 et TG 22. Ces auteurs interprètent la discordance séparant les évaporites périphériques supérieures et inférieures comme synchrone de l'effondrement de 1500 m du plan d'eau méditerranéen (fig. I.3). Le modèle de Krijgsman *et al.* place l'épisode évaporitique profond comme très rapide (< à 100 000 ans) et suivi par une remise en eau du bassin d'une durée de 170 000 ans, responsable du dépôt des évaporites périphériques supérieures.

II Les manifestations de la crise.

L'effondrement du plan d'eau méditerranéen par évaporation a pour conséquence d'exonder les marges du bassin, jusqu'alors en construction. Ce domaine sous-aquatique est porté en relief subaérien et subit un démantèlement sous la forme d'une surface d'érosion.

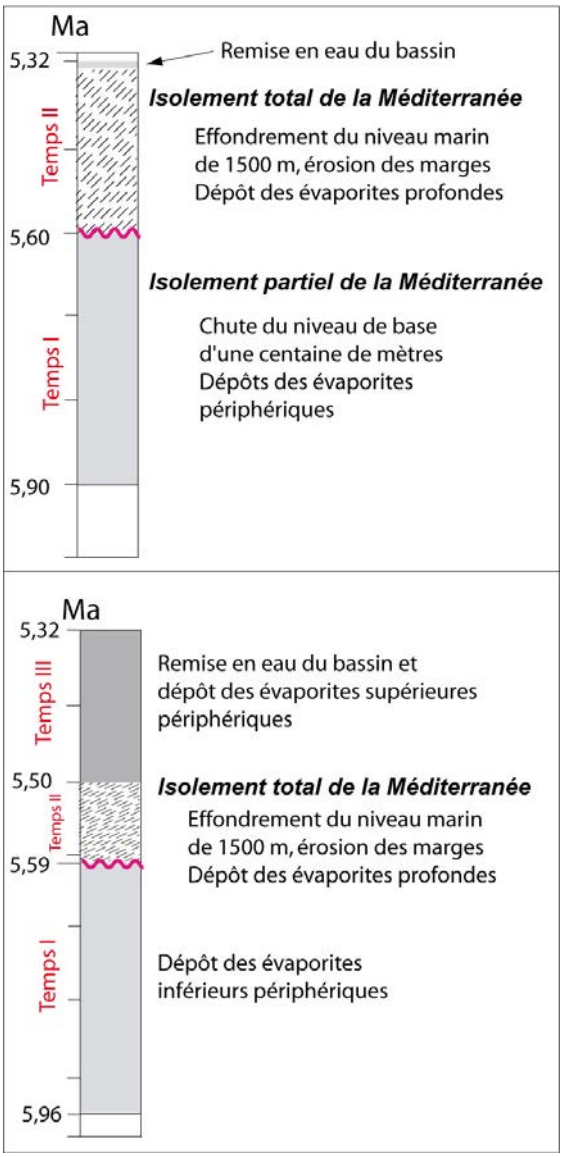


Figure I.3 : Les deux modèles interprétatifs présentant une chronologie pour le déroulement des évènements induits par la crise de salinité (d'après Lofi, 2002). En haut, le modèle de la crise en deux temps (Clauzon *et al.*, 1996) et en bas le modèle en trois temps proposé par Krijgsman *et al.*, (1999).

Les récentes prospections sismiques livrées dans le Golfe du Lion permettent d'appréhender fidèlement les impacts morphologiques et sédimentaires de la crise sur l'intégralité d'une marge (Gorini *et al.*, 1993 ; Lofi, 2002). De même, les fleuves voient leur embouchure migrer vers le centre du bassin, quelque 2000 m en contrebas. L'apparition de cet exceptionnel gradient topographique d'origine eustatique va provoquer l'incision du

réseau hydrographique par propagation, à terre, d'une vague d'érosion régressive (Clauzon, 1973 et 1982 ; Choumakov, 1973).

Les plaines abyssales, restées sous faible tranche d'eau, sont le lieu d'une sédimentation essentiellement évaporitique passant latéralement à de puissants appareils détritiques, produits par l'érosion des marges.

II.1 Les séries évaporitiques.

Classiquement, les auteurs distinguent deux séries évaporitiques messiniennes : les évaporites périphériques, appartenant à des bassins marginaux, généralement peu profonds, et les évaporites profondes du domaine abyssal méditerranéen.

Toutefois, cette distinction évaporites périphériques/évaporites profondes, même si elle fait présentement l'objet d'un consensus ne s'est imposée que tardivement. Initialement, en effet, comme en témoigne cette citation des auteurs du *deep desiccated basin* : « By now, we were able to conclude that the solfifera (terme italien désignant les évaporites) is not a local lagoonal deposit, but a part of Mediterranean evaporite that was raised from the oceanic depths durind the plio-pleistocene orogeny of Galabria and Sicily. The observation made on land are thus very relevant to our problem. » (Hsü *et al.*, 1973), les deux corps évaporitiques étaient interprétés en un seul et même corps. Cette assimilation est à l'origine de l'interprétation en trilogie des sismofaciès des plaines abyssales (Rehault *et al.*, 1984) sur la base de la trilogie de faciès observée à terre dans le bassin de Caltanissetta (Decima and Wezel, 1973).

Il en résulte ultérieurement une certaine confusion dans l'utilisation des termes de référence (évaporites inférieures, évaporites supérieures) supposées identiques pour les uns et diachrones pour les autres.

II.1.1 Les évaporites périphériques.

Le bassin méditerranéen pré-évaporitique était composé de plusieurs bassins dont certains périphériques. Ces bassins, généralement de faible profondeur, ont constitué des environnements de dépôts évaporitiques dès le déclenchement de la crise, à 5,96 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Krijgsman *et al.*, 1999).

Le faciès de ces évaporites marginales est très varié d'un bassin à l'autre. Constituées principalement de deux corps bien distincts ; elles sont toutes incomplètes et généralement séparées, l'une de l'autre, par une surface d'érosion.

De nombreuses séries sont à l'affleurement (Bassin de Sorbas en Espagne ; bassin de Caltanissetta en Sicile… ; fig. I.4) et constituent des séries de référence pour de nombreux modèles interprétatifs de l'évènement messinien (Gautier *et al.*, 1994 ; Butler *et al.*, 1995 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Krijgsman, *et al.*, 1999…).

Même si un consensus semble être trouvé en faveur d'un décalage chronologique entre les évaporites périphériques et les évaporites profondes, les interprétations divergent encore sur l'âge relatif des séries périphériques supérieures, au profit de la surface d'érosion séparant les unités supérieures des unités inférieures (§ 1.2. chronologie de la crise).

II.1.2 Les évaporites profondes.

L'effondrement endoréique du plan d'eau méditerranéen au cours du deuxième temps de la crise (Clauzon *et al.*, 1996) s'est manifesté par le dépôt d'une puissante couche d'évaporites (Hsü *et al.*, 1973). En dehors des marges exondées, les évaporites profondes recouvrent la majeure partie des bassins et se localisent principalement au niveau des plaines abyssales (fig. I.4 ; Ryan *et al.*, 1973).

La série évaporitique profonde est d'une puissance de 1500 m pour le bassin occidental et pratiquement 1000 m de plus dans le bassin oriental (Montadert *et al.*, 1970), pour un volume total estimé à 1 million de km^3 (Ryan *et al.*, 1973 ; Ryan, 1976).

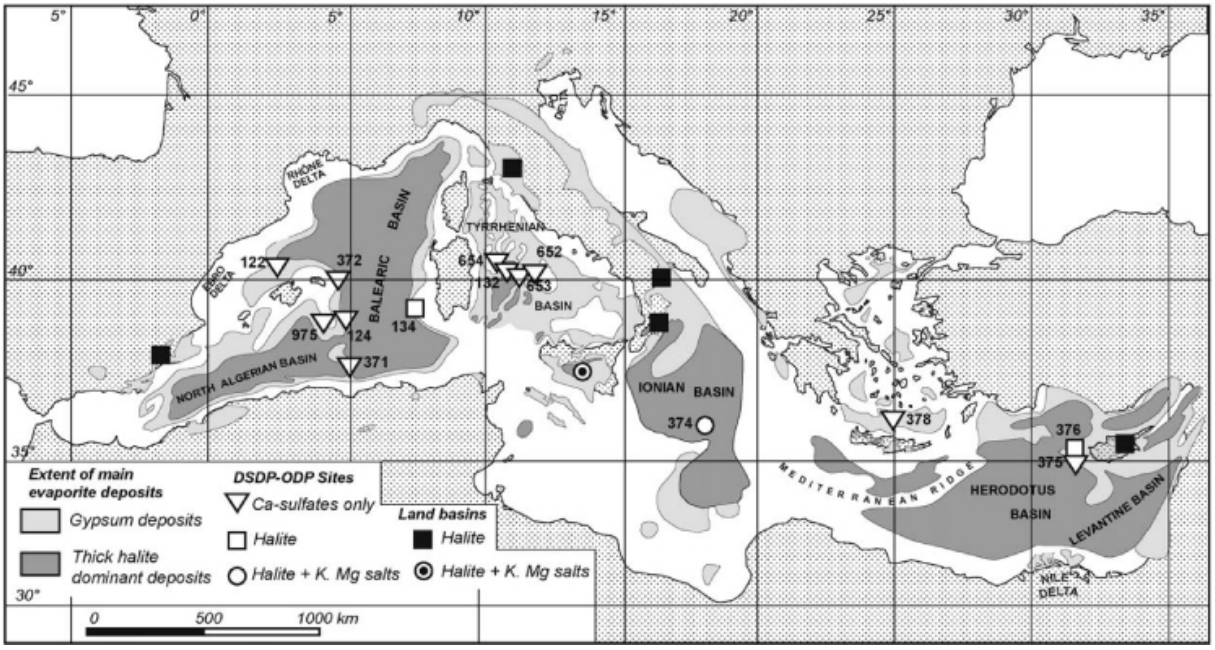


Figure I.4 : Carte de représentation des évaporites (d'après Rouchy et Caruso, 2006, modifié de Fabbri et Curzi, 1979 ; Rouchy, 1982a et b)

Ces évaporites se présentent principalement en trois sous-unités qui se trouvent, au cœur des plaines abyssales, concordantes entre elles et concordantes avec l'unité sus-jacente d'âge pliocène et l'unité sous-jacente, d'âge miocène. Cet aspect stratigraphique, révélé par sondages sismiques, témoigne de l'immersion ininterrompue des plaines abyssales restées sous faible tranche d'eau durant toute la durée du deuxième temps de la crise (Hsü *et al.*, 1973).

Les résultats de la campagne du Leg XIII (Ryan *et al.*, 1973) ont révélé la structure globale des évaporites profondes composées de trois sous-unités :

- Les évaporites supérieures qui terminent la séquence évaporitique. Sur les sondages sismiques, le toit de cette série forme le réflecteur M connu de longue date (Ryan, 1969 ; Montadert *et al.*, 1970). Les évaporites supérieures se composent principalement de marnes dolomitiques et d'anhydrite pour une épaisseur pouvant dépasser localement les 600 à 800 m (Ryan *et al.*, 1973).
- L'unité intermédiaire se compose principalement d'une épaisse couche de halite, pouvant atteindre 1000 m dans le bassin occidental. Cette couche de sel est responsable d'une importante halocinèse en Méditerranée, révélée par de nombreux diapirs identifiés sur les sondages sismiques (Escutia et Maldonado, 1992 ; Lofi, 2002).
- L'unité inférieure est la plus mal renseignée des trois car elle n'a jamais encore été atteinte par forage. Son épaisseur est estimée à 700 m dans le bassin occidental (Montadert *et al.*, 1970 ; Ryan *et al.*, 1973).

Latéralement, les évaporites profondes font place, aux débouchés des fleuves messiniens, à de gigantesques appareils détritiques (fig. I.5) produits par le démantèlement de la marge (Lofi, 2002 ; Savoye and Piper, 1991).

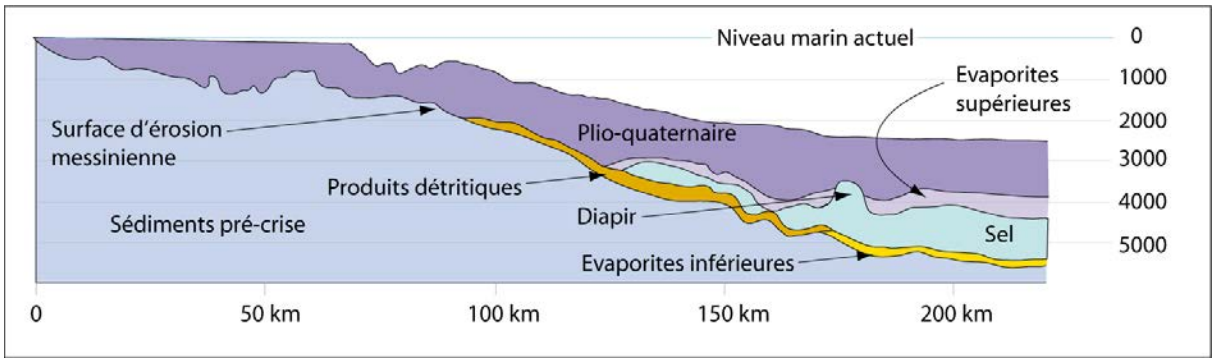


Figure I.5 : Profils sismiques tirés dans le Golfe du Lion et interprétés en coupe (d'après Lofi, 2002, modifié).

II.2 La surface d'érosion messinienne.

L'exondation du bassin méditerranéen provoque l'apparition d'un gradient topographique exceptionnel, extrêmement favorable aux processus géomorphologiques. La crise va se manifester à terre et sur l'ensemble des marges émergées, par le façonnement d'une surface d'érosion (Clauzon, 1973 ; Ryan, 1976 ; Ryan et Cita, 1978 ; Clauzon, 1982 ; Gorini *et al.*, 1993 ; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003). Deux domaines sont principalement affectés par l'érosion messinienne ; sur les marges exondées et le long des réseaux hydrographiques tributaires du bassin méditerranéen.

II.2.1 Sur les marges exondées : exemple de la plate-forme du Golfe du Lion.

La surface d'érosion messinienne la mieux renseignée est probablement celle observée dans le Golfe du Lion en raison des nombreux profils sismiques *offshore* tirés par les pétroliers depuis plusieurs décennies. L'étude de cette surface a donné lieu à de nombreuses publications fournissant des reconstitutions de la topographie de ravinement (fig.. I.6 ; Gorini *et al.*, 1993 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Gorini *et al.*, 2005).

La morphologie de la surface d'érosion messinienne montre clairement qu'elle est due à l'érosion fluviale (fig I.6 ; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2005) durant l'exondation de la marge. A titre d'exemple, Lofi (2002) estime à 3000 km^3 le volume de sédiments miocènes arrachés à la plate-forme occidentale par le système fluviatile messinien du Languedoc-Roussillon. Abstraction faite du rôle éventuel d'évènements antérieurs responsables d'une partie de cette érosion (phénomènes de slumping), l'estimation de ce volume sous-entend un arasement de près de 500 m de dénivellation de la marge miocène. L'exportation en pied de marges de tels volumes implique l'existence de cônes détritiques relativement importants (fig. I.5). Ces derniers ont été identifiés sur les profils sismiques et montrent une structure chaotique pouvant avoisiner les 600 m d'épaisseur (cas de l'éventail détritique du système de Rascasse dans la partie Est du Golfe du Lion ; Lofi, 2002).

Le profil en long des fleuves messiniens, restitué par la sismique, indique qu'ils n'ont pas atteint leur stade de régularisation. Plusieurs ruptures de pentes ont même été mises en évidence d'un fleuve à l'autre. La comparaison de la position de ces ruptures de pentes a conduit Lofi (2002) à proposer une cause eustatique et non lithologique pour l'apparition de ces ruptures de pentes. L'effondrement du plan d'eau n'a sans doute pas été linéaire mais ponctué de plusieurs stades (Lofi, 2002).

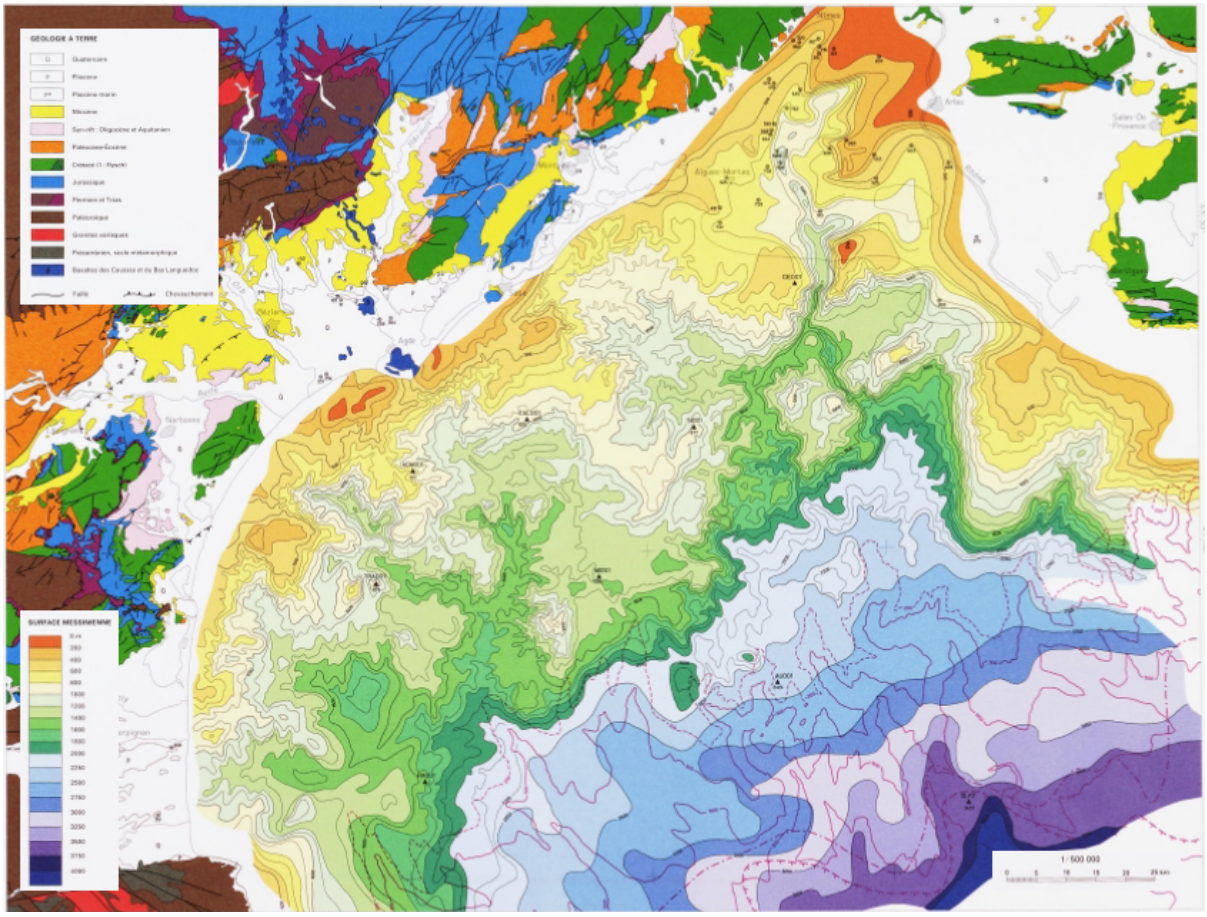


Figure I.6 : Topographie en isobathes de la surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion par interpolation des différentes données disponibles (forages et sondages sismiques ; d'après Guennoc *et al.*, 2000). La physiographie de la surface d'érosion du Golfe du Lion laisse bien apparaître le rôle des fleuves sub-aériens dans son façonnement.

Pour de plus amples détails concernant la surface d'érosion messinienne, j'invite le lecteur à se reporter aux travaux menés dans ce domaine et particulièrement aux publications de J. Lofi (2002) et J. Lofi *et al.*, (2003 ; 2005).

II.2.2 Le prolongement dans l'hinterland de la surface d'érosion messinienne : les canyons messiniens.

La chute du niveau de base méditerranéen déclencha une vague d'érosion régressive le long du réseau hydrographique, qui prolonge la surface d'érosion messinienne dans l'hinterland. Cette incision revêt un caractère inhabituel le long des principaux fleuves méditerranéens tel que le Nil (Chumakov, 1973 ; Barber, 1981) ou le Rhône (Clauzon, 1973 et 1982) sous la forme de profonds canyons. L'identification du canyon messinien du Rhône n'est d'ailleurs pas récente (Fontannes, 1882 ; Depéret, 1895 ; Baulig, 1928) ; l'idée même d'une origine eustatique par effondrement du plan d'eau méditerranéen avait déjà été envisagée (Denizot, 1952) mais il faut croire que cette idée n'avait pas bonne presse, au profit de l'interprétation tectonique imputée à la surrection alpine (Demarq, 1970). Pourtant, c'est à partir de cette observation de nature morphologique, que le modèle profond proposé par Hsü *et al.* (1973) aurait dû être entériné sans réserve dès la décennie 70 (Clauzon, 1973 et 1982).

Le canyon fossile du Rhône fournit un exemple particulièrement démonstratif de l'impact, à terre, de la crise. Les profils sismiques et les sondages permettent de restituer assez fidèlement son profil en long (Clauzon, 1982 ; Baumard, 2001 ; Clauzon *et al.*, 2004) qui présente un aspect convexe et

plusieurs ruptures de pentes (fig. I.7). Bien que la vague d'érosion régressive ait franchi le Jura, pour un canyon atteignant pratiquement 1300 m de profondeur au droit des Saintes-Marie-de-la-Mer, la pente d'écoulement du fleuve n'en était pas moins très forte, singulièrement dans sa partie aval, accusant même par endroit des valeurs de 9 ‰ (Clauzon, 1982). Ce profil en long du fleuve présentait donc un caractère juvénile et non équilibré, conséquence probable de la durée très courte de cette incision (fig. I.7 ; Clauzon *et al.*, 1996).

En bordure du Golfe du Lion, l'essentiel du réseau hydrographique présente de profonds canyons messiniens (Lofi, 2002). Pourtant, plusieurs de ces canyons ne dépassent guère le domaine côtier lorsqu'ils viennent buter sur la retombée carbonatée des Cévennes (Clauzon *et al.*, 1990 ; Ambert *et al.*, 1998 ; Camus, 2003).

A l'inverse de leurs homologues pyrénéens (Tech et Têt) et alpins (Rhône, Durance, Var), plusieurs des cours d'eau sud-cévenols –l'Hérault, la Vis–, ne présentent pas de profonds canyons messiniens. Certains auteurs n'accordent d'ailleurs pas à la crise messinienne, un grand rôle dans le creusement de leurs vallées (Ambert, 1991 ; Serranne *et al.*, 2002 ; Camus, 1999 et 2003). Sur la bordure orientale des Cévennes, en domaine carbonaté, le constat est identique. L'Ardèche, la Cèze et le Gard, pourtant tributaires du profond canyon messinien du Rhône, ne semblent pas avoir provoqué d'incision majeure de leur vallée durant la crise de salinité. L'absence même de traces concrètes du remblaiement pliocène dans ces vallées, provoque des doutes pour le creusement important de ces vallées au Messinien (c'est le cas notamment de l'Ardèche ; Delannoy *et al.*, 2005). Certains auteurs y voient la marque d'une karstifiaction profonde au détriment de l'érosion de surface, lorsque d'importants karsts noyés développés en bordure ou à proximité de ces vallées sont identifiés (Camus, 1999 ; 2003 ; Ambert *et al.*, 1998).

III Les impacts différés de la crise.

III.1 La transgression pliocène qui marque l'achèvement de la crise.

Au toit des évaporites (périphériques et profondes), les auteurs ont observé l'apparition dans les sédiments, d'une faune d'affinité saumâtre, qui a valu à cet épisode sédimentaire le nom de « Lago-Mare ». La chronologie et les modalités de dépôt de cet épisode ne sont, pour l'heure, pas encore bien comprises et font l'objet d'interprétations divergentes (Hsü *et al.*, 1973 ; Cita *et al.*, 1978 ; Hsü *et al.*, 1978 ; Orszag-Sperber *et al.*, 2000 ; Clauzon et Suc, 2002).

La crise de salinité s'achève par la remise en eau de la Méditerranée à 5,32 Ma. Par le biais de méthodes multiples, de nombreux travaux ont démontré que l'essentiel de la remise en eau du bassin fut extrêmement rapide (Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon et Cravatte, 1985 ; Suc et Drivaliari, 1991 ; Blanc, 2002 ; Lofi, 2002 ; Loget *et al.*, 2005). Les principaux arguments développés sont :

- l'absence de l'intervalle transgressif dans les séries sédimentaires pliocènes,
- l'agencement de la couverture sédimentaire qui fossilise la surface d'érosion messinienne se trouve quasi-systématiquement en *down-lap*, caractéristique d'un haut niveau marin.
- les dépôts en recouvrement sur la surface d'érosion messinienne laissent apparaître des faunes profondes dès le début du Pliocène (Hsü *et al.*, 1978 ; Clauzon et Cravatte, 1985 ; Suc et Drivaliari, 1991).
- Les résultats d'une modélisation montrent que le décalage de 40 km à l'Ouest du seuil sous-marin par rapport au détroit de Gibraltar est le résultat d'érosion régressive provoquée par un phénomène de déversement rapide de l'Atlantique dans la Méditerranée, pour une durée estimée à une dizaine d'années seulement (Blanc, 2002 ; Loget *et al.*, 2005).

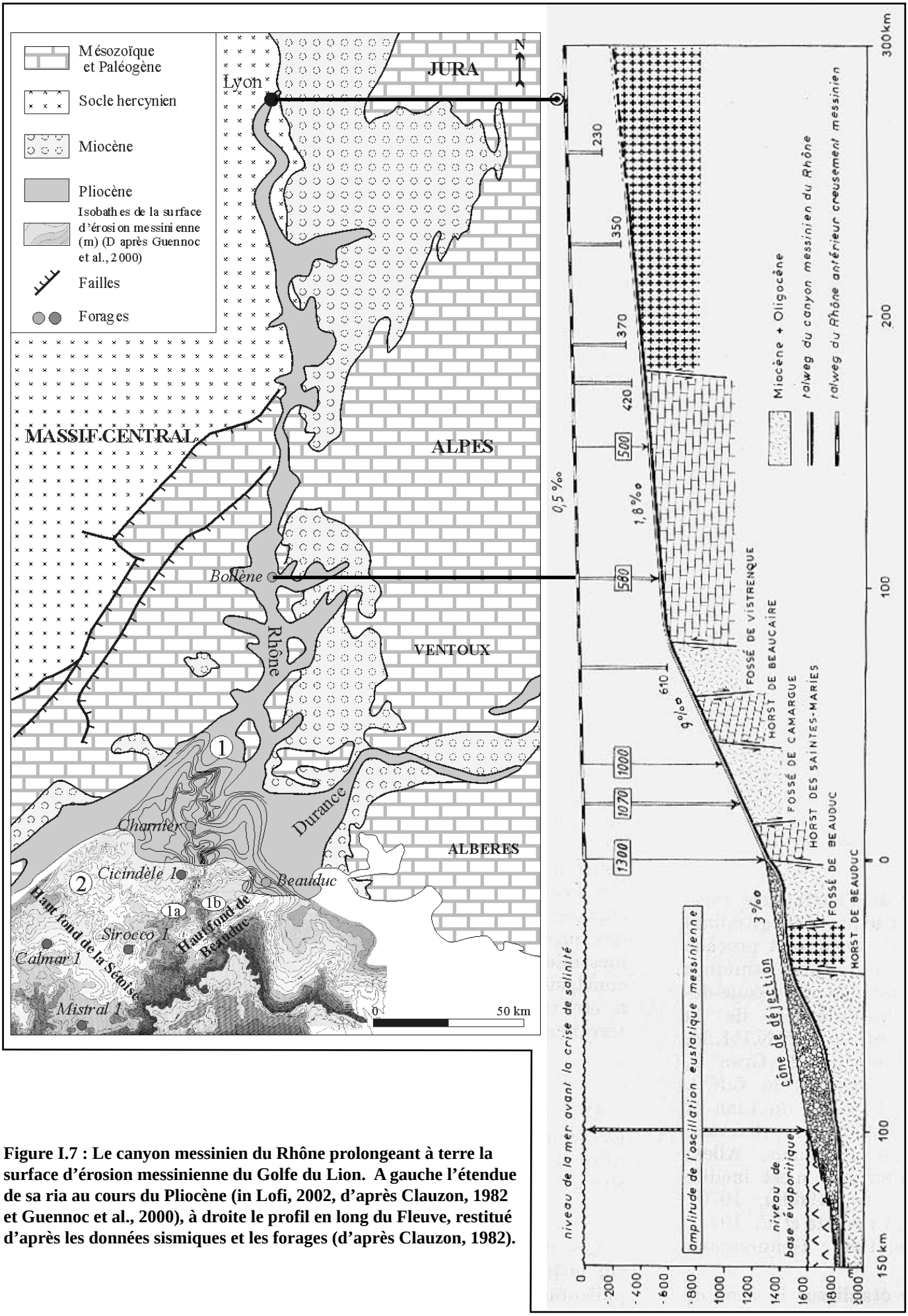


Figure I.7 : Le canyon messinien du Rhône prolongeant à terre la surface d'érosion messinienne du Golfe du Lion. A gauche l'étendue de sa ria au cours du Pliocène (in Lofi, 2002, d'après Clauzon, 1982 et Guennoc et al., 2000), à droite le profil en long du Fleuve, restitué d'après les données sismiques et les forages (d'après Clauzon, 1982).

III.2 Les modalités de la sédimentation pliocène

Le retour des conditions normales de mer semi-ouverte s'opère au commencement du plus haut niveau eustatique des dix derniers Ma : le *still stand sea level* du cycle TB 3.4 à + 80 m NGF (5,3 à 3,8 Ma ; Haq *et al.*, 1987). Une oscillation de cette ampleur, couplée à l'aire de ravinement messinienne, a généré un espace disponible « hors normes » pour la sédimentation plio-quaternaire.

III.2.1 Sur la plate-forme.

Sous la plate-forme actuelle du Golfe du Lion, Lofi (2002) propose une interprétation des modalités de la sédimentation pliocène en deux temps, basée sur l'étude des profils sismiques. L'auteur observe une rétrogradation des éventails détritiques profonds qui pourrait être assimilée à un conglomérat transgressif se mettant en place entre – 1000 et – 750 m de profondeur pour l'éventail détritique du Languedoc-Roussillon. Des observations équivalentes ont été effectuées par Savoye et Piper (1991) pour l'éventail profond du Var au large de Nice. Ces observations permettent à Lofi (2002) de proposer un temps de stationnement du niveau marin entre – 750 et – 500 m au cours de la remise en eau pour le bassin occidental. En revanche, aucun dépôt en *on lap* transgressif n'a pu être observé au dessus de ce seuil. Les sédiments plio-quaternaires sont déposés en *down-lap* progradants, directement en discordance sur la surface d'érosion messinienne, ce qui témoigne d'une remise en eau très rapide du bassin (Lofi, 2002).

La sédimentation succédant à la transgression pliocène se traduit par une forte accumulation recouvrant la surface d'érosion. En dehors de l'épaisseur connue de ces dépôts (pouvant dépasser les 1000 m au pied de la surface d'érosion messinienne ; fig. I.5), leur architecture et les modalités de la reconstruction de la plate-forme sont encore aujourd'hui mal renseignées (Lofi, 2002).

III.2.2 Dans les rias.

La transgression pliocène provoque la submersion des canyons transformés en profondes rias. A titre d'exemple, la ria du Rhône a dépassé en latitude la localité de Lyon (fig. I.7 ; Fontannes, 1882 ; Baulig, 1928 ; Balésio, 1972 ; Clauzon, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1995), celle du Nil dépasse les 1000 km de développement au Sud du Caire (Chumakov, 1973). Cette submersion inhabituelle raccourcit drastiquement la section des fleuves en les repoussant en tête de ria, de sorte que leur pente d'écoulement conserve une valeur angulaire forte (Clauzon *et al.*, 1996b). Cette amputation démontre d'ailleurs le caractère immature du profil d'écoulement (fig. I.7) acquis durant la très courte phase de creusement des canyons (deuxième temps de la crise ; Clauzon *et al.*, 1996).

La physiographie de ce réceptacle sédimentaire est héritée du système fluviatile précédent ; elle est allongée, compartimentée et subit un approfondissement à l'aval (Clauzon *et al.*, 1996b), de sorte que l'intégralité de la charge sédimentaire apportée par les rivières se trouve immédiatement stockée en tête de ria. La conséquence de cet agencement particulier se traduit par :

- Une vacuité prolongée du bassin méditerranéen, reconnue par des taux de sédimentations très bas (Cita *et al.*, 1978) et l'existence d'un niveau de condensation à argile rouge dans les plaines abyssales (Ryan *et al.*, 1973) ainsi qu'une surface de condensation omniprésente fossilisant la surface d'érosion messinienne (Clauzon et Beaudoin, 1996).
- Une structuration sédimentaire originale de ces rias en *Gilbert type fan delta* (Clauzon et Rubino, 1988 ; Clauzon, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1995 ; 1996b).

Les Gilbert deltas (nom donné à ce type d'appareil en hommage à son découvreur, le géologue américain Gilbert en 1885 et semblent avoir été mis en évidence à la même époque en Europe par le géologue français Henri Fayol ; 1881a, 1881b, 1881c, 1886 et 1888) se différencient des autres fan-deltas ou deltas ordinaires par (fig. I.8) :

- un angle de progradation très fort,
- une granulométrie du matériel plus forte,
- une organisation tripartie comprenant : des *top sets* essentiellement sub-aériens et restituant l'intégralité des fractions granulométriques des rivières, des *fore sets* (galets et sables) sous-aquatiques fortement inclinés, des

bottom sets (argiles) à la géométrie plus planaire,

- des changements de faciès très marqués entre chaque partie de l'appareil (coupe de détail, fig. I.8).

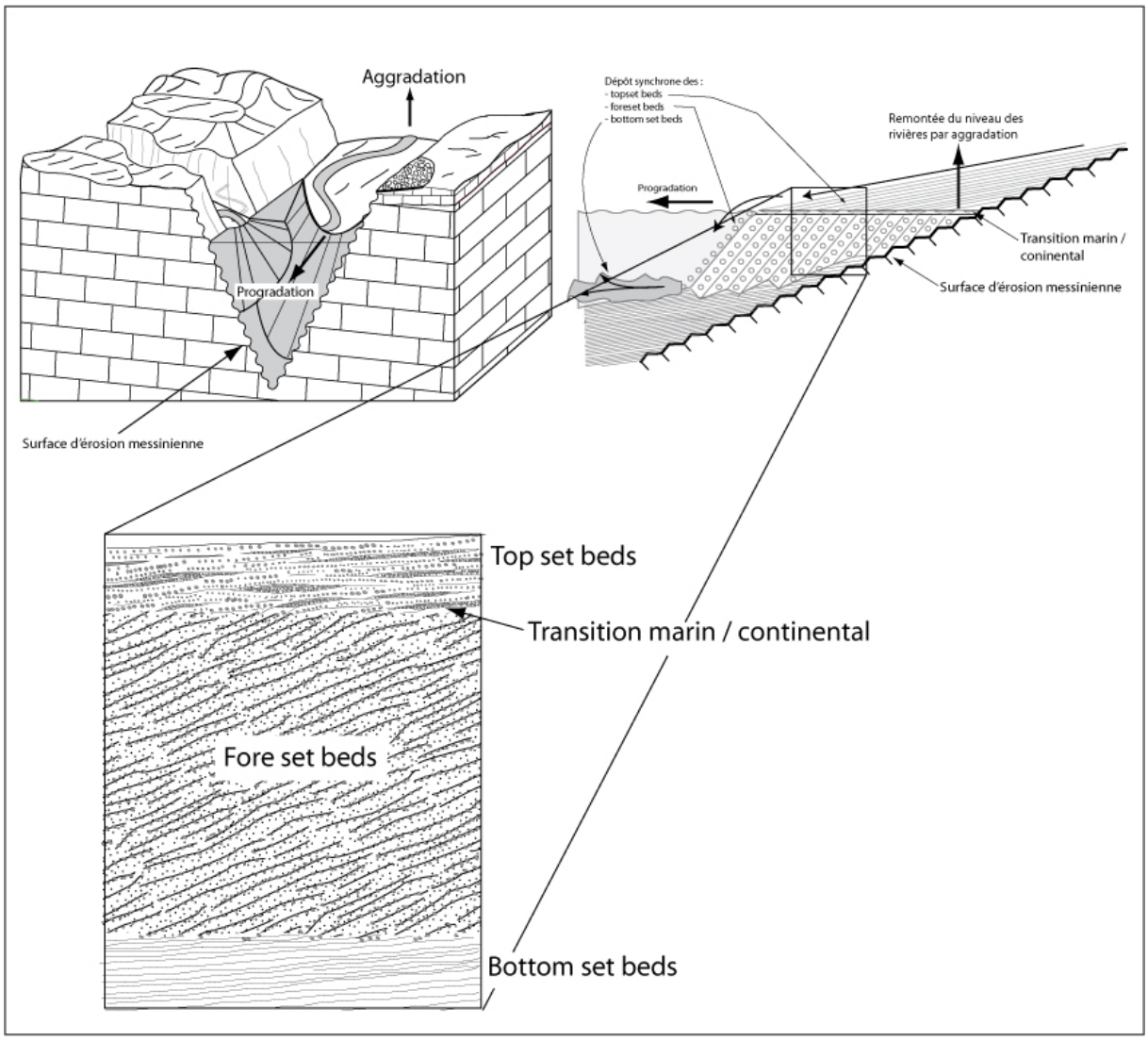


Figure I.8 : Représentation schématique et idéalisée d'un Gilbert type fan delta au sein d'une ria pliocène (d'après Clauzon et Rubino, 1989 ; Clauzon, 1990 ; la coupe de détail est redessinée d'après le dessin original de Gilbert, 1885).

IV Les niveaux repères du cycle eustatique messino-pliocène.

IV.1 Limites de séquences et genèse des niveaux repères.

La notion de niveaux repères fut développée et explicitée par G. Clauzon (1996) à la suite de l'observation systématique de surfaces de nature sédimentaire ou morphologique jalonnant les rias pliocènes. Leur similitude et leur ubiquité permettent de donner à ces surfaces la valeur de repère chronologique et spatial. Trois de ces surfaces sont inhérentes à la formation des Gilbert deltas, il s'agit (fig. I.8) :

- au mur, de la surface d'érosion messinienne sur laquelle repose en discordance les *bottom sets* des Gilbert deltas,
- au cœur des Gilbert deltas, de la transition marin / continental qui marque la transition sédimentaire entre les *top sets* sub-aériens et les *fore sets* sous-aquatiques,

- au toit, de la surface d'abandon qui marque le sommet des *top sets* terminant le remplissage des rias.

La quatrième surface est chronologiquement antérieure et géométriquement en contre-haut des Gilberts deltas, il s'agit de la surface d'abandon pré-évaporitique. Ce niveau repère marque la position du réseau hydrographique à la veille du creusement des canyons.

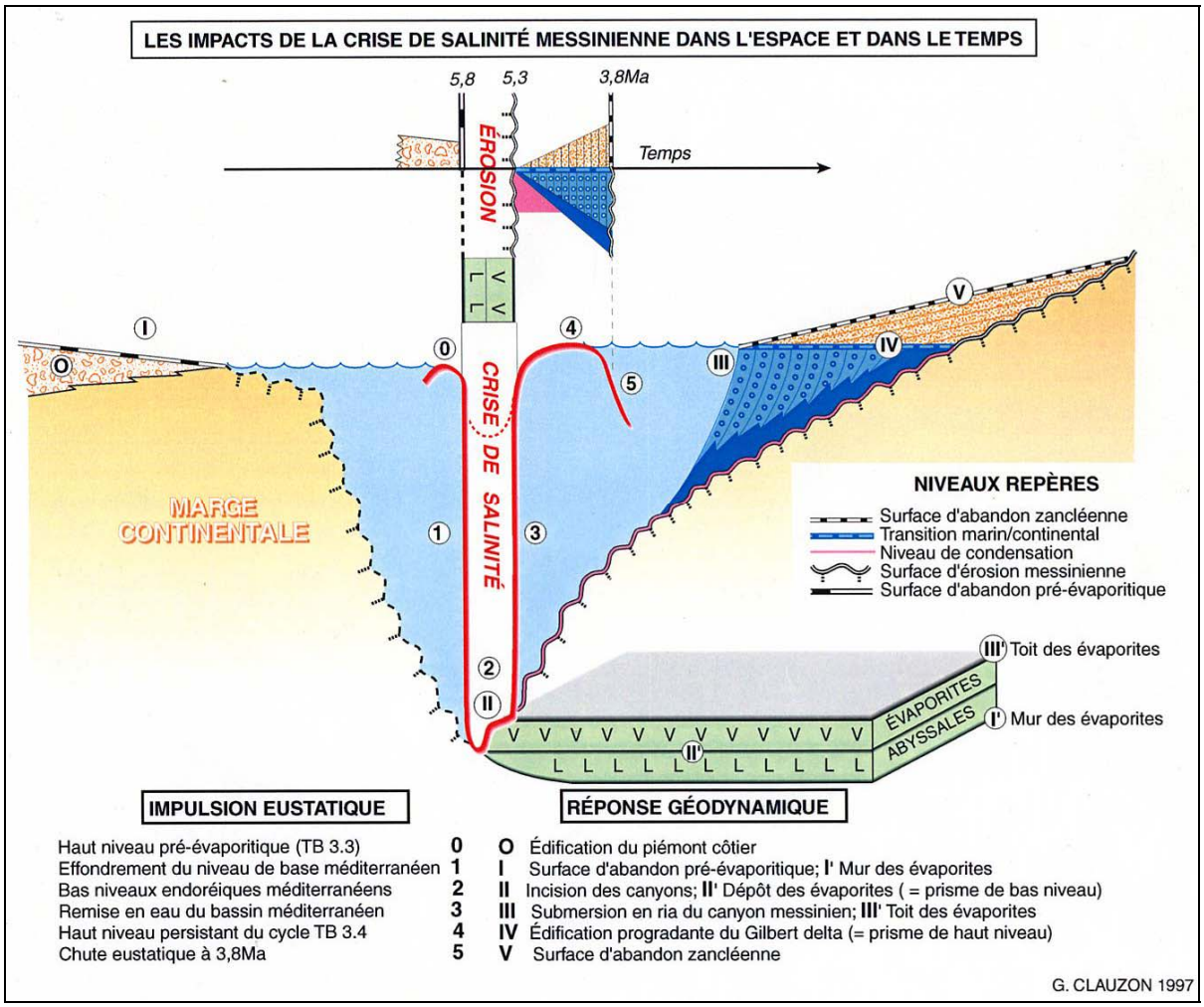


Figure I.9 : représentation schématique dans l'espace et dans le temps des quatre niveaux repères matérialisant les impacts directs et différés de la crise de salinité (d'après Clauzon, 1999).

IV.2 Géométrie et imputation chronostratigraphique des quatre niveaux repères issus du méga-cycle eustatique messino-pliocène (fig. I.10).

Chacune des quatre surfaces possède une configuration propre, en relation directe (cas de la transition marin / continental) ou indirecte (surface d'érosion et surfaces d'abandon) avec un niveau eustatique (Clauzon, 1996 ; fig. I.9 et I.10), contraint chronologiquement et calé en altitude (Ryan *et al*., 1973 ; Haq *et al*., 1987).

IV.2.1 La surface d'abandon pré-évaporitique.

La surface d'abandon pré-évaporitique restitue la position du réseau hydrographique méditerranéen à la veille de la crise. D'un point de vue géodynamique, cette surface marque la transition instantanée entre une dynamique d'aggradation contemporaine d'un haut niveau marin, et une dynamique d'incision, impulsée par l'effondrement du niveau marin. Cette inversion de processus étant instantanée sur l'étendue du bassin versant, ce niveau repère revêt un caractère isochrone, synchrone du déclenchement de la

crise (Clauzon, 1996 ; Clauzon *et al.*, 1996b). Dans le cadre de la stratigraphie séquentielle, cette imputation chronologique lui assure la contemporanéité avec la base des évaporites (fig. I.9).

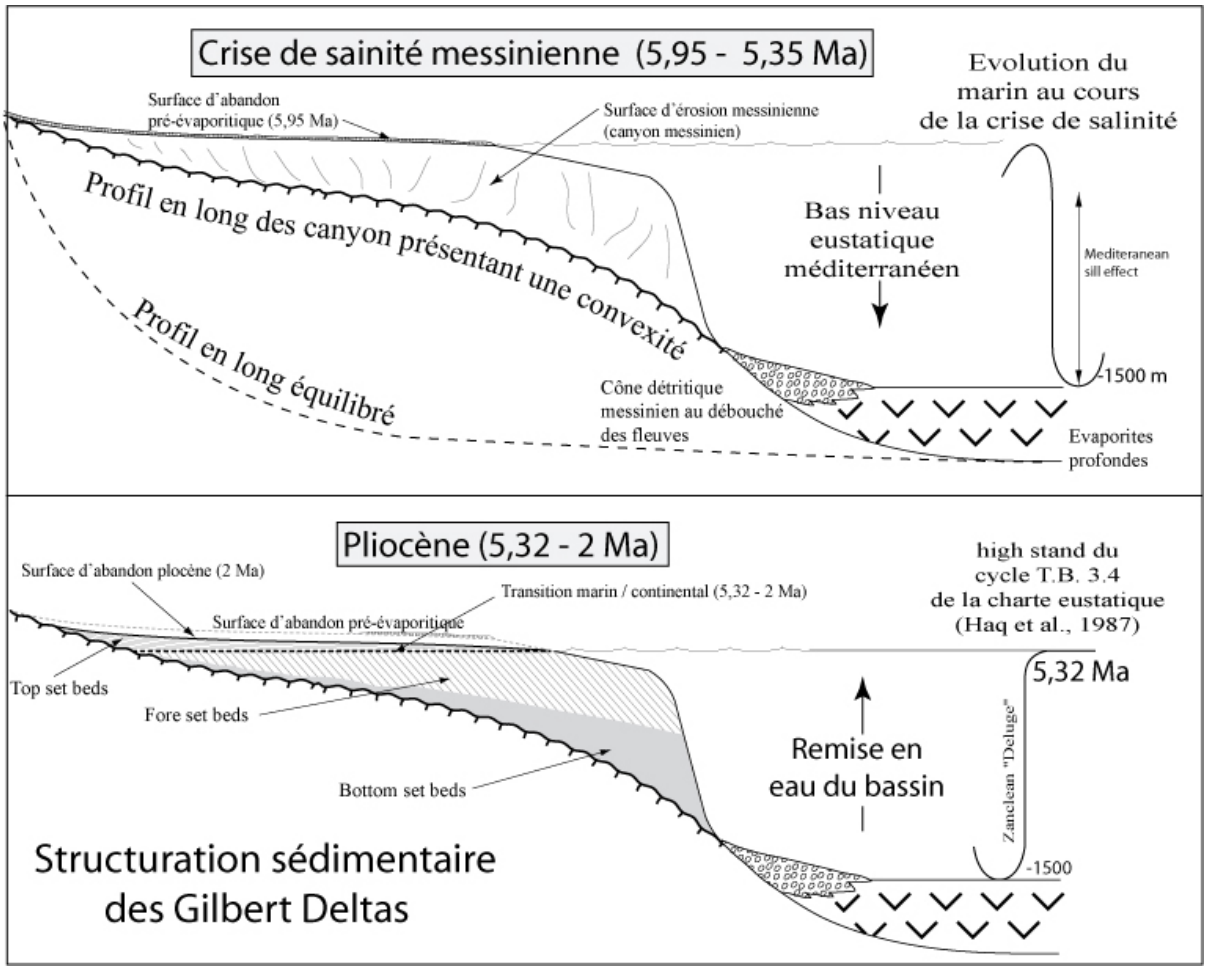


Figure I.10 : Représentation schématique des quatre niveaux repères du cycle messino-pliocène vus en coupe, le long d'un fleuve (d'après Audra *et al.*, 2004).

IV.2.2 La surface d'érosion messinienne.

En appliquant le même raisonnement que pour les surfaces d'abandon, la surface d'érosion messinienne –façonnée intégralement au cours du *low stand* endoréique méditerranéen– est brusquement fossilisée par la remise en eau du bassin. La transformation quasi-instantanée de la surface d'érosion en surface fossile lui confère la valeur de niveau repère isochrone (Clauzon, 1996 ; Clauzon *et al.*, 1996b ; Lofi, 2002), synchrone du recouvrement des évaporites par un faciès hémipélagique à 5,32 Ma (Hilgen et Langereis, 1993). La submersion pliocène date donc la fossilisation de la surface d'érosion, au même titre que la surface d'abandon datait son initiation.

IV.2.3 La transition marin / continental.

A l'inverse des trois précédentes surfaces, la transition marin/continental est diachrone, elle est l'expression de la progradation des Gilbert deltas dont elle est issue (fig. I.10 ; Clauzon, 1990, 1996 ; Clauzon et Rubino, 1988 ; Clauzon *et al.*, 1995 ; 1996b). Cette discontinuité intermédiaire entre les *top sets* et les *fore sets* (fig. I.8) enregistre, par conséquent, la position contemporaine du niveau marin. Grâce aux gisements de rongeurs qui la jalonnent, une imputation chronologique des sites inventoriés permet de déterminer la vitesse de progradation des

appareils (Clauzon, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1995 ; Clauzon *et al.*, 1996b).

IV.2.4 La surface d'abandon pliocène.

Cette surface est une récurrence fini-pliocène de son homologue pré-évaporitique. Elle correspond au toit des *top sets* et marque l'achèvement du remblaiement des rias à la fin du Pliocène. Tout comme son homologue pré-évaporitique, ce niveau repère est isochrone et marque l'achèvement du méga-cycle eustatique messino-pliocène.

En raison des contextes géodynamiques régionaux différents, l'âge de ce niveau repère n'est pas identique pour les Alpes ou pour les Pyrénées.

Concernant le Rhône et ses principaux affluents, l'âge de leur surface d'abandon respective a été estimé à 2 Ma (Aguilar *et al.*, 1989 ; Clauzon, 1996 ; Clauzon *et al.*, 1990 ; Clauzon *et al.*, 2004 ; Debard *et al.*, 1994 ; Debard *et al.*, 2000 ; Pastre *et al*., 1996 ; Viret, 1954). Pour le Roussillon, le toit du remblaiement pliocène des rias de la Têt et du Tech a été estimé à 3,8 Ma (Clauzon, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1995).

V Résumés et conclusion.

Résumé du chapitre 1 : état des connaissances.

La crise de salinité semble actuellement faire l'objet d'un consensus concernant les grandes lignes de son déroulement, elle débute à 5,96 Ma et se termine par une remise en eau rapide du bassin vers 5,32 Ma.

C'est une cause tectonique qui paraît être le facteur principal de l'isolement du bassin méditerranéen, à laquelle s'additionne un contexte eustatique de bas niveau. Un certain nombre de discussions demeurent néanmoins concernant : la chronologie et la cause de plusieurs évènements, dont le dépôt des évaporites supérieures périphériques.

Plusieurs modèles restent en compétition. Un forage profond, traversant l'intégralité de la série évaporitique au cœur des plaines abyssales, devrait apporter des éléments manquants pour toutes nouvelles démonstrations.

Résumé du chapitre 2 : les manifestations de la crise.

La crise de salinité a provoqué des impacts morphologiques et sédimentaires affectant le bassin méditerranéen et ses marges. Sur la plate-forme exondée, il s'agit du façonnement de la surface d'érosion messinienne, prolongée, à terre, par les canyons messiniens. Néanmoins, la profondeur de ces canyons semble limitée lorsqu'ils se creusent au sein des massifs carbonatés, semble-t-il, au profit d'une karstogenèse souterraine.

Les plaines abyssales, restées sous faible tranche d'eau, enregistrent la crise sous forme d'une puissante série évaporitique dépassant 1500 m d'épaisseur. Ces évaporites passent latéralement à des puissants appareils détritiques qui sont l'expression sédimentaire du ravinement de la marge par le creusement des canyons messiniens.

Résumé du chapitre 3 : les impacts différés de la crise.

La crise de salinité s'achève par la remise en eau fulgurante du bassin à 5,32 Ma. Cette submersion provoque la fossilisation de la surface d'érosion messinienne et l'ennoiement des canyons métamorphosés en rias.

L'espace sous-aquatique disponible est le lieu d'une sédimentation qui participe à la reconstruction de la marge. Au Pliocène inférieur, cette sédimentation est principalement tributaire des rias en raison du piégeage de l'intégralité des sédiments fluviatiles dans ces espaces profonds, allongés et compartimentés, propices au développement des *Gilbert type fan deltas.*

Résumé du chapitre 4 : les niveaux repères du cycle messino-pliocène.

Les *Gilbert deltas* au sein des rias pliocènes possèdent quatre marqueurs chrono-stratigraphiques. Trois sont inhérents à la construction sédimentaire des édifices, le quatrième leur est antérieur, il s'agit :

- de la surface d'abandon pré-évaporitique qui marque le déclenchement de l'incision messinienne ;
- de la surface d'érosion messinienne qui a valeur de mur ;
- de la transition marin/continental qui a valeur de repère du niveau marin ;
- de la surface d'abandon pliocène qui a valeur de toit.

L'analyse de ces quatre niveaux repères rend possible une reconstitution de l'évolution du niveau de base, tantôt en domaine marin, tantôt en domaine continental, depuis le déclenchement de la crise jusqu'à la fin du Pliocène. Cette reconstitution de l'évolution du niveau de base, transcrite sous forme de courbe a valeur de référentiel géodynamique pour l'étude de l'endokarst du plateau de Saint-Remèze.

Conclusion.

La crise de salinité et ses conséquences sont au cœur de notre problématique de travail. Cet état des lieux montre le caractère

exceptionnel des impacts de l'évènement messinien, non seulement sur le bassin méditerranéen et ses marges, mais aussi dans l'hinterland le long des réseaux hydrographiques.

Localement, aux abords des plates-formes carbonatées de la vallée du Rhône, ces oscillations de grande amplitude du niveau de base sont à l'origine d'un gradient topographique exceptionnel tout à fait favorable aux processus de karstogenèse. Comme nous l'avons fait remarquer en introduction, la méconnaissance de l'évolution du niveau de base régional a conduit les anciens auteurs à plusieurs interprétations contradictoires. A présent, la très bonne connaissance de ces oscillations, restituée par la méthode des niveaux repères, permet de se livrer à une investigation de l'endokarst bordier. Le but de cette investigation est de déterminer, si oui ou non, la crise de salinité a eu un impact dans le karst et dans quelles mesures nous pouvons en déterminer les modalités ; enfin, en quoi cette étude pourrait restituer ainsi une chronologie détaillée de la spéléogenèse ardéchoise.

Partie II : Approche régionale (Midi méditerranéen français) des impacts dans le karst de la crise de salinité.

I. Une problématique régionale.

II. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea.

III. Résumé et conclusions.

I Une problématique régionale.

Les impacts de la crise de salinité dans une part de la spéléogenèse des karsts périméditerranéens sont soupçonnés de longue date (Julian et Nicod, 1984 ; Belleville, 1985 ; Michelot et Mudry, 1985 ; Bini, 1993 ; Clauzon *et al.*, 1997 ; Audra, 1997 ; Camus, 1997 ; 1999). Plusieurs de ces auteurs pensaient que la chute du niveau de base générait un gradient topographique important à l'origine d'une spéléogenèse profonde par migration des structures de drainage. Au cours du Plio-Pléistocène, sous l'effet de la remontée du niveau de base, ces structures de drainage pouvaient se pérenniser sous forme de profonds systèmes vauclusiens.

Afin d'entreprendre un état des connaissances sur la question, nous avons constitué un groupe de travail dont la vocation était de débattre des manifestations de la crise de salinité dans les processus de spéléogenèse des karsts méditerranéens. Ce travail débute par le postulat qui présente les émergences karstiques vauclusiennes, dont la profondeur dépasse celles des *low stands sea level* du Pléistocène, comme conséquence de l'impact de la crise de salinité dans le karst.

Face aux questions soulevées par cette hypothèse de travail, nous avons mis en commun nos observations préliminaires et nos interprétations en mesure d'y répondre. Les résultats de cette collaboration s'agencent selon un découpage régional :

- le massif des Calanques marseillaises (Bouches du Rhône) et la source sous-marine de Port Miou sont étudiés par E. Gilli avec les techniques de l'hydrogéologie karstique,
- les Monts du Vaucluse et la Fontaine de Vaucluse sont présentés par Ph. Audra qui présente les résultats de ses recherches et une compilation d'observations provenant des explorations en plongée à grande profondeur de la Fontaine de Vaucluse,
- la retombée méditerranéenne des Grands causses nord-montpelliérains est étudiée par H. Camus qui présente des résultats préliminaires de son travail de doctorat,
- je présente mes premières interprétations de la spéléogenèse du karst du plateau de Saint-Remèze (Ardèche).

II The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea.

Philippe Audra, **Ludovic Mocochain**, Hubert Camus, Eric Gilli, Georges Clauzon & Jean-Yves Bigot.

Ce chapitre reproduit un article paru dans la revue *Geodynamica Acta*, n° 17/6, p. 389-400 (2004).

Geodinamica Acta 17/6 (2004) 27–38

Geodinamica Acta

The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France

Philippe Audra [a, *], Ludovic Mocochain [b], Hubert Camus [c], Éric Gilli [d], Georges Clauzon [e], Jean-yves Bigot [f]

[a] *Équipe Gestion et valorisation de l'environnement (GVE), UMR 6012 « ESPACE » du CNRS, University of Nice Sophia-Antipolis, 98 boulevard Édouard Herriot, BP 209,06204 Nice Cedex, France.*
[b] *CEREGE, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.*
[c] *CNRS/University of Montpellier 2, UMR 5573, cc 060, 34095 Montpellier Cedex 05, France.*
[d] *University of Paris VIII, 2 rue de la Liberté,93526 Paris, France& UMR 6012 Espace, Nice.*
[e] *CEREGE, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.*
[f] *French Caving Association, Les 7 Portes, Place Mistral, 04400 Barcelonnette, France.*

Received: 15/11/2003, accepted: 10/01/2005

Abstract

It is difficult to explain the position and behaviour of the main karst springs of southern France without calling on a drop in the water table below those encountered at the lowest levels of Pleistocene glacio-eustatic fluctuations. The principal karst features around the Mediterranean are probably inherited from the Messinian period ("Salinity crisis") when sea level dropped dramatically due to the closing of the Straight of Gibraltar and desiccation of the Mediterranean Sea. Important deep karst systems were formed because the regional ground water dropped and the main valleys were entrenched as canyons. Sea level rise during the Pliocene caused sedimentation in the Messinian canyons and water, under a low hydraulic head, entered the upper cave levels.

The powerful submarine spring of Port-Miou is located south of Marseille in a drowned canyon of the Calanques massif. The main water flow comes from a vertical shaft that extends to a depth of more than 147 m bsl. The close shelf margin comprises a submarine karst plateau cut by a deep canyon whose bottom reaches 1,000 m bsl. The canyon ends upstream in a pocket valley without relation to any important continental valley. This canyon was probably excavated by the underground paleoriver of Port-Miou during the Messinian Salinity Crisis. Currently, seawater mixes with karst water at depth. The crisis also affected inland karst aquifers. The famous spring of Fontaine de Vaucluse was explored by a ROV (remote observation vehicle) to a depth of 308 m, 224 m below current sea level. Flutes observed on the wall of the shaft indicate the spring was formerly an air-filled shaft connected to a deep underground river flowing towards a deep valley. Outcroppings and seismic data confirm the presence of deep paleo-valleys filled with Pliocene sediments in the current Rhône and Durance valleys. In the Ardèche, several vauclusian springs may also be related to the Messinian Rhône canyon, located at about 200 m below present sea level. A Pliocene base level rise resulted in horizontal dry cave levels. In the hinterland of Gulf of Lion, the Cévennes karst margin was drained toward the hydrologic window opened by the Messinian erosional surface on the continental shelf.

© 2004 Lavoisier SAS. All rights reserved.

Keywords: Messinian Deep Stage; Karst development; French Mediterranean; Deep phreatic cave systems; Coastal karst aquifer

* Corresponding author.
E-mail address: audra@unice.fr
mocochain@cerege.fr
hubert.camus@free.fr
gilli@karstology.com
clauzon@wanadoo.fr
Jean-Yves.BIGOT2@wanadoo.fr

© 2004 Lavoisier SAS. All rights reserved.

1. Introduction

During the Messinian (–5.96 to –5.32 Ma) [1, 2], the Mediterranean Sea became isolated from the world's oceans resulting in a large drop in sea-level and widespread deposition of evaporites. The event is partly linked with convergence of Africa and Eurasia. It is one of the most dramatic examples of base-level fluctuations known in the geological record. The sea level drop was reflected several hundred kilometres inland, where deep canyons, linked to the abyssal plain, formed. This drastic drop in base level affected the local karst systems. New karst systems were created and some paleokarst features, such as Cretaceous bauxite-filled fissures and caves, reopened. Julian & Nicod [3], Audra [4] and Clauzon *et al.* [5] pointed out the influence of the Messinian event on French karst. It has also been widely recognised in Italy [6, 7]. Recent research on the Southern France karst provides considerable new information, not only about deep phreatic systems but also about large abandoned cave systems that are indirectly related to the Messinian event.

2. The Messinian Deep Stage Evaporative Basin [8]

2.1. An outstanding eustatic event and its effect on the continental interior

The evolution of karst around the Mediterranean was influenced by eustatic changes in sea level during the Messinian period at the Miocene-Pliocene transition [9, 10, 11]. This cycle is third order TB 3.4/3.5 referring to Vail's curve [12]. Yet, its lowstand was greatly expanded by a sill created West to the Mediterranean straits (Gibraltar) initiating the "**Messinian salinity crisis**", caused by the Mediterranean being isolated from the Atlantic Ocean [13]. During the Messinian, the base level of the Mediterranean area dropped at least 1,500 meters below the level of the Atlantic Ocean [14, 15]. The crisis was responsible for **evaporite** deposition in the abyssal plains and for the development of the **Messinian erosional surface** [16], including the **Messinian canyons** on the continental margins [15, 17, 18, 19, 20]. The Rhône canyon cut down 576 meters into the Cretaceous carbonate platform near the confluence with its tributary the Ardèche. At present the canyon is 1,300 m below the shoreline. Beneath its delta, the floor of the river Nile, is up to 1,900 meters deep [20]. At the end of the crisis, the Gibraltar sill was eroded and the Mediterranean flooded. Flooding took place very quickly, less than twenty years [21] and without any transgressive sedimentary marine fill [19]. The canyons were flooded and filled with terrigenous Gilbert-type fan deltas. These drowned river canyons, formed by a rise in sea level, are called "*rias*". The transgression culminated in the highest sea level high stand of the last ten million years.

Two important surfaces were developed: 1/ the Pliocene diachronous marine/non marine transition, which represents the contemporaneous sea level and 2/ the Pliocene abandonment surface. Altogether this eustatic megacycle provides **four important surfaces** (Figs. 1, 2, 9) **which controlled the morphogenesis of the surrounding karst**:

- –the *pre-evaporitic abandonment surface*, at once isochronous and synchronous with the onset of the salinity crisis,
- –the *Messinian erosional surface*, formed at the same time as basin flooding in the Early Pliocene,
- –the *Pliocene diachronous marine/non marine transition*,
- –the *isochronous Pliocene abandonment surface*.

2.2. Changes in the karst aquifers due to the Messinian event

The impact of tectonics on karst is evident but the values collected in Southern France indicate that during the Messinian-Pliocene period, the tectonics events consist mainly in low rates uplifts. Thus tectonics cannot be considered here the fundamental cause of changes in the karst system.

Eustatic changes during the Messinian-Pliocene eustatic cycle (Fig. 2) had three main effects on karst evolution:

- –The direct impact of the Messinian base level drop (5.96 to 5.32 Ma) was to cause a drop in the karst base level and an increase in the hydraulic gradient.
- –The abrupt Zanclean transgression and the long-lasting sea level high stand flooded the Messinian canyons producing drowned valleys (*rias*) (5.32 to about 3.8 Ma). Deep karst drainage was blocked, forcing the water to rise through vauclusian systems or submarine springs. Water reused older vadose or abandoned dry systems, which offer easy routes for flow, or may have created new passages when no voids were available.
- –The drowned valleys were then filled with marine sediments, the fluvial aggradation added to the base level rise (from about 3.8 to about 2 Ma, depending on the areas), and the upward migration of the springs.

A "classical" base level drop produces downcutting and abandoned drains lose their flow, which concentrate at the lowest levels. In contrast, in the case of karst systems influenced by the Pliocene base level rise, a huge thickness of the aquifer became flooded. Several older cave levels were reintegrated in the phreatic zone and reactivated, influencing future hydrology up to the present. The distribution map of deep phreatic systems in France shows that 75% of such systems are linked to the Mediterranean watershed (Fig. 3). Their location clearly shows the link with the Messinian canyons or their second-order tributaries.

3. Changes to the karst drainage depending on distance from the Mediterranean

The differences in the duration and the amplitude of the base level drop, and the differences in the geological and structural environments do not make it possible to apply a simplistic model for the response of the karst systems to the

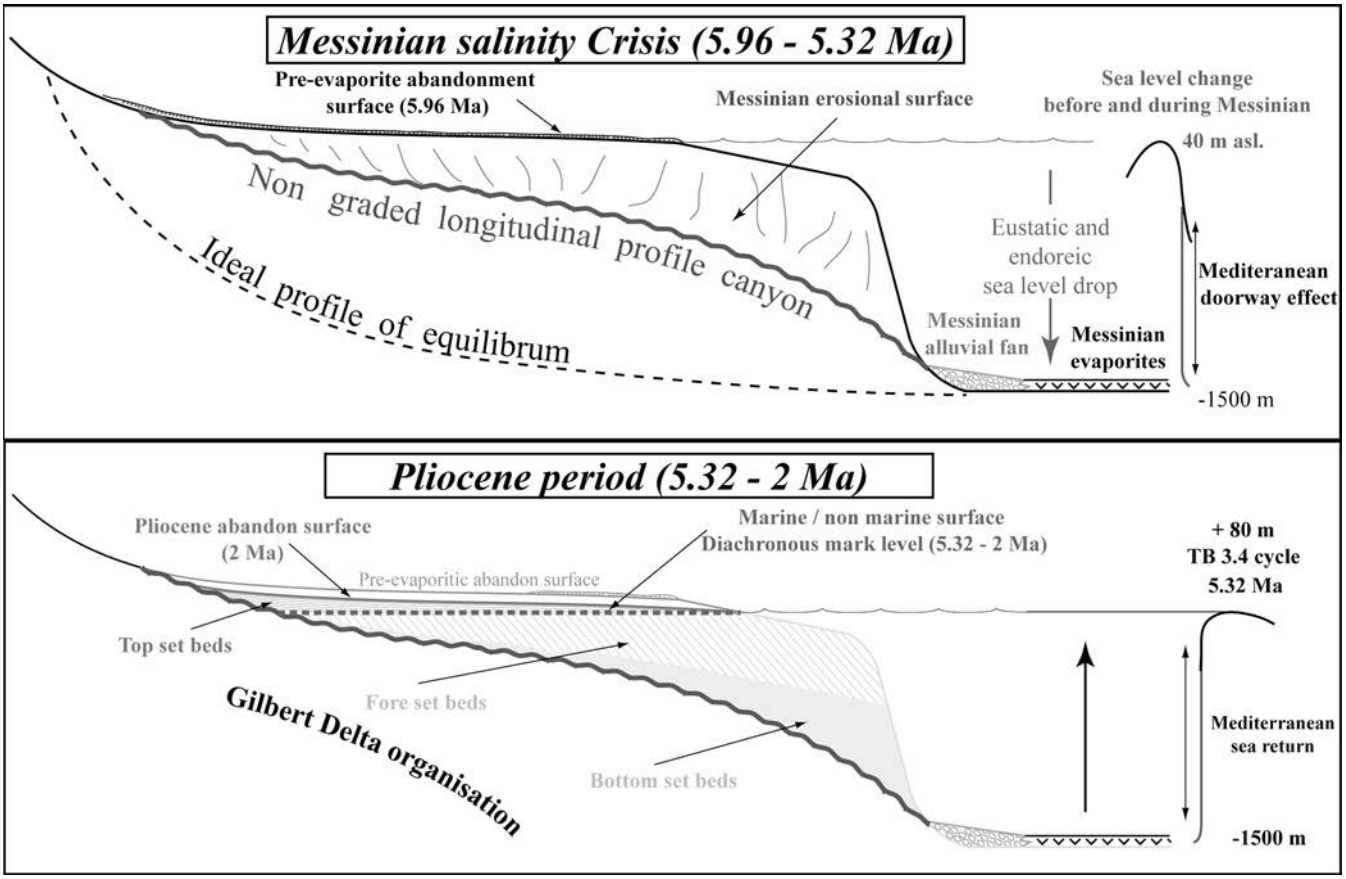


Fig. 1 The effect of eustacy on the Messinian canyons and the Gilbert deltas filling the Pliocene *rias.*

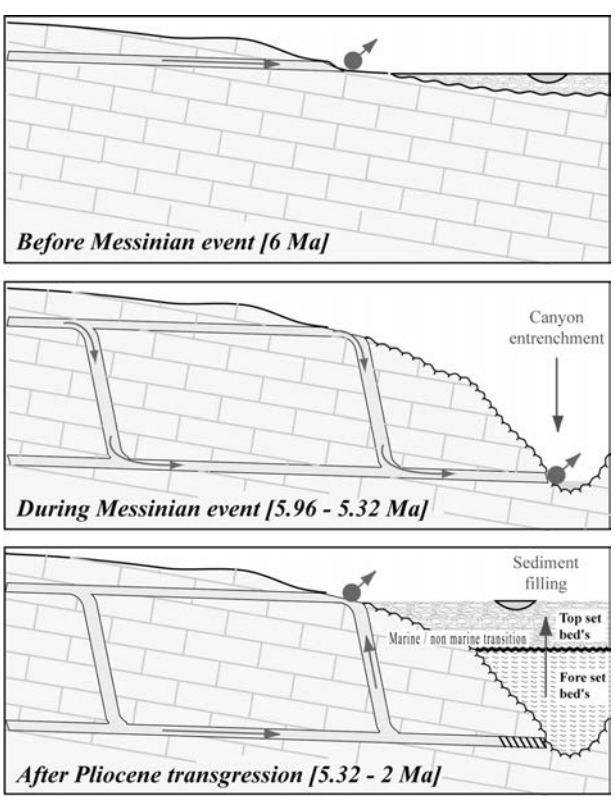


Fig. 2 Diagrammatic model of karst drainage evolution corresponding to the Messino-Pliocene eustatic impulse.

Messinian event. This paper proposes three completely different types of drainage development, based on the distance of karst from the Mediterranean 1) next to the present Mediterranean shoreline; 2) linked to the Messinian canyons that drained into the deep stage Mediterranean; 3) inland remote karsts having hydrogeologic deep connection with continental shelf and discharging at a place now located offshore where the aquifer is locally breached by the messinian erosional surface.

3.1. *Coastal aquifers: the submarine springs of Marseille (Port-Miou and Bestouan)*

In the *Calanques* (“drowned canyon”) of Cassis, close to Marseille, the submarine karst springs of Port-Miou and Bestouan discharge from submarine solution galleries (Fig. 3). The water is brackish and not suitable as a water supply. The salinity, between 10 and 20 $g.l^{-1}$, was first believed to be due to seawater injection into the submarine entrance and two dams were built to prevent contamination. Salinity never fell below 3 $g.l^{-1}$ [22]. In Port-Miou, scuba divers reached a remote point, in 1993, situated 2,200 m from the entrance and 147 m below sea level [23]. The cave continues further and deeper, as an inclined, large gallery (Fig. 4). A sample collected at this remote part of the cave was still brackish with a salinity of 6.6 $g.l^{-1}$ [23]. The Br^-/Cl^- ratio of water sampled at different depths in the main gallery

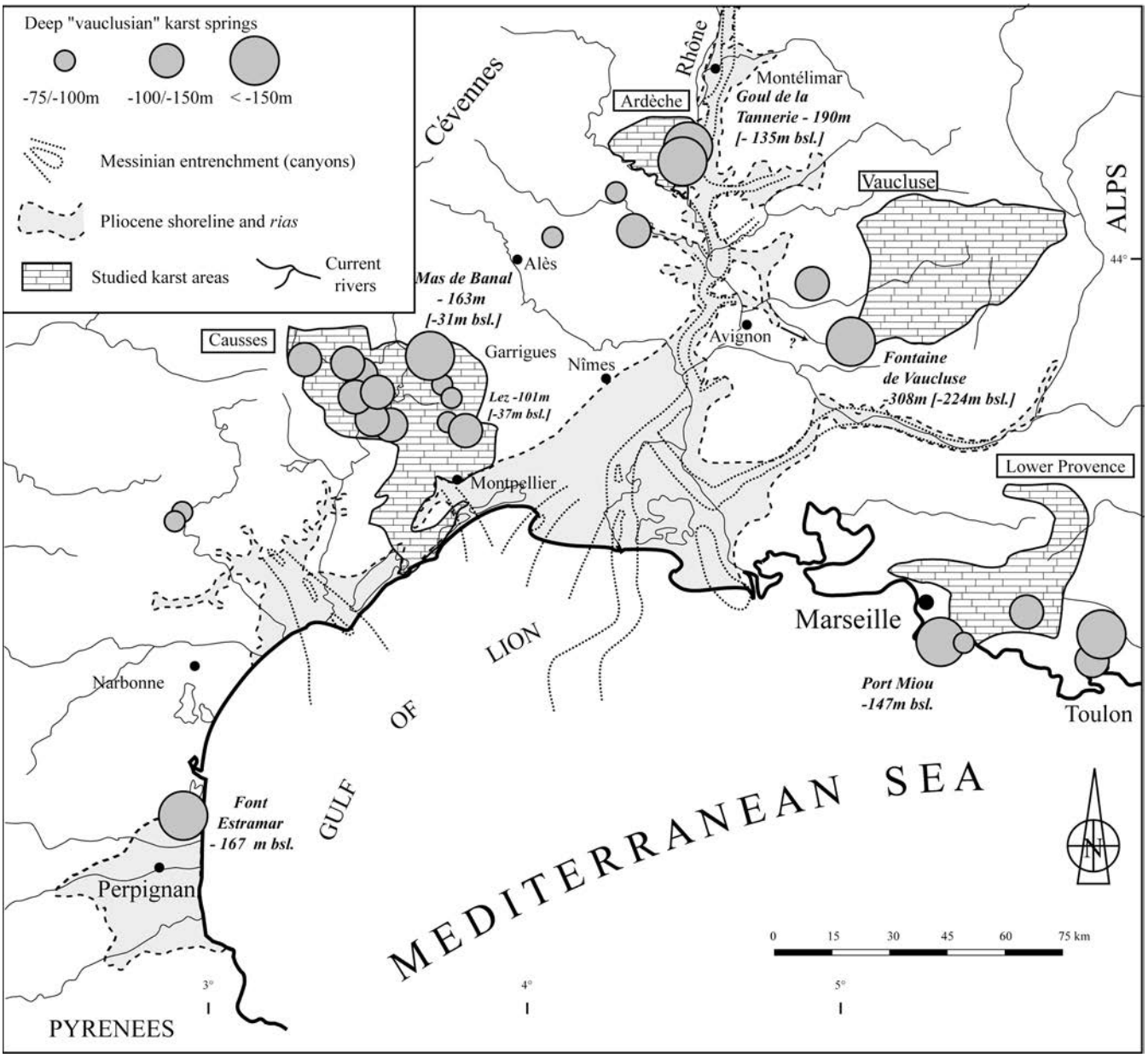


Fig. 3 Location of deep phreatic systems in Southern France compared to Messinian canyons and the Pliocene *rias* shoreline [after 5, 40].

proves a marine origin. Thus the salinity of the spring comes not only from seawater injection at the entrance but also from the deeper reaches of the cave. Values of Cl^-, Na^+, SO_4^{2-}, Mg^{2+} and K^+, indicate that 13 to 15% seawater mixes with karst freshwater in the deep karst system.

3.1.1. *Inferred watershed*

The extent of the Port-Miou watershed is unknown. One usually assigns it to the Urgonian belt of the structural unit of the Beausset but some authors invoke a larger area [24]. During the 70's, before and immediately after the construction of the dams, the discharge of the both brackish springs (Port-Miou and Bestouan) was gauged at between 3 and 160 $m^3 . s^{-1}$ with an average of 7 to 8 $m^3 . s^{-1}$ [25, 26]. As 15% of the water is sea water, and according to the respective salinities of the sea water and cavewater, we assume an average discharge of about 6 $m^3 . s^{-1}$ of freshwater from the karst system of Port-Miou. To explain such values and the inertia of the springs it is necessary to have a very large watershed. A regional balance, including rainfall, infiltration, discharge of Lower Provence springs and rivers, suggests the catchment area should be increased to 1,200 km^2 [27]. An isotopic study (^{18}O) supports this hypothesis indicating that the water came from an average altitude of 480 m asl. [28], which can include an important part of Western Lower Provence.

3.1.2. *Origin and evolution of the karst system*

The existence of a large karst aquifer in Lower Provence is difficult to imagine today because of the present very low

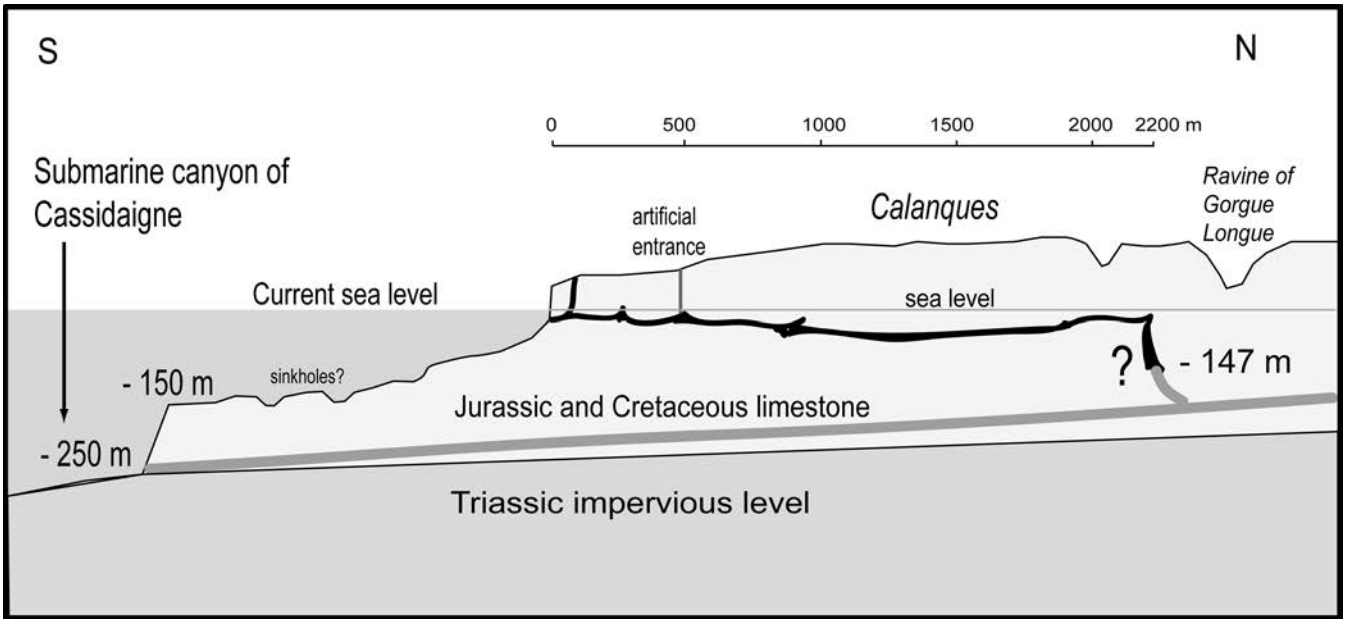


Fig. 4 The Port-Miou submarine spring. Cross-section showing the surveyed part (black line) and the hypothetical Messinian section (grey line) discharging at the base of the Cassidaigne submarine canyon, which is incised into a karst plateau [survey after 23].

hydraulic gradient. It is possible that the system owes its development to the drop in sea level during the Messinian [29]. Evidence includes the 147 m depth reached by scuba divers, which is deeper than depths reached by sea level fluctuations during the Quaternary. A bathymetric study by Collina-Girard [30] reveals the existence of a karst plateau that extends a few kilometres south of the *Calanques*, with dolines at a depth of 150 m below present sea level (Fig. 5). The submarine blind canyon of Cassidaigne whose base is at a depth of 1,000 m cuts this plateau. This canyon looks like a karst pocket valley ("*reculée*"), which is not continuation of a continental valley. We suggest that the underground river of Port-Miou, which at the time flowed several hundreds meters below its current position, excavated the canyon. At the end of the Messinian crisis, the system was flooded by seawater. The karst water now flows through an upper gallery. The presence of a paleo-drain filled by seawater explains a deep marine introduction into the karst system.

3.2. *Aquifers connected to Messinian canyons and Pliocene drowned river valleys*

Downcutting of Mediterranean tributary rivers into deep canyons during the Messinian induced entrenchment of inland karst systems. Pliocene transgression and fluvial aggradation affected the karst in several ways.

3.2.1. *The very deep phreatic system of the Fontaine de Vaucluse*

The Fontaine de Vaucluse is among the deepest known phreatic systems in the world (–308 m depth, 224 m below present sea level). It gave its name to the adjective "vauclusian" that describes a spring fed by rising phreatic water. Its watershed (about 1,100 km^2) consists of the Vaucluse mountains where numerous deep shafts occur [31]. At 750 m depth, the Souffleur shaft reaches the phreatic zone at the same elevation as the Fontaine de Vaucluse [32]. A deep valley, presently filled with hundreds of meters of Pliocene sediments is recognised from well logs [5]. This Rhône tributary used to be fed by the Vaucluse aquifer and is evidence that the deep karst system formed during the Messinian (Fig. 3). Following the Pliocene transgression, the karst was flooded. The spring was plugged and water found a new discharge point at the Fontaine de Vaucluse (Fig. 6). Images brought back by the Remote Operative Vehicle (ROV) show peculiar features, interpreted as wall karren, which developed down to –200 m (100 m below sea level). If confirmed, it could demonstrate that this part of the system evolved in epiphreatic conditions during the Messinian (Fig. 7) [33].

3.2.2. *The upward development of horizontal levels in the Ardèche karst [34]*

The Ardèche river is a right bank tributary of the Rhône (Fig. 8). At the Ardèche outlet, close to the Rhône confluence, the current canyon is fossilised by pliocene marine deposits. Rhône and Ardèche messinian canyons show a difference in entrenchment depth of about 300 m (Rhône: –236 m bsl. in a borehole located 10 km upstream from the confluence; Ardèche: +50 m asl. at the confluence), showing a hanging position for the Ardèche Messinian canyon. Numerous vauclusian springs are found along the Ardèche canyon (Fig. 8). Scuba divers exploring the flooded karst found evidence for vadose or epiphreatic features –50 m below the Ardèche river (torrential entrenchment, potholes, wall flutes…) [Brunet Ph. 1999, oral comm.]. These flooded torrential features are related to the Messinian salinity crisis, when the water of the surface rivers infiltrated into the lime-

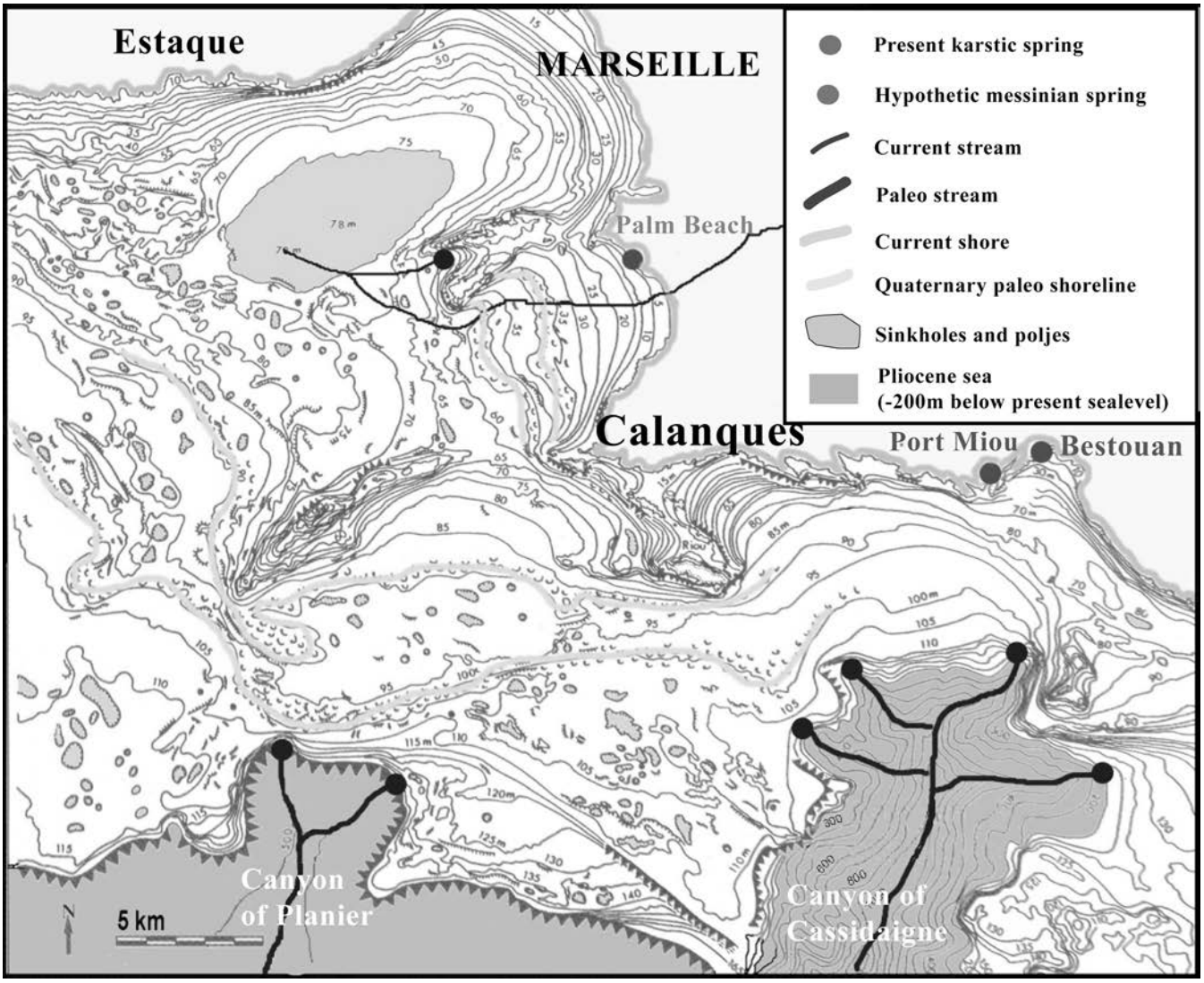


Fig. 5 Bathymetric map of the *Calanques* area [after 30]. A large plateau with closed depressions developed to –150 m bsl. Deep canyons (Cassidaigne) corresponding to pocket valleys are downcut and join abyssal plains. They correspond to discharge points during the Messinian.

stone to feed the deep aquifer. The surface river was bypassed by underground passages pouring out downstream of its canyon, inside the deep entrenched Rhône canyon. Such a high hydraulic gradient induced deepening of the streamways beneath the Ardèche river whereas the Ardèche valley remained perched (Fig. 9A). Similar features are observed at the Ardèche/Rhône confluence where two vauclusian systems (Pont and Tannerie) go down to –150 m and –120 m below present sea level. In these springs divers have found speleothems at –90 m below the entrance (that is –30 m below present sea level and also below any Pleistocene Rhône talweg). Ardèche karst also displays horizontal systems like the Cave of Saint-Marcel. This comprises three horizontal tiers connected by vertical shafts, which show phreatic features and indications of rising flow (Fig. 9). The lowermost level (1) corresponds to the flooded one whilst the uppermost levels (2 and 3) develop at about 130 m and 190 m asl. respectively. As the Mediterranean sea level rose, the Rhône and Ardèche canyons were flooded forming *rias* and the springs were sealed by pliocene sediments (Fig. 9b). The upper karstlevels are closely correlated to pliocene stratigraphic reference levels (see § 2.1 and Fig. 1). Cave level 2 fits with the "marine/continental transition" corresponding to the Lower Pliocene high stand sea level; cave level 3 corresponds to the Upper Pliocene "abandonment surface" of Ardèche's Gilbert delta. Such altitude correlation implies an internal/external coupling. The abrupt sea level rise for level 2, and slow and regular fluvial aggradation for level 3, created the hydraulic driving force necessary for generating the connection shafts which acted as phreatic lifts (Figs. 9B, 9C). During base level rising, the two successive still stands corresponding to respective Pliocene stratigraphic reference levels induced the development of the 2 and 3 horizontal cave levels. Correlations to other periods are excluded due to the fact that base level was higher before Messinian and lower after Pliocene [34]. Cosmogenic isotopes dating (in progress) confirm these stratigraphic correlations.

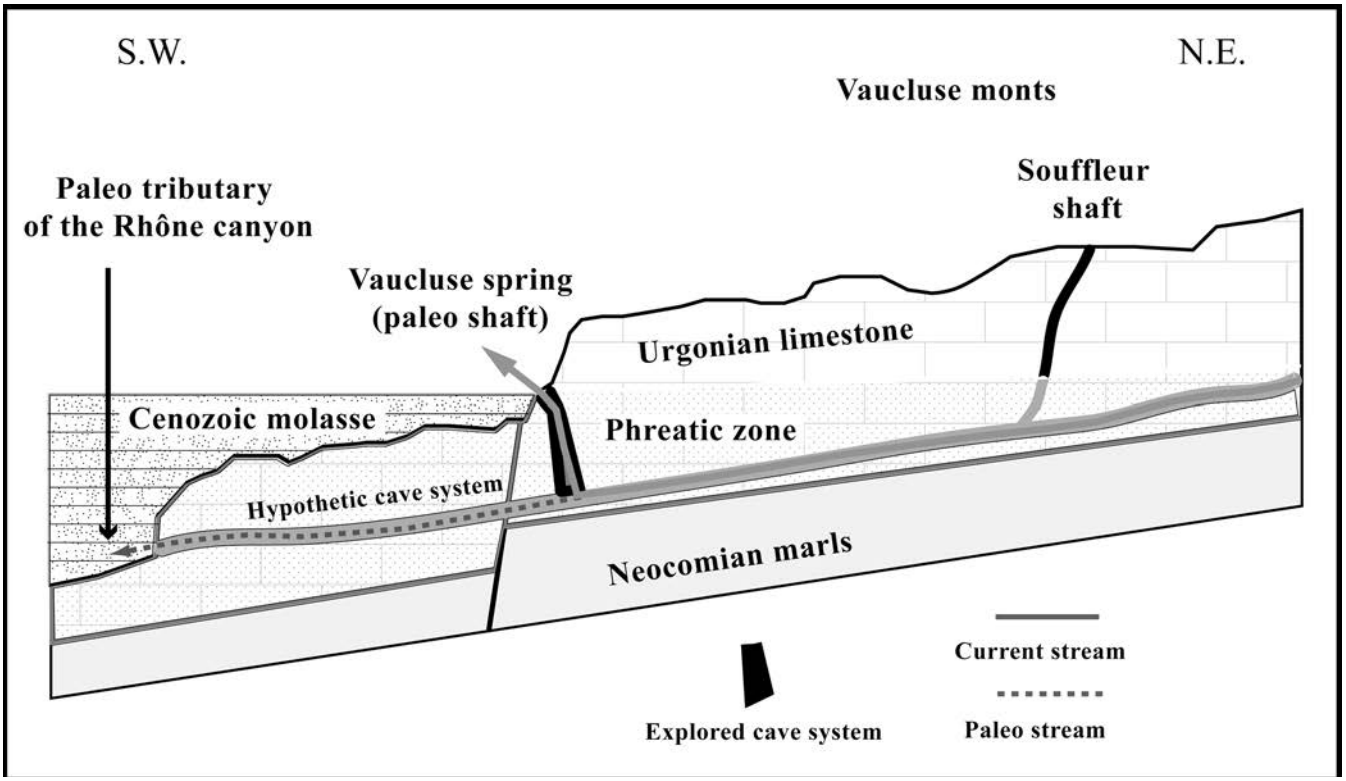


Fig. 6 Today the Fontaine de Vaucluse drains the Vaucluse mounts. A deep system drained by Messinian canyons is now flooded below several hundreds of meters of water.

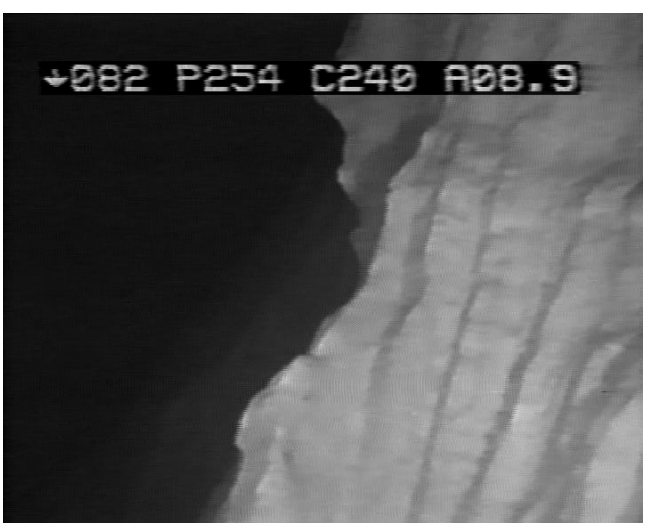


Fig. 7 Solutional wall features developed down to –200 m in Fontaine de Vaucluse (100 m below present sea level). They were formed in the epiphreatic zone during the Messinian. Image from ROV at about 120 m depth (1988).

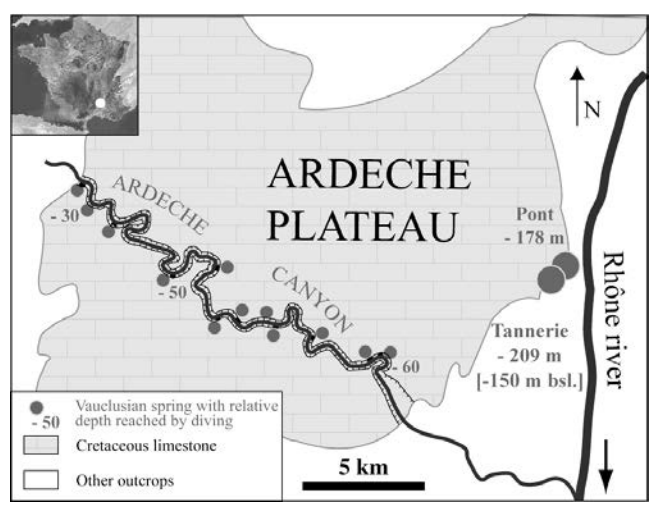


Fig. 8 Location of deep phreatic karst systems in Ardèche.

In summary, after a period of abrupt base level drops during the Messinian salinity crisis (5.96 – 5.32 Ma), cave systems developed upward and were controlled by the step-like rise in base level that occurred over more than 3 Ma up to the end of the Pliocene (1.8 Ma). This organisation of cave systems shows that the influence of the Messinian salinity crisis on karst development was not restricted to the crisis period but prolonged its effects over the whole Pliocene period. The impacts that occurred during or after the salinity crisis lasted 4 My, from 5.96 to 2 Ma.

3.3. Continental aquifers of the Mediterranean Causses

The Causses and Garrigues karsts extend between the Hercynian basement of the Cévennes to the north and the Gulf of Lion to the South (Fig. 3). Three main rivers drain this area: Hérault in the west, Vidourle in the east and Lez in the central part (Fig. 10). This area has a high density of vauclusian springs and includes 65% of the French deep phreatic karst systems (between –100 and –160 m deep).

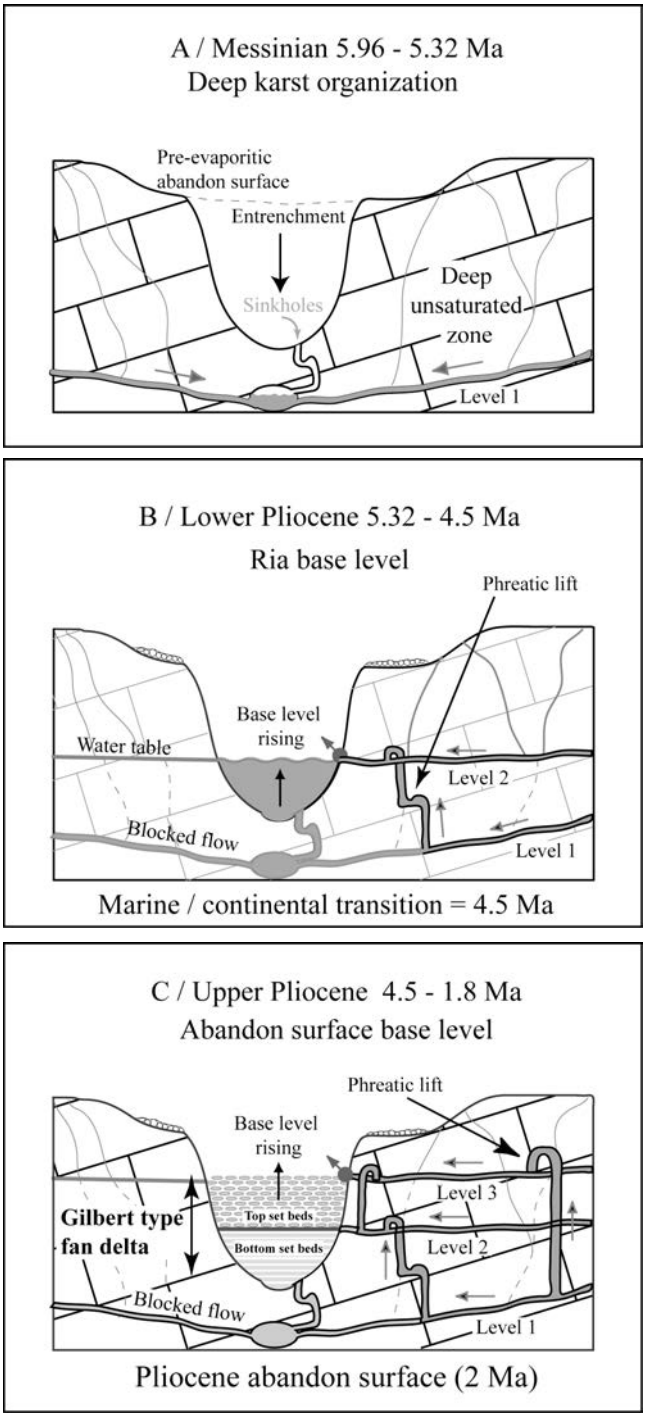


Fig. 9 Model of the Saint-Marcel Cave system. A/ Downward evolution related to the Messinian drop in base level in the Ardèche. B-C/ Upward evolution related to the Pliocene rise in base level in the Ardèche.

Some of these are over a kilometer in length; others are vertically developed. Some springs are located in the thalweg of the karst canyon of the Hérault River and its tributary, the Vis River. In the past, these springs acted as swallow holes, as attested by underwater travertine formations, flutes and vadose solution features located –50 m below the present thalweg [35, 36].

Offshore, continental Pliocene alluvial deposits overlie the Messinian erosion surface. In profile, this surface can be extrapolated inlandward to the Hérault canyon at about 150 m asl. [36, 37]. This also shows that the Hérault Messinian paleovalley was perched during the Messinian Crisis. Due to this perched position, both Hérault and Vidourle valleys were drained by streams, sinking while crossing limestone outcrops. The underground bypasses were connected at depth to the Lez karst aquifer that drained the whole area at this time.

Currently, the Lez aquifer is bounded downstream and laterally by three impervious dams (Fig. 10): (1) To the south, an impervious 1,000 m–deep dam continues offshore along the transcurrent fault of Sète; (2) to the east, the 4,500 m–deep syn-rift Vistrenque Basin, above which the Vidourle River flows [38]; (3) and to the west, the impervious deposits of a 1,600 m thick Tertiary syn-rift basin that the Hérault River crosses before reaching the Mediterranean Sea [39]. The only way the Lez aquifer could discharge at the Mediterranean base level during the Messinian low sea level was through a hydrogeologic watergap in the eastern part of the anticline of the Montpellier thrust (including limestones of the Gardiole massif; Figs. 10, 11). Offshore, the Messinian erosional surface cut across the Jurassic limestones and breached the aquifer. Water emerging from these windows formed blind canyons, which are not the continuation of any continental valley. The paleo-springs where the Lez aquifer could discharge may be located at three points along this blind canyon (Figs. 10, 11): 1) at the foot of the Montpellier karst close to –300 m bsl.; 2) below the present shoreline close to the fault bordering the Gardiole Massif at –500 m bsl.; 3) at –1,000 m, that is the base of a small Oligocene basin.

After the subsequent Pliocene sea level rise (Fig. 1), the entire karst system was sealed (Figs. 2, 12). Below the Pliocene water table, the former karst system was flooded, resulting in the high density of deep phreatic systems. Above the water table, the former karst systems were partially or totally filled with sediments (Fig. 12). The location of these filled systems fits with that of the vauclusian springs because they were initially part of the same Messinian karst system.

4. Conclusions

Technological advances in cave diving have permitted the study of the geometry of deep phreatic zones in cave systems. Observations in Ardèche, Causses, Vaucluse and Port-Miou reveal that there are several levels of galleries present in the different karst systems; above and below the present water table. The depths and altitudes of these galleries are not consistent with the Quaternary glacio-eustatic levels. They can, however, be matched to erosional features observed during the Miocene and the Pliocene.

A karst spring is the terminal point of a system of galleries that drain the karst aquifer. Circulation of water through

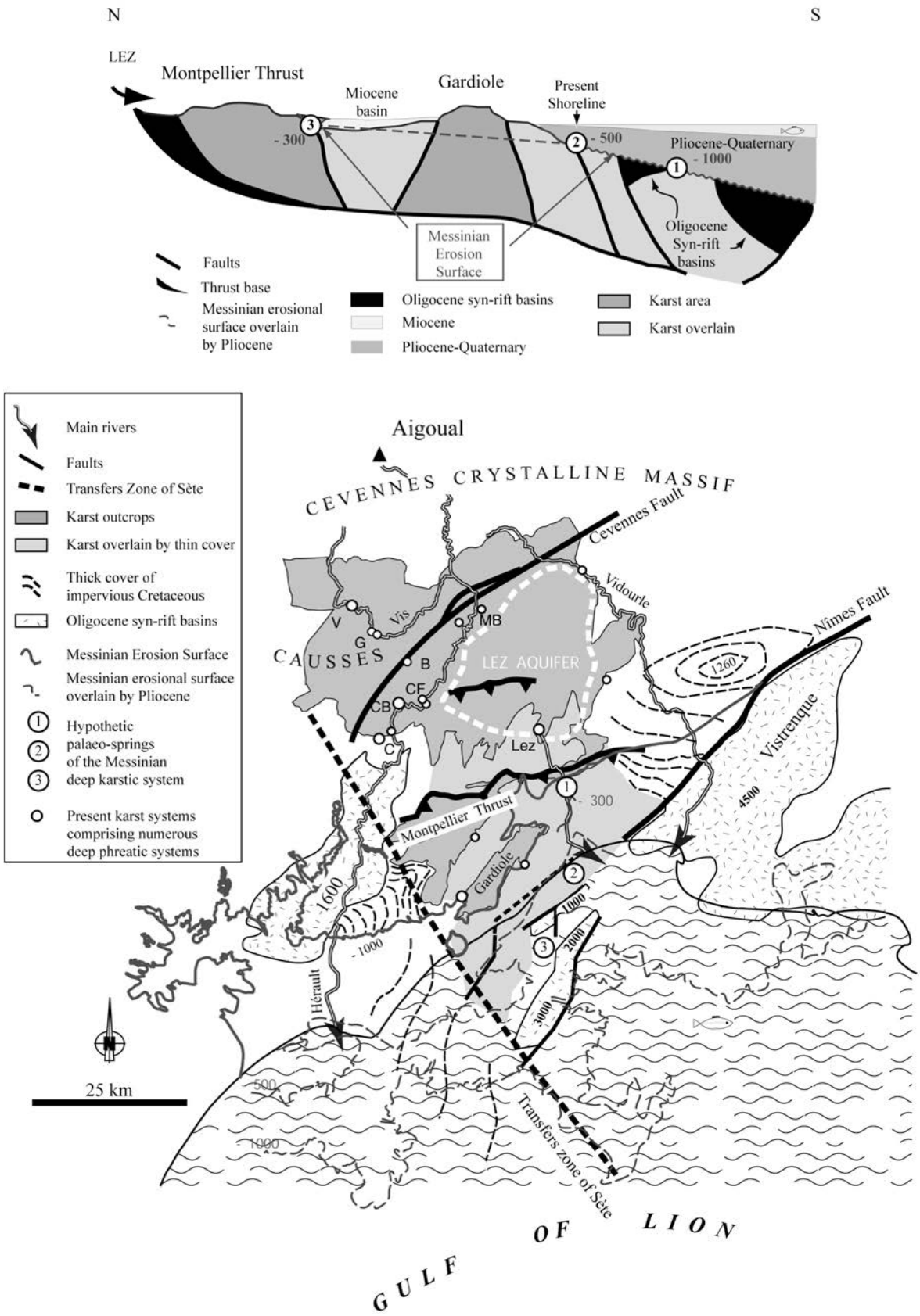


Fig. 10 The carbonate recharge area bordering the Gulf of Lion during the Messinian. Cross-section showing the relationship between geological structure and the karst systems.

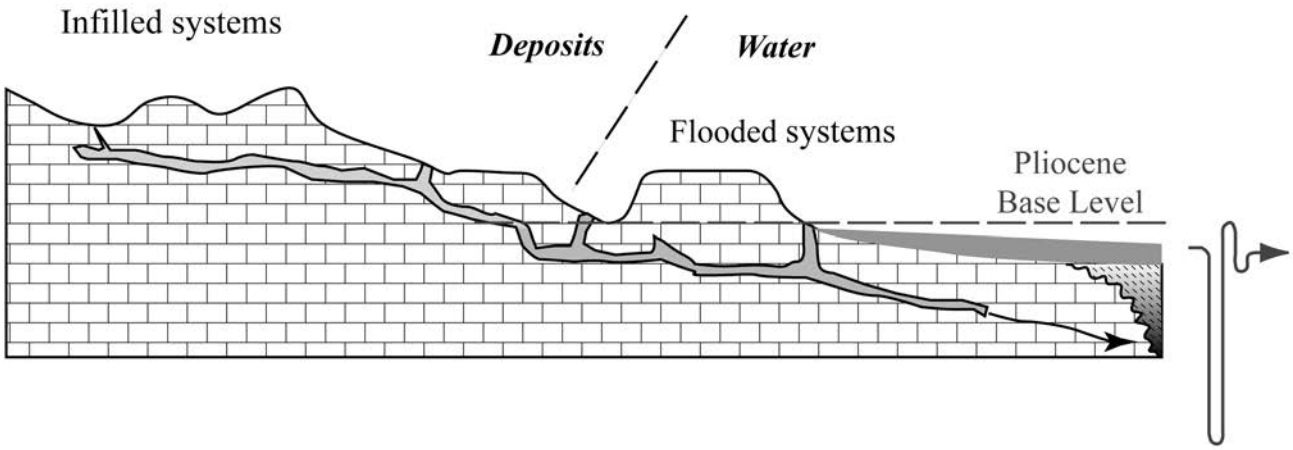


Fig. 11 Diagrammatic cross section of Mediterranean Causses karst systems inherited from the Messinian Deep Sea Stage. Today the part below the former Pliocene sea level is flooded forming deep phreatic systems. The upper part above the former Pliocene sea level is partially filled with sediment.

a limestone block depends on the hydraulic gradient generating a current and the permeability of the limestone which regulates the discharge. If the permeability is homogeneous, a preferential current establishes at the upper part of the aquifer, enlarges the discontinuities and increases the permeability. Thus, most karst systems are drained by galleries that are close to the top of the aquifer. The height of the water table determines their average level (sea, stream, river or lake). If the permeability is heterogeneous, water may flow in deeper zones, thus, allowing for deep dissolution galleries to be created. Two primary causes define the permeability and the possible location of the drains: the nature of the limestone itself and the density of the discontinuities (cracks, joints and faults). The presence of karst paleogalleries offers a possible third cause by making high permeability zones possible in any part of the limestone blocks. Karst palaeogalleries are inherited from past karstic erosional periods. As the areas under study reveal few lithologic differences and contain high densities of discontinuities, we assume that the presence of the deepest passages is mainly caused by the existence of such paleogalleries that form zones of high permeability in the deep aquifers. Within Europe, the speleological features described are only observed in regions in the Mediterranean watershed. All the features can be ascribed to one original cause. The Messinian model, with a huge lowering of the water table due to the desiccation of the Mediterranean Sea, followed by a fast Pliocene transgression, is the most coherent explanation. It provoked the deepening of the main streams, their tributaries and the aquifers that drained toward them, and it accounts for the existence of the deepest drains. These drains, however, may predate the Messinian stage; they may have formed during the Cretaceous or the Tertiary, filled with sediments and then be washed out and returned to service by Messinian water.

The model implicates the presence of deep vadose zones before the Pliocene transgression. Evidence for these former vadose zones has been found at 90 m below sea level, in the form of speleotherms observed by divers in Ardèche. Research, including new exploration and dating, is still in progress to consolidate the Messinian model but both the depth and length of the flooded cave systems limits human access, making the use of a ROVs necessary.

An important implication of our model is the availability of water resources at greater depths than previously anticipated. The Messinian model predicts that zones with an important permeability are present at unusual depths in the karst aquifers. These zones, that drain large proportions of the aquifers, are the best places for water capture and could be reached by deep wells. A good example of this is the present water supply system of the city of Montpellier. At the karst spring of the Lez, two pumps are installed in a natural gallery that penetrates deep into the karst aquifer. This catchment system allows the lowering of the water table, of the whole aquifer, down to 40 meters below the spring level [41]. The success of this system is considered to be related to an exceptional hydrogeological environment but the Messinian model postulates that this kind of environment, with deep drains, is common in the Mediterranean watershed and could be developed in several other places.

Further examples are provided by submarine springs. Today, the Mediterranean coastal zone is characterised by a high population density and large exposures of karst. Fresh water is scarce in most places but many brackish coastal or submarine springs, similar to the one at Port-Miou, are present on the Mediterranean sea shore. They could feed an important population but the attempts to use this water have very often failed, due to the difficulty of resolving the issue of residual salinity. At the Almyros of Heraklion (Crete), the hydrogeological model predicts a mixing of sea and fresh waters, in a large gallery at depths to –450 m [42]. The Messinian model easily explains the origin of the salinity and gives new ideas as to sourcing the water before it is salt contaminated.

Acknowledgement

We are grateful to Art and Peggy Palmer for considerably improving the English. For advise and discussions about Languedoc geology, P-J. Combes, M. Séranne and the staff of the "Basins" team of the Laboratoire Dynamique de la Lithosphère CNRS/UMII 5573, which supported the research (H. C.). We also thank the two anonymous reviewers for constructive comments.

References

[1] Gautier F., Clauzon G., Suc J.-P., Cravatte J., Violanti O., Âge et durée de la crise de salinité messinienne (Age and duration of the Messinian salinity crisis), Compte-rendus à l'Académie des Sciences II, 318 (1994) 1103-1109.

[2] Krijgsman W., Hilgen F. J., Raffi I., Sierro F. J., Wilson D. S., Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, Nature 400 (1999) 652-655.

[3] Julian M., Nicod J., Paléokarsts et paléo-géomorphologies néogènes des Alpes occidentales et régions adjacente (Neogene paleokarsts and paleogeomorphology in the Western Alps, Jura and Provence), Karstologia 4 (1984) 11-18.

[4] Audra Ph., Le rôle de la zone épinoyée dans la spéléogenèse (The epiphreatic zone part in speleogenesis), in: Jeannin P.-Y. (Ed.), 12th International Congress of Speleology—La-Chaux-de-Fond, 1, International Union of Speleology, Postojnan (1997) 165-167.

[5] Clauzon G., Puig J.-M., Guendon J.-L., Manifestations karstiques induites par le creusement messinien : exemples rhodano-duranciens (Karst features originating in Messinian entrenchment: examples in Rhône and Durance valleys), Quantitative geomorphology and paleogeography in the mediterranean area karst—Field-guide book—La Sainte-Baume, Fassociation française de karstologie, Bordeaux & Centre aixois de géographie physique, Aix-en-Provence, 1997, 33 p.

[6] Bini A., Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien : l'exemple du karst lombard, Italie (Relations between perimediterranean karstification and the Messinian crisis: the Lombardy karst example, Italy), Karstologia 23 (1994) 33-53.

[7] Bini A., Cita M.B., Gaetani M., Southern alpine lakes: hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment, Marine Geology 27 (1978) 271-288.

[8] Hsü K. J., Cita M. B., Ryan W. B. F., The origin of the Mediterranean evaporites, in: Ryan W. B. F., Hsü K. J. *et al.* (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, 1-2, U.S. Government Printing Office, Washington D. C. (1973)1203-1231.

[9] Clauzon G., Limites de séquences et évolution géodynamique (Sequence boundaries and geodynamic evolution). Géomorphologie 1 (1996) 3-22.

[10] Clauzon G., L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma (The impact of western Mediterranean sealevel changes over alpine orogene since 20 Ma), Études de géographie physique, XXVIII (1999) 33-40.

[11] Clauzon G., Rubino J.-L., Eustatic control of Pliocene Mediterranean basin morphology and basin filling by Gilbert type fan deltas, *14th Congress RCMNS, "Global events and Neogene evolution of the Mediterranean*", Abstracts, Barcelona (1990) 99-100.

[12] Haq B. U., Hardenbol J., Vail P., Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), Science 235 (1987) 1156-1167.

[13] Ryan W. B. F., Hsü K. J. & al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, 1-2, U.S. Government Printing Office, Washington D. C. (1973) 1247 p.

[14] Ryan W. B. F., Quantitative evalutation of the depth of the Western Mediterranean before during and after the Last Miocene salinity crisis, Sedimentology 23 (1976) 791-813.

[15] Clauzon G., Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "Desiccated deep-basin model" [Hsü, Cita, Ryan, 1973] (The messinian Rhône canyon as a definite proof of the "dessicated deep-basin model" [Hsü, Cita, Ryan, 1973]), Bulletin de la Société géologique de France 24, 3 (1982) 597-610.

[16] Cita M. B., Ryan W. B. F., Messinian erosional surfaces in the Mediterranean, Marine Geology 27, 3-4 (1978) 193-365.

[17] Chumakov I. S., Geological history of the Mediterranean at the end of Miocene-the beginning of the Pliocene according to new data, in: Ryan W. B. F., Hsü K. J. *et al.* (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, 1-2, U.S. Government Printing Office, Washington D. C. (1973) 1241-1242.

[18] Clauzon G., The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone valley, in: Ryan W. B. F., Hsü K. J. *et al.* (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, 1-2, U.S. Government Printing Office, Washington D. C. (1973) 1234-1241.

[19] Clauzon G., Rubino J.-L., Savoye B., Marine pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast, Publications de l'ASF 23 (1995) 145-222.

[20] Barber P.M., Messinian subaerial erosion of the proto-Nile delta, Marine Geology 44 (1981) 253-272.

[21] Blanc P. L., The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm, Geodinamica Acta 15 (2002) 303-317.

[22] Potié, Captage des résurgences sous-marines d'eau douce. Observations sur les effets du barrage expérimental de Port-Miou (The use of freshwater submarine resurgences for water supply. Observations of the effects of the experimental dam in Port-Miou). Internal report 74 RT 1001 PM, Syndicat de recherche de Port-Miou, Société des eaux de Marseille, 1974.

[23] Douchet M., Fage L.-H., En plongée sous les Calanques. Port-Miou et le Bestouan (Diving under the Calanques. Port-Miou and Bestouan), Speléo 12 (1993) 3-6.

[24] Rousset Cl., Structure tectonique et typologie karstique : cas des karsts de Vaucluse et de Port-Miou. Région Provence-Alpes-Côte d'Azur, SE de la France (Tectonic structure and karst types: Vaucluse and Port-Miou karst cases), in: Jeannin P.-Y. (Ed.), 12th International Congress of Speleology—La-Chaux-de-Fond, 2, International Union of Speleology, Postojna (1997) 307-310.

[25] Syndicat de recherche de Port-Miou, État des connaissances au 31 avril 1972 sur l'évolution de la chimie des eaux dans le karst de Port-Miou et du Bestouan (State of knowledge at the 04/31/1972 about water chemistery in Port-Miou and Bestouan karst), Internal report, Syndicat de recherche de Port-Miou, Société des eaux de Marseille, 1972.

[26] Syndicat de recherche de Port-Miou, La résurgence d'eau douce sous-marine de Port-Miou (The freshwater submarine spring of Port-Miou), Chantiers de France 104 (1978).

[27] Gilli E., Étude préalable sur le drainage des karsts littoraux. A/ Bouches-du-Rhône et Var ; B/ Corse (Preliminary study about coastal karst drainage), Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, Lyon, 2002, 100 p.

[28] Blavoux B., Gilli E., Rousset Cl., Alimentation et origine de la salinité de l'émergence karstique sous-marine de Port-Miou, Marseille-Cassis – Bouches-du-Rhône (Recharge and origin of salinity in the Port-Miou karst submarine spring, Marseille-Cassis – Bouches-du-Rhône), Géosciences [Submitted].

[29] Gilli E., Compilation d'anciennes mesures de débit à Port-Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Provence (Compilation of old measures of discharge at Port-Miou. Contribution to the hydrogeology of Provence), *In* : Mudry J ; Zwallen Fr. (Eds.), Sciences et techniques de l'environnement, Mémoire hors série n° 13 (7e Colloque d'hydrogéologie en pays calcaire et milieu fissuré. Besançon 2000, 2001)157-160.

[30] Collina-Girard J., Préhistoire et karst littoral : la grotte Cosquer et les Calanques Marseillaises, Bouches-du-Rhône, France (Prehistory and coastal karst: the Cosquer Cave and the « Massif des Calanques », Marseille, France), Karstologia 27 (1996) 27-40.

[31] Puig J.-M., Le système karstique de la fontaine de Vaucluse (The fontaine de Vaucluse karst system). Thesis, Avignon, BRGM Documents n° 180, Orléans, 1987, 210 p.

[32] Groupe spéléologique Bagnols-Marcoule, Trou Souffleur (Saint-Christol-d'Albion) : une suite vers l'aval (Souffleur shaft: a continuation at depth), Spelunca 87 (2002) 2-3.

[33] Bayle B., Graillot D., Société spéléologique de Fontaine-de-vaucluse, Compte-rendu hydrogéologique de l'opération Spéléonaute du 2/8/85, Fontaine de Vaucluse (The Speleonaute operation at the Fontaine de Vaucluse), Karstologia 9 (1987) 1-6.

[34] Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y., Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne, Bull. Soc. géol. France (to be published).

[35] Camus H., Signification des concrétionnements exogènes noyés : l'exemple du travertin noyé de Gourneyras (Signification of flooded vadose speleothems: example of the flooded travertine of Gourneyras), in: Choppy (Ed.), Actes de la 7e Rencontre d'Octobre, Spéléo-club de Paris (1997) 38-43.

[36] Camus H., Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole – Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats, Thesis, University of Bordeaux 3, 2003, 675 p. + annexes.

[37] Baschet J., Déformation post-rift de la marge du golf du Lion dans le bassin de l'Hérault. Approche géomorphologique, sédimentologique et tectonique (Post-rift deformation of the Lion Gulf in Hérault catchment. Geomorphologic, sedimentologic and tectonic approach), Master Degree, University of Montpellier 2, 2002.

[38] Benedicto E., Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (SE France), Thesis, University of Montpellier 2, 1996.

[39] Maerten L., Structure et stratigraphie séquentielle de bassin oligo-miocène de l'Hérault – Marge passive du Golfe du Lion (Structure and sequential stratigraphy of an Oligo-Miocene basin in Hérault—Passive margin of the Lion Gulf), Master Degree, University of Montpellier 2, 1994.

[40] Audra Ph., Les réseaux noyés profonds français et leur origine (Deep phreatic cave system in France and their origin), in: Choppy (Ed.), 7e Rencontre d'octobre, La Sainte-Baume, Spéléo-club de Paris (1997) 27-31.

[41] Gilli E., Mangan C., Mudry J., Hydrogéologie. Objets, méthodes, applications. Dunod, Paris, 2004, 303 p.

[42] Arfib B., Écoulements différentiels en aquifères karstiques côtiers : impact sur la salinité de l'eau dans le système de l'Almyros d'Heraklion, Crète, Grèce, *In* : Mudry J., Zwallen Fr. (Eds.) Sciences et techniques de l'environnement, Mémoire hors série n° 13 (7e Colloque d'hydrogéologie en pays calcaire et milieu fissuré. Besançon 2000, 2001)13-16.

III Résumé et conclusions.

Résumé du chapitre 2.

Les conditions d'exploration des karsts noyés profonds sont très hétérogènes d'un secteur d'étude à l'autre, cet article propose ainsi plusieurs méthodes d'investigations adaptées aux difficultés rencontrées. Dans le cas où l'exploration du karst noyé est délicate ou impossible, nous avons fait appel aux méthodes indirectes de l'hydrogéologie renseignent sur les conditions de transit de l'eau dans l'endokarst : géochimie des eaux ; mesure des températures et des débits à la sources…Lorsque l'investigation directe du karst est possible, nous avons privilégié l'observation des indicateurs morpho-sédimentaires susceptibles de nous renseigner sur la spéléogenèse induite par d'importantes variations du niveau de base.

Cette investigation spéléo-karstologique du plateau de Saint-Remèze révèle un dispositif de l'endokarst en réseaux étagés, depuis les réseaux noyés profonds jusqu'au plus haut niveau de galerie perché très en dessus de l'Ardèche. La comparaison géométrique entre les niveaux repères messino-pliocènes et les niveaux de galeries de la grotte de Saint-Marcel m'a permis de démontrer que cet étagement ne pouvait pas être la conséquence du creusement du canyon de l'Ardèche mais plutôt de son remblaiement. Il s'avère, en effet, que les remontées successives du niveau de base, au cours du Pliocène, ont provoqué l'adaptation *per ascensum* du profond drainage messinien par formation de conduits verticaux remontants : ce que nous appellerons plus tard les puits-cheminées.

Quels que soient les massifs étudiés et l'approche retenue, chaque auteur est parvenu à démontrer le rôle de la crise dans les mécanismes de spéléogenèse.

Conclusion et perspectives.

Cette seconde partie de ma thèse présente mes premières observations qui m'ont conduit à formuler les grandes lignes d'un modèle de spéléogenèse *per ascensum* du karst ardéchois. Ce modèle s'oppose aux interprétations antérieures qui postulaient un étagement *per descensum* des niveaux de l'endokarst ardéchois.

En Ardèche, j'ai démontré que les impacts de la crise ne se bornent pas à sa seule durée mais se perpétuaient durant tout le Pliocène. Les manifestations de la crise dans le karst ardéchois sont présentées comme une réaction en chaîne couvrant la durée du cycle messino-pliocène.

Les perspectives d'une investigation plus détaillée des mécanismes de la spéléogenèse ardéchoise sont à présent justifiées.

Partie III : Les grandes tendances de l'évolution du niveau de base restituées par les niveaux repères et la géodynamique qui s'en dégage dans le karst

I. Niveaux de spéléogenèse et niveau de base.

II. Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne.

III. Geodynamic evolution of peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France.

IV. Résumés et conclusion.

I Niveaux de spéléogenèse et niveau de base.

De nombreuses recherches dans les karsts américains et européens ont reconnu le rôle exercé par le niveau de base dans le développement et l'évolution des endokarsts présentant un étagement de niveaux (Palmer, 1987). En l'absence d'une dépendance à une contrainte géologique locale (couche imperméable), ce modèle d'étagement des niveaux de l'endokarst, s'est imposé par la mise en évidence de corrélations géométriques entre les niveaux de grotte et les marqueurs de l'évolution du niveau de base, comme les terrasses fluviales ou encore les niveaux glaciaires. De nombreux travaux proposent cette approche Sweeting (1950), Davies (1960), White (1960), Ek (1961), Powell (1970), Miotke and Palmer (1972), White and White (1974), Wilson (1985), Palmer (1987 ; 1991), Audra (1994), Delannoy (1997), Jaillet (2005), Hausselman (2002), Losson (2004) et le modèle d'étagement *per descensum* du karst qui s'en dégage fait actuellement référence. Toutefois, certains auteurs émettent quelques réserves sur l'application systématique de ce modèle pour expliquer l'étagement des réseaux karstiques (Palmer, 1987 ; Audra, 1994 ; Jaillet, 2000). Pour Palmer (1987), la validité du modèle dépend de plusieurs critères, dont l'identification de morphologies en grottes, qui traduisent l'abandon définitif d'un étage, lors d'une phase d'incision d'une vallée.

Lorsque le rôle du niveau de base est identifié dans la structuration d'un drain karstique alors la connaissance de son évolution apparaît comme fondamentale pour appréhender l'évolution générale de l'endokarst et sa chronologie de formation.

Les deux articles qui suivent (chapitres II et III) proposent d'étudier l'étagement de l'endokarst ardéchois par une étude préalable de l'évolution du niveau de base régional en fonction des niveaux repères qui lui sont associés. Cette étude permet de produire une courbe d'évolution du niveau de base sur plus de 6 Ma utilisée ensuite comme référentiel pour décrypter l'étagement des niveaux de grotte en Ardèche.

Afin de valider cette approche nous avons mené une investigation des formes verticales joignant deux niveaux de grotte. Ces conduits verticaux sont généralement décrits dans la littérature comme résultant d'une évolution externe du niveau de base. La dynamique d'étagement du karst ardéchois est donc abordée par deux approches :

- La première approche est géométrique ; il s'agit de comparer l'altitude des niveaux de grottes avec l'altitude des niveaux repères.
- La seconde approche est dynamique ; il s'agit de retrouver les morphologies souterraines qui traduisent l'évolution extérieure du niveau de base lorsqu'il passe de l'élaboration d'un niveau repère à un autre.

Les conclusions de cette étude doivent démontrer que l'étagement des niveaux de grotte du plateau de Saint-Remèze a bien été tributaire de l'évolution de son niveau de base : l'Ardèche.

II Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne.

Ludovic Mocochain, Georges Clauzon, Jean-Yves Bigot.

Ce chapitre reproduit un article paru dans la revue Bulletin de la Société Géologique de France t. 177, n° 1, p. 27-36 (2006).

Bull. Soc. géol. Fr., 2006, t. 177, n° 1, pp. 27-36

Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne

LUDOVIC MOCOCHAIN[1/2], GEORGES CLAUZON[1] & JEAN-YVES BIGOT[3]

Mots clés. – Endokarst, Eustatisme, Crise de salinité messinienne, Niveaux repères, Karstification polyphasée, Puits-cheminées.

Résumé. – Dans la moyenne vallée du Rhône, au droit de Pierrelatte, la plate-forme carbonatée crétacée du substratum est profondément incisée (600 mètres) par le canyon messinien du Rhône et, dans une moindre mesure, par celui de l'Ardèche, son affluent. Le canyon du Rhône comporte les quatre niveaux repères issus de la crise de salinité messinienne : la surface d'abandon pré-évaporitique (1), la surface d'érosion messinienne (2), la transition marin/continental de la ria pliocène (3), la surface d'abandon pliocène (4).

La plate-forme carbonatée montre un karst très développé. Le réseau karstique de Saint-Marcel d'Ardèche, présente deux niveaux de karstification sub-horizontaux interconnectés et en corrélation altitudinale avec les niveaux repères 3 (correspondant à l'altitude du plan d'eau de la ria) et 4 (surface d'abandon du prisme continental du Gilbert delta rhodanien). L'architecture des puits-cheminées reliant les deux réseaux atteste, par le façonnement de leurs parois et de leurs coupoles, qu'ils résultent d'un hydrodynamisme noyé ascendant. Ce circuit hydrologique remontant remet en question l'interprétation antérieure impliquant une cinématique gravitaire *per descensum*, implicitement associée aux chutes glacioeustatiques du Pléistocène supérieur. Il est interprété comme la conséquence d'un refoulement impulsé par la remontée extérieure du niveau de base lors de l'inondation marine du canyon messinien au début du Pliocène. La présence d'un karst messinien dans ce secteur est confirmée par la reconnaissance en plongée des sources vauclusiennes de Bourg-Saint-Andéol jusqu'à la cote – 154 NGF, au droit d'un talweg messinien du fleuve positionné à – 236 m. La profondeur de ces réseaux noyés implique de fait un niveau de base très en contrebas des plus bas niveaux glacioeustatiques du Quaternaire.

Ainsi, c'est le niveau de base rhodanien (alternativement fluviatile et marin) sous contrôle eustatique qui a induit les modalités de la karstogenèse ardéchoise aussi bien en chute, lors de la crise de salinité, qu'en submersion ascendante, lors de la remise en eau pliocène du bassin.

The Ardèche endokarstic responses to the eustatic variations resulting from the Messinian salinity crisis

Key words. – Endokarst, Eustatism, Messinian salinity crisis, Benchmark levels, Polygenic speleogenesis, Chimney-shaft.

Abstract. – The Messinian salinity crisis is typically recorded by evaporites in the abyssal plains of the Mediterranean Sea and by canyons incised into the Mediterranean margins and their hinterlands. However, the impacts of crisis on geomorphology and surface dynamics lasted, until canyons were filled by sediments in the Pliocene (fig. 2).

In the mid-Rhône valley, the Ardeche Cretaceous carbonate platform is incised over 600 m by the Rhône Messinian canyon. The canyon thalweg is located – 236 m bsl (below sea level) in the borehole of Pierrelatte [Demarcq, 1960; fig. 1]. During the Pliocene, this canyon was flooded as a ria and infilled by a *Gilbert type fan delta* [Clauzon and Rubino, 1992; Clauzon *et al*., 1995]. The whole Messinian-Pliocene third order cycle [Haq *et al*., 1987] generated four benchmark levels.

The first two are [Clauzon, 1996]: (i) The pre-evaporitic abandonment surface which is mapped around the belvedere of Saint-Restitut (fig. 1). This surface is synchronous [Clauzon, 1996] of the crisis onset (5.95 Ma) [Gautier *et al*., 1994; Krigjsman *et al*., 1999] and, consequently, is an isochronous benchmark. (ii) The Messinian erosional surface is also an isochronous benchmark due to the fast flooding [Blanc, 2002] of the Rhône canyon, becoming a ria at 5.32 Ma [Hilgen and Langereis, 1988]. These surfaces are the result of endoreic Mediterranean sea level fall more than a thousand meters below the Atlantic Ocean.

A huge accommodation space (up to more than 1000 m) was created as sea-level rose up to 80 m above its present-day level (asl) during the Pliocene highstand of cycle TB 3.4 (from 5.32 to 3.8 Ma). During the Lower Pliocene this accommodation space was filled by a *Gilbert fan delta.* This history yields two other benchmark levels: (i) the marine/non marine Pliocene transition which is an heterochronous surface produced by the *Gilbert delta* progradation. This surface recorded the Pliocene highstand sea level; (ii) the Pliocene abandonment surface at the top of the *Gilbert delta* continental wedge.

Close to the Rhône-Ardeche confluence, the present day elevations of the four reference levels are (evolution of base-level synthesized in fig. 4): (1) 312 m asl, (2) 236 m bsl, (3) 130 m asl, (4) 190 m asl.

The Ardèche carbonate platform underwent karstification both surficial and at depth. The endokarst is characterized by numerous cavities organised in networks. Saint-Marcel Cave is one of those networks providing the most complete record (fig. 5). It opens out on the northern side of the Ardeche canyon at an altitude of 100 m. It is made up by

1. CEREGE, Université de Provence, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence cedex 04 (France). mocochain@cerege.fr
2. Ecole des Mines de Paris / CGES Laboratoire de Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex (France).
3. Les 7 portes, 04400 Barcelonnette (France).
Manuscrit déposé le 21 janvier 2004 ; accepté après révision le 15 juin 2005.

three superposed levels extending over 45 km in length. The lower level (1) is flooded and functionnal. It extends beneath the Ardeche thalweg down to the depth of 10 m bsl reached by divers. The observations collected in the galleries lead us to the conclusion that the karst originated in the vadose area [Brunet, 2000]. The coeval base-level was necessarily below those galleries. The two other levels (middle (2) and upper (3)) are today abandoned and perched. The middle level is about 115 m asl and the upper one is about 185 m asl. They are horizontal and have morphologies specific to the phreatic and temporary phreatic zone of the karst (fig. 6).

In literature, the terracing of the Saint-Marcel Cave had been systematically interpreted as the result of the lowering by steps of the Ardeche base-level [Guérin, 1973; Blanc, 1995; Gombert, 1988; Debard, 1997]. In this interpretation, each deepening phase of the base level induces the genesis of the gravitary shaft and the abandonment of the previous horizontal level. The next stillstand of base level leads to the elaboration of a new horizontal level (fig. 7). This explanation is valid for most of Quaternary karsts, that are related to glacio-eustatic falls of sea-level. However our study on the Saint-Marcel Cave contests this interpretation because all the shafts show an upward digging dynamism and no hint of vadose sections. The same "per ascensum" hydrodynamism was prevailing during the development of the whole network (figs. 8 and 9).

We interpret the development of the Ardeche endokarst as related to the eustatic Messinian-Pliocene cycle TB 3.4/3.5 recorded by the Rhône river. The diving investigations in the flooded part of the Saint-Marcel Cave and also in the vauclusian springs of Bourg-Saint-Andeol reached - 154 m bsl. Those depths are compatible only with the incision of the Messinian Rhône canyon at the same altitude (- 236 m bsl). The Saint-Marcel lower level would have develop at that time. The ascending shaping of levels 2 and 3 is thus likely to have formed during the ensuing sea-level rise and highstand during the Pliocene, in mainly two steps: (i) the ria stage controlled by the Mediterranean sea level rise and stillstand; (ii) the rhodanian *Gilbert delta* progradation, that controlled the genesis of the upper level (fig. 10).

INTRODUCTION

Intrinsèquement, les reliefs créés par la crise de salinité (5,9/5,3 Ma) en Méditerranée sont des reliefs négatifs : les canyons messiniens. Le Rhône en fournit la meilleure illustration avec un canyon de 1300 m de profondeur au droit du littoral actuel. En réalité, le phénomène est beaucoup plus complexe dans la mesure où les impacts différés de la crise excèdent largement sa propre durée puisqu'ils couvrent tout ou partie du Pliocène. Au total, cet événement eustatique « hors normes » a produit 4 niveaux repères (les uns de nature sédimentaire, les autres de nature érosive), échelonnés entre 5,9 et 2 Ma. Ces niveaux sont les marqueurs de l'évolution du niveau de base régional (niveau de base du karst) depuis 6 Ma, sous contrôle du niveau marin relatif. Nous proposons dans cet article une approche morphologique de réseaux karstiques ardéchois qui permet une restitution des modalités de leur genèse associées à l'évolution –en chute comme en remontée– de ce niveau de base.

L'exploration spéléologique –à l'air libre ou en plongées– de la grotte de Saint-Marcel d'Ardèche et des sources vauclusiennes de Bourg-Saint-Andéol révèle l'existence de deux sortes de réseaux karstiques interférents : (i) deux réseaux superposés de galeries sub-horizontales qui sont les prolongements souterrains (mêmes altitudes), respectivement, de la transition marin/continental (enregistrement sédimentaire du haut niveau marin pliocène) et de la surface d'abandon pliocène ; (ii) des réseaux noyés profonds à conduits verticaux, reconnus à ce jour jusqu'à – 154 NGF à distance kilométrique du talweg du canyon messinien du Rhône (positionné lui à – 236 NGF). L'hypothèse explorée dans cet article est que la structuration de ce système karstique relève du même contrôle que la formation des niveaux repères externes, à savoir l'oscillation du niveau de base du cycle eustatique messino-pliocène.

LE CYCLE EUSTATIQUE MESSINO-PLIOCÈNE

La crise de salinité messinienne résulte de l'amplification, par effet de seuil, de l'effondrement endoréique du plan d'eau méditerranéen lors de la chute du cycle eustatique de 3ème ordre TB 3.4 [Haq *et al.*, 1987]. Cet effondrement (dû à la dessiccation du bassin) a donné lieu à un double enregistrement : d'une part, dans les plaines abyssales, restées sous faible tranche d'eau, en l'espèce d'évaporites et, d'autre part, sur les marges émergées, par une surface d'érosion, marquée par des canyons.

Sur la bordure nord-méditerranéenne, le canyon du Rhône, reconnu jusqu'au Jura [Clauzon, 1999], constitue le plus significatif témoignage morphologique de l'événement messinien [Clauzon, 1982]. A la latitude de Pierrelatte (fig. 1), proche de son confluent avec l'Ardèche, son talweg se trouve à – 236 NGF [Demarcq, 1960 ; Clauzon, 1982]. Dix kilomètres en amont, sous la vallée morte de Malataverne, ce même talweg reste enfoui, sous le Pliocène, à – 220 NGF [Camus, 2003 ; Fig. 3].

Lors du haut niveau stabilisé du cycle TB 3.4 (5,3/3,8 Ma) qui fait suite à la remise en eau du bassin, se manifeste l'impact différé de la crise avec la structuration en « *Gilbert type fan delta* » [Clauzon *et al.*, 1995] du remblaiement pliocène de la ria rhodanienne, elle-même issue de la transformation par submersion du canyon messinien du Rhône.

MORPHOLOGIE ET CHRONO-STRATIGRAPHIE DES QUATRE NIVEAUX REPÈRES RHODANIENS GÉNÉRÉS PAR LA CRISE DE SALINITÉ MESSINIENNE

La surface d'abandon pré-évaporitique à 5,95 Ma

Cette surface d'abandon correspond au piémont alluvial antérieur à la crise (fig. 2), qui correspond au cailloutis rhodanien, affleurant au belvédère de Saint-Restitut, à la cote 312 NGF [Clauzon, 1982]. Cette surface est devenue fossile lors de l'encaissement du Rhône, au début de la chute messinienne du niveau marin relatif à 5,95 Ma [Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999]. C'est donc une surface isochrone [Clauzon, 1996].

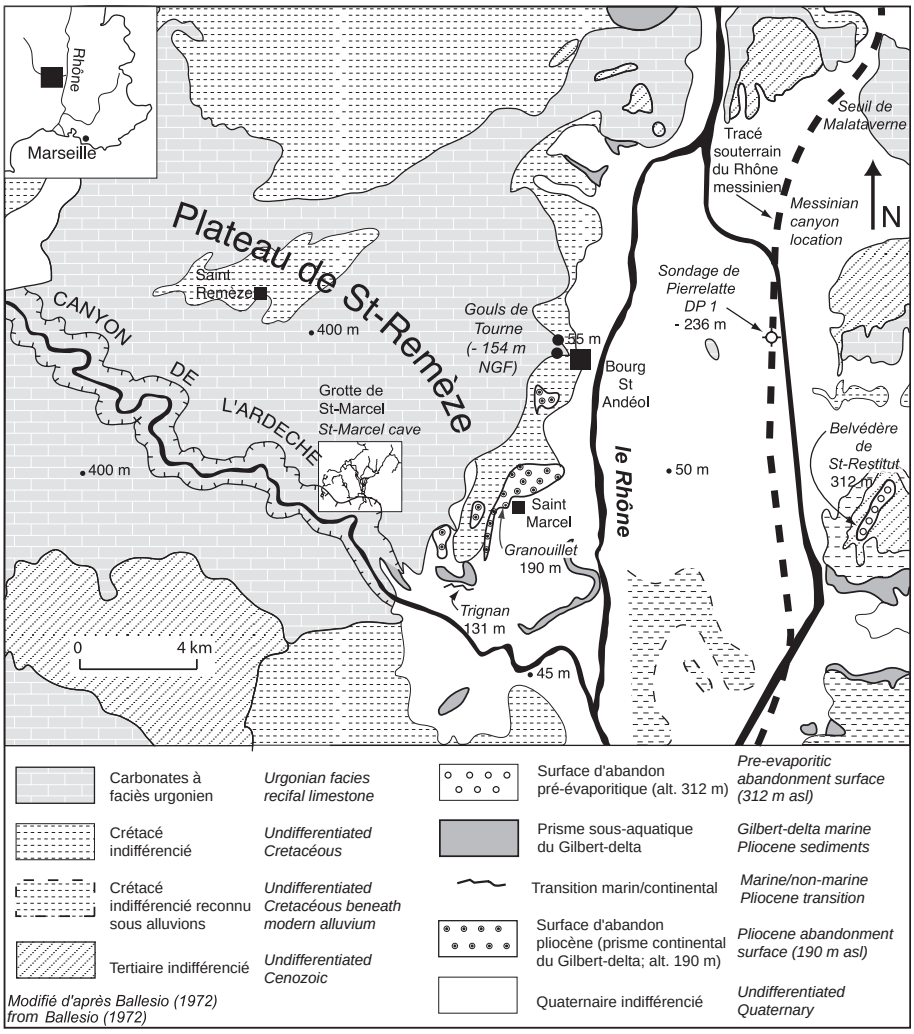


FIG. 1. – Carte de la moyenne vallée du Rhône montrant les principaux exutoires karstiques ainsi que les trois niveaux repères sédimentaires.
FIG. 1. – Map of the Rhône mid-valley showing the main karstic outlets and the three sedimentary benchmark levels.

Le canyon messinien du Rhône à 5,32 Ma

Le Rhône messinien entaille la plate-forme carbonatée crétacée qui enserre le bassin de Pierrelatte en un canyon révélé, sous le seuil de Malataverne, par la récente campagne de forages SNCF/TGV [Camus, 2003] (fig. 3). A l'aval, le sondage de Pierrelatte 1 [Demarcq, 1960], donne la mesure de sa profondeur : 576 mètres (236 + 340) (fig. 4) par rapport au référentiel de départ : la surface d'abandon pré-évaporitique [Clauzon, 1982]. Pour autant l'intégralité de l'incision n'est pas imputable au seul eustatisme messinien méditerranéen. Pour le tiers environ de sa valeur elle revient à une surrection concomitante de la dessiccation du bassin, peut-être due à un rebond isostatique [Clauzon et al., 1990 ; Clauzon et al., 1995 ; Clauzon et Mocochain, In Besson et al., 2002 ; Gargani, 2004]. La surface d'incision du canyon est également une surface isochrone, correspondant à son dernier façonnement avant la remise en eau fulgurante du bassin à 5,32 Ma [Hilgen et Langereis, 1988 ; Blanc, 2002].

La transition marin/continental pliocène

Il s'agit de la discontinuité sédimentaire entre les dépôts marins du Gilbert delta comblant la ria du Rhône au cours du Pliocène et les dépôts fluviatiles contemporains continentaux aggradants au sein de ce delta. Observable à la cote 130 NGF, sur le site de Trignan (fig. 1), elle marque le haut niveau marin eustatique à + 80 m du Pliocène [Haq et al., 1987]. Expression de la progradation du delta, cette surface est nécessairement hétérochrone. Toutefois, grâce aux gisements de rongeurs qui la jalonnent (d'amont en aval ceux de Péage-de-Roussillon, Saze, Mas Soulet) une imputation chronologique assez précise des sites intermédiaires est réalisable [Clauzon et al, 1995]. Par interpolation on parvient ainsi, pour le secteur Donzère/Pierrelatte, à un âge approximatif de 4,7 Ma correspondant à l'arrivée en ce point du front du Gilbert delta rhodanien.

La surface d'abandon pliocène

On peut la considérer comme une récurrence post-évaporitique (emboîtée dans le canyon messinien du Rhône) du piémont alluvial pré-évaporitique. Concrètement, elle correspond au toit du prisme continental du Gilbert delta. Son altitude sur le transect Trignan-Pierrelatte-belvédère de Saint-Restitut est proche de 200 m NGF (190 m exactement mais sans prise en compte de la compaction due à l'altéra-

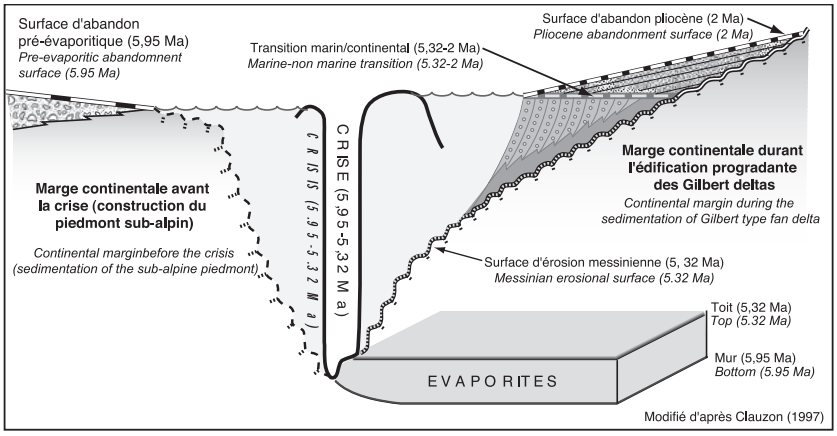


FIG. 2. – Les impacts de la crise messinienne de salinité dans l'espace et dans le temps. A gauche, la marge avant la crise. Au centre, l'évolution du niveau de base avant (océan), pendant (endoréisme méditerranéen par effet de seuil) et après la crise (océan après la remise en eau). A droite, reconstruction de la marge après la crise et comblement des rias en *Gilbert delta* durant le Pliocène.
FIG. 2. – *The Messinian Salinity Crisis impacts in space and time. On the left, the margin and its hinterland before the crisis. In the centre, the base-level evolution: before (eustatic), during (Mediterranean endoreic base-level) and after the crisis (eustatic). On the right, after the crisis, the margin reconstruction by the Gilbert deltas infilling of the rias.*

tion pédologique des alluvions ; fig. 1). L'âge de cette surface d'abandon isochrone est donné par le gisement de grands vertébrés de Saint-Vallier [Viret, 1954], localisé en vallée du Rhône 50 km en amont. Ce gisement, livré par les lœss recouvrant la surface d'abandon, est daté à 2 Ma [Debard *et al*., 1994]. Du fait de l'extension du piémont à la fin du Pliocène, son aggradation fut probablement très faible à cette époque, ceci conduisant à une quasi-stabilité du niveau de base alluvial.

LE KARST ARDÉCHOIS

En rive droite de la moyenne vallée du Rhône, la série crétacée à faciès urgonien (environ 250 m d'épaisseur), formant le plateau de Saint-Remèze, donne lieu à deux sortes de morphologies karstiques, inégalement développées, en surface et dans l'endokarst.

En surface, l'inventaire des formes karstiques révèle deux grandes surfaces d'aplanissement dans lesquelles s'impriment un petit poljé, de rares dolines et le canyon de l'Ardèche. Celui-ci entaille sur 29 km son substratum carbonaté jusqu'à 300 m de profondeur.

L'endokarst présente quant à lui un développement important avec plusieurs dizaines d'avens significatifs (dépassant 150 m de profondeur) ainsi que plusieurs grands réseaux à dominante horizontale (Grotte de Saint-Marcel, grotte Chauvet, Aven d'Orgnac, grotte de Foussoubie). L'exemple le plus représentatif de cet endokarst est proba-

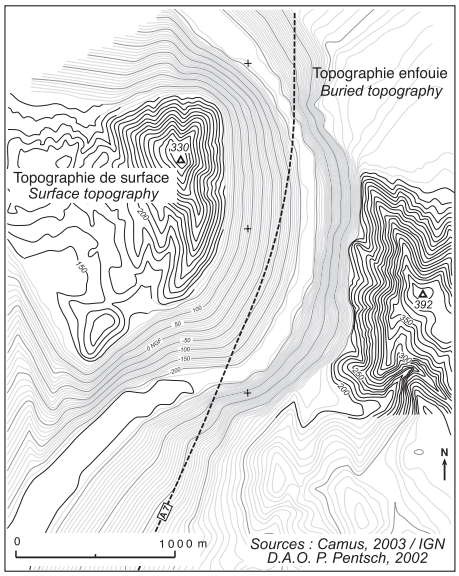


FIG. 3. – Le canyon messinien du Rhône enfoui sous le seuil de Malataverne.
FIG. 3. – *The buried Rhône Messinian canyon beneath the Malataverne pass.*

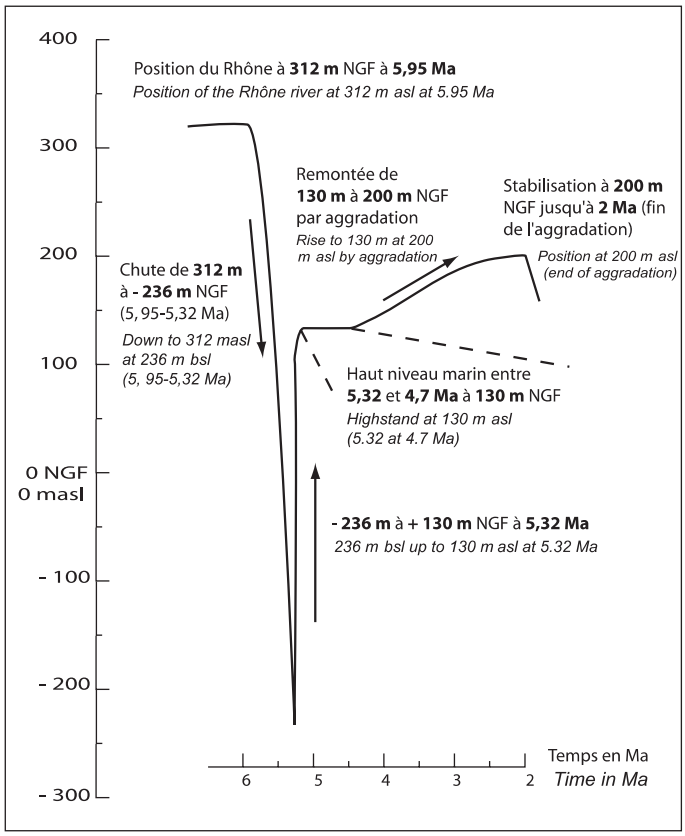


FIG. 4. – Positionnement du niveau de base en moyenne vallée du Rhône durant le cycle eustatique messino-pliocène d'après l'étude des niveaux repères.
FIG. 4. – *Base-level in the Rhône mid-valley during the Messinian-Pliocene eustatic cycle according to the study of benchmark levels.*

blement la grotte de Saint-Marcel car il présente les deux composantes horizontale et verticale.

La grotte de Saint-Marcel

La cavité s'ouvre par plusieurs orifices en rive gauche de l'Ardèche. Sur près de 45 km ce réseau se développe principalement en trois grands niveaux superposés. Deux sont fossiles et très en contre-haut de l'Ardèche, le dernier est actif et se développe en grande partie sous le niveau de l'Ardèche. Cette superposition de trois niveaux distincts est indépendante des données structurales du massif (fig. 5). En effet, chaque niveau possède sa propre pente d'écoulement, différente de la valeur du pendage, démontrant donc le caractère polyphasé de ce karst qui fut en relation étroite avec les positions successives de son niveau de base, l'Ardèche [Guérin, 1973 ; Belleville, 1985 ; Mocochain, 2002].

Le niveau inférieur : en partie noyé et actif

Il est parcouru par des écoulements libres en amont (rivière) et fonctionne en régime noyé permanent en aval. Il atteint 60 m de profondeur sous l'Ardèche (- 10 m NGF) avant d'emprunter plusieurs conduits remontants débouchant à proximité immédiate du lit de la rivière. Ce fonctionnement est dit "vauclusien". Ce niveau a fait l'objet de nombreuses plongées spéléologiques (Ph. Brunet, club AVEN) ayant fourni des informations pour son étude : (i) sa topographie révèle une pente d'écoulement relativement homogène d'amont (zone exondée) en aval (zone noyée), jusqu'au pied des conduits remontants ; (ii) la morphologie des conduits entre la partie amont fonctionnant en rivière et sa partie aval en régime noyé montre aussi une relative homogénéité ; (iii) à plus petite échelle, les observations menées en plongée (comm. orale Ph. Brunet) ont révélé des morphologies de paroi telles que des cannelures de ressuie ou encore des surcreusements en méandre entaillant le plancher de certaines galeries. Ces morphologies se rencontrent normalement dans la zone épinoyée du karst (pouvant se retrouver noyée lors des crues). Par corollaire, ces observations suggèrent que la genèse de ce niveau était dépendante d'une position de son niveau de base très en contrebas de sa position actuelle, au moins sous la côte – 10 m NGF comme l'autorise le terminus actuel des investigations en plongée [Belleville, 1985].

Les niveaux intermédiaire et supérieur : abandonnés et perchés

Ces deux niveaux se développent sur plusieurs kilomètres entre 100 et 130 m NGF pour le réseau intermédiaire et 170-200 m NGF pour le niveau supérieur. Ils ont en commun une très faible pente d'écoulement (à 3/100) et des galeries de grand volume dont la section peut atteindre 10 m de diamètre pour le niveau intermédiaire et jusqu'à 15 m pour le niveau supérieur. La forme générale de ces galeries associée aux morphologies de paroi et de voûtes permet de restituer le fonctionnement hydrologique de ces deux niveaux et la position du niveau de base lors de leur genèse.

Les parois présentent notamment : (i) des cupules d'érosion, sortes de dépressions dont la forme évoque des cloches emboîtées (fig. 6A) dont la taille est comprise entre quelques centimètres et un mètre ou deux de profondeur. Ces formes se développent préférentiellement dans la zone noyée du karst [Slabe, 1995] ; (ii) des coups de gouge (fig. 6B), formes asymétriques résultant de la corrosion par un écoulement. L'étude de leur taille et leur asymétrie permet de déterminer le sens de l'écoulement ; (iii) des coupoles de dissolution, formes en cloche se développant sur fracture à la voûte d'une galerie. Ces morphologies particu-

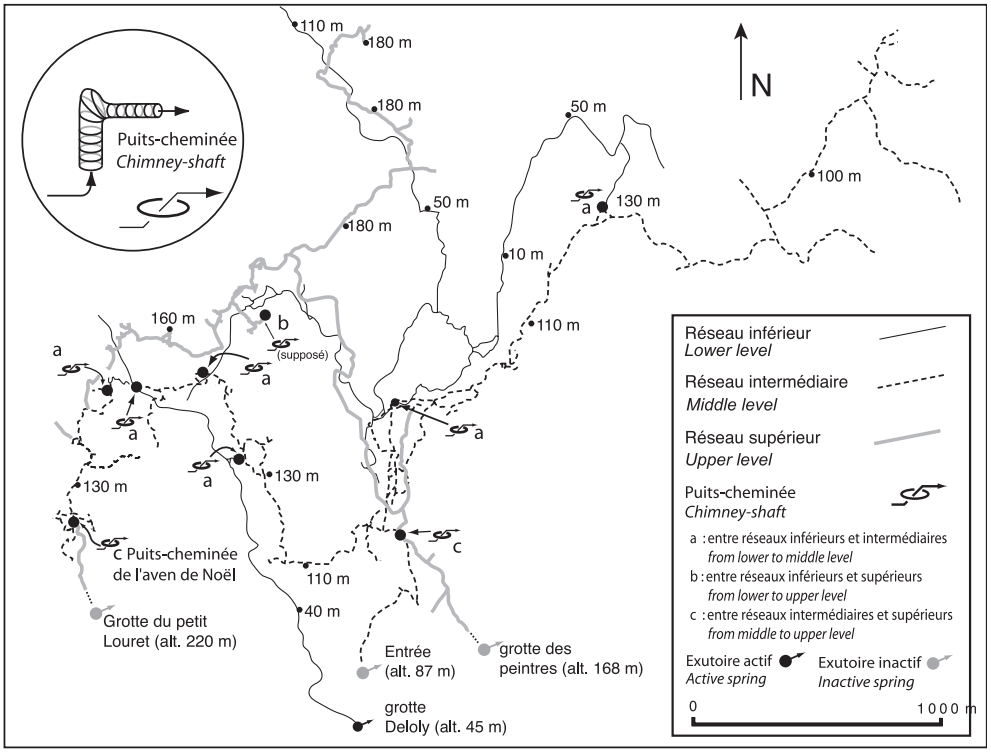


FIG. 5. – Carte des trois niveaux de la grotte de Saint-Marcel et position des puits-cheminées (réalisée par les spéléo-clubs du Forez, de Saint-Marcel et de l'Aven).
FIG. 5. – *Map of the three levels of Saint-Marcel cave and chimney-shafts positions.*

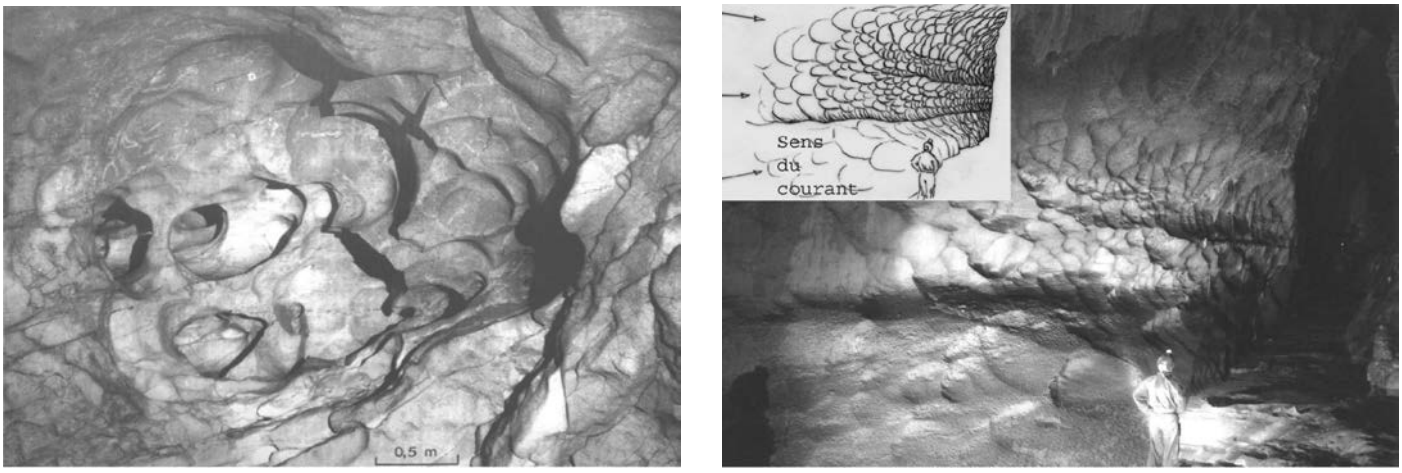


FIG. 6. – a) Cupule de dissolution se développant à la voûte de la galerie (Photo T. Slade). b) Coups de gouge, indicateurs du sens et de la vitesse du courant sur les parois d'un réseau. Ici, le réseau supérieur de la grotte de Saint-Marcel (photo J.-Y. Bigot).
FIG. 6. – *a) Development of a ceiling pocket at the top of the gallery. b) The origin and development of scallop shapes is controlled by velocity and direction of the water-flow. Here, the scallops of the Saint-Marcel cave upper level.*

lières sont caractéristiques de la zone épinoyée du karst [Lismonde, 2000]. Leur genèse s'opère par piégeage et mise sous pression de l'air lors des mises en charge répétées du réseau. L'apparition de ces morphologies au sein d'un niveau marque le passage en zone temporairement noyée du karst. C'est un indicateur important pour restituer la position du niveau de base du karst ; des cannelures de ressuie (ou de dissolution), rainures de type lapiaz apparaissant sur les parois d'une galerie sous l'effet de l'alternance d'ennoyages et de dénoyages. Cette forme indique que la galerie est dans la zone épinoyée du karst [Audra, 1994].

La disposition de ces formes au sein d'un réseau permet de détecter la position de la surface piézométrique révélatrice de la position extérieure du niveau de base [Hauselmann, 2002 ; Audra, 1994 ; Palmer, 1987 et 1991]. Pour le réseau intermédiaire elle est estimée à 130 m NGF et pour le réseau supérieur autour de 200 m NGF.

Les connexions verticales reliant ces trois niveaux

Un ensemble de puits met en connexion les trois niveaux d'écoulement. L'état actuel de l'exploration permet d'en dénombrer dix. Sept puits connectent le niveau inférieur au niveau intermédiaire, un le niveau inférieur au niveau supérieur et deux le niveau intermédiaire au niveau supérieur. Chaque niveau est ainsi connecté aux deux autres. Le terme de puit-cheminée qualifie ces interconnexions [Camus, 2003].

Evolution verticale du karst

Le modèle « per descensum ».

Un système karstique à plusieurs niveaux étagés révèle une histoire polyphasée. Chaque étage est représentatif d'une phase de drainage en corrélation avec un niveau de base défini. Le passage d'un étage à l'autre se fait via la genèse de drains verticaux, communément interprétés comme conséquence de l'effondrement du niveau de base. Cette étape précède une nouvelle phase de stabilité (fig. 7) durant laquelle se développe le niveau inférieur [Palmer, 1987 ; Hauselmann, 2002]. Cet aspect cyclique de l'évolution d'un karst a été formulé en partie sur la base de travaux menés dans les Alpes [Hauselmann, 2002] et aux Etats-Unis [Darlene and Granger, 2004] où cet étagement pouvait être corrélé à l'évolution générale des vallées (surrection des massifs, glaciations…). L'étude morphologique et sédimentaire de ces puits révèle leur origine gravitaire par la présence d'indices de la zone vadose, parcourue par des écoulements libres [Palmer 1991 ; Delannoy, 1997]. Ce modèle d'évolution du karst peut être qualifié de modèle *per descensum.* Ces puits n'ont de durée de vie que le temps du transfert de drainage d'un niveau perché vers un niveau relié au niveau de base, après quoi le drain perché devient fossile.

Interprétation des puits-cheminées de la grotte de Saint-Marcel.

Les puits verticaux des karsts de la région ont jusqu'ici été interprétés selon un fonctionnement "classique" *per descensum* [Guérin, 1973 ; Blanc, 1995 ; Gombert, 1988 ; Debard, 1997]. Toutefois, les observations de la grotte de Saint-Marcel ne révèlent pas la présence des arguments morphologiques gravitaires associés à cette dynamique. En revanche, les drains verticaux connectant deux niveaux révèlent une

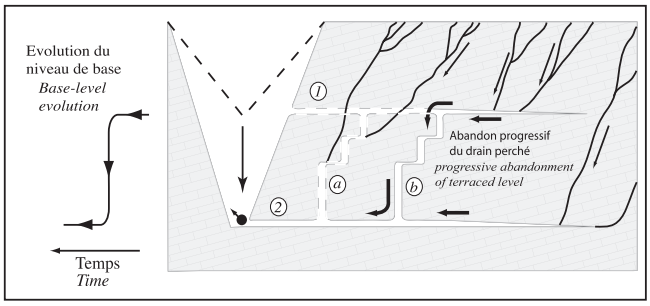


FIG. 7. – Exemple d'évolution d'un drainage après l'encaissement de son niveau de base.
FIG. 7. – *Example of a karstic drainage evolution after the entrenchment of its base-level.*

logique de creusement ascendante, comme l'atteste l'identification systématique de formes de corrosion typiques de la zone noyée du karst, principalement les cupules de dissolution et les coups de gouge en voûte [Slabe, 1995] (fig. 8 et 6A). En outre, des coupoles de dissolution présentes au toit des puits indiquent que la zone épinoyée se situait au sommet de ces cavités à la fin de leur formation.

Dans la littérature le terme de *puits-cheminée* a été appliqué à ces morphologies particulières [Camus, 2003]. Cependant, l'observation des puits-cheminées de la grotte de Saint-Marcel révèle une hydrodynamique nouvelle**.** En effet, ces puits-cheminées connectent les trois niveaux entre eux et révèlent donc une circulation hydrologique ascendante inter-niveaux (fig. 8). C'est dans cette acception que ce terme sera désormais utilisé.

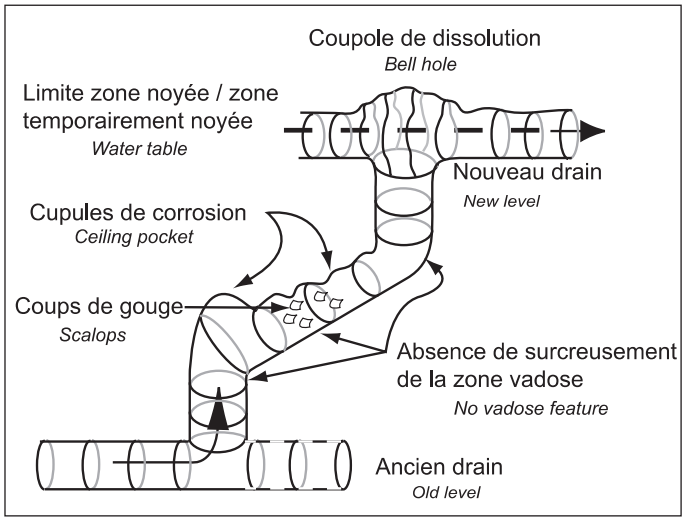


FIG. 8. – Connexion verticale entre deux niveaux de la grotte de Saint-Marcel : puits-cheminée à circulation hydrologique ascendante.
FIG. 8. – *Vertical connexion between two levels of the Saint-Marcel cave: chimney-shaft generated by a rise of waterflow.*

Conséquences sur la structuration du karst

Chaque niveau de la grotte de Saint-Marcel correspond à une phase de karstification corrélée à une position du niveau de base. Par ailleurs, ces trois niveaux sont interconnectés par des puits-cheminées. Ce constat autorise l'hypothèse que l'étagement des trois niveaux de la grotte de Saint-Marcel est *per ascensum*. Le cas échéant nous pouvons proposer deux conséquences :

– depuis la genèse du niveau inférieur jusqu'à la genèse du niveau supérieur, le niveau de base a connu trois positions successives entrecoupées de deux remontées. La première position se situe au moins sous la côte - 10 m NGF comme le démontre l'investigation de la zone noyée profonde du niveau inférieur. La deuxième position est autour de 130 m N**GF** d'après l'étude du niveau intermédiaire. Enfin, la troisième position occupée par le niveau de base est à proximité de la côte 200 m N**GF**, en corrélation avec le niveau supérieur ;

– les trois niveaux de Saint-Marcel sont connectés par des puits-cheminées, il existe donc des relations hydrologiques entre chaque niveau. Ainsi, lorsque le niveau de base connaît un cycle de remontée puis de stabilisation, il y a synchronisme entre la formation d'un réseau horizontal d'écoulement et la perduration du drainage enfoui par l'utilisation des puits-cheminées (figs. 9 et 10).

Ce fonctionnement hydrologique est comparable au fonctionnement d'un système vauclusien tel que Fontaine de Vaucluse. La différence que présente le modèle de Saint-Marcel est que le conduit remontant ne débouche pas directement en surface mais dans un drain karstique néoformé (fig. 9).

GENÈSE D'UN KARST CONSÉCUTIF À LA CRISE MESSINIENNE DE SALINITÉ

Cette étude de la grotte de Saint-Marcel corrélée à celle des niveaux repères générés par la crise messinienne de salinité conduit à proposer une hypothèse nouvelle sur la genèse de ce karst.

La chute messinienne

L'inventaire des formes de creusement et dépôts propres à la zone vadose et temporairement noyée du karst, se trouvant actuellement sous le niveau de l'Ardèche/Rhône, indique la présence du niveau de base contemporain du premier stade de karstogenèse sous la côte - 10 m NGF, pour le seul réseau de Saint-Marcel. En effet, l'exploration spéléologique des goules de Tourne (Bourg-St-Andéol, Ardèche) a atteint - 154 m NGF (plongeur S. Redoutey, été 2004). Cette performance s'est déroulée dans un puits-cheminée noyé de ces réseaux. De telles profondeurs supposent que le niveau de base contemporain de la formation de ces réseaux se situait en contrebas de cette cote.

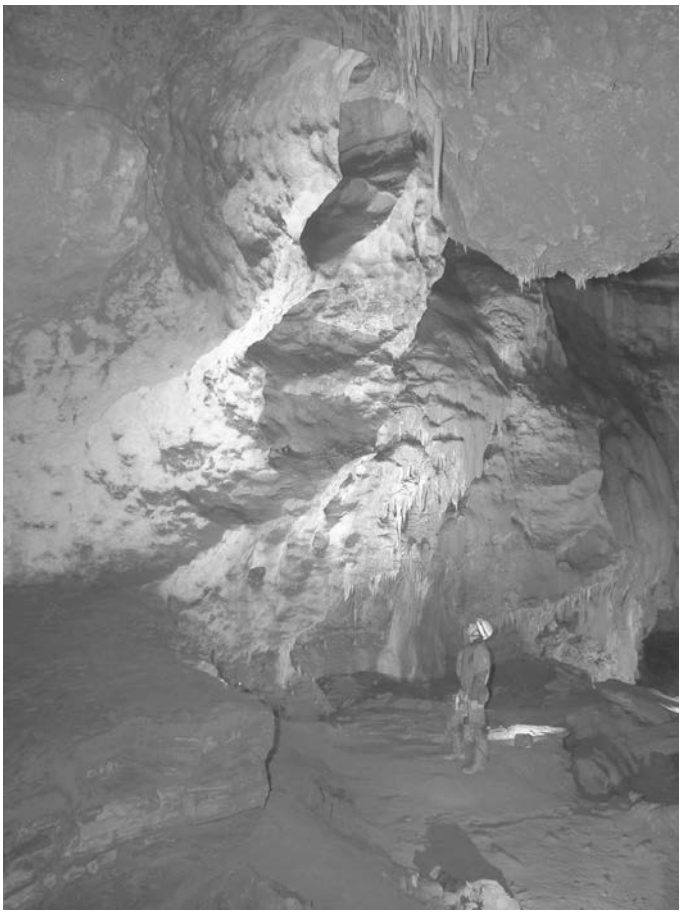
La profondeur d'incision du Rhône durant la crise de salinité messinienne (- 236 NGF au droit de Pierrelatte) suggère implicitement que la genèse de ces réseaux noyés en est la conséquence directe. Le niveau inférieur de Saint-Marcel assurait alors un drainage tributaire du canyon messinien du Rhône.

L'étape des rias

Le haut niveau marin du cycle TB 3.4 (fossilisé par la transition marin/continental du site de Trignan à 130 m NGF ; fig. 1) se trouve en concordance géométrique avec le niveau intermédiaire de Saint-Marcel, suggérant donc un âge pliocène inférieur pour ce dernier. Par ailleurs, la présence des puits-cheminées connectant le niveau inférieur et le niveau intermédiaire indique une remontée du niveau de base, cohérente avec l'inondation marine de la ria rhodanienne au Pliocène inférieur. Ces deux éléments suggèrent que le refoulement transgressif du karst causé par la submersion des canyons est à l'origine de cette première génération de puits-cheminées. La longue durée du haut niveau qui fait suite (de 5,3 à 4,7 Ma) permet au niveau intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel de se développer.

L'étape de comblement des rias

L'arrivée dans le secteur par progradation du *Gilbert delta* (vers 4,7 Ma) génère, par aggradation alluviale, une deuxième remontée du niveau de base jusqu'à la côte 200 m NGF observée sur la surface d'abandon pliocène au site de Granouillet (fig. 1). Cette surface est en correspondance avec



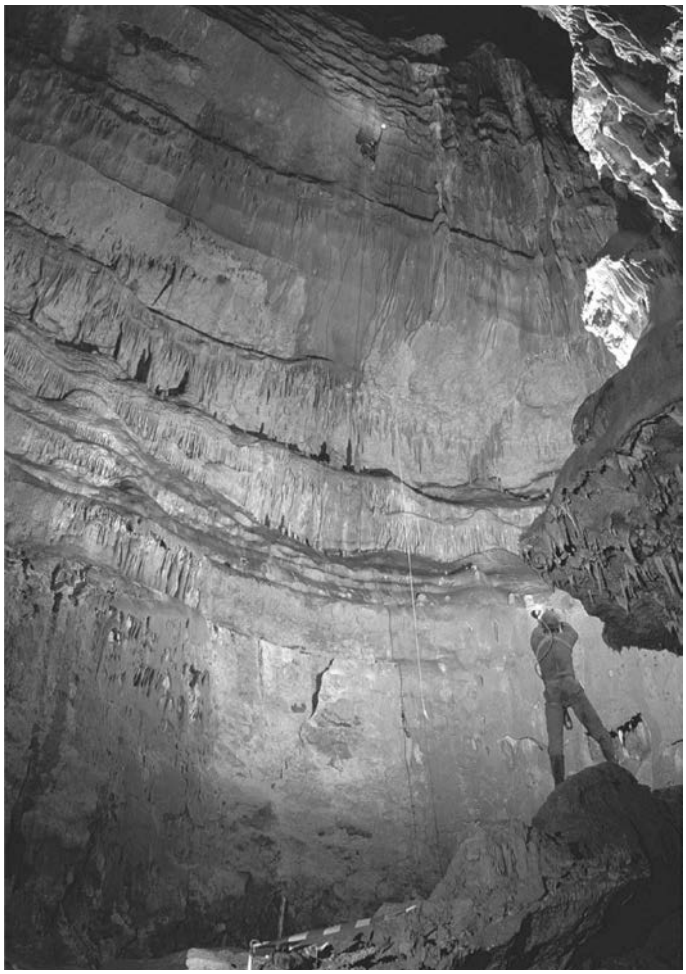


FIG. 9. – a) La base du puits-cheminée de l'aven de Noël qui relie le réseau intermédiaire au réseau supérieur. De gauche à droite, il est possible d'observer l'évolution du conduit de l'horizontalité vers la verticalité. Ce conduit débouche ensuite dans le puits-cheminée à droite. En contre-haut du personnage, imprimé sur la voûte du conduit, des coups de gouge indiquant la direction de l'écoulement vers le puits-cheminée (photo J.-Y. Bigot).
b) Partie basse du puits-cheminée de l'aven de Noël (90 m de haut) dont la genèse s'est faite aux dépens d'une fracture. Dans cette partie du puits les morphologies noyées sont recouvertes par un concrétionnement tapissant les parois du puits-cheminée (photo P. Goossens).
FIG. 9. – *a) The base of the Aven Noël chimney-shaft connected the mid-level with the upper level. Scallop shapes above person indicate a rising water-flow.*

le niveau supérieur de la grotte de Saint-Marcel, ce qui suggère que ce dernier niveau est contemporain de cette surface, lui conférant donc un age pliocène supérieur (2 Ma). A l'image de l'étape précédente, les puits-cheminées reliant ce dernier niveau aux deux autres (fig. 10), seraient formés par refoulement et exhaussement des circuits hydrologiques lors du comblement de la ria entre le niveau intermédiaire (niveau de la mer) et le niveau supérieur (surface d'abandon). Par

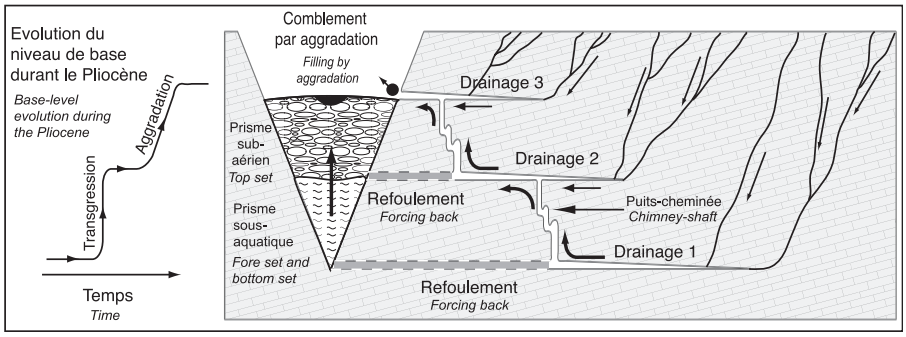


FIG. 10. – Evolution d'un drainage karstique en quête d'exutoire par suite de la remontée de son niveau de base. Dans cet exemple, il demeure une composante héritée des drainages sous-jacents.
FIG. 10. – *Evolution of a karstic drainage in search of a spring following the rise of sea level. In this example, a part of the former underlying drainages is remaining active after the onset of the upper, later ones.*

suite, le ralentissement puis la stabilisation du niveau de base en fin d'aggradation permet le développement du niveau supérieur de Saint-Marcel (fig. 10).

CONCLUSION

Dans la moyenne vallée du Rhône, quatre conditions se trouvent réunies à Pierrelatte pour enregistrer le cycle eustatique messino-pliocène : (i) un substratum carbonaté, (ii) profondément incisé par le canyon messinien du Rhône et (iii) intensément affecté par une karstification souterraine ; à cela il est nécessaire d'ajouter (iv) la préservation exceptionnelle –sur une même verticale– des quatre marqueurs de la crise de salinité messinienne.

L'élaboration per ascensum des niveaux intermédiaire et supérieur du réseau de Saint-Marcel, en contradiction avec l'interprétation classique *per descensum*, est démontrée et corrélée avec la remontée du niveau de base postérieurement à la crise de salinité.

L'argument déterminant d'un tel processus provient du réexamen des connexions verticales reliant les différents niveaux du réseau : les puits-cheminées**.** Les morphologies relevées, tant sur leurs parois que sur leurs voûtes, attestent un fonctionnement en régime noyé, interprété comme le refoulement ascendant du système en quête d'exutoire lors de la remontée du niveau de base.

Tant du point de vue hydrodynamique que du point de vue chronologique, le modèle présenté ici est incompatible avec les interprétations antérieures postulant une hydrodynamique gravitaire d'âge implicitement quaternaire.

Ce modèle (conceptualisé à partir des données du karst ardéchois) donne les bases d'une réflexion nouvelle sur les impacts de la crise de salinité. Impacts dont les modalités ne se bornent pas à la seule durée de cette dernière, mais concerne également l'ensemble du Pliocène.

Remerciements. – Ce travail est réalisé dans le cadre d'une thèse préparée au CEREGE, il bénéficie de crédits obtenus par réponse à un appel d'offre interne. Nous tenons à remercier Philippe Brunet (club de spéléologie AVENS) pour ses observations lors de ses plongées réalisées dans les réseaux noyés de Saint-Marcel, Marc Favergeon et le Spéléo-Club de Saint-Marcel d'Ardèche pour les nombreuses informations spéléologiques et topographiques ayant été mises à notre disposition, la Mairie de Saint-Marcel d'Ardèche pour son aimable autorisation des visites de la grotte de Saint-Marcel, ainsi que Peter Goossens pour le prêt de photos.
Merci également à Johanna Lofi, Olivier Bellier et Michel Bakalowicz pour leurs critiques constructives et corrections du manuscrit ainsi que Nick Mariner pour sa relecture de la version abrégée en anglais.
Les auteurs tiennent aussi à remercier spécialement Jean-Yves Reynaud pour l'importante contribution qu'il a apportée à ce travail.

Références

AUDRA P. (1994). – Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). – *Karstologia Mém.*, **5**, 279 p.

BALLESIO R. (1972). – Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. – *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **53**, 333 p.

BELLEVILLE L. (1985). – Hydrologie karstique : géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche. – Thèse, Univ. Sc. Med, Grenoble, Inst. Dolomieu, 228 p.

BESSON D., CLAUZON G., COUEFFE R., DEXCOTE Y., FERRY S., GONZALO J., MOCOCHAIN L., PARIZE O., RUBINO J.-L., SUC J.-P. & TESSIER B. (2002). – Le Néogène du bassin d'avant pays rhodano-provençal. – Livret guide de l'excursion Strati 2002, 162 p.

BLANC J.-J. (1995). – Etapes et facteurs de la spéléogenèse dans le Sud-Est de la France. – *Karstologia*, **26**, 13-26.

BLANC P.L. (2002). – The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. – *Geodin. Acta.* **15**, 303-317.

BRUNET P. (2000). – L'Ardèche au Quaternaire. – *Actes de la 10ème rencontre d'octobre*, Spéléo-Club de Paris, 11-17.

CAMUS H. (2003). – Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cénévole : relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. – Thèse, Université de Bordeaux III, 720 p.

CLAUZON G. (1982). – Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "*Desiccated deep-basin model*" [Hsu, Cita, Ryan, 1973]. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXIV**, 3, 597-610.

CLAUZON G. (1996). – Limites de séquences et évolution géodynamique. – *Géomorphologie*, **1**, 3-22.

CLAUZON G. (1999). – L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. – *Et. Géogr. Phys.*, **28**, 33-44.

CLAUZON G. & RUBINO J.-L. (1992). – Les Gilbert-deltas pliocènes du golfe du Lion et de Ligurie : des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. – Livret guide de l'excursion ANDRA, 127 p.

CLAUZON G., MANDIER P., AGUILAR J-P., DELANNOY J-J., GUENDON J-L., KLEIN C., MICHAUX J., RUBINO J-L. & VAUDOUR J. (1990). – Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. – Trav. URA 903, **XIX**, Aix en Provence, 71 p.

CLAUZON G., RUBINO J.-L. & SAVOYE B. (1995). – Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. – *Publ. ASF*, Paris, **23**, 145-222.

CLAUZON G., SUC J.-P., GAUTIER F., BERGER A. & LOUTRE M.F. (1996). – Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis : controversy resolved ? – *Geology* , **24**, 4, 363-366.

DARLENE M. & GRANGER D.E. (2004). – A late Tertiary origin for multilevel caves along the western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennesse and Kentucky, established by cosmogenic 26Al and 10Be. – *J. cave karst stud.*, **66**, 2, 46-55.

DEBARD E. (1997). – Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais : karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. – *Quaternaire*, **8**, 2/3, 305-317.

DEBARD E., FAURE M. & GUÉRIN C. (1994). – Stratigraphie du gisement villafranchien moyen de Saint-Vallier (Drôme). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II, 1283-1286.

DELANNOY J.-J. (1997). – Recherches géomorphologiques sur les massifs du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogénétiques du karst. – Thèse d'état, Univ. Grenoble, 678 p.

DEMARCQ G. (1960). – Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **250**, 4013-4015.

GARGANI J. (2004). – Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien. – *C. R. Geoscience*, **336**, 901-907.

GAUTIER F., CLAUZON G., SUC J-P., CRAVATTE J. & VIOLANTI D. (1994). – Age et durée de la crise de salinité messinienne. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II, 1103-1109.

GOMBERT P. (1988). – Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire. – Thèse, Univ. Montpellier, 483 p.

GUÉRIN R. (1973). – Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. – Thèse, Univ. Montpellier, 113 p.

HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). – *Science*, **235**, 1156-1167.

HAUSELMANN Ph. (2002). – Cave and its relationship to surface processes : Investigations in the Siebenhengte Region (BE, Switzerland). – PhD Thesis, Hoehlenforschung im Gebiet Siebenhengste-Hohgant, **6**, 168p.

HILGEN F. & LANGEREIS C. (1988). – The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello area (Italy). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 214-222.

KRIJGSMAN W., HILGEN F. J., RAFFI I., SIERRO F.J. & WILSON D.S. (1999). – Chronology, causes and progression of the Mediterranean salinity crisis. – *Nature*, **400**, 652-655.

LISMONDE B. (2000). – Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l'air emprisonné. – *Karstologia*, **30**, 39-46.

MOCOCHAIN L. (2002). – Utilisation des marqueurs chronostratigraphiques miocènes et pliocènes pour l'étude karstologique et hydrogéologique du Bas-Vivarais (Ardèche, France). – Mémoire de DEA, Univ. Provence, 43 p.

PALMER A.N. (1987). – Cave levels and their interpretation. – *NSS Bulletin*, **49**, 50-66.

PALMER A.N. (1991). – Origin and morphology of limestone cave. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **103**, 1-21.

SLABE T. (1995). – Cave rocky relief and its speleogenetical significance. – Thesis, Lubljana, 128 p.

VIRET J. (1954). – Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de mammifères villafranchiens. – *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat*. Lyon, **4**, 200 p.

III Geodynamic evolution of peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France.

Ludovic Mocochain, Georges Clauzon, Jean-Yves Bigot, Philippe Brunet.

Ce chapitre reproduit un article de la revue Sedimentary Geology, n° 188-189, p. 219-233 (2006).

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®
Sedimentary Geology 188–189 (2006) 219–233
Sedimentary Geology
www.elsevier.com/locate/sedgeo

Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France

Ludovic Mocochain [a,b,*], Georges Clauzon [a], Jean-Yves Bigot [c], Philippe Brunet [d]

[a] Université Aix-Marseille I, CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 4, France
[b] Ecole des Mines de Paris / CGES Laboratoire de Sédimentologie 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex, France
[c] Les 7 portes, 04400 Barcelonnette, France
[d] 21 rue Louis Fablet, 94200 Ivry, France

Abstract

During the Messinian–Pliocene eustatic cycle, the Mediterranean Sea was characterized by a short lived (5.95–5.32 Ma) sea-level fall, which attained −1500 m in some areas. The study of benchmark levels permits the chronology and dynamics of this event to be established. In the Rhône's middle valley, our investigations allow a new interpretation for the genesis of the Ardèche endokarst. A fall in base-level was responsible for both the incision of the so-called Messinian canyons as well as a deep karst development. Karst systems were formed in association with the Messinian canyons of the Ardèche and Rhône Rivers. During the flooding of the Mediterranean Basin (5.32 Ma), these karst systems were filled by water and plugged by sedimentary infilling of the rias. This mechanism pushed groundwater backward through the karst system, which in turn formed diagnostic "chimney-shafts". These pathways were geometrically connected to the position of the Pliocene benchmark levels. Consequently, the Messinian Salinity Crisis was responsible for two karst responses.

The first was concomitant with the crisis itself and corresponds to the formation of a karst system. The second followed the Messinian Salinity Crisis and corresponds to the adaptation of this karst system in Vauclusian karsts by the formation of "chimney-shafts".
© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Karst; Cave; Speleogenesis; Messinian Salinity Crisis; Benchmark levels; Chimney-shaft

1. Introduction

The study area lies (Fig. 1) between the mid-Rhône Valley and the Cévennes Fault (N 50°), which lines the Hercynian basement/Mesozoic cover boundary. The dominant outcropping facies is a thick 200 m lower Cretaceous (Urgonian) carbonate platform incised both by the Rhône River and by its tributary, the Ardèche River. This extensive formation is deeply karstified.

The literature has long focussed on this famous karst (Guérin, 1973; Belleville, 1985; Gombert, 1988; Delannoy et al., 2001; Audra et al., 2004): (1) speleologic investigations concentrated on the organisation of the endokarst caves; and (2) other authors have studied the external morphology of the exokarst (Baulig, 1928; Gombert, 1988; Cornet, 1988). The flat geometry of the internal cave sets were soon identified, but the

* Corresponding author. Université Aix-Marseille I, CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 4, France.
E-mail address: ludomocochain@gmail.com (L. Mocochain).

0037-0738/$ - see front matter © 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.006

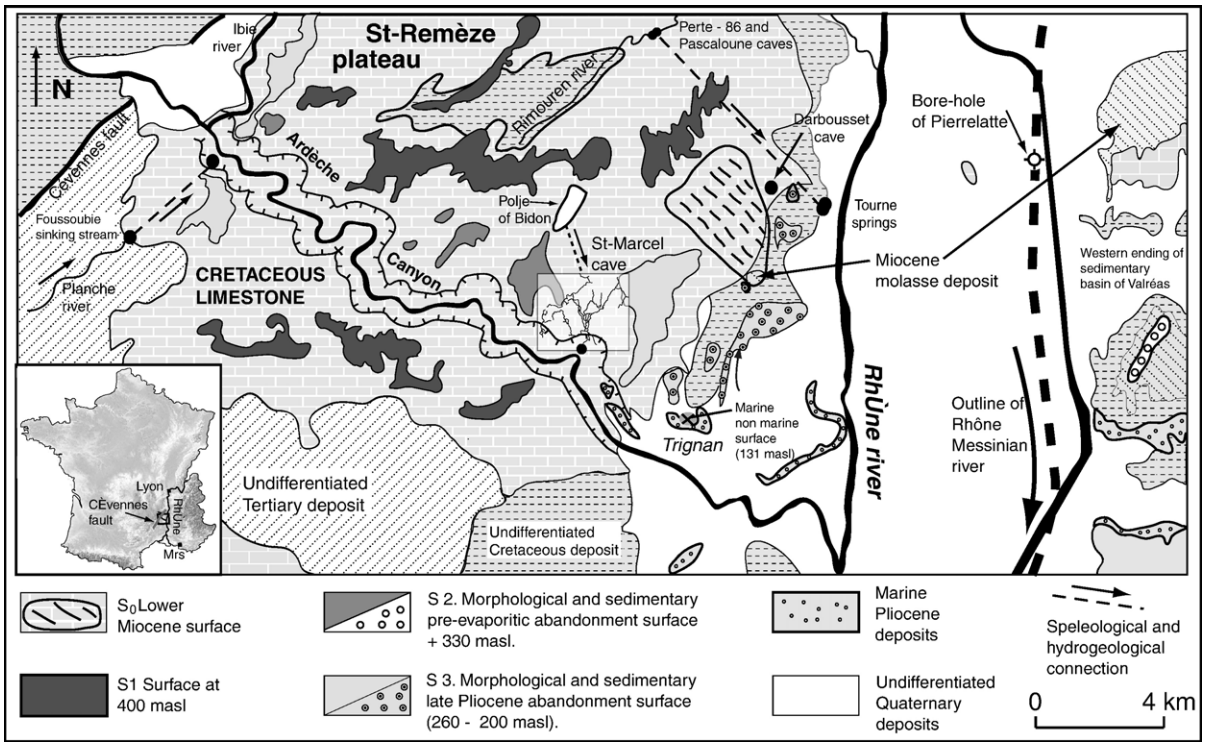


Fig. 1. Geological setting and location of the caves and benchmark levels in the study area.

vertical connections linking these superimposed levels were poorly understood and the genesis of the successive stages was thought to be "per descensum", tied to the external fluvial terrace system. Links with the Messinian Salinity Crisis (MSC) or with the Lower Pliocene flooding were ignored.

In a previous work (Mocochain et al., 2006), we gave a new interpretation about a karstic network genesis (Saint Marcel Cave, Ardèche, France) confronted to important rise of its base-level (during the Pliocene Flooding). We concluded with the proposal that a level terracing through a "per ascensum" dynamics was a possibility. This unusual dynamics was controlled by a Pliocene transgression.

This current study widens the field investigation to several local caves which allows us to study formation factors and mechanisms of karstic networks controlled by Messinian canyon down-cutting (5.6–5.32 Ma).

This study will also tackle the development of these Messinian karsts during the periods following the MSC. As a complement to previous studies, it gives an interpretation about the rising karstic flowpaths similar to the famous Fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). Our interpretation based on the Ardèche karst study provides new insights in order to understand the formation, the age and the development of deep depth Vauclusian karsts which are quite usual in the areas surrounding the Mediterranean Sea.

In conclusion, this study proposes a formation and development pattern of a karst with direct and differed impacts generated by the MSC, over a period of 6 Ma.

2. Karstic base-level (KBL) variations during the Messinian–Pliocene cycle

2.1. Chronology of the Messinian Salinity Crisis

The MSC (5.95 to 5.32 Ma; Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999) resulted from the drying of the Mediterranean Sea following its isolation from the Atlantic Ocean (Ryan et al., 1973). Two marks resulted from this eustatic event: (1) a sedimentary mark, corresponding to a thick evaporitic layer composed of carbonaceous, sulfate and chloride (Rouchy, 1981); (2) a geomorphological mark at the margins of the Mediterranean Basin, with the incision of deep fluvial canyons. The MSC ended at the beginning of the Pliocene, with the rapid flooding of the Mediterranan Basin (5.32 Ma, see Blanc, 2002).

2.2. The benchmark levels

River processes and response during the Messinian–Pliocene eustatic cycle formed specific sedimentary and

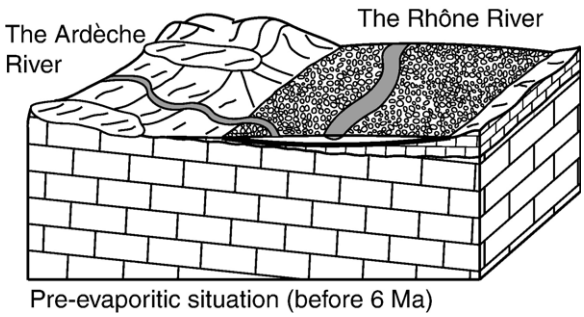


Fig. 2. Sketch of the three-dimensional representation of the study area showing the pre-evaporitic situation.

Fig. 4. Sketch of the three-dimensional representation of the study area during the Messinian Salinity Crisis.

morphological records that we call benchmark levels. We have identified four benchmarks levels belonging to this cycle.

The first benchmark level corresponds to the pre-evaporitic abandonment surface (Figs. 2 and 3). Prior to the MSC, the Rhône River deposited a sequence of sediments on the subalpine piedmont plain (Clauzon, 1996). At the beginning of the MSC, the Rhône River incised these sediments and was responsible for the formation of a deep canyon. Therefore, this abandoned surface corresponds to an isochronous benchmark indicating the position of the Rhône River before the MSC. Nowadays, this altitude is 312 m asl (meters above sea level) and is observed 10 km east of the Saint-Remèze Plateau (Figs. 1 and 2; Clauzon, 1982).

The second benchmark level corresponds to the Messinian Erosional Surface (Figs. 3 and 4). This surface is observed all around the Mediterranean's margins and is clearly distinguishable on seismic cross-sections from the Gulf of Lion (Lofi et al., 2003). Moving landwards, this benchmark corresponds to the erosional surface of the fluvial canyons. The Messinian canyon of the Rhône River has been observed both on seismic cross-sections and in bore-holes (Clauzon, 1982). Four kilometers east of the present field site, this thalweg has been observed at a depth of −236 m bsl (meters below sea level; Pierrelatte bore-hole in Fig. 1; Demarq, 1960) resulting in a 600 m deep incision in this area during the MSC. The Pliocene transgression flooded this erosional surface and fossilised the Rhône River position at the end of the MSC (Clauzon, 1996; Fig. 4).

The third benchmark level corresponds to the marine/non-marine surface (Figs. 3, 5 and 6). The Pliocene transgression pushed the Rhône River delta 300 km upstream of its present position (Clauzon, 1982). A high-stand sea level at 80 m asl is recorded during the Lower Pliocene (Haq et al., 1987). Sedimentary input from the

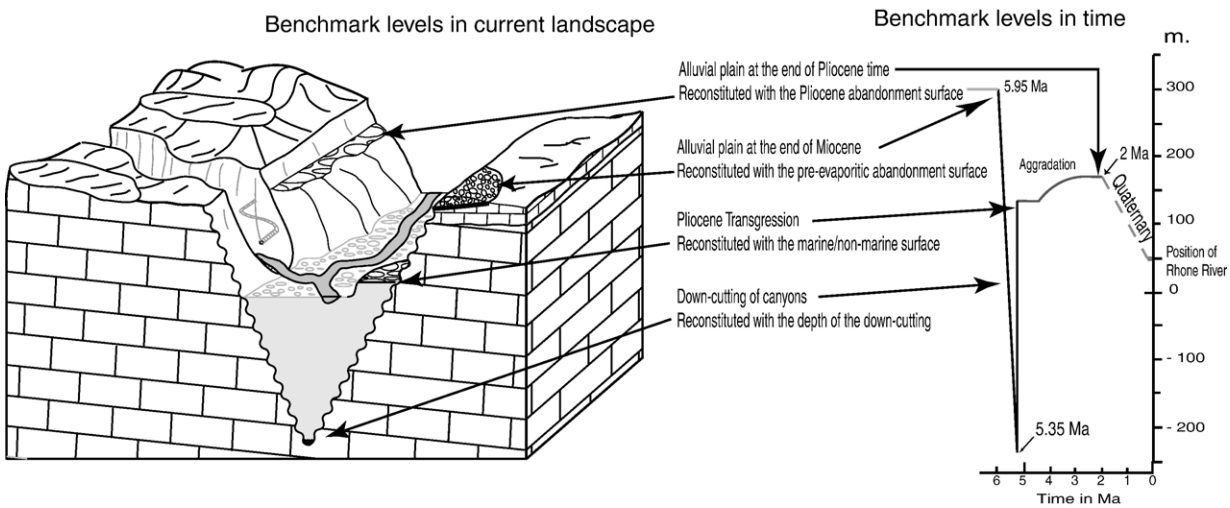


Fig. 3. Reconstruction of the base-level evolution since 6 Ma by the use of Messinian Pliocene benchmark levels.

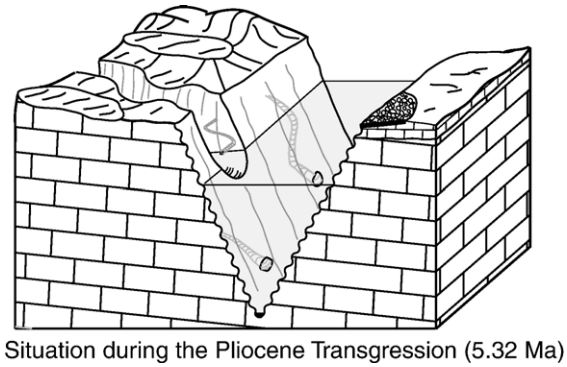


Fig. 5. Sketch of the three-dimensional representation of the study area during the Pliocene transgression.

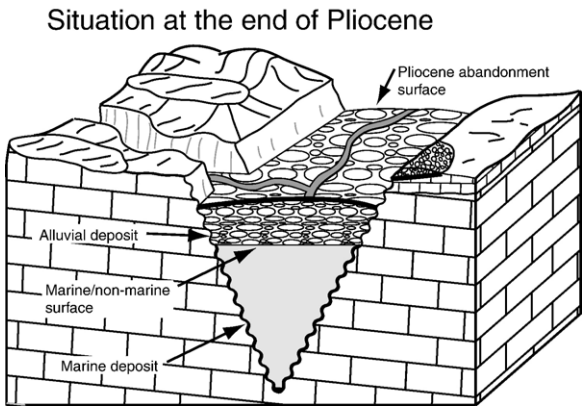


Fig. 7. Sketch of the three-dimensional representation of the study area: at the end of Pliocene and the contemporaneous morphology of the Pliocene abandonment surface.

Rhône River is responsible for the progressive infilling of its ria in a Gilbert type fan delta (Fig. 6; Clauzon, 1989). This specific sedimentary architecture is responsible for a sedimentary discontinuity between the continental and marine sediments, and records the altitude of the sea during this infilling phase (Fig. 3). Formation of this benchmark level by progradation is diachronous, occurring during most of the Pliocene (Clauzon and Rubino, 1992; Clauzon et al., 1995; Clauzon, 1996). Observations of faunas trapped in several areas along this marine/non-marine surface provide an estimate of the velocity of progradation. At Trignan (Fig. 1), the benchmark level lies 130 m asl. This position is 60 m above its initial position, these things have inferred an uplift dynamic since its formation (Clauzon and Mocochain, in Besson et al., 2002). These faunas are found upstream (Aguilar et al., 1989) and downstream of that point (Michaux, 1966) and yields a date of 4.7 Ma for the onset of the Rhône progradation front (Fig. 3).

The last benchmark level corresponds to the late Pliocene abandonment surface of the Rhône River (Figs. 3 and 7). In the rias, progradation of the deltas is concomitant with river aggradation (Fig. 3). This sedimentary dynamic is responsible for a rise in river base-level at the end of the Upper Pliocene, approximately 2 Ma (Clauzon, 1996). During the Quaternary, the rivers stopped aggrading and abandoned their high-positions by incising new valleys. Altitude of this 2 Ma old isochronous benchmark level is 200 m asl at the eastern margin of the Saint-Remèze Plateau (Figs. 1 and 3).

The position of these four benchmark levels allows the evolution of regional base-level to be reconstructed. This has also been the karst base-level (KBL) during the whole Messinian Pliocene Eustatic Cycle (Fig. 3). Thus, it is possible to demonstrate both a geometrical and a dynamical

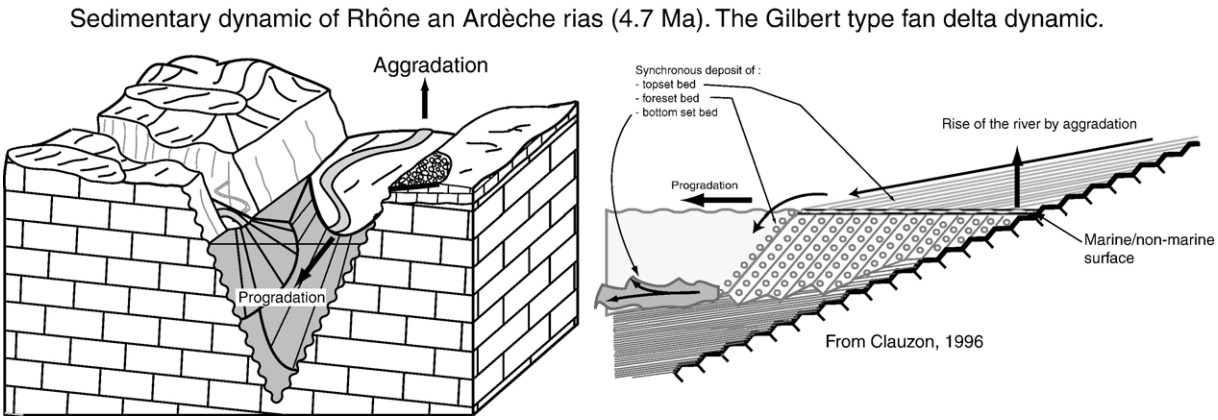


Fig. 6. Sketch of the three-dimensional representation of the study area during the Pliocene and the contemporaneous sedimentary morphology of a Gilbert type fan delta.

reconstruction of base-level evolution and the karst development phases in the Ardèche Valley.

3. The Ardèche karst

3.1. The surface karst

The Saint-Remèze Plateau (Fig. 1) is formed by three planation surfaces (noted S1, S2, and S3). These surfaces truncate a wide branchy anticlinal of faulted Cretaceous carbonates (Baulig, 1928; Guérin, 1973; Bellier and Vergely, 1987).

3.1.1. The 400 m surface (S_1)

S1 corresponds to upper surface (400 m) and belongs to a system of intersecting facetted surfaces. The previous surface (S0) is tilted eastward towards the Molasse Basin of Valréas (Fig. 1). S0 is partly covered by Burdigalian transgressive deposits indicating that the genesis of S1 occurred after this cover.

3.1.2. The pre-evaporitic abandonment surface (S2)

S2 is cut-and-filled into S1 and is geometrically related to the position of the Rhône River pre-evaporitic abandonment surface (Fig. 1). It lies between 300 and 330 m (Fig. 1) and contains an alluvial altered deposit. This surface is a benchmark for the position of the Ardèche River prior to the MSC (Martini, 2005).

3.1.3. The Pliocene abandonment surface (S3)

S3 is cut-and-filled into S1 and S2. The extension of S3 is smaller than the previous one. This surface is well developed upstream and downstream from the Ardèche Canyon (Fig. 1), and is geometrically related to the Pliocene abandonment surface of the Rhône River. In the upper part of the canyon, it lies at an altitude of 260 m and decreases to 200 m at the downstream of the canyon. This difference of elevation corresponds to the natural flow slope of the Ardèche River.

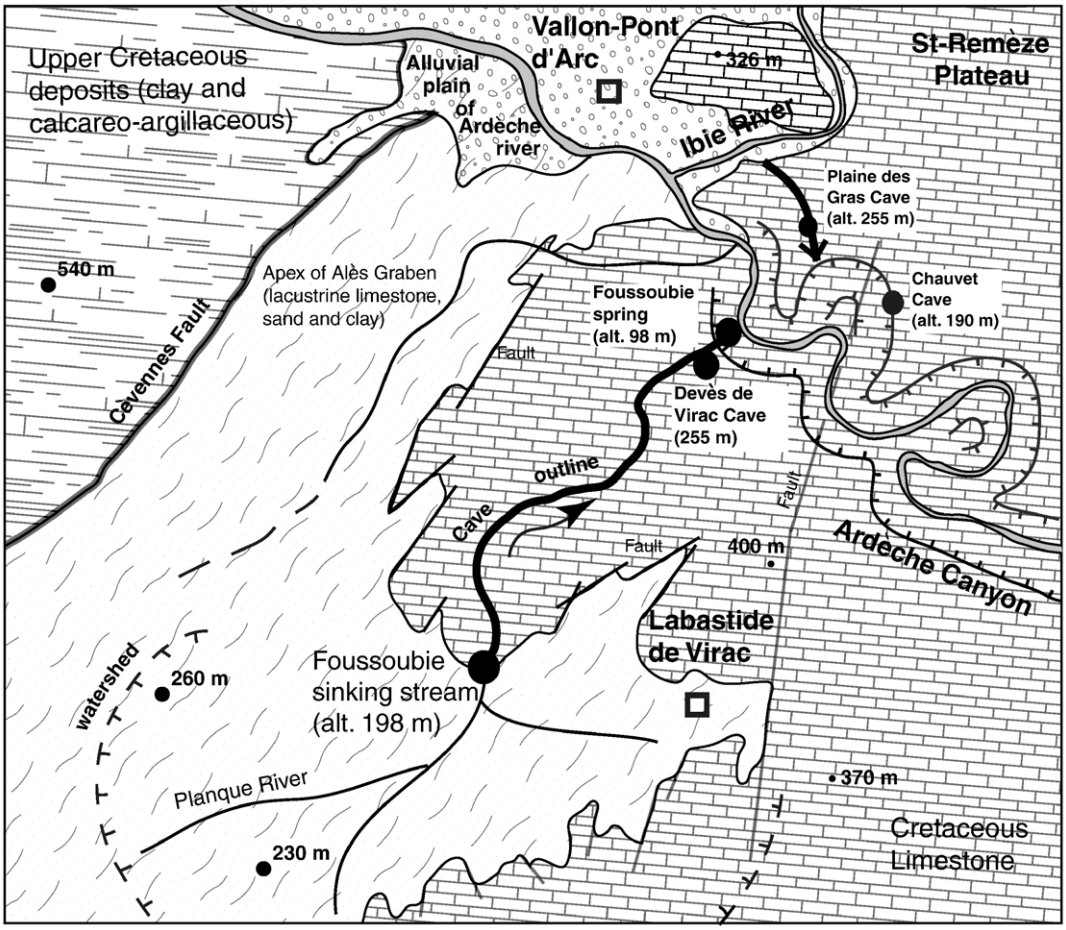


Fig. 8. Location of the Foussoubie Cave and the Plaine-des-Gras Cave in their geological setting.

3.1.4. The canyon of the Ardèche River

S1 to S3 are down-cut westward to eastward by the Ardèche Canyon. This canyon is 29 km long and its depth can reach 300 m around the altitude of S2. At its extremity, this canyon is fossilised by marine Pliocene deposits. The position of the pre-evaporitic abandonment surface (S2) and the Pliocene sediments suggest the formation of this canyon occurred during the MSC.

However, the Ardèche Canyon is not as deep as the Messinian canyon of the Rhône River. This is not the only example and indeed a number of other rivers possess shallow Messinian canyons including the Hérault, the Cèze and the Vis Rivers to name but a few (e.g., Camus, 2003). These rivers terminate in karstifiable rocks which suggests the formation of a karst below these canyons. The creation of these karsts, systematically observed below these canyons (see Audra et al., 2004), would be at the origin of their shallow down-cutting during the MSC. This interpretation is confirmed by the existence of deep Messinian canyons in all non-karstifiable formations at the regional scale (for example Tech and Têt Rivers in eastern Pyrenean Region or the Durance River in the Alpes; Clauzon et al., 1987; Clauzon, 1990, 1996).

3.2. The endokarts

In the studied area, the endokarst is extremely well developed. It exhibits numerous wide karst systems, some of which develop over several kilometers (Saint-Marcel Cave, Orgnac Cave, Foussoubie Cave). The development of this endokarst has resulted from three key controlling parameters, which are: (1) limestone fracturing responsible for permeable pathways facilitating groundwater flow; (2) a karst base-level which determines the slope of groundwater flow and hydraulic head; and finally (3) a topographic gradient which provides potential for the genesis of karst system. This paper is based on geomorphologic and geologic levelling surveys of caves roughly 82 km in the Ardèche Plateau. Three representative karst systems are analyzed: the Foussoubie Cave, the subterranean Tourne River and the Saint-Marcel Cave (see Fig. 1).

3.2.1. The Foussoubie Cave

This is a subterranean river 23 km in length and located west of the Ardèche Canyon (Fig. 8). The cave is a through-cave and is still active nowadays. The allogenic water comes from the Planche, a small ephemeral creek which drains impermeable rocks (Fig. 8). The sinking stream lies 198 m asl and the network's spring is located close to the Ardèche Canyon at an altitude of 80 m. Three other abandoned springs have been observed: the Cordier Aven at 140 m, the Event Supérieur Aven at 190 m, and the Devès-de-Virac Aven at 255 m (Fig. 9).

3.2.2. The subterranean Tourne River

This karstic network is composed of the Perte-86 Cave, Pascaloune Cave and Tourne Springs (Figs. 10 and 11). Links have been shown to exist between Pascaloune Cave (alt. 260 m) and the Tourne Springs (alt. 55 m; Belleville,

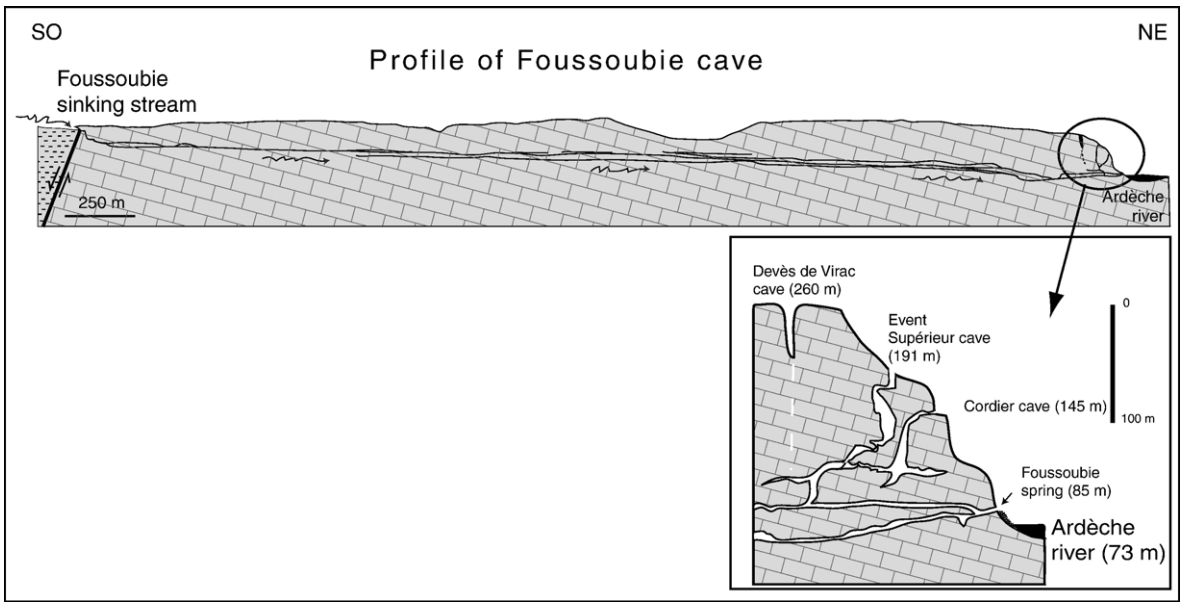


Fig. 9. Profile of the Foussoubie Cave and associated springs.

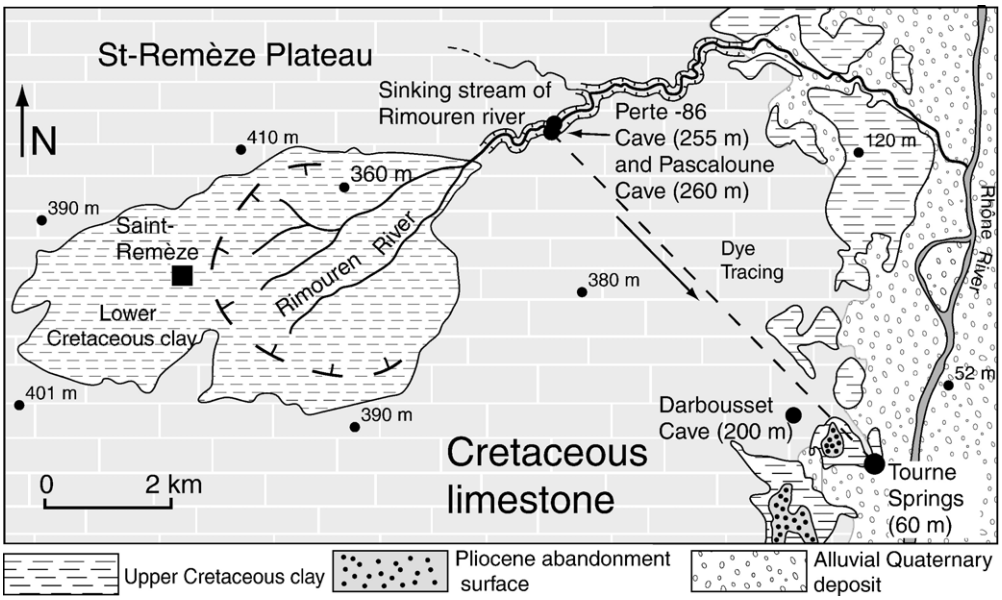


Fig. 10. Geological setting and localisation of the subterranean river of the Tourne system.

1985). The caves of Pascaloune and Perte-86 (Fig. 11) correspond to sinking streams of water from the Rimouren River, fed by a deep phreatic network. Exploration by scuba diving of this karst system has reached a level of −154 m bsl in the Tannerie Spring (see S. Redoutey; http://www.plongeesout.com/explorations/france/goul%20tannerie/goul%20tannerie%20recit%20redoutey%202004.htm) and −98 m bsl in the Pont Spring (explored by X. Méniscus.(http://www.plongeesout.com/explorations/france/goul%20du%20pont/goul%20du%20pont%20recit%202003.htm; Fig. 11). These explorations have yet to reach the bottom of the system. Consequently, from the system's recharge to discharge areas, groundwater flows in a karstic system several kilometers long, with roots well

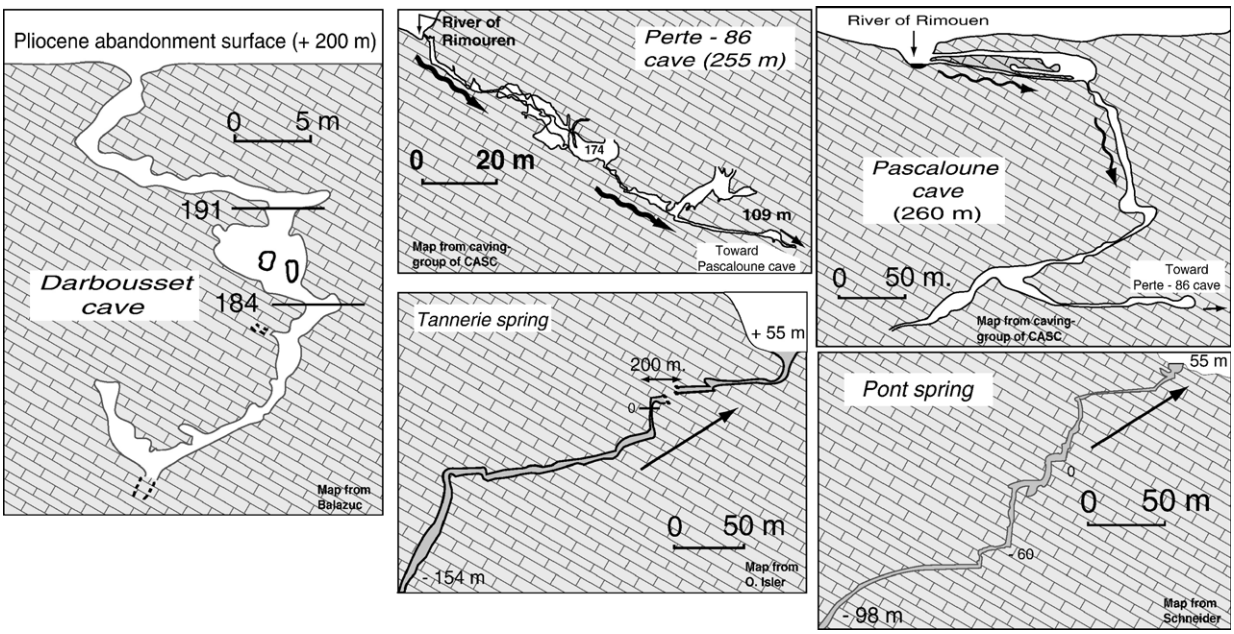


Fig. 11. Profiles parts of subterranean Tourne River (Perte-86 Cave, Pascaloune Cave, Darbousset Cave, Pont and Tannerie Springs).

below the present altitude of the Rhône River (50 m), before coming up in its vicinity.

Darbousset is an abandoned cave (200 m asl; Figs. 10 and 11) located close to Tourne Springs and its karstic phreatic features suggest that it belongs to the subterranean Tourne River. It could be, as shown above, an abandoned spring of this karst system.

3.2.3. The Saint-Marcel Cave

Saint-Marcel Cave is located on the northern side of the Ardèche Canyon, 3 km from its termination (Fig. 1). This 55 km long cave manifests three terraced draining levels (Belleville, 1985; Mocochain et al., 2006); the lower level is active and is partly developed into a karstic phreatic zone (50 m asl to −10 m bsl), the middle (100 to 130 m asl) and upper levels (170 to 200 m asl) are abandoned (Fig. 12). Each level is connected to the two other levels by chimney-shaft drains (Fig. 12). Their vertical conduits exhibit water drainage in an upward direction (Camus, 2003; Mocochain et al., 2006).

4. Cave development dynamic during the Messinian Salinity Crisis

The deep stage associated with the MSC occurred later in time (Clauzon et al., 1996). The down-cutting of the canyons by some rivers was a relatively short 0.3 Ma event between 5.6 and 5.32 Ma. The fall in karst base-level (KBL) in response to the canyon incision that occurred during this period. Thus, the consequences of the MSC on the KBL decreased both in duration and in strength as we move further back the Mediterranean Sea. In the study area, down-cutting is estimated to be 600 m (Clauzon, 1982) for a duration lower than 0.3 Ma.

4.1. The formation of the Foussoubie Cave

The Foussoubie Cave corresponds to a karstic bypass of the Planche River in the direction of its base-level that corresponds to the Ardèche River. The galleries show a steady flow slope (see profile in Fig. 9). This is structured

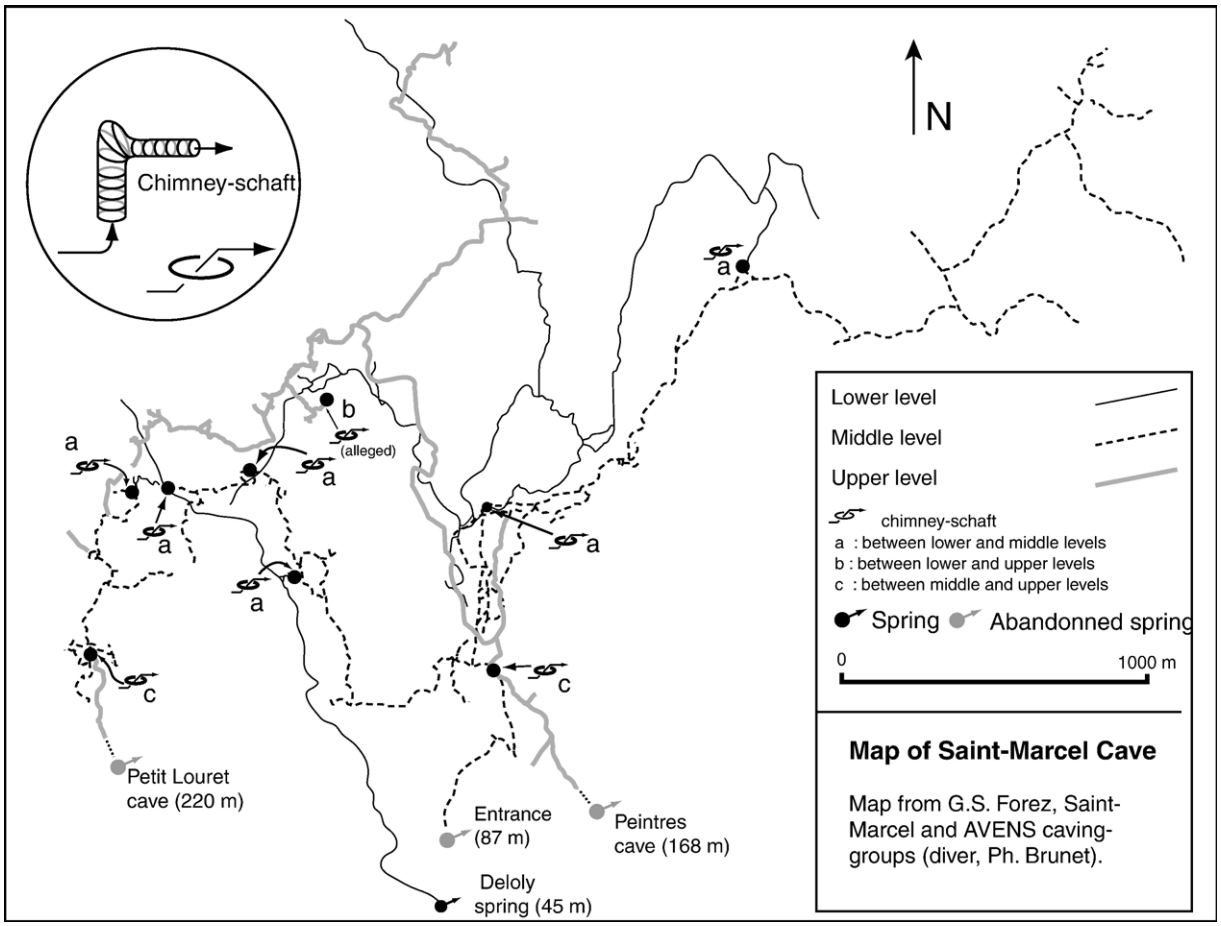


Fig. 12. Map of three levels of the Saint-Marcel Cave and location of the chimney-shafts.

by a gravitational flow, with an associated spring near the Ardèche River (Fig. 9, altitude of 85 m asl). This is the consequence of a very stong topographic gradient between the deep of the Ardèche Canyon and the Saint Remèze Plateau.

Nowadays, the Ardèche River occupies the canyon bed incised during the MSC (Section 3.1). Thus, these observations suggest two possible periods for the formation of this cave: during the MSC or the Quaternary. Between these two periods, the formation of this cave was not possible because the Ardèche Canyon was filled by Pliocene deposits (175 m in depth; Section 2.2). Foussoubie Cave exhibits abandoned springs whose study allows to find the period of cave formation (Section 5.1).

4.2. The formation of the subterranean Tourne River

The downstream part of this system lies below the present position of the Rhône River and is consequently filled with water. Between the two outlets of this system at Pont Spring and Tannerie Spring, scuba diving explorations have reached a depth of −154 m bsl (Tannerie Spring) (Fig. 11).

The upstream part of the system manifests a sinking-stream physiography subjected to a gravitational flow (Perte-86 Cave, Fig. 11). The strong flow slope of this network and the depth of its downstream part suggest a link with the Messinian canyon of the Rhône River (Fig. 13). As in the previous example, the base-level down-cutting of the canyon is responsible for a very strong topographic gradient (600 m for the Rhône River). The Rimouren River probably used this topographic gradient to flow through the karst before to get back to the Messinian Rhône River. Investigations at −154 m bsl allow an estimation of the position of the Messinian spring of groundwater. It could be located between −154 and −236 m bsl which corresponds to the final position of the Rhône River during the MSC. On the opposite side of Foussoubie Cave, the subterranean Tourne River cannot use its Messinian spring at present. Indeed, this spring is plugged by 200 m of Pliocene deposits (Fig. 13). To remain active, this system must therefore use an open spring (Section 5.3).

4.3. The formation of the Saint-Marcel Cave

The lower level of the Saint-Marcel Cave (Fig. 12) occurs between 50 m asl and −10 m bsl. This system drains the polje of Bidon at 330 m asl (unpublished dye tracing; Fig. 1). Three types of features are present in this system: (1) Features of the karst phreatic zone which were formed when the system was flooded. During these events, erosion was active in all the caves and was responsible for scallops or ceiling pockets (Slabe, 1995); (2) Features associated with the temporary phreatic zone. During the fall, water streamed along the cavity walls and was responsible for flute-type erosional features (rock rill); (3) Vadose features. During the low water level, flow incised channel in the floor of gallery.

These three types of features can be used to reconstruct the way in which the subterranean river operates under an episodic flood regime. The network's

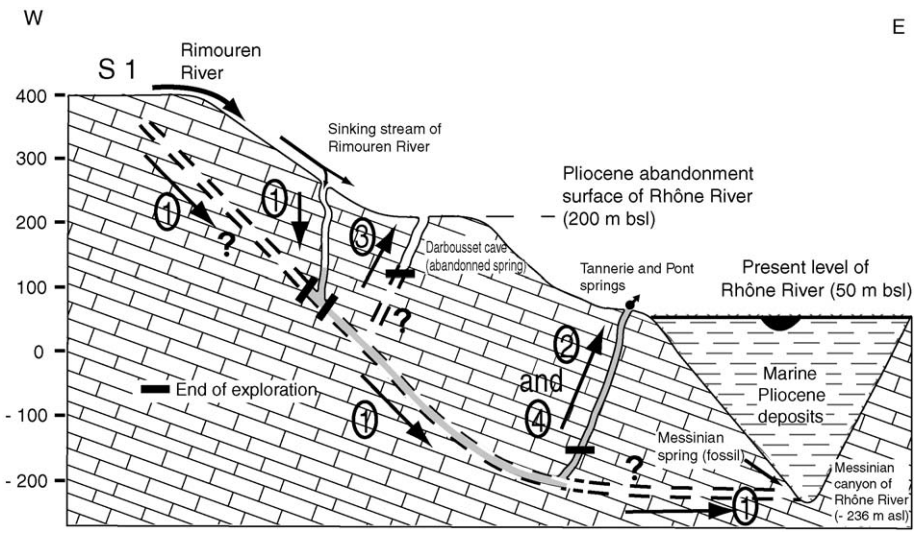


Fig. 13. E/W schematic profile of the subterranean Tourne River.

flow profile lies beneath the present position of the Ardèche River and goes down to a depth of −10 m bsl. The downstream portion of this network is therefore phreatic, although it retains the same physiography as the upstream section. Such an observation proves that the formation of this level was dependent upon the position of a base-level located at least 60 m below the present day base-level. This base-level cannot be associated with the position of the Messinian Rhône River. In the downstream part of the network, ascending-shafts are well developed and linked to the Ardèche canyon.

The physiography of this subterranean River, its downstream depth under the present day level of the Ardèche River and the existence of these ascending shafts suggest two flow rates: (1) during low flow, the lower level drains towards the Messinian Rhône River, (2) during flood periods, this drainage is partly blocked because it reaches its saturation point. The lower level is put under pressure and ascending-shafts drain off the additional water towards the Ardèche River. This explains the presence of features typical of the vadose and temporary phreatic zones under the present position of Ardèche River. Thus, the lower level of Saint-Marcel Cave has two flow rates: (1) a low flow rate, dependant on the subterranean Ardèche River which flows near the Messinian Rhône River (2) and a high flow rate, tributary of the Ardèche Canyon. This specific architecture of this level is similar to the karst drainage model of the epi-phreatic zone described by Audra (1994) and Häuselmann et al. (2003).

During the MSC, down-cutting of the Rhône Canyon was responsible for a karstification potential and a 600 m strong topographic gradient, over a short period of time inferior to 0.3 Ma. The examples described in this paper show that the karst development syn-crisis depends on the seepage of important allogenic streams into the karst (from a river or a polje). These streams require enough energy to compensate for the short duration of the crisis. This idea suggests a minimum energy threshold under which the genesis of the karst is not possible over a certain timescale. Dreybrodt (1996) has identified such a karstification process in a somewhat different context. He analyzed the very efficient formation of flooded karst systems associated with the seepage of important streams related to the creation of dams. In this situation, the karst fractures are flooded under an important thickness of water. This effect on limestones generates a fast dissolution. In conclusion, the injection of a high-energy stream into karst fractures, leads very quickly to the development of a karst drainage system. In this example, energy stream results of pressure exerted by an important thickness of water. In the Ardèche karst this energy stream results from an important topographic gradient linked with an important rate of flow water.

5. Dynamic of cave adaptation during the Pliocene (5.32–2 Ma)

The down-cutting of the canyons was stopped by their flooding at the beginning of the Pliocene (Clauzon, 1996) and the sea finally occupied the rias at 80 m asl (Haq et al., 1987). Base-level, which had been fluvial until that time, became marine and changed from −236 m bsl to 80 m asl. This transgression certainly affected the canyon of the Ardèche River, as indicated by Pliocene deposits in its downstream part.

The Messinian springs were flooded because they lie below Pliocene sea level. This context favoured a forcing back of the springs in the karst system. The origin of the first KBL rise stage is eustatic. It replaces a second phase of sedimentary origin. This second phase corresponds to the aggradation of the rivers that filled the rias in a Gilbert type fan delta (Section 2.2; Fig. 6) This stage rose the KBL by 70 m and ended during the Upper Pliocene. It is marked by position of the Pliocene abandonment surface. Consequently, the KBL was submitted to two rises during the Pliocene times (Fig. 3) which were responsible for a per ascensum adaptation of the Messinian karst drainages as for instance in the Saint-Marcel Cave (Mocochain et al., 2006).

5.1. Evolution of the Foussoubie Cave

The different features in Foussoubie Cave indicate dynamics associated with two flow rates: (1) low flow rate during low water level period (vadose features); and (2) high flow rate during flood period (epi-phreatic features). In the downstream part of cave, a chimney-shaft system develops from the gallery and exits above the level of the Ardèche River (Fig. 9). The slope of this cave shows a break along the chimney-shafts. Therefore, genesis of these shafts occurred after formation of initial gallery (Fig. 14).

These abandoned shafts manifest phreatic morphologies. These features indicate a permanent phreatic hydrodynamic situation over a height of 100 m. Formation of these chimney-shafts could only have occurred if they had been associated with a pronounced increase KBL. During this period, the Foussoubie Cave was permanently flooded and fonctionned in Vauclusian karst. Chimney-shafts are the conduits that worked in the springs (Camus, 2003; Mocochain et al., 2006).

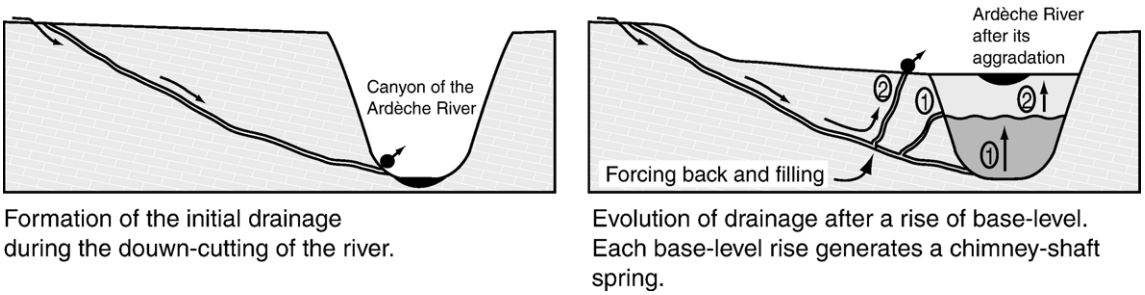


Fig. 14. Sketch of the genesis of chimney-shaft spring by rise of base-level.

Terracing of three chimney-shaft springs suggests a rise of KBL in several stages. A geometrical correlation exists between the Pliocene benchmark levels and these chimney-shafts. The Cordier Aven (alt. 145 m asl) is very close to the marine/non-marine surface (altitude of 131 m asl; Section 2.2). The Devès-de-Virac Aven (alt. 255 m) lies very close to the Pliocene abandonment surface of the Ardèche River (Figs. 3 and 9; Section 3.1.3). Thus, the first base-level rise induced by the Pliocene transgression formed the Cordier Aven and the second rise, generated by aggradation of the Ardèche River, is at the origin of the Devès-de-Virac Aven. This idea suggests a Messinian age for the initial conduit (Section 4.1). Indeed, during the Quaternary, base-level had a downslope behaviour induced by the glaciation cycles. This per descensum dynamic is therefore non-compatible with the development of these ascending shafts. From this perspective, the position of Event Supérieur Aven at 190 m asl could correspond to a stabilization of the Ardèche River, between the beginning and the end of its aggradation (from 4.7 to 2 Ma). This 190 m bsl is observed in other caves on the north side of the Ardèche Canyon.

5.2. The caves associated with the 190 m base-level

The Chauvet Cave is a famous prehistoric cave. This cave has developed along a horizontal level during a period of base-level stability. A geomorphological study (see Delannoy et al., 2001, 2004) has shown that this cave is pre-Quaternary. Formation of the cave could not have occurred before the MSC because it is located 150 m below the pre-evaporitic abandonment surface (Section 2.2). The Chauvet Cave is probably of Pliocene age linked to a high position of the Ardèche River at 190 m asl.

The Plaine-des-Gras Cave (250 m, Figs. 8 and 15) begins with a shaft which is connected to a horizontal gallery located at 190 m asl. This gallery carries scallops indicating a flood direction (Fig. 15). On the gallery floor, an allogenic fluvial stand can be observed (Fig. 15). Therefore, the position of this gallery at 190 m asl, the flow-direction and the external stand indicate a subterranean bypass of the Ardèche River (Fig. 8). This cave is a benchmark of the Ardèche River at 190 m asl. The gallery floor has no feature characteristic of the vadose zone, therefore the cave was not formed during an episode of base-level fall (down-cutting river dynamic).

These observations suggest that the formation of Plaine-des-Gras Cave did not occur during the Quaternary and the Messinian periods. The position of its horizontal gallery, 150 m below the pre-evaporitic surface, suggests that its genesis most probably occurred during the Pliocene, in the same context as the Event Supérieur Aven (part of theFoussoubie Cave) and the Chauvet Cave. In addition, its geographical setting corresponds to the phreatic and epiphreatic features observed in all of the Plaine des Gras Cave. These features are the result of Ardèche River floods.

5.3. Evolution of the subterranean Tourne River

The layout of the Tourne River network is similar to that of the Foussoubie Cave, but its present dynamics is different. Indeed, the position of its Messinian spring is located below the position of its base-level which corresponds to the Messinian Rhône River. This assumed spring is covered by a thick layer of Pliocene deposits (<200 m; Fig. 13). The present functioning of this system is Vauclusian karst (spring feeded by a deep flooded karstic network). With the initial spring being blocked, water flow uses two chimney-shafts (the Pont and Tannerie Springs) to exit at the level of the Rhône River. These chimney-shafts also indicate a break with the initial flow slope system (profile). Their formation is therefore more recent and occurred during the Lower Pliocene, and could correspond to a “per ascensum” adaptation of the subterranean Tourne River during the Pliocene transgression. The Darbousset Cave lies at the

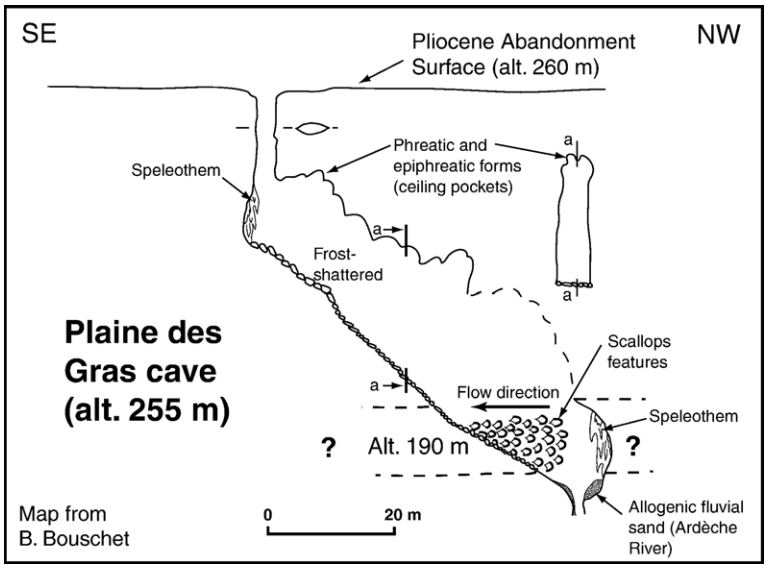


Fig. 15. Profile of the Plaine-des-Gras Cave.

same altitude as the Pliocene abandonment surface of the Rhône River (200 m asl; Figs. 1 and 13). This cave also presents the typical feature of a chimney-shaft. These observations suggest that Darbousset Cave was a spring of the subterranean Tourne River during the Upper Pliocene.

Correlation between the springs of these chimney-shafts and the Pliocene benchmark levels provides additional confirmation for the Messinian age of this network.

5.4. Evolution of the Saint-Marcel Cave

Following its rise, the base-level stabilized for a long period which corresponds to the Pliocene high-stand sea level (TB 3.4 cycle of Haq et al. (1987)) and to the end of the aggradation phase (Fig. 3). In the Saint-Marcel Cave, these periods of base-level stability were responsible for the development of two distinct speleogenesis stages. Each stage developed at the same altitude that the Pliocene benchmark level:

- the Lower Pliocene, middle level is associated with the position of the marine/non-marine surface at 130 m asl,
- the upper level of Upper Pliocene age is associated with the position of the Pliocene abandonment surface (200 m asl; Mocochain et al., 2006).

This per ascensum speleogenesis dynamic is associated with the formation of chimney-shafts, which interconnected each superimposed level. They allow an upward flow dynamic from one level to the other (Mocochain et al., 2006). Therefore, when the base-

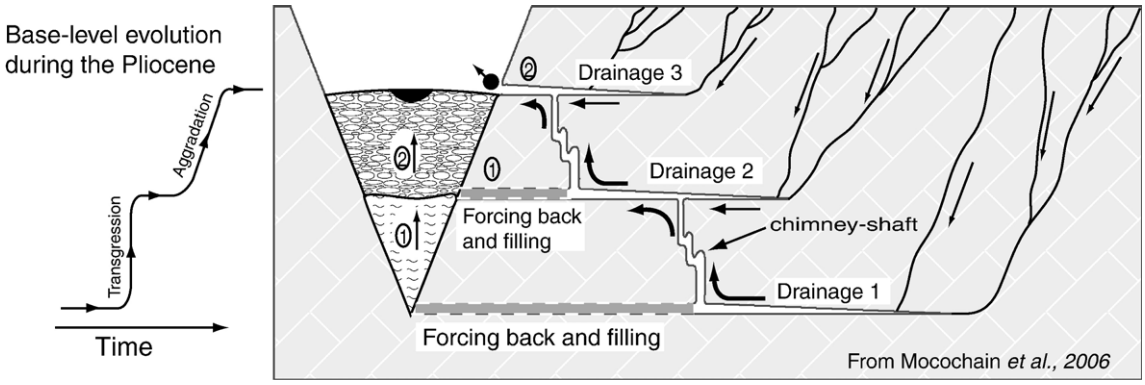


Fig. 16. Sketch of the representation of the terracing dynamic of a karstic drainage and genesis of chimney-shafts during a stage of base-level rise.

level rises and then stabilizes, a chimney-shaft is formed between the concealed level and the new level (Fig. 16). During the Upper Pliocene, the Saint-Marcel Cave had three draining levels. Thus, each cave level corresponds to a base-level position: (1) the lower level is consistent with the Messinian base-level position at a minimum elevation of 10 m bsl, (2) the middle level corresponds to the position of the Lower Pliocene marine/non-marine surface, (3) the upper level corresponds to the position of Pliocene abandonment surface.

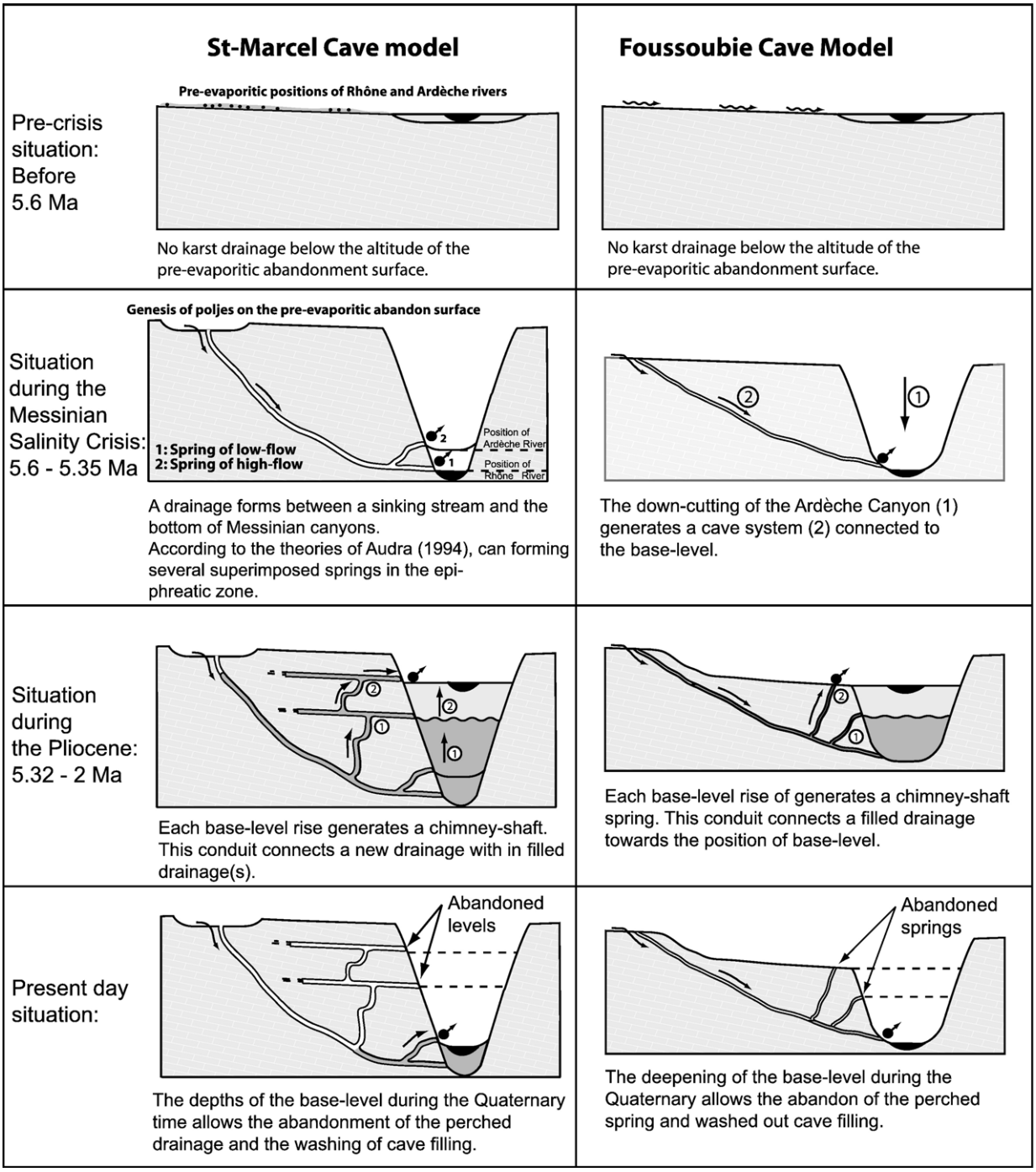


Fig. 17. Synthesis. Evolution of two karstic models since 6 Ma.

6. Conclusion

In our opinion, the deep karst development of the Ardèche Plateau is the direct result of the MSC. This conclusion results from two observations: (1) The karst systems manifest flowing slopes directly controlled by the Messinian canyons. The features of these systems indicate their functioning in terms of free gravitational flow. (2) These systems systematically have one or several chimney-shafts. The conduit landforms of these conduits reveal upward groundwater flow. This flow uses the chimney-shaft towards the position of the Pliocene benchmark levels.

These observations allow us to explain the formation of the Ardèche karst system by two karst models (Fig. 17).

- The Foussoubie Cave model (Fig. 17). This includes the Foussoubie Cave and the subterranean Tourne River. The formation of these two caves depends on river absorption by a swallow hole. Their initial springs are close to the bottom of the Messinian canyons. Subsequently, these caves acquired spring chimney-shafts associated with the Pliocene benchmark levels and were converted into Vauclusian karsts. There chimney-shafts very often come out onto the canyonside that is never linked to surface flow. Consequently it seems difficult to make these karstic flowbaths work in absorption at a given time of their genesis. This rise in flowpath formation can only be contemporary with a rising of base-level and can only have a rising hydrodynamic function. In the areas surrounding the Mediterranean Sea, Vauclusian karsts are common, and our interpretation sheds light on their process of formation.
- The Saint-Marcel Cave model (Fig. 17). The Saint-Marcel Cave shows three terraced draining levels. Each draining levels are associated with a position of the base-level. The development of the first level during the MSC is similar to the Foussoubie model. However, during the Pliocene there is a per ascensum speleogenesis in two karstification stages (Mocochain et al., 2006). As with the Foussoubie model, rising base-level dynamics generated chimney-shafts. In the Saint-Marcel model, these chimney-shafts are not connected to the ground surface but interconnected with the three horizontal cave levels.

The factual chronology for the genesis of the Ardèche karst may be summarised as follows (Fig. 17):

(1) The first period corresponds to the MSC: deep down-cutting of the limestone plateau by the Rhône and the Ardèche Rivers was responsible for a strong topographic gradient. Only a strong allogenic input could have produced speleogenesis. This was a consequence of the short duration of the MSC in this area.
(2) The second period corresponds to the beginning of the Pliocene, when the Pliocene transgression flooded the canyons and karst systems. In these systems, forcing back formed chimney-shafts which allowed water circulation around the raised base-level.
(3) The third period is contemporaneous with the Pliocene aggradation of the river filled the first generation of chimney-shafts. This new forcing back facilitated the formation of a second generation of chimney-shafts near the Pliocene abandonment surface.
(4) The last phase occurred during the Quaternary: the cyclic occurrence of glaciations generated new down-cutting of the rivers in several steps. The rivers eroded the Pliocene deposits and successively unblocked the springs filled during the Pliocene. The present base-level position suggests that the caves of Saint-Marcel and Foussoubie were functional during the Messinian, and that the subterranean river of Tourne operated during the Pliocene.

Acknowledgements

This work forms part of a PhD study undertaken at CEREGE. We would like to thank André Revil, Nick Mariner, Philippe Audra, Michelle Brielles and Jean-Marie Rouchy for their assistance in the English translation and for constructive comments. We also thank the journal reviewers Dr. Bini, Dr. Stephanon and Dr. Bakalowicz for their useful reviews.

References

Aguilar, J.-P., Clauzon, G., Michaux, J., 1989. La limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs; état de la question et remarques sur les datations à l'aide des rongeurs. Boll. Soc. Paleontol. Ital. 28, 137–145.

Audra, P., 1994. Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples: le Tennengebirge (Autriche), l'Ile de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). Karstologia, Mém. 5. 279 pp.

Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, E., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the French Mediterranean. Geodin. Acta 17, 389–400.

Baulig, H., 1928. Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Armand Colin, Paris. 592 pp.

Belleville, L., 1985. Hydrologie karstique: géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche. Ph. D. Thesis, Univ. Sc. Med, Grenoble, France. 228 pp.

Bellier, O., Vergely, P., 1987. Etats de contraintes et tectogenèse cénozoïque du plateau calcaire de basse Ardèche (France). C. R. Acad. Sci. Paris 305, 1379–1382.

Besson, D., Clauzon, G., Coueffe, R., Dexcote, Y., Ferry, S., Gonzalo, J., Mocochain, L., Parize, O., Rubino, J.L., Suc, J.P., Tessier, B., 2002. Le Néogène de bassin d'avant pays rhodano-provençal. Field-Trip Stati2002 Guidebook, 162 pp.

Blanc, P.L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. Geodin. Acta 15, 303–317.

Camus, H., 2003. Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cénévole : relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. Ph. D. Thesis. Université de Bordeaux III, France. 720 pp.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: Une preuve décisive du 'desiccated deep basin model' (Hsü, Cita et Ryan, 1973). Bull. Soc. Géol. Fr. 24, 231–246.

Clauzon, G., 1989. Un exemple de régularisation accéléré d'une côte à rias: le littoral méditerranéen français au Pliocène inférieur. Bull. Centre Géomorphologie Caen, vol. 36, pp. 239–242.

Clauzon, G., 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et du promontoire des Corbières à la lumière des données éco-stratigraphiques et du témoignage des paléotopographies. Paléobiol. Cont. Montpellier. 17, 125–155.

Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. Géomorphologie 1, 3–22.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., 1992. Les Gilbert-deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie: des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. Field trip Guide Book. ASF Publication. 127 pp.

Clauzon, G., Aguilar, J.P., Michaux, J., 1987. Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France): exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sci. 304, 585–590.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. Field Trip Guide Book, vol. 23. ASF Publication, pp. 145–222. 22.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? Geology 24, 363–366.

Cornet, C., 1988. Evolution géomorphologique et néo-tectonique du Vivarais calcaire au Pontien à l'infra-Quaternaire. Géol. Fr. 4, 55–66.

Delannoy, J.J., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B., Perrette, Y., 2001. Contribution de la cartographie morphologique souterraine dans l'étude spéléogénétique de la grotte Chauvet. Premiers éléments spéléogéniques et implications paléogéographiques, préhistoriques et paléontologiques. Quaternaire 12–4, 235–248.

Delannoy, J.J., Perrette, Y., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B., Perroux, A.-S., Jaillet, S., Quinif, Y., 2004. Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale: la grotte Chauvet (Ardèche, France). Karstologia 44, 25–42.

Demarq, G., 1960. Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). C. R. Acad. Sci. 250, 4013–4015.

Dreybrodt, W., 1996. Principles of early development of karst conduits under natural and manmade conditions revealed by mathematical analysis of numerical models. Water Resour. Res. 32, 2923–2935.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sci. 318, 1103–1109.

Gombert, P. 1988. Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire. Ph. D. Thesis, Montpellier Univ., France. 483 pp.

Guérin, R., 1973. Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. Ph. D. Thesis, Montpellier Univ., France. 113 pp.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 million years ago to present). Science 235, 1156–1167.

Häuselmann, Ph., Jeannin, P.-Y., Monbaron, M., 2003. Role of epiphreatic flow and soutirages in conduit morphogeneisis: the Bärenchacht example (BE, Switzerlanl). Z. Geomorphol. N. F. 47, 171–190.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian Salinity Crisis. Nature 400, 652–655.

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. Mar. Geol. 198, 289–317.

Martini, J., 2005. Etude des remplissages des paléokarst des environs de Saint Remèze, Ardèche, France: mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée par la crise de salinité messinienne. Karstologia 45–46, 1–18.

Michaux, J., 1966. Sur deux faunules de micrommamifères trouvées dans les assises terminales du Pliocène en Languedoc. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. 9, 943–944.

Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., 2006. Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. Bull. Soc. géol. Fr. 177, 27–32.

Rouchy, J.M., 1981. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. Ph. D. thesis, Université de Paris VI. 293 pp.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, DC. 1247 pp.

Slabe, T., 1995. Cave rocky relief and its spelegenetical significance. Thesis, Lubljana, 128. pp. 24.

IV Résumés et conclusion.

Résumé du chapitre 1.

Dans la littérature, l'étagement de grottes est souvent perçu comme une évolution polyphasée de l'endokarst tributaire l'évolution de son niveau de base. Cette évolution est généralement présentée comme étant *per descensum* en liaison avec les différentes phases d'incision des vallées.

Résumé du chapitre 2.

L'évolution géodynamique de la moyenne vallée du Rhône et de l'Ardèche apparaît complexe en raison des oscillations du niveau de base générées par le méga-cycle eustatique messino-pliocène. Ce cycle eustatique hors normes a généré quatre niveaux repères qui permettent d'appréhender ces oscillations. La courbe d'évolution du niveau de base déduite de l'investigation des niveaux repères fait ressortir une corrélation géométrique avec les étages de l'endokarst ardéchois et démontre que cet étagement est contraire à l'interprétation des précédents auteurs. Le modèle de spéléogenèse *per ascensum* qui s'en dégage est par ailleurs validé par la réinterprétation en puits-cheminées des connexions verticales entre étages.

Résumé du chapitre 3.

D'un bout à l'autre du canyon de l'Ardèche, on observe une récurrence des phénomènes karstiques identifiés dans la grotte de Saint-Marcel, à savoir une corrélation géométrique entre niveaux repères et niveaux de grottes et l'identification systématique des puits-cheminées connectant ces étages entre eux. Le modèle proposé pour la grotte de Saint-Marcel s'avère donc généralisable à une grande partie de l'endokarst du plateau de Saint-Remèze.

Les explorations systématiques des réseaux noyés profonds et la meilleure connaissance spéléologique de l'endokarst ardéchois nous ont aussi permis d'interpréter les processus de spéléogenèse provoqués par le creusement des canyons au cours de la crise. Malgré l'exceptionnel gradient topographique occasionné par l'incision des canyons, il apparaît que la très courte durée de cette incision n'a permis une spéléogenèse profonde qu'avec des conditions hydrologiques très favorables, dépendantes de pertes concentrées et importantes à la surface du karst.

Enfin, la prise en compte du cycle messino-pliocène et des étapes de la géodynamique régionale a permis de réviser la chronologie d'élaboration des grands aplanissements façonnant le plateau de Saint-Remèze. Cette chronologie qui couvre une partie du Néogène, débute au Miocène, lors des hauts niveaux marins, et s'achèvent à la fin du Pliocène. Retenons que les deux derniers aplanissements ont été assimilés aux deux surfaces d'abandon débutant et terminant le mégacycle eustatique messino-pliocène.

Conclusion.

Les résultats de cette troisième partie permettent de caractériser la réponse des karsts ardéchois aux oscillations du niveau de base régional, sous contrôle du méga-cycle eustatique messino-pliocène. Cette réponse se décline en deux temps : (1) une karstification profonde générée par des pertes concentrées en surface et tributaire d'un niveau de base déprimé : le fond des canyons messiniens ; (2) un étagement *per ascensum* des niveaux de grottes, depuis les talwegs messiniens, jusqu'à la surface d'abandon.

Cette réinterprétation de l'étagement des niveaux de grottes du plateau de Saint-Remèze s'oppose radicalement aux interprétations antérieures et propose de fait, une révision de la chronologie d'évolution de l'endokarst se trouvant en dessous de la position de la surface d'abandon pré-évaporitique :

- Les étages les plus bas en altitude s'avèrent être les plus anciens.
- Les étages les plus hauts en altitude s'avèrent être les derniers formés, avant d'être abandonnés vers 2 Ma, lors de la réincision des vallées au Pléistocène.

Partie IV : Géodynamique d'une plateforme carbonatée crétacée en proie au méga-cycle eustatique messino-pliocène.

I. Fixer un cadre géodynamique pour l'étude de l'endokarst.

II. The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley).

III. Résumés et conclusion.

I. Fixer un cadre géodynamique pour l'étude de l'endokarst.

L'étude de l'endokarst menée dans les parties II et III permet de proposer une interprétation du creusement du canyon de l'Ardèche causé par la crise. Cette hypothèse s'appuie sur une approche indirect du phénomène. En effet, jusqu'à présent, hormis la présence d'une couche de marnes bleues fossilisant le canyon de l'Ardèche à son débouché dans la vallée du Rhône, aucun autre jalon chrono-stratigraphique permettant de valider cette hypothèse n'avait été retrouvée.

En raison du rôle imputé à l'Ardèche dans le processus d'étagement de l'endokarst, la question du creusement de son canyon est de *prime abord* fondamentale lorsqu'il s'agit de proposer une chronologie de formation et une interprétation de l'étagement des cavités. De fait, l'âge et la profondeur d'incision du canyon au cours du Néogène restent constamment discutés. La dernière interprétation en date (Delannoy *et al.*, 2005, p. 180) réfute l'idée du creusement intégral des gorges de l'Ardèche au cours de la crise par le constat suivant : « Le fait qu'aucune formation pliocène, qui serait une preuve de cette aggradation, n'ait été identifiée dans les gorges de l'Ardèche laisse planer un doute quant à la possibilité d'une incision majeure du canyon de l'Ardèche pendant le Messinien ».

Visant à mettre un terme aux interprétations contradictoires de l'étagement du karst en Ardèche et sur l'âge d'incision du canyon de l'Ardèche, l'article composant le chapitre suivant propose une approche inédite du phénomène, par un travail de géomorphologie mené à l'entrée amont des gorges de l'Ardèche, dans la région de Vallon-Pont-d'Arc. Ce secteur recèle plusieurs paléo-vallées de l'Ardèche abandonnées par défluviation. La chronologie relative de ces défluviations et les processus qui en sont responsables, permettent une saisie très détaillée de l'évolution de la vallée de l'Ardèche depuis 6 Ma.

Cette relecture géomorphologique de la région de Vallon-Pont-d'Arc permet de proposer une ré-interprétation de toute la spéléogenèse du secteur qui se trouve être sous contrôle des oscillations verticales de l'Ardèche dans la seconde moitié du Néogène.

Le chapitre suivant constitue un article sous presse dans la revue Geomorphology (2008).

II The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley).

Ludovic Mocochain, Philippe Audra, Georges Clauzon, Olivier Bellier, Jean-Yves Bigot & Philippe Monteil.

Ce chapitre reproduit un article paru dans la revue Geomorphology (2009).

Geomorphology 106 (2009) 46–61

Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph

The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley)

Ludovic Mocochain [a,b,*], Philippe Audra [c], Georges Clauzon [a], Olivier Bellier [a], Jean-Yves Bigot [d], Olivier Parize [e], Philippe Monteil [f]

[a] CEREGE, Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France, Europôle de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 4, France
[b] Aix-Marseille Université, Centre de Sédimentologie — Paléontologie «Géologie des systèmes carbonatés ». 13331 Marseille, Cedex 03, France
[c] Polytech'Nice Sophia, Engineering School of Nice — Sophia Antipolis University, 1645 route des Lucioles, 06410 BIOT, France
[d] Les 7 portes, 04400 Barcelonnette, France
[e] AREVA, 1 place de la Coupole, 92084, Paris La Défense, France
[f] Buisson Barbier, 42520 Roisey, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 14 July 2007
Received in revised form 11 August 2008
Accepted 18 September 2008
Available online 7 October 2008

Keywords:
Messinian Salinity Crisis
Karst
Speleogenesis
Base-level evolution
Chauvet Cave
Valley aggradation

ABSTRACT

The karstic canyon of Lower Ardèche is located in the Middle Rhône valley, which is directly tributary to the Mediterranean Sea. The Rhône River is emblematic of the Messinian Salinity Crisis (MSC) impact on landscape morphology. Along the edge of the Saint-Remèze Plateau, the Rhône valley displays four benchmark levels generated by the MSC: the Pre-evaporitic abandonment surface (1), the Messinian erosional surface (2), the Marine/non-marine surface of the Pliocene ria (3) and the Pliocene abandonment surface (4).

The study of these benchmark levels allows us to reconstruct the evolution of the regional base level over the last 6 Ma. We obtain a curve for base-level evolution that provides a geodynamic reference, which is used to investigate the morphogenesis of the Saint-Remèze karstic plateau.

The Ardèche River downcuts the Saint-Remèze Plateau in a deep canyon, from Vallon-Pont-d'Arc to the West, to its confluence with the Rhône to the East. Several abandoned valleys are present along the western edge of the Saint-Remèze Plateau at the inlet of the Ardèche canyon. In these abandoned valleys, the fluvial deposits are related to several periods, from the Pliocene onwards. They provide important insights into the fluvial dynamics: a 160 m-thick aggradation sequence infilled the Ardèche canyon during the Pliocene. This aggrading river caused the first lateral shifting, as an aggradation epigenesis. This first infilling shows that the Ardèche canyon already existed before the Pliocene. Secondly, it has been demonstrated that the Ardèche Canyon is downcut into the Pre-evaporitic surface of the Saint-Remèze Plateau, dated to 5.45 Ma [Martini, J., 2005. Etude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France): mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. Karstologia 45–46, 1–18]. Consequently, the canyon downcutting is entirely due to the MSC, and occurred during a time span of only 100 000 years. Based on these observations, it is possible to elucidate the curve of the regional base-level evolution. Hence, we are able to propose a new interpretation of the geomorphological evolution of the Saint-Remèze karstic plateau and its cave levels for the last 6 Ma. The cave levels consist in underground short-cuts of the surface meanders. They mainly developed during the Pliocene aggradation cycle. The Chauvet Cave, famous for its Palaeolithic paintings, corresponds to one of these underground short-cuts. The aggradation period ends at the end of the Pliocene with long high-level riverbed stability. It favours the development of large low gradient surfaces as pediments.

The complete Messinian–Pliocene eustatic cycle is responsible for the downcutting of the Ardèche canyon and its infilling during the Pliocene. Consequently, karst developed according to the base-level oscillations, as low gradient surfaces and as cave levels. For the study of the peri-Mediterranean caves and karst areas, we propose to apply the Lower Ardèche valley evolution model, based on the base-level oscillations during and after the MSC.
© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Many karst areas around the Mediterranean have been subject to massive changes of base level since the Late Miocene (Messinian) salinity crisis that desiccated the Mediterranean Sea basin and had profound effects on base levels provided by the major river systems flowing into the Mediterranean. One such area, where evidence of such changes is preserved, and where there is evidence of prolonged and varying interactions between karst and fluvial processes, is the limestone Ardèche Canyon, a tributary to the river Rhône in Mediterranean France.

* Corresponding author. Aix-Marseille Université, CEREGE, Europôle de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 4, France.
E-mail address: ludomocochain@gmail.com (L. Mocochain).

0169-555X/$ – see front matter © 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.021

Pliocene marine sediments are present in a paleotalweg currently located at the outlet of the Ardèche canyon (Fontannes, 1882; Baulig, 1928; Denizot, 1952; Ballesio, 1972; Blanc, 1976; Belleville, 1985). This outcrop allows us to ascribe the downcutting of the Ardèche canyon to the Miocene, and possibly to the Messinian period. However, the dating of the canyon incision phases has remained, until now, an open question because consistent observations could only be obtained in the outlet of the Ardèche canyon. This question regarding the age of Ardèche canyon downcutting provoked debate, especially regarding the interpretation and ages of speleogenetic phases, which are connected to the evolution of the Ardèche base level.

Numerous studies have attempted to explain the existence of cave levels along the edge of the canyon (Labrousse, 1977; Belleville, 1985; Pascal et al., 1989; Debard, 1997). At present, discussion centres on the chronology of the speleogenetic phases. According to some authors (Debard, 1997; Delannoy et al., 2001a,b, 2004), genesis of the cave levels resulted from downcutting stages that can partly be ascribed to the Messinian Salinity Crisis (MSC) and partly to the glacial cycles of the Pleistocene.

Martini (2005) has demonstrated that the Ardèche flowed over the Pre-evaporitic surface of the Saint-Remèze Plateau, at 5.45 Ma. Since the Ardèche is cut into this surface, it is obviously younger. Mocochain et al. (2006a) have ascribed the canyon downcutting entirely to the MSC. This hypothesis was based on the '*per ascensum*' cave level genesis over a 200 m elevation, from the bottom of the Messinian canyon up to the top of the Pliocene filling of the valleys. The '*per ascensum*' speleogenesis is related to the rising of the base level during the Pliocene (phase 1: rewatering of the Mediterranean Sea; phase 2: river aggradation).

In this paper, we provide a new hypothesis to account for the downcutting of the Ardèche Canyon, due entirely to the MSC. Dating of the Ardèche canyon incision can be obtained by studying the deflections of the river at the canyon inlet, near Vallon-Pont-d'Arc (Figs. 1 and 2). A 'self-piracy' phenomenon (a meander cut-off) produced the Estre "cirque" during the Upper Pleistocene, as indicated by the age of the last fluvial sediments (Fza_1 of the geological map; Pascal et al., 1989). One kilometre upstream, in the vicinity of Vallon-Pont-d'Arc, our field work has identified several additional deflections of the Ardèche. The relative chronology of these deflections allows us to propose a new interpretation for the age of the Ardèche canyon downcutting and its subsequent evolution.

This renewed interpretation of the direct and delayed impacts of the MSC allows us to define a new model for the geomorphological evolution of the Saint-Remèze Plateau, with implications both for surface landscapes and for the genesis of the cave levels. This methodological framework will help the reassessment of all karst areas that surround the

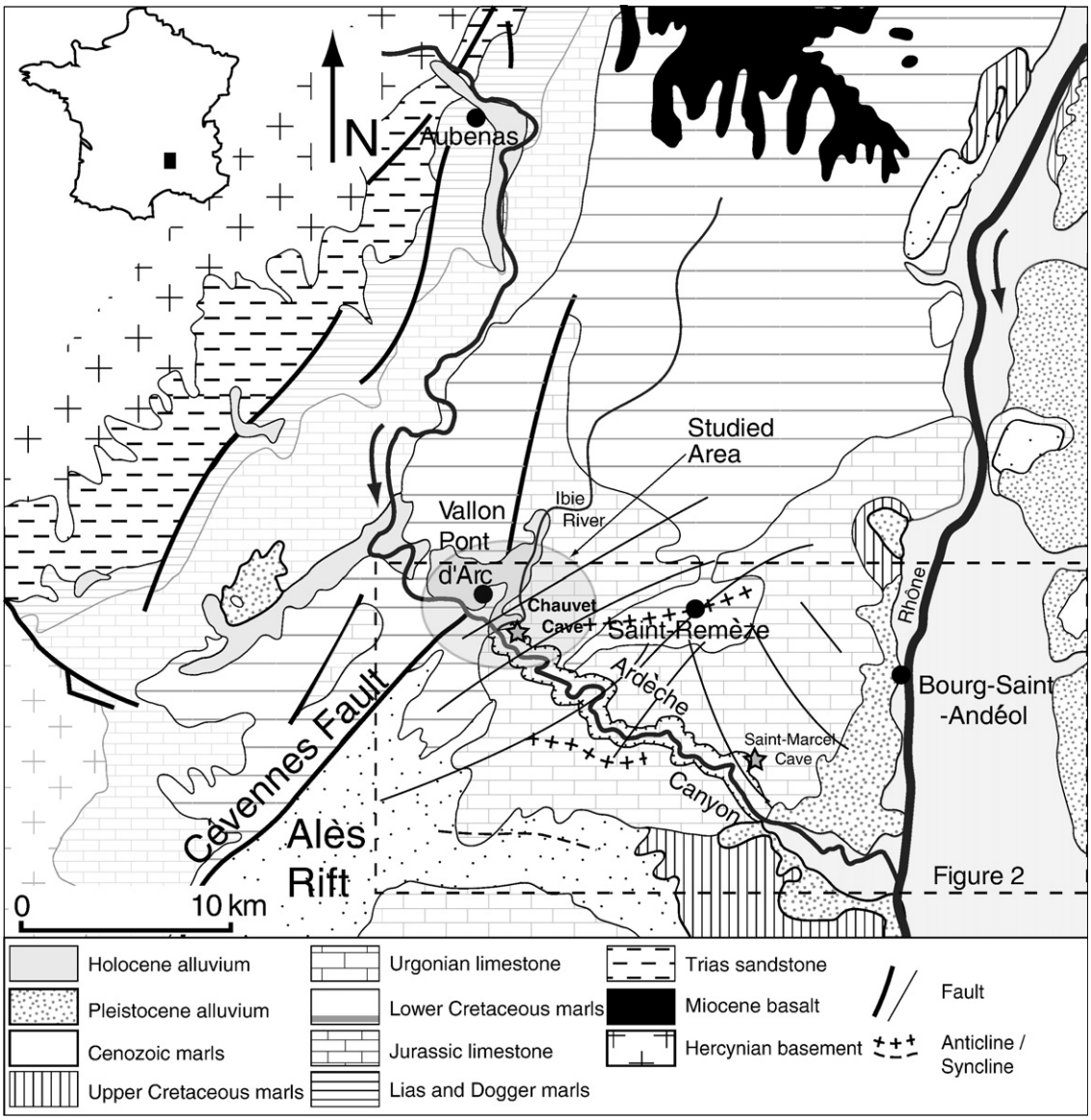


Fig. 1. Geological map of the Middle and Lower Ardèche.

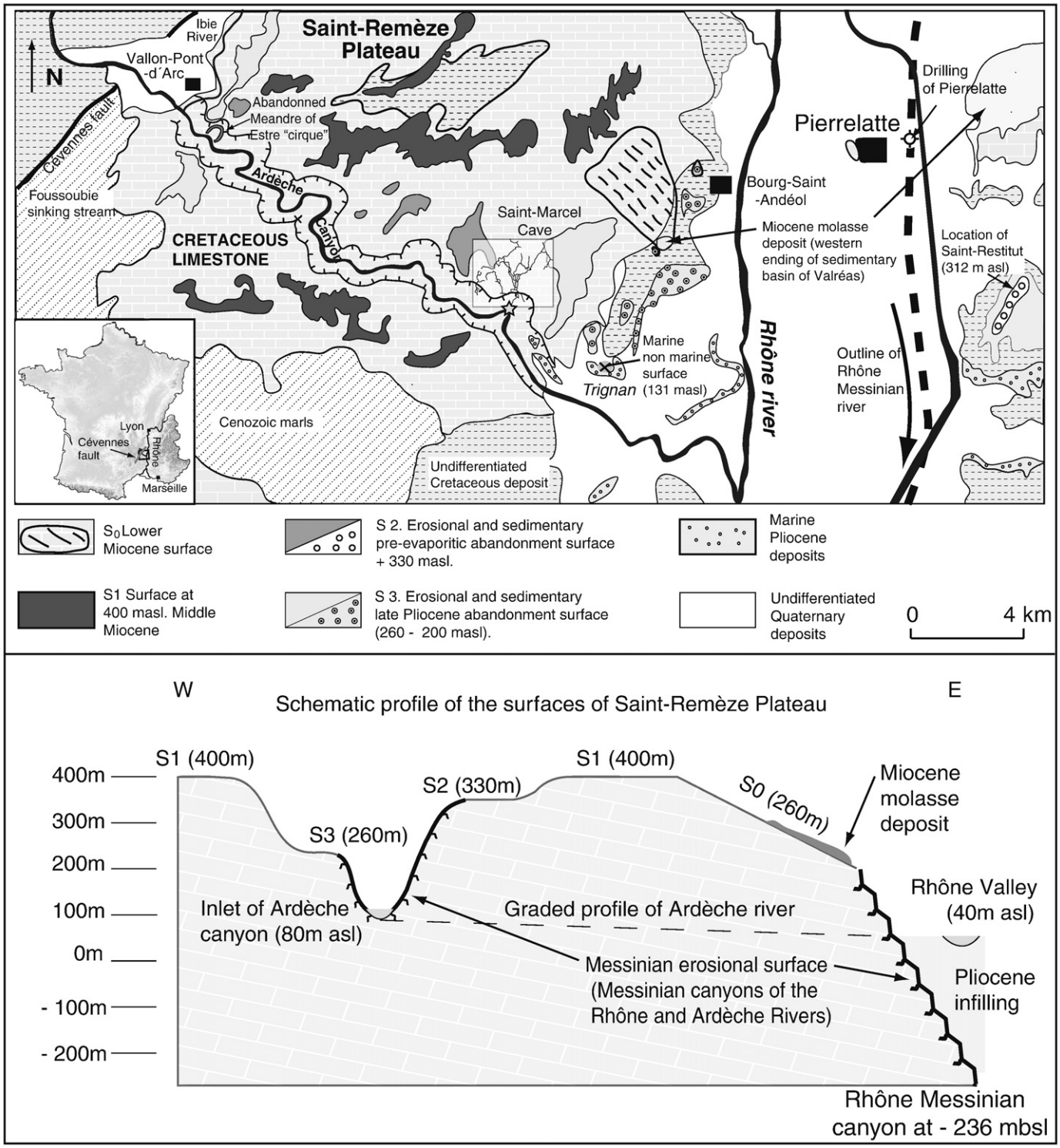


Fig. 2. Geomorphological and structural setting of the Saint-Remèze Plateau and its surrounding (after Mocochain et al., 2006a).

Mediterranean basin, which were influenced by sea-level changes, and notably the MSC.

2. Geological and morphotectonic context

2.1. Geological context in the region of Vallon-Pont-d'Arc

The study region constitutes a regional carbonate plateau affected by a major NE-trending fault system, the Cévennes fault system, which was emplaced during a late Hercynian event and reactivated during the Cenozoic tectonic phases (Bellier and Vergeley, 1987). During the Eocene, the Pyrenean tectonic phase produced wide E-striking folds and reactivated a NE-trending major fault system (Cévennes Fault) by a left-lateral movement (Fig. 1; e.g., Bellier and Vergeley, 1987; Pascal et al., 1989; Martin and Bergerat, 1996). The Oligocene extension in relation to the regional rifting reactivated the Cévennes fault and its conjugate fractures (N 140°) by normal faulting. These tectonics produced the Alès rift (e.g., Sanchis and Séranne, 2000). After the Oligocene, the present

geological structure was acquired. From the Oligocene onwards, no activity is recorded along major structures, even if Bellier and Vergeley (1987) mentioned E-trending compression mainly registered by micro-structures. Tectonics only occurred during the Upper Miocene and Quaternary with a regional uplift of about 250 m, as shown by the Pre-evaporitic surface S_1, which remained perfectly horizontal (Clauzon et al., 1990; Clauzon and Mocochain, 2002; Gargani, 2004).

The Middle Ardèche area corresponds to the Mesozoic and Cenozoic cover of the Cévennes basement, tilted eastward to the Rhône valley (Fig. 1). The Ardèche flows out of the Cévennes at Aubenas and then crosses southward through Jurassic rocks. At Vallon-Pont-d'Arc, the Ardèche enters a wide depression into the Valanginian marls, corresponding to the northern part of the Alès rift. Downstream to Vallon-Pont-d'Arc, the Ardèche turns again eastwards and crosses the Urgonian Cretaceous limestones, as a 300 m-deep and 29 km-long meandering canyon.

The studied area is located around Vallon-Pont-d'Arc, at the inlet of the Ardèche canyon, where it receives a left bank tributary, the Ibie River, the catchment of which is entirely in Mesozoic outcrops (Fig. 1).

During the Miocene the Saint-Remèze Plateau evolved as an erosional surface (Baulig, 1928; Cornet, 1988; Mocochain et al., 2006a). The MSC triggered considerable changes in the predominant horizontal landscape by downcutting the Messinian canyons.

2.2. Sequence of the Messinian–Pliocene eustatic cycle in the Mediterranean Sea

The MSC results from an amplification of the onset caused by endoreic drainage of the Mediterranean during the TB 3.4 3rd order eustatic cycle (Haq et al., 1987). This collapse, produced by the drying out of the basin, is responsible for a double imprint:

– The deposition of a thick evaporite layer in the Abyssal plains under shallow water;

– The shaping of an erosional surface on the emerged margins prolonged by canyons along the rivers. On the north Mediterranean edge, the Rhône canyon that extends up to the Jura (Clauzon, 1999) constitutes the most significant morphological evidence for the Messinian event (Clauzon, 1982). At the latitude of Pierrelatte (Fig. 2), near its confluence with the Ardèche, the Messinian Rhône talweg is situated at −236 m below sea level (bsl) (Demarcq, 1960a; Clauzon, 1982).

The MSC ends with the transgression of the Mediterranean basin which occurred during the high-stand sea level of the TB 3.4 3rd order eustatic cycle (5.32 to 3.8 Ma; Haq et al., 1987; Lourens et al., 2004). During this high-stand sea level the delayed impact of the MSC took place firstly with the submersion of the Messinian canyons transformed into rias and secondly with the '*Gilbert type fan delta*' infilling of the rias (Clauzon et al., 1995, 1996).

2.3. Stratigraphic benchmarks and base-level evolution in the Rhône Mid-valley

Global and Mediterranean sea-level changes are well constrained (Haq et al., 1987; Hardenbol et al. 1998; Clauzon et al., 2004). During the Messinian–Pliocene cycle, these sea-level changes have been recorded as four stratigraphic benchmarks (i.e. Clauzon, 1996). Any altimetric change in relation to their initial position allows us to quantify the uplift. In this area, we identify a 200 m uplift during the MSC, and 50 m during the Quaternary (Clauzon et al., 1990; Clauzon and Mocochain, 2002); similar values have been obtained by modelling (Gargani, 2004). From a morphological point of view, during the MSC, the eustatic drop and the tectonic uplift provoked the incision of the Messinian canyons. During the Pliocene, sea-level rise and the long-term high stand induced the infilling of the canyons. During the Pleistocene, glacio-eustatic sea-level oscillations, combined with a recurrence of uplift provoked renewed downcutting of the valleys and the terracing of the Pleistocene alluvial sequences.

Consequently, the elevation of each benchmark results from both tectonics and eustacy.

2.3.1. The Pre-evaporitic abandonment surface

The Pre-evaporitic abandonment surface corresponds to the Rhône and Ardèche alluvial plains just before the MSC, at 5.95 Ma (Clauzon, 1982, 1996; Martini, 2005; Mocochain et al., 2006a). The MSC triggered a series of regressive erosional processes along the hydrographic network. Messinian canyons abruptly downcut the former alluvial plains. Consequently, the Pre-evaporitic abandonment surface constitutes an isochronous benchmark level (Clauzon, 1996). The Pre-evaporitic abandonment surface appears to be extensively degraded in the landscape. It is still preserved on the left bank of the Rhône, close to Bollène city, at the Saint-Restitut Belvedere, 312 m above sea level (asl). It comprises a layer of residual gravels composed of reddened silicate pebbles (Fig. 2) (Denizot, 1934, 1952; Demarcq, 1960b; Bonnet, 1963; Clauzon, 1982). Along the left bank of the Ardèche River, the Pre-evaporitic abandonment surface is at an elevation of 330 masl. It is composed of gravels of a similar petrography that veneer the fluviokarstic surface (Mocochain et al., 2006a,c; Fig. 2). A recent study, based on micro-mammal dating of fluvial cave sediments, established that 5.45 Ma ago, just before the downcutting of the canyon, the altitude of the Ardèche River was 360 masl (Martini, 2005). This accuracy enables us to calculate the thinning (30 m) of the Pre-evaporitic alluvial deposits by weathering. Since the Ardèche Canyon is downcut into the Pre-evaporitic abandonment surface, it is obviously younger than 5.45 Ma.

2.3.2. Messinian canyons of the Rhône and Ardèche at 5.32 Ma

The bottom of the Messinian canyons marks the maximal downcutting at the end of the MSC, just before their submersion by the Pliocene transgression at 5.32 Ma (Clauzon, 1996). In the Rhône valley, the Pierrelatte drilling cut through Rhône gravel down to the bottom of the Messinian canyon at a depth of −236 m below sea level (bsl) (Demarcq, 1960a; Clauzon, 1982) (Fig. 2). According to a Pre-evaporitic surface at 342 masl (312 m currently+30 m of weathering), the benchmark level of Messinian canyon at −236 m bsl indicates that the Rhône cut down about 580 m during the MSC (Clauzon, 1982). The outlet of the current Ardèche canyon corresponds to the bottom of its Messinian canyon, located at 50 masl. Thus, the Ardèche Messinian canyon was perched about 300 m above its confluence with the Rhône.

The Pliocene transgression of the Mediterranean Basin submerged the canyons and abruptly stopped their downcutting. The Messinian erosional surface was suddenly transformed into a fossil surface. This second benchmark level is thus isochronous (Clauzon, 1996).

2.3.3. Marine/non-marine Pliocene surface

The Pliocene transgression forced the rivers to deposit their load at the uppermost part of the rias. The fluvial sediments infilled the rias downwards due to the rapid progradation of their deltaic cones, the Gilbert-type-fan-deltas (Clauzon et al., 1995, 1996). They constitute marine subaqueous deposits (fore-set and bottom-set beds), overlain by fluvial sediments (top-set beds). Thus, this filling process progresses firstly forwards by deltaic progradation and subsequently upwards by fluvial aggradation. The two different filling facies of marine and fluvial sediments are separated by a clear sedimentologic discontinuity, the marine/non-marine surface. This facies discontinuity developed according to the progressive forwards progradation of the Gilbert-deltas, during the period of the rias' infilling. Consequently, this benchmark is diachronous (Clauzon et al., 1995; Clauzon, 1996). Close to the Saint-Remèze Plateau, the marine/non-marine surface is visible at Trignan, at 130 masl (Fig. 2). Since it precisely records the elevation of Pliocene sea level, which was 80 m above the current one (Haq et al., 1987), it shows that the marine/non-marine transition has been uplifted by 50 m after

its deposition, mainly during the Quaternary (Clauzon et al., 1990; Mocochain, 2002; Clauzon and Mocochain, 2002; Clauzon et al., 2004).

Two sites of the marine/non-marine surface, dated by fauna, are known upstream and downstream along the Rhône valley, respectively at Péage-du-Roussillon (Aguilar et al., 1989) and at Saze — Mas Soulet (Clauzon et al., 1995). By interpolation, the age of the marine/non-marine surface at Trignan is estimated at 4.7 Ma (Mocochain et al., 2006b).

2.3.4. The Pliocene abandonment surface at about 2 Ma

The Pliocene abandonment surface marks the end of the complete infilling of the Ardèche and Rhône rias around 2 Ma. This last benchmark level is a large alluvial plain abandoned by a new downcutting phase due to the Pleistocene glacio-eustatic sea-level fall (Clauzon, 1996). The Pliocene abandonment surface lies at about 200 masl at the Ardèche/Rhône confluence (Mocochain, 2002; Mocochain et al., 2006a). It is characterized by large surfaces composed of reddened quartz and quartzite pebbles.

During the Pleistocene, the climatic-induced cycles produced successive phases of downcutting and partial exhumation of the valleys. They are recorded as alluvial terraces, stepped downwards from the Pliocene abandonment surface at 200 m to the current level of the Rhône River at 44 masl.

From the Neogene onwards, the studied area is only affected by epirogenic uplift, without any local displacement. Consequently, we can use the elevation of the Messinian–Pliocene benchmark levels as reliable altimetric markers. As a result, the identification of four benchmark levels allows us to reconstruct the evolution of the base level during the last 6 Ma (Fig. 3).

Around 6 Ma, the Ardèche and the Rhône flowed at an elevation of 340/360 m, slightly above the present weathered Pre-evaporitic abandonment surface. The triggering of the MSC provoked the Rhône and Ardèche canyon downcutting. This process was ended at 5.32 Ma by the Pliocene flooding, when the Rhône and Ardèche canyons were at −236 m bsl and 50 masl, respectively. The base level abruptly rose to 80 masl, following the sudden transgression of the Mediterranean basin. This level remained stable until the formation of the Rhône *Gilbert delta* that marks the beginning of the rivers' aggradation at about 4.7 Ma. The marine/non-marine surface is presently located at 130 masl, recording a post-sedimentary uplift of 50 m.

During the Pliocene (from 4.7 to 2 Ma), the aggradation of the rivers slowly raised the regional base level to 200 masl. Finally, during the Pleistocene, the rivers re-incised their valleys in successive steps, washing away their Pliocene infills, and depositing stepped terraces between 200 m and 50 masl.

3. Geomorphology along the western edge of the Saint-Remèze Plateau

3.1. The surfaces of the Saint-Remèze Plateau

The Urgonian plateau forms a brachyanticline. It displays classical karstic features, such as poljes, dolines, shafts and karren fields. Moreover, four generations of surfaces have cut through the structure (Fig. 2) (Mocochain et al., 2006a).

Surface S_0. The oldest surface forms a talus which is cut by small gullies. During the Lower Miocene, onlap occurred onto a transgression surface which is recognized on the whole periphery of the Alpine foreland basin. The marine molasses that fossilized the surface are still present at the contact between the Saint-Remèze Plateau and the Rhône valley. This surface is now tilted eastward, towards the Rhône valley and the Miocene foreland basin. The foreland subsidence was responsible for the tilting of the S_0 surface, before the formation of surface S_1.

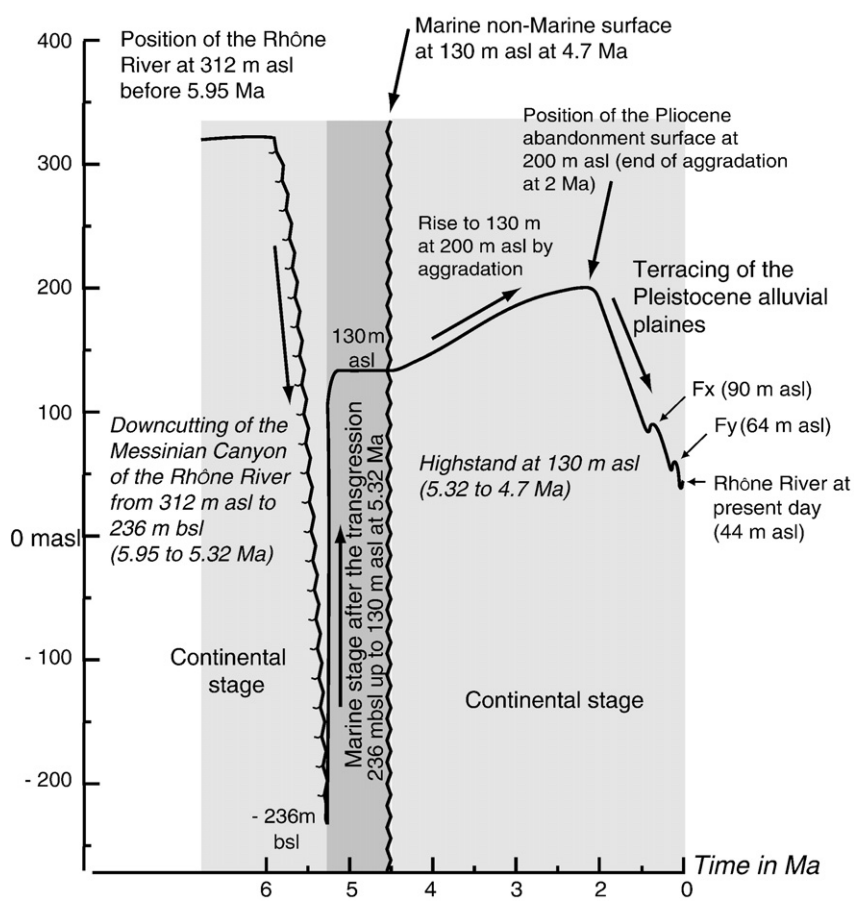


Fig. 3. Reconstruction of the Rhône base-level evolution since 6 Ma based on the Messinian–Pliocene benchmark levels (after Mocochain et al., 2006b).

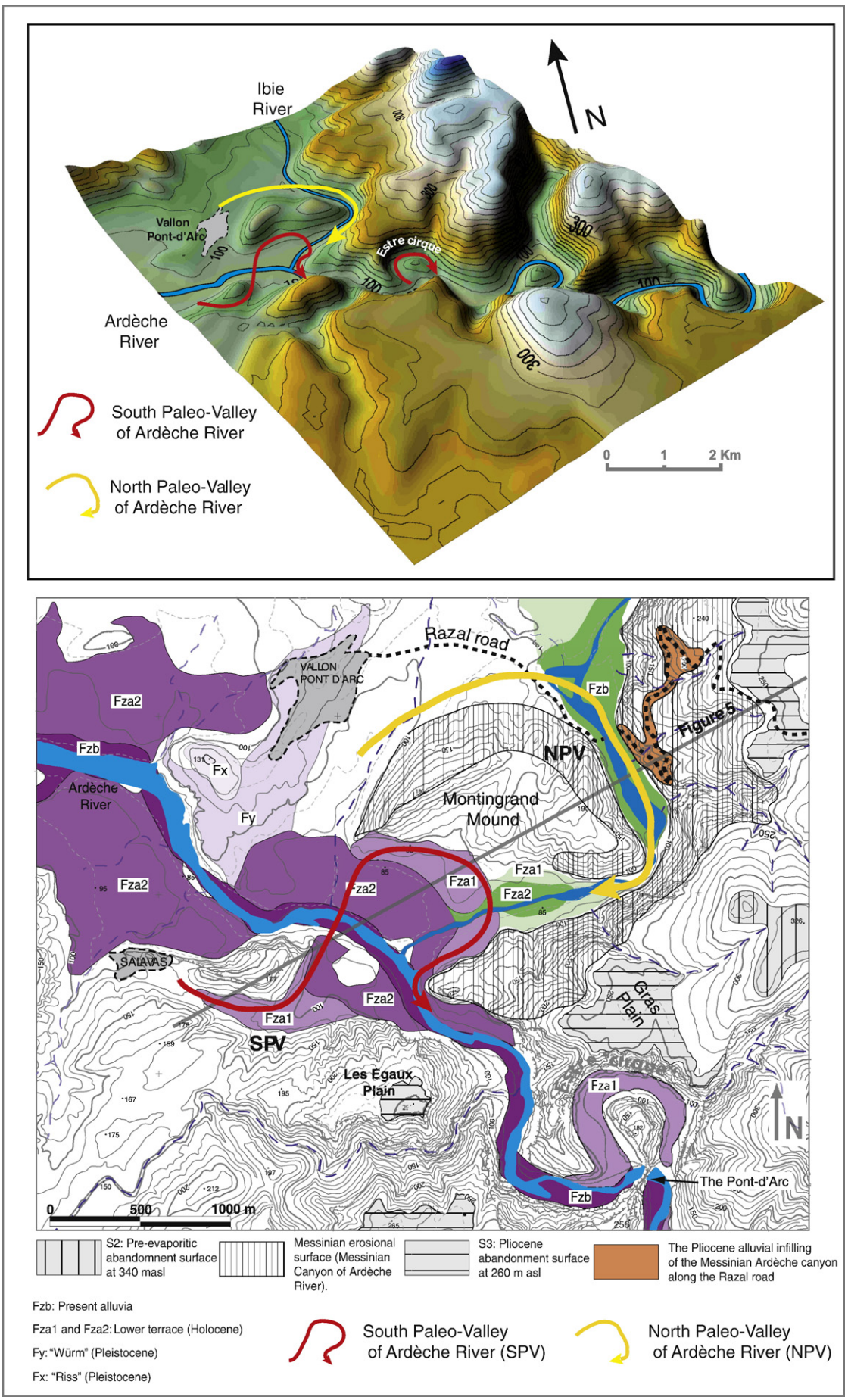


Fig. 4. Physiography and location of the Ardèche valley and the alluvial sediments around Vallon-Pont-d'Arc.

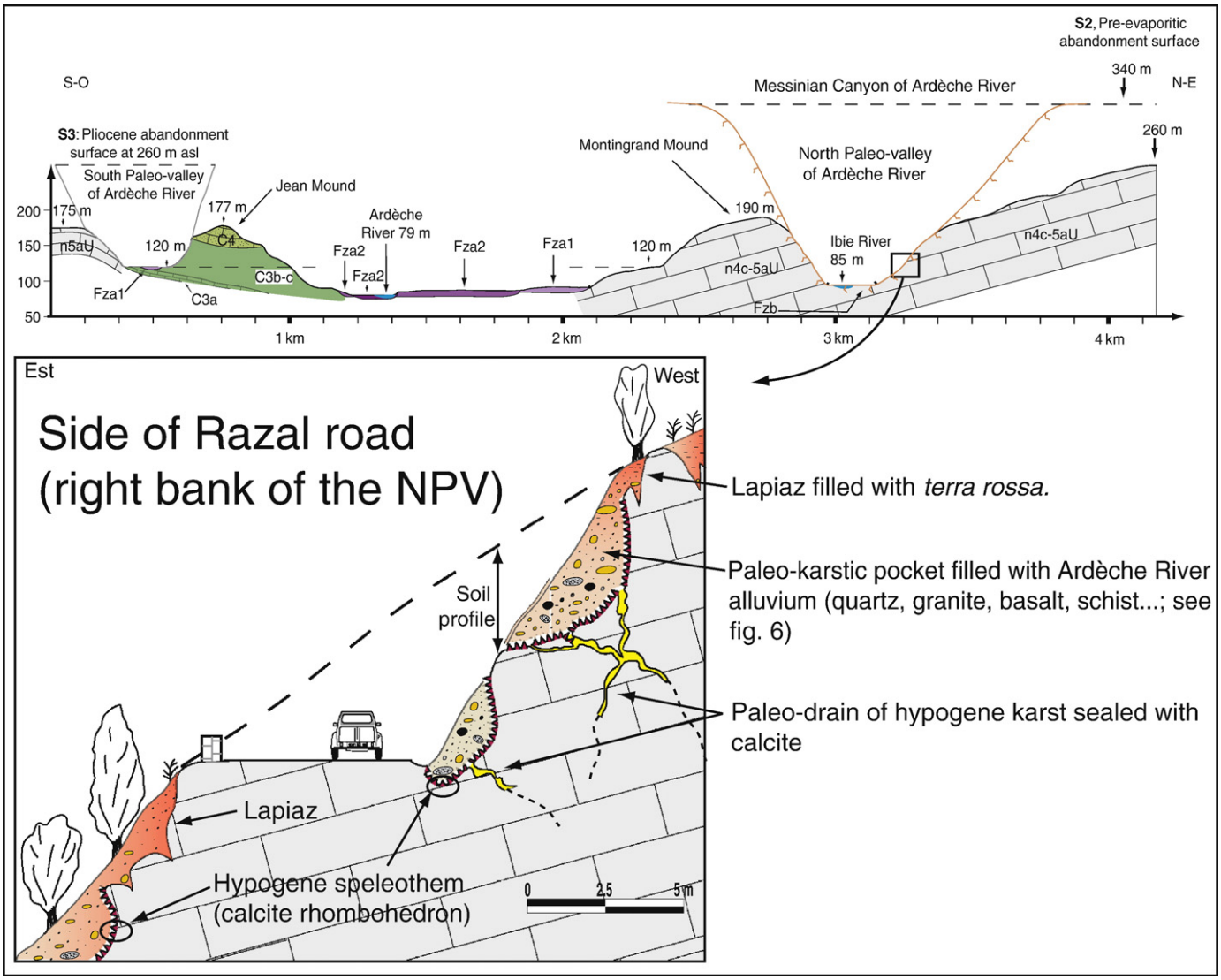


Fig. 5. a. Geological cross-section (located in Fig. 4) across the North Paleo-Valley (NPV), the South Paleo-Valley (SPV) and the present Ardèche valley. b. Detail of the left flank of the NPV and its paleokarst filled with fluvial material. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Surface S_1 forms the largest part of the Saint-Remèze Plateau at an average elevation of 400 m. In contrast to surface S_0, the S_1 surface does not exhibit any correlative deposits. Around the Alpine foreland, the S_1 extent is so considerable, and its planarity so remarkable, that it is considered to be a wave-cut platform, developed during the Middle Miocene (Besson, 2005). Surfaces S_0 and S_1 form a system of faceted surfaces (Baulig, 1956), whose genesis was controlled by the geodynamics of the Alpine foreland basin (Mocochain et al., 2006a).

Surface S_2 is smaller; it is encased in S_1 and lines the median section of the Ardèche Canyon, predominantly on the left bank. Recent studies of the unroofed cave systems have shown that the S_2 surface corresponds to the Pre-evaporitic abandonment surface (Martini, 2005; Mocochain et al., 2006a). Surface S_2 is presently degraded and located at elevations ranging between 300 and 330 m. It is a low gradient surface that was generated by the Ardèche River itself. Consequently, S_2 develops along the edge of the canyon as a narrow belt, and is veneered by scarce fluvial pebbles. Only quartz and quartzite pebbles remain after the intense weathering of this old Ardèche alluvial plain.

Surface S_3 is small. It only extends to the upstream and downstream sections of the canyon. It gradually connects with the Pliocene abandonment surface of the Rhône and Ardèche rias. Upstream, near Vallon-Pont-d'Arc, S_3 cuts through the Urgonian anticline on both sides of the canyon at 260 masl. Downstream of the Ardèche canyon, S_3 develops

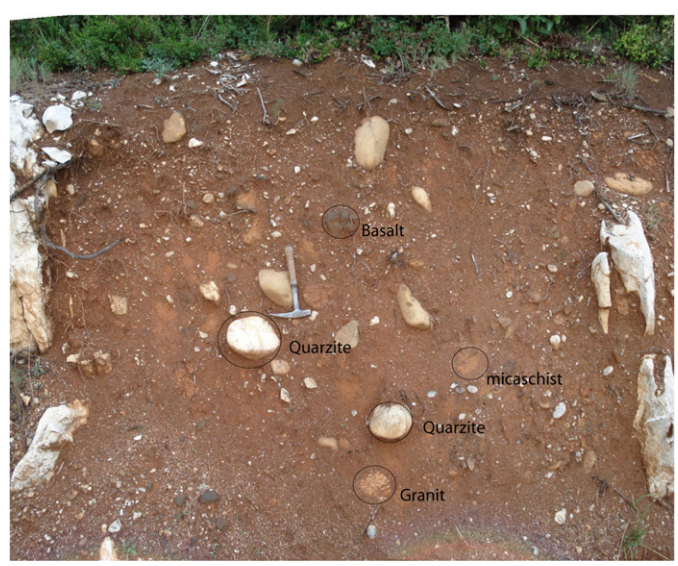


Fig. 6. The weathered infilling of the paleokarst along Razal road, showing allogenic fluvial material from the Pliocene Ardèche, mixed with karstic *terra-rossa*. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

around 220 masl. This topographic gradient corresponds to the graded profile of the old Ardèche valley, which is similar to the current one at the bottom of the canyon. This S_3 erosional surface (cut through the limestone plateau), which connects with the alluvial Pliocene abandonment surface, is a valuable benchmark level, since it allows correlations to be made between fluvial filling, erosional surfaces and cave systems.

3.2. The successive Ardèche valleys around Vallon-Pont-d'Arc

Around Vallon-Pont-d'Arc, the study of the landscape, the topography, and the fluvial formations allows us to identify three successive valleys for the Ardèche: the present valley, a dead canyon to the south, and a paleo-canyon to the north, wherein the Ibie River presently flows (Figs. 4 and 5).

The modern Ardèche valley is straight, oriented NW–SE. It crosses perpendicularly through the geological structures in a non-readjusted course. The second valley, called the South Paleo-Valley (SPV), is a succession of two abandoned meanders located at each extremity of the modern valley. The first meander is an abandoned gorge. The valley is about 60 m deep and is located immediately to the south of the present valley. The village of Salavas marks the inlet of the first meander downcut at the contact between the Cretaceous sandstone and the Urgonian limestone. The SPV continues towards the north and forms a meander that has reshaped the south flank of the Montingrand Hill. The SPV alluvial sequence has been called the "Terrace Fza1" by Pascal et al. (1989).

The third valley of the Ardèche, called the North Paleo-Valley (NPV) is located further north. It forms a short canyon between Montingrand Hill on the right bank and the talus of the Saint-Remèze Plateau on the left bank. The Ibie River flows through this canyon, upstream from its confluence with the Ardèche River.

Paleokarst outcrops on the left bank of the NPV, along the Razal road (Fig. 5). This paleokarst develops along the Cévennes fault system. These faults were originally karstified by hypogenic processes (i.e., ascribed to a thermo-mineral ascending flow), long before the NPV itself. The subsequent erosion opened these paleokarsts, making their filling possible.

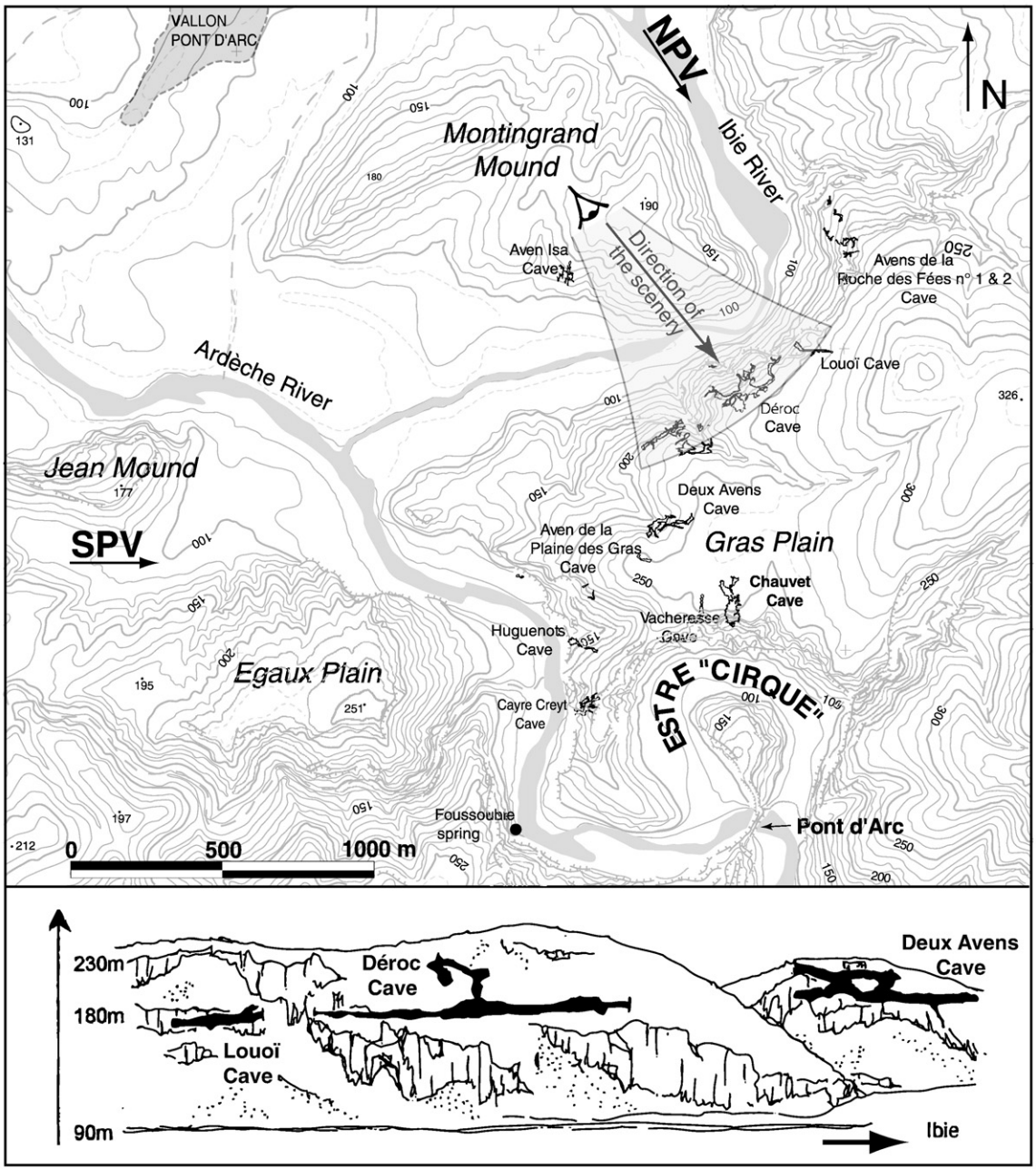


Fig. 7. Location map and schematic view of the main caves of the Plaine des Gras along of the Ibie valley (after Monteil, 1998).

Fig. 8. The allogenic fluvial infilling that plugs Déroc cave. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The paleokarst infilling is made of pebbles of quartz, basalt, granite, gneiss, micaschist, and quartzite, some of them being up to 30 cm long (Fig. 6). Such a petrography is similar to the recent Ardèche terraces, which are fed by an allogenic catchment from the Cévennes (Fig. 1). In contrast, the Ibie alluvial sediments are fed by a catchment entirely in sedimentary rocks, where no crystalline pebble has been mentioned up to now. Consequently, the NPV was first downcut by the Ardèche River, then abandoned, and finally re-used by the Ibie River.

These paleokarst forms outcrop along Razal road, from the bottom of the NPV at about 100 masl, up to 215 masl. On the lower part of the slope, the fluvial material is fresh. Upslope, its weathering gradually increases. On the highest part of the slope only small quartz almonds, up to 2 cm, remain. They are mixed with beige clay originating from the weathering of the phyllosilicates and the basalts. Close to the surface, the fluvial material is mixed with *terra rossa*. The *terra rossa* formation, which is ubiquitous on the karst surface, has been washed into the paleokarst pockets during the Pleistocene (Blanc, 1964).

In places, recent road work has completely destroyed the paleokarst and its infilling. It shows that this infilling is spread out as a thin veneer along the slope. From this, we deduce that the present NPV slope corresponds to the original slope of the valley with its alluvial infilling protected in shallow paleokarstic pockets (Figs. 4 and 5).

3.3. Cave levels around the Plaine des Gras

The evolution of the base level is the main factor that determines the organisation of the karst drainage, and consequently of the cave levels (Palmer, 1987). The base-level curve is the referential used in this paper to constrain the evolution of both karst and surficial geomorphology.

The region of Vallon-Pont-d'Arc, and more particularly the Plaine des Gras area, presents a considerable number of caves and karstic formations amongst which the Chauvet Cave, famous for its Palaeolithic paintings (Fig. 7). Most of the caves are located along the edge of the Ardèche and Ibie valleys, such as Chauvet, Déroc, and Louoï caves, as well as the Deux Avens cave. These caves are short (less than 500 m), because of calcite deposits or flowstone filling. The caves display large horizontal drains, often more than 10 m wide, mainly located at about 190 m elevation, such as Déroc, Louoï, Chauvet, and Deux Avens caves, and also the Plaine des Gras Aven. Because these cave levels cut through the folded structures, and since they are not related to any impervious basement, they can be considered as good indicators of their contemporaneous base level.

Three sediment facies are present: (1) The alluvial facies has an allogenic petrography, similar to the fluvial filling of the Razal road paleokarsts (Fig. 8). Although buried and thus preserved from erosion, this infilling is weathered: limestone pebbles have disappeared; granite pebbles are weathered and only a few remains of them can be found; (2) The second facies is composed of yellow sand with fine quartz grains and mica flakes; (3) The third facies is made of fine beige silt and clay, rich in mica. This last facies is common in the Saint-Remèze Plateau caves. It indicates an environment characterized by non-turbulent flow and buried deposits (Mylroie and Sasowsky, 2004). The first two facies are similar to the Ardèche alluvium. It shows that the Ardèche River played an important role in the development of the caves around Vallon-Pont-d'Arc.

Paragenetic features, formed by solution along walls and ceilings, are frequent. They also record the progressive filling of the caves by the fluvial sediments.

4. Chronology and dynamic of the Ardèche valley around Vallon-Pont-d'Arc

4.1. The South Paleo-Valley (SPV) and the present Ardèche valley

The presence of three successive valleys in the vicinity of Vallon-Pont-d'Arc raises the question of the deflection mechanism that is responsible for the shifting of the Ardèche River course from one valley to another. The process of self-piracy caused by meander cut-offs explains the abandonment of the first meander of the SPV resulting in the course of the current Ardèche (Figs. 4 and 9). When the cut-off occurred, the river was translated towards the south by avulsion, a process that was responsible for the second meander abandonment. This interpretation is mainly supported by the cartography of the terraces Fza_1 and Fza_2. The deposit Fza_1 corresponds to the course of the Ardèche in the SPV whereas the deposit Fza_2 corresponds to the course after the cut-off (Fig. 4). These two successive terraces mark a two-phase evolution of the self-piracy, a mechanism which is concurrent with the stepping dynamic of the Pleistocene terraces. It implicitly suggests that the downcutting of the NPV occurred prior to the SPV downcutting.

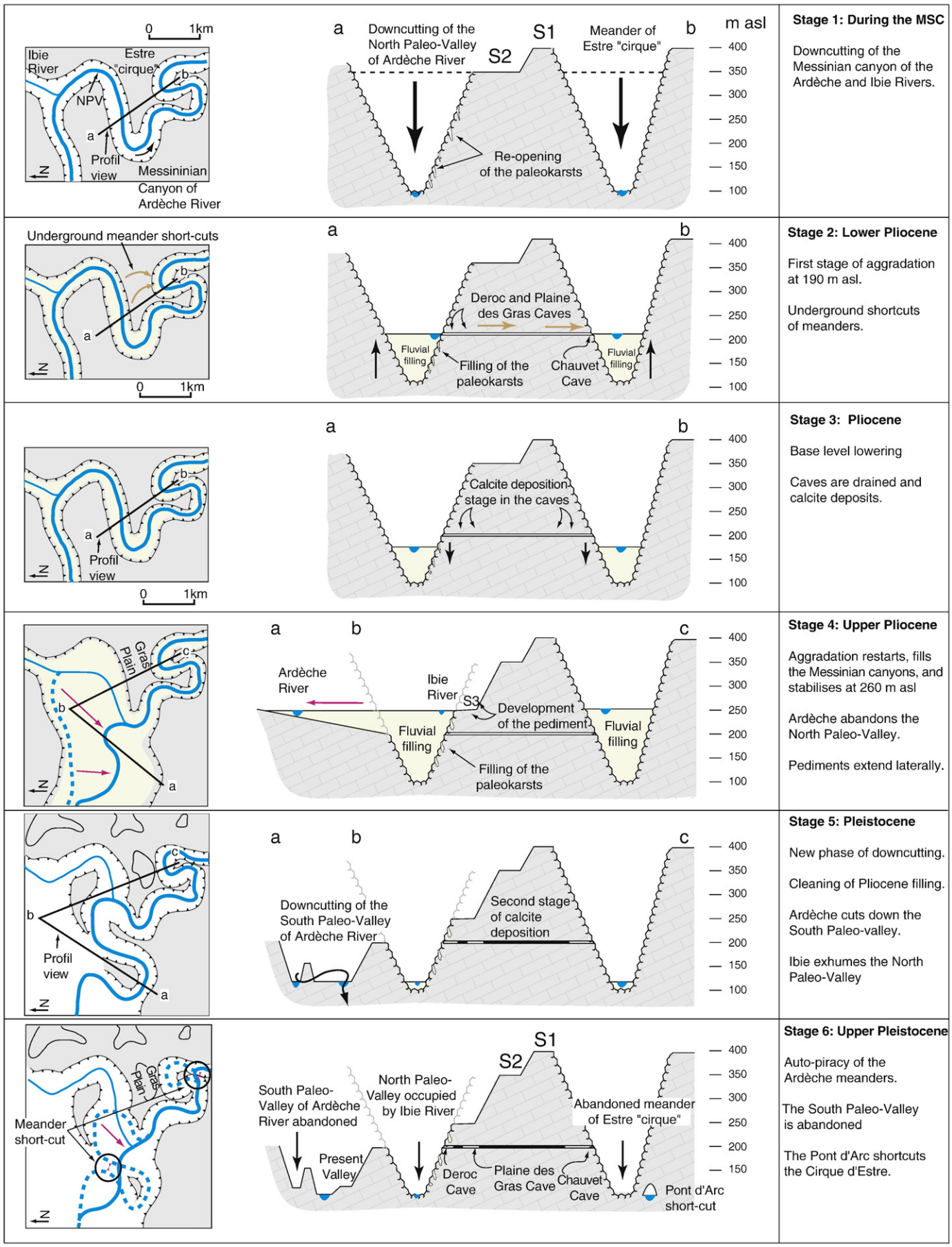
4.2. The North Paleo-Valley (NPV)

Although the North Paleo-Valley is the most ancient valley, its talweg at 100 masl, is lower than the talweg of the SPV (130 masl). This implies that the deflection process between the NPV and the SPV necessarily follows an infilling phase of the NPV (Fig. 9).

Fluvial formations trapped on NPV bank (paleokarst and caves) are continuous over a 115 m vertical range and are in primary position. This setting cannot be interpreted as a part of the succession of Pleistocene terraces, since they never exceed a thickness of 20 m in the area (Labrousse, 1977). Thus, the deposit trapped in the Razal road paleokarst is therefore not correlative with the NPV downcutting but might rather correspond to the Ardèche infilling by aggradation. This suggests that the downcutting of two successive valleys by the Ardèche is separated by an important phase of infilling. This infilling would therefore have provoked the aggradation epigenesis responsible for the shift of the Ardèche from the NPV to the SPV.

The mechanism of aggradation epigenesis corresponds to a general process of river rise that enables streams to be upraised above their valley bottoms and even above their interfluves, resulting in the subsequent change of their course. Baulig (1928) detailed this deflection mechanism. Clauzon (Clauzon and Beaudoin, 1994; Clauzon et al., 1995; Clauzon, 1996; Clauzon and Rubino, 2001; Clauzon et al., 2004) already attributed this mechanism to the infilling of the Messinian canyons

Fig. 9. Reconstruction of the paleogeographic evolution of the Ardèche-Ibie confluence for the last 6 Ma. The main part of the Ardèche evolution occurs at the left side of the cross-section, in a wide alluvial plain. Horizontal distances are not to scale.


0 1km
Ibie River
Estre "cirque"
NPV
Profil view
Messininian Canyon of Ardèche River
a
b
Downcutting of the North Paleo-Valley of Ardèche River
S1
S2
Meander of Estre "cirque"
Re-opening of the paleokarsts
m asl
400
350
300
250
200
150
100
Stage 1: During the MSC
Downcutting of the Messinian canyon of the Ardèche and Ibie Rivers.
Underground meander short-cuts
Deroc and Plaine des Gras Caves
Fluvial filling
Filling of the paleokarsts
Chauvet Cave
Stage 2: Lower Pliocene
First stage of aggradation at 190 m asl.
Underground shortcuts of meanders.
Calcite deposition stage in the caves
Stage 3: Pliocene
Base level lowering
Caves are drained and calcite deposits.
Gras Plain
c
Ardèche River
Ibie River
S3
Development of the pediment
Stage 4: Upper Pliocene
Aggradation restarts, fills the Messinian canyons, and stabilises at 260 m asl
Ardèche abandons the North Paleo-Valley.
Pediments extend laterally.
Downcutting of the South Paleo-Valley of Ardèche River
Second stage of calcite deposition
Stage 5: Pleistocene
New phase of downcutting.
Cleaning of Pliocene filling.
Ardèche cuts down the South Paleo-valley.
Ibie exhumes the North Paleo-Valley
Meander short-cut
South Paleo-Valley of Ardèche River abandoned
North Paleo-Valley occupied by Ibie River
Abandoned meander of Estre "cirque"
Present Valley
Deroc Cave
Plaine des Gras Cave
Chauvet Cave
Pont d'Arc short-cut
Stage 6: Upper Pleistocene
Auto-piracy of the Ardèche meanders.
The South Paleo-Valley is abandoned
The Pont d'Arc shortcuts the Cirque d'Estre.

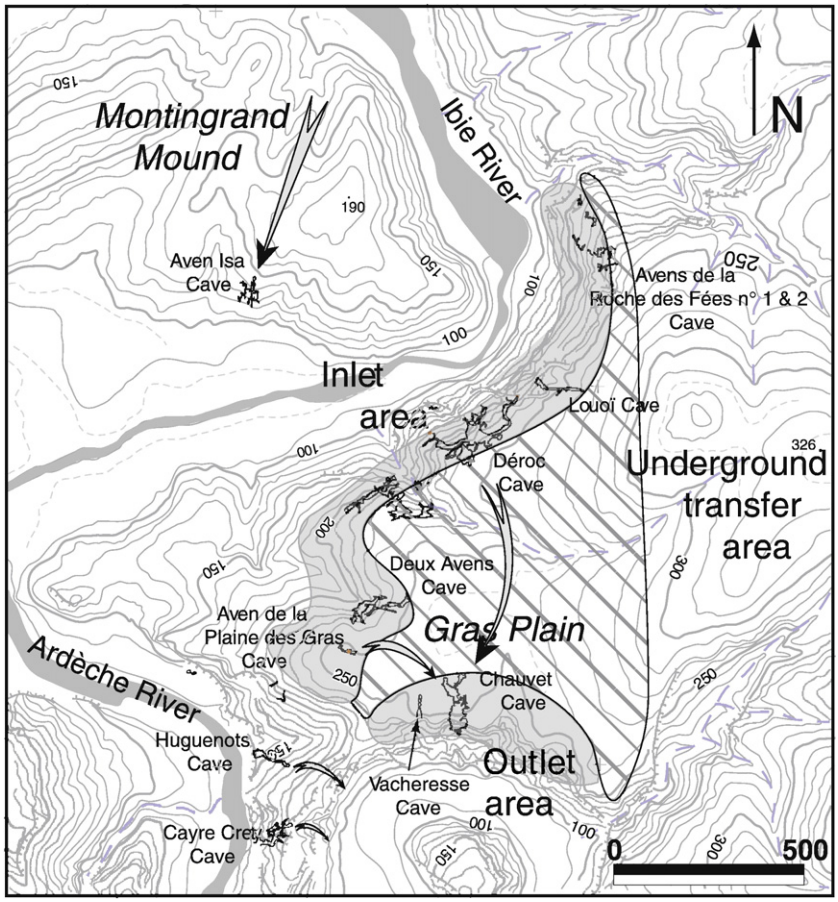


Fig. 10. Dynamics of the meander short-cut through the Plaine des Gras caves (*aven* means "shaft"). Vertical scale: m asl.

during the Pliocene. More generally, this mechanism allows the quasi-systematic identification of the fossil Messinian canyons that have been totally infilled by the Pliocene fluvial processes.

Thus, the Ardèche abandoned its NPV first due to the infilling process, and then underwent a lateral displacement towards the south. During a second incision phase, the Ardèche downcut the SPV (Fig. 9). The Ibie, which is an Ardèche tributary, must have flowed just above the NPV at the end of the infilling process, before its exhumation during the second downcutting phase.

The two deflections observed around Vallon-Pont-d'Arc allow us to propose the interpretation that the MSC triggered the downcutting of the NPV from the Pre-evaporitic abandonment surface (360 masl; Martini, 2005) down to a depth of 100 masl. During the Pliocene, the Ardèche Messinian canyon, which was under the control of the Rhône aggradation, underwent the same infilling process as attested by the presence of Ardèche alluvium trapped in the Razal road paleokarst and caves. The aggradation reached 260 masl, the level of the Pliocene abandonment surface around Vallon-Pont-d'Arc (Mocochain et al., 2006a). Having left its Messinian canyon (the NPV), the Ardèche flowed onto the Pliocene abandonment surface and migrated laterally by avulsion towards the south. This lateral displacement resulted in a second downcutting of the Ardèche (the SPV) during the Pleistocene, while the Ibie River excavated the NPV (Messinian canyon of the Ardèche River; Fig. 9).

5. Discussion: deflection impacts on the karst

5.1. Fluvio-karst genesis for the Plaine des Gras caves

The 190 masl cave level was connected to an ancient base level of the Ardèche River (Fig. 7). This well-marked level, allied with the size of the galleries, corresponds to a long period of base-level stability. The Ardèche river brought allogenic fluvial material into swallow holes, eventually filling the caves (Fig. 8). Furthermore, the distribution of the caves on both left banks of the meander neck suggests the presence of an underground short-cut through the Plaine des Gras area. The inlets of this underground meander short-cut were in the NPV, whereas Chauvet Cave, located in the meander of the Estre "cirque", would have been the outlet (Figs. 7 and 10).

This interpretation explains the presence of allogenic infilling that characterizes the local caves, their location, and their dimensions (Ferrier et al., 2005; Mocochain et al., 2006a). Only a swallowing allogenic river (Palmer, 2001), such as the Ardèche, could represent an erosional agent capable of generating such large cave systems and subsequently of filling them.

Their underground short-cuts could therefore not have been set up during the Pleistocene (Mocochain et al., 2006a), because at this time the Ardèche had already left the NPV after the aggradation epigenesis. A major portion of the Vallon-Pont-d'Arc caves is characterized by typical flooded morphologies, displaying widespread paragenetic features. Considering the connection of these caves with the Ardèche valley, these flooded features could potentially have been formed during river flooding. However, these features are sometimes observed at considerable elevations of 120 m, largely exceeding the water height that the Ardèche can reach during a flood. The vertical distribution of these features suggests a permanent flooding of the karst due to a base-level rise: i.e. the Ardèche River aggradation. As a consequence, the caves of the Plaine des Gras could have only been set up during the Pliocene when the Ardèche River infilled its canyon. A Messinian age for the underground short-cuts is unlikely, because during the MSC, caves developed vertically according to the deepening of the base level and display torrential features.

The caves at 190 masl are underground meander short-cuts of the Ardèche developed during a prolonged period of base-level stability. This phase of relative stability corresponds to a break between two aggradation phases. Such a condition only occurred during the Pliocene, after infilling of the first part of the Ardèche NPV.

In several caves at 190 m elevation (Déroc and Louoï caves; Fig. 7), we observed intensively corroded flowstones, covered with fine-clay and more recent calcite. Similar observations were made both in the caves of the Estre "cirque" (Delannoy et al., 2001b; Ferrier et al., 2005) and in those located downstream of the Ardèche canyon (Mocochain et al., 2006b). The calcite deposition occurred during a draining phase of the caves, induced by a drop of the Ardèche River base-level. This draining phase was followed by a second flooding phase that corroded the flowstones and filled the caves with fine clay and alluvial material. Both draining and flooding phases are incompatible with the Pleistocene period as stated previously by Delannoy et al. (2001b). Consequently, they could only have occurred during the Pliocene (Mocochain et al., 2006c).

The study of the benchmark levels of the Rhône valley enables us to draw a curve for the evolution of the regional base level (Fig. 3). Conversely, the smallest base-level oscillations have only been recorded in the caves that can preserve the imprints of events that usually left no traces on the surface. Studying the endokarst has therefore yielded additional information to improve the regional base-level evolution curve during the Pliocene aggradation cycle (Fig. 11).

5.2. Speleogenesis along the Ardèche canyon

Several caves along the Ardèche canyon correspond to short gallery segments which are consequently difficult to access. However, their study has revealed sedimentological and morphological characteristics similar to those of the caves of the Vallon-Pont-d'Arc area. We have drawn up an inventory of the caves based on three criteria representative of the underground meander short-cuts: a geographical positioning of the caves compatible with an underground short-cut, the presence of allogenic fluvial infilling, and the development of large underground voids. This inventory was then compared with the base-level evolution curve (Appendix 1; Fig. 11). It reveals a strong correlation between the elevation of the cave levels and the elevation of the Ardèche stability phases. The speleogenetical stages that are best recorded are those found: a) at 130 masl, downstream of the canyon (Saint-Marcel cave), which is correlated with the Pliocene sea-level high-stand (Marine/non-marine surface); b) at 190 masl in the upstream part of the canyon (Déroc and Chauvet Caves, Plaine des Gras Aven), which are correlated with the intermediate phase of the Pliocene valley filling; c) around 220 masl (Saint-Marcel cave, Neuf Gorges cave, etc.), which are consistent with the Pliocene abandonment surface (Appendix 1; Fig. 11); and d) at 330 masl, correlated with the Pre-evaporitic abandonment surface (Bartade cave, Aiguèze cave; Fig. 12).

Underground meander short-cuts are present everywhere in the Ardèche canyon, from the Pre-evaporitic abandonment surface down to the current Ardèche River level (Fig. 12). The correlation drawn between the meander short-cut elevations and the base-level evolution shows that the predominant speleogenetic process in Saint-Remèze Plateau stretches over a period of more than 4 Ma (between 6 and 2 Ma), and preferentially during aggradation phases of the river (Fig. 11).

5.3. The karstic pediments around Vallon-Pont-d'Arc

Around Vallon-Pont-d'Arc, the fluvial Pliocene abandonment surface extends into the S_3 low gradient surface (Fig. 2). It is situated at the inlet of the canyon on the right bank of the so-called 'Egaux Plain', and on the left bank of the Plaine des Gras (Fig. 4). The size of the Plaine des Gras is not very extensive (1.5 km^2) and it ends with an important knick point (Fig. 13). The transversal profile of this low-gradient surface shows a gentle slope. The slope and the direction of S3 surface result from processes along slopes and not at the level of the alluvial plain; consequently, an abrasion terrace made by river erosion or a lateral corrosion is unlikely. Its transverse profile is characteristic of pediment. If pediments are usually described in arid and semi-arid areas, such features are also frequent in karst environment, especially in Southern France (Nicod, 1985). This surface covers a large area along the edge of the left bank of the Ibie valley such that the whole western edge of the plateau is affected (Fig. 2). This morphological unit always shows the same transversal profile. The abrupt slope of the Ibie valley is broken at its junction with the surface S_3 that has a gentle slope. S_3 is interrupted thereafter by a knick that marks the foot of a particularly regular slope (Fig. 13).

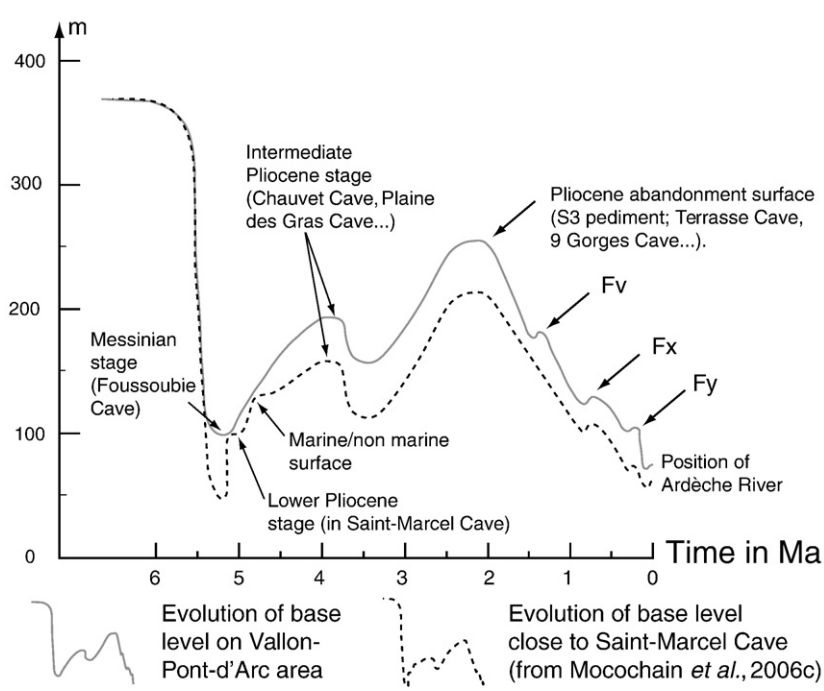


Fig. 11. Base-level evolution curve based on the Messino-Pliocene benchmark levels in the Middle Rhône valley, coupled with the level of the cave.

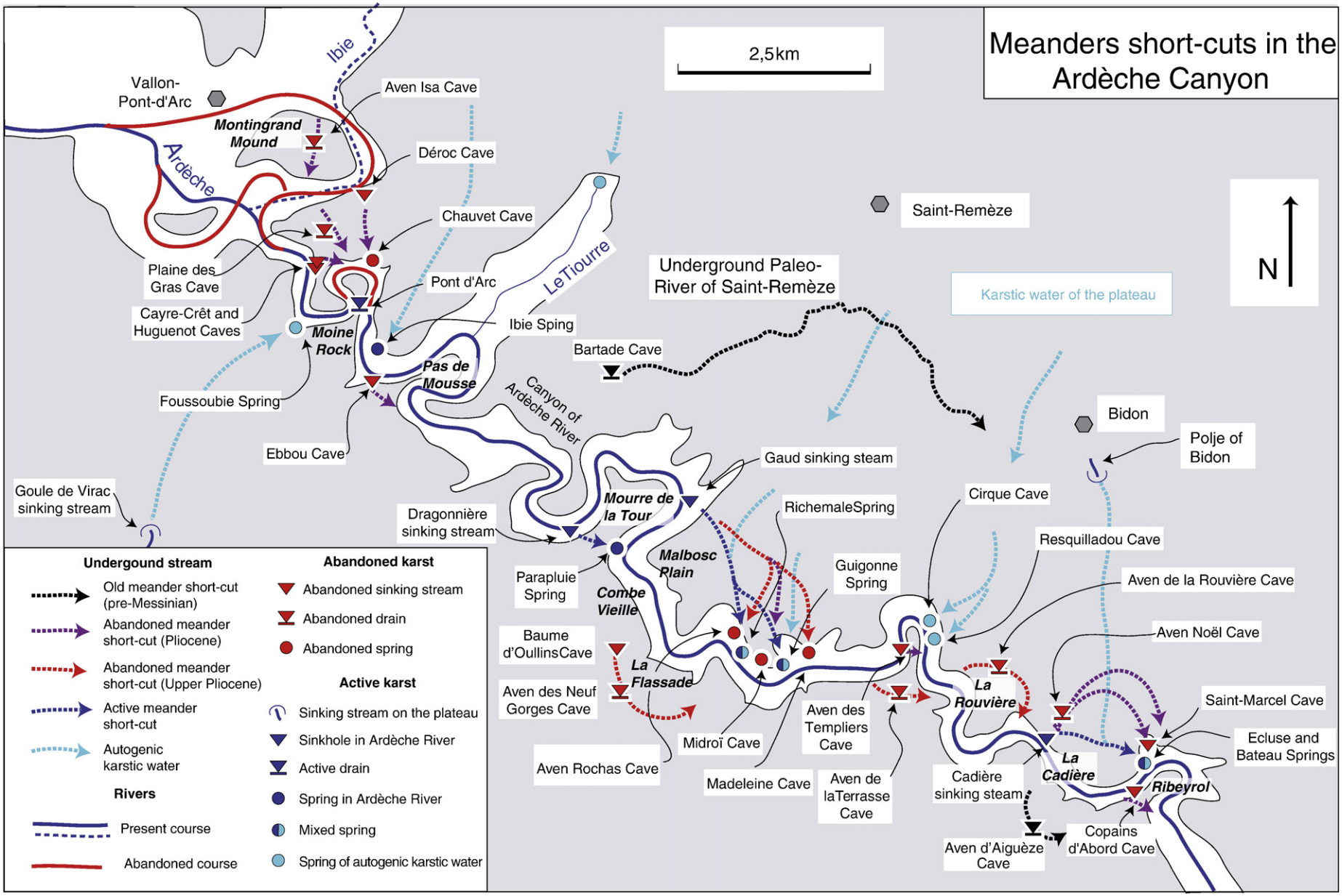


Fig. 12. Map of the main underground short-cut along the Ardèche gorges (*aven* means "shaft").

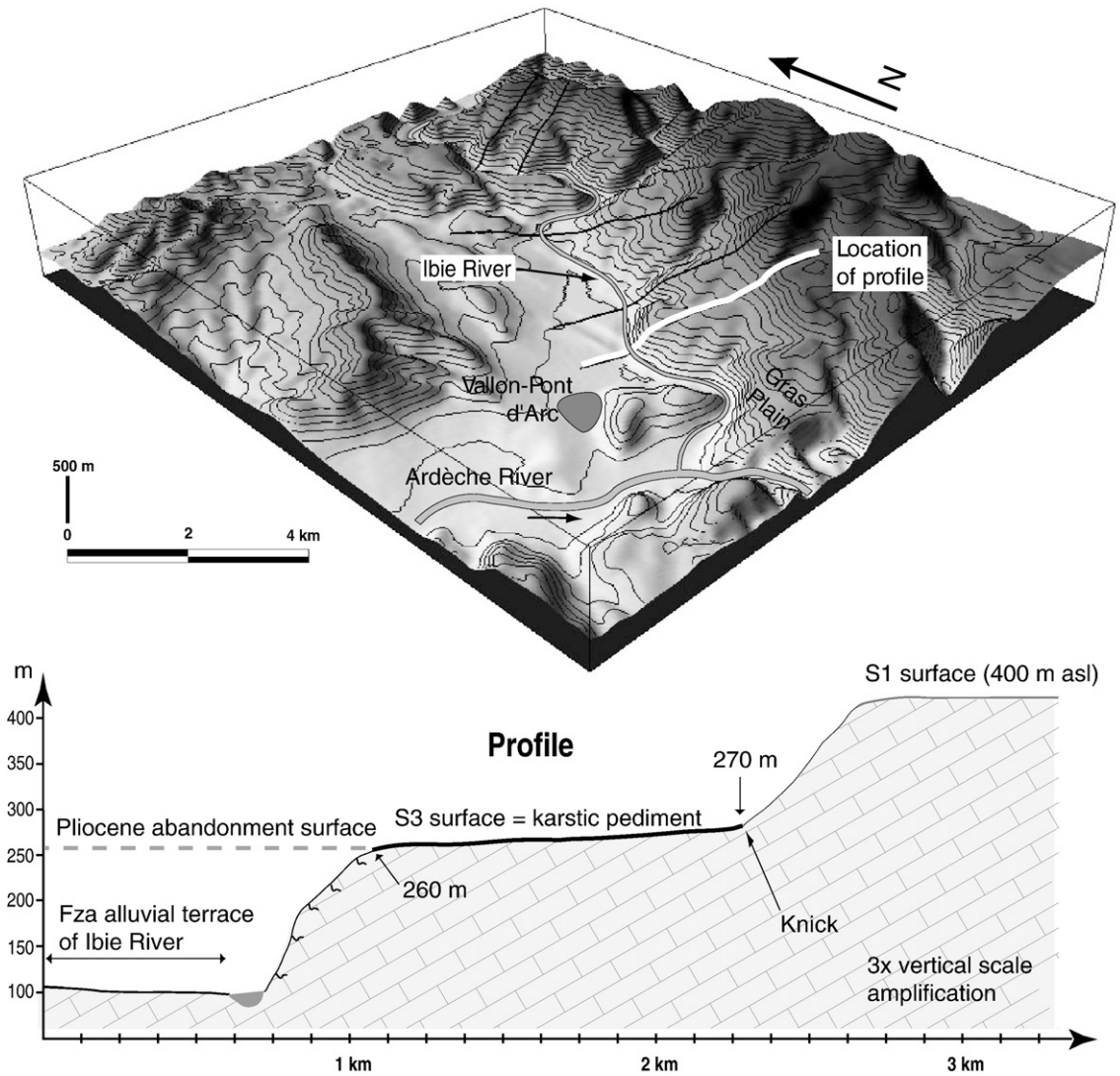


Fig. 13. Topographical section of the low gradient surface S_3 along the Ibie valley.

In the landscape, the pediment is connected to the Pliocene abandonment surface. Thus, the abandonment surface was the base level of a very active morphogenetic process that has reshaped both the eastern and western slopes of the Saint-Remèze Plateau. Corrosion is the principal geomorphic mechanism for the origin of this pediment (Corbel, 1963; Nicod, 1985). Under present conditions, the infiltration of water in the karst would prevent any relief morphogenesis; this is the so-called principle of 'karstic immunity'. The pediment development along the edge of the Ibie valley (S_3) was possible only because the cave system disfunctioned, or was maybe blocked, at the end of the Pliocene period following the aggradation of the Ardèche and Ibie.

The blocking of cave systems induced a reactivation of the morphogenesis onto the surface. Furthermore, the development of the pediments with pronounced impact on the landscape could only happen during a prolonged period of stability. Such stability of the rivers at higher elevation is undoubtedly the result of the extension of a graded long profile resulting in river stability and the progressive cessation of the aggradation.

Finally there is a zonal relationship between the pediments and the uppermost stage of the cave systems. No pediment at all occurs in the median segment of the Ardèche valley, however a cave level related to the Pliocene abandonment surface is present (Appendix 1; Fig. 12). Conversely, no cave system close to the Pliocene abandonment surface could be found close to the pediment zones. Therefore, it seems that the development of either of these two morphological features prevents the other from developing. They simply correspond to opposite types of flow which cannot act simultaneously, either at depth or on the surface.

6. Conclusion

The middle Rhône valley presents five attributes allowing us to consider that the Saint-Remèze Plateau is a reference site for the Mediterranean basin: (1) it is developed on a limestone substratum; (2) it is close to the Mediterranean Sea; (3) it is downcut by the Messinian canyon of the Rhône; (4) it is intensely karstified both on the surface and at depth; and finally (5) the four benchmark levels of the MSC are present on the edge of the Plateau.

Due to their morphology and the nature of their alluvial sediment, the abandoned valleys of the Ardèche River around Vallon-Pont-d'Arc exhibit diachronism in their incision that is related to the considerable Pliocene infilling. In fact, the bottom of the Messinian canyon of the Ardèche has been identified, thus revealing that the whole downcutting only occurred during the MSC. Moreover, since the Saint-Remèze surface where the Ardèche canyon is downcut has been dated to 5.45 Ma (Martini, 2005), and since the MSC ended at 5.32 Ma, we argue that the Ardèche canyon downcutting occurred during a time span of only 100,000 years. The chronology of the Messinian–Pliocene cycle events has been reconstructed by the study of benchmark levels. Notably, the identification of

the Ardèche Messinian canyon has enabled us to propose a new interpretation for the mechanisms of speleogenesis. Large underground meander short-cuts were formed in the Pliocene during the phases of relative stability of the Ardèche River between two aggradation periods.

The dynamics and amplitude of the river aggradation during the Pliocene are responsible for the blocking of the endokarst. It has favoured the restarting of surface morphogenesis by developing karstic pediments that have reshaped the edges of the Saint-Remèze Plateau.

From a geodynamic and chronological point of view, the model we present does not agree with previous interpretations that postulated a stepping *per descensum* of both surficial landforms and caves. This model proposes a better understanding of peri-Mediterranean karst genesis and demonstrates that the MSC's impact on the karst is not limited to the Messinian episode alone, but that its impact transcends the Pliocene.

Acknowledgements

Olivier Peyronel (SIGARN) showed us the Razal Road site. We are grateful to Paola Tognini, Leonardo Piccini, Nick Marriner, and to an anonymous reviewer for their thorough remarks. We thanks the MRN team of CEREGE for funding this study.

Appendix A. Characteristics of the short-cut meanders of the Ardèche River

Cave	Name of meander	Alt. of entrance cave	Alt. of cave development	Correlation with a bench mark level or a recognized Ardèche level	Morphological observation	Sedimentary observation
Bartade Cave	Saint-Remèze plateau	360	360	Pre-evaporitic abandonment surface	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Allocthonous fluvial sand and crystalline pebbles.
Aven d'Aigèze Cave	Ribeyrol	380	350	Pre-evaporitic abandonment surface	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	
Aven des Neuf Gorges Cave	La Flassade	320	240	Pliocene abandonment surface of Ardèche River	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Allocthonous fluvial sand
Rochas–Midroï Caves	Mal Bosc Plain	260 (Rochas) 85 (Midroï)	240	Pliocene abandonment surface of Ardèche River	Network formed by large flowpath stepped with phreatic features.	Allocthonous fluvial sand, white sands and black magnetic particles
Terrasse Cave	La Maladrerie des Templiers	275	230	Pliocene abandonment surface of Ardèche River	Large dry flowpath with phreatic features. Flowpath infilled by calcite deposit.	Allocthonous fluvial sand
Baume d'Oullins Cave	Combe Vieille	230	230	Pliocene abandonment surface of Ardèche River	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Allocthonous fluvial sand and crystalline pebbles.
Aven de la Rouvière	La Rouvière	260	230	Pliocene abandonment surface of Ardèche River	Dry flowpath with feature of the phreatic zone. Flowpath infilled by calcite deposit.	Allocthonous fluvial sand
Saint-Marcel Cave		50/100/260	50/100/130/160/220	50: present position of Ardèche River. 100: Lower Pliocene stage. 130: marine/no marine surface. 220: Pliocene abandonment surface	Flowpaths network abandoned or actives according to its elevation between the base level. Three underground short-cut meanders: Boucle Active by Cadière sinking stream (alt. 50); Boucle Cristalline (alt. 130) and the Grande Boucle (alt. 160 m).	Allocthonous fluvial sand and crystalline pebbles.
Plaine des Gras Cave	Gras Plain	255	190	Intermediate Pliocene stade (fig. 9)	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Allocthonous fluvial sand
Chauvet Cave	Gras Plain	190	190	Intermediate Pliocene stade	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Allocthonous fluvial sand
Déroc Cave	Gras Plain	190	190	Intermediate Pliocene stade	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Crystalline pebbles.
Madelaine Cave	La Madeleine	230/190/145	170	Intermediate Pliocene stade (fig. 9)	Network formed by large flowpath stepped with phreatic features.	White sands and black magnetic particles
Aven Isa Cave	Mound of Montingrand	141	120	No	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Crystalline pebbles
Cayre-Crêt Cave	Cayre-Crêt Rock	90	120	No	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Allocthonous fluvial sand
Copains d'Abord Cave	Ribeyrol	100	100	Lower Pliocene stage (Fig. 9)	Dry flowpaths with features of the phreatic zone.	Crystalline pebbles.
Huguenots Cave	Cayre-Crêt Rock	90	100	No	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	
Ebbou Cave	Pas de Mousse	80	80	No	Dry flowpath with feature of the phreatic zone.	Allocthonous fluvial sand
Pont d'Arc Cave	Moine Rock	70	70	Present position of Ardèche River	Arch vast	Alluvium of Ardèche River
Templiers Cave	La Maladrerie des Templiers	90	70	No	Small dry flowpath with phreatic features.	Allocthonous fluvial sand
Parapluie Spring	Mourre de la Tour	63	65	Present position of Ardèche River	Flowpath periodically flooded by the Ardèche river.	Allocthonous fluvial sand
Dragonnière sinking stream	Mourre de la Tour	65	60	Present position of Ardèche River	Flooded flowpath.	
Sinking stream of Gaud meander	Mal Bosc Plain	60	60	Present position of Ardèche River	Flowpath periodically flooded by the Ardèche river.	
Guigonne–Richmale Springs						
Cadière sinking stream–Saint-Marcel Cave–Ecluse/Bateau Springs	La Cadière	48 (Cadière) 46 (Ecluse/Bateau)	50	Present position of Ardèche River	Flowpath periodically flooded by the Ardèche river. Active short-cut meander.	

References

Aguilar, J.-P., Clauzon, G., Michaux, J., 1989. limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs: état de la question et remarques sur les datations à l'aide de rongeurs. Boll. Soc. Paleontol. Ital. (Bologna) 28, 137–145.

Ballesio, R., 1972. Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. (Lyon) 53 333 pp.

Baulig, H., 1928. Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Armand Colin, Paris.

Baulig, H., 1956. Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Ed. Ophrys, Paris.

Belleville, L., 1985. Hydrologie karstique: géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche. PhD Thesis, Univ. Sc. Med, Grenoble, 228 pp.

Bellier, O., Vergeley, P., 1987. Etats de contraintes et tectogenèse cénozoïque du plateau calcaire de basse Ardèche (France). C. R. Acad. Sci. Paris 305, 1379–1382.

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. Ph. D. Thesis. Ecole des Mines de Paris, 358 pp.

Blanc, J.-J., 1964. Recherches sur les sédiments argileux des grottes dans le Sud-Est de la France. Bull. Mus. Anthropol. Prehist. Monaco 11, 5–36.

Blanc, J.-J., 1976. Recherches géologiques à la grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche (Ardèche, France). Géol. Méditerr. III (4), 227–236.

Bonnet, A., 1963. Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes. Bull. Soc. Géol. Fr. 7, 543–554.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "*Desiccated deep-basin model* " (Hsu, Cita, Ryan, 1973). Bull. Soc. Géol. Fr. 24, 597–610.

Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. Géomorphologie 1, 3–22.

Clauzon, G., 1999. L'impact des variations eustatiques du Bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. Actes du colloque: la montagne méditerranéenne. Etud. Géogr. Phys. 28, 33–40.

Clauzon, G., Beaudoin, B., 1994. La mémoire du fleuve. Chronique du Var depuis 6 Ma. Archive ANDRA.

Clauzon, G., Mocochain, L., 2002. Saint-Restitut Belvédère. In: Besson, D., Clauzon, G., Coueffe, R., Dexcote, Y., Ferry, S., Gonzalo, J., Mocochain, L., Parize, O., Rubino, J.L., Suc, J.P., Tessier, B. (Eds.), Le Néogène de bassin d'avant pays rhodano-provençal, Livret guide de l'excursion Strati 2002, pp. 142–145.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., 2001. La crise de salinité messinienne et les Gilbert-deltas pliocènes, marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. Livret guide de l'excursion GDR-Marges Atelier messinien. 24 pp.

Clauzon, G., Mandier, P., Aguilar, J.-P., Delannoy, J.-J., Guendon, J.-L., Klein, C., Michaux, J., Rubino, J.-L., Vaudour, J., 1990. Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. Livret guide excursion préforum du 3° Forum National de Géomorphologie, Aix en Provence, Trav. URA 903 du CNRS, XIX. 71 pp.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. Livret guide de l'excursion de l'ASF 23, 145–222.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., Suc, J.-P., 1996. Les rias pliocènes du Var et de Ligure: comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Livret-guide de l'excursion commune du Groupe Français d'Etude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie, 6 au 8 septembre 1996. 111 pp.

Clauzon, G., Fleury, J., Schlupp, A., 2004. Evolution géodynamique du Bas-Rhône (section Orange/Beaucaire) depuis 6 Ma. Apport de la méthode des niveaux repères messiniens ainsi que des terrasses quaternaires intégrés à l'outil SIG. Rapport CEA/CEREGE. 90 pp.

Corbel, J., 1963. Pédiments d'Arizona. Mém. Doc. CNRS 9, 33–95.

Cornet, C., 1988. Evolution géomorphologique et néo-tectonique du Vivarais calcaire au Pontien à l'infra-Quaternaire. Géol. Fr. 4, 55–66.

Debard, E., 1997. Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais: karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. Quaternaire 8, 305–317.

Delannoy, J.-J., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B., Perrette, Y., 2001a. Contribution de la cartographie morphologique souterraine dans l'étude spéléogénétique de la grotte ChauvetPremiers éléments spéléogéniques et implications paléogéographiques, préhistoriques et paléontologiques. Quaternaire 12, 235–248.

Delannoy, J.-J., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B., Perrette, Y., 2001b. La grotte dans son cadre. In: Clottes, J. (Ed.), La grotte Chauvet, l'art des origines. Seuil, Paris, pp. 16–26.

Delannoy, J.-J., Perette, Y., Debard, E., Ferrier, C., Kervazo, B., Perroux, A.-S., Jaillet, S., Quinif, Y., 2004. Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale: la grotte Chauvet (Ardèche, France). Karstologia 44, 25–42.

Demarcq, G., 1960a. Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). C. R. Acad. Sci. Paris 250, 4013–4015.

Demarcq, G., 1960b. Observations et hypothèses à propos des cailloutis élevés de Saint-Restitut (Drôme) et de la Caume (Alpilles, Bouches du Rhône). Bull. Soc. Géol. Fr. 7, 741–746.

Denizot, G., 1934. Note sur l'extension des cailloutis pliocènes dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. Géol. Fr. 5, 613–647.

Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. Rev. Géogr. Lyon 27 (4), 327–357.

Ferrier, C., Debard, E., Kervazo, B., Perroux, A.-S., Delannoy, J.-J., Perrette, Y., 2005. Grotte Chauvet, salle Hilaire et salle du Crâne: contexte sédimentologique des vestiges d'origine humaine et animale. Karstologia mémoires 11, 35–42.

Fontannes, F., 1882. Note sur l'extension de la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. Géol. Fr. 11, 103–141.

Gargani, J., 2004. Eustatisme, érosion et isostasie flexurale: modélisation numérique appliquée au Rhône messinien. C.R. Geosci. 336, 901–907.

Haq, B.-U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). Science 235, 1156–1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Thierry, J., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. SEPM Special Publication, vol. 60, pp. 3–13.

Labrousse, B., 1977. Altération des terrasses anciennes de l'Ardèche. PhD Thesis, Université de Marseille St-Charles, France, 125 pp.

Lourens, L., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., 2004. The Neogene Period. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (Eds.) (2005), A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press, pp. 403–440.

Martin, P., Bergerat, F., 1996. Palaeo-stresses inferred from macro- and microfractures in the Balazuc-1 borehole (GPF programme). Contribution to the tectonic evolution of the Cevennes border of the SE Basin of France. Marine and Petroleum Geology 13, 671–684.

Martini, J., 2005. Etude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France): mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. Karstologia 45–46, 1–18.

Mocochain, L., 2002. Utilisation des marqueurs chronostratigraphiques miocènes et pliocènes pour l'étude karstologique et hydrogéologique du Bas-Vivarais (Ardèche, France). Mémoire de DEA. Univ. Provence, Aix-en-Provence. 43 pp.

Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 2006a. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. Sediment. Geol. 188–189, 219–233.

Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., 2006b. Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise messinienne. Bull. Soc. Géol. Fr. 177 (1), 27–36.

Mocochain, L., Bigot, J.-Y., Clauzon, G., Faverjon, M., Brunet, P., 2006c. La grotte de Saint-Marcel (Ardèche): un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. Karstologia 48, 33–50.

Monteil, P., 1998. Grotte du Déroc. Une salle dans un étonnant remplissage. Bull. Com. Dép. Spéléol. Loire-La Botte 17, 62–63.

Mylroie, J., Sasowsky, I.D. (Eds.), 2004. Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate. Kluwer Academic, New York.

Nicod, J., 1985. Les cônes rocheux en Provence et dans quelques régions de comparaison. Rapports avec les surfaces de corrosion des plojés. Mémoires et Documents de Géographie. CNRS, Paris, pp. 107–117.

Palmer, A.N., 1987. Cave levels and their interpretation. Natl. Speleol. Soc. Bull. 49, 50–66.

Palmer, A.N., 2001. Dynamics of cave development by allogenic water. Acta Carsol. 30 (2), 14–32.

Pascal, M., Lafarge, D., Chedhomme, J., Glintzbaeckel, C., 1989. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50.000), feuille Bourg-Saint-Andéol (889). B.R.G.M., Orléans, 67 p. Geological map by Pascal M., Elmi S., Busnardo R., Lafarge D., Truc G., Valleron M., Chedhomme J., Combier J. (1989).

Sanchis, E., Séranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès Basin, southern France. Tectonophysics 322, 243–264.

III. Résumés et conclusion.

Résumé du chapitre II.

Nos recherches géomorphologiques dans la région de Vallon-Pont-d'Arc permettent de proposer, par une approche directe, l'âge au creusement du canyon de l'Ardèche que l'on impute à la crise de salinité.

L'identification des processus de défluviation qui a rendu possible cette interprétation, nous a aussi permis de proposer une chronologie détaillée des grandes phases de karstogenèse (de surface et souterraines) de la bordure occidentale du plateau de Saint-Remèze remettant en cause les interprétations antérieures (Delannoy *et al., in* Clottes *et al.*, 2001 ; Debard *et al.*, 2002 ; Delannoy *et al.*, 2004). Nous avons pu démontrer, par une étude morphologique et sédimentaire des cavités de la Plaine des Gras, que les phases de spéléogenèse étaient induites par ingression de l'Ardèche dans le karst qui opérait des recoupements souterrains de ses méandres tout au long du Pliocène.

Les indicateurs morphologiques et sédimentaires associés à ce processus de spéléogenèse, nous ont conduit à réinterpréter la formation d'une grande partie de l'endokarst du plateau de Saint-Remèze. Nous avons démontré que les très nombreuses cavités qui se trouvent à proximité du canyon de l'Ardèche s'avèrent être des reliquats d'anciens recoupements de méandres formés durant les stades d'évolution de l'Ardèche au cours du Pliocène.

Discussion.

L'interprétation de l'âge messinien du canyon de l'Ardèche proposée dans le précédent chapitre repose notamment sur les travaux de J Martini (2005) et de G. Clauzon (1982). Les travaux de ces deux auteurs ont permis d'établir la position pré-évaporitique de l'Ardèche et du Rhône aux altitudes respectives de 360 m NGF (Ardèche) et 340 m NGF (Rhône).

Si l'évolution post-messinienne des réseaux hydrographiques, et notamment celui de la Basse Ardèche, semble acceptée, en revanche l'évolution pré-crise que nous proposons reste encore discutée. En effet, plusieurs auteurs attribuent au Miocène supérieur (Seranne *et al.*, 2002, Camus 2003…) une importante phase tectonique responsable de la surrection de la bordure méridionale du Massif Central. Cette surrection ayant pour conséquence régionale une phase d'incision des vallées. La démonstration proposée par Séranne *et al.* (2002) utilise la base des coulées volcaniques datées du Miocène supérieur comme marqueur paléo-topographique lorsqu'elles viennent fossiliser certains talwegs de vallées. Cette investigation permet à ces auteurs de restituer la position des réseaux hydrographiques lors des évènements volcaniques. Pour la bordure orientale des Cévennes, ces auteurs ont travaillé sur les coulées volcaniques du Coiron. Ainsi, concluent-ils à l'incision des canyons de l'Ardèche, de la Cèze et du Gard au cours du Tortonien (p. 109), attribuant *ipso facto* à la crise de salinité un rôle mineur dans la morphogenèse de surface de ces bassins versants : « *Postérieurement au Langhien et avant le Messinien survient un épisode crucial de la morphogenèse : une surrection du socle des Cévennes et des Garrigues, par réactivation des failles de socle, induit un soulèvement de la surface. L'incision du réseau hydrographique installé au Miocène inférieur conduit à l'incision des canyons dans les Causses et à l'érosion de la bordure des Cévennes. Morphologiquement, la baisse du niveau marin au Messinien ne se manifeste que par l'incision de la Plaine littorale, alors que les plateaux calcaires enregistrent un approfondissement des réseaux karstiques* ».

Pour la région d'Aubenas, l'interprétation proposée par Seranne *et al.*, peut être révisée car la paléo-topographie fossilisée par les coulées volcaniques du Coiron ne supporte pas l'idée d'une incision profonde de la vallée de l'Ardèche. Cette révision s'appuie sur le travail des auteurs de la carte géologique d'Aubenas (Elmi *et al.*, 1996). Ces derniers proposent une synthèse des travaux relatifs au domaine du Coiron, en particulier sur les formations

alluviales piégées sous les coulées volcaniques. Leurs travaux démontrent que les formations alluviales sous-basaltiques se situent vers 500 NGF au droit d'Aubenas, pour un âge estimé Miocène supérieur - Pliocène inférieur. En revanche, l'Ardèche actuelle coule dans ce secteur à 185 m NGF, soit plus de 300 m en contrebas des alluvions infra-basaltiques. La dénivéllation de l'Ardèche entre Aubenas et Vallon-Pont-d'Arc est d'environ 100 m. Si on impute à l'Ardèche syn-volcanisme une pente d'écoulement au moins égale à sa pente actuelle, elle doit déboucher sur le plateau de Saint-Remèze, à l'altitude moyenne de 400 m NGF, soit 300 m en contre-haut de sa position actuelle. Il apparaît ainsi que la paléo-topographie fossilisée sous les coulées du Coiron au Miocène supérieur est pleinement supportée par l'interprétation de Martini (2005) ainsi que la position du Rhône pré-évaporitique proposée par Clauzon (1982).

Conclusion et perspectives.

Notre relecture couplée des objets géomorphologiques de surface et souterrains, démontre que les stades d'évolution de l'Ardèche ont été plus complexes que la simple analyse formulée par l'investigation des niveaux repères.

Jusqu'à présent, nous avons abordé l'évolution du niveau de base par la seule étude des niveaux repères. Ce chapitre permet de souligner le caractère conservateur du milieu souterrain qui autorise une investigation beaucoup plus détaillée des stades d'évolution de la rivière.

Les perspectives dégagées par l'étude géomorphologique de la région de Vallon-Pont-d'Arc tendent à remettre l'endokarst au cœur de notre perception de la géodynamique de l'Ardèche et du Rhône ; c'est ce que nous nous proposons de développer dans la partie suivante de la thèse.

Partie V : Les apports de l'endokarst pour l'investigation des paléo-environnements.

I. Le rôle mémoire de l'endokarst.

II. La grotte de Saint-Marcel : un site de référence pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma.

III. L'apport des datations des cosmonucléides produits *in situ* pour la compréhension du fonctionnement de l'endokarst ardéchois.

IV. Résumés et conclusion.

I Le rôle mémoire de l'endokarst.

L'étude de l'évolution des paysages requiert des marqueurs géomorphologiques afin de fournir des vitesses d'érosion et d'en restituer ses formes passées. Les niveaux repères issus du cycle eustatique messino-pliocène sont un exemple de ces marqueurs géomorphologiques (Clauzon, 1996 ; Clauzon *et al.*, 2004). Bien souvent il est difficile de trouver ces marqueurs en raison de mauvaises conditions de formation et/ou de préservation face à une érosion rapide affectant une région donnée. Par ailleurs, lorsque ces marqueurs existent leur datation n'en est pas moins difficile et ils requièrent l'utilisation de méthodes indirectes lorsqu'elles s'avèrent praticables (paléontologie, cosmonucléides, téphrochronologie…).

Le développement récent de la spéléo-karstologie permet de pratiquer une investigation en détail de l'endokarst. Lorsque les cavités se sont formées au contact d'un niveau de base, elles sont alors d'excellents marqueurs de l'évolution géomorphologique des paysages en raison de leurs conditions de préservation.

L'analyse des formes et des formations de l'endokarst permet de restituer une chronologie relative des phases d'évolution des cavités en prise avec l'évolution de leur environnement (Audra, 1994 ; Delannoy, 1997 ; Vanara, 1998 ; Jaillet, 2000 ; Camus, 2003 ; Losson, 2004…). Si plusieurs de ces cavités sont disposées en étages, elles constituent alors autant de jalons de l'évolution du niveau de base formé par les vallées.

Les quatre premières parties de ce travail présentent l'étude des impacts directs et différés de la crise de salinité que nous avons essentiellement axée sur une comparaison entre niveau de l'endokarst et niveaux repères. Le but de cette dernière partie est de présenter les résultats d'une étude détaillée de la grotte de Saint-Marcel afin d'enrichir notre connaissance des interactions entre le milieu souterrain et son environnement.

Le prochain chapitre est constitué d'un article paru dans la revue Karstologia. Dans cet article, nous proposons d'étudier les stades d'évolution de la cavité identifiés dans l'analyse de son fonctionnement actuel et passé.

Les causes de la spéléogenèse seront abordées par une analyse des formes de galerie, des formes pariétales et des sédiments piégés dans les réseaux. Les interactions qui existent entre ces objets morphologiques et sédimentaires (emboîtement, recouvrement…) doivent nous conduire à dégager une chronologie relative des étapes de spéléogenèse de la grotte de Saint-Marcel. Cette chronologie vient ensuite se superposer à la chronologie évènementielle dégagée dans les précédentes parties de la thèse.

Le chapitre III présente, sous la forme d'un projet d'article en collaboration avec O. Bellier, R. Braucher, G. Clauzon, D. Bourlès, J.Y. Bigot, P. Audra, nos résultats obtenus lors de l'utilisation des cosmonucléides de couple Be_{10}/Al_{26}. Cette méthode a été appliquée sur du matériel alluvial de l'Ardèche piégé dans l'un des étages de la grotte de Saint-Marcel. L'objectif que nous nous sommes fixé était de déterminer l'âge de l'enfouissement des sédiments lorsque la grotte de Saint-Marcel fonctionnait en recoupement souterrain de méandre. L'idée est de contraindre, par une méthode de datation absolue, une étape de spéléogenèse de la grotte de Saint-Marcel. Ainsi, la chronologie évènementielle dégagée du précédent chapitre peut recevoir la validation d'une méthode d'investigation indirecte qui est appelée à devenir le standard en matière de détermination absolue pour des périodes de temps pouvant remonter jusqu'à 5 Ma.

Cette dernière partie de ma thèse replace et utilise le milieu conservateur du karst comme mémoire des grandes phases de la géodynamique régionale. Notre objectif est d'imputer au karst de la Basse Ardèche la valeur de niveau repère, isochrone dans l'espace –chaque étage constituant un marqueur d'une stabilité du niveau de base– et diachrone dans le temps –l'ensemble des étages restituant la chronologie et la dynamique d'évolution du niveau de base.

II La grotte de Saint-Marcel : un site de référence pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma.

Ludovic Mocochain, Jean-Yves Bigot, Georges Clauzon, Marc Faverjon et Philippe Brunet.

Ce chapitre reproduit un article paru dans la revue Karstologia, n°48, pp. 33-50 (2006).

Nota : Les figures signalées dans la planche hors texte se trouvent en fin de chapitre. La planche hors texte est reportée en annexe 2.

KARSTOLOGIA 48

2e semestre 2006
ISSN 0751 - 7688

La grotte de Saint-Marcel d'Ardèche
et
Les stalagmites du trou Noir (Gironde)

Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie
Publiée avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique

Ludovic MOCOCHAIN [1-2], Jean-Yves BIGOT [3], Georges CLAUZON [1], Marc FAVERJON [4] et Philippe BRUNET [5]

(1) Université Aix-Marseille I, CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 4
(2) Ecole des Mines de Paris Laboratoire de sédimentologie, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex ludomocochain@gmail.com
(3) Les 7 portes, 04400 Barcelonnette
(4) Salita del Molinello, 32/5, 16035 Rapallo (GE), Italia
(5) 21, rue L. Sablet, 94200 Ivry

La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma

RÉSUMÉ : Le plateau de Saint-Remèze est formé d'une plate-forme carbonatée d'âge mésozoïque qui borde la moyenne vallée du Rhône. Cette plate-forme est intensément karstifiée, comme l'atteste la grotte de Saint-Marcel dont le développement dépasse 53 km. La grotte de Saint-Marcel présente un étagement des réseaux sur plusieurs niveaux. Deux de ces niveaux (intermédiaire et supérieur) présentent des conduits dont une grande partie est abandonnée par les écoulements, ils présentent de grandes sections de conduits qui se développent horizontalement sur plusieurs kilomètres. Le troisième niveau (inférieur) est actif et partiellement noyé, il a été reconnu en plongée jusqu'à 65 m sous le niveau de l'Ardèche. L'étagement des niveaux horizontaux n'a aucun lien avec la structure géologique qui est recoupée sans distinction. Cette observation permet de saisir le rôle structurant du niveau de base et de prendre en compte son évolution dans la formation du karst ardéchois.
Dans le périmètre des gorges de l'Ardèche et de la moyenne vallée du Rhône, l'investigation des niveaux repères générés par la crise de salinité messinienne permet une restitution de l'évolution du niveau de base régional. Cette restitution de l'évolution des niveaux a permis d'étudier la grotte de Saint-Marcel dans un cadre géodynamique et chronologique d'une durée de six millions d'années. Couplées aux variations du niveau de base, les investigations morphologiques menées dans la grotte ont restitué trois grandes phases de spéléogenèse et deux grands modes de circulation des eaux souterraines. Il s'agit en premier lieu de la structuration en profondeur du drainage du plateau de Saint-Remèze lors du creusement des canyons messiniens durant la crise de salinité. Au lendemain de la crise, à 5,32 Ma, la transgression pliocène a provoqué une brusque remontée du niveau de base produisant un refoulement hydrologique aux exutoires du karst messinien. La résistance hydraulique a déclenché le creusement *per ascensum* de conduits vauclusiens : les puits-cheminées. La réponse du système de drainage s'est reproduite au cours du Pliocène à chaque stade de la remontée du niveau de base. Durant le Pliocène (5,32 à 2 Ma), lors du remblaiement des rias, l'Ardèche a aussi connu de longues phases de stabilité propices à la spéléogenèse.
Il s'agit d'un drainage des eaux du plateau de Saint-Remèze sur lequel se sont connectés de larges recoupements souterrains de méandre de l'Ardèche. L'observation détaillée des grands niveaux de l'endokarst a révélé en retour l'existence de stades intermédiaires dans l'évolution du niveau de base et permis d'affiner et d'enrichir la connaissance de l'évolution du niveau de base régional.
MOTS-CLÉS : Ardèche, grotte de Saint-Marcel, crise de salinité messinienne, puits-cheminée, karst profond, spéléogenèse *per ascensum*, recoupement souterrain de méandre.

ABSTRACT: SAINT MARCEL CAVE: AN IMPORTANT SITE FOR THE EVOLUTION OF THE MEDITERRANEAN ENDOKARST IN THE LAST 6 MILLION YEARS.
The plateau of Saint-Remèze is a mesozoic carbonate platform located close to the Rhône valley. This carbonate platform is intensely karstified, as proven by Saint-Marcel Cave, which is 53 km long. It displays several horizontal levels. The upper and middle levels are dry most of the time. They are composed of large horizontal conduits extending over several kilometers. The lowermost third level is active and partly drowned. Scuba divers have reached a depth of 65 m below the Ardèche. The horizontal levels are not controlled by geological structure. Consequently, the distribution of the horizontal levels depends only on the base level which constrains the whole organisation of the Ardèche karst. Around the Ardèche Canyon and the Rhône Valley, the identification of the marks made by the messinian salinity crisis allows to reconstruct the evolution of the local base level.
This reconstruction allowed us to study the Saint-Marcel Cave in a geodynamical and chronological frame over the last six million years. The morphological investigations in the cave, combined with the study of the base level change, have shown three main stages of speleogenesis and two main types of water flow. Following entrenchment of the deep messinian canyons during the salinity crisis, cave levels developed according to the very deep base level of that time. At the end of the crisis, at 5.35 Ma, the Pliocene transgression caused a sudden rise of the base level. The messinian valleys as well as the karst outflows were flooded. This hydraulic change produced a per ascensum *genesis of some shafts that are called chimney-shafts. This per ascensum genesis of chimney-shafts repeated itself at each stage of the Pliocene base level rise. During the Pliocene (5.32 to 2 Ma), the infilling of the messinian canyons by fluvial sediments shows that the Ardèche river had several long stages of base level stability, allowing the development of new cave levels. The karst system was fed by both local recharge from the Saint-Remèze Plateau and large underground shortcuts through the Ardèche river meanders. The detailed study of the main levels in Saint-Marcel Cave reveals the existence of intermediate stages in the evolution of the base level, allowing us to refine its knowledge.*
KEY WORDS: Ardeche, Saint Marcel Cave, Messinian salinity crisis, aven-pitch, deep phreatic karst, speleogenesis per ascensum, *fluvial meander shortcut.*

Introduction

La grotte de Saint-Marcel est une grande classique spéléologique française qui fait l'objet d'une exploitation touristique tout en restant accessible aux spéléologues. La grotte doit son succès à ses galeries à grands volumes qui s'étendent sur plusieurs kilomètres sous le plateau de Saint-Remèze **(doc. VI, hors texte)**.

La cavité s'ouvre en rive gauche de l'Ardèche et se développe principalement sur trois grands étages. Deux étages sont fossiles et situés très en contre-haut de l'Ardèche ; le troisième est actif et se développe en grande partie sous ou au niveau de l'Ardèche. L'étagement des réseaux est indépendant des données structurales du massif. En effet, le profil en long des réseaux recoupe sans incidence la structure plissée du massif. L'indépendance du karst et de la structure géologique montre le caractère polyphasé de l'endokarst dont l'étagement résulte des positions successives du niveau de base contrôlé par l'Ardèche [Guérin, 1973 ; Belleville, 1985]. Les récentes études menées dans la vallée du Rhône [Clauzon, 1982] et dans la basse vallée de l'Ardèche [Martini, 2005 ; Mocochain, 2001, 2002, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006a & b] proposent un canevas géodynamique et chronologique pouvant inclure toutes les étapes de formation de l'endokarst.

L'article présente les résultats d'une étude qui s'appuie sur une relecture morphologique et sédimentaire des réseaux de la grotte de Saint-Marcel ; cette étude est ensuite replacée dans un cadre géodynamique régional fortement marqué par le cycle eustatique messino-pliocène. L'approche karstologique proposée ici s'articule autour d'une double problématique, d'une part le fonctionnement hydrologique des grands niveaux de karstification et, d'autre part, la dynamique d'étagement liée aux positions occupées par l'Ardèche au cours de son évolution.

I. Morphogenèse du plateau de Saint-Remèze

Le plateau de Saint-Remèze est formé d'une puissante série carbonatée crétacée de faciès urgonien (250-300 m). Elle est délimitée : au nord, par les massifs de la Dent de Rez (719 m) et du Serre de Barrès (667 m), au sud, par le synclinal d'Issirac d'axe est-ouest et recouvert de sédiments éocènes au faciès calcaire peu karstifiable, à l'est par la vallée du Rhône et à l'ouest par la plaine de Vallon-Pont-d'Arc qui prolonge la terminaison septentrionale du fossé d'Alès **(doc. I, hors texte)**.

Cette épaisse série carbonatée a été plissée à l'Eocène durant la phase pyrénéenne, pour former un large brachyanticlinal d'orientation est-ouest, puis hachée ensuite par diverses phases tectoniques oligo-miocènes [Pascal *et al.*, 1989]. Cette structure plissée et faillée est recoupée par trois épisodes d'aplanissement, lui conférant son caractère morphologique de plateau [Baulig, 1928 ; Cornet, 1988 ; Mocochain *et al.*, 2006b].

Au cours de la formation des Alpes, les reliefs ardéchois se trouvaient en périphérie immédiate de la mer péri-alpine miocène. Cette position en bordure de la mer péri-alpine a exposé ces reliefs à l'action du sapement des vagues, lors des hauts niveaux marins du Miocène moyen. Cette érosion est responsable d'un aplanissement généralisé d'ampleur régionale correspondant à une surface fondamentale située à 400 m d'altitude encore bien visible dans le paysage. Cette surface fondamentale recoupe notamment le sommet de l'anticlinal de Saint-Remèze [Mocochain *et al.*, 2006b]. Au cours du Miocène supérieur, entre 10 et 6 Ma, la mer se retire du plateau (surface fondamentale) pour laisser place aux rivières drainant la retombée des Cévennes. L'Ardèche s'installe sur la surface fondamentale comme l'atteste la présence d'épandage épars de galets siliceux sur les plateaux (formations observées sur la butte du bois de Saleyron). A partir de cette position, la rivière évolue en encaissement par surimposition entre l'anticlinal de Saint-Remèze au nord et celui de Saleyron au sud. Le second aplanissement est emboîté dans le précédent. Il est le résultat de l'action conjuguée de la rivière et des mécanismes de crypto-corrosion. Cet aplanissement, en partie démantelé par l'érosion, forme une surface à l'altitude moyenne de 330 m. La genèse du second aplanissement a pu être corrélée à l'épisode décrit dans les travaux de J. Martini qui correspond à de larges recoupements souterrains de méandre de 7 km de développement entre les altitudes de 380 m et 360 m, il s'agit de paléo-drains appelés « paléo-rivière souterraine de Saint-Remèze ». Ces paléo-drains démantelés par le recul du versant, attestent la présence de la paléo-Ardèche à la fin du Miocène sur le plateau [Martini, 2005]. L'Ardèche est alors tributaire du paléo-Rhône qui coule vers 330 m d'altitude au droit du belvédère de Saint-Restitut [Clauzon, 1982].

Les reliefs générés par la crise de salinité messinienne

La crise de salinité correspond à un abaissement de 2500 m du niveau de la mer Méditerranée par évaporation [Ryan *et al.*, 1973]. Cet effondrement du niveau marin provoque le creusement de profonds canyons comme celui du Rhône qui atteint 1500 m de profondeur au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer [Clauzon, 1982], ou encore celui du Nil [Barber, 1981] qui atteint 2000 m de profondeur à son embouchure. Le creusement du canyon du Rhône, jusqu'à –236 m NGF au niveau de Pierrelatte [Demarq, 1960 ; Clauzon, 1982 ; **doc. I, hors texte**], entraîne le creusement des gorges de l'Ardèche au maximum jusqu'à leur profondeur actuelle à 50 m NGF au droit de Saint-Martin d'Ardèche [Belleville, 1985 ; Mocochain, 2001 ; Mocochain *et al.,* 2006b]. Ce différentiel de creusement de 300 m, entre les canyons messiniens du Rhône et de l'Ardèche (+50 Ardèche et –236 m Rhône), est vraisemblablement d'origine karstique à en juger par la découverte d'un important karst noyé reconnu en plongée sous le lit de l'Ardèche [Brunet, 2000]. On peut penser que la genèse de ce karst noyé a en effet ralenti, sinon stoppé, l'incision du canyon messinien de l'Ardèche par engouffrement des eaux de la rivière dans des pertes afin de rejoindre par un trajet souterrain la vallée messinienne du Rhône. L'exploration du karst noyé a révélé l'existence de morphologies de la zone vadose du karst, au moins reconnues à 45 m sous le niveau actuel de l'Ardèche **(doc. VII, hors texte)**. La genèse de telles formes implique un niveau de base situé en dessous des formes vadoses observées, ce qui conforte l'hypothèse d'un écoulement souterrain de l'Ardèche en direction du Rhône messinien.

La formation d'un karst profond au cours de la crise de salinité est aussi attestée en bordure du canyon du Rhône. En effet, les six cents mètres d'incision verticale du fleuve ont provoqué la formation d'un drainage très profond, reconnu en plongée jusqu'à –150 m

NGF, et qui alimente les gouls de Tourne (Bourg-Saint-Andéol, Ardèche), **[doc. I, hors texte** et fig. 1 ; Mocochain *et al.*, 2006b].

La crise messinienne de salinité prend fin brutalement par la remontée du niveau marin à 5,32 Ma au tout début du Pliocène [Cita, 1975]. La vallée du Rhône [Clauzon *et al.*, 1995] et la partie aval des gorges de l'Ardèche, sont envahies par la mer (rias), ce qui correspond au haut niveau marin de l'époque [à + 80 m NGF sur la courbe eustatique universelle ; Haq *et al.*, 1987]. Le terme de ria désigne des canyons submergés par la mer [Guilcher, 1954]. Ces profondes rias subissent alors un remblaiement important dû à l'apport sédimentaire du Rhône et de l'Ardèche. Le colmatage des rias débute par un cône deltaïque qui avance de l'amont vers l'aval par progradation, il s'agit d'un *Gilbert-type-fan-deltas* [Clauzon *et al.*, 1995]. Corrélativement, la progression du *Gilbert-delta* dans la ria génère un allongement du lit des rivières vers l'aval (fig. 2). En un point donné du paysage, cet allongement s'accompagne de l'exhaussement du lit des rivières par aggradation.

Au fil de leur progression, les *Gilbert-deltas* enregistrent la position du niveau marin sous forme d'une discontinuité sédimentaire séparant les sédiments terrestres du lit des rivières des sédiments déposés en mer au-delà du front des deltas. Dans la littérature [Clauzon *et al.*, 1995 ; Clauzon, 1996], cette discontinuité est appelée transition marin/continental. En bordure du plateau de Saint-Remèze, la **transition marin/continental** s'est élaborée à +80 m NGF, elle est visible sur le site de Trignan (Saint-Marcel-d'Ardèche ; Ardèche) à l'altitude de 130 m pour un âge estimé à 4,7 Ma [Mocochain, 2001 ; Mocochain *et al.* 2006a]. Après sa formation, la **transition marin/continental**, ainsi que l'ensemble du plateau de Saint-Remèze, ont subi une surrection tectonique de 50 m qui explique leur altitude actuelle à 130 m NGF [Clauzon et Mocochain in Besson *et al.*, 2002]. Le remblaiement des rias par aggradation, s'est achevé dans la région de Saint-Marcel-d'Ardèche, vers 200 m d'altitude au niveau de la plaine de Granouillet [Mocochain, 2002 ; Mocochain *et al.*, 2006b].

Depuis le Pléistocène, l'Ardèche et le Rhône ont entamé une ré-incision par paliers de leur vallée, sous contrôle des fluctuations climatiques des cycles glaciaires. Cette ré-incision, toujours canalisée par les gorges de l'Ardèche, entraîne la disparition totale du remblaiement pliocène dans l'ensemble des gorges. L'Ardèche finit par occuper sa position actuelle, presque identique à sa position messinienne.

En résumé, la crise de salinité a généré dans le paysage ardéchois **quatre grands niveaux repères** qui retracent l'évolution du Rhône et de l'Ardèche depuis 6 Ma (fig. 3) : vers 6 Ma, l'Ardèche se situe à l'altitude de 360 m, au niveau de la paléo-rivière souterraine de Saint-Remèze [Martini, 2005]. L'aplanissement formé par cette ancienne position de l'Ardèche, est appelé, dans la littérature, **surface d'abandon pré-évaporitique** [Clauzon, 1996] car elle marque

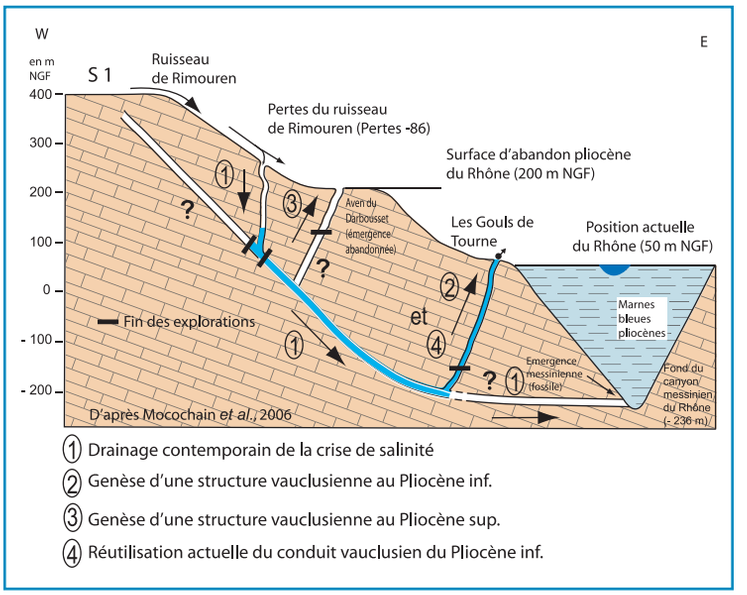


Figure 1 : Schéma simplifié en coupe de l'évolution du fonctionnement de la rivière souterraine de Tourne en rapport avec la vallée du Rhône. S1 : Surface fondamentale. *Schematic profile of the evolution of the subterranean Tourne River in relation to the Rhone valley.*

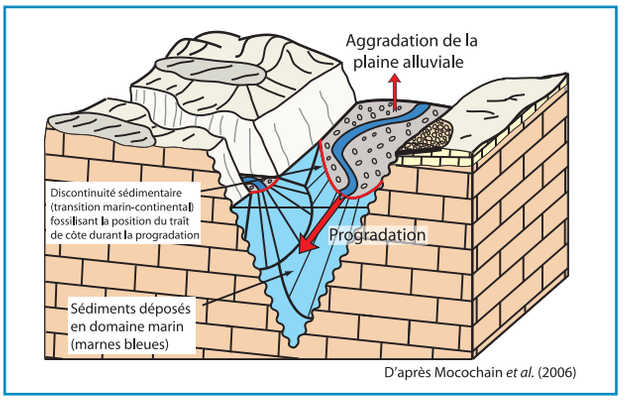


Figure 2 : Bloc diagramme illustrant l'évolution en comblement d'une ria par un Gilbert-delta. *Three-dimensional sketch of a ria infill by Gilbert-type delta sediments.*

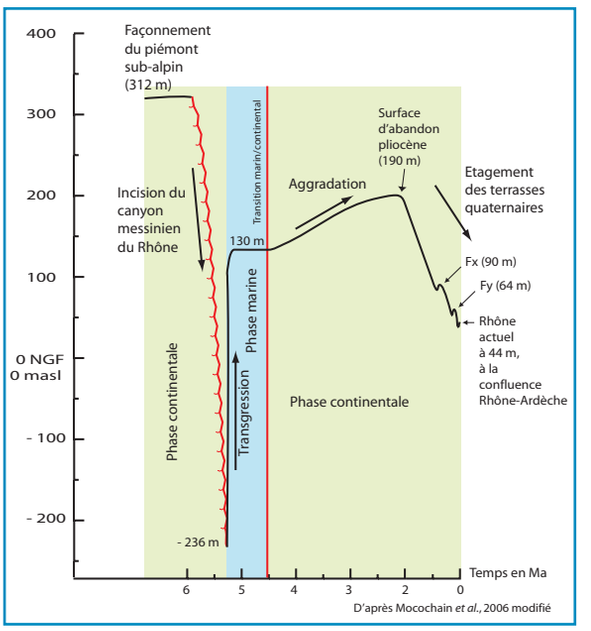


Figure 3 : Courbe d'évolution du niveau de base restituée d'après l'étude des niveaux repères en moyenne vallée du Rhône. *Reconstitution of the base-level evolution by Messinian Pliocene benchmark levels in the middle Rhône valley.*

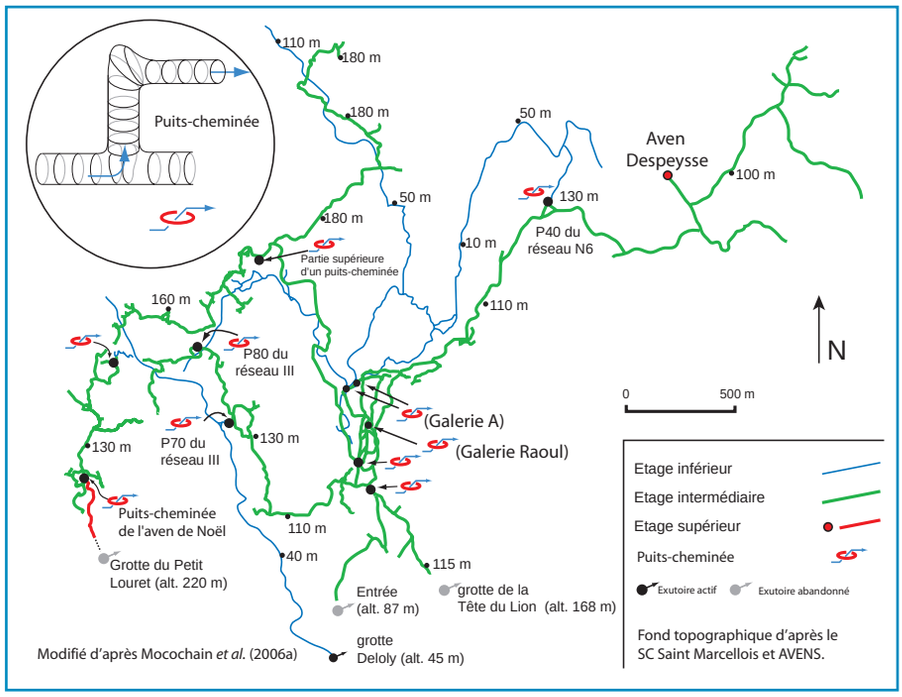


Figure 4 : Carte de localisation des puits-cheminées de la grotte de Saint-Marcel.
Location of aven-pitchs in Saint Marcel Cave.

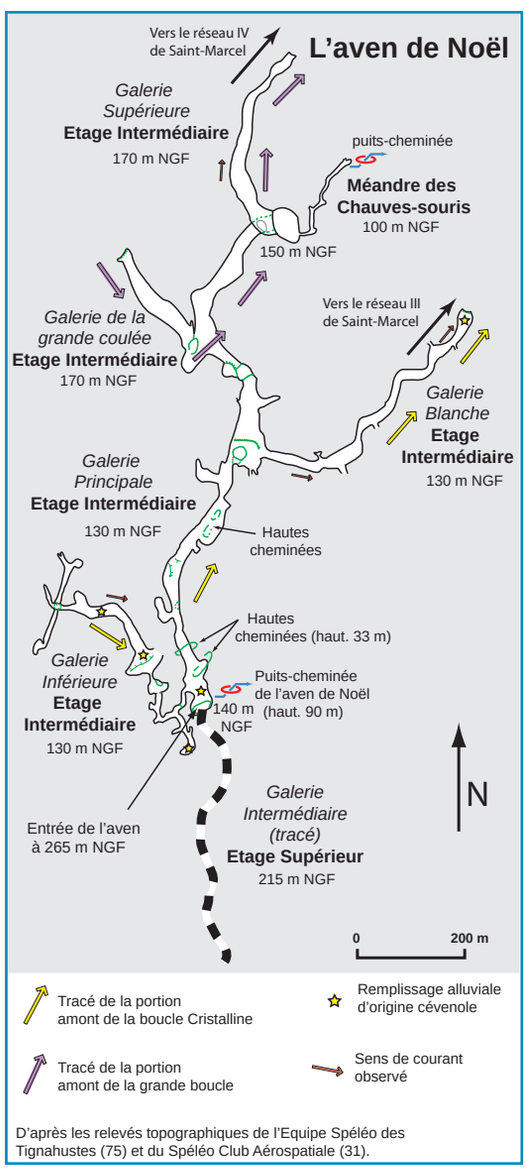


Figure 5 : Plan de l'aven de Noël.
Map of Aven Noël Cave.

la position de l'Ardèche avant l'incision de son canyon messinien.

Le déclenchement de la crise de salinité à 5,95 Ma provoque une incision des canyons du Rhône et de l'Ardèche qui prend fin à 5,32 Ma. Le fond des talwegs se trouvant aux altitudes respectives de –236 m NGF [Clauzon, 1982] pour le Rhône et 50 m NGF au maximum pour l'Ardèche [Mocochain *et al.*, 2006b] constitue le second niveau repère. Il restitue la position des cours d'eau à la toute fin de la crise, juste avant leur submersion par la remise en eau pliocène.

A 5,32 Ma, la remise en eau de la Méditerranée fait remonter brusquement le niveau marin qui va ensuite demeurer stable jusqu'à l'arrivée progradante des *Gilbert-deltas* vers 4,7 Ma [Mocochain, 2002 ; Mocochain *et al.*, 2006a]. La position du haut niveau marin est restituée vers 130 m NGF par la **transition marin/continental** sur le site de Trignan (Ardèche ; **doc. I, hors texte**).

Le remblaiement des rias a pour conséquence l'exhaussement du lit des rivières par aggradation de 130 m à 200 m NGF entre 4,7 Ma et 2 Ma [Mocochain *et al.*, 2006a]. Cette position rehaussée des plaines alluviales sera ensuite abandonnée par ré-incision des vallées par les rivières au cours du Pléistocène, il s'agit de la **surface d'abandon pliocène** [Clauzon, 1996].

L'étude de ces niveaux repères fixe un cadre géodynamique et restitue les grandes tendances de l'évolution du niveau de base régional. Il se trouve que l'intégralité des réseaux de la grotte de Saint-Marcel s'inscrit dans les limites altimétriques des oscillations du niveau de base fixées par le cadre géodynamique. Ce cadre autorise ainsi une relecture des grandes phases de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze implicitement liées à l'évolution du niveau de base.

II. Les étages de la grotte de Saint-Marcel

La grotte de Saint-Marcel présente plusieurs étages de galeries subhorizontales qui sont superposés sur près de 230 m entre –10 et 220 m NGF. Les altitudes respectives des réseaux de Saint-Marcel permettent d'identifier trois grands étages : l'étage inférieur, dont le développement est compris entre –10 et 50 m d'altitude, l'étage intermédiaire, entre 80 m et 180 m d'altitude, et enfin l'étage supérieur qui se développe autour de 220 m d'altitude (fig. 4).

A) L'étage inférieur

L'étage inférieur, principalement composé du réseau V (**doc. II, hors texte**) comprend toute la partie noyée et post-siphon des réseaux de Saint-Marcel. Ils sont en général actifs et totalisent un développement de plus de 17 km. La difficulté d'exploration de l'étage inférieur rend difficile l'étude de son fonctionnement et son interprétation. Toutefois, nous savons que les eaux de l'Ardèche, chargées de détritus provenant des pertes de la Cadière, empruntent une partie du réseau V. Les plongées ont aussi révélé un mélange des eaux turbides de la rivière avec des eaux plus froides et claires provenant du plateau. Principalement, deux rivières, celles de Saint-Marcel et de Bidon, alimentent en eaux claires le réseau V. Cette observation résulte de la mesure simultanée des températures, à la fois dans l'Ardèche

au niveau des pertes de la Cadière, dans la rivière souterraine de Bidon et enfin à la source du Bateau. Le phénomène de mélange des eaux est d'ailleurs visible (turbidité et densité différentes observées en plongée par Ph. Brunet) lorsque les eaux de l'Ardèche, en transit depuis les pertes de la Cadière, confluent dans le réseau Solvay qui semble collecter les eaux du poljé de Bidon. L'alimentation de l'étage inférieur (réseau V) est donc mixte, incluant les pertes de l'Ardèche sur lesquelles se greffent les eaux karstiques provenant du plateau. Dans les parties aval de l'étage inférieur, les circulations s'effectuent principalement en régime noyé, parfois à grande profondeur (–10 m NGF dans l'Aval Profond), avant de resurgir en bordure de l'Ardèche selon un mode vauclusien.

Photo 1 : Forme de conduit observée dans la galerie N du réseau II (étage intermédiaire, grotte de Saint-Marcel). Cliché L. Mocochain. *Morphology of a drain of "Galerie N"(middle level of Saint Marcel Cave).*

B) L'étage intermédiaire

L'étage intermédiaire regroupe la plus grande partie des réseaux de l'aven de Noël et de la grotte de Saint-Marcel : le réseau I, la galerie du Lac, le réseau IV, la galerie Raoul, l'intégralité des réseaux II et III (**doc. II, hors texte**), la galerie Principale et la galerie Supérieure de l'aven de Noël (fig. 5). Ces réseaux sont réputés « fossiles », toutefois, lors d'orages violents sur le plateau certaines portions de galeries peuvent se mettre en charge ou connaître des écoulements importants [Audra *et al.*, sous presse].

1) Le réseau II

Le réseau II forme un ensemble de galeries qui se développent assez loin sous le plateau en direction du nord-est à une altitude moyenne de 100 m NGF (**doc. II, hors texte**). Depuis l'entrée naturelle de la grotte de Saint-Marcel jusqu'au réseau N 14 (proche du fond actuel), cet ensemble de galeries présente un caractère remarquablement horizontal dont l'altitude oscille en moyenne de plus ou moins quinze mètres. La direction générale et la longueur du réseau montrent qu'il est exclusivement alimenté par des eaux issues du plateau. Le réseau II présente une morphologie en tube, orné de nombreuses cupules et coupoles et autres formes pariétales de la zone noyée ou épinoyée du karst (photo 1). En plusieurs endroits, le sol en roche de la galerie apparaît ce qui permet d'observer des sections de galerie creusées aux dépens d'un joint de strates. Il faut pourtant noter que l'effet du pendage de l'encaissant ne pourrait pas permettre au réseau de conserver à grande échelle son horizontalité. D'une manière générale, le détail de la coupe longitudinale des réseaux de Saint-Marcel présente un profil en long en « dents de scie ». L'incidence du pendage est en fait corrigée par l'existence de plusieurs petits puits creusés sur diaclases qui relient un drain creusé sur joint de strate à son prolongement situé en contre-haut ou en contrebas (photo 2 a et b), ce qui permet de conserver la remarquable horizontalité des profils en long des étages de Saint-Marcel.

Photo 2 a et b : Exemple d'une galerie sur joint de strate (a) et d'un puits de raccordement (b) qui permet à la galerie de conserver un profil en long horizontal à l'échelle d'un étage (Puits Ascendant de la galerie N 13, réseau II de la grotte de Saint-Marcel). Clichés J.-Y. Bigot. *Example of a connecting shaft between two drains of the same level.*

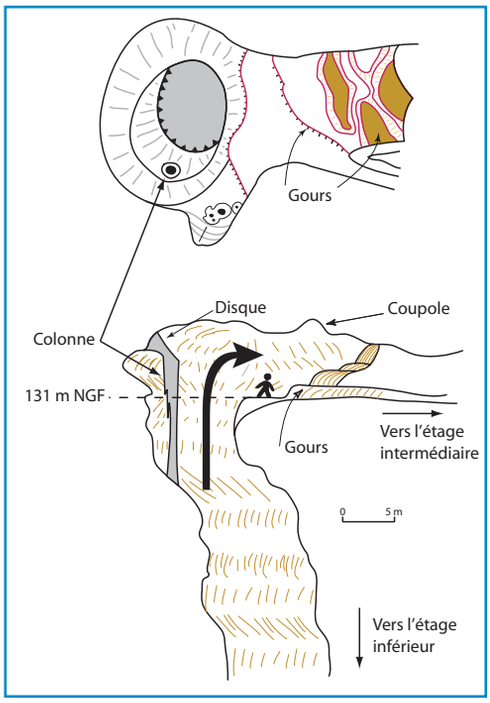


Figure 6 : Coupe et plan simplifiés du puits-cheminée 'P40' du réseau N6 (réseau II) connectant l'étage inférieur à l'étage intermédiaire.
Section and plan of the "P 40" aven-pitch (N6 system). This aven-pitch connects the lower level with the middle level of Saint Marcel Cave.

Bien que proches de la surface piézométrique, ces crans aux morphologies de la zone noyée du karst semblent avoir fonctionné en régime noyé permanent, ce qui est par ailleurs conforme au profil en long du réseau en « dents de scie », incompatible avec un écoulement libre gravitaire. Le réseau II comporte également de remarquables puits, comme le P 40 du réseau N 6 (fig. 4 et 6) ou ceux de la galerie A. Ces puits indiquent la filiation entre les niveaux noyés (étage inférieur) et le réseau II (étage intermédiaire). Cette filiation apparaît évidente sur la topographie où les conduits fossiles se superposent aux conduits noyés, ce qui tend à montrer que les variations du niveau de base ne changent rien à la logique de ces circulations karstiques.

2) Le réseau III

Le réseau III présente deux parties distinctes : une partie aval au profil en long horizontal autour de 100 m NGF et une partie amont, la galerie B, qui se développe à l'altitude de 130 m. La limite entre la partie aval (est) et la partie amont (ouest) est marquée par le « P 70 » **(doc. II, hors texte)** qui met en relation le réseau III et l'étage inférieur (fig. 8).

La partie aval du réseau III montre des morphologies bien spécifiques de la zone noyée du karst (galerie en tube ornée de cupules et grands coups de gouge). Cette partie aval prend naissance au niveau de la galerie des Gours Suspendus, c'est-à-dire au sommet du « P 70 ». Ce conduit vertical, dit « P 70 », est la seule continuité observée de l'amont de la galerie des Gours suspendus ; le « P 70 », qui n'accuse en fait que 50 m de dénivellation, assure le lien et matérialise la filiation avec l'étage inférieur (fig. 4 et 8).

La partie amont du réseau III, la galerie B, se situe en contre-haut, en moyenne autour de 130 m NGF. Elle est géographiquement proche de l'Ardèche et conserve un profil longitudinal horizontal vers 130 m d'altitude. Les morphologies de la galerie B diffèrent peu de la partie aval du réseau III. Le terminus spéléologique actuel de la galerie B est très proche de la galerie Blanche de l'aven de Noël. Les altitudes identiques de ces deux galeries, ainsi que leurs morphologies identiques,

Photo 3 : Les remplissages alluviaux provenant de l'Ardèche et jalonnant le parcours en recoupement de méandre de la boucle Cristalline (Galerie Inférieure, Aven Noël). Cette séquence de dépôt donne l'indication du sens de courant par l'inclinaison des galets. Cliché J.-Y. Bigot.
Alluvial filling from the Ardèche River, found in a shortcut of the fluvial meander in Saint Marcel Cave. The flow direction is indicated by imbrication of the pebbles.

Photo 4 : Le sommet du "P80" vers 130 m d'altitude dans le réseau III (grotte de Saint-Marcel). On peut observer à droite du personnage les lapiaz de paroi qui caractérisent le fonctionnement épinoyé de cette partie du réseau. Cliché L. Mocochain.
The top of aven-pitch "P 80", around 130 m a.s.l., in the middle level of Saint Marcel Cave. We observe wall karren to the right of the person, proving of the epiphreatic nature of this part of the cave.

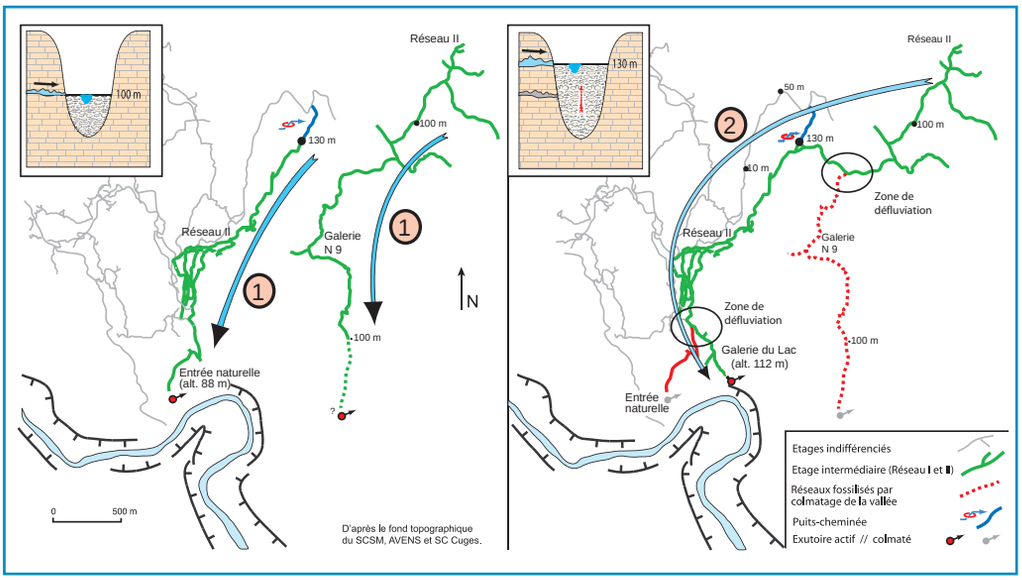


Figure 7 : Figure explicative du détournement d'une partie du drainage du réseau II vers le réseau I à la suite de l'obstruction de l'exutoire de la galerie N9.
Diagram illustrating the drainage diversion of "réseau II" towards "réseau I" as a result of a blockage of the N9 exit.

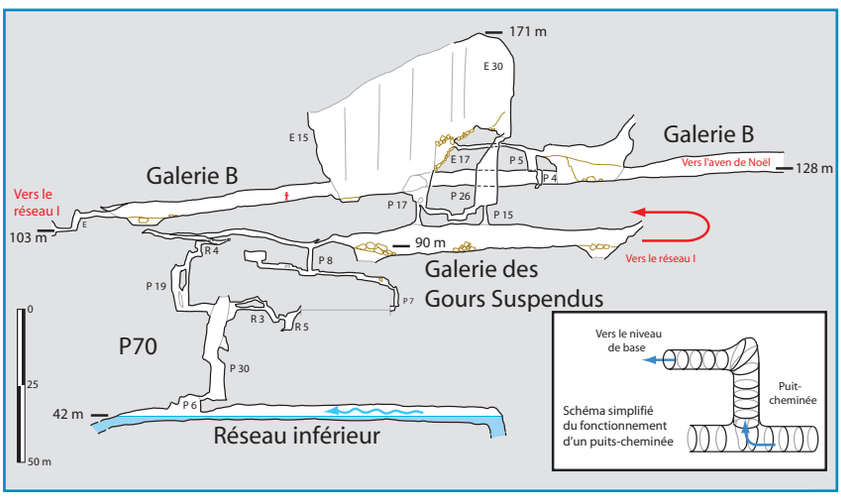
Figure 8 : Coupe topographique du « P 70 » et du réseau III. Médaillon : schéma simplifié d'une galerie prenant naissance au sommet d'un puits-cheminée.
Longitudinal section of aven-pitch "P 70" and "réseau III". Inset: Diagram illustrating the start of a passage at the top of an aven-pitch.

montrent qu'il s'agit du même réseau. En effet, il existe dans les deux galeries un remplissage fluviatile identique composé de dragées de quartz, schistes et micaschistes, des éléments transportés par l'Ardèche. La galerie Blanche de l'aven de Noël et le réseau III de Saint-Marcel sont situés vers 130 m NGF et jalonnés d'alluvions d'origine allochtone. Le cortège minéralogique de ces alluvions montre que ces galeries résultent de la mise en place d'un vaste recoupement souterrain d'un méandre sub-aérien de l'Ardèche [Mocochain, 2002]. En outre, le sens de circulation de l'eau est par ailleurs attesté par des coups de gouge et la disposition inclinée des galets des formations alluviales (photo 3).

La galerie B est aussi connectée à l'étage inférieur par un puits, le « P 80 » (fig. 4). Au sommet du puits, à l'altitude 130 m, on peut observer des cannelures verticales (lapiaz de paroi) profondément incisées sur les parois de la galerie et dominées par de belles coupoles (photo 4). Ces indicateurs morphologiques attestent de la proximité immédiate de la surface piézométrique, et donc du niveau de base [Audra, 1994 ; Lismonde, 2000]. La circulation torrentielle observée dans la galerie B, attestée par les graviers roulés, et la présence des lapiaz de paroi, au débouché du puits-cheminée dit « P 80 », permettent de confirmer un stade de stabilité de l'Ardèche à 130 m dans la partie aval des gorges.

3) Les réseaux I et IV

Le réseau I présente les plus grandes sections de galeries (**doc. VI, hors texte**), du moins jusqu'à la Grande Barrière (**doc. II, hors texte**). L'étude morphologique de détail de la bifurcation de la Grande Barrière (fig. 9) permet de constater que l'amont des grandes galeries du réseau I se situent plutôt vers le réseau IV en direction du sud-ouest, opérant ainsi un



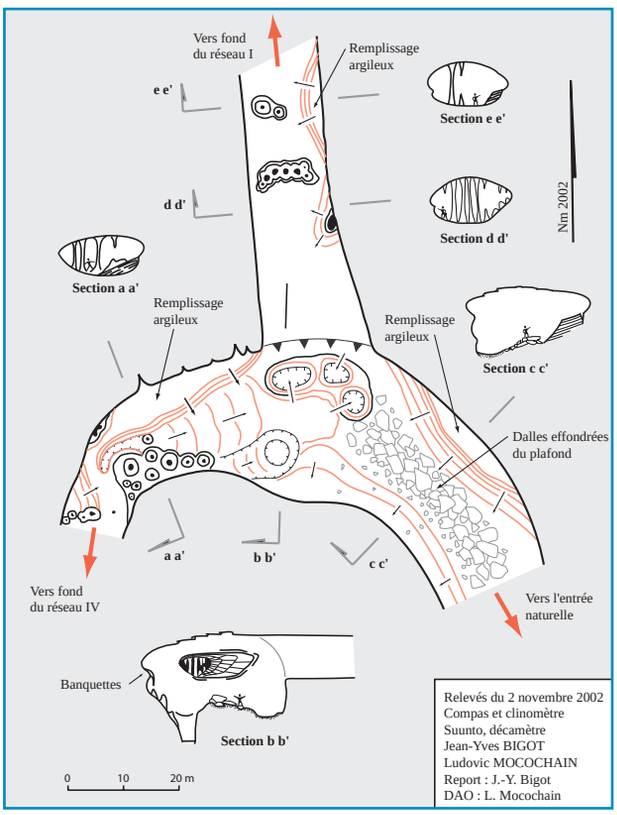


Figure 9 : Topographie de la zone de la Grande Barrière ou 'Carrefour en T' marquant la confluence entre la grande boucle et l'amont du réseau I.
Plan of "Grande Barrière". This section is the confluence between the "Grande Boucle" and the upstream part of "réseau I".

Photo 5 : Remplissage argileux ayant pratiquement atteint la voûte de la galerie de la Chaussée des Géants en amont du réseau I (étage intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel). Cliché J.-Y. Bigot. *Clay filling plugs the "Galerie de la Chaussée des Géants" passage (middle level of Saint Marcel Cave).*

retour vers l'Ardèche. En revanche, on observe qu'un chenal de voûte visible au plafond du réseau I ne se prolonge pas vers le réseau IV, mais vers l'amont du réseau I qui s'étend au nord, vers l'intérieur du plateau. Ces observations suggèrent que le conduit originel est celui du réseau I, de section plus modeste (photo 5) et alimenté par les eaux du plateau. La connexion du réseau IV, provenant de l'Ardèche, sur le réseau I a eu lieu plus tardivement. Cette connexion a dû entraîner une recalibration du tube entre la Grande Barrière et la Cathédrale, c'est-à-dire le tronçon qui correspond aux grandes galeries du réseau I.

Le terminus spéléologique du réseau IV se trouve très proche et à la même altitude, 160 m NGF, que le terminus de la galerie Supérieure de l'aven de Noël, il s'agit en fait du même réseau. Les vastes conduits que présente cette portion de réseau (gal. Sup & réseau IV) sont ornés de grands coups de gouge (photo 6) et contiennent un remplissage détritique fin allochtone composé de sables à éléments de quartz et argiles à micas de couleur beige et rouge [Blanc et Chamley, 1975]. Les galeries des réseaux I et IV présentent de nombreuses banquettes de remplissage évoquant une évolution paragénétique [Renault, 1967] de la voûte des galeries.

Photo 6 : Les coups de gouge ornant la galerie principale du réseau I vers + 160 m NGF (étage intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel). Cliché J.-Y. Bigot. *Scallop across the side of Scallops in the main passage of "Réseau I", at 160 m a.s.l. (middle level of Saint Marcel Cave).*

Photo 7 : Un massif stalagmitique de la galerie du Lac complètement 'meulé' par la corrosion (étage intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel). Cliché L. Mocochain. *A stalagmite, completely corroded (middle level of Saint Marcel Cave).*

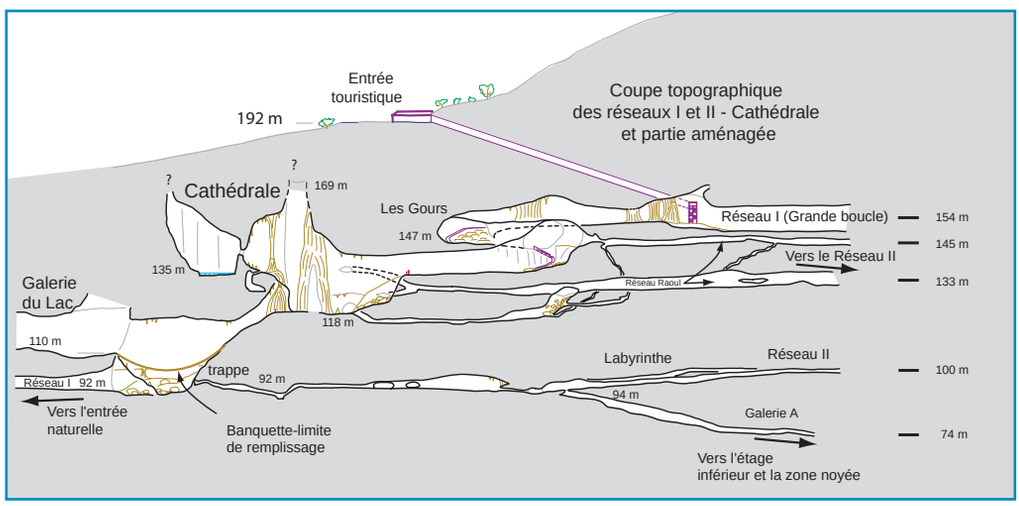


Figure 10 : Coupe topographique de la Cathédrale et du débouché des réseaux I, II et Raoul. *Longitudinal section of the "Cathédrale" and the connections with the "réseaux I, II" and "Raoul".*

Photo 8 : Les coupoles ornant la première section en pan incliné de l'aven Despeysse au départ de la galerie N du réseau II (étage intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel). Cliché J.-Y. Bigot.
Ceiling pockets in the first section of Aven Despeysse Cave, near the bifurcation of passage N.

En certains endroits, le remplissage est encore en place (photo 5) et montre que la section fonctionnelle de la galerie devait être plus réduite que la section actuellement visible, parfois complètement dégagée de son remplissage. Ce paragénétisme est probablement la conséquence d'une dynamique en légère aggradation du niveau de base autour de l'altitude moyenne du réseau, vers 160 m NGF.

4) La galerie du Lac

Comme l'aval du réseau I (galerie de l'entrée naturelle), la galerie du Lac correspond à un exutoire des grottes de Saint-Marcel. Cette galerie se développe à une altitude moyenne de 115 m. Elle prend naissance dans un nœud de galeries appelé la Cathédrale (**doc. II, hors texte** et fig. 10) où converge une grande partie des réseaux. La galerie du Lac se termine quelque 400 m plus au sud sur un cône de grèzes très proche du versant des gorges. Un peu avant ce terminus, un remplissage témoin (photo 13) composé d'argiles beiges finement laminées indique que la galerie a été entièrement colmatée jusqu'à la voûte. Au cours de son évolution, la galerie du Lac, a été obstruée, puis abandonnée probablement au profit d'autres conduits.

Ajoutons que la galerie du Lac semble avoir connu des phases d'assèchement et de réennoiement comme l'attestent les massifs stalagmitiques extrêmement corrodés (photo 7) qui scellent une série de remplissages argileux. Des concrétions corrodées ont été également observées dans la partie touristique du réseau I toute proche. La remise en eau de galeries après une phase de concrétionnement est un phénomène assez commun dans les gorges de l'Ardèche que l'on retrouve aussi dans la grotte Chauvet [Delannoy *et al.*, 2004].

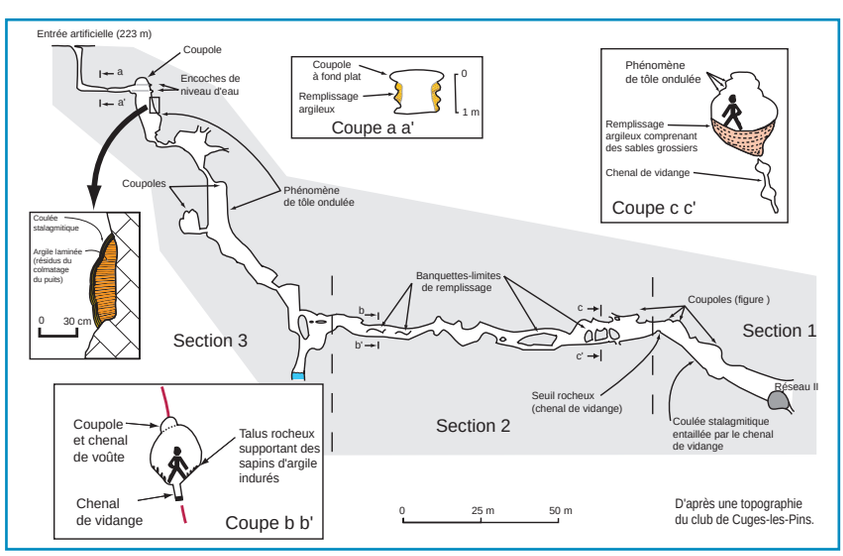
C) L'étage supérieur

L'étage supérieur comprend la « galerie Intermédiaire » de l'aven de Noël et les galeries décapitées du site de la Charbonnière. On trouve également, au sommet de certaines hautes cheminées, des morphologies témoins de cette phase de spéléogenèse (cas de l'aven Despeysse).

1) L'aven Despeysse

L'aven Despeysse se raccorde à la partie amont du réseau II vers l'altitude de 100 m (**doc. II, hors texte**). Sur la coupe (fig. 11), on peut identifier trois ensembles de conduits : un conduit horizontal séparé par deux ensembles de conduits verticaux. La partie inférieure de la cavité est un large pan incliné (env. 35°) dont la voûte est ornée de coupoles (photo 8). Cette partie prend fin 35 m plus haut pour laisser place à un conduit subhorizontal d'une centaine de mètres de longueur (alt. 130 m), appelé abusivement

Figure 11 : Coupe topographique de l'aven Despeysse annotée d'observations.
Longitudinal section of Aven Despeysse Cave (part of Saint Marcel Cave) with observations.



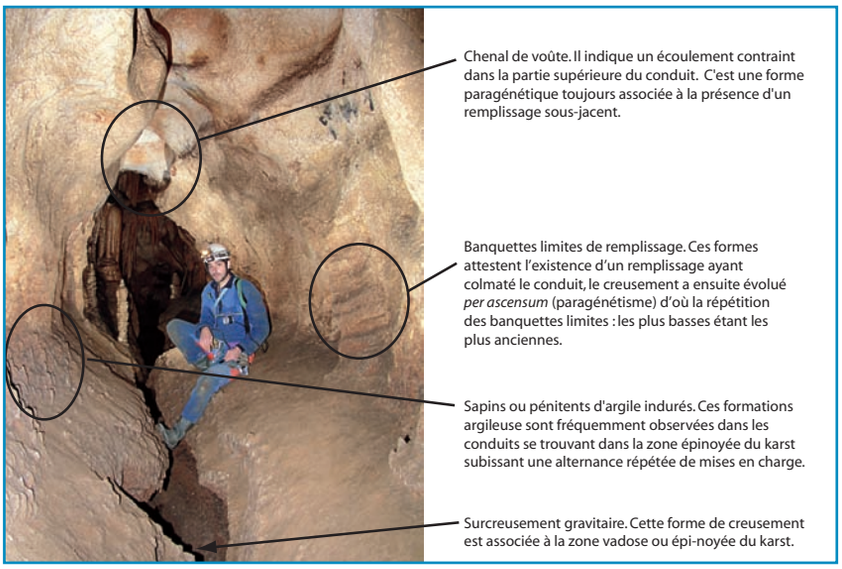


Figure 12 : Détails morphologiques et sédimentaires de la section 2 de l'aven Despeysse. *Morphological and sedimentological details of the second section of Aven Despeysse Cave.*

Photo 9 : La partie tout à fait supérieure du puits de l'aven Despeysse marquée d'encoches de niveau d'eau vers + 218 m NGF (étage supérieur de la grotte de Saint-Marcel). Cliché J.-Y. Bigot. *The very top of Aven Despeysse Cave, around 218 m a.s.l. (upper level of Saint Marcel Cave).*

Photo 10 : Base du puits-cheminée de l'aven de Noël au départ de la Galerie Principale à + 130 m NGF. Observez la banquette limite de remplissage se trouvant à gauche du premier personnage. Cette morphologie s'infléchit verticalement lorsque le conduit horizontal débouche dans le puits. Cliché L. Mocochain. *Base of the aven-pitch of Aven Noël, at the bifurcation of the main passage at 130 m a.s.l. To the right of the person, a wall structure proves of a sedimentary fill. This structure turns vertical where the horizontal passage joins the shaft.*

« méandre ». La voûte de cette galerie comporte de nombreuses coupoles, dont certaines à fond plat, reliées entre elles par un chenal de voûte qui parcourt l'intégralité du conduit (fig. 12). Les parois présentent de nombreuses banquettes-limites de remplissage, parallèles entre elles et espacées seulement de quelques centimètres. Dans la partie basse du conduit, on observe de part et d'autre de la galerie des talus rocheux à pente régulière (env. 45°) se terminant dans une sorte de fissure étroite de quelques dizaines de centimètres de largeur (fig. 11 et 12). On peut observer sur ce talus rocheux de nombreux sapins d'argile indurés, témoins d'anciennes phases de mises en charge. La partie supérieure de l'aven Despeysse prend un caractère vertical plus accusé, où alternent puits et pans fortement inclinés. Malgré un concrétionnement important, les morphologies phréatiques dominent dans toute cette partie. La succession des puits se présente comme une suite de cheminées raccordées les unes aux autres. La coupole sommitale, creusée en roche, ne présente aucun lien apparent avec la surface si ce n'est l'ouverture artificielle pratiquée par les spéléologues qui lui vaut le nom d'aven Despeysse. Cette coupole sommitale est entaillée par des encoches de niveau d'eau en rapport avec un petit conduit horizontal (photo 9). Ce conduit et les encoches se trouvent 12 m sous la surface, soit vers 218 m d'altitude et marquent un niveau d'écoulement et de stagnation de l'eau. Ce niveau d'écoulement ne peut être que postérieur au colmatage du puits, ou plutôt de la cheminée, situé juste en dessous. On retrouve d'ailleurs des témoins de cette phase de colmatage sur toute la hauteur de la cheminée, ces témoins se présentent sous forme d'un placage de lamines argileuses recouvertes par un concrétionnement récent.

L'omniprésence des formes pariétales de la zone noyée du karst, les restes d'un remplissage ayant colmaté pratiquement tout l'aven ainsi que les deux stades indiquant une stabilité durable du niveau de base conduisent à penser que la formation de l'aven Despeysse résulte d'un long processus d'ennoiement de la grotte de Saint-Marcel. L'agencement des différentes formes et formations indique qu'il ne peut pas s'agir de phénomènes de mises en charge mais plutôt d'un processus de remontée du niveau de base depuis l'altitude du réseau II à 100 m NGF jusqu'à 218 m NGF. Les formes observées dans la portion horizontale située à 130 m montrent un premier arrêt du niveau de base dans son processus d'exhaussement. Cette stabilisation de l'Ardèche a été accompagnée, dans le réseau, de mises en charge qui expliquent la

présence de formes pariétales de la zone épinoyée dans le conduit situé à 130 m. Les banquettes de remplissage et le caractère paragénétique du chenal de voûte indiquent un ennoyage et un comblement de la galerie qui correspondent sans doute à une reprise de l'exhaussement du niveau de base se terminant vers 210 m NGF, altitude à laquelle correspond le comblement de l'aven Despeysse suivi d'un petit épisode d'écoulement vadose responsable des profondes encoches de niveau d'eau entaillant le sommet de l'aven.

2) Le puits de Noël et la « galerie Intermédiaire » de l'aven de Noël

La « galerie Intermédiaire », mal nommée, de l'aven de Noël représente le plus haut niveau horizontal des réseaux de Saint-Marcel situé vers 220 m d'altitude. Cette galerie, longue de seulement 200 mètres, prend fin sur un cône d'éboulis de grèzes très proche du versant des gorges (**doc. VIII, hors texte**). Le caractère horizontal bien marqué de ce conduit, dominé par des morphologies caractéristiques d'un écoulement noyé, est représentatif d'une position stable de l'Ardèche. Dans sa partie nord, la galerie se termine au sommet d'un remarquable puits-cheminée : le puits de Noël, qui marque le prolongement vertical de la galerie. Ce puits qui correspond au puits d'entrée de l'aven de Noël est un vaste conduit vertical où dominent les formes noyées du karst (photo page de couverture), il relie la galerie Principale de l'aven de Noël, qui se développe dans l'étage intermédiaire (alt. 130 m), à l'étage supérieur situé vers 220 m (photo 10 ; fig. 5 et 13).

3) Les galeries décapitées du site de la Charbonnière

Le site de la Charbonnière se situe en bordure immédiate des gorges à 220 m d'altitude (**doc. I, hors texte**). Le site se présente sous la forme d'une large galerie décapitée par le recul du versant et partiellement colmatée par un remplissage fluviatile composé de galets et de sables de l'Ardèche, scellé dans une brèche calcaire. L'altitude de cette galerie est la même que celle de la « galerie Intermédiaire » de l'aven de Noël et du sommet de l'aven Despeysse ; tous ces sites constituent autant de jalons morphologiques et sédimentaires de nature à identifier une ancienne position de l'Ardèche autour de 220 m d'altitude.

III. Chronologie de la mise en place et du fonctionnement des étages de la grotte de Saint-Marcel

Chaque étage de la grotte de Saint-Marcel se compose de galeries horizontales qui se développent et recoupent la structure légèrement inclinée de l'encaissant calcaire. Hormis la fracturation, préalable à la spéléogenèse, le rôle des facteurs structuraux et lithologiques dans le creusement horizontal des galeries s'en trouve écarté au profit du contrôle par le niveau de base régional.

Ce constat autorise l'investigation de niveaux repères de surface afin d'établir une corrélation géométrique et une imputation chronologique avec les étages de l'endokarst. Cependant, cette démarche s'avère parfois insuffisante en présence de deux niveaux repères situés à la même altitude mais d'âges différents, comme les terrasses quaternaires de l'Ardèche qui peuvent interférer avec la transition marin/continental (130 m) du Pliocène. Pour s'affranchir du risque d'interférences entre niveaux repères d'âges différents, il faut étudier l'organisation et la morphologie des conduits verticaux reliant entre eux les étages de l'endokarst. En effet, ces conduits verticaux matérialisent une filiation entre les différents étages qui traduit une dynamique d'évolution du niveau de base extérieur. Les puits de filiation gravitaires (fig. 14 a) (puits-méandres, puits en éteignoir, etc.), conduisent à chercher deux niveaux repères successifs formés dans un contexte de descente du niveau de base. En revanche, lorsque le niveau de base remonte, les puits de filiation sont ascendants, on les appelle alors « puits-cheminées » [fig. 14 b ; Bigot, 2004a ; Mocochain *et al.*, 2006a], il faut alors rechercher les deux niveaux repères successifs qui correspondent à cette dynamique de remontée du niveau de base.

Les puits de jonction de l'endokarst attestent des types de relations hydrologiques que les étages entretiennent entre eux et révèlent la dynamique d'évolution du niveau de base. La reconnaissance de ces puits de jonction permet de proposer une chronologie relative de la formation des différents étages de l'endokarst, tout en discriminant les niveaux repères de surface associés à la spéléogenèse.

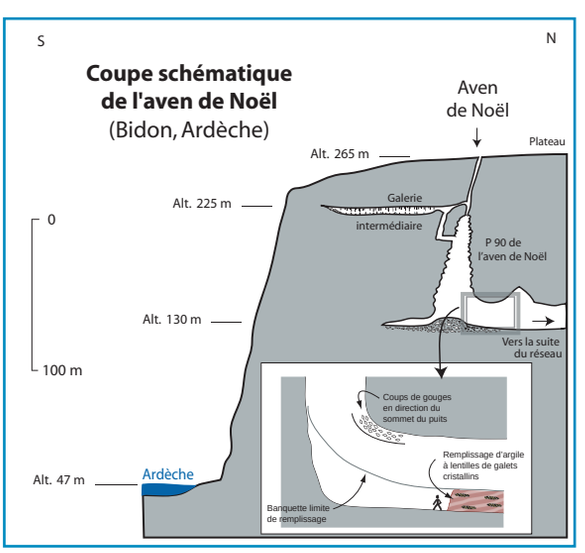


Figure 13 : Coupe simplifiée de la galerie Intermédiaire de l'aven de noël et de son puits-cheminée.
Simplified longitudinal section of the middle passage of Aven Noël Cave with its aven-pitch.

A) Etagement et fonctionnement des réseaux

Les trois étages de la grotte de Saint-Marcel possèdent de nombreux puits-cheminées de telle sorte que Saint-Marcel se présente comme un maillage de galeries horizontales superposées et interconnectées par des drains verticaux. L'examen de ces étages a révélé plusieurs positions occupées par l'Ardèche au cours de son évolution, ce qui autorise une comparaison géométrique entre étages de l'endokarst et niveaux repères. En outre, l'identification des puits-cheminées qui relient les étages entre eux, révèle aussi la dynamique d'évolution du niveau de base indispensable à la discrimination des niveaux repères associés à la spéléogenèse des étages de l'endokarst.

1) Genèse de l'étage inférieur

L'Aval Profond est un conduit qui se trouve 60 m sous le niveau de l'Ardèche, soit à la cote –10 m NGF. Les difficultés techniques n'ont pas permis d'explorer complètement ce conduit situé à grande profondeur, cependant un traçage a confirmé sa liaison avec le canyon de l'Ardèche. L'Aval Profond fonctionne donc actuellement en système vauclusien, ce qui permet aux

Quelques notions sur les puits-cheminées

Traditionnellement en géomorphologie et en karstologie, on admet que les galeries les plus anciennes sont situées parmi les plus hautes en altitude et inversement, les galeries les plus basses en altitude sont considérées comme les plus récentes. L'étagement des niveaux de galeries, implicitement lié à la baisse du niveau de base, est souvent associé à l'étagement des terrasses quaternaires ; on parle alors de modèle de creusement *per descensum* du karst. Ce modèle de creusement (fig. 14 a) a été largement utilisé pour expliquer l'étagement des réseaux, y compris en Ardèche [Guérin, 1973 ; Gombert, 1988 ; Belleville, 1985 ; Debard, 1997]. Or, la morphologie des puits de jonction de la grotte de Saint-Marcel invalide cette interprétation [Mocochain *et al.*, 2006a], car, à quelques exceptions près, tous les puits qui relient les grands niveaux de Saint-Marcel sont des puits-cheminées (fig. 14 b et 4). Les exceptions correspondent à des puits de trépanation creusés par l'infiltration d'un écoulement de surface, débutant généralement le long d'un plan de fracture, et qui par gravité, vont recouper à l'emporte-pièce une galerie. Dans certains cas exceptionnels, ces puits peuvent recouper deux étages les mettant ainsi en liaison mais sans assurer le moindre rôle hydrologique entre les étages. Un de ces puits de trépanation a été reconnu entre l'étage supérieur et l'étage inférieur, il s'agit des puits du réseau Solvay **(doc. II, hors texte)**.

Les puits-cheminées creusés *per ascensum* ont été observés depuis longtemps en France par différents auteurs [Chevalier, 1944 ; Rodet, 1992 ; Camus, 2003 ; Bigot, 2004 a et b] qui ont parfois invoqué le remblaiement des vallées [Frachon, 1963]. Toutefois, la compréhension de leur fonctionnement hydrodynamique est beaucoup plus récente [Boinet & Camus, 1998] et encore discutée [Mocochain *et al.*, 2006a et b]. Si l'identification morphologique des puits-cheminées est maintenant admise, la discussion porte à présent sur les modalités de formation et de fonctionnement hydrologique. Deux hypothèses assez différentes coexistent :

- La première hypothèse voit dans les puits-cheminées la marque répétée d'importantes mises en charge provoquées par un abaissement drastique du niveau de base. Dans ce modèle, les nouveaux réseaux profonds en cours de creusement (effet diaphragme) ne pouvant pas absorber de forts débits de crue, se mettent en charge sur des hauteurs pouvant parfois dépasser les 200 m. Ce mode de formation et de fonctionnement a été étudié par H. Camus [Camus, 1997 ; Boinet et Camus, 1998 ; Camus, 1999 et 2003] dans les massifs languedociens.
- La deuxième hypothèse interprète les puits-cheminées comme des volumes verticaux ennoyés en permanence, se développant à partir de conduits horizontaux submergés dans lesquels les eaux continuent de circuler. La submersion, provoquée par une remontée du niveau de base local, entraîne la formation de puits-cheminées et de cheminées qui peuvent fonctionner soit comme émergences (gouls de Tourne, Bourg-Saint-Andéol, Ardèche), soit comme liaisons ascendantes entre deux niveaux d'âges différents [Mocochain *et al.*, 2006a & b], soit comme simples cheminées sans fonctionnement hydrologique particulier (aven Despeysse).

Bien que ces deux hypothèses soient différentes, elles ne s'opposent pas car elles correspondent à des fonctionnements de réseaux karstiques évoluant dans des contextes géodynamiques différents.

En Ardèche, la période Pliocène se caractérise par deux importantes remontées du niveau de base. La première correspond à la remise en eau de la Méditerranée permettant localement l'élévation du niveau de base de –236 m à 130 m, soit une remontée de plus de 350 m et la seconde correspond à l'aggradation des rivières qui, localement passent de 130 m à 200 m lors du comblement des rias. Sur le secteur étudié des gorges de l'Ardèche, ces deux remontées cumulent 450 m d'exhaussement total sur une durée de 3,32 Ma (fig. 3). Sur le plateau de Saint-Remèze, l'examen des avens a montré la présence quasi-systématique de puits-cheminées : avens du Faux Marzal (Saint-Remèze), du Devès de Virac (Labastide-de-Virac), ou encore le « puits » de l'aven de Noël. Certains d'entre eux dépassent les 100 m de dénivellation, voire 200 m dans l'aven du Faux Marzal. Compte tenu du faible gradient topographique existant entre le plateau de Saint-Remèze et les gorges de l'Ardèche, ces hauteurs d'ennoiement paraissent difficilement conciliables avec une dynamique de mises en charge. En revanche, le contexte géodynamique d'exhaussement du niveau de base, peut expliquer la formation des nombreux puits-cheminées observés en Ardèche [Mocochain *et al.*, 2006a & b]. Par ailleurs, la position et l'agencement de nombreux puits-cheminées situés en bordure des gorges de l'Ardèche, souvent associés à des émergences actuelles ou fossiles, ne sont pas le fruit du hasard. On pourra retenir deux exemples assez démonstratifs de ces puits-cheminées : l'aven de Noël et l'aven Rochas (Saint-Remèze) qui se développent en bordure du canyon de l'Ardèche. La position de ces puits-cheminées en bordure des gorges permet d'émettre l'hypothèse que leur formation a pu être facilitée le long des fentes de décollement provoquées par l'appel au vide des flancs du canyon.

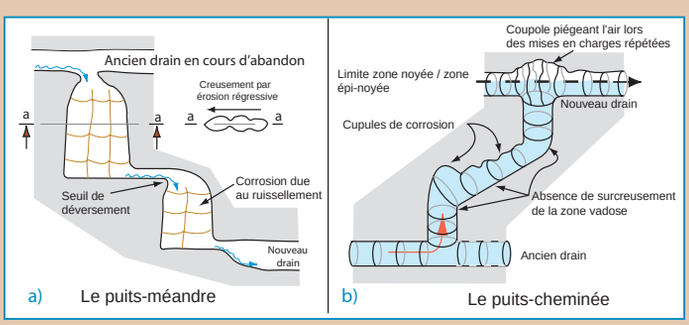


Figure 14 : Les deux exemples de puits de filiation a) de type *per descensum* ; b) de type *per ascensum*. *Two examples of connecting shafts: a)* per descensum *type; b)* per ascensum *type.*

eaux du réseau V, en grande partie noyé, d'émerger au niveau de l'Ardèche après un transit en profondeur. Le profil d'écoulement de certains conduits du réseau V conserve une pente d'écoulement régulière, y compris dans leur partie noyée. L'acquisition de cette pente d'écoulement, totalement inadaptée à la position actuelle de l'Ardèche, n'a pu se réaliser qu'en rapport à une position très déprimée du niveau de base. Les plongées dans ces parties noyées confirment cette hypothèse en révélant aussi l'existence de morphologies spécifiques de la zone vadose jusqu'à –40 m sous le niveau de l'Ardèche (**doc. VII, hors texte**). La courbe d'évolution du niveau de base restituée d'après l'étude des niveaux repères (fig. 3), permet de proposer la crise messinienne de salinité comme seule période possible à l'acquisition de cette morphogenèse vadose [Mocochain *et al.*, 2006 a & b]. L'étage inférieur de la grotte de Saint-Marcel serait la marque de la spéléogenèse profonde induite par la crise de salinité.

Par ailleurs, l'étage inférieur est relié en plusieurs endroits à l'étage intermédiaire par des puits-cheminées tels que les puits « P 70 » et « P 80 » du réseau III, « P 40 » du réseau N6 (fig. 6), ainsi que ceux de la galerie A (fig. 14 b et 4). Ces puits-cheminées suggèrent une formation de l'étage intermédiaire postérieure à l'étage inférieur et intervenant à la suite d'une remontée du niveau de base.

2) Genèse de l'étage intermédiaire

Le réseau II

L'horizontalité du réseau II est la marque d'un niveau de spéléogenèse situé aux alentours de 100 m NGF. Cette altitude est identique à celle de la grotte des Copains d'Abord (Aiguèze) qui s'ouvre en rive droite de l'Ardèche, en vis-à-vis de la grotte de Saint-Marcel. Cette grotte, récemment découverte, forme un recoupement souterrain de méandre traversant le pédoncule du méandre de Ribeirol (fig. 15). La grotte des Copains d'Abord, ainsi que le réseau II, indiquent un niveau de base tributaire d'une position durablement stable de l'Ardèche à 100 m NGF.

Le réseau II est en liaison en deux endroits avec l'étage inférieur par des puits-cheminées. Il s'agit des puits-cheminées de la galerie A et du puits-cheminée « P 40 » du réseau N6 (fig. 4 et 6). Le réseau II se trouve aussi en liaison, par un système de galeries remontantes et de puits-cheminées, avec la galerie Raoul, superposée trente mètres en contre-haut. La galerie Raoul est une galerie horizontale (photo 11), longue de quelques centaines de mètres, qui se termine dans la Cathédrale (**doc. II, hors texte** et figure 10). Cette configuration de puits-cheminée

prolongé par une galerie horizontale (médaillon, fig. 8) autorise à penser que la galerie Raoul est un exutoire supérieur du réseau II.

L'étage inférieur (50 m NGF), le réseau II (100 m NGF) et la galerie Raoul (140 m NGF) forment un ensemble de trois niveaux subhorizontaux superposés et interconnectés. L'existence des puits-cheminées de jonction qui relient ces trois niveaux entre eux permet d'en déduire la dynamique *per ascensum* de cet étagement. Le puits-cheminée « P 40 » du réseau N6 et la galerie A relient l'étage inférieur au réseau II, ce qui indique que la formation du réseau II succède à la formation de l'étage inférieur après une remontée du niveau de base. Cependant, on ne retrouve pas sur la courbe d'évolution du niveau de base (fig. 3) de stade de stabilité à l'altitude de 100 m, mais seulement le stade à 130 m de la transition marin/continental vers 4,7 Ma [Mocochain *et al.*, 2006a]. En revanche, ce stade à 130 m peut correspondre à la position de la galerie Raoul.

Ces éléments permettent de situer la formation du réseau II et de la grotte des Copains d'Abord entre la fin de la crise de salinité et le haut niveau marin enregistré par la transition marin/continental à 130 m NGF. En effet, la filiation entre le réseau II et la galerie Raoul montre une adaptation *per ascensum* du drainage du réseau II à la remontée du niveau de base, puis à sa stabilisation vers 130 m NGF. La formation du réseau II (étage intermédiaire) se trouve donc encadrée entre la formation de l'étage inférieur, contemporain de la crise messinienne, et celle de la galerie Raoul, contemporaine du stade de la transition marin/continental vers 4,7 Ma.

Le réseau II et la grotte des Copains d'Abord sont l'expression d'une position stable du niveau de base vers 100 m NGF entre 5,32 et 4,7 Ma.

L'effet de la remontée du niveau de l'Ardèche de 100 à 130 m NGF peut également expliquer la défluviation qui a conduit à l'abandon de la galerie N9 au profit de toute la partie aval du réseau II. La galerie N9 formait un exutoire du réseau II à 100 m NGF **(doc. II, hors texte)** qui s'est probablement colmaté à la suite de la remontée du niveau de l'Ardèche. Le refoulement du drainage à l'exutoire a provoqué une défluviation souterraine de l'amont du réseau II vers l'ouest afin de se connecter au réseau I via le Labyrinthe (partie aval du réseau II ; fig. 7).

Le réseau III

Les deux niveaux distincts du réseau III (partie aval à 100 m et galerie B à 130 m) ainsi que la présence de deux puits-cheminées (« P 70 » et « P 80 ») suggèrent une formation du réseau III en deux étapes. Le puits-cheminée « P70 » prolongé par la partie aval du réseau III semble former un exutoire de l'étage inférieur (fig. 8). Le caractère horizontal de la partie aval du réseau III prolongé par le réseau I jusqu'à l'entrée naturelle marque une position de stabilité durable du niveau de base à 100 m NGF après son exhaussement. Cette succession de séquences a par ailleurs déjà été identifiée pour le réseau II.

Le remplissage fluviatile observé dans la galerie B montre un transit de l'Ardèche dans le réseau III qui débute dans l'aven de Noël (galerie Inférieure et galerie Blanche ; **doc. V, hors texte**). Le transit de l'Ardèche en recoupement souterrain de méandre, nommé boucle Cristalline [Mocochain, 2002 ; **doc. IV, hors texte**], débute à 130 m d'altitude, parcourt la galerie B et poursuit son cours dans la partie aval du réseau III située 30 m

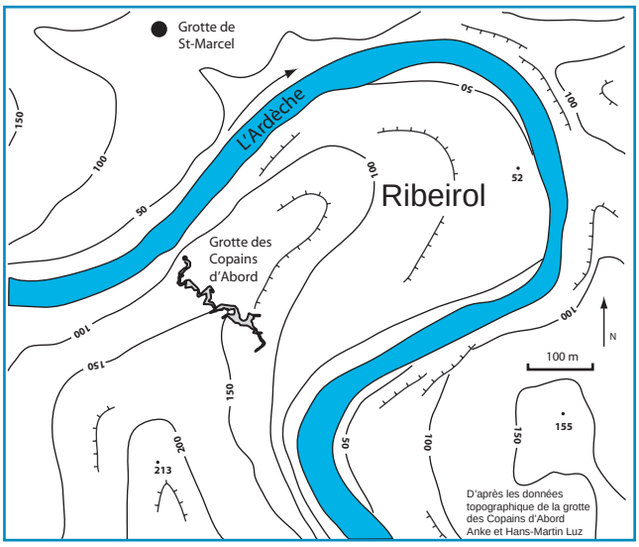


Figure 15 : Localisation et topographie de la grotte des Copains d'Abord. Exemple d'un recoupement souterrain de méandre dans les gorges de l'Ardèche.
Location and map of Copain d'Abord Cave. It is an example of an underground shortcut of a fluvial meander.

Photo 11 : La galerie Raoul vers 140 m NGF avant sa jonction avec la Cathédrale (réseau I, grotte de Saint-Marcel).
Cliché L. Mocochain.
The passage Raoul (140 m a.s.l.) before the junction with the "Cathédrale"(middle level of Saint Marcel Cave).

Photo 12 : Une haute cheminée de la galerie du Lac ornée de formes de corrosion caractéristiques de la zone noyée du karst (étage intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel). Leur développement vertical dépasse souvent 30 m de haut ce qui est un bon indicateur de la hauteur ennoyée du conduit.
Cliché L. Mocochain.
A chimney in the "Galerie du Lac" (middle level of Saint Marcel Cave) presents corrosion features characteristic of the phreatic zone of the karst. Such chimneys are often higher than 30 m and give so the minimum height of the saturated zone.

en contrebas. Ce recoupement souterrain d'un méandre subaérien de l'Ardèche marque un stade de stationnement de la rivière vers 130 m NGF. Cette phase fluviatile attestée par un fort alluvionnement souterrain (boucle Cristalline) semble contemporaine, d'un point de vue géométrique, de la phase de stabilité du niveau de base enregistrée par la transition marin/continental (130 m). Cette imputation chronologique est renforcée par l'argument hydrodynamique du puits-cheminée « P80 » reliant l'étage inférieur à la boucle Cristalline. Ainsi, la genèse en deux temps du réseau III (stades 100 et 130 m) fait écho à la dynamique qui a présidé à la formation du réseau II et de la galerie Raoul. On peut donc admettre la contemporanéité des réseaux II et III de la grotte de Saint-Marcel, ce qui confère à la boucle Cristalline (stade fluviatile à 130 m NGF) un âge approximatif de 4,7 Ma, calé sur celui de la transition marin/continental [Mocochain *et al.*, 2006a].

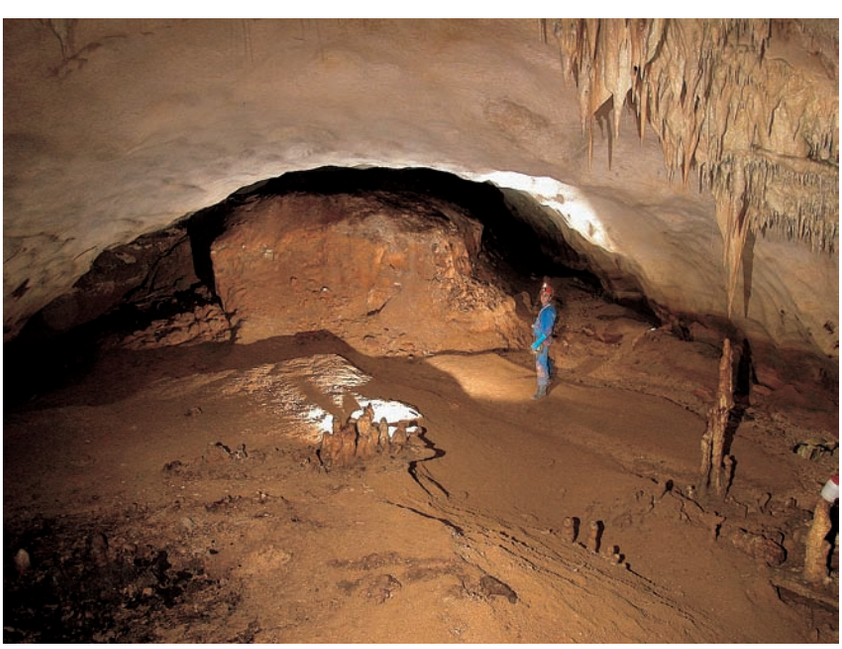


Photo 13 : Le remplissage d'argile beige colmatant la quasi-totalité du conduit de la galerie du Lac (étage intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel). Au premier plan, noter le cône de grèzes obstruant la galerie.
Cliché L. Mocochain.
Clay filling plugs the passage "Galerie du Lac" (middle level of Saint Marcel Cave). In the foreground, a cone of sediments filling the passage.

La galerie du Lac

Les observations menées dans la galerie du Lac permettent de proposer quatre phases distinctes de l'histoire de cette galerie qui a fonctionné en exutoire :

- Des banquettes de remplissages [Renault, 1967] sont observables entre la Cathédrale et la galerie du Lac (fig. 10). Ces morphologies s'observent depuis le bas de la Cathédrale et remontent ensuite vers la galerie du Lac. Les banquettes semblent ainsi décrire un abandon de l'écoulement par colmatage de l'entrée naturelle (aval du Réseau I), au profit de la galerie du Lac située en contre-haut. Cette défluviation souterraine est sans doute la conséquence d'un exhaussement de l'Ardèche par aggradation. L'altitude et le développement de grandes cheminées (photo 12) montrent que la galerie du Lac se trouvait dans la zone noyée du karst. Cette phase est sans doute contemporaine de la remontée du niveau de base de 100 à 130 m (position de la transition marin / continental) tandis que se formait la boucle Cristalline **(doc. IV, hors texte)**.
- La seconde phase correspond au développement du concrétionnement, témoin d'une redescente du niveau de l'Ardèche sous l'altitude moyenne de la galerie. Cette chute pourrait intervenir au Pliocène entre le dépôt de la transition marin / continental à 4,8 Ma et le façonnement de la surface d'abandon pliocène à 2 Ma. Cette ré-incision de la vallée de l'Ardèche est sans doute un phénomène d'ampleur régionale à imputer, soit à un soulèvement géodynamique, soit à une baisse eustatique générale. La seconde hypothèse pourrait être rattachée à l'importante chute eustatique marquant le milieu du Pliocène vers 3,8 Ma [Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998].
- La troisième phase est identifiée par la remise en eau de la galerie responsable de la corrosion des concrétions et du dépôt d'une seconde génération de remplissage colmatant la galerie jusqu'à la voûte (photo 13). Cette phase d'ennoiement durable aboutissant à un colmatage total de la galerie, se place vraisemblablement au cours du Pliocène supérieur lors de l'aggradation de l'Ardèche, prenant fin localement à 200 m NGF vers 2 Ma (fig. 3).
- Enfin, la quatrième phase de la galerie du Lac correspond à son abandon au cours du Pléistocène, une fois l'Ardèche repassée sous la position de la galerie.

Les réseaux I et IV

La galerie de la Grande coulée et la galerie Supérieure de l'aven de Noël (fig. 5), se prolongent par le réseau IV, puis par le réseau I, en aval de la Grande Barrière. La continuité des galeries, qui décrivent en plan une large boucle par rapport au canyon de l'Ardèche, évoque sans ambiguïté un vaste recoupement souterrain de méandre de l'Ardèche, nommée Grande boucle [Mocochain, 2002 ; **doc. V, hors texte**]. Cette hypothèse est renforcée par l'omniprésence d'un remplissage fin allochtone. Contrairement à la boucle Cristalline, les éléments détritiques transportés dans la Grande boucle sont nettement plus petits (photo 14). Cette différence s'explique sans doute par le profil en long en dents de scie (crans verticaux développés sur diaclases) de la Grande boucle dont les points bas forment des pièges à sédiments grossiers. Cependant, dans l'ensemble, le profil en long des réseaux I et IV présente une ligne horizontale bien marquée située autour de 155 m d'altitude. L'acquisition d'une telle horizontalité est sans doute le résultat d'une phase de stabilité durable de l'Ardèche autour de cette altitude.

Par ailleurs, si l'on applique à cette position restituée de l'Ardèche, une pente d'écoulement proche ou égale à l'actuelle, il est envisageable de corréler cet épisode de stabilité observée à 155 m en aval des gorges au stade observé à 190 m NGF en amont des gorges [aven de la Plaine des Gras, grotte Chauvet, grotte du Déroc… ; Mocochain *et al.*, 2006b]. Cette imputation géométrique permet de rattacher la genèse de la Grande boucle au Pliocène supérieur lors d'un stade de stabilité de l'Ardèche entre deux cycles d'aggradation [Mocochain *et al.*, 2006b]. Cette hypothèse s'appuie aussi sur la filiation des deux puits-cheminées qui relient la Grande boucle à l'étage inférieur (fig. 4).

La Grande boucle présente certaines similitudes de fonctionnement avec la boucle Cristalline. En effet, la Grande boucle décrit d'abord une demi-boucle depuis l'aven de Noël jusqu'à la Grande Barrière ; là elle rejoint et se connecte au conduit initial du réseau I venant du nord et drainant le plateau (galerie Rouge ; **doc. II, hors texte**). En aval, au niveau de la Cathédrale, la Grande boucle redescend de 160 à 100 m (fig. 10) pour rejoindre l'entrée naturelle. La galerie du Lac et l'entrée naturelle ne peuvent correspondre à l'exutoire potentiel de ce grand recoupement de méandre car leur position est beaucoup trop basse. C'est probablement dans les réseaux supérieurs de la Cathédrale, aux alentours de 160 m NGF, qu'il faut voir le débouché aval de la Grande boucle dans la vallée de l'Ardèche.

Photo 14 : Reste d'un remplissage d'argile beige clair se trouvant dans la Grande Galerie de l'aven Noël. Ce dépôt est synchrone du fonctionnement en recoupement de méandre de la Grande boucle. Cliché J.-Y. Bigot. *Remains of clay filling in the "Grande Galerie" of Aven Noël Cave. This sediment is synchronous with the meander shortcut of the "Grande Boucle".*

3) Genèse de l'étage supérieur

La « galerie Intermédiaire » et le puits de l'aven de Noël

La galerie Principale de l'aven de Noël est un conduit horizontal à 130 m NGF qui se termine au pied du puits-cheminée de l'aven de Noël. A la voûte de la galerie Principale, on observe un chenal de voûte, d'abord horizontal, se prolongeant ensuite dans le puits-cheminée. Des coups de gouges ornent le chenal de voûte (photo 10) et indiquent un sens du courant remontant dans le puits-cheminée en direction de la « galerie Intermédiaire » (fig. 13). Ces observations montrent que le puits-cheminée de Noël et son prolongement sommital, la « galerie Intermédiaire », constituent un exutoire de la galerie Principale qui se situe 90 m en contre-haut. Nous savons que la galerie Principale tout comme la « galerie Intermédiaire » marque chacune une position stabilisée du niveau de base. Ainsi, les morphologies spécifiques de la zone noyée, le sens d'écoulement remontant révélé par les coups de gouges visibles à la base du puits-cheminée et le profil des conduits (galerie-puits-galerie) en forme de « périscope » évoquent l'adaptation per *ascensum* du drainage karstique qui répond à une géodynamique remontante du niveau de base.

Il se trouve que l'altitude de 220 m de la « galerie Intermédiaire » est comparable à celle de la surface d'abandon pliocène dont le façonnement fait suite et termine le cycle d'aggradation de l'Ardèche débuté, en l'occurrence, à l'altitude de 130 m NGF (fig. 3). D'un point de vue géométrique et géodynamique, la réponse de l'endokarst par la formation du puits-cheminée de l'aven de Noël, prolongé par la galerie Intermédiaire, correspond assez bien à la dynamique remontante de l'Ardèche qui passe de l'altitude de 130 m à l'altitude de 210 m après une aggradation de 80 m. La formation de tels systèmes de conduits a permis de pallier le refoulement et le colmatage des exutoires dus au remblaiement de la ria de l'Ardèche par aggradation. Un tel agencement des conduits situés à proximité de l'Ardèche [Bigot, 2002] prouve la permanence des écoulements karstiques malgré l'aggradation de l'Ardèche [Mocochain *et al.*, 2006a].

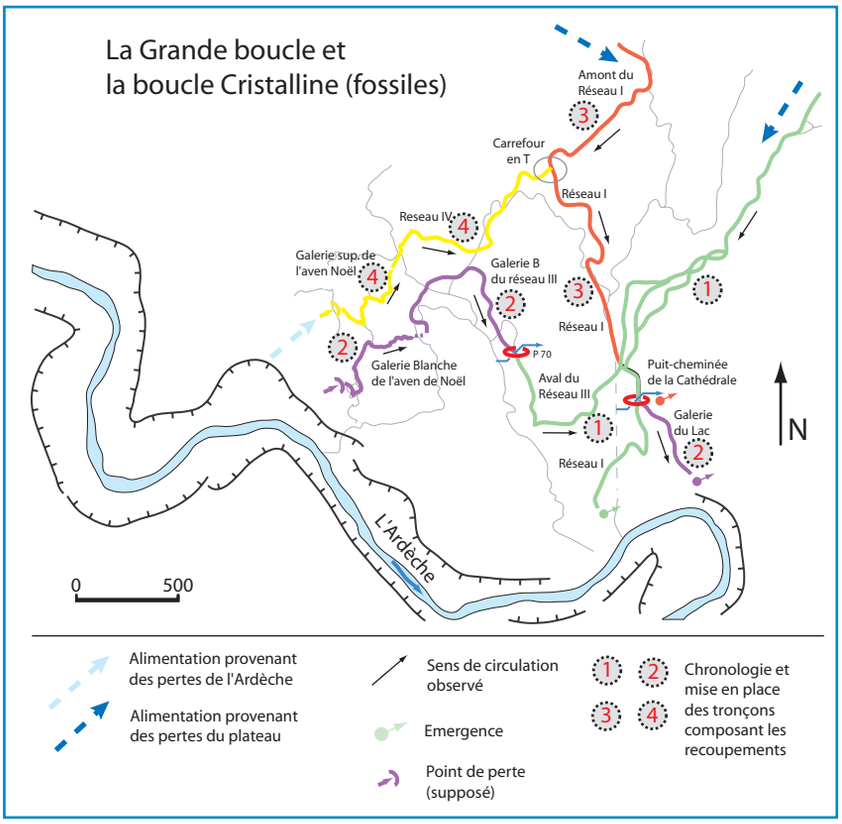


Figure 16 : Chronologie de mise en place des étages de la grotte de Saint-Marcel et des recoupements souterrains de méandre corrélatifs. Ce processus se forme en deux temps :
- suite à une première remontée du niveau de base, le drainage provenant du plateau s'adapte par creusement d'un puits-cheminée et/ou d'un drain horizontal calé sur la surface piézométrique (étapes 1 et 3 de la figure) ;
- dans un second temps, le recoupement de méandre se forme en se raccordant à ce drainage provenant du plateau.

Chronology of the level formation and correlated fluvial meander shortcuts. This process happens in two steps:
- *following a first rise of the base level, the drainage coming from the plateau adapts by forming an aven-pitch and/or a horizontal passage situated near the piezometric surface (steps 1 and 3 of the figure);*
- *in a second step, the shortcut of the fluvial meander forms by connecting itself to the drainage coming from the plateau.*

B) Synthèse : un système de recoupements de méandre étagés

Les trois recoupements souterrains de méandre identifiés (boucle Active pour l'étage inférieur ; boucle Cristalline et Grande boucle pour l'étage intermédiaire ; **docs. III, IV et V, hors texte**) se superposent et forment une grande partie des réseaux de Saint-Marcel. Cet étagement de recoupements souterrains de méandre, associé à la rivière souterraine de Saint-Remèze [Martini, 2005] atteste la récurrence de cette spéléogenèse malgré les oscillations répétées de la rivière.

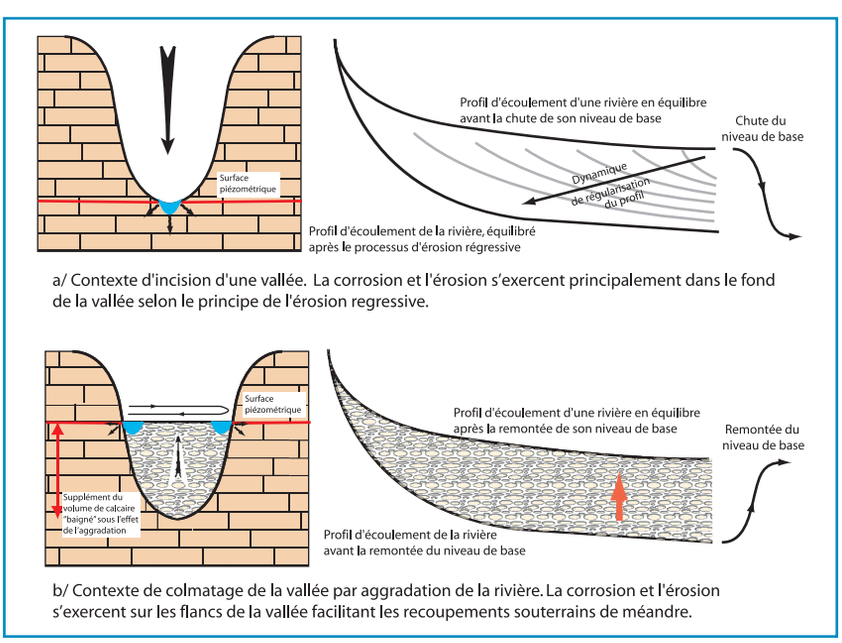


Figure 17 : Evolution des conditions d'érosion et de corrosion d'une rivière en fonction de l'évolution de son niveau de base.
Evolution of corrosion and erosion of a river as a function of the evolution of its base-level.

L'amplitude décrite par les recoupements souterrains de méandre amène à s'interroger sur la dynamique de creusement des conduits qui ne sont pas parallèles, mais presque symétriques au cours décrit par l'Ardèche aérienne. En effet, le cheminement souterrain est parfois plus long et plus sinueux que celui de la rivière aérienne. En outre, le gradient topographique de la rivière est très faible entre le point de perte et le point d'émergence qui n'excède pas les deux à cinq mètres.

On trouve les éléments de réponse en analysant les deux tronçons distincts que présentent ces recoupements de méandre stipulant une formation en deux temps. Le tronçon amont est représentatif d'une position durablement stable de l'Ardèche qui en assure l'essentiel de son alimentation. Le tronçon aval est généralement situé en contrebas du précédent où s'effectuent la confluence et le mélange des eaux de la rivière Ardèche avec celles issues du plateau. Dans les deux cas (boucle Cristalline et Grande boucle), les tronçons aval semblent préexister aux recoupements souterrains de méandre car leur profil d'écoulement est parfaitement continu depuis la zone d'alimentation provenant du plateau. Ainsi, ce sont les tronçons amont des boucles qui viennent se connecter sur les tronçons aval déjà en place et façonnés par les eaux du plateau (fig. 16). Dès lors, on peut penser que les tronçons aval des boucles (creusés à l'origine par les eaux du plateau) favorisent la capture souterraine des tronçons amont. Pour comprendre la logique de ces recoupements souterrains, il ne faut alors prendre en compte que le creusement de la partie amont puisque les tronçons aval préexistent. Ainsi, la formation du cheminement souterrain de la rivière se trouve plus court de moitié (demi-boucles) qu'une boucle classique développée parallè-

lement au cours aérien. Cette spéléogenèse peut s'apparenter à une capture karstique. En effet, la formation en deux temps des recoupements souterrains de méandre est assimilable à un détournement d'un écoulement sub-aérien allochtone par un écoulement souterrain autochtone.

Par ailleurs, le transit souterrain d'une partie des eaux de l'Ardèche se trouve favorisé par l'évolution aggradante de la rivière qui permet d'ennoyer un plus grand volume de calcaire (fig. 17). Tout cet ensemble de facteurs facilite les processus de spéléogenèse le long de la fracturation locale préalable aux recoupements souterrains de méandre.

C) Les épisodes pléistocènes dans le fonctionnement des grottes de Saint-Marcel

Si les grands traits de la grotte de Saint-Marcel ont été acquis durant le cycle messino-pliocène, il reste toutefois une part des morphologies et du creusement des réseaux attribuable au Pléistocène.

La ré-incision de l'Ardèche au Pléistocène provoque l'évacuation du remplissage fluviatile pliocène ayant colmaté les gorges. On peut donc attribuer à l'Ardèche le décolmatage des réseaux tout en conservant leurs morphologies originelles. Toutefois, on peut rattacher aux phases du Pléistocène, la formation des puits-méandres qui trépanent certaines galeries de la grotte de Saint-Marcel. Les puits gravitaires (puits-méandres) creusés à l'emporte-pièce, ne semblent assurer aucun rôle hydrologique dans le fonctionnement des réseaux. A l'exception du puits d'accès au réseau Solvay **(doc. II, hors texte)**, ces puits ne mettent pas non plus en relation deux étages de la grotte.

Enfin, on peut toutefois noter que certaines portions de l'étage intermédiaire, pourtant perché au-dessus du niveau de base, sont réennoyées de façon exceptionnelle lors de très fortes pluies [Audra *et al.*, sous presse]. Les réseaux noyés peuvent alors se mettre en charge et déverser l'eau en excès par des puits-cheminées (observations faites dans la galerie A) jusqu'à réemprunter l'étage intermédiaire. Les phénomènes de mises en charge exceptionnelles ont dû avoir cours tout au long du Pléistocène, ce qui a probablement permis le décolmatage de certains réseaux.

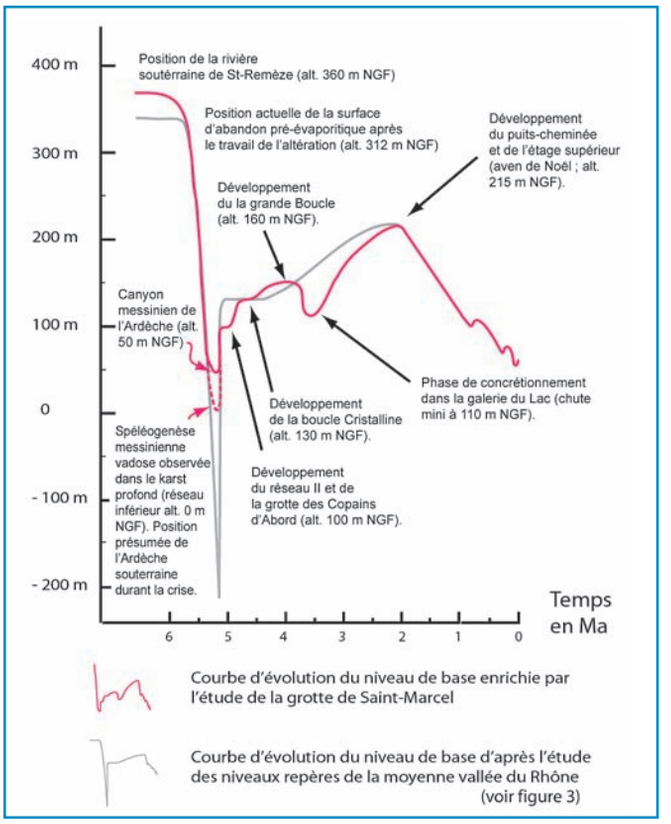


Figure 18 : Courbe d'évolution du niveau de base restituée d'après l'étude des niveaux repères en moyenne vallée du Rhône et des niveaux de karstification de la grotte de Saint-Marcel. *Reconstitution of base-level evolution by Messinian Pliocene benchmark levels in the middle Rhône Valley and the karstification levels of Saint Marcel Cave.*

Conclusion

Les investigations menées à la fois dans la grotte de Saint-Marcel et sur les différents niveaux repères ont permis de révéler les deux principaux modes de spéléogenèse qui président à la formation de grottes dans les gorges de l'Ardèche. En premier lieu, il s'agit de la réponse *per ascensum* d'un système de drainage, hérité de la crise de salinité, par creusement de puits-cheminées sous contrôle des stades d'exhaussement du niveau de base au cours du Pliocène. En second lieu, il s'agit de la formation de recoupements souterrains de méandres aériens, d'ampleur plurikilométrique, dont l'étagement est tributaire de la même dynamique remontante du niveau de base. Ces recoupements souterrains de méandres correspondent à une succession de longues phases de stabilité de la rivière entre deux stades d'aggradation.

C'est la prise en compte de la géodynamique du cycle messino-pliocène, déduite de l'étude des niveaux repères, qui a permis de restituer les grandes tendances de l'évolution du niveau de base (fig. 3) responsables de phénomènes endokarstiques particulièrement bien développés en Basse Ardèche. En retour, l'étude morpho-sédimentaire plus fine des étages de l'endokarst a révélé plusieurs stades d'évolution du niveau de base qui ne semblent pas avoir donné lieu à la formation de niveaux repères et échappent pour autant à l'histoire géodynamique régionale. On note ainsi un stade de stabilité du niveau de base vers 100 m au début du Pliocène, déduit de la formation du réseau II et de la partie aval du réseau III, ou encore le stade de spéléogenèse de la Grande boucle qui permet de confirmer une longue phase de stabilité de l'Ardèche vers 160 m NGF au Pliocène [190 m pour la partie amont des gorges ; Mocochain *et al.*, 2006b]. Les phases de stabilité de l'Ardèche ne sont pas les seules à ponctuer une dynamique globalement aggradante de la rivière puisque l'étude du karst a permis de révéler une phase de ré-incision de l'Ardèche dans sa vallée vers 3,8 Ma, déduite de l'assèchement et du concrétionnement de certaines galeries.

L'« effet mémoire » de l'endokarst a permis la conservation d'événements indécelables en surface. Il autorise une meilleure compréhension des phénomènes karstiques et améliore singulièrement la courbe d'évolution du niveau de base établie initialement à partir des seuls niveaux repères (fig. 18).

La grotte de Saint-Marcel s'avère un site de référence illustrant l'importance des impacts directs et différés du mégacycle eustatique messino-pliocène

dans la spéléogenèse du pourtour méditerranéen. A ce jour, il s'agit d'un des exemples endokarstiques les plus démonstratifs permettant d'illustrer la notion d'impacts différés, la remontée du niveau de base, de la crise de salinité.

Les investigations menées dans la grotte de Saint-Marcel devraient permettre d'étendre le modèle de spéléogenèse à l'ensemble des gorges de l'Ardèche et de compléter ainsi les travaux de J. Martini [2005] sur la karstogenèse précrise de salinité et ceux de Ph. Audra et collaborateurs [Audra *et al.*, 2001] sur la karstogenèse fini-pliocène et pléistocène.

Remerciements :

Nous adressons un grand merci à tous les spéléologues qui ont participé de près ou de loin à l'enrichissement des connaissances de cette cavité « hors normes » qu'est la grotte de Saint-Marcel, en particulier ceux du Spéléo-Goupe du Forez (SGF), du Spéléo-Club de Saint-Marcel (SCSM) et d'AVENS. Merci à tous les topographes qui ont contribué à la synthèse topographique : Bernard Dupré et Michel Bozon du SCSM, Christian Drevet du SGF, pour les parties exondées et pour les parties noyées, aux plongeurs assistants, en particulier, Frédéric Bonacossa, Christophe Depin, Philippe Imbert, Frédéric Roux d'AVENS. Merci à la centaine de porteurs des bouteilles de plongée et aux photographes qui nous ont aimablement mis à disposition leurs clichés : Bernard Dupré, Peter Goossens, Victor Ferrer, ainsi qu'aux porteurs des flashs : Frédéric Têtu, Christian Boucher, Alain Couturaud, Jean-Pierre Rehspringer. On ne peut oublier ceux qui nous ont guidés sur le terrain ou fourni des renseignements sur des phénomènes karstiques intéressants : Hans Martin et Anke Luz, Olivier Peyronelle, Judicaël Arnaud, Philippe Monteils, Jean-Philippe Grandcolas. Nous tenons également à remercier l'ARSPAN qui coordonne les visites de l'aven de Noël et dont les membres s'impliquent dans la protection des cavités en favorisant la réflexion et l'essaimage des idées.

Nous remercions la Mairie de Saint-Marcel, propriétaire de la cavité, qui a autorisé l'accès à la grotte, et la Mairie de Bidon pour son soutien permanent. Merci également à Annie Flahaut dont la maison de Bidon s'est transformée annuellement depuis 94 en camp de base de plongée spéléologique. Nous n'oublions pas non plus de gratifier le travail des relecteurs : Philippe Audra et Hubert Camus qui ont amélioré le texte initial et rendu sa lecture plus facile. Nous remercions également l'Association Française de Karstologie et le CEREGE pour leur financement du document hors texte.

Enfin, nous tenons à remercier les membres du CEREGE et plus particulièrement O. Bellier, pour sa confiance et son soutien.

Bibliographie

AUDRA Ph., 1994 - Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'Ile de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). *Karstologia Mémoires*, n° 5, 279 p.

AUDRA Ph., 1997 - Les réseaux noyés profonds français et leur origine. *Actes de la septième rencontre d'octobre*, Spéléo-Club de Paris, n° 7, pp. 27-31.

AUDRA Ph., 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.* Fr., t. 172, n° 1, pp. 121-129.

AUDRA Ph., MOCOCHAIN L., CAMUS H., GILLI E., CLAUZON G. et BIGOT J.-Y., 2004 - The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, n° 17/6, pp. 389-400.

AUDRA Ph., FAVERJON M. et MOCOCHAIN L., sous presse **-** La grotte de Saint-Marcel n'est pas fossile. Analyse des crues exceptionnelles de 2002 et 2003, implications dans la compréhension du fonctionnement hydrodynamique et de la structure du réseau karstique, à paraître *Spelunca*, 2007.

BALLESIO R., 1972 - Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 53, 333 p.

BARBER P.M., 1981 - Messinian subaerial erosion of the proto-Nile delta. *Mar. Geol.*, 44, p.253-272.

BAULIG H., 1928 - *Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne*. Armand Colin, Paris, 592 p.

BELLEVILLE L., 1985 - *Hydrologie karstique : géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche*. Thèse Géologie, Univ. Grenoble I, 228 p.

BESSON D., CLAUZON G., COUEFFE R., DEXCOTE Y., FERRY S., GONZALO J., MOCOCHAIN L., PARIZE O., RUBINO J.-L., SUC J.-P. et TESSIER B., 2002 - Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal. *Livret guide de l'excursion Stati 2002*, 162 p.

BIGOT J.-Y., 2002 - Conduits ascendants dans les gorges de l'Ardèche : les avens Cordier, Rochas et de Noël. *Actes de la douzième rencontre d'octobre*, Spéléo-Club de Paris, n° 12, pp. 15-19.

BIGOT J.-Y., 2004a - Les puits et conduits subverticaux. *Spéléo*, n° 49, pp. 24-26.

BIGOT J.-Y., 2004b - Les puits et conduits subverticaux, l'exemple de l'aven de la Pépette, Simiane-la-Rotonde, Alpes-de-Haute-Provence, France. Atti della Tavola Rotonda Internazionale "Grotte e carsismo nel gruppo delle Grigne e nelle valli del Lario", Valsassina, 2-5 settembre 2004. *Le Grotte d'Italia, Revista dell'Istituto Italiano di Speleologia e della Società Speleologica Italiana, Serie V, n. 5*, Frasassi, pp. 57-62.

BIGOT J.-Y., 2005 - Les recoupements de méandre, le cas de la grotte de Saint-Marcel. *Actes numériques des 4e Rik-Rak*, Seyssins, 15 & 16 janvier 2005.

BLANC J.-J. et CHAMLEY H., 1975 - Remplissage de réseaux karstiques à la grotte de Saint-Marcel d'Ardèche. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, n°2, pp. 71-82.

BOINET D. et CAMUS H., 1998 - Observations sur la genèse et l'évolution des puits-cheminées : l'exemple singulier du réseau du Garrel - St-Jean-de-Bueges (Hérault). *Actes de la huitième rencontre d'octobre*, Spéléo-Club de Paris, n° 8, pp. 12-13.

BRUNET P., 2000 - L'Ardèche au Quaternaire. *Actes de la dixième rencontre d'octobre*, Spéléo-Club de Paris, 7 - 8 octobre 2000, n° 10, pp. 11-17.

CAMUS H., 1997 - Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées. *Karstologia*, n° 29, pp. 23-42.

CAMUS H., 1999 - L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sud-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). *Des paysages du karst au géosystème karstique - Dynamiques, structures et enregistrements karstiques.* Université de Savoie, Vol. 1, pp. 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 géographie physique - Géomorphologie. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 675 p.

CHEVALIER P., 1944 - Distinctions morphologiques entre deux types d'érosion souterraine. *Rev. Géogr. Alpine*, XXXII/III, pp. 475-486.

CHUMAKOV I.S., 1973 - Geological history of the Mediterranean at the end of Miocene-the beginning of the Pliocène according to new data. *Init. Repts. DSDP*, Washington, XIII, 2, pp.1241-1242.

CITA M.B., 1975 - Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ita. Paleoontol.*, 81, 4, pp. 527-544.

CLAUZON G., 1982 - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du *"Desiccated deep-basin model"* [Hsu, Cita, Ryan, 1973]. - *Bull. Soc. Géol. France*, 24, 3, pp. 597-610.

CLAUZON G., 1996 - Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*. 1, pp. 3-22.

CLAUZON G., RUBINO J.-L. et SAVOYE B., 1995 - Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. *Livret guide de l'excursion de l'ASF*, publication n° 23, pp. 145-222.

DARNE F., 1995 - Discussion sur l'origine hydrothermale de concrétions observées dans une cavité ardéchoise. *Actes de la cinquième rencontre d'octobre*, Spéléo-Club de Paris, n° 5, pp. 25-26.

DEBARD E., 1997 - Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais : karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. *Quaternaire*, 8, 2/3, pp. 305-317.

DELANNOY J.-J., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B. et PERRETTE Y., 2001 - Contribution de la cartographie morphologique souterraine dans l'étude spéléogénétique de la grotte Chauvet. Premiers éléments spéléogéniques et implications paléogéographiques, préhistoriques et paléontologiques. *Quaternaire*, 12-4, 235-248.

DELANNOY J.-J., PERRETTE Y., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B., PERROUX A.-S., JAILLET S. et QUINIF Y., 2004 - Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale : la grotte Chauvet (Ardèche, France). *Karstologia*, 44, pp. 25-42.

DEMARCQ G., 1960 - Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 250, pp. 4013-4015.

FONTANNES F., 1882 - Note sur l'extension et la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 11, pp. 103-141.

FRACHON J.-C. 1963 - Etude du réseau souterrain de Cerdon-Menouille. *Spelunca*, n° 3, pp. 24-26.

GOMBERT Ph., 1988 - *Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire*. Thèse de troisième cycle, Montpellier, 1988, 483 p.

GUÉRIN R., 1973 - *Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire.* Thèse, Univ. Montpellier, 113 p.

GUILCHER A, 1954 - *Morphologie littorale et sous-marine.* P.U.F., 210 p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P., 1987 - Chronology of fluctuating sea levels since the Triasic (250 million years ago to present). *Science*, n° 235, pp. 1156-1167.

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C. et VAIL P.R., 1998 - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, *SEPM, Spec. Publ.*, n° 60, pp. 3-13.

HÄUSELMANN Ph., HOBLÉA F. et JAILLET S., 2005 - Intérêt paléogéographique et patrimonial des cavités du vallon de l'Echarassou (affluent du Baravon, affluent de l'Ibie, commune de Lagorce, Ardèche). *Actes numériques des 4e Rik-Rak, Seyssins, 15 & 16 janvier 2005.*

LISMONDE B., 2000 - Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l'air emprisonné. *Karstologia*, n° 30, pp. 39-46.

MANDIER P., 1988 - *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique*. Docum. BRGM, n° 151, 885 p.

MARTEL É.-A., 1894 - *Les abîmes*. Paris, Delagrave, 578 p.

MARTINI J., 2005 - Etude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France) : mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. *Karstologia*, n° 45-46, pp. 1-18.

MOCOCHAIN L., 2001 - *Les implications des événements fini-miocènes et pliocènes dans la karstogenèse et l'hydrogéologie du Bas Vivarais calcaire (Ardèche, France)*. Mém. de maîtrise de géographie physique, Univ. de Provence, UFR de Géographie, 75 p.

MOCOCHAIN L., 2002 - *Utilisation des marqueurs chronostratigraphiques miocènes et pliocènes pour l'étude karstologique et hydrogéologique du Bas-Vivarais (Ardèche, France)*. Mém. de DEA, Univ. de Provence, UFR de Géographie, 43 p.

MOCOCHAIN L., 2004 - Les impacts directs et différés de la crise de salinité enregistrés dans le karst ardéchois. *Le Grotte d'Italia*, série V, n° 5, Frasassi 2004, pp. 91-104.

MOCOCHAIN L., CLAUZON G. et BIGOT J.-Y., 2006A - Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise messinienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 1, t. 177, pp. 27-36.

MOCOCHAIN L., CLAUZON G., BIGOT J.-Y. et BRUNET Ph., 2006b - Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedim. Geol.*, n° 189-189, pp. 219-233.

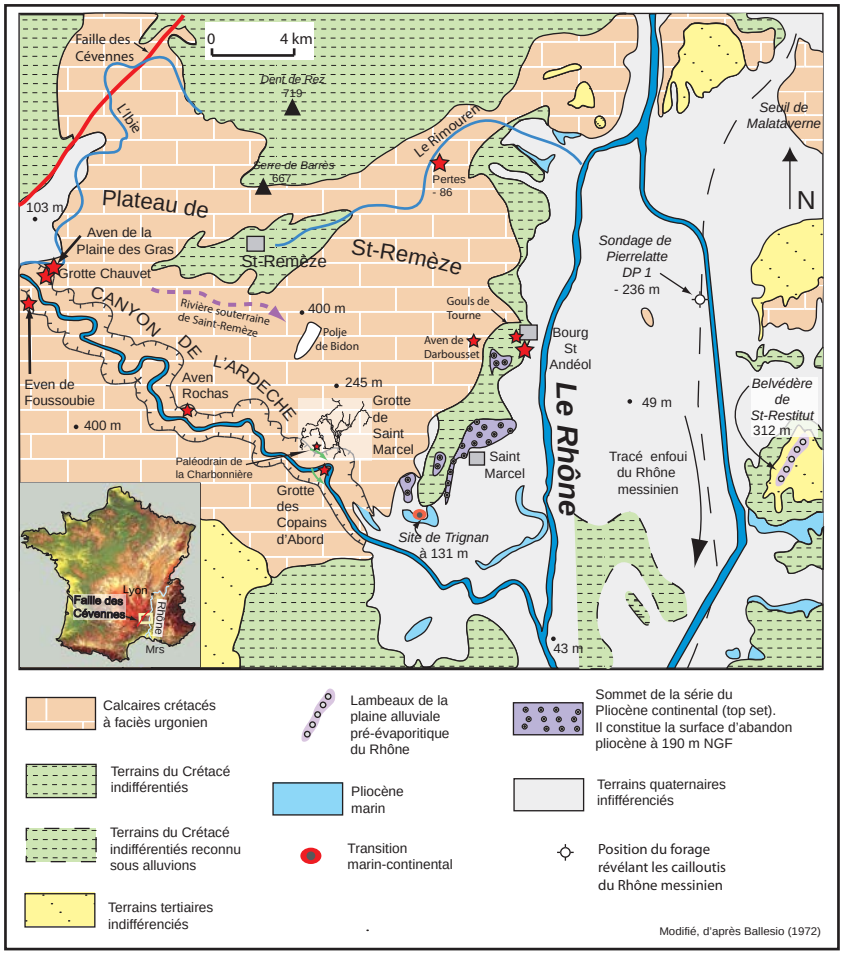
NICOD J., 1997 - Les recoupements karstiques de méandres encaissés. *Karstologia*, n° 30, pp. 41-48.

PASCAL M., LAFARGE D., CHEDHOMME J. et GLINTZBOECKEL C., 1989 - Notice explicative, carte géologique de la France (1/50.000), feuille Bourg-Saint-Andéol (889). B.R.G.M., Orléans, 67 p. Carte géologique par Pascal M., Elmi S., Busnardo R., Lafarge D., Truc G., Valleron M., Chedhomme J. et Combier J.

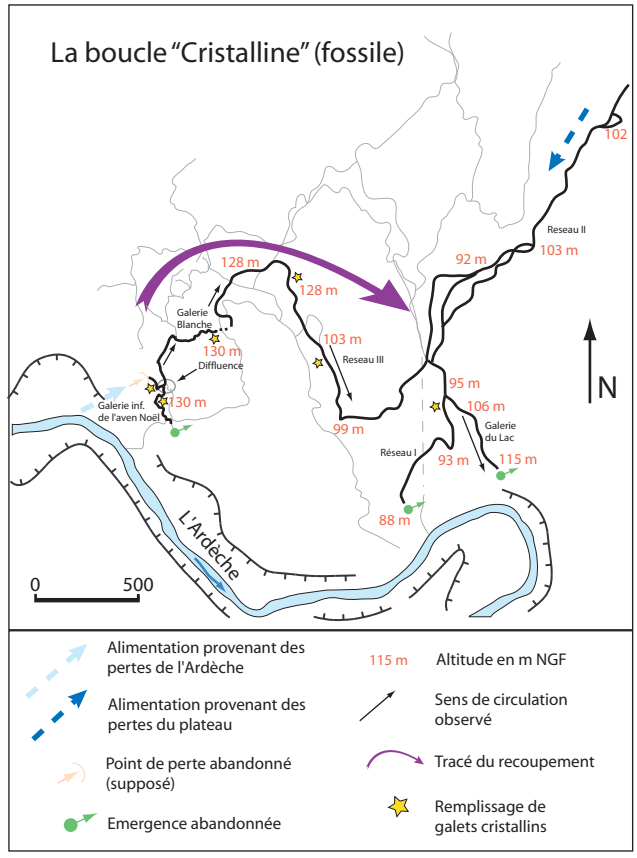
RODET J., 1992 - *La craie et ses karsts.* Centre Normand d'Etude du Karst - Groupe Seine édit., 560 p.

RENAULT Ph., 1967 - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. *Annales de spéléologie*, v. 22 1 et 2, pp. 5-17 et 209-267.

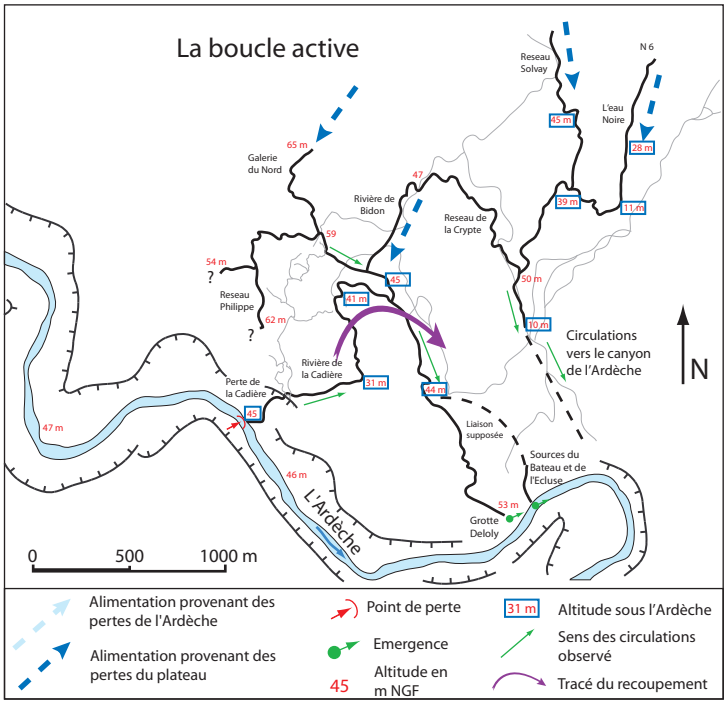
RYAN W. B. F., HSÜ K. J. *et al.*, 1973 - *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13, 1-2, U.S. Government Printing Office, Washington D. C. (1973) 1247 p.



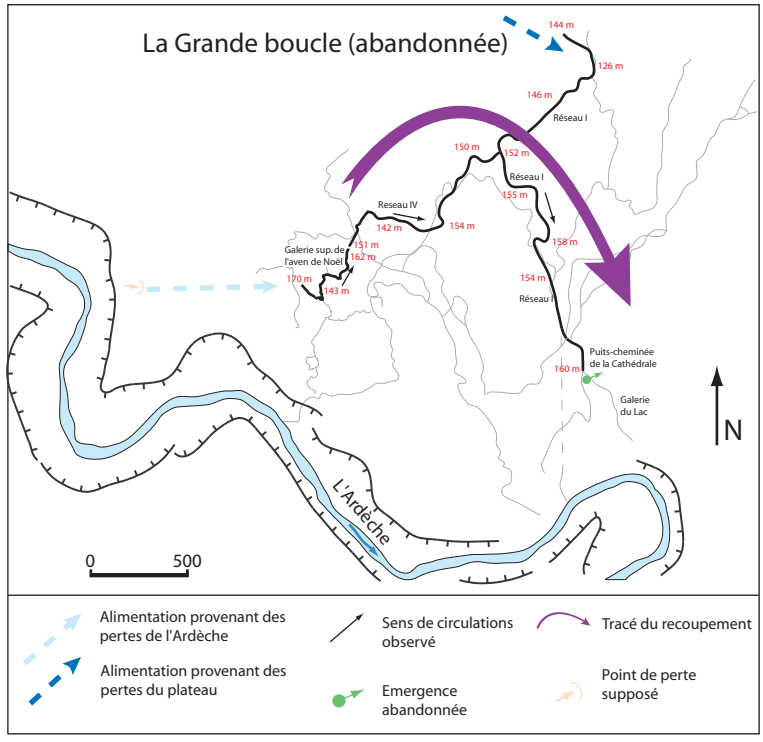
Doc I : Le plateau de Saint-Remèze dans son contexte géologique et géographique.



Doc IV : Carte simplifiée de la boucle cristalline : un recoupement de méandre abandonné de la grotte de Saint-Marcel.

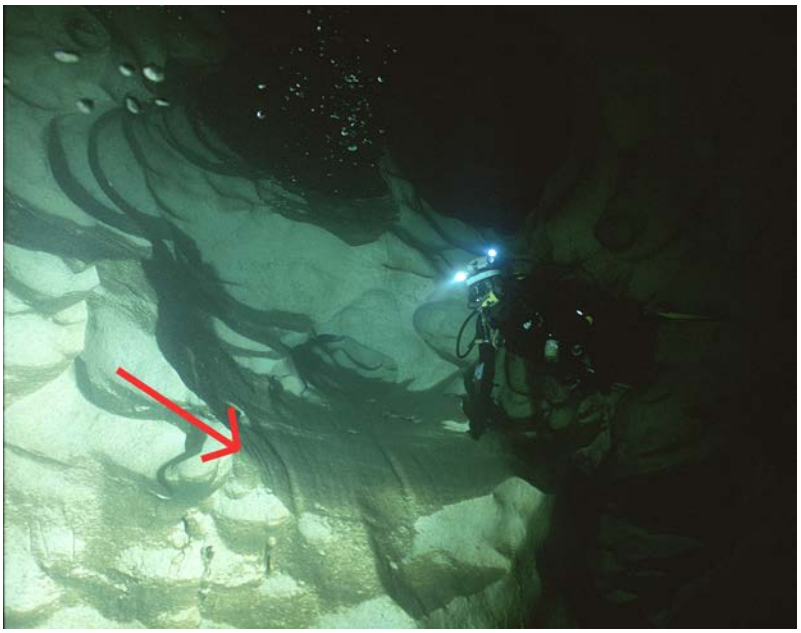


Doc III : Carte simplifiée de la boucle active : le recoupement de méandre fonctionnel de la grotte de Saint-Marcel.

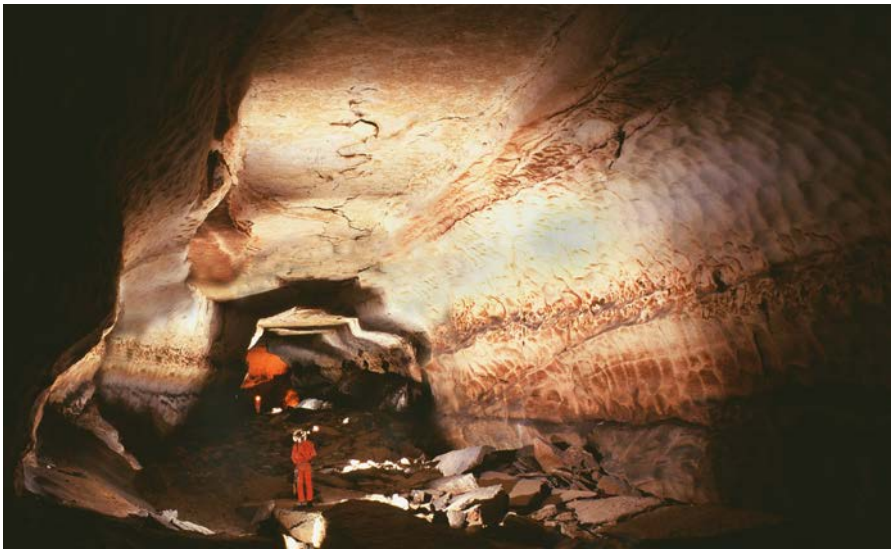


Doc V : Carte simplifiée de la grande boucle : un recoupement de méandre abandonné de la grotte de Saint-Marcel.

Doc VIII : Le cône de grèze terminant la Galerie Intermédiaire de l'Aven de Noël (étage supérieur). Le terminus de cette galerie se trouve à proximité des Gorges de l'Ardèche vers + 220 m NGF.



Doc VII : Conduit noyé à 40 m de profondeur sous le niveau de l'Ardèche, en aval de l'étage inférieur (grotte du Bateau - Ecluse). On peut observer à gauche en contre-bas du plongeur des cannelures creusées par un écoulement gravitaire sur les parois de la galerie. Cliché G. Carmille.



Doc VI : La Galerie des Maçons du réseau I vers + 160 m NGF (étage intermédiaire). Cette galerie compte parmi les plus grands volumes de la grotte de Saint-Marcel (cliché B. Dupré).

III Apport des datations des nucléides cosmogéniques produits *in situ* pour la compréhension du fonctionnement de l'endokarst ardéchois.

III.1 Introduction.

Au cours des précédentes parties de la thèse nous avons démontré que la géodynamique du cycle messino-pliocène a été responsable de l'essentiel de la karstogenèse du plateau de Saint-Remèze. Nos conclusions ont été confortées, dans le chapitre précédent, par l'étude détaillée de la grotte de Saint-Marcel. Nous avons notamment amélioré la compréhension du processus d'étagement *per ascensum* des niveaux de la grotte de Saint-Marcel depuis le fond du talweg de l'Ardèche jusqu'à la surface d'abandon pliocène. L'une des particularités de ce dispositif étagé est son fonctionnement en recoupements souterrains successifs de méandres de l'Ardèche. C'est le cas de l'étage intermédiaire de la grotte, formé d'un recoupement de méandres ayant conservé de nombreux témoins sédimentaires de ce fonctionnement sous la forme d'un remplissage alluvial d'origine cévenole : la *boucle cristalline* (fig. V-3-1). Jusqu'à présent, notre étude des endokarsts ardéchois s'est appuyée sur une corrélation interne/externe avec la chronologie évènementielle du cycle messino-pliocène, sans aucune contrainte absolue. A défaut de pouvoir directement dater la genèse d'une grotte (Sasowsky, 1998), l'intérêt de dater l'âge d'enfouissement des sédiments dans l'endokarst permet au moins de fixer l'antériorité de la formation d'une cavité (Granger D.E., and Smith A.L., 2000 ; Granger *et al.*, 2001 ; Granger and Muzikar, 2001 ; Stock *et al.*, 2004 et 2005 ; Darlene and Granger, 2004 ; Haeuselmann *et al.*, 2007). La position très nettement perchée (+130 m NGF) par rapport à l'Ardèche (+ 50 m NGF) de la *boucle cristalline* en fait un site d'étude privilégié pour la pratique des cosmonucléides du béryllium 10 et de l'aluminium 26 (^{10}Be / ^{26}Al).

Les datations par l'utilisation des cosmonucléides sont actuellement les premières du genre dans un karst soumis à la géodynamique du cycle messino-pliocène. La méthodologie présentée ici pour la datation de l'endokarst ardéchois a aussi pour objectif d'établir les limites de méthode inhérentes à ce type d'étude.

III.2 Les nucléides cosmogéniques.

Cosmonucléides et nucléides cosmogéniques sont les termes génériques désignant les nucléides formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites à la fois directement par le rayonnement cosmique de particules et, majoritairement, par les particules secondaires issues de ce même rayonnement cosmique.

Depuis moins d'une quinzaine d'années, une nouvelle méthode, utilisant les nucléides produits par l'interaction du rayonnement cosmique (^{3}He, ^{10}Be, ^{21}Ne, ^{26}Al, ^{36}Cl) avec les roches de surfaces, a été développée et appliquée à la quantification des processus géodynamiques qui affectent la surface terrestre. Très rapidement les nucléides sont apparus comme de puissants traceurs géochimiques à condition de bien connaître leur(s) provenance(s), leurs mécanismes de production et d'incorporation dans les différents réservoirs terrestres (Lal, 1988 ; Bourlès *et al.*, 1989). Depuis environ une vingtaine d'années, les avancées techniques en Spectrométrie de Masse par Accélérateur (SMA) ont permis, en abaissant significativement le seuil de détection, de développer les applications en Sciences de la Terre des cosmonucléides produits *in-situ* (Lal, 1991 ; Stock *et al.*, 2004 ; Siame *et al.*, 2004 ; Balco *et al.*, 2005).

III.2.1 Les nucléides cosmogéniques produits *in-situ.*

Si la majeure partie du rayonnement cosmique est dissipée dans l'atmosphère, environ 0,1% des particules cosmiques atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour induire des réactions nucléaires dans les minéraux composant les roches exposées en surface. Les nucléides cosmogéniques ainsi produits sont appelés cosmonucléides produits *in-situ* (^{3}He, ^{10}Be, ^{21}Ne, ^{26}Al).

L'absorption de l'énergie du rayonnement cosmique par la matière limite la production *in-situ* des cosmonucléides aux premiers mètres de roche situés sous la surface.

Cette caractéristique est à la base de leurs applications en géomorphologie. Les neutrons et muons, principales particules responsables de la production de cosmonucléides produits *in situ*, n'interagissent toutefois pas de manière identique avec la matière. Pour ce qui concerne le ^{10}Be, en surface et dans les premiers mètres de la croûte terrestre, les neutrons sont les particules les plus efficaces. En surface, la contribution des muons a récemment été quantifiée par Braucher *et al.*, (2003). Par contre, puisque la longueur au bout de laquelle l'intensité du rayonnement a diminué d'un facteur e (~2,7) (longueur d'atténuation) est beaucoup plus longue pour les muons que pour les neutrons (respectivement ~1500 g.cm^{-2} et ~150 g.cm^{-2} ; les longueurs d'atténuation sont exprimées en g.cm^{-2} afin d'être indépendantes de la densité des roches traversées), les muons deviennent, à partir de quelques mètres de profondeur, majoritairement responsables des rares réactions nucléaires produisant du ^{10}Be dans la matière.

III.2.2 Évolution des concentrations en fonction du temps.

L'accumulation des cosmonucléides dans la roche peut être décrite par une équation (Équation 1) mettant en jeu la production des cosmonucléides, le taux de dénudation et le temps d'exposition de la roche réservoir.

$$C(x,t)=C(x,0)e^{-\lambda t}+\frac{P_0.P_n}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_n}+\lambda}.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_n}}.(1-e^{-(\lambda+\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_n})t})+\frac{P_0.P_\mu}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_\mu}+\lambda}.e^{\frac{-\rho x}{\Lambda_\mu}}.(1-e^{-(\lambda+\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda_\mu})t})$$

Équation 1

où C(x,0) représente la concentration initiale de l'échantillon analysé, Λ_n et Λ_μ, représentent les longueurs d'atténuation respectives des neutrons (~150 g/cm^2) et des muons (~1500 g/cm^2). Dans le cas du ^{10}Be, rappelons que la production par les muons représente environ ~1,5% de la production totale.

Les cosmonucléides s'accumulent dans les roches jusqu'à ce que leur concentration atteigne un état stationnaire où la production égale les pertes par décroissance radioactive et par érosion (fig. V-3-2).

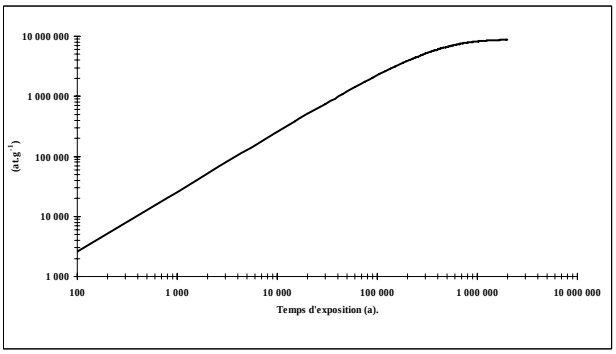


Figure V-3-2 : Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et du taux d'érosion. La concentration en ^{10}Be atteint un niveau d'équilibre entre les grains par production et les pertes par érosion et décroissance radioactive d'autant plus rapidement que les processus de dénudation sont actifs. L'hypothèse d'un taux d'érosion nul implique le calcul d'âges d'exposition ^{10}Be minimaux (t_{min}). L'hypothèse d'un temps d'exposition infini implique le calcul de taux de dénudation maximal.

III.2.3 Scénarios d'exposition complexe.

L'historique d'un échantillon peut être complexe et difficilement contrainte à partir des seules concentrations en cosmonucléides. Cependant, dans certaines conditions, l'utilisation conjointe du ^{10}Be et de l'^{26}Al permet de préciser les processus de mise en place d'unités géomorphologiques en mesurant l'âge d'enfouissement. C'est donc, des modifications environnementales qui provoquent l'enfouissement de surfaces qui se trouvent préalablement à l'état stationnaire. Cet état implique que les pertes par érosion cessent et que les concentrations en cosmonucléides peuvent donc de nouveau augmenter dans les roches en cours d'enfouissement aussi longtemps qu'elles sont suffisamment proches de la surface pour être atteintes par des particules du rayonnement cosmique En deçà d'une profondeur limite, seules subsistent les pertes dues aux décroissances radioactives. L'évolution de la concentration avec la profondeur, la durée d'enfouissement (t_B) et la vitesse d'enfouissement B (g.cm^{-2}) est décrite par l'équation suivante :

$$C(t_B)=C_0 e^{-\lambda t_B}+\frac{P_0.P_n}{\frac{-B}{\Lambda_n}+\lambda}.e^{\frac{-t_B.B}{\Lambda_n}}.(1-e^{-t_B(\frac{-B}{\Lambda_n}+\lambda)})+\frac{P_0.P_\mu}{\frac{-B}{\Lambda_\mu}+\lambda}.e^{\frac{-t_B.B}{\Lambda_\mu}}.(1-e^{-(\lambda+\frac{-B}{\Lambda_\mu})t_B})$$

Équation 2

Où C_0 est la concentration au départ de l'enfouissement. D'autre part, les périodes radioactives significativement différentes du ^{10}Be (T1/2 : 1.34Ma) et de l'^{26}Al (T1/2 :0.72Ma) impliquent pour toute surface en cours d'érosion que la courbe ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]) évolue entre deux courbes limites dessinant une surface appelée « îlot des états stationnaires » (fig. V-3-2) .

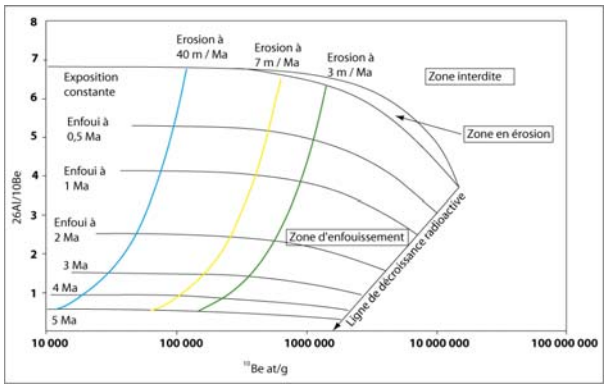


Figure V-3-3 : Diagramme de mesure d'age d'enfouissement montrant le ratio ^{26}Al/^{10}Be et la concentration en ^{10}Be dans le sédiment (^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be])). Les courbes sub-horizontales sous l'îlot des états stationnaires correspondent chacune à des ages d'enfouissement correspondant à la diminution des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al du fait de la décroissance radioactive. Les courbes sub-verticales correspondent au chemin que suivent les concentrations ^{10}Be et ^{26}Al en fonction du taux de dénudation qu'ont subi les échantillons avant leur enfouissement.

L'enveloppe supérieure de l'îlot des états stationnaires correspond à l'ensemble des situations pour des temps d'exposition finis et une érosion nulle, alors que l'enveloppe inférieure correspond à l'ensemble des solutions pour différents taux d'érosion et un temps d'exposition infini.

Les deux courbes de la figure V-3-3 délimitent trois champs dans le diagramme ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]). La « zone interdite » correspond à la surface située à droite et au-dessus de la courbe enveloppe supérieure. **Tout point situé dans cette zone ne peut être expliqué par un modèle géomorphologique et résulte donc très probablement d'une erreur analytique**. La zone située entre les deux courbes correspond à l'ensemble des concentrations ^{10}Be et des rapports ^{26}Al/^{10}Be possibles pour des objets géomorphologiques subissant un processus érosif. La zone située en bas et à gauche de cet « îlot des états stationnaires » correspond à l'ensemble des concentrations ^{10}Be et des rapports ^{26}Al/^{10}Be possibles pour des objets géomorphologiques subissant ou ayant subi un enfouissement. En effet, lorsqu'un objet géomorphologique préalablement exposé est suffisamment enfoui pour être protégé du rayonnement cosmique, les pertes alors dues aux seules décroissances radioactives impliquent une diminution des concentrations en cosmonucléides. Ces diminutions dépendantes du temps de demi-vie de chaque cosmonucléide considéré. Cette situation est représentée par une évolution en éloignement vers le bas de l'îlot des états stationnaires (fig. V-3-3).

L'analyse du diagramme ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]) (fig. V-3-3) doit donc en théorie permettre de déterminer, si une surface a subi un processus érosif simple ou un scénario d'exposition plus complexe. Cependant, les 15-20% d'erreur affectant les taux de production se répercutent sur le rapport ^{26}Al/^{10}Be et limitent sérieusement la précision des informations fournies par l'analyse du diagramme ^{26}Al/^{10}Be = f([^{10}Be]).

L'établissement de ce diagramme permet tout de même de déterminer si une surface subit ou a subi un enfouissement. De plus, même s'il existe une infinité de chemins possibles (correspondant à autant de scénarios complexes d'exposition et d'enfouissement ; Granger, *sous presse*) pour atteindre un point situé dans la portion inférieure gauche du diagramme, chaque point situé dans cette zone correspond à un temps d'enfouissement minimum calculable (le chemin le plus court entre l'enveloppe inférieure et la valeur supérieure de la barre d'erreur du rapport).

III.3 Etude géomorphologique du site de prélèvement.

La galerie Inférieure de l'aven de Noël est un conduit de dimension plus modeste que la galerie Principale dans laquelle elle débouche (fig. V-3-1). Comme pour la plupart

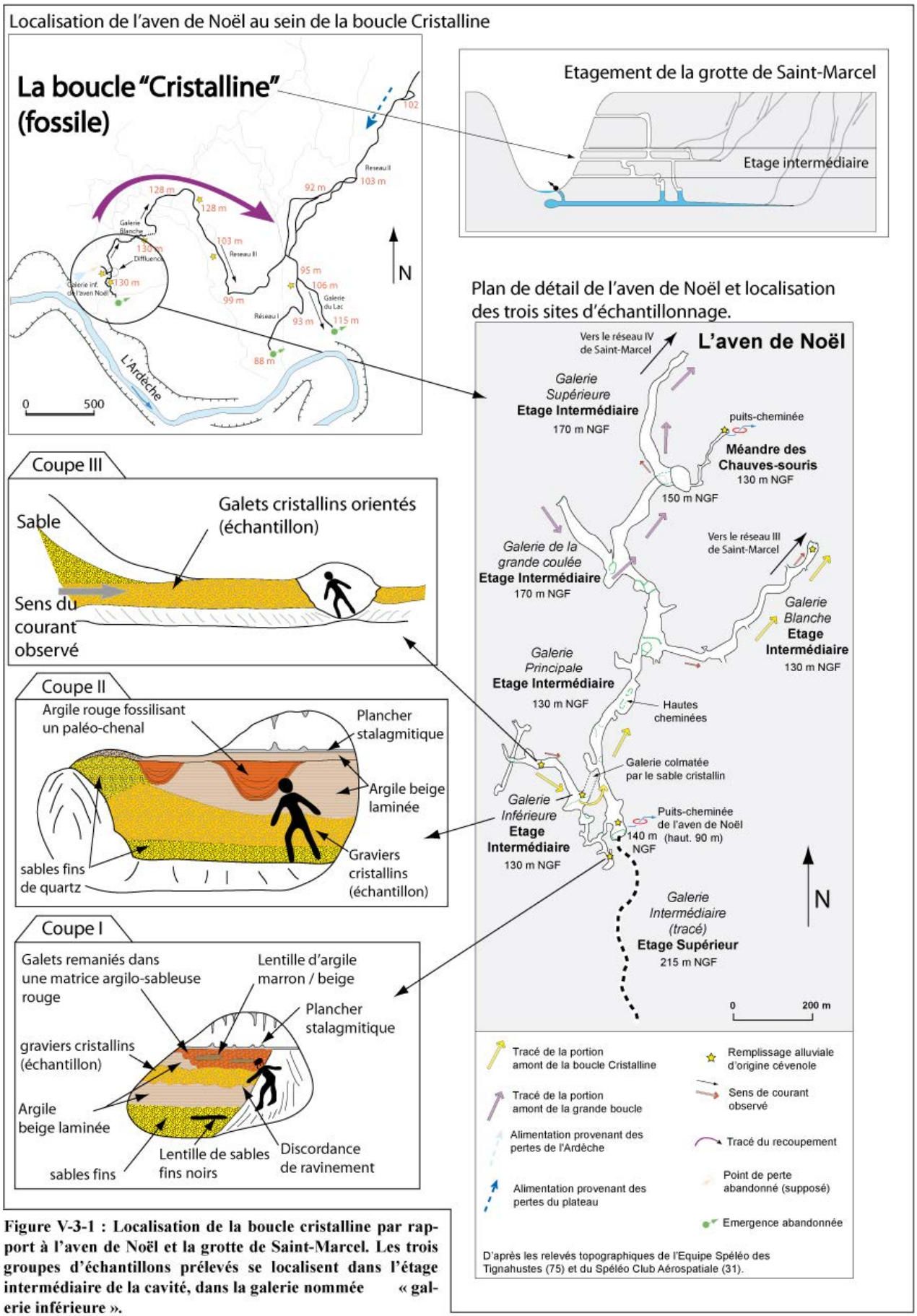


Figure V-3-1 : Localisation de la boucle cristalline par rapport à l'aven de Noël et la grotte de Saint-Marcel. Les trois groupes d'échantillons prélevés se localisent dans l'étage intermédiaire de la cavité, dans la galerie nommée « galerie inférieure ».

des réseaux de Saint-Marcel, les morphologies du conduit sont caractéristiques de la zone noyée du karst. L'horizontalité perçue dans le développement de la galerie Inférieure prolongée par la galerie Principale caractérise un niveau de spéléogenèse formé au contact d'un niveau de base stable : le niveau intermédiaire (chapitre 2, partie V). Cette hypothèse est d'ailleurs confirmée par la présence d'un remplissage alluvial grossier de nature allochtone, piégé dans le niveau intermédiaire. La découverte de ce remplissage a conduit à identifier une partie du niveau intermédiaire comme étant un recoupement souterrain de méandre de l'Ardèche, nommé par la suite : « boucle Cristalline » (chapitre 2, partie V ; fig. V-3-1).

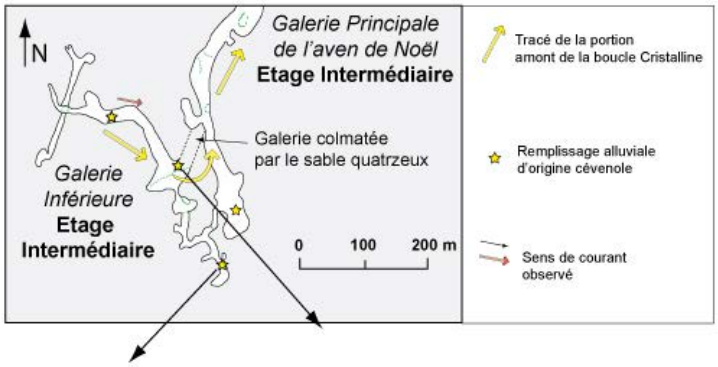
III.3.1 Description des séquences de dépôts détritiques de la galerie Inférieure.

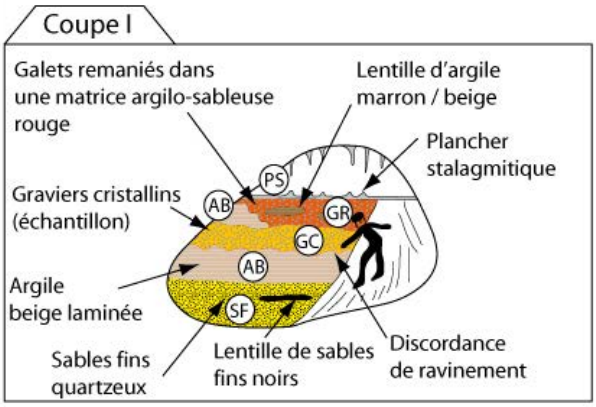
Afin de pratiquer des datations par cosmonucléides, nous avons sélectionné plusieurs sites de prélèvement du dépôt alluvial cristallin. Nous devions nous assurer que le matériel prélevé se trouvait en place, non remanié, afin de parvenir à dater la phase de fonctionnement de la boucle cristalline. Trois sites de prélèvement ont été retenus, ils se situent tous dans la galerie Inférieure de l'aven de Noël (fig. V-3-1). Un total de 4 kg d'alluvions non triées fut prélevé afin de disposer d'une bonne réserve en quartz. L'échantillon I provient d'une galerie annexe à la galerie Inférieure dont les dimensions sont nettement plus modestes (fig. V-3-1). Le matériel alluvial fut prélevé dans une coupe naturelle recoupant le remplissage de la galerie. Cette coupe laisse apparaître plusieurs séquences sédimentaires. De bas en haut on identifie (fig. V-3-4) :

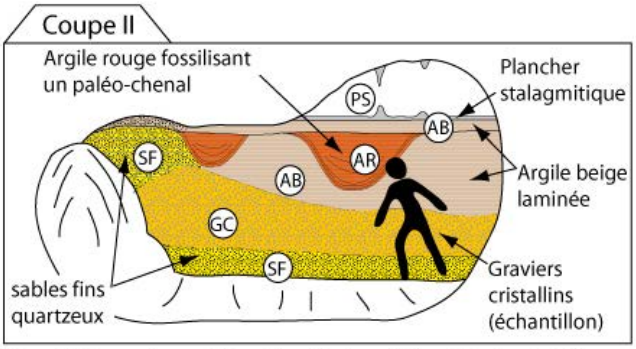
- un sable fin quartzeux gris/blanc,
- reposant de façon concordante, une couche d'une soixantaine de cm d'épaisseur composée d'une argile beige finement laminée,
- une discordance de ravinement entaille la partie supérieure de la formation argileuse sur laquelle repose une couche de galets cristallins d'une trentaine de centimètres d'épaisseur (c'est dans cette couche qu'a été pratiqué l'échantillonnage),
- les galets sont recouverts de façon concordante par une couche d'une trentaine de cm d'épaisseur composée d'une argile beige finement laminée,
- cette séquence argileuse est entaillée d'une discordance de ravinement en forme de chenal colmaté par une formation remaniant les galets et les sables dans une matrice argileuse de couleur nettement plus rouge. Dans cette séquence on distingue des lentilles d'argiles beiges laminées (15×60 cm en moyenne),
- cette dernière séquence est enfin chapeautée par un plancher stalagmitique.

Les échantillons II et III proviennent de la galerie Inférieure et ont été prélevés à quelques dizaines de mètres de distance (fig. V-3-1). L'échantillon II est prélevé à l'intersection de deux galeries (fig. V-3-4), dont une qui est intégralement colmatée par un remplissage allochtone de sables quartzeux et de galets. Cette galerie colmatée semble bien correspondre à la continuité de la boucle cristalline puisqu'elle prend la direction de la Galerie Principale (fig. V-3-1). Le matériel prélevé provient de cette galerie colmatée, dans une formation de deux mètres d'épaisseur. Cette formation présente une alternance de séquences sédimentaires semblable en pied de coupe, puis différente en sommet de coupe à la coupe I (fig. V-3-4) :

- En pied de coupe, on observe la même alternance sables/galets cristallins et argile beige laminée,
- la séquence d'argile beige fait place latéralement à une formation sableuse laminée qui colmate la galerie prolongeant la boucle cristalline,
- Cette séquence est elle-même ravinée mais contrairement à la coupe I, cette discordance de ravinement n'est pas recouverte de galets cristallins (séquence allochtone) mais par une séquence d'argile rouge ne provenant pas d'une phase détritique de l'Ardèche,
- Cette séquence est à nouveau recouverte par un dépôt d'argile beige laminée puis recouverte d'un plancher stalagmitique.







SF : sable fin quartzeux GC : galets cristallins AB : argile beige laminée
AR : argile rouge GR : galets cristallins remaniés PS : plancher stalagmitique

Tableau de corrélation des séquences de dépôts de la galerie inférieure de l'aven de Noël

Séquences	Coupe I	Coupes II
1	Dépôt du sable (SF)	Dépôt du sable (SF)
2	Dépôt du sable (SF)	Dépôt des galets (GC)
3	Dépôt de l'argile beige (AB)	Dépôt de l'argile beige colmatant le drain principal (AB)
4	Discordance de ravinement	Discordance de ravinement, creusement de chenaux
5	Dépôt des galets (GC)	Dépôt de l'argile rouge dans les chenaux (AR)
6	Dépôt de l'argile beige (AB)	Séquence détritique terminale d'argile beige (AB)
7	Ravinement de la séquence d'argile beige et dépôt en discordance de galets remaniés dans une matrice argilo-sableuse rouge (GR)	Séquence détritique terminale d'argile beige (AB)
8	Dépôt de lentilles d'argile beige au sein de la séquence de galets remaniés (GR)	Séquence détritique terminale d'argile beige (AB)
9	Plancher stalagmitique (PS)	Plancher stalagmitique (PS)

Figure V-3-4 : Représentation des deux principales coupes échantillonnées dans la galerie Inférieure de l'aven de Noël et tentative de corrélation des différentes séquences de dépôt observées au sein de chacune des coupes.

L'échantillon provenant de la coupe III a été prélevé à quelques mètres en amont de la coupe II. La coupe III fournit une alternance stratigraphique plus succincte, limitée aux dépôts alluviaux grossiers (sables et galets ; fig. V-3-1). Cette configuration provient sans doute du fait que ce dépôt se localise dans un resserrement topographique propice à une accélération de l'écoulement ne favorisant que le dépôt d'un matériel grossier. L'échantillon prélevé dans la coupe III provient d'une épaisse couche de galets bien triés et disposés de manière inclinée. Cette disposition permet de relever le sens d'écoulement entrant vers l'intérieur du massif (photo 3, chapitre 2 partie V), ce qui est conforme à la logique d'écoulement de la boucle Cristalline.

III.3.2 Fonctionnement hydro-sédimentaire de la galerie Inférieure.

Cette alternance de séquences sédimentaires, représentée sur la figure V-3-4, permet de restituer les dynamiques de dépôt contemporain du fonctionnement hydrologique de la boucle cristalline. L'allure générale de la coupe peut ainsi être assimilée à celle d'une formation alluviale de surface où alternent des dépôts caractérisants des milieux de décantation en fin de crue (argiles) et des milieux de dépôts plus turbulents assimilables à des épisodes de crue (sables et galets). Ces observations permettent de constater que le matériel échantillonné se trouve en place et non remanié.

L'analyse détaillée des trois coupes échantillonnées permet une reconstitution du fonctionnement en recoupement souterrain de méandre de la galerie Inférieure. Les trois sites de prélèvement caractérisent une même succession d'environnements de dépôt qui débute par un régime torrentiel (dépôt des sables et galets) puis fait place à un régime calme, favorable à la décantation des argiles beiges disposées en lamines. Cette séquence de dépôts semble avoir ensuite été incisée par un écoulement turbulent sans dépôt grossier. En revanche, on constate une reprise de la sédimentation argileuse avec toutefois un changement de couleur du beige au rouge, ce qui peut être assimilable à une provenance proximale (terra rossa du plateau).

La proximité des trois sites de prélèvement et la corrélation des séquences sédimentaires restituée sur la figure V-3-4 nous conduit à interpréter cet ensemble de séquences de dépôt comme contemporain d'une même phase de fonctionnement en recoupement de méandre de l'Ardèche. Les différences observées entre les coupes I et II permettent toutefois de proposer un scénario de fonctionnement en deux épisodes successifs (fig. V-3-5) :

- Durant le premier épisode, l'essentiel des pertes de l'Ardèche transitait par la galerie Inférieure prolongée par la galerie Principale et correspond au fonctionnement de la boucle cristalline. Sur les trois coupes, ce fonctionnement correspond à la séquence de dépôt des sables et galets, suivie du dépôt des couches d'argile beige laminée qui colmatent une partie de la boucle cristalline.
- Durant le second épisode, la boucle cristalline ne draine plus les eaux de l'Ardèche car elle est partiellement colmatée. Le recoupement de méandre ne s'opère plus que par la galerie Inférieure comme l'atteste la phase de ravinement de la séquence d'argile beige, recouverte ensuite par des sables et galets cristallins (observée sur la coupe I ; fig. V-3-4).

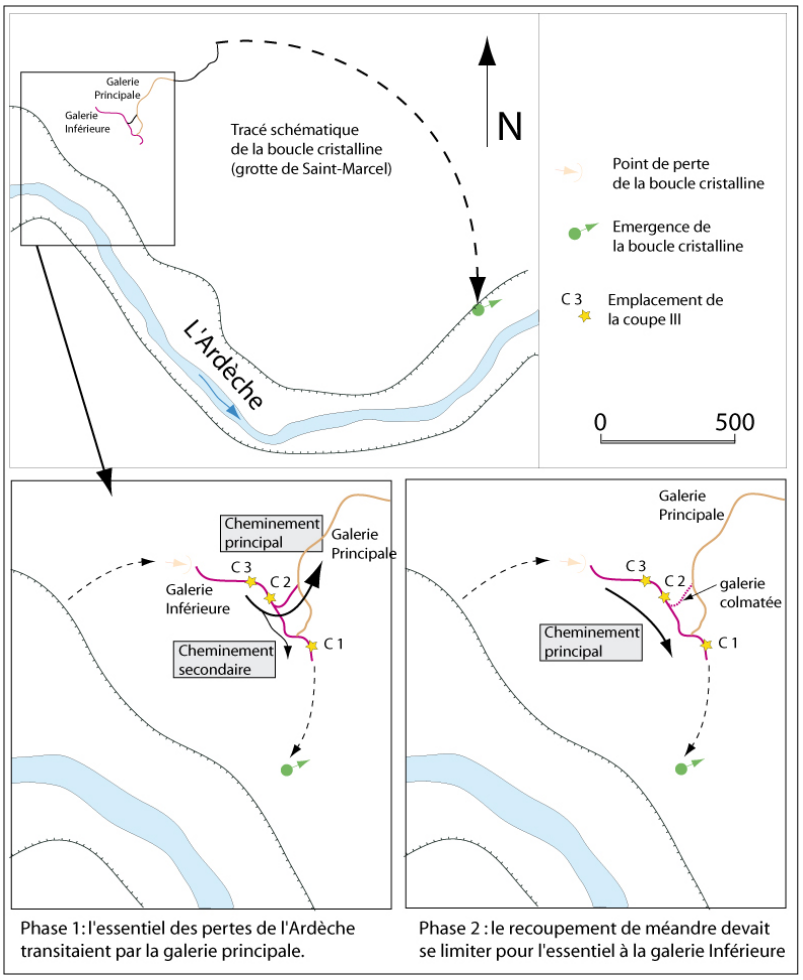


Figure V-3-5 : Les deux phases de fonctionnement de la galerie Inférieure restituées par l'interprétation des séquences de dépôts relevées sur les coupes I, II et III.

III.4 Lecture et interprétations des résultats.

III.4.1 Présentation des résultats.

Nous avons isolé plusieurs fractions granulométriques pour un total de 18 échantillons (annexe II). Seulement sept échantillons ont permis la mesure conjointe du ^{10}Be et ^{26}Al (annexe) en raison d'un signal de décroissance radioactive du béryllium pratiquement nul. Malgré un signal proche du blanc pour le ^{26}Al, il reste au final cinq échantillons qui ont fourni un résultat cohérent (tableau I ; fig. V-3-6).

Echantillons	10Be (x10^4 at/g)	26Al (x10^4 at/g)	26Al /10Be	Temps minimum d'enfouissement (Ma)
I c	13,95 ± 5,7	10,78 ± 4,14	0,77 $^{+1.04}_{-0.43}$	**4,7** $^{+1.79}_{-1.62}$
11b	7,79 ± 1,84	14,27 ± 10,09	1,83 $^{+2.26}_{-1.4}$	**2,91** $^{+1.78}_{-3.06}$
II d'	18,09 ± 5,03	28,75 ± 14,87	1,59 $^{+1.75}_{-0.99}$	**3,16** $^{+1.60}_{-1.99}$
III c	7,45 ± 1,18	18,79 ± 9,4	2,52 $^{+1.98}_{-1.44}$	**2,21** $^{+1.28}_{-1.84}$
III d'	8,7 ± 1,71	17,33 ± 3,4	1,99 $^{+0.98}_{-0.65}$	**2,72** $^{+0.88}_{-0.87}$

Tableau I : **Concentration en ^{10}Be et ^{26}Al produit *in situ* pour les six échantillons étudiés.**

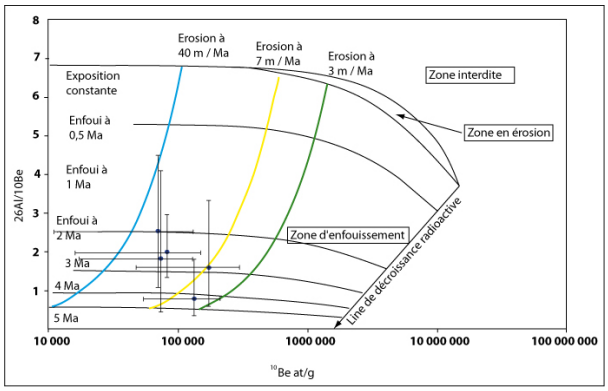


Figure V-3-6 : Diagramme de mesure d'âge d'enfouissement pour les échantillons étudiés. La position des échantillons très nettement en dessous de l'îlot des états stationnaire (banane « zone en érosion ») correspond à la décroissance radioactive du 26Al et du 10Be en fonction de la durée d'enfouissement de chaque échantillon.

Ces résultats soulèvent plusieurs constats qui vont permettre de proposer par la suite un scénario d'enfouissement en fonction de la géodynamique de son niveau de base et des étapes de spéléogenèse reconnues du plateau de Saint-Remèze :

- L'incertitude importante constatée sur les barres d'erreurs (tableau I et fig. V-3-6 et V-3-7) provient du rapport très faible ^{10}Be / ^{26}Al mesuré qui est proche du blanc (c'est-à-dire un signal nul). Ces rapports très faibles peuvent être la conséquence d'un âge d'enfouissement très ancien, pratiquement aux limites de la méthode.
- L'âge des sédiments produits par l'enfouissement laisse apparaître deux classes d'échantillons (fig. V-3-6 et V-3-7). Une première classe représente l'échantillon du groupe I pour un âge moyen mesuré de 4,7 Ma. La seconde classe représente les échantillons des groupes II et III pour un âge moyen de 2,75 Ma. La disparité des âges mesurés entre les deux classes peut provenir d'un effet de site lié à notre logique d'échantillonnage. En effet, les groupes II et III ont été échantillonnés dans la galerie principale à quelques mètres d'intervalle et appartiennent au même corps sédimentaire, tandis que le groupe I a été échantillonné dans une petite galerie annexe à la galerie principale (fig. V-3-1). Nous discuterons de cette disparité observée dans l'interprétation des résultats.
- Sur le tiers restant des échantillons (tableau I et tableau en annexe) on peut constater que les fractions granulométriques correspondant aux sables semblent fournir les résultats les plus probants (b : *250 < x < 500* / c : *500 < x < 1 mm* et d' : *1 mm < x < 2 mm*). Les fractions les plus fines (*125 < x < 250*) et les plus grossières (*> à 1 cm*) semblent en revanche moins intéressantes. Ces statistiques restent néanmoins difficiles à discuter en raison d'un nombre d'échantillons traités peu élevé.

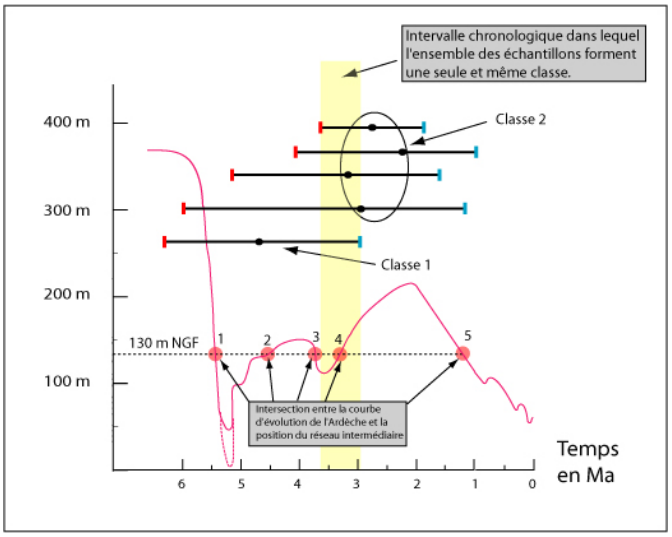


Figure V-3-7 : Courbe d'évolution du niveau de base proposée d'après les niveaux repères et les niveaux de l'endokarst sur laquelle sont reportés les âges et les barres d'erreur mesurés pour chaque échantillon.

III.4.2 Rappel des grandes phases de spéléogenèse de la grotte de Saint-Marcel.

La chronologie évènementielle du cycle messino-pliocène proposée permet d'expliquer les tendances de la spéléogenèse ardéchoise. En approfondissant notre étude de l'endokarst –principalement dans la grotte de Sain-Marcel– nous avons restitué une chronologie de mise en place de chaque étage de l'endokarst en pratiquant une étude morphologique et sédimentaire principalement

basée sur l'emboîtement des formes et des formations. Cette approche nous a permis de dégager une courbe d'évolution du niveau de base s'appuyant sur les niveaux repères du cycle messino-pliocène et sur l'étagement de l'endokarst (fig. V-3-7). Nous rappelons ici succinctement les grandes étapes de cette évolution (fig. V-3-8) :

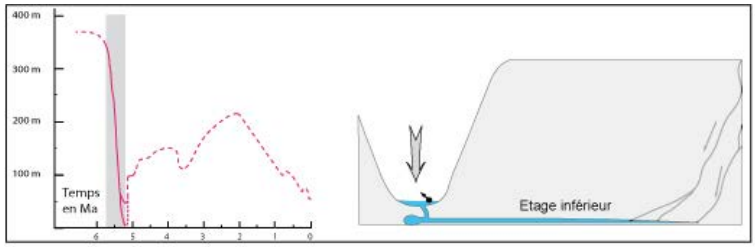
- Au lendemain de la crise, le niveau de base remonte puis se stabilise autour de 100 m NGF, provoquant la formation d'un étage horizontal de spéléogenèse à cette altitude (phase II, fig. V-3-8). L'étage néoformé entretient par ailleurs des relations hydrologiques avec le niveau messinien par des puits-cheminées.
- La phase de stabilité du niveau de base à 100 m fait place à une seconde remontée qui stop vers 130 m NGF, altitude à laquelle la transition marin/continental de la ria du Rhône se dépose en bordure du plateau de Saint-Remèze vers 4,8 Ma. Dans le karst, cette impulsion *per ascensum* va provoquer la formation d'un étage à 130 m relié, par puits-cheminées, à la fois au précédent étage à 100 m NGF ainsi qu'à l'étage messinien (phase III, fig. V-3-8).
- La position de la transition marin/continental est le point de départ de l'aggradation des rivières qui provoque à nouveau une remontée du niveau de base du karst. Cette aggradation s'arrête vers 160 m NGF, altitude à laquelle se met en place un autre niveau de spéléogenèse, celui du plus grand recoupement de méandre de la grotte de Saint-Marcel, i.e., la grande boucle (phase IV, fig. V-3-8). Certaines portions de ce recoupement de méandre réutilisent ou s'emboîtent dans l'étage à 130 m, ce qui confirme bien la postériorité de la grande boucle par rapport à l'étage à 130 m NGF.
- Vers 3,8 Ma un refroidissement général (du climat) est observé en Europe (Suc *et al.*, 1995). Ce refroidissement se manifeste par une baisse générale du niveau marin (Haq *et al.*, 1987) entraînant vraisemblablement une incision des rivières dans le remblaiement de leur ria. Cet épisode est responsable, dans l'endokarst ardéchois, de l'abandon de plusieurs étages perchés au-dessus de l'Ardèche (phase V, fig. V-3-8). Durant cette étape un important concrétionnement s'est développé dans plusieurs grottes ardéchoises, principalement les grottes de Saint-Marcel, Chauvet (Delannoy *et al.*, 2004) et Déroc.
- L'aggradation reprend au cours du Pliocène et se termine par l'élaboration de la surface d'abandon pliocène vers 2 Ma. Cette phase finale de remontée du niveau de base se traduit dans le karst par la genèse d'un dernier étage sub-horizontal géométriquement en relation avec la surface d'abandon pliocène. Ce dernier étage est aussi en relation hydrologique avec les étages sous-jacents par des puits-cheminées (phase VI, fig. V-3-8).

Chacune des grandes étapes inventoriées participe à l'élaboration d'une chronologie évènementielle confortée par la formation des niveaux repères du cycle messino-pliocène. Les datations d'un étage de l'endokarst ardéchois va nous permettre de contraindre de manière absolue la courbe d'évolution du niveau de base produite par l'étude conjointe des niveaux repères et de l'endokarst.

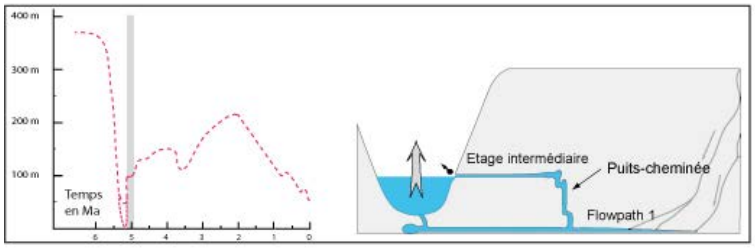
III.4.3 Interprétation des résultats.

L'âge moyen de chaque échantillon permet de distinguer deux classes d'âge (fig. V-3-6). Une première classe pour l'échantillon du groupe I dont l'âge moyen est mesuré à 4,7 Ma (tableau I) et une seconde classe formée par les échantillons des groupes II et III, pour un âge moyen de 2,75 Ma, compris entre l'âge de l'échantillon IIIc (2.21 Ma) et l'âge de l'échantillon IId' (3,16 Ma). Toutefois, en tenant compte des barres d'erreur il est possible de dégager une fourchette chronologique expliquant la concentration des échantillons (fig. V-3-7).

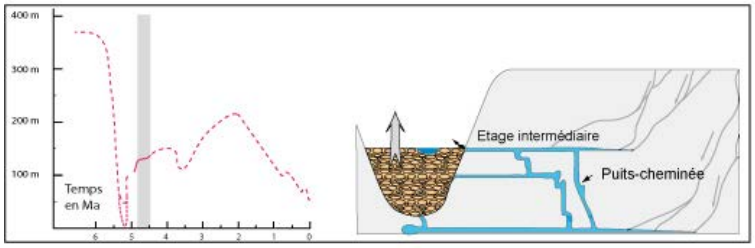
La fourchette chronologique regroupant tous les échantillons est comprise entre la valeur minimum du rapport ^{10}Be / ^{26}Al du plus vieil échantillon mesuré (Ic = 3.08 Ma) et la valeur maximum de l'échantillon possédant la barre d'erreur la moins élevée (IIId' = 3,6 Ma). Ce calcul (fig. V-3-7) fournit



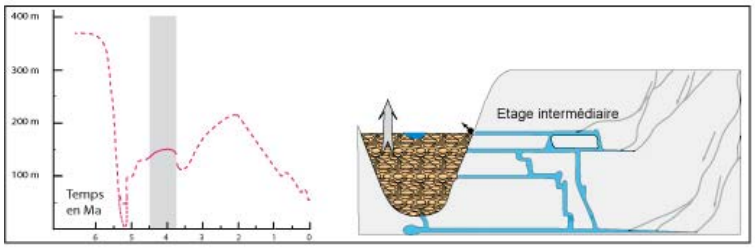
Phase I : Au cours de la crise (5,95-5,32 Ma), creusement du canyon de l'Ardèche et mise en place des réseaux inférieursde la grotte de Saint-Marcel.



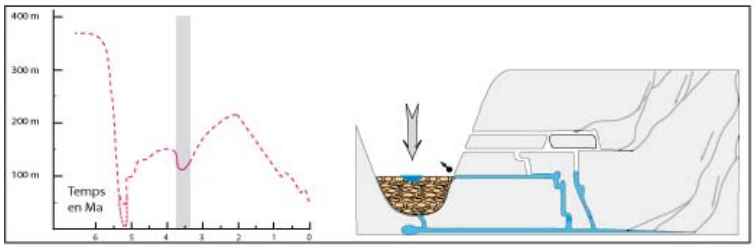
Phase II : Au début du Pliocène (5,32- ? Ma), remontée du niveau de base à la côte 100 m NGF et mise en place d'une partie de l'étage intermédiaire de Saint-Marcel (réseau II et aval du réseau III).



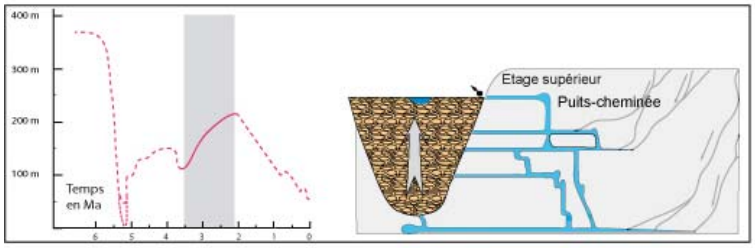
Phase III : Au cours du Pliocène (?- 4,8 Ma), remontée du niveau de base à la côte 130 m NGF et mise en place du recoupement de méandre de la boucle cristalline.



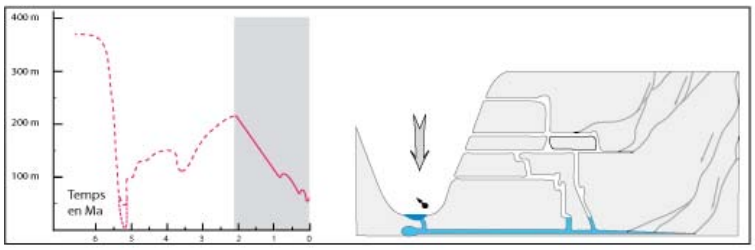
Phase IV : Au cours du Pliocène (4,8 - ? Ma), aggradation de l'Ardèche jusqu'à la côte 170 m NGF et mise en place du recoupement de méandre de la grande boucle.



Phase V : Au cours du Pliocène, chute du niveau de base par incision de la vallée. Abandon des réseaux en dessous de la côte 110 m NGF.



Phase VI : Au cours du Pliocène (? - 2 Ma), reprise de l'aggradation de l'Ardèche qui se termine au niveau de la surface d'abandon pliocène à l'altitude de 200 m NGF.



Phase VII : Plio-Pléistocène (2 Ma - Actuel), reprise de l'incision des vallées sous le contrôle du glacio-eustatisme pour aboutir à la topographie actuelle. Cette incision polyphasée s'est traduite dans le karst par un abandon successif des réseaux se trouvant perchés au-dessus du niveau de la rivière. Progressivement, les réseaux sous-jacents se trouvent réactivés.

Figure V-3-8 : Les grandes phases d'évolution du niveau de base (Ardèche) et l'évolution de l'endokarst (grotte de Saint-Marcel) qui leur est associée.

un âge d'enfouissement moyen de 3,3 +/- 0,3 Ma. Les âges déterminés par les cosmonucléides pour le fonctionnement en recoupement souterrain de méandre ne correspond pas à l'âge d'environ 4,8 Ma que nous avons précédemment proposé pour la formation du réseau intermédiaire et de la boucle cristalline (partie V, chapitre II). Ce diachronisme n'est pas contradictoire puisque l'évolution de la rivière au cours du Plio-Pléistocène (fig. V-3-8), en incision et en aggradation successives lui permet de transiter cinq fois par l'altitude du réseau intermédiaire (fig. V-3-7). La comparaison entre l'âge moyen des échantillons et la courbe d'évolution du niveau de base permet donc d'identifier un second stade de transit de l'Ardèche dans la boucle cristalline préexistante.

III.4.4 Discussions.

Sur le plan de la géodynamique régionale, l'âge d'enfouissement mesuré permet de confirmer la chute du niveau de base antérieurement à la date du transit de l'Ardèche dans le réseau intermédiaire, c'est-à-dire au maximum avant 3,08 Ma (âge d'enfouissement minimum du plus vieil échantillon). Nous savons à présent que cette incision importante –d'au moins 50 m, qui débute au niveau de la grande boucle vers 160 m et passe sous la position de la galerie du Lac (à 110 m) de la grotte de Saint-Marcel– des rivières a bien lieu au Pliocène inférieur (fig. V-3-7 et V-3-8). Il nous reste maintenant à en définir la cause ; est-elle la conséquence d'un facteur tectonique ou la conséquence d'un facteur climato-eustatique ?

L'âge d'enfouissement mesuré permet de contraindre l'âge de la grande étape de karstogenèse du plateau de Saint-Remèze qui a conduit au façonnement du pédiment karstique de Vallon-Pont-d'Arc (partie IV) et du réseau supérieur de Saint-Marcel (parie V, chapitre 2). Cette étape se trouve maintenant encadrée entre l'âge d'enfouissement minimum du plus vieil échantillon mesuré (3,08 Ma) et l'âge de la surface d'abandon pliocène à 2 Ma (Clauzon, 1996).

Sur le plan méthodologique, l'utilisation des cosmonucléides devient un outil pertinent lorsque son utilisation est bien contrainte dans le cadre d'une chronologie relative bien définie. En effet, si nous n'avions utilisé que les âges du matériel enfoui pour parvenir à dater la boucle cristalline, nous n'aurions pu interpréter correctement les autres grandes étapes de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze. Plusieurs auteurs (Sasowsky, 1998 ; Stock *et al.*, 2005) rappellent d'ailleurs les dérives possibles d'interprétations de l'âge des cavités en fonction de l'âge des dépôts. Il faut donc garder à l'esprit que le principal résultat obtenu présente une datation de la dernière phase de fonctionnement en recoupement souterrain de méandre de la boucle cristalline. Sans une étude approfondie de la grotte de Saint-Marcel, les étapes de spéléogenèses antérieures, tout comme leur chronologie relative, auraient été difficilement supportées par les seuls résultats des cosmonucléides.

III.5 Conclusion.

Les conséquences du cycle messino-pliocène sur l'évolution des niveaux de base régionaux s'opposent à un cadre géodynamique simple dans lequel l'étagement des niveaux de l'endokarst serait tributaire d'une dynamique seulement *per descensum*. C'est pourquoi il apparaît fondamental d'établir préalablement une chronologie relative de la formation des niveaux de l'endokarst avant d'entreprendre des datations absolues sur des dépôts enfouis dans le karst. Toutefois, l'utilisation des cosmonucléides contraint de manière « absolue » la chronologie du modèle d'évolution du karst proposé.

Le scénario d'enfouissement proposé supporte et valide le modèle établi pour la formation de la grotte de Saint-Marcel en fonction de la chronologie évènementielle du cycle messino-pliocène. Ce scénario d'enfouissement confirme que la chute du niveau de base au cours du Pliocène se déroule entre la mise en place de l'étage intermédiaire et de l'étage supérieur de la grotte de Saint-Marcel. La démonstration de cette importante chute du niveau de base (> à 50 m) qui n'avait jamais été rapportée, améliore la connaissance de la géodynamique régionale. Il convient maintenant d'en comprendre la cause et de déterminer, par l'utilisation des niveaux repères, si cette chute est imputable à une cause tectonique ou climato-eutatique.

IV Résumés et conclusion.

Résumé du chapitre 2.

Les réseaux de la grotte de Saint-Marcel sont formés par deux types d'écoulement karstique dont les conduits s'emboîtent en se rejoignant, formant ainsi des étages.
Le premier écoulement provient du drainage du plateau de Saint-Remèze, le second est amorcé par le premier, sur lequel il s'emboîte : il s'agit de profonds recoupements souterrains de méandres.

Les étages composants la grotte de Saint-Marcel sont plus nombreux que les niveaux repères retrouvés en surface. Chaque étage étant le marqueur d'une stabilité relative du niveau de base, il existe donc des stades d'évolution géodynamique n'ayant pas donné lieu à la formation de niveaux repères. L'étude de la dynamique d'étagement perçue dans la grotte de Saint-Marcel permet d'identifier ces stades géodynamiques et de les restituer dans une chronologie relative contrainte par la chronologie évènementielle du cycle messino-pliocène.

Résumé du chapitre 3.

Le fonctionnement en recoupement de méandre de la grotte de Saint-Marcel a été notamment identifié par la présence d'une formation alluviale allochtone dans le réseau intermédiaire. La présence de ce matériel cristallin dans la grotte nous a permis de pratiquer une détermination de l'âge d'enfouissement par l'utilisation des nucléides cosmogéniques du couple $^{10}Be/^{26}Al$. Cette détermination permet de contraindre de manière absolue à 3,30 Ma (+/- 0,3 Ma) une étape de spéléogenèse de la grotte de Saint-Marcel prenant place dans notre modèle de spéléogenèse.

Conclusion de la partie V.

Les résultats présentés dans cette partie permettent de caractériser le rôle de mémoire de l'endokarst ardéchois.

L'investigation du milieu conservateur du karst restitue une chronologie relative détaillée des phases de spéléogenèse en prise directe avec le niveau de base. En l'absence de datation absolue, qui sont d'ailleurs souvent difficilement praticables (absence de matériel cristallin, spéléothèmes trop vieux ou trop récents…), les épisodes de cette chronologie relative sont difficiles à replacer dans l'histoire géodynamique d'une région. Grâce à notre investigation des niveaux repères, cette chronologie relative se trouve à présent intégrée à la chronologie évènementielle du cycle messino-pliocène.

L'ambition affichée en introduction de la partie V est maintenant atteinte ; le karst ardéchois, replacé dans le contexte géodynamique régional, acquiert la valeur de niveau repère. Lorsqu'il existe une filiation entre étages, comme nous l'avons remarqué avec les puits-cheminées pour la grotte de Saint-Marcel, l'endokarst se présente alors comme un niveau repère diachrone composés d'étages isochrones. Lorsque cette configuration est détectée, il devient possible de se livrer à un suivi très précis de l'évolution du niveau de base sur plusieurs millions d'années.

VI. Conclusion générale. Un « karstotype » méditerranéen de référence : la plate-forme carbonatée de la Basse-Ardèche au cours des 6 derniers Ma.

I. Introduction.

II. Les résultats apportés par ce travail.

III. Prospective.

I Introduction

Les nombreuses études centrées sur la crise de salinité messinienne ne cessent de révéler les impacts considérables que l'évènement a provoqué sur le pourtour du bassin méditerranéen.
Le faible nombre de travaux consacrés aux impacts différés de cette crise dans le karst méditerranéen ont laissé libre un vaste champ d'étude, exploité ici pour le karst de la basse Ardèche calcaire. L'endokarst ardéchois, à savoir l'ensemble des cavités situées à proximité des gorges de l'Ardèche, témoigne, à présent, non seulement des impacts de la crise de salinité, mais également de ntégralité du cycle eustatique messino-pliocène.

Une fois la corrélation établie entre l'évolution du niveau de base durant ce cycle eustatique et les étapes de la spéléogenèse ardéchoise, il devient possible d'entreprendre une lecture plus fine de la géodynamique régionale à partir de l'étude détaillée de l'étagement de l'endokarst.

Ainsi, ce chapitre de conclusion propose-t-il de rappeler sommairement les éléments de la démonstration conduisant aux principaux résultats de la thèse et présente-t-il, dans un second volet, les prospectives envisageables dans la perspective de ce travail.

II Les résultats apportés par ce travail.

II.1 Datation du creusement des gorges de l'Ardèche.

Depuis très longtemps, l'âge du creusement des gorges de l'Ardèche est controversé ; il en est résulté une littérature abondante et passablement contradictoire tout au long du XXème siècle.
D'amont en aval, sur 100 km de distance, la vallée de l'Ardèche offre en effet trois types morphologiques spécifiques (fig. VI-1) :

-En amont du Pont d'Arc, la couverture mésozoïque et le socle hercynien présentent le dispositif classique d'un système de terrasses étagées (Michou, 1934, 1940 ; Labrousse, 1977 ; Audra *et al.*, 2001).

- En aval du Pont d'Arc, et tout au long du canyon, ce système de terrasses disparaît, sans doute parce que l'exiguïté des sections du canyon n'a pas permis sa conservation. Néanmoins, dans le milieu conservateur des grottes, les spéléologues ont noté la présence d'un dispositif étagé de réseaux subhorizontaux. Les interprétations de ce dispositif étagé admettent une relation étroite avec l'évolution du niveau de base, mais les chronologies proposées sont passablement contradictoires d'une interprétation à l'autre (Guerin, 1973 ; Belleville, 1985 ; Debard, 1988 ; Gombert, 1988 ; Delannoy *et al.*, 2005).

- Au débouché aval des gorges, et jusqu'à la confluence de l'Ardèche avec le Rhône, le dispositif en terrasses réapparaît mais, au lieu de reposer sur le matériel crétacé du substratum, il s'inscrit dans les marnes marines pliocènes emboîtées dans le canyon (fig. VI-1 ; Fontannes, 1882 ; Ballesio, 1972 ; Guerin, 1973). Or celui-ci, tout comme celui du Rhône, résulte de la crise messinienne (Clauzon, 1973, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1995).

Jusqu'à la découverte de cet événement majeur de l'histoire de la Méditerranée qu'est la crise de salinité messinienne (Ryan, Hsü *et al.*, 1973), la seule hypothèse de travail acceptée par le plus grand nombre était le dispositif classique du système de terrasses étagées. Il résulte de cette vision ancienne une prédominance de la dynamique de creusement *per descensum* d'âge pléistocène attribuée au canyon de l'Ardèche. Toutefois, après les années 70, l'occultation de l'épisode messinien s'avérant de plus en plus laborieuse, une distorsion chronologique d'élaboration amont/aval est devenue flagrante tout autant qu'inexplicable.

La question de la datation du creusement des gorges de l'Ardèche est fondamentale, car elle permet de situer chronologiquement la spéléogénèse des cavités du plateau de Saint-Remèze.

II.1.1 L'approche indirecte et déductive.

L'étude du karst noyé profond, situé sous le niveau du lit de l'Ardèche, a montré qu'il existe d'étroites relations hydrologiques entre les conduits noyés et le talweg de la rivière. En effet, les circulations dans ce karst noyé empruntent des puits-cheminées qui débouchent à proximité du talweg de l'Ardèche. La composition des eaux qui

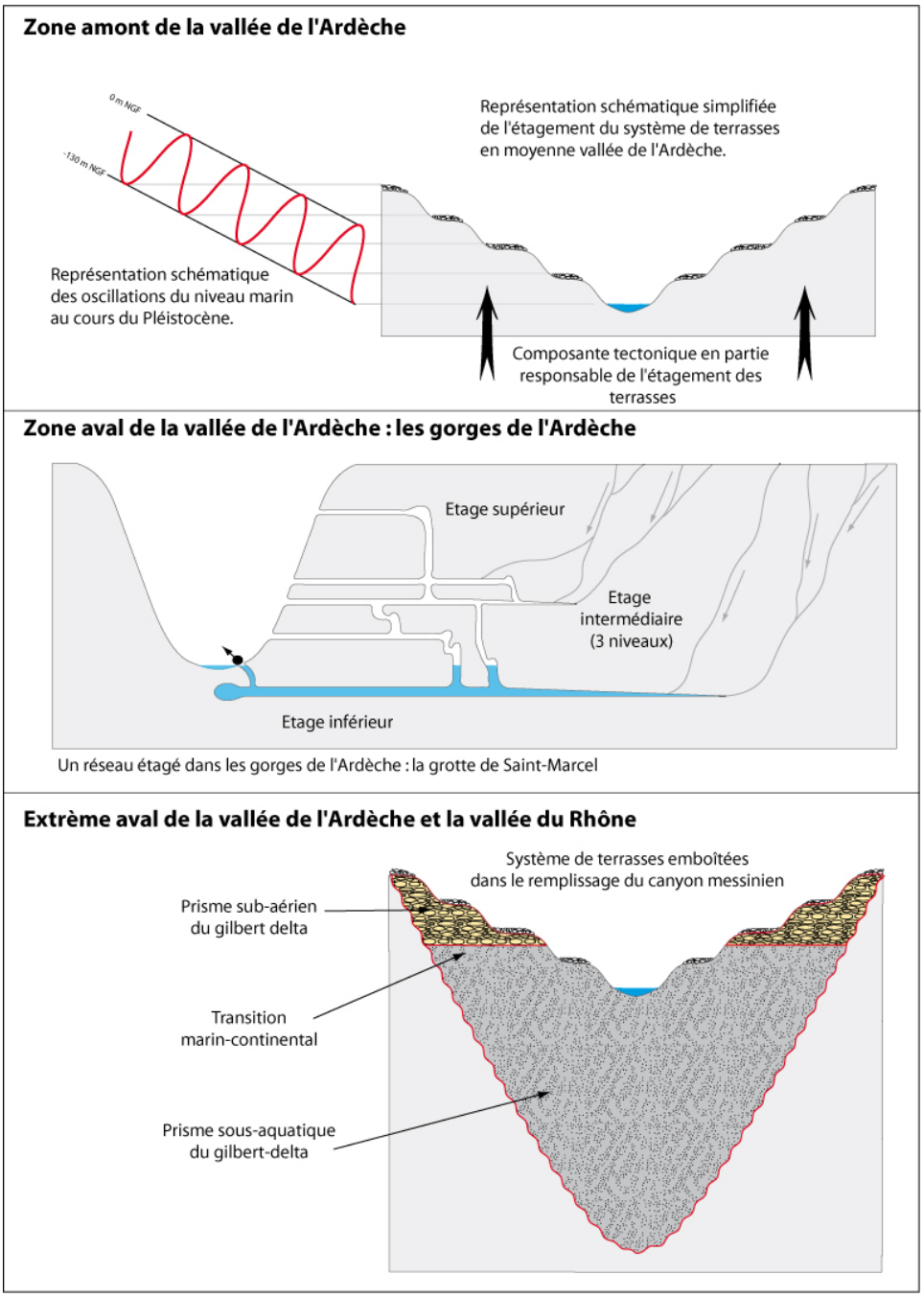


Figure VI-1 : Etagement de formes (endokarst) et de formations (terrasses) au sein des trois tronçons de la vallée de l'Ardèche.

émergent de ces réseaux noyés profonds indique d'ailleurs un mélange en profondeur des eaux du plateau et des eaux de l'Ardèche (Gombert, 1988).

L'écoulement noyé profond est interprété comme une phase de spéléogenèse tributaire d'une position du niveau de base très en contrebas du Rhône actuel, position attribuée au creusement du canyon messinien du fleuve (Belleville, 1985). Cette hypothèse est confirmée par la découverte de morphologies typiques de la zone vadose observées sur les parois de certains de ces puits-cheminées (chapitre II et chapitre V) ; elles constituent de précieux témoins d'une phase de dénoiement des vides karstiques et indiquent la présence d'un ancien niveau de base situé plus bas, c'est-à-dire en dessous du niveau NGF.

La présence de ces conduits noyés profonds, qui, au cours de leur évolution, se situaient dans la zone vadose du karst, indique un sous écoulement partiel, sinon total, de

l'Ardèche au cours de la crise de salinité (Chapitre III).

L'ensemble de ces caractéristiques a permis de mettre en évidence deux modes de fonctionnement de l'endokarst actuellement noyé :

- Un premier mode de fonctionnement caractérisé par un écoulement souterrain vadose, directement tributaire d'un niveau de base situé très en-dessous de sa position actuelle : le Rhône messinien. Ce fonctionnement correspond à une Ardèche souterraine ayant abandonné son cours aérien ; la baisse du niveau de base permet alors la migration en profondeur de la zone vadose du karst (fig. VI-2) responsable des morphologies observées en profondeur.

  L'écoulement souterrain de l'Ardèche formait alors le niveau de base local de l'endokarst environnant (cf réseaux inférieurs de la grotte de Saint-Marcel (chapitre III et V)).

- Le second mode de fonctionnement est l'écoulement noyé à l'origine de la formation des puits-cheminées. Ce fonctionnement est contemporain du précédent, car les morphologies de la zone vadose sont imprimées sur les parois des puits-cheminées.

L'ambivalence du fonctionnement de ce karst est rythmée par les crues épisodiques de l'Ardèche.

A l'étiage, l'endokarst environnant était lui-même tributaire, soit de cette Ardèche souterraine, soit directement du Rhône messinien. En période de crue, le débit de l'Ardèche dépassait la capacité transmissive de son conduit souterrain, provoquant ainsi sa submersion par mise en charge. Le drainage, assuré par l'endokarst environnant, se trouvant lui-même partiellement bloqué par effet de charge, expulsait son surplus d'eau directement dans le canyon de l'Ardèche par l'intermédiaire des puits-cheminées (chapitre III).

La structuration et le fonctionnement de cet endokarst profond reliant le talweg messinien du Rhône au talweg de l'Ardèche démontrent la contemporanéité du creusement des deux canyons.

En effet, ce modèle permet d'expliquer par un phénomène karstique le différentiel de creusement de 300 m existant entre le canyon messinien du Rhône (- 236 m NGF au droit de Pierrelatte) et le fond supposé du canyon messinien de l'Ardèche, à 50 m NGF, au débouché des gorges. Ce différentiel est dû à un sous-écoulement de l'Ardèche en période d'étiage, ce qui a eu pour effet de suspendre l'incision de son canyon au cours de la crise de salinité.

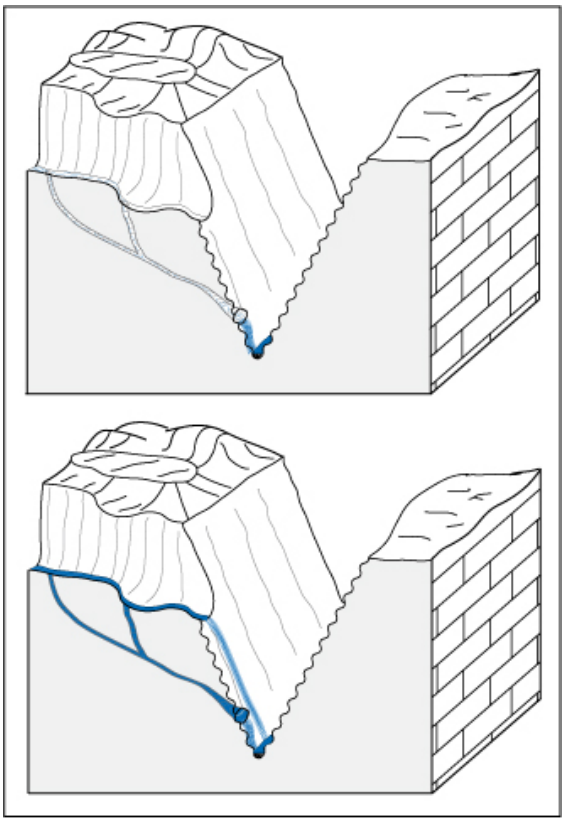


Figure VI-2 : Les deux modes d'écoulement de l'Ardèche au cours de la crise de salinité. A gauche, lorsque la rivière s'écoulait intégralement à l'étiage dans l'endokarst, provoquant une migration en profondeur de la zone vadose du karst. A droite, lorsque la rivière était en crue, l'endokarst se trouvait saturé provoquant le réennoiement du fond de son canyon.

Un autre argument en faveur du creusement messinien des gorges de l'Ardèche découle de la structuration *per ascensum* de l'endokarst, depuis les réseaux noyés profonds jusqu'à la position de la surface d'abandon pliocène. L'étagement singulier des niveaux de grottes est lié à l'évolution remontante du niveau de base au cours du Pliocène (chapitre III, paragraphe 3 de la conclusion).

L'observation systématique, sur toute la longueur du canyon, d'un endokarst noyé associé à des systèmes de puits-cheminées,

révèle un étagement *per ascensum* des réseaux, nécessairement postérieur au creusement du canyon ; elle permet de démontrer que l'intégralité du creusement des gorges de l'Ardèche doit être imputée à la crise de salinité.

Dès lors, on peut penser que la vague d'érosion régressive messinienne a pu se propager en amont des gorges de l'Ardèche. L'étude de l'incidence du creusement messinien dans l'évolution géodynamique de la moyenne vallée de l'Ardèche devient ainsi envisageable.

II.1.2 L'approche directe externe.

L'approche de terrain consiste à retrouver les dépôts corrélatifs du creusement d'une vallée.

Les terrasses pléistocènes, dont l'étagement permet de restituer les grands cycles de creusement des vallées rythmés, pour l'essentiel, par le glacio-eustatisme (fig. VI-1), attestent de ces dépôts. Dans les gorges de l'Ardèche, ces témoignages sont très rares. Labrousse (1977) en a toutefois signalé quelques-uns mais il conclut qu'il est hypothétique de les rattacher avec certitude aux terrasses d'amont (moyenne vallée de l'Ardèche) et d'aval (vallée du Rhône). C'est donc aux deux extrémités du canyon de l'Ardèche qu'il faut pratiquer cette investigation.

A l'aval du débouché du canyon, plusieurs auteurs ont décrit ou repris les descriptions d'une formation de marnes bleues pliocènes fossilisant une paléo-vallée miocène de l'Ardèche.

La question qui demeure est la distance de propagation de l'érosion régressive responsable de ce paléo-talweg. Cette question va rester sans réponse en raison des problèmes évoqués précédemment, à savoir l'étagement de l'endokarst et l'existence des terrasses quaternaires en amont de Vallon-Pont-d'Arc.

Dans l'éventualité du creusement intégral –à quelques mètres près– des gorges de l'Ardèche au cours de la crise de salinité, la vallée de l'Ardèche aurait enregistré la même évolution géodynamique que la ria du Rhône, conduisant à son remblaiement sous forme d'un Gilbert delta, jusqu'à la position de la surface d'abandon pliocène. La recherche des témoins de cette phase de remblaiement paraît difficile à mener à bien, en raison des effets de site : étroitesse et verticalité du canyon de l'Ardèche, importants dépôts de pentes (tablier d'éboulis et éboulements) parfois même recouverts d'un sol.

Le signalement d'une anomalie sédimentaire dans la vallée de l'Ibie (Vallon Pont-d'Arc) a permis de reconnaître le canyon messinien de l'Ardèche. Cette anomalie réside dans la présence de galets d'origine cévenole piégés sur la rive gauche de la vallée de l'Ibie. La localisation géographique, la composition pétrographique et la position stratigraphique de cette formation fluviatile ne peuvent être attribuées à l'Ibie dont le bassin versant est dépourvu de roches cristallines (chapitre IV).

En revanche, cette anomalie sédimentaire a conduit à identifier plusieurs paléo-vallées de l'Ardèche dans le secteur de Vallon-Pont-d'Arc. L'interprétation des modalités de défluviation responsables de la migration d'une vallée à l'autre montre que la partie aval de la vallée de l'Ibie est en réalité une relique du canyon messinien de l'Ardèche.

Les galets d'origine cévenole identifiés sur le flanc de la vallée de l'Ibie s'avèrent être les restes du remblaiement pliocène du canyon messinien de l'Ardèche. Cette dynamique sédimentaire pliocène a permis à la rivière d'opérer une première défluviation vers le Sud, par épigénie d'aggradation (chapitre IV). Lors de la ré-incision des vallées au Pléistocène, le cours de l'Ibie se trouvant à la verticale de la vallée remblayée de l'Ardèche l'a partiellement exhumée et s'y est définitivement installé.

L'étude des défluviations de la rivière dans la région de Vallon-Pont-d'Arc (chapitre IV) s'accorde avec celle du creusement de l'endokarst (chapitre III).

L'identification des oscillations de grande amplitude du niveau de base de l'Ardèche au cours du cycle messino-pliocène permet ainsi de proposer un modèle cohérent intégrant l'ensemble des observations publiées par tous les auteurs. L'imputation chronologique du creusement du canyon de l'Ardèche au cours de la crise lui confère la valeur de niveau repère du cycle messino-pliocène. Ainsi devient-il possible de l'utiliser pour l'investigation ultérieure de la partie médiane de la vallée de l'Ardèche, et de son endokarst développé dans les terrains jurassiques.

II.2 Les mécanismes de la spéléogenèse synchrone de la crise de salinité.

L'exploration du karst noyé sous le talweg de l'Ardèche, et la proximité du profond canyon messinien du Rhône ont conduit certains auteurs, dont le premier est L. Belleville, (1985), à identifier la crise de salinité messinienne comme origine de la genèse des réseaux noyés profonds.

Le principal argument en faveur de cette hypothèse est la profondeur atteinte par les plongeurs spéléolonautes très nettement en dessous du 0 NGF. Ces réseaux noyés profonds recèlent d'ailleurs des morphologies de la zone vadose découvertes à – 40 m sous le niveau de l'Ardèche qui n'ont pu se former qu'au cours de la crise de salinité (chapitre III et IV).

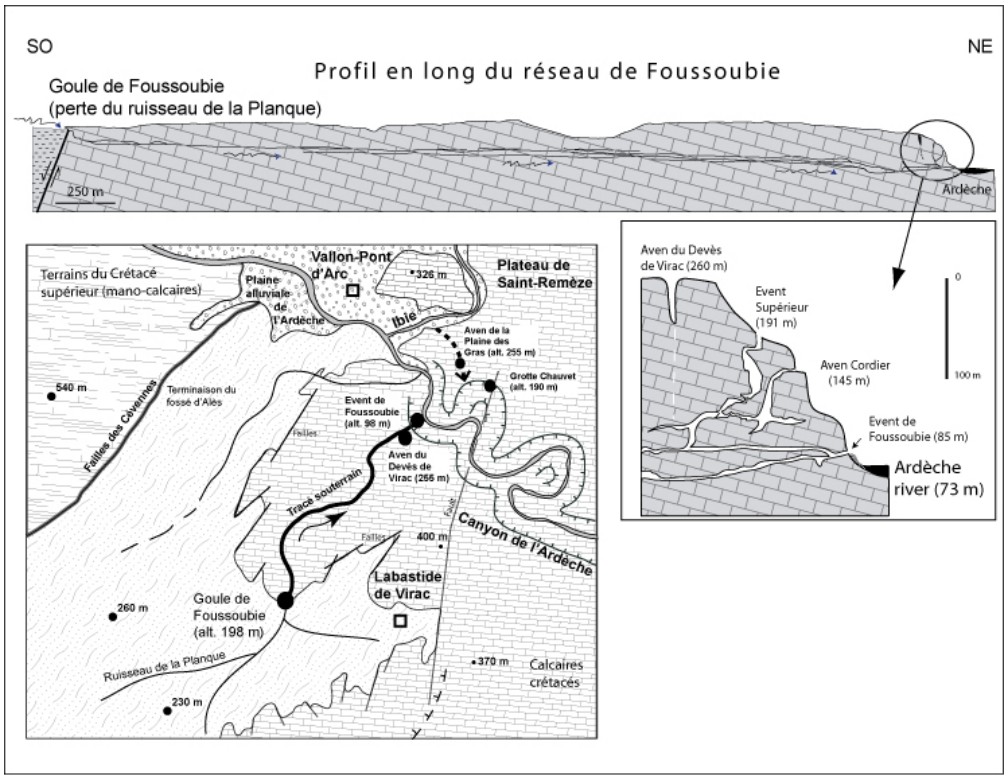


Figure VI-3 : Le réseau de Foussoubie ; un exemple d'une cavité formant un raccourci souterrain (système perte-résurgence).

Tous les réseaux présumés messiniens étudiés présentent une structure de drainage relativement simple, de type " raccourci karstique ". L'eau pénètre dans l'endokarst par un ou plusieurs points de pertes concentrées, puis émerge à proximité du niveau de base, après un transit souterrain plus ou moins long. Le réseau de Foussoubie illustre ce type de drainage, qui court-circuite souterrainement un drainage subaérien (chapitre III ; fig. VI-3).

En Ardèche la formation de ces raccourcis karstiques est tributaire d'un gradient topographique important qui assure l'énergie cinétique nécessaire à la spéléogenèse.

Ce gradient a été mis en place lors de l'incision du canyon du Rhône sur plus de 600 m de dénivellation, au cours de la crise de salinité. En revanche, la durée de la spéléogenèse fut très brève, car elle est intervenue au cours du deuxième temps de la crise, dans un laps de temps inférieur à 0,3 Ma (Clauzon *et al.*, 1996) auquel il faut retrancher le temps de propagation de la vague d'érosion régressive et la durée d'incision du canyon jusqu'au niveau des émergences du karst.

Ces paramètres ont eu pour effet de retarder le déclenchement de la spéléogenèse. Néanmoins, les réseaux ardéchois actuellement noyés montrent des développements importants, malgré cette courte période de spéléogenèse.

Nous avons constaté que l'alimentation des réseaux présumés messiniens semble toujours tributaire de pertes concentrées en surface. Pour deux des trois exemples proposés

dans le chapitre III (Foussoubie et Tourne) il s'agit de pertes concentrées localisées dans des vallées dont la partie amont draine un bassin versant imperméable. Ce fonctionnement est finalement semblable au sous-écoulement de l'Ardèche durant la crise de salinité (fig. VI-2). Dans le cas de la grotte de Saint-Marcel, une partie des réseaux inférieurs draine les eaux d'un poljé concentrées dans un ponor (chapitre III et V).

Ces trois exemples montrent la dépendance de la spéléogenèse messinienne à des conditions hydrologiques très favorables (fort gradient, pertes concentrées) afin de pallier à la durée très courte de cette période (moins de 300 000 ans).

II.3 Réponse de l'endokarst aux oscillations de son niveau de base.

L'étagement des niveaux de l'endokarst en Ardèche est constaté depuis près d'un siècle. Les premiers auteurs à en avoir parlé sont : E.-A. Martel (1930) et H. Baulig.
Baulig (1928 ; pp. 505-506) relève l'étagement des niveaux dans la grotte de Saint-Marcel qu'il interprète comme un étagement *per descensum* des niveaux de grotte (ce qu'il appelle un rajeunissement des structures opéré en descente). Martel (1930 ; p. 139), quant à lui, n'adhère pas à cette interprétation et voit plutôt une rivière souterraine cascadant depuis les niveaux supérieurs vers les niveaux inférieurs, en direction de l'Ardèche. Les travaux qui suivent (Guerin, 1973 ; Belleville, 1985 ; Debard, 1988 ; Gombert, 1988 ; Debard, 1997 ; Delannoy *et al.*, 2005) ont admis de manière générale l'étagement de l'endokarst ardéchois et reconnu l'intérêt chronologique d'interpréter ces étages comme des phases distinctes de spéléogenèse. Cette interprétation a toujours été assimilée à un cadre géodynamique *per descensum* sous contrôle du creusement en paliers successifs de la vallée de l'Ardèche.
Cette démarche a conduit plusieurs auteurs à tenter d'identifier en surface les terrasses alluviales pouvant correspondre aux étages observés dans l'endokarst. Cette investigation aboutit régulièrement à un manque de précision en raison de la corrélation peu probante entre la position et la succession des terrasses fluviatiles et les étages de la grotte de Saint-Marcel (Gombert, 1988).

L'approche de l'étagement du karst ardéchois proposée ici intègre la géodynamique du niveau de base au cours du cycle messino-pliocène.
La comparaison géométrique entre niveaux repères et étages de l'endokarst a fourni des résultats démonstratifs dans certains étages des grottes, qui se trouvent en parfaite relation géométrique avec plusieurs niveaux-repères (chapitre III et V).

Traditionnellement en géomorphologie, l'interprétation de l'étagement des formes est attribuée à une dynamique d'encaissement du niveau de base (dont la cause peut être eustatique et/ou tectonique). Ce modèle *per descensum* se trouve bien souvent étendu à l'étagement de l'endokarst. L'argument morphologique associé à cette dynamique provient de l'examen des puits de jonction entre deux étages de l'endokarst. Ces puits assurent la migration en profondeur des structures de drainage débutant par une phase de verticalisation de l'endokarst. Ils sont essentiellement affectés par des morphologies de la zone vadose provoquées par un écoulement libre, soumis à la gravité. Dans la littérature, ces conduits sont nommés "puits-méandre" ou puits de filiation (fig. VI-4 ; Delannoy, 1997).

L'exploration de l'endokarst ardéchois a identifié des puits d'une toute autre nature, dont les morphologies sont caractéristiques de la zone noyée du karst ; ce sont des puits-cheminées (fig. VI-4). Si ces conduits verticaux ont été identifiés de longue date sur d'autres terrains d'étude (chapitre V), en revanche le fonctionnement hydrodynamique révélé en Ardèche est tout à fait nouveau, il se base sur une analyse morphologique détaillée révélant un ennoiement permanent du conduit et un sens d'écoulement remontant entre différents étages connectés de l'endokarst.

Le fonctionnement hydrologique des puits-cheminées cautionne finalement l'hypothèse que j'ai proposée pour la structuration *per ascensum* de l'endokarst ardéchois, impulsée par les remontées successives du niveau de base au cours du Pliocène (chapitre III et V).

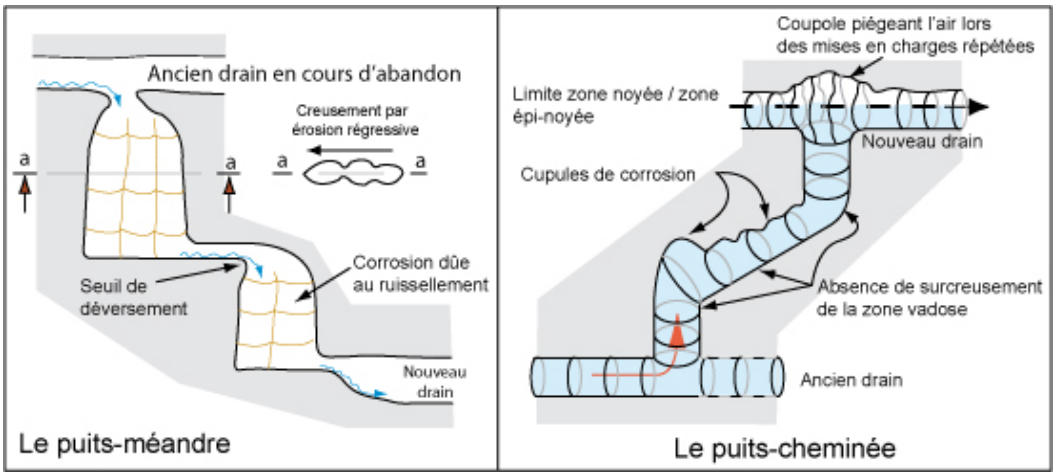


Figure VI-4 : Les deux familles de puits de l'endokarst qui assurent l'évolution du drainage karstique lors d'un changement de position du niveau de base. A droite, le puits-méandre généralement attribué à une évolution descendante du niveau de base. A gauche, un type de puits-cheminée, attribué en Ardèche, à l'évolution remontante du niveau de base.

II.4 Le principal processus de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze.

Les niveaux horizontaux de grottes sont caractérisés par de vastes conduits dont la section atteint souvent 15 m de diamètre. De nombreuses grottes du plateau de Saint-Remèze présentent des caractéristiques identiques, telles la nature allochtone des remplissages grossiers (sables et galets), le développement des conduits à une même altitude, la proximité du canyon de l'Ardèche, les morphologies pariétales etc. Autant de facteurs qui conduisent à penser qu'une grande partie de l'endokarst ardéchois résulte d'un seul et même processus de formation.

Le développement exceptionnel de ces cavités a conduit plusieurs auteurs à évoquer de très longues périodes d'élaboration de l'endokarst sous un climat favorable, c'est-à-dire tropical ou humide (Blanc, 1975 ; Gombert, 1988 ; Debard, 1997). Pour autant, les processus de genèse de l'endokarst et la connaissance de ses zones d'alimentation n'avaient pas fait l'objet d'investigations et d'interprétations très poussées.

Hormis la grotte de Saint-Marcel, dont le développement dépasse 55 km de galeries, réparties dans des étages sub-horizontaux, l'appréhension du caractère horizontal de l'endokarst ardéchois est difficilement perceptible au premier abord. Les parties horizontales de la plupart des cavités ne forment que de courts tronçons rapidement obstrués par un concrétionnement massif, ou d'importantes zones d'éboulis.

Ces tronçons sont accessibles, soit directement par les flancs du canyon de l'Ardèche, comme la grotte de Saint-Marcel, la grotte du Déroc ou la grotte Chauvet, soit par des avens, très souvent vastes, qui prennent fin dans de grandes salles richement concrétionnées, de grandes dimensions, dont la largeur peut dépasser 20 m et la hauteur 30 m. Certaines de ces salles peuvent donner lieu à un prolongement horizontal, jamais très développé. La morphologie des parois reste invariablement dominée par les formes de la zone noyée du karst.

Hormis un concrétionnement abondant et omniprésent, héritage des périodes récentes (Pléistocène), l'observation de sédiments détritiques en place est assez rare. En revanche, on observe fréquemment des épandages de sables quartzeux allochtones. L'origine fluviatile de ces sables arkosiques semble indiquer un transit souterrain d'une partie des eaux de l'Ardèche, via ces cavités. L'altitude moyenne de chacune d'elles correspond à des niveaux qui, dans l'ensemble, forment ainsi de grands étages en rapport avec d'anciennes positions du niveau de base, dont certaines coïncident avec des niveaux repères.

La situation géographique et l'altitude de ces cavités, corrélées aux témoignages morphologiques et sédimentaires observés, conduisent à identifier ces cavités comme les reliquats de recoupements souterrains de méandres de l'Ardèche.

Cette spéléogenèse a exploité les faiblesses et les discontinuités de la roche (principalement la fracturation), lors des longues phases de stabilité du niveau de la rivière, pour parvenir à la formation d'un conduit souterrain recoupant un méandre de l'Ardèche.

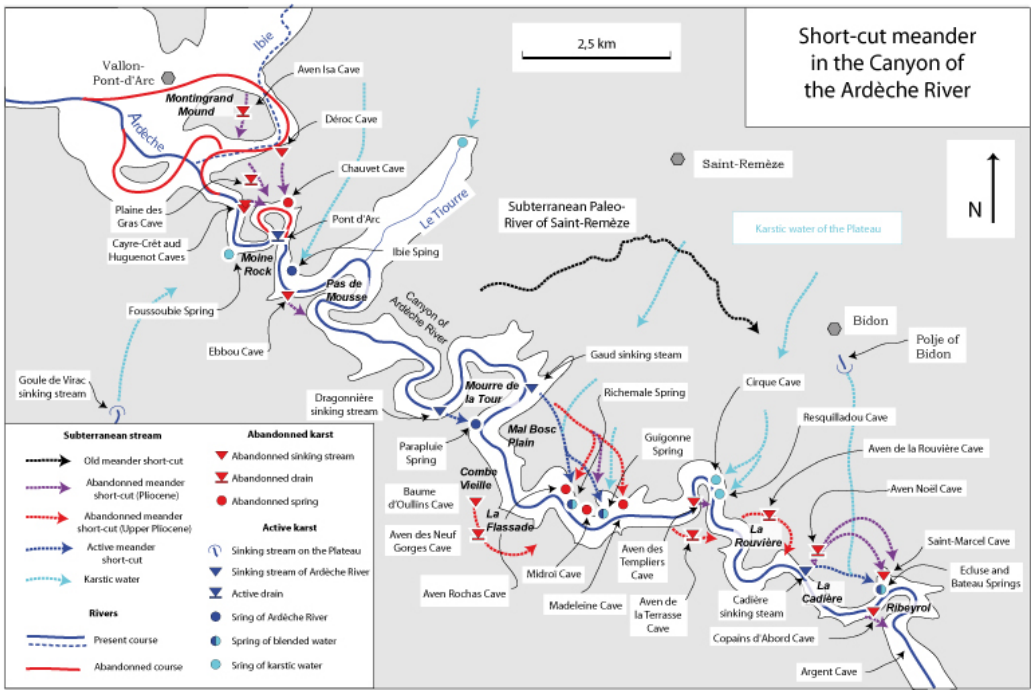


Figure VI-5 : Localisation des principales cavités liées à des recoupements souterrains de méandres.

La grotte de Saint-Marcel est un site de référence pour étudier ces phénomènes de recoupement très différents d'un phénomène d'auto-capture type « Pont-d'Arc ». Ils constituent en effet un véritable cheminement souterrain emprunté par une partie des eaux de la rivière, dont le parcours en plan ne décrit pas nécessairement un raccourci (chapitre V).
L'omniprésence, à chaque étage de la grotte, de morphologies de la zone noyée du karst, ainsi que le développement vertical à la voûte de certaines galeries, pouvant atteindre des hauteurs bien supérieures à celles des crues de l'Ardèche, montrent que ces recoupements souterrains de méandres se forment et évoluent lors des périodes d'aggradation de la rivière.

La comparaison géométrique entre ces recoupements étagés et les niveaux repères permet de restituer la chronologie de la spéléogenèse ardéchoise qui couvre une partie du Néogène, depuis la formation de la rivière souterraine de Saint-Remèze (avant la crise de salinité ; Martini, 2005), jusqu'à l'élaboration des derniers recoupements de méandres contemporains de la formation de la surface d'abandon pliocène (Partie IV, chapitre II). Il s'agit d'un processus récurrent de spéléogenèse qui s'est renouvelé pendant plus de 4 millions d'années. Ce processus de spéléogenèse, proposé pour la formation de la paléo-rivière souterraine de Saint-Remèze (Martini, 2005), s'applique ainsi à une large partie de l'endokarst ardéchois (fig. VI-5 ; partie IV).

II.5 Les apports de l'endokarst dans la connaissance des oscillations du niveau de base.

La courbe d'évolution du niveau de base, restituée par l'étude des niveaux repères (fig. VI-6), autorise à pratiquer une corrélation géométrique entre les phases de stabilité du niveau de base et les niveaux étagés de l'endokarst.
Dans la grotte de Saint-Marcel, cette corrélation géométrique fait apparaître un rapport évident entre certains étages et plusieurs niveaux repères (partie V). L'identification des puits-cheminées et l'interprétation de leur rôle hydrologique a permis de confirmer le processus d'étagement

per ascensum, sous entendu par la corrélation entre niveaux repères et niveaux de grottes.
Une investigation plus poussée des étages de la grotte de Saint-Marcel a révélé des stades intermédiaires de spéléogenèse. La prise en compte de l'ensemble de ces étages et la dynamique d'étagement observée ont permis d'affiner la courbe d'évolution du niveau de base, initialement produite à partir de l'étude des seuls niveaux repères (fig. VI-6 ; chapitre V).

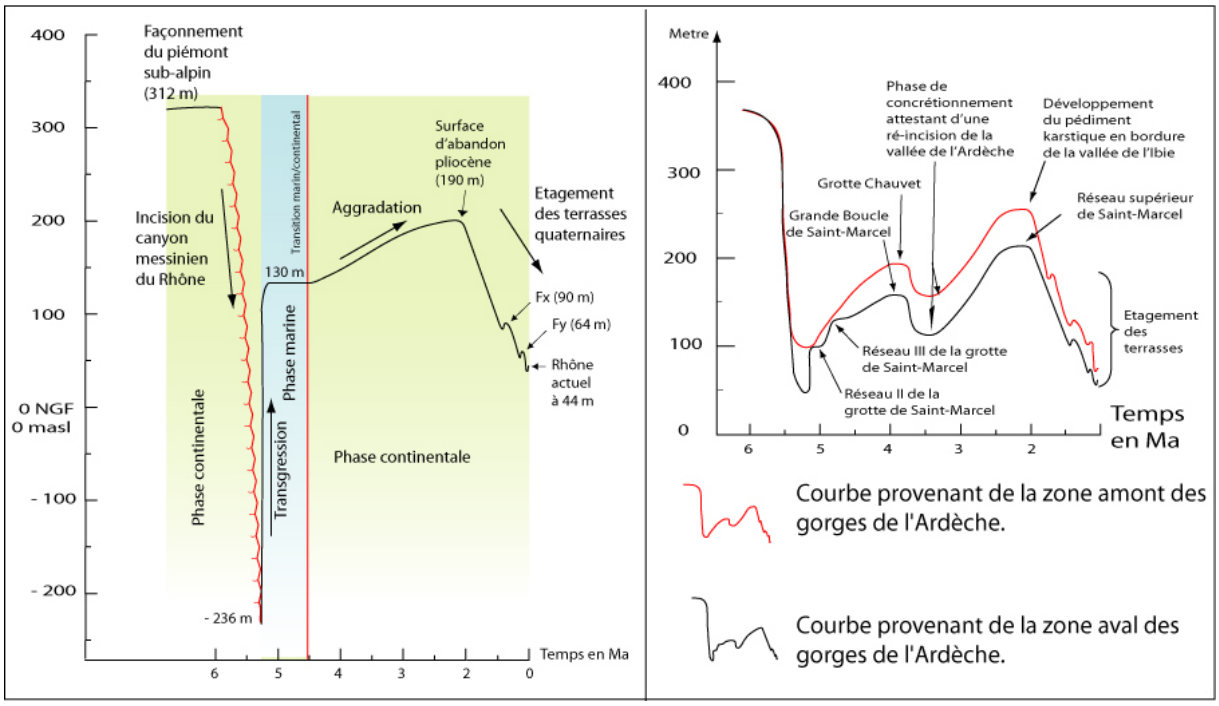


Figure VI-6 : Les deux courbes d'évolution du niveau de base régional. A gauche, la courbe d'évolution du niveau de base restituée par la seule étude des niveaux repères. A droite, la courbe d'évolution du niveau de base restituée par l'étude des niveaux repères couplée aux stades de spéléogenèse de l'endokarst ardéchois (en amont et en aval des gorges de l'Ardèche).

Si l'on emprunte, à titre de comparaison, le vocabulaire de la stratigraphie séquentielle, la courbe d'évolution du niveau de base (fig. VI-6), tantôt en domaine continental, tantôt en domaine marin, peut s'apparenter à une précision de troisième ordre (cycles de 100 000 à 500 000 ans). Enrichie et corrigée par l'apport de l'endokarst, cette courbe avoisine maintenant la précision des cycles de quatrième ordre (cycle de 50 000 à 100 000 ans).

Ces investigations de l'endokarst peuvent cependant être améliorées par l'étude plus détaillée des différentes séquences de dépôts sédimentaires souterrains, appuyée par des datations absolues (couple 10Be/26Al) et par le paléomagnétisme. Bien que partiels en la matière, mes premiers résultats sont déjà très encourageants (Partie V, chapitre 3).

II.6 La morphogenèse polyphasée du plateau de Saint-Remèze : géodynamique et imputations chronologiques.

L'existence de plusieurs surfaces d'aplanissement fixant les grands traits horizontaux du paysage n'est plus à démontrer. Ainsi, la discussion des auteurs porte-t-elle sur le nombre de ces surfaces (de deux à cinq), les processus d'érosion et la chronologie des phases d'aplanissement.
La rareté des dépôts de surface, qui pourraient renseigner pertinemment sur les mécanismes de planation, rend toute interprétation géomorphologique difficile. Toutefois, notre travail apporte une série d'éléments qui permettent d'aborder la question sous un regard nouveau. Il s'agit de la récente prise en compte, non pas de la seule crise de salinité mais de l'intégralité du cycle messino-pliocène

pour comprendre la géodynamique du niveau de base, de l'assimilation des processus de karstogenèse, enfin de l'intégration de la géodynamique du bassin d'avant pays dont le plateau Saint-Remèze forme la périphérie immédiate.

Trois des surfaces identifiées sont conformes aux niveaux proposés par Baulig (1928), la quatrième surface est gauchie vers l'Est et forme la retombée orientale vers la vallée du Rhône. Cette surface gauchie (S0 dans la nomenclature) est tronquée par l'aplanissement le plus élevé et le plus ancien, qui correspond à une très large surface observable de part et d'autre du canyon de l'Ardèche, vers 400 m NGF (S1).

S0 et S1 forment un système de surface à facettes, dont la genèse a été impulsée par la géodynamique du bassin d'avant-pays miocène (chapitres III et IV).

La surface basculée, S0, est partiellement recouverte par des molasses burdigaliennes (fig. VI-7) ; par déduction, la surface à 400 m NGF (S1) qui recoupe S0 lui est postérieure.

Les deux surfaces restantes (S2 et S3) sont emboîtées dans la surface S1. Les récents travaux de Martini (2005) sur la découverte d'un paléokarst d'âge fini-miocène permettent de dater l'abandon de la surface S2 au Messinien.

Comme en attestent les épandages de galets siliceux, l'Ardèche, par des processus fluvio-karstiques (corrosion et crypto-corrosion), est responsable de la formation de ce paléo-karst, avant de l'abandonner lors du déclenchement du creusement de son canyon.

Cet âge fini-miocène attribué au paléokarst permet donc de caler la période de formation de la surface S1 entre le Burdigalien et le Tortonien, c'est-à-dire au Miocène moyen.

La surface S1, remarquablement plane et d'extension régionale, se retrouve systématiquement en périphérie immédiate des bassins d'avant-pays provençaux.

De fait, cet aplanissement semble bien correspondre à une surface d'abrasion marine (*wave cut platform*) qu'il convient d'attribuer aux périodes de hauts niveaux marins du Miocène, révélés par la charte eustatique internationale (Haq *et al.*, 1987 ; Hardendol *et al.*, 1998).

L'étude de l'extension régionale des hauts niveaux marins miocènes (Rubino *et al.*, 1990 ; Besson, 2005) permet de dégager deux périodes possibles pour la formation de la surface S1 : le Serravalien et le Langhien.

En l'absence de dépôts couvrant, même partiellement, cette surface, il n'est pas possible d'être plus précis.

La dernière surface d'aplanissement (S3) s'observe principalement sur les bordures orientale et occidentale du plateau de Saint-Remèze ; elle présente les caractéristiques d'un pédiment karstique qui prolonge latéralement le toit du remblaiement des rias pliocènes (chapitre IV).

Bien qu'emboîtée dans les deux précédentes (S1 et S2), la particularité de cette surface est qu'elle succède à une remontée drastique du niveau de base, succédant elle-même à l'incision du canyon de l'Ardèche.

A cet égard, il faut rappeler que les anciens auteurs avaient coutume de classer ces surfaces du haut vers le bas, selon le principe de l'étagement des formes, de manière à placer la formation de la surface S3 avant l'incision du canyon de l'Ardèche.

Dès lors, on comprend pourquoi les interprétations formulées par ces auteurs ne proposaient pas d'hypothèse s'appuyant sur la complète prise en compte simultanée des formes de surface et des formes souterraines du karst ardéchois ; il leur manquait sans doute la compréhension de la géodynamique du niveau de base régional, impulsée par le cycle messino-pliocène.

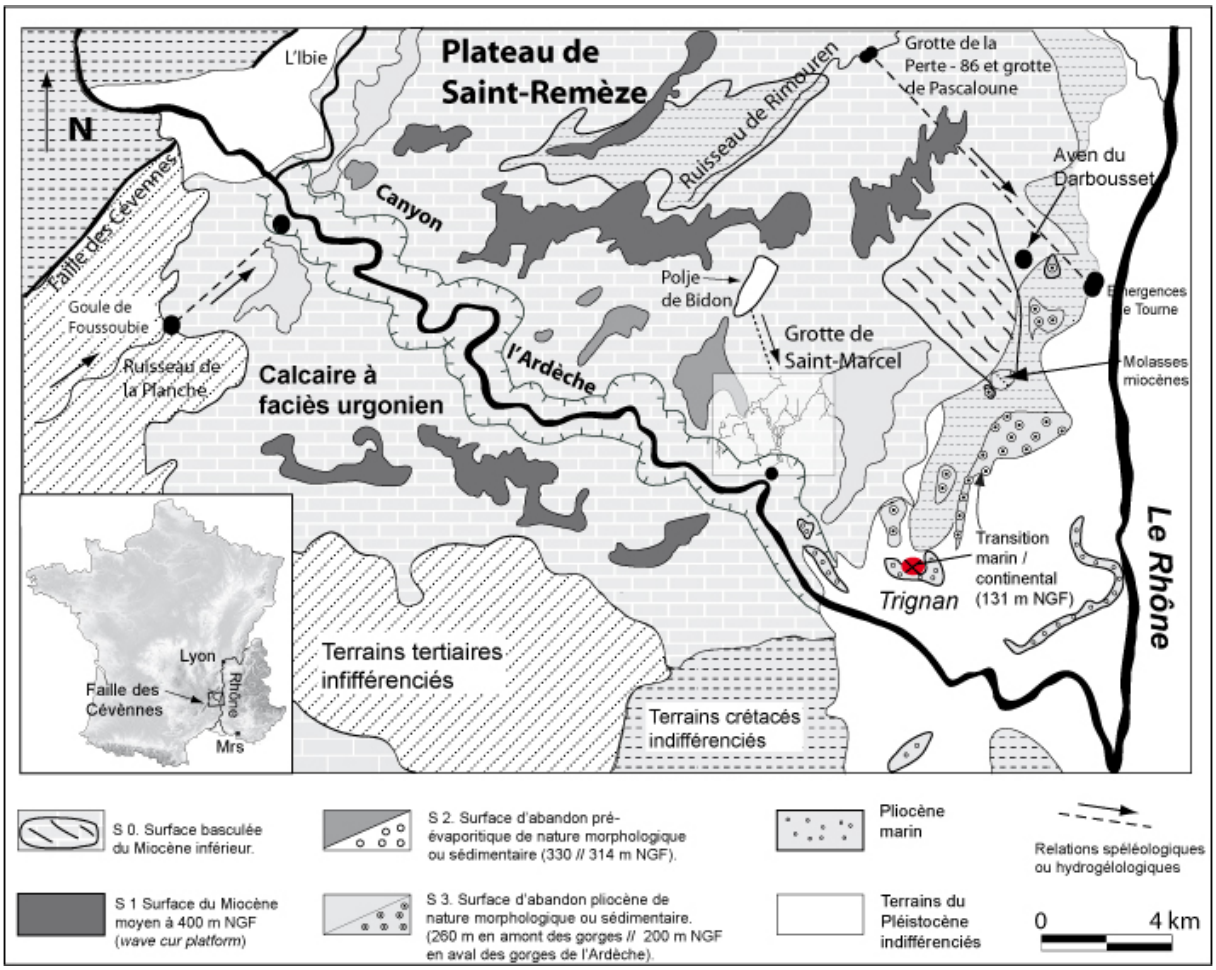


Figure VI-7 : Localisation des quatre surfaces d'aplanissement formant le plateau de Saint-Remèze.

Au terme de cette étude, il apparaît que :

- Le creusement du canyon de l'Ardèche est intervenu intégralement durant la crise de salinité, et non au cours du Pléistocène, période au cours de laquelle ne s'est produit que l'exhumation du canyon.
- La spéléogénèse de l'endokarst générée par la crise de salinité *s.l.* a été réinterprétée.
- Les niveaux étagés de l'endokarst ont été imputées à une dynamique *per ascensum*, contrôlée par les remontées successives du niveau de base rhodanien au cours du Pliocène.
- Les puits-cheminées, témoins hydrodynamiques, permettent de comprendre comment les drainages messiniens ont pu rester actifs durant la fin du Néogène.
- Le processus majeur de spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze est décrypté : il s'agit des recoupements souterrains de méandres de l'Ardèche intervenus pendant plus de 4 Ma et qui s'étagent entre la surface d'abandon pré-évaporitique et la surface d'abandon pliocène.
- La connaissance des variations du niveau de base durant le cycle messino-pliocène est enrichie par l'étude détaillée des niveaux de l'endokarst.
- La chronologie de l'étagement des surfaces d'aplanissement du plateau de Saint-Remèze invalide le modèle classique de leur élaboration *per descensum*. Pour les deux dernières surfaces, cet étagement résulte en réalité de l'impulsion inusitée du cycle messino-pliocène.

III Prospectives.

Dans ce dernier chapitre je propose de présenter succinctement quelques voies d'investigation pour prolonger mon travail et en améliorer ses conclusions.

III.1 Les travaux complémentaires en Basse Ardèche.

L'élaboration de la courbe d'évolution du niveau de base (fig. IV-6) pour ces six derniers Ma permet de fixer un cadre chronologique et géodynamique dans lequel peut maintenant prendre place une série d'investigations complémentaires, aussi bien de terrain que de laboratoire.

III.1.1 Les investigations directes.

Au cours de cette recherche j'ai dû opérer des choix de terrain en privilégiant des sites d'étude et des cavités. Pourtant, d'expérience, chaque nouvelle grotte visitée a permis d'enrichir et de compléter notre vision de la spéléogenèse du plateau de Saint-Remèze. Le format de la thèse que j'ai retenu, sur la base de publications, ne m'a pas non plus permis de présenter toutes nos découvertes. Par soucis de cohérence, j'ai opéré des coupes franches afin de ne présenter, dans ce manuscrit, que les principaux éléments de la démonstration.

Le but de ce chapitre est de présenter succinctement les sites d'étude qui pourraient être pour des investigations complémentaires.

A/ Les investigations de surface :

La découverte d'un paléo-karst sur plateau de Saint-Remèze par Martini (2005) lui a permis d'identifier les restes d'un méga-recoupement souterrain de méandre de l'Ardèche. La position en altitude de ce paléokarst et la datation de gisements de rongeurs piégés dans le remplissage, restituent avec précision l'âge et la position de l'Ardèche lors du déclenchement du creusement de son canyon au cours de la crise.

Les résultats de Martini (2005) nous ont conduit à réexaminer plusieurs sites qui présentent des caractéristiques morphologiques et sédimentaires identiques. L'altitude et la position de ces sites ne correspondent pas à la position de la surface d'abandon pré-évaporitique mais prolongent géométriquement la surface d'abandon pliocène. Un inventaire détaillé de ces différents sites devrait bientôt pouvoir être proposé. Le but est de disposer d'un grand nombre de sites qui sont autant de jalons chronostratigraphiques pouvant aboutir, par le biais de méthodes indirectes, à leur datation et constituer ainsi des niveaux repères.

B/ Les investigations souterraines. Plusieurs cavités n'ont pas été visitées, ou bien de manière trop brève, elles présentent pourtant un grand intérêt :

- La grotte Chauvet (commune de Vallon-Pont-d'Arc, Ardèche). La grotte Chauvet constitue un jalon morphologique essentiel, en amont des gorges de l'Ardèche. Dans le modèle que je propose, cette cavité correspond à la partie aval d'un recoupement de méandre de l'Ardèche lorsque la rivière occupait sa paléo-vallée nord au Pliocène (partie IV, chapitre II). Une étude des coupes sédimentaires de la cavité devrait permettre d'apporter un complément d'informations utile à la validité de notre interprétation de la genèse des grottes de la Plaine des Gras.
- L'aven Rochas (commune de Saint-Remèze, Ardèche). Cette cavité se localise en bordure des gorges de l'Ardèche. Son développement vertical sur plus de 200 m, depuis le fond des gorges à 60 m NGF jusqu'à 260 m NGF en fait l'une des cavités au développement vertical le plus important du plateau de Saint-Remèze. L'intérêt de cette cavité est multiple, à commencer par la disposition d'étages horizontaux, tous joints entre eux par un ensemble de puits-cheminées. Cette cavité est, à notre connaissance, l'exemple le plus remarquable d'un système à étagement *per ascensum*, mais faute de temps, nous n'avons pas pu en faire une étude plus détaillée.
- La grotte de la Madeleine (commune de Saint-Remèze). Une étude récente signale d'importants remplissages allochtones sous forme de sables siliceux (Billaud, 1979). Ces sables pourraient correspondre aux dépôts abandonnés par l'Ardèche lors de ses

nombreuses ingressions en recoupements souterrains de méandres. La topographie de la cavité (Billaud, 1979) révèle l'existence de plusieurs orifices disposés aux mêmes altitudes que plusieurs niveaux repères (transition marin/continental et surface d'abandon pliocène). Cette conjonction d'éléments n'est pas sans rappeler celle des autres grottes du secteur, à commencer par la grotte de Saint-Marcel.

- La baume Bartade (commune de Saint-Remèze). Cette cavité a été récemment découverte par Christian Rosa et ses amis spéléologues. Elle représente le prolongement souterrain du paléokarst de la Rivière souterraine de Saint-Remèze (Martini, 2005). Nous avons effectué une visite de la cavité qui nous a permis de constater que, contrairement au paléokarst qui la prolonge, l'enregistrement sédimentaire y est préservé dans sa plus grande partie, sinon dans son intégralité. Ce site exceptionnel est un reliquat d'un karst miocène dont le fonctionnement a été interrompu par la crise de salinité.

III.1.2 Les investigations indirectes.

L'un des principaux résultats de ma thèse est de présenter une chronologie évènementielle détaillée pour la mise en place des épisodes de karstogenèse du plateau de Saint-Remèze durant les six derniers Ma. Les limites chronologiques de cette chronologie évènementielle sont actuellement assez précises car elles dépendent de l'âge respectif des niveaux repères, en revanche les épisodes intermédiaires restitués par l'investigation du karst ne peuvent être cernés que très approximativement par chronologie relative.

L'enregistrement sédimentaire contemporain de plusieurs épisodes de spéléogenèse peut permettre l'utilisation de certaines méthodes de datations parmi lesquelles, l'utilisation des nucléides cosmogéniques ou encore la paléontologie.

A/ Les sites potentiels pour une investigation paléontologique :

La méthodologie de travail proposée par Martini (2005) doit se trouver applicable à des cas de figures identiques. Il s'agit d'échantillonner, dans des paléokarsts ou des grottes, des sédiments allochtones de même faciès et de même granulométrie que ceux investigués par Martini et qui reflètent un milieu non destructeur pour les pièces paléontologiques recherchées.

Plusieurs sites semblent présenter ces caractéristiques. Afin de déterminer le potentiel de cette méthode nous avons retenu deux sites parmi les plus intéressants : il s'agit de l'étage intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel (site identique au prélèvement pour les nucléides cosmogéniques) et d'une grotte décapitée, située en bordure des gorges de l'Ardèche et géométriquement corrélée à la surface d'abandon pliocène : la grotte de la Charbonnière (partie V, chapitre II). Les échantillons sont actuellement en cours de traitement.

B/ Les sites potentiels pour l'utilisation des nucléides cosmogéniques :

Au cours de ma thèse, nous avons utilisé cette méthode afin de déterminer l'âge d'enfouissement de sédiments de l'Ardèche dans un des étages de la grotte de Saint-Marcel. Les résultats obtenus ont permis d'imputer une fourchette chronologique absolue à un épisode de spéléogenèse. Ces résultats démontrent l'efficacité de cette méthode pour le karst ardéchois et permettent de proposer des sites complémentaires pour parvenir à dater d'autres phases de spéléogenèses.

Plusieurs autres sites présentent l'avantage d'avoir conservé le même type de sédiments mais dans des niveaux de grotte différents. Deux niveaux de grotte semblent les plus intéressants, il s'agit du niveau à 190 m NGF de la partie amont des gorges de l'Ardèche, équivalent du niveau à 170 m de la grotte de Saint-Marcel (partie V, chapitre II) et des grottes géométriquement reliées à la surface d'abandon pliocène.

Les grottes de la cote 190 m NGF sont très nombreuses dans le secteur de la Plaine des Gras (Vallon-Pont-d'Arc), elles correspondent à une série de recoupements de méandre opérée par l'Ardèche au Pliocène (partie V, chapitre II) avant qu'elle n'opère son épigénie d'aggradation l'ayant conduite à quitter un tronçon de sa vallée messinienne.

Le contexte géodynamique du secteur de la Plaine des Gras est remarquable pour pratiquer

des datations par l'utilisation des nucléides cosmogéniques. Il offre la possibilité de déterminer l'âge de la formation des cavités de la cote 190 m, dont la grotte Chauvet fait partie. Rappelons que cet étage de spéléogenèse, formé par de nombreuses cavités, est le plus étendu du plateau de Saint-Remèze.

C/ Les sites potentiels pour l'utilisation de la téphrochronologie :

Nous avons récemment observé, dans plusieurs grottes du plateau de Saint-Remèze, des bancs de sables noirâtres intercalés dans des formations sédimentaires d'autres natures. Une rapide analyse à la loupe binoculaire a révélé qu'il s'agissait de téphras provenant du volcanisme régional bien connu des auteurs (Debard et Pastre, 1988 ; Pastre *et al.*, 1994 ; Debard 1997).

On retrouve ce type de sédiments caractéristiques dans plusieurs niveaux de grottes en Ardèche. Leur analyse permettrait de corréler chronologiquement les formations sédimentaires traduisant une phase de spéléogenèse aux épisodes volcaniques régionaux.

Dans la grotte de Saint-Marcel, nous avons observé dans plusieurs réseaux ce type de sédiments en parfaite concordance avec les séries sédimentaires en place. L'un des sites inventoriés correspond à la coupe échantillonnée en vue de pratiquer les déterminations à l'aide des cosmonucléides. La formation de téphras fait partie du même corps sédimentaire dont l'âge est maintenant déterminé (partie V, chapitre III). Ces téphras pourraient ainsi soit, être datés indirectement par les cosmonucléides soit, apporter une plus grande précision aux âges déterminés par les cosmonucléides si ils se rattachent à un épisode volcanique connu dans la littérature.

D/ Les sites potentiels pour l'utilisation du paléomagnétisme :

Contrairement aux deux précédentes méthodes, le paléomagnétisme n'est pas une méthode de datation absolue. Sous terre, cette méthode permet de restituer l'orientation du champ magnétique terrestre enregistré lors du dépôt d'une formation préférentiellement argileuse (Audra et Rochette, 1993 ; Audra, 1994 ; Audra *et al.*, 2001 ; Stock *et al.*, 2005). Afin d'exploiter les résultats de cette méthode, il faut au préalable connaître l'âge de la formation sous-jacente ou sus-jacente, concordante à la formation argileuse investiguée.

Cette détermination peut être menée dans la grotte de Saint-Marcel, sous réserve d'obtenir des résultats précis concernant l'âge des autres formations, par exemple en interpolant les déterminations des cosmonucléides, la téphrochronologie et la paléontologie.

Cette approche par combinaison de méthodes (paléontologie, téphrochronologie, paléomagnétisme, cosmonucléides) en complément de l'analyse géomorphologique de la spéléogenèse est assez novatrice et devrait apporter des contraintes temporelles strictes et riches en enseignement pour l'investigation des karsts méditerranéens en relation avec la crise de salinité.

III.2 Les travaux complémentaires en moyenne vallée de l'Ardèche.

Le creusement messinien des gorges de l'Ardèche soutient implicitement l'idée que la vague d'érosion régressive s'est propagée en amont de Vallon-Pont-d'Arc. Cette hypothèse soulève plusieurs questions relatives à l'évolution morphologique de la moyenne vallée de l'Ardèche et de ses principaux affluents en rive droite ; le Chassezac et la Baume.

Ce champ de réflexion est porteur pour trois raisons ; (1) la littérature régionale abordant ces questions est assez ancienne, systématiquement antérieure à la décennie 70 et par conséquent, fait abstraction de l'évènement messinien, (2) la nature morphologique et l'altitude de certains aplanissements semblent tout à fait correspondre aux deux surfaces d'abandon identifiées sur le plateau de Saint-Remèze. En ajoutant la surface d'érosion messinienne, proche du talweg actuel de l'Ardèche, nous disposons, dans le secteur de la moyenne vallée de l'Ardèche, de trois des quatre niveaux repères issus du cycle eustatique messino-pliocène, (3) dans sa moyenne vallée, l'Ardèche coule en bordure d'une plate-forme carbonatée d'âge Mésozoïque (jurassique) reconnue pour son potentiel spéléologique (Marchand, 1992 ; Audra *et al.*, 2001).

Ces éléments sont propices à l'utilisation de la méthodologie de travail développée pour la basse Ardèche calcaire et

posent la question des manifestations de la crise de salinité pour toute la moyenne vallée de l'Ardèche et de son endokarst.

III.3 La portée régionale du modèle ardéchois.

Le modèle d'évolution du karst proposé pour le plateau de Saint-Remèze s'appuie sur l'utilisation et l'interprétation de nombreuses formes de surfaces (les générations d'aplanissement et les niveaux repères) et de nombreuses formes souterraines (étages de l'endokarst, puits-cheminées, etc.). Plusieurs sorties de terrain accompagnées par Joël Jolivet autour du plateau de Méjanne-le-Clap (Gard) nous ont conduit à identifier une grande partie de ces objets géomorphologiques.

Le plateau de Méjanne-le-Clap présente des caractéristiques semblables au plateau de Saint-Remèze (plateforme carbonatée crétacée). Il est façonné par plusieurs générations d'aplanissement, possède un endokarst développé et il est traversé en gorges par la Cèze dont le bassin d'alimentation est situé dans le socle cristallin des Cévennes.

Ajoutons à ce constat :

- l'existence de la ria pliocène de la Cèze, reconnue de longue date jusqu'à la localité de Saint-André de Roquepertuis dans le Gard (Caziot, 1891 ; Denizot, 1952 ; Ballésio, 1972). L'investigation de ce jalon chronostratigraphique par les profils sismiques et les forages a révélé un profond canyon messinien (Alabouvette, 1994 ; Colson *et al.*, 1997).
- Sur la bordure orientale du plateau de Méjanne-le-Clap, au droit de la vallée de la Cèze, nous avons visité, au cours d'une excursion de terrain pilotée par J. Jolivet, une épaisse formation alluviale jusqu'ici interprétée en terrasses pléistocènes sans plus de précision (Paradis, 1968 ; Arène *et al.*, 1978). Nous avons pu suivre cette formation, en continu depuis la vallée de la Cèze (vers 100 m NGF) jusqu'à un aplanissement vers 190-200 m NGF. Cet agencement stratigraphique ne ressemble pas à celui d'un étagement de terrasses pléistocènes mais pourrait tout à fait correspondre aux restes du remblaiement pliocène de la Cèze. Dans cet ordre d'idées, l'aplanissement sommital marquerait le toit de cette formation et correspondrait alors à la surface d'abandon pliocène de la Cèze.
- L'endokarst du plateau de Méjanne-le-Clap présente plusieurs points semblables à son homologue ardéchois, à commencer par un karst vauclusien profond qui borde la vallée de la Cèze. Par ailleurs, l'endokarst présente des réseaux abandonnés, disposés en étages horizontaux dans lesquels se développent des puits-cheminées.

Cette approche préliminaire souligne l'importance d'étudier plus en détail le plateau de Méjanne-le-Clap et la vallée de la Cèze dont l'intérêt semble équivalent celui de la Basse Ardèche calcaire.

Références bibliographiques (hors publications)

AGUILAR J.-P., CLAUZON G., et MICHAUX J., 1989 – La limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs : état de la question et remarques sur les datations à l'aide de rongeurs. *Bolt. Soc. Paleontol. Ital.*, Bologna, t. 28, 2-3, p. 137-145.

ALABOUVETTE B., 1994 – Gard rhodanien : reconnaissances préliminaires. Travaux de surface et cartographie géologique. Rapport ANDRA, 40 p.

AMBERT P., 1991 – L'évolution géomorphologique du Languedoc central (Grands causses méridionaux – Piedmont languedocien) depuis le Néogène. Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille I.

AMBERT P., AGUILAR J.P., et MICHAUX J., 1998 – Evolution géodynamique messino-pliocène en Languedoc central : le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (Sud-Est de la France). *Geodin. Acta*, vol. 11, 2-3, p. 139-146.

ARENE J., BERGER G.M., GRAS H., POIDEVIN J.L. et SAUVEL C., 1978 – Notice de la carte géologique d'Alès (912). BRGM ed., 58 p.

AUDRA P., 1994 – Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'Ile de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). *Karstologia Mémoires*, 5, 279 p.

AUDRA P., 1997 – Les réseaux noyés profonds français et leur origine. *Actes de la 7ème rencontre d'octobre - la Sainte Baume 1997*, Spéléo-Club de Paris, p. 27-31.

AUDRA Ph., & ROCHETTE P., 1993 – Premières traces de glaciations du Pléistocène inférieur dans le massif des Alpes. Datations par paléomagnétisme de remplissages de la grotte Vallier (Vercors, Isère, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, série II, p. 1403-1409.

AUDRA P., CAMUS H., ROCHETTE P., 2001 – Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolutions plio-quaternaires (aven de la Combe Rajeau). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 172, 1, p. 121-129.

AUDRA Ph., MOCOCHAIN L., CAMUS H., GILLI E., CLAUZON G. & BIGOT J.-Y., 2004 – The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodin. Acta*, n° 17-6, p. 389-400.

BALAZUC J., 1986 – Spéléologie du département de l'Ardèche. Les éditions de la bouquinerie ardéchoise, Grospierres, 2ème éd., 230 p.

BALCO G., STONE J.O.H., JENNINGS C., 2005 – Dating Plio-Pleistocene glacial sediments using the cosmic-ray produced radionuclides ^{26}Al and ^{10}Be. *Am. J. Sci.*, vol. 305, p. 1-41.

BALLESIO R., 1972 – Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, t. 53, 333 p.

BARBER P.M., 1981 – Messinian subaerial erosion of the proto-Nile delta. *Marine Geology*, vol. 44, pp. 253-272.

BAULIG H., 1928 – Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Armand Colin, Paris, 592 p.

BAULIG H., 1956 – Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Ed. Ophrys, Paris, 230 p.

BAUMARD B., 2001 – Valorisation des données pour l'étude de la crise messinienne dans le Gard rhodanien et la moitié Est de la France. Doct. de l'Ecole des Mines de Paris, spécialité « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires », 260 p.

BELLIER O., VERGELEY P., 1987 – Etats de contraintes et tectogenèse cénozoïque du plateau calcaire de basse Ardèche (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, p. 1379 -1382.

BELLEVILLE L., 1985 – Hydrologie karstique : géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des

gorges de l'Ardèche. Thèse, Univ. Sc. Med, Grenoble, Inst. Dolomieu, 228 p.

BENSON, R.H., RAKIC-EL BIED, K. and BONADUCE, G., 1991 – An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography*, vol. 6, 1, p. 164-192.

BERTINI A., LONDEIX L., DI STEFANO A., SUC J.P., CLAUZON G., GAUTIER F. AND GRASSO M., 1998 – Paleobiological evidence of depositional conditions in the Salt Member, Gessoso-Solfifera formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily. *Micropaleontology*, 44, 4, p. 413-133.

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 l'Ecole des Mines de Paris, spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires", 348 p.

BESSON D., CLAUZON G., COUEFFE R., DEXCOTE Y., FERRY S., GONZALO J., MOCOCHAIN L., PARIZE O., RUBINO J.L., SUC J.P. & TESSIER B., 2002 – Le Néogène de bassin d'avant pays rhodano-provençal. Livret-guide de l'excursion Strati 2002, 162 p.

BILLAUD Y., 1979 – Etude de la grotte de la Madeleine, plateau de Saint-Remèze (Ardèche). Cadre général, morphologie et remplissage. Mémoire de DEA, Département des sciences de la terre, Université Lyon I, 59 p.

BINI A., 1994 – Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Méssinien. *Karstologia*, 23, p. 33-52.

BLANC J.-J. 1964 – Recherches sur les sédiments argileux des grottes dans le Sud-Est de la France. *Bull. Mus. d'Anthro. Préhis.*, Monaco, 11 p. 5-36.

BLANC J.-J., 1975 – Recherches géologiques à la grotte de Saint-Marcel (Ardèche, France). Laboratoire de géologie Marine, Luminy, 17 p.

BLANC J.-J., 1976 – Recherches géologiques à la grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche (Ardèche, France). *Géologie méditerranéenne*, t. III, fasc .4, p. 227-236.

BLANC J.-J., CHAMLEY H., 1975 – Remplissage de réseaux karstiques à la grotte de Saint-Marcel d'Ardèche. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, n° 2, p. 71-82.

BLANC J.-J., 1995 – Etapes et facteurs de la spéléogenèse dans le Sud-Est de la France. *Karstologia*, n° 26, p. 13-26.

BLANC J.-J., MONTEAU R., 1997 – Interprétation morphométrique et spéléogenèse. *Karstologia*, n°30, p. 25-40.

BLANC P.L., 2002 – The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. – *Geodin. Acta.* vol. 15, p. 303-317.

BONNET A., 1963 – Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes. *Bull. Soc. géol. France*, 7, V, p. 543-554.

BOURLES, D., RAISBECK G. M., and YIOU F., 1989 – ^{10}Be and ^{9}Be in marine sediments and their potential for dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 53, p. 443-452.

BRAUCHER R., BROWN E. T., BOURLES D. L. and COLIN F., 2003 – In situ produced ^{10}Be measurements at great depth: implications for production rates by fast muons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 211, p. 251-258.

BRUXELLES L., 2001 – Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. Thèse de l'Université d'Aix-Marseille 1, 266 p.

BUTLER R.W.H., LICKORISH W.H., GRASSO M., MARTIN PEDLEY H.M. AND RAMBERTI L., 1995 – Tectonics and sequence stratigraphy in the Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterraean salinity crisis.

Geological Society of American Bulletin, vol. 107, 4, p. 425- 439.

CALLOT Y., 1979 – A propos des plateaux ardéchois : karst, rapport fond/surface et évolution des paysages calcaires. Thèse 3ème cycle, Univ. Reims, 384 p.

CAMUS H., 1997 – Signification des concretionnements exogènes noyés : l'exemple du travertin noyé de Gournéras. *Actes de la 7ème rencontre d'octobre - la Sainte Baume 1997*, Spéléo-Club de Paris, p. 38-43.

CAMUS H., 1999 – L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sud-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). *Des paysages du karst aux géosystèmes karstiques – Dynamiques, structures et enregistrements karstiques*. Université de Savoie, vol. 1, 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 géographie physique - Géomorphologie*. Université Michel de Montaigne – Bordeaux III, 675 p.

CANDE S.C. and KENT D.V., 1992 – A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, 13, p. 917-951.

CANDE S.C. and KENT D.V., 1995 – Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, vol. 100, pp. 6093–6095.

CAZIOT M., 1891 – Les différents niveaux de la mer pliocène, observés à Roquemaure (Gard). *Mém. Acad. Vaucluse*, Avignon, vol. 10, p. 163-168.

CHUMAKOV I.S., 1973 – Geological history of the Mediterranean at the end of Miocene-the beginning of the Pliocène according to new data. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, XIII, 2, p. 1241-1242.

CITA M.B., 1975 – Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleoontol.*, vol. 81, 4, p. 527-544.

CITA M.B., RYAN W.B.F., 1973 – The Pliocene record in deep-sea Mediterranean sediments. Time scale and general synthesis. - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, part. 2, p. 1405-1415.

CITA M.B., RYAN W.B.F. and KIDD R.B., 1978 – Sedimentation rate in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, t. XLII, part. 1, p. 991-1002.

CITA M.B., WRIGHT R.C., RYAN W.B.F., LONGINELLI A., 1978 – Messinian paleoenvironnements. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, t. XLII, part. 1, p. 1003-1035.

CLAUZON G., 1973 – The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Editors), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Washington, t. XIII, part. 2, p. 1251-1256.

CLAUZON G. 1978 – The messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications.- *Marine Geology*, vol. 27, 3/4, p. 231-246.

CLAUZON G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du " *Desiccated deep-basin model* " [Hsu, Cita, Ryan, 1973]. – *Bull. Soc. géol. France*, 24, 3, p. 597-610.

CLAUZON G., 1990 – Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XVII, p. 125-155.

CLAUZON G., 1996 – Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, n° 1, p. 3-22.

CLAUZON G., 1999 – L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogenèse alpine depuis 20 Ma. *Et. Géogr. Phys., n° XXVIII*, Actes de colloque " La Montagne Méditerranéenne ", pp. 33-40.

CLAUZON G. et CRAVATTE J., 1985 – Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, série 2-19, p. 1351-1354.

CLAUZON G., et RUBINO J.L., 1989 – Why proximal areas of mediterranean pliocene rias are filled by Gilbert deltas ? Inter. Workshop Fan Delta, Cosenza, résumés, p. 13-14.

CLAUZON G., MANDIER P., AGUILAR J.-P., DELANNOY J.-J., GUENDON J.-L., KLEIN C., MICHAUX J., RUBINO J-L., VAUDOUR J. 1990 – Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. Livret-guide excursion préforum du *3° Forum National de Géomorphologie, Aix-en-Provence.*, 26-27/9/90, *Trav. URA 903 du CNRS*, n° XIX, Aix en Provence, 71 p.

CLAUZON G. & BEAUDOIN B., 1994. La mémoire du fleuve. Chronique du Var depuis 6 Ma. Archives ANDRA.

CLAUZON G., RUBINO J.-L. & SAVOYE B., 1995 – Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. Livret guide de l'excursion de l'ASF, publication n° 23, p. 145-222.

CLAUZON G., SUC J.-P., GAUTIER F., BERGER A. and LOUTRE M.-F., 1996 – Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved ?. *Geology*, vol. 24, p. 363-366.

CLAUZON G., RUBINO J.-L., et SUC J.P., 1996b – Les rias pliocènes du Var et de Ligure : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Livet-guide de l'excursion commune du Groupe Français d'Etude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie, 6 au 8 septembre 1996, 111 p.

CLAUZON G., PUIG J.M., GUENDON J.L., 1997 – Géomorphologie quantitative et paléogéomorphologie dans les karsts du domaine méditerranéen. Livret-guide de l'excursion « Manifestations karstiques induites par le creusement messinien : exemples rhodano-duranciens ». Travaux de l'URA 903, Université de Provence, 28 p.

CLAUZON G., & RUBINO J.-L., 2001 – La crise de salinité messinienne et les Gilbert-deltas pliocènes, marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. Livret-guide de l'excursion GDR-Marges, Atelier messinien.

CLAUZON G., FLEURY J., SCHLUPP A., 2004 – Evolution géodynamique du Bas-Rhône (section Orange/Beaucaire) depuis 6 Ma. Apport de la méthode des niveaux repères messiniens ainsi que des terrasses quaternaires intégrés à l'outil SIG. Rapport CEA/CEREGE, 90 p.

CLOTTES, J. *et al.*, 2001 – La grotte Chauvet : l'art des origines. Paris, Seuil, 226 p.

COJAN I. et RENARD M., 1997. Sédimentologie, Paris, 418 p.

COLSON J., STAB O., et BEAUDOIN B., 1997 – Modélisation d'une incision future de type messinien du système Rhône – Cèze. Rapport ANDRA, 55 p.

CORBEL J., 1963 – Pédiments d'Arizona. *Mém. Et Doc. CNRS*, t. IX, p. 33-95.

CORNET C., 1988 – Evolution géomorphologique et néo-tectonique du Vivarais calcaire au Pontien à l'infra-Quaternaire. *Géol. Fr.*, n° 4, p. 55-66.

DARLENE M. and GRANGER D.E., 2004 – A late tertiary origin for multilevel caves along the Western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennesse and Kentucky, established by cosmogenic 26Al and 10Be. *Journal of cave and karst studies*, vol. 66, 2, 46-55.

DAVIES W.E., 1957 – Origin of caves in folded limestone. *National Speleological Society Bulletin*, vol. 22, 1, p. 5-18.

DEBARD, E., 1988 – Le Quaternaire du Bas-Vivarais d'après l'étude des remplissages d'avens, de porches de grottes et d'abris sous roche : dynamique sédimentaire, paléoclimatologie et chronologie. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n° 103, 317 p.

DEBARD E., 1997 – Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais : karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. *Quaternaire*, t. 8, 2-3, p. 305-317.

DEBARD E. et PASTRE F., 1988 – Un marqueur chronostratigraphique du Pléistocène moyen à la périphérie du Massif Central : la retombée à clinopyroxènes verts du Sancy dans l'aven d'Orgnac III (Bas-Vivarais, SE France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 306, série II, n° 20, p. 1515-1520.

DEBARD E., FAURE M. & GUERIN C., 1994 – Stratigraphie du gisement villafranchien moyen de Saint-Vallier (Drôme). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, série II, p. 1283-1286.

DEBARD E. *et al.*, 2000 – Moyenne vallée du Rhône et Vivarais (Drôme et Ardèche) ; loess de Saint-Vallier, karst du Bas-Vivarais, volcanisme quaternaire du Vivarais. Livret-guide de l'excursion annuelle de l'AFEQ, 29-31 août 2000, 109 p.

DEBARD E., DELANNOY J.J., FERRIER C., KERVAZO B., PERRETTE Y. & PERROUX A.S., 2002 – Les études karstogénétiques menées dans la grotte Chauvet ; premiers résultats et implications paléoenvironnementales. *Bull. Soc. Préhis. Ariège-Pyrénées*, t. LVII, p. 29-52.

DEBARD E., DELANNOY J.J., FERRIER C., KERVAZO B., PERRETTE Y., & PERROUX A.S., 2002 – Grotte Chauvet – Etude géologique et karstologique de la cavité. *In* : Rapport annuel d'opérations, Ministère de la Culture, 16 p.

DECIMA A. & WEZEL F.C., 1973 – Late Miocène evaporites of the central Sicilian basin, Italy. Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, t. XIII, part. 2, p. 1234-1240.

DELANGE P., 1997 – L'étude des traces sismo-tectoniques dans les cavités karstiques de moyenne Durance et de la Trévaresse. *Rapport CEA-Université de Provence*, 88 p.

DELANNOY J.J., 1997 – Recherches géomorphologiques sur les massifs du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) : Les apports morphogéniques du karst. Thèse de Docteur d'Etat en Géographie, Septentrion Presses Universitaires, Villeneuve d'Ascq, 678 p.

DELANNOY J.J., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B. & PERRETTE Y., 2001a – Contribution de la cartographie morphologique souterraine dans l'étude spéléogénétique de la grotte Chauvet. Premiers éléments spéléogéniques et implications paléogéographiques, préhistoriques et paléontologiques. *Quaternaire*, t. 12, 4, p. 235-248.

DELANNOY J.J., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B. et PERRETTE Y., 2001b – La grotte dans son cadre. *In* : CLOTTES *et al.*, La grotte Chauvet. L'art des origines. Paris, Seuil, 224 p.

DELANNOY J.J., PERRETTE Y., DEBARD E., FERRIER C., KERVAZO B., PERROUX A.-S., JAILLET S. & QUINIF Y., 2004 – Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale : la grotte Chauvet (Ardèche, France). *Karstologia*, n° 44, p. 25-42.

DELANNOY J.J., DUPARC G., FANGET B., GASQUET D., JAILLET S., KAUFMANN O., NOURY M., PERRETTE Y., PLOYON E., PRUD'HOMME F., QUINIF Y., SABAUT M., SADIER & B., TOCINO S., 2005 – Aven d'Orgnac ; Etude spéléogénique et karstogénique – Etude des mémoires paléogéographiques et paléo-environnementales du Bas-Vivarais. Rapport EDYTEM, Université de Savoie, 200 p.

DEMARCQ, G. 1960 a – Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 250, n° 24, p. 4013-4015.

DEMARCQ, G. 1960 b – Observations et hypothèses à propos des cailloutis élevés de Saint-Restitut (Drôme) et de la Caume (Alpilles, Bouches du Rhône). *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, t. II, p. 741-746.

DEMARCQ G., 1970 – Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mémoires du BRGM*, n° 61, 258 p.

DENIZOT, G., 1934. Note sur l'extension des cailloutis pliocènes dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, série 5, t. IV, p. 613-647.

DENIZOT G., 1952 – Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géogr. Lyon*, t. 27, 4, p. 327-357.

DEPERET C., 1895 – Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône. *Annales de Géographie*, Paris, p. 432-452.

EK C., 1961 – Conduits souterrains en relation avec les terrasses fluviales. *Ann. Soc. Géol. Bel.*, Vol. 84, 28 p.

ESCUTIA, C. and MALDONADO, A., 1992 – Palaeogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia through, northwestern Mediterranean Sea. *Tectonophysics*, vol. 203, p. 263-284.

FABBRI A., CURZI, P., 1979 – The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamic implications. *G. Geol*., vol. 43, p. 215–248.

FAYOL H., 1881– Etude sur le terrain houiller de Commentry. *C. R. des séances de l'Académie des Sciences*, 16 mai 1881, 92, p. 1172 - 1175.

FAYOL H., 1881– Sur le terrain houiller de Commentry ; expériences faites pour en expliquer la formation. *C. R. des séances de l'Académie des Sciences*, 30 mai 1881, vol. 92, p. 1296-1298.

FAYOL H., 1881– Etude sur le terrain houiller de Commentry, sa formation attribuée à un charriage dans un lac profond. *C. R. des séances de l'Académie des Sciences*, 20 juin 1881, 92, p. 1467-1470.

FAYOL H., 1881– Sur l'origine des troncs d'arbres fossiles perpendiculaires aux strates du terrain houiller. *C. R. des séances de l'Académie des Sciences*, 18 juillet 1881, 93, p. 160-163.

FAYOL H., 1886-87 – Etude sur le terrain houiller de Commentry. *Bulletin de la Société de l'Industrie Minérale*, t. XV, 543 p. et Atlas de 25 pl.

FAYOL H., 1888 – Résumé de la théorie des deltas et Histoire du Bassin de Commentry. *Bull. Soc. géol. France*, p. 968-1005.

FERRIER C., DEBARD E., KERVAZO B., PERROUX A.-S., DELANNOY J.-J., et PERRETTE Y., 2005 – Grotte Chauvet, salle Hilaire et salle du Crâne : contexte sédimentologique des vestiges d'origine humaine et animale. *Karstologia mémoire*, n° 11, p. 35-42.

FONTANNES F., 1882 – Note sur l'extension de la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 11, série 3, pp. 103-141.

GAUTIER F., CLAUZON G., SUC, J.P. CRAVATTE J. et VIOLENTI D., 1994 – Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 318, série 2, p. 1103-1109.

GENNESSEAUX M. et LEFEBVRE D., 1980 – Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géol. Méditer.*, t. 7, 1, p. 71-80.

GILBERT G.K., 1885 – The topographic features of lake shores. United States Geological Survey Annual Report., 5, p. 75-123.

GOMBERT P. 1988 – Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire (Ardèche, France). Thèse de troisième cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 483 p.

GORINI C., LE MARREC A. and MAUFFRET A., 1993 – Contribution to the

structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 164, 3, p. 353-363.

GORINI Ch., LOFI J., DUVAIL C., REIS A.T.D., GUENNOC P., LESTRAT P., and MAUFFRET A., 2005 – The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 22, Issues 6-7, p. 695-712.

GRANGER D. E., and SMITH A. L., 2000 – Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, vol. B 172, p. 822-826.

GRANGER D.E. and MUZIKAR P.F., 2001 – Dating sediment burial in situ-produced cosmogenic nucleides: theory, techniques and limitations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 188, p. 269-281.

GRANGER D.E., (sous presse) – A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be.

GRANGER D.E., FABEL D., PALMER A.N., 2001 – Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 113, p. 825-836.

GUENNOC P., GORINI C. and MAUFFRET A., 2000 – Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. *Géol. Fr.*, t. 3, p. 67-97.

GUERIN R., 1973 – Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. Thèse de 3ème cycle, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 113 p.

GUERIN, R., 1973 – Liaisons entre karst et tectonique dans le bas-Vivarais calcaire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, serie D, n° 16, p. 1617-1620.

GUERIN R., 1975 – L'analyse tectonique et microtectonique dans l'étude de la karstification. Exemple des karsts du Bas-Vivarais. *Mémoires et documents du CNRS*, Paris, Nouvelle série, vol. 15, Phénomènes Karstiques, t. 2.

HAUSELMANN P., 2002 – Cave and its relationship to Surface Processes : Investigations in the Siebenhengte Region (BE, Switzerland). PhD Thesis, Hoehlenforschung im Gebiet Siebenhengste-Hohgant, vol. 6, 168p.

HAEUSELMANN Ph., GRANGER D.E., JEANNIN P.Y., LAURITZEN S.E., 2007 – Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology*, vol. 35, p. 143-146.

HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P., 1987 – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C., & VAIL P.R., 1998 – Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of Europeau basins. *In* P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, *SEPM*, Spec. Publ., n° 60, pp. 3-13.

HILGEN F.J. and LANGEREIS C.G., 1993 – A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 118, p. 167-179.

HSÜ, K.J., CITA, M.B. AND RYAN, W.B.F., 1973 – The origin of the Mediterranean evaporites. Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, t. XIII, part. 2, p. 1203-1231.

HSÜ, K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERICKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MELIERES S., MÜLLER C., WRIGHT R., 1978 – History of the Mediterranean Salinity Crisis. Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S.

Government Printing Office, Washington, t. XLII part. 1, p. 1055-1078.

JAILLET S., 2000 – Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure - fonctionnement - évolution. Thèse de 3ème cycle, Université Michel de Montaigne, Bordeaux 3, 543 p.

JAILLET S., 2005 – Le Barrois et son karst couvert. *Karstologia mémoire*, n° 12, 352 p.

JOLIVET L., AUGIER R., ROBIN C., SUC J.P., ROUCHY J.M., 2006 – Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedim. Geol.*, vol. 188-189, p. 9-33.

JULIAN M., & NICOD J., 1984 – Paléokarst et paléo-géomorphologies néogènes des Alpes occidentales et régions adjacentes. *Karstologia*, 4, p. 11-18.

KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., RAFFI I., SIERRO F.J. AND WILSON, D.S., 1999 – Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, vol. 400, p. 652-655.

LABROUSSE B., 1977 – Altération des terrasses anciennes de l'Ardèche. *Thèse 3ème cycle*, Université de Provence, 125 p.

LAFARGE D., 1978 – Etude géologique du plateau de Saint-Remèze (Ardèche). Stratigraphie, cartographie, sédimentologie, tectonique. Thèse 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon I, 119 p.

LAL D., 1988 – In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, vol. 16, p. 355-388.

LAL D., 1991 – Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 104, p. 424–439.

LOFI J., 2002 – La Crise de Salinité Messinienne : Incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. Thèse, Lille I. 285 p.

LOFI J., GORINI CH., BERNÉ S., CLAUZON G., REIS T.D., RYAN W.B.F., & STECKLER M.S., 2005 – Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, vol. 217, 1-2, p. 1-30.

LOFI J., RABINEAU M., GORINI C., BERNÉ S., CLAUZON G., DE CLARENS P., REIS A.T.D., MOUTAIN G.S., STECKLER M.S., RYAN W.B.F. & FOUCHET, C., 2003 – Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, vol. 198, p. 289-317.

LOGET N., VAN DEN DRIESSCHE J., & DAVY PH., 2005 – How did the Messinian Salinity Crisis end ? *Terra Nova*, vol. 17, p. 414-419.

LOSSON B., 2004 – Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France). Vers une identification des interactions. *Mosella*, t. 29, n°1-2, 491 p.

MAIRE R., 1990 – La haute montagne calcaire. *Karstologia Mémoires*, n° 3, 731 p.

MANDIER P., 1988 – Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique. Doc. BRGM, n° 151, 885 p.

MARCHAND T., 1992 – Les karsts dans le Jurassique ardéchois. *Karstologia*, n° 19, p. 1-10.

MARTEL É.-A., 1893 – Les Cévennes et la région des Causses. 4ème éd., Paris, Delagrave, 1893, 408 p.

MARTEL É.-A., 1894 – Les abîmes. Les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie. Exploration souterraine de 1888 à 1893 en France, Belgique, Autriche et Grèce. Paris, Delagrave, 578 p.

MARTEL É.-A., 1930 – La France ignorée (tome 2) - Des Ardennes aux Pyrénées. Paris, Delagrave, 506 p.

MARTINI J., 2005 – Etude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France) : mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. *Karstologia*, n° 45-46, p. 1-18.

MAZELLIER R., 1971 – Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des terrains crétacés du Bas-Vivarais. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 87 p.

MICHELOT Cl., & MUDRY J., 1985 – Les exutoires de l'aquifère karstique de la Fontaine de Vaucluse. *Karstologia*, n° 6, p. 11-14.

MICHOU J., 1934 – Les terrasses de l'Ardèche. *C. R. som. soc. géol. Fr.*, Série V, t. IV, n° 13 p. 42-43.

MICHOU J., 1940 – A propos de la formation du bassin hydrographique l'Ardèche. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, p. 61-62.

MICHOU J., 1983 – Les terrasses de l'Ardèche et de ses affluents (*in* Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires/Colloque de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire (AFEQ). *Soc. Géol. France*, Paris, p. 103-105.

MICHOU J., 1984 – La basse terrasse de l'Ardèche et de ses affluents (*in* « Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires » ; Colloque de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, t. 21, 17-19, p. 85-86.

MIOTKE F.D., & PALMER A.N., 1972 – Genetic relationship between caves and landforms in the Mammoth Cave Park area. Wurtzburd, Böhler Verlag, 69 p.

MOCOCHAIN L., 2002 – Utilisation des marqueurs chronostratigraphiques miocènes et pliocènes pour l'étude karstologique et hydrogéologique du Bas-Vivarais (Ardèche, France). Mémoire de DEA, Univ. Provence, 43 p.

MOCOCHAIN L., CLAUZON G. & BIGOT J.-Y., 2006 a – Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise messinienne. *Bull. Soc. géol. France*, t. 177, 1, p. 27-36.

MOCOCHAIN L., CLAUZON G., BIGOT J.-Y. & BRUNET Ph., 2006 b – Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene : evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedim. Geol.*, n° 189-189, p. 219-233.

MOCOCHAIN L., BIGOT J.-Y., CLAUZON G., FAVERJON M., & BRUNET Ph., 2006 c – La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel (ou un site de référence) pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, 48, pp. 33-50.

MONTADERT L., SANCHO J., FAIL J.P., DEBYSER J. & WINNOCK E., 1970 – De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série D, t. 271, p. 812-815.

MONTEIL P., 1998 – Grotte du Déroc. Une salle dans un étonnant remplissage. La Botte, Bulletin du Comité départemental de spéléologie de la Loire, 1998, p. 17.

MYLROIE J. & SASOWSKY I.D. (Eds.), 2004 – Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate. Kluwer Academic, New York, 322 p.

NESTEROFF W.D., 1973 – Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée, des bassins peu profonds avec des dépôts d'évaporites lagunaires, *in* « Messinian events in the Mediterranean », Drooger, C. W. *et al.* eds., Amsterdam, Elsevier, p. 68-81.

NICOD J., 1967 – Recherches géomorphologiques en Basse Provence. Gap ed., Thèse de l'Université de Provence (France), 580 p.

NICOD J., 1985 – Les cônes rocheux en Provence et dans quelques régions de comparaison. Rapports avec les surfaces de corrosion des plojés. *Mémoires et Documents de Géographie*, CNRS ed., Paris, pp. 107-117.

ORSZAG-SPERBER F., ROUCHY J.M. and BLANC-VALLERON M.M., 2000 – La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre) : la période du Lago-Mare et sa signification. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 331, série IIa, n° 7, p. 483-490.

PALMER A.N., 1987 – Cave levels and their interprétation. National Speleological Society Bulletin, vol. 49, p. 50-66.

PALMER A.N., 1991 – Origin ans morphology of limestone caves. *Geological Society of America*, vol. 103, p. 1-21.

PALMER, A.N., 2001 – Dynamics of cave development by allogenic water. *Acta Carsologica*, t. 30, 2, p. 14-32.

PARADIS G., 1968 – Observations sur le Quaternaire de la plaine du fossé d'Alès, Barjac et ses bordures (Gard). *Ann. Soc. Hort. Nist. Nat. Hérault*, Fasc. 4, p. 233-239.

PASCAL M., LAFARGE D., CHEDHOMME J. & GLINTZBOECKEL C., 1989a – Notice explicative, carte géologique de la France (1/50.000), feuille Bourg-Saint-Andéol (889). B.R.G.M., Orléans, 67 p. Carte géologique par Pascal M., Elmi S., Busnardo R., Lafarge D., Truc G., Valleron M., Chedhomme J. et Combier J.

PASCAL M., ELMI S., BUSNARDO R., LAFARGE D., TRUC G., VALLERON M., CHEDHOMME J. & COMBIER J., 1989b – carte géologique de la France (1/50.000), feuille Bourg-Saint-Andéol (889). B.R.G.M. ed.

PASTRE F., DEBARD E., et CHENNAOUI K., 1994 – Un théphra repère du volcanisme phréatomagmatique du Vivarais dans la séquence Pléistocène supérieur de l'abri Moula (Soyons, Ardèche, France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 319, série II, p 937-943.

PASTRES J.F., BILLARD A., DEBARD E., FAURE M., & GUERIN C., 1996 – Un horizon téphrique du Mont-Dore dans les loess plio-pléistocènes de Saint-Vallier (Drôme, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 323, série IIa, p. 607-614.

PERROUX A.S., 2005 – Les remplissages détritiques endokarstiques. Contribution méthodologique à la lecture des mémoires paléogéographiques et environnementales. Application aux systèmes karstiques de Choranche (Vercors) et d'Orgnac (Bas-Vivarais). Thèse de l'Université de Savoie, 343 p.

POWEL R. L., 1964 – Origin of the Mitcell Plain in south-central Indiana. *Proc. Indiana Acad. Sc.*, vol. 79, p. 281-291.

REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET, A., 1984 – The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, vol. 55, 3-4, p. 445-475.

ROUCHY J.M., 1982a – La genèse des évaporites messiniennes de Méditerrannée. *Mém. Mus. Nat.. Hist. Nat.* (Paris), Sciences de la Terre, L. 280 p.

ROUCHY J.M., 1982b – Commentaires sur une interprétation paléogéographique du domaine méditerranéen au cours du dépôt des évaporites messiniennes proposée à partir de l'étude des surfaces d'érosion périméditerranéennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXIV, p. 653-658.

ROUCHY J.M. and CARUSO A., 2006 – The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedim. Geol.*, vol. 188–189, p. 35-67.

RYAN W.B.F., 1969 – The floor of the Mediterranean Sea. Ph. Thesis, Columbian Univ., N.Y.

RYAN W.B.F., 1976 – Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, vol. 23, p. 791-813.

RYAN, W.B.F. & CITA, M.B., 1978 – The nature and distribution of Messinian erosional surfaces; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, vol. 27, 3-4, p. 193-230.

RYAN W.B.F., 1978 – Messinian badlands on the southeastern margin of the Mediterranean sea. *Marine Geology*, vol. 27, pp. 349-363.

RYAN W.F., HSÜ K.J. *et al.*, 1973 – Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, t. XIII, part. 1 and 2, 1447 p.

RUBINO J.L., LESUEUR J.L., GUY L. & CLAUZON G., 1990 – Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien. Stratigraphie séquentielle et sédimentologie, *Livret guide Excur. ASF*, 67 p., inédit.

SASOWSKY I.D., 1998 – Determining the age of what is not there. *Science*, vol. 279, p. 1874.

SAVOYE B. and PIPER D.J.W., 1991 – The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, Southern France. *Marine Geology*, vol. 97, p. 279-304.

SEIDENKRANTZ M.S., KOUWENHOVEN T.J., JORISSEN F.J., SHACKLETON N.J. & VAN DER ZWAAN G.J., 2000 – Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean-Atlantic water exchange in the late Miocene. *Marine Geology*, vol. 163, p. 387-407.

SERANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J. and QUINIF Y., 2002 – Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 173, n° 2, p. 97-112.

SHACKLETON, N.J., HALL, M.A. AND PATE, D., 1995 – Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. Proceedings of the O. D. P., Scientific Resultes, vol. 138, p. 337-355.

SIAME L., BELLIER O., BRAUCHER R., SEBRIER M., CUSHING M., BOURLES D., HAMELIN B., BAROUX E., DE VOOGD B., RAISBECK G., and YIOU F., 2004 – Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modeling in Provence (South-East France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 220, p. 345-364.

SIERRO, F.J., & KRIJGSMAN, W., 1999 – Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in Western Mediterranean climate. *Marine Geology*, vol. 153, p. 137-146.

SIGNOLLES C., 1980 – Le Crétacé supérieur du département de l'Ardèche. Statigraphie, sédimentologie, paléogéographie. Thèse 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon 1.

STOCK G. S., ANDERSON R. S. and FINKEL R. C., 2004 – Pace of landscape evolution in the Sierra Nevada, California, revealed by cosmogenic dating of cave sediments. *Geology*, vol. 32, p. 193-196.

STOCK G.M., GRANGER D.E., SASOWSKY I.D., ROBERT S.A., and ROBERT C.K., 2005 – Comparison of U-Th, paleomagnetism, ans cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 236, p. 388-403.

SUC J.P., BERTINI A., COMBOURIEU-NEBOUT N., DINIZ F., LEROY S., RUSSO-ERMOLLI E., ZHENG Z., BESSAIS E., and FERRIER J., 1995 – Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta zool. Cracov.*, vol. 38, 1, p. 3-16.

SUC, J.P. & BESSAIS, E., 1990 – Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 310, série 2, p. 1701-1707.

SUC, J.P. & DRIVALIARI, A., 1991 – Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: an exemple from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 70, p. 247-253.

SWEETING M.M., 1950 – Erosion cycle and limestone caverns in the Ingleborouth District of Yorkshire. *Georg. Jour.*, vol. 124, p. 63-78.

THOMAS A., 1969 – Le plateau de Saint-Remèze. Essai de géomorphologie karstique. Institut de géographie alpine, Grenoble, 47 p.

VANARA N., 1998 – Le karst du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). Contrôles tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogenèse. Thèse de 3ème cycle, Université Michel de Montaigne, Bordeaux III, 482 p.

VIRET J., 1954 – Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de mammifères villafranchiens. Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, Fasc. 4, 200 p.

WHITE W.B., & WHITE E.L., 1974 – Base level control of underground drainage in the Potomac River basin. Proc. 4th Conf. "On karst Geol. And Hydrogeol." W. Va. Geol. and Econ. Survey, p. 41-53.

WHITE W.B., 1960 – Terminations of passages in Appalachian caves as evidence for a shallow phreatic origin. *National Speleological Society Bulletin*, vol. 22, 1, p. 43-50.

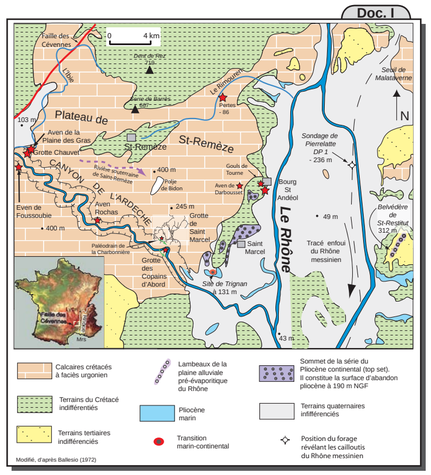
WILSON W.L., 1985 – Evolution of grounwater flow paths in the Garrison Chapel karst valley, Indiana. *Program for 1985 Natl. Speleol. Soc. Ann. Conv.*, Frankfort, Ky., p. 45-46.

ANNEXE

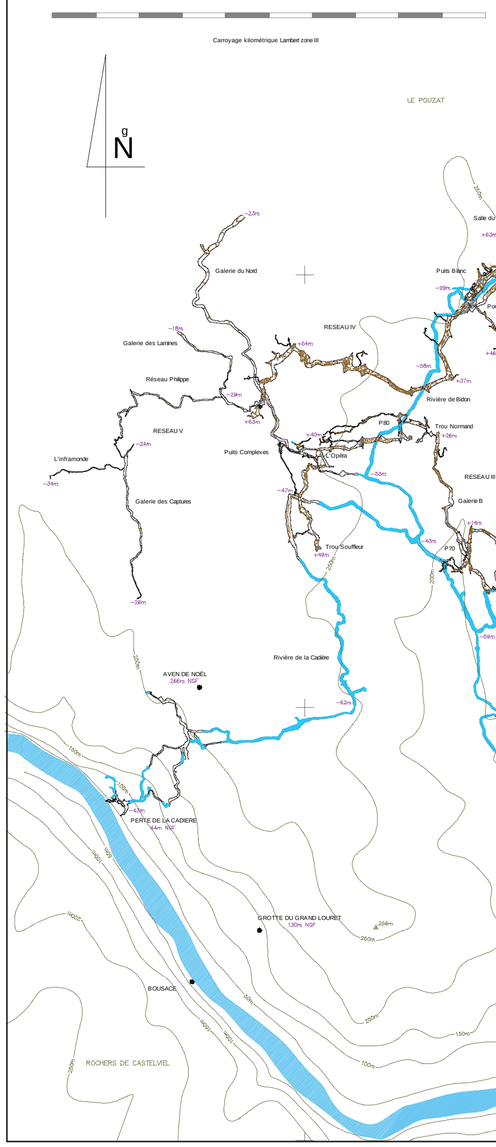
La présente annexe reproduit au format A3 l'intégralité de la planche hors texte accompagnant l'article « la grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarts méditerranéens depuis 6 Ma » dans la revue Karsologia (n° 48, 2006).

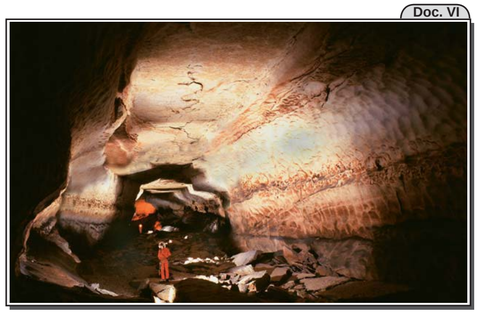
Topographie et géomorphologie de la grotte de Saint Marcel (Ardèche, France)

Doc. I



Le plateau de Saint-Remèze dans son contexte géologique et géographique.
Location and geological setting of Saint-Remèze Plateau.



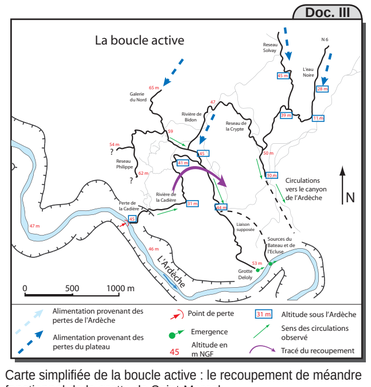


La galerie des Maçons du réseau I vers + 160 m NGF (étage intermédiaire). Cette galerie compte parmi les plus grands volumes de la grotte de Saint-Marcel. Cliché Bernard Dupré.
The "Galerie des Maçons" abandonned flowpath (middle level of Saint-Marcel Cave).

Ce document hors texte est associé à l'article Mocochain L. ; Bigot J.-Y. ; Clauzon G. ; Faverjon M. et Brunet P. (2006) La grotte de Saint Marcel : un site de reférence pour l'étude du cycle messino-pliocène. Karstologia n°48 - 2006/2

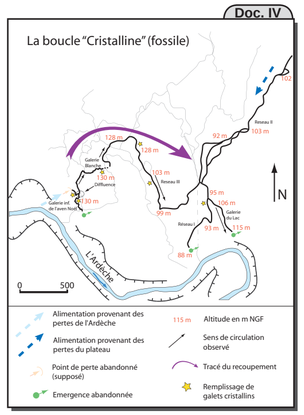
Ce document a été cofinancé en totalité par l'Association Française de Karstologie et par le CEREGE - UMR 6635 CNRS

Doc. III



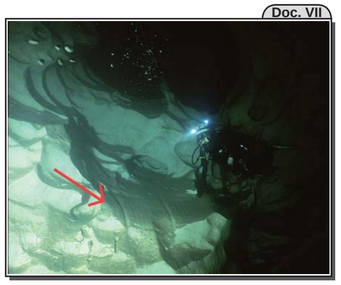
Carte simplifiée de la boucle active : le recoupement de méandre fonctionnel de la grotte de Saint-Marcel.
Map of "boucle active" : fluvial meander short-cut of Saint-Marcel Cave.

Doc. IV



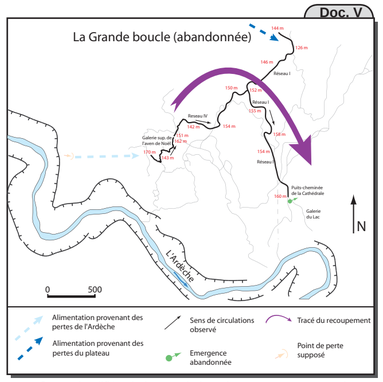
Carte simplifiée de la boucle cristalline : un recoupement de méandre abandonné de la grotte de Saint-Marcel.
Map of "boucle cristalline" : Abandonned fluvial meander short-cut of Saint-Marcel Cave.

Doc. VII



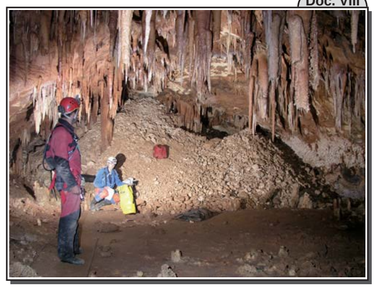
Conduit noyé à 40 m de profondeur sous l'Ardèche, en aval de l'étage inférieur (grotte du Bateau). On peut observer à gauche en contrebas du plongeur des cannelures creusées par un écoulement gravitaire sur les parois de la galerie. Cliché Gilles Carmille.
Flooded drain 40 m deep under the position of Ardèche River. We see the vadose morphologies across the side of flowpath.

Doc. V



Carte simplifiée de la grande boucle : un recoupement de méandre abandonné de la grotte de Saint-Marcel.
Map of "grande boucle" : Abandonned fluvial meander short-cut of Saint-Marcel Cave.

Doc. VIII



Le cône de grèzes terminant la Galerie Intermédiaire de l'aven de Noël se trouvant en position proximale des Gorges de l'Ardèche vers + 220 m NGF (étage supérieur). Cliché Jean-Yves Bigot.
Bedded rock-fragments to the end of the "Galerie Intermédiaire" flowpath (upper level of Aven Noël Cave).

Doc. II

GROTTE DE SAINT MARCEL D'ARDECHE

GROTTE DE SAINT MARCEL D'ARDECHE - GROTTE DELOLY - AVEN DESPEYSSE
PERTES DE LA CADIERE

Commune de Bidon - Ardèche

X=775.850 - Y=227.580 - Z=87m
Développement topographié = 50 331 m
Développement total estimé = 51 200 m
Dénivelé = 238 m (-101m ; +137m)

Topographies : AVENS, SCSM, SGF, SC Cuges et Ind. - 1994 / 2005

Synthèse et dessin : Philippe Brunet, Bernard Dupré, Marc Faverjon

édition n°2 du 02 août 2006 — Tous droits réservés — Reproduction interdite