



HAL
open science

Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques. De la karstologie aux modèles numériques 3D.

Johan Jouves

► **To cite this version:**

Johan Jouves. Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques. De la karstologie aux modèles numériques 3D.. Géologie appliquée. AMU - Aix Marseille Université, 2018. Français. NNT : 2018AIXM0153 . tel-02178707

HAL Id: tel-02178707

<https://theses.hal.science/tel-02178707>

Submitted on 10 Jul 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université d'Aix–Marseille

École doctorale : ED 251 – Sciences de l'environnement

CEREGE

Thèse de doctorat

Présentée pour obtenir le grade universitaire de Docteur

Discipline : Géosciences de l'environnement

Johan JOUVES

**Origine, caractérisation et distribution prédictive des
structures karstiques**

–

De la karstologie aux modèles numériques 3D

Soutenue le 14 Mai 2018 devant le jury :

| | | |
|--------------------------|-------------------------------------|---------------|
| Philippe Audra (Pr) | Université de Nice-Sophia Antipolis | Rapporteur |
| Nicolas Massei (Pr) | Université de Rouen Normandie | Rapporteur |
| Pauline Collon (MdC HDR) | Université de Lorraine | Examinatrice |
| Stéphane Jaillet (IR) | Université de Savoie Mont Blanc | Examineur |
| Bruno Arfib (MdC) | Aix-Marseille Université | Invité |
| Hubert Camus | Cenote | Invité |
| Nicolas Rampnoux | Veolia | Invité |
| Laurent Cadilhac | Agence de l'Eau | Invité |
| Sophie Viseur (IR) | Aix-Marseille Université | Co-directrice |
| Yves Guglielmi (Pr) | Lawrence Berkeley National Lab. | Directeur |

Numéro national de thèse : 2018AIXM0153

Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques

De la karstologie aux modèles numériques 3D

Projet Dardennes : Estimation des volumes d'eau souterraine exploitables dans les structures karstiques à l'échelle régionale : Application à l'estimation des réserves karstiques Toulonnaises (Var).

Ce projet est financé grâce au support de :



Complément d'informations sur www.karsteau.fr

Abstract

The characterization of underground heterogeneities is one of the main concerns for qualifying and quantifying petroleum or water reservoir behaviors. In the case of karst reservoirs, the regional heterogeneity is mainly due to the presence of a hierarchical network of conduits, connecting a recharge zone to a restitution zone, and behaving as drains for underground fluid flows. However, the humanly observed karst conduits represent only a limited part of the complete karst conduit system. Therefore, many uncertainties exist concerning the location, the geometry and the dynamic behavior of a karst network at the massif scale. Geostatistical stochastic simulations represent an interesting tool to study the different three-dimensional (3D) probable configurations of karst networks and then, to determine the uncertainties on the reservoir behaviors. This problematic is a major challenge not only in the field of water, hydrocarbon and mineral resources, but also in civil engineering. This approach first requires understanding the successive stages of karst structuring of a reservoir and then to numerically reconstruct the 3D organization of karst structures, given the uncertainties that may exist. Thus, a multidisciplinary and methodological approach was proposed in this work to address these issues. It is based on (i) field geology and karst studies and (ii) on numerical geology, including 3D structural and geostatistical modeling.

The hierarchical organization of the karst networks within the geological host represents a key particularity of these features. Their distribution and organization is closely related to static (geological) and dynamic (hydrological) parameters, and depends on the geomorphological evolution of the studied massif. The analysis of the karst structuring steps of a reservoir is here carried out with two main objectives: the determination of karst structuring phases to understand and predict the functioning of the system, and the definition of conditioning data for simulating realistic karst networks and reducing uncertainties. Karstological determinations allow identifying the morphogenesis of the exo- and endokarst forms. Then, the speleogenetic reconstitutions make it possible to identify the successive phases of the karst system structuration (epigenic or hypogenic speleogenesis, evolution of base level, *etc.*) allowing to define the type and the zonation of karst pattern occurrence (karst zonation : vadose, epiphreatic or phreatic zone). In parallel, a quantitative analysis of the geometries and the topologies performed on 3D cave surveys permits to compare the different organizations of the karst network patterns, related to speleogenetic processes. This morphometric analysis provides a quantitative database of morphological characteristics according to their speleogenetic processes. Finally, two geostatistical approaches were tested to generate karst networks. They correspond to two classical pixel-based geostatistical methods: the sequential indicator simulation (SIS) and the multipoint simulations (MPS). This work focused on the integration of different data sources (geology, karstology, hydrology) as well as on the ability to reproduce the observed hierarchical organization of karst systems. For instance, the aim was to integrate *a priori* knowledge as hard data (e.g., inlet and outlet points, known cavities) and as secondary data (trends, proportions, probability of occurrence). These approaches make it possible to simulate various karst patterns inherent to a karst reservoir zonation in relation to the speleogenetic history. They have been tested on synthetic cases for validation and one of them on a case study.

Keywords : Speleogenesis, karst, geostatistics, stochastic simulation, geometry, topology

Résumé

La caractérisation des hétérogénéités du sous-sol est une des préoccupations principales des études visant à qualifier et quantifier le comportement d'un réservoir d'eau ou d'hydrocarbure. Dans le cas de réservoirs karstiques, cette hétérogénéité régionale est principalement due à la présence d'un réseau de conduits hiérarchisés, connectant une zone de recharge à une zone de restitution, et se comportant comme des drains pour l'écoulement souterrain. Cependant, seule une partie restreinte de ces conduits est généralement humainement observable, et la connaissance globale du système reste limitée. Il existe alors beaucoup d'incertitudes quant à la position, la géométrie et le comportement dynamique d'un réseau karstique à l'échelle d'un massif. Les simulations stochastiques géostatistiques représentent un moyen d'étudier les différentes configurations des réseaux karstiques tridimensionnels (3D) probables et ainsi de déterminer les incertitudes sur le comportement du réservoir. Etablir une telle démarche demande de comprendre les étapes de structuration du karst afin de reconstituer numériquement son organisation 3D, au vu des incertitudes qui peuvent exister. Ainsi, une approche pluridisciplinaire et méthodologique est proposée dans ce travail pour répondre à cette problématique. Elle repose (i) sur la géologie et la karstologie de terrain et (ii) sur la géologie numérique, incluant la modélisation structurale 3D et la simulation géostatistique.

Une des particularités des réseaux karstiques est qu'ils s'organisent de manière hiérarchique au sein de l'encaissant. Leur distribution et leur organisation sont étroitement liées à des paramètres statiques (géologiques) et dynamiques (hydrologiques), et dépendent de l'évolution géomorphologique du massif étudié. L'analyse de la structuration d'un réservoir karstique est ici réalisée avec deux objectifs principaux : (i) la détermination des phases de structuration karstique pour comprendre et prévoir le fonctionnement du système, et (ii) la détermination de données de conditionnement permettant de simuler des réseaux karstiques réalistes et de réduire les incertitudes. Les déterminations karstologiques permettent d'identifier la morphogenèse des formes exo- et endokarstique. Les reconstitutions spéléogénétiques qui en découlent permettent d'identifier les phases successives de structuration du système karstique (spéléogenèse épigène ou hypogène, évolution du niveau de base, *etc.*) permettant de définir une zonation de l'occurrence de l'organisation des structures karstiques (zone vadose, épiphréatique ou phréatique). En parallèle, l'analyse quantitative des géométries et des topologies de données 3D de cavités analogues a permis de comparer les différentes structures de réseaux karstiques liées à différents processus spéléogénétiques. De fait, ces analyses morphométriques fournissent une base de données quantitative de caractéristiques morphologiques de cavités en fonction de leurs processus spéléogénétiques. Enfin, deux approches géostatistiques ont été testées pour la génération de réseaux karstiques. Elles reposent sur l'utilisation de méthodes classiques de géostatistiques basées-pixel : la simulation séquentielle d'indicatrice (SIS) et les simulations multipoints (MPS). Dans ce travail, l'attention a été portée sur l'intégration de données géologiques, karstologiques et hydrologiques, ainsi que sur la reproduction de l'organisation hiérarchique des systèmes karstiques. Le travail contribue à définir comment intégrer des connaissances *a priori* sous forme de données dures (points d'entrée et de sortie, cavités connues, *etc.*) et de données secondaires (tendances, proportions, probabilité d'occurrence). Ces approches permettent de simuler différents faciès karstiques inhérents à une zonation du réservoir karstique en relation avec l'histoire spéléogénétique. Elles ont été testées sur des cas synthétiques pour validation et sur un cas d'étude pour l'une d'entre elles.

Mots-clefs : Spéléogenèse, karst, géostatistique, simulation stochastique, géométrie, topologie

Remerciements

Ce mémoire représente l'achèvement d'un travail commencé il y a un peu plus de quatre ans qui n'aurait pu voir le jour sans la précieuse aide intellectuelle, financière, morale, physique et parfois "alcoolique" de nombreuses personnes. J'ai eu la chance d'être accompagné par une ribambelle de gens sans qui rien ou presque n'aurait été possible. Que toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à ce travail trouvent ici mes remerciements les plus sincères, et que les oubliés (bien involontairement) me pardonnent.

Merci à Yves Guglielmi d'avoir accepté de diriger cette thèse pendant deux ans et pour avoir initié un travail rendant la tâche plus facile à Mme Viseur en réduisant les "sorties" : *"le karst tu le connais par cœur, t'as pas besoin d'aller sur le terrain"*. Voilà donc Mme Viseur, on est "presque" arrivé à le faire cet alphabet du karst. Vous m'avez initié aux "joies" de la géostatistique et de la modélisation numérique, et puis après quelques temps de rodage sur nos différents vocabulaires, numériques vs. karstiques, sommes arrivés à communiquer. Merci d'avoir embrassé la cause du karst, pour votre pédagogie et votre savoir, même s'il arrive que celui-ci vous inonde, et que le pauvre verre que vous ayez pour recueillir ce flux de connaissance déversant à grands flots du haut d'une cascade, reparte bien vide. Un immense merci à Toi Sophie pour ces quatre années de thèse, pour ces moments passer au labo et ailleurs, pour ton obstination, ton extravagance et pour les deux entrées (et donc sorties) de la pharmacie.

Il y a ensuite des personnes que l'on ne sait et que l'on ne saura jamais vraiment comment les remercier, et que seules ces quelques lignes ne suffiront pas à te dire merci Bruno. Depuis le début, en fin de master en 2011, tu m'as fait confiance et donner des opportunités. Merci pour ta rigueur scientifique (même si on s'en fout qu'un trait soit 0.0001 mm à gauche ou à droite), pour ces discussions passionnées scientifiques et philosophiques en toutes circonstances que ce soit au labo, sur ou sous terre, à l'apéro, en France ou à l'étranger. Un incommensurable Merci pour ton humanité et ton altruisme, surtout quand il s'agit de partager des plans à la con (spéléo, télé, etc.) ou de l'Uzo avec des glaçons. Il nous reste encore beaucoup de choses à faire, ce n'est que le commencement.

Merci Hubert d'avoir partagé ton immense savoir sur le karst, même si je n'ai pas encore totalement intégré toutes les définitions du dictionnaire "le Hubert junior". L'Hubérisation est en cours mais prendra du temps. Nous continuons ensemble, et pour le temps passé et celui à venir, un grand merci.

Merci à tous les membres du jury d'avoir bien voulu prendre part à la fin de cette aventure. À Nicolas Masséi et Philippe Audra d'avoir accepté de rapporter cette thèse. Merci Nicolas pour l'analyse méticuleuse de cette thèse et les remarques pertinentes ayant amené beaucoup d'idées pour la suite à donner à ce travail, ainsi que pour les rencontres durant les congrès notamment au SNO Karst. Philippe, je ne puis te remercier assez pour les apports à ce travail, pour les nombreux échanges que nous avons eus, pour les données topo, etc., ainsi que pour la minutieuse relecture et analyse du manuscrit. Merci de partager avec passion tes connaissances, merci pour les nombreuses discussions lors des rencontres aux différents colloques, ta disponibilité pour les questions scientifiques, mais surtout merci de m'avoir fait découvrir la Slovénie et la grotte des Chamois, son ambiance et ses recettes gastronomiques de haricots en boîte au tabasco. Merci à Pauline Collon et Stéphane Jaillet d'avoir examiné ce travail avec un grand intérêt. Merci Pauline pour les échanges, discussions et conseils, ainsi que pour nous avoir permis d'utiliser les plugins Gocad et les codes pour l'analyse morphométrique. Merci Stéphane pour les discussions et commentaires lors des différentes rencontres, les karsto sont effectivement bien sur du multi-échelle.

Cette thèse a été financée via le dispositif CIFRE mis en place par l'ANRT et la collaboration entre l'entreprise CENOTE et le laboratoire du CEREGE de l'université d'Aix-Marseille. Je remercie ainsi l'ANRT pour leur soutien financier. Un grand merci à CENOTE, Hubert Camus et Guilhem Maistre, de m'avoir fait et de me faire toujours confiance. Merci Guilhem, je me régale avec Therion...

Merci aux institutions, partenaires et supports qui ont soutenu financièrement et opérationnellement le projet Dardennes. Merci à l'Agence de l'eau et particulièrement Laurent Cadilhac, ainsi que Véolia Eau et Nicolas Rampnoux pour leurs remarques et questions autour des objectifs des travaux lors des réunions de projets, ainsi que pour avoir accepté l'invitation à prendre part au jury. Merci à la ville de Toulon pour avoir supporté financièrement ce projet et à Joëlle Bailleul pour les échanges au cours des réunions de projet. Merci également à ParadigmGeo et AGSA pour leur support en nous fournissant le logiciel Gocad et les plug-ins, ainsi qu'au RING consortium et le laboratoire GéoRessources pour le plugin Karstmod et les RING meeting. Ce travail a également bénéficié de nombreux échanges dans le cadre du réseau d'observation du Karst (SNO Karst) de l'INSU/CNRS. Un grand merci à toutes les personnes et institutions qui ont donné de leur temps, et nous ont permis d'acquérir des données et d'accéder aux coins les plus reculés des collines. Honoré (Thierry Lamarque) de SpéléH2O et Rocky (Philippe Maurel), merci à vous pour l'appui technique et pour avoir partagé votre passion et vos connaissances du secteur, ainsi que pour tous les bons moments passés ensemble. À Alain Dubois et Philippe Joly pour l'accès au Domaine d'Orves et à Fabrice Mallet de l'ONF pour l'accès au massif des Morières. La Mairie de Signes et l'ONF pour les autorisations de circuler sur les pistes des Massifs de Siou-Blanc et des Morières.

Un grand merci également à toutes les personnes que j'ai pu rencontrer lors des congrès et colloques, et que je ne pourrais citer ici. Merci à tous ceux qui m'ont apporté aides, discussions et idées scientifiques tout au long de ce périple. Merci notamment à Ludovic Mocochain pour son aide sur ce travail, les nombreux échanges, et pour la télé japonaise.

Une grande partie de ce travail n'aurait pas été possible sans la passion, la ténacité et le travail colossal des spéléologues, qui explorent, observent et publient leurs découvertes et leurs topographies. Il serait ici impossible de tous les nommer, mais je tiens particulièrement à exprimer ma gratitude aux personnes qui m'ont fourni les topographies : Philippe Audra, Jean-Yves Bigot, Jean Botazzi, Paul Burger et le Carlsbad Cavern National Park, Didier Cailhol, Jean Pierre Cassou, Sylvestre Clement, Marc Faverjon, Gabriel Hez, Stéphane Jaillet, Harry Lankester, Baudoin Lismonde, Guilhem Maistre, Christos Pennos et Alexandre Zapelli. Beaucoup de cavités n'ont pas encore pu être exploitées, mais le seront prochainement.

Merci à l'équipe du CEREGE pour le soutien technique et scientifique ; à Daniel Borschneck pour les analyses par DRX et ses interprétations, à Lionel Marié et Julien Longerey pour les lames minces.

Merci à toi Baptiste pour la quête des nannofaunes, on en trouvera un jour. Je tiens également à remercier Marc Floquet, Jean-Pierre Masse, Jean Philip et Michel Villeneuve pour leurs connaissances encyclopédiques de la Provence et pour les discussions constructives tout au long de la thèse. Merci également à Jean Borgomano, François Fournier et Philippe Léonide pour les sorties sur le terrain et leur aide sur les interprétations géologiques. Merci à Jocelyne Turiello pour son aide sur tous les aspects administratifs. Merci également à toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué à la vie du labo, Alexandre, Cyprien, Irène, Jean, Thomas, Quentin, Gilles, Bertrand, Anne, Pierre.

Evidemment une thèse est aussi une aventure humaine, et celle-ci a commencé alors que j'étais en stage de master dans le labo de Marseille. C'est l'occasion ici de remercier les "anciens" docteurs : Fournillon, Pobinou, Lavenu, Grall, Galleuoois, Alek, Rémy, Aurélie, merci pour votre accueil et pour tous les bons moments passés ensemble. Il y en a que l'on ne sait pas trop où caler dans la chronologie mais merci mon bon Matooooonti! Ahlala Seigneur Dieu, merci pour tes matontades, les kitchissimes vidéos et musiques, et ta fatigue légendaire. Une immense pensée pour toi Baudrement, avec qui nous avons commencé et surtout fini. Ca n'aura pas été si long... Merci pour ce que tu es et pour ton amitié, pour tout ce que nous avons partagé! On était pas mal sur le Tsanfleuron, dans le Verdon, en spéléo et j'en passe... Merci à toute l'équipe du labo élargie, Justine, Julia, Gabrielle, Mélody, Bestani, Anne-Sab, Baptiste, Cezguy, Dawin, IenIen, Geoffrey, Dauphin, Guillaume, Anthony, et notre italien presque naturalisé Vincenzo, pour ces moments partagés au labo et en dehors, ces innombrables et inébranlables pauses café, ces parties de pétanques, de foot, de squash, ces milliards de maureks, *etc.* Vous avez à vous tous rendu une ambiance sans égale.

À tous les amis de Marseille, Montpel et d'ailleurs, qui sont tant chers, qui égaillez journées et nuits, et dont il est parfois difficile de conjuguer apéro et boulot sans trop de repos, Merci! Aux deux Gros, Balo (*Serge Lama, le gardien de 98*) et Fab (*tout l'air sort par les oreilles*), merci pour tout. Aux deux vieux-Gros Baptiste et Romain (*la phalange*) qui nous avez transmis cette passion pour la spéléo et bien plus, ainsi qu'à Isa (*la toile de jute c'est l'avenir*), Léon (*bûûûche*) et toute l'équipe des spéléos, *on restera les Gypsy King de la spéléo*. Merci au coloc Chaton (*chaton fracasse, carglass remplace*), et toute l'équipe des guides et guidettes du Verdon, Tam (*la photosynthèse*), Chandra (*l'adhérence du biceps*), Mitch (*mon idole*), etc., Anna (*Anno et bala*) et Polochon, aux marseillais-es, Elo (*1515 Marignane*), Moulmoul (*tu nous descriabilise*), Meumeu (*arrête de me parler tu me concentre*), Marion (*les talons c'est de la moquette*), Nanouch (*c'est toi ou c'est pas moi*), Johny (*dois-je utiliser mon don d'invisibilité pour faire le bien ou le mal*), Niko (*le rantanplan du nucléaire*), Pims (*je peux mais j'ai pas envie*), Artak (*l'Égypte en chienne*), Pat, aux montpelliérains-es, Nath, Lisa, Seb (*je te ramène en mouflon*), Rémi, Terral (*l'autruche c'est un chevreuil avec des plumes*), au parigo-montpeliéro-marseillais Manu (*on ne mélange pas les cochons et mes serviettes, tu scintilles comme un laurier, etc.*), à tous ceux que j'oublie ici, et à toute l'équipe de Barles ; *on va dire que je suis bientôt à la retraite...* Merci à toi Cécile (*Fernandel dans ma peau*) d'avoir été présente en toute circonstance. *Vous êtes géniaux [...]*!

A toute ma famille et surtout à mes parents qui m'ont toujours soutenu, sans toujours comprendre ce que je pouvais bien faire, Merci!

Table des matières

| | |
|--|-----------|
| ABSTRACT | 4 |
| RÉSUMÉ | 5 |
| RÉSUMÉ ÉTENDU | 13 |
| INTRODUCTION GÉNÉRALE | 21 |
| CONTEXTE TECHNIQUE ET SCIENTIFIQUE..... | 21 |
| OBJECTIFS SCIENTIFIQUES ET MÉTHODES | 23 |
| STRUCTURATION DU MANUSCRIT | 25 |
| CHAPITRE 1 : SPÉLÉOGENÈSE ET STRUCTURE DE RÉSEAUX KARSTIQUES | 27 |
| RÉSUMÉ..... | 27 |
| 1.1 INTRODUCTION | 28 |
| 1.2 ORIGINE ET DÉVELOPPEMENT DES RÉSEAUX KARSTIQUES | 29 |
| 1.2.1 <i>Définitions</i> | 29 |
| 1.2.2 <i>Les processus de karstification</i> | 30 |
| 1.2.2.1 Les sources d'agressivité de l'eau | 30 |
| 1.2.2.2 Les différents types d'altération karstique | 31 |
| 1.2.4 <i>Évolution et morphologie des conduits karstiques</i> | 35 |
| 1.2.4.1 Genèse de conduits karstiques | 35 |
| 1.2.4.2 Structuration des conduits karstiques | 37 |
| 1.2.4.3 Organisation des conduits karstiques | 38 |
| 1.3 LES CONTRÔLES LITHOLOGIQUES ET STRUCTURAUX DE LA SPÉLÉOGENÈSE | 40 |
| 1.3.1 <i>Contrôles et influences lithologiques</i> | 40 |
| 1.3.1.1 Architecture stratigraphique | 40 |
| 1.3.1.2 Influences de la lithologie..... | 41 |
| 1.3.1.3 Taille des grains et texture..... | 42 |
| 1.3.1.4 La porosité | 42 |
| 1.3.1.5 Les joints de stratifications | 43 |
| 1.3.2 <i>Influences structurales</i> | 45 |
| 1.3.2.1 Les joints tectoniques, fractures et failles | 45 |
| 1.3.2.2 Ouverture des discontinuités structurales..... | 47 |
| 1.3.2.3 Le rôle conjoint des discontinuités litho-structurales..... | 48 |
| 1.4 ORGANISATION DES RÉSEAUX KARSTIQUES..... | 49 |
| 1.4.1 <i>Structure de réseaux épigènes</i> | 49 |
| 1.4.1.1 Influence du temps..... | 49 |
| 1.4.1.2 Les contrôles de la recharge : régulière vs. irrégulière | 49 |
| 1.4.1.3 Les contrôles du niveau de base | 51 |
| 1.4.2 <i>Structure de réseaux hypogènes</i> | 54 |
| 1.4.2.1 Origine et organisation des écoulements..... | 54 |
| 1.4.2.2 Organisation de réseaux de conduits hypogènes | 55 |
| 1.4.3 <i>Structure de réseaux fantômés</i> | 57 |
| 1.5 PROPOSITION DE CLASSIFICATION SYNTHÉTIQUE DE L'ORGANISATION DES RÉSEAUX KARSTIQUES..... | 58 |
| 1.6 CONCLUSION..... | 61 |
| CHAPITRE 2 : ANALYSE DE LA STRUCTURATION KARSTIQUE D'UN MASSIF CARBONATÉ : L'EXEMPLE DU RÉSERVOIR KARSTIQUE DE DARDENNES-SIOU-BLANC | 63 |
| RÉSUMÉ..... | 63 |
| 2.1 INTRODUCTION | 64 |
| 2.1.1 <i>Les objectifs de l'analyse de la structuration karstique des massifs</i> | 65 |
| 2.1.2 <i>Approche : le diagnostic karstologique</i> | 65 |

| | | |
|---|---|------------|
| 2.1.3 | <i>Méthode d'analyse de la structuration karstique de massifs carbonatés</i> | 66 |
| 2.1.3.1 | La reconstitution des phases successives de spéléogénèse | 66 |
| 2.1.3.2 | La caractérisation des modalités d'infiltrations | 69 |
| 2.2 | DIAGNOSTIC DES ÉLÉMENTS INDICATEURS DU FONCTIONNEMENT, DE LA STRUCTURATION ET DE L'ÉVOLUTION DU KARST | 71 |
| 2.2.1 | <i>Les connaissances du fonctionnement hydrogéologique</i> | 71 |
| 2.2.2 | <i>Les connaissances géologiques de la structure du réservoir karstique</i> | 72 |
| 2.2.3 | <i>Marqueurs géomorphologiques et karstiques de l'exokarst</i> | 73 |
| 2.2.3.1 | Les lapiaz..... | 73 |
| 2.2.3.2 | Les dolines | 74 |
| 2.2.3.3 | Les poljés | 74 |
| 2.2.3.4 | Les autres indices karstiques de surface..... | 75 |
| 2.2.4 | <i>Marqueurs géomorphologiques et karstiques de l'endokarst</i> | 76 |
| 2.2.4.1 | Éléments de diagnostic des réseaux épigènes..... | 77 |
| 2.2.4.2 | Éléments de diagnostic des réseaux hypogènes..... | 79 |
| 2.2.4.3 | Éléments de diagnostic des réseaux fantômés | 81 |
| 2.2.4.4 | Analyse des dépôts et remplissages karstiques..... | 81 |
| 2.2.5 | <i>Plusieurs approches pour l'étude de l'objet karst</i> | 84 |
| 2.3 | CONTEXTE D'ÉTUDE DES RÉSERVOIRS KARSTIQUES DE DARDENNES..... | 86 |
| 2.3.1 | <i>Contexte géographique</i> | 86 |
| 2.3.2 | <i>Contexte géologique</i> | 86 |
| 2.3.2.1 | Aperçu de l'histoire géodynamique de la Provence | 87 |
| 2.3.2.2 | Contexte stratigraphique de l'aquifère de Siou-Blanc | 89 |
| 2.3.2.3 | Contexte structural..... | 93 |
| 2.3.3 | <i>Contexte hydrogéologique</i> | 94 |
| 2.3.3.1 | Aquifères karstiques et imperméables | 94 |
| 2.3.3.2 | Unités hydrogéologiques et traçages | 95 |
| 2.3.3.3 | Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère karstique de Dardennes | 96 |
| 2.3.4 | <i>Héritages géomorphologiques</i> | 99 |
| 2.3.5 | <i>Connaissances sur les phases de karstification en Provence</i> | 101 |
| 2.4 | DIAGNOSTIC DES INDICATEURS KARSTIQUES DU RÉSERVOIR DE DARDENNES-SIOU-BLANC | 102 |
| 2.4.1 | <i>Caractérisation des couvertures et des formes karstiques de surface</i> | 102 |
| 2.4.1.1 | Les formations superficielles | 102 |
| 2.4.1.2 | Paléo-surfaces, poljés et bordures de corrosion | 103 |
| 2.4.1.3 | Incision, canyons, vallées périphériques | 106 |
| 2.4.2 | <i>Caractérisation de phénomènes karstiques souterrains</i> | 108 |
| 2.4.2.1 | Cavités et réseaux karstiques | 108 |
| 2.4.2.2 | Les remplissages | 112 |
| 2.4.2.3 | Indices hypogènes | 114 |
| 2.4.2.4 | Couloirs de fantômisatation et brèches karstiques | 115 |
| 2.5 | STRUCTURE DU RÉSERVOIR DE DARDENNES-SIOU-BLANC ET ORGANISATION DE LA KARSTIFICATION | 117 |
| 2.5.1 | <i>Structure géologique 3D et évaluation des stocks potentiellement disponibles</i> | 117 |
| 2.5.1.1 | Modélisation géologique 3D du réservoir hydrogéologique | 117 |
| 2.5.1.2 | Évaluation des stocks potentiellement disponibles..... | 120 |
| 2.5.2 | <i>Proposition d'un modèle de structuration et d'évolution des réseaux de drainage endokarstiques</i> | 122 |
| 2.5.3 | <i>Évaluation des modalités d'infiltration sur le massif de Siou-Blanc</i> | 127 |
| 2.6 | SYNTHÈSE ET CONCLUSION | 130 |
| CHAPITRE 3 : APPROCHE QUANTITATIVE DE LA GÉOMÉTRIE ET DE LA CONNECTIVITÉ DES RÉSEAUX KARSTIQUES : CARACTÉRISATION D'ANALOGUES KARSTIQUES | | 133 |
| | RÉSUMÉ..... | 134 |
| 3.1 | INTRODUCTION | 135 |
| 3.2 | LES SYSTÈMES KARSTIQUES: DES AQUIFÈRES ORGANISÉS | 136 |

| | | |
|---|--|------------|
| 3.3 | LA BASE DE DONNÉES CAVITÉ | 136 |
| 3.3.1 | <i>La base de donnée numérique : prétraitement et analyse</i> | 137 |
| 3.3.2 | <i>Méthodologie de décomposition des cavités analysées</i> | 139 |
| 3.3.3 | <i>Contexte et classification des cavités analysées</i> | 141 |
| 3.4 | ANALYSES MORPHOMÉTRIQUE DE MOTIFS KARSTIQUES | 144 |
| 3.4.1 | <i>Approche et méthode</i> | 144 |
| 3.4.2 | <i>Les paramètres morphométriques</i> | 146 |
| 3.4.2.1 | Paramètres géométriques | 146 |
| 3.4.2.2 | Paramètres topologiques | 150 |
| 3.4.3 | <i>Protocole statistique</i> | 152 |
| 3.5 | RÉSULTATS..... | 153 |
| 3.5.1 | <i>Analyses quantitatives des motifs karstiques</i> | 153 |
| 3.5.1.1 | Comparaison morphométriques..... | 153 |
| 3.5.1.2 | Corrélation géométrique des motifs karstiques | 157 |
| 3.5.1.3 | Corrélation topologique des motifs karstiques | 158 |
| 3.5.2 | <i>Analyses multivariées</i> | 161 |
| 3.5.3 | <i>Réseaux karstiques polygéniques</i> | 162 |
| 3.6 | DISCUSSION ET CONCLUSION | 164 |
| 3.6.1 | <i>Les motifs karstiques</i> | 164 |
| 3.6.2 | <i>Quantification de l'organisation spatiale du karst</i> | 165 |
| 3.6.3 | <i>Représentativité des paramètres morphométriques</i> | 166 |
| 3.6.4 | <i>Des paramètres morphométriques aux modèles</i> | 167 |
| CHAPITRE 4 : SIMULATIONS GÉOSTATISTIQUES DE RÉSEAUX KARSTIQUES | | 171 |
| | RÉSUMÉ..... | 171 |
| 4.1 | INTRODUCTION | 172 |
| 4.2 | LES APPROCHES DE MODÉLISATION DU KARST..... | 173 |
| 4.2.1 | <i>Définition et problématique</i> | 173 |
| 4.2.2 | <i>Les approches de modélisation fonctionnelles</i> | 175 |
| 4.2.2.1 | Approches globales..... | 175 |
| 4.2.2.2 | Approches distribuées | 176 |
| 4.2.3 | <i>Les approches de modélisation structurelle</i> | 178 |
| 4.2.3.1 | Les approches de modélisation basées-processus | 178 |
| 4.2.3.2 | Les approches de modélisations basée-structures | 179 |
| 4.2.4 | <i>Les approches géostatistiques</i> | 180 |
| 4.2.4.1 | Les méthodes basées pixels..... | 180 |
| 4.2.4.2 | Les approches basées-objets | 183 |
| 4.2.4.3 | Les approches pseudo-génétiques et hybrides..... | 184 |
| 4.3 | BILAN DES APPROCHES DE MODÉLISATIONS DU KARST | 186 |
| 4.3.1 | <i>Les données conditionnantes des méthodes de modélisation</i> | 186 |
| 4.3.2 | <i>Problématique de la modélisation géostatistique</i> | 187 |
| 4.3.2.1 | Échelles des discontinuités karstiques pour la modélisation..... | 187 |
| 4.3.2.2 | Quelles proportions pour les réseaux karstiques ?..... | 189 |
| 4.3.2.3 | Hiérarchisation des structures simulées | 189 |
| 4.4 | CONDITIONNEMENT DES MODÉLISATIONS GÉOSTATISTIQUES DE RÉSEAUX KARSTIQUES | 190 |
| 4.4.1 | <i>Définitions des variables</i> | 190 |
| 4.4.2 | <i>Intégration de données conditionnantes</i> | 191 |
| 4.4.2.1 | Contrôle des structures géologiques | 191 |
| 4.4.2.2 | Les contrôles hydrogéologiques | 192 |
| 4.4.2.3 | Conditionnement aux observations de terrain..... | 192 |
| 4.4.2.4 | Combinaison de données conditionnantes | 193 |
| 4.4.2.5 | Distribution des proportions de motif karstiques..... | 193 |
| 4.4.3 | <i>Stratégie de modélisation</i> | 194 |
| 4.5 | EXEMPLES D'APPLICATIONS: RECONSTITUTION GÉOSTATISTIQUE DE RÉSEAUX KARSTIQUES | 197 |

| | | |
|---------|--|------------|
| 4.5.1 | <i>Simulation séquentielle d'indicatrice hiérarchisée (H-SIS)</i> | 197 |
| 4.5.1.1 | Approche et méthode..... | 197 |
| 4.5.1.2 | Application au cas d'étude de Saint-Sébastien..... | 199 |
| 4.5.1.3 | Simulation d'un réseau karstique polygénique par approche H-SIS..... | 203 |
| 4.5.2 | <i>Simulation par approche multipoint</i> | 205 |
| 4.5.2.1 | Approche et méthode..... | 205 |
| 4.5.2.2 | Application à la simulation de motifs karstiques..... | 207 |
| 4.5.2.3 | Simulation d'un réseau karstique polygénique par approche MPS..... | 210 |
| 4.6 | SYNTHÈSE ET DISCUSSION SUR LES APPROCHES DE MODÉLISATION GÉOSTATISTIQUES POUR LA REPRODUCTION DE STRUCTURES KARSTIQUES | 213 |
| 4.6.1 | <i>Possibilités et limites des approches SIS et MPS pour la reproduction de structures karstiques</i> | 213 |
| 4.6.2 | <i>Quelles méthodes pour quelles échelles ?</i> | 215 |
| 4.7 | CONCLUSION..... | 217 |
| | SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES | 219 |
| 1. | RAPPEL DES OBJECTIFS ET PRINCIPAUX RÉSULTATS | 219 |
| 2. | CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES RÉSERVOIRS CARBONATÉS KARSTIQUES | 220 |
| 2.1. | <i>L'analyse de la structuration karstique des massifs carbonatés : un outil pour diverses applications</i> | 220 |
| 2.1.1. | <i>L'analyse de l'organisation de la karstification au cours du temps : l'exemple du massif de Siou-Blanc</i> | 221 |
| 2.1.2. | <i>La caractérisation des dynamiques de recharge</i> | 222 |
| 2.1.3. | <i>L'analyse des contraintes karstiques pour les aménagements techniques</i> | 223 |
| 2.2. | <i>De la karstologie aux modèles numériques de réseaux karstiques</i> | 224 |
| 3. | PERSPECTIVES..... | 226 |
| 3.1. | <i>Vers une modélisation géostatistique des réseaux karstiques du massif de Siou-Blanc</i> | 226 |
| 3.2. | <i>Un algorithme pour la simulation géostatistique des réseaux karstiques</i> | 229 |
| 4. | CONCLUSION..... | 232 |
| | BIBLIOGRAPHIE | 233 |

Résumé étendu

Les paysages karstiques, dans lesquels la dissolution des roches encaissantes est le processus géomorphologique dominant, représentent entre 12% et 15% de la surface terrestre (Hartmann *et al.*, 2014). Environ un quart de la population mondiale est dépendante de ces aquifères karstiques pour son alimentation en eau potable (Ford et Williams, 2007 ; De Waele *et al.*, 2009), et environ 60% des réserves mondiales de pétrole et 40% des réserves de gaz (Schlumberger, 2007) sont contenues dans des roches carbonatées. Même si les réservoirs exclusivement karstiques ne représentent qu'une petite portion des réservoirs carbonatés d'hydrocarbures, la présence de karst a été relevée dans de nombreux champs (Loucks, 1999). Comprendre les étapes de structuration d'un réservoir karstique et l'organisation des structures de drainage apparaît alors comme un enjeu majeur pour la prédiction du comportement de ces réservoirs et pour l'évaluation des ressources associées (alimentation en eau, propriétés réservoirs, distributions de minéralisations, *etc.*).

Cependant, les structures karstiques étant souterraines, seule une partie limitée est généralement humainement observable. Ainsi, leur architecture ne peut être complètement connue par des observations directes. Ces structures sont en outre extrêmement hétérogènes et anisotropes, rendant leur caractérisation d'autant plus délicate. Caractériser alors l'ensemble du réseau karstique d'un massif permet de mieux appréhender son comportement dynamique. Ainsi, plusieurs auteurs (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016) proposent de modéliser les réseaux karstiques via des méthodes géostatistiques qui simulent un ensemble d'architectures probables de ces réseaux tout en prenant en compte les données disponibles. Les réseaux karstiques sont des structures complexes dont l'organisation n'est pas aléatoire mais issue de processus à facteurs multiples (type de recharge, discontinuités géologiques existantes, *etc.*). Ainsi, les modéliser demande de comprendre comment ils s'organisent en fonction de ses différents facteurs, afin de pouvoir intégrer plus de connaissances dans les modèles 3D et réduire les incertitudes. Cela nécessite alors de s'intéresser à plusieurs points :

- Quels sont les moteurs et les facteurs d'organisation des systèmes karstiques ?
- Comment déterminer les phases successives de structuration karstique d'un massif afin d'évaluer l'organisation du système karstique ?

Une autre problématique est la nécessité de la paramétrisation des modèles par des attributs quantitatifs capables de définir l'hétérogénéité des structures karstiques. Cette problématique peut être abordée par la caractérisation morphométrique de réseaux karstiques considérés comme analogues et représentatifs de la diversité des organisations des structures karstiques. Cette approche vise alors à répondre à deux questions :

- Quelle est l'organisation géométrique et topologique des différentes structures karstiques ?
- Comment conditionner les modélisations géostatistiques aux données et aux connaissances disponibles ?

Les systèmes karstiques : des aquifères organisés

Une des principales caractéristiques des systèmes karstiques est leur organisation hiérarchique en un réseau de conduits tridimensionnels (3D) se comportant comme des drains pour l'écoulement des fluides souterrains. L'organisation des chemins d'écoulement est contrôlée à la fois par des paramètres passifs (lithologiques et tectoniques) et par les conditions aux limites (le type de recharge, gradient, la position du niveau de base, *etc.*). Plusieurs études (Ford, 1971 ; Palmer, 1991 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014) ont montré que le profil et l'organisation des chemins d'écoulement karstique n'était pas aléatoire mais dépendait principalement des processus de spéléogenèse (épigène, hypogène, fantômisation), de la zonation spatiale du karst (zones vadoses, épinoyées, noyées) et des types

d'écoulement des fluides (laminaire ou turbulent, à surface libre ou en condition phréatique). Ainsi, plusieurs motifs d'organisation (ou faciès karstiques) peuvent être différenciés (Fig. 0.1):

- Les réseaux de la zone vadose (*Vadose Branchwork – VB*) à l'organisation arborescente (*branchwork*) (vue en plan, Fig. 0.1). Ces réseaux se forment dans la zone vadose caractérisée par des écoulements gravitaires alimentés par des points de recharge localisés. Les morphologies associées correspondent à des puits verticaux ou inclinés et des canyons sinueux (Audra et Palmer, 2013). Dans cette zone, les passages montrent une tendance continue à l'enfoncement le long des chemins disponibles les plus directs dans l'encaissant. Les canyons sont en général hauts, sinueux et étroits. Ils résultent en une organisation arborescente (*branchwork*), consistant en des passages qui convergent vers l'aval comme affluents.

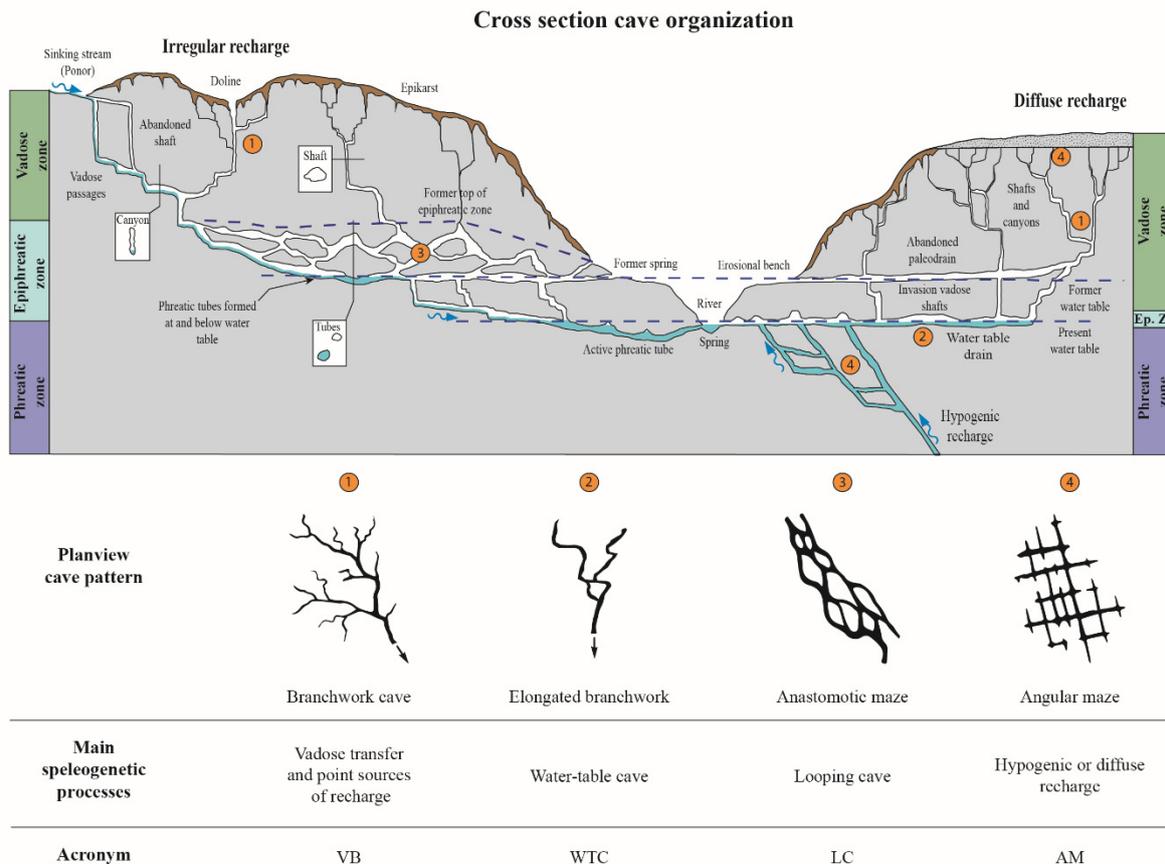


Fig. 0.1 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés. La recharge peut être épigène, avec une infiltration diffuse ou concentrée, ou hypogène. (1) La zone vadose (ou zone non-saturée, au-dessus de la surface piézométrique) se caractérise par des motifs arborescents. (2) Dans le cas d'une recharge diffuse et d'un niveau de base stable, des drains de surface piézométrique (*Water table cave – WTC*) sont formés au niveau ou juste en dessous de la surface piézométrique. (3) En cas de recharge irrégulière, des réseaux en labyrinthe anastomosés (*Looping cave – LC*) se mettent en place dans la zone épinoyée (zone de fluctuation de la surface piézométrique). (4) Les labyrinthes angulaires sont formés au sein de roches fortement fracturées, soit par infiltration diffuse dans une couverture peu-perméable, soit par des alimentations hypogènes, soit localement par des mises en charge. Jouvès *et al.* (2017) modifié d'après Palmer (1991) et Audra et Palmer (2013).

- Les drains de surface piézométrique (*Water Table Cave – WTC*) sont définis dans cette étude afin de les différencier des motifs VB et de rendre compte du caractère singulier de leur organisation dans la dimension horizontale. Ces réseaux se mettent en place lors de la présence d'une couverture régulant la recharge. L'infiltration est alors régulée et induit un transfert uniforme réduisant ainsi les mises en charge et le développement d'une zone épinoyée (Gabrovšek *et al.*, 2014). Les drains principaux se concentrent au niveau de la surface piézométrique, qui peut être éventuellement perchée par des contraintes litho-structurales, mais qui généralement présente des passages à faible gradient et des profils en long de

conduits régularisés par la charge sédimentaire (paragenèse) (e.g. grotte-tunnel d'Asie du SE et systèmes de pertes-résurgences de la région de Postojna, Slovénie, Audra et Palmer (2015)) .

- Les réseaux en montagne russe (*Looping Cave – LC*) présentant une organisation en labyrinthes anastomosés formés le long des plans de stratifications et/ou de fractures par les eaux de crue dans la zone épinoyée (Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014). Ces réseaux se forment dans la zone épinoyée lorsque le système karstique est alimenté par des pertes de cours d'eau de surface ou des infiltrations rapides sur des surfaces karstiques nues, provoquant des transferts rapides et des crues périodiques. (e.g. Bärenschacht System, Switzerland (Häuselmann *et al.*, 2003)). Les passages anastomosés sont composés de tubes curvilinéaires se recoupant en motifs tressés présentant des boucles fermées. Les boucles présentent le plus souvent une pente faible en amont et forte en aval, résultant en un seuil dissymétrique.

- Les labyrinthes angulaires (*Angular maze – AM*) sont généralement rencontrés dans des roches fortement fracturées. Ces motifs peuvent être le résultat d'une infiltration diffuse à travers des strates insolubles sus-jacentes ou sous-jacentes, une alimentation hypogène, ou des mises en charges modérées. Les cavités en labyrinthes angulaires consistent en un maillage de conduits s'interceptant et développés sur le réseau de discontinuités de la roche encaissante. Les réseaux angulaires actuellement connus formés via des processus hypogènes sont peu nombreux, mais ceux-ci incluent les plus grands exemples.

Ainsi, l'organisation des réseaux karstiques dépend des processus et des conditions aux limites qu'il convient de déconvoluer dès lors que l'on s'intéresse à caractériser l'organisation des systèmes de drainage successifs d'un massif dans un but de modélisation. La plupart des cavités ont en effet une histoire longue et polyphasée. La modification des conditions aux limites (statiques ou dynamiques) entraîne une réadaptation des systèmes dynamiques, et plusieurs motifs élémentaires peuvent être interconnectés dans un même réseau ou une même cavité.

Caractérisation de la structuration karstique de massifs carbonatés

L'histoire karstique de massifs carbonatés est en étroite relation avec l'évolution géologique, géodynamique et géomorphologique. Décrypter les différents stades d'évolution des systèmes karstiques successifs permet alors d'appréhender l'organisation de ces systèmes et de reconstruire pas à pas l'établissement des réseaux de drainage. Pour cela, l'étude des morphologies endo- et exokarstiques, des formations superficielles, et des dépôts piégés dans les cavités karstiques offre une méthodologie permettant de reconstituer plusieurs événements majeurs dans l'évolution géomorphologique et de la structuration karstique des massifs. Cette approche de "diagnostic karstologique" permet, de manière pragmatique, d'évaluer (i) les différents stades d'évolution des systèmes karstiques successifs, (ii) les modalités d'infiltration et (iii) l'évolution des propriétés réservoir d'un massif karstique. Cette approche vise à répondre à trois questions principales :

- Comment se sont développées les structures karstiques ?
- D'où provient l'eau émergeant aux sources ?
- Quelles sont les réserves disponibles et où se localisent-elles ?

Afin de répondre à ces questions, l'approche consiste à réaliser des observations et déterminations karstologiques, à les corrélérer génétiquement et spatialement, afin d'en tirer des modèles de structuration karstique. La cartographie des différentes formes et formations puis leur corrélation géométrique et génétique permet généralement de reconsidérer l'évolution morphogénique du massif étudié, et d'établir un schéma d'évolution des niveaux de base successifs (Fig. 0.2). En fonction des processus de spéléogenèse identifiés, il est alors possible de définir une zonation des processus et de l'organisation des réseaux. L'approche de diagnostic karstologique peut fournir des informations utiles de manière à améliorer la connaissance des ressources, de la vulnérabilité, des risques géotechniques, (*etc.*) des

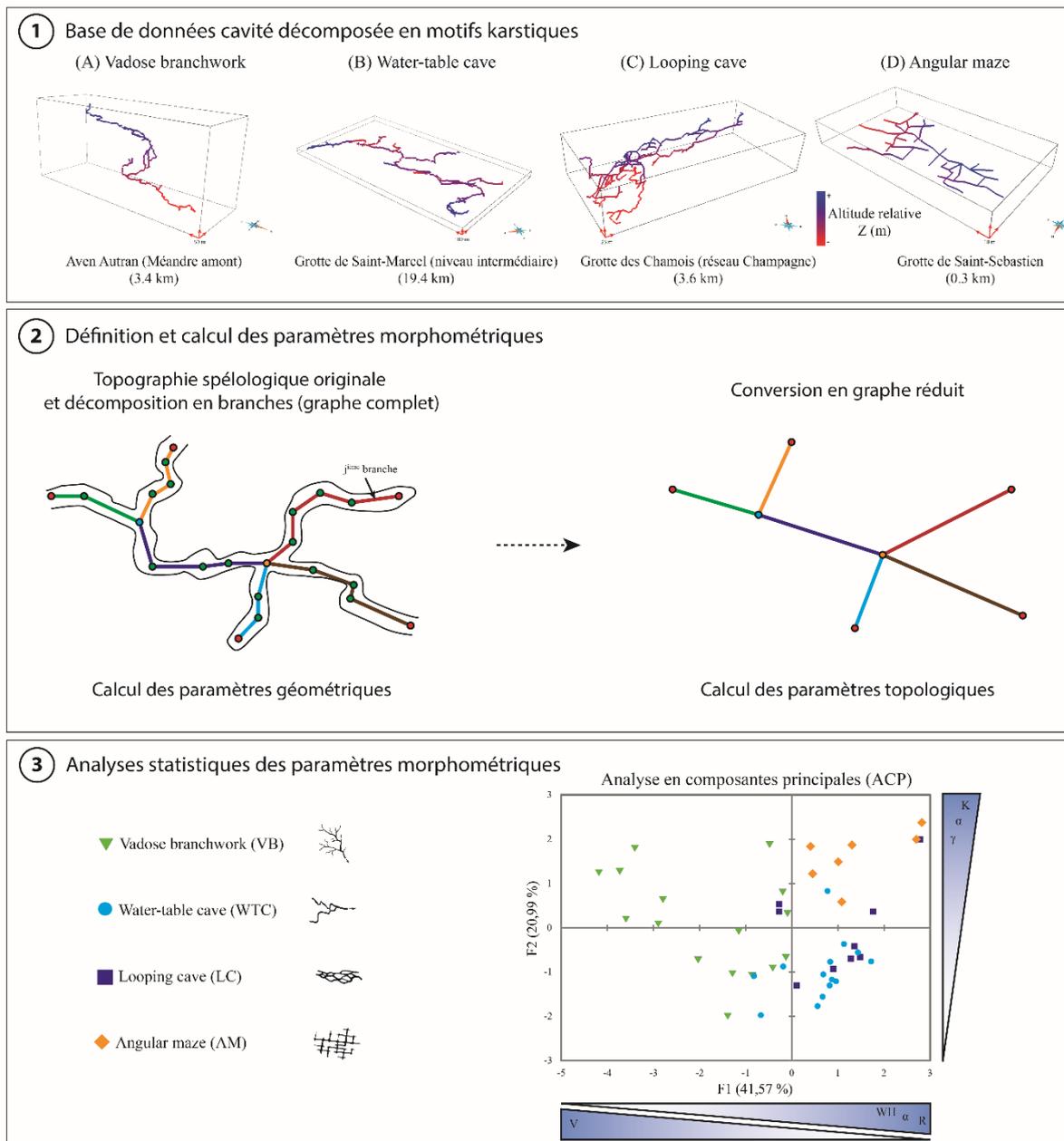


Fig. 0.3 : Méthodologie d'analyse morphométrique des motifs karstiques. (1) Exemples de données de topographies de cavité 3D issus de la base de données cavité et motif karstique associé. (2) Calcul des paramètres morphométriques : les paramètres géométriques sont calculés sur la topographie 3D complète (graphe complet), les paramètres topologiques sur le graphe réduit. (3) Analyses statistiques des paramètres morphométriques calculés et représentation de l'analyse en composantes principales (ACP) pour les 45 échantillons de cavités karstiques monogéniques et 7 paramètres morphométriques analysés.

Pour cette raison, une analyse quantitative de la géométrie et de la topologie de réseaux spéléogénétiques 3D a été réalisée en considérant les processus spéléogénétiques. Une base de données de 26 topographies 3D de cavités a été rassemblée, correspondant à 621 km de conduits karstiques cumulés et représentatifs de différents contextes spéléogénétiques et de motifs karstiques. Pour chaque cavité, le contexte spéléogénétique a été déterminé par des reconnaissances de terrain ou une revue de la bibliographie, permettant ainsi de décomposer le signal des cavités polygéniques en 48 échantillons monogéniques (issus principalement d'une seule phase spéléogénétique). Les échantillons monogéniques ont ensuite été classés selon quatre motifs karstiques : Vadose Branchwork (VB), Water-Table Cave (WTC), Looping-Cave (LC) et Angular Maze (AM). Huit paramètres morphométriques ont été calculés, 4 géométriques (ratio Largeur-Hauteur des conduits, tortuosité, courbure et un index de

verticalité) et 4 topologiques (degré de connectivité des nœuds, les index de graphe α et γ , et un index de ramification). Afin de mettre en évidence l'existence de différences significatives, les résultats ont été validés par des analyses statistiques (test de Kruskal-Wallis et analyse en composantes principales) (Fig. 0.3). Au vu de ces analyses, les motifs VB sont clairement distincts des motifs AM, et d'un troisième groupe comprenant les WTC et LC. Les caractéristiques quantitatives peuvent alors être utilisées afin de contraindre et/ou valider des simulations géostatistiques. En outre, les résultats montrent une fois de plus l'importance de considérer la géométrie et la connectivité des différents réseaux karstiques et de relier leurs caractéristiques morphométriques aux conditions de genèse.

Simulations géostatistiques de réseaux karstiques

Reconstituer numériquement l'organisation tridimensionnelle des structures karstiques depuis la zone de recharge jusqu'aux exutoires représente un enjeu majeur pour la prédiction du comportement des aquifères karstiques et pour l'évaluation des ressources pouvant être associées (alimentation en eau, analyse de la vulnérabilité, propriétés réservoirs, distributions de minéralisations, *etc.*). Au cours des dernières décennies, de nouvelles méthodes proposent d'étudier les systèmes karstiques en utilisant des approches géostatistiques (Renard, 2007 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Renard et Allard, 2013 ; Renard, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016). En effet, lorsque les données nécessaires à la reproduction d'un modèle unique fiable sont insuffisantes (problème sous contraint), ces approches proposent de reproduire un jeu de réseaux karstiques probables, appelés simulations (Jaquet *et al.*, 2004 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016). Chacune de ces simulations peut être conditionnée par les données statiques disponibles : observations de terrain, entrées et sorties du système, géométrie des conduits, connaissance partielle des conduits, *etc.* Ces simulations peuvent ensuite être introduites dans un processus de modélisation inverse en reproduisant les chroniques hydrodynamiques, thermiques et chimiques observées aux exutoires (Borghi *et al.*, 2016).

Cependant, une des limitations majeures de ces méthodes est de ne considérer que difficilement l'architecture locale et globale des réseaux karstiques et les différents motifs karstiques en termes de géométrie et de connectivité. (Jaquet *et al.*, 2004 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Erzeybek *et al.*, 2012 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Rongier *et al.*, 2014 ; Viseur *et al.*, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016). Comme abordé précédemment, l'une des principales particularités des systèmes karstiques est leur organisation hiérarchique en un réseau tridimensionnel de conduits surimposés sur un réseau de discontinuités stratigraphiques et structurales. De plus, les réseaux karstiques peuvent être polyphasés, liés à des recharges épigènes, hypogènes ou liées à des processus de mélange. Il sera alors nécessaire de déterminer les phases de karstification majeure afin de les reproduire tout en conservant un niveau correct de hiérarchie et d'évaluer l'impact de ces différentes phases en termes de connectivités des systèmes successifs. La modélisation des phases successives de karstification et des différents motifs karstiques assignés à leur répartition au sein du réservoir peut alors représenter une méthodologie adaptée pour la reproduction de systèmes karstiques à l'échelle du réservoir.

Deux approches classiques de géostatistiques basées-pixel ont été explorées afin de générer l'organisation tridimensionnelle de réseaux karstiques : la Simulation Séquentielle par Indicatrice (SIS) et la Simulation Multipoints (MPS). Ces deux approches offrent des possibilités non négligeables pour la génération de réseaux karstiques, notamment en termes de conditionnement et de reproduction de morphologies relativement simples (Fig. 0.4). Cependant, ces approches sont limitées par le fait qu'elles sont dépendantes d'une grille construite à l'échelle de la zone d'étude et dont la résolution optimale combine d'un côté le fait de reproduire les motifs karstiques, et de l'autre le fait de générer les simulations dans un temps raisonnable. Ces méthodes trouvent ainsi leur limite dans une application à l'échelle d'un réservoir karstique.

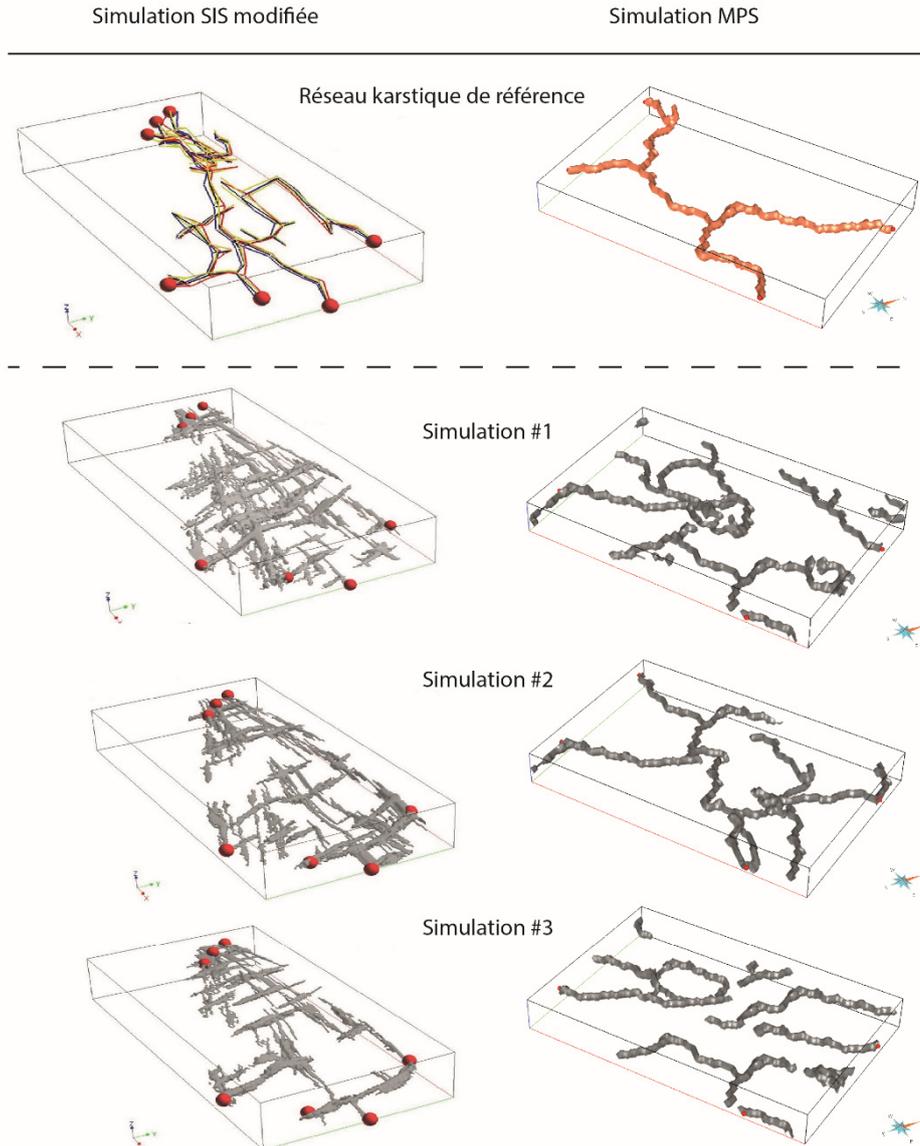


Fig. 0.4 : Exemple de simulation de réseaux karstiques selon les deux méthodes utilisées (SIS et MPS).

Conclusion

Dans cette thèse, l'objectif n'était pas de développer et de mettre en place un nouvel algorithme de simulation mais de fournir des clés de compréhension des réseaux karstiques en vue de leur modélisation. Ces clés comprennent des lois et des règles régissant l'organisation spatiale des réseaux karstiques. L'une des principales préoccupations de ce manuscrit est donc de montrer comment il est possible d'intégrer des connaissances géologiques, hydrogéologique et karstologiques pour simuler un réseau karstique dans les processus de simulation. Il a donc été nécessaire, dans un premier temps, de faire un bilan sur les connaissances des systèmes karstiques et de leur formation. Dans un deuxième temps, il nous a importé d'identifier quels sont les indices de terrain permettant de dresser un diagnostic karstologique et de déterminer les phases de structuration karstique afin d'établir une zonation des motifs karstiques à générer et des données à intégrer dans les modèles 3D. L'importance de l'intégration de ce type de données (proportions, connectivité, structures géologique, connaissance des phases de karstification, *etc.*) est enfin discutée, de même que l'amélioration des méthodes de modélisation afin d'accroître la cohérence des modèles générés en termes de morphologies, d'organisation et de spatialisation.

Introduction générale

Les paysages karstiques représentent entre 12% et 15% de la surface continentale mondiale, et environ 35% de la surface du territoire Français (Chen *et al.*, 2017). En France, les aquifères karstiques contribuent à environ 40 % de toute l'alimentation en eau potable (AEP). Ces aquifères karstiques sont constitués de formes superficielles et souterraines qui résultent de la dissolution des roches encaissantes du fait de la circulation d'eaux acides. Ce processus, la karstification, transforme alors une simple formation géologique en un massif karstique avec dolines, gouffres, grottes, rivières souterraines et sources souvent spectaculaires, utilisées dès l'antiquité pour l'alimentation en eau. Du fait des conditions de genèse, les aquifères, ou réservoir karstiques, offrent généralement des ressources et des réserves intéressantes à exploiter, allant de l'eau souterraine, aux hydrocarbures et minerais. Cependant, au regard des ressources en eau et des autres types d'aquifères, le karst reste actuellement une ressource peu exploitée et surtout sous-exploitée quant aux réserves considérables que ce milieu peut contenir. Cette limitation d'exploitation est principalement due à la vulnérabilité et la qualité des eaux, ainsi qu'au manque de connaissances sur le fonctionnement et l'hétérogénéité du milieu difficile à appréhender et caractériser. Mais, outre l'exploitation des sources, la distribution extrêmement hétérogène des vides, fait que dans la pratique, la probabilité qu'un forage atteigne une cavité est extrêmement faible. Ainsi, face à la complexité et à la diversité d'organisation et de fonctionnement des aquifères karstiques, et du fait de leur étendue souvent importante, ces derniers nécessitent des études détaillées, s'appuyant sur une méthodologie spécifique pluridisciplinaire, permettant d'appréhender leur fonctionnement respectif, d'identifier les zones les plus productives et d'évaluer convenablement leurs ressources et leurs réserves.

Contexte technique et scientifique

Dans un contexte où dans les pays méditerranéens, le karst est souvent la seule formation aquifère utilisable, le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit dans une problématique de caractérisation des réservoirs carbonatés karstiques. Il est rattaché au projet "Dardennes" débuté au quatrième trimestre 2013. Ce projet, financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, la ville de Toulon et Véolia Eau, a été effectué en collaboration avec Aix-Marseille Université et la société CENOTE, dont le présent travail s'inscrit dans le cadre du dispositif Cifre (Convention Industrielle de Formation à la Recherche en Entreprise). Le projet Dardennes fait suite au projet Karst'Eau (thèses de A. Fournillon et A. Tassy, 2012) qui visait à caractériser les ressources en eau régionale sur l'unité du Beausset (Fig. 0.5). Le projet Dardennes se focalise sur la bordure orientale de cette même unité : sur le réservoir karstique du massif de Siou-Blanc alimentant les sources de Dardennes (Fig. 0.5). Ce projet, aux objectifs fondamentaux et appliqués, vise à améliorer les connaissances sur le karst en général et à caractériser les volumes d'eau souterraine exploitables au travers de deux thèses de doctorat. La thèse de C. Baudement dont l'objectif est de contribuer à l'étude des aquifères karstiques en (i) identifiant les facteurs influençant le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine au sein d'une série sédimentaire carbonatée et en (ii) localisant et estimant de manière quantitative les ressources en eau dans un aquifère hyper dynamique. Cette thèse propose une méthodologie basée sur l'interprétation de données géologiques de terrain et de laboratoire, corrélées au signal hydrodynamique enregistré sur les exutoires de l'hydrosystème et modélisé par une approche globale (modèle pluie-débit). Le présent travail, méthodologique, vise à coupler des approches de géomorphologie, géologie des roches carbonatées, hydrogéologie et géomodélisation en vue d'une modélisation des structures karstiques drainantes et d'une estimation des volumes exploitables à l'échelle de massifs karstiques régionaux. Ces deux thèses ont pour but de contribuer à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques afin d'apporter des éléments de connaissances nécessaires pour mieux comprendre et gérer les ressources en eau de massifs carbonatés karstiques.

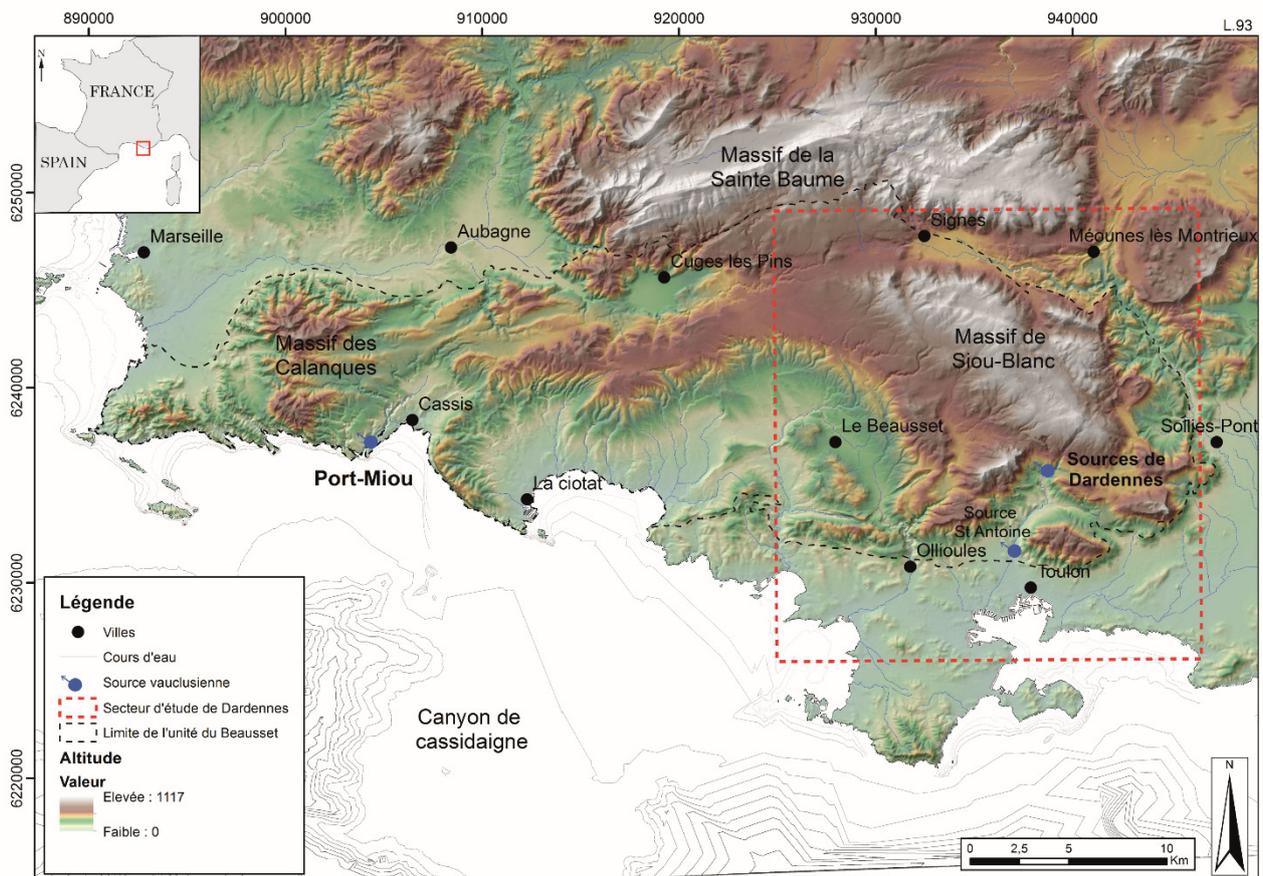


Fig. 0.5 : Localisation de la zone d'étude. Fond de carte MNT 25m

L'aquifère karstique de Siou-Blanc, constitue la partie est de l'unité géologique du Beausset. Cette unité est drainée par deux exutoires principaux : les sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan à l'ouest, et les sources de Dardennes à l'est. Ces deux exutoires majeurs drainent les aquifères carbonatés superposés et interconnectés du Jurassique au Crétacé supérieur. Les sources saumâtres de la partie occidentale ont été largement étudiées depuis plusieurs décennies ainsi que dans le cadre récent du projet KarstEau (Fournillon, 2012 ; Tassy, 2012). Les sources de Dardennes, exutoires de l'aquifère, s'ouvrant au fond d'un barrage artificiel mis en service en 1912 afin d'obtenir une réserve pour l'alimentation en eau potable, n'ont quant à elles été que peu étudiées. Cependant, l'aquifère alimentant ces sources semble renfermer une ressource en eau souterraine majeure pour la région. Les connaissances géologiques actuelles indiquent que la ville de Toulon se situe dans une zone très complexe de transition entre des roches peu aquifères de socle métamorphique au sud et des séries sédimentaires carbonatées potentiellement très drainantes et capacitatives au nord et à l'est. Cette zone de transition est une limite hydrogéologique majeure qui influence les écoulements d'eau souterraine à l'échelle régionale. Le système aquifère montre également un fonctionnement karstique typique avec de fortes crues et un faible débit d'étiage insuffisant pour la demande en eau potable, d'où la construction d'une retenue artificielle pour créer une réserve d'eau en étiage. Une source vaclusienne de trop-plein (le Ragas) se situe immédiatement en amont de la retenue et donne accès à un conduit karstique quasi-vertical noyé exploré sur 150 mètres de profondeur. Lors d'évènements pluvieux intenses, les crues karstiques de Dardennes se propagent dans le Las, le cours d'eau en aval, qui traverse la ville de Toulon, en augmentant ainsi le risque d'inondation. De plus, l'utilisation de la retenue d'eau de surface a été remise en cause en raison du vieillissement des ouvrages de génie civil et des problèmes de débits réservés nécessaires au fonctionnement écologique du cours aval de la rivière du Las. Le projet Dardennes a ainsi pour but d'apporter des éléments de réponse sur l'exploitation d'une ressource en eau alternative de celle du barrage afin d'alimenter en eau potable la ville de Toulon en répondant à deux questions principales :

(1) quels sont les volumes d'eau souterraine exploitables au sein des systèmes karstiques à l'échelle régionale ? (2) Quelles sont les capacités des réservoirs souterrains à stocker de l'eau et à assurer un débit suffisant en période d'étiage ? Plus généralement, il s'agit de faire un bilan et d'améliorer la connaissance sur la réserve en eau souterraine karstique de l'aire nord toulonnaise, afin d'identifier et de caractériser les ressources stratégiques pour l'alimentation en eau potable actuelle et future, et pour en assurer la préservation sur le long terme (SDAGE 2010-2015).

Objectifs scientifiques et méthodes

L'intérêt économique des karsts revêt des aspects divers et variés. A l'échelle mondiale, environ un quart de la population est dépendante de ces aquifères karstiques pour son alimentation en eau potable (Ford et Williams, 2007 ; De Waele *et al.*, 2009), et environ 60% des réserves mondiales de pétrole et 40% des réserves de gaz (Schlumberger, 2007) sont contenues dans des roches carbonatées. Même si les réservoirs exclusivement karstiques ne représentent qu'une petite portion des réservoirs carbonatés d'hydrocarbures, la présence de karst a été relevée dans de nombreux champs (Loucks, 1999). Le karst peut également renfermer des gisements métallifères (minerais d'aluminium – bauxite, de fer, de plomb, de zinc, *etc.*), mais aussi poser des problèmes d'ingénierie lors des travaux de génie civil (barrages, tunnel, voies LGV, *etc.*). Comprendre les étapes de structuration d'un réservoir karstique, son fonctionnement, et reconstituer numériquement l'organisation tridimensionnelle des structures karstiques apparaît alors comme un enjeu majeur pour la prédiction du comportement de ces réservoirs, pour l'évaluation des ressources et des risques associées (alimentation en eau, propriétés réservoirs, distributions de minéralisations, *etc.*).

A ce jour, la plupart des recherches quantitatives impliquant des réseaux karstiques sont fondées sur des méthodes dites des "modèles de boîtes", en analysant les entrées et sorties du système, et en considérant le système karstique comme un tout. Dans ce type de travaux, le système karstique est considéré comme une "boîte noire" et défini par des paramètres qui sont calibrés en fonction des données d'entrée et sortie du système. Des modèles plus souples et structurés, grey-box model, (Dorfliger *et al.*, 2009 ; Fleury *et al.*, 2009 ; Kong A. Siou *et al.*, 2011) ont été proposés afin de mieux caractériser la structure interne du système. Toutefois, même si ces modèles permettent de caractériser globalement le système et de donner des estimations de certains de ses paramètres (emmagasinement, débit), ils ne permettent pas de fournir des informations sur le comportement hydrogéologique local au sein du système. Or, une des principales caractéristiques des systèmes karstiques est leur organisation hiérarchique en un réseau tridimensionnel de conduits se comportant comme des drains en interaction avec la "matrice" fracturée. A l'échelle du réservoir, ces réseaux sont largement reconnus pour avoir une influence majeure sur le stockage et les écoulements des ressources (en eau ou hydrocarbures) (Kiraly, 2003) (Fig. 0.6). Suivant l'échelle d'observation, la conductivité hydraulique du système augmente en raison de la meilleure connexion des zones de forte conductivité hydraulique (Noushabadi, 2009). Cependant, à cette échelle, ces systèmes sont difficilement observables dans leur intégralité et leur grande hétérogénéité locale et globale rend leur caractérisation extrêmement difficile. Ce milieu n'étant généralement observable qu'à travers des investigations spéléologiques conditionnées aux possibilités humaines, seules quelques parties peuvent être observées. Ainsi, de manière à caractériser le réservoir en termes d'écoulement et de réserve, il est nécessaire de modéliser la part non observable du réservoir karstique. Deux approches de modélisation géologique numérique existent : les approches à imitation de processus et celles à imitation de structure (Koltermann et Gorelick, 1996). Les premières visent à reproduire numériquement les processus de genèse des structures afin les modéliser en 3D. Comme ces méthodes reproduisent les processus de genèse, les modèles 3D obtenus sont par définition géologiquement cohérents, même s'ils sont simplifiés. Cependant, plusieurs difficultés d'application sont rencontrées dans ce type de méthodes : 1) elles impliquent de connaître un grand nombre de paramètres difficiles à estimer à partir des données observées, 2) ces méthodes, très coûteuses en temps de calcul, sont généralement déterministes et n'intègrent pas d'incertitudes, 3) elles sont difficilement

conditionnables par les observations ponctuelles disponibles. La deuxième approche, à imitation de structures, a pour objectif de générer l'organisation spatiale et la géométrie des structures géologiques telles qu'elles le sont actuellement. Ces méthodes sont dédiées à être conditionnées aux données ponctuelles disponibles et nécessitent généralement des paramètres d'entrée estimés à partir des données disponibles et/ou analogues. Lorsque les données disponibles sont insuffisantes pour reproduire un modèle unique fiable, des techniques de simulations stochastiques ont été mises en place pour générer un ensemble de modèles équiprobables et possibles au vue des données (Goovaerts, 1997 ; Renard, 2007). Cet ensemble de modèles se doit de correspondre à un échantillon représentatif des possibles sur lequel des analyses d'incertitudes peuvent être effectuées.

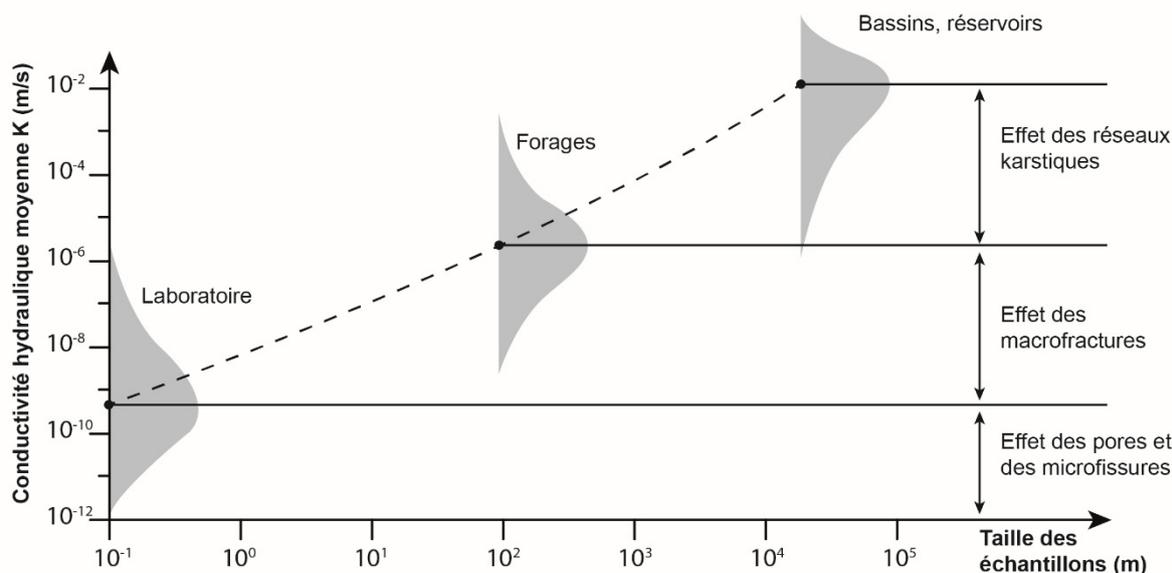


Fig. 0.6 : Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique dans des aquifères carbonatés fracturés et karstifiés en fonction de la maturité des systèmes karstiques. Modifié d'après Kiraly (1975).

Récemment, des méthodes classiques de géostatistiques (Mariethoz, 2009 ; Fournillon *et al.*, 2012) ainsi que les algorithmes dédiés à la simulation de réseaux karstiques (Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012) ont été proposés de manière à en reproduire leur organisation. Cependant, ces approches ne tiennent peu compte de la diversité des faciès karstiques rencontrés et de leurs propriétés. Afin de reproduire au mieux ces structures il convient alors de déterminer des règles d'organisation précises, pouvant être intégrées dans le processus de modélisation. Ainsi, à la vision géomorphologique du karst est ajoutée une vision quantitative des motifs karstiques afin de déterminer des règles d'organisation applicable dans un processus de modélisation. Même si l'organisation spatiale des réseaux karstiques est un des sujets de recherche depuis plus d'un siècle, la plupart des études sont qualitatives et visent à caractériser géomorphologiquement l'évolution et la répartition des phénomènes karstiques en fonction des conditions de circulations des fluides, des discontinuités géologiques initiales (fractures, failles, plan de stratifications, *etc.*) et de l'évolution géomorphologique des paysages. De nos jours, la numérisation des acquisitions de données caractérisant la géométrie d'un réseau karstique (carte topographique numérisée, Lidar, GPS, *etc.*) a récemment rendu possible sa caractérisation numérique en 3D. Des premiers travaux sur cette thématique ont donc été proposés. Par exemple, Filipponi *et al.* (2010) proposent un protocole pour caractériser l'occurrence des réseaux karstiques en fonction de structures stratigraphiques existantes (horizons d'interception). Pardo-Igúzquiza *et al.* (2011) définissent des paramètres géométriques et fractals pour étudier un réseau karstique. Ils calculent ces paramètres sur le réseau karstique de Sakany (Arièges, France) puis étudient la variabilité spatiale de certains paramètres sur le réseau étudié. Abelard *et al.* (2011) et Fournillon *et al.* (2012) ont mis en place une méthode pour extraire et analyser de manière semi-automatique les attributs géométriques de réseaux karstiques à partir de cartes topographiques 2D de cavités karstiques. Cette étude reposant sur l'analyse

de cartes 2D n'a pu s'appliquer qu'à modéliser la géométrie des karsts dans le plan horizontal. Ainsi, il n'existe que peu de travaux sur l'analyse quantitative 3D des paramètres géométriques et topologiques (i.e. caractérisant la connectivité) des réseaux karstiques. De plus, à notre connaissance, peu de travaux essaient d'établir des liens quantitatifs entre la structure géométrique et topologique d'un réseau karstique et sa relation possible avec le mode de genèse. Des efforts restent donc à faire sur la caractérisation quantitative des morphologies karstiques en fonction de leur mode de spéléogenèse de manière à mieux contraindre les processus mis en jeu, mais également conditionner/valider les simulations de réseaux karstiques.

Structuration du manuscrit

Le présent manuscrit s'articule autour de quatre chapitres (Fig. 0.7). Si la spéléogenèse, l'organisation et la simulation des réseaux karstiques est l'une des préoccupations première du manuscrit, les différents chapitres apportent individuellement les éléments majeurs de compréhension, et peuvent être lu de manière indépendante.

Le chapitre 1 a pour but de synthétiser les connaissances actuelles en termes de genèse et d'organisation de réseaux karstiques. Les différents processus de karstogenèse (épigène, hypogène et fantômisation) sont détaillés. Les connaissances sur les facteurs géologiques (statiques) d'organisation et d'occurrence des réseaux sont abordées au travers d'une revue de la littérature. De la même manière, les facteurs hydrologiques (dynamiques) sont détaillés. Une synthèse simplificatrice d'organisation des motifs karstiques est proposée dans une optique de caractérisation quantitative de la géométrie et la topologie des motifs karstiques (Chapitre 3).

Dans le chapitre 2, une approche pragmatique de l'analyse de la structuration des massifs karstiques est proposée. Cette approche a été appliquée sur l'aquifère karstique (ou réservoir karstique) de Siou-Blanc. Cette approche repose sur la caractérisation d'indicateur exo- et endokarstiques. L'analyse morphodynamique de ces indicateurs permet de les corrélérer génétiquement et géométriquement de manière à déterminer les différentes phases de structuration karstique d'un massif. Cette approche permet de définir, sur un cas d'étude donné, la zonation des motifs karstiques mentionnés dans le Chapitre 1. De plus, cette approche permet d'aborder les modalités d'infiltration liées aux surfaces karstiques successives et d'aborder la dynamique de fonctionnement de l'aquifère.

Le chapitre 3 détaille l'approche innovante développée afin de quantifier la géométrie et la topologie de réseaux karstiques analogues. Dans le secteur de Toulon, les données cartographiques tridimensionnelles de géométries de réseaux karstiques n'existent pas (ou très peu). De ce fait, des données analogues sont nécessaires. Une base de données internationales (mais principalement européenne) d'acquisition 3D de réseaux karstiques a ainsi été réunie, nettoyée et enfin, enrichie en ajoutant un attribut spéléogénétique (correspondant à un mode de formation) à tout ou certaines parties de chaque réseau étudié. Une étude statistique a ensuite été menée sur cette base de données afin de déterminer les paramètres les plus discriminants et de relever les différences significatives des paramètres morphologiques du karst en fonction des motifs individualisés.

Le chapitre 4 apporte un cadre méthodologique pour la modélisation des aquifères karstiques, où les systèmes karstiques ne sont plus considérés comme un tout mais comme comportant plusieurs types d'organisation de motifs karstiques en fonction de leur histoire spéléogénétique. Deux approches classiques de géostatistique sont utilisées pour la reproduction de structures karstiques. Ces deux approches proposent de montrer comment il est possible d'intégrer des connaissances géologiques, hydrologique et karstologique *a priori* afin d'accroître le réalisme et la cohérence des simulations. Couplées à la reconnaissance des phases de spéléogenèse, permettant la reconstruction des différents compartiments mis en jeu au cours des phases de karstification, ces approches devraient permettre de simuler des réseaux karstiques probables et karstologiquement cohérents.

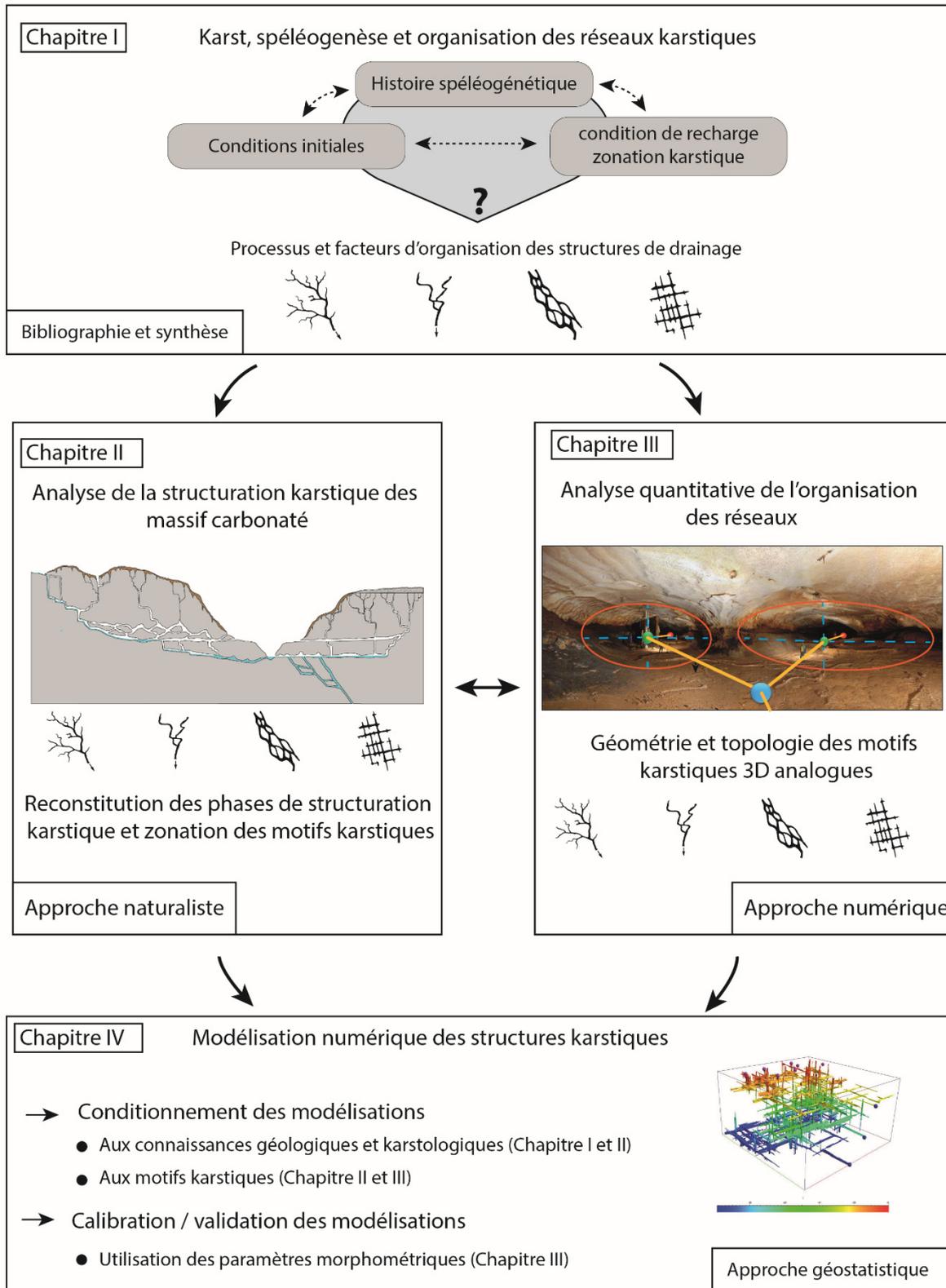


Fig. 0.7 : Mise en relation sous forme d'un diagramme des différents chapitres du mémoire et des travaux effectués, dont : une synthèse sur l'organisation des réseaux karstiques et les facteurs de contrôle, une approche de détermination naturaliste des différentes phases de structuration des massifs karstiques, une approche numérique de quantification de la géométrie et de la topologie des réseaux karstiques en fonction de leur mode de spéléogénèse, et la modélisation numérique de réseaux karstiques par des approches classiques de géostatistiques.

Chapitre 1 : Spéléogénèse et structure de réseaux karstiques

Résumé

La spéléogénèse correspond au développement hiérarchisé d'une perméabilité de conduit par des fluides transitant au sein d'un encaissant soluble. Ce phénomène, extrêmement sélectif, se produit uniquement sur une partie limitée des discontinuités initiales les plus favorables (horizon d'inception, fractures ouvertes). La spéléogénèse épigène, dans laquelle l'acidité des fluides est acquise principalement dans le sol par le CO₂ biogénique, est le mode de développement le plus communément rencontré. L'organisation des cavités épigènes est en étroite relation avec la zonation hydrodynamique du karst, les conditions de recharge (alimentation du karst), la position du niveau de base, et le temps. La transition entre la zone vadose (ou zone non saturée) et la zone noyée (ou phréatique) peut être retrouvée significativement au-dessus du niveau de base par la présence de contraintes litho-structurales, ou par la présence d'une zone épinoyée (ou épiphréatique – zone de fluctuation du niveau piézométrique) fortement développée. Dans la zone vadose, les réseaux de conduits gravitaires s'organisent de manière arborescente, où les affluents se concentrent vers l'aval pour former des conduits plus gros mais moins nombreux. Dans la zone épinoyée, les réseaux vont développer un système complexe de boucles selon une organisation en labyrinthes anastomosés. Dans le cas d'une recharge régulée, la zone épinoyée sera considérablement réduite, et les drains karstiques vont se développer au niveau de la surface piézométrique. Le niveau de base peut évoluer par enfoncement ou par élévation liée à différents phénomènes (transgression, aggradation fluviale, subsidence tectonique). Dans le cas d'une élévation du niveau de base, la spéléogénèse devient *per ascensum* (PAMS), avec l'ennoisement des conduits profonds et l'établissement de sources vauclusiennes. Dans la spéléogénèse hypogène, résultante de la remontée de fluides profonds indirectement liés aux zones de recharges environnantes, l'acidité des fluides (couramment CO₂ et H₂S) est acquise en profondeur. De nombreux processus de dissolution interviennent dans la spéléogénèse hypogène (corrosion de mélange, spéléogénèse par acide sulfurique (SAS) et condensation corrosion, *etc.*) et sont responsables de morphologies singulières dans la zone phréatique tout comme dans la zone "atmosphérique". Ce type de spéléogénèse se produit typiquement en périphérie des bassins sédimentaires ou en présence de volcanisme, et se concentre dans les hauts structuraux (anticlinaux) et dans les zones fortement déformées (failles, chevauchements). En condition phréatiques, l'organisation des vides est diverse, depuis des géodes, des labyrinthes angulaires 2D ou 3D, ou des puits ascendants géants. Proche de la surface piézométrique la condensation-corrosion favorise le développement d'organisations dendritiques, de salles isolées, ou de cavités localisées sur le niveau piézométrique. Le terme de karstification par "fantômisiation" est utilisé pour décrire un processus de spéléogénèse en deux phases, avec une première phase de dissolution partielle dans des conditions de faible gradient aboutissant à la formation de fantômes de roche (l'altérite ou fantôme de roche conserve la structure et parfois la texture de la roche mère), et une seconde phase d'érosion mécanique par érosion régressive consécutive à l'augmentation du gradient hydrodynamique. La première phase d'altération peut être liée soit à l'infiltration épigène, soit à l'écoulement hypogène, en particulier dans les zones marginales des bassins sédimentaires. L'évacuation des altérites révèle une organisation en labyrinthe maillé, où la plupart des discontinuités de la roche encaissante ont été dissoutes.

1.1 Introduction

Le terme karst est dérivé des termes "Carso" et "Kras" utilisés par les populations locales pour décrire le paysage rocheux typique autour de Trieste et de la chaîne Dinarique en Slovénie. Le concept de karst est fondé par les travaux anciens des auteurs tels Cvijić (1893) et Martel (1921). Le karst est tout d'abord décrit comme un paysage dominé par des formes de dissolution des roches puis assimilé à un système intégré de transfert de masse dans des roches solubles dont la perméabilité est dominée par des conduits dissous, organisés pour faciliter la circulation des fluides en souterrain (Ford et Williams, 2007) et ainsi constituer une unité de drainage hydrogéologique anisotrope et hétérogène. Les terrains karstiques se distinguent des autres terrains par une hydrologie et des morphologies de surface qui découlent d'une combinaison d'une forte solubilité des roches et d'une porosité secondaire bien développée et hiérarchisée (Ford et Williams, 2007). Ces paysages sont caractérisés par des pertes, des cavités, des dépressions fermées et des sources. Dans les terrains karstiques, la dissolution chimique domine les processus mécaniques (White et White, 2013).

Les systèmes karstiques se développent typiquement dans les roches carbonatées, comme les calcaires (constitués essentiellement de minéral de calcite, CaCO_3) et les dolomies ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), ainsi que potentiellement dans d'autres roches solubles comme les évaporites (sel, gypse) ou des roches à ciments carbonatés (calcarénites quartzueuses, grès). La plupart des affleurements de roches carbonatées, de même qu'une large proportion des carbonates de subsurface, ont subi des processus de karstification au cours des temps géologiques (Ford et Williams, 2007). Dans ce chapitre, ainsi que dans le reste du manuscrit, l'intérêt sera particulièrement porté sur les karsts se développant dans les roches carbonatées, car ces dernières représentent des enjeux considérables pour l'exploitation et la gestion des ressources d'eaux souterraines ou d'hydrocarbures. En effet, les roches karstifiées sont caractérisées par une importante hétérogénéité spatiale due à la présence d'un réseau de vides connectés au sein d'un encaissant plus ou moins poreux et fracturé. Ces conduits karstiques vont perturber la perméabilité et le comportement dynamique de l'aquifère ou du réservoir en jouant le rôle de drain dans lesquels les fluides vont circuler préférentiellement tandis que la porosité de la roche et les réseaux de fractures emmagasinent les fluides et participent à la recharge du réseau karstique (Kiraly, 2003).

L'origine et le développement des réseaux karstiques dépendent principalement de la géologie, de l'histoire géomorphologique, du type de recharge (alimentation) de l'aquifère et du type de porosité initiale de la roche encaissante (Palmer, 1991). Ainsi, la distribution et l'organisation des vides ne sont pas aléatoires, mais reliées à des paramètres statiques (géologie) et dynamiques (hydrologie). Il convient alors de s'intéresser aux processus de genèse des conduits et des systèmes karstiques car, dans une perspective de modélisation, ces informations peuvent aider à contraindre la distribution et la géométrie possibles des conduits karstiques.

Ce chapitre introductif définit les notions de karst et de spéléogenèse en faisant un état de l'art sur les concepts et les connaissances actuelles. La première partie définit les concepts et les principaux processus de karstification dont certains ont récemment été proposés pour expliquer la karstification profonde par des processus hypogènes ou issus de karstification par fantômisation. Les modalités de genèse et d'organisation des conduits karstiques sont abordées. Une attention particulière est ensuite portée sur les contraintes litho-structurales (paramètres statiques) d'établissement des conduits karstiques. Les différentes organisations de réseaux de conduits karstiques en lien avec les processus spéléogénétiques sont détaillées. Une synthèse reliant zonation hydrodynamique et zonation morphodynamique est ainsi proposée.

1.2 Origine et développement des réseaux karstiques

1.2.1 Définitions

Le terme de karst désigne à la fois une structure géologique et géomorphologique ainsi qu'un fonctionnement hydrogéologique. Pour le géologue, le karst se définit par l'état d'une structure géologique ayant subi un ensemble de processus d'érosion et d'altération regroupés sous le terme de "karstification". Le karst est alors un volume de roche soluble parcouru par des écoulements de fluides souterrain et pouvant les stocker, constituant ainsi un réservoir karstique. Pour l'hydrogéologue, le karst se définit en tant qu'aquifère particulier, un système intégré de circulation et de concentration des eaux au travers d'une perméabilité de conduits, et ainsi différencié des aquifères poreux et fissurés. Pour le géomorphologue, le karst est un paysage issu de l'organisation de formes spécifiques en réponse à des processus d'altérations. L'ensemble de ces formes constitue un système karstique qui s'insère dans un cadre régional (Fig. 1.1). Ainsi, la karstologie, par définition l'étude du karst, se situe au carrefour de plusieurs disciplines, caractérisant les différents processus, facteurs et forçages responsables de l'établissement de systèmes karstiques, qu'il convient d'étudier selon plusieurs échelles et avec diverses approches.

Dans les systèmes karstiques, les roches se dissolvent sous l'action d'un transfert de fluides chargés en agent agressif (CO_2 , H_2SO_4 , *etc.*). Trois types de karst peuvent être différenciés principalement en fonction de la source d'agressivité des fluides :

- les karsts "gravitaires" ou "épigènes" formés sous l'action d'eau météorique rendue acide en surface par le CO_2 biogénique, et d'un gradient d'écoulement (ou potentiel altimétrique) entre la zone de recharge et la zone de restitution (source-s) (Mangin, 1982) ;
- les karsts "hypogènes" résultants de la remontée de fluides profonds indirectement liés aux zones de recharges environnantes et où l'acidité des fluides (couramment CO_2 et H_2S) est acquise en profondeur (Klimchouk, 2000) ;
- les karsts littoraux où l'agressivité de l'eau est issue du mélange eau douce/eau salée.

Le karst possède une zonation morphologique et hydrodynamique qui s'organise principalement de manière verticale et permet de différencier quatre parties dans l'aquifère karstique (Camus, 2003) :

- l'épikarst représente la partie superficielle du karst. Épaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, elle collecte les eaux d'infiltration ou de ruissellement, les stocke temporairement dans une nappe perchée discontinue. Ces eaux sont ensuite drainées vers le bas par des vides plus larges ;
- la zone d'infiltration, zone vadose ou encore zone non-saturée, correspond à la partie de l'aquifère karstique dans laquelle les eaux s'écoulent par des drains hétérogènes depuis l'épikarst jusqu'à la zone épinoyée ;
- la zone épinoyée, zone de fluctuation du niveau piézométrique ou encore zone épiphréatique, correspond à la partie de l'aquifère contenue entre la surface piézométrique en basses eaux (étiage) et en hautes eaux (crues) ;
- la zone noyée, ou zone phréatique, correspond à la zone noyée en permanence. Le toit de la zone noyée est généralement en connexion directe avec l'exutoire ou le niveau de base, sauf si celle-ci est par exemple liée à un barrage structural interne.

Les aquifères karstiques se distinguent des aquifères poreux et des aquifères fissurés par leur évolutivité et leur fonctionnement particulier. Les aquifères karstiques possèdent en générale des vides de grandes dimensions, capables de se réorganiser, dans lesquels les eaux souterraines sont susceptibles de circuler extrêmement rapidement. Le fonctionnement particulier d'un aquifère karstique est caractérisé par sa (i) variabilité spatiale et temporelle importante des paramètres hydrodynamiques du milieu aussi bien dans la zone d'infiltration que dans la zone noyée ; (ii) l'existence de forts contrastes

de perméabilité ; (iii) l'existence de vitesses d'écoulement souterrain très rapide (quelques centaines de m/h) et (iv) des crues importantes rapides et de fortes intensités, suivies d'une décrue rapide et d'un long tarissement (Bakalowicz, 2005). L'écoulement des fluides se fait au sein de vides couvrant une très large gamme de valeurs, depuis les fissures d'ouverture micrométrique et longues de plusieurs mètres jusqu'à des conduits de quelques dizaines de mètres de section et longs de plusieurs kilomètres. De même, les vitesses d'écoulement souterrain vont de moins de quelques centimètres par heure à plusieurs centaines de mètres par heure.

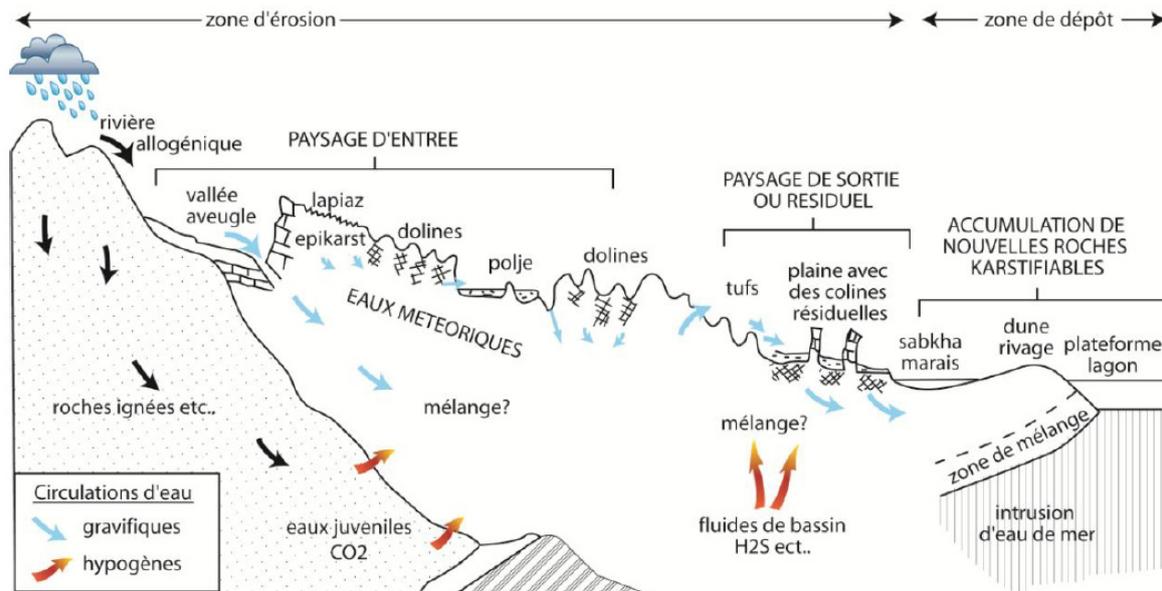


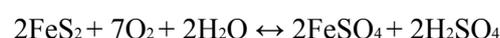
Fig. 1.1: Représentation schématique des phénomènes majeurs interagissant au sein du système karstique. Husson (2013) modifié d'après Ford et Williams (1989).

1.2.2 Les processus de karstification

1.2.2.1 Les sources d'agressivité de l'eau

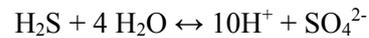
Le processus de karstification et les morphologies karstiques résultent principalement de processus de dissolution chimique s'opérant entre un encaissant de solubilité variable et un milieu aqueux agressif. L'agressivité des fluides peut provenir de différentes origines, dans l'atmosphère ou dans le sol pour les acides épigènes, ou de sources profondes (acides hypogènes). Le dioxyde de carbone (CO₂) et l'acide sulfurique (H₂SO₄) sont les principaux agents de l'acidité des fluides, même si d'autres sources d'acidité peuvent être impliquées par les processus tels que le mélange de fluides avec différents taux de saturation ou de températures, et des sources microbiennes (Auler, 2013).

Dans l'atmosphère, l'acidité des eaux peut être acquise par la présence de CO₂ gazeux (390 ppm) induisant un pH des eaux de pluies proche de 5 dans certaines régions du globe (Galloway *et al.*, 1982). Dans les sols, l'activité biologique est responsable de la formation de CO₂ gazeux biogénique qui est la principale source d'acidité des eaux d'infiltration. Il est estimé qu'environ 90% du CO₂ fabriqué dans le sol s'échappe dans l'atmosphère et uniquement 10% contribue à l'agressivité des eaux d'infiltration (Palmer, 2007). L'origine de l'acidité des eaux peut également être reliée à la présence de minéraux sulfurés et/ou sulfatés dans l'encaissant carbonaté. L'oxydation de pyrite ou de marcassite (FeS₂) produit en effet de l'acide sulfurique par la réaction :



L'oxydation d'autres minéraux tels que la sidérite (FeCO_3) peut également générer de l'acidité (Auler, 2013).

L'acidité des fluides peut également être acquise en profondeur, sans lien direct avec les eaux d'infiltration météoriques (acides hypogènes). Les sources d'acidité peuvent être diverses, comme associées à des processus volcaniques ou métamorphiques, ou encore à la maturation de la matière organique générant du CO_2 et de l' H_2S (Palmer, 2007). En remontant vers la surface, l'oxydation de l' H_2S conduit à la création d'acide sulfurique par la réaction :



De la même manière, l'oxydation de sulfates et sulfures en solutions produit, au contact d'eau météorique riche en oxygène dissous, de l'acide sulfurique favorisant la corrosion. La présence d'acide sulfurique aura alors pour effet d'accélérer considérablement la spéléogénèse. De plus, dans le cas d'encaissant dolomitique, la solubilité de la dolomie s'accroît en présence de sulfates sous l'effet de la dissolution incongruente (le rapport des éléments en solution est différent du rapport dans le minéral) (Palmer, 2003b).

Il existe d'autres processus et facteurs responsables de l'acquisition du caractère agressif des eaux impliquées dans la karstification. Des effets chimiques et physiques peuvent également se cumuler afin d'augmenter ou de diminuer l'agressivité des eaux. En effet, le mélange d'eau de différentes origines à des taux de saturation différents peut renouveler le pouvoir agressif de l'eau (corrosion de mélange) (Bögli, 1980). Les zones de mélange entre des eaux douces et salées, ou entre des eaux riches en oxygène (principalement épigènes) et des eaux hydrothermales peuvent constituer des zones de forte acidité des eaux, permettant ainsi le développement rapide des cavités. La température jouera également un rôle dans la mesure où la solubilité de la calcite est inversement proportionnelle à la température. Ainsi des eaux thermales remontantes auront un potentiel d'agressivité croissant au fur et à mesure de leur refroidissement. Un autre facteur d'agressivité de l'eau est la présence de micro-organismes, d'activité bactérienne ou microbienne, responsables de la création de H_2SO_4 .

1.2.2.2 Les différents types d'altération karstique

Les processus de karstification résultent de processus d'altération chimique et mécanique de la roche encaissante par les eaux météoriques et/ou hypogènes, le long de chemins de drainages préférentiels constitués par les discontinuités structurales (failles, fractures) ou lithologiques (plans de stratifications). La circulation de fluide à travers les discontinuités et les processus de dissolution entraînent l'élargissement de ces discontinuités initiales et le développement d'un réseau de conduits, cavités et/ou volumes matriciels interconnectés qui s'organisent progressivement de manière hiérarchique – excepté quelques rares cas de spéléogénèse particulière (géodes hypogènes ou *flank-margin caves* – grottes formées au niveau de marges carbonatées cotières par la corrosion de mélange entre l'eau douce et l'eau salée au bas et au sommet de la lentille d'eau douce, Mylroie et Carew (1990)). Les processus de karstification sont dominés par trois types d'altération aboutissant à des structures de drainage spécifiques : la fantômisiation, la crypto-altération et la corrosion sur roche nue (Quinif, 1999).

- *La fantômisiation*

Le terme de karstification par "fantômisiation" est utilisé pour décrire un processus de spéléogénèse en deux phases (Dubois *et al.*, 2014), avec une première phase de dissolution partielle dans des conditions de faible gradient aboutissant à la formation de fantômes de roche, et une seconde phase d'érosion mécanique par érosion régressive consécutive à l'augmentation du gradient hydrodynamique (Fig. 1.2). La dénomination de ce processus vient de l'aspect intact que le massif fantômisé peut présenter au premier abord : la stratification, les fractures, les accidents siliceux et les fossiles sont préservés. Cependant, la roche est devenue localement non cohérente et très poreuse. La première phase

d'altération, la "fantômisisation" (*ghost-rock karstification*), résulte en une altération iso-volumique de l'encaissant sous des conditions de très faible gradient hydraulique (Vergari et Quinif, 1997 ; Dubois *et al.*, 2014). Cette phase d'altération peut être liée soit à l'infiltration épigène, soit à l'écoulement hypogène, en particulier dans les zones marginales des bassins sédimentaires par expulsions des fluides bassiniaux. Dans le cas d'une spéléogénèse par fantômisisation épigène (*per descensum*), la présence d'une couverture contenant des minéraux siliceux, sulfureux ou sulfatés sera nécessaire à la libération d'ions H^+ ou de H_2SO_4 pour que l'eau acquière un caractère agressif. Les produits de l'altération (décalcification ou dédolomitisation) sont évacués en solution, par circulation lente des eaux ou diffusion ionique, tandis que les résidus persistent produisant des altérites *in situ* conservant la structure et la texture initiale de la roche. Les corps altérés peuvent présenter des porosités et perméabilités très élevées (jusqu'à 45 % et 10 Darcy (Dubois *et al.* (2014)) et constituer des volumes poreux fortement capacitifs. L'organisation de ces réseaux "fantômisés" suit généralement la majorité des discontinuités les plus favorables à la karstification, provoquant souvent un maillage calqué sur la fracturation et la stratification. L'établissement de tels systèmes nécessite de longues périodes de temps (peut-être de l'ordre de plusieurs millions d'années) et des conditions géodynamiques stables (Dubois *et al.*, 2014). Avec la création d'un gradient hydraulique, par surrection ou enfouissement des vallées, l'altérite est évacuée par érosion régressive au sein du système. Sur le réseau fantômisé préexistant se superpose un réseau épigène évacuant l'altérite. Cette phase d'évolution peut être extrêmement rapide – ramenée à quelques années seulement (Bruxelles *et al.*, 2009).

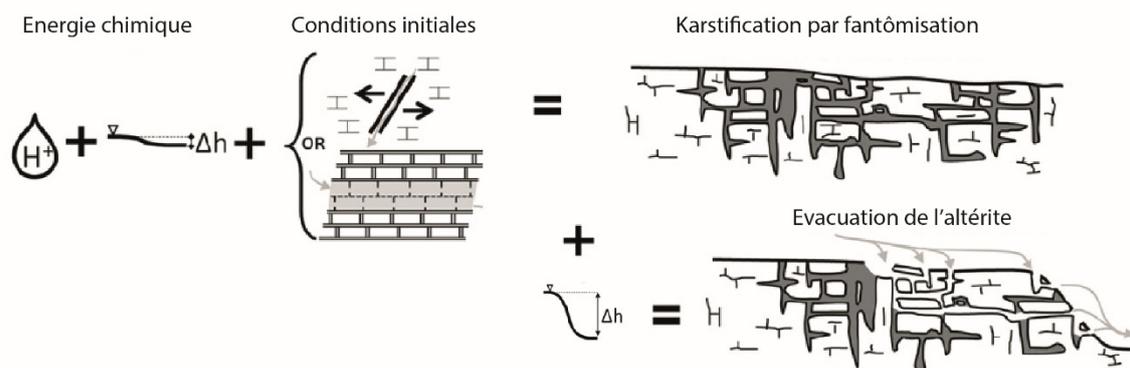


Fig. 1.2 : Schéma conceptuel du processus de karstification par fantômisisation. Ce dernier requiert une quantité considérable d'énergie chimique pour dissoudre le carbonate de calcium mais très peu d'énergie hydrodynamique de manière à évacuer les éléments en solution et laisser l'altérite en place. Les chemins préférentiels sont les zones les plus transmissives de l'encaissant. L'altérite est évacuée par la suite par les écoulements tardifs si l'énergie hydraulique augmente suffisamment. Modifié d'après Dubois *et al.* (2014)

Aujourd'hui bien connu comme processus épigène (altération se développant lentement vers le bas à partir de la surface) (Quinif et Bruxelles, 2011 ; Dubois *et al.*, 2014), il apparaît néanmoins que ce processus puisse être lié à des processus hypogènes générant de vastes régions affectées par la karstification par fantômisisation (Bruxelles et Wienin, 2009 ; Klimchouk *et al.*, 2017). Il apparaît qu'en France, la plupart des zones marginales des bassins au contact des cratons aient été soumises à des processus hypogènes par des remontées de fluides expulsés des bassins (périphéries du Massif central, montagne des Vosges, bassin des Grands Causses, Bassin aquitain, *etc.*) (Audra et Palmer, 2015). Aujourd'hui, ces régions sont caractérisées par la présence de minéralisations sulfurées et de réseaux karstiques à prédominance labyrinthique qui résulteraient de l'évacuation de fantôme de roche suite à la réorganisation du système de drainage karstique consécutive à un abaissement relatif du niveau de base (Audra et Palmer, 2015).

- *La crypto-altération*

La crypto-altération correspond à l'altération d'un encaissant sous une couverture pédologique, détritique ou alluviale (Nicod, 1975). Ce processus est lié au potentiel d'altération chimique des surfaces karstiques permettant d'aboutir aux formes karstiques sous couverture (Renault, 1970 ; Vergari et Quinif, 1997 ; Combes, 1998). Dans le cas des calcaires, la dissolution se fait sous des couvertures sédimentaires perméables mais non karstifiables (Dupuis, 1992 ; Salomon *et al.*, 1995 ; Courrèges, 1997), provoquant la formation d'un aquifère parfois captif au sein des carbonates et un écoulement lent sous couverture. L'altération est rendue possible grâce à la présence d'un aquifère épidermique dans les formations de couvertures. Cette crypto-karstification est responsable de l'établissement de nombreuses formes de surfaces, comme les cryptolapiaz ou les cryptodolines, révélées par la suite par le déblaiement de la couverture. L'aboutissement de la crypto-altération est la formation de surfaces aplanies. La disparition de matière par dissolution du toit des carbonates entraîne un enfouissement progressif de la couverture non karstifiable. L'échelle de temps pour former un karst sous couverture évolue d'une centaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années (Quinif, 1999).

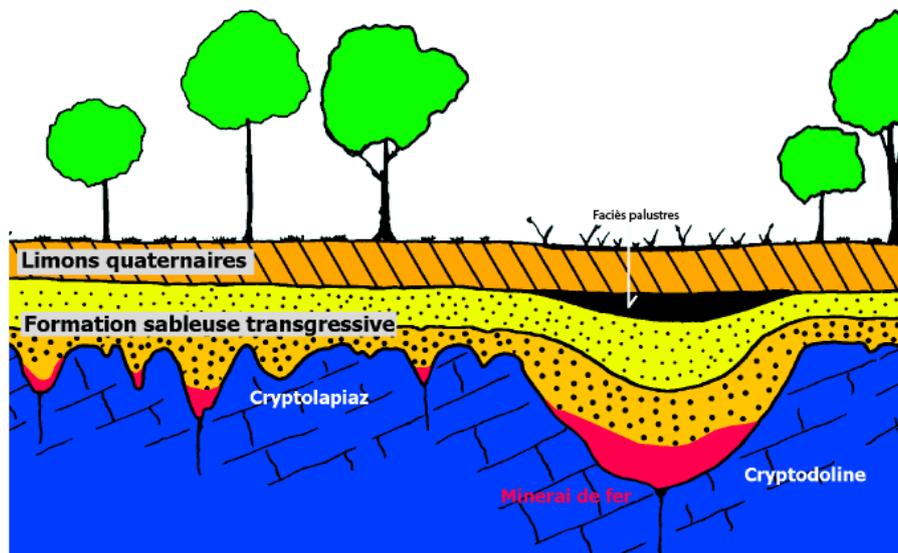


Fig. 1.3 : Coupe schématisée au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est modelé en cryptolapiaz et cryptodoline sous la couverture perméable sableuse. L'altération du sable glauconifère a provoqué la libération du fer qui a épigénisé le toit du calcaire en minéral de fer. Quinif *et al.* (2011)

- *La corrosion*

La corrosion est un processus d'altération avec évacuation directe du matériel dissous et des résidus et qui permet d'aboutir aux formes sur roches nues, en surface ou dans l'endokarst, au contact de l'eau agressive. La corrosion constitue le processus de karstification le plus commun. On distingue deux types de systèmes karstiques résultant de ce processus de corrosion : (1) Les systèmes épigènes (ou gravitaire (Mangin, 1975)), formés sous l'action de l'eau météorique et d'un gradient d'écoulement entre la zone de recharge et zone de décharge, et (2) les systèmes hypogènes, formés par des remontées d'eaux hydrothermales ou de fluides profonds (Filippov, 2004; Ford, 2006; Audra *et al.*, 2011). Les formes en résultant se traduisent dans l'endokarst par les cavités et réseaux karstiques, et en surface par les lapiaz, dolines, canyons, *etc.* Il s'agit de formes se développant à l'échelle de plusieurs dizaines de milliers d'années (Palmer, 1991 ; Dreybrodt et Siemers, 2000).

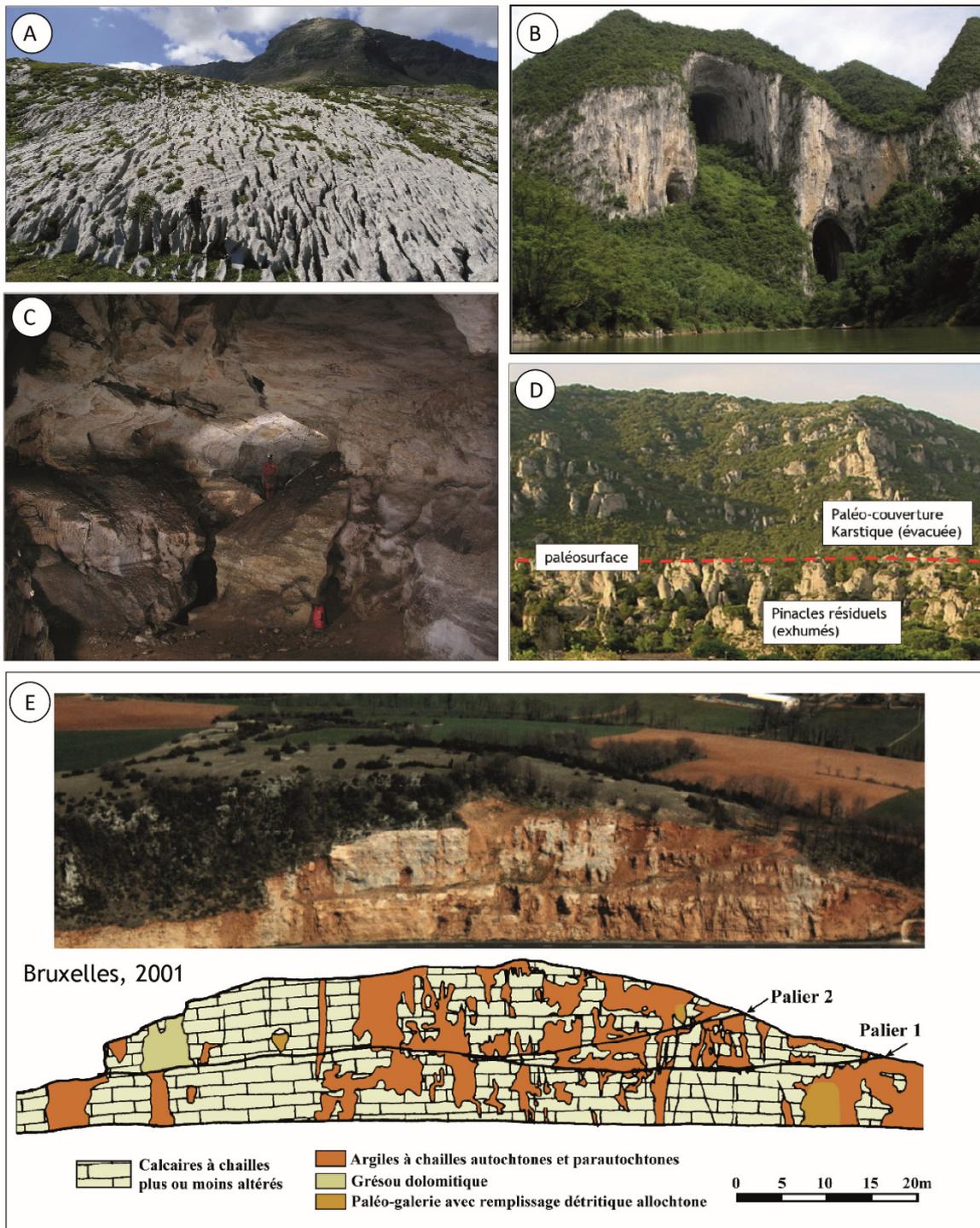


Fig. 1.4 : Illustration des différents types d'altération karstiques. A, B et C : processus de corrosion. A : Lapiatz de surface, Tsanfleuron, Suisse. B : Karst à buttes, canyons et grottes, Guizhou, Chine, cliché : L. Bruxelles. C : Galerie horizontale de -40m dans l'aven du Maramoye, Le Beausset, Var, France, Cliché : J.Y. Bigot. D : Exemple de crypto-lapiatz exhumés. Cliché : H. Camus. E : Exemple de processus de fantasmatisation de roche dans les calcaires et dolomies du Bajocien, Saint-Rome-de-Cernon, Aveyron, France, Bruxelles, 2001.

1.2.4 Évolution et morphologie des conduits karstiques

Cette section détaille la dynamique de genèse des conduits karstiques ainsi que leur morphologie et évolution. L'organisation générale des réseaux karstiques est abordée dans la section 1.4.

1.2.4.1 Genèse de conduits karstiques

La création et le développement des conduits karstiques sont contrôlés par deux facteurs majeurs : (i) la cinétique du processus de dissolution et (ii) la sélection et la mise en place des chemins de drainage. La cinétique des processus de dissolution des roches carbonatées dépend de facteurs lithologiques, comme la pureté chimique et minéralogique de la roche (Goldscheider et Drew, 2007), et de facteurs physico-chimiques comme la température et la pression partielle de CO₂ (Palmer, 1991). Dans les systèmes "classiques" épigéniques, c'est la présence de CO₂ qui va fortement accroître la solubilité des carbonates. La dissolution des carbonates, représentée ici par la calcite, est décrite par l'équation-bilan suivante :



Les produits de cette réaction sont des ions calcium (Ca²⁺) et des hydrogénocarbonates (HCO₃⁻). Le CO₂ contenu dans l'eau provient pour partie de l'atmosphère mais est surtout issu de processus biologiques dans le sol, comme la respiration des racines des plantes et la décomposition de la matière organique, où les pressions partielles de CO₂ évoluent souvent entre 5 000 et 50 000 ppm (Liu *et al.*, 2007).

Dans les premiers stades de la karstification, l'eau riche en CO₂ percole au travers des discontinuités et dissout rapidement l'encaissant carbonaté jusqu'à atteindre une saturation en carbonates dissous d'environ 60-90% dès les premiers mètres. Au-delà de ce point, les taux de dissolution chutent à des niveaux très faibles (Berner et Morse, 1974 ; Plummer *et al.*, 1978 ; Dreybrodt, 1996). Cela signifie que l'eau ne parvient pas à saturation complète, mais reste légèrement sous-saturée quand elle pénètre dans les discontinuités profondes et provoque une karstification initiale à des taux très lents. L'augmentation progressive de la taille de certains conduits permet l'augmentation de l'effet d'interface entre le solvant et l'encaissant ainsi qu'un écoulement plus important, ce qui aura pour effet de provoquer une rétroaction positive sur le phénomène de dissolution (Fig. 1.5). Les discontinuités, qui sont d'abord légèrement plus larges que d'autres ont des taux d'écoulement et de dissolution initiaux plus élevés et croissent alors plus vite que les discontinuités étroites (Groves et Howard, 1994). Le processus de karstification transforme alors les discontinuités préférentielles en un système de drainage karstique qui comprend un réseau hiérarchisé de discontinuités hydrauliquement connectées (Palmer, 1991).

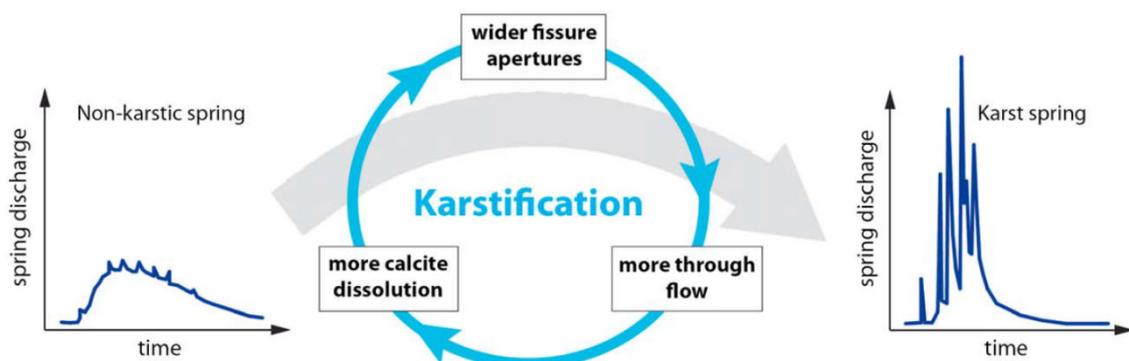


Fig. 1.5: Description schématique du processus de karstification et son influence sur le comportement hydrodynamique des sources. Hartmann *et al.* (2014).

Ce sont ces hétérogénéités initiales qui exercent le principal contrôle sur la genèse des conduits karstiques. Sur une étude réunissant 500 cavités dans des contextes géomorphologiques communs (principalement en contexte de plateaux et de chaînes plissées), Palmer (1991) décrit que 99 % des conduits karstiques sont initiés à 57 % le long de plans de stratification, 42 % sur la fracturation majeure et seulement 1 % sont guidés par la porosité inter-granulaire. L'influence de ces facteurs a été investiguée par expérimentation et modélisation numérique (Palmer, 1991 ; Dreybrodt et Gabrovšek, 2003 ; Dreybrodt *et al.*, 2005) et a permis de préciser leurs effets sur le développement des conduits karstiques :

- Il existe une forte interdépendance entre le débit Q et l'ouverture initiale ω des fractures comme le souligne l'équation de Hagen-Poiseuille:

$$Q = \frac{\omega^3 b g}{12\mu} \left(\frac{dh}{dL} \right)$$

Avec b la longueur de la fracture, g l'accélération de la pesanteur, μ la viscosité dynamique de l'eau et dh/dL le gradient hydraulique. Palmer (2003a) suggère qu'une ouverture minimale de l'ordre de 0.01 mm, est nécessaire pour amorcer le développement de conduits karstiques. Cependant, cette valeur dépend du gradient hydraulique, de la distance d'écoulement, de la chimie de l'eau et de la quantité de temps disponible. L'ouverture minimale d'une discontinuité, ne peut donc être considérée comme une valeur fixe, mais plutôt dépendante de conditions locales.

- Les chemins d'écoulement les plus courts ont tendance à se développer plus rapidement car le taux de dissolution diminue avec la distance en réponse à l'augmentation de la concentration en carbonates dissous dans l'eau (Palmer, 2003a). La Fig. 0.6 illustre cette dépendance entre le taux d'élargissement d'une fissure de longueur L et le débit Q de cette fissure. Toutes les fissures auront une vitesse d'élargissement similaire, cependant les fissures les plus longues mettront plus de temps pour atteindre le taux d'élargissement maximal autour de 10^{-1} cm/an.
- L'existence et le maintien d'un gradient hydraulique suffisant est indispensable pour assurer la croissance effective d'un réseau karstique.

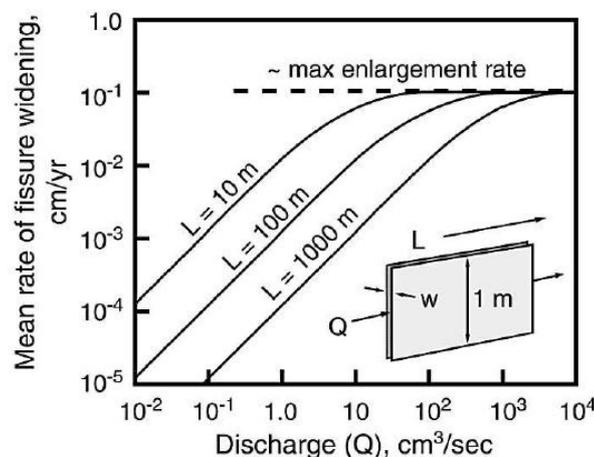


Fig. 1.6 : Taux d'élargissement moyen d'une fracture idéalisée en fonction du débit (Q) et de la distance d'écoulement (L). Pour des valeurs de $T=10^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{CO}_2}=0,01\text{atm}$. Palmer (1991).

Les modélisations numériques d'écoulement et des processus de dissolution dans des réseaux de conduits au sein d'aquifères carbonatés montrent que l'élargissement se produit de manière très sélective durant les stades précoces de développement de réseaux karstiques (Groves et Howard, 1994). Si le réseau de discontinuités initiales présente une faible gamme de valeur d'ouverture (ratio de la plus large sur la plus étroite est inférieur à 3), l'élargissement se produira principalement le long d'un jeu de discontinuités alignées sur le gradient hydraulique et reliant le plus rapidement possible la zone de recharge à la zone de décharge. Cependant, s'il existe une variation significative dans la gamme d'ouvertures initiales (ratio de l'ordre de 50), la sélection des chemins d'écoulement se fera suivant les chemins offrant le moins de résistance à l'écoulement. Le taux d'écoulement laminaire étant proportionnel à l'ouverture des fractures à la puissance cubique, c'est l'absence de rétrécissements le long d'un chemin d'écoulement qui sera le principal guide pour la sélection initiale et l'élargissement consécutif des chemins d'écoulements (Howard et Groves, 1995 ; Gabrovšek, 2000). Ainsi les conduits qui se développeront le plus rapidement seront ceux avec des chemins d'écoulement courts et capables de faire transiter un fort débit. L'organisation de ces chemins de drainage se fera alors de manière très sélective, abandonnant un chemin au profit d'un autre plus efficace.

1.2.4.2 Structuration des conduits karstiques

Les conduits karstiques passent en premier lieu par une longue phase de "gestation", avec une dissolution lente proche de la saturation en éléments dissous sur l'ensemble du chemin d'écoulement, dans un régime d'écoulement laminaire. La deuxième phase correspond à une dissolution rapide à faible taux de saturation avec un écoulement turbulent. La transition entre ces deux phases de fonctionnement est appelée "*breakthrough*" (percée) et correspond au moment où l'eau transitant dans le système est susceptible de conserver la plupart de son agressivité (Palmer, 1991). A partir de ce moment, l'intégralité du chemin de drainage s'élargit environ au même taux de 0,01-0,1 cm/an en fonction de la chimie de l'eau (Fig. 0.6). La première partie de la courbe correspond à la phase de dissolution lente qui est principalement contrôlée par le taux de saturation (i.e. la quantité de calcaire déjà dissoute), et la partie horizontale représente la dissolution rapide principalement contrôlée par la cinétique de la dissolution (Palmer, 1991). Le temps requis pour le phénomène de "*breakthrough*", estimé par méthode des différences finies, est évalué entre 25 000 et 30 000 ans (Dreybrodt, 1996 ; Palmer, 2003a). Ce temps dépend de la température, de la teneur en CO₂, du gradient, de l'ouverture initiale des discontinuités et de la présence ou non de certains minéraux pouvant agir comme catalyseur de la dissolution (oxydation des sulfures et sulfates). Une augmentation de la température provoquera une augmentation de la vitesse de dissolution mais diminuera la quantité qui peut être dissoute. Ainsi il existe une corrélation entre le développement des conduits karstiques et les chemins de drainages susceptibles d'accroître leur débit avec le temps. L'augmentation de ce débit peut être provoquée par :

- l'augmentation de l'efficacité du drainage par l'élargissement progressif des discontinuités et la capacité des conduits à transmettre tout l'écoulement ;
- l'augmentation de l'alimentation d'un conduit en développement par l'extension de sa zone de recharge provoquant une augmentation de l'écoulement moyen.

Les premiers chemins de drainage formés seront courts et directs, excepté là où la géologie ne le permet pas. Ces passages conditionneront alors l'établissement des chemins de drainages successifs, en conditionnant de nouveaux points de capture au sein du système (Fig. 1.7) (Ford et Ewers, 1978 ; Dreybrodt et Siemers, 2000 ; Ford *et al.*, 2000). Les drains principaux s'élaborent au toit de la zone noyée. Cette localisation s'explique par la compétition entre les proto-conduits qui favorisent le trajet le plus court, où les pertes de charge sont minimisées et où le potentiel de dissolution sera utilisé le plus efficacement : une fois passé en mode d'écoulement turbulent, le proto-drain est conquérant sur tous les autres et se développe le long de la surface piézométrique (Audra, 2007).

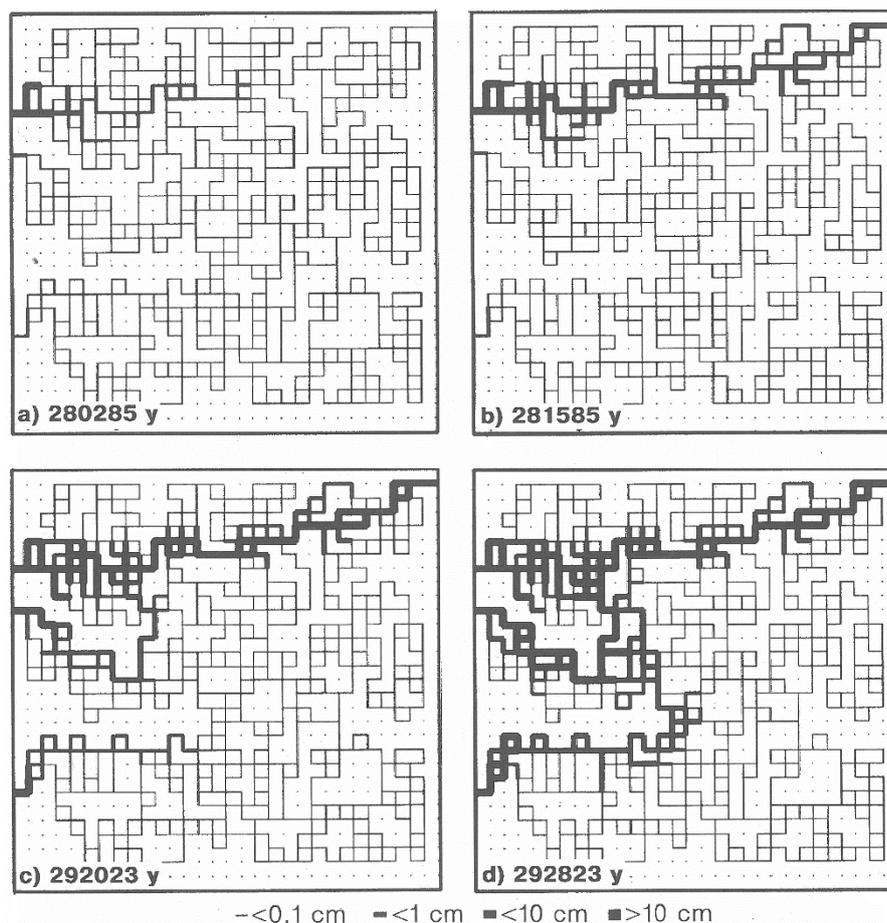


Fig. 1.7 : Illustration de la simulation 2D de l'évolution d'un réseau de drainage karstique au cours du temps dans un milieu fissuré et basculé. Trois points d'alimentation sont définis sur la bordure gauche et un point de sortie sur le bord droit. (a) un premier conduit karstique se développe et perce en (b) au niveau de base. (c) Le nouveau conduit en développement se raccorde sur l'ancien conduit. (d) Capture du conduit et intégration dans un réseau hiérarchisé. Dreybrodt et Siemers (2000).

1.2.4.3 Organisation des conduits karstiques

D'un point de vue géométrique, la forme des conduits est variable, les conduits peuvent être linéaires, anguleux ou sinueux. Leur taille est également très variable, de quelques millimètres à quelques dizaines de mètres (Curl, 1986 ; Ford et Williams, 2007). Des données collectées dans 4 réseaux karstiques parmi les plus larges aux États-Unis (Loucks, 1999) ont montré que des conduits de largeur supérieure à 10 m étaient relativement rares (1 %) et indiquent un diamètre médian aux alentours de 2 m en considérant uniquement les conduits accessibles à l'homme. La largeur des conduits est notamment limitée par les contraintes mécaniques qui s'exercent sur le toit du conduit et par l'épaisseur des couches (White, 1988 ; Ford et Williams, 2007).

Les conduits karstiques forment un réseau de vides tridimensionnels, hiérarchisé, complexe, dans lequel ces vides se concentrent et se rejoignent pour généralement former des conduits moins nombreux mais plus larges vers l'aval, constituant ainsi un réseau karstique (Fig. 1.7). À partir d'une base de données regroupant environ 500 réseaux karstiques, Palmer (1991) identifie deux facteurs majeurs qui exercent un contrôle sur l'organisation spatiale des conduits karstiques (Fig. 1.8) :

- le type de porosité initiale sur laquelle se développent les conduits karstiques (porosité intergranulaire, porosité liée au plan de stratification ou aux failles et fractures),
- le type de recharge (alimentation) du réseau (recharge diffuse, localisée dans des dépressions karstiques ou hydrothermale).

En fonction de ces deux critères, Palmer (1991) définit plusieurs types de morphologies karstiques (Fig. 1.8). Si la recharge s'effectue de manière concentrée au moyen de dépressions karstiques telles que

des dolines ou des pertes, les réseaux de conduits vont s'organiser soit de manière arborescente (dans le cas de dolines et d'une recharge régulée) soit de manière anastomosée (dans le cas de pertes et d'une recharge variable) ou localement ramifié. D'après la fréquence des types de conduits pondérée par leur longueur, les réseaux arborescents et anastomosés représenteraient 90 % des conduits karstiques et résulteraient de processus épigéniques. Palmer (1991) constate en outre que dans la plupart des cas, les réseaux de conduits présentent ces deux types de morphologies, arborescentes et anastomosés et que les réseaux anastomosés se développent préférentiellement à l'aval du système de conduits où les charges hydrauliques importantes favorisent l'ennoiement des réseaux et la dissolution de toutes les discontinuités disponibles. Dans le cas d'une recharge diffuse par le fait de la présence d'une couverture peu perméable, les réseaux vont s'organiser soit (i) de manière labyrinthique avec des ramifications angulaires dans le cas d'une porosité de fissures ou de plans de stratifications, soit (ii) de manière "spongework" dans le cas d'une forte porosité intergranulaire. Une recharge hypogène entrainera quant à elle une organisation de conduits généralement labyrinthique. Selon Bakalowicz (2005), les deux conditions de Palmer (1991) (le type de porosité et le type de recharge) agissent localement sur la structure des réseaux, et il est nécessaire de prendre également en compte deux facteurs de plus agissant à l'échelle du réseau :

- l'importance du gradient hydraulique, c'est à dire la différence d'altitude entre la source et la recharge d'eau souterraine et l'exutoire du réseau.
- la relation entre la direction du gradient hydraulique et la direction des plans de drainage.

| | | TYPE OF RECHARGE | | | | |
|---------------------------|------------------|--|--|---|--|--|
| | | VIA KARST DEPRESSIONS | | DIFFUSE | | HYPOGENIC |
| | | SINKHOLES (LIMITED DISCHARGE FLUCTUATION) | SINKING STREAMS (GREAT DISCHARGE FLUCTUATION) | THROUGH SANDSTONE | INTO POROUS SOLUBLE ROCK | DISSOLUTION BY ACIDS OF DEEP-SEATED SOURCE OR BY COOLING OF THERMAL WATER |
| | | BRANCHWORKS (USUALLY SEVERAL LEVELS) & SINGLE PASSAGES | SINGLE PASSAGES AND CRUDE BRANCHWORKS, USUALLY WITH THE FOLLOWING FEATURES SUPERIMPOSED: | MOST CAVES ENLARGED FURTHER BY RECHARGE FROM OTHER SOURCES | MOST CAVES FORMED BY MIXING AT DEPTH | |
| DOMINANT TYPE OF POROSITY | FRACTURES | ANGULAR PASSAGES | FISSURES, IRREGULAR NETWORKS | FISSURES, NETWORKS | ISOLATED FISSURES AND RUDIMENTARY NETWORKS | NETWORKS, SINGLE PASSAGES, FISSURES |
| | BEDDING PARTINGS | CURVILINEAR PASSAGES | ANASTOMOSES, ANASTOMOTIC MAZES | PROFILE: SHAFT AND CANYON COMPLEXES, INTERSTRATAL SOLUTION | SPONGEWORK | RAMIFORM CAVES, RARE SINGLE-PASSAGE AND ANASTOMOTIC CAVES |
| | INTERGRANULAR | RUDIMENTARY BRANCHWORKS | SPONGEWORK | PROFILE: RUDIMENTARY SPONGEWORK | SPONGEWORK | RAMIFORM & SPONGEWORK CAVES |

Fig. 1.8: Type de morphologies karstiques élémentaires et leur relation avec le type de recharge et le type de discontinuités utilisées. Palmer (1991)

En effet, lorsque les directions du gradient hydraulique et des plans de drainage coïncident, un développement linéaire du réseau est favorisé le long de la ligne de plus grande pente. Inversement, lorsque les deux directions sont orthogonales, le réseau a tendance à s'élargir et à former de nombreuses

boucles et affluents. Un gradient hydraulique élevé assure un développement linéaire du réseau tandis qu'un gradient faible favorise des géométries plus complexes (Bakalowicz, 2005). Plus récemment (Häuselmann *et al.*, 2003 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014), l'organisation de ces conduits a été réinterprétée et apparaît comme principalement dépendante de la zonation hydrodynamique du karst conditionnée elle-même par les modalités de recharges. Ces différents points sont discutés en section 1.4.

1.3 Les contrôles lithologiques et structuraux de la spéléogenèse

Les facteurs géologiques, lithologiques et structuraux influencent grandement la spéléogenèse en conditionnant la position des unités karstifiables ainsi que la position et la répartition des discontinuités préférentiellement utilisées par la spéléogenèse. Cette partie présente un état des lieux sur les concepts liés aux principaux facteurs statiques influençant la spéléogenèse et la répartition des conduits karstiques. L'influence relative des différents facteurs lithologiques tels que la porosité, la texture et les variations de faciès sédimentaires est abordée. Les types de discontinuités structurales préférentiellement utilisées par la karstification sont également décrits. À ces facteurs de contrôle géologique s'ajoutent des contrôles en lien avec la zonation hydrologique et la recharge de l'aquifère karstique qui seront développés dans la partie suivante.

1.3.1 Contrôles et influences lithologiques

Les recherches menées par les karstologues durant les cinquante dernières années ont montré que le développement et la distribution des vides karstiques étaient étroitement corrélés à la présence d'un nombre restreint de discontinuités favorables à la karstification (Renault, 1970 ; Ford, 1971 ; Ford et Williams, 1989 ; Palmer, 1991 ; Klimchouk et Ford, 2000 ; Palmer, 2007 ; Filipponi *et al.*, 2009). Cette partie dresse un état des lieux des connaissances sur les facteurs de contrôles lithologiques influençant l'hydrogéologie et la morphogenèse karstique. Parmi les facteurs de contrôles de l'occurrence de conduits karstiques, la lithologie et les propriétés pétrophysiques des roches encaissantes influencent fortement la genèse et la distribution des conduits, tant au niveau local que régional.

1.3.1.1 Architecture stratigraphique

Les karsts se développent essentiellement dans les roches carbonatées ou évaporitiques (Ford, 1971 ; Palmer, 1991 ; Klimchouk et Ford, 2000 ; Ford et Williams, 2007) et quelques fois dans les roches détritiques telles que les quartzites (Sauro, 2014). La position des roches peu propices à la karstification a donc une influence sur la distribution et la répartition des conduits. En effet, l'évolution de l'organisation des systèmes karstiques est liée à l'évolution des formations solubles encaissantes, depuis leur dépôt, enfouissement, exposition et dénudation. Les roches karstifiables peuvent ainsi être confinées, barrées, perchées, couvertes, enfouies, *etc.* De nombreuses configurations peuvent être envisagées et peuvent potentiellement évoluer de l'une vers l'autre (Fig. 1.9).

La position des imperméables au regard des formations karstifiables aura directement une influence sur la répartition des conduits. En fonction de cette structure et de forçages extérieurs, par exemple un encaissement des vallées ou une remontée du niveau de base, les réseaux vont préférentiellement se développer suivant l'influence de cette structure géologique (Camus, 2003 ; Harmand *et al.*, 2017). Une des configurations largement rencontrées est les cuvettes synclinales, perchées ou non, sur une formation non karstifiable où les réseaux épigènes se concentreront dans le cœur du synclinal le long de l'axe synclinal. Suivant le type de spéléogenèse, épigène ou hypogène, la dissolution se fera préférentiellement, respectivement au mur ou au toit des unités karstifiables et en rapport avec le niveau de base. En contexte épigène, les réseaux peuvent s'organiser de manière centripète vers le cœur du

synclinal. La zone de restitution des eaux (source-s) correspondra alors au point le plus bas des unités karstifiables.

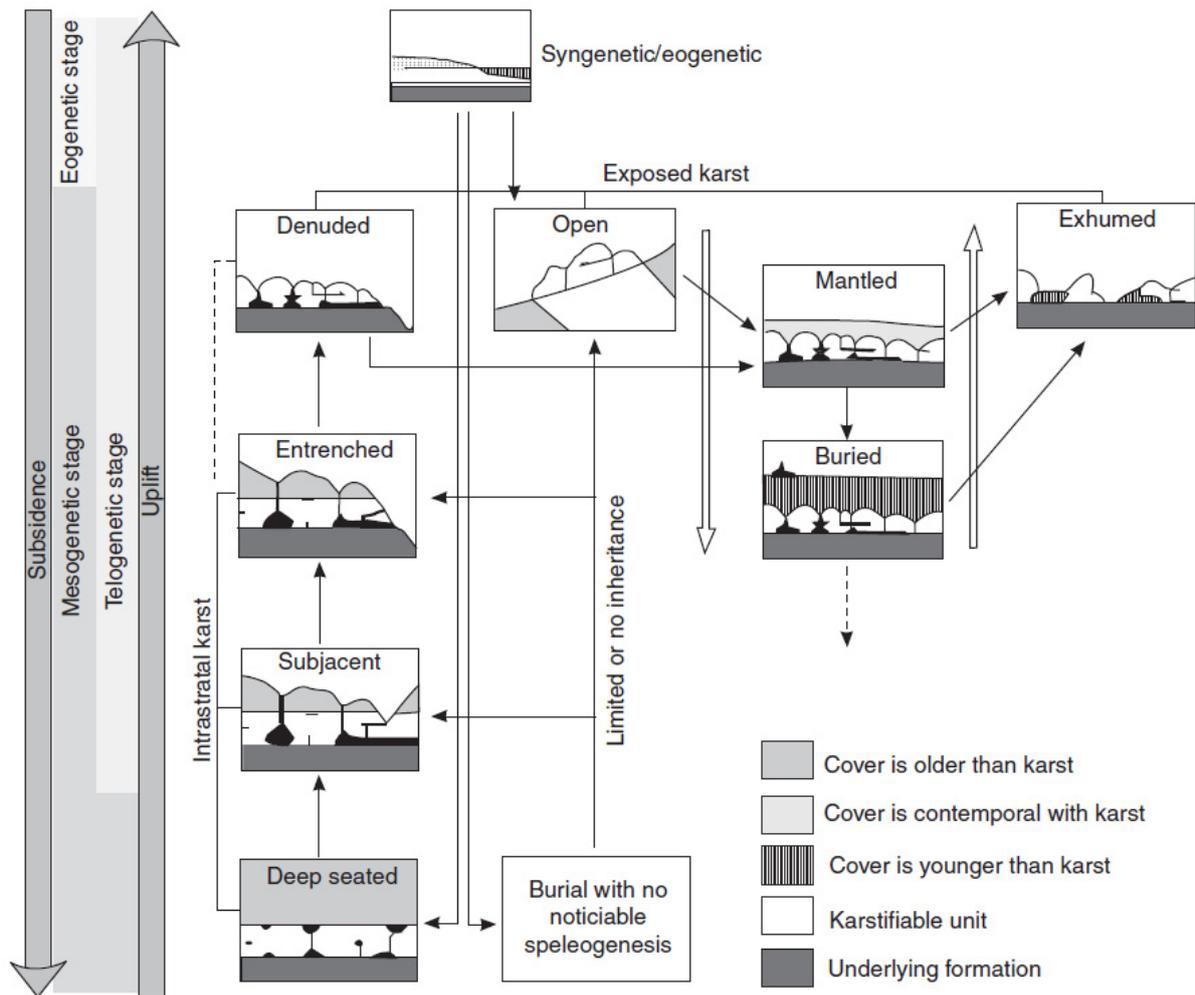


Fig. 1.9 : Type de configuration de roche karstifiable possible en fonction de l'évolution géologique et de la configuration hydrogéologique. Klimchouk (2013a).

1.3.1.2 Influences de la lithologie

Les minéraux argileux et la silice sont les insolubles les plus communs dans les roches carbonatées. Les formations telles que les calcaires argileux, contenant 20 à 30% d'argile, de même que les formations telles que les calcarénites ou les grès, seront moins propices à la karstification (Ford et Williams, 2007). Cependant, cette notion doit être abordée prudemment car il existe de nombreuses formes karstiques développées dans les quartzites, tels que les réseaux karstiques des Tépuy (Vénézuéla) se développant via des processus d'arénisation (Sauro, 2014). Par modélisation numérique, Annable (2003) détermine que les taux de dissolution pourraient varier d'un facteur 1 à 5 suivant la pureté minéralogique et que les carbonates avec plus de 70 % de CaCO_3 seraient les plus propices aux développements de cavités. Les dolomies pures présentent normalement un faible taux de dissolution comparé aux calcaires. Cependant c'est aussi dans les dolomies que se rencontrent souvent les plus grandes densités de phénomènes karstiques, ce qui implique alors de longues périodes de temps. Les phénomènes de dédolomitisation, où la calcite vient en remplacement de la dolomite pourraient créer une forte porosité secondaire due au fait que la calcite précipitée occupe la moitié du volume de roche dissoute. La pureté chimique de la roche ne permet cependant pas d'expliquer les différences de taux de dissolution. Dans une étude en Pennsylvanie, Rauch et White (1970) ont trouvé que la plus grande solubilité des carbonates

était atteinte lorsque le taux de MgO était de 1 à 3% et que des stries augmentaient la rugosité (i.e. la surface exposée) des surfaces dissoutes. James et Choquette (1984) suggèrent que la calcite à haute teneur en Mg est normalement la plus soluble à cause de la déformation de la maille cristalline. Les minéraux les plus solubles seraient par ordre décroissant l'aragonite, puis la calcite à faible teneur en Mg, la calcite pure et la dolomite. Les roches évaporitiques telles que le gypse, l'anhydrite et le sel, montrent quant à elles de très forts taux de dissolution et il existe normalement une corrélation positive entre la pureté et la solubilité. Dans le cas d'un contact entre deux roches aux compétences variables en termes de dissolution, c'est la roche la plus soluble qui sera préférentiellement dissoute.

1.3.1.3 Taille des grains et texture

À l'échelle de l'échantillon, le faciès, la taille des grains et la texture ont un impact sur le phénomène de dissolution (Fig. 1.10). Plus la granulométrie sera fine, plus la surface exposée des grains sera importante et la dissolution sera efficace (effet d'interface). En ce sens, les micrite et biomicrite seront les plus solubles (Dreiss, 1982) à partir du moment où une discontinuité permettra l'établissement d'un écoulement initial. La solubilité décroît lorsque la sparite devient supérieure à 40-50% (Sweeting et Sweeting, 1969 ; Maire, 1990). Cependant, selon ces mêmes auteurs, une hétérogénéité dans la taille des grains augmenterait la rugosité et aurait une rétroaction positive sur le phénomène de dissolution. Ainsi les calcaires à grains fins seraient parfois moins solubles du fait que les surfaces présentent une faible rugosité (Dreiss, 1982). Au fur et à mesure que l'homogénéité de la taille des grains augmente, la diversité et la régularité des morphologies karstiques de surface (karren) augmente (Ford et Williams, 2007). Dans les faciès récifaux et la plupart des conglomérats, peu de formes de surface régulière se développent. La pureté minéralogique de la roche aurait également une grande importance. Selon Annable (2003), les silts à grains moyens-fins boucheraient les proto-conduits et auraient un effet inhibitif sur leur développement.

1.3.1.4 La porosité

Une grande partie de la variation du comportement du phénomène de dissolution des roches carbonatées est due à la variation de la nature, de l'échelle et de la distribution de la porosité à l'intérieur de cette roche (Ford et Williams, 2007 ; Palmer, 2007). D'un point de vue sédimentologique, la porosité primaire est celle acquise lors du dépôt, et la porosité secondaire celle acquise lors de la diagenèse ou de la fracturation. La porosité de conduits, liée aux processus de karstification est ici qualifiée de tertiaire, mais étant donné que celle-ci peut être assimilée à une porosité en grand, organisée depuis l'échelle de la lame mince jusqu'à l'échelle du massif, cette notion se rapporterait plus à une notion de perméabilité. La porosité primaire, dont la classification est basée sur la fabrique pétrographique (Moore, 2001) n'influencerait que peu la dissolution et l'organisation des chemins d'écoulement préférentiel, car celle-ci est souvent diffuse et mal connectée (Palmer, 2007). Ceci est vrai dans les contextes de karst épigène au-dessus de la zone noyée car les pressions de fluides sont généralement faibles. Cependant, du fait de fortes pressions, cette porosité peut se retrouver connectée comme dans le cas de champs pétroliers. La porosité aurait ainsi une influence notable sur le phénomène de karstification, à partir du moment où celle-ci serait connectée. La porosité primaire, très importante dans les carbonates peu cimentés (beach-rock), pourrait avoir un effet important dans les morphologies et la propagation de la dissolution dans des contextes de spéléogénèse liée à des zones de mélange (Myrloie et Carew, 2000). Les cavités développées dans de tels contextes apparaissent sous forme de poches de dissolution et arborent un aspect spongieux (Fig. 1.8). Bien qu'il y ait beaucoup de variations, la porosité des calcaires et dolomies est positivement corrélée à la taille des grains et l'hétérogénéité texturale. La porosité primaire de la micrite est généralement inférieure à 2%, et celle de la sparite comprise entre 5 et 10%. La dolomitisation augmente la porosité de 5 à 15% dans la plupart des cas. Du fait de leur

comportement ductile, les roches évaporitiques, telles que le sel ou le gypse, ont généralement une porosité négligeable.

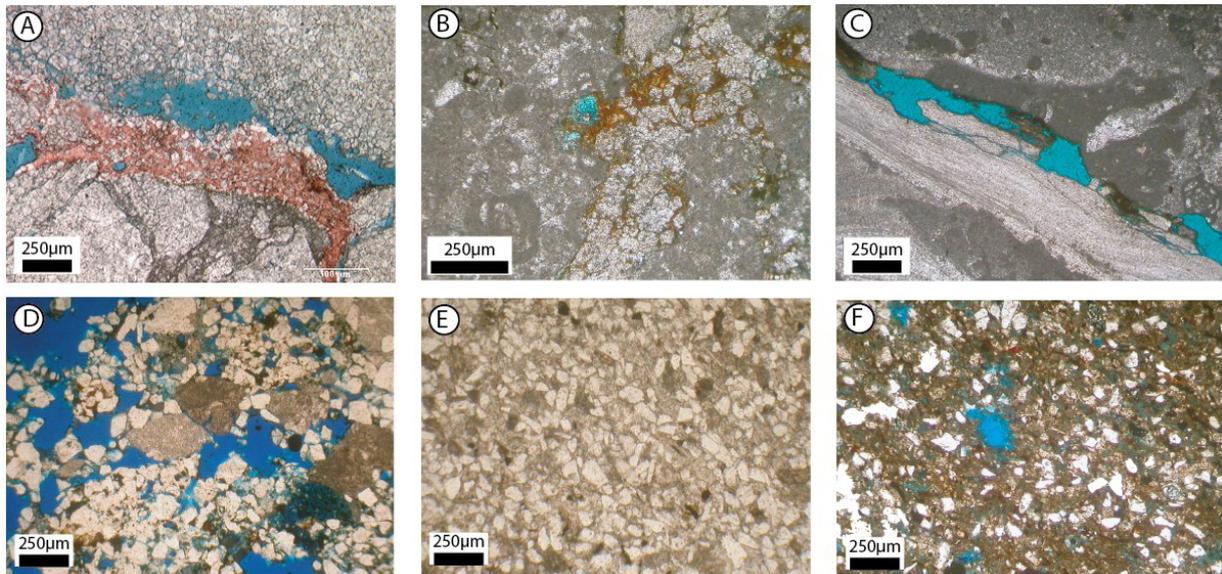


Fig. 1.10 : Exemples de microfaciès rencontrés dans l'Unité du Beausset. La porosité apparaît colorée en bleu. (A) Dolomies du Jurassique supérieur montrant une porosité de matrice, de fracture et de microkarst. (B) Calcaire à faciès Urgonien du Barrémien de Port-Miou, porosité liée à de la dissolution le long d'une fracture à microkarsts colmatés (en orange), matrice non poreuse. (C) Calcaire à faciès Urgonien du Barrémien de Port-Miou, porosité liée à de la dissolution le long d'un stylolithes, matrice non poreuse. (D) Calcarénite quartzreuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité de dissolution de ciment calcitique. (E) Calcarénite quartzreuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité faible. (F) Calcarénite quartzreuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité de dissolution dans une boue calcitique. Fournillon (2012)

1.3.1.5 Les joints de stratifications

A une échelle régionale, les plans de stratification, les failles et les fractures, renferment et guident la majeure partie des conduits formés par dissolution. Les changements de condition de dépôt ou les interruptions dans le phénomène de sédimentation engendrent des discontinuités pouvant s'étendre sur des échelles plurikilométriques et sont considérés comme des entités continues à l'échelle régionale. Basée sur l'observation détaillée des cavités et leur contexte géologique associé, différents auteurs (Rauch et White, 1970 ; Waltham, 1970 ; Palmer, 1975) suggèrent que les cavités se développent le long d'un nombre restreint de plans de stratification dans la série carbonatée. Cette idée a été reprise plus récemment par Lowe (1992) et Filipponi *et al.* (2009). Ces auteurs proposent que les phases précoces de spéléogénèse (dans certains cas durant la diagenèse) s'initient sur des niveaux préférentiels dans la pile sédimentaire, plus précisément : le long d'horizons particulièrement favorables à la karstification, que ce soit par des différences physiques, chimiques ou lithologiques du faciès prédominant de la série carbonatée (Lowe, 1992). Les raisons possibles d'un potentiel de karstification accru de certains niveaux peuvent être (Lowe, 2000) :

- Porosité primaire et une perméabilité plus élevée que le reste de l'encaissant carbonaté.
- Un plan de stratification renfermant des minéraux fortement solubles, comme des évaporites. La dissolution ou la substitution de ces éléments pouvant créer une forte porosité secondaire qui peut être connectée.
- Des plans de stratifications contenant des minéraux sulfurés : les pyrites ou les autres minéraux sulfurés peuvent être oxydés et produire du sulfure d'hydrogène (H_2S) et potentiellement de l'acide sulfurique (H_2SO_4) pouvant accroître le phénomène de dissolution. Cependant, le manque d'oxygène dans la plupart des eaux souterraines profondes serait inhibiteur de cette

réaction, du moins durant les phases précoces en condition laminaire confinée (Palmer, 2003a). La présence d'H₂S aux sources serait un marqueur de la présence de sulfates dans le système.

- Des niveaux imperméables (marnes, argiles) pouvant agir comme écran de faible perméabilité, écran suivant lequel les écoulements s'effectueraient préférentiellement.

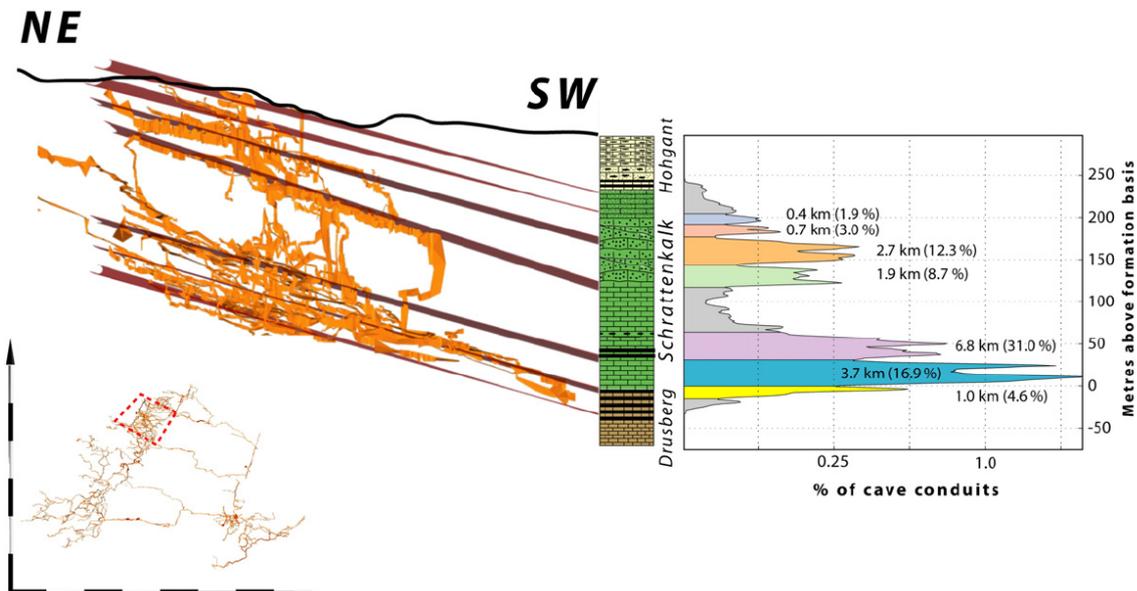


Fig. 1.11 : Projection 3D du système karstique des Siebenhengste (Suisse). Sept horizons d'inception peuvent être identifiés dans la formation du Schrattealkalk (ep.: 180m). Répartition des conduits en fonction leur distance à la base de la formation. Filipponi *et al.* (2009).

À travers l'étude de 18 cavités majeures à travers le monde dans des contextes géologiques différents, représentant 1500 km de conduits, Filipponi *et al.* (2009) démontrent statistiquement que le développement de conduits karstiques phréatiques épigènes est fortement influencé par des horizons, appelés horizons d'inception (Fig. 1.11). Trois types d'horizons d'inception sont distingués (Filipponi *et al.*, 2010) :

- le type 1, dont la perméabilité est légèrement supérieure à la roche encaissante et où le développement initial des conduits se fait au sein même de l'horizon ;
- le type 2, dont la perméabilité est légèrement inférieure à la roche encaissante et où le développement initial des conduits se fait à l'interface entre l'horizon d'inception et la roche encaissante ;
- et le type 3 où les conduits se développent sur le plan de l'horizon du fait d'une irrégularité de la surface du joint de stratification (stries, bréchification) induite par une déformation inter-bancs (*bedding plane fracture*).

Au total, moins de 10 % des plans de stratification correspondraient à des horizons d'inception, mais guiderait plus de 70 % des conduits karstiques (Filipponi *et al.*, 2009). Ces mêmes auteurs constatent également dans les Siebenhengste (Suisse), qu'un conduit qui suit un horizon d'inception et rencontre une faille normale drain, suit la faille pour retrouver soit le même horizon d'inception soit un autre de l'autre coté de la faille (Fig. 1.12). Ce résultat suggère encore une fois le caractère hautement sélectif du processus de spéléogénèse. Il suggère également que l'identification de ces horizons d'inception permettrait de contraindre l'occurrence de conduits karstiques. À une échelle locale, l'orientation des conduits serait dictée par la fracturation alors qu'à une échelle régionale, les conduits seraient influencés par les horizons d'inception stratigraphique en accord avec le gradient hydraulique (Fig. 1.12). En d'autres termes, la plupart des conduits phréatiques se développeraient sur la ligne d'intersection entre les horizons d'inception et les fractures, tout en étant contrôlés par le gradient hydraulique (Lowe, 1992 ; Filipponi *et al.*, 2009). Plus cette ligne serait parallèle au gradient, plus elle serait favorable pour la

karstification. Dans certains cas, les conduits n'emprunteraient que les directions de fracturation ou que les directions d'horizon d'inception. De la même manière, Knez (1996) identifie 62 plans de stratification majeurs dans l'encaissant carbonaté de Skocjanske Jame (Slovénie), mais n'en décrit que 3 qui ont influencé et guidé l'initiation et le développement du réseau. La tendance générale des conduits est alors fortement influencée par le pendage et l'orientation des couches.

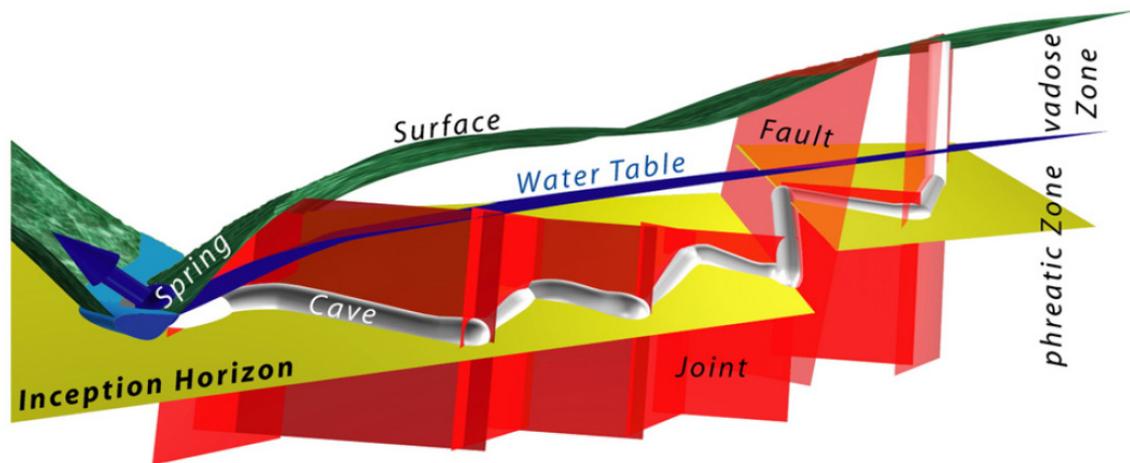


Fig. 1.12 : Modèle schématisique 3D d'un système de conduits karstique : la géométrie des conduits phréatique est déterminée par les horizons d'inception, les fractures et joints, ainsi que par le gradient hydraulique. Filipponi *et al.* (2009).

Les contrôles lithologiques de la spéléogénèse sont ainsi susceptibles de se manifester à différentes échelles, depuis l'échelle de la lame mince ou du *plug* (porosité, minéralogie) à une échelle régionale en relation avec l'histoire sédimentaire et diagenétique des formations carbonatées (horizons d'inception). Ces contrôles conditionnent la position et l'orientation des conduits, de la même manière que les contraintes structurales, dont le rôle avait été mis en évidence longtemps auparavant.

1.3.2 Influences structurales

Le rôle des structures tectoniques dans le développement de cavité a été étudié sous différents aspects. Les études se sont d'abord concentrées sur la relation entre l'orientation spatiale et le développement de conduits karstiques (Ford et Ewers, 1978 ; Palmer, 1991) puis sur le type et la géométrie des structures tectoniques influençant préférentiellement la spéléogénèse (Tîrlă et Vijulie, 2013 ; Sauro, 2014 ; Littva *et al.*, 2015).

1.3.2.1 Les joints tectoniques, fractures et failles

Les différentes structures tectoniques (joints tectoniques, fractures, failles) peuvent intervenir à différents stades de l'évolution d'une roche, très tôt lors de la diagenèse ou plus tardivement lors d'événements tectoniques. Ces structures sont le résultat de contraintes extensives, compressives ou cisailantes. Glazek (1989) suggère que la présence de structure tectonique est indispensable pour le développement de cavité. À l'échelle régionale, les structures tectoniques majeures, comme les failles, auraient une grande influence sur la circulation des fluides (Levens et al, 1994). Les chemins d'écoulement préférentiel peuvent ainsi être bien développés le long des zones de faille du fait de la présence d'une rugosité plus importante ou de la présence de brèche ou cataclasite présentant une perméabilité plus élevée.

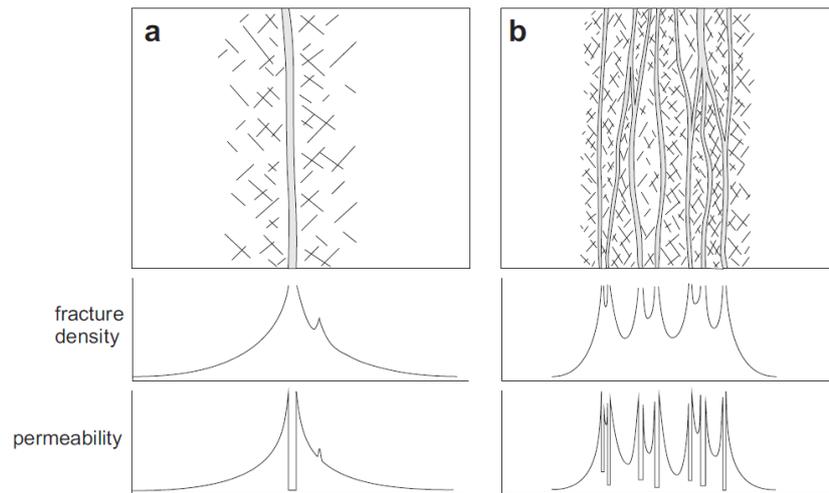


Fig. 1.13 : Propriétés physique de zones de failles en fonction de leur structure (zone d'endommagement et cœur de faille). (a) cœur de faille simple et (b) cœur de faille multiple. Faulkner *et al.* (2010).

Une faille ne résulte pas en un seul plan, mais en un volume de roche avec différents types de structure de déformation. Un gradient de déformation apparaît dans une zone de faille depuis le cœur de faille vers la zone d'endommagement puis l'encaissant non déformé (Faulkner *et al.*, 2010). Le cœur de faille est la zone où les contraintes sont le plus intense et consiste en plusieurs structures généralement composées de clastes peu cohésives comme des brèches et des gouges (Chester et Logan, 1986 ; Kim et Sanderson, 2005). La zone d'endommagement est le siège d'une fracturation intense, et montre une forte dilatance reliée au cisaillement le long des fractures. L'épaisseur d'une zone de faille dépend du déplacement ou du rejet (Kim et Sanderson, 2005 ; Micarelli *et al.*, 2006 ; Childs *et al.*, 2009). Ainsi les zones de faille peuvent constituer une zone de développement préférentiel des conduits karstiques du fait de leur matériel peu cohésif (zone de brèche) où l'altération mécanique se surimpose au phénomène classique de dissolution. Caine *et al.* (1996) montrent qu'une zone de faille peut agir comme drain, barrière, ou un système complexe de drain-barrière aux écoulements de fluides (Matonti *et al.*, 2012). Palmer (2007) suggère que moins de 5 % des conduits connus, dans différentes configurations, suivent les zones de faille. Cela peut être dû au fait que les explorations sont stoppées par des effondrements dus à la présence de roche fortement fracturée et non cohésive. Leckenby *et al.* (2005) constatent que les zones de relais et notamment les *pull-apart* ont la conductance hydraulique la plus élevée et qu'il existe une forte hétérogénéité dans les écoulements le long de structures tectoniques.

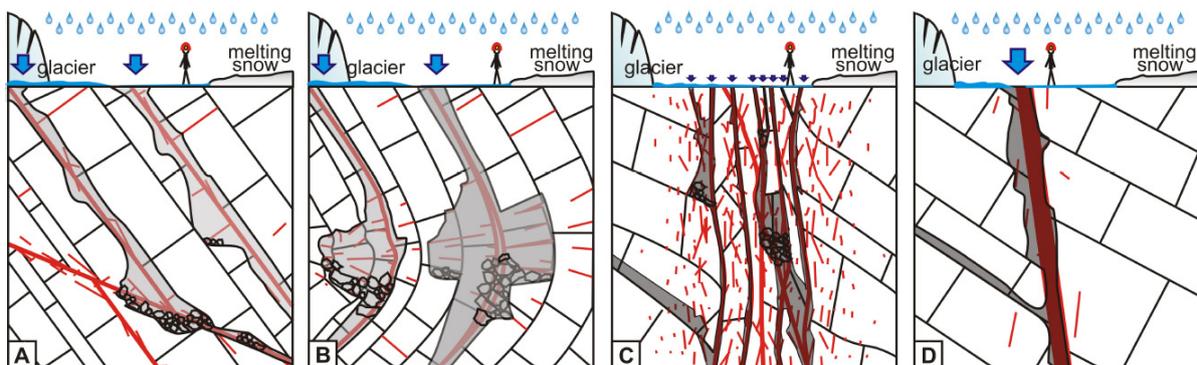


Fig. 1.14 : Exemple de contrôle de structures tectoniques sur la distribution des conduits karstiques : A) fracture sur joints de stratification, B) fracture en extrado localisées au niveau d'un pli, C) cœur de faille multiple, D) cœur de faille simple. Lignes rouges épaisses : failles ; lignes rouges fines : fractures ; lignes noires : plans de stratifications ; polygone gris : vue en coupe des conduits karstiques. L'échelle est donnée à titre informatif par le dessin du spéléologue afin de définir les passages humainement accessibles. Szczygiel (2015)

Faulkner (2006) énonce l'hypothèse d'horizons d'inceptions tectoniques. Il définit ces horizons comme résultant de plusieurs mécanismes distincts, mais souvent liés, libérant les contraintes et entraînant la formation d'un réseau de fractures assez large permettant un écoulement turbulent dans la partie supérieure du massif carbonaté (zone d'infiltration). Les recherches ultérieures ont montré que ce principe peut s'appliquer plus en profondeur dans le massif carbonaté. De récentes études ont permis de caractériser les structures tectoniques les plus favorables pour la karstification. À travers l'étude du système karstique de Piani Eterni (Italie, Dolomite) développant 31 km de conduits karstiques, Sauro (2014) montre que le développement des réseaux karstiques est strictement guidé par un nombre restreint de surfaces d'origine stratigraphique et structurale. Les principales structures d'inception tectonique décrites sont : (i) les plans de failles, (ii) les fractures de tension dans les zones plissées et (iii) les fractures et les surfaces de glissement le long de joint de stratification. Basées sur l'étude structurale, l'observation géomorphologique et l'analyse de la distribution des orientations des conduits karstiques de 23 cavités dans les montagnes de Tatra (Pologne), Szczygieł (2015) obtient les mêmes résultats et constate que les structures les plus favorables sont : les zones de faille (i) à cœur unique et (ii) à cœur multiple, et les fractures perpendiculaires aux plan de stratification. Cependant, il observe également que le contexte structural n'est pas le seul facteur influençant la sélection de chemins d'écoulement, mais que l'activité néotectonique conditionne le champ de contrainte régional et influence la répartition des structures ouvertes ou fermées.

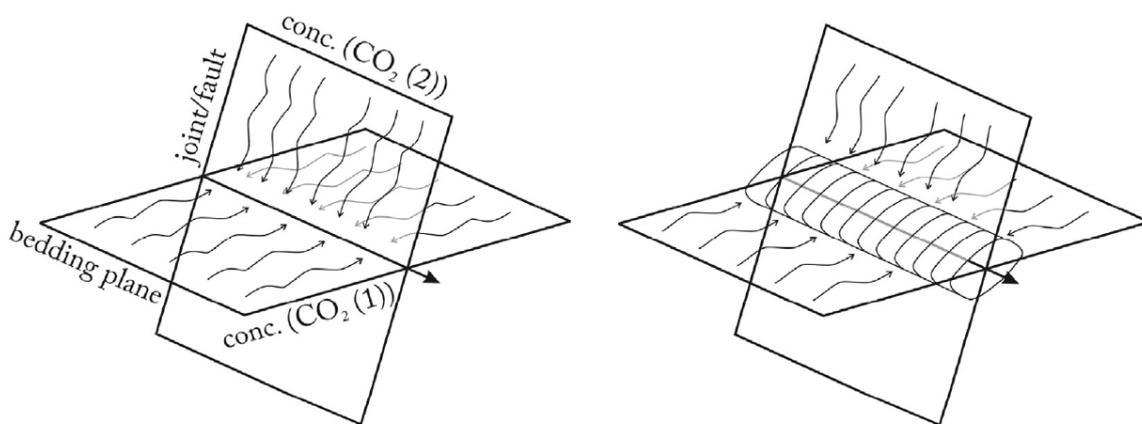


Fig. 1.15 : Développement d'un conduit karstique comme résultat du mélange d'eau de différentes concentrations en CO_2 provenant de différentes structures. Littva *et al.* (2015) modifié de Jaskolla et Volk (1986).

Plusieurs recherches montrent qu'en surface les dépressions karstiques sont guidées par les discontinuités structurales et particulièrement par les zones fortement fracturées, et que ces dépressions peuvent être en général centrées sur l'intersection de ces structures. Tirlă et Vijulie (2013) montrent que les formes karstiques de surface dans les Carpates sont largement influencées par les structures tectoniques extensives. Dans plusieurs cavités de l'ouest des Carpates, Littva *et al.* (2015) montrent qu'il existe une relation entre la direction principale des conduits karstiques et l'orientation de l'extension principale obtenue avec les données structurales. Matonti *et al.* (2015) identifie par cathodoluminescence et LPA différentes générations de ciment dans les fractures réactivées en tension et établit une corrélation entre zone d'endommagement d'une faille et la karstification dans un encaissant calcaire peu poreux. Le cœur de faille n'a en revanche pas été investigué à l'aide de cette technique, mais présente un conduit karstique bien développé.

1.3.2.2 Ouverture des discontinuités structurales

L'ouverture des fractures est un des paramètres les moins contraints de la spéléogénèse. La modélisation numérique considère les fractures comme des structures idéalisées avec des parois strictement parallèles et des valeurs fixes d'ouverture. En mesurant les particules organiques au sein de

spéléothèmes répartis sur tous les continents, Beynen *et al.* (2000) montrent que les plus petites ouvertures pour les chemins d'écoulement ne peuvent être inférieures à 0,1µm. Cependant, Ford et Williams (2007) suggèrent une ouverture minimale de 10 µm pour que le phénomène de dissolution soit effectif. La plupart des modélisations numériques de spéléogenèse prennent comme valeur 100µm. Hanna et Rajaram (1998) montrent quant à eux, à travers des approches de modélisations processus, que la croissance sélective des chemins d'écoulements se fait dans des gammes d'ouverture variables.

1.3.2.3 Le rôle conjoint des discontinuités litho-structurales

Jaskolla et Volk (1986) suggèrent que les conduits tendent à se développer à l'intersection de fractures et de plans de stratification plutôt que le long de joints de stratification ou de plans de fracturation seuls (Fig. 1.16). Selon ces auteurs, cet arrangement particulier est lié au phénomène de corrosion de mélange (Bögli, 1964) qui se produit lors de mélange d'eau avec des teneurs différentes en CO₂ (Fig. 1.16). Comme la corrosion de mélange dissout plus efficacement la roche encaissante que le phénomène de dissolution classique, la présence d'une forte densité de fracturation est certainement un des facteurs influençant fortement la présence et l'orientation de conduits karstiques sur les plans de stratification (Fig. 1.16). À une échelle plus locale, les stylolithes seraient également susceptibles d'influencer la répartition des phénomènes de dissolution (Ford et Williams, 2007).

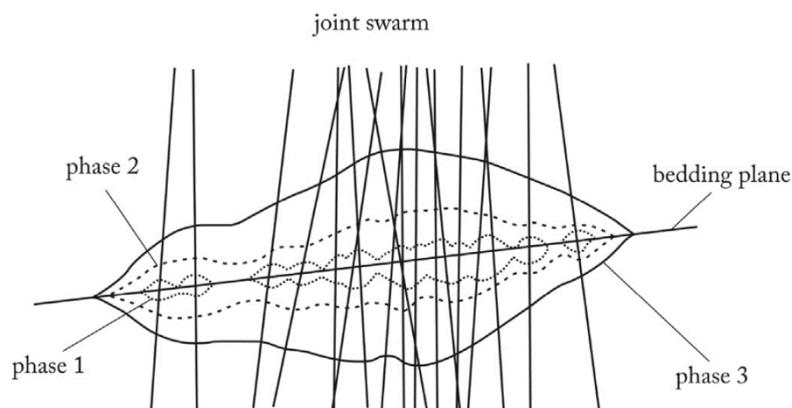


Fig. 1.16 : Représentation schématique montrant l'influence de la densité de joints tectoniques sur la formation d'un conduit karstique à l'intersection avec un plan de stratification du fait de la corrosion de mélange. Littva *et al.* (2015) modifié de Jaskolla et Volk (1986).

Ainsi, plusieurs structures tectoniques sont susceptibles d'influencer l'orientation et la répartition des phénomènes karstiques. Cependant, Sliupa et Kreivi (2012) suggèrent une répartition des phénomènes karstiques le long des structures présentant le plus fort gradient. Une sélection restrictive s'opère donc sur les discontinuités utilisées lors des phases primaires de karstification. Plusieurs auteurs (Littva *et al.*, 2015) montrent que l'analyse des topographies spéléologiques est un moyen original de déterminer l'orientation des structures utilisées par la karstification. Ces mêmes auteurs relient ces directions aux directions de contraintes minimales néotectoniques provoquant l'ouverture et l'utilisation des structures pour la karstification. Ainsi, l'analyse corrélée des caractéristiques géométriques des topographies (orientation) spéléologiques et des discontinuités structurales et lithologiques permet de déterminer quelles familles de discontinuités ont été utilisées pour la spéléogenèse (Ballesteros *et al.*, 2014). Cependant, il est facile de reconnaître l'influence de la structure géologique sur le développement des passages reconnus, mais il reste toutefois difficile de prévoir cet impact au-delà des parties observées.

1.4 Organisation des réseaux karstiques

En même temps que l'eau s'écoule au travers des discontinuités géologiques, la dissolution de la roche encaissante produit peu à peu un système de drainage organisé évoluant en un système de conduits interconnectés, les réseaux karstiques. L'organisation et la structuration des réseaux karstiques, tant dans la dimension horizontale (ex : en niveau horizontal de grottes) que verticale (en boucles ou "montagne russe") a très tôt retenu l'attention des karstologues. Ces niveaux de grottes horizontales étagés permettaient d'établir des âges relatifs pour ces niveaux, souvent décroissants sous l'influence de la baisse du niveau de base (creusement des vallées, surrection). Les études récentes (Palmer, 1991 ; Häuselmann, 2002 ; Audra, 2007 ; Klimchouk, 2009 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014) ont affiné ces modèles de distribution et d'organisation des réseaux de conduits karstiques (Fig. 1.8) en les reliant étroitement à la zonation hydrologique et au mode de recharge de l'aquifère karstique. Dans cette section, les différents facteurs d'organisation des réseaux de conduits karstiques sont détaillés pour la spéléogénèse épigène et hypogène.

1.4.1 Structure de réseaux épigènes

L'organisation et la répartition de réseaux de conduits karstiques épigènes sont principalement contrôlées par le temps, la position de l'aquifère (perché, barré, enfoui), le type de recharge (régulière ou irrégulière) et par l'évolution du niveau de base (Audra, 2001 ; Mocochain *et al.*, 2011 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014).

1.4.1.1 Influence du temps

La surrection des massifs calcaires puis le décapage des couvertures imperméables exposent l'aquifère fissuré à l'infiltration directe et à la karstification. Initialement, la surface piézométrique présente un fort gradient donnant un réseau au profil incliné (Fig. 1.17). Le conduit initial se forme en régime noyé puis s'élargit par surcreusement vadose en un système de puits-méandre et canyon. Ce conduit initial est souvent préservé en plafond sous forme de chenal de voute. Le réseau juvénile correspond à la phase initiale de la plupart des gouffres (Audra, 2007). Avec le temps, les réseaux s'enfoncent pour se stabiliser au niveau de la surface piézométrique avec le minimum de gradient vertical conduisant à la résurgence (Ford et Williams, 2007). Durant la phase d'initiation des réseaux (*Inception phase*), le mélange des eaux souterraines saturées avec l'eau agressive arrivant des points de recharge permet au phénomène de corrosion d'avoir lieu suivant une surface piézométrique inclinée (Audra et Palmer, 2013). La plupart des réseaux juvéniles se rencontrent dans des contextes de tectonique active couplés à des climats tropicaux induisant une intense dissolution (ex : Nakanaï, Papua New Guinea).

1.4.1.2 Les contrôles de la recharge : régulière vs. irrégulière

Les aquifères carbonatés karstiques se différencient des autres aquifères par leur recharge. La recharge peut être autochtone ou allochtone (Dorfliger *et al.*, 2009). Dans le premier cas, le karst est dit uniaire et la recharge s'effectue sur toute la surface de l'aquifère à l'affleurement. La recharge allochtone forme dans la plupart des cas un karst binaire et correspond à un apport d'eau de surface par ruissellement sur une zone de roches non carbonatées imperméables et s'infiltrant ensuite dans le karst. Le facteur clé de la recharge dans le contrôle de la spéléogénèse est lié au ruissellement et au mode d'infiltration, diffuse ou concentrée, indépendamment de l'origine autochtone ou allochtone de l'eau. La recharge sera donc décrite comme diffuse ou concentrée, générant un apport d'eau régulier ou irrégulier au système karstique.

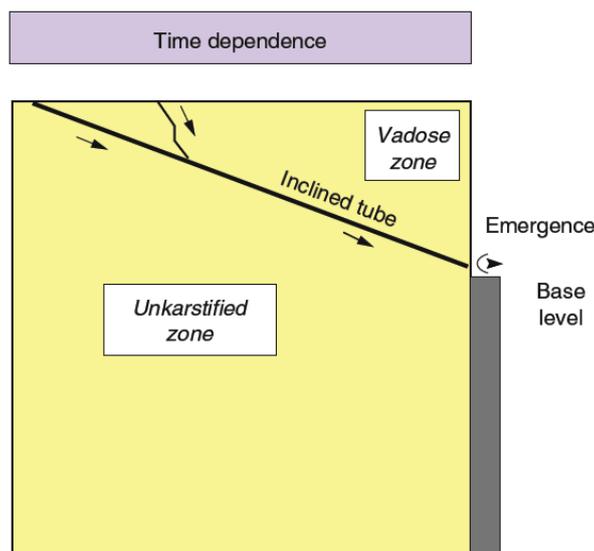


Fig. 1.17 : Organisation schématique d'un karst juvénile. Dans la phase initiale de karstification, un système de conduits se développe avec un fort gradient, correspondant au chemin de moindre résistance à l'écoulement. Audra et Palmer (2013)

Suivant le type de recharge, diffuse ou concentrée, la zone épinoyée peut être, respectivement, peu ou fortement développée, résultant en deux systèmes d'organisation (Fig. 1.18) :

- (a) Dans le cas d'une recharge irrégulière via des pertes concentrées, des dolines ou un épikarst sans couverture, le transfert rapide provoque l'engorgement des conduits karstiques qui ne peuvent pas évacuer tous les intrants. Un réseau complexe de boucles de trop plein (*looping cave*) se met en place dans la zone épiphréatique (zone de fluctuation de la surface piézométrique) suivant un schéma en tresse composé de tubes curvilinéaires suivant les plans de discontinuités (Audra et Palmer, 2013). La transition entre les morphologies vadose et phréatique montre la position du sommet de la zone épinoyée (ou épiphréatique), qui est la position la plus haute du niveau piézométrique et peut atteindre plusieurs centaines de mètres (ex : 500 m de mise en charge dans le réseau de la Luire, Vercors, France). L'altitude de cette zone décroît vers la zone de restitution. La montée de l'eau peut activer des émergences de trop plein. En phase de décrue et à l'étiage, les tubes se dénoient et l'eau circule par de petits conduits (soutirages). La hauteur des boucles dépend de l'ampleur verticale de la zone épinoyée donc de l'importance des mises en charge et de l'intensité des crues (Häuselmann *et al.*, 2003). La spéléogénèse dans la zone épiphréatique est donc caractéristique d'une zone du karst soumis à de fortes variations du niveau piézométrique dues à une recharge irrégulière (Gabrovšek *et al.*, 2014), soit d'origine climatique, soit dues à une concentration préalable dans les pertes (karst binaire). La création de vides karstiques est accentuée par une agressivité accrue de l'eau dans cette zone due aux mises en pression de l'air piégé et à l'augmentation résultante de la pression de CO₂ équilibrante de l'eau (Lismonde, 1999).
- (b) Dans le cas d'une recharge diffuse via des niveaux peu perméables sus ou sous-jacent, les intrants vont être tamponnés provoquant de faibles fluctuations dans la recharge. Le développement de la zone épinoyée sera limité. Les écoulements se situent au niveau ou juste sous le niveau piézométrique où l'écoulement sera continu. Les conduits développés s'organisent de manière faiblement anastomosée, présentent des sections tubulaires et se situent au niveau de la surface piézométrique (*water-table cave*). Des profils similaires peuvent être rencontrés en cas de réseau traversant un massif et alimentés par de vastes bassins versant imperméables. Lorsque ces grottes atteignent le stade de la maturité ou d'équilibre, la taille de leurs passages est suffisamment grande pour permettre le transfert de tous les écoulements, y compris les pics saisonniers. Ces réseaux se retrouvent dans les contextes de pertes-résurgences

souvent associés à des systèmes de poljés alignés sur le niveau de base avec des régimes de mousson (Laos, Vietnam, Chine, Thaïlande, *etc.*) (Audra et Palmer, 2013).

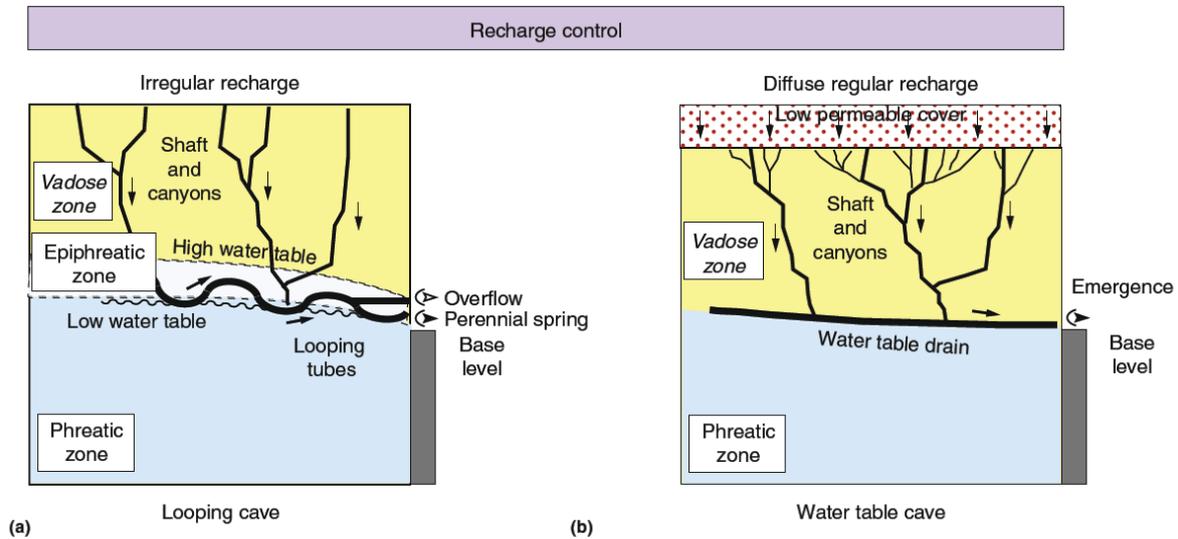


Fig. 1.18 : Influence du type de recharge sur la distribution et l'organisation des conduits karstiques. (a) Cavité épinoyée : la recharge irrégulière provoque des ennoiements de la zone épinoyée, les drains se développent dans la zone épinoyée en formant des boucles calées sur les discontinuités litho-structurales. (b) Drain de surface piézométrique (*Water-table cave*) : la recharge est régulée à travers une couverture peu perméable, la surface piézométrique reste stable et les drains se développent au niveau de cette surface. Audra et Palmer (2013).

Dans la zone phréatique, le gradient hydraulique est principalement (sub-) horizontal, et la structure de drainage relie une zone de recharge à une source. Ainsi les discontinuités parallèles à ce gradient vont être principalement exploitées, et la position relative de la zone de recharge et de restitution va être alors un élément déterminant contrôlant l'orientation et la position des conduits phréatiques (Filipponi *et al.*, 2009). L'hydrodynamique faible implique le dépôt de sédiments fins peu perméables favorisant la corrosion en plafond (Farrant et Smart, 2011). Ce phénomène de dépôts de sédiment et de corrosion est appelé paragenèse et contribue grandement à la régularisation des profils en long de cavités en comblant les parties basses des boucles, ce qui a pour effet d'aboutir à des organisations de cavités selon des drains de surface piézométrique (Audra et Palmer, 2015).

1.4.1.3 Les contrôles du niveau de base

Selon les auteurs, le niveau de base a de multiples définitions et nous considérerons ici le niveau de base tel que la position du point le plus bas de l'aquifère karstique dans le paysage. À l'intérieur du système karstique, ce niveau de base correspond à la surface théorique au toit de la zone noyée.

Plusieurs études ont montré que l'organisation interne du système de drainage karstique est étroitement liée à la position du niveau de base (Ford et Ewers, 1978 ; Audra et Palmer, 2013). Tout changement de position altimétrique du niveau de base affecte la position du niveau piézométrique et induit une réorganisation du système de drainage (Fig. 1.19). Si le niveau de base s'enfonce, de nouveaux réseaux vont se développer en relation avec l'acquisition de cette position déprimée. Les conduits noyés préalablement formés sont abandonnés, des puits d'invasion vadose et des canyons recoupent alors les structures héritées et propagent la zone vadose vers le bas. La plupart des grands réseaux mondiaux correspondent à ce contexte (Mammoth Cave, USA ; Siebenhengste, Suisse ; Clearwater Cave, Malaisie ; Dent de Crolles, France) (Audra et Palmer, 2013).

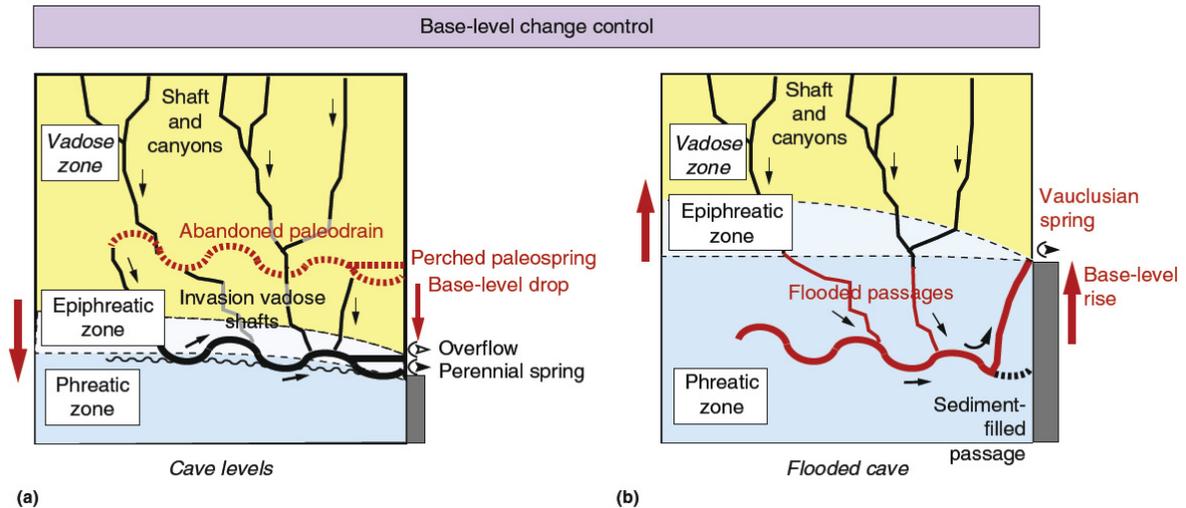


Fig. 1.19 : Influence du changement de niveau de base sur la structure des cavités. (a) La chute du niveau de base provoque l'abaissement du drainage karstique. Les anciens drains sont abandonnés et restent perchés. (b) Une remontée du niveau de base provoque un ennoïement des conduits karstiques les plus profonds. Les principaux passages profonds restent actifs et seul l'aval du système se réadapte au moyen d'un puits-cheminée aboutissant à une source vauclusienne (Audra et Palmer, 2013).

La profondeur à laquelle les réseaux se développent sous le niveau de base est sujet à débat. À partir de l'étude de 40 cavités dans des contextes géologiques différents, Worthington (2004) détermine que la profondeur des conduits sous le niveau piézométrique est fortement corrélée à la longueur du système, au pendage et au gradient hydraulique. Il montre statistiquement que la plupart de la variabilité dans la profondeur des conduits peut être expliquée par la formule :

$$D = 0,18(L \cdot \sin\theta)^{0,81}$$

Avec D la profondeur moyenne des conduits sous le niveau piézométrique, L la longueur du chemin d'écoulement (en m) et θ le pendage des couches. Des conduits entièrement noyés ont été plongés depuis leur source à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres, à la limite des techniques actuelles (résurgence Port Miou (-233m), Font Estramar (-262m), Fontaine de Vaucluse (-308m)) et ne peuvent toutefois pas être expliqués par cette relation.

La remontée du niveau de base provoque l'ennoïement des structures existantes. Certaines peuvent être colmatées par des sédiments, mais les principales structures utilisées par l'écoulement restent actives. Les systèmes ne sont pas réajustés dans leur globalité mais uniquement au niveau de leur point de sortie et peuvent former des puits-cheminées ou des sources vauclusiennes (fontaine de Vaucluse, France) (Camus, 2003 ; Audra, 2007 ; Mocochain *et al.*, 2011). Autour de la Méditerranée, la crise de salinité messinienne a provoqué un abaissement drastique du niveau de base et un enfoncement des systèmes karstiques. Il s'en suit un ennoïement des réseaux au cours de la remontée du niveau de base pliocène et une réorganisation de l'aval des drains après cette remontée du niveau de base (Mocochain *et al.*, 2006b ; Mocochain *et al.*, 2011). La plupart des grandes cavités noyées autour de la Méditerranée seraient issues de ce cycle (Audra *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2011) (Fig. 1.20).

D'autres causes possibles de remontée du niveau de base comme l'eustasie, l'aggradation fluviale, la subsidence peuvent également induire une spéléogénèse *per ascensum* (Fig. 1.21).

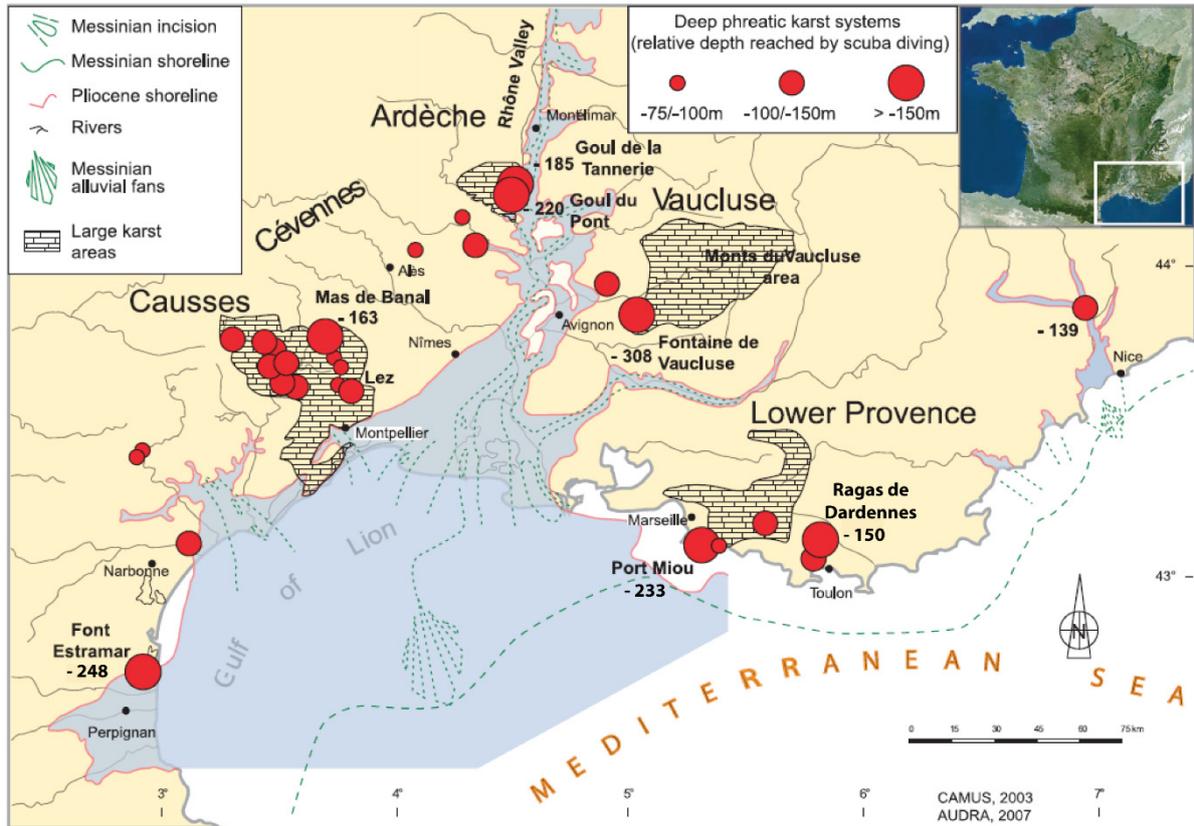


Fig. 1.20 : Système karstiques profond du pourtour méditerranéen Français. Tous les systèmes karstiques sont connectés à la méditerranée ou aux rias pliocènes (vallées ennoyées). Modifié d'après Camus (2003) et Audra (2007).

Actuellement, certaines de ces cavités sont toujours ennoyées, d'autres ont été asséchées après l'enfoncement des vallées depuis le Pléistocène. Dans les canyons partiellement exhumés, la partie inférieure des systèmes karstiques reste ennoyée et les zones de restitution correspondent à des sources vauclusiennes. Dans les canyons entièrement exhumés, les systèmes sont drainés plus en profondeur et les puits-cheminée sont maintenant fossiles (Mocochain *et al.*, 2011).

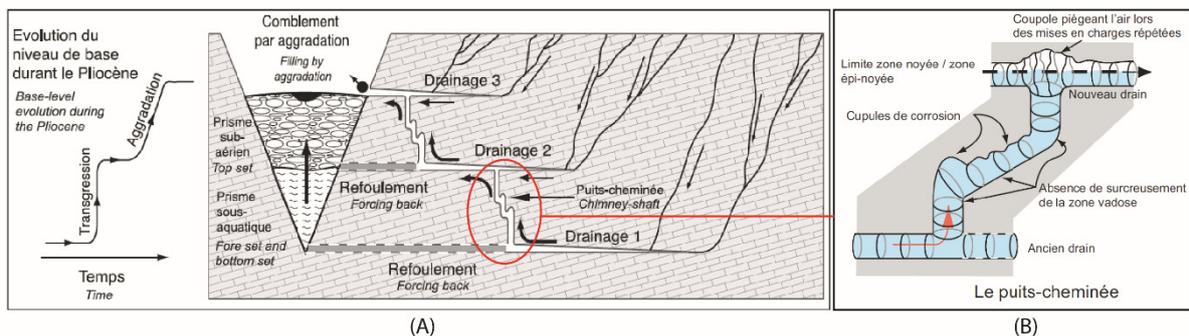


Fig. 1.21 : Modèle de spéléogénèse *per-ascensum* (PAMS). A) Évolution d'un drainage karstique en quête d'exutoire par suite de la remontée du niveau de base et aggradation fluviale. Dans cet exemple il demeure une composante héritée des drainages sous-jacents. (B) : mécanisme de creusement et morphologie d'un puits cheminée. Modifié d'après Mocochain *et al.* (2006a).

1.4.2 Structure de réseaux hypogènes

1.4.2.1 Origine et organisation des écoulements

Du fait de la diversité des processus, des morphologies et des structures hypogènes, la définition de la spéléogénèse hypogène a été fortement débattue. Les différentes définitions (Klimchouk, 2000 ; Palmer et Palmer, 2000 ; Ford et Williams, 2007) s'accordent néanmoins sur des circulations profondes remontantes, indépendantes de l'influence de la recharge de surface, et ayant acquis leur agressivité en profondeur (CO_2 , H_2S) indépendamment du CO_2 de surface ou du sol (Palmer et Palmer, 2000). Ces eaux montrent généralement des concentrations élevées en sulfures, sulfates, CO_2 , et métaux divers (Audra et Palmer, 2015). Ces fluides peuvent être de différentes origines telles que (i) des eaux connées (*connate water*) dues à l'enfouissement sédimentaire et/ou tectonique et à la compaction/déshydratation des roches, (ii) des eaux d'infiltration météorique à grande profondeur avec un temps de transit long leur permettant d'acquérir un faciès physico-chimique spécifique, ou (iii) un mélange des deux types. La spéléogénèse hypogène apparaît dans les zones de mélange mettant en contact des eaux d'origines différentes et donc de caractéristiques physico-chimique différentes. Dans ces conditions, le mélange crée des déséquilibres chimiques favorables à la dissolution, en particulier en présence de teneurs différentes en CO_2 ou H_2S . Ce type de spéléogénèse ne doit pas être confondu avec les réseaux épigènes profonds tels que fontaine de Vaucluse qui résultent d'une remontée du niveau de base (PAMS) et dont l'hydrogéologie est soumise à des variations importantes du débit en relation directe avec la recharge.

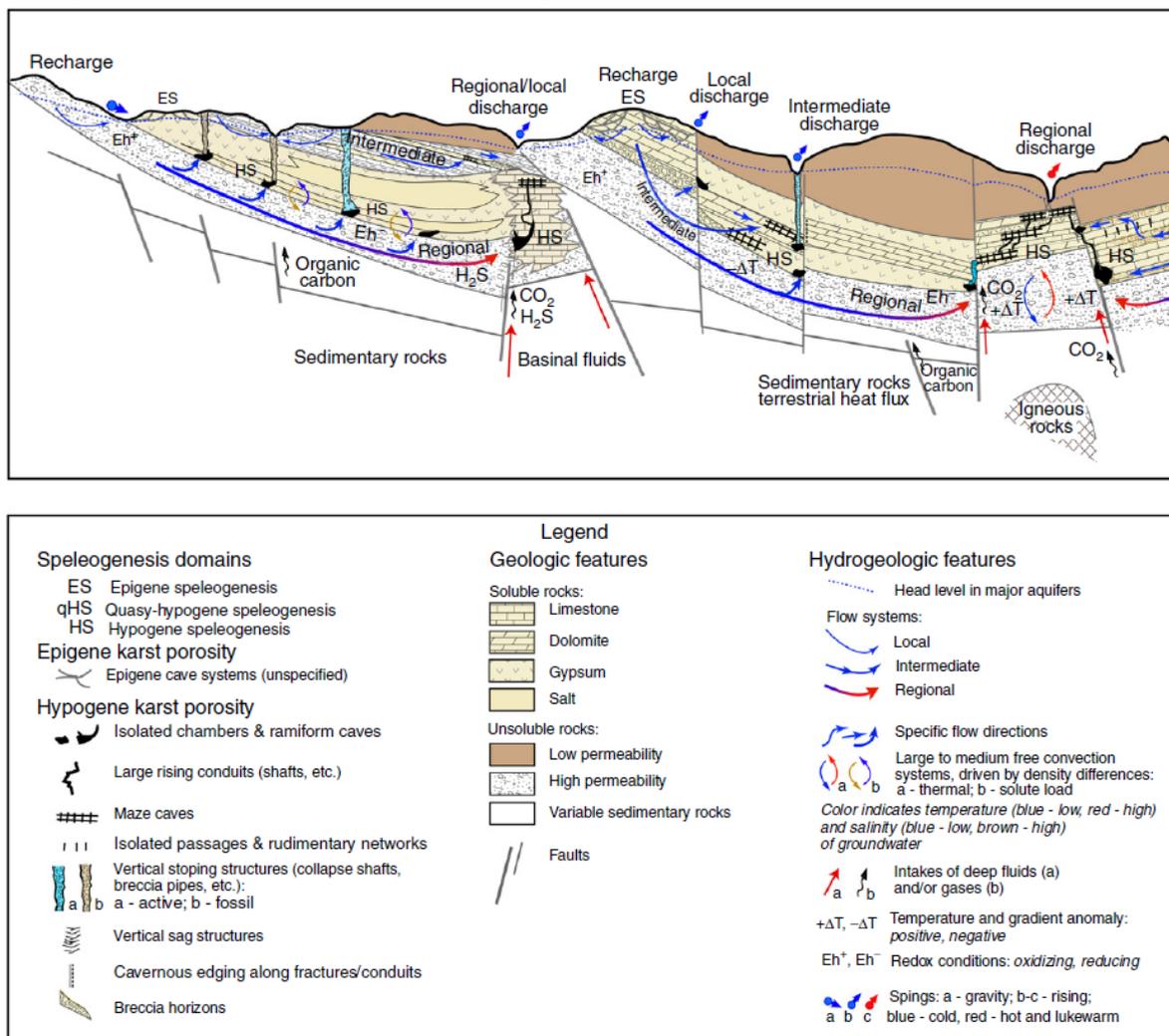


Fig. 1.22 : Schéma général de contextes spéléogénétiques hypogènes dans divers contextes géologiques de bassins affectés de déformations structurales (Klimchouk, 2013a).

Le principe de la spéléogenèse hypogène repose sur une recharge à distance sur les hauts topographiques ou en profondeur, des aquifères profonds, puis un transfert lent en profondeur et une remontée des eaux le long de failles ou de contacts majeurs pour enfin émerger dans les dépressions topographiques (Fig. 1.22). L'écoulement des eaux souterraines est régi par des gradients hydrauliques régionaux plutôt que par des gradients locaux – concept de "*Regional Gravity Flow*" théorisé par Tóth (2009) et adapté à la spéléogenèse hypogène par Klimchouk (2013b). La spéléogenèse hypogène peut intervenir dans divers contextes géologiques et hydrogéologiques comme dans de grands bassins sédimentaires, des aquifères côtiers de grandes plateformes carbonatées, des contextes de chaînes plissées et/ou chevauchantes, ou dans des zones volcaniques (Klimchouk, 2013a ; Audra et Palmer, 2015). Ce type de spéléogenèse peut également intervenir à différentes profondeurs, depuis la dizaine de mètres jusqu'à plusieurs kilomètres, et ce dans différentes lithologies. En profondeur, les écoulements s'organisent en fonction de la structure géologique, des propriétés des roches et de la position dans le bassin. En cas de systèmes confinés (captifs) un flux latéral sera dominant dans les formations les plus perméables alors qu'un flux vertical le long de discontinuités sera prépondérant dans les formations les moins perméables (Klimchouk, 2013a ; Audra et Palmer, 2015). Les hauts structuraux de formations perméables seront également une zone préférentielle d'écoulement. Dans les bassins sédimentaires, les flux vont s'organiser en fonction de la zonation de celui-ci. Dans les zones externes ou marginales, des boucles de convections vont se créer donnant une restitution des eaux dans ces zones marginales. Dans les zones internes, un flux vertical sera prépondérant.

1.4.2.2 Organisation de réseaux de conduits hypogènes

L'organisation des réseaux de conduits hypogènes dépend de l'interaction complexe entre la configuration structurale de l'encaissant, les conditions hydrauliques et les conditions géologiques variant au cours de l'évolution géologique. Contrairement aux circulations épigènes où les écoulements turbulents accélèrent la dissolution et mettent en place le processus de compétition entre les proto-drains aboutissant à une structure hiérarchisée, dans le cas de remontées hypogènes, le débit reste limité par la conductivité hydraulique non-évolutive du réservoir sus-jacent (Klimchouk, 2009). Ainsi, les organisations de types arborescentes qui sont les plus courantes dans la spéléogenèse épigène, ne se forment pas dans le cas de spéléogenèse hypogène. Ici, les discontinuités les plus favorables s'élargissent au même rythme, donnant des réseaux labyrinthiques sans hiérarchisation. Les cavités hypogènes peuvent présenter une grande diversité d'organisation (Fig. 1.23). Les mêmes organisations ont été retrouvées dans différentes lithologies (Klimchouk, 2009). Chacun des types de réseaux hypogènes est déterminé par la dynamique de processus spéléogénétiques particuliers leur conférant une morphologie d'ensemble caractéristique. Plusieurs classifications d'organisation des réseaux hypogènes ont été proposées par les différents auteurs (Palmer, 1991 ; Palmer et Palmer, 2000 ; Audra, 2007 ; Ford et Williams, 2007 ; Klimchouk, 2007 ; Palmer, 2007 ; Klimchouk, 2009 ; Audra *et al.*, 2010 ; Audra *et al.*, 2015a). Ces organisations sont uniquement rapidement décrites dans les sections suivantes.

- *Géodes isolées*

Dans la zone noyée profonde, des géodes isolées peuvent se développer à la faveur de mélange de flux convergent impliquant une corrosion de mélange. Ces vides ne sont pas interconnectés par des conduits de taille importantes et apparaissent uniquement lors de recoupement par des réseaux plus récents ou lors de travaux ou creusement de puits. Les vides sont souvent tapissés de scalénoèdres de calcite associés à de la silice ou d'autres minéraux. Les températures de cristallisation sont systématiquement élevées dues à des genèses à grande profondeur (*Deep hydrothermal karst* (Dublyansky et Dublyansky, 1997)). Beaucoup de ces gîtes ont été exploités par l'industrie minière pour leurs minéralisations sulfurées et correspondent aux gisements *Mississippi Valley Type* (MVT).

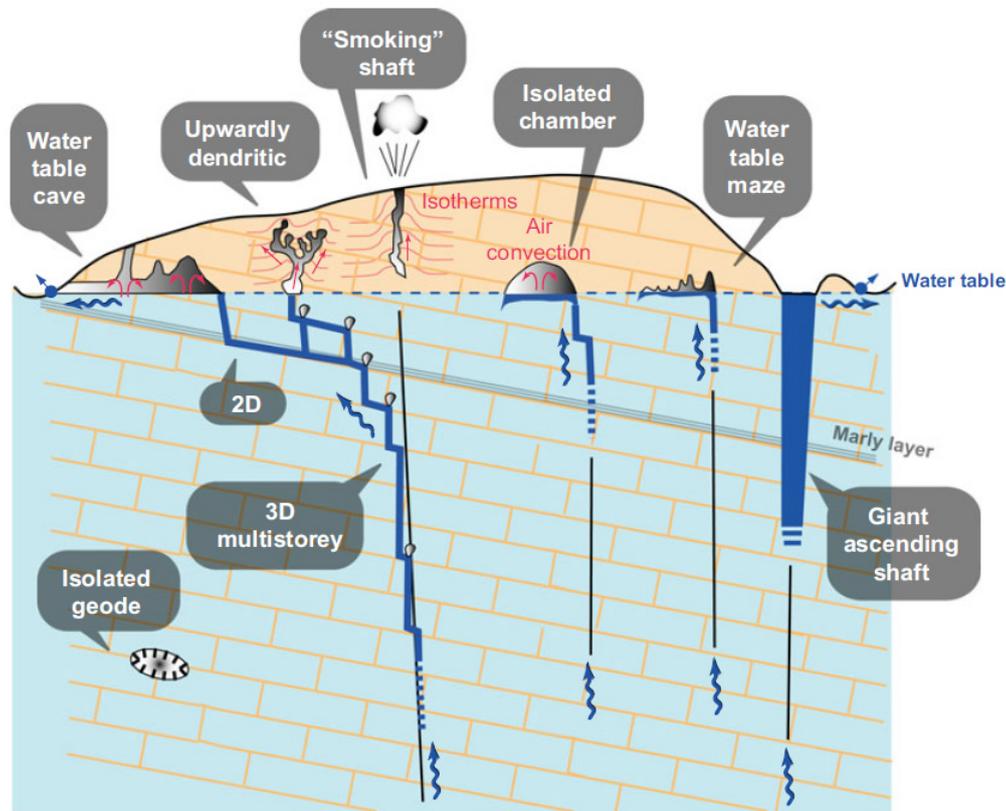


Fig. 1.23 : Schéma conceptuel des différents types de cavités hypogènes (Audra, 2017)

- *Les réseaux en zone noyée*

En remontant, les fluides refroidissent, dégagent et se mélangent avec les eaux météoriques provoquant le phénomène de corrosion par mélange et l'oxydation de l' H_2S . Ces processus se combinent et aboutissent à une corrosion croissante vers le haut de la zone noyée depuis des profondeurs de l'ordre de la dizaine à la centaine de mètres. Il s'agit du karst hypogène de transition – *transitional karst* (Dublyansky et Dublyansky, 1997). Trois structures de réseaux peuvent être identifiées :

- Les réseaux 3D ont une prédominance au développement vertical ou horizontal selon les contraintes litho-structurales. Le profil d'ensemble s'apparente à un "escalier" avec une cheminée principale et un labyrinthe en 3 dimensions organisé suivant les discontinuités secondaires. Ce type de réseau est entièrement formé en zone noyée, en dessous de la surface piézométrique (ex : grotte de Pigette, grotte de l'Adaouste). Des cheminées aveugles peuvent être présentes dues au piégeage et dégazage des eaux chaudes piégées dans les points hauts.
- Les réseaux 2D, qui se développent principalement dans un plan, sont liés à la présence d'un banc de plus forte perméabilité ou à un toit imperméable le long duquel remonte l'écoulement. Ils sont un sous-type des labyrinthes 3D, au moins localement (ex : grotte de Saint Sébastien, cf. chap. 4).
- Les puits noyés géants sont localisés sur des discontinuités structurales majeures d'où remontent de l'eau thermique ainsi que du dioxyde de carbone et des sulfures. Ce sont les cavités noyées les plus profondes au monde. Ces grands vides noyés sont généralement constitués d'un conduit vertical de section longue et étroite.

- *Les réseaux au toit de la zone noyée*

Au toit de la zone noyée, les processus en milieu aérien s'additionnent aux processus en milieu aqueux. Le dégazage et l'oxydation des sulfures combinés à la condensation, permet une corrosion des parois en milieu aérien appelé phénomène de *condensation-corrosion*. Trois types de cavités peuvent être différenciés dans cette catégorie (Audra, 2007) :

- Les grotte-salles isolées (*Isolated Chamber*) composées essentiellement d'un vide de grande taille sans ramification prolongée. Ces vides se forment en milieu noyé par mélange d'eaux météoriques et hypogènes et par dégazage carbonique et sulfurique (ex : grotte des Champignons). Les convections thermales en atmosphère chargée en dioxyde de carbone favorisent la condensation-corrosion qui aboutit à des morphologies en demi-sphère.
- Les cavités "atmosphériques" remontantes arborescentes dont le développement est essentiellement attribué à des phénomènes de condensation-corrosion. Ce type de cavités nécessite des convections d'air produites par la présence d'une nappe thermique. L'atmosphère est saturée en gaz agressif par le dégazage des remontées profondes. Ces cavités se développent généralement à partir d'une salle basale, par des branches remontantes et divergentes, terminées par des sphères aveugles. Les conduits sont constitués d'une succession de sphères raccordées par des passages étroits donnant un aspect "en chapelet". Leur extension est réduite à généralement quelques dizaines de mètres.
- Les réseaux 2D épinoyés peuvent se développer soit a) sans organisation notable vers un point d'émergence (*Water Table Maze*) soit b) organisés de manière longiligne selon un axe principal allant d'un exutoire et évoluant par érosion régressive (*Lanky water table springs*). Dans le premier cas, les remontées hypogènes ponctuelles se mélangent aux eaux météoriques à proximité de la surface piézométrique. Les écoulements se diffusent de manière centrifuge autour du point de remontée et les réseaux se présentent selon un amas de conduits horizontaux sans hiérarchie notable. Dans le deuxième cas, les émergences de surfaces piézométriques sont des exutoires aux conduits horizontaux situés au niveau de la surface piézométrique. Le ou les conduits principaux sont environnés de labyrinthes de conduits secondaires. Les cavités de ce type se développent essentiellement en milieu aérien sous l'effet de condensation-corrosion sulfurique ou carbonique. La corrosion s'exerce préférentiellement à l'emplacement d'un vide existant où l'oxydation des sulfures est forte au contact de l'atmosphère. Le vide progresse alors de manière régressive vers l'amont. Les conduits capturent successivement les alimentations profondes. La terminaison amont de ces cavités peut être brutale, marquant le point extrême atteint par la corrosion sulfurique.

1.4.3 Structure de réseaux fantômés

La première étape de karstification par fantômisation consiste en la dissolution chimique et l'élimination, par transport en solution ou diffusion, des cristaux les plus solubles d'une roche hétérogène (cristaux de calcite dans les calcaires hétérogènes, ou cristaux micritiques dans les calcaires purs composés de micrite et sparite). Les produits de l'altération, l'altérite ou le fantôme, demeurent en place. Ce fantôme, fortement poreux et non cohésif, présente une texture semblable à la roche initiale en conservant parfois les plans de stratification et les fossiles (Vergari et Quinif, 1997 ; Quinif et Bruxelles, 2011 ; Dubois *et al.*, 2014). Ce type de karstification peut se développer à grande profondeur en-dessous du niveau de base à condition que les flux de matière puissent maintenir l'agressivité des fluides et transporter les matières en solution (Audra et Palmer, 2015). La deuxième étape du processus correspond à l'érosion mécanique des particules non dissoutes du fantôme. Cette étape nécessite une énergie hydrodynamique élevée, c'est-à-dire une chute du niveau de base relatif consécutive à un soulèvement ou une incision des vallées. Durant cette phase, les conduits fantômés sont révélés par érosion mécanique et transport des grains fins résiduels. L'organisation révélée lors de cette phase reflète généralement l'héritage structural et stratigraphique de l'encaissant, où la majorité des discontinuités les plus favorables à la karstification ont été utilisées (Fig. 1.24). Cette organisation aboutit à un maillage labyrinthique. Cependant, du fait de la seconde phase par érosion mécanique due à des circulations épigènes sélectives, l'organisation révélée peut correspondre à un système arborescent. En effet, les écoulements gravitaires peuvent uniquement sélectionner certaines directions de fantômes

correspondant aux orientations d'écoulements suivant la ligne de plus grande pente. Le fantôme de roche est alors susceptible de persister dans les zones à l'abri de l'écoulement turbulent (Fig. 1.14). L'évidement des parties fantômées peut se réaliser en quelques mois et permettre la formation de cavités pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, comme cela a été observé dans des carrières en cours d'exploitation (Bruxelles *et al.*, 2009 ; Quinif *et al.*, 2014).

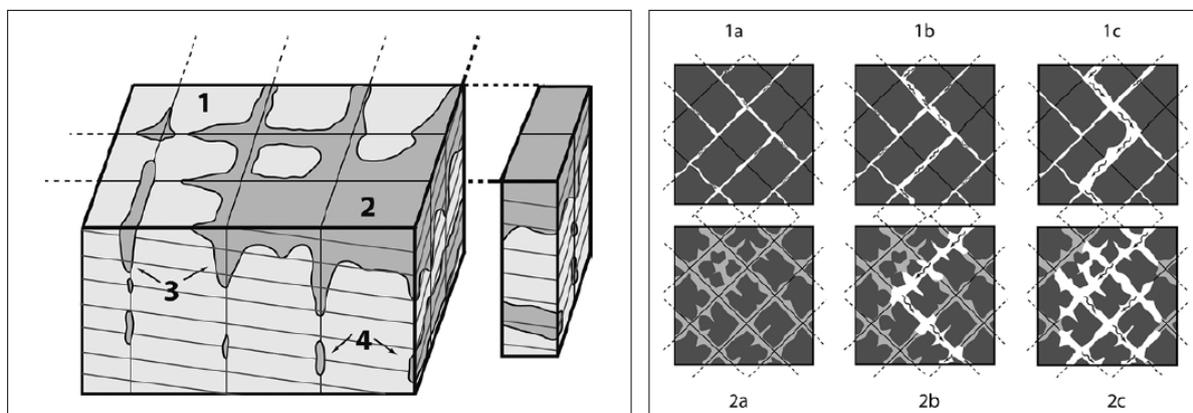


Fig. 1.24 : Différents types de fantômes de roches et évolution de réseaux fantômés. À gauche: différents types de fantômes de roche. La roche non altérée (1) est recoupée par de nombreuses discontinuités (joints et plans de stratification), qui sont en partie utilisées par la fantômisation. Le fantôme peut se présenter comme des masses altérées (2), comme des poches et des couloirs (3), et comme des pseudo-endokarst entourés de roche saine (4). En haut à droite (1a, b, c): évolution karstique "normale" par dissolution et élimination complète du matériel dissous. En bas à droite (2a, b, c): karstification par fantômisation. Lors d'un faible gradient, le faible écoulement produit la matrice résiduelle (altérite) mais ne peut pas l'exporter (a). Après une chute de niveau de base et un fort gradient hydraulique, un écoulement turbulent apparaît et exporte les particules fines par érosion régressive (b). Graduellement, le maillage de la fracturation est révélé et un labyrinthe apparaît à la place du fantôme initial (c). Les parties les plus éloignées du flux turbulent restent colmatées de fantômes (Bruxelles *et al.*, 2009).

Dans tous les cas, la présence d'altérite meuble au sein d'un massif rocheux introduit des discontinuités importantes qui seront préférentiellement exploitées par l'érosion mécanique. Ainsi, en surface, le déblaiement des couloirs altérés exhume les parties plus saines et peut aboutir à la formation de méga-lapiaz. Lorsque les circulations sont souterraines, le soutirage induit par ces circulations peut provoquer la vidange de fractures altérées qui rejoignent la surface et forment de nombreux soutirages et avens. De la même manière que le développement des systèmes de drainage karstique, le creusement des vallées est susceptible de bénéficier largement de ce phénomène (Camus et Bruxelles, 2013). Certaines émergences karstiques peuvent étendre leur bassin d'alimentation vers l'intérieur des plateaux en évidant et en exportant les parties altérées (Bruxelles *et al.*, 2007 ; Camus et Bruxelles, 2013).

1.5 Proposition de classification synthétique de l'organisation des réseaux karstiques

Les systèmes karstiques constituent un système d'altération et de transfert de masse dans les roches solubles où la structure de perméabilité est dominée par la présence de conduits dissous. Ces conduits sont organisés pour faciliter le transfert et la circulation des fluides dans la direction du gradient alors que la structure de perméabilité évolue en réponse à la dissolution par le fluide (Huntoon, 1995). La rétroaction positive entre les taux de dissolution et les débits aboutit à la formation de cavités, pouvant parfois être assez grandes pour être humainement explorables (Ford et Williams, 2007). Les systèmes karstiques peuvent être abordés sous deux aspects : leur comportement hydrogéologique et leur organisation géomorphologique. D'un point de vue hydrogéologique, les réseaux de conduits auto-organisés, produits par des processus de dissolution, aboutissent à des zones à haute perméabilité où l'eau souterraine circule de manière préférentielle, conduisant à une réponse rapide aux sources

(Worthington et Ford, 2009). D'un point de vue géomorphologique, le type de flux détermine la répartition de la zonation karstique (c'est-à-dire les zones vadose, épinoyée et noyée), ainsi que les profils des chemins d'écoulements et la distribution des faciès karstiques (Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014). La zonation karstique est contrôlée par des paramètres passifs (lithologiques et tectoniques) et par des conditions aux limites (type de recharge, gradient topographique, position du niveau de la base, *etc.*). Les facteurs, tels que la géologie, la géomorphologie et le climat, exercent leur influence sur l'écoulement souterrain seulement via le champ des paramètres hydrauliques (Király, 2003). Les études antérieures (Palmer, 1991 ; Häuselmann, 2002 ; Audra, 2007 ; Klimchouk, 2009 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014) montrent que les motifs karstiques ne sont pas aléatoirement distribués mais dépendent de la zonation spatiale du karst et du mode de spéléogénèse (épigène, hypogène, fantômisation). La classification géomorphologique de motifs (ou faciès) karstiques a été proposée pour la première fois par Palmer (1991) en analysant plusieurs centaines de cavités. La typologie des réseaux décrits dans les parties précédentes établit un lien entre les processus de spéléogénèse épigène et hypogène, les contraintes litho-structurales et l'évolution géomorphologique afin d'expliquer les structures géométriques et morphologiques des réseaux et des conduits. Ainsi, même si il reste aujourd'hui difficile de prédire quelles sont les discontinuités qui vont être utilisées préférentiellement pour l'établissement d'un réseau karstique, la classification géomorphologique de motifs karstiques permet de comparer des systèmes karstiques sur la base d'observations reproductibles, c'est-à-dire en utilisant des critères de reconnaissance systématiquement rencontrés dans les karsts explorables par l'homme.

Dans cette synthèse nous simplifierons cette typologie à quatre structures de réseaux karstiques types, données pour être les plus représentatives et les plus répandues. Ainsi, une classification des motifs karstiques est proposée en utilisant trois faciès principaux proposés par Palmer (1991), et un quatrième est ici défini afin de rendre compte de l'organisation des drains de surface piézométriques (*Water Table Cave*) (Ford, 1971 ; Gabrovšek *et al.*, 2014). Pour chaque motif, les processus spéléogénétiques associés sont discutés. Les motifs karstiques considérés sont les suivants :

- *Vadose Branchwork* (VB) : les motifs arborescent (*branchwork*) (vue en plan, Fig. 1.25) sont formés dans la zone vadose (vue en coupe, Fig. 1.25) par des points localisés de recharge. La zone vadose est globalement caractérisée par des écoulements gravitaires et un enfoncement progressif des structures. On ne retrouve presque uniquement que des puits verticaux ou inclinés et des canyons sinueux. Ces canyons méandriiformes sont associés à un phénomène de surcreusement depuis un niveau supérieur formé en régime phréatique (le long de discontinuités). La tendance à l'enfoncement peut être localement interrompue par des structures géologiques causant des conditions phréatiques perchées (ex : niveau imperméable ou peu soluble) (Audra et Palmer, 2013). Dans cette zone, les passages montrent une tendance continue à l'enfoncement le long des chemins disponibles les plus directs dans l'encaissant. Les passages vadoses les plus effectifs sont ceux le long de discontinuités verticales favorables. Là où les discontinuités verticales sont inexistantes ou ne sont pas favorables, les canyons ou méandres drainent les flux entrants. Les méandres sont en général hauts, sinueux et étroits. Ils résultent en une organisation en "*branchwork*", consistant en des passages qui convergent vers l'aval comme affluents. En général, chaque source majeure de recharge, comme les dolines ou les pertes, contribue uniquement à l'établissement d'un seul conduit, même si plusieurs sources peuvent contribuer à former un seul passage. Une fois que les passages ont convergé, il y a peu de chance pour qu'ils divergent. Les chemins alternatifs sont rares, hormis là où l'écoulement abandonne son passage originel pour un chemin plus efficace et rejoint un chemin préalablement formé plus en aval (Audra et Palmer, 2013). À la transition vadose-phréatique, plusieurs changements morphologiques se produisent dans les passages karstiques (Palmer, 1972) : 1) la tendance à l'enfoncement (puits et canyons) évolue vers des passages tubulaires subhorizontaux, 2) le gradient général diminue autour de 1 m/km et des boucles verticales peuvent se former, 3) la tendance pour les passages vadose à suivre le chemin le plus abrupt

disponible donne lieu à une tendance qui n'a pas forcément de relation claire avec le pendage des discontinuités (Palmer, 1972).

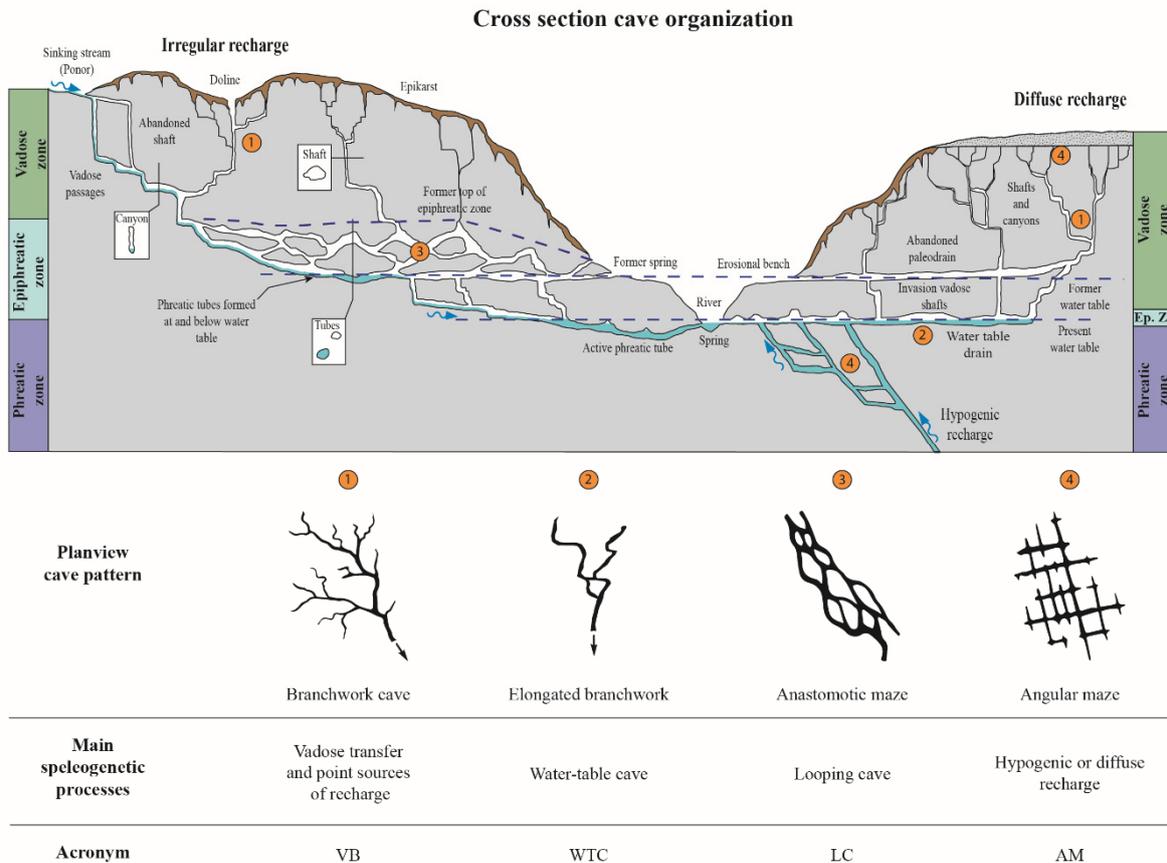


Fig. 1.25 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés. La recharge peut être épigène, avec une infiltration diffuse ou concentrée, ou hypogène. (1) La zone vadose (zone non saturée au-dessus de la surface piézométrique) se caractérise par des motifs arborescents avec des ramifications semblables à des arbres. Les chenaux et les canyons, aux écoulements gravitaires, convergent comme affluents. Au niveau de la surface piézométrique, les eaux souterraines suivent un gradient relativement faible pour rejoindre les sources situées dans les vallées environnantes. (2) Dans le cas d'une recharge diffuse et d'un niveau de base stable, des drains de surface piézométrique sont formés au niveau ou juste en dessous de la surface piézométrique. Étant donné que les flux sont déjà hiérarchisés, les passages présentent des motifs arborescents allongés composés de tronçons phréatiques tubulaires comprenant peu de boucles. (3) En cas de recharge irrégulière, en particulier pour des cavités alimentées par écoulements rapides, les passages noyés peuvent être incapables de transmettre tous les intrants et des chemins alternatifs de crue se mettent en place en formant un système complexe de boucles dans la zone épinoyée (zone de fluctuation de la surface piézométrique), donnant ainsi lieu à une configuration en labyrinthe anastomosé. Lorsque le niveau de base chute et que la vallée périphérique est incisée, les passages noyés tendent à être drainés par des soutirages. L'ancienne zone épiphréatique est susceptible d'être encore active en raison du développement de conduits karstiques juvéniles. (4) Les labyrinthes angulaires sont formés au sein de roches fortement fracturées, soit par infiltration diffuse dans une couverture peu perméable, soit par des alimentations hypogènes, soit localement par des mises en charge. Jouvès *et al.* (2017) modifié d'après Palmer (1991) et Audra et Palmer (2013).

- *Water Table Cave* (WTC) : les motifs arborescents allongés sont définis dans cette étude pour prendre en compte le caractère singulier des drains de surface piézométrique (WTC). En effet, lorsqu'un karst est recouvert d'une couverture semi-perméable épaisse qui agit comme un filtre, il y a peu de fluctuation dans la recharge. L'infiltration régulée induit un transfert assez uniforme. Les mises en charge sont faibles et la zone épinoyée de développement très limitée. Les drains principaux se concentrent au niveau de la surface piézométrique, qui peut être éventuellement perchée par des contraintes litho-structurales. Ces faciès karstiques montrent des passages à faible gradient. Lorsque ces cavités atteignent la phase mature, la taille des conduits est suffisamment grande pour permettre le transfert de tous les niveaux d'écoulement, indépendamment du mode de recharge (diffuse ou concentrée). L'évolution

ultime permet même de laisser passer les pics saisonniers ; de telles grottes sont fréquentes dans les contextes de mousson tels qu'en Asie du sud-est (Laos, Vietnam, Chine, Thaïlande, Philippines), mais ces stades d'équilibres sont en général rarement atteints (Audra et Palmer, 2013).

- *Looping Cave (LC)* : les motifs en labyrinthe anastomosés sont généralement formés le long des plans de stratifications ou de fractures par les eaux de crue dans la zone épinoyée. Dans le cas le plus courant, une cavité présente toujours une zone épinoyée. Dans le cas d'une recharge diffuse et régulée par une couverture faiblement transmissive, cette zone est limitée, allant de quelques centimètres à quelques mètres. Dans le cas de cavités alimentées par des écoulements rapides, la recharge irrégulière peut permettre la formation d'une zone épinoyée beaucoup plus développée, pouvant atteindre des centaines de mètres (ex. Bärenschacht system, Switzerland (Häuselmann *et al.*, 2003)). Les passages anastomosés sont composés de tubes curvilinéaires se recoupant en motifs tressés présentant des boucles fermées. Les boucles présentent le plus souvent une pente faible en amont et forte en aval, résultant en un seuil dissymétrique. Le développement de tels motifs a récemment été réinterprété pour être généralement épinoyé et se former dans la zone épinoyée où les débits sont irréguliers (Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014). L'alimentation est généralement assurée par des pertes de cours d'eau de surface ou des infiltrations rapides sur des surfaces karstiques nues, provoquant des transferts rapides et des crues périodiques.

- Les labyrinthes angulaires (AM) : ces motifs peuvent être le résultat d'une infiltration progressive à travers des strates insolubles sus-jacentes ou sous-jacentes, ou une alimentation hypogène, ou encore des mises en charges modérées. Ce type d'organisation est également rencontré dans le cas d'une spéléogénèse par fantômisation. Les cavités en labyrinthes angulaires consistent en un maillage de conduits s'interceptant et développés sur le réseau de discontinuités de la roche encaissante. Les réseaux angulaires actuellement connus formés via des processus hypogènes sont peu nombreux, mais ceux-ci incluent les plus grands exemples.

1.6 Conclusion

Un double contrôle, statique et dynamique, conditionne la structuration, l'occurrence et l'organisation des réseaux de conduits karstiques au sein des massifs carbonatés. L'héritage lithologique, stratigraphique et structural de l'encaissant (paramètres statiques) exerce son contrôle par la présence de structures plus favorables à la spéléogénèse (failles, fractures, horizons d'inceptions). Ce contrôle se manifeste à plusieurs échelles, depuis l'échelle de la lame mince (porosité, stylolithes, micro-fractures) jusqu'à l'échelle du massif et du réservoir (architecture stratigraphique, failles et chevauchement régionaux). Les contrôles hydrodynamiques s'exercent principalement au niveau du mode de spéléogénèse (épigène, hypogène, fantômisation) ainsi qu'au niveau de la zonation hydrodynamique du karst (zone vadose, épinoyé, noyée). Dans la spéléogénèse épigène, l'organisation des réseaux karstiques est fortement corrélée à la position du niveau de base. Toute fluctuation de ce niveau, absolue ou relative, entraînera la réadaptation des systèmes, soit par un abaissement des drains karstiques, soit par une spéléogénèse *per-ascensum* (PAMS) reliant le karst noyé à une nouvelle zone de restitution. Le mode de recharge conditionnera également l'organisation des réseaux. Une recharge irrégulière aura pour effet de provoquer de fortes mises en charge et une variation importante du niveau piézométrique à l'intérieur du massif. Un réseau complexe de boucles de conduits va alors se former dans la zone épinoyée selon une organisation anastomosée, le sommet des boucles indiquant la transition entre la zone vadose et noyée. Dans le cas d'une recharge régulière provoquée par la présence d'une couverture semi-perméable tamponnant le débit, les drains de surface piézométrique vont s'établir au niveau de cette surface par régularisation du profil. La karstification par fantômisation est un concept récent dont les témoignages deviennent de plus en plus nombreux. Ce processus peut être d'origine soit épigène, soit hypogène. Ce

processus est à l'origine d'organisations de réseaux maillés labyrinthiques révélés par l'érosion mécanique en surface ou en subsurface. La spéléogenèse hypogène implique un grand nombre de processus depuis des karsts sulfuriques (SAS) et/ou carboniques, de l'hydrothermalisme, de la spéléogenèse par des phénomènes de condensation-corrosion au niveau de la surface piézométrique, ou encore des corrosions de mélange en profondeur. Ces différents processus résultent en des organisations diverses. Les organisations en réseaux labyrinthiques angulaires 3D sont prépondérantes et se forment dans la zone noyée.

Les différents processus présentés dans cette partie induisent la formation et l'établissement de morphologies et d'organisation de réseaux aux caractères singuliers. Cependant, la plupart des cavités apparaissent pour avoir une histoire longue et polyphasée. La modification des conditions aux limites (statiques ou dynamiques) entraîne une réadaptation du système dynamique que sont les réseaux karstiques. Ainsi, plusieurs organisations résultant de différents processus peuvent être interconnectés dans un même massif, un même réseau, voire une même cavité. Deux problèmes se posent alors : (i) celui d'identifier les différentes phases de spéléogenèse au sein d'un massif, de déterminer leur chronologie et leur impact en termes de structuration des chemins d'écoulements, et (ii) de caractériser de manière quantitative l'organisation de ces réseaux afin d'identifier s'il existe des différences significatives dans leur organisation spatiale. Les chapitres suivants (chapitres 2 et 3) tentent d'apporter des éléments de réponse à ces deux questions.

Chapitre 2 : Analyse de la structuration karstique d'un massif carbonaté : l'exemple du réservoir karstique de Dardennes-Siou-Blanc

Résumé

L'étude des morphologies endo- et exokarstiques, des formations superficielles, et des dépôts corrélatifs piégés dans les cavités karstiques permet de reconstituer les événements majeurs de l'évolution géologique et géomorphologique de massifs karstiques ainsi que de reconstituer les phases successives de structuration karstique. Par l'observation des différents indicateurs karstiques, l'identification des processus, la cartographie et la corrélation génétique et géométrique des formes et formations, le diagnostic karstologique permet de définir une zonation des processus de karstification. Il en découle un modèle conceptuel de l'organisation des réseaux de drainage endokarstiques successifs et l'établissement d'une cartographie des modalités d'infiltration considérant l'évolution morphogénique du massif étudié. La première partie de ce chapitre dresse un état des lieux des critères de diagnostic permettant d'appréhender le fonctionnement, la structuration et l'évolution des réseaux karstiques. Les différents éléments d'observation sont décrits ainsi que leurs significations karstogénétiques. Dans la deuxième partie de ce chapitre, la méthodologie est appliquée au cas d'étude du réservoir karstique du massif de Siou-Blanc dans le cadre du projet Dardennes et dans un but principal de déterminer de manière pragmatique les différents stades d'évolution des systèmes karstiques successifs et d'établir une stratégie de modélisation des différentes structures karstiques. Le diagnostic karstologique a permis de reconsidérer les processus à l'origine de la structuration actuelle du karst de Siou-Blanc, d'établir un nouveau schéma d'évolution des niveaux de bases et d'appréhender leur impact sur l'organisation des réseaux karstiques. Ce diagnostic karstologique ouvre la voie à l'amélioration de la connaissance des ressources et de la vulnérabilité, et donne un cadre explicatif pour l'interprétation du fonctionnement hydrogéologique du karst en termes de modèle conceptuel. Il ouvre en outre la voie à l'introduction de connaissances géologiques, hydrogéologiques et karstologiques afin d'optimiser la stratégie de modélisation des réseaux karstiques du réservoir de Siou-Blanc.

2.1 Introduction

La caractérisation des hétérogénéités du sous-sol est une des préoccupations principales des études visant à qualifier et quantifier les propriétés d'un réservoir géologique. Dans le cas de réservoirs karstiques, cette hétérogénéité est principalement due à la présence d'un réseau de conduits hiérarchisés, connectant une zone de recharge à une zone de restitution. La présence d'un tel réseau de conduits fortement perméables dans un encaissant calcaire poreux et fracturé, provoque une séparation entre les zones d'écoulement et les zones de stockage des fluides (Kiraly, 1975). Or ces réservoirs karstiques constituent d'importants enjeux, tant dans le domaine de la ressource en eau, que des ressources en hydrocarbures ou en minerais, mais également en ingénierie et génie civil. La caractérisation des hétérogénéités du sous-sol, notamment les discontinuités karstiques, contribue à qualifier voire quantifier les ressources et les risques associés à ce type de structures. Afin de déterminer et de prédire l'organisation et le fonctionnement des structures karstiques actuellement observées, il est nécessaire de déterminer les conditions de genèse et d'évolution de ces structures hétérogènes et anisotropes.

L'étude de la karstification d'un massif nécessite l'utilisation de différentes disciplines telles que la géologie, l'hydrogéologie, la géomorphologie, la minéralogie, la spéléologie, *etc.* (Häuselmann, 2002 ; Piccini *et al.*, 2008 ; Ballesteros *et al.*, 2015). Le croisement de ces données au travers de la karstologie, a pour but de déterminer les différentes phases de structuration karstique d'un massif afin de répondre à des questions fondamentales et/ou appliquées, telle que la gestion de la ressource en eau et sa protection. Cette approche inclut la collecte et l'analyse de données qui sont souvent de nature et de résolution différentes : (i) des données hydrogéologiques renseignant sur le fonctionnement global de l'aquifère (Fleury *et al.*, 2007 ; Hartmann *et al.*, 2014 ; Baudement *et al.*, 2017), (ii) des données géologiques et litho-structurales du massif étudié (Filipponi *et al.*, 2009 ; Fournillon, 2012 ; Ballesteros *et al.*, 2014 ; Szczygieł, 2015), et (iii) des données karstologiques caractérisant les conditions de genèse, la géométrie et la connectivité des réseaux karstiques observés (Audra *et al.*, 2002b ; Häuselmann, 2002 ; Audra, 2007 ; Jeannin *et al.*, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2011 ; Sauro *et al.*, 2013 ; Ballesteros *et al.*, 2015). Cependant, les différentes données ne sont pas toujours disponibles et/ou accessibles et la méthodologie doit alors être adaptée au cas d'étude et aux objectifs.

Ce chapitre présente une méthodologie afin d'analyser la structuration karstique d'un réservoir carbonaté karstique avec trois objectifs principaux :

- (i) la détermination des phases de structurations karstiques afin de comprendre et de prédire le fonctionnement d'un système ;
- (ii) de déterminer les modes de transit des fluides en profondeur et localiser les zones d'écoulement préférentiels ;
- (iii) d'analyser l'impact de cette structuration sur une problématique appliquée telle que la localisation et l'estimation de ressources en eau ou le conditionnement de modélisations géostatistiques de réseaux karstiques probables afin d'établir une stratégie de modélisation inverse d'un réservoir karstique.

Dans ce chapitre, il est montré comment à partir d'observations il est possible de déterminer les phases successives de structuration karstique et l'impact de cette structuration sur les propriétés réservoirs d'un massif karstique. Etant donné que le travail de thèse effectué s'inscrit dans le projet Dardennes, cette approche a été appliquée sur le cas d'étude du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc. A terme, cette étude devait proposer une série de reconstitutions probabilistes des systèmes karstiques successifs, de manière à réaliser une étude de risque sur la potentialité de recouper un drain karstique fonctionnel en forage en vue d'une exploitation de la ressource en eau. Une analyse des phases de karstification du massif a été réalisée par une approche de terrain, qui peut être synthétisée dans le diagnostic karstologique, et une approche de modélisation numérique géologique 3D. La première partie de ce chapitre se veut générale et présente les principes et les outils de l'analyse des indicateurs morphokarstiques. La deuxième est appliquée à l'aquifère karstique de Siou-Blanc afin de proposer un

schéma d'organisation de la karstification au cours du temps et d'apporter des éléments de connaissances sur sa structure, son fonctionnement et ses réserves statiques potentiellement disponibles.

2.1.1 Les objectifs de l'analyse de la structuration karstique des massifs

L'analyse de la structuration karstique de massifs carbonatés vise à déterminer de manière exhaustive les phases de karstification ayant concouru à l'établissement d'un réseau de drainage karstique au sein d'un massif considéré. Cette analyse repose sur une étude pluridisciplinaire intégrant géologie, hydrogéologie et géomorphologie, afin d'analyser les indicateurs (formes et dépôts karstiques) de phases de structuration karstique, et de reconstituer les principales étapes de l'évolution de la karstification et de déterminer l'état de structuration d'un réservoir karstique. Cette démarche a pour but de répondre à plusieurs problématiques fondamentales et/ou appliquées :

- Identifier les processus de karstification
- Proposer un modèle conceptuel des différents stades de karstification en relation avec les processus de karstification et l'évolution des niveaux de base, avec :
 - l'identification de la position des niveaux de base et des épaisseurs karstifiées ;
 - l'identification des variations des zones de recharge et de restitution ;
 - la détermination de l'organisation de la karstification au cours du temps.
- Caractériser les modalités d'infiltration et de circulation dans les différents compartiments hydrogéologiques du réservoir karstique avec :
 - L'évaluation des modalités d'infiltration ;
 - La détermination des zones d'écoulement et de stockage.
- Apporter des éléments de connaissances sur le fonctionnement général des aquifères karstiques

Cette démarche vise ainsi en premier lieu à appréhender les différents processus de spéléogenèse ayant eu lieu au sein d'un massif (spéléogenèse épi ou hypogène). Cela permet également de définir la zonation des dynamiques de fonctionnement (épikarst, zone d'infiltration, zone épinoyée, zone noyée) et de déterminer des niveaux repères et des géométries des réseaux (structuration horizontale et verticale, étagement des réseaux, *etc.*). L'identification de la position des niveaux de base successifs permet d'évaluer les tranches et volumes de roche soumis à la karstification pour chaque grande étape de l'évolution paléogéographique. Couplé à la reconstitution de la zonation des zones de recharge et de restitution ayant pour but de reconstituer les profils amont-aval des systèmes, cette analyse a pour but de proposer un schéma d'organisation de la karstification au cours du temps. En surface, la caractérisation des phénomènes karstiques et de leur connexion présumée avec l'endokarst permet de définir la répartition et l'extension de zones aux modalités d'infiltration différentes permettant d'aborder les questions de vulnérabilité. La cartographie ainsi réalisée peut alimenter des études de protection de la ressource utilisant l'approche PaPRIKa (Dörfliger et Plagnes, 2009) et apporter des éléments d'aide à la décision pour la gestion de cette ressource. Enfin, ces différents éléments ont pour but de contribuer à donner un cadre explicatif pour l'interprétation du fonctionnement hydrogéologique.

2.1.2 Approche : le diagnostic karstologique

Au cours de leur évolution, les systèmes karstiques laissent dans le paysage des indices de leur structuration et de leur évolution. Ces indices sont généralement présents en surface et en subsurface : les formations sédimentaires et morphologies exo- et/ou endokarstiques. L'analyse de ces indices permet de reconstituer les conditions de leur genèse et les processus associés. Le diagnostic des indices

karstologiques, ou diagnostic karstologique, vise ainsi à recenser de manière exhaustive les indices de structuration karstique de manière à reconstituer la géométrie et les principales étapes de l'évolution d'un réservoir karstique.

L'application d'une approche de diagnostic karstologique consiste à (i) réaliser des observations et déterminations des indices karstiques en surface et dans les cavités (indices exo- et endokarstiques). Ces déterminations karstologiques permettent ensuite de (ii) caractériser les processus de karstification en jeu dans le massif et d'établir la typologie des phénomènes karstiques, notamment des phénomènes anciens ou paléokarstiques. Cette typologie permet enfin (iii) d'établir une cartographie morphokarstique des formes et formations de surface en relation avec le milieu souterrain. Ce diagnostic karstologique repose sur une approche intégrée des éléments disponibles (géologie, hydrogéologie, géomorphologie) de manière à déterminer la structure, le fonctionnement et l'évolution des structures karstiques successives. Durant cette première phase, l'analyse de terrain est primordiale et permet l'étude géomorphologique et la cartographie des indices karstiques et des surfaces karstiques, ainsi que l'échantillonnage des différents types de remplissages karstiques et formations superficielles afin de déterminer leur faciès et si possible leur âge.

La seconde étape du diagnostic karstologique vise à reconstituer des scénarii potentiels de phases successives de structuration karstique. Cette étape a pour but de déterminer les phases de la spéléogénèse en corrélant génétiquement et géométriquement les indices correspondant aux systèmes karstiques successifs. Les indicateurs de surface et de subsurface permettent d'estimer la paléogéographie à un temps donné et de contraindre l'évolution des niveaux de base ainsi que l'extension des couvertures et des zones de recharge. Une analyse des paramètres structurant du karst permet également de définir le rôle des différentes contraintes litho-structurales (exploitation de la fracturation, présence d'horizon d'inception, position et rôle des formations peu ou pas karstifiables, *etc.*). Il est alors possible de reconstituer les différentes phases de karstification dans le temps et dans l'espace. Cela permet, dans un premier temps, d'estimer pour chaque épisode, l'épaisseur de massif karstifié, et dans un second temps, en superposant les épisodes successifs de karstification, d'évaluer l'intensité de la karstification et les modalités de réutilisation de structures karstiques héritées. Cela permet enfin d'évaluer les modalités d'infiltration de l'endokarst par la prise en compte de l'état de structuration des réseaux.

Etant donné que l'évolution karstique d'un massif s'inscrit dans un cadre géologique, géodynamique et géomorphologique global, plusieurs échelles d'investigation seront nécessaires à l'établissement de ce diagnostic karstologique :

- A l'échelle de la lame mince afin de déterminer les propriétés pétrophysiques des roches ;
- A l'échelle d'un massif ou des systèmes karstiques, afin de prendre en compte la géologie des terrains et des couvertures, l'organisation des réseaux, la morphologie des cavités et les remplissages ;
- A l'échelle régionale afin de tenir compte du contexte géologique, géodynamique et géomorphologique général du massif.

L'approche du diagnostic relève d'une approche multidisciplinaire, multicritère et multi-échelle afin de déterminer la structuration et l'évolution des réseaux karstiques actuellement observés. L'évolution des connaissances et des concepts durant les dernières décennies ont permis d'apporter des révisions sur l'importance de certains phénomènes en termes de création et d'organisation de réseaux. C'est notamment le cas des réseaux issus de processus hypogènes ou de phénomènes de fantômisation (Audra et Palmer, 2015), qu'il s'agit aujourd'hui de déceler pour permettre une reconstitution cohérente et fiable de l'organisation de la karstification au cours du temps.

2.1.3 Méthode d'analyse de la structuration karstique de massifs carbonatés

2.1.3.1 La reconstitution des phases successives de spéléogénèse

La reconstitution des phases successives de spéléogénèse a pour but de distinguer les facteurs dominants des étapes majeures de structuration karstique du réservoir. Cela permet d'estimer l'extension

des systèmes karstiques successifs en fonction de la position des niveaux de base et de la position des zones de recharge et de restitution. A terme, cela permet de présenter un modèle conceptuel de l'organisation de la karstification au cours du temps.

- *Position des niveaux de base et épaisseurs karstifiées*

L'organisation des réseaux karstiques (épigènes et hypogènes) est contrôlée par plusieurs facteurs dont la position du niveau de base qui conditionne la zonation du karst (Audra et Palmer, 2013) (Chapitre 1). Les définitions du niveau de base en domaine karstique sont multiples (Gèze, 1964 ; Fabre et Nicod, 1978 ; Bakalowicz, 1996 ; Choppy, 2008). Nous retiendrons ici que le niveau de base correspond au point le plus bas de la formation karstique à l'affleurement (Bakalowicz, 2018). Toute variation du niveau de base laisse des traces à travers son évolution que ce soit dans le paysage ou dans le système endokarstique. Il existe plusieurs types de marqueurs qui indiquent l'ancienne position d'un niveau de base. Hors du réseau karstique, ces marqueurs peuvent apparaître à l'échelle régionale (paléo-rivage marin ou lacustre, paléo-surfaces, piedmont) ou à l'échelle locale (paléo-vallée, canyons, reculées karstiques, terrasses ou plaines alluviales). Au sein du karst, l'organisation même du réseau de drainage renseigne sur l'évolution du niveau de base (Chapitre 1). Dans le cas de systèmes karstiques épigènes, l'évaluation des épaisseurs de massifs potentiellement karstifiés est directement liée à la position du niveau de base. Les volumes soumis à la karstification correspondent alors aux volumes disponibles entre le niveau de base d'un karst d'âge donné et la paléosurface qui lui est connectée dans une même séquence eustatique (accommodation karstique définie par Dörfliger *et al.* (2008)). L'évaluation de ces tranches karstifiées (Fig. 2.1) permet d'identifier des zones potentiellement karstifiées pouvant constituer une réserve en eau exploitable (Husson, 2013). Cependant il est important de garder à l'esprit que la karstification épigène peut également avoir lieu sous le niveau de base.

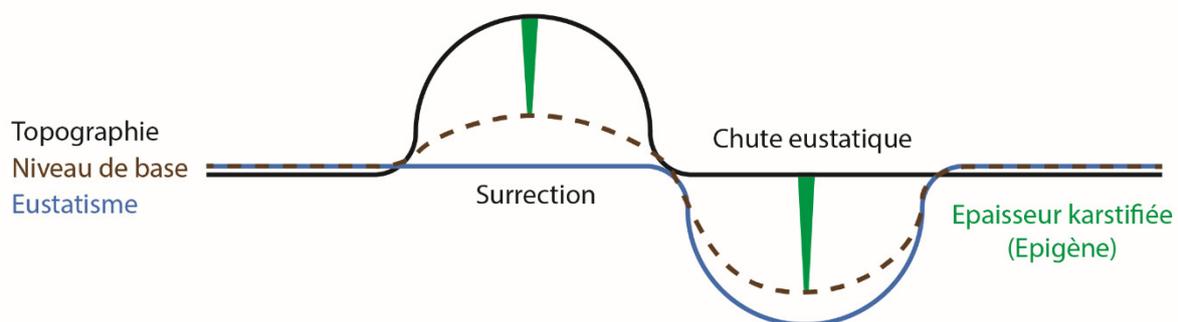


Fig. 2.1 : Représentation schématique des amplitudes de variation du niveau de base suivant le facteur qui les induit et épaisseur potentiellement karstifiée (système épigène) qui en découle. Modifié d'après Husson (2013).

Dans le cas d'une spéléogenèse hypogène, l'évaluation des épaisseurs potentiellement karstifiées sera plus délicate dans la mesure où la localisation et la profondeur de la zone d'alimentation n'est généralement pas connue. La détermination de la profondeur de la source des fluides pourra alors être estimée grâce à l'analyse des températures des fluides, la chimie des fluides ou l'analyse des températures des inclusions fluides dans les dépôts chimiques. L'ensemble des terrains karstifiables présent sous le niveau de base est alors potentiellement karstifié. La même problématique peut être exposée lorsqu'il s'agit de processus de fantômisiation en profondeur lié à des circulations hypogènes.

- *Variations des zones de recharge et de restitution*

La position des zones de recharge et de restitution conditionne l'organisation des réseaux de drainage karstiques. La position de ces zones de recharge et/ou de restitution peut évoluer dans le temps et dans l'espace en réponse à des modifications des conditions aux limites (érosion et recul de couverture imperméable sur les roches karstifiables, changement du niveau de base, *etc.*). La reconstitution de ces zones peut alors permettre de reconstituer les profils amont-aval des systèmes karstiques successifs de

manière à établir un modèle conceptuel de l'organisation de la karstification au cours du temps, les directions probables d'écoulements et la structuration supposée des réseaux karstiques.

L'évaluation de la répartition et de l'extension des zones de recharge peut découler de l'analyse des cortèges minéralogiques des formations superficielles ou des remplissages endokarstiques. Les zones de recharge peuvent également évoluer par capture de bassin versant au sein même du système karstique, ou par changement des directions d'écoulement. Dans ce dernier cas, le moteur sera généralement lié à un changement de la position de la zone de restitution. La position des zones de restitution peut évoluer dans le temps en réponse à des changements de niveau de base, incision ou colmatage des vallées (cas de Fontaine de Vaucluse où le colmatage de la ria Messinienne a provoqué la réadaptation du système de drainage aval donnant une source vauclusienne). L'incision et le recul des vallées peuvent également induire la création d'une fenêtre hydrogéologique propice à l'établissement de nouveaux points de restitutions. Les dynamiques de retrait de couverture sont responsables des variations de la géométrie des zones de recharge. Dans certain cas, elles peuvent dégager des zones de restitution enfouies sous un recouvrement sédimentaire. Le décapage des couvertures peut également modifier les modalités d'infiltrations et provoquer des adaptations parfois majeures de l'organisation du drainage souterrain, notamment en provoquant des captures de bassin d'alimentation. Ces dynamiques de retrait traduisent aussi des impulsions érosives en relation avec l'incision des vallées et/ou la mobilité du niveau de base.

- *Organisation de la karstification*

Le plus souvent, les systèmes karstiques actuellement observés résultent d'une karstification polyphasée et polygénique. Les systèmes karstiques successifs peuvent alors se télescoper. Les structures préalablement formées sont généralement réutilisables à chaque stade d'évolution. Il est alors nécessaire de déconvoluer le signal spéléogénétique afin de reconstituer les différents stades de karstification et d'évaluer leur influence sur la structuration d'un système karstique actuel. Plusieurs cas peuvent être envisagés en fonction du processus initial de karstification et de l'évolution géologique et géomorphologique du massif (Fig. 2.2). Si la karstification se fait suivant un phénomène de fantômisement (Dubois *et al.*, 2014 ; Audra et Palmer, 2015), épigène ou hypogène, les altérites en place constitueront des corps hautement poreux et peu compétents. Dans le cas d'une surrection, absolue par uplift ou relative par incision de vallée, les structures altéritiques seront réutilisées par des circulations vadoses, et l'altérite sera évacuée par érosion mécanique régressive, ce qui aura pour effet de raccourcir considérablement les temps d'évolution du système (Bruxelles *et al.*, 2009 ; Audra et Palmer, 2015). Dans le cas d'une karstification hypogène, le massif peut être également exhumé. L'abaissement du niveau de base relatif ou absolu engendrera l'établissement de nouveaux points de sorties. Si le karst hypogène est par la suite soumis à une recharge épigène, les réseaux préalablement formés seront réutilisés. L'évolution de réseaux épigènes passe généralement par des variations du niveau de base, absolu (eustatisme) ou relatif (surrection, incision). Dans le cas d'un abaissement du niveau de base, la zone vadose va s'approfondir et de nouveaux drains horizontaux vont se mettre en place selon le nouveau niveau de base. Au contraire, si le niveau de base remonte, les drains horizontaux vont s'établir à la position du nouveau niveau de base se situant plus haut – modèle de spéléogenèse *per ascensum* (PAMS) (Mocochain *et al.*, 2011). Tout comme dans le cas d'une spéléogenèse *per descensum* "classique" les drains préalablement formés pourront être réutilisés. Les réseaux karstiques peuvent également se retrouver enfouis, et du fait de la pression lithostatique, donner lieu à des effondrements résultant en des corps connectés et brêchifiés (Loucks, 1999).

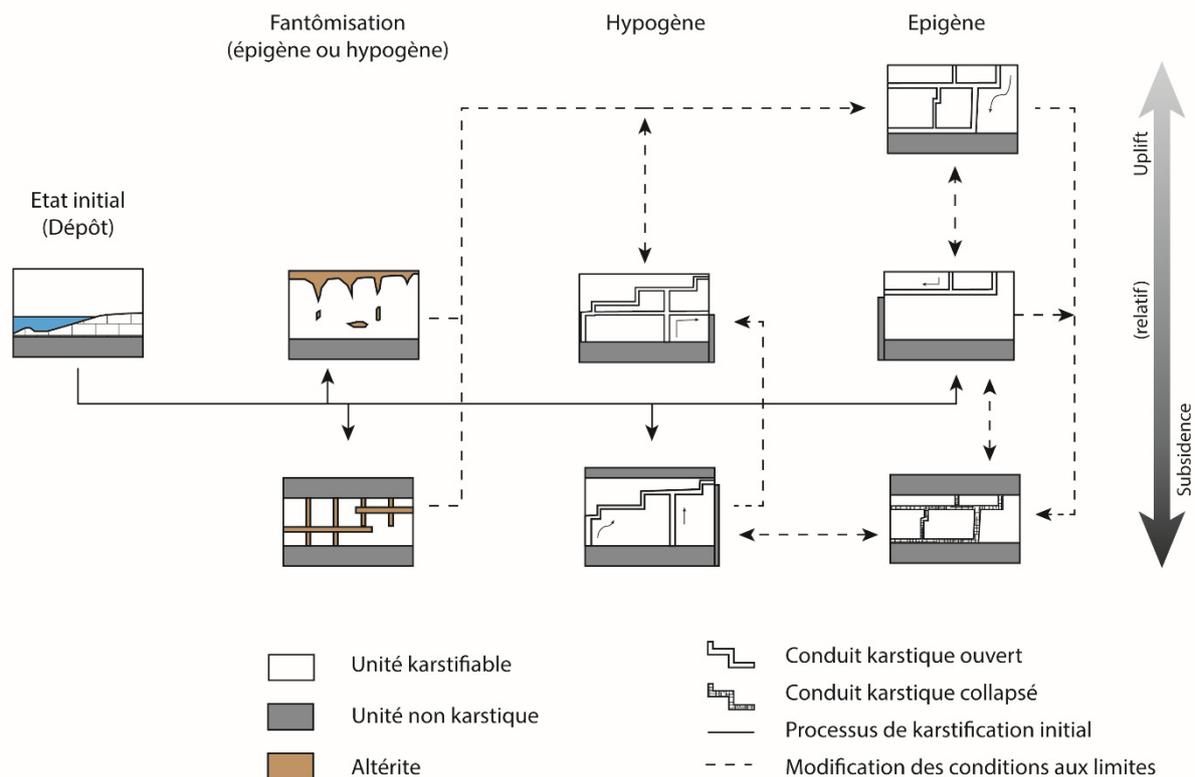


Fig. 2.2 : Schéma d'évolution possible de systèmes karstiques polyphasés et polygéniques. A partir de la formation de roche karstifiable plusieurs scénarios d'évolution sont possibles. La karstification primaire peut être épigène ou hypogène, créant soit des pseudo-karsts (altérite *in situ* ou fantôme), soit des réseaux karstiques "classiques". En profondeur, la fantômisation est souvent associée à des processus hypogènes, en surface généralement à des processus épigènes. Lors de la surrection absolue ou relative, ces pseudo-karsts sont susceptibles d'évoluer vers des processus épigènes où les circulations vadoses vont réutiliser les structures préalablement formées et évacuer les altérites par érosion régressive. Dans le cas d'une karstification primaire hypogène, l'abaissement du niveau de base provoque une réadaptation du système et un abandon des structures supérieures. Dans le cas d'une karstification épigène, l'abaissement ou la remontée du niveau de base provoquera la réadaptation du système soit, respectivement, par enfouissement du réseau karstique et abandon au moins partiel des réseaux supérieurs, soit par réadaptation des drains au nouveau niveau de base plus en altitude (PAMS). Dans le cas d'une forte subsidence et du recouvrement par des terrains plus récents, les réseaux karstiques pourront s'effondrer ou se colmater, comme cela a été révélé dans de nombreux réservoirs pétroliers. Il est également possible qu'un karst épigène connaisse une phase hypogène ultérieure. Des karsts enfouis peuvent de nouveau se retrouver soumis à des processus épigènes ou hypogènes.

2.1.3.2 La caractérisation des modalités d'infiltrations

Les modalités d'infiltration de l'eau en terrain karstique caractérisent l'aptitude de ce terrain à concentrer l'eau pour favoriser une infiltration rapide vers la profondeur, ou au contraire à stocker de manière temporaire l'eau à proximité de la surface générant ainsi un effet retard sur l'infiltration. La recharge des aquifères karstiques épigènes s'effectue généralement au travers de l'épikarst, sauf cas particulier d'alimentation unique par des systèmes de pertes.

L'épikarst ou zone sous-cutanée (Fig. 2.3), correspond à la partie superficielle d'une formation carbonatée fortement altérée, située directement sous la surface du sol, sous la couverture pédologique lorsqu'elle est présente, ou exposée à la surface (Williams, 2008). L'épikarst est caractérisé par un comportement hydrogéologique distinct du reste de l'aquifère karstiques du fait (i) d'une porosité et perméabilité plus forte à proximité de la surface et diminuant avec la profondeur et (ii) un écoulement à composante horizontale prépondérante (Mangin, 1975). Cette zone, d'une puissance de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, rassemble les eaux d'infiltration dans une nappe perchée locale et discontinue. Les eaux sont ensuite drainées, soit rapidement dans la zone vadose de l'endokarst via les vides les plus larges bien connectés, soit de manière plus tamponnée via une infiltration lente par les

vides de petites dimensions et mal connectés au réseau de drainage karstique (Fig. 2.3). La présence d'un épikarst, ainsi que son mode de mise en place et son état de structuration, va donc jouer un rôle primordial sur les conditions d'infiltration. La cartographie des formes et formations aux compétences d'infiltration variables se fera alors suivant leur degré de connectivité supposé entre l'épikarst et l'endokarst. Cette évaluation des modalités d'infiltration repose ainsi sur la prise en compte des formes et formations reconnues en surface lors de la phase de diagnostic karstologique.

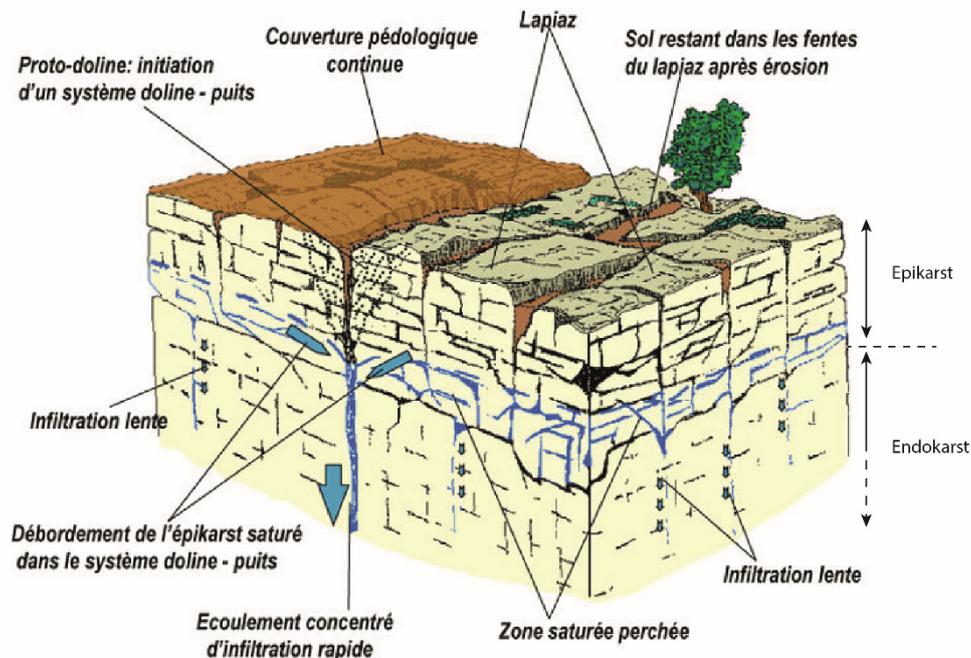


Fig. 2.3 : Représentation synthétique de l'épikarst. Cette zone est essentiellement caractérisée par la présence de lapiaz et dolines. La perméabilité de l'épikarst est accrue par rapport à celle de la roche plus en profondeur. L'eau d'infiltration est localement retenue et constitue une zone saturée à faible profondeur. Cette zone est discontinue et est drainée latéralement par les conduits karstiques rejoignant l'endokarst. Elle est également soutirée par infiltration lente dans les fissures. Modifié d'après Bakalowicz (2013).

En fonction des indices karstologiques reconnus, trois principaux types de modèles de dynamiques d'infiltration peuvent être différenciés :

- **Infiltration lente et diffuse** : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer en surface en raison de la présence de formations peu karstifiables ou de formations superficielles poreuses mais peu perméables. Ces zones peuvent également correspondre à des surfaces dénudées où l'essentiel des discontinuités est colmaté et le karst peu développé et hiérarchisé ou à des zones de crypto-lapiaz. L'infiltration sera alors diffuse et homogène vers la profondeur avec un certain effet retard et/ou tampon du fait d'un stockage à proximité de la surface dans l'épikarst.
- **Infiltration diffuse directe et rapide** : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sur des surfaces dénudées bien connectées à l'endokarst telles que des lapiaz sur roche nue. L'infiltration diffuse se concentre rapidement sur des chemins d'écoulement préférentiels souterrains.
- **Infiltration concentrée et rapide** : ce sont les réceptacles des eaux de ruissellement collectées dans les zones peu perméables. Les eaux se perdent de manière concentrée et rejoignent rapidement les circulations endokarstiques. Cet ensemble concerne d'une manière générale les différentes zones de pertes (zones de contact d'un karst binaire, zones de poljés, etc.).

Ces différentes modalités d'infiltration contribuent à la recharge de l'endokarst en proportions variables dans l'espace et dans le temps. Des cas intermédiaires pourront également être envisagés en

fonctions de l'histoire karstologique et géomorphologique des différentes surfaces karstiques et des formes corrélatives.

2.2 Diagnostic des éléments indicateurs du fonctionnement, de la structuration et de l'évolution du karst

Les méthodes d'études des aquifères karstiques sont multiples et variées et fournissent des données et des informations de différentes natures. Les différentes méthodes d'étude correspondent principalement à des approches d'hydrogéologie, de géologie et de karstologie. Dans le but de reconstituer les phases successives de spéléogénèse, d'établir un schéma conceptuel de l'organisation de la karstification et de déterminer les modalités d'infiltration, les sections suivantes présentent brièvement l'état de l'Art sur les principales méthodes d'étude.

2.2.1 Les connaissances du fonctionnement hydrogéologique

Le karst est avant tout un système hydrologique aquifère, modelé en fonction des écoulements souterrains. Ces écoulements sont des vecteurs d'informations quant au fonctionnement et à la structure du système. Ce fonctionnement est le plus souvent étudié de manière globale au moyen de chroniques plus ou moins longues de différents paramètres physico-chimiques (précipitations, débits, températures, conductivités électriques, isotopes, gaz, *etc.*).

Les bilans hydrologiques entre les précipitations et les débits, permettent de rapporter le volume d'eau écoulé aux surfaces d'alimentation et permettent ainsi de vérifier la cohérence entre le débit mesuré et les surfaces d'alimentation supposée. Au travers de modèles pluie-débit globaux, ces bilans peuvent permettre de caractériser le comportement général de l'aquifère (Fleury *et al.*, 2007 ; Baudement *et al.*, 2017 ; Mazzilli *et al.*, 2017) et d'identifier l'origine des différentes masses d'eau (Charlier *et al.*, 2012 ; Arfib et Charlier, 2015). Ils permettent de renseigner sur le comportement dynamique et le degré de connectivité des aquifères (Baudement *et al.*, 2017). Cependant ces approches sont globales et ne permettent pas de discrétiser les écoulements au sein du massif karstique. En complémentarité, les traçages artificiels peuvent apporter des éléments de réponse sur les modalités d'écoulements. Les traçages renseignent sur la communication entre un point d'injection et un point de restitution permettant de contraindre l'extension du bassin d'alimentation. L'analyse des chroniques de restitution permet d'aborder la présence de connexions souterraines, d'estimer des propriétés hydrauliques et géométriques, comme la taille moyenne des conduits et les vitesses moyennes d'écoulement, et permettent de quantifier les processus de transport (Goldscheider et Drew, 2007 ; Goldscheider *et al.*, 2008). Si ces traçages sont refaits plusieurs fois au même endroit dans des conditions hydrogéologiques différentes, ils peuvent renseigner sur la variabilité des écoulements et constituer des marqueurs du degré de la karstification. Cependant, il peut exister certaines limitations dans l'utilisation de ces traçages, comme des ambiguïtés dans l'interprétation de résultats négatifs, ou une application limitée dans le cas de systèmes à l'échelle régionale avec des temps de transit long et une forte dilution. Les essais de pompage fournissent également des informations sur le comportement et les propriétés du système (emmagasinement, conductivité hydraulique, *etc.*) (Kiraly, 1975) et peuvent permettre de calibrer les modèles pluie-débit. Cependant il existe un effet d'échelle important sur les paramètres hydrauliques en raison de la meilleure connectivité à l'échelle régionale des structures les plus drainantes (Kiraly, 1975). La représentativité de ces paramètres est de fait limitée à une gamme restreinte d'échelles d'investigations.

L'analyse des chroniques physico-chimiques telles que la température, la conductivité électrique (CE), les ions majeurs, les éléments traces, le carbone organique dissout (DOC), la fluorescence naturelle, et les isotopes de l'eau peuvent également fournir des informations sur le fonctionnement et la structure globale du système (Mudry *et al.*, 2008 ; Leibundgut *et al.*, 2009). Les études hydrochimiques peuvent être réalisées pour identifier des problèmes de pollution et de qualité de l'eau

mais également pour déterminer l'origine de l'eau, les temps de résidences, les interactions eau-roche et les mélanges de masse d'eau (Adinolfi Falcone *et al.*, 2008 ; Schiavo *et al.*, 2009 ; Huneau *et al.*, 2011 ; Santoni *et al.*, 2016 ; Bicalho *et al.*, 2017). Les données isotopiques sont également utilisées comme traceur naturel afin d'apporter des informations complémentaires sur l'origine de l'eau, l'altitude de recharge, les âges et les temps de résidence des eaux, *etc.* (Emblanch, 1997 ; Gonfiantini et Zuppi, 2003 ; Barbieri *et al.*, 2005 ; Jirakova *et al.*, 2010 ; Vallet *et al.*, 2015). Au niveau des sources karstiques, les variations de débits, sont directement liées au mode de recharge de l'aquifère (concentration des écoulements par ruissellement lors des pluies ou alimentation diffuse), au mode d'écoulement (surface libre ou en charge), et à la connectivité du réseau karstique (Mangin, 1975 ; Mangin, 1982 ; Labat *et al.*, 2002 ; Baudement *et al.*, 2017). Toutes ces données pourront donc permettre de caractériser des zones ou volumes d'alimentation pour chaque source et/ou volume d'eau et donner ainsi des informations indirectes sur la structure de l'aquifère.

Ces différentes méthodes d'études sont essentiellement globales, et même si elles permettent d'appréhender le fonctionnement dynamique de l'aquifère, elles ne permettent que très rarement d'aborder la géométrie des réseaux de drainage karstiques. Il s'agit alors de réaliser des études complémentaires afin de corrélérer le fonctionnement dynamique à la structure de l'aquifère.

2.2.2 Les connaissances géologiques de la structure du réservoir karstique

La géologie exerce un rôle primordial sur les écoulements souterrains depuis l'échelle régionale jusqu'à l'échelle de la lame mince (Chapitre 1).

A l'échelle régionale, la géologie conditionnera la géométrie de l'aquifère. L'étude de la géologie locale et globale permet de définir les limites aquifères, de définir les discontinuités drainantes préférentielles, de définir la structure de l'aquifère en profondeur (Fournillon, 2012). Afin d'avoir une représentation plus précise, des modèles géologiques 3D peuvent être construits (Husson, 2013 ; Malard *et al.*, 2015). Ces modèles géologiques peuvent permettre de déterminer des connections entre les unités aquifères. De cette manière, il est possible d'estimer des chemins préférentiels de drainage conditionnés aux relations géométriques entre les unités karstifiables, de visualiser en 3D les compartiments aquifères (Fig. 2.4) (Fournillon, 2012 ; Husson, 2013 ; Ballesteros *et al.*, 2015 ; Malard *et al.*, 2015). Associés à des mesures de pétrophysiques ces modèles peuvent permettre de calculer des volumes de réserves potentielles qui peuvent être corrélées aux données dynamiques. De nombreuses configurations de disposition des roches karstifiables peuvent être envisagées (confinées, barrées, perchées, couvertes, enfouies, *etc.*). Suivant le type de spéléogénèse, épigène ou hypogène la dissolution se fera préférentiellement au mur ou au toit des unités karstifiables. La position des réseaux karstiques sera également conditionnée par l'évolution géodynamique et géomorphologique d'un secteur d'étude. Ces facteurs conditionnent la position des niveaux de base successifs qui contrôlent la répartition spatiale des différents réseaux spéléogénétiques. Harmand *et al.* (2017) montrent les relations pouvant exister entre l'évolution des réseaux de drainages de surface et l'évolution des réseaux de drainages karstiques, et proposent que la dynamique fluviale, l'évolution du climat se surimposent sur les paramètres statiques – géologiques – afin de conditionner la position des réseaux karstiques.

A l'échelle des réseaux karstiques, l'orientation générale des écoulements et donc des conduits, sera déterminée par le gradient, reliant la zone de recharge à la zone de restitution, qui peut être contrainte par la géométrie géologique de l'aquifère. L'occurrence de conduits karstiques sera dépendante des propriétés des discontinuités préférentielles telles que la présence ou non d'horizons d'inceptions, de fractures plus ou moins ouvertes, de failles au caractère drain ou barrière. L'orientation des discontinuités préférentielles exerce principalement un contrôle local sur les orientations des conduits. La détermination des influences litho-structurales sur le développement de cavités est généralement établie par une caractérisation détaillée de la géologie au moyen d'analyses structurales et sédimentologiques. Les méthodes géophysiques (sismique ou électrique), les forages, les études micro-gravimétriques, peuvent également permettre de localiser en profondeur des indices de karstification (Boucher *et al.*,

2006 ; Chalikakis *et al.*, 2011 ; Carriere *et al.*, 2013). Cependant, les forages ont généralement peu de chance de recouper un indice karstique, et les méthodes géophysiques atteignent rapidement leurs limites dès lors que la cinquantaine de mètres est dépassée. Ces méthodes peuvent néanmoins permettre de caractériser la structure géologique profonde et permettre d'estimer la position des niveaux les plus propices au développement de conduits karstiques.

Même si les connaissances géologiques permettent de dégager les grandes tendances de structuration et d'occurrence de réseaux, elles ne permettent pas d'expliquer la mise en place des réseaux karstiques et il n'existe pas toujours de lien direct entre les données géologiques et les écoulements souterrains. Afin d'appréhender les différentes phases de karstification il convient alors de s'intéresser aux différents indicateurs que peuvent contenir les formations et morphologies exo- et endokarstiques.

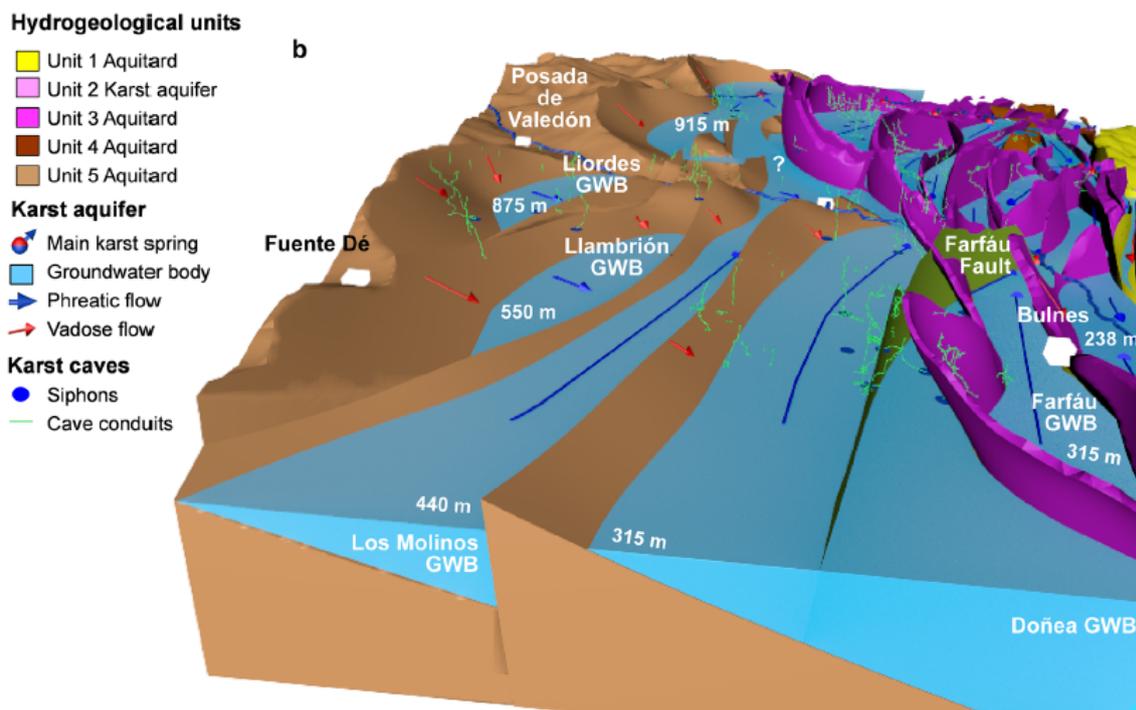


Fig. 2.4 : Exemple de l'utilisation d'un modèle hydrogéologique 3D (Picos des Europa, Espagne), selon l'approche Karsys (Jeannin *et al.*, 2012) permettant d'appréhender la géométrie 3D du réservoir karstique ainsi que son fonctionnement (position des imperméables, orientation des sens de drainage, position de la surface piézométrique). Ballesteros *et al.* (2015).

2.2.3 Marqueurs géomorphologiques et karstiques de l'exokarst

Les systèmes karstiques constituent un système d'érosion et d'altération qui implique des modifications géologiques et géomorphologiques. En surface (exokarst), plusieurs morphologies peuvent être distinguées, allant de morphologies locale tels que les avens, dolines ou lapiaz à des morphologies beaucoup plus étendues telles que les poljés ou encore les surfaces d'aplanissement. L'étude de la morphogenèse de ces formes de surface, associées parfois à leurs dépôts corrélatifs permet d'appréhender l'histoire géomorphologique locale et globale, et d'établir des corrélations avec des phases de structuration de l'endokarst.

2.2.3.1 Les lapiaz

Parmi les formes de surface, les lapiaz ou *karren* sont typiques des morphologies karstiques, et constituent une partie de l'épikarst. Les lapiaz peuvent se former sur roche nue ou sous couverture de sédiment, sol ou neige avec ou sans activité biologique. En fonction de leur taille, de leur morphologie, des processus d'écoulement du fluide et de sa chimie ainsi que du faciès de la roche encaissante, une

classification a été proposée par Lundberg (2013). Ces lapiaz constituent les points de recharge préférentiels des aquifères karstiques. En fonction du mode de formation, ces lapiaz peuvent renseigner sur des taux d'érosion, sur les régimes climatiques voire sur la paléogéographie. Le réseau d'un lapiaz est généralement calqué sur le réseau de fracturation de la roche. Ils constituent une zone de ruissellement où l'eau converge vers les fissures les plus élargies pour ensuite s'infiltrer dans l'endokarst.



Fig. 2.5 : Différents type de lapiaz : (A) lapiaz sur roche nue (rillenkarren), Urgonien, Tsanfleuron, Suisse; (B) crypto-lapiaz formé sous une couverture de marnes Cénomaniennes, carrière d'Orves, Var; (C) crypto-lapiaz de fond de paléo-poljé, Tourris, Var.

2.2.3.2 Les dolines

Les dolines font parties des formes les plus caractéristiques des paysages karstiques. Les dolines sont des dépressions fermées naturelles, circulaires ou subcirculaires, qui peuvent s'étendre de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de diamètre. Elles se forment par agrandissement progressif de leur bassin d'alimentation à partir d'un point d'infiltration initial. La profondeur peut s'étendre de quelques centimètres à plusieurs dizaines voire centaines de mètres. Les bordures peuvent être peu inclinées à la verticale. Les dolines et dépressions fermées peuvent résulter de quatre mécanismes principaux : dissolution, effondrement, suffosion, et subsidence. Plusieurs classifications existent pour les dolines, mais une largement retenue est celle de Waltham et Fookes (2003) qui différencie six types de dolines (Fig. 2.6).

Une revue des différents processus est donnée par Kranjc (2013). Les dolines constituent des points d'entrée préférentiels pour les eaux. Elles indiquent la présence d'un système de drainage sous-jacent et sont par conséquent des localisations à prendre en compte dans l'évolution des systèmes karstiques. Lorsque les dolines deviennent coalescentes, cela forme des dépressions fermées à plancher irrégulier connu sous le nom d'ouvalas.

2.2.3.3 Les poljés

Les poljés correspondent à des dépressions karstiques généralement fermées, ou parfois ouvertes, alimentés par des sources et rivières temporaires ou permanentes en amont, et où les pertes (ponors ou embuts) absorbent les écoulements en aval (Gams, 1978). Ces poljés s'ensèmentent durant la saison humide et restent secs durant le reste de l'année. Leur origine est souvent polygénique et ce type de formes se développe sur de larges étendues. La surface d'un poljé peut aller de quelques km² à plus de 500 km². Il est suggéré que le petit axe d'un poljé ne doit pas être inférieur à 400 m (Gams, 1978). Trois principaux types de poljé sont distingués (Ford et Williams, 2007) : les poljés de bordure, les poljés structuraux et les poljés de niveau de base. Ils peuvent parfois se retrouver largement au-dessus du niveau de base régional en fonction des contraintes litho-structurales. La localisation des poljés peut être fortement contrainte par les structures tectoniques, qui conditionnent leur grand axe (Kranjc, 2013). Ce sont des surfaces presque parfaitement planes découpant la structure de l'encaissant. Le fond du poljé est généralement recouvert d'une couverture autochtone, d'insolubles tels que des argiles ou marnes provenant de la dissolution des calcaires, ou allochtone (apports fluviaux à dominance argileuse) sous

lequel se développe un crypto-lapiaz. Les eaux sont drainées en aval par les ponors, reliant directement le poljé à la nappe phréatique, dont les résurgences sont situées plus bas dans les vallées adjacentes.

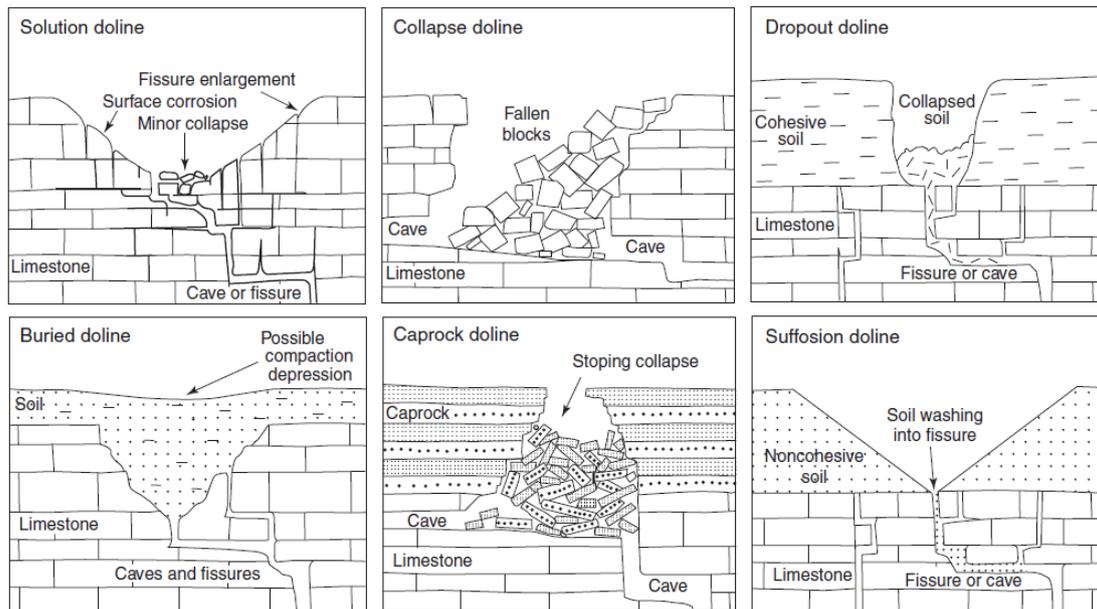


Fig. 2.6 : Six principaux types de dolines. D'après Waltham et Fookes (2003) et Kranjc (2013).

Le fond de ces poljés est calé sur le niveau de base local. Lorsque le niveau de base s'abaisse, le plancher d'un nouveau poljé s'imprime dans l'ancien. Il persiste une banquette, appelée trottoir de corrosion (Delannoy, 1997), qui correspond à l'ancien reste du plancher de poljé séparé du nouveau poljé actif par une bordure de corrosion (rupture de pente entre l'ancien et le nouveau plancher), au pied de laquelle se perd l'essentiel des eaux de surface (Fig. 2.7). Les bordures de corrosion témoignent ainsi de l'emplacement d'un ancien karst de contact et traduisent le front de retrait de la couverture imperméable nappant le fond du poljé. Ils peuvent évoluer par enfoncement ou par aggradation en fonction de la position du niveau de base (Fig. 2.7). Des poljés comblés traduiront des conditions aggradantes consécutives à une oscillation du niveau de base. Aux différents stades d'évolutions, de nouveaux ponors vont se mettre en place rejoignant soit les drains préalablement formés, soit en en créant de nouveaux. Lorsque le poljé est déconnecté de ses apports hydrauliques de surface en amont, tout le système passe en subsurface, et c'est l'identification d'une association de marqueurs reliques tels que des crypto-lapiaz, réseaux karstiques sous-cutanés de fond de poljés et bordure de corrosion qui permettra l'identification d'un paléo-poljé et la reconstitution de son extension initiale.

2.2.3.4 Les autres indices karstiques de surface

En région karstique, il est courant de discerner des replats étagés indépendants de la structure géologique (pendages, variations lithologiques). Ces traits morphologiques peuvent être nets dans certains secteurs, mais assez mal conservés dans le cas des plus hauts et/ou les plus anciens. Ces surfaces et replats peuvent avoir différentes origines comme des surfaces d'abrasion marine (*wave-cut platform*), des planchers de poljés ou des surfaces fluvio-karstiques. Ces surfaces et replats peuvent être polygéniques et polyphasés. Les formes les plus récentes sont généralement emboîtées dans les surfaces les plus anciennes. Elles matérialisent plusieurs phases d'abaissement relatif du niveau de base local ou global sur lequel se calent ces aplanissements. Il est également possible de discerner d'autres formes morphologiques telles que les pédiments et cônes rocheux. Ces aplanissements se retrouvent généralement en bordure d'escarpement et dans les paléo-poljés. La formation de ces morphologies est reliée à une alternance de périodes d'altération par corrosion sous couverture et de décapage des altérites

en période de faible activité biologique (rhexistase) (Nicod, 1992). Leur réalisation suppose une faible profondeur de la zone phréatique pour permettre le développement efficace de la crypto-corrosion (Camus, 2003). Les pédiments correspondent à des topographies arasées marquant une légère pente, une surface non structurale proche d'un plan, à profil concave (1 à 12°) qui affecte des roches aussi variées que les granites, calcaire ou grès (Camus, 2003). Les cônes de déjection correspondent à une accumulation en éventail de matériaux transportés par un torrent et déposés à partir du point d'inflexion, là où la pente devient moins importante et que le courant perd de la vitesse. Les surfaces d'abrasion marine sont issues d'un processus de nivellement du relief par l'action mécanique des vagues. Ces formes sont très répandues en Bas-Languedoc et en Provence, sur les massifs de la Gardiole au sud-ouest de Montpellier et de la Nerthe au nord-ouest de Marseille et sur le plateau de Bibémus. Ces surfaces constituent de très bons indicateurs paléo-environnementaux puisqu'elles traduisent la paléoposition de la mer. Il existe également de nombreux autres indices de karstification en surface tels que les combes, cirques et reculées karstiques, ou les formes karstiques de surface à moyenne échelle telle des "kuppenkarst" ou karst à buttes caractéristiques des karsts tropicaux ou subtropicaux humides.

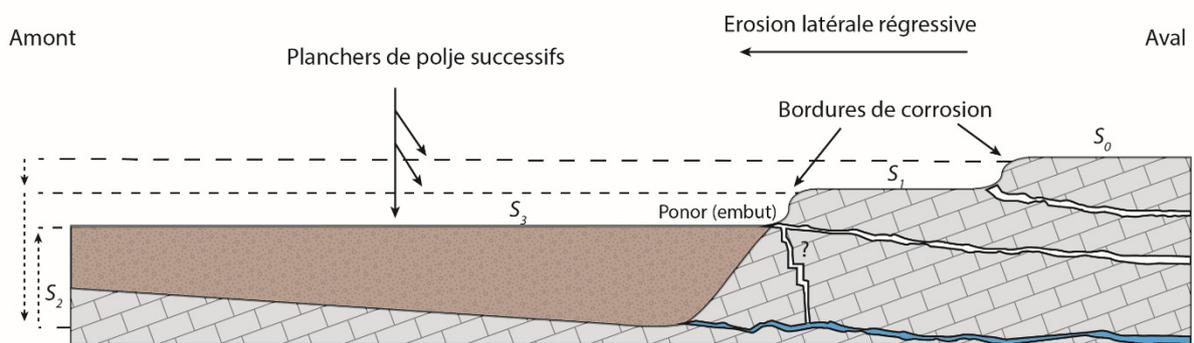


Fig. 2.7 : Schéma d'établissement de plateaux de polje successifs par érosion latérale régressive et conditionnés par le niveau de base. A chaque étape d'enfoncement les plateaux de poljés se raccordent via des bordures de corrosion. Lors de remontée du niveau de base, le poljé se comble par aggradation de sédiments. A chaque étape d'évolution, un nouveau ponor se met en place relié à un réseau karstique.

L'incision des vallées et canyons karstiques conditionne la position des points les plus bas de la topographie. Dans le cas des karsts, il s'agit du niveau de base local qui commande l'organisation des structures de drainage souterrain et des dynamiques érosives associées. En domaine karstique, la formation et le fonctionnement de vallons fluvio-karstiques implique soit un niveau de base karstique pas trop déprimé pour permettre le maintien des écoulements en surface sinon les écoulements seraient rapidement absorbés souvent avant même de pouvoir se concentrer en surface, soit la présence de terrains peu solubles et peu perméables afin de préserver les écoulements du soutirage karstique mais aussi favoriser la concentration des eaux en surface.

Les formations de surfaces peuvent également se révéler être un outil performant pour évaluer l'extension, voire la dynamique de l'érosion de surface et évaluer les modalités de structuration des réseaux karstiques. Les formations de surfaces non karstifiables, ou couverture, peuvent correspondre à des recouvrements sédimentaires autochtones ou allochtones. Dans le cas de formations allochtones, il peut généralement s'agir d'apports fluviaux, glaciaires ou lacustres, mais également de retombées cinéritiques et coulées volcaniques ou d'apport éoliens (poussières et aérolithes, lèss). Dans le cas de formations autochtones il peut s'agir de la présence d'une couche géologique moins karstifiable sur un encaissant karstifiable, mais il peut également s'agir des résidus de l'altération de telles formations comme des argiles à chailles ou des profils pédogéniques (latérites, saprolites, podzols).

2.2.4 Marqueurs géomorphologiques et karstiques de l'endokarst

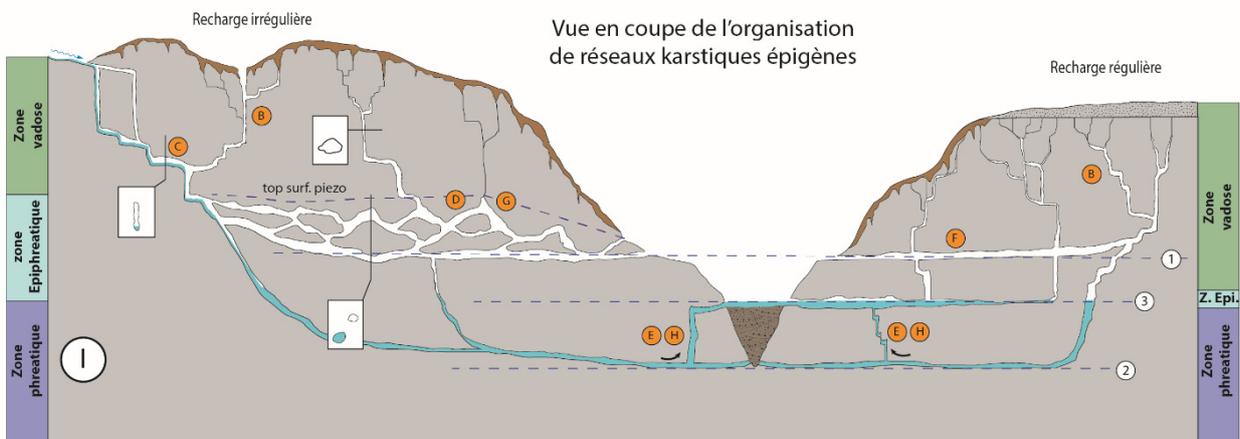
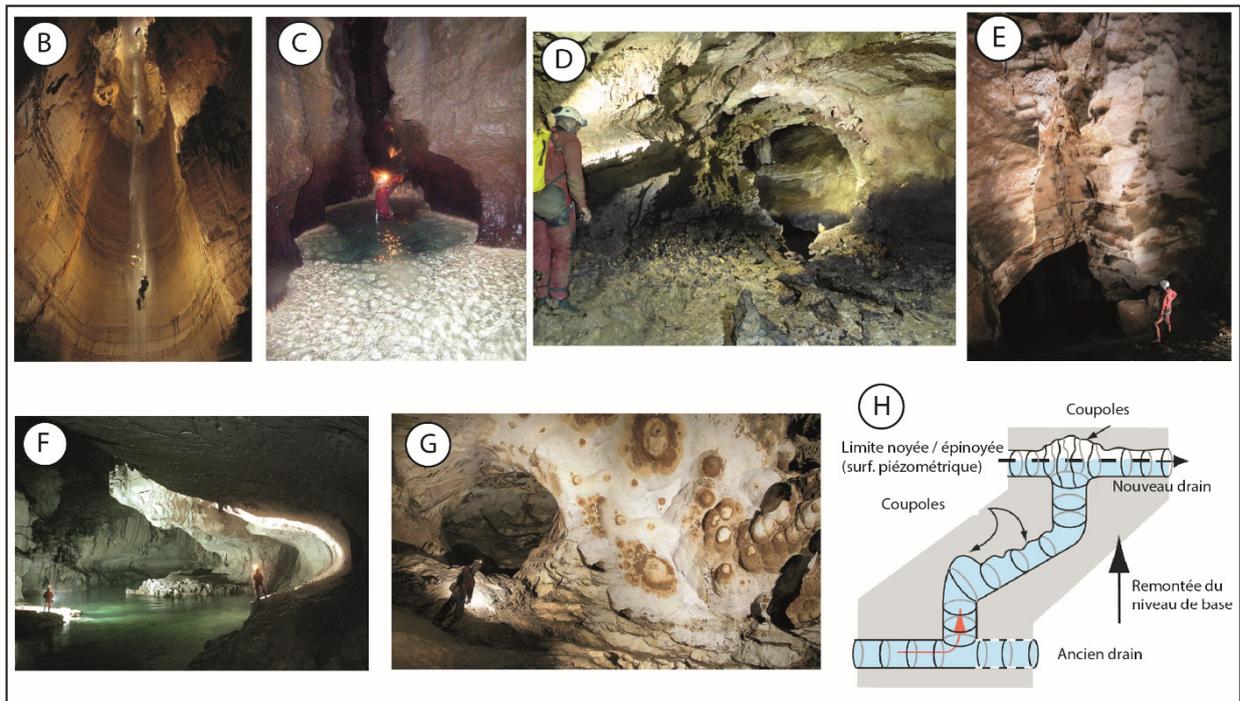
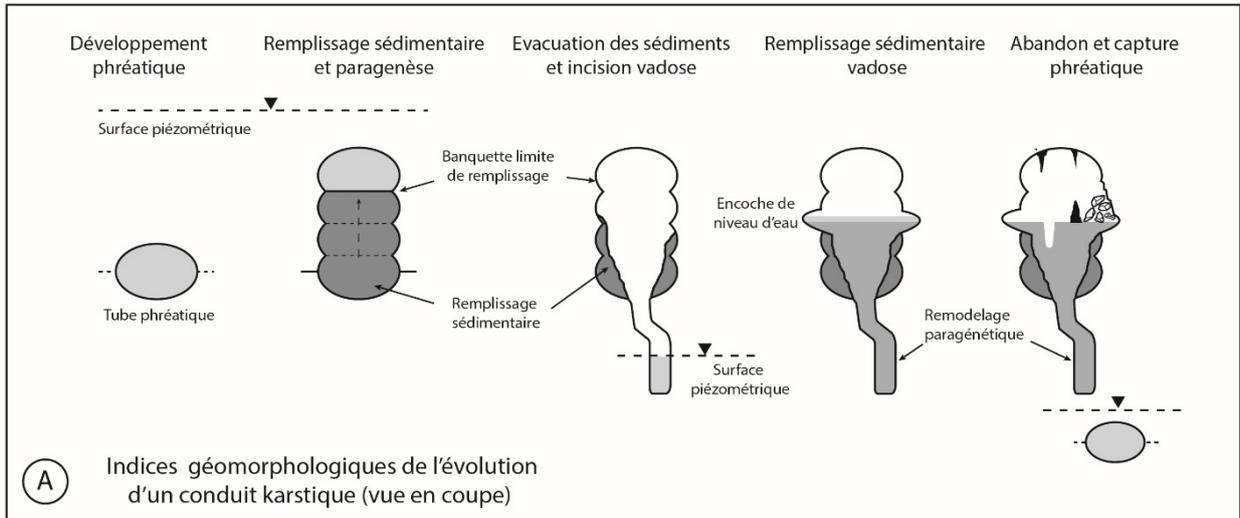
Les systèmes karstiques offrent un double avantage pour la caractérisation des phases de structuration karstique dans la mesure où (i) ils sont constitués de réseaux souvent pénétrables où il est possible d'observer et de caractériser des morphologies de conduits et d'associer des processus, et (ii)

ils sont souvent le siège de remplissages ou de dépôts sédimentaires bien mieux conservés qu'en surface. Les observations et déterminations spéléologiques ont pour but de décrire les formes endokarstiques et de déterminer les processus responsables de l'établissement de ces formes. De manière générale, il s'agit de déterminer le type de spéléogenèse (épigène, hypogène ou liés à des phénomènes de fantômisiation) afin de d'évaluer les conditions de genèse et l'impact de ces structures sur le fonctionnement de l'aquifère. Les remplissages et dépôts sédimentaires, parfois extrêmement ténus, constitueront de précieux marqueurs pour la caractérisation des systèmes de drainage (reconstitution des bassins versants) et permettant parfois la datation des phases de spéléogenèse. Ces différents indicateurs ou critères de diagnostic sont présentés succinctement.

2.2.4.1 Eléments de diagnostic des réseaux épigènes

Les phénomènes karstiques épigènes sont les plus communément rencontrés (Palmer, 1991 ; Audra et Palmer, 2015). Dans le cas d'une spéléogenèse épigène, les observations permettront principalement de déterminer la zonation du karst : la zone vadose, la zone épinoyée et la zone noyée (Fig. 2.8). Dans la zone vadose, les morphologies de conduits consisteront principalement à des puits-méandres où les écoulements sont conditionnés par la gravité. Les relations avec le niveau de base sont complexes et la zonation du karst doit être déterminée à partir de la transition vadose-phréatique des morphologies de conduits, passant de morphologies de puits méandre dans la zone vadose à des morphologies en tube dans la zone épinoyée (Palmer, 1991 ; Häuselmann *et al.*, 2003 ; Audra et Palmer, 2013). La zone épinoyée peut en effet être très importante et se retrouver largement en altitude par rapport au niveau de base. Le sommet des boucles épinoyées et des puits-cheminées marquera alors la transition vadose-épinoyée (Häuselmann, 2002). Les morphologies typiques de conduits épinoyés consistent en des conduits tubulaires en montagne russes où le seuil est dissymétrique. Le conduit amont présente généralement une pente faible et conserve des traces d'un écoulement noyé (argile de décantation, coupes, encoche de niveau d'eau, *etc.*) ainsi que d'un écoulement vadose (surcreusement, lapiaz de paroi, *etc.*). L'aval du seuil est généralement fortement incliné et comporte des traces d'un écoulement vadose. Le terme de paragenèse est utilisé pour décrire le développement d'un conduit en plafond, contemporain du dépôt de sédiments dans les parties inférieures de ce conduit. Ce processus requiert généralement un contexte aggradant dû à un niveau de base remontant ou à un colmatage local (e.g. effondrement). L'apport de sédiments est responsable de la régularisation des profils par la paragenèse et contribue à l'évolution des profils de cavités depuis des boucles à des drains de surface piézométrique (Audra et Palmer, 2015). Lorsque les sédiments sont exportés par des circulations vadoses postérieures, les parois peuvent conserver les traces d'un ancien remplissage (placages, banquettes limites).

Fig. 2.8 : Exemples d'éléments de diagnostic indicateurs de spéléogenèse épigène. Les lettres correspondent aux morphologies de conduits des photographies, les numéros à la position successive des niveaux de base. (A) Exemple de l'évolution d'un conduit karstique au fil du temps. Initialement, la dissolution est phréatique. L'aggradation de sédiments contemporains conduit à une paragenèse ascendante. La chute du niveau de base provoque une incision vadose et un surcreusement des sédiments et de la base du conduit initial (méandre). Une deuxième phase d'accumulation de sédiments provoque un remodelage paragenétique des parois (banquette limite, encoche). La chute du niveau de base provoque l'abandon du conduit initial et le développement d'un nouveau conduit en position déprimée. (B à G) Exemples de morphologies méso-échelle de grottes épigènes : (B et C) Puits (Mystery Falls, photo S. Alvarez) et méandre-canyon vadose (aven Autran, photo : Darboun), (D) seuil épinoyé, encroûtement de manganèse et coupes (Gouffre des Encanaux, photo : B. Arfib), (E) Puits-cheminée de l'Ours (Abîme de Maramoye, photo : J.Y. Bigot), (F) Rivière sur le niveau de base et encoche (Clearwater cave, photo : J. Wooldridge), (G) coupes de plafond dans le réseau de Saint-Marcel d'Ardèche (photo : J.Y. Bigot), (H) schéma de développement d'un puits-cheminée entre deux niveaux horizontaux suite à une remontée du niveau de base. (I) Vue en coupe de l'organisation de réseaux karstiques épigènes polyphasés et report des différentes morphologies. Modifié d'après Mocochain *et al.* (2006a), Mocochain *et al.* (2011), Farrant et Smart (2011), Audra et Palmer (2013), Jouvès *et al.* (2017).



< Légende page précédente

Le développement de cavités en réseau se fera alors en fonction des niveaux d'écoulement et des facteurs hydrodynamiques. Les conduits karstiques peuvent résulter d'un creusement *per-ascensum* (Per Ascensum model of Speleogenesis – PAMS) (Mocochain *et al.*, 2011). Un ancien drain en profondeur sera alors connecté soit à un nouveau drain plus en altitude par un puits-cheminée, soit directement à une source qui sera alors de type vaclusienne, et qui connectera les parties profondes et noyées d'un aquifère, à une zone d'émergence. Dans ces conditions noyée, les conduits seront principalement tubulaires du fait d'une dissolution plus ou moins isotrope.

2.2.4.2 Eléments de diagnostic des réseaux hypogènes

La spéléogénèse hypogène correspond au creusement de réseaux karstiques par des remontées d'eaux profondes, aux caractéristiques physico-chimiques particulières acquises en profondeur, et sans rapport avec la surface. Auparavant vu comme un phénomène anecdotique limité aux "grottes hydrothermales", la spéléogénèse hypogène apparaît aujourd'hui beaucoup plus répandue (Audra et Palmer, 2015 ; Klimchouk *et al.*, 2017). Dans ce type de spéléogénèse, plusieurs types de processus peuvent concourir à l'organisation de morphologies particulières (Fig. 2.9 et Chapitre 1). Une revue des différentes morphologies hypogène est donnée dans Klimchouk (2009). Des cavités hypogènes ont été identifiées dans divers contextes géologiques et tectoniques, formées par différents processus de dissolution opérant dans diverses lithologies. Malgré ces variations, l'organisation des cavités présente des aspects similaires quelque soit le processus (Klimchouk, 2009). Les cavités hypogènes présentent généralement une suite de caractéristiques de morphologies résultant de l'écoulement ascendant. En plus des critères hydrogéologiques (position hydro-stratigraphique, configuration de recharge-restitution), l'analyse morphogénétique est le principal outil d'identification des grottes hypogènes. L'organisation des réseaux résultants de processus hypogènes est fortement influencée par la structure de perméabilité (configurations des couches géologiques karstifiables Vs. non-karstifiables, fracturation, stratification). Les labyrinthes angulaires tridimensionnels à plusieurs étages sont les plus courants bien qu'il existe de nombreuses autres organisations telles que des salles ou géodes isolées, des conduits isolés, des amas locaux de conduits, *etc.*, (Audra et Palmer, 2015). De grands puits ascendants et des dolines d'effondrement sur de grands vides, associés à des systèmes hydrothermaux profonds, sont également connus (Thomas, 2010 ; Klimchouk, 2013a).

De plus en plus, les phénomènes de condensation-corrosion sont reconnus dans les cavités à travers le monde (Dublyansky et Dublyansky, 1998). Ces phénomènes ont tendance à effacer les morphologies initiales et rendent ainsi la reconnaissance des processus initiaux difficiles. Ce phénomène se repère généralement par la présence de coupoles coalescentes d'orientations et de géométries aléatoires indépendamment de la lithologie et/ou de la fracturation. Ce phénomène est fréquemment relié à un processus hypogène, dans lequel le dégazage des eaux remontantes associé à une température élevée des fluides, provoque une forte évaporation qui va se condenser au contact des parois plus froides et former un film d'eau acide sur les parois de la cavité, altérant ainsi l'encaissant.

A l'échelle des conduits, les réseaux hypogènes sont généralement caractérisés par une association de facteurs. Dans le cas de processus de condensation-corrosion, ils peuvent présenter une extraordinaire sécheresse corrélée avec des dépôts d'insolubles au sol. La condensation de l'air chaud au contact de la paroi provoque l'appartition d'un film d'eau acide sur celle-ci et ainsi la corrosion des parties les plus solubles (généralement le ciment calcaire) et la désagrégation des parties les moins solubles. Les conduits résultant d'une spéléogénèse hypogène présentent généralement des morphologies caractéristiques avec des points d'alimentation d'écoulement ascendant, des chemins de bulles, des arches au profil convexe vers le haut (*etc.*) (Klimchouk, 2009). Quelques dépôts chimiques peuvent être caractéristiques de cavités hypogènes tels les géodes de calcites drusiques, ou folias (Audra *et al.*, 2009). Des minéralisations rarement rencontrées peuvent être également associées à des processus hypogènes comme, pyrite, goethite, gypse, fibroferrite, jarosite (*etc.*) (Audra *et al.*, 2015a).

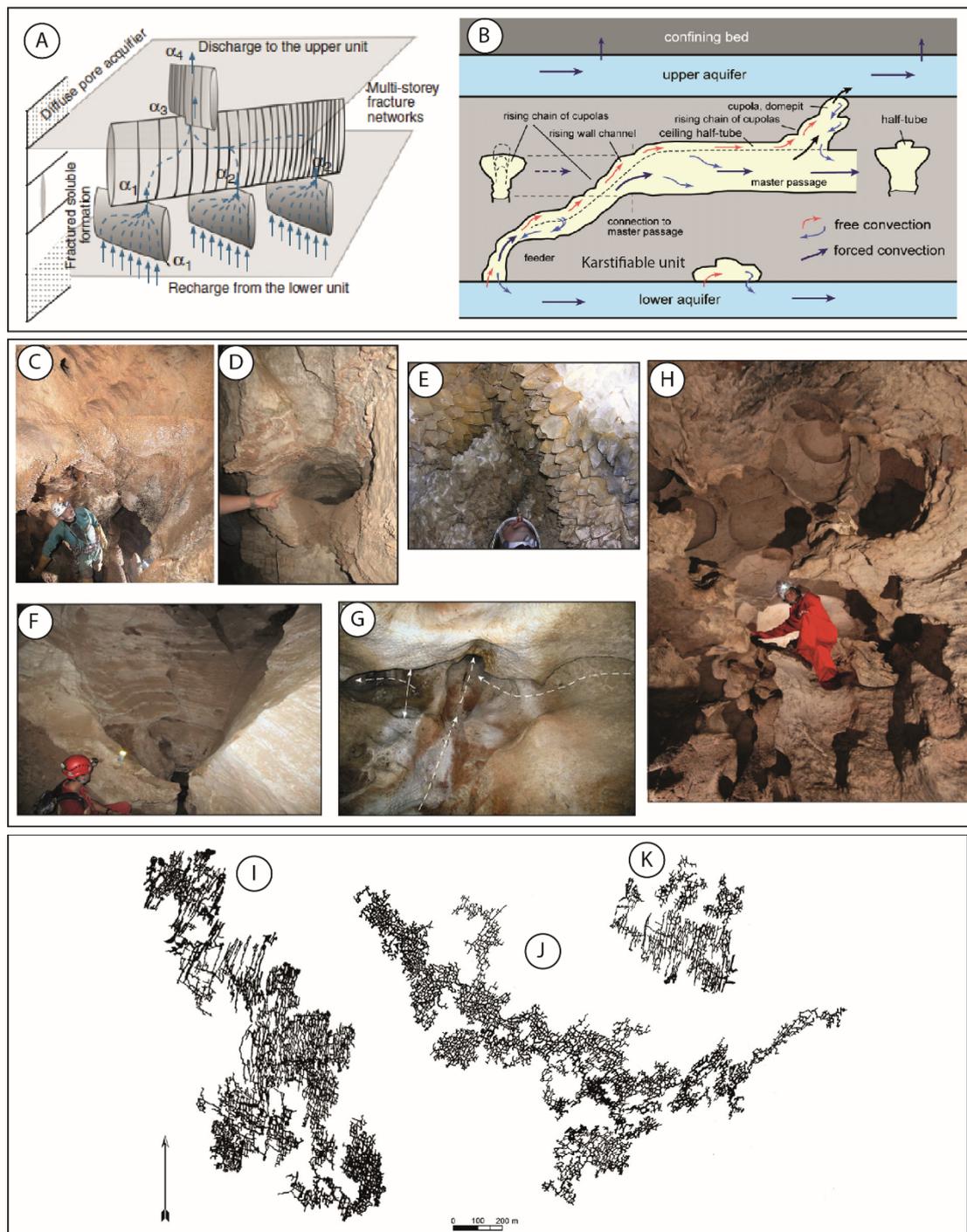


Fig. 2.9: Exemples d'éléments de diagnostic indicateurs de spéléogenèse hypogène. (A et B) Modèles d'écoulement dans les systèmes aquifères hypogènes. (A) Schéma d'organisation d'écoulement ascendant hypogène à travers plusieurs unités hydro-stratigraphiques et interfaces. (B) Suite morphologique résultant d'un d'écoulement ascendant. (C à H) Morphologies méso-échelle de grottes hypogènes : (C) salle des pénitents (Grotte de l'Adaouste, France) (photo J;Y. Bigot), stalagmites subaquatiques formées d'une accumulation de morceaux de planchers stalagmitiques, folia et empreinte du niveau d'eau, (D et F) Point d'alimentation d'écoulements ascendants (D : Grotte Toca Da Boa Vista, Bresil, calcaire et dolomies précambrien, et F : Grotte de Sonora, USA, calcaires crétacés), (E) Géode de calcite en rhomboèdre trigonaux sur un segment de la faille des Cévennes (Ardèche, France) (photo P. Deconinck), (G) point de fuite et chenal de voute associé aux circulations ascendantes (vue de dessous), Carlsbad Cavern (Permian limestone), Guadalupe Mountain, USA (photo : A. Klimchouk) ; (H) Coupoles coalescentes formées par condensation-corrosion (Grotte des Serpents, photo : S. Jaillet), (I à K) exemples d'organisation des réseaux hypogènes en labyrinthes angulaires (Ukraine, Gypses néogène) : (I) grotte Ozerna (117 km), (J) grotte Zoloushka (92 km) et (K) grotte Mlynki (28 km). Modifié d'après Audra *et al.* (2002a), Klimchouk (2009), Audra (2017)

2.2.4.3 Eléments de diagnostic des réseaux fantômés

La reconnaissance des phénomènes de fantômisations (Dubois *et al.*, 2014) est également d'un enjeu majeur car cette fantômisations pré-structure le réseau de discontinuité pour les phases de spéléogénèse suivantes. Cependant, la fantômisations a été jusqu'ici peu reconnue. Premièrement à cause du fait que la phase de débouillage des altérites par action mécanique efface les témoins initiaux de présence de fantôme, qui restent uniquement dans les zones à l'abri des courants turbulents, et deuxièmement, à cause du fait que les morphologies, de type labyrinthiques avec des passages à morphologies phréatiques, sont souvent mal interprétés comme d'origine phréatique (Audra et Palmer, 2015). Les témoins d'altérations de types fantômisations résident alors dans la présence d'altérites résiduelles non décolmatées au sein des réseaux, ou au sein d'affleurements révélés par les ouvrages de génie civil ou les carrières (Fig. 2.10). Lors de la surrection d'une région, la présence d'altérites meubles au sein d'un massif rocheux introduit une discontinuité importante qui sera préférentiellement exploitée par l'érosion. L'abaissement relatif du niveau de base provoque un tassement de l'altérite des pseudo-endokarsts (ou fantômes) du fait de l'importante porosité. Les circulations karstiques peuvent réutiliser les vides formés au toit des altérites (Quinif, 1999 ; Bruxelles *et al.*, 2009) et peuvent déblayer complètement le fantôme par érosion régressive. Le réseau de conduits altérés est alors réutilisé par de véritables circulations karstiques qui réaménagent les vides et introduisent des sédiments allochtones. En Belgique, le recouplement de pseudo-endokarst par les carrières s'illustre parfois par l'apparition d'une émergence au toit de l'altérite. L'écoulement évacue les parties fantômées et en quelques mois l'érosion régressive permet la formation de cavités pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres (Quinif et Bruxelles, 2011). À une autre échelle, lors du creusement des vallées, le développement des systèmes de drainage karstique a pu largement bénéficier de ce phénomène. Les résurgences sont susceptibles d'étendre leur bassin versant vers l'intérieur des plateaux en évacuant les parties altérées et en exportant l'altérite résiduelle (Bruxelles *et al.*, 2009 ; Quinif et Bruxelles, 2011). Le soutirage induit par ces circulations provoque la vidange de fractures altérées qui peuvent rejoindre la surface, déblayant ainsi des couloirs altérés et exhumant les parties plus saines, révélant ainsi des méga-lapiaz voire des avens (Camus et Bruxelles, 2013).

2.2.4.4 Analyse des dépôts et remplissages karstiques

Le karst joue également le rôle d'un milieu enregistreur par les sédiments qu'il renferme. En effet les karsts portent des informations paléogéographiques et climatiques (Häuselmann, 2002) pouvant être illustrées par la géométrie et l'agencement des conduits ainsi que par la nature des sédiments qu'ils contiennent. L'enregistrement des sédiments souterrains se fait dans une grotte qui constitue le réceptacle fermé protecteur et qui est ainsi considérée de plus en plus comme l'un des meilleurs milieux enregistreurs par sa dimension souterraine, à l'abri de l'érosion externe (Perroux *et al.*, 2010). En milieu karstique, dépôts et remplissages sont différenciés. Les dépôts correspondent à des sédiments contemporains de la création des vides karstiques (paragenèse) (Farrant et Smart, 2011), alors que les remplissages se mettent en place postérieurement et tendent à combler ces vides (Delannoy, 1997). Les dépôts sont syn-génétiques alors que les remplissages sont post-génétiques. Ils sont autochtones si les sédiments sont le fruit d'une dissolution, d'une désagrégation ou d'un démantèlement de la roche encaissante (cas des altérites par exemple). Ils sont para-autochtones s'ils proviennent d'un lessivage des alentours. Enfin ils sont allochtones s'ils proviennent d'un espace autre que celui où ils se déposent.

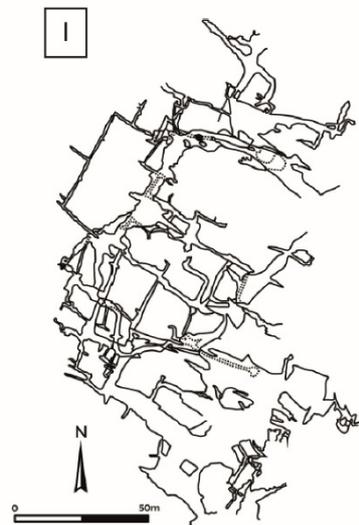
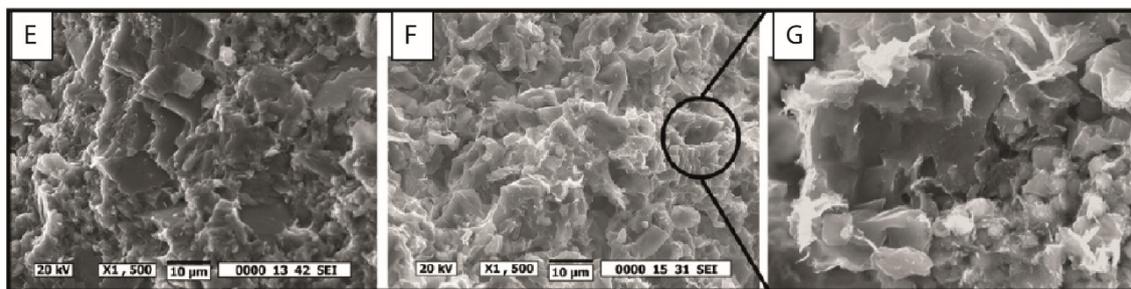
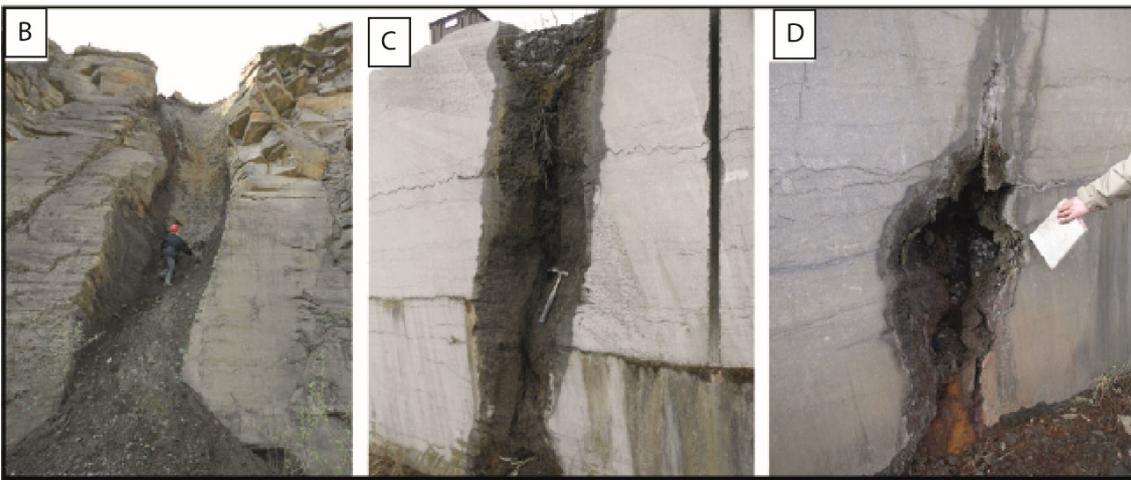
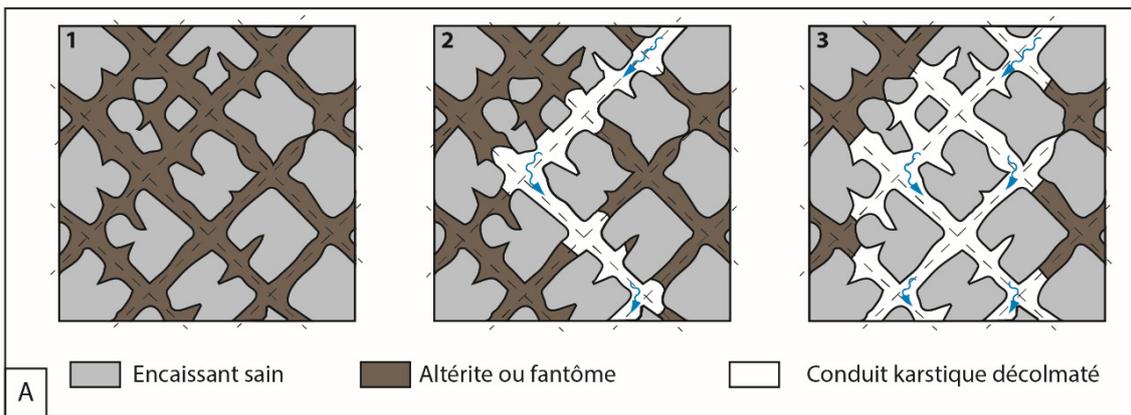


Fig. 2.10 : Exemples d'éléments de diagnostic indicateurs de spéléogénèse par fantômisation. (A) Plan schématique d'un pseudo-endokarst. Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (courant), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (1). Puis, l'apparition d'un gradient hydraulique permet la mise en place d'une circulation et l'évidement des conduits par érosion régressive (2). Progressivement, le maillage tectonique sur lequel s'était calée l'altération se dessine et laisse apparaître un labyrinthe de galeries (3). Les parties trop éloignées des principales circulations resteront colmatées par le fantôme. L'altérite in-situ est ensuite évacuée par érosion mécanique lors de l'augmentation du gradient. (B, C et D) Exemples caractéristiques de fantômes de roches dans les calcaires carbonifères autour de Soignies dans le sud de la Belgique: (B) grand couloir altéré où l'altérite est compactée; (C) couloir altéré contenant encore son altérite résiduelle; (D) exemple d'un fantôme endokarstique. (E, F et G) Images MEB de calcaires de la carrière Gauthier-Wincqz à Soignies, les échantillons correspondent au même faciès sédimentaire : (E) calcaire sain non altéré – pas de porosité intergranulaire ; (F) calcaire altéré – forte porosité intergranulaire, (G) détail d'un cristal sparitique altéré par la corrosion. (H) Altérites de fantôme de roche recoupé par les galeries de la grotte de la Grande Vernissière (Aveyron, France). (I) Réseau Felix–Mazauric décolmaté de la grotte de Bramabiau (Languedoc, France). Modifié d'après Bruxelles et Bruxelles (2002), Havron *et al.* (2007), Camus et Bruxelles (2013) et Dubois *et al.* (2014).

La détermination des cortèges sédimentaires des remplissages ou dépôts karstiques au moyen de différentes approches (lame mince, analyses MEB, diffractométrie aux rayons X – DRX, *etc.*) permettent souvent de déterminer des sources d'apports, des bassins d'alimentation et de fournir des datations relatives ou absolues sur les différentes phases spéléogénétiques et l'évolution géomorphologique. En effet, l'organisation verticale des systèmes karstiques épigènes étant en étroite relation avec l'évolution géomorphologique régionale d'un secteur d'étude, la datation des phases de spéléogénèse peut constituer un jalon très important pour la reconstitution et l'interprétation de cette histoire (Audra et Palmer, 2015 ; Calvet *et al.*, 2015). Or, une des principales difficultés est que les conduits eux-mêmes sont des vides qui ne peuvent pas être datés directement. Cependant, la datation des sédiments de cavités peut donner un âge minimum d'origine des conduits. La datation des dépôts chimiques (spéléothèmes) par les isotopes de l'Uranium ($^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$) est à ce jour plus facile, mais leur formation n'a généralement rien à voir avec l'origine des conduits. Les datations les plus utiles seront celles sur les sédiments détritiques, étant donné le fait que les sédiments ont probablement été transportés par la même eau qui a participé aux phases d'élargissement des conduits. Les minéraux associés à une spéléogénèse par acide sulfurique (SAS) pourront également constituer de bons marqueurs dans la mesure où ces derniers sont généralement contemporains de la formation des cavités (De Waele *et al.*, 2016). Plusieurs méthodes peuvent être utilisées afin de dater les sédiments souterrains, en fonction de la nature et de l'âge supposé du sédiment :

- Les datations par mesures paléomagnétiques de sédiments. Ces approches ont été utilisées avec succès pour les interprétations géomorphologiques. Cependant, dans la méthode reposant sur la détermination des positions d'inversion de polarité, une continuité de la séquence sédimentaire est nécessaire pour s'assurer du calage temporel (Schmidt, 1982 ; Sasowsky, 2005).
- Les datations par radioéléments. Les datations par radionucléides cosmogéniques sur les sédiments quartzeux. Cette approche, basée initialement sur le couple ^{26}Al et ^{10}Be , est sans doute l'approche la plus appropriée à la datation de sédiments de cavité, car elle donne une gamme continue de dates numériques, sans lacunes pouvant aller jusqu'à environ 6 millions d'années (Granger et Muzikar, 2001), ce qui est suffisant pour couvrir l'ensemble de l'histoire génétique de la plupart des cavités (Audra et Palmer, 2015). Récemment cette approche a été améliorée par l'utilisation du couple $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$, permettant de couvrir une gamme pouvant aller jusqu'à environ 20Ma (McPhillips *et al.*, 2016 ; Sartégou *et al.*, 2018). D'autres méthodes basées sur les radioéléments ont également été utilisées afin de dater la formation de cavités. Osborne *et al.* (2006) utilisent la datation K-Ar pour dater de l'illite provenant de la néoformation hydrothermale et ont daté une partie des grottes de Jenolan (Australie) pour s'être formées durant la période carbonifère (342 à 335 Ma). De même, la datation Ar-Ar des minéraux de néoformation contenant du K tels que la jarosite et l'alunite a été utilisée avec succès pour des grottes sulfuriques datant de millions d'années (Polyak *et al.*, 1998).
- Les datations à partir des couples isotopiques (U/Th ; ^{14}C) dans les sédiments chimiques incorporés dans la série sédimentaire détritique, permettent de raisonner sur des échelles de temps importantes (Maire, 1990).

- Les datations par les faunes, microfaunes ou nannofaunes contenues dans les remplissages sédimentaires (Philip *et al.*, 1975 ; Husson *et al.*, 2012). De la même manière que les radionucléides cosmogéniques cette méthode de datations donne un âge minimum pour la cavité dans la mesure où il est daté le remplissage et non le vide karstique. Cette méthode de reconnaissance des micro- et nannofaunes (principalement foraminifères, ostracodes et coccolithophoridés) nécessite cependant une bonne conservation des thèques, ce qui implique un faible remaniement et transport.

Cependant, un des problèmes majeurs dans toutes ces méthodes de datations est de savoir ce qui est daté. En effet, il n'est jamais certain que les âges obtenus soit réellement les âges associés à la formation ou au fonctionnement des conduits karstiques. Plusieurs phénomènes peuvent venir perturber le signal comme des remaniements dans les séries dues à des soutirages, des variations du niveau de base qui engendrent plusieurs cortèges piégés dans des drains réutilisés par des circulations polyphasées. Il est alors généralement nécessaire de coupler les datations avec une analyse karstologique et sédimentologique détaillée permettant de discriminer les différentes phases de fonctionnement des conduits karstiques et de les associer aux sédiments contemporains (Häuselmann, 2007).

2.2.5 Plusieurs approches pour l'étude de l'objet karst

Les méthodes d'étude des aquifères et réservoirs karstiques sont variées. Certaines ont principalement pour but d'étudier le fonctionnement hydrodynamique, d'autres d'étudier la structure de l'aquifère. Cependant, le fonctionnement est lié à la structure, et la structure au fonctionnement. Ces approches et méthodes d'études apparaissent alors fortement complémentaires dans l'étude de l'objet karst. Une synthèse de ces approches est proposée dans le Tableau 2.1. Les approches hydrogéologiques permettent principalement de caractériser le fonctionnement et le comportement hydrodynamique d'un aquifère en permettant d'établir des bilans hydriques, de déterminer l'origine et la destination des différentes masses d'eaux et d'aborder des questions de pollution et de qualité des eaux. Les approches géologiques et karstologiques ont principalement pour but de décrire la structure de l'aquifère. Les approches géologiques permettront de définir la géométrie 2D ou 3D de l'aquifère, de déterminer les propriétés statiques de l'encaissant et leur rôle probable sur les écoulements. Les approches karstologiques auront elles, pour but principal de reconstituer l'organisation de la karstification au cours du temps et de déterminer le rôle probable de ces structures karstiques sur les écoulements. Ces méthodes présentent chacune leurs avantages et limites, et deviennent complémentaires lors de la caractérisation réservoir d'un aquifère karstique.

Les réseaux karstiques ont de plus souvent fait l'objet d'explorations spéléologiques. Ces explorations donnent lieu à l'établissement de topographies en plan et coupe des réseaux explorés. Ces topographies sont riches d'informations, et il est parfois même possible d'identifier le type de spéléogenèse en analysant une topographie (Palmer, 1991). Même si ces topographies sont une représentation simplifiée de la cavité en 2D, elles sont généralement fournies avec une échelle et un azimut, ce qui permet de les replacer dans l'espace et d'obtenir des informations morphométriques (géométriques et topologiques) telles que les orientations préférentielles des conduits ainsi que la taille, la tortuosité, la connectivité ou la longueur des branches (Howard, 1971 ; Abelard *et al.*, 2011 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Collon *et al.*, 2017). De la même manière une analyse morphométrique peut être appliquée sur des données de topographies 3D afin de caractériser le contrôle tectonique sur les structures karstiques (Ballesteros *et al.*, 2014). L'analyse des topographies 3D a fait l'objet d'étude complémentaires dans cette thèse de doctorat, présentées en chapitre 3.

Tableau 2.1 : Approches d'étude des aquifères karstiques. Modifié d'après Goldscheider (2015), en italique les éléments ajoutés dans ce travail.

| Approche | | Paramètres analysés | Application et avantages | Limitations et inconvénients | |
|--|---|---|--|--|--|
| Hydrogéologique | Hydrologique, Hydraulique, Hydrogéologique | <i>Précipitations, débits, conductivité électrique, hauteurs d'eau, conductivité hydraulique,</i> | Bilan hydriques (entrées, sorties, stockage) | Modèles globaux, Pas de discrétisation des écoulements, Bilan souvent problématique car bassin d'alimentation souvent complexe et partiellement connu | Fonctionnement de l'aquifère |
| | | | Caractérisation du comportement du système par les hydrogrammes des sources | | |
| | | | Détermination des paramètres hydrauliques et conditions aux limites | | |
| | | | Détermination des directions et modes d'écoulement, variations de la surface piézométrique | | |
| | Hydrochimique | <i>Ions majeurs (par ex. Ca²⁺, Mg²⁺, Na²⁺, HCO³⁻, Cl⁻, SO₄²⁻) et mineurs (Al³⁺, F⁻, Fe²⁺, Fe³⁺, etc.), CFC, SF₆, fluorescence naturelle, DOC, TOC</i> | Information sur la qualité de l'eau et les problèmes de contamination | Variabilité temporelle nécessitant un suivi continu, Relations parfois délicates à établir | |
| | | | Traceurs naturels pour l'origine et le mélange des eaux | | |
| | | | Interactions eau-roche | | |
| | Isotopique | <i>¹⁸O, ²H, ¹³C</i> | Traceurs naturels pour l'origine et le mélange des eaux (altitude de recharge, âges, temps de résidence) | | |
| | | | Interactions eau-roche | | |
| | Traçages | <i>Concentration en traceurs naturels ou artificiels</i> | Détermination de connexions et des vitesses d'écoulement moyennes | Ambiguïtés dans l'interprétation de résultats de traçages artificiels négatifs Application limitée dans le cas de systèmes à l'échelle régionale avec des temps de transit long et une forte dilution | |
| Informations sur le transport de contaminants | | | | | |
| Informations fiables et précises | | | | | |
| Délimitation du bassin d'alimentation | | | | | |
| Géologique | Géologie structurale | <i>Orientations discontinuités, pendages, ouverture, densité de fractures</i> | Structure 2D ou 3D de l'aquifère | Pas toujours de lien direct entre les données géologiques et les écoulements souterrains, Données limitées en profondeur | |
| | | | Orientations et caractéristiques des discontinuités préférentielles | | |
| | Sédimentologie | <i>Faciès, propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité)</i> | Détermination des faciès sédimentaires favorable à la karstification | | |
| | | | Détermination des horizons d'inception | | |
| | Géophysique | <i>Résistivité électrique, propriétés acoustiques et sismiques</i> | Détermination des structures géologiques | | Plus la profondeur d'investigation est importante plus la résolution est basse |
| | | | Localisation des zones fracturées et des chemins d'écoulement préférentiels | | |
| Données pouvant être acquise sur de larges zones | | | Problèmes de bruits et limitations techniques | | |
| Karstologique | Investigations spéléologiques et géomorphologie | <i>Géométrie des conduits, altitudes des différentes morphologies karstiques</i> | Localisation et cartographie des conduits karstiques | Uniquement une partie limitée est observable, problème de représentativité | |
| | | | Observations et mesures directes dans l'aquifère | | |
| | | | <i>Reconstitution des phases successives de karstification</i> | | <i>Reconstitution spatiale et temporelle souvent délicate, problèmes de datation</i> |
| | | | <i>Modalités d'infiltrations et de transit des fluides</i> | | <i>Souvent uniquement qualitatif</i> |
| | | | <i>Datation des sédiments karstiques</i> | | <i>Difficulté à savoir ce qui est daté, problèmes d'interprétation</i> |
| | | | | | Structure de l'aquifère |

Dans les sections suivantes, une analyse de la structuration du massif karstique de Siou-Blanc est réalisée, en faisant appel aux connaissances apportées par les différentes études antérieures et actuelles (thèse de C. Baudement). Cette étude a pour but d'apporter des éléments de connaissances du karst alimentant les sources de Dardennes, notamment au niveau du rôle des structures karstiques successives.

2.3 Contexte d'étude des réservoirs karstiques de Dardennes

Dans le cadre du projet Dardennes visant à caractériser les ressources en eau disponibles de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc, une analyse de la structuration karstique des massifs a été réalisée. Cette section préliminaire présente le contexte d'étude et les connaissances géologiques, hydrogéologiques et géomorphologiques disponibles.

2.3.1 Contexte géographique

Le massif de Siou-Blanc se situe dans le sud-est de la France au nord de Toulon. Ce massif compose la partie est de l'unité géologique du Beausset qui s'étend entre Marseille et Toulon. L'Unité du Beausset est définie selon les limites données par Fournillon (2012) à partir de la masse d'eau "Bassin du Beausset" du référentiel de l'hydrographie française (IGN – BD Carthage, 2001). L'unité s'étend à cheval sur les départements du Var et des Bouches-du-Rhône. Cette unité peut se décomposer en plusieurs unités topographiques et géographiques (Fig. 2.11). À l'ouest, l'unité se termine par le massif des Calanques présent au sud de Marseille et Aubagne. Le Massif de la Sainte-Baume culminant à 1148 mètres marque la frontière nord. La Sainte-Baume se prolonge à l'est par le massif d'Agnis. À l'est de l'unité, se trouve le massif de Siou-Blanc qui est séparé d'Agnis par une dépression ; le poljé de Signes. Le massif de Siou-Blanc est un vaste plateau culminant à 800 m d'altitude.

La partie sud de l'Unité est marquée par une succession de massifs dont les altitudes varient entre 800 m et 200 m d'altitude. Ces massifs peuvent être regroupés dans l'ensemble des Massifs nord-toulonnais, qui sont d'est en ouest : le Coudon, le Mont Faron, le Croupatier, le Mont Caume et le Gros Cerveau. Au sud de ces massifs se trouve l'Unité de Bandol. La Falaise de Soubeyran, culminant à 400 m au-dessus de la mer, sépare La Ciotat et Cassis. Le cœur du bassin du Beausset correspond à une grande dépression est-ouest armée de quelques collines à proximité du Beausset. Une vaste surface plane forme le plateau du Camp, allongé d'est en ouest, dont l'altitude varie entre 380 m et 450 m. Ce dernier est séparé de la Sainte Baume par une série de dépressions orientées est-ouest. Ces dépressions s'échelonnent de Signes aux Calanques avec d'est en ouest les poljés de Signes, Chibron, Cuges et Cassis. L'unité est drainée par des fleuves côtiers pérennes et temporaires qui se répartissent principalement autour du massif de Siou-Blanc. Le Gapeau est le seul fleuve permanent de l'Unité du Beausset et prend sa source dans le poljé de Signes. Au sud de Siou-Blanc, Le Las draine les eaux sortant aux sources de Dardennes. Deux fleuves drainent les parties les plus centrales de l'unité en entaillant le massif du Gros Cerveau, La Reppe et le Grand Vallat.

2.3.2 Contexte géologique

La Provence constitue le bassin d'avant-pays du front nord de la déformation pyrénéenne et du front sud-sud-ouest de la déformation alpine. L'altitude moyenne des reliefs de la Provence est d'environ 800 m avec peu de sommets dépassant les 1500 m d'altitude (Fig. 2.12). La Provence est divisée en deux domaines géologiques majeurs par la faille de la Moyenne Durance relayée par la faille d'Aix-en-Provence. Ces deux failles sont héritées du Paléozoïque. La zone localisée à l'ouest des deux failles est appelée "Provence occidentale" et celle située à l'est, la "Provence orientale". La Provence occidentale est essentiellement constituée de formations sédimentaires d'âge Mésozoïque-Cénozoïque, d'environ 10 km d'épaisseur. La Provence orientale comprenant le massif Paléozoïque des Maures, se caractérise par une pile sédimentaire de moindre épaisseur, d'environ 3 km.

La région toulonnaise se situe entre la Provence calcaire à l'ouest et la Provence cristalline à l'est. Les structures géologiques résultent d'une histoire complexe débutée au Paléozoïque. De nombreuses études géologiques sur la structure de l'Unité du Beausset ont été réalisées au cours du XX^{ème} siècle (Bertrand, 1887 ; Gouvernet, 1963 ; Bercovici, 1983 ; Philip, 1987 ; Tempier, 1987) et plus récemment par Leleu (2005), Fournillon (2012), Tassy (2012) et Bestani (2014).

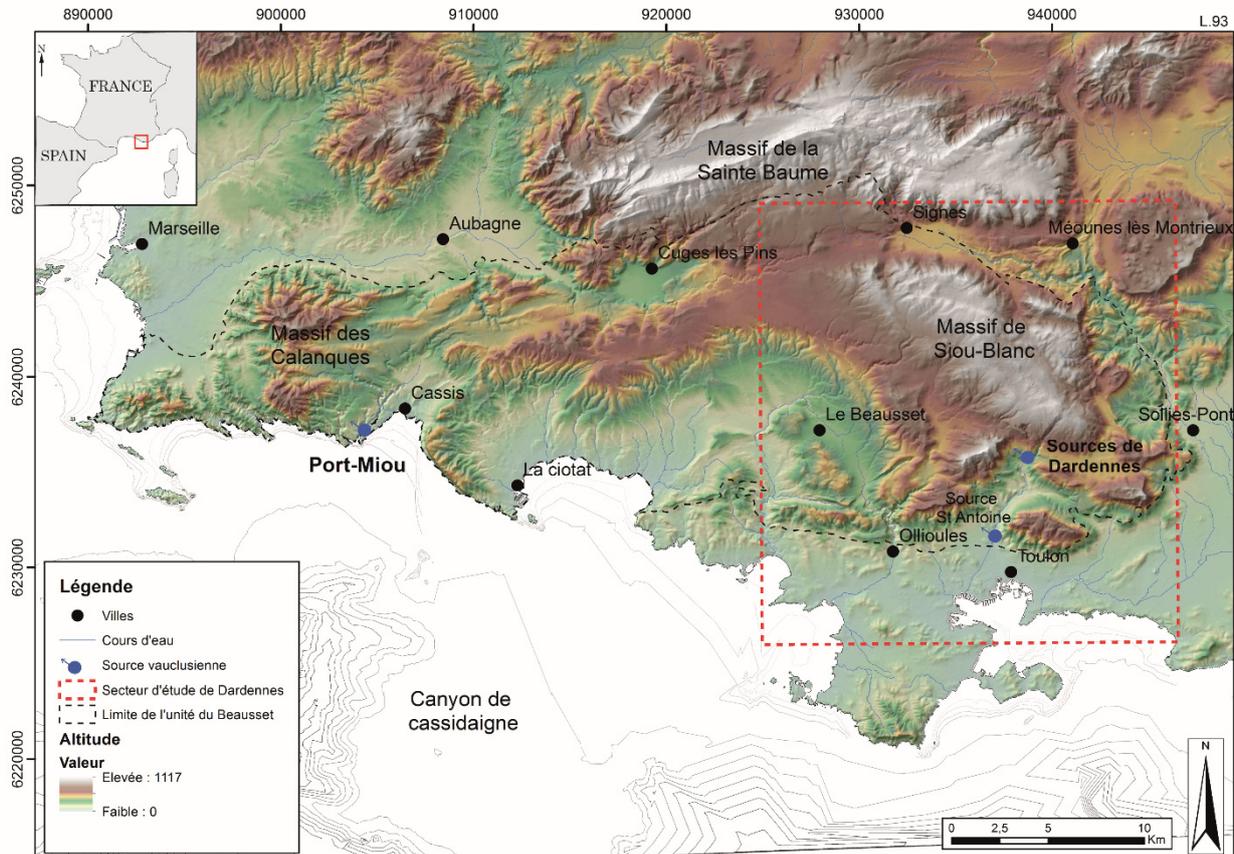


Fig. 2.11 : Localisation générale de l'unité du Beausset, du massif de Siou-Blanc et des sources de Dardennes. L'unité géologique du Beausset est drainée par deux exutoires principaux correspondant à des sources vaclusiennes : Port-Miou/Bestouan à l'ouest, les sources de Dardennes à l'est. La zone d'étude principale se situe à l'est de l'unité du Beausset.

2.3.2.1 Aperçu de l'histoire géodynamique de la Provence

L'histoire géodynamique de la Provence a été contrôlée par la succession d'épisodes d'extension, de compression, d'enfouissement, d'érosion et d'aplanissement qui ont affecté cette zone depuis le Paléozoïque. Les phases majeures sont reprises ici.

La fin de l'ère Paléozoïque est caractérisée par le démantèlement de la chaîne varisque (ou hercynienne) mise en place durant le Dévonien par une compression responsable de grands accidents orientés environ N030 (Arthaud et Matte, 1975). Cette orogénèse se termine au Carbonifère où sont mis en place des grands décrochements sénestres orientés N135 et dextres N045 (Arthaud et Matte, 1975). Ces deux phases vont conditionner les différents compartiments tectoniques que l'on retrouve encore aujourd'hui à l'échelle de la Provence (Guyonnet-Benaize *et al.*, 2010).

Durant le Permien jusqu'au Jurassique, un régime extensif se met en place avec le rifting pangéen responsable de l'ouverture du bassin liguro-piémontais (Rudkiewicz, 1988) et la mise en place, entre l'Afrique et l'Europe, de l'océan Téthys durant le Trias-Jurassique (Stampfli *et al.*, 2002).

Le Crétacé inférieur débute par la phase de rifting nord-atlantique. Celle-ci est responsable d'une extension orientée nord-sud jusqu'au Valanginien, puis est-ouest au Barrémien (Masse *et al.*, 2009).

Après le Barrémien, des mouvements tectoniques vont marquer le début du "Bombement Durancien", structure est-ouest de type blocs basculés formant un haut structural au nord de la Provence (Chorowitz et Mekarina, 1992). Ce système de horsts et grabens est contrôlé par des failles N110 (Hennuy, 2003) en transtension avec une déformation à grande longueur d'onde (Guyonnet-Benaize *et al.*, 2010). Ce bombement a mis à l'émergence les terrains du Crétacé inférieur dans l'Unité du Beausset (Philip, 1987), formant une surface intensément karstifiée et bauxitisée (Laville, 1981). Cela va entraîner une érosion d'une partie ou de la totalité des dépôts de l'Aptien et de l'Albien dans la région toulonnaise (Rousset, 1969).

Le bassin du Beausset *sensu stricto* (Floquet *et al.*, 2005) se met en place à partir de l'Albien dans un régime de transtension accommodé par des failles N110 (Hennuy, 2003).

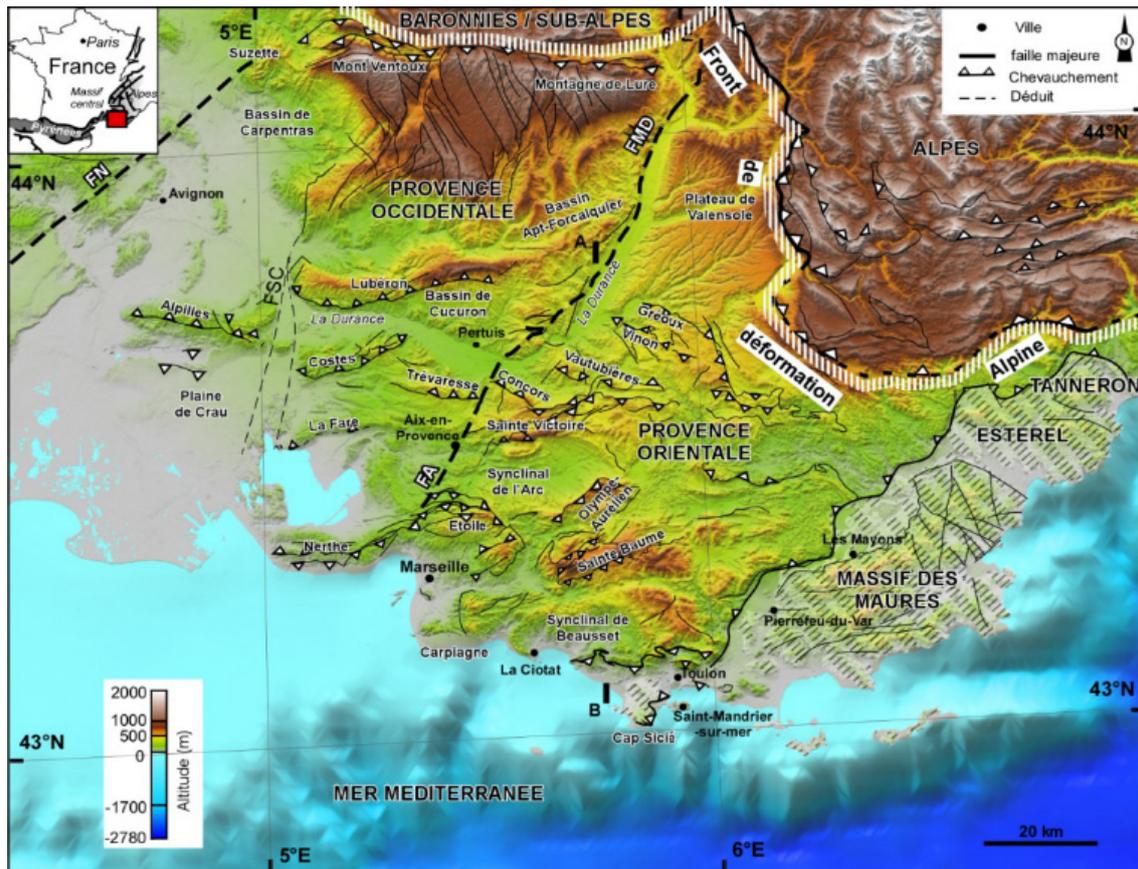


Fig. 2.12 : Le bassin d'avant-pays de Provence. MNT issu de données altimétriques de la NASA (50m). Les zones hachurées grises/blanches correspondent aux massifs paléozoïques des Maures et du Tannéon. FN : Faille de Nîmes. FSC : Faille de Salon-Cavaillon. FA : Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance. Bestani (2014).

À partir du Santonien s'amorce la compression Pyrénéo-Provençale. L'ouverture de l'Atlantique nord entraîne l'arrêt de l'ouverture de la Téthys, l'inversion tectonique et le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe. La convergence de ces deux continents entraîne la collision de la plaque Ibérique avec l'Europe et la formation des Pyrénées et des chaînes catalanes jusqu'au Miocène (Mattauer, 1968 ; Roure et Choukroune, 1998 ; Fitzgerald *et al.*, 1999). En Provence, la compression pyrénéo-provençale débute vers 80 Ma et est en relation avec la subduction de la plaque africaine sous la plaque européenne. Cette phase de compression se manifeste jusqu'à l'Eocène avec des directions de compression stables orientées environ N-S (Le Pichon *et al.*, 1988). Cette tectonique polyphasée est à l'origine de grandes structures provençales orientées est-ouest observées aujourd'hui allant du Mont Ventoux aux chevauchements nord-toulonnais (Tempier, 1987). Un raccourcissement total d'environ 40 km ($\approx 25\%$) est identifié par Bestani *et al.* (2015) entre le Cap Sicié (au sud) et Pertuis (au nord), incluant le synclinal

de l'unité du Beausset, le synclinal de l'Arc ainsi que la Sainte-Baume et la Sainte Victoire, dont la majeure partie (≈ 37 km) est accommodée par les déformations du socle.

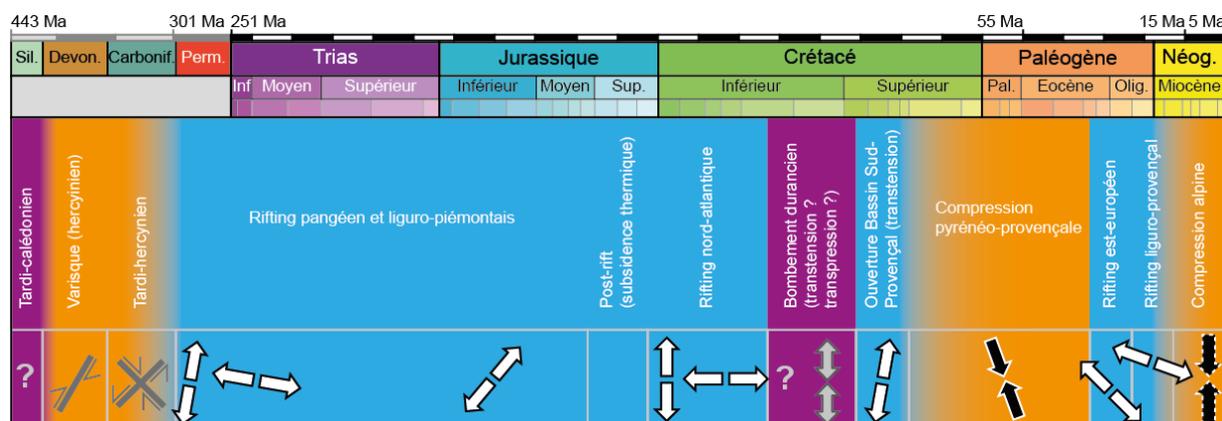


Fig. 2.13 : Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes. Fournillon (2012).

À l'Oligocène le rifting ouest européen provoque une extension N0 à N135 (Arthaud *et al.*, 1977), et l'ouverture du bassin liguro-provençal (Hippolyte *et al.*, 1993 ; Mauffret et Gorini, 1996). Ce rifting résulterait d'une réorientation de la direction de convergence de la plaque apulienne par rapport à l'Europe et provoquerait la formation d'un prisme orogénique dans les Alpes (Choukroune *et al.*, 1986 ; Ford *et al.*, 2006). Le bassin liguro-provençal serait un bassin d'arrière-arc lié à la subduction située au front des Apennins (Lacombe et Jolivet, 2005).

La phase d'extension fini-oligocène a entraîné la dérive du bloc corso-sarde et l'ouverture du Golfe du Lion jusqu'à la fin du Burdigalien (Gattacceca *et al.*, 2007). Cette phase est responsable de nombreux petits bassins en Provence, dont les bassins marseillais et aubagnais.

La convergence de l'Afrique et l'Europe responsable de la phase alpine se poursuit durant le Miocène jusqu'au Pliocène (Champion *et al.*, 2000). Contrairement à la Provence occidentale, la Provence orientale, au sud de la faille de la moyenne Durance, n'a été que peu affectée par la phase Alpine (Combes, 1984 ; Champion *et al.*, 2000 ; Bestani *et al.*, 2015). Dans le bassin oligocène de Marseille, Fournier *et al.* (2016) ont mis en évidence une phase de compression N-S dont l'âge est compris entre le Burdigalien inférieur et moyen (18-20 Ma).

À la fin du Miocène, la Méditerranée se retrouve isolée de l'océan Atlantique suite à la fermeture du détroit de Gibraltar (Clauzon *et al.*, 1996). L'évaporation provoque une chute drastique du niveau marin de la Méditerranée : plus de 1500 m de profondeur (Ryan, 1976). Cette "crise messinienne" (5,96 à 5,32 Ma) provoque une forte incision du réseau hydrographique formant des canyons pouvant atteindre 1000 m de profondeur (Clauzon, 1973 ; Clauzon, 1978). La remise en eau a provoqué le remblaiement des rias durant le Pliocène, oblitérant les réseaux karstiques profonds.

2.3.2.2 Contexte stratigraphique de l'aquifère de Siou-Blanc

L'unité du Beausset se développe selon un vaste synclinal dissymétrique à bordure sud-est redressée, et à charnière d'axe globalement E-O (Fig. 2.15). Elle est limitée à l'ouest par les bassins oligocènes de Marseille-Aubagne, à l'est par la dépression permienne de Solliès-Ville, et est bordée au sud par les chevauchements nord-toulonnais et au nord par le grand accident chevauchant de la Sainte-Baume. À l'affleurement, l'unité est composée de terrains allant du Trias inférieur au Crétacé supérieur, sujette à de nombreux changements latéraux de faciès et d'épaisseur (Fig. 2.14). La pile sédimentaire comporte des lithologies et des épaisseurs variées liées aux conditions de dépôts dans l'ancien bassin sédimentaire sud-Provençal. Les lithologies comprennent évaporites, calcaires, dolomies, marnes et grès (Fig. 2.14).

De nombreuses études géologiques ont été réalisées sur l'unité géologique du Beausset, depuis la première carte géologique des Bouches-du-Rhône de Matheron (1839). Une synthèse stratigraphique exhaustive de l'unité du Beausset est présente dans la thèse de Fournillon (2012). En mer, les chevauchements nord-toulonnais se propagent vers l'ouest et sont entaillés par les canyons de Bandol et de Cassidaigne (Tassy *et al.*, 2014). Ces canyons incisent les terrains du Jurassique supérieur.

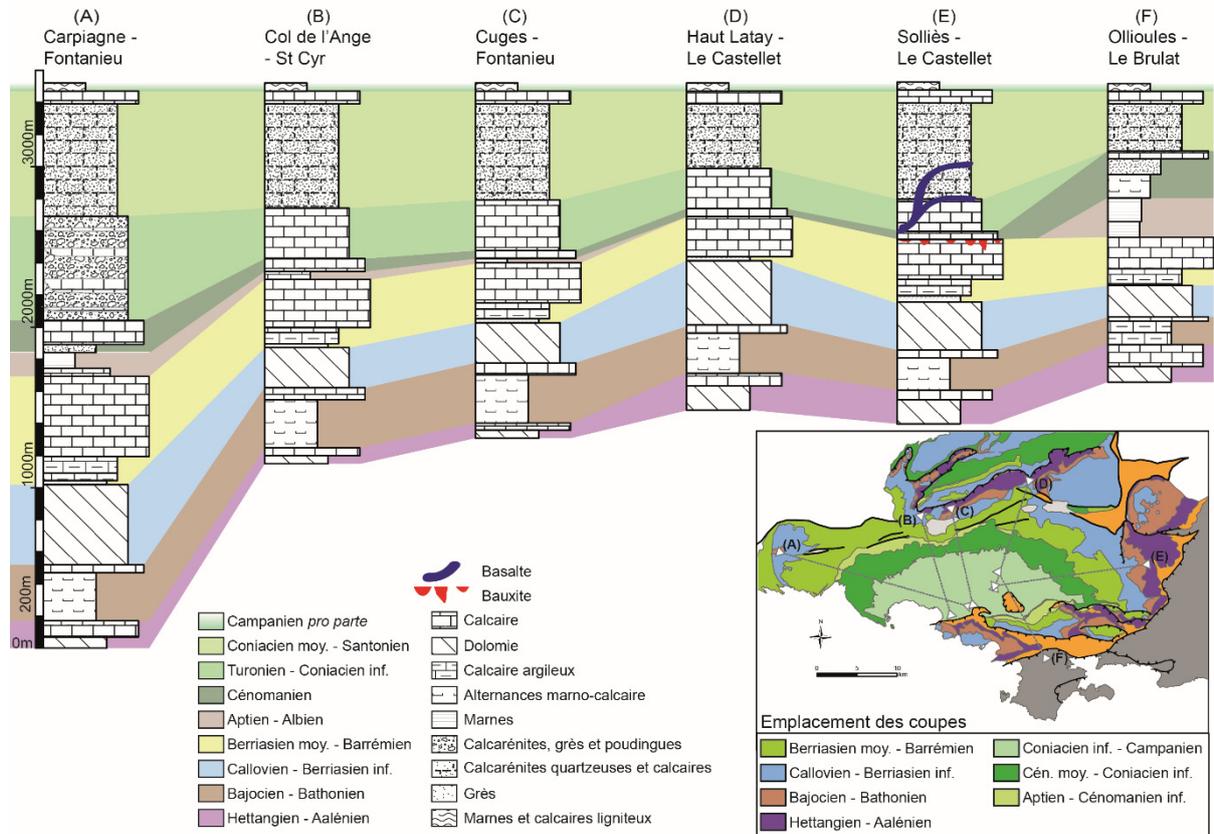


Fig. 2.14 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien, établie à travers six coupes synthétiques dont le positionnement est indiqué sur la carte. Fournillon (2012)

Le massif karstique de Siou-Blanc constitue la bordure est de l'unité du Beausset. Il est limité au sud par les chevauchements nord-toulonnais, à l'est par la vallée du Gapeau, qui entaille les terrains du Jurassique inférieur et du Trias, et au nord par la dépression de Signes et la chaîne de la Sainte-Baume (Fig. 2.15). La série sédimentaire du massif forme globalement un monoclin au pendage d'environ 15°SW s'enfonçant dans le cœur du bassin du Beausset et redressé au niveau des sources de Dardennes pour former la terminaison orientale de la structure synclinale du Beausset.

Le synclinal, au droit des sources de Dardennes, peut soit correspondre à un pli d'entraînement sous le niveau de décollement, soit à l'inversion en compression d'une structure en graben. La géométrie de ce synclinal reste soumise à des incertitudes. Cette structure a été construite en fonction de données de surface et en fonction des règles géométriques utilisées par la méthode des coupes équilibrées (coupe de la Fig. 2.16). Cette structure profonde serait à confirmer avec des méthodes géophysiques profondes ou des forages exploratoires.

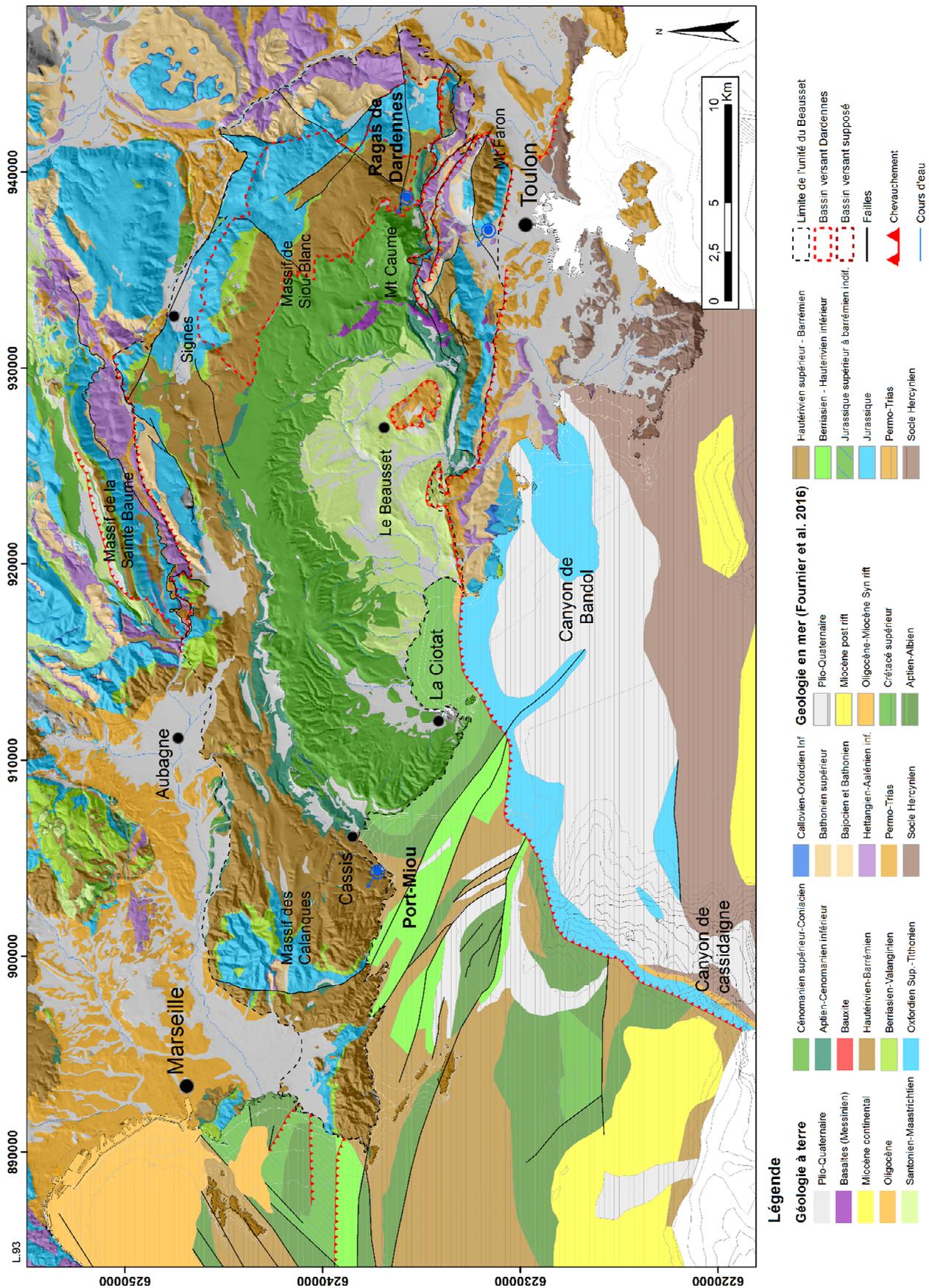


Fig. 2.15 : Carte géologique Terre-Mer générale du Bassin du Beausset. D'après les données de la carte géologique du BRGM (1/50000) et de Fournier *et al.* (2016).

Au niveau du massif de Siou-Blanc nous distinguerons dans la suite de l'étude plusieurs unités stratigraphiques dont certains des niveaux sont regroupés afin de rendre compte du caractère plus ou moins karstifiable ou le rôle d'écran à la karstification de certains niveaux. Ainsi on distinguera :

Les formations du Trias : en forage et pour les sources, le sommet du Trias apparaît comme aquiclude ou du moins aquitard. Il contraste ainsi avec l'aquifère Hettangien sus-jacent.

- Les formations de l'Hettangien à l'Aalénien : cet horizon encadre avec l'horizon sous-jacent l'intégralité du Jurassique inférieur, ainsi qu'une petite partie du Jurassique moyen. Cela permet de regrouper dans une même unité les formations aquifères du Jurassique inférieur.
- Le Bajocien-Bathonien composé d'alternances marno-calcaires.
- Le Bathonien supérieur. Dans le secteur d'étude de l'est de l'unité géologique du Beausset, le Bathonien supérieur est composé d'une série de calcaires et dolomies d'environ 100 m d'épaisseur. Au nord-est, au niveau du massif de Saint Clément, cette série renferme les grands réseaux horizontaux connus comme le Ragaie de Néoules, la grotte des Rampins ou la rivière souterraine de Planesselve.
- Le Callovien composé de marno-calcaire et pouvant conditionner localement les écoulements.
- Le Jurassique supérieur. Cet ensemble permet de regrouper au sein d'une même unité l'intégralité des formations du Jurassique supérieur à dominante dolomitique. L'intervalle individualisé correspond au deuxième aquifère principal du massif de Siou-Blanc et plus largement de l'unité du Beausset.
- Le Berriasien-Valanginien correspondant à des alternances de calcaires et de marnes vertes d'âge berriasien inférieur. Cet étage forme un écran aux écoulements comme en attestent les poljés du Caveau ou de la Limate.
- Les formations de l'Hautérivien-Barrémien regroupant les formations aquifères du Crétacé inférieur. Cette unité représente le troisième aquifère principal de l'unité du Beausset dans le secteur de Siou-Blanc.
- Le Cénomaniens inférieur regroupe dans une même unité toutes les formations les plus argileuses incluant l'Aptien. Bien que cet intervalle puisse être traversé par les fluides au gré de failles, il représente un contraste majeur avec les formations sus- et sous-jacentes. Cet intervalle a également la particularité de présenter de grandes variations d'épaisseurs dues à une structuration syn-sédimentaire, et de ne pas être continu à l'échelle de la zone d'étude.
- Les formations du Cénomaniens moyen au Coniacien moyen qui se divisent en formations de plateforme carbonatée, bassin, et deltas détritiques. Ces derniers sont inféodés aux parties les plus méridionales de la zone d'étude. Ces formations avaient fait l'objet de mesures pétrophysiques et des forages ont montré qu'elles sont potentiellement aquifères (Fournillon, 2012).
- Les formations du Coniacien supérieur au Santonien formant le centre du bassin du Beausset et constituées essentiellement de marnes et de formations silicoclastiques.

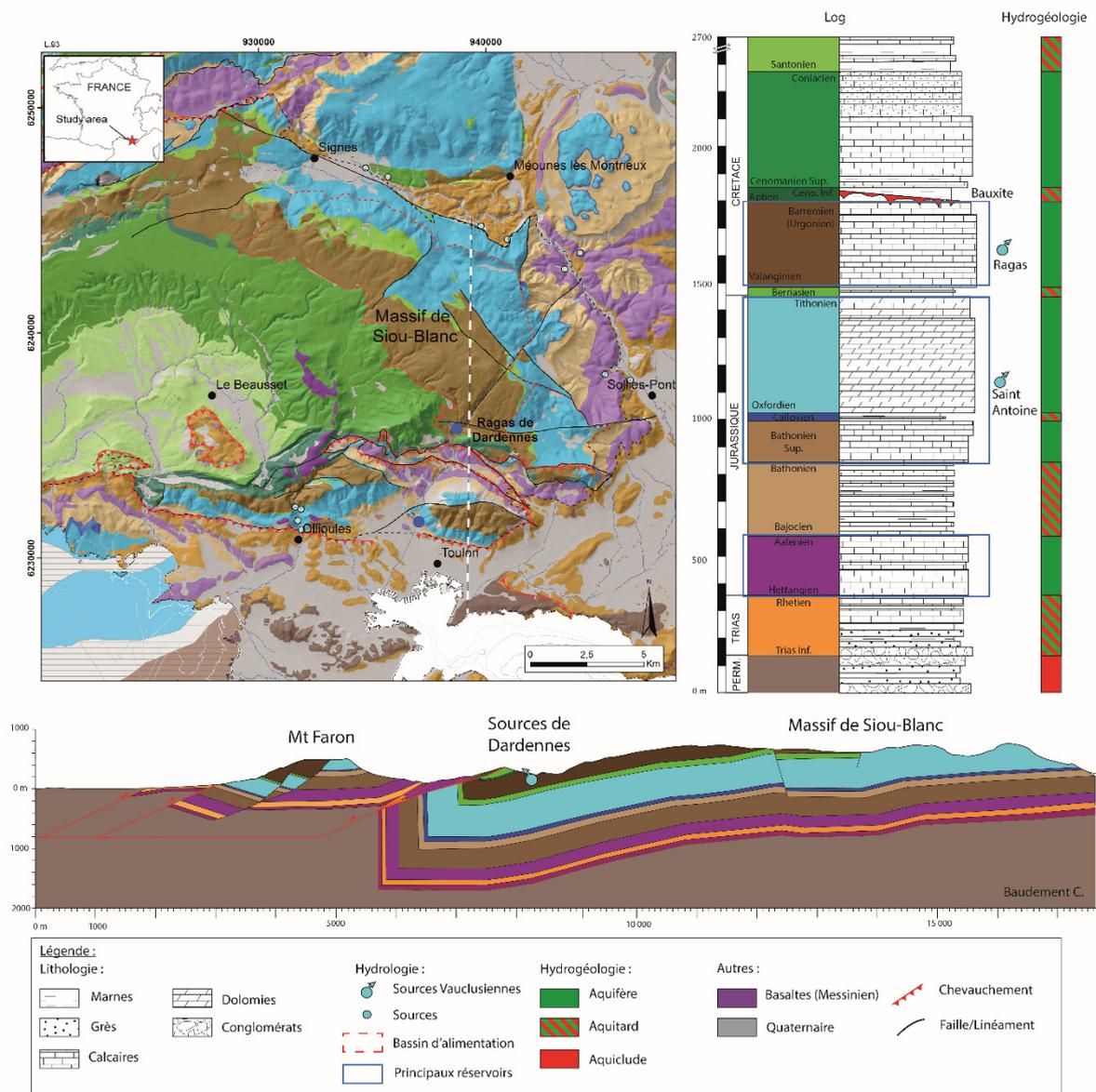


Fig. 2.16 : Contexte géologique et stratigraphique de l'aquifère carbonaté karstique du massif de Siou-Blanc. Les principales sources sont reportées sur le schéma structural et le log géologique. Le tracé de la coupe issue de Baudement (2018), est figuré sur la carte en pointillés blancs.

2.3.2.3 Contexte structural

La région toulonnaise est caractérisée par trois familles de failles : N30-N60, N90, et N120-N140 (Fig. 2.17). L'analyse des paléocontraintes montre deux phases tectoniques majeures (Baudement, 2018) : (1) une extension caractérisée par une contrainte σ_3 horizontale et orientée N130 à N160 pouvant correspondre à un régime extensif ou transtensif entretenant la subsidence des séries du Trias au Crétacé moyen, selon des systèmes de horsts et grabens, (2) une compression caractérisée par une contrainte principale σ_1 horizontale orientée N0 à N20 et correspondant à l'inversion pyrénéo-provençale du Crétacé supérieur à l'Éocène avec la réactivation en faille inverse à composante décrochante, entraînant l'apparition de failles N110-130, principalement inverses.

Plusieurs styles structuraux sont identifiés (Baudement, 2018) :

- un domaine nord monoclinale (massif de Siou-Blanc-Morières) affecté par des failles majoritairement décrochantes N30-N60 et N120-N140. Ces failles décalent localement les séries mettant en contact les différents compartiments aquifères (Matonti, 2015 ; Baudement, 2018) ;

- un domaine central (zone de Dardennes à Toulon nord) affecté par les chevauchements majoritairement N90, et où certaines failles normales ont été reprises en failles inverses lors de la compression pyrénéo-provençale. Toute cette zone est très fortement déformée par les phases tectoniques. La remontée des roches métamorphiques imperméables du socle crée une barrière à l'écoulement souterrain au niveau du chevauchement basal ;
- un domaine sud (Toulon) avec les terrains du trias et du socle affectés par trois familles de failles aux pendages très forts : N0, N20-50 et N80-100 (Gouvernet, 1963 ; Gouvernet *et al.*, 1969 ; Quemart et Serratrice, 2000 ; Ondicolberry, 2015).

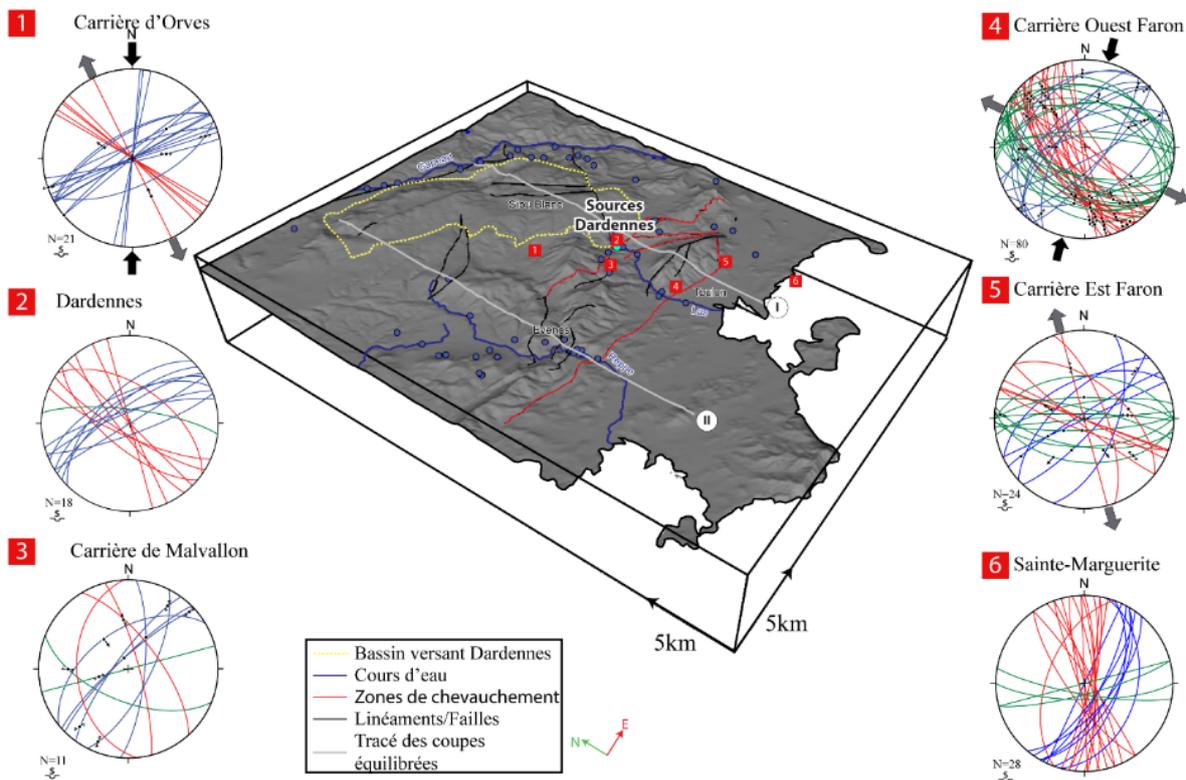


Fig. 2.17 : Bloc 2D/3D de la région Toulonnaise. Stéréogrammes des failles et directions principales des phases de déformation sur six affleurements clés. Sur les stéréogrammes, trois familles de failles sont distinguées avec des couleurs différentes : en vert, les failles orientées est-ouest, en bleu, les failles orientées N030-N060, en rouge, les failles orientées N120-N140. Les flèches noires représentent les contraintes compressives, les flèches grises les contraintes extensives, obtenus à partir de mesures de stries sur les failles (Baudement, 2018).

2.3.3 Contexte hydrogéologique

2.3.3.1 Aquifères karstiques et imperméables

L'unité géologique du Beausset est drainée majoritairement par deux grandes sources vaclusiennes (Port-Miou/Bestouan et les sources de Dardennes dont le Ragas de Dardennes) (Fig. 2.11 et Fig. 2.15). L'organisation des écoulements souterrains vers ces deux réseaux karstiques profonds dénote le rôle prépondérant de la karstification sur les écoulements au sein de l'unité du Beausset. Les résurgences sous-marines de Port-Miou et Bestouan, plus longs fleuves souterrains d'Europe, et plongée à -233 m pour Port-Miou, drainent une partie de l'unité du Beausset et du massif des Calanques ainsi qu'une partie du massif de la Sainte Baume (Cavalera, 2007 ; Arfib *et al.*, 2011 ; Fournillon, 2012). Les sources de Dardennes drainent la partie orientale de l'unité du Beausset.

Le réservoir karstique de Siou-Blanc peut être considéré comme un aquifère multicouche comprenant trois aquifères principaux : l'Hettangien-Aalénien calcaire (sous le Bajocien), les dolomies du Jurassique supérieur, et les calcaires du Barrémien à faciès urgonien (Fig. 2.16). Ils sont encadrés par

les formations moins perméables que sont : les alternances marno-calcaires du Jurassique moyen (Bajocien), les alternances marno-calcaires du Berriasien, et les calcaires argileux et les marnes de l'Aptien au Cénomanién inférieur. Loin d'être des barrières totalement étanches, ces niveaux vont conditionner les écoulements et contribuer à la compartimentation du réservoir karstique. Le karst semble cependant se développer à travers l'ensemble de la série sédimentaire, et les différentes unités karstiques individualisées par des niveaux imperméables peuvent être mises en connexion via des structures drainantes majeures comme les zones de failles (traçages artificiels de la perte du Mauregard – Port Miou à travers les marno-calcaires aptien (Arfib *et al.*, 2011), Perte et Fracas – La foux de Sainte-Anne-d'Evenos à travers les calcarénites du Coniacien (Arfib et Lamarque, 2012).

Fournillon (2012) distingue deux principaux types d'aquifères karstiques suivant le type de porosité/discontinuité initiale et les processus de karstification impliqués :

- Le Jurassique supérieur et inférieur : des formations poreuses avec un système très inertiel composé par un karst diffus et probablement isotrope, où l'influence majeure sur les écoulements est le fait de grands traits structuraux.
- Jurassique moyen, Crétacé inférieur et supérieur : les écoulements sont principalement influencés par un réseau de conduits fortement hiérarchisés conditionné par les discontinuités initiales (plan de stratifications, fractures, failles) et les variations du niveau de base.

Les limites aquifères peuvent être estimées en fonction de plusieurs indices indirects montrant le rôle d'écran à l'écoulement du chevauchement de Dardennes. Les principaux écoulements du massif sont concentrés en amont, au nord de ce chevauchement. Il n'existe pas de connexion souterraine directe avérée entre les sources de Dardennes et les sources de Saint-Antoine et Baume de Dardennes, plus au sud et 100 m plus bas en altitude, indiquant ainsi une forte perte de charge.

Dans la vallée du Gapeau, seules quelques petites sources sont présentes et drainent une petite partie des contreforts du massif de Siou-Blanc-Morières. Les sources du Gapeau trouvent leur bassin d'alimentation dans le massif d'Agnis au nord de la dépression de Signes. À l'ouest, les limites sont plus difficiles à évaluer, dans la mesure où les unités aquifères passent en captifs sous le cœur créacé du bassin du Beausset.

2.3.3.2 Unités hydrogéologiques et traçages

Plusieurs exutoires drainent le massif karstique de Siou-Blanc-Morières. Les campagnes de traçages réalisées depuis 1993 permettent de définir 5 ensembles drainants (Courbon et Maurel, 2008 ; Arfib *et al.*, 2011 ; Fournillon, 2012 ; Baudement, 2018) (Fig. 2.18) :

- Le système de Siou-Blanc :

Il constitue le bassin d'alimentation du Las dont les exutoires connus sont les sources de Dardennes et le déversoir de trop plein le gouffre du Ragas de Dardennes. Ce gouffre se développe le long d'une zone de faille transformante senestre majeure d'orientation N40. Le bassin versant approximatif est estimé à environ 70 km².

- Le système de Tête de Cade-Orves :

Il constitue le bassin d'alimentation des sources des gorges d'Ollioules et de la foux de Sainte-Anne d'Evenos, plus haut déversoir de trop plein connu au sein de l'unité du Beausset. Son bassin versant est estimé à environ 30 km².

- Le système de Valbelle-Haute vallée du Gapeau :

Seul un traçage depuis l'aven Quiberon et restitué au trou du Garde permet de déterminer cet ensemble. Son bassin d'alimentation semble être circonscrit à la zone du poljé suspendu de Valbelle et sa superficie reste à déterminer.

- Le système des Morières-Basse vallée du Gapeau :

Ce système couvre la partie orientale du massif et constitue le bassin d'alimentation des sources de la basse vallée du Gapeau. Sa superficie est estimée à environ 12 km².

- Le système de Saint-Antoine :

Les études récentes sur le secteur ont permis de mettre en évidence la relation directe entre des pertes du Las au niveau du Trias et la source de Saint-Antoine, ainsi que le sommet du mont Faron. Un traçage injecté dans le poljé suspendu de Tourris (aven du Caniveau) a également été reconnu à la source de Saint-Antoine, mais les résultats sont discutables (com. pers. T. Lamarque).

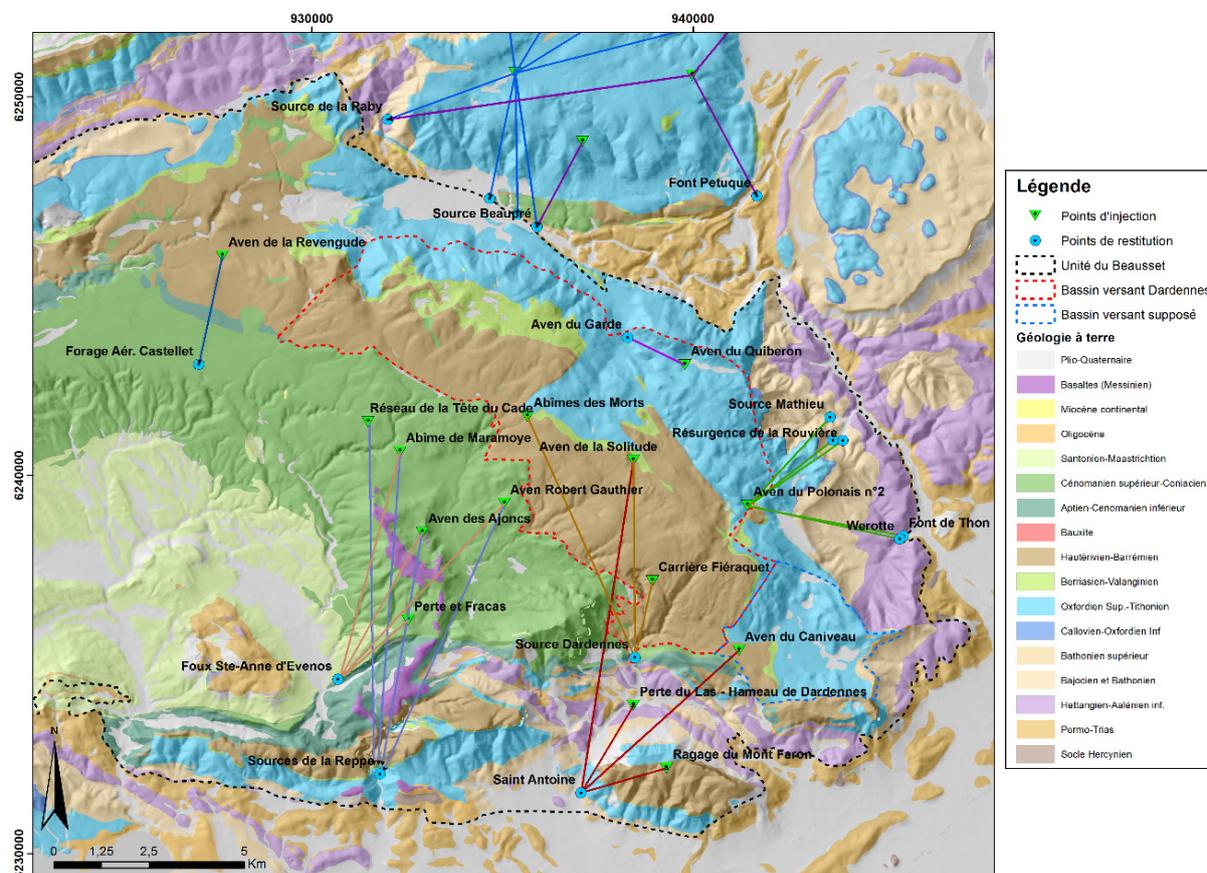


Fig. 2.18 : Synthèse des traçages artificiels effectués dans la partie orientale de l'Unité du Beausset.

2.3.3.3 Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère karstique de Dardennes

Le massif karstique de Siou-Blanc-Morières alimentant les sources de Dardennes peut actuellement être considéré comme un système karstique uniaire. La recharge y est autochtone. Quelques pertes concentrées absorbant les ruissellements de surface ont été identifiées sur le plateau de Siou-Blanc et sont en relation avec de petits bassins versants hydrologiques localement individualisés par la lithologie et par la présence de poljés (cas du poljé du Caveau, de l'Extrême Onction, ou de la Solitude). En tenant compte de la géologie et par modélisation pluie-débit via la plateforme de modélisation Karstmod¹, Baudement et al. (2017) estiment le bassin versant (BV) des sources de Dardennes à environ 70 km². Ce BV est principalement composé des dolomies du Jurassique supérieur et des calcaires Hautérvien-Barrémien à faciès urgonien. L'essentiel des eaux résurge au niveau des sources de Dardennes envoyées dans le barrage du même nom (alt.: 100 m NGF), et lors de crues au niveau du Ragas de Dardennes, un exutoire de trop plein (alt. :149 m NGF) plongé à -150 m (≈ 0 m NGF) (Fig. 2.19). Le débit maximal enregistré durant la période étudiée est d'environ 27 m³/s, mais a probablement atteint plus de 50 m³/s lors d'évènements précédents (Lamarque *et al.*, 2008). En période d'étiage, le débit est inférieur à 100 L/s.

¹ www.sokarst.org/

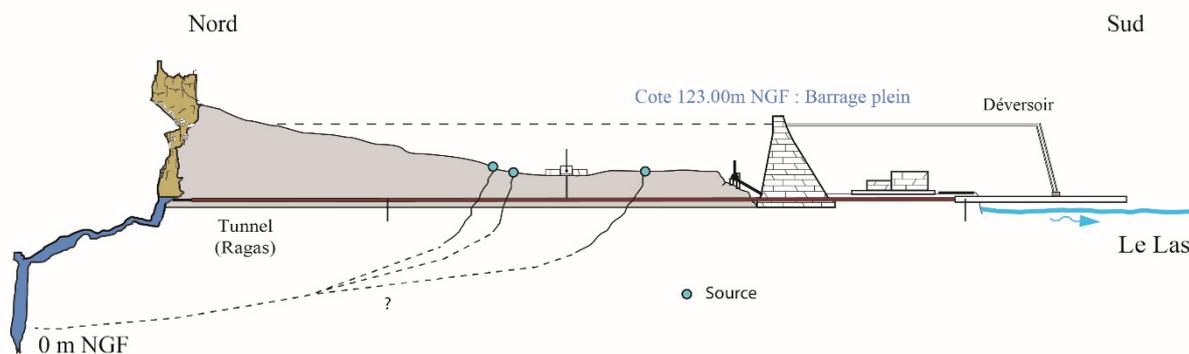


Fig. 2.19 : Coupe schématique de la configuration de la source de trop plein du Ragas et du barrage de Dardennes. Modifié d'après les relevés de J.P. Lucot, T. Lamarque et P. Maurel.

L'aquifère karstique de Siou-Blanc (ou Dardennes) présente un fonctionnement hydrodynamique hautement dynamique (Fig. 2.20) (Baudement, 2018). La Fig. 2.20C, extraite de Baudement *et al.* (2017) montre le débit des sources de Dardennes et la hauteur d'eau au Ragas extrêmement variables au cours du temps. À partir des données de précipitation et de débit, Baudement *et al.* (2017) modélisent le fonctionnement de cet aquifère via une approche de modèle à réservoir, structuré avec trois réservoirs interconnectés : Epikarst, Matrice et Conduit (Fig. 2.20B). Les modélisations effectuées ont notamment permis de quantifier les parts d'écoulement lent et rapide au pas de temps journalier. À partir des modélisations, sur la période 2012-2015 environ 36 % des écoulements annuels s'effectuent dans le réservoir conceptuel "lent" et environ 68 % dans le réservoir "rapide". La proportion d'écoulement rapide est le principal composant du débit total et peut atteindre 90 % lors des crues. Les débits à la source varient ainsi extrêmement rapidement selon les précipitations, générant des pics de crues sur un ou deux jours. Une recharge modérée (< 30 mm) alimentera le débit de base alors que de forts événements pluvieux de type méditerranéens (> 30 mm) alimenteront à la fois le débit de base et surtout le débit de crue provoquant une mise en charge du Ragas (en fonction de l'état de saturation de l'épikarst et du niveau d'eau dans le barrage).

Le modèle pluie-débit a également été utilisé pour modéliser des événements pluvieux extrêmes de type méditerranéen jusqu'à 300 mm/j de pluie ; ce qui donne un débit moyen journalier maximum simulé de 74 m³/s. En comparaison avec d'autres systèmes karstiques méditerranéens, l'aquifère de Dardennes a un comportement très dynamique. Ce comportement hydrodynamique extrêmement réactif s'explique par une recharge rapide, grâce au réseau karstique fortement connecté et organisé dans la zone non-saturée, mais également dans la zone saturée de l'aquifère.

L'eau des sources de Dardennes et de la source du Ragas ont un faciès chimique de type bicarbonaté calcique, caractéristique d'un aquifère carbonaté. D'autres données sur l'hydrogéologie de cet aquifère sont disponibles dans la thèse de Baudement (2018), tels que le suivi en continu de la conductivité électrique et de la température de l'eau du Ragas, des analyses de la chimie des ions majeurs, et des isotopes de l'eau. La conductivité électrique et la température mesurées au Ragas sont représentatives des sources de Dardennes ; les valeurs oscillent respectivement entre 400 et 580 $\mu\text{S}/\text{cm}$, et 13,6 à 14,7°C, montrant ainsi que la conductivité électrique n'est pas influencée par du sel (marin ou issu des terrains triasiques) et que les températures restent faibles, c'est-à-dire non significativement influencée par d'éventuels fluides hydrothermaux.

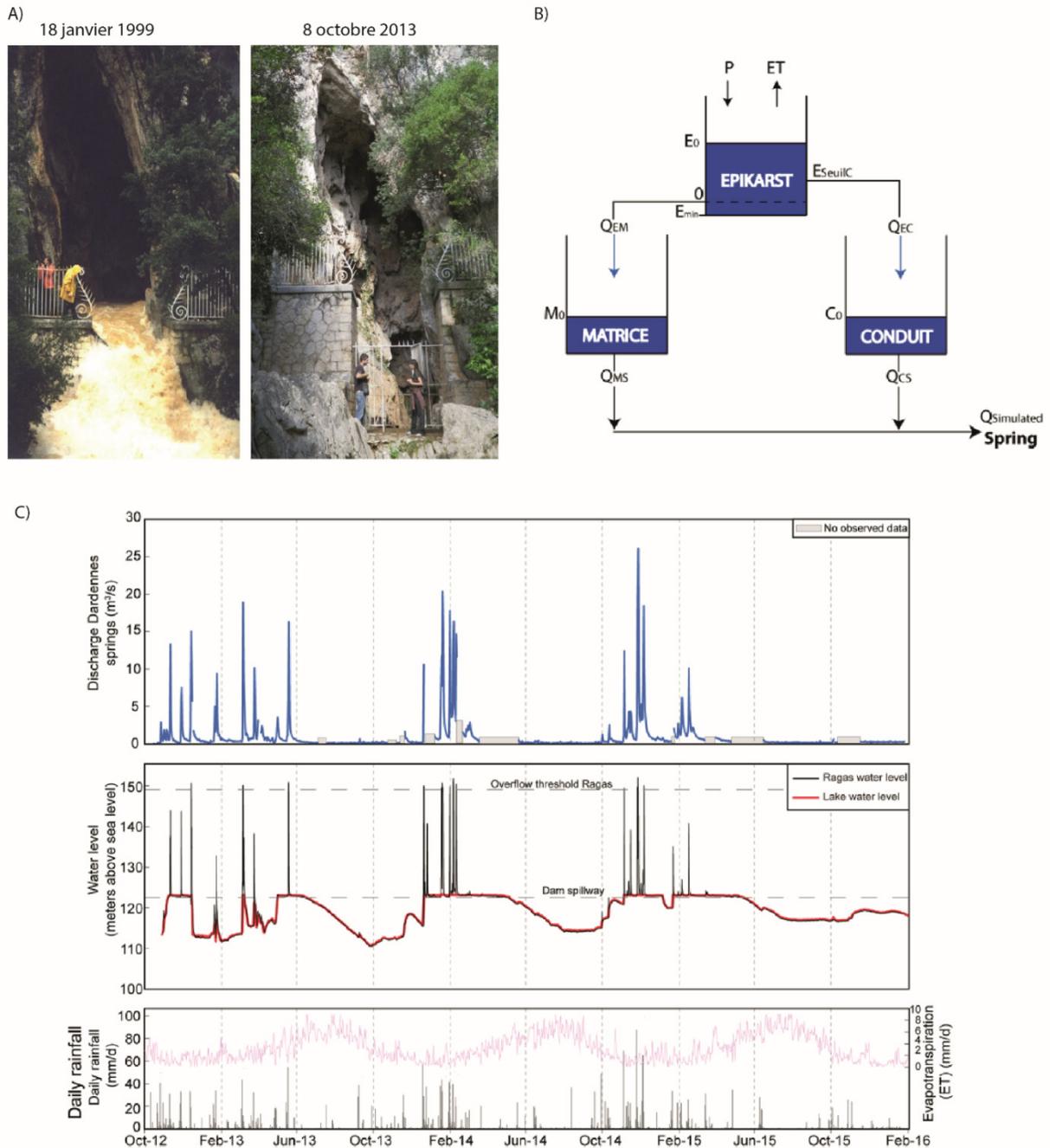


Fig. 2.20 : Illustration du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de Dardennes, structure du modèle réservoir utilisé et chronique de débit, niveau d'eau, évapotranspiration et précipitation. (A) Source de Ragas en crue et en étiage (l'eau est à -40 m en étiage conditionnée par le niveau d'eau du barrage : seuil de débordement à 123 m NGF). La crue du 18 janvier 1999 est l'une des plus fortes observées au cours des trois dernières décennies au Ragas. Les précipitations enregistrées à la station de Toulon et à la station de l'aérodrome du Castellet étaient respectivement de 90 mm/j et de 110 mm/j le 17 janvier 1999 (avec un épisode de pluie précédent le 10 janvier 1999 de 66 mm à Toulon et 56 mm au Castellet); aucune donnée n'était disponible sur le plateau de Siou-Blanc où les précipitations sont généralement plus élevées; (B) Structure du modèle à réservoirs pluie-débit choisi pour Dardennes : ET l'évapotranspiration potentielle, E_0 , M_0 et C_0 les niveaux d'eau initiaux dans les réservoirs Epikarst, Matrice et Conduit respectivement. E_{min} le niveau d'eau minimum dans le réservoir Epikarst. E_{SeuilC} un niveau de seuil pour activer le débit vers le réservoir Conduit. Q_{EM} et Q_{EC} le débit du réservoir Epikarst vers les réservoirs Matrice et Conduit. Q_{MS} et Q_{CS} les débits respectifs du réservoir Matrice et Conduit vers la source. (C) Chroniques de débits (m^3/s), niveau d'eau (m), évapotranspiration et précipitations (mm/j). La chronique de précipitation a été calculée en utilisant les données des stations météorologiques de Toulon, Le Castellet et la Limate. Le niveau d'eau est donné à un pas de temps de 15 minutes et les débits sont journaliers. Modifié d'après Baudement (2018)

2.3.4 Héritages géomorphologiques

La morphologie de la Basse Provence est caractérisée par la présence de plusieurs massifs imposants orientés E-O, de dépressions bien marquées, et par la présence de larges surfaces aplanies (Fig. 2.11). Les bassins oligocènes de Marseille et d'Aubagne forment les dépressions les plus vastes dans le paysage. Sur les pourtours du bassin de Marseille, les massifs de l'Étoile, Marseilleveyre, et Carpiagne, sont nettement surélevés par rapport au massif de la Nerthe qui présente une topographie sommitale aplanie. La Sainte Baume culmine à 1148 m et domine, au sud, les poljés de Signes, Chibron, et Cuges qui ont tendance à s'aligner sur les dépressions de la Bédoule, Carnoux, et Cassis, selon un axe SO-NE.

De multiples surfaces d'aplanissement peuvent être retrouvées en Provence. Les plus développées affectent les massifs de la Nerthe, de la Fare, de la Sainte Victoire et du plateau du Camp. Géomorphologiquement, ces surfaces se caractérisent par une horizontalité assez marquée. Leur âge de formation est incontestablement tertiaire puisqu'elles affectent les structures pyrénéo-provençales formées à l'Éocène moyen sans distinction de nature et de faciès des terrains. Ces surfaces peuvent résulter soit d'un aplanissement continental, soit d'un façonnement marin (surface d'abrasion marine).

Localement ces surfaces sont scellées par divers niveaux du Miocène inf. à sup, mais lorsque celles-ci ne comportent aucun indice marin, leur origine reste plus spéculative. Ainsi, ces surfaces apparaissent dès l'Oligocène et dans un milieu continental pour Nicod (1967) et Nury (1988), et à partir du Miocène et dans un milieu marin (abrasion marine) pour d'autres (Rousset, 1973 ; Tassy, 2012). Pour plusieurs auteurs, trois types de surfaces d'aplanissement peuvent être distinguées :

- Les surfaces anté-miocène correspondant aux plus hautes surfaces d'aplanissement provençales "S" (entre 600 et 1500 m), sont attribuées depuis Nicod (1967) à l'Oligocène. Ces surfaces apparaissent très déformées et sont portées en altitudes par plusieurs phases tectoniques. Elles sont très inclinées et fortement incisées par les réseaux hydrographiques miocènes et plio-quaternaires (Blanc, 1992).
- La surface miocène appelée surface fondamentale "S" ou surface principale (Cornet, 1966 ; Nicod, 1967), qui se retrouve en Provence calcaire mais également en Provence cristalline plus à l'est. Les premiers stades d'établissement de cette surface seraient reliés à une phase d'aplanissement du relief succédant à l'orogénèse pyrénéo-provençale. La surface fondamentale *S*, incise l'aplanissement précédent et s'emboîte à une cote inférieure (280 à 550 m). Cette surface est fossilisée par la transgression miocène à la Nerthe, aux Bonfillons-Bimont (Tortonien), à la Couronne (Burdigalien), St-Chamas, La Fare (Langhien-Serravalien), Jouques (Rousset, 1968). Pour Blanc (2010) cette surface fondamentale *S* passe sous le niveau marin actuel au sud d'un système de failles littorales (Cap Couronne, Sausset-Carry, La Ciotat, Bandol, Îles d'Hyères). Sur le Massif méridional et le massif des Maures, cette surface "aérienne" aurait été le siège d'écoulements de type fluvial provenant de l'ouest et du sud (Blanc, 2010). La genèse de cette surface est attribuée à la fin de l'Aquitainien (22 à 20 Ma).
- Les surfaces plio-quaternaire, les plus discrètes et les plus discutables. Elles semblent prolonger l'aire sommitale du "delta-cône" de Valensole (Pliocène terminal - début du Quaternaire) et correspondent à la surface d'abandon du Pliocène. La surface de la Nerthe est recouverte par des remplissages à petits galets verts (variolites, serpentines, gabbro) d'origine durancienne, pouvant être attribuées au tracé d'un ancien cours pliocène de la Durance, jalonné par l'épandage de galets d'origine alpine (Blanc, 2010). Les contraintes tectoniques compressives déformant cette surface sont à rattacher à la continuité des mouvements alpins le long de failles normales ou inverses N20 à N60 et de décrochements orientés NE-SO, généralement senestres, liés à l'activité sismique régionale de la Moyenne Durance, la faille de Nîmes, l'accident de Cavaillon-Salon-Fos, les failles de Piégu et de Saint-Cassien (Sainte-Baume), voire des failles sous-marines de Cassidaigne (Blanc, 2010).

Dans l'unité du Beausset, le plateau du Camp marque une large surface d'aplanissement rabotant les terrains du Crétacé basculés vers le sud (Fig. 2.21). Cette surface marque un trait caractéristique du paysage du fait de son horizontalité et de sa conservation. Elle s'étale entre 380 m d'altitude à l'ouest et 450 m à l'est. Cette surface porte les traces d'une évolution karstique intense, où les nombreuses dolines et les cavités sous-jacentes sont colmatées par des argiles. L'origine de cette surface, encore débattue, résulterait soit d'une plateforme d'abrasion marine (*wave-cut platform*), soit d'une surface de pénéplanation en domaine continental. Entre la surface du Camp et la bordure sud de la Sainte Baume, une surface apparaît avec un pendage d'environ 10°S. Elle est séparée de la surface du Camp par les poljés de Cuges et de Chibron. Cette surface peut alors soit correspondre à un lambeau de la surface du Camp qui aurait été basculé postérieurement vers le sud par un rejeu de l'accident chevauchant de la Sainte Baume alors que la surface du Camp, au cœur du synclinal n'aurait pas été basculée, soit à une surface de raccordement, c'est-à-dire à un pédiment se raccordant à la surface du Camp.



Fig. 2.21 : Surface d'aplanissement du plateau du Camp vue du village du Castelet. La surface nivelle le paysage à une altitude moyenne de 430 m. Photo : B. Arfib.

A l'est de la surface du Camp, le massif de Siou-Blanc-Montrieux domine cette surface à une altitude maximale de 793m. Plusieurs niveaux de replats peuvent être distingués dans le paysage, comme celui du plateau de Siou-Blanc. De nombreuses dolines et dépressions fermées poinçonnent ce plateau, formant un relief typiquement karstique. Les paysages ruiniformes du massif de Montrieux composé des dolomies du Jurassique supérieur présentent des morphologies de karst à buttes avec des pinacles résiduels (Aiguilles de Valbelle). En périphérie du massif, plusieurs poljés s'inscrivent dans le paysage, tels que les poljés de Tourris, Planier, et Orves (Blanc, 2001). Le canyon du Destel entaille le massif du Croupatier pour drainer le poljé d'Orves et rejoindre la Reppe dans les gorges d'Ollioules. La vallée du Gapeau marque l'extrémité est du massif, le séparant du massif de Saint-Clément.

Dans la région d'Ollioules, une coulée de basalte apparaît dans le paysage et scelle les vallées du Destel et de la Reppe. Ce volcanisme effusif s'est répandu dans une paléo-vallée, depuis le Roc de l'Aygue au nord jusqu'à la mer à la pointe Nègre (Coulon, 1967). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des fragments de matrice de roches effectuées par C. Verati (Université de Nice) ont donné les âges de $5,42 \pm 0,13$ Ma (coulée à Evenos) et de $5,48 \pm 0,09$ Ma (coulée à la Pointe Nègre). Aujourd'hui, ces épanchements basaltiques de l'Aygue sont en inversion de relief par rapport aux canyons de la Reppe et du Destel.

2.3.5 Connaissances sur les phases de karstification en Provence

La karstification en Basse-Provence a subi l'influence de nombreux changements occasionnés par les grandes phases géodynamiques et climatiques. Seules les connaissances sur les phases majeures sont présentées ici, les phases d'émersions de faibles ampleurs contemporaines de la sédimentation n'ayant qu'un rôle limité sur le développement de réseaux karstiques.

Au Crétacé inférieur (Aptien-Albien), l'épisode du "Bombement durancien" entraîne le développement d'une surface d'érosion, la "surface des bauxites" (Blanc, 1997), sous climat tropical à travers toute la Provence (Rousset, 1968 ; Laville, 1981). Dans l'unité du Beausset, cette surface d'érosion est présente partout excepté dans la partie sud (au nord du massif du Gros Cerveau). La présence des bauxites n'est avérée que dans la partie est (Évenos et Le Revest-les-Eaux), où leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres d'après les forages Péchiney (base de données du sous-sol – BSS du BRGM). Le karst formé piège alors cette bauxite. À l'exception des travaux miniers d'extraction de la bauxite, l'organisation des ces structures karstiques est peu connue.

Durant le Campanien, la karstification s'opère dans les niveaux triasiques comblés postérieurement par des dépôts lacustro-palustres de calcaires à oncoïdes (Fournillon, 2012). Ces poches karstiques comblées retrouvées à Signes par Fournillon (2012) attestent que le nord de l'unité du Beausset était en partie exondée dès le Campanien.

Durant le Crétacé terminal puis au Paléocène-Eocène, la tectonique compressive N-S pyrénéo-provençale induit la formation des reliefs et l'érosion d'une grande partie de la Provence. Cette tectonique entraîne une intense déformation du karst précédemment créé (Blanc, 1997).

Le climat tropical oligocène est à l'origine d'un fort taux d'érosion, dissolution, et dénudation et façonne un nouveau paysage. Une surface d'érosion se met en place en position haute et recoupe la surface des bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux avec un paléo-réseau hydrographique orienté du sud vers le nord (Cornet, 1966 ; Nicod, 1967 ; Blanc, 1997).

Le Miocène supérieur est soumis à la phase de compression alpine, et dans le karst cela se traduit par des ruptures de spéléothèmes et des déformations de galeries (Blanc, 1992). Le climat durablement chaud et humide permet la karstification de la "surface fondamentale" (surface du Camp, sommet de la Nerthe), avec en surface la formation de poljés, dolines et en sub-surface de grands réseaux horizontaux actuellement suspendus (Nicod, 1967 ; Blanc, 1997). Au Langhien-Serravalien, des cavités sont remplies par des sédiments marins tels que celles du massif du Douard (Philip *et al.*, 1975).

Au Messinien, la fermeture du détroit de Gibraltar provoque la chute drastique du niveau marin (- 1500 m) (Clauzon *et al.*, 1996 ; Rouchy et Caruso, 2006). Dans l'endokarst, cette chute considérable du niveau marin suivie par le réennoisement et la remontée du niveau de base pliocène, se traduit par la structuration profonde des réseaux et le développement d'un karst inachevé. En surface, cela se traduit par des surcreusements des réseaux aériens (formation de gorges et de canyons) (Audra *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006b). Dans l'unité du Beausset, les manifestations du cycle messino-pliocène semblent correspondre aux grands réseaux noyés comme Port-Miou et le Ragas de Dardennes, des réseaux ennoyés, structurés auparavant en profondeur et drainant aujourd'hui l'essentiel des écoulements souterrains.

Les phases de karstification en Provence associées aux phases tectono-eustatiques montrent que le karst de l'unité du Beausset peut potentiellement être très ancien. La datation des phases de karstification apparaît difficile. Seuls quelques indices disparates permettent un calage temporel de l'évolution et la structuration des réseaux karstiques. Il est alors difficile d'estimer parmi toutes les phases possibles lesquelles sont prépondérantes. Néanmoins, le Messinien semble jouer un rôle majeur car il représente une variation eustatique considérable qui a permis la structuration des karsts en profondeur. Il apparaît alors nécessaire d'actualiser les connaissances sur le karst de Provence et d'estimer les générations successives de réseaux karstiques présents dans l'unité du Beausset afin de définir leur importance sur la structuration des réseaux et sur l'influence en termes de transit et de stockage d'eau.

2.4 Diagnostic des indicateurs karstiques du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc

Dans le cadre du projet Dardennes visant à caractériser les ressources en eau disponibles de l'aquifère karstique de Dardennes-Siou-Blanc, un diagnostic karstologique a été réalisé avec l'expertise du Cabinet CENOTE (entreprise partenaire co-financeur du doctorant en bourse Cifre). Ce diagnostic karstologique avait pour but principal de :

- Reconstituer les différentes phases de spéléogénèse ;
- Évaluer le rôle des différentes structures karstiques sur les écoulements et sur le stockage des eaux de subsurface ;
- Évaluer les modalités d'infiltration en vue de la compréhension du système et de la protection de la ressource.

Les observations présentées dans cette section concernent le massif de Siou-Blanc et sa périphérie, les relations entre les réseaux karstiques et les formes et formations de surfaces, l'incision des canyons et le volcanisme. Ce diagnostic a permis d'établir une cartographie des éléments morphokarstiques et de proposer un scénario d'évolution des zones de recharge et de restitution des systèmes karstiques successifs à l'origine de la structuration de l'aquifère de Siou-Blanc. Il apporte des éléments sur la structure du réservoir permettant d'expliquer son comportement extrêmement dynamique et de localiser une ressource potentielle. Dans les parties suivantes, sont décrits les éléments majeurs du diagnostic karstologique permettant de répondre aux objectifs précédemment cités. Un modèle d'organisation de la karstification au cours du temps est présenté en section 2.5. Cette section 2.4, à travers l'exemple de Dardennes, a également ici pour objectif d'illustrer la démarche méthodologique du diagnostic karstologique dont les principaux éléments bibliographiques ont été décrits dans les parties précédentes de ce chapitre et dans le chapitre 1.

2.4.1 Caractérisation des couvertures et des formes karstiques de surface

2.4.1.1 Les formations superficielles

Sur toute l'étendue de la zone d'étude, peu de formations superficielles ont été décrites par les travaux antérieurs, notamment dans les parties hautes des massifs. Par des investigations de terrain, nous avons néanmoins découvert plusieurs indices de formations superficielles silicoclastiques sur le massif de Siou-Blanc-Morières (Fig. 2.22). Toutes ces formations ont été retrouvées à une altitude similaire, entre 600 et 630 m. La composition minéralogique de ces formations diffère des formations du Crétacé inférieur ou du Jurassique supérieur composant ce massif. Il s'agit principalement de lambeaux non en place, de conglomérats fluviaux à matrice rougeâtre et éléments de quartz et pisolithes de fer. Les analyses par diffractométrie aux rayons X (DRX) des échantillons SB2, Mo5 et Mo10.1 ont également permis de mettre en évidence la présence de feldspaths potassiques (microcline), rutile, kaolinite, goethite, muscovite, vermiculite et chlorite. Ces éléments, dont l'origine est sensiblement un massif cristallin, confirment la présence d'un écoulement fluvial en provenance du sud ou sud-est, du Massif méridional aujourd'hui démantelé. Ce genre de formation n'avait jamais été reconnu à une telle altitude sur le plateau de Siou-Blanc.

Sur la surface du Camp, des dépôts fluviaux à éléments cristallins (quartz, gneiss, micashistes, nodules de limonite) daté du Vindobonien (Langhien à Tortonien) ont été signalés par plusieurs auteurs (Cornet, 1966 ; Nicod, 1967 ; Rousset, 1968). Ces éléments suggèrent également un écoulement du réseau hydrographique du sud vers le nord, à partir d'un massif métamorphique situé au sud dans le prolongement du massif de Sicié (Cornet, 1966).

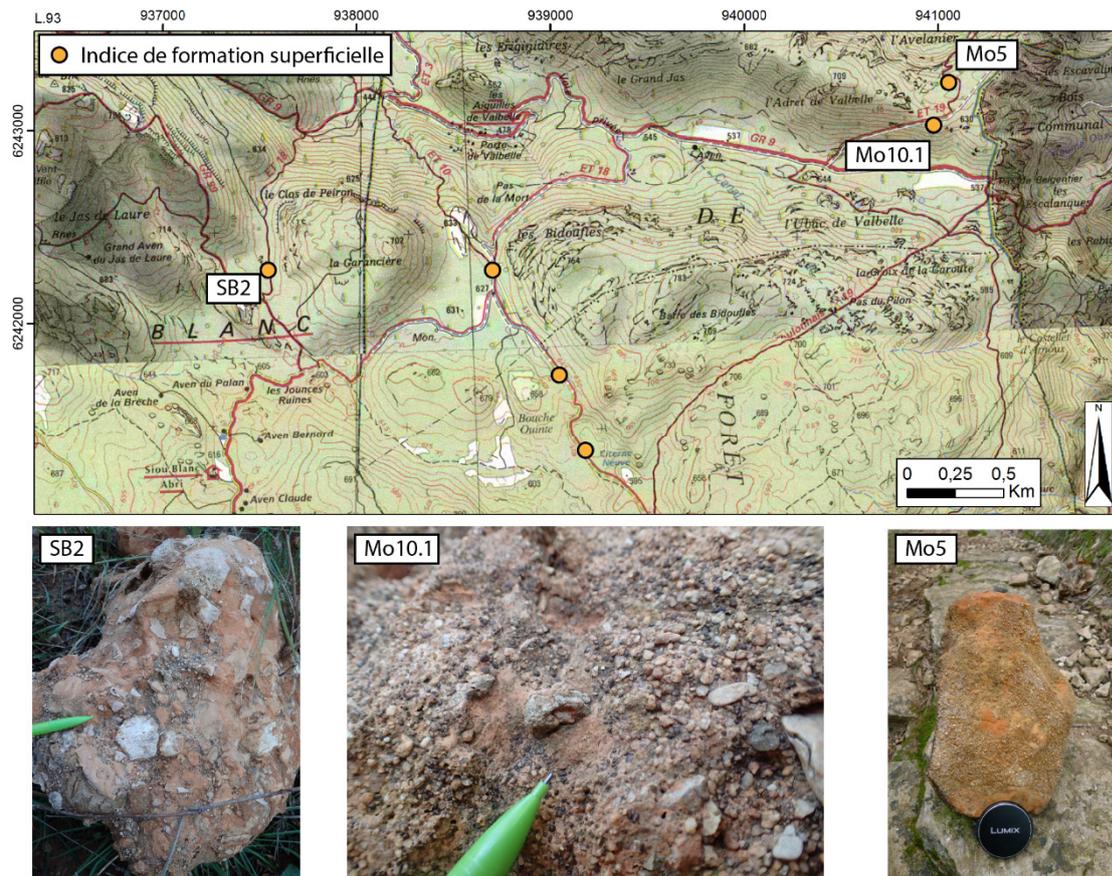


Fig. 2.22 : Indices de formations superficielles sur le massif de Siou-Blanc-Morrières à une altitude d'environ 630 m. Les analyses DRX de ces formations montrent un assemblage de quartz, fer, feldspaths potassiques (microcline), rutile, kaolinite, goéthite, muscovite, vermiculite et chlorite.

2.4.1.2 Paléo-surfaces, poljés et bordures de corrosion

En fonction de leur position dans le paysage et de leurs caractéristiques morphokarstiques, plusieurs types de surfaces ont été individualisés sur le massif de Siou-Blanc et ses alentours. Ces surfaces marquent des morphologies plus ou moins bien conservées. Les plus anciennes sont démantelées et il ne reste que de rares évidences disparates de leur morphogenèse. Toutes ces surfaces tronquent les structures pyrénéennes et sont donc post-éocène.

- *La surface sommitale à buttes karstiques S1*

Nous appellerons ici la surface sommitale (la plus haute dans le relief) la surface *S1* (Fig. 2.24). Cette surface se développe à une altitude comprise entre 700 et 750 m sur les massifs des Morières et Agnis. Cette surface, aujourd'hui dégradée, recoupe les structures pyrénéo-provençales. Compte tenu de sa position et de l'absence de témoins de remontée du niveau de base et d'aggradation (cf. infra), cette surface correspond à la surface la plus ancienne. Cette surface pourrait correspondre aux surfaces sommitales *S'* de Blanc (1997) et Nicod (1967) qui suggèrent un âge oligocène. Aujourd'hui cette surface *S1* se caractérise par l'altération des dolomies du Jurassique supérieur et la formation de mégalapiaz ruiniformes.

- *La surface du Plateau de Siou-Blanc S2*

Relativement bien préservée dans le paysage, cette surface s'établit vers 600-650 m d'altitude. Elle correspond au plateau de Siou-Blanc, et sa morphogenèse est liée à la présence d'un paléo-poljé aujourd'hui démantelé. Cette surface comporte des reliques d'un fonctionnement fluvio-karstique avec

de nombreuses formations superficielles silicoclastiques, vraisemblablement en provenance des massifs au sud et au sud-est (ancien Massif méridional). Cette surface revêt une grande extension vers 630 m d'altitude et affecte majoritairement les formations du Crétacé inférieur et Jurassique Supérieur. Cette surface est aujourd'hui caractérisée par une importante densité de dolines témoignant du soutirage actif du plancher du paléo-poljé et d'une forte connectivité avec l'endokarst. Ces dolines sont nettement visibles sur le terrain et à l'aide du MNT 1 m de l'IGN (Fig. 2.23). Cette surface *S2* n'a pu se développer qu'en l'absence de dépression creusée dans le cœur de Crétacé supérieur de la structure synforme du Beausset et en l'absence de la surface du Camp, qui sont aujourd'hui beaucoup plus basses en altitude. Cette *S2* s'est sensiblement formée alors que la couverture sédimentaire Crétacé comblait le cœur du bassin du Beausset. Les directions d'écoulement et le transit sédimentaire s'effectuent toujours du sud vers le nord. Cette surface est alors anté-exhumation et inversions des sens de drainage dont en atteste aujourd'hui la coulée basaltique.

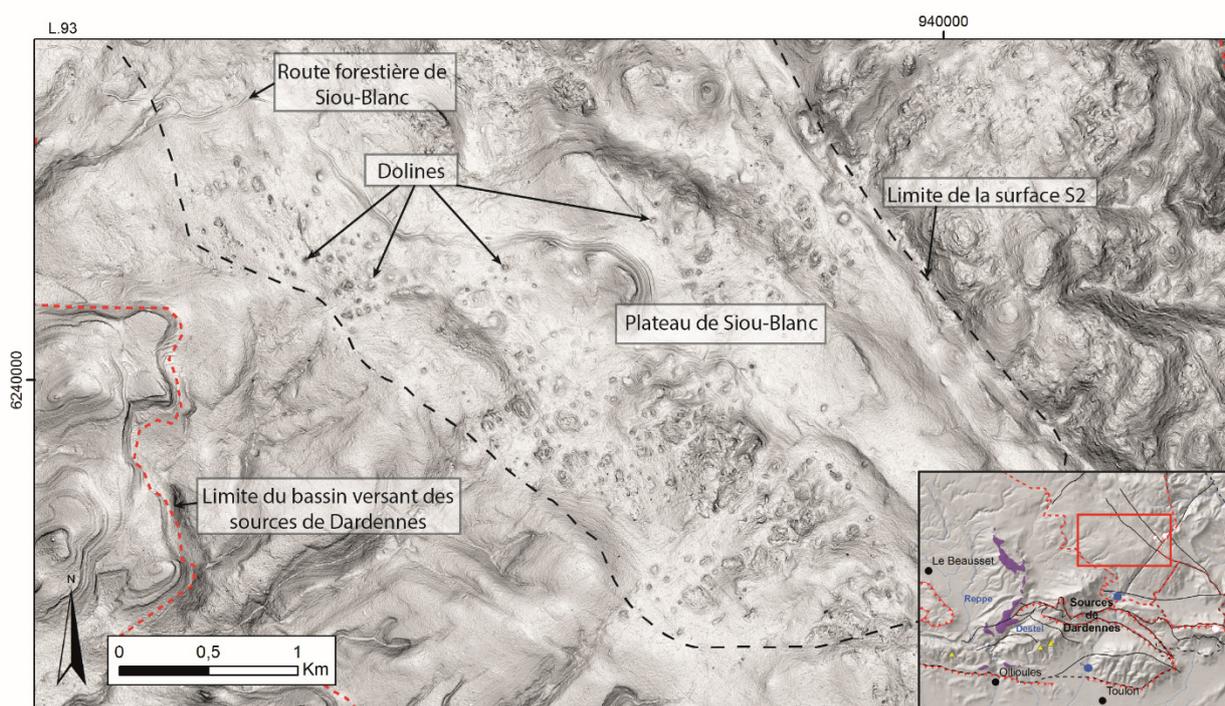


Fig. 2.23 : Morphologie de la surface *S2* du plateau de Siou-Blanc en modèle ombré de pente issu du MNT 1m de l'IGN. Cette surface revêt une grande extension aux alentours de 630 m d'altitude, et est caractérisée par la présence de nombreuses dolines et ouvalas attestant de la forte connectivité avec l'endokarst. Encart: le rectangle rouge situe l'emprise du zoom, la coulée de basalte est en violet.

- *La surface à mégadolines et la surface du Camp S3*

Imprimée dans la surface *S2*, la surface *S3* (Fig. 2.24) à mégadolines indique l'établissement d'un gradient responsable du démantèlement des surfaces *S1* et *S2*. Des niveaux de grottes (cf. 2.4.2.1) (galeries horizontales de l'aven du Cercueil ou de l'abîme de Maramoye) sont associés à la mise en place de cette surface qui trouve une extension en aval du drainage en direction de la surface du Camp aujourd'hui à 400-450 m d'altitude. Au sud et à l'est, la surface *S3* se caractérise par des mégadolines, comme celle de Morières-les-Vignes ou Morières-le-Cap, qui constituent des structures d'infiltration verticales depuis le démantèlement des surfaces *S1* et *S2*. Plusieurs de ces dolines, encore actives aujourd'hui, sont alignées sur les accidents majeurs comme la faille de Siou-Blanc N120 ou la faille du Cierge N40. On retrouve des extensions de cette surface sur le massif de Coudon (mégadoline de la Batterie nord) et sur le mont Faron avec la présence de replats résiduels et de mégadolines. De la même manière que la surface *S2*, cette surface n'a pu se développer qu'en l'absence de dépression dans le cœur de Crétacé supérieur du bassin du Beausset. Elle se développe également à une altitude moindre (environ 450 m) que celle des basaltes du Roc de L'aygue (600 m) (Fig. 2.24). Le démantèlement de la surface

S3 est engendré par le décapage de terrains meubles lié à plusieurs phases d'érosion et qui se sont produites jusqu'au Quaternaire. Ces dynamiques de retrait de couvertures ont dégagé plusieurs types de surfaces aux compétences variables en termes d'infiltration.

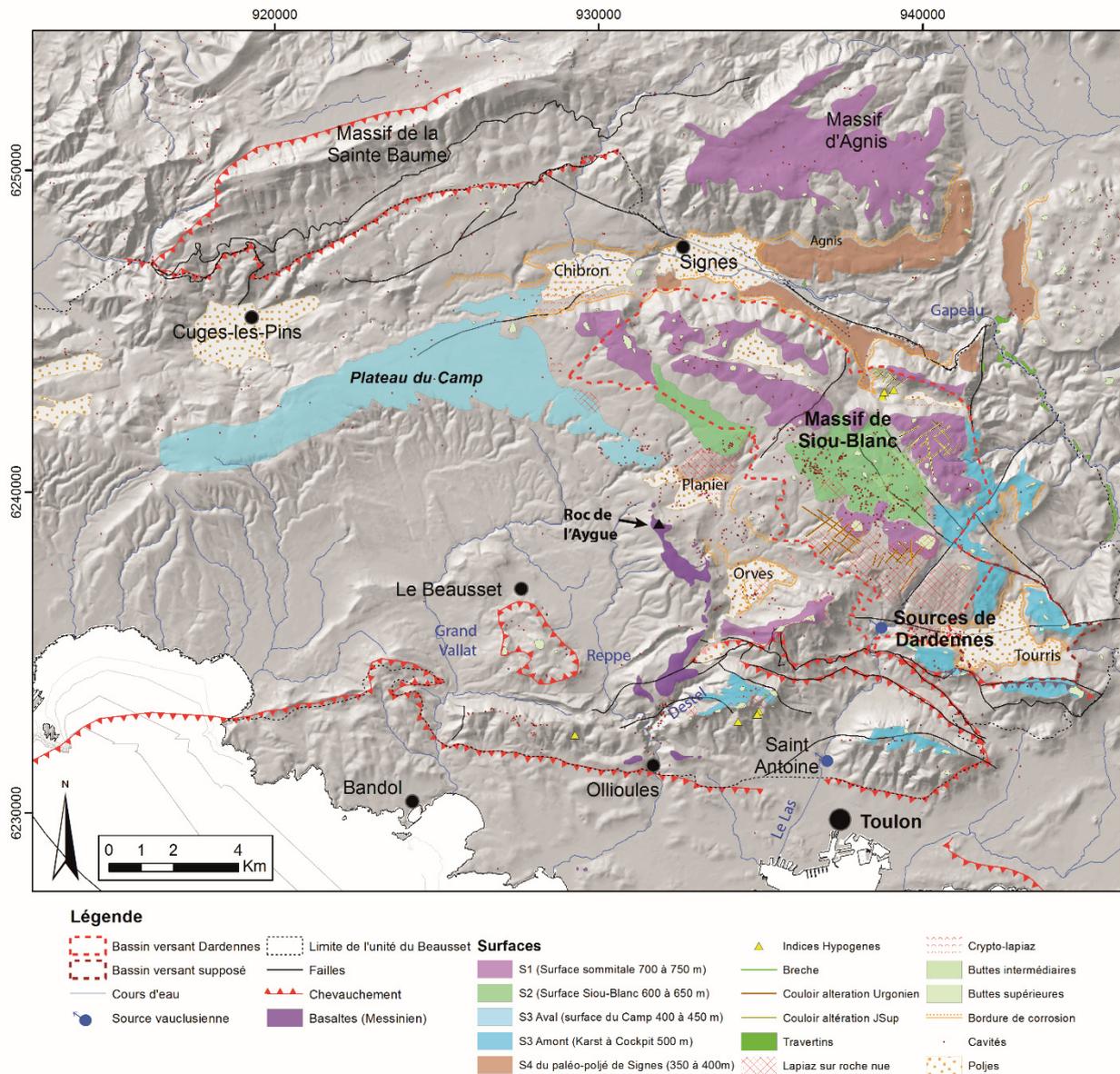


Fig. 2.24 : Cartographie de synthèse des surfaces karstiques repérées sur le terrain.

- *La surface S4 à poljés*

La surface S4 correspond à une surface diachronique et discontinue dont les indicateurs sont constitués par des poljés et paléo-poljés étagés et emboîtés dans les surfaces antérieures. Les principaux poljés sont le poljé de Cuges (colmaté aujourd'hui sur environ 135 m), les paléo-poljés de Chibron et de Planier, ainsi que les paléo-poljés encaissés et aujourd'hui éventrés de Signes, d'Orves, et de Tourris. Plus à l'ouest, les paléo-poljés de la Rouvière, Roquefort, et Cassis, s'abaissent vers la Méditerranée et indiquent un paléo drainage d'est en ouest. Dans le paléo-poljé de Cassis, le paléo-ponor alimentait le fleuve karstique de Bestouan (Romey *et al.*, 2014). Ces poljés s'impriment principalement dans la surface S3 et sont donc sensiblement postérieurs à cette surface. Le paléo-poljé de Planier et le poljé Orves indiquent également que l'établissement de ces dépressions est postérieur à la formation volcanique du Roc de L'Aygue, et donc sensiblement plio-quaternaire. Ces derniers trouvent des avals

hydrauliques en direction du sud dans le canyon du Destel rejoignant les gorges d'Ollioules. Ces dépressions fermées sont raccordées aux reliefs par des cônes rocheux qui indiquent aussi leurs amonts hydrauliques et sont fermés en aval par des bordures de corrosion qui indiquent la position potentielle des points d'infiltration concentrée. Le poljé de Signes apparaît relié à une surface d'aplanissement se développant jusque sur les contreforts du massif de Saint-Clément à l'est. Bien que son fonctionnement soit aujourd'hui relié à la vallée du Gapeau à l'est, la présence de cette surface d'aplanissement et de la bordure de corrosion semble indiquer un fonctionnement antérieur d'est en ouest. L'origine du développement de l'essentiel des surfaces emboîtées est à relier à une phase d'abaissement du niveau de base, à l'altération par crypto-corrosion, et au recul des bordures de corrosion. La présence de lacs dans certains secteurs de la surface la plus basse (poljés d'Orves et de Cuges) constitue un fonctionnement relique qui illustre les processus qui ont présidé à la formation des paysages. Ces poljés sont situés à des altitudes différentes du fait des contraintes litho-structurales et hydrologiques (gradient).

Certains poljés et paléo-poljés apparaissent aujourd'hui suspendus et imprimés dans la surface de Siou-Blanc S2 (Caveau, Limate, Valbelle). Du fait de leur position altitudinale, ces derniers poljés sont sensiblement hérités du fonctionnement fluvio-karstiques des hautes surfaces antérieures. Les poljés de la Limate (≈ 670 m) et de Valbelle (≈ 540 m) correspondent aujourd'hui à des poljés suspendus, actif pour le poljé de la Limate, et fossile pour le poljé de Valbelle. Ces deux poljés sont orientés ONO-ESE. À la Limate, au lieu-dit les Crottes (685 m), un ancien aven d'absorption est entièrement colmaté par des sables et cailloutis issus du massif des Maures, dont l'apport est rapporté au Miocène (Blanc, 2001). Selon Blanc (2001), ces poljés se situent sur le tracé majeur d'un écoulement attribué au Miocène descendant du massif des Maures, et dirigé de l'ESE vers l'ONO. Le poljé de la Limate montre plusieurs niveaux de corrosion emboîtés et reliés par des bordures de corrosion.

2.4.1.3 Incision, canyons, vallées périphériques

L'incision des vallées karstiques conditionne la position des points les plus bas de la topographie et, dans le cas des karsts, le niveau de base local qui commande l'organisation des structures de drainage endokarstiques. Plusieurs vallées et canyons encadrent et drainent le massif. Il s'agit d'est en ouest de la vallée du Gapeau, du Las, du Destel, et de la Reppe (Fig. 2.24).

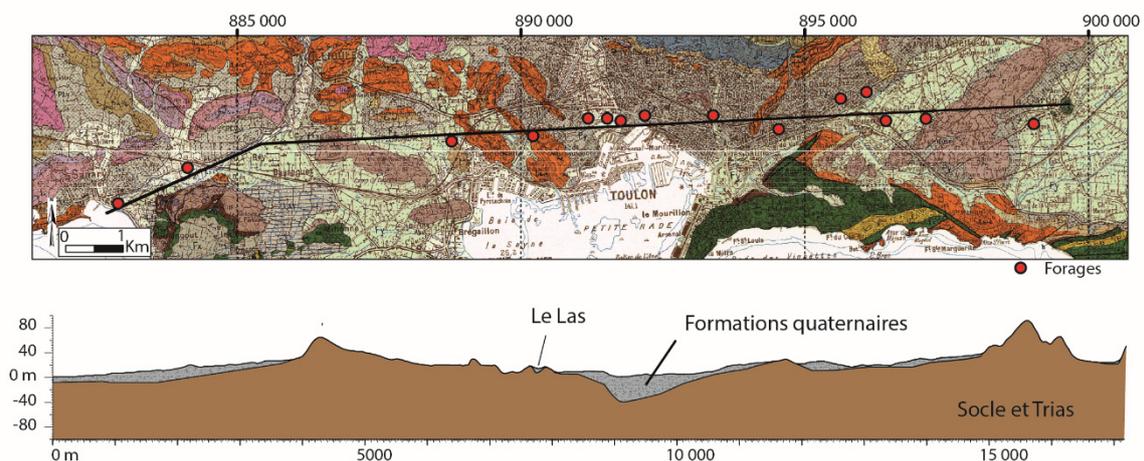


Fig. 2.25 : Coupe transversale de la vallée du Las colmatée par des alluvions quaternaires reposant en discordance sur les terrains du Trias et le socle paléozoïque. Coupe réalisée à partir de la carte géologique du BRGM (1/50 000) et des forages issus de la Base de données du sous-sol du BRGM (BSS). Cette configuration montre que la faible incision est intégralement circonscrite dans le Quaternaire, sans terrains d'âge pliocène, et montre ainsi l'absence d'une incision antérieure.

La vallée du Gapeau répond à la définition d'une "vallée périphérique", sous-entendu périphérique à un massif karstique. Son creusement a abouti au déchaussement des terrains jurassiques du massif des Morières. De nombreuses sources se répartissent le long de la vallée du Gapeau (Rouvière, font d'Ouvin, Werotte, font du Thon, *etc.*, Fournillon, 2012). Ce sont des sources qui se développent généralement au niveau de changements de lithologie, comme la Font d'Ouvin, ou alors le long de contacts tectoniques.

Ces sources ont des débits individuels faibles, généralement autour de 10 L/s (Fournillon, 2012). Le creusement de cette vallée apparaît ainsi avoir une grande importance sur la réorganisation des structures de drainage à l'est et au nord du massif, en permettant l'établissement de nouveaux points de drainage pour les contreforts du massif.

Le Las prend sa source au niveau des sources de Dardennes, dont le Ragas est l'exutoire amont de trop-plein. Sur son parcours, en aval du barrage de Dardennes, le Las recoupe les écaillés des chevauchements toulonnais comprenant les formations du Trias et du socle. En aval de son cours, seule une faible incision d'environ 40 m apparaît (Fig. 2.25). Cette faible incision dans les formations imperméables du socle, et l'absence de terrains d'âge pliocène, est un argument en faveur de la postériorité du Las et des sources de Dardennes à la crise messinienne.

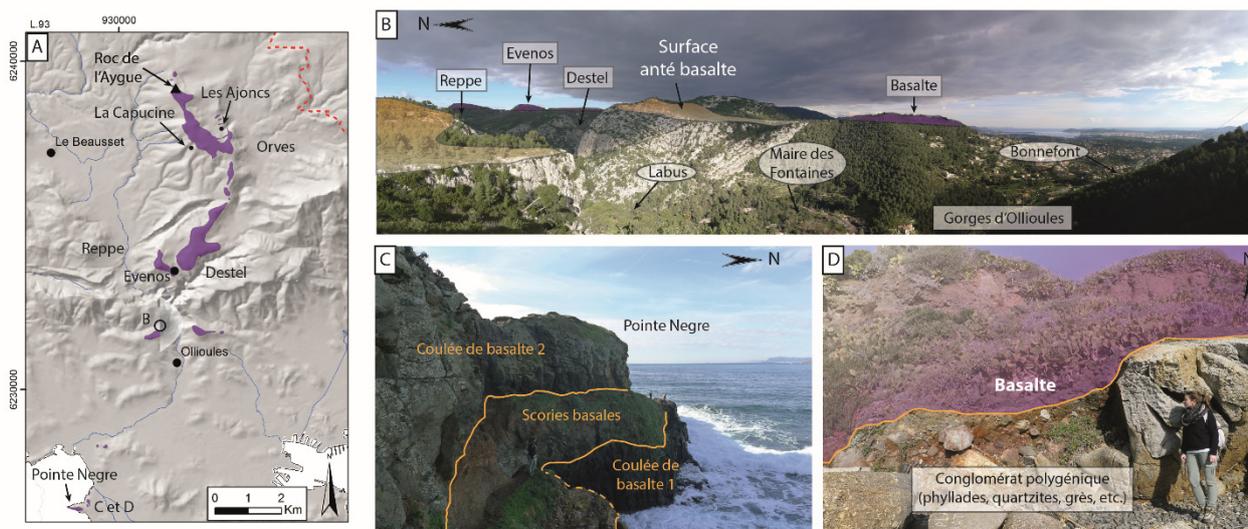


Fig. 2.26 : Relation entre les gorges d'Ollioules et la coulée basaltique Messinienne. (A) Localisation des différents éléments, en violet les basaltes Messiniens. (B) Vue d'ensemble au débouché des gorges d'Ollioules (depuis la Courtine) et marqueurs géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques. (C) Vue des coulées de basaltes successives à la Pointe Nègre. (D) Coulée de basalte de la pointe Nègre reposant sur une formation de conglomérat polygénique.

Dans la dépression du Beausset, les ravins affluents de la Reppe et du Grand Vallat se développent dans les amonts du réseau hydrographique qui draine le cœur de Crétacé supérieur de la structure synforme du Beausset. Ils drainent la partie occidentale du massif de Siou-Blanc et des calcaires du Crétacé supérieur. Ces incisions dissèquent des secteurs antérieurement karstifiés entre 500 et 150 m NGF, recoupant ainsi plusieurs types de cavités et plusieurs étages de grottes comme l'abîme de Maramoye et le réseau de Tête de Cade. Les canyons d'Ollioules et du Destel se développent sur la périphérie orientale du cœur du synclinal du Beausset. Ces canyons ont certainement permis l'évacuation des terrains du crétacé supérieur de la partie est de la dépression du Beausset. Le long de ces canyons, plusieurs réseaux karstiques semblent s'établir suite au creusement du canyon, avec du nord au sud le drainage de l'eau souterraines aux sources suivantes : la foux de St-Anne-d'Evenos, Labus, Maire des Fontaines, et Bonnefont. Le creusement de ces canyons semble permettre l'adaptation de systèmes profonds en leur offrant de nouveaux points de sortie (adaptation à la remontée des niveaux de base). Le creusement de ces canyons est postérieur à la mise en place des coulées de l'Aygue, datées à environ 5,4 Ma au château d'Evenos et à la pointe Nègre. Le taux d'incision des canyons de la Reppe et du Destel serait d'environ 50 m / Ma. En aval de la paléo-vallée sous-basaltique, au niveau de la pointe Nègre, les coulées basaltiques reposent sur une formation brêchique polygénique composée de phyllades, quartzites, grès, blocs de basaltes, etc. (Fig. 2.26). La pointe Nègre étant en position d'amont direct du canyon de Bandol, cette formation de brèche, potentiellement messinienne, pourrait correspondre à l'unité U6b comblant le fond du canyon de Bandol et mise en évidence par Tassy *et al.* (2014). Le poljé d'Orves, correspondrait alors à un poljé de contact confiné entre les séries du Coniacien-

Santonien calcarénitiques, calcaires et gréseuses formant les contreforts du mont Caume et les coulées volcaniques.

L'absence d'incision et de dépôts pliocènes au débouché des vallées du Gapeau, du Las et des gorges d'Ollioules suggèrent que ces vallées n'existaient pas au moment de la crise de salinité messinienne, et que leur établissement est postérieur, ce qui est compatible avec les datations des coulées basaltiques d'Évenos. Ces observations et déterminations suggèrent une incision d'environ 250 m depuis le Plio-Quaternaire au niveau du château d'Évenos (environ 350 m) surplombant le canyon du Destel (environ 100 m), représentant des taux d'incision des vallées d'environ 60-70 m / Ma similaires à ceux observés dans les Pyrénées (Calvet *et al.*, 2015).

2.4.2 Caractérisation de phénomènes karstiques souterrains

2.4.2.1 Cavités et réseaux karstiques

Le massif de Siou-Blanc et ses abords renferment environ 1000 cavités dont seulement 32 dépassent les 100 mètres de profondeur (Lamarque *et al.*, 2008 ; Lucot et Chardin, 2017), et dont les plus profondes ont été explorées jusqu'à plus de 300 m (Cyclopybus : -376 m, Sarcophage : -362 m, Caveau : -341 m, Cercueil : -238 m) (Fig. 2.27). Aucune de ces cavités n'a encore permis d'accéder à la zone noyée, ni même épinoyée actuelle. La répartition géographique n'est pas aléatoire et s'accorde assez bien avec certains traits morphologiques de surface. Globalement, deux ensembles de cavités peuvent être distingués en fonction de la situation géographique, de leurs morphologies et de leur mode genèse. Ce fait atteste de l'existence de contrôles temporels et spatiaux au sein du massif de Siou-Blanc.

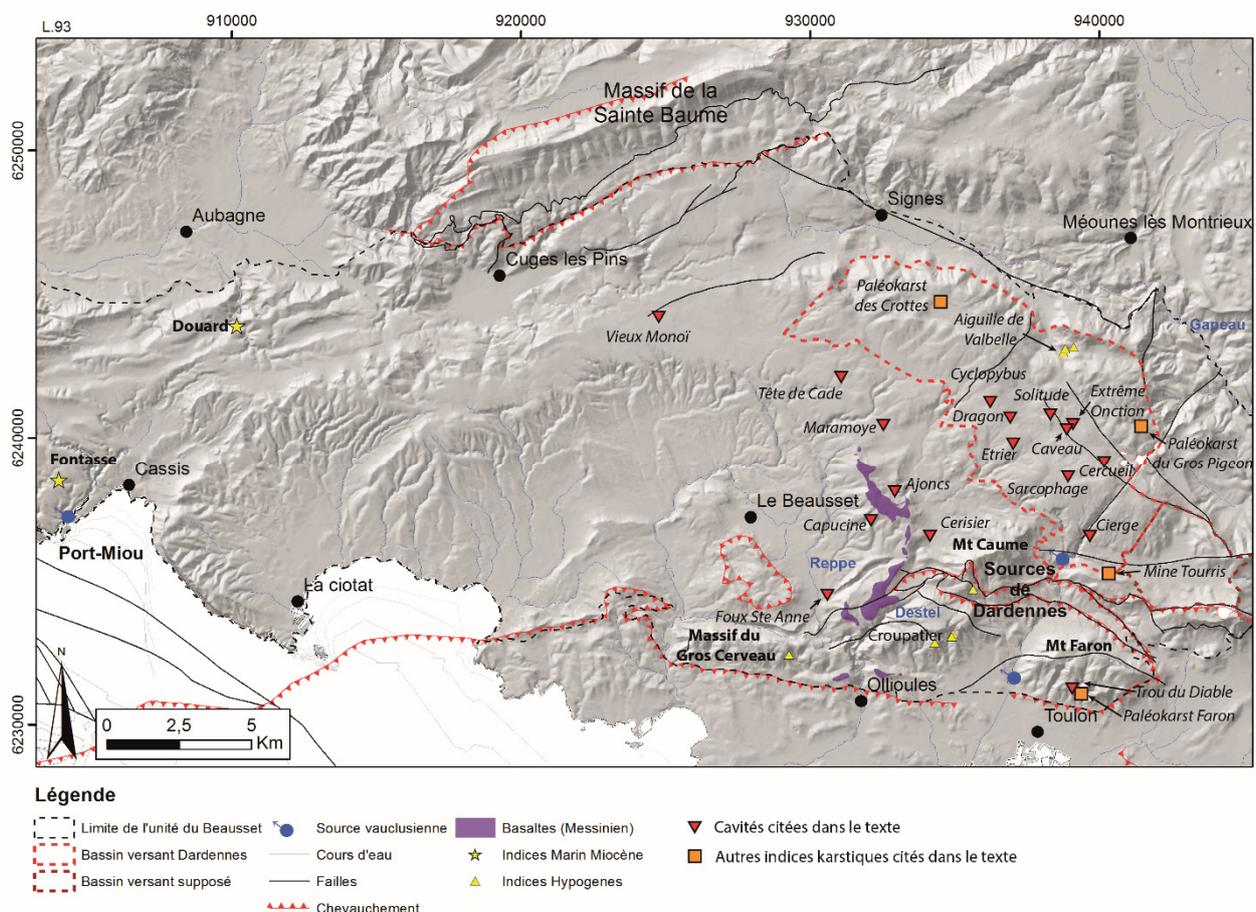


Fig. 2.27 : Localisation des indices karstiques cités dans le texte.

- *Les cavités du plateau de Siou-Blanc*

La grande majorité des cavités inventoriées sur le massif de Siou-Blanc et des Morières présentent des dimensions et des développements modestes. Les cavités sont essentiellement composées de puits-méandres qui se développent majoritairement sur les accidents N20-40 et N120-140 (Fig. 2.30B) (Courbon, 1979 ; Blanc, 2001). Ces cavités correspondent toutes à des cavités de la zone vadose. Une grande majorité se trouve dans les secteurs déprimés, dans la zone du paléo-poljé de Siou-Blanc correspondant à la surface S2. En effet le fond de ce paléo poljé a évolué par crypto-corrosion sous couverture, ce qui a permis de préalablement structurer des zones d'absorption. L'abaissement consécutif du niveau de base a fait que de nombreux avens verticaux ont trépané le plancher de ce paléo-poljé. Il existe un contrôle lithologique sur le développement des puits verticaux (Fig. 2.28). Les niveaux du Valanginien-Berriasien révèlent souvent la présence de salles, comme la grande salle de l'aven du Dragon, la vaste salle du fond de l'aven du Sarcophage, la petite salle du fond de l'aven de l'Etrier ou encore la première salle de l'aven du Cyclopibus (Fig. 2.27) (Courbon, 1979). Le rôle écran de ce niveau est toutefois modéré, si un gouffre arrive à percer cette couche, comme cela est le cas dans l'aven du Cyclopibus ou de la Solitude, il peut descendre beaucoup plus bas (Fig. 2.28).

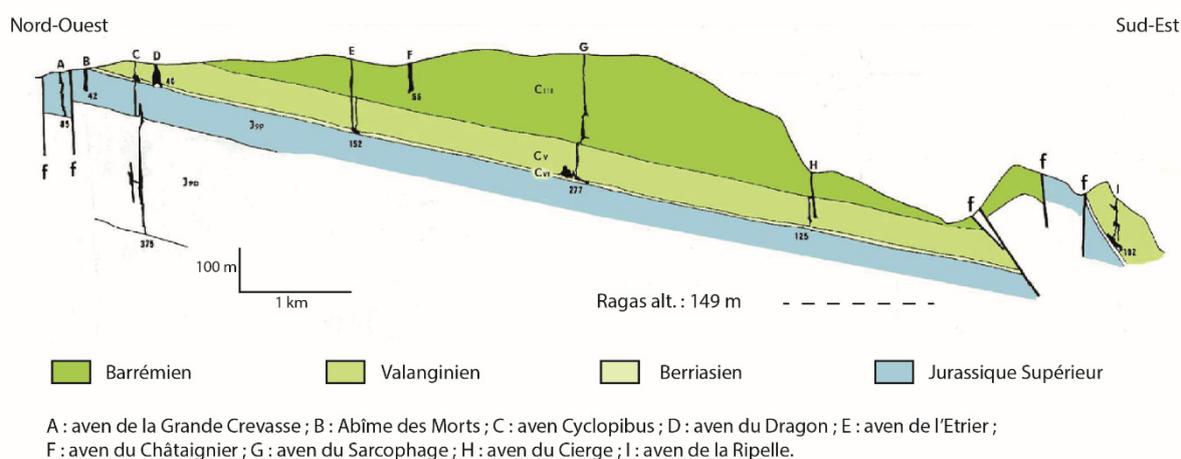


Fig. 2.28 : Organisation des grands gouffres de Siou-Blanc en fonction de la géologie. Coupe modifiée d'après R. Monteau, dans Courbon (1979).

Il n'existe qu'un seul indice de développement horizontal dans l'aven du Cercueil (Fig. 2.27). Cette galerie est accessible grâce au recoupement de la galerie par un puits d'invasion. Cette galerie horizontale d'environ 200 m de développement correspond à un ancien drain calé sur le niveau de base (Fig. 2.29). En attestent les morphologies circulaires des conduits et les coupes aux plafonds, témoins de mise en charge. De nombreux remplissages sont présents dans cette cavité, dépassant par endroit plus de 4 m de hauteur. Au gré de l'abaissement du niveau de base et de l'enfoncement des planchers de poljés, certaines de ces cavités ont été tronquées et il est aujourd'hui possible d'observer des massifs stalagmitiques recoupés en surface comme à l'aven de la Solitude. Toutes ces cavités sont aujourd'hui encore actives et assurent le drainage vertical dans la zone vadose. Certaines de ces cavités correspondent à des pertes concentrées drainant de petits bassins d'alimentation comme l'aven du Caveau aujourd'hui, et antérieurement le paléo-ponor de l'Extrême Onction distant d'une cinquantaine de mètres du Caveau. Les zones les plus soutirées se situent au niveau de la faille de Siou-Blanc d'orientation N120 et mettant en contact les dolomies du Jurassique sup. et les calcaires urgoniens.

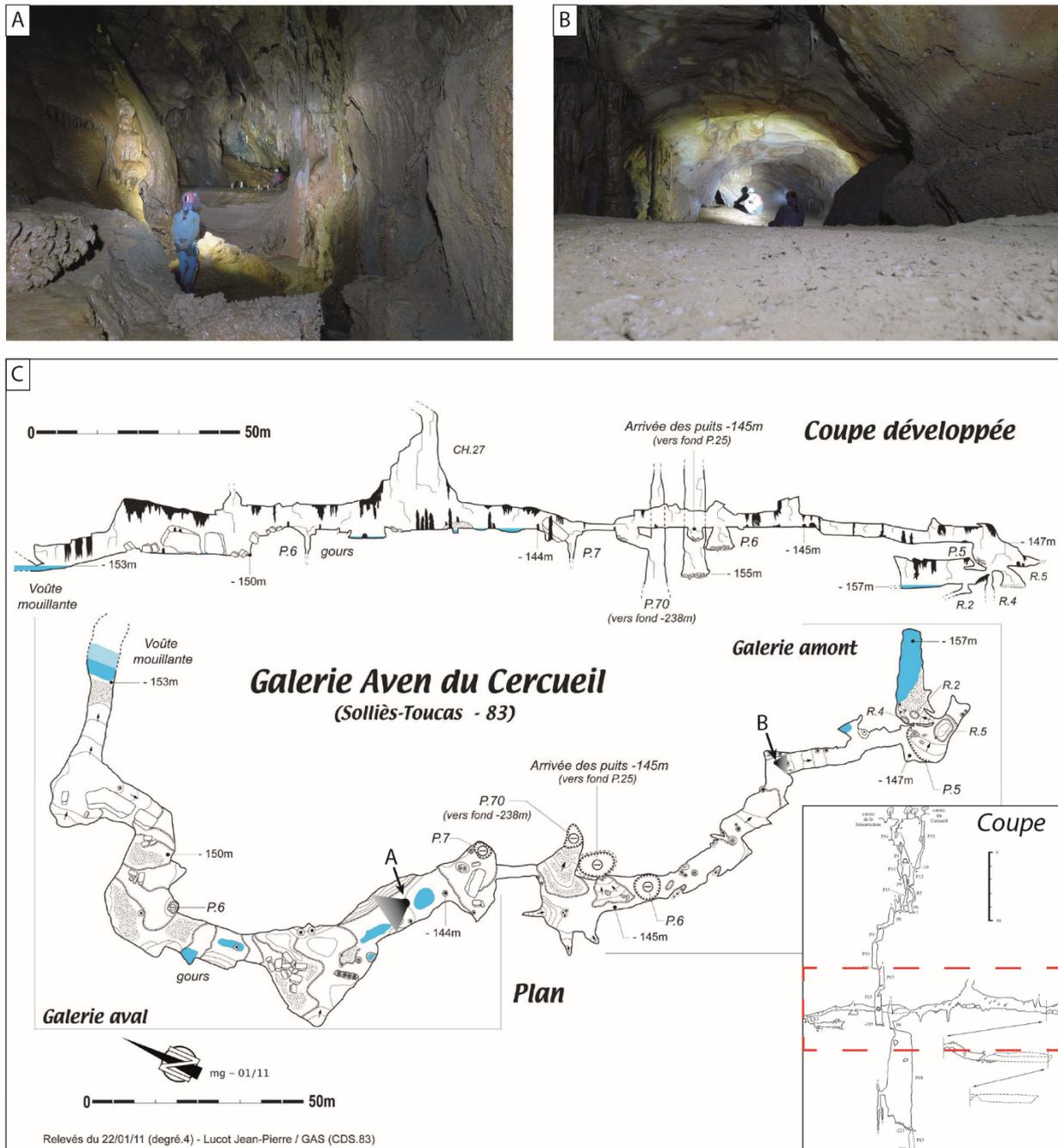


Fig. 2.29 : Morphologies (A et B) et topographie (C) de la galerie horizontale phréatique dans l'aven du cercueil.

- *Les cavités de la bordure ouest du plateau de Siou-Blanc*

Plusieurs cavités importantes jalonnent la bordure ouest du plateau de Siou-Blanc, depuis le relief de Tête de Cade au nord jusqu'au poljé d'Orves au sud. Ces cavités sont du nord au sud, le réseau de Tête de Cade (275 m de dénivellation) recoupé par la galerie du canal de Provence et aujourd'hui inaccessible, l'aven de Maramoye (-127 m), l'aven des Ajoncs (-117 m), l'aven Apollo (-75 m) qui donne accès à 250 m de galeries, et l'aven du Cerisier (-28 m) au fond duquel coule un ruisseau permanent (Fig. 2.27) (Courbon, 1979). Ces cavités, contrairement à celles du massif de Siou-Blanc, comportent d'importants réseaux horizontaux : 3 km à la Tête de Cade et 1 km à Maramoye. Ces cavités correspondent pour la plupart à des réseaux de la zone épinoyée, développés lors de mises en charges récurrentes. Dans le réseau de Maramoye (Fig. 2.30E et F), le puits intermédiaire correspond à un puits-

cheminée et témoigne de mises en charge et d'une spéléogénèse *per ascensum* (Bigot, 2003 ; Jouvès, 2011). Malgré le fait qu'il soit aujourd'hui inaccessible car situé dans la galerie du canal de Provence, le réseau de Tête de Cade présente également deux étages superposés. Les réseaux de Tête de Cade et Maramoye, distant d'environ 1,5 km, se développent tous les deux dans les mêmes calcaires turoniens. Il n'existe pas d'accident majeur entre les deux et sont uniquement séparés par un talweg orienté vers le SO. Ces deux réseaux sont les plus importants dans l'unité du Beausset. La comparaison des topographies et la comparaison des photos prises à l'époque à Tête de Cade (découvert en 1968, et depuis inaccessible) montrent une similitude avec l'abîme de Maramoye. Cependant, il est impossible de vérifier si les différents dépôts observés dans l'abîme de Maramoye se retrouvent dans le réseau de Tête de Cade. Il est néanmoins possible d'établir une corrélation entre les deux étages des réseaux de Maramoye et de Tête de Cade. Dans chacun des réseaux, on retrouve un niveau horizontal supérieur perché entre 425 et 435m NGF et un niveau horizontal inférieur situé entre 335 et 355 m. Ces deux niveaux sont reliés par des conduits verticaux d'une élévation de 60 à 80 m. Chaque niveau se distribue également selon une même pente d'environ 1° d'est en ouest.

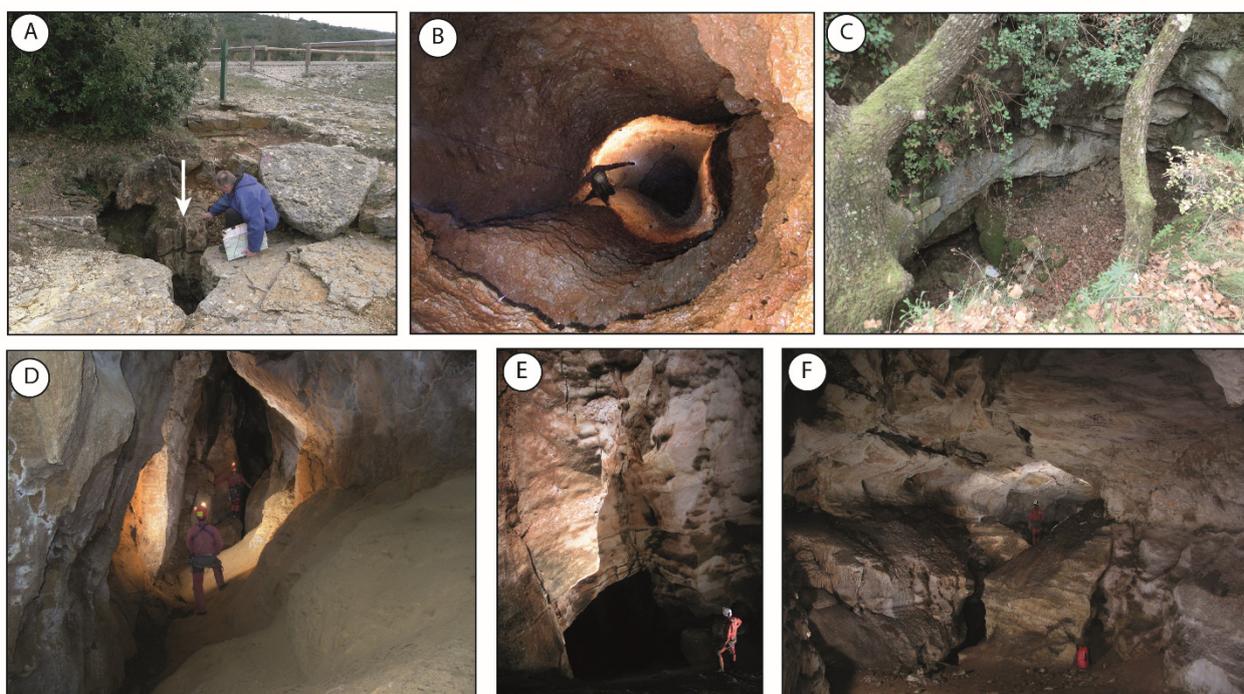


Fig. 2.30 : Indices de karstification épigène et typologies de réseaux karstiques du massif de Siou-Blanc. (A) Aven-perte tronqué de la Solitude avec un paléo-massif stalagmitique recoupé. (B) Puits Raymond dans le Cyclopius (P90) se développant sur une fracture N 140 (photo : <http://hotwaker.free.fr>). (C) Paléo-perte du Cerisier drainant anciennement le poljé d'Orves. (D) Galerie horizontale et remplissages de grès fin dans la galerie horizontale des Ajoncs (photo : <http://www.lggspeleo.fr>). (E) Puits-cheminée et (F) et galerie horizontale de -40 m dans le Maramoye (photo : J.Y. Bigot)

En bordure du poljé d'Orves, le réseau des Ajoncs présente également une galerie horizontale (Fig. 2.30D) dont l'altitude peut être corrélée avec la position d'un plancher d'un paléo-poljé (≈ 380 m). Ce réseau pourrait correspondre à l'aval d'une paléo-perte, la grotte de la Capucine, située dans le versant à l'ouest de la coulée de basalte au niveau du roc de l'Aygue, lorsque le cœur du Bassin du Beausset n'était encore pas évidé (Fig. 2.26).

En aval du poljé d'Orves, le trou du Cerisier (Fig. 2.27 et Fig. 2.30C) s'ouvre dans les calcaires gréseux du Coniacien et drainait anciennement le poljé. Cette cavité, associée aux bordures de corrosion, témoigne de l'aval du poljé en direction du sud. Le poljé d'Orves est actuellement drainé par les gorges du Destel qui entaillent la dépression triasique du Broussan pour ensuite rejoindre la Reppe.

2.4.2.2 Les remplissages

Le milieu karstique constitue un excellent enregistreur d'informations géologiques, paléogéographiques et climatiques de par la géométrie et l'agencement des conduits ainsi que par la nature des dépôts et remplissages qu'il renferme, protégés de l'érosion et loin de toute action anthropique. Plusieurs générations de remplissages et cortèges minéralogiques ont été retrouvés sur le massif de Siou-Blanc et ses alentours. Parmi les plus importants :

A l'ouest de l'unité du Beausset, Philip *et al.* (1975) ont mis en évidence la présence de faune marine Miocène (Langhien-Serravalienne) dans la poche karstique du Douard (Fig. 2.27 et Fig. 2.31D). La présence de tels remplissages est également attestée dans les effondrements de l'Essaidon, du Val Vierge, et de la Fontasse, dans le massif des Calanques (Fig. 2.27) (M. Villeneuve, communication personnelle, 2011).

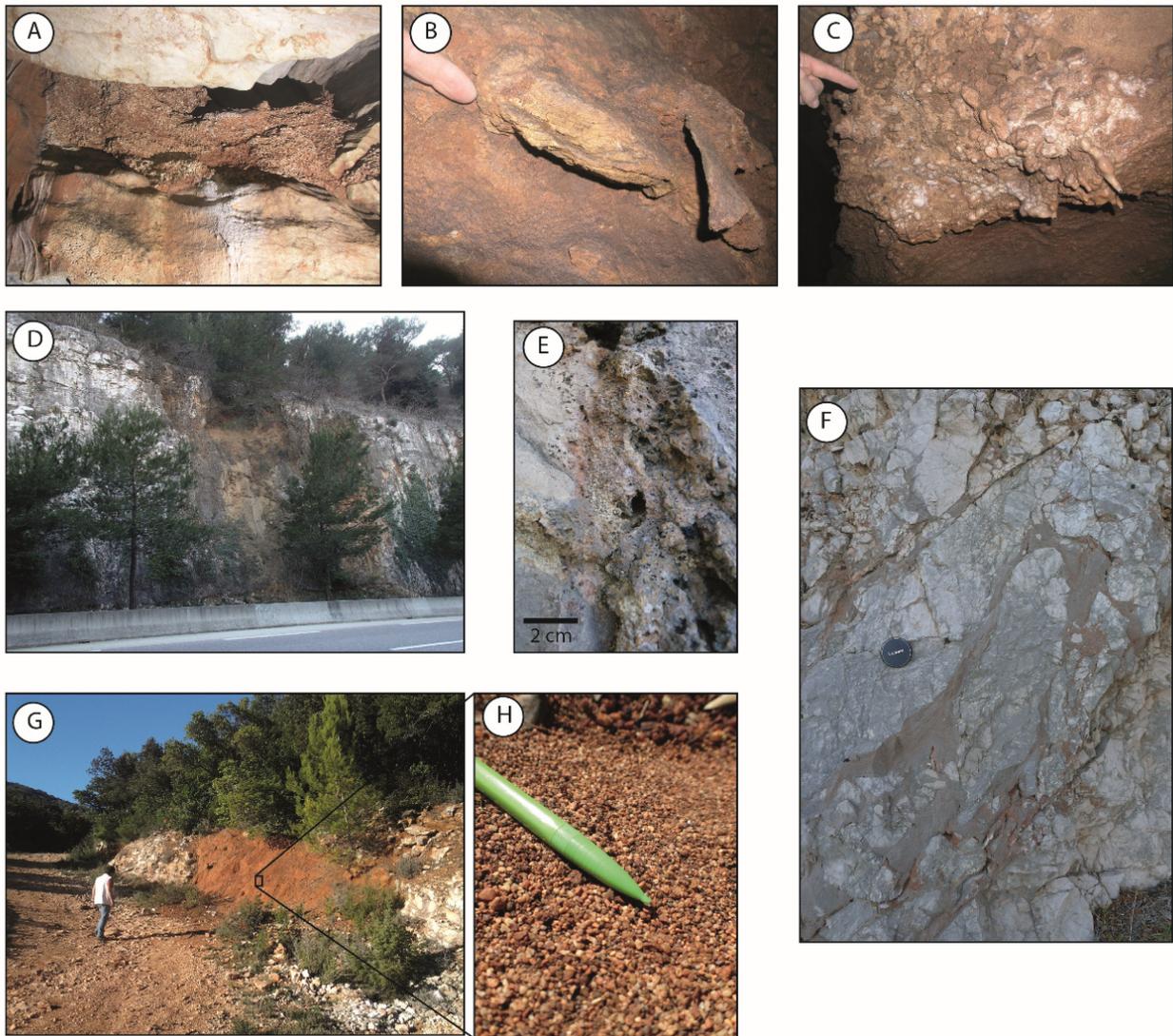


Fig. 2.31 : Différents remplissages karstiques du massif de Siou-Blanc. Remplissage dans l'aven de Maramoye (A) de galets centimétriques Turonien dans le réseau supérieur, (B) silt jaunâtre laminé et (C) galets centimétriques de basaltes et de calcaires Turonien dans le réseau inférieur (photo : J.Y. Bigot). (D) Remplissage de sables marins Miocènes Langhien-Serravalien dans la poche karstique du Douard (Philip *et al.*, 1975). (E) Remplissage de sable grossier de quartz dans un encaissant dolomitique du jurassique supérieur sur la D62 au niveau de l'épingle à cheveux du Pardiguiet. (F) Sédiments intrabréchiques indurés (quartz, calcite, rutile, kaolinite, dolomite et goéthite) présentant des formes de dépôt en cascade et des soutirages. (G) et (H) Paléokarst du Gros Pigeon sur la bordure est du massif des Morières colmaté de dépôts rougeâtres non indurés (kaolinite, goéthite, anatase, rutile, quartz, vermiculite, muscovite) et de massifs stalagmitiques altérés.

Dans le réseau de Maramoye, plusieurs générations de remplissage peuvent être observées (Fig. 2.31 A, B et C). Le niveau supérieur contient les traces d'écoulements de forte énergie avec des remplissages de galets turoniens centimétriques atteignant le chenal de voute du réseau supérieur. Dans le niveau inférieur, deux générations de remplissage attestent du fonctionnement distinct en deux phases du réseau : (i) une première génération de silts jaunâtres laminés et (ii) une seconde génération de remplissage plus grossiers à éléments de basaltes altérés (Bigot, 2003 ; Jouves, 2011).

Dans l'aven du Cercueil, un échantillon a été recueilli par Y. Lecouvez en 2011 dans la galerie de – 150 m. Après analyse au MEB et aux DRX, il s'agit d'un sable très fin composé essentiellement de quartz, opale, microcline, et dickite, en provenance de roches métamorphiques, certainement du Massif méridional. Cet échantillon est composé principalement de feuillets de 100 à 500 microns et de quelques microns d'épaisseur (Fig. 2.32). Quelques morphologies globuleuses sont également présentes. Tous les grains ont un aspect "carié" dont la taille est d'environ 10 microns pouvant correspondre à une altération bactérienne. L'analyse de ce remplissage montre des apports pouvant provenir du Massif méridional au sud, enfouis et transportés dans le milieu souterrain.

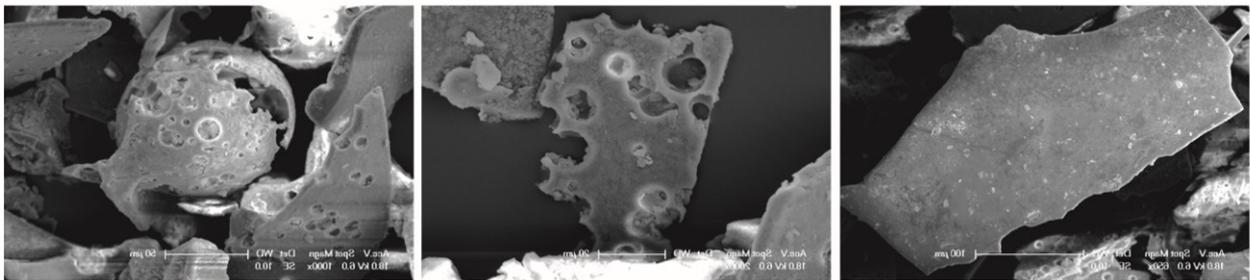


Fig. 2.32 : Images MEB du remplissage dans l'aven du cercueil (CE1) essentiellement composés quartz, opale, microcline et dickite.

Les remplissages sont essentiellement composés de limons fins et de quartz millimétriques roulés. Un échantillon d'un autre remplissage a été prélevé dans cette galerie. Il s'agit d'un remplissage blanchâtre extrêmement fin (échantillon CE1) dont les analyses DRX et MEB ont révélé des éléments provenant de roches métamorphiques, certainement du massif des Maures (quartz, opale, microcline, dickite).

Sur la bordure est du massif des Morières, le paléokarst du Gros Pigeon (Fig. 2.27) est colmaté de dépôts rougeâtres non indurés (kaolinite, goethite, anatase, rutile, quartz, vermiculite, muscovite) et de massifs stalagmitiques altérés (Fig. 2.31G et H). Situé à une altitude d'environ 580 m, ce paléokarst atteste de transport fluvial en provenance du sud, depuis le Massif méridional. Il est probable que ce paléokarst soit une ancienne perte en bordure du massif au moment où la vallée périphérique du Gapeau n'existait pas.

Au sud du massif du Faron, à 230m d'altitude proche de l'aven du Trou du Diable (Fig. 2.27), un paléokarst est entièrement colmaté de sédiments intrabrêchiques indurés (quartz, calcite, rutile, kaolinite, dolomite et goethite) présentant des formes de dépôt en cascade dans les vacuités intrabrêchiques ainsi que des formes de soutirages (Fig. 2.31F). Les dépôts ne sont ainsi pas horizontaux mais ne présentent pas de déformations. Les sédiments de ce paléokarst présentent un faciès similaire aux dépôts gréseux triasiques, qui sont ici probablement remaniés.

Tous ces paléokarsts attestent de l'ouverture de discontinuité karstique pour le transport et la sédimentation de matériel. Plusieurs lames minces "classiques" et lames minces de type frottis ont été réalisées sur ces remplissages dans le but de mettre en évidence d'éventuelles présences de nanofaune marine (foraminifères et coccolitophoridés). Cependant aucune faune permettant de dater ces sédiments n'a été retrouvée, hormis des faunes remaniées des terrains alentours. Ces observations suggèrent une évolution continentale depuis la fin du crétacé des parties les plus en reliefs et potentiellement de la surface du Camp.

2.4.2.3 Indices hypogènes

Sur le terrain, nous avons identifié plusieurs indices laissant supposer une karstification liée à des remontées de fluides hypogènes.

Dans les dolomies du Jurassique supérieur dans le massif des Morières, au niveau des Aiguilles de Valbelle (Fig. 2.27), plusieurs géodes de calcite drusique ont été retrouvées (Fig. 2.33A). Ces géodes de calcite se développent essentiellement sur les accidents N40. Les analyses de géochimie isotopique effectuées sur la calcite de ces géodes montrent des valeurs fortement négatives : moyenne de $\delta^{13}\text{C} = -6.30\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = -7.22\text{‰}$, alors que ces valeurs sont en moyenne de $\delta^{13}\text{C} = 2.92\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = 0.16\text{‰}$ dans l'encaissant dolomitique. Ces valeurs suggèrent des fluides relativement chauds et potentiellement d'origine hypogène. Des lames de type épaisses (120 μm) ont été réalisées afin d'identifier de potentielles inclusions fluides qui permettraient de caractériser le type de fluide secondaire (température et chimie) et ainsi de caractériser une phase d'altération au sein des dolomies. Plusieurs inclusions et plan d'inclusion ont été identifiés, mais ces inclusions apparaissent trop petites pour être exploitable en microthermométrie (Fig. 2.33B et C).

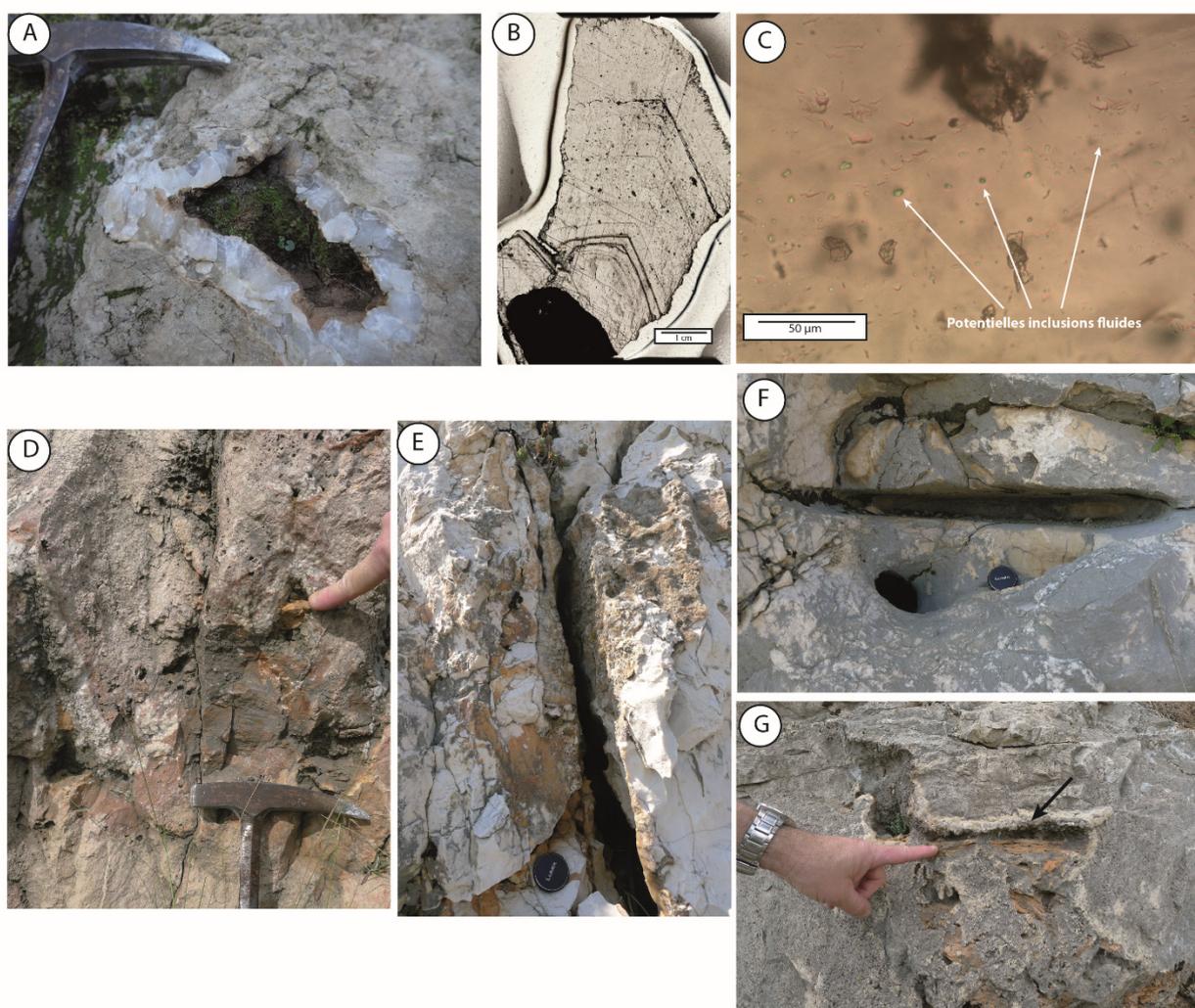


Fig. 2.33 : Indices hypogènes repérés sur le massif de Siou-Blanc-Morières et ses alentours. (A) Géode de calcite drusique dans les dolomies du Jurassique supérieur au niveau des Aiguilles de Valbelle (échantillon Mo_10). Lame épaisse (120 μm) permettant d'observer les plans de clivage de la calcite et (C) la présence d'inclusions fluides d'environ 2 μm de diamètre. (D) Géode de calcite drusique colmatée de sédiments fins jaunâtres dans un encaissant dolomitique du jurassique supérieur sur la D62 au niveau de l'épingle à cheveux du Pardiguier. (E) Conduit karstique ouvert aux épontes tapissé de calcite drusique jaune miel et (F) encoche de dissolution par dégazage sur le massif du Gros Cerveau. (G) Indice de conduit karstique tapissé de calcite drusique centimétrique et colmaté de sédiments fins jaunes-orangés sur le massif du Croupatier.

D'autres indices de karstification hypogène ont également été retrouvés sur les massifs sud de la zone d'étude. Sur la D62 au niveau de l'épingle à cheveux du Pardiguiet (sud du mont Caume), de nombreuses géodes de calcites drusiques colmatées de sédiments ont été retrouvées dans les dolomies du Jurassique supérieur (Fig. 2.33D).

Sur les massifs du Croupatier et du Gros-Cerveau plusieurs conduits karstiques ouverts apparaissent avec des éponges tapissées de calcite drusique jaune miel et des remplissages de sédiments fins jaunes orangés (Fig. 2.33E et G). Ces indices affleurant dans des tranchées routières relativement modestes, nos observations ont été localisées et nous n'avons pas pu confirmer par une association de morphologies typiques qu'il s'agissait assurément d'indices hypogènes. Des analyses sur la calcite pourraient confirmer ces observations. Néanmoins ils indiquent l'établissement de discontinuités drainantes en conditions phréatiques et un colmatage partiel des vides postérieurs. Sur le massif du Gros-Cerveau plusieurs encoches de dissolution par dégazage d'une nappe d'eau acide (CO_2 , H_2S) ont été observées (Fig. 2.33F). Ces encoches n'ont aucun rapport avec la stratification (ici verticale) et les fractures. Leur horizontalité indique en outre l'absence de basculement majeur depuis leur formation.

2.4.2.4 Couloirs de fantômisatation et brèches karstiques

Plusieurs indices de karstification par fantômisatation et bréchification ont été repérés sur le massif de Siou-Blanc-Morières et ses abords (Fig. 2.34). Les indices repérés de karstification par fantômisatation sont circonscrits aux formations du Bajocien-Bathonien (bancs calcaires), du Jurassique supérieur dolomitique et du Cénomanién inférieur gréseux (Fig. 2.34A, B et C). Au niveau des aiguilles de Valbelle, il est possible d'observer de grands couloirs d'altération verticaux. Ces grands couloirs sont aujourd'hui révélés par l'érosion différentielle et par la présence de grandes canaules (i.e. couloirs d'altération labyrinthiques de surface, calqués sur la fracturation, dont la profondeur peut dépasser une vingtaine de mètres) et pinacles résiduels. La partie superficielle de ces couloirs a probablement une origine par crypto-corrosion (Blanc, 2001), cependant ces couloirs semblent affecter toute la tranche des dolomies du Jurassique supérieur. Ces couloirs, d'orientation principale N40 sont associés aux géodes de calcite drusique dont la géochimie diffère largement de l'encaissant (Fig. 2.33A). Il est possible que ces couloirs d'altération par fantômisatation soient liés à une phase de karstification hypogène. D'autres indices de karstification par fantômisatation ont été observés dans la vallée du Gapeau, dans les bancs calcaires des formations marno-calcaires du Bajocien-Bathonien (Fig. 2.34B). Dans le secteur de Tourris, une ancienne mine de sable a été exploitée en suivant les discontinuités majeures ayant subi une décalcification dans les grès du Cénomanién inférieur. L'exploitation de la carrière révèle le maillage structural sur lequel les processus d'altération ont été prépondérants (Fig. 2.34C). Ces zones altérées ont été en quelques endroits décolmatées, et les vides générés ont été comblés de laminites associées à des brèches de dissolution et de collapse.

De nombreuses formations bréchiques ont également été observées (Fig. 2.34D, E et F). Ces brèches se caractérisent par des remplissages de blocs de l'encaissant et de terrains alentours, de laminites et de concrétionnements affectés par la tectonique. Ces brèches traduisent le fonctionnement et le soutirage de l'endokarst.

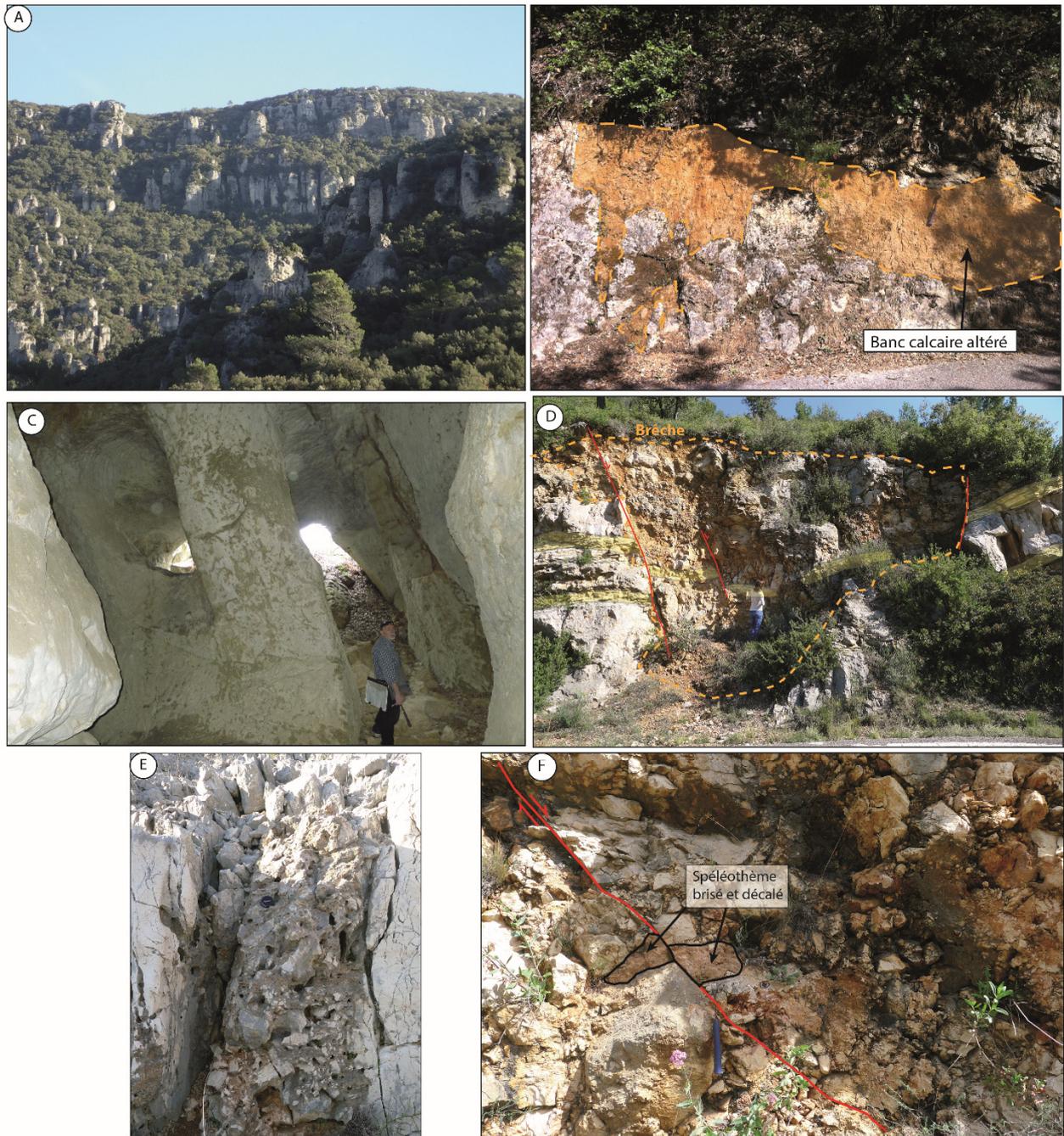


Fig. 2.34 : Altération par fantômisation et bréchification sur le massif de Siou-Blanc-Morières et ses abords. (A) Couloir de fantômisation dans le massif des Morières. L'évacuation des altérites révèle les discontinuités utilisées par la karstification. Les couloirs sont pour la plupart orientés N 40. (B) Altération par fantômisation dans les bancs calcaires du Bajocien-Bathonien marno-calcaire au niveau du vallon de la Foux (Belgentier). (C) Mine de sable de Tourris. L'exploitation de cette carrière s'est faite en suivant les discontinuités majeures ayant subi une décalcification dans les grès du Cénomaniens inf. (D) Formation bréchique traduisant le soutirage de l'endokarst au niveau de la première épingle en descendant le col du Corps de Garde (D62) en direction de Dardennes. (E) Couloir de brèche épigène sur le massif du Croupatier. (F) Zone de brèche à l'ouest de la carrière du Mont-Faron montrant un colmatage polygénique de bloc de grès, calcaires et de spéléothèmes, recoupés par des petites failles normales traduisant un soutirage actif de l'endokarst.

2.5 Structure du réservoir de Dardennes-Siou-Blanc et organisation de la karstification

Un des objectifs de la thèse était la modélisation probabiliste des réseaux karstiques sur le réservoir de Siou-Blanc. Afin de réaliser ces simulations, une des nécessités était de disposer d'un modèle géologique afin d'avoir un support d'intégration de la connaissance et un support de modélisation. Un modèle géologique a ainsi été construit sur la zone d'étude. Ce modèle géologique 3D nous a permis d'évaluer la structure 3D du réservoir et d'évaluer les contraintes qui auraient pu jouer sur l'organisation de la karstification. Il nous a également permis de calculer des volumes de roche dans la zone noyée, qui couplés aux analyses pétrophysiques, nous a permis d'estimer des volumes de réserves en eau potentiellement disponibles. Couplé au diagnostic des indicateurs de structuration karstique, la géométrie 3D du réservoir a permis de proposer un modèle conceptuel d'organisation de la karstification au cours du temps. Ce modèle conceptuel a enfin permis de proposer une carte des modalités d'infiltration sur le bassin d'alimentation des sources de Dardennes tout en prenant en compte l'évolution karstologique.

2.5.1 Structure géologique 3D et évaluation des stocks potentiellement disponibles

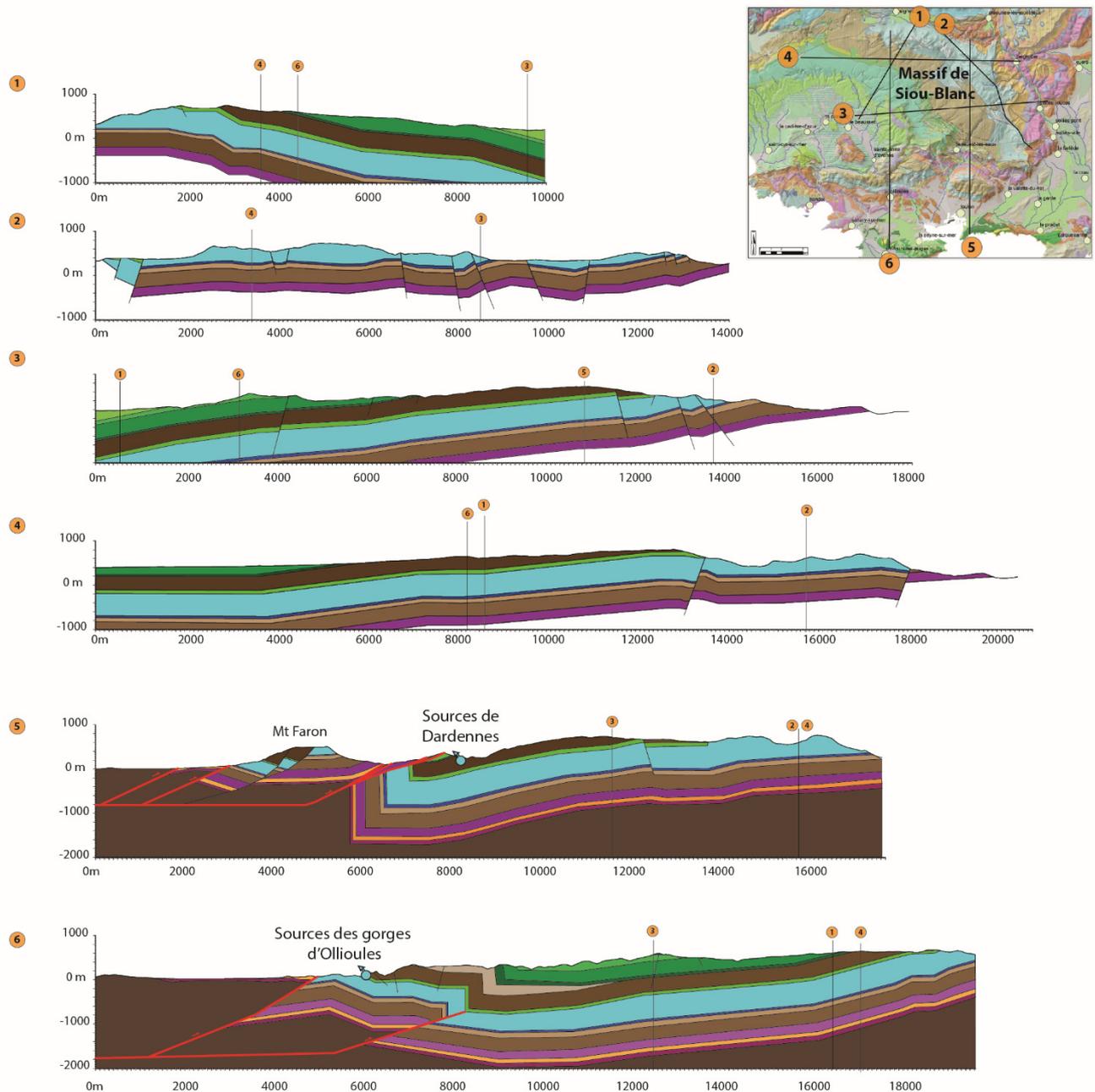
2.5.1.1 Modélisation géologique 3D du réservoir hydrogéologique

L'objectif de la géomodélisation est ici de représenter l'architecture stratigraphique et structurale du secteur, ainsi que les propriétés hydrogéologiques des horizons géologiques mis en jeu. Cette représentation de la réalité, qui se doit d'être au plus juste, doit fournir la position en 3D d'horizons cibles et permettre d'estimer des paramètres géométriques, tels que la position des unités en subsurface ou les volumes de roches. La dimension en surface et en profondeur a été choisie afin de rendre compte de l'ensemble de la pile sédimentaire mise en jeu dans le stockage et mobilisation des ressources (réservoir hydrogéologique).

Le géomodèle du réservoir de Dardennes a été réalisé en synthétisant l'ensemble des données disponibles sous la forme d'une base de données SIG grâce au logiciel ArcGIS 10.2. La géomodélisation a été réalisée grâce au logiciel SKUA-GOCAD 15.5 de ParadigmGeo. Ce géomodèle a été réalisé à partir des données de :

- la carte géologique au 1/50 000 (Gouvernet *et al.*, 1969) pour les limites stratigraphiques et les linéaments / failles ;
- géologie issues des travaux de construction des tunnels sous la ville de Toulon (Quemart et Serratrice, 2000) et des travaux de percement des galeries du canal de Provence entre Signes et le partiteurs de Fauvy, et entre Signes et la fenêtre des Laures, pour les limites verticales des horizons stratigraphiques et les failles ;
- relevés de terrain pour les directions et pendages des failles et des horizons stratigraphiques ainsi que la construction d'un log régional synthétique pour les épaisseurs stratigraphiques des unités ;
- de 6 coupes géologiques (Fig. 2.35) : deux correspondant aux tracés des galeries du canal de Provence (coupe 1 et 2), deux coupes est-ouest (coupes 3 et 4) et deux coupes nord-sud (coupes 5 et 6) réalisées par Baudement (2018).

Deux unités structurales distinctes apparaissent sur les six coupes : une unité sud caractérisée par les chevauchements Toulonnais, et une unité nord caractérisée par une structure monoclinale plongeant vers le cœur du bassin du Beausset et affectée de failles normales N40 et N140. Au niveau de la zone principale de chevauchement, en aval des sources de Dardennes, les couches forment un grand synclinal dont la partie sud verticalisée est visible à l'affleurement en aval du barrage de Dardennes ainsi que dans la carrière Malvallon (Baudement, 2018).



Légende des coupes géologiques

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ■ Coniacien-Santonien : Calcarénites quartzo-glocogneuses, ep.: variations importantes en bordure et milieu de bassin 0 à 500m ■ Cenomanien-Turonien : Calcaires à rudistes ep: 300 à 350m ■ Cenomanien inférieur : Marnes et calcaires marneux ep: 20 à 30m ■ Hauterivien-Barrémien : Calcarénites et micrites à rudistes (Faciès Urgonien), ep: 250 à 350m ■ Berriasien-Valanginien : Calcaires, calcaires argileux et marnes, ep: 50 à 100m | <ul style="list-style-type: none"> ■ Jurassique supérieur dolomitique et Tithonien Berriasien calcaire : ep: 400 à 500m ■ Callovien : marno-calcaire ep: 30-40m ■ Bathonien Supérieur : Calcaires ep: 120-150m ■ Alénien-Bathonien : marno-calcaires ep:250 à 300m ■ Hettangien-Toarcien : dolomies ep: 150-200m ■ Trias : Gypse, marnes, calcaires, conglomérats ep: 150-200m ■ SoCLE |
|--|--|

Fig. 2.35 : Coupes géologiques ayant servi de base à la construction du modèle géologique 3D. Les coupes 5 et 6 ont été modifiées d'après Baudement (2018).

Les écailles de chevauchement faisant intervenir le socle recouvrent cette structure synclinale avec un chevauchement basal passant juste en aval des sources de Dardennes et bloquant les écoulements vers le sud. Plus à l'ouest, au niveau des gorges d'Ollioules deux unités peuvent également être distinguées : une unité nord formant une grande structure monoclinale, et une partie sud affectée par les chevauchements. Un chevauchement aveugle serait présent en subsurface responsable d'un pli d'entraînement et des couches redressées observées en surface (Baudement, 2018). Ce chevauchement aveugle correspondrait au chevauchement basal au niveau des sources de Dardennes en passant par la dépression du Broussan, et serait à l'origine de la remontée du Trias dans ce secteur.

Un premier modèle géologique global a été construit avec l'ensemble de ces données afin d'assurer la cohérence à grande échelle. La difficulté majeure dans l'établissement de modèles géologiques est d'assurer la cohérence entre les données d'entrées (épaisseur, structures, continuité des horizons géologiques) et le modèle géologique final. Cette cohérence a été ici assurée par de nombreuses itérations entre les données d'entrée, l'interprétation des structures en profondeur (enracinement et branchement des failles, niveaux de décollement des chevauchements) et le modèle final.

A partir de ce modèle "global", un second modèle a été extrait afin de représenter uniquement le réservoir géologique alimentant les sources de Dardennes. Ce modèle a été limité à l'est et au nord par la vallée du Gapeau et au sud par le chevauchement basal passant juste en aval des sources de Dardennes. La limite ouest est quant à elle plus délicate à établir dans la mesure où les unités alimentant les sources de Dardennes s'enfoncent vers le cœur du bassin du Beusset et que la limite de partage des eaux en profondeur n'est pas connue. Une limite arbitraire passant au niveau de du rocher de l'Aygue et à l'est des gorges d'Ollioules a été choisie. Le modèle 3D du réservoir géologique de Dardennes a été construit avec une résolution de cellules de 50x50x10 m (x,y,z).

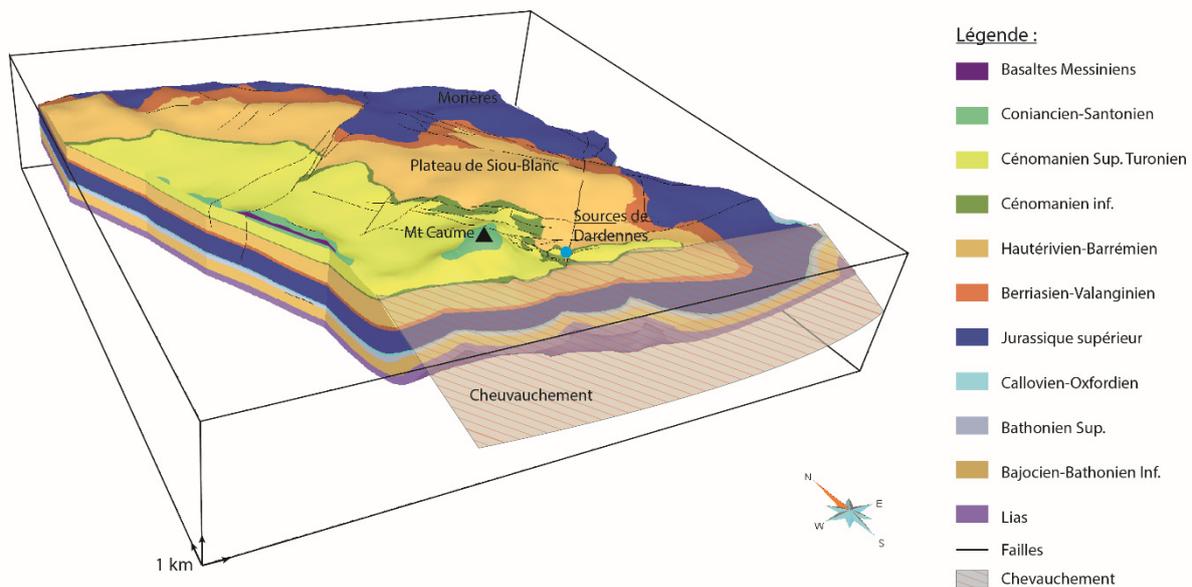


Fig. 2.36 : Modèle géologique 3D du réservoir hydrogéologique de Siou-Blanc circonscrit aux limites supposées du réservoir karstique.

Le modèle géologique construit est un outil opérationnel pour positionner dans l'espace des points clés de l'évolution du karst au cours du temps. Ce modèle géologique numérique 3D peut servir de base pour la simulation future de réseaux karstiques. Il permet d'intégrer les contraintes structurales et lithologiques sur la structuration des réseaux karstiques et ainsi d'introduire des connaissances *a priori*. Il permet également d'individualiser des zones du réservoir où des processus de spéléogénèse différents ont concouru à l'établissement du réseau de drainage endokarstique. Le modèle géologique est également un outil de calcul de volumes, qui couplé aux volumes dynamiques (Baudement, 2018) permettra de déterminer des temps de renouvellement de la ressource.

2.5.1.2 Évaluation des stocks potentiellement disponibles

À partir d'un géomodèle 3D, il est possible de calculer le volume de roche de chaque intervalle stratigraphique. Associés aux porosités de chaque couche, ces volumes de roches permettent de connaître le volume de vide potentiel. Si ces valeurs sont calculées sous le niveau piézométrique statique, il devient alors possible d'obtenir le volume d'eau potentiellement en place dans le réservoir géologique.

- *Estimation de la surface piézométrique en régime permanent*

Afin d'estimer le volume potentiel des stocks d'eau dans la partie saturée de l'aquifère, il a été nécessaire de déterminer le niveau statique en régime permanent à l'échelle du massif. Aucun des avens présents sur le massif ne permet d'atteindre la zone noyée, ni même épinoyée (Arfib et Maurel, 2010). N'ayant pas de point de calage hormis sur les bordures du massif, au niveau des sources pérennes périphériques, la surface piézométrique a été interpolée à l'intérieur du massif à l'aide des points conditionnants sur le pourtour du massif (Fig. 2.37A).

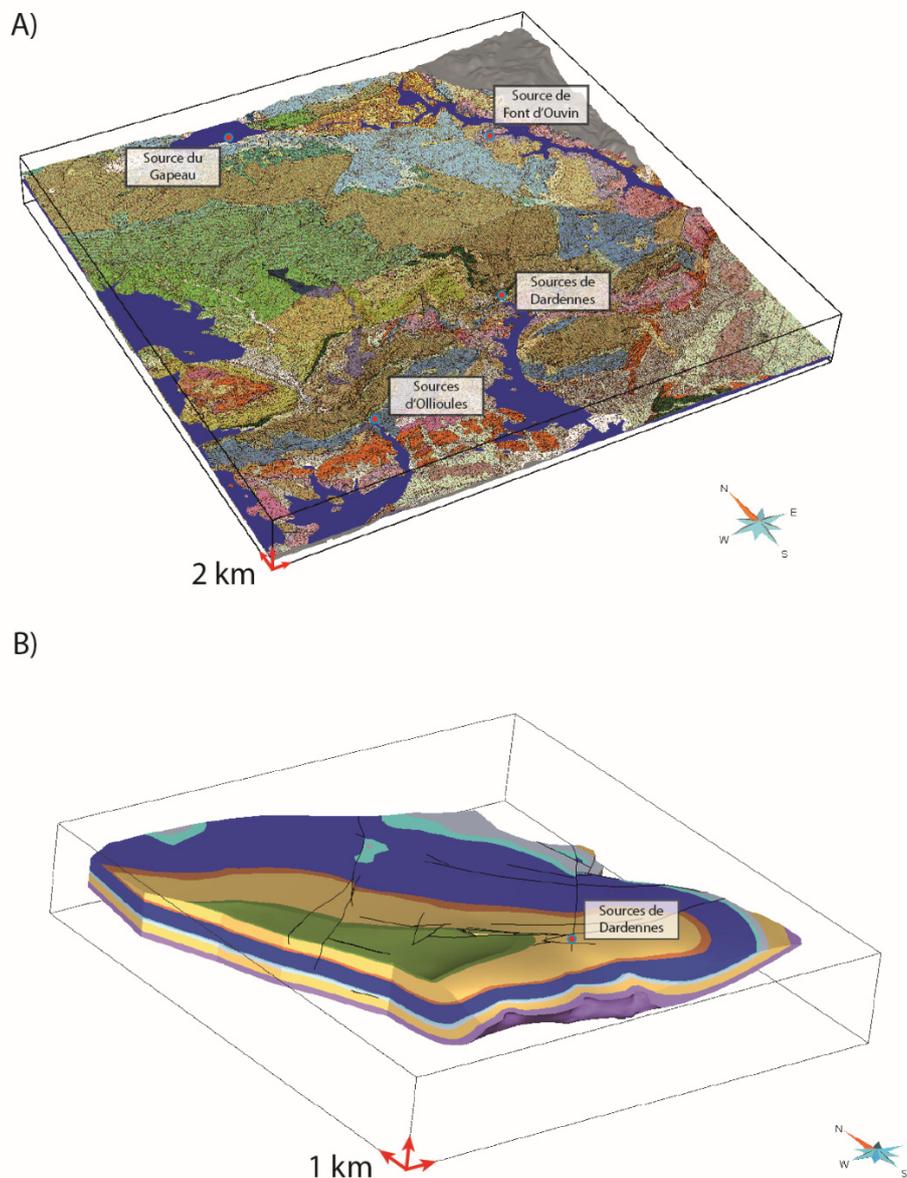


Fig. 2.37 : Position de la surface piézométrique en régime statique (A) et modèle géologique 3D sous la surface piézométrique (B). Là où la surface bleue recoupe la carte géologique (A), la surface piézométrique est plus haute que la surface topographique (MNT). La légende du modèle géologique est celle donnée en Fig. 2.36.

Cette surface est uniquement projetée sur un axe vertical sans déformation à l'aide de l'algorithme DSI (Mallet, 2002). Cette approche simplificatrice montre qu'il existe un niveau statique général, avec une pente extrêmement faible vers le sud-ouest, entre le poljé de Signes, la vallée du Gapeau, les sources de Dardennes et les gorges d'Ollioules (Fig. 2.37). Se pose alors la question de la relation entre les sources de Dardennes et les sources d'Ollioules. Quelle est l'organisation des structures drainantes en profondeur et quelle(s) différence(s) de structuration entre ces deux compartiments existe-t-il? Le Ragas étant l'exutoire principal de cette partie orientale du massif, il semblerait que ce système soit beaucoup plus hiérarchisé et organisé que le système des gorges d'Ollioules, plus bas en altitude. Ce résultat ouvre des discussions intéressantes à venir sur les relations entre les systèmes hydrogéologiques drainant du massif de Siou-Blanc à travers les gorges d'Ollioules et la vallée du Las.

La Fig. 2.37B permet de visualiser les unités stratigraphiques situées sous le niveau piézométrique, ayant pour limites extérieures les limites présentées dans la Fig. 2.36. Cette illustration montre qu'une part très importante du réservoir situé en zone noyée est composée par les terrains du Jurassique supérieur et que les calcaires urgoniens du Crétacé inférieur sont d'extension relativement limitée.

- *Estimation des volumes réservoir*

Le modèle géologique permet de calculer des volumes de roche sous la surface piézométrique. Associés aux porosités de chaque intervalle stratigraphique d'après les travaux de Fournillon (2012) et Baudement (2018), ces volumes de roches permettent de connaître le volume de vide et ainsi les volumes de réserves potentiellement en place. Les valeurs de porosité associées à chaque couche sont synthétisées dans le Tableau 2.2 (Baudement, 2018). Ces mesures ont été effectuées à l'eau et à l'hélium sur des échantillons de roche prélevés sur le massif de Siou-Blanc.

Tableau 2.2 : Synthèse des valeurs de porosité pour les formations du Bathonien supérieur au Barrémien d'après Fournillon (2012) et Baudement (2018)

| Formation géologique | Lithologie | Porosité (%) | |
|------------------------------|-----------------------|--------------|------|
| | | Min | Max |
| Hautérvien-Barrémien | Calcaires | 0,2 | 3,7 |
| Berriasien-Valanginien | Calcaires argileux | 0,5 | 3,0 |
| Kimmeridgien-Berriasien inf. | Calcaires et dolomies | 0,3 | 14,9 |
| Callovien-Oxfordien | Marno-calcaires | | |
| Bathonien-Sup | Calcaires | 0,7 | 3,2 |

La figure Fig. 2.38 illustre les volumes de vides potentiellement mobilisables dans le réservoir de Siou-Blanc en fonction de la profondeur exprimée en altitude NGF. Les volumes maximal et minimal sont représentés. Ils illustrent les incertitudes associées principalement aux valeurs de porosité. En effet, les valeurs de porosité ont été réalisées sur un encaissant sain, autant que possible non fracturé et non karstifié. Les volumes calculés tiennent également compte de la géométrie du réservoir et des unités stratigraphiques en profondeur. Compte tenu de cette géométrie du réservoir, il apparaît que les ressources mobilisables atteignent un seuil aux alentours des -600 m NGF (Fig. 2.38). Ce graphique illustre l'importance de la prise en compte de l'architecture stratigraphique et des données de porosité en vue d'estimation réservoir. À titre d'exemple, pour une profondeur d'investigation allant jusqu'à une altitude de -400 m NGF, les volumes poreux potentiellement mobilisables se situeraient entre $2,7 \cdot 10^8$ et $6,13 \cdot 10^9$ m³.

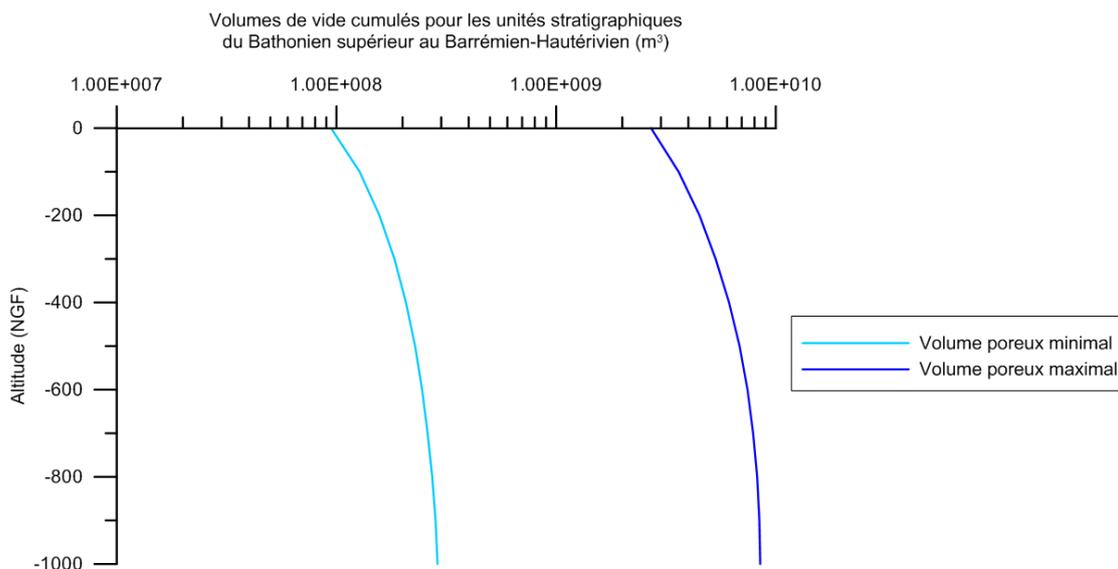


Fig. 2.38 : Diagramme des volumes de pores cumulés en fonction de la profondeur pour les terrains composant le réservoir de Dardennes (Bathonien supérieur au Barrémien Hautérien). L'axe des abscisses est en échelle log10.

La majorité des volumes poreux se situent dans le réservoir dolomitique du Jurassique supérieur qui représenterait plus de 70% du volume poreux du réservoir. Couplés au volume d'eau évacué à l'exutoire des sources de Dardennes issu du modèle hydrogéologique de Baudement (2018), les volumes de stock calculés ici pourraient permettre d'évaluer des temps de renouvellement des différents réservoirs "matriciel" et "conduit".

2.5.2 Proposition d'un modèle de structuration et d'évolution des réseaux de drainage endokarstiques

Sur la base des connaissances antérieures et du diagnostic des indicateurs karstiques de l'exokarst et de l'endokarst, qui nous ont permis de reconstituer certaines phases de karstification, cette section propose un schéma conceptuel de l'organisation de la karstification au cours du temps (Fig. 2.39). Ce schéma conceptuel comprend six phases d'évolution majeures qui ont été reconstituées à partir de la corrélation génétique et géométrique des indicateurs reconnus.

À partir du Crétacé terminal (Campanien), l'unité du Beausset, ou du moins la partie nord (vers Signes) est exondée et passe en domaine continental par la suite de la compression pyrénéo-provençale (Fournillon, 2012). S'ensuit une longue période d'altération et de karstification aboutissant à la structuration épigène et possiblement hypogène des aquifères karstiques. Les réservoirs karstiques urgonien et jurassique vont alors se structurer par la mise en place d'un réseau de drainage endokarstique conditionné par l'évolution géodynamique et géomorphologique du massif. Les formations superficielles reconnues en surface montrent le fonctionnement en surface fluvio-karstique avec des apports terrigènes en provenance de l'ancien Massif méridional au sud dont le massif des Maures est le vestige actuel. En l'absence d'un niveau de base trop déprimé, ces formations ont permis le maintien d'une activité crypto-corrosive efficace et le développement d'aplanissements par l'intermédiaire de bordures de corrosion.

Les indices de karstification hypogènes retrouvés au nord dans le massif des Morières et au sud sur les massifs du Croupatier et du Gros Cerveau suggèrent une première phase de karstification par remontée de fluides en bordure du bassin. Peu de marqueurs chronologiques nous permettent de proposer un calage temporel pour cette phase de karstification, mais celle-ci s'est certainement produite alors que les massifs étaient encore en fonctionnement captif, enfouis au moins partiellement sous les

couvertures géologiques du Crétacé supérieur. Étant donné que la karstification postérieure épigène réutilise les couloirs d'altération préalablement formés, nous attribuons cette phase aux premiers stades de karstification du massif potentiellement durant le Paléocène-Éocène. Cette phase de karstification est certainement responsable de l'altération par fantômisations dans les dolomies jurassiques du massif des Morières (Fig. 2.39A).

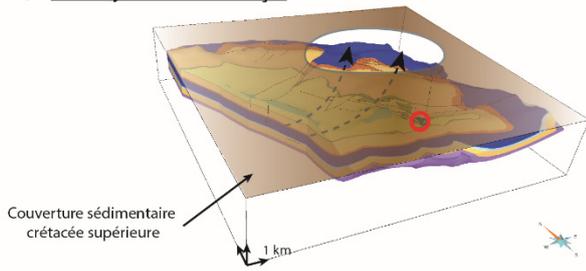
Après la mise en place des structures pyrénéennes, une surface *S1* recoupe les structures héritées et rabote le massif dont les reliques correspondent aujourd'hui aux plus hautes surfaces sur le massif d'Agnis et des Morières. À partir du Miocène, le soulèvement de l'ensemble du massif, attesté par le remplissage marin langhien-serravalien du Douard (Philip *et al.*, 1975) à une altitude de 235 m, se traduit par le début de l'incision du réseau hydrographique et l'emboîtement des surfaces karstiques. L'organisation des formes de surfaces et souterraines montre que les eaux de surface circulaient en direction du nord-ouest durant au moins une période. Avec le démantèlement de cette surface, désormais en position sommitale, la verticalisation relative des infiltrations conduit à la formation d'un karst à cockpits (karst à dolines jointives) sur le massif des Morières qui se caractérise aujourd'hui par des mégadolines sur ou aux croisements des accidents majeurs hérités de la phase pyrénéo-provençale. Le vaste aplanissement de la surface *S2* à environ 630 m correspond à la position du niveau de base local de ce paléo-système (Fig. 2.39B). Les paléokarsts à faune marine (Philip *et al.*, 1975) montrent la proximité de la mer durant le Miocène. Cependant aucune faune marine n'a été retrouvée sur toute l'étendue de la zone durant cette étude et les études antérieures (Jouves, 2011), ce qui semble indiquer que l'essentiel de la morphogenèse de ces hautes surfaces a été acquis en domaine continental. Les surfaces *S1* et *S2* ne semblent agir que localement sur l'organisation des systèmes de drainage endokarstiques. Ces surfaces, tout comme la surface *S4* correspondent à des niveaux de poljés emboîtés, morcelant les unités de drainage, mais au rôle limité en termes de conditionnement d'organisation de réseaux karstiques.

Parmi les différentes surfaces identifiées, uniquement la surface *S3* semble marquer un niveau de base régional. La corrélation génétique et géométrique des indicateurs morphokarstiques montre un amont de la *S3* à environ 550 m d'altitude à l'est du massif du massif de Siou-Blanc-Morières et un aval à 450 m au niveau de la surface du Camp. Cette surface du Camp se situe aujourd'hui à environ 100 m en contre bas des basaltes d'Evenos déposés dans une paléo-vallée N-S. Cela suggère que les coulées de basaltes scellent aujourd'hui une topographie qui était autrefois évoluée et constituée de reliefs et de vallées. La surface du Camp correspondrait alors à un poljé de contact entre le cœur imperméable non érodé du synclinal du Beausset au sud et le massif de la Sainte-Baume au nord dont la surface du Camp y est reliée par une surface inclinée pouvant correspondre à un pédiment. À l'intérieur du massif, la galerie horizontale du Cercueil correspondrait à cette phase de stabilité du niveau de base. La pente entre le paléokarst du Gros Pigeon et les amonts de la surface du camp est de 1 %, ce qui correspondrait avec l'altitude de la galerie phréatique aujourd'hui perchée du Cercueil à 500 m d'altitude. À ce moment-là, les eaux en provenance du Massif méridional s'infiltraient dans le massif dans une zone qui se situe aux alentours du paléokarst du Gros Pigeon pour ressortir au niveau de la surface du camp en passant potentiellement par le réseau de Maramoye qui constituait alors l'aval hydraulique du système karstique.

Les datations des coulées basaltiques d'Évenos et de Pointe Nègre suggèrent un âge plus récent que 5.4 Ma pour l'incision des canyons de la Reppe et du Destel. Une phase de creusement par érosion régressive post-messinienne semble donc être à l'origine de l'incision de la surface d'érosion messinienne qui semble ici scellée sous les coulées basaltiques. L'essentiel de l'impact de la crise messinienne semblent alors s'établir dans l'endokarst (Fig. 2.39C). En effet, il est probable que la chute drastique du niveau durant le Messinien provoque la structuration profonde des aquifères, comme cela est observé sur le pourtour méditerranéen (Camus, 2003 ; Audra *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006b) et comme cela est attesté ici par la présence d'émergence vauclusiennes telles que le Ragas, Saint-Antoine, et plus à l'ouest Port-Miou (Blavoux *et al.*, 2004 ; Cavalera, 2007 ; Tassy, 2012). Cette phase d'abaissement du niveau de base a donc conduit au creusement de paléo-drains organisés en réseaux gravitaires. La recharge s'effectuait certainement sur le plateau de Siou-Blanc-Morières ainsi que sur

Principaux stades d'évolution de la karstification du massif de Siou-Blanc

A) Post Pyrénéo-Provençal

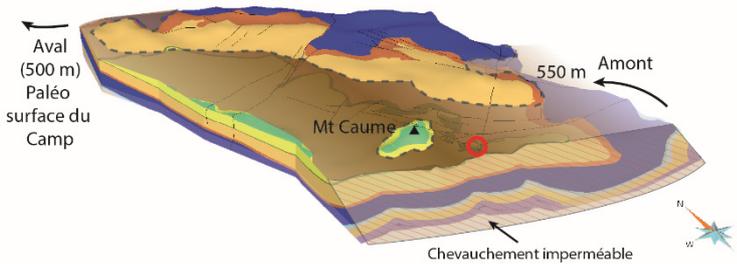


Structuration profonde du réservoir par une karstification hypogène et fantômisation

Alimentation par des fluides de bassins et/ou par la présence d'un amont au sud (massif méridional)

○ Localisation actuelle des sources de Dardennes

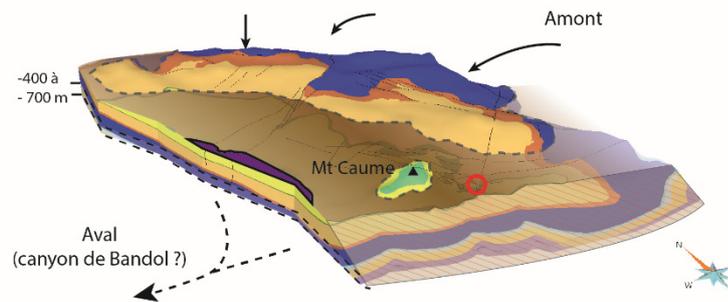
B) Oligo-Miocène : longue évolution continentale



Evolution fluvio-karstiques des surfaces S1, S2 et S3 successives avec apports terrigènes en provenance du sud et du sud-est

Pré-structuration de la surface du Camp en poljé de contact

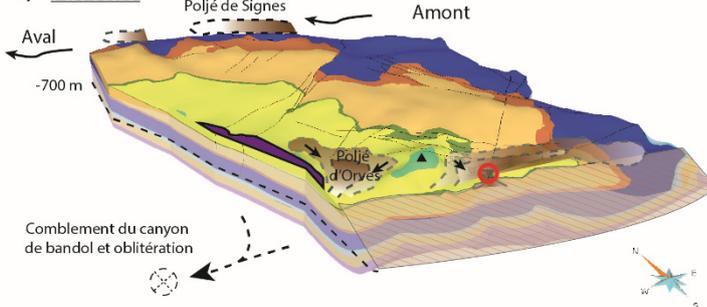
C) Messinien : niveau de base entre -700 et -400 m



Structuration profonde du réservoir karstique durant la crise messinienne jusqu'à -400 à -700 m NGF

Drainage endokarstique potentiel en direction du canyon de Bandol ou de Cassidaigne

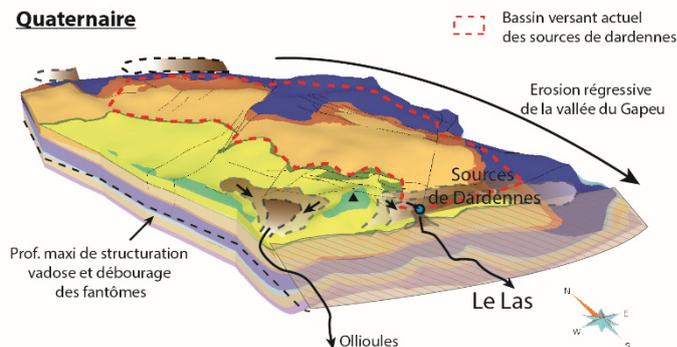
D) Pliocène



Remontée du niveau de base et oblitération des réseaux profonds

Evolution fluvio-karstiques des surfaces et poljés

E) Quaternaire



Emboîtement des poljés successifs et creusement des vallées périphériques et canyons

Création d'une fenêtre hydrogéologique par recul de la vallée du Las et recouplement de la surface des bauxites et du toit des calcaires urgoniens

Fig. 2.39 : Schéma conceptuel de la structuration et de l'évolution des réseaux de drainage endokarstiques au cours du temps. Ce modèle conceptuel de la karstification est issu de l'analyse des éléments indicateurs de la structuration karstique.

toute l'unité du Beausset et la Sainte-Baume, pour ressortir soit à Port-Miou, soit dans le canyon de Bandol. En effet, lors de l'abaissement du niveau de la Méditerranée au Messinien, le point le plus bas où affleurerait le réservoir carbonaté correspond aux canyons de Cassidaigne et de Bandol (Fig. 2.40). Le gradient hydraulique le plus fort, c'est-à-dire le trajet le plus court, entre les zones de recharge du plateau de Siou-Blanc et les plus bas affleurements du réservoir recoupés par la surface d'érosion messinienne, suggère des circulations le long du chevauchement nord-toulonnais. Un second chemin de drainage a pu se développer en contournant le cœur imperméable de l'unité du Beausset par le nord pour rejoindre le système karstique profond de Port-Miou. Le gradient hydraulique ne plaide pas pour cette hypothèse, mais des paléstructures antérieures à la crise messinienne ont pu favoriser le développement de ce chemin de drainage de façon partielle ou temporaire. Se pose alors la question de la profondeur de karstification au sein du massif durant cet événement messinien. Tassy *et al.* (2014) ont mis en évidence que le paléo-canyon de Bandol incisait les formations du Jurassique supérieur jusqu'à une profondeur d'environ -700 m NGF. Cela signifierait que les drains gravitaires les plus profonds auraient potentiellement pu se structurer jusqu'à cette profondeur de -700 m NGF, y compris dans le réservoir de Siou-Blanc. Cependant cette profondeur de karstification gravitaire au sein de l'unité du Beausset et de l'aquifère de Siou-Blanc peut également être influencée par des basculements tectoniques (Tassy, 2012). En effet, Tassy (2012) met en évidence un basculement de la marge Provençale durant le Pliocène avec une surrection de 100 à 300 m au niveau du massif de Siou-Blanc. Selon ce basculement, la profondeur maximale d'établissement des drains gravitaires dans le réservoir de Siou-Blanc serait alors d'environ -600 à -400 m NGF. Si karstification par fantômisiation il y a eu en profondeur au sein des dolomies du Jurassique supérieur, les structures fantômisées ont potentiellement été débourrées durant cette phase. La corrélation entre les données dynamiques et les modélisations pluie-débit (Baudement *et al.*, 2017) est en faveur d'une karstification profonde hiérarchisée responsable du caractère extrêmement dynamique de l'aquifère (Baudement, 2017). En effet, compte tenu du fait que le Ragas de Dardennes atteint une profondeur de -150 m (0 m NGF) cela nécessite la présence de drains fortement transmissifs et fortement connectés en profondeur, et ce sur tout le massif. Le maintien en tant que discontinuités ouvertes et interconnectées est assuré par la remontée du niveau de base au Pliocène qui provoque l'oblitération de la zone de restitution des eaux dans les canyons messiniens submergés (comme le canyon de Bandol) (Tassy *et al.*, 2014). L'oblitération des anciennes sorties force les systèmes karstiques à se réorganiser pour ressortir à de nouvelles localisations. En effet, étant donné que toutes les vallées et canyons ne comportent pas d'incision messinienne, cela rejette au post-messinien l'organisation des réseaux karstiques actuels des gorges d'Ollioules et des sources de Dardennes.

Avec l'abaissement du niveau de base consécutif au basculement de la marge provençale (Tassy, 2012), les canyons et vallées périphériques se développent, telle que la vallée du Gapeau, du Las et les canyons du Destel et de la Reppe. La surface *S4* à poljés étagés (Planier, Orves, Tourris, Chibron, Signes, Cuges) est en effet associée à un changement de pente régionale et une divergence des écoulements vers l'est et le sud. L'érosion différentielle et le recul des vallées plio-quadernaires engendre la création de nouvelles zones de restitution. Ces nouvelles zones de restitution provoquent une dynamique de décolmatage régressif des systèmes de couloirs d'altération à l'intérieur du réservoir. Lorsque ces couloirs d'altération ont déjà été sollicités par des circulations karstiques, comme cela a été potentiellement le cas lors de l'oscillation de niveau de base messino-pliocène, ces phénomènes d'adaptation des zones de restitution consistent à creuser un conduit de raccordement entre les structures de drainage préalablement en place pour assurer la décharge de l'aquifère profond. Le recul de la vallée du Las, et le recoupement de la surface des bauxites consécutive au percement du poljé de Tourris, ont certainement permis l'établissement du conduit de raccordement du Ragas. Dans la vallée du Gapeau, la phase de creusement par érosion régressive post-messinienne est responsable du déchaussement des structures géologiques du Lias au Jurassique supérieur. Les points topographiques les plus bas de ces structures portées à l'affleurement deviennent de nouveaux points de restitution des eaux karstiques.

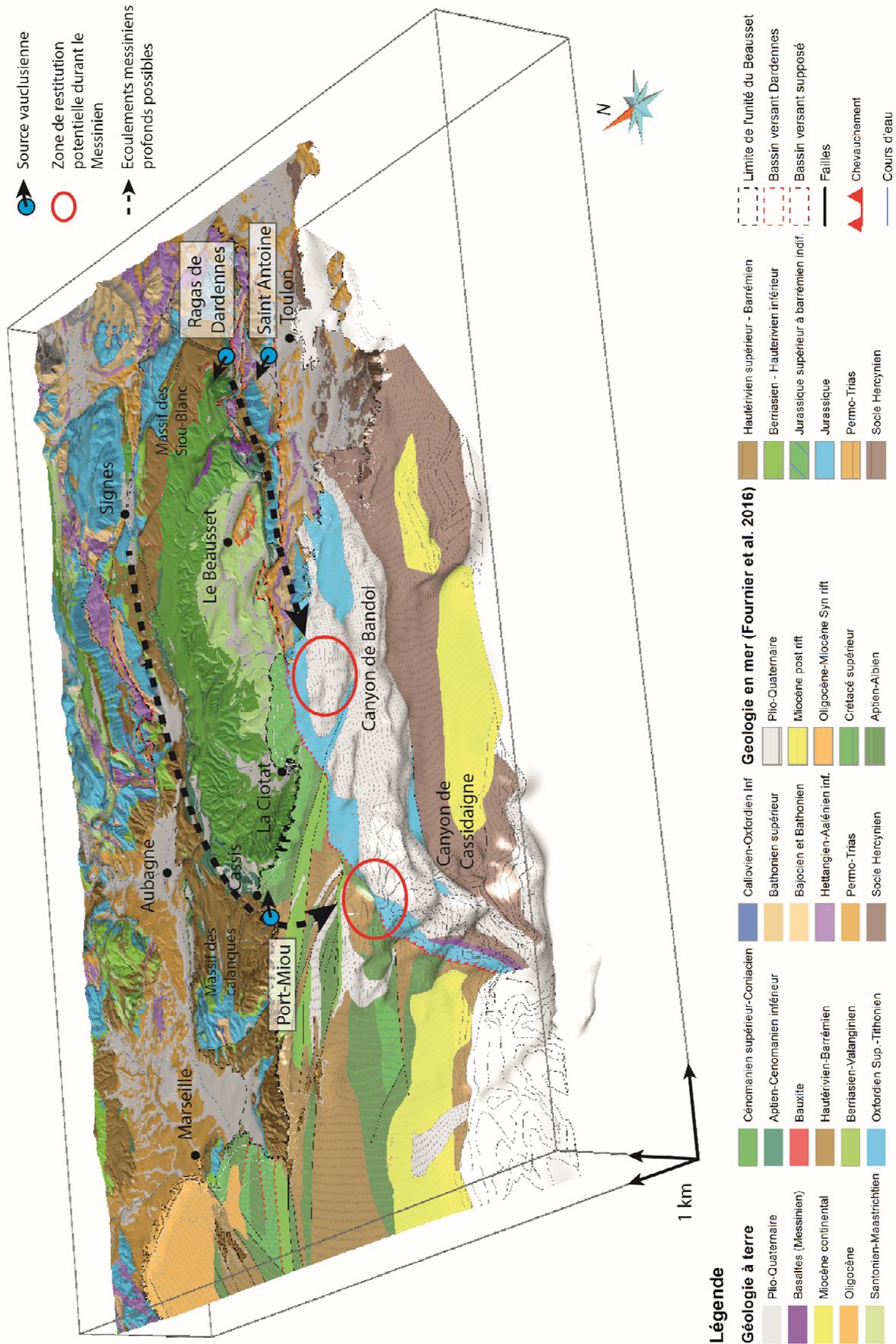


Fig. 2.40 : Géologie 2,5D terre-mer de l'unité du Beausset. On remarque la continuité du substratum jurassique au large de Bandol jusque dans le canyon Messinien oblitéré par le Pliocène marin. Modifié d'après Fournier *et al.* (2016)

Ces sources de déversement se mettent en place au toit des niveaux marneux et drainent une petite portion de la bordure du massif dans la vallée du Gapeau. Ces sources sont susceptibles d'entrer en concurrence avec les sources plus importantes qui émergent au fond des combes, comme le Ragas, mais du fait de leur situation au toit des marnes, elles restent perchées et n'ont pas la possibilité d'étendre leur bassin-versant qui reste bien souvent très local. Le poljé de Signes est actuellement démantelé par cette vallée, mais il est très probable que ce poljé ait antérieurement fonctionné d'est en ouest pour alimenter le réservoir ressortant à Port-Miou.

Ainsi, l'évolution morphologique du massif de Siou-Blanc-Morières met en évidence deux dynamiques distinctes qui se succèdent dans le temps :

- la première est corrélative aux niveaux de base peu déprimés où les processus d'érosion aréolaire dominant. L'abaissement peu important du niveau de base permet le maintien de ces processus et l'emboîtement des aplanissements karstiques ;
- la seconde dynamique montre la prépondérance de l'érosion linéaire (creusement des canyons) et la concentration de l'activité karstique. Les morphologies du plateau sont progressivement figées par l'immunité karstique, tandis que les canyons et vallées périphériques dissèquent l'entablement du massif et sont à l'origine d'une importante réorganisation des systèmes karstiques.

2.5.3 Évaluation des modalités d'infiltration sur le massif de Siou-Blanc

L'analyse de la structuration karstique permet également d'appréhender les questions de la dynamique de recharge des aquifères. La détermination des modalités de recharge et d'infiltration s'applique essentiellement aux systèmes karstiques épigènes dans la mesure où il s'agit de repérer en surface les indicateurs de fonctionnement et de structuration de l'épikarst, et de déterminer leur connexion avec la zone vadose de l'endokarst. Cette détermination permet de caractériser, à minima qualitativement et relativement, les capacités d'infiltration qui varient significativement selon l'état de conservation des différentes surfaces karstiques (reculs de couvertures et incisions) qui constituent les zones de recharge.

Nous nous intéressons ici au bassin versant des sources de Dardennes, où l'évolution des surfaces successives est à l'origine des différentes modalités d'infiltration. Sur tout le bassin d'alimentation, de nombreuses morphologies karstiques sont observables, telles que des poljés, crypto-lapiaz, lapiaz sur roche nue, dolines, *etc.* Sur ce bassin d'alimentation, il n'existe pas de sol épais ni de couvertures imperméables majeures qui pourraient actuellement ralentir l'infiltration. L'infiltration est ainsi directement liée à la nature des terrains et à l'évolution de la karstification sur les surfaces successives.

Le massif des Morières est caractérisé par de nombreuses formes karstiques de surface de types pertes et dolines, mais les morphologies de type lapiaz et les grands avens verticaux sont moins nombreux que sur le plateau de Siou-Blanc. Aujourd'hui, les replats supérieurs sont totalement fossiles. Cependant, lors de la formation de la surface sommitale *S1*, les dolomies ont subi une intense altération par crypto-corrosion en surface, et une possible altération par fantômisation liée à des circulations hypogènes en subsurface. Ces altérations sont largement calées sur la fracturation N40 et N140. Avec l'emboîtement de la surface *S2* et le creusement de la vallée périphérique du Gapeau, les formes karstiques de surface tendent à se morceler et à s'approfondir. Les anciennes morphologies planes sont aujourd'hui désorganisées par une multitude de points de soutirage qui forment des dolines coalescentes. Le démantèlement de cette haute surface par érosion et surtout par soutirage karstique se traduit par le dégagement de "canaules" à la fois par voie aérienne et souterraine. Elles sont donc souvent hérissées de pinacles dolomitiques et constellées de très nombreuses dolines. Cependant, du fait de la lithologie, l'altération produit des sables dolomitiques ("grésou") qui aura tendance à s'accumuler dans les dépressions. Dans ces zones, les eaux s'infiltrèrent alors avec une double composante : relativement

lentement dans les couloirs d'altération non décolmatés, et rapidement dans les couloirs d'altération anciennement décolmatés.

Du fait de son évolution fluvio-karstique en poljé, la surface *S2* apparaît aujourd'hui fortement structurée à la fois en surface et en subsurface. La concentration de phénomènes karstiques y est très importante et la majorité des avens aujourd'hui explorés se développent à partir de cette surface (plateau de Siou-Blanc). En surface, la concentration de pertes ainsi que la fréquence d'apparition de points de soutirage traduit une certaine dynamique karstique. Elles matérialisent l'organisation de plus en plus efficace des circulations karstiques et l'extension des surfaces drainées. Ainsi, les secteurs qui avaient pu conserver des fonctionnements reliques, grâce notamment aux couvertures, enregistrent un nombre croissant de soutirages. En outre, une perte karstique se met classiquement en place dans un secteur topographiquement en creux, capable de collecter un certain bassin-versant. L'existence de formations peu ou pas perméables en amont contribue largement à l'apparition de pertes karstiques. Ainsi, les terrains marno-calcaires du Berriasien-Valanginien (cas du poljé du Caveau, de la Solitude, de la Limate) constituent des formations capables de concentrer les eaux en surface pour alimenter des pertes. Ailleurs, l'absence de couverture ne permet pas la concentration des eaux superficielles. Celles-ci s'infiltrent de manière rapide et diffuse à travers les multiples points de soutirages de l'épikarst pour rejoindre rapidement la zone vadose fortement structurée. Ces différents éléments impliquent un mode de recharge plus rapide sur la surface *S2* que ce qui pourrait avoir lieu sur le massif des Morières et la surface *S1*.

Enfin une troisième surface à la compétence différente en termes d'infiltration apparaît également sur le terrain. Cet ensemble concerne la surface structurale de l'Urgonien de la retombée sud-ouest du plateau de Siou-Blanc. En surface, l'épikarst apparaît bien développé par un lapiaz sur roche nue calé sur des couloirs fracturés. En subsurface, peu de cavités karstiques ont été découvertes. Il en existe quelques-unes mais leur relativement faible densité témoigne d'une faible structuration de l'endokarst. La carrière de Fiéraqet (immédiatement au nord des sources de Dardennes) permet d'avoir un regard sur l'encaissant Urgonien en 3D (Fig. 2.41). Celui-ci apparaît fortement fracturé, mais également fortement colmaté. Aucun conduit karstique n'est visible attestant ainsi de la faible structuration des réseaux karstiques. L'explication de cette faible structuration réside dans l'histoire de son évolution. En effet, cette surface en pente d'environ 25°SW apparaît pour s'être formée suite à l'encaissement du poljé d'Orves et au recul par érosion régressive de la vallée du Las permettant de dégager par érosion différentielle les marnes du Cénomaniens, directement au toit de l'aquifère. Cette surface, plio-quaternaire, apparaît alors relativement récente en comparaison des autres surfaces. Cette relative jeunesse pourrait alors expliquer la relative absence de réseaux structurés et connectés aux structures anciennes, en comparaisons des autres surfaces dont l'évolution et la structuration remontent à plusieurs millions d'années. L'infiltration dans ces secteurs y est alors diffuse et rapide en surface, mais le transfert dans la zone vadose y est retardé et ralenti du fait que les chemins d'écoulements ne semblent que très peu structurés.



Fig. 2.41 : Illustration de la carrière de Fiéraqet directement en amont des sources de Dardennes. Dans cette carrière aucun indice de réseaux karstiques bien développés n'est visible. L'infiltration y est rapide mais se fait de manière diffuse dans un maillage tectonique N40-N140 resserré. Les réseaux de subsurface ne sont pas structurés (photo : C. Baudement).

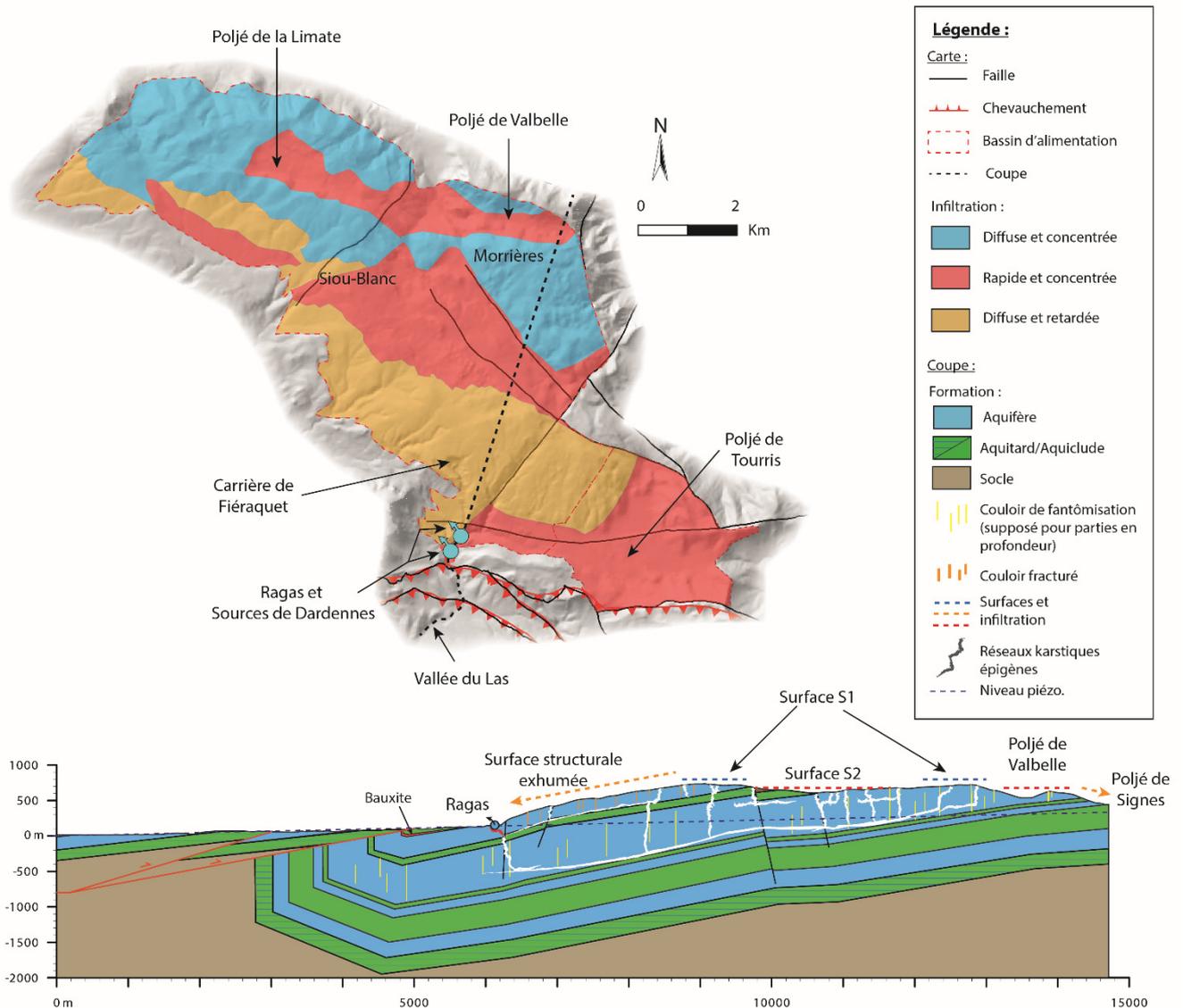


Fig. 2.42 : Modalités d'infiltrations sur le bassin versant des sources de Dardennes vue en carte et en coupe. Sont représentées sur la coupe, les structures karstiques observées et supposées. Le trait de coupe est indiqué en pointillé noir sur la carte.

Afin de faciliter l'utilisation de ces données, une vue interprétative en carte et coupe des modalités d'infiltration depuis la surface est proposée (Fig. 2.42). La zone d'étude a été divisée en 3 zones aux caractéristiques d'infiltration comparables précédemment décrites et principalement dépendantes de la lithologie et de l'évolution géomorphologique :

- **Infiltration et circulation à double composante** : ces secteurs constituent un impluvium où les eaux s'infiltrent avec une double composante : relativement lentement dans les couloirs d'altération et rapidement dans les conduits décolmatés.
- **Infiltration rapide et concentrée et circulation dans des réseaux structurés** : ces secteurs correspondent à la surface du plateau de Siou-Blanc comprenant des zones de perte concentrées et des réseaux sous-jacents fortement structurés.
- **Infiltration diffuse et faible concentration** : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer. Cet ensemble concerne principalement la surface structurale de l'Urgonien de la retombée sud-ouest du plateau de Siou-Blanc.

La reconnaissance des modalités d'infiltration passe ainsi par la reconnaissance des indicateurs de surfaces et de subsurface afin de déterminer l'évolution des surfaces et leurs relations avec l'endokarst. En effet, même si les surfaces présentent des traits karstiques bien marqués comme des lapiaz nus, cela ne signifie pas systématiquement que le réseau de drainage endokarstique sous-jacent est hiérarchisé et fonctionnel, et il est alors nécessaire de contraindre l'évolution des surfaces, de l'épikarst et de l'endokarst afin d'en déduire si un réseau de drainage efficace existe dans l'endokarst et s'il est fonctionnel.

2.6 Synthèse et conclusion

Le fonctionnement hydrogéologique des aquifères karstiques est intimement lié à l'histoire de la structuration des réseaux karstiques. Cette structuration est principalement contrôlée par l'évolution géodynamique et géomorphologique des massifs considérés. Cette évolution géodynamique et géomorphologique va en effet contrôler la position des niveaux de base successifs et le décapage des couvertures. L'analyse des formes et formations exo- et endokarstiques permet d'analyser la réponse morpho-sédimentaire du karst au signal géodynamique. En effet, le karst est un enregistreur privilégié des informations morphogéniques et paléogéographiques tant à l'échelle fine (microformes) qu'à l'échelle régionale des massifs et des réservoirs (surfaces d'aplanissements, organisation des réseaux karstiques). L'étude de la spéléogenèse permet alors d'analyser les processus de karstification et de proposer un schéma d'évolution du paysage à différents pas de temps (paléo-altitudes du niveau de base, paléo-zones d'alimentation et de restitution, paléo-surrection, phases d'incision de vallées).

Dans le cadre du projet Dardennes, visant à améliorer les connaissances et à estimer les réserves en eau disponibles sur l'aquifère karstique alimentant les sources de Dardennes (Toulon, France), un des objectifs de cette thèse était de proposer une approche pour la modélisation des structures karstiques probables dans le but d'estimer des zones de forte probabilité d'occurrence de réseaux karstiques pour l'implantation d'un forage. Développer une telle méthodologie nous a donc demandé de reconstituer les étapes de structuration karstiques du réservoir afin de déterminer comment s'organisent les structures karstiques successives pour pouvoir les reproduire numériquement avec un maximum de cohérence. Une synthèse des formes et processus à l'origine du modèle karstique observable sur le massif de Dardennes a donc été réalisée, permettant d'appréhender que, non seulement les périodes de karstification sont nombreuses, mais qu'en plus, elles s'expriment sous différentes formes, combinées en fonction des facteurs géologiques et géomorphologiques. L'identification de marqueurs géomorphologiques et karstiques de l'exo- et de l'endokarst, associés aux connaissances antérieures nous a permis de reconsidérer l'évolution et l'organisation des réseaux de drainages endokarstiques au cours du temps. L'absence de marqueurs chronologiques dans les remplissages sédimentaires karstiques a rendu difficile la datation des différentes phases. Néanmoins il apparaît deux marqueurs chronologiques majeurs qui sont les coulées de basaltes d'Évenos (5,4 Ma) et le paléokarst du Douard (Miocène moyen) (Philip *et al.*, 1975). À partir de ces jalons chronologiques, la reconnaissance des indices de surface et de subsurface nous a permis d'établir des corrélations génétiques et géométriques afin de reconstituer les différentes phases de structuration karstique. Il apparaît que la plus ancienne phase de karstification a débuté lors de l'Isthme durancien durant l'Aptien-Albien avec la surface des bauxites, rendant captif une partie de l'aquifère. Après l'orogénèse pyrénéo-provençale, une reprise de la karstification est estimée à l'Oligocène, commençant à modeler les paysages et les hautes surfaces du massif des Morières. Une longue évolution continentale commence alors, et les variations du niveau de base provoquent l'étagement des réseaux karstiques successifs. Durant le Messinien, l'abaissement drastique du niveau de base provoque la structuration gravitaire profonde des réservoirs karstiques, dont les points de restitution se situaient probablement dans le canyon de Bandol ou le canyon de Cassidaigne (Tassy *et al.*, 2014). C'est probablement durant cette période que les altérites, si fantômisaiton il y a eu en profondeur, ont été débouffées provoquant une forte connectivité des systèmes et une forte conductivité hydraulique en profondeur. Puis la remontée du niveau de base Pliocène provoque l'oblitération des points de sorties, entraînant une réorganisation des chemins de drainage. Durant le Plio-Quaternaire, le

basculement de la marge et l'abaissement du niveau de base sont responsables de la reprise de l'incision des vallées. Cette incision provoque le recul des vallées et le décapage des couvertures sédimentaires créacées dont le retrait a permis la formation de fenêtres hydrogéologiques et l'établissement de nouveaux points de restitution. Les sources de Dardennes se sont certainement mises en place suivant cette dynamique qui implique le recoupement du toit des calcaires urgoniens confiné sous la surface des bauxites et le Cénomaniens marneux en amont des chevauchements nord-toulonnais faisant remonter le socle peu perméable et créant une barrière hydrogéologique. La longue évolution des systèmes successifs a pour effet de créer une forte connectivité des réseaux karstiques en profondeur, responsable du fonctionnement extrêmement dynamique du système du Ragas (Baudement *et al.*, 2017). Ces informations peuvent alors s'intégrer dans l'amélioration des outils de modélisation tant hydrodynamiques que statiques, en introduisant des connaissances, donc des contraintes supplémentaires, sur le fonctionnement et la structure du système.

Afin d'évaluer l'organisation des systèmes de drainage en profondeur, mais également de servir de support à des modélisations des structures karstiques, un modèle géologique 3D a été construit à partir de relevés de terrains et de coupes géologiques construites en partenariat avec C. Baudement. En plus de fournir une représentation 3D des structures géologiques en profondeur, ce modèle géologique permet la reconstruction des différents compartiments mis en jeu au cours de la karstification, et ainsi de modéliser chaque structure karstique dans une zone donnée. Ce modèle géologique nous a également permis d'estimer des volumes-réservoir à partir des porosités des roches encaissantes tout en tenant compte de la géométrie du réservoir. Ce modèle géologique est également un outil opérationnel pour fournir la position géographique de points clés pour l'exploration du réservoir karstique des sources de Dardennes, par exemple pour la localisation de forages ou de sondages géophysiques stratégiques en vue de la confirmation de la structure géologique et/ou de l'exploration de ressources en eau. Différentes zones de réserves potentiellement exploitables peuvent d'ores et déjà être envisagées en fonction de critères de faisabilité (localisation, profondeur de forage, ciblage de terrains géologiques les plus propices). Ainsi, il apparaît qu'une zone élargie autour du Ragas de Dardennes soit potentiellement intéressante, à condition de forer assez profond et d'atteindre le Jurassique supérieur dolomitique potentiellement fantômisé et décolmaté de ses altérites résiduelles, ce qui implique de traverser au minimum environ 400 m de série du créacé inférieur. Le modèle géologique reste cependant soumis à de nombreuses incertitudes. Une des incertitudes majeures concerne la structure au voisinage du chevauchement de Dardennes. En effet, la structure en profondeur a été interprétée à partir de données de surface et extrapolée en profondeur. Des forages ou des sondages géophysiques profonds pourraient renseigner sur cette structure complexe mais également sur le rôle hydrogéologique du chevauchement. Des incertitudes apparaissent également dans l'estimation des porosités et ainsi dans l'estimation des réserves potentiellement en place.

Afin de modéliser numériquement les structures karstiques 3D probables, un schéma d'organisation de la karstification et un modèle géologique 3D ont donc été réalisés. Cependant, étant donné que les méthodes de modélisation requièrent des paramètres d'entrées capables de caractériser l'organisation géométrique et topologique des structures karstiques à simuler, il nous a été nécessaire, pour la suite de l'étude, de quantifier ces organisations. Or, nous ne disposons pas de topographie 3D sur le secteur, et les topographies 2D – plans et coupes papier de cavités – même si elles sont très nombreuses, sont souvent simplistes et consistent uniquement en des puits verticaux. Nous n'avons donc pas pu quantifier la géométrie et la topologie des réseaux karstiques via l'approche proposée par Abelard *et al.* (2011) et Fournillon *et al.* (2012) et qui repose sur l'analyse automatique de topographie 2D car celle-ci se serait révélée non représentative, d'une part de la géométrie et topologie des cavités, et d'autre part de la diversité des organisations de réseaux karstiques (Chapitre 1). C'est pourquoi, dans la suite de ce manuscrit nous nous intéressons dans le Chapitre 3 à la caractérisation quantitative de réseaux karstiques 3D considérés comme analogues, de manière à permettre une modélisation adéquate de tout type de réseaux karstiques dans tout contexte géologique, dès lors que l'on connaît les contraintes géologiques et les phases successives de karstification. Etant donné le fait qu'il n'existe, à l'heure actuelle, pas de

méthode permettant de simuler les réseaux karstiques de manière adéquate, le Chapitre 4 explore enfin les possibilités d'approches de modélisation géostatistiques pour la reproduction de structures karstiques probables, conditionnées aux connaissances géologiques, hydrogéologiques, et karstologiques.

Chapitre 3 : Approche quantitative de la géométrie et de la connectivité des réseaux karstiques : caractérisation d'analogues karstiques

Avant-Propos :

Ce chapitre correspond à un article qui a été publié dans la revue *Geomorphology* :
Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., Guglielmi, Y., 2017. Speleogenesis, geometry, and topology of caves: A quantitative study of 3D karst conduits. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2017.09.019.

Cet article est ici enrichi et développé en Français. Il a été inclus dans la thèse sous forme d'un chapitre où les éléments de l'article sont repris. L'objectif de ce chapitre est la caractérisation quantitative d'analogues karstiques dans le but de pouvoir modéliser la répartition et l'organisation de structures karstiques sur des massifs karstiques avec peu ou pas de données. Il fait suite au Chapitre 2, dans lequel un schéma d'organisation de la karstification a été établi sur le massif de Siou-Blanc, permettant d'appréhender l'organisation des systèmes karstiques successifs et de déterminer une zonation de l'occurrence des motifs karstiques. Ce chapitre a été motivé par le fait que les données cartographiques 3D de réseaux karstiques n'existaient pas (ou ces données ne représentent que des éléments de taille limitée) dans le secteur de Toulon et que la calibration et la validation d'approches de modélisations (Chapitre 4) nécessitent des données quantitatives, que nous avons ici considéré comme analogues.

Résumé

Les systèmes karstiques sont spatialement hiérarchisés en un réseau de conduits tridimensionnels se comportant comme des drains pour l'écoulement des fluides souterrains. Récemment, des approches géostatistiques proposent de simuler les réseaux karstiques à partir de données de terrains et de paramètres issus de réseaux karstiques observés considérés comme analogues. D'autres études ont montré la relation entre les processus spéléogénétiques et les motifs (ou faciès) d'organisation des réseaux de conduits. Cependant, peu d'études ont été menées pour quantifier ces relations. Dans ce chapitre, une analyse quantitative de la géométrie et de la topologie de réseaux spéléogénétiques 3D est réalisée, tout en prenant en compte les processus spéléogénétiques. Pour cela, une base de données de 26 topographies 3D de cavités a été rassemblée, correspondant à 621 km de conduits karstiques cumulés et représentatifs de différents contextes spéléogénétiques et de motifs karstiques. Pour chaque cavité le contexte spéléogénétique a été déterminé par des reconnaissances de terrain ou une revue de la bibliographie, permettant ainsi de décomposer le signal des cavités polygéniques en 48 échantillons monogéniques (issus principalement d'une phase spéléogénétique). Les échantillons monogéniques ont ensuite été classés selon quatre motifs karstiques : Vadose Branchwork (VB), Water-Table Cave (WTC), Looping-Cave (LC) et Angular Maze (AM). Huit paramètres morphométriques ont été calculés, 4 géométriques (ratio Largeur-Hauteur des conduits, tortuosité, courbure et un index de verticalité) et 4 topologiques (degré de connectivité des nœuds, les index de graphe α et γ , et un index de ramification). Afin d'identifier des différences significatives, les résultats sont validés par des analyses statistiques (test de Kruskal-Wallis et analyse en composante principale). Les motifs VB sont clairement distincts des motifs AM, et d'un troisième groupe comprenant les WTC et LC. Une base de données de caractéristiques morphologiques de motifs karstiques est fournie, prenant en compte les processus spéléogénétiques. Ces caractéristiques peuvent être utilisées afin de contraindre et/ou valider des simulations géostatistiques. Cette étude montre en quoi il est important de relier la géométrie et la connectivité des réseaux karstiques aux processus de recharge et d'écoulement. À partir de données de cavités 3D, l'approche développée fournit également des références afin d'estimer l'évolution des propriétés de la zone vadose vers la zone épinoyée et noyée des aquifères carbonatés karstiques.

3.1 Introduction

L'organisation spatiale des cavités a été le sujet de recherche de plusieurs études depuis plus d'un siècle (Martel, 1921 ; Renault, 1970 ; Ford et Williams, 1989 ; Palmer, 1991 ; Klimchouk, 2009 ; Audra et Palmer, 2013). Ces études avaient pour but de décrire l'évolution géomorphologique, la position et la morphologie des réseaux karstiques en fonction des conditions d'écoulement des fluides, du type de discontinuités géologiques (fractures, faille, plan de stratification, *etc.*) et de l'évolution géomorphologique d'un massif. Au cours des dernières années, plusieurs études proposent d'étudier le comportement des systèmes karstiques en utilisant des approches géostatistiques dans un processus de modélisation inverse (Renard, 2007, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016). Ces approches reproduisent un jeu de réseaux karstiques probables, appelé simulations, chacune étant en adéquation avec les données statiques disponibles (observations de terrain, entrées/sorties du système, géométrie des conduits, réseaux spéléogénétiques reconnus, *etc.*) et prenant en compte les conditions initiales (conditions aux limites géologiques et géomorphologiques) (Jaquet *et al.*, 2004 ; Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016 ; Ghobadi, 2016). Ces simulations peuvent être introduites dans un processus de modélisation inverse de manière à obtenir une distribution spatiale des conduits et leur incertitudes associées (Renard, 2014) en reproduisant les chroniques hydrodynamiques, thermiques et chimiques observées aux exutoires (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016).

Afin d'établir ce type de procédures stochastique, la première étape est la caractérisation quantitative de géométries karstiques 3D connues afin de les considérer comme des analogues de terrain de référence. Peu d'études se sont concentrées sur les conduits karstiques 2D ou 3D (Howard, 1971 ; Jeannin, 1998 ; Frumkin et Fischhendler, 2005 ; Jeannin *et al.*, 2007 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2011 ; Albert *et al.*, 2015 ; Hendrick et Renard, 2016 ; Collon *et al.*, 2017) de manière à caractériser leur géométrie et connectivité 2D ou 3D. Ces études considèrent les réseaux karstiques topographiés comme un tout. Cependant, les karstologues ont identifié, à partir d'observations *in situ*, plusieurs motifs karstiques récurrents et proposent de diviser les systèmes spéléogénétiques en fonction de ces motifs (Palmer, 1991 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014 ; Harmand *et al.*, 2017). Les différentes études ont montré que, indépendamment des conditions initiales, les réseaux spéléogénétiques présentaient différents motifs karstiques en fonction du contexte spéléogénétique et du type de spéléogenèse associée, principalement la zonation hydrogéologique du karst, le type de recharge et la position du niveau de base. Ainsi, dans une optique de modélisation, une des questions importante est de déterminer si ces motifs karstiques montrent des différences significatives en termes de géométrie et de topologie. En effet, si ces différences existent, le contexte spéléogénétique doit être pris en compte dans les processus de modélisation, de la même manière que les conditions initiales qui contrôlent l'occurrence et l'orientation des conduits karstiques.

Afin d'identifier si ces différences sont significatives, l'approche consiste à analyser statistiquement une base de données de topographie de cavités 3D préalablement décomposée manuellement en plusieurs motifs karstiques. Les topographie 3D sont ici utilisées car permettent d'aborder la complexité et l'hétérogénéité 3D des cavités explorées et analysées. Le travail est divisé en trois étapes : (a) la construction d'une base de données, (b) la décomposition de la base de donnée en quatre motifs karstiques principaux, et (c) le calcul de paramètres morphométriques et leur comparaison en utilisant des analyses statistiques. Ce chapitre a ainsi pour but de (i) tester par des analyses morphométriques sur des réseaux karstiques 3D si les principaux motifs karstiques présentent des différences, et (ii) fournir, à partir d'analogues de terrain, des gammes de valeur des paramètres morphométriques pour les modélisateurs. Ce chapitre a également pour but de montrer une méthodologie globale permettant de faire le lien entre les karstologues et les modélisateurs.

Dans ce chapitre, les motifs karstiques considérés sont ceux décrits dans le chapitre 1. Dans un premier temps, la base de données et le principe de la décomposition est présenté. Les paramètres

morphométriques (4 géométriques et 4 topologiques) ainsi que le protocole statistique est ensuite détaillé. Les résultats des analyses statistiques sont enfin discutés.

3.2 Les systèmes karstiques: des aquifères organisés

Le karst est défini comme un environnement géologique contenant des roches solubles avec une structure de forte perméabilité dominée par des conduits interconnectés au sein de l'encaissant. Ces conduits se développent afin de faciliter l'écoulement de fluides dans la direction du gradient, alors que la structure de perméabilité évolue comme une conséquence de la dissolution des carbonates par la circulation de fluides (Huntoon, 1995). Les modèles d'évolution des aquifères carbonatés montre que la rétroaction positive entre les taux de dissolution et les taux d'écoulement doit aboutir à la formation de cavités, pouvant être assez larges pour être explorées par un humain (Ford et Williams, 2007). Les systèmes karstiques peuvent être abordés de deux manières : leur comportement hydrogéologique et leur organisation géomorphologique. D'un point de vue hydrogéologique, le réseau de conduits auto-organisés résultant des processus de dissolution est responsable de l'occurrence de zone de forte perméabilité à l'hétérogénéité spatiale extrême, où les fluides vont s'écouler préférentiellement provoquant une réponse rapide et concentrée aux exutoires (Worthington et Ford, 2009). Généralement un système karstique comprend une zone de recharge, contenant plusieurs zones d'absorption concentrée et/ou diffuse et une zone de restitution localisée. Ainsi, d'un point de vue géomorphologique, le réseau de conduits est auto-organisé pour faciliter le transfert des fluides, et ce en relation avec l'évolution géologique et géomorphologique. L'organisation des chemins d'écoulement est contrôlée à la fois par des paramètres passifs (lithologiques et tectoniques) et par les conditions aux limites (le type de recharge, gradient, la position du niveau de base, *etc.*). Plusieurs études ont montré que le profil et l'organisation des chemins d'écoulement karstique n'était pas aléatoire mais dépendait principalement de la zonation spatiale du karst (zones vadoses, épinoyées, noyées) et des types d'écoulement des fluides (laminaire ou turbulent, à surface libre ou en condition phréatique).

Une classification géomorphologique a été initialement proposée par Palmer (1991) en analysant plusieurs centaines de conduits karstiques. Afin de classer les données de cavités 3D et d'analyser leurs géométries et leurs topologies, trois de ces principaux motifs karstiques vont être considérés ici (Audra et Palmer, 2013) (à ramification arborescente, en labyrinthe anastomosé, et en labyrinthe angulaire). Un quatrième motif karstique (ou faciès karstique) est introduit dans cette étude, les réseaux de surface piézométrique à ramification arborescente (Water-Table Cave) (Gabrovšek et al., 2014), afin de rendre compte de l'organisation singulière de ce type de réseau spéléogénétique et de considérer la dimension verticale et horizontale dans l'organisation des cavités. Ne seront pas considérés ici les motifs de réseaux de type "Spongework" par manque de données de terrain analogues dans la base de données cavité.

3.3 La base de données cavité

La plupart des réseaux karstiques explorés par les spéléologues résultent d'une histoire longue et polyphasée du fait de changements dans les conditions aux limites. Ainsi, plusieurs motifs karstiques peuvent être rencontrés dans une même cavité. De manière à étudier l'organisation géométrique et topologique des faciès karstiques, une base de données de topographie 3D de cavité a été construite. Cette base de données a été regroupée grâce aux différents groupes et club de spéléologie. Chaque topographie de cavité a ensuite été décomposée en fonction des différents motifs karstiques. Cette base de données est principalement composée de réseaux karstiques se trouvant en Europe, mais également de réseaux provenant d'Asie et des Etats Unis (Fig. 3.1). Le détail de la base de données ainsi que son utilisation est décrite dans les sections suivantes.

Sur plus de 50 topographies 3D de cavités réunies, seulement 26 ont été sélectionnées pour leur données représentatives (développement et profil des cavités) et pour leur histoire spéléogénétique connue ou supposée. Ces 26 cavités fournissent plus de 621 km de réseaux karstiques dans différents contextes spéléogénétiques. La base de données a été structurée et utilisée de la manière suivante :

- (1) Prétraitement de la base de donnée afin d'éliminer les erreurs et biais des données topographiques
- (2) Visualisation 3D des topographies afin d'identifier et de décomposer manuellement les topographies selon les quatre motifs considérés.

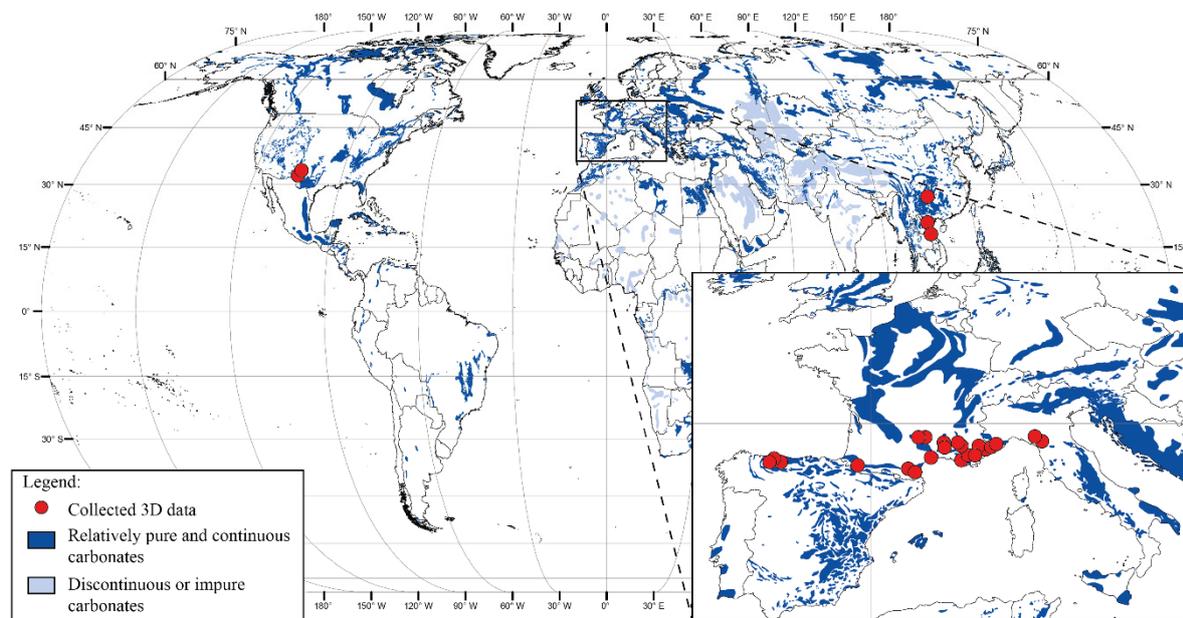


Fig. 3.1 : Localisation des données topographique de cavités récoltés sur fond de carte montrant la distribution des roches carbonatés (principal encaissant pour les réseaux karstiques). Extrait de Jouvès *et al.* (2017), modifié d'après Ford et Williams (2007).

3.3.1 La base de donnée numérique : prétraitement et analyse

Les explorations spéléologiques et la topographie des conduits explorés fournissent une description 3D de la géométrie et de la topologie des conduits (Fig. 3.2 et Fig. 3.3). Cependant, uniquement une partie limitée de ces réseaux peut généralement être observée. Les explorations sont en effet limitées par la taille des conduits et les capacités humaines. Néanmoins les données récoltées offrent la possibilité de caractériser ce milieu difficilement observable et quantifiable. Les données recueillies sont généralement composées d'une succession de visées allant d'une station topographique à une autre, et de données locales de hauteur et largeur à chaque station (Fig. 3.2). Entre deux stations consécutives, les données recueillies sont la distance, l'azimut et la pente. A partir de ces informations, il est possible d'obtenir les coordonnées relatives ou absolues (x_i , y_i , z_i) de chaque station S_i . Le jeu de données originales a d'abord été importé dans un logiciel de topographie spéléologique VisualTopo² or GHTopo³, permettant ainsi de lire les données et ensuite de les exporter dans un format plus standard (comme le .dxf). Ces données ont ensuite été importées dans le géomodeleur 3D Gocad afin de les traiter et de les analyser.

² <http://vtopo.free.fr/>

³ <http://siliconcavings.chez-alice.fr/>

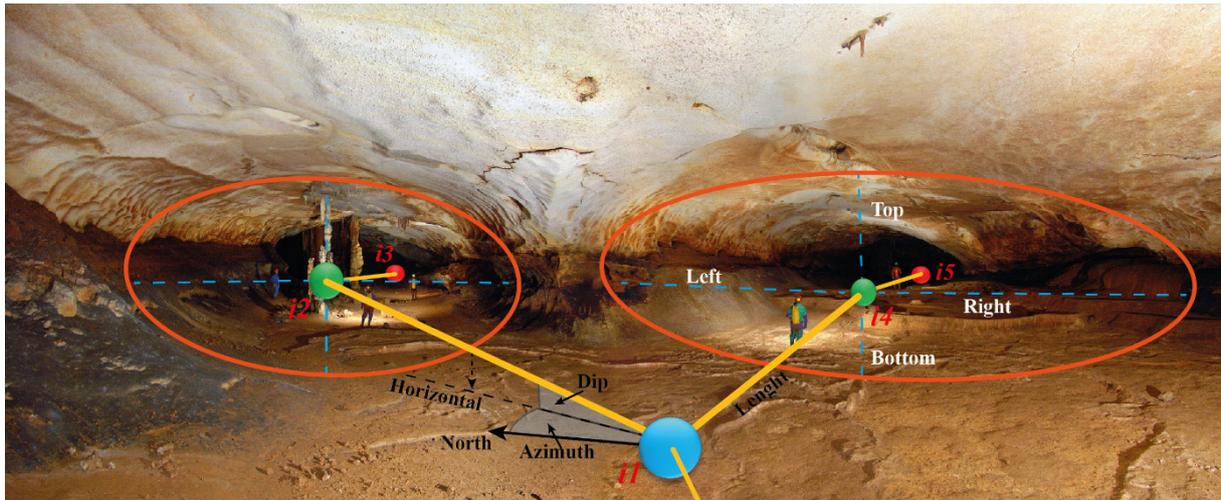


Fig. 3.2 : Exemple de données numériques recueillies dans une cavité. Les sphères de couleur représentent les stations topographiques et leur degré de connectivité associé (voir Fig. 3.7 pour plus de détail), les lignes jaunes correspondent aux visées topographiques allant d'une station de mesure à une autre. Pour chaque visée les données de distance, orientation, azimuth et pente sont recueillies. Les cercles orange représentent l'enveloppe convexe approximative des largeurs et hauteurs. Dans les données numériques, les données locales de largeur et hauteur sont stockées sur les nœuds, les détails morphologiques locaux sont perdus. Photo: V. Ferrer. Grotte de Saint Marcel, France. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

Initialement, les topographies spéléologiques sont dédiées à la production de plans et coupes de cavités pour les explorations spéléologiques. Dans une optique de réalisation du dessin et de l'habillage d'une topographie, les données brutes peuvent contenir des informations ambiguës, approximatives ou imprécises pouvant affecter les analyses numériques quantitatives de la géométrie et de la topologie (Fig. 3.3). Pour cette raison, les données brutes doivent être nettoyées. Deux phases de prétraitement ont été appliquées sur les données. Un premier prétraitement automatique a été appliqué en utilisant le plugin Gocad Karstmod (Collon *et al.*, 2017). Durant cette étape, les connexions manquantes sont corrigées en utilisant un seuil de distance défini par l'utilisateur, afin de connecter des branches distantes uniquement de quelques centimètres du fait des erreurs de visées topographiques. La seconde étape de prétraitement est faite manuellement afin d'assurer la représentativité des données. En effet, les données peuvent contenir des informations fictives comme des cycles artificiels correspondant à des données acquises dans des conduits ou des salles de grandes dimensions, des petit cycles du fait des erreurs de mesures ou de plusieurs séries de mesures, des données fictives connectant plusieurs entrées afin de corriger les erreurs de mesure et de "boucler" la topographie, des données de "rayonnement" correspondant à plusieurs visées convergeant en un point afin de rendre compte de la géométrie locale à une station de mesure, *etc.* Ces erreurs ne peuvent être corrigées automatiquement. Ainsi les données doivent être expertisées manuellement afin d'assurer leur cohérence et leur représentativité. Cette étape est réalisée en connaissant les techniques de topographie spéléologique (Jeannin *et al.*, 2007), et lorsque cela est possible en connaissant la morphologie in-situ des conduits dans les cavités.

D'autres erreurs peuvent également exister du fait des différentes générations de relevés topographiques (ex : changement de la déclinaison magnétiques), du fait de contraintes de topographies (puits, méandres, escalades, grandes salles, *etc.*) ainsi que des habitudes des topographes. De plus, la quantité et la localisation des stations de mesure est généralement plus dépendante de la commodité de la station pour le topographe plutôt que de la représentativité de la topographie en terme de critères spéléogénétiques, comme choisir les extrémités d'un conduit monogénique ou choisir un une stratégie d'échantillonnage précis avec un pas régulier. Ainsi, malgré les phases de prétraitement, la base de données est susceptible de contenir des erreurs. Pour cette raison, le choix et la définition de paramètres morphométriques a été fait de manière à ce que ces paramètres soit le moins sensible possible à ces erreurs.

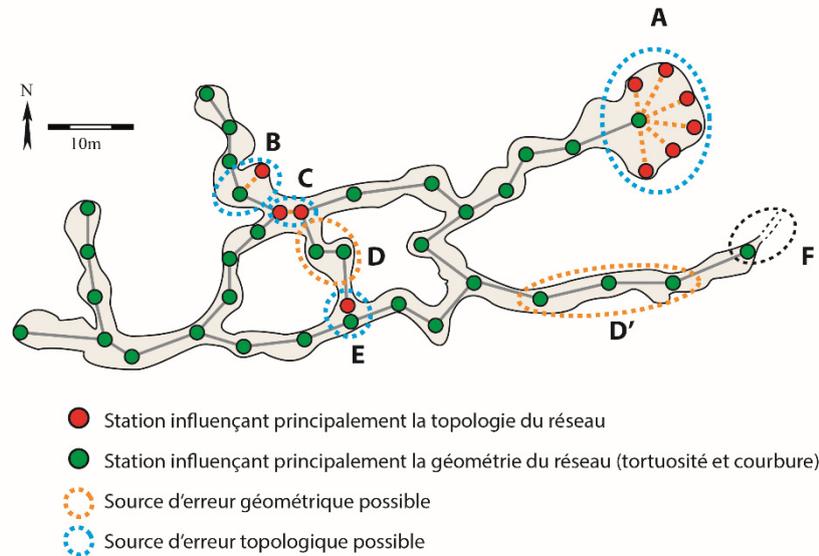


Fig. 3.3 : Erreurs liées au processus d'acquisition des données topographiques. (A) Rayonnage d'une salle afin de rendre compte de sa morphologie. (B) et (C) En fonction de la résolution choisie par le topographe, l'ajout de stations de mesure peut changer la topologie locale du réseau. Cette configuration a pour effet d'augmenter artificiellement la connectivité locale. (D) et (D') Impact du pas d'échantillonnage sur la sinuosité apparente des conduits explorés. Une procédure d'échantillonnage spécifique avec pas d'échantillonnage constant et un positionnement systématique au milieu des conduits pourrait limiter ces erreurs. (E) Léger décalage entre le premier et le dernier point d'un cycle dû aux erreurs de mesures résultant en un cycle non fermé. Les logiciels de topographie spéléo sont normalement robustes à ces erreurs dans le sens où ils permettent d'effectuer des "bouclages" lorsqu'une station identique est définie. Ce type d'erreur peut être automatiquement détecté et corrigé au moment du traitement des données. (F) Certaines parties de réseau restent inexplorées posant la question du critère d'accessibilité. Dans cette étude, tous les réseaux analysés sont considérés comme des sous-graphes dans la mesure où l'intégralité du réseau de drainage karstique ne peut être investigué spéléologiquement, ce qui a pour effet de les considérer comparable. Modifié d'après Collon *et al.* (2017)

3.3.2 Méthodologie de décomposition des cavités analysées

Pour les cavités polygéniques, les topographies ont été décomposées selon les quatre motifs karstiques définis : Vadose Branchwork (VB), Water Table Cave (WTC), Looping Cave (LC) et Angular maze (AM). Le découpage s'effectue à partir des observations de terrain et de reconnaissances karstologiques au travers d'une revue de la littérature ou, lorsque cela a été possible à partir d'observations in situ. Chaque partie de topographie est alors considérée comme représentant un échantillon monogénique virtuel résultant d'un processus principal de spéléogenèse, et représentatif du motif considéré. Chaque échantillon monogénique (virtuel ou non) est alors assigné à un groupe parmi VB, WTC, LC et AM. La décomposition s'effectue en isolant certaine portion de cavité. Il serait ici long de détailler toute la base de données (résumé dans le Tableau 3.1) et c'est pourquoi, la décomposition opérée sur le réseau de la grotte des Chamois est donnée à titre d'exemple.

Le réseau de la Grotte des Chamois s'ouvre sous le massif du Grand Coyer (Alpes de Hautes Provence, France), entre les hautes vallées du Var et du Verdon. La cavité donne accès à un réseau organisé de plus de 12 km de galeries étagées sur un dénivelé de plus de 350 m, avec à une des plus importantes rivières souterraines de France, la source du Coulomp ($Q \approx 1 \text{ m}^3/\text{s}$) parcourue sur 1 km de long (Audra et Nobécourt, 2012). Ce réseau draine un bassin versant d'environ 30-35 km², et se développe dans les calcaires du Crétacé supérieur, au contact des marnes grises du Turonien.

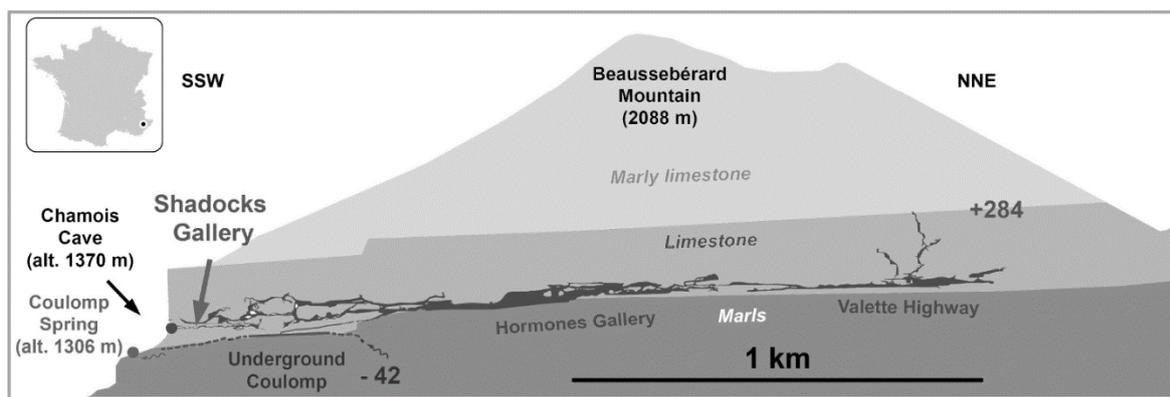


Fig. 3.4 : Coupe développée de la Grotte des Chamois montrant le développement du réseau dans la série marno-calcaire du Turonien-Coniacien, au contact des marnes grises sous-jacentes et sous une épaisse série de calcaires marneux. Audra et Nobécourt (2012).

La déconvolution du signal spéléogénétique et l'analyse par faciès karstique a ici été possible grâce à des observations de terrain et une analyse bibliographique (Nobécourt *et al.*, 2008 ; Audra et Nobécourt, 2012 ; Audra *et al.*, 2015b). La cavité a été divisée en 6 échantillons monogéniques (Fig. 3.5) :

- Les méandres vadoses de Valette Highway avec le réseau 13 et le méandre sulfurique. Ces deux méandres constituent deux échantillons monogéniques de type VB. Ces méandres résultent de la percolation et de l'écoulement gravitaires des eaux provenant de la montagne de Baussebérard sus-jacente. Même si la base de ces deux méandre présente des morphologies de dissolution en régime noyé dû à des mises en charges dans les parties basses, ces réseaux ont été individualisés dans le motif VB car leur organisation générale relève plus d'un écoulement gravitaire.
- Les galeries de Valette Highway et des Hormones, ont été individualisées pour former un sous ensemble du type LC. Ces galeries s'étagent sur plus de 50 m de dénivelé, et des morphologies de mise en charge peuvent être observées jusque dans les parties hautes. Ces galeries résultent de l'alimentation du réseau souterrain par des pertes concentrées dans le ravin de la Valette, provoquant des mises en charge importantes lors des épisodes de hautes eaux. Certaines galeries sont ici très imposantes (20 x 40 m). Elles se développent sur une faille d'axe NE-SW.
- Les conduits épiphréatique des Onze Heures, du Champagne et des Shadocks ont été individualisés de la galerie des Hormones afin de rendre compte de leur organisation particulièrement complexe. Ce réseaux constitue la terminaison aval de la galerie des Hormones et s'organise à la manière d'un delta souterrain. L'amplitude des boucles est ici importante. Ce sous ensemble représente un échantillon de type LC.
- Le Labyrinthe et le réseau des Thénardiers ont été individualisés comme un sous ensemble de type LC. Les morphologies de ces réseaux traduisent des mises en charges récurrentes, et l'organisation *in situ* diffère de l'aval de la galerie des Hormones. Pour cette raison ce réseau à été individualisé de la galerie des Hormones aval.
- Enfin la rivière a été individualisée dans un motif WTC. En effet même si celle-ci est conditionnée par la présence d'une couche semi perméable à sa base et que la rivière présente de fortes mises en charges (de plus de 20m) avec des morphologies épinoyées dans les hauts plafonds, les données de topographie et le profil en long de cette partie de la cavité représente plus un motif WTC qu'un motif LC, avec peu de ramifications, de long bassins et une faible pente.

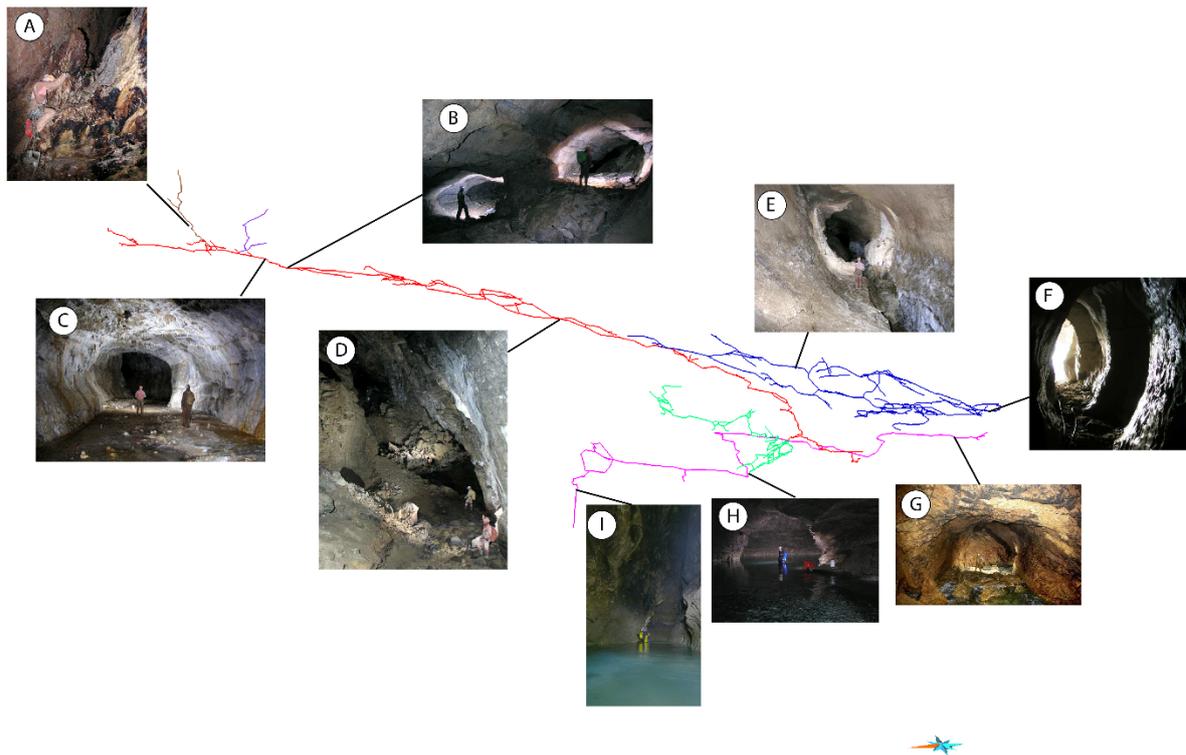


Fig. 3.5 : Déconvolution du signal spéléogénétique, décomposition de la topographie 3D et analyses par faciès karstiques de la Grotte des Chamois. Les couleurs de la topographie 3D représente les sections individualisées. (A) Morphologie de puits vadose dans le réseau 13 et le méandre sulfurique. Dédoublage de galerie dans la galerie des Italiens (B), morphologie de galerie en tube dans Valette Highway (C) et dans les Hormones amont (D). Tubes épiphréatique dans la galerie des Onze Heures (E) et à l'entrée de la grotte des Chamois (F). Rivière souterraine du Coulomp (I, J et K). Clichés J-Y. Bigot et B. Arfib. Synthèse topographique : P. Audra.

Les données peuvent également contenir des informations ne rendant pas compte de la géométrie originelle des conduits. En effet, dans des galeries ou des salles de grande dimension, d'importants effondrements peuvent fausser le cheminement originel de l'eau (cas de la galerie des Hormones aval et de la salle du menhir dans la Grotte des chamois). Cependant, même si cela peut influencer les analyses morphométriques, il ne s'agit pas d'erreur de mesures ou de biais, mais de contraintes locales d'exploration dont il n'est pas possible de s'abstraire. Certaines données ne peuvent également pas être prises en compte dans la mesure où, même si elles représentent des morphologies importantes pour la genèse du système, elles ne représentent pas une morphologie étudiée. Ainsi, les conduits de raccordement, tel que les puits cheminés raccordant les différents étages de la grotte de Saint-Marcel, n'ont pas été pris en compte dans les analyses. En effet, même si ces morphologies jouent un rôle essentiel dans la connexion des structures principales, ces puits cheminés reflètent des morphologies et organisations locales de puits de raccordement entre des morphologies caractéristiques de motifs karstiques considérés. Certaines données ne peuvent que difficilement être prise en compte, car devrait faire l'objet d'analyses spécifiques. Des morphologies et organisation plus restreintes pourraient être analysées, comme celle correspondant à des méandres, à des puits, des portions de galerie, des puits cheminés, ou encore des morphologies typique des réseaux hypogènes ou des réseaux de type spongework ou " flank-margin cave ".

3.3.3 Contexte et classification des cavités analysées

Les 26 topographies incluent ainsi 8 réseaux polygéniques, les autres étant considérés comme monogéniques. L'individualisation des motifs aboutit à 48 échantillons monogéniques (). Au total ce sont plus de 73 749 stations topographiques. Le type VB (Vadose Branchwork) est le plus représenté

dans les motifs karstiques monogéniques (37.5%) avec 18 échantillons. Le type AM (Angular Maze) est le moins représenté en nombre d'échantillons (7) mais le plus en termes de longueur cumulée de conduits topographiés (plus de 307 km). Dans cette étude, tous les échantillons AM sont issus de processus de spéléogénèse hypogène. Les motifs de type WTC (Water-table cave) et LC (Looping cave) ont des contributions respectives de 29.2% et 18.8% des motifs karstiques considérés.

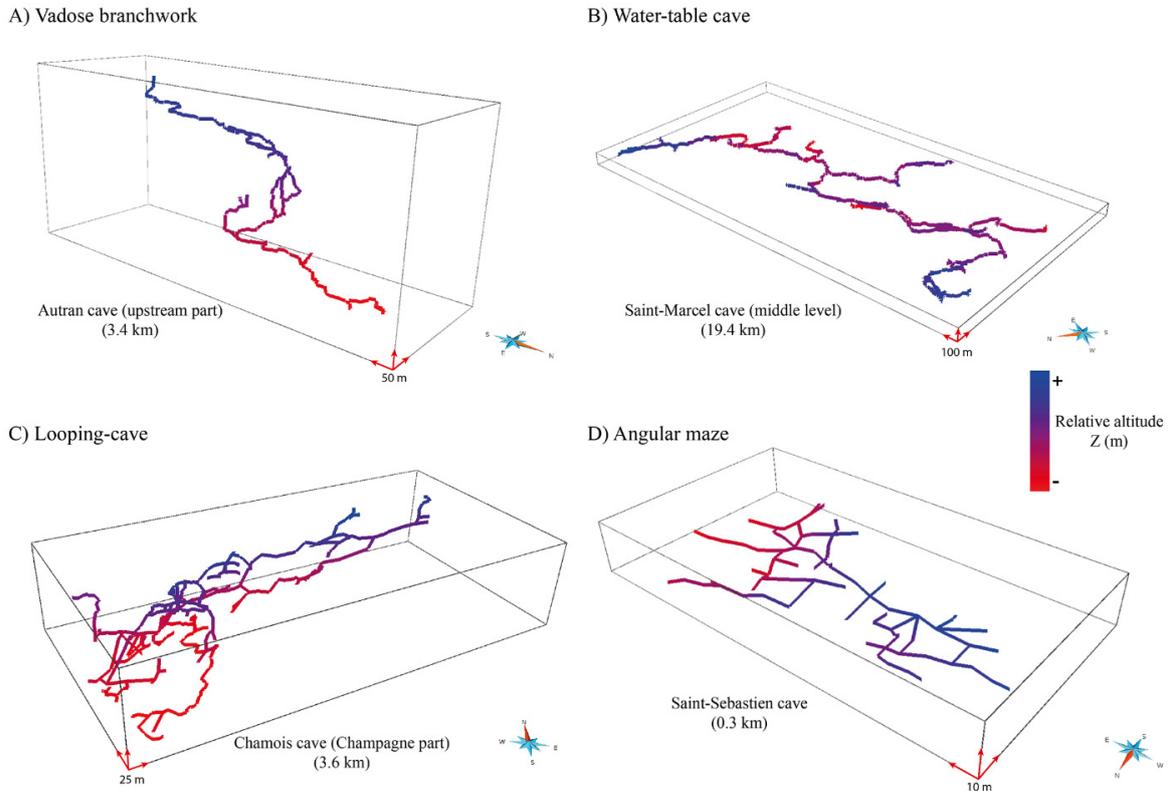


Fig. 3.6 : Exemples de données topographiques 3D de réseaux karstiques pour chaque motif karstique. Les données ont été recueillies grâce au travail des spéléologues et topographes. Une échelle relative est indiquée afin de faciliter la lecture. Extrait de Jouves *et al.* (2017).

Les échantillons monogéniques virtuels sont les plus représentés, hormis pour les motifs AM qui sont considérés comme des échantillons monogénique et n'ont par conséquent pas été décomposés. Cependant, même si les cavités de Carlsbad cavern et de Lechuguilla contiennent plusieurs motifs monogéniques hypogènes (Hill, 1987 ; Polyak *et al.*, 1998 ; Palmer et Palmer, 2000 ; Polyak et Provencio, 2001 ; Palmer et Palmer, 2012 ; Kirkland, 2014), il n'a pas été possible de les individualiser par manque d'information précise sur leur localisation au sein du réseau et sur les données correspondantes. Pour cette raison, ces deux réseaux ont été considérés comme représentatifs de motifs de type AM.

La base de données est composée de réseaux karstiques provenant de différentes localisations (Fig. 3.1) et ainsi de différents types de roches, contextes structuraux, lithologiques, mais également de différents contextes climatiques. La représentativité de la base de données et son utilisation dans cette étude sont expliquées dans la section 3.4.1.

Tableau 3.1 : Liste des cavités utilisées dans cette étude et séparation monogénique associées. Certains réseaux sont considérés comme monogéniques. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

| Cave | Monogenic subdivision | Length (m) | Speleogenetic dominant process / Hydrodynamic zonation | Host rock formation | References |
|--|-----------------------|------------|--|--|---|
| Abisso Chimera (Apuan Alps, Italy) | | 9616.2 | VB | / | / |
| Arrestelia (France, Pyrenees) | Arrestelia_VadoseH1 | 60354 | VB | Upper cretaceous | / |
| | Arrestelia_VadoseV | 841.7 | VB | | |
| | Autran_EpiphreaticR1 | 593.4 | WTC | | |
| Autran (Aven) (France, Vaucluse) | Autran_EpiphreaticR2 | 402.9 | WTC | Barremian and Aptian (Urgonian limestone) | / |
| | Autran_EpiphreaticR3 | 558 | WTC | | |
| | Autran_VadoseV1 | 182.4 | VB | | |
| | Autran_VadoseV2 | 3404.2 | VB | | |
| | Autran_VadoseV3 | 971.9 | VB | | |
| Baume (Gr. De) (France, Herault) | | 602.8 | AM | Upper jurassic (shaly limestone) | Bigot <i>et al.</i> (2015) |
| Baume Galiniere (Gr. De) (France, Vaucluse) | | 189 | AM | Aptian (Urgonian limestone) | Audra <i>et al.</i> (2015a) |
| Brun (Event de) (France, Gard) | Brun_Epiphreatic1 | 3454.5 | LC | Middle Jurassic (Limestone and dolostone) | / |
| | Brun_Vadose2 | 177.2 | VB | | |
| | Brun_Vadose3 | 316.4 | VB | | |
| Carlsbad Caverns (USA, NM, Guadalupe Mts.) | | 66316 | AM | Permian (back-reef limestone) | Hill (1987); Polyak <i>et al.</i> (1998); Palmer et Palmer (2000); Polyak et Provencio (2001) |
| Cellagua (Spain, Cantabrie) | | 323.8 | VB | / | / |
| | Chamois_Epiphreatic1 | 1702.9 | LC | | |
| Chamois (Gr. Des) (France, Alpes de haute Provence) | Chamois_Epiphreatic2 | 3599.8 | LC | Upper cretaceous (limestone and shaly-limestone) | Nobécourt <i>et al.</i> (2008); Audra <i>et al.</i> (2015b) |
| | Chamois_Epiphreatic3 | 4471.4 | LC | | |
| | Chamois_River | 1679.2 | WTC | | |
| | Chamois_VadoseV1 | 222.9 | VB | | |
| | Chamois_VadoseV2 | 291.3 | VB | | |
| Chapo (Spain, Cantabrie) | | 1080 | VB | / | / |
| Due Dong (Gr. de) (VietNam) | | 2355.7 | WTC | / | / |
| EauRelie (Aven) (France, Var) | | 677.5 | VB | Upper cretaceous | Arfib (2016) |
| Foussoubie (Goule de) (France, Ardeche) | | 22950.1 | LC | Lower cretaceous (Urgonian limestone) | Mocochain <i>et al.</i> (2006c); Jaillot et al. (2012); Sadier (2014) |
| Garma Ciega (Spain, Cantabrie) | | 7124.8 | VB | / | / |
| Lali (Aven) (Apuan Alps, Italy) | Lali_Epiphreatic | 3966.3 | LC | / | / |
| | Lali_VadoseV | 852.8 | VB | | |
| Lechuguilla (USA, NM, Guadalupe Mts.) | | 239251.6 | AM | Permian (back-reef limestone) | Palmer et Palmer (2000); Polyak et Provencio (2001); Palmer et Palmer (2012); Kirkland (2014) |
| Mazo Chico (Spain, Cantabrie) | | 12008.6 | VB | / | / |
| Nam Pakam (Gr. De) (VietNam) | | 9504.1 | WTC | / | / |
| Pigette 1 (Gr. De) (France, Alpes de haute Provence) | | 289.4 | AM | Hauterivian (limestone and shaly limestone) | Audra et al. (2002, 2010) |
| Pigette 2 (Gr. De) (France, Alpes de haute Provence) | | 456.3 | AM | | |
| Rubiera (Spain, Cantabrie) | | 4281.7 | VB | / | / |
| | Sakany river | 358.3 | WTC | | |
| Sakany (Gr. De) (France, Pyrenees) | Sakany main cave | 5831.5 | LC | Lower cretaceous (Urgonian limestone) | Cassou et Bigot (2007) |
| | Sakany Part 2 | 456.5 | LC | | |
| | Shuanghe_Part1 | 24215.4 | WTC | | |
| Shuanghe Dongqun (China, Guizhou) | Shuanghe_Part2 | 6429.2 | WTC | Paleozoic carbonates | Song (1986); Zhang et al. (1992) |
| | Shuanghe_Part3 | 14001.9 | WTC | | |
| | Shuanghe_Part4 | 53398.1 | WTC | | |
| | Shuanghe_vadose | 1283.5 | VB | | |
| Saint-Benoit (Gr. de) (France, Alpes de Haute Provence) | | 2125.2 | LC | Priabonian carbonates | Audra and Bigot (2005, 2009) |
| Saint Marcel (Gr. De) (France, Ardeche) | StMarcel Lower Level | 15700.7 | WTC | Lower cretaceous (Urgonian limestone) | Mocochain <i>et al.</i> (2006c) |
| | StMarcel Middle Level | 19422.4 | | | |
| | StMarcel Upper Level | 12430.1 | | | |
| Saint Sebastien (Gr. de) (France, Alpes de haute Provence) | | 314 | AM | Hauterivian (limestone and shaly limestone) | Audra and Bigot (2005, 2009) |
| Total | | 621 037 | | | |

Tableau 3.2 : Résumé des motifs karstiques analysés après décomposition monogénique (VB: Vadose Branchwork, WTC: Water-table Cave, LC: Looping Cave, AM: Angular Maze).

| | VB | WTC | LC | AM |
|---|---------------|---------------|--------------|--------------|
| Nombre d'échantillons | 18 (37.5%) | 14 (29.2%) | 9 (18.8%) | 7 (14.5%) |
| Monogénique original | 7 | 2 | 3 | 7 |
| Monogénique virtuel (issus de réseaux polygéniques) | 11 | 12 | 6 | 0 |
| Développement Min (m) | 177 | 358 | 456 | 189 |
| Dev. Max. (m) | 60 354 | 53 398 | 22 950 | 237 724 |
| Dev. cumulé (km) | 104.0 | 161.0 | 48.6 | 307.4 |

3.4 Analyses morphométrique de motifs karstiques

3.4.1 Approche et méthode

Les analyses morphométriques de cavités karstiques ont été appliquées pour la première fois par Howard (1971) en considérant les plans 2D des cavités. Howard (1971) utilisait trois indices topologiques dérivés de la théorie des graphes afin de rendre compte de la complexité topologique des réseaux karstiques étudiés. Plusieurs auteurs ont ensuite défini quantité de paramètres afin de rendre compte de la variabilité et de l'hétérogénéité des conduits karstiques (Jeannin, 1998 ; Frumkin et Fischhendler, 2005 ; Jeannin *et al.*, 2007 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2011 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Albert *et al.*, 2015 ; Hendrick et Renard, 2016 ; Collon *et al.*, 2017). Des approches statistiques ont également été proposées afin de mettre en évidence les meilleurs indices décrivant la structure des réseaux karstiques. Cependant, la plupart de ces études ne considèrent pas le contexte spéléogénétique, et considèrent les systèmes karstiques étudiés comme un tout sans *a priori* génétique sur le réseau considéré. Cela a pour effet de moyenniser les paramètres analysés sur tout le réseau alors que des morphologies et des organisations différentes peuvent exister au sein d'un même réseau. Dans cette étude, les topographies spéléologiques sont découpées et rassemblées selon leur mode spéléogénèse, comme décrit dans la section 3.3.3. L'objectif est ainsi de caractériser quantitativement des motifs différents par des données analogues, et d'utiliser ensuite des analyses statistiques multivariées sur les paramètres morphométriques afin de déterminer si des différences significatives existent entre les paramètres en fonction du contexte spéléogénétique.

Comme mentionné dans la section 3.3.3, la base de données de topographie spéléologique inclue des réseaux spéléogénétiques provenant de différentes localisations dans des contextes variables en termes de géologie et de climat. D'une part, plusieurs auteurs ont montré que la répartition des motifs karstiques étaient principalement contrôlés par le contexte spéléogénétique, indépendamment des autres conditions initiales (fracturation, lithologie, climat) (Palmer, 1991 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014). En effet, les autres facteurs vont principalement contrôler la localisation, les orientations et l'occurrence des conduits (Palmer, 1991 ; Filipponi *et al.*, 2009, 2010 ; Tîrlă et Vijulie, 2013 ; Sauro, 2014 ; Littva *et al.*, 2015 ; Szczygieł, 2015) de même que les variations locales de la morphologie des conduits (Palmer, 1991 ; Klimchouk et Ford, 2000 ; Palmer, 2007). D'autre part, le but est ici de tester si les paramètres morphométriques sont significativement différents d'un motif karstique à un autre. Ainsi, un des objectifs sous-jacent de connaître les conditions initiales (contexte sédimentaire et structural, conditions climatiques lors de la genèse des réseaux) serait de déterminer si d'autres facteurs que le contexte spéléogénétique peuvent influencer les analyses morphométriques. Cependant, il serait difficile d'obtenir assez de topographies pour appliquer une telle stratégie d'échantillonnage (obtenir une base de données regroupant tous les motifs karstiques partageant tous les mêmes conditions géologiques et climatiques), mais il serait également difficile d'avoir pour chaque réseau karstique une

analyse avec le même niveau de détails sur ces informations. En considérant ces différents points, les hypothèses suivantes ont été faites : comme la base de données comprend plusieurs localisations pour chaque faciès karstique, cela correspond à un échantillonnage représentatif de la population statistique de réseaux karstiques, hiérarchisés selon le contexte spéléogénétique et analysés avec une expertise manuelle et non pas aléatoirement (Cochran, 1977). Ainsi, dans un premier temps, uniquement les médianes et les moyennes seront analysées de manière à limiter l'effet de site potentiel et les erreurs, de décomposition/individualisation des motifs et/ou des erreurs résiduelles dans les données. Les comparaisons des boxplots ainsi que du test de Kruskal-Wallis seront ensuite réalisées. Puis une analyse en composante principale (ACP) et les facteurs de corrélation entre les variables seront étudiés. De plus, les paramètres définis devront prendre en compte plusieurs conditions :

- Les paramètres devront rendre compte de l'architecture globale indépendamment des conditions locales (fractures, failles, plan de stratification, horizons d'inception, gradient, *etc.*). Les orientations et la distribution relative des conduits ne seront pas prises en compte ici car elles reflètent plus les conditions locales d'un massif plutôt qu'une organisation générique des conduits karstiques (Palmer, 1991 ; Filipponi *et al.*, 2009 ; Audra et Palmer, 2013 ; Gabrovšek *et al.*, 2014 ; Collon *et al.*, 2017).
- Les paramètres doivent être le moins sensible possible aux erreurs de topographies.
- Les paramètres doivent être indépendants de la taille des réseaux (développement total)

Ainsi, étant donné la structure de la base de données, les conditions initiales de chaque réseau ne sont pas spécialement déconvolués, mais en choisissant des paramètres qui sont *a priori* non impactés par les conditions initiales et en comparant les moyennes et les médianes, cette étude est une première étape essayant de déterminer si des différences quantitatives existent entre les différents faciès karstiques. Au minimum, des différences seront montrées entre ces faciès sur la base d'un échantillonnage hiérarchisé de topographies spéléologiques. De cette manière, cette base de données pourra également être utilisée comme base de données analogue pour les modélisations afin d'intégrer des valeurs de paramètres en fonction du faciès karstique attendu.

Finalement, pour ces analyses, la même structure de données que celle utilisée par Fournillon *et al.* (2012) et Collon *et al.* (2017), est considérée ici. Le jeu de polyligne composant la topographie spéléologique 3D est considéré comme un jeu de *branches* connectées par des nœuds (stations topographiques). Il existe plusieurs manières de considérer ces branches. L'approche utilisée ici est similaire à celle utilisée par Collon *et al.* (2017) : Une branche B_j est la j^{th} polyligne d'un conduit karstique entre deux stations correspondant soit à une extrémité, soit à un nœud d'intersection (Fig. 3.7). Les branches connectées peuvent alors former deux types de graphes (Fig. 3.7) : 1) le *graphe complet* contenant tous les nœuds (les intersections, les nœuds à 2 voisins et les extrémités); 2) le *graphe réduit* composé uniquement des nœuds d'intersections, des nœuds externes (les extrémités) et des arrêtes (lien entre les nœuds du graphe). Dans les prochaines sections, les indices i et j , représentent respectivement le i^{eme} nœud et la j^{eme} branches.

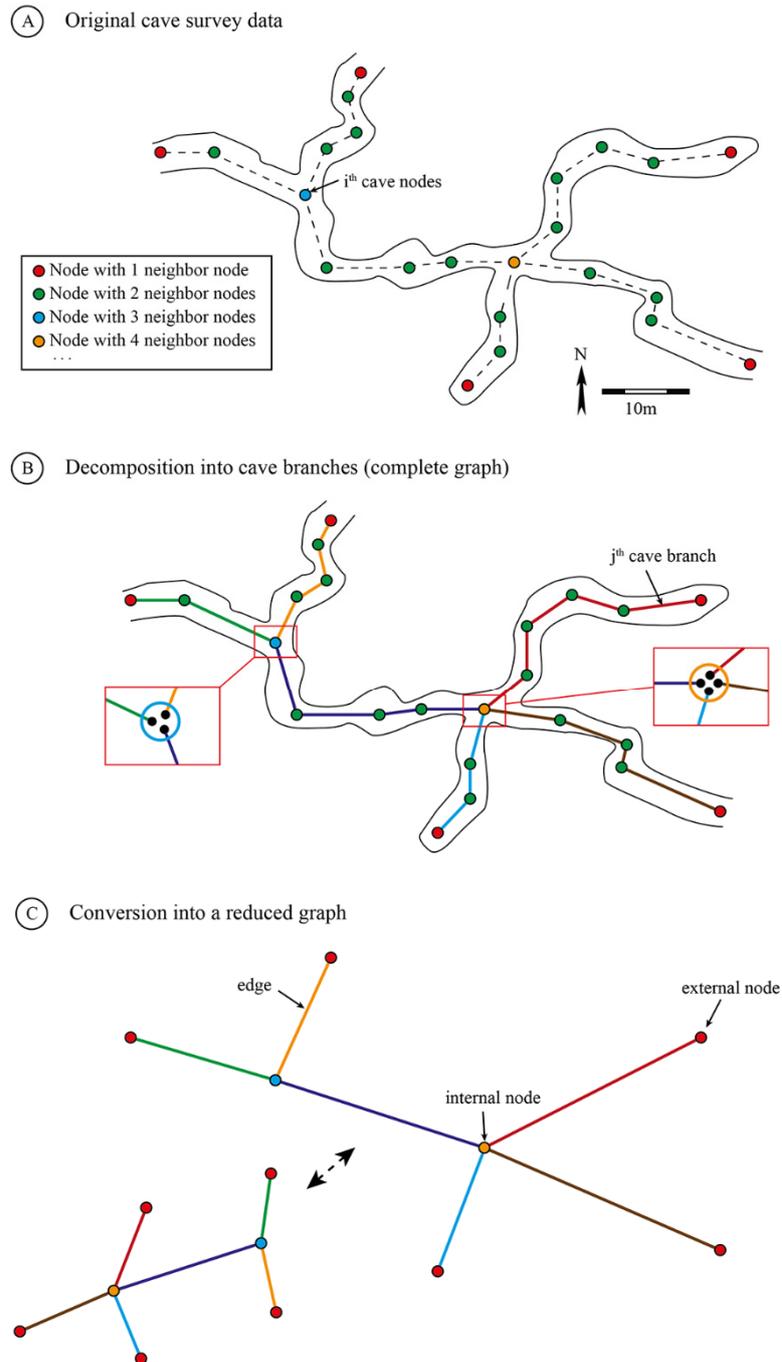


Fig. 3.7 : Structure de données considérée à partir des données originelles de topographie. (A) Schéma de la topographie avec le degré de connectivité des nœuds. (B) Décomposition en branches et graphe complet associé (en considérant les nœuds de degré 2), (C) Données topographiques considérées comme un graphe mathématique réduit. La géométrie (longueur et orientation) n'est pas considérée en topologie. Les deux graphes sont homéotopiques. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

3.4.2 Les paramètres morphométriques

3.4.2.1 Paramètres géométriques

Trois types de caractéristiques géométriques sont calculés : la morphologie de la section des conduits (le ratio Largeur-Hauteur WH), la sinuosité (la courbure K et la tortuosité T) et un index de verticalité V représentant le ratio entre le développement vertical et le développement total de la cavité. Le ratio WH et la courbure K sont calculés à chaque nœud i , la tortuosité sur chaque branche j , et l'index de verticalité sur chaque échantillon de cavité. Les paramètres calculés localement (par nœud ou par branche) sont

moyennés sur tout le réseau considéré de manière à obtenir une valeur par échantillon. La définition des paramètres est présentée ci-dessous :

- Ratio largeur-hauteur (WH)

A partir des données brutes, il est possible d'obtenir des données locales de largeur (W_i) et de hauteur (H_i), et ainsi de calculer le ratio WH (WH_i) à chaque nœud i d'une topographie :

$$WH_i = \frac{W_i}{H_i} \quad \text{Eq. 1}$$

Ce ratio donne la relation entre le développement horizontal et vertical d'une section de conduit à la station i . Le paramètre WH d'un échantillon de cavité correspond à la moyenne des valeurs obtenues sur le cheminement topographié :

$$WH = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n WH_i \quad \text{Eq. 2}$$

où n est le nombre de nœuds du cheminement.

Idéalement, $WH_i = 1$ doit correspondre à une section de conduit circulaire et, $WH_i > 1$ et $WH_i < 1$ sont des sections de conduit plus développées selon un plan horizontal ou vertical, respectivement (Fig. 3.8). Cependant, comme cela est montré en Fig. 3.8, les mesures locales ne sont pas nécessairement les mesures maximales ou minimales, ce qui peut entraîner des biais lors du calcul de WH_i . Néanmoins, uniquement la moyenne des valeurs sur tout le cheminement est utilisée. Ainsi, la variabilité due à la station de mesure est minimisée. Lorsqu'une des mesures locales de hauteur ou largeur n'est pas disponible, comme par exemple au niveau d'intersections ou pour cause d'absence de donnée, le ratio WH_i de la station n'est pas considéré.

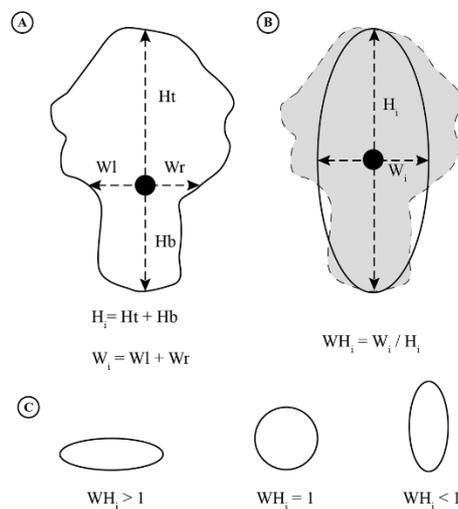


Fig. 3.8 : Calcul du ratio Largeur-Hauteur (WH) pour une station topographique i : (A) Mesure *in-situ* de la largeur (W_i) et de la hauteur (H_i) durant la topographie de la cavité à une station choisie par le topographe; (B) Ratio WH_i calculé à partir des données *in-situ*. Les détails de la morphologie de la section ne peuvent pas être considérés car absent des données; (C) Représentation schématique des sections de conduits pour différentes valeur de WH_i . Extrait de Jouves *et al.* (2017), modifié d'après Pardo-Igúzquiza *et al.* (2011).

- La tortuosité (T)

La tortuosité a été initialement introduite afin de caractériser la morphologie des rivières (Brice, 1960 ; Howard *et al.*, 1970 ; Hong et Davies, 1979). La tortuosité, aussi appelée indice de sinuosité, a également été utilisée afin de décrire la géométrie des conduits karstiques (Jeannin *et al.*, 2007 ; Pardo-

Igúzquiza *et al.*, 2011 ; Collon *et al.*, 2017). Ici, la tortuosité est calculée à l'échelle des branches, c'est à dire une partie de cheminement entre intersections ou terminaison (Collon *et al.*, 2017) (Fig. 3.9). Pour chaque branche, deux longueurs sont calculées : la longueur cumulée de tous les segments de visée entre deux extrémités de branche (distance curvilinéaire, L_j), et la distance linéaire entre ces extrémités (distance Euclidienne, D_j) (Fig. 3.9). Le ratio entre les distances curvilinéaires et Euclidienne de chaque branche d'un échantillon de cavité donne la tortuosité T_j de la $j^{\text{ème}}$ branche. La tortuosité de l'échantillon de cavité est ensuite calculée en faisant la moyenne des valeurs de T_j :

$$T_j = \frac{L_j}{D_j} \quad \text{Eq. 3}$$

$$T = \frac{1}{n_b} \sum_{j=1}^{n_b} T_j \quad \text{Eq. 4}$$

où n_b est le nombre de branches dans la cavité considérée.

La tortuosité est dépendante de la résolution de la topographie et de la ramification du réseau. La localisation des stations est généralement choisie par le topographe pour sa commodité et sa représentativité, mais cette localisation peut affecter la tortuosité de manière à localement la surestimer ou la sous-estimer. Cependant, basée sur la connaissance des technique de topographies (Jeannin *et al.*, 2007), l'expérience des topographes vise à minimiser le nombre de stations de mesure tout en obtenant la représentation la plus fidèle de la réalité *in-situ*. De plus, de la même manière que pour le ratio WH , la tortuosité est moyennée sur tout le cheminement, ce qui a pour effet de minimiser cette variabilité arbitraire.

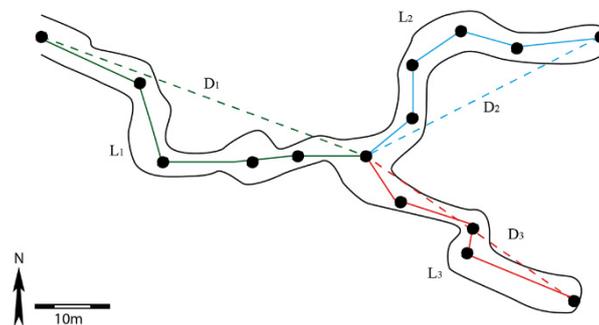


Fig. 3.9 : Schéma d'une portion de topographie divisée en trois branches. La distance curvilinéaire L_j et Euclidienne D_j sont calculées sur chaque branche j . La tortuosité de chaque branche est calculée ainsi que la tortuosité moyenne. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

- La courbure (K)

Une autre manière de caractériser la sinuosité est l'utilisation de la courbure. En considérant une courbe (C) définie par une origine O et une abscisse curvilinéaire s (Fig. 3.10), la courbure d'un point P de (C) est définie par :

$$K(P) = \frac{1}{r} = \left\| \frac{dt}{ds} \right\| = \left\| \frac{d^2(OP)}{ds^2} \right\| \quad \text{Eq. 5}$$

où r est le rayon du cercle de courbure au point P (Fig. 3.10), s l'abscisse curvilinéaire, et t le vecteur tangent local.

Le cheminement topographié est ici utilisé comme une polyligne, où les nœuds (stations topographiques) sont les points P . Sur une ligne polygonale, les dérivées sont approximées à un point P en utilisant deux points voisins. Il n'est pas considéré dans le calcul de la courbure les nœuds

d'extrémités car cela n'aurait pas de sens de calculer la courbure à ces points-ci. Pour les nœuds d'intersections, toutes les combinaisons de 3 points sont calculées, ce qui revient à calculer C_2^u (le nombre de combinaisons de 2 points parmi u points) courbures pour un nœud d'intersection avec u nœuds voisins. Ce calcul est effectué avec la suite Gocad-Skua et en utilisant un code ad-hoc en C++ afin de prendre en compte les nœuds d'intersection. De fortes valeurs de courbure signifient de fortes variations dans la direction des conduits, ce qui différenciera les morphologies linéaires des morphologies de cavités angulaires. Pour obtenir ce type d'information à partir d'un cheminement topographié, le paramètre de courbure K considéré ici correspond à la moyenne des valeurs absolues des courbures K_i le long de ce cheminement :

$$K = \frac{1}{n'} \sum_{i=1}^{n'} |K_i| \quad \text{Eq. 6}$$

où n' est le nombre de combinaison de 3 points le long de ce cheminement.

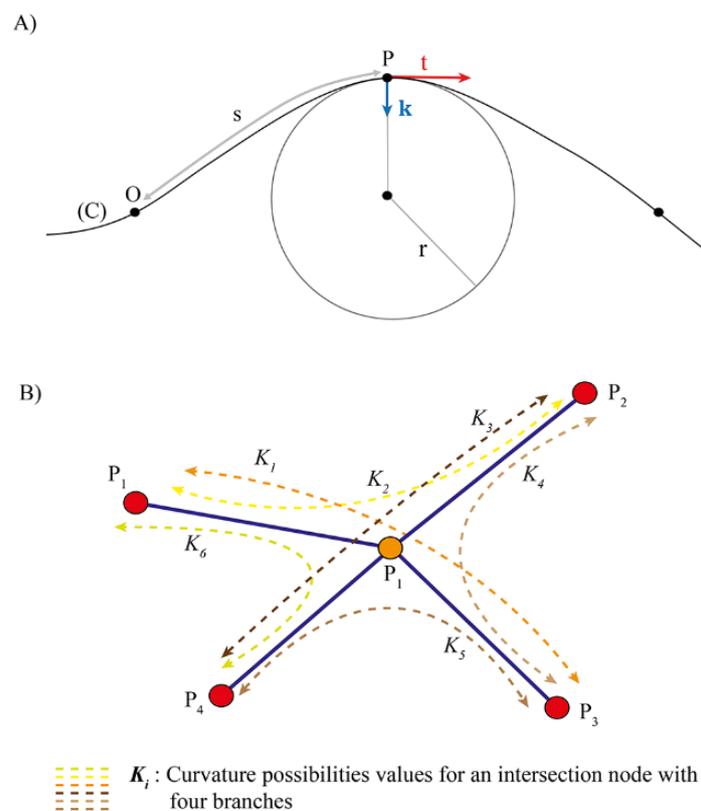


Fig. 3.10 : Calcul du paramètre de courbure K : (A) Courbure à un point P d'une courbe C , où le point O est l'origine de l'abscisse curvilinéaire s . Le paramètre k est le vecteur de courbure et t le vecteur tangent au point P . La valeur r est le rayon du cercle de courbure au point P . (B) Illustration des différentes valeurs possibles calculées à un nœud d'intersection P_1 . Extrait de Jouves *et al.* (2017).

Le paramètre de courbure diffère de la tortuosité car il est calculé à chaque nœud et est influencé localement par de fortes valeurs correspondantes à des changements brutaux de directions des conduits. Deux courbes peuvent avoir la même tortuosité mais des courbures sensiblement différentes, et inversement (Fig. 3.11).

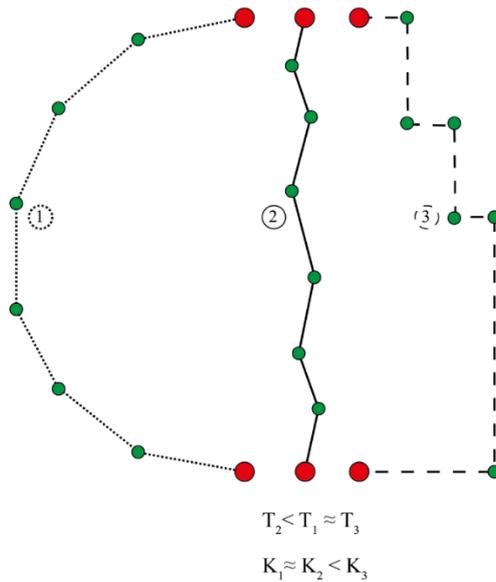


Fig. 3.11 : Exemple de trois courbes présentant des tortuosités T ou des courbures K similaires. Les courbes (1) et (2) ont des valeurs de courbure similaire alors que la courbure est plus élevée en (3). Les courbes (1) et (3) ont une tortuosité similaire alors que celle de (2) est plus faible. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

- Indice de verticalité (V)

L'indice de verticalité a été introduit par Piccini (2011) pour décrire le développement vertical par rapport au développement horizontal d'une cavité. Cet indice est défini comme le ratio entre le développement vertical d'un réseau de conduits karstiques (i.e. la profondeur totale Td) sur le développement total 3D de ce réseau de conduits (Fig. 3.12):

$$V = \frac{Td}{\sum_{j=1}^{n_b} L_j} \quad \text{Eq. 7}$$

où L_j est la longueur totale de la branche j d'un l'échantillon de cavité, et n_b le nombre total de branches.

L'indice V varie théoriquement de zéro à 1. Les cavités ayant un indice V proche de zéro seront plus développées dans le plan horizontal et/ou auront plusieurs branches développées autour du même niveau d'altitude. Les fortes valeurs de V indiqueront une organisation préférentiellement verticale. Les puits parfaitement verticaux auront un $V \approx 1$. Plusieurs petites cavités de la zone d'infiltration des karsts alpins ont une valeur de V proche voire plus élevée que 0.8-0.9 (Piccini, 2011).

3.4.2.2 Paramètres topologiques

Comme cela a été présenté dans la partie 3.4.1, d'un point de vue mathématique, le réseau de conduit peut être considéré comme un graphe dans lequel les stations sont des nœuds reliés par un jeu d'arrêtes (Fig. 3.7). Le graphe utilisé dans cette partie ne tient compte que des nœuds d'extrémité (les feuilles) et des nœuds d'intersection, ce qui correspond au *graphe réduit* (Fig. 3.7). Le nombre de nœuds est appelé N ($N \leq n$) et le nombre d'arrêtes E . Quatre paramètres topologiques sont utilisés ici afin de caractériser la structure des réseaux et leur connectivité : a) le degré de connectivité des nœuds, les indices de graphe b) alpha et c) gamma, et d) l'indice de ramification (R).

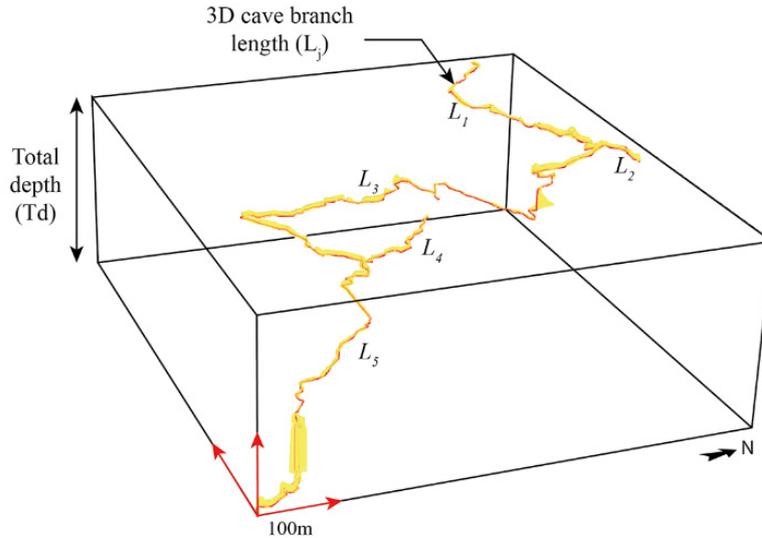


Fig. 3.12 : Calcul de l'indice de verticalité V sur un squelette 3D de cavité. La profondeur totale Td est représentée comme la hauteur du cadre noir et le développement total des conduits L comme la somme des distances curvilinéaires du cheminement topographié. La ligne rouge correspond au cheminement topographié (squelette), et l'enveloppe jaune à la surface triangulée correspondant aux visées de hauteur-largeur. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

- Degré de connectivité des nœuds (Nd_u)

Le degré de connectivité des nœuds (Nd), aussi appelé valence des nœuds correspond au nombre de nœuds voisins connectés par une arête à ce nœud (Fig. 3.7). “ Nd_u ” reflète ici le pourcentage total de nœuds avec u voisins sur un échantillon de cavité considéré comme un graphe: $Nd1$ pour les terminaisons, $Nd3$ pour les intersections à 3 arêtes, *etc.*

- Indices de graphes (γ and α)

Plusieurs indices ont été définis depuis les années 1960 par les scientifiques travaillant en géographie quantitative (Haggett et Chorley, 1969 ; Rodrigue *et al.*, 2006). Ces indices ont été utilisés afin de caractériser la topologie de réseaux de transport (Garrison, 1960 ; Taaffe et Gauthier, 1973) et ont également été appliqués aux cavités karstiques (Howard, 1971) de manière à quantifier la connectivité de ces réseaux karstiques. Deux des plus importants indices, α et γ sont ici utilisés (Barthélemy, 2011).

De manière générale, l'indice γ est défini par:

$$\gamma = \frac{E}{E_{max}} \quad \text{Eq. 8}$$

où E est le nombre d'arêtes et E_{max} le nombre maximal d'arêtes possible si tous les nœuds N étaient connectés les uns aux autres, c'est à dire dans le cas d'un graphe complet. L'indice γ correspond à une mesure de la densité du réseau et varie de manière à ce que $\gamma \in]0;1]$.

De la même manière, l'indice α (ou “maillage”) est défini par :

$$\alpha = \frac{\Gamma}{\Gamma_{max}} \quad \text{Eq. 9}$$

où Γ est le nombre de cycles élémentaires (le nombre cyclomatique égal à $\Gamma = E - N + 1$) et Γ_{max} le nombre maximum possible de cycles élémentaires pour un graphe complet. Un graphe élémentaire correspond à une boucle du cheminement ne comprenant pas de sous-boucle. Cet indice varie entre $[0; 1]$ et est égal à 0 pour des graphes linéaire ou pour des graphes en arbre.

Deux cas peuvent être rencontrés : les graphes planaires et les graphes non-planaires. Un graphe planaire est défini comme un graphe pouvant être projeté dans un plan de telle manière qu'aucune de ses arêtes ne se recoupe. Les deux indices sont définis pour les graphes planaires et non planaires en fonction de E et N (Barthélemy, 2011) :

| | Planaire | Non-planaire |
|----------------|-------------------------------------|--|
| α | $\alpha = \frac{E - N + 1}{2N - 5}$ | $\alpha = \frac{2(E - N + 1)}{(N - 1)(N - 2)}$ |
| $\gamma^{(4)}$ | $\gamma = \frac{E}{3(N - 2)}$ | $\gamma = \frac{2E}{N(N - 1)}$ |

Howard (1971) propose de considérer les réseaux karstiques comme des graphes planaires dans la mesure où ces derniers sont uniquement localement non-planaires. Il est vrai qu'utiliser des équations différentes pour plusieurs réseaux karstiques rendrait leur comparaison des valeurs difficile. D'un côté l'utilisation des formules planaires pour des cas localement non-planaires surestimerait les valeurs des deux indices. D'un autre côté, cela permettrait de discriminer les cas non planaires qui sont d'une certaine manière beaucoup plus compliqués que les cas planaires. De cette manière, les formules pour les graphes planaires seront ici utilisées.

- Le degré de ramification (R)

Ce paramètre est introduit dans cette étude et vise à discriminer les organisations en tresse ou maillées des organisations en arbre. Ce paramètre est défini par :

$$R = \frac{\sum_{u=3}^{u_{max}} Nd_u}{Nd_1} \quad \text{Eq. 10}$$

où u_{max} est la valence des nœuds maximale du graphe considéré.

L'indice R représente le ratio entre les intersections et les extrémités. Les fortes valeurs de R représentent des réseaux avec beaucoup de ramifications au regard des extrémités. Ainsi, R permet de discriminer les réseaux avec une organisation maillée. Les valeurs proches de 0 correspondent à des organisations linéaires ou en arbre.

De manière générale, des valeurs élevée de α , γ et R devrait correspondre à des réseaux complexes, des graphes avec beaucoup d'intersections, de boucles et d'arêtes.

3.4.3 Protocole statistique

Une fois que les paramètres morphométriques ont été calculés sur chaque échantillon de cavité, des analyses statistiques ont été réalisées en utilisant le plugin XLSTAT⁵ pour Excel. Toutes les statistiques (moyenne, variance, etc.) ont été calculées sur la même base de données. La procédure statistique vise ainsi à : (1) mettre en évidence si les processus spéléogénétiques conduisent à des différences significatives dans les moyennes d'un paramètre morphométrique; et (2) déterminer des relations entre ces variables.

Afin de tester si des différences significatives existent entre les moyennes des paramètres morphométriques, le test d'hypothèse non-paramétrique de Kruskal-Wallis (KW) a été utilisé. Ce test prend en compte le nombre d'échantillon par classe et la variabilité des paramètres afin de déterminer s'il existe des différences significatives. Le risque α a été arbitrairement mis à 0.05, comme il est courant

⁴ : Pour les graphes composés de deux nœuds et une arête, la valeur 1 est assigné à l'indice γ .

⁵ : <http://www.xlstat.com>

de le faire dans le domaine des géosciences. Ce test a pour but de déterminer si des différences significatives existent entre les valeurs moyennes des paramètres morphométrique en tenant compte de l'appartenance des échantillons à une famille définie. L'hypothèse nulle H_0 considère que la moyenne d'un paramètre morphométrique est identique pour tous les types spéléogénétiques (comme il y a ici 4 groupes : $m_1 = m_2 = m_3 = m_4$, où m_k est la moyenne d'un paramètre morphométrique du k^{eme} type spéléogénétique). L'hypothèse alternative H_1 considère qu'au moins un des échantillons est différent d'un autre (c'est à dire $\exists k, l \in [1; 4], m_k \neq m_l$). Ici, le risque $\alpha = 5\%$ est défini, ce qui signifie que si la *p-value* calculée est inférieure à 5%, l'hypothèse H_0 est rejetée. Dans ce cas, cela signifie qu'au moins une des moyennes d'un groupe est différente des autres. Le test post-hoc de Steel-Dwass-Critchlow-Fligner avec la correction de Bonferroni est ensuite utilisé afin d'effectuer des comparaisons multiples par paire (Hollander *et al.*, 2013) et d'identifier quels groupes sont similaires et quels groupes sont significativement différents. Il est également important de mentionner que les tests de comparaisons multiples sont moins robustes que les tests de Kruskal-Wallis et peuvent entraîner des résultats incohérents. Dans ces cas-là, la *p-value* est généralement proche de 5% et doit être réinterprétée afin de fournir des résultats binaires (appartenance à un seul des groupes). Afin de discuter des résultats du test de KW, des boxplots seront également utilisés de manière à montrer les valeurs maximale et minimale, ainsi que la médiane et les quartiles.

Le second objectif de cette étude statistique est de déterminer s'il existe des corrélations entre les variables et si ces relations peuvent varier suivant le contexte spéléogénétique. Premièrement, les coefficients de corrélation seront étudiés ainsi que leur niveau de signification. Deuxièmement, les paramètres qui montrent des différences significatives dans le test de KW seront analysés en utilisant une analyse en composante principale (ACP). L'ACP est une méthode d'analyse multivariée de données couramment utilisées (Saporta, 2006). Cette méthode propose de projeter les observations depuis un espace à p -dimensions avec p variables dans un espace réduit à k -dimensions ($k < p$) avec k composantes principales tout en préservant le maximum de dispersion (variance) à partir des dimensions initiales. Si l'information associée aux 2 ou 3 premiers axes représente un pourcentage suffisant de la variabilité totale du nuage de points (couramment 80%), les observations peuvent être représentées sur des graphes 2D ou 3D, rendant ainsi l'interprétation plus facile. De plus, les ACP permettent de mettre en avant la corrélation structurelle des variables. Les cercles de corrélation et le calcul de la contribution de chaque observation permet de déterminer la corrélation entre les variables et les composantes principales.

3.5 Résultats

3.5.1 Analyses quantitatives des motifs karstiques

Les valeurs brutes des analyses morphométriques sont fournies dans le Tableau 3.3. Les valeurs pour les réseaux polygéniques sont également indiquées et seront analysées à la fin de cette section.

3.5.1.1 Comparaison morphométriques

Le test de Kruskal-Wallis (KW) révèle s'il existe des différences significatives entre les paramètres morphométriques calculés en fonction des motifs karstiques définis. Un résumé du test KW pour tous les paramètres analysés et chaque motif karstique est donné dans le Tableau 3.4.

En ne considérant uniquement les paramètres géométriques, il est possible de remarquer :

- En considérant l'indice de verticalité V , la tortuosité T , et le ratio WH , les réseaux de type Vadose branchwork (VB) sont individualisés des motifs de type water-table cave (WTC), looping-cave (LC), et angular maze (AM), qui sont eux considérés comme équivalents. Ainsi, sans considérer la courbure (K), $VB \neq WTC = LC = AM$;
- Le comportement de K est différent. Le test KW révèle que $WTC < VB = LC < AM$, c'est à dire que la courbure distingue les motifs WTC et AM, qui sont géométriquement différents de VB et LC, qui sont eux considérés comme équivalents.

En utilisant les paramètres topologiques, les différences apparaissent plus complexes. Le premier principal résultat est qu'en analysant des données réelles, les motifs WTC et LC sont environ équivalents en considérant la topologie des graphes réduits. Pour les motifs VB et AM, la ressemblance à ce groupe WTC-LC, dépend du paramètre considéré :

- Quand R et α sont considérés, $VB < WTC \approx LC \approx AM$, ce qui est similaire à la tendance géométrique principale ;
- Quand γ est considéré, $VB \approx AM > WTC \approx LC$.

Pour résumer, en considérant tous les paramètres (hormis la courbure), il apparaît que $WTC \approx LC$ comme annoncé par les études karstologiques. Ils apparaissent comme les motifs les plus similaires dans cette étude. Les motifs WTC et LC sont topologiquement proches avec des structures relativement ramifiées contenant peu de boucles (indice alpha faible). Les conduits sont principalement développés dans le plan horizontal (faible valeur de V) et leurs sections apparaissent circulaires et/ou développées dans le plan horizontal (forte valeur de WH). Il est aussi à noter que le motif VB est le plus différent d'un point de vue géométrique. Le motif VB est principalement vertical ($V = 0.327$), sinueux ($T = 1.38$) avec des variations modérées dans la direction des conduits et des sections préférentiellement allongées verticalement ($WH = 0.616$). Le motif VB présente les structures les moins connectées et ramifiées ($R = 0.574$) et contenant peu de boucles ($\alpha = 0.012$). Cependant, la densité des graphes est élevée ($\gamma = 0.501$) du fait de la présence de graphe réduit très simple (avec 2 ou 3 nœuds seulement) ce qui a pour effet d'augmenter la densité γ . Le motif AM est significativement différent des autres motifs avec une forte quantité de boucles ($\alpha = 0.065$) et des structures de conduits angulaires ($K = 0.324$). Les fortes valeurs de R et γ indiquent des structures fortement ramifiées et connectées. Il est cependant nécessaire de rappeler qu'uniquement des motifs AM hypogènes sont considérés dans cette étude. Les réseaux de type AM issus d'autres processus spéléogénétiques, comme des réseaux épigènes ou issus de processus de fantômisations, pourraient avoir des valeurs différentes.

Le test de KW révèle des différences significatives entre les motifs karstiques. Afin de supporter ces analyses, la distribution des paramètres est analysée à travers des boxplots (Fig. 3.13). Globalement, les résultats des boxplots sont en accord avec les résultats du test de KW. La Fig. 3.13 et le Tableau 3.4 montrent que pour le type VB, les valeurs de V , T , et γ sont fortement dispersées et ont une valeur médiane plus élevée que les autres types monogéniques. En considérant ces mêmes paramètres, les types WTC, LC, et AM ne sont pas différenciés et ont des gammes de valeurs peu variables (minimum et maximum: $0.005 \leq V \leq 0.17$; $1.05 \leq T \leq 1.44$; $0.33 \leq \gamma \leq 0.41$). La distribution des valeurs de courbure (Fig. 3.13(C)) des motifs WTC et AM est fortement différente avec des valeurs médianes respectives de $K_{med\ WTC} = 0.106$ et $K_{med\ AM} = 0.326$. En considérant le WH ratio, la Fig. 3.13(D) montre que le type VB diffère sensiblement des autres groupes avec une médiane de $WH=0.56$, alors que la valeur médiane est autour de $WH=1.63$ pour les autres motifs. Une distribution équivalente du paramètre R est observée dans la figure Fig. 3.13(E), avec des valeurs croissantes pour les motifs $VB < WTC < LC < AM$. Pour α , le motif AM a de loin la médiane la plus élevée. Une tendance décroissante est observée pour T depuis VB vers AM. Le paramètre γ apparaît être plus stationnaire en considérant la médiane, même si similairement au test de KW, les motifs WTC et LC montrent des médianes plus faibles.

Tableau 3.3 : Valeurs des paramètres morphométriques calculés sur 56 échantillons de cavités (48 monogéniques et 8 polygéniques). Les valeurs de WH et K correspondent aux moyennes des valeurs calculées sur toutes les stations composant la topographie 3D d'un échantillon donné, les valeurs de T correspondent aux valeurs moyennes calculées sur les branches. Les autres valeurs sont calculées à l'échelle de l'échantillon (1 valeur par échantillon). Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

| Monogenetic type | Cave samples names | Geometrical parameters | | | | Topological parameters | | | | | |
|------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|---------------|----------------|------------------------|-----------------|---------------------|------------------------|----------|----------|
| | | Vertical index (V) | Width-height ratio (WH) | Curvature (K) | Tortuosity (T) | Node valence ratio (%) | | | Ramification index (R) | α | γ |
| | | | | | | ND ₁ | ND ₃ | ND _{>3} | | | |
| Vadose branchwork (VB) | AbissoChimera | 0.108 | 0.911 | 0.139 | 1.345 | 48.951 | 47.552 | 3.497 | 1.043 | 0.025 | 0.352 |
| | Arrestelia_VadoseH | 0.007 | 0.523 | 0.142 | 1.344 | 54.943 | 37.126 | 7.931 | 0.820 | 0.022 | 0.348 |
| | Arrestelia_VadoseV | 0.678 | 0.574 | 0.125 | 1.191 | 62.500 | 37.500 | 0.000 | 0.600 | 0.000 | 0.389 |
| | Autran_Vadose1 | 0.610 | 0.650 | 0.281 | 1.613 | 100.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 1.000 |
| | Autran_Vadose2 | 0.128 | 0.455 | 0.204 | 1.356 | 48.718 | 46.154 | 5.128 | 1.053 | 0.060 | 0.381 |
| | Autran_Vadose3 | 0.311 | 0.143 | 0.235 | 1.488 | 75.000 | 25.000 | 0.000 | 0.333 | 0.000 | 0.500 |
| | Brun_Vadose2 | 0.615 | 1.056 | 0.184 | 1.392 | 75.000 | 25.000 | 0.000 | 0.333 | 0.000 | 0.417 |
| | Brun_Vadose3 | 0.516 | 0.880 | 0.232 | 1.214 | 66.667 | 33.333 | 0.000 | 0.500 | 0.000 | 0.500 |
| | Cellagua_VadoseV | 0.744 | 0.249 | 0.167 | 1.339 | 100.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 1.000 |
| | Chamois_Vadose1 | 0.363 | 0.298 | 0.187 | 1.277 | 75.000 | 25.000 | 0.000 | 0.333 | 0.000 | 0.500 |
| | Chamois_Vadose2 | 0.563 | 0.673 | 0.180 | 1.147 | 66.667 | 33.333 | 0.000 | 0.500 | 0.000 | 0.417 |
| | Chapo | 0.230 | 0.429 | 0.115 | 1.276 | 56.000 | 40.000 | 4.000 | 0.786 | 0.000 | 0.348 |
| | EauRelie | 0.192 | 0.170 | 0.387 | 1.251 | 47.368 | 47.368 | 5.263 | 1.111 | 0.034 | 0.378 |
| | GarmaCiega | 0.116 | 0.530 | 0.154 | 1.441 | 61.111 | 27.778 | 11.111 | 0.636 | 0.049 | 0.381 |
| | Lali_MeandreVadose | 0.253 | 1.005 | 0.094 | 1.975 | 100.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 1.000 |
| | MazoChico | 0.060 | 0.542 | 0.245 | 1.259 | 52.381 | 42.857 | 4.762 | 0.909 | 0.034 | 0.358 |
| Rubicera_VadoseH | 0.110 | 1.426 | 0.090 | 1.644 | 56.250 | 43.750 | 0.000 | 0.778 | 0.000 | 0.357 | |
| Shuanghe_VadoseV | 0.286 | 0.574 | 0.098 | 1.288 | 62.500 | 37.500 | 0.000 | 0.600 | 0.000 | 0.389 | |
| Water-table cave (WTC) | Autran_Epiphreatic1 | 0.038 | 1.550 | 0.168 | 1.394 | 60.000 | 40.000 | 0.000 | 0.667 | 0.000 | 0.375 |
| | Autran_Epiphreatic2 | 0.044 | 2.421 | 0.204 | 1.242 | 61.538 | 30.769 | 7.692 | 0.625 | 0.080 | 0.410 |
| | Autran_Epiphreatic3 | 0.029 | 1.200 | 0.160 | 1.170 | 57.143 | 42.857 | 0.000 | 0.750 | 0.000 | 0.361 |
| | Chamois_River | 0.030 | 2.581 | 0.066 | 1.287 | 53.846 | 38.462 | 7.692 | 0.857 | 0.048 | 0.394 |
| | DueDong | 0.035 | 1.400 | 0.029 | 1.354 | 58.333 | 41.667 | 0.000 | 0.714 | 0.000 | 0.367 |
| | NamPakan | 0.013 | 1.819 | 0.096 | 1.131 | 51.087 | 44.565 | 4.348 | 0.957 | 0.016 | 0.348 |
| | Sakany_DrainSurfPiezo | 0.021 | 3.118 | 0.136 | 1.178 | 61.538 | 30.769 | 7.692 | 0.625 | 0.000 | 0.364 |
| | Shuanghe_VadoseHPart1 | 0.015 | 1.521 | 0.061 | 1.175 | 53.125 | 43.229 | 3.646 | 0.882 | 0.008 | 0.333 |
| | Shuanghe_VadoseHPart2 | 0.024 | 1.521 | 0.065 | 1.290 | 47.222 | 52.778 | 0.000 | 1.118 | 0.030 | 0.363 |
| | Shuanghe_VadoseHPart3 | 0.013 | 1.521 | 0.062 | 1.227 | 47.475 | 49.495 | 3.030 | 1.106 | 0.026 | 0.354 |
| | Shuanghe_VadoseHPart4 | 0.006 | 1.521 | 0.070 | 1.222 | 49.024 | 46.829 | 4.146 | 1.040 | 0.023 | 0.346 |
| | StMarcel_LowerLevel | 0.006 | 1.720 | 0.141 | 1.285 | 45.714 | 51.429 | 2.857 | 1.188 | 0.042 | 0.364 |
| | StMarcel_MiddleLevel | 0.005 | 2.509 | 0.116 | 1.217 | 45.933 | 49.761 | 4.306 | 1.177 | 0.038 | 0.359 |
| StMarcel_UpperLevel | 0.006 | 2.355 | 0.176 | 1.191 | 48.790 | 45.161 | 6.048 | 1.050 | 0.031 | 0.354 | |
| Looping cave (LC) | Brun_Epiphreatic1 | 0.024 | 1.459 | 0.102 | 1.315 | 52.941 | 41.176 | 5.882 | 0.889 | 0.015 | 0.353 |
| | Chamois_Epiphreatic1 | 0.028 | 1.908 | 0.215 | 1.138 | 37.647 | 51.765 | 10.588 | 1.656 | 0.102 | 0.405 |
| | Chamois_Epiphreatic2 | 0.029 | 1.854 | 0.136 | 1.130 | 47.059 | 47.899 | 5.042 | 1.125 | 0.034 | 0.359 |
| | Chamois_Epiphreatic3 | 0.030 | 1.815 | 0.096 | 1.080 | 50.000 | 41.860 | 8.140 | 1.000 | 0.034 | 0.356 |
| | Foussoubie | 0.006 | 1.317 | 0.130 | 1.232 | 39.474 | 58.187 | 2.339 | 1.533 | 0.061 | 0.375 |
| | Lali_Epinoye | 0.033 | 1.650 | 0.108 | 1.150 | 49.333 | 46.667 | 4.000 | 1.027 | 0.021 | 0.352 |
| | Sakany_MainCave | 0.024 | 0.706 | 0.345 | 1.445 | 50.824 | 42.857 | 6.319 | 0.968 | 0.024 | 0.345 |
| | Sakany_Part2 | 0.172 | 1.058 | 0.323 | 1.227 | 52.778 | 41.667 | 5.556 | 0.895 | 0.015 | 0.353 |
| StBenoit | 0.036 | 2.763 | 0.218 | 1.168 | 49.020 | 49.020 | 1.961 | 1.040 | 0.015 | 0.346 | |
| Angular maze (AM) | Baume | 0.057 | 1.897 | 0.345 | 1.177 | 49.398 | 38.554 | 12.048 | 1.024 | 0.073 | 0.393 |
| | BaumeGaliniere | 0.057 | 1.059 | 0.326 | 1.106 | 56.667 | 26.667 | 16.667 | 0.765 | 0.048 | 0.369 |
| | CarlsbadCavern | 0.005 | 1.632 | 0.235 | 1.164 | 37.020 | 47.080 | 15.900 | 1.701 | 0.113 | 0.409 |
| | Lechuguilla | 0.006 | 2.119 | 0.231 | 1.214 | 39.483 | 44.971 | 15.546 | 1.551 | 0.110 | 0.406 |
| | Pigette1 | 0.121 | 1.731 | 0.475 | 1.262 | 51.724 | 37.931 | 10.345 | 0.933 | 0.038 | 0.370 |
| | Pigette2 | 0.111 | 1.613 | 0.386 | 1.235 | 44.231 | 55.769 | 0.000 | 1.261 | 0.040 | 0.367 |
| | StSebastien | 0.027 | 1.625 | 0.273 | 1.049 | 52.174 | 34.783 | 13.043 | 0.917 | 0.034 | 0.364 |
| Polygenic network (PN) | Arrestelia | 0.013 | 0.516 | 0.143 | 1.343 | 54.909 | 37.215 | 7.877 | 0.821 | 0.022 | 0.348 |
| | Autran | 0.062 | 0.706 | 0.211 | 1.279 | 49.711 | 46.821 | 3.468 | 1.012 | 0.040 | 0.362 |
| | Brun | 0.042 | 1.509 | 0.118 | 1.305 | 50.847 | 44.068 | 5.085 | 0.967 | 0.017 | 0.350 |
| | Chamois | 0.026 | 1.830 | 0.140 | 1.123 | 44.277 | 47.892 | 7.831 | 1.259 | 0.052 | 0.369 |
| | Lali | 0.059 | 1.501 | 0.105 | 1.154 | 49.351 | 46.753 | 3.896 | 1.026 | 0.020 | 0.351 |
| | Sakany | 0.022 | 0.807 | 0.338 | 1.420 | 49.878 | 43.309 | 6.813 | 1.005 | 0.024 | 0.347 |
| | Shuanghe | 0.005 | 1.331 | 0.069 | 1.215 | 49.200 | 47.067 | 3.733 | 1.033 | 0.019 | 0.344 |
| | StMarcel | 0.005 | 2.201 | 0.118 | 1.230 | 45.923 | 48.918 | 5.158 | 1.178 | 0.039 | 0.360 |

Tableau 3.4 : Résumé du test de Kruskal-Wallis (KW) pour les paramètres analysés et chaque motif karstique. Les couleurs correspondent aux groupes individualisés par le test de KW avec un risque $\alpha=5\%$. Les couleurs claires correspondent à la faible valeur, les couleurs sombres aux valeurs élevées. Les valeurs données sont la moyenne et l'écart type de chaque paramètre analysé.

| | | | Motifs karstiques | | | |
|------------|-----------|--------------------------------|------------------------|------------------------|-------------------|-------------------|
| | | | Vadose branchwork (VB) | Water-table cave (WTC) | Looping cave (LC) | Angular maze (AM) |
| Paramètres | Géométrie | Indice de verticalité (V) | 0.327 ± 0.235 | 0.020 ± 0.013 | 0.043 ± 0.049 | 0.055 ± 0.047 |
| | | Tortuosité (T) | 1.38 ± 0.20 | 1.24 ± 0.074 | 1.21 ± 0.112 | 1.17 ± 0.075 |
| | | Courbure (K) | 0.181 ± 0.076 | 0.111 ± 0.054 | 0.186 ± 0.095 | 0.324 ± 0.088 |
| | | Ratio Largeur-Hauteur (WH) | 0.616 ± 0.335 | 1.911 ± 0.573 | 1.615 ± 0.586 | 1.668 ± 0.326 |
| | Topologie | Indice de ramification (R) | 0.574 ± 0.358 | 0.911 ± 0.207 | 1.126 ± 0.277 | 1.165 ± 0.351 |
| | | α | 0.012 ± 0.020 | 0.024 ± 0.023 | 0.036 ± 0.029 | 0.065 ± 0.034 |
| | | γ | 0.501 ± 0.235 | 0.364 ± 0.019 | 0.360 ± 0.019 | 0.383 ± 0.020 |

Selon le test KW et les boxplots, trois groupes peuvent être différenciés. Tout d'abord, le type VB avec les structures et sections de conduits les plus allongés verticalement, et les conduits les plus tortueux présentant de petites variations dans les directions des conduits. En considérant R et α (sans considérer γ du fait de la présence de graphe réduit extrêmement simple avec de fortes valeurs), le type VB présente les structures les moins ramifiées. Deuxièmement, les motifs WTC et LC sont topologiquement et géométriquement proches. Le type LC a des valeurs extrêmes plus élevées de K , R et α (troisième quartile et maximum), ce qui signifie des structures potentiellement plus angulaires, ramifiées, contenant des boucles. La section des conduits de type WTC est préférentiellement allongée horizontalement. En se focalisant sur le paramètre R , le ratio entre les intersections et les extrémités, les motifs WTC, LC et AM sont équivalents. Ainsi, en considérant le nombre total de nœuds des graphes réduits, ces motifs ont le même nombre d'intersections, seulement le type AM contient plus de cycles (forte valeur de α). Le motif AM apparaît donc pour avoir l'organisation la plus complexe, avec une structure maillée et ramifiée, présentant un nombre important de boucles, et des conduits se recoupant de manière angulaire.

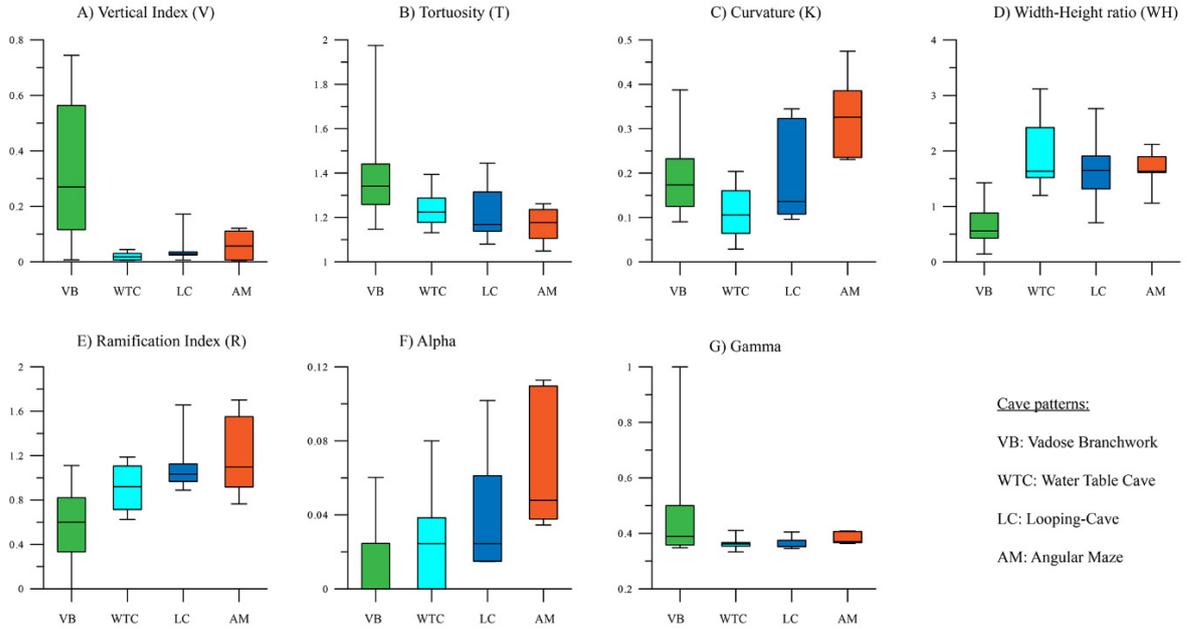


Fig. 3.13 : Boxplots montrant la distribution des paramètres morphométriques calculés pour chaque type monogénique. (A) Indice de verticalité, (B) Tortuosité, (C) Courbure, (D) Ratio WH, (E) Indice de ramification, (F) indice de graphe α et (G) γ . Les traits à la fin de chaque boîte indiquent les valeurs extrêmes (minimum et maximum), la boîte est définie par les quartiles inférieurs (p25) et supérieurs (p75), et la ligne au centre de la boîte est la médiane. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

3.5.1.2 Corrélation géométrique des motifs karstiques

Les graphiques 2D (Fig. 3.14), montrent les corrélations entre les quatre paramètres géométriques (V , T , K et WH). La Fig. 3.14(A) (V vs WH) montre clairement deux groupes de points : le motif VB avec des valeurs de WH essentiellement inférieures à 1 et des valeurs de V entre 0 et 0.8, et les trois autres motifs avec des valeurs de WH supérieures à 1 et des valeurs de V inférieures à 0.2. Le couple WH/V reflète, pour les motifs VB, une morphologie de conduit préférentiellement verticalement allongée ($WH < 1$) avec une verticalité variable V . Ces résultats sont en accord avec ce qui est observé géomorphologiquement dans la zone vadose : Les puits (V proche de 1) et les canyons et méandres avec une verticalité variable et des conduits hauts et étroits. Ici, les conduits les moins inclinés correspondent aux conduits avec un développement préférentiel horizontal comme les rivières souterraines à surface libre, ou les méandres.

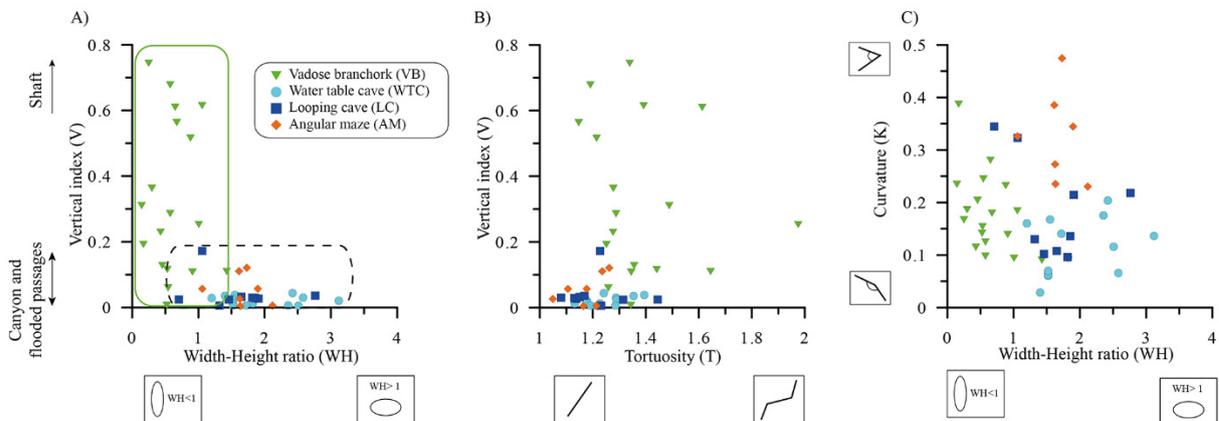


Fig. 3.14 : Graphiques 2D montrant la distribution des paramètres géométriques (V , WH , T et K) pour les 48 échantillons monogéniques de cavité. Les valeurs pour les réseaux polygéniques (avant individualisation monogénique) ne sont pas représentées et seront montrées dans la Fig. 3.17. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

La Fig. 3.14(B) (V vs T) montre que la tortuosité est variable pour tous les motifs et n'est pas liée à la verticalité du système (V). Sur la Fig. 3.14(C), il est possible d'observer que les motifs VB, WTC et AM sont principalement séparés en plusieurs aires :

- Le motif VB est principalement délimité par $WH < 1$, avec une variabilité importante pour le paramètre K ;
- Le motif WTC est sensiblement localisé vers des valeurs de $WH > 1$ et $K < 0.2$;
- Le motif AM est confiné entre des valeurs de $WH > 1$ et $K > 0.2$;
- Le motif LC est distribué entre ces zones.

Ainsi, indépendamment de la verticalité des motifs VB, le ratio est toujours inférieur à 1.5, alors que pour les trois autres motifs, l'indice de verticalité est toujours inférieur à 0.2 dans la base de données étudiée, même si WH présente une forte variabilité autour de 0.5. La tortuosité de VB ne semble alors pas liée à la verticalité des branches constituant le réseau. Finalement, de légères corrélations peuvent être établies entre K et WH pour les motifs VB et AM. Si l'on ne tient pas compte du type AM du fait de l'origine hypogène des cavités considérées, les échantillons de cavités semblent décroître depuis des motifs VB avec de fortes valeurs de K et de faibles valeurs de WH , vers les motifs de type WTC avec des changements d'orientations plus ténus (faibles valeurs de K) et des sections de conduits isotropes ou mieux développées dans le plan horizontal (forte valeur de WH). Uniquement les coefficients de corrélation entre WH et K sont significatifs à un niveau de 10% pour les VB et les AM, avec respectivement -0.45 et -0.66, ce qui correspond à une corrélation linéaire inverse faible à moyenne.

3.5.1.3 Corrélation topologique des motifs karstiques

Dans cette section, les corrélations entre les paramètres topologiques (*Valence des nœuds* Nd_u , R , α et γ) sont étudiées. Comme mentionné précédemment, les Nd_2 ne sont ici pas considérés.

Le Tableau 3.5 montre la proportion de nœuds d'une certaine valence Nd_u en fonction de chaque type monogéniques, indiquant ainsi si les motifs sont plutôt linéaires (uniquement des Nd_1), ramifiés à 3 branches en morphologies d'arbre (occurrence des Nd_3), ou ramifiés en 4 branches ou plus (occurrence de $Nd_{>3}$, Fig. 3.7). Les valeurs sont données dans le Tableau 3.4. Les échantillons VB sont principalement composés de nœuds Nd_1 (moyenne de 67.2%) même si l'écart type est élevé (17%). Les motifs WTC, LC, et AM sont sensiblement similaires en considérant les Nd_1 et Nd_3 . Cependant, les $Nd_{>3}$ sont notablement plus importants pour le type AM. De manière générale, la proportion de nœuds Nd_1 a tendance à diminuer depuis le type VB vers le type AM pour donner place à une proportion plus élevée de nœuds Nd_3 (ou plus) dans les motifs WTC, LC, et AM. Cela signifie que les réseaux tendent à être plus maillés et moins en forme d'arbre depuis VB vers AM.

Tableau 3.5 : Proportion et écart type pour une valeur de connectivité de nœud Nd_u pour chaque motif karstique. Extrait de Jouves *et al.* (2017).

| | Nd_1 (%) | Nd_3 (%) | $Nd_{>3}$ (%) |
|------------------------|-------------|-------------|---------------|
| Vadose branchwork (VB) | 67.2 ± 17.0 | 30.5 ± 15.4 | 2.3 ± 3.3 |
| Water-table cave (WTC) | 52.9 ± 5.6 | 43.4 ± 6.6 | 3.7 ± 2.8 |
| Looping cave (LC) | 47.7 ± 5.2 | 46.8 ± 5.4 | 5.5 ± 2.6 |
| Angular maze (AM) | 47.2 ± 7.2 | 40.8 ± 9.4 | 12.0 ± 5.7 |

La Fig. 3.15(A) montre la corrélation entre R et α pour les 48 échantillons monogéniques. Comme précédemment décrit dans la section 3.4.1, les réseaux karstiques sont ici étudiés en les considérant comme des graphes réduits, et une augmentation de R traduit une augmentation du nombre d'extrémités relatives au nombre de nœuds internes du graphe. De faible valeur de α sont caractéristiques de structures linéaires ou en arbre, et une augmentation de α reflète une augmentation du nombre de cycles

dans le graphe. Les valeurs de α variant entre 0 et 0.13. La Fig. 3.15(A), montre une série d'échantillons pour lesquels α est principalement proche de 0 et les valeurs de R ne dépassent pas 0.8. Pour $\alpha \neq 0$, R et α augmentent en suivant une tendance générale. Il n'est pas possible de distinguer une distribution particulière des motifs karstiques sur cette tendance linéaire.

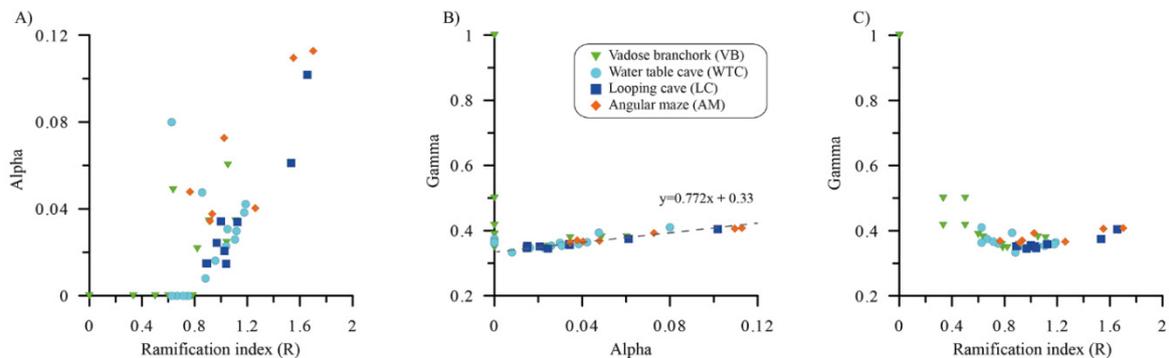


Fig. 3.15 : Graphique 2D montrant la distribution des paramètres topologiques (Indice de ramification R , α , et γ) pour les 48 échantillons monogéniques. (A) α vs. R ; (B) γ vs. α (l'équation est donnée pour la tendance linéaire dans le cas de $\alpha > 0$); (C) γ vs. R . Les valeurs pour les réseaux polygéniques (avant individualisation monogénique) ne sont pas représentées et seront montrés dans la Fig. 3.17. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

La Fig. 3.15(B) montre la corrélation entre α et γ . L'indice γ représente la densité de graphe, c'est à dire le nombre maximum d'arêtes pouvant composer un graphe en fonction du nombre de nœuds. Deux zones peuvent être observées dans la Fig. 3.15(B) :

- (a) Pour $\alpha = 0$, γ varie entre 0.36 et 1. Cette zone comprend les motifs VB et WTC. Cela est dû à la présence de graphes réduits extrêmement simples composés uniquement de 2 ou 3 nœuds, dans lequel les combinaisons d'arêtes sont très faibles, ce qui a pour effet d'augmenter la valeur de densité γ . Comme les nœuds Nd_2 ne sont pas considérés ici, quelques topographies 3D sont converties en graphes extrêmement simples, c'est-à-dire qu'un cheminement linéaire avec n nœuds est converti en un graphe avec 2 nœuds, et un cheminement en Y est converti en un graphe composé de 3 nœuds.

- (b) Pour $\alpha > 0$, les échantillons sont distribués le long d'une tendance linéaire croissante entre α et γ . Les coefficients de corrélation, ainsi que leur signification, présentés dans le Tableau 3.6, confirment une forte corrélation linéaire globale du moment où les échantillons avec $\alpha = 0$ ne sont pas considérés. Dans le cas des motifs VB et WTC, la relation n'est, respectivement, non significative ou reste faible. Une simple régression effectuée sur les échantillons pour lesquels $\alpha \neq 0$, sur 32 échantillons monogéniques, montre que la tendance linéaire entre α et γ peut être exprimée par : $\gamma = 0.772\alpha + 0.33$, ce qui reflète la corrélation structurelle entre α et γ pour un grand nombre de nœuds N (cf. encadré page suivante) : $\gamma = \frac{2}{3}\alpha + \frac{1}{3}$.

La Fig. 3.15(C) montre la corrélation entre R et γ , qui n'est pas linéaire mais apparaît avoir une forme particulière. Cela peut suggérer une corrélation structurelle entre R et γ . Pour cette raison, une régression non linéaire entre R et γ a été calculée pour un indice de confiance de 95%, et donne une relation logarithmique de la forme :

$$\gamma = 1 + 1.21(\ln(1 + 1.21 * R^2 - 0.52 * R) - 1.05 * R) \quad \text{Eq. 11}$$

Cependant, cette relation n'a pas permis de définir une origine analytique évidente de la relation entre R et γ car la formulation analytique de R (en fonction de E et N) dépend du type de motifs de réseaux considérés (arbre binaire, arbre n-aire, treillis, *etc.*).

Le point clé dans le Tableau 3.6 est que, en fonction du type spéléogénétique, les corrélations entre les indices topologiques varient en intensité et en signe. Cela signifie que ces relations ne sont pas analytiquement évidentes et dépendent de la structure des réseaux karstiques. Les motifs AM et LC présentent les structures les plus en treillis, et semblent avoir les plus fortes corrélations entre les paramètres topologiques. Ces premiers résultats suggèrent que plus de travail serait nécessaire afin de comprendre l'origine de ces relations dans le cas particulier des motifs de réseaux karstiques.

Relation en les paramètres topologiques α et γ :

En effet, dans le cas de graphes planaires, les paramètres α et γ sont définis par :

$$\alpha = \frac{E-N+1}{2N-5} \text{ et } \gamma = \frac{E}{3(N-2)}$$

Il est possible de définir E (le nombre d'arêtes du graphe) en fonction de γ :

$$E = 3(N-2)\gamma$$

En remplaçant E par sa définition en fonction de γ , la définition de α devient :

$$\alpha = \frac{3(N-2)\gamma - N + 1}{2N-5} = \frac{3(N-2)}{2N-5} \gamma - \frac{N-1}{2N-5}$$

Quand N tend vers $+\infty$, les asymptotes des deux fractions tendent vers :

$$\lim_{N \rightarrow +\infty} \frac{3(N-2)}{2N-5} = \frac{3}{2}$$

$$\lim_{N \rightarrow +\infty} \frac{N-1}{2N-5} = \frac{1}{2}$$

Ainsi, pour N grand, une relation linéaire existe entre α et γ de telle manière que :

$$\alpha \approx \frac{3}{2} \gamma - \frac{1}{2}$$

Ou

$$\gamma \approx \frac{2}{3} \alpha + \frac{1}{3}$$

Tableau 3.6 : Coefficient de corrélations linéaires entre les paramètres topologiques (R , α , et γ) pour chaque type monogénique et pour toute la base de données (sans considérer le type monogénique). Le nombre de nœuds minimum et maximum des graphes est indiqué. Le niveau de signification statistique des corrélations est indiqué : *=5%, **=2% and ***=1%, les coefficients de corrélation significatifs sont indiqué en gras.

| | VB | WTC | LC | AM | Global |
|------------------------------|-------------------|-------------------|----------------|----------------|--|
| Nombre de nœuds : min/max | 2 / 870 | 10 / 410 | 34 / 364 | 29 / 12 884 | 59 / 876 |
| Coeff. corr. R/α | 0.65*** | 0.24 (non sign.) | 0.94*** | 0.84** | 0.73*** 0.93*** ($\alpha \neq 0$) |
| Coeff. corr. α/γ | -0.37 (non sign.) | 0.60* | 0.97*** | 0.98*** | (-0.23 pour toutes les valeurs) |
| Coeff. corr. coeff. | -0.84*** | -0.47 (non sign.) | 0.91*** | 0.80* | -0.65*** |

3.5.2 Analyses multivariées

L'analyse en composante principale (ACP) a été effectuée sur 45 échantillons monogéniques (virtuel et original) appartenant aux quatre groupes de motifs karstiques. Les échantillons pour lesquels $\gamma = 1$ (Fig. 3.16) ont été exclus (3 échantillons du groupe VB) car présentaient des valeurs dégénérées par rapport à γ et l'établissement d'une ACP sur toute la base de données aurait entraîné une contribution excessive de ces échantillons particuliers dans la définition de l'axe F1, ce qui n'est pas souhaitable pour une ACP (Saporta, 2006). Les sept variables (voir Tableau 3.4) ont une contribution moyenne de 14.28%. Le critère de Kaiser, sélectionnant les axes pour lesquels la contribution est plus grande que la moyenne des contributions, amène à considérer seulement 2 axes. Cependant, de manière à obtenir les ~80% de la variance totale (comme il est couramment recommandé, voir Saporta (2006)), trois axes ont été pris en considération, avec les axes F1-F2 représentant 62.56% et le troisième axe 13.60% de la variance totale, ce qui est légèrement inférieur à la contribution moyenne des axes. La variance totale ainsi obtenue par les axes F1-F2-F3 est de 76.16%. Le troisième axe F3 est discuté plus loin mais n'est pas analysé à travers le plan factoriel car ne permet pas de distinguer de distributions claires des échantillons.

En considérant le cercle de corrélations (Fig. 3.16(A)) et les contributions des variables, l'axe F1 (première composante principale) est supporté négativement par V et positivement par R , avec des contributions respectives de 23.3% et 25.4%. Le ratio WH et α contribuent également positivement à l'axe F1 avec respectivement 16.2% et 16.7%. L'axe F2 est principalement positivement supporté par la courbure K avec une contribution de 41.9%. Les paramètres α et γ supportent également l'axe F2, avec respectivement, 21.8% et 22.7% de contribution. Les autres paramètres ne sont pas assez significatifs pour être discutés.

La Fig. 3.16(B) montrent la distribution des échantillons dans le plan factoriel F1-F2, dans lequel l'origine des axes correspond au centre de gravité (moyenne) des variables. Le graphique peut être divisé en trois zones :

- Les motifs VB se distribuent sur la gauche de l'axe F2 (valeurs négatives de F1). Le motif VB est fortement influencé par une forte linéarité et verticalité, avec des structures faiblement ramifiées, et ainsi des valeurs de densité potentiellement élevées (fortes valeur de γ). Cependant, la distribution est dispersée entre des valeurs positives et négatives le long de F2, du fait de la forte variation de K .
- Les échantillons WTC sont essentiellement localisés dans le coin inférieur droit du nuage de points, ce qui correspond à des courbures faibles à moyennes, des structures de réseaux maillées contiennent quelques boucles (forte valeur de R et α) et développées dans le plan horizontal (faible valeur de V).

- Les motifs AM sont essentiellement localisés dans le coin supérieur droit du nuage de points, ce qui correspond à des fortes valeurs de courbure, des réseaux extrêmement maillés (forte valeur de α et R) et développés dans un plan horizontal (faible valeur de V). De plus, comme le paramètre α contribue également positivement aux axes F1 et F2, cela signifie que ces échantillons sont particulièrement caractérisés par un nombre important de boucles dans la structure de leur réseau.

Les échantillons du type LC sont localisés dans une zone intermédiaire entre les différents groupes, mais semblent cependant plus chevaucher les motifs de type WTC que les VB. Le développement horizontal et l'organisation des réseaux de type LC peuvent être considérés comme similaires, selon les cas, aux motifs de type WTC ou AM, avec cependant une variabilité plus forte de la courbure.

Les plans factoriels F1-F3 ou F2-F3 ne permettent pas de mettre en évidence de distribution claire des différents motifs karstiques. Le plan F3 est fortement supporté par la tortuosité (61.5%), ce qui signifie que cette variable est indépendante des paramètres qui supportent le plan factoriel F1-F2.

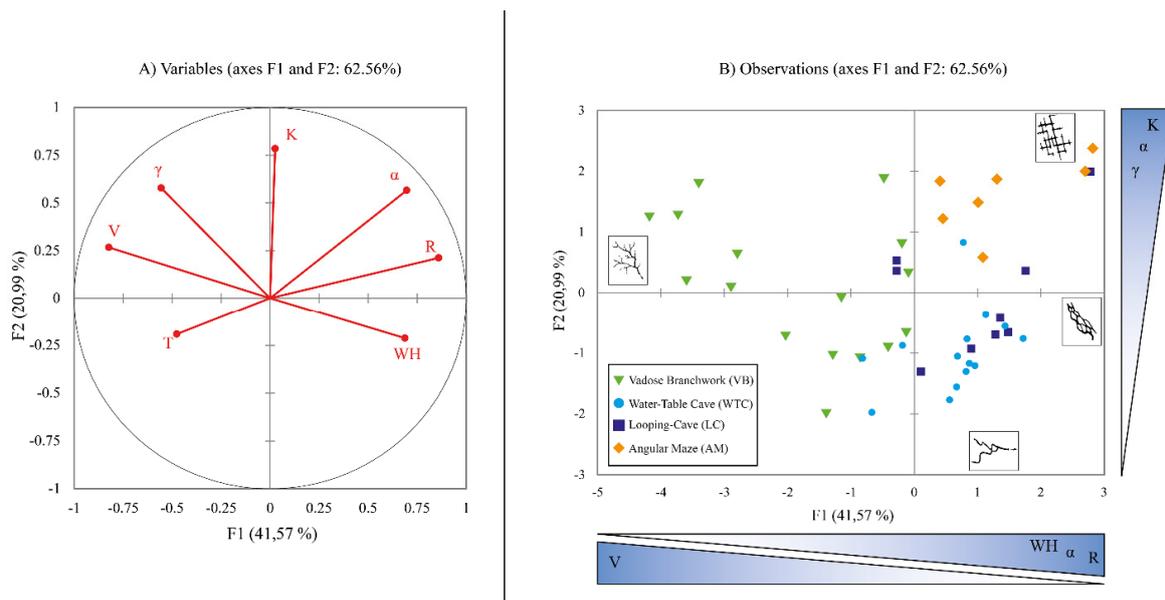


Fig. 3.16 : Axes F1-F2 de l'analyse en composante principale pour 45 échantillons de cavités karstiques monogéniques basés sur 7 paramètres morphométriques analysés (sans le degré de connectivité des nœuds Nd). (A) Graphique des variables utilisées. (B) Graphique de la distribution des échantillons karstiques monogéniques. L'axe F3 représentant 13.47% de la variance totale n'est pas montré ici. L'origine des axes représente le centre de gravité du nuage de points. Extrait de Jouvès *et al.* (2017).

3.5.3 Réseaux karstiques polygéniques

Huit réseaux karstiques considérés comme polygéniques sont disponibles dans la base de données. Ces réseaux polygéniques ont été inclus dans les analyses précédentes en tant que 29 échantillons monogéniques (11 motifs VB, 12 WTC et 6 LC, Tableau 3.2). La Fig. 3.17 montre la distribution des réseaux polygéniques (avant individualisation monogénique) ainsi que les réseaux monogéniques virtuels associés. La distribution des échantillons monogéniques est montrée dans les Fig. 3.14 et Fig. 3.15. Les Fig. 3.17(A) et (B) montre les corrélations entre les paramètres géométriques et les Fig. 3.17(C) et (D), les corrélations topologiques.

La distribution des paramètres n'est pas discutée en détail, mais le comportement général est donné. En analysant les réseaux polygéniques, la composante verticale des réseaux (Fig. 3.17(A)) est réduite et ne dépasse pas $V = 0.1$. Le ratio WH reste variable mais dans une gamme beaucoup plus réduite qu'en considérant les échantillons monogéniques. Uniquement la variabilité du paramètre de courbure reste équivalente. D'un point de vue topologique, la variabilité est plus faible, et ne fournit pas la résolution

obtenue avec les réseaux monogéniques. Les indices topologiques R , α , et γ sont moins variables avec des valeurs : $0.821 \leq R \leq 1.259$; $0.017 \leq \alpha \leq 0.052$ et $0.334 \leq \gamma \leq 0.369$.

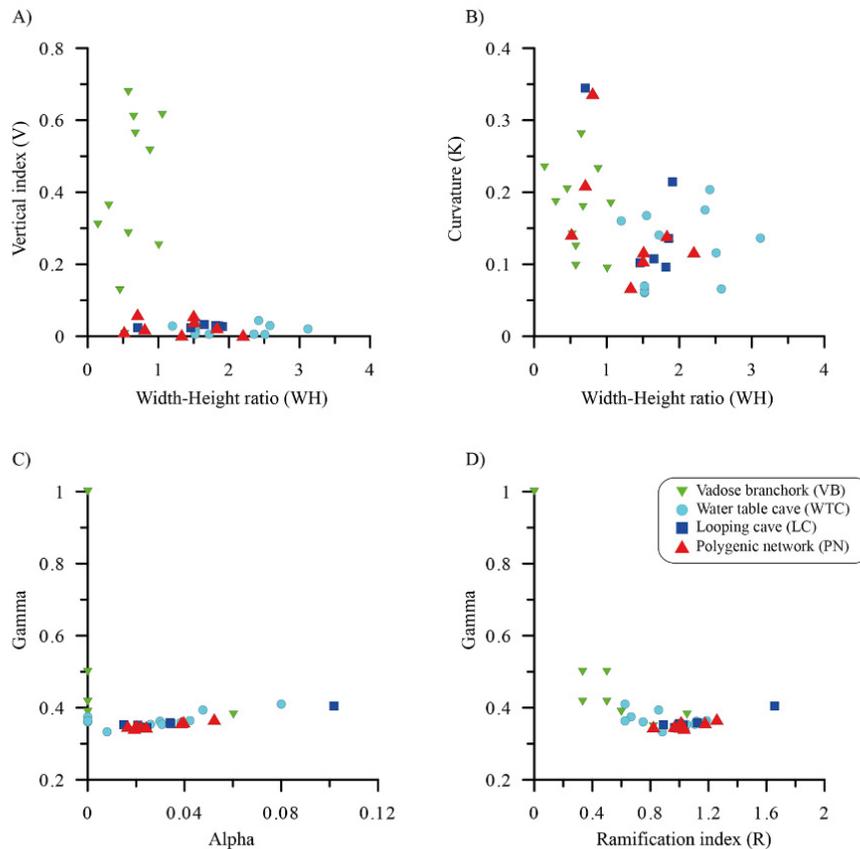


Fig. 3.17 : Graphique 2D montrant la distribution des paramètres géométriques et topologiques pour les échantillons polygénique (8 échantillons) et les échantillons monogéniques associés (29 échantillons). (A) et (B): Corrélations géométriques, (C) et (D): Corrélation topologiques. Extrait de Jouves *et al.* (2017).

Le Tableau 3.7 fournit les valeurs de moyennes et d'écart type des paramètres analyses pour les huit réseaux polygéniques avant leur individualisation monogéniques. Pour tous les paramètres morphométriques étudiés (géométrique et topologiques), les valeurs des réseaux polygéniques sont proches des valeurs moyennes des paramètres pour tous les réseaux épigéniques monogéniques de la base de données (VB, WTC, LC).

De manière générale, les valeurs du Tableau 3.7 et de la Fig. 3.17 sont moins dispersées. La comparaison avec le Tableau 3.4 est difficile puisque seulement les réseaux polygéniques sont considérés ici, et évidemment, les valeurs des paramètres des réseaux polygéniques vont être influencées par le motif karstique prédominant au sein d'un réseau karstique polygénique.

Tableau 3.7 : Moyenne et écart type des paramètres analysés pour les 8 réseaux polygéniques avant individualisation monogénique.

| | Paramètres morphométriques | | | | | | |
|----------------------|----------------------------|-------------------|-------------------|----------------------------|----------------------------|-------------------|-------------------|
| | Géométrie | | | Topologie | | | |
| | Indice de verticalité (V) | Tortuosité (T) | Courbure (K) | Ratio largeur-hauteur (WH) | Indice de ramification (R) | α | γ |
| Réseaux polygéniques | 0.029 ± 0.021 | 1.259 ± 0.092 | 0.155 ± 0.078 | 1.30 ± 0.546 | 1.037 ± 0.124 | 0.029 ± 0.010 | 0.354 ± 0.010 |

3.6 Discussion et conclusion

L'approche développée pour l'analyse de quatre motifs karstiques courants est basée sur le couplage de connaissances géomorphologiques et karstologiques ainsi que sur des procédures d'analyses statistiques. Huit paramètres morphométriques ont été proposés afin de caractériser la géométrie et la topologie des motifs karstiques. Ces paramètres ont été calculés sur 48 échantillons monogéniques de cavités karstiques provenant de différentes régions du globe dans des contextes géologiques, géomorphologiques et spéléogénétiques différents. Les analyses statistiques montrent différents comportements en fonction des motifs karstiques considérés. Dans les sections suivantes, les résultats sont résumés et discutés. Il est également abordé des questions générales quant au futur de la caractérisation des systèmes karstiques en vue de leur modélisation structurelle.

3.6.1 Les motifs karstiques

Afin de prendre en compte les différences de contexte spéléogénétiques, il appartient aux scientifiques (modélisateur, hydrogéologues, géologues réservoir) d'évaluer l'histoire spéléogénétique spécifique d'un massif karstique étudié manière à évaluer la répartition et la distribution des différents motifs karstiques. Les quatre motifs karstiques principaux ont été pris en compte dans cette étude. Leurs caractéristiques sont résumées ci-dessous :

- Les motifs Vadose Branchwork (VB) sont caractérisés par des écoulements à surface libre dans des puits et canyons, convergeant comme affluents (ramification en arbre) et fortement influencés par l'héritage géologique.
- Dans le cas d'une recharge diffuse et d'une longue stabilité du niveau de base relative ou absolue, des drains de surface piézométrique (water-table caves - WTC) vont se former juste au niveau ou sous la surface piézométrique en suivant préférentiellement des horizons d'inception stratigraphiques ou tectoniques.
- Dans le cas d'une recharge fortement irrégulière, les mises en charges vont provoquer la mise en place de réseaux dans la zone épinoyée (zone de battement de la surface piézométrique). Ces réseaux vont être formés de d'un nombre important de chemins d'écoulement secondaires formant des boucles, résultant ainsi en une structure anastomosée (Looping cave - LC).
- Les motifs en labyrinthe angulaire (Angular maze - AM) se forme généralement dans des encaissements fortement fracturés par, soit une recharge régulière, soit par des fluides hypogènes, ou soit localement par des ennoissements ponctuels. Les organisations résultantes présentent des réseaux labyrinthiques ou la majorité des discontinuités initiales ont été élargies.

Ces quatre motifs spéléogénétiques peuvent cependant se retrouver dans un même réseau spéléogénétique. Dans cette étude, l'individualisation des motifs karstiques a été faite de la manière la plus précise possible. Quand cela a été possible, des investigations de terrain ont été menées. Quand cela n'était pas possible, les séparations monogéniques ont été basées sur une revue de la littérature et sur l'expertise des topographies de cavités 3D. En considérant cette approche, les parties monogéniques ainsi obtenues sont considérées comme représentatives des quatre motifs karstiques précédemment décrits. Même si des erreurs dans la séparation monogénique ne peuvent que difficilement être corrigées, ces erreurs sont uniquement locales, et si elles existent celle-ci ont certainement peu d'influence sur les résultats présentés. Cependant il est difficile de quantifier ces erreurs. Des études précises de terrain dans chaque cavité permettraient, peut-être, d'améliorer les divisions monogéniques et les gammes de valeurs de chaque paramètre.

Un autre biais à maîtriser est dérivé des conditions locales de développement des conduits karstiques, comme par exemple les contraintes géologiques. En effet, le fait de comparer des réseaux karstiques de différentes origines amène à s'abstraire des conditions locales et à mettre en avant les motifs karstiques comme des descripteurs globaux. Cependant, une autre approche possible consisterait à travailler avec un jeu de données de cavité homogène, comme par exemple dans une région

particulière, dans un contexte géologique homogène ou dans des contextes climatiques similaires. Ce type d'étude représenterait certainement un défi dans le sens où les données de topographies de cavités sont rares et éparses. Il serait également possible d'étudier d'autres motifs karstiques, comme les motifs spongework (Palmer, 1991 ; Audra et Palmer, 2013), habituellement formées dans des roches avec des porosités inter-granulaires fortes par le mélange de fluides de différentes origines avec des degrés d'agressivités différentes. Ces motifs n'ont pas été intégrés dans cette étude du fait du manque de données analogues de terrain dans la base de données. Les morphologies hypogènes monogéniques pourraient également être analysées suivant la même méthodologie. En effet, plusieurs motifs monogéniques hypogènes sont présents dans les réseaux de Lechuguilla et Carlsbad caves. Pour ces deux réseaux, il n'a pas été possible d'analyser les différentes morphologies hypogènes, du fait du manque d'information sur leur localisation précise et sur les données correspondantes. Pour cette raison, seulement l'architecture globale de ces deux réseaux a été analysée. Les analyses morphométriques de ce type particulier de spéléogénèse, comme les motifs spongework ou les différentes morphologies hypogènes, pourraient fournir de plus amples informations quant à l'organisation de ces réseaux.

3.6.2 Quantification de l'organisation spatiale du karst

Etant initialement dédiées à la production de topographie spéléologiques, les données peuvent contenir plusieurs erreurs en vue d'analyses morphométriques statistiques. Même si des outils numériques et une procédure manuelle ont été utilisés pour réduire ces erreurs, la base de données utilisée ici est susceptible de toujours en contenir. Ces erreurs concernent principalement la localisation des stations de mesures au sein du conduit ainsi que la stratégie d'échantillonnage (le pas d'échantillonnage). La représentativité de la base de données peut également être questionnée, même si celle-ci correspond à la base de données la plus complète publiée, dans le sens où celle-ci considère les processus spéléogénétiques. Néanmoins, les résultats présentés dans cette étude peuvent être interprétés comme un point encourageant et aider la communauté scientifique à quantitativement caractériser les quatre motifs karstiques considérés ici.

A partir des analyses statistiques (Tableau 3.4 et Fig. 3.16), il apparaît que des différences significatives existent dans la géométrie et la topologie des réseaux karstiques en fonction du contexte spéléogénétique. Il apparaît cependant qu'en considérant la classification de Palmer (1991), la topologie des motifs VB et WTC serait opposée à celle des motifs LC et AM, et qu'en termes de géométrie, la sinuosité des WTC et des LC devrait être similaire. Les analyses quantitatives sur des données réelles, ne montrent pas exactement ce comportement. Comme il peut être observé dans le Tableau 3.4 et dans la Fig. 3.16, deux motifs peuvent facilement être différenciés : les vadose branchwork (VB) et les angular maze (AM). Cependant, les différences sont moins évidentes entre les water-table cave (WTC) et les looping-cave (LC). L'analyse quantitative effectuée ici considère des données 3D et n'est donc pas influencée par les simplifications conceptuelles et une perception 2D, mais est cependant limitée par les explorations humaines. Ainsi, les différences entre les morphologies réelles des grottes peuvent en effet être plus ténues ou graduelles.

Par ailleurs, les ressemblances et/ou différences révélées par les analyses peuvent être comparées aux résultats qualitatifs des études précédentes basées sur des observations de terrain (Ford, 1971 ; Palmer, 1975 ; Palmer, 1991 ; Palmer, 2007 ; Klimchouk, 2009 ; Audra et Palmer, 2013 ; Klimchouk *et al.*, 2016). En considérant uniquement les cavités épigènes (VB, WTC, et LC), les paramètres géométriques et topologiques analysés sont en accord avec les observations *in situ* effectuées par les karstologues. Dans la zone vadose, les motifs VB sont caractérisés par des structures fortement linéaires et sinueuses, avec des conduits préférentiellement allongés verticalement. A la base de la zone non-saturée, les motifs WTC et LC sont étroitement reliés et le passage de l'un à l'autre dépend des conditions de recharges. Entre ces motifs, les différences morphologiques sont ténues. Les deux motifs sont caractérisés par un indice de verticalité V faible, un ratio WH important (Fig. 3.14(A)), une tortuosité relativement faible, et des conduits curvilinéaires et des structures modérément ramifiées (Fig. 3.14(B) et (C), et Fig. 3.15). Pour les WTC et LC, le couple [$V < 0.2$ et $WH > 1$] reflète des écoulements

en régime noyé (la dissolution s'effectue sur toutes les parois) avec une verticalité des réseaux proche de la pente de la surface piézométrique (water-table). Cependant, plusieurs différences peuvent être distinguées dans l'organisation géométrique et topologique. En effet, les motifs WTC sont fortement caractérisés par des conduits faiblement courbes (Fig. 3.14(C)), avec une structure planaire, traduisant un développement sur des plans horizontaux (comme les horizons d'inception lithologique et/ou tectoniques) et ce, proche de la surface piézométrique. Dans la Fig. 3.14(C), les motifs de type looping cave (LC) sont distribués entre les zone VB (Vadose Branchwork) et WTC. Cette distribution est cohérente avec les observations réalisées *in situ*. En effet, les conduits de types LC se forment à l'interface entre la zone vadose et la zone noyée (ou paléo zone noyée). Le type LC est ainsi sujet aux variations du niveau d'eau, ce qui a pour effet de générer le développement de chemin de drainages alternatifs et ainsi d'accroître les indices topologiques tel que α et R . La Fig. 3.16 démontre la tendance géométrique et topologique générale qui caractérise un motif karstique. D'une manière générale le motif VB est opposé aux autres. Cela peut être expliqué par le type d'écoulement responsable de la dissolution. Alors que la zone vadose est caractérisée par des motifs à ramification en arbre convergeant comme affluents avec des écoulements à surface libre, les autres motifs sont formés en conditions noyée ou épinoyée, résultant ainsi en un nombre plus important de discontinuités élargies et ainsi en une plus forte complexité topologique. Il est également possible que le type de fluide puisse influencer la distribution des échantillons. Les motifs AM ont la complexité topologique la plus grande. Cela peut être en effet expliqué par le type de fluides responsables de la dissolution des drains karstiques. Dans cette étude, les échantillons de type AM sont tous issus de la dissolution de l'encaissant par des fluides hypogènes qui sont considérés comme ayant une agressivité plus grande, ce qui induit un fort taux de discontinuités élargies. Ainsi, le type d'écoulement et le type de fluide semblent fortement contrôler les différences morphométriques des réseaux karstiques.

Finalement, la corrélation des indices quantitatifs avec les processus spéléogénétiques montrent l'importance de considérer les conditions de genèse en terme de géométrie, architecture et connectivité afin d'avoir une bonne caractérisation des systèmes karstiques. Durant les dernières décennies, de nouvelles méthodes de topographies ont émergé. Ces méthodes simplifient le processus d'acquisition et permettent d'obtenir des résolutions plus fines. Les technologies Lidar et/ou photogrammétrie sont aujourd'hui utilisées lors de topographies spéléologiques, ce qui permettrait d'analyser plus finement des morphologies 3D de petites portions de cavités (Jaillet *et al.*, 2011 ; Ployon *et al.*, 2011 ; Sadier, 2014). Des analyses morphométriques sur ce type de données permettrait de fournir des informations intéressantes sur les morphologies karstiques à une résolution supérieure.

3.6.3 Représentativité des paramètres morphométriques

Les paramètres morphométriques analysés peuvent également être examinés. En effet, il a été montré que les motifs VB peuvent être caractérisés par de fortes valeurs de tortuosité $T_{VB} = 1.38 \pm 0.20$ et des valeurs de courbure variables $K_{VB} = 0.181 \pm 0.076$, alors que les motifs AM montrent le comportement inverse avec des valeurs de tortuosité faibles $T_{AM} = 1.17 \pm 0.075$ et de fortes valeurs de courbure $K_{AM} = 0.324 \pm 0.088$. D'un point de vue de l'architecture, les motifs VB sont caractérisés par des réseaux peu ramifiés pouvant être sinueux. Etant donné que la sinuosité est calculée au niveau des branches, cela pourrait expliquer la possibilité d'avoir des fortes valeurs dans le cas des motifs VB. A l'inverse, les motifs AM sont fortement ramifiés. Ainsi, même si les changements de direction aux intersections peuvent être élevés, la tortuosité des branches reste faible. Il est intéressant de corrélérer ces analyses aux processus spéléogénétiques. Dans le cas des motifs LC et AM, la structures des réseaux karstiques utilise une plus grande partie des discontinuités potentiellement drainantes (induisant plus de changements de directions) même si ces discontinuités ne sont pas directement dans la direction principale de l'écoulement. Dans le cas des échantillons de type VB, les réseaux résultent de la dissolution de l'encaissant via des écoulements gravitaires et ainsi sont hautement sélectifs quant aux discontinuités utilisées (Littva *et al.*, 2015 ; Szczygiel, 2015). De plus, les conduits karstiques se développent principalement où des intersections dans les discontinuités se produisent du fait de

mélanges de fluides de compositions chimiques différentes (Littva *et al.*, 2015). Ainsi, la variabilité de la tortuosité des motifs VB peut être grandement influencée par la présence de discontinuités: si les discontinuités existent, elles changent la direction locale des conduits, et plus ces discontinuités sont importantes, plus la tortuosité est importante. D'un point de vue pratique, les motifs VB sont étroits et ne permettent pas, le plus souvent, de réaliser de longues visées de mesures entre les stations ; cela conduit à réaliser de courtes visées avec de faibles changements locaux de directions, ce qui induit des valeurs de courbure pouvant être faibles (Fig. 3.18).

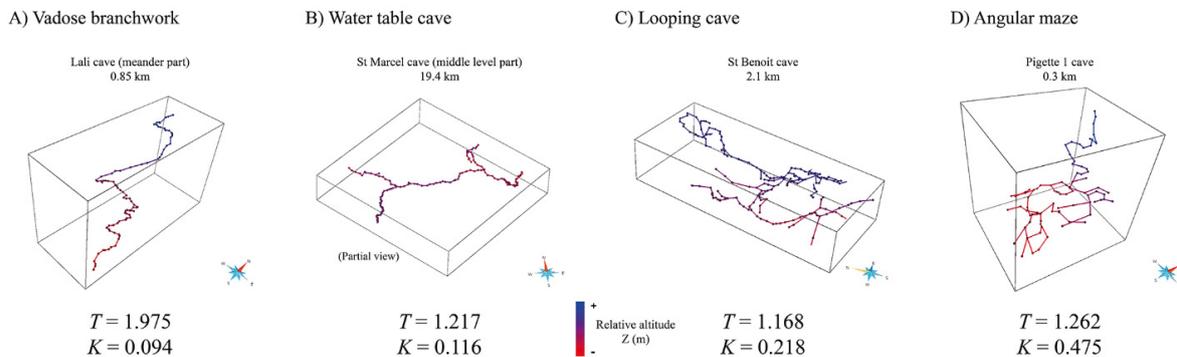


Fig. 3.18 : Exemples d'échantillons monogéniques 3D et valeur de tortuosité T et de courbures K associées. Extrait de Jouves *et al.* (2017).

Concernant la tortuosité, il serait intéressant de calculer une valeur moyenne pondérée par la longueur de branches afin d'obtenir une tortuosité plus représentative de la géométrie du réseau. Cependant, l'impact de la longueur utilisée pour pondérer la tortuosité des branches (distance Euclidienne ou curvilinéaire) doit être évaluée. En effet, la distance Euclidienne pourrait augmenter artificiellement la tortuosité dans le cas de branches fortement linéaires, et au contraire, l'utilisation de la distance curvilinéaire pourrait privilégier les branches fortement tortueuses.

Concernant l'utilisation des paramètres α et γ , Howard (1971) suggère que les cavités à ramifications en arbre et présentant peu de boucles, comme les motifs VB et WTC dans cette étude, devraient avoir des indices α et γ proches de 0 et $1/3$, respectivement (Tableau 3.4, Fig. 3.13 and Fig. 3.15). Pour des réseaux plus ramifiés, comme les motifs AM et LC, ces valeurs devraient être respectivement proches de $1/4$ et $1/2$. Dans cette étude sur des analogues karstiques 3D, la densité γ est toujours autour ou légèrement supérieure à $1/3$ (hormis pour les graphes très simples contenant uniquement 2 ou 3 nœuds). Le paramètre α est principalement proche de zéro (principalement < 0.05), et ce même pour les réseaux très complexes tel que Lechuguilla, α est seulement de 0.11. Les différences avec les travaux de Howard (1971) peuvent être expliquées par le fait qu'il analysa des plans projetés 2D de cavités, ce qui avait pour effet de surestimer les connexions, et ainsi les indices de graphes. Les valeurs de cette étude sont en accord avec ceux obtenus récemment par Collon *et al.* (2017). Certaines des valeurs diffèrent légèrement ici du fait des phases de prétraitement des données (section 3.3.1). Cependant, en considérant le type génétique, une meilleure compréhension de l'organisation des motifs karstiques est proposée avec des gammes de valeurs plus précises pour chaque type monogénique. Dans cette étude, uniquement les paramètres topologiques α , γ , R et le degré de connectivité des nœuds sont analysés. Dans de prochaines études, d'autres paramètres topologiques pourraient être analysés, comme ceux récemment proposés par Collon *et al.* (2017). Comme ces derniers le proposent, le degré moyen des nœuds du graphe réduit (k) caractérise l'inter-connectivité du système considéré et permet de discriminer correctement les réseaux fortement interconnectés (labyrinthes) de ceux qui ne présentent pas de cycles (réseaux en arbre).

3.6.4 Des paramètres morphométriques aux modèles

Un manque de connaissances concernant la structure interne d'un aquifère karstique peut limiter la justesse des modélisations structurelles de réseaux karstiques ainsi que l'efficacité des modèles

d'écoulement à représenter correctement le fonctionnement du système (Peterson et Wicks, 2006 ; Hartmann *et al.*, 2014). En effet, l'écoulement à travers un système karstique est intrinsèquement lié à la géométrie et à la topologie du système. La corrélation entre les processus spéléogénétiques et les paramètres quantitatifs fournit un moyen de conditionner et/ou de valider ces modèles.

Premièrement, la base de données d'analogues karstiques naturels 3D fournit une base de données enrichie d'informations spéléogénétiques et nettoyées, dans la mesure du possible, des données de topographies non-représentatives. Deuxièmement, cette étude montre l'importance de considérer le type de réseaux spéléogénétiques, en termes de géométrie et connectivité, en vue d'une caractérisation quantitative des réservoirs carbonatés karstiques. Des gammes de valeurs de huit paramètres morphométriques sont proposées pour chaque motif karstique. Le ratio WH peut être utilisé afin de simuler la morphologie des conduits de manière plus réaliste en utilisant une approche de type ODSim (Henrion, 2011 ; Rongier *et al.*, 2014) et en conditionnant par le type spéléogénétique espéré. La distribution des valeurs de WH pourrait également être utilisée afin de conditionner les écoulements et le comportement hydrodynamiques des conduits karstiques dans des approches de modélisations inverses (Borghi *et al.*, 2016).

Même si le paramètre de tortuosité a été étudié ici, il est difficile de le prendre en compte dans les approches de modélisation et n'est pas assez robuste afin de caractériser la sinuosité d'un système. Cependant, dans le cas de réseaux vadoses à ramification en arbre (de type VB), la tortuosité pourrait être utilisée par les hydrogéologues afin d'estimer la distance réelle d'essai de traçages de telle manière que : $L = L_e \times T$ (avec L la distance réelle du chemin d'écoulement, L_e la distance Euclidienne entre le point d'injection et le point de restitution, et T l'indice de tortuosité) (Goldscheider *et al.*, 2008). Comme il peut être observé dans les analyses morphométriques, la distance réelle d'écoulement n'est analytiquement jamais supérieure à deux fois la distance linéaire ($T < 2$). Cependant, même si ces paramètres n'ont pas été calculés ici, il serait intéressant, en cas de systèmes fortement ramifiés et maillés comme les motifs LC et AM, de calculer des indices comme la sinuosité totale (P_T) (Hong et Davies, 1979 ; Mosley, 1981 ; Egozi et Ashmore, 2008) qui pourraient être des indicateurs plus représentatifs des chemins d'écoulement réel possibles.

Un autre besoin crucial dans les simulations géostatistiques est la nécessité d'estimer la proportion relative des réseaux karstiques par rapport à la "matrice" (tout ce qui n'est pas considéré comme réseaux karstiques à l'échelle de simulation). Plusieurs auteurs (Worthington, 1999 ; Bonacci *et al.*, 2006 ; Klimchouk, 2007) signalent des valeurs de porosité efficace de massifs karstiques généralement autour des 0.1 à 1%. Cependant, afin de tenir compte du contexte spéléogénétique, la proportion de chaque motif karstique est nécessaire. Cela signifie que de nouvelles études sont nécessaires afin de définir ces proportions relatives. A titre d'exemple, Albert *et al.* (2015) estiment la macroporosité du système hypogène de Buda (Hongrie) entre 1-2%.

Une autre question légitime est de déterminer si les réseaux karstiques non observables, car trop petit pour être explorés, sont similaires à ceux explorés. Plusieurs auteurs (Jeannin *et al.*, 2007 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2011 ; Hendrick et Renard, 2016) proposent que les réseaux karstiques contiennent des propriétés fractales proches de 1.67 pour des réseaux de types alpins (Jeannin *et al.*, 2007) et proche de 1.5 pour des systèmes karstiques côtier de la région de Quintana Roo (Mexique) (Hendrick et Renard, 2016). Cependant, la structure organisée des systèmes karstiques et les différences morphométriques en fonction des types spéléogénétiques peuvent suggérer l'existence de plusieurs dimensions fractales. En effet, il serait possible de considérer qu'il n'existerait pas de dimension fractale unique typique de réseaux karstiques, mais potentiellement plusieurs en fonction du type spéléogénétique, et ainsi des motifs karstiques.

Pour conclure, les approches structurelles de simulation stochastiques de réseaux karstiques (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016) nécessitent des paramètres d'entrées quantitatifs caractérisant des analogues naturels. Dans cette étude, les paramètres morphométriques ont été calculés sur chaque échantillon monogénique de cavité provenant de différents contextes géologiques et

spéléogénétiques. La base de données ainsi créée est représentative d'un large éventail d'analogues karstiques et peut être utilisée de deux manières différentes : 1) comme paramètres d'entrées pour des approches de modélisations, ou 2) comme données de validation. Ainsi, en connaissant les différents stades d'évolution d'un massif karstique donné, les utilisateurs pourront choisir le contexte spéléogénétique correspondant et assigner les valeurs des paramètres morphométriques. Comme les méthodes de modélisation existantes ne peuvent pas les prendre en compte, certains paramètres seront plus difficiles à intégrer que d'autres. Dans ces cas-là, les valeurs des paramètres peuvent être utilisées dans des approches de comparaisons/validation en calculant ces paramètres sur les réseaux simulés.

Chapitre 4 : Simulations géostatistiques de réseaux karstiques

Résumé

Reconstituer numériquement l'architecture probable des réseaux karstiques représente à l'heure actuelle un défi à la fois conceptuel et numérique. A l'échelle du réservoir, ces réseaux sont reconnus pour avoir une influence majeure sur les écoulements du fait de leur comportement de drain. Pour considérer leur dynamique particulière, de nouvelles approches de modélisation d'écoulement proposent de prendre en compte la présence de conduits. Cependant, ces réseaux sont difficilement observables dans toute leur continuité, et ne peuvent être explorés que par des investigations spéléologiques, conditionnées aux possibilités humaines. Seule une partie limitée de ce milieu est alors observable et quantifiable. Afin de caractériser au mieux un réservoir karstique et de fournir des données d'entrée pour la simulation d'écoulement et de transport, il est alors nécessaire de modéliser la part non-observable de ces réseaux karstiques. Étant donné que la localisation prédictive des drains karstiques ne peut être précisément déterminée, les simulations stochastiques représentent une méthodologie adaptée en contexte sous-contraint, c'est-à-dire dans un contexte pour lequel il y a une forte variabilité, peu de données, et donc des incertitudes. Dans le cadre de ce travail, les approches stochastiques visent à reproduire plusieurs modèles équiprobables – les simulations – de conduits karstiques non-observés tout en les conditionnant aux observations de terrain et aux paramètres issus d'analogues observés. De plus, une des principales particularités des systèmes karstiques est leur organisation hiérarchique en un réseau de conduits connectés superposés à un réseau de discontinuités structurales (fractures, failles) et stratigraphiques (plan de stratifications, variations de faciès sédimentaire). Ce chapitre a pour but de montrer comment il est possible d'intégrer des données géologiques, hydrogéologiques et karstologiques dans le processus de simulation géostatistique de manière à assurer la cohérence des simulations. Ces connaissances sont intégrées afin de définir des zones probables de répartition de motifs et d'occurrence de réseaux karstiques. Les simulations stochastiques sont ensuite réalisées en utilisant des approches classiques de la géostatistique comme la simulation séquentielle par indicatrice (SIS) et la simulation multipoint (MPS). Les analogues karstiques décrits dans le chapitre 3 sont utilisés comme support à la modélisation pour estimer les paramètres qui doivent être intégrés dans les algorithmes de simulation.

4.1 Introduction

À l'échelle d'un réservoir, les systèmes karstiques sont reconnus pour avoir une influence majeure sur l'écoulement des fluides (Jeannin, 2001 ; Kiraly, 2003 ; Chen et Goldscheider, 2014) en raison de la meilleure connectivité des zones de forte conductivité hydraulique (Noushabadi, 2009). Malheureusement, à cette échelle, l'hétérogénéité extrême, autant locale que globale, rend la caractérisation des systèmes karstiques extrêmement difficile du fait du manque de données disponibles (Bakalowicz, 2005). Le plus souvent, uniquement une partie restreinte de données locales est connue comme par exemple les points d'infiltration en surface (dolines, pertes, lapiaz), les conduits recoupés en forages, les réseaux spéléologiques explorés, les exutoires, *etc.*

Reconstituer numériquement l'organisation tridimensionnelle des structures karstiques depuis la zone de recharge jusqu'aux exutoires représente ainsi un enjeu majeur pour la prédiction du comportement des aquifères karstiques et pour l'évaluation des ressources pouvant être associées (alimentation en eau, analyse de la vulnérabilité, propriétés réservoirs, distributions de minéralisations, *etc.*). Au cours des dernières décennies, de nouvelles méthodes proposent d'étudier les systèmes karstiques en utilisant des approches géostatistiques (Renard, 2007 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Renard et Allard, 2013 ; Renard, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016). En effet, lorsque les données nécessaires à la reproduction d'un modèle unique fiable sont insuffisantes (problème sous contraint), ces approches proposent de reproduire un jeu de réseaux karstiques probables, appelés simulations (Jaquet *et al.*, 2004 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016). Chacune de ces simulations peut être conditionnée par les données statiques disponibles : observations de terrain, entrées et sorties du système, géométrie des conduits, connaissance partielle des conduits, *etc.* Ces approches permettent, en outre, de prendre en compte la variabilité spatiale, les incertitudes et de fournir une quantification des risques associés à chaque simulation. Ces simulations peuvent ensuite être introduites dans un processus de modélisation inverse en reproduisant les chroniques hydrodynamiques, thermiques et/ou chimiques observées aux exutoires (Borghi *et al.*, 2016).

Cependant, les différentes méthodes proposées ne permettent que difficilement de considérer les architectures locales et globales des réseaux karstiques et des différents motifs karstiques en termes de géométries et de connectivités (Jaquet *et al.*, 2004 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Erzeybek *et al.*, 2012 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Rongier *et al.*, 2014 ; Viseur *et al.*, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016). La modélisation des phases successives de karstification et des différents motifs karstiques assignés à leur répartition au sein du réservoir, peut alors représenter une méthodologie adaptée pour la reproduction de systèmes karstiques à l'échelle du réservoir. En effet, les réseaux karstiques peuvent être polyphasés, liés à différents processus épigènes et/ou hypogènes, et l'organisation résultante sensiblement différente d'un massif à l'autre. Ainsi, dans le cas d'aquifères karstiques polyphasés, il convient de déterminer les phases de karstification majeure (Chapitre 2) afin de les reproduire tout en conservant un niveau correct de hiérarchie et d'évaluer l'impact de ces différentes phases en termes de connectivités des systèmes successifs. De plus, ces réseaux sont organisés de manière hiérarchique en un réseau tridimensionnel de conduits, surimposés sur un réseau de discontinuités stratigraphiques et structurales, qu'il s'agira de prendre en compte afin de conditionner au mieux les simulations.

Après avoir présenté les différentes approches de modélisation de systèmes karstiques, ce chapitre se focalise sur les approches géostatistiques pour la modélisation des structures karstiques. Deux approches classiques géostatistiques sont explorées afin de générer l'organisation tridimensionnelle de réseaux karstiques : la Simulation Séquentielle par Indicatrice (SIS) et la Simulation Multipoints (MPS). Dans cette thèse, l'objectif n'était pas de développer et de mettre en place un nouvel algorithme de simulation mais de fournir des clés de compréhension des réseaux karstiques en vue de leur modélisation. Ces clés comprennent des lois et des règles régissant l'organisation spatiale des réseaux karstiques. L'une des principales préoccupations de ce chapitre est donc de montrer comment il est possible d'intégrer des connaissances géologiques, hydrogéologiques et karstologiques pour simuler un

réseau karstique dans les processus de simulation. L'importance de l'intégration de ce type de données (proportions, connectivité, structures géologiques, connaissance des phases de karstification, répartition des motifs karstiques, *etc.*) est enfin discutée, de même que l'amélioration des méthodes de modélisation. Ces différents apports visent à accroître la cohérence des modèles générés en termes de morphologies reproduites et d'organisation globale des systèmes karstiques simulés.

4.2 Les approches de modélisation du karst

La modélisation des propriétés géologiques du sous-sol couvre un large éventail de domaines et d'applications. Plusieurs méthodes ont été développées durant les dernières décennies afin de répondre à des objectifs pouvant aller de l'exploration de phénomènes physiques ou chimiques jusqu'à l'étude quantitative du débit potentiel d'un puits de production, l'estimation de réserves en place, le transport de polluant, la prévention de risques naturels, *etc.*

4.2.1 Définition et problématique

Les systèmes karstiques sont généralement caractérisés par deux composantes : leur fonctionnement (i.e. l'hydrodynamique) et leur structure (i.e. les réseaux karstiques). Ces deux composantes sont en étroite interaction : le fonctionnement fabrique la structure et la structure contrôle le fonctionnement. Pour aborder ces deux composantes d'un point de vue numérique, deux approches de modélisation distinctes peuvent alors être envisagées (Jeannin, 1996 ; Fournillon, 2012) (Tableau 4.1) : les approches fonctionnelles et les approches structurelles. La première vise à déterminer les paramètres dynamiques (fonction) pouvant caractériser les propriétés du réservoir (emménagement, conductivité hydraulique, *etc.*), alors que la deuxième a pour but de déterminer les paramètres statiques (porosité, propriétés et répartition spatiale des conduits, *etc.*).

Les approches fonctionnelles visent à modéliser en premier lieu le fonctionnement temporel du karst (écoulement, transport, *etc.*) (Jeannin, 1996) en caractérisant sa dynamique. Ces approches tentent de déterminer le comportement spatial à partir du comportement temporel et visent ainsi à déterminer les caractéristiques de l'aquifère karstique à partir de son fonctionnement (Fleury *et al.*, 2007 ; Dorfliger *et al.*, 2009 ; Fleury *et al.*, 2009 ; Mazzilli *et al.*, 2011 ; Arfib et Charlier, 2016). Ces approches peuvent soit reposer sur l'étude d'enregistrement de paramètres physico-chimiques de l'aquifère (Marsaud, 1997) soit reposer sur l'étude hydrochimique de l'aquifère (Plagne, 1997). Ces approches présentent l'avantage de pouvoir caractériser l'aquifère dans sa globalité mais pas de spatialiser les informations (Jeannin, 1996).

Les approches structurelles sont initialement définies comme des approches déductives visant en premier lieu à modéliser le fonctionnement spatial du karst (Jeannin, 1996). Dans ce travail, l'approche structurelle sera définie par la modélisation de la structure interne du karst, les réseaux de conduits responsables de la plupart de l'écoulement. Récemment, plusieurs approches structurelles ont été proposées afin de simuler la structure et l'organisation probables des réseaux de conduits karstiques, soit de manière pragmatique afin de reconnaître la localisation d'horizons préférentiels de karstification (Knez, 1996 ; Filipponi et Jeannin, 2008 ; Filipponi *et al.*, 2009, 2010) ou afin d'estimer la distribution et l'organisation des réseaux karstiques (Malard *et al.*, 2015), soit via des procédures de simulations géostatistiques utilisant des algorithmes spécifiques (Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016) ou des algorithmes généraux de simulation (Fournillon *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014).

Tableau 4.1 : Les différentes approches de modélisation du karst. Ces approches sont détaillées dans les parties suivantes.

| Méthodes | | Principale stratégie | Principale caractéristique simulée | Références | |
|------------------------|------------------------------|----------------------|---|--|---|
| Approche fonctionnelle | Globales | Déterministe | Fonctionnement | Mangin (1975) ; Fleury <i>et al.</i> (2007) ; Baudement <i>et al.</i> (2017) ; Mazzilli <i>et al.</i> (2017) | |
| | Réseaux de neurones | | | Kong A. Siou <i>et al.</i> (2011) ; Hu <i>et al.</i> (2008), Kurtulus et Razack (2006) | |
| | Milieu poreux équivalent | | | Loáiciga <i>et al.</i> (2000) ; Scanlon <i>et al.</i> (2003) ; Rodriguez <i>et al.</i> (2013) | |
| | Discretisées | | | Teutsch et Sauter (1998) ; Maréchal <i>et al.</i> (2008) ; Kordilla <i>et al.</i> (2012) | |
| | Discret-continuum | | | Kiraly (1998); Reimann <i>et al.</i> (2011a) ; Reimann <i>et al.</i> (2011b) | |
| Basées Processus | | | Siemers et Dreybrodt (1998) ; Dreybrodt et Siemers (2000) ; Palmer (2000) ; Dreybrodt <i>et al.</i> (2005) ; Gabrovšek <i>et al.</i> (2014) | | |
| Approche structurelle | Pseudo-génétique et hybrides | Stochastique | Réseaux karstiques | Labourdette <i>et al.</i> (2007) ; Henrion (2011) ; Borghi <i>et al.</i> (2012) ; Rongier <i>et al.</i> (2014) ; Malard <i>et al.</i> (2015) | |
| | Basées Structure | | | Basée objet | Henrion (2011) ; Borghi <i>et al.</i> (2012) ; Rongier <i>et al.</i> (2014) |
| | " Purement " géostatistiques | | | Basée pixel | Straubhaar <i>et al.</i> (2011) ; Comunian <i>et al.</i> (2012) ; Erzeybek <i>et al.</i> (2012) ; Fournillon <i>et al.</i> (2012) ; Viseur <i>et al.</i> (2014) |

Afin de modéliser le karst d'un point de vue fonctionnel ou structurel, différentes stratégies de modélisation peuvent être envisagées (Koltermann et Gorelick, 1996) : (i) les approches déterministes et (ii) les approches stochastiques (Fig. 4.1). Les approches de modélisation déterministes sont basées sur la résolution mathématique d'équations caractérisant un phénomène (processus ou structure) en optimisant généralement un critère afin d'obtenir un modèle optimal. Ainsi, un ensemble de paramètres d'entrée conduira à un modèle unique "optimal". Lorsque l'utilisation d'un seul modèle n'est pas suffisante en raison des incertitudes, c'est-à-dire dans un problème sous-contraint, des procédures stochastiques ont été proposées afin de générer plusieurs modèles équiprobables. Ces méthodes nécessitent généralement des paramètres d'entrée estimés à partir d'analogues observés. Ces modèles peuvent ensuite être utilisés comme support pour des analyses d'incertitudes (Scheidt et Caers, 2009) et d'évaluation des risques (Srivastava, 2013). Ces stratégies peuvent également reposer sur l'utilisation de deux approches (Koltermann et Gorelick, 1996) : les modélisations basées-processus et les modélisations basées-structures. Les approches basées-processus ont pour but de modéliser les processus ayant permis la mise en place d'une structure afin de pouvoir reproduire sa géométrie, sa topologie et sa répartition spatiale. Ces approches sont par définition géologiquement cohérentes puisqu'elles reposent sur l'utilisation d'équations physiques définissant les différents processus géologiques (sédimentation, tectonique, *etc.*) ou hydrogéologiques (écoulement, chimie, *etc.*) mais sont difficilement conditionnables aux observations et données de terrain. Des approches basées-processus conditionnées à des données locales ont été proposées pour la reproduction de corps chenalisés (Lopez, 2003), mais, à notre connaissance, aucune n'a encore été établie pour la reproduction de la spéléogénèse et des structures karstiques (Tableau 4.1). Les approches basées-structures ont vocation à reproduire

directement la structure d'objets (comme la répartition, la géométrie et la topologie d'un faciès géologique) telle qu'elle est actuellement sans explicitement reproduire les mécanismes de mise en place de celle-ci. Ces approches sont généralement adaptées pour prendre en compte des données ponctuelles. Cependant, leur réalisme n'est généralement pas assuré et, c'est souvent l'introduction de données secondaires (tendances, proportions, règles heuristiques, *etc.*) qui vise à améliorer ce réalisme.

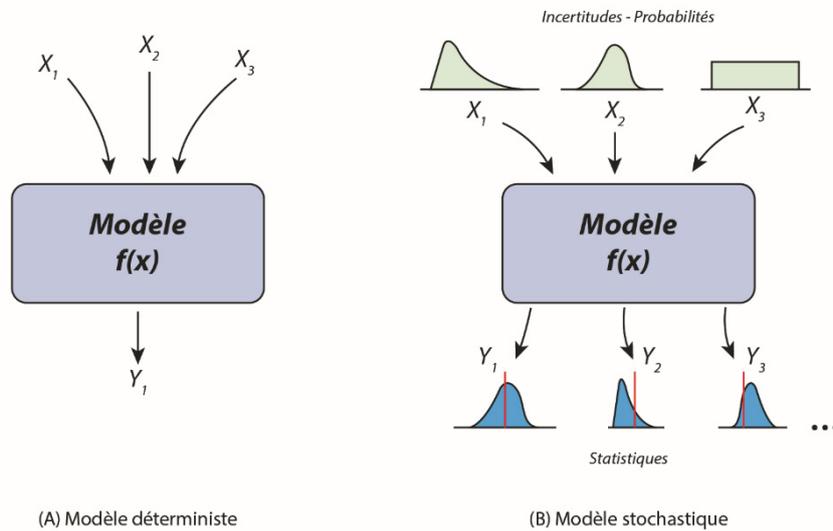


Fig. 4.1 : Représentation schématique des modélisations (A) déterministes et (B) stochastiques

Plusieurs types d'approches ont été appliqués à l'objet karst, tentant de modéliser soit son comportement, soit sa structure, soit les deux. Chaque type de modélisation présente des avantages et des inconvénients qu'il s'agit de définir afin de les appliquer à une problématique donnée. Ces différentes approches fonctionnelles et structurelles sont présentées dans les sections suivantes.

4.2.2 Les approches de modélisation fonctionnelles

Les approches de modélisations fonctionnelles visent à reproduire le comportement dynamique de l'aquifère au moyen de modélisations d'écoulements, soit de manière globale soit de manière discrétisée (Sauter et al. 2006). Ces différentes approches sont décrites dans les parties suivantes.

4.2.2.1 Approches globales

Les approches globales de modélisation sont utilisées en vue d'une analyse "globale", c'est-à-dire l'analyse du comportement intégré de l'hydrodynamique du système karstique, en considérant leur composante de stockage et d'écoulement. Les modèles globaux sont basés sur l'utilisation de modèles "réservoirs". Ils rendent compte des bilans pluie-débits sans la représentation explicite des processus physiques d'écoulement. Le plus souvent, ils sont conditionnés à des fonctions de transfert linéaires ou non linéaires reliant la recharge et la décharge de réservoirs (Fleury *et al.*, 2007 ; Mazzilli *et al.*, 2011 ; Mazzilli *et al.*, 2017) :

$$Q = \frac{ds}{dt} = a \cdot S^b \quad \text{Eq. 12}$$

où Q est le débit d'un réservoir, S le volume stocké au sein du réservoir, et a et b des paramètres de calage du modèle qui peuvent être reliés aux propriétés du système considéré. La valeur de ces paramètres est généralement estimée à travers un processus de calibration arbitraire ou systématique

(minimisation) (Mazzilli *et al.*, 2012 ; Mazzilli *et al.*, 2017), dans lequel les paramètres du modèle varient dans une gamme acceptable définie par l'utilisateur en fonction des observations et des simulations, jusqu'à ce que la chronique de débits de sortie soit correctement reproduite. Ces modèles nécessitent l'enregistrement en continu et sur de longues périodes des données de pluie sur le bassin versant et de débit aux sources. En établissant les bilans entre les entrées et les sorties, ces modèles ont été souvent utilisées pour contraindre l'étendue du bassin versant, afin de simuler l'hydrogéologie karstique dans une finalité de qualité de l'eau et de simulations de vulnérabilité (Butscher et Huggenberger, 2008 ; Charlier *et al.*, 2012 ; Hartmann *et al.*, 2013), pour l'analyse du comportement intégré de l'hydrodynamique du système karstique (Kovacs et Sauter, 2007 ; Arfib *et al.*, 2016), ou pour la caractérisation des ressources en eau karstique (Fleury *et al.*, 2009 ; Baudement *et al.*, 2017), ou encore pour la simulation d'événements pluvieux extrêmes et la prévention des risques d'inondations des crues (Fleury *et al.*, 2013 ; Baudement *et al.*, 2017). Récemment, des approches de modélisation par réseaux de neurones ont également été appliquées afin de simuler le comportement global de l'aquifère (Kong A. Siou *et al.*, 2011 ; 2014) et d'introduire des connaissances *a priori* sur les facteurs de son fonctionnement. S'ils présentent l'avantage d'être intégrateur et de caractériser l'aquifère dans sa globalité, ces modèles sont cependant limités en termes de spatialisation des informations et de localisation préférentielle des écoulements au sein de l'encaissant.

4.2.2.2 Approches distribuées

Pour pallier le problème lié à la spatialisation, les approches fonctionnelles distribuées discrétisent le système karstique sur des grilles 2D ou 3D et assignent à chaque cellule des caractéristiques hydrauliques ainsi qu'un état du système. Les modèles distribués fournissent des informations sur les charges et les écoulements au sein de l'aquifère. Dans ces modèles distribués, l'écoulement dans les cellules "matrice" est généralement décrit par l'équation de la diffusivité (de Marsily, 2004 ; Hartmann *et al.*, 2014) :

$$S_s \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla(K\nabla H) \quad \text{Eq. 13}$$

où S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique, K la conductivité hydraulique, H la charge hydraulique, ∇ l'opérateur Nabla, et t le temps. Dans les cellules "conduits", l'écoulement est généralement représenté par l'équation de Darcy-Weisbach (Liedl *et al.*, 2003 ; Reimann *et al.*, 2011a) :

$$\frac{\partial H}{\partial x} = -\mu \frac{q^2}{2gD_h} \quad \text{Eq. 14}$$

où μ représente le coefficient de friction, D_h le diamètre hydraulique des conduits, q la vitesse moyenne d'écoulement, x la distance du chemin d'écoulement et g la constante gravitationnelle.

Différentes approches de modélisation d'écoulement ont été proposées afin de prendre en compte des discontinuités karstiques au sein d'un modèle hydrologique :

- l'approche par milieu poreux équivalent (equivalent porous medium – EPM) (Fig. 4.2B) considère que les hétérogénéités hydrauliques d'un réservoir karstique peuvent être représentées par des propriétés "moyennes" à l'échelle régionale (Scanlon *et al.*, 2003). Cependant cette approche est peu adaptée et perd de son "réalisme" pour les systèmes karstiques fortement connectés et très réactifs (Worthington et Ford, 2009) puisqu'elle ne tient pas compte de l'écoulement rapide dans les conduits.
- l'approche double-continuum (Double Continuum approach – DC) considère l'interaction de deux milieux, un représentant la "matrice" et l'autre les conduits (Fig. 4.2C), interagissant au moyen de lois linéaires en échangeant de l'eau en fonction de leur état (Teutsch et Sauter, 1998

; Maréchal *et al.*, 2008 ; Kordilla *et al.*, 2012). Les propriétés hydrauliques de la matrice et des conduits doivent être estimées pour appliquer cette approche.

- l'approche mixte discrète sur continuum (combined discrete-continuum approach – CDC) considère la matrice comme un continuum dans lequel les conduits karstiques sont introduits comme éléments discrets (Király, 1998). L'influence spatiale des conduits sur le réservoir "matrice" peut ainsi être calculée sur toute l'extension du système. Cette approche a été largement utilisée dans les études théoriques de processus de karstification (Reimann *et al.*, 2011b ; Reimann *et al.*, 2011a) et pour l'évolution des systèmes karstiques (Bauer *et al.*, 2003 ; Liedl *et al.*, 2003). Cette approche est également utilisée dans le modèle d'écoulement MODFLOW (MODFLOW-CFP) (Kuniansky et Shoemaker, 2008 ; Reimann et Hill, 2009).

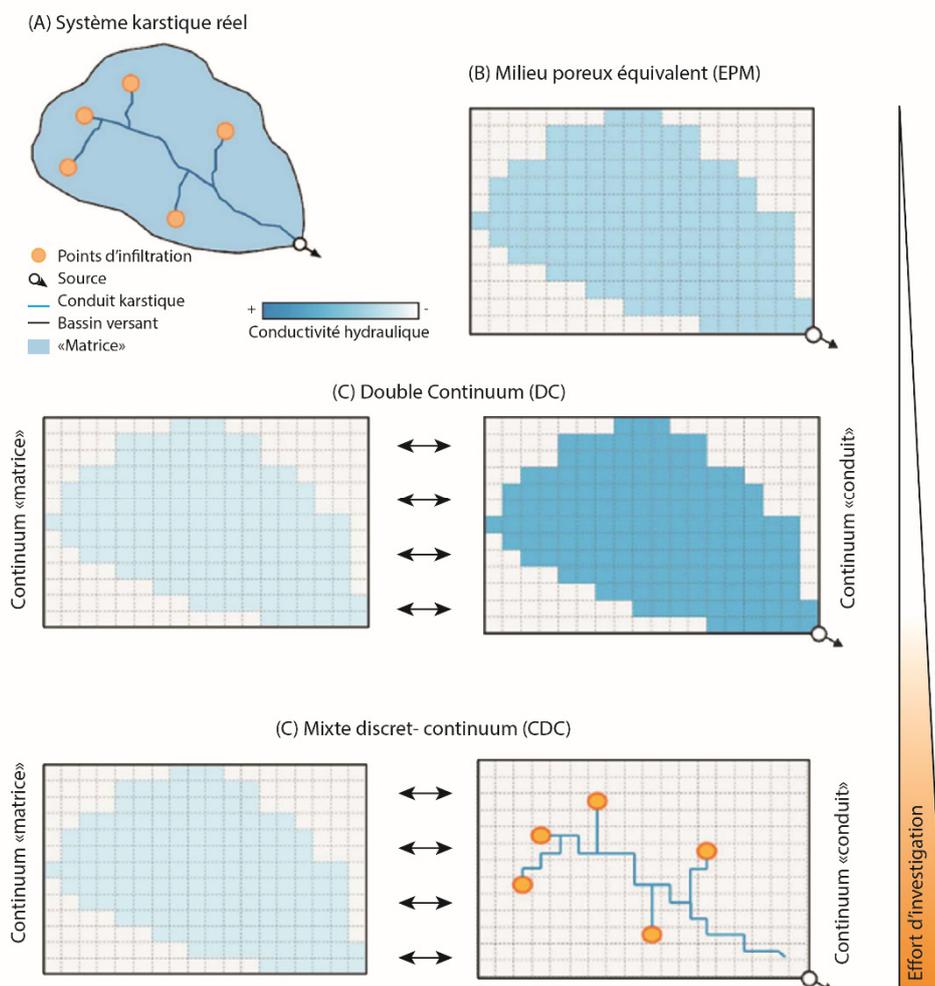


Fig. 4.2 : Représentation des approches de modélisation distribuées pour les aquifères karstiques. Représentation d'un système karstique réel (A) par les différentes approches de modélisation : (B) milieux poreux équivalent (EPM), (C) approche double continuum (DC), et (D) approche mixte discret-continuum (CDC). Modifié d'après Hartmann *et al.* (2014) et Ghasemizadeh *et al.* (2012)

Ces approches fonctionnelles discrétisées nécessitent cependant de connaître ou du moins d'estimer les propriétés hydrauliques des conduits et de la matrice, la géométrie de l'aquifère, la géométrie des conduits ainsi que leur localisation (approche CDC). Dans la plupart des cas, la complexité et l'hétérogénéité des systèmes karstiques ainsi que le manque de données rend difficile l'utilisation de ces

modèles distribués (Jukić et Denić-Jukić, 2009). Durant les dernières décennies, plusieurs approches de modélisation ont été développées proposant de simuler le continuum conduit de manière à rendre compte de son organisation spatiale, sa géométrie et sa connectivité. Ces approches sont détaillées dans la section suivante.

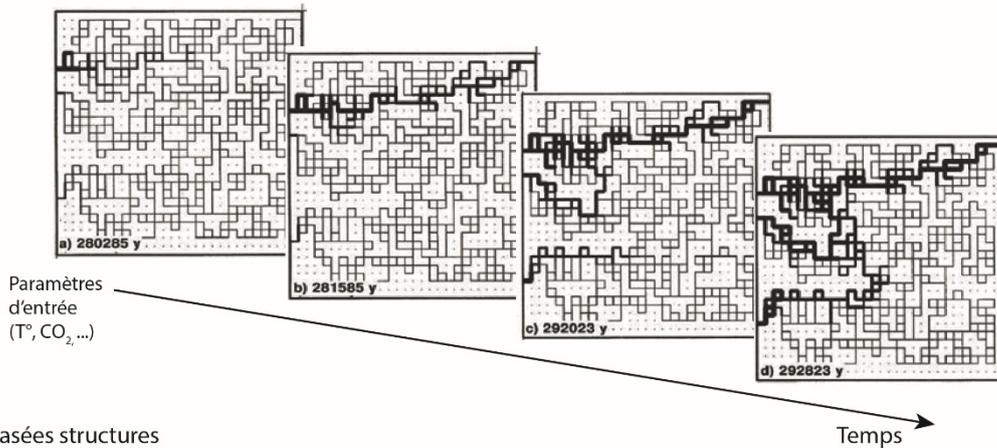
4.2.3 Les approches de modélisation structurelle

Les approches de modélisation structurelle visent à déterminer le fonctionnement spatial des aquifères karstiques (Jeannin, 1996). Une des problématiques majeure dans ces modélisations est de représenter de manière réaliste l'organisation et la répartition spatiale des réseaux de drainages karstiques, c'est-à-dire le continuum "conduit". Deux approches principales proposent de modéliser la structure interne du karst (les conduits et autres structures karstiques telles que les fantômes) et plus généralement pour reproduire des caractéristiques géologiques (Koltermann et Gorelick, 1996) (Fig. 4.3) : (i) les approches à imitation de processus et (ii) les approches à imitation de structure. Des méthodes hybrides existent aussi. Elles font souvent appel aux deux approches ou se situent à la frontière de l'une ou l'autre. Ces méthodes seront classées suivant le type principal d'approche utilisée.

4.2.3.1 Les approches de modélisation basées-processus

Les approches de modélisation basée-processus ont pour but de simuler les hétérogénéités de manière prédictive, en modélisant la physique et la chimie des processus géologiques. Dans le cas des réseaux karstiques, ces modèles ont pour but de reproduire le phénomène de dissolution des carbonates afin de générer leur structure et leur évolution temporelle. De telles approches ont été appliquées afin d'étudier théoriquement l'évolution et l'organisation des systèmes de conduits karstiques (Groves et Howard, 1994 ; Howard et Groves, 1995 ; Siemers et Dreybrodt, 1998 ; Gabrovšek et Dreybrodt, 2001 ; Gabrovšek *et al.*, 2004 ; Dreybrodt *et al.*, 2005 ; Gabrovšek *et al.*, 2014). Les phénomènes spéléogénétiques sont modélisés analytiquement et la genèse des réseaux karstiques est simulée au cours du temps (Fig. 4.3). Basés sur les processus chimiques et physiques de spéléogenèse, les modèles obtenus sont par conséquent géologiquement et physiquement cohérents. Cependant, plusieurs inconvénients limitent leur application à des processus géologiques. Dans le cas des réseaux karstiques, ce type d'approche se heurte (i) à la reconstruction des conditions environnementales et géologiques qui ont contrôlé la formation du réseau karstique et impliquent de connaître un grand nombre de paramètres contrôlant la physique des processus souvent difficiles à estimer (température, taux de CO₂ dissous, végétation, *etc.*), (ii) ces méthodes sont généralement déterministes et coûteuses en temps de calcul et ne permettent pas d'intégrer d'incertitudes et (iii) ne peuvent être que difficilement conditionnées à des données ponctuelles observées sans l'introduction de biais. Ainsi, ces méthodes sont généralement utilisées dans l'exploration des processus de genèse du karst (Dreybrodt *et al.*, 2005 ; Gabrovšek *et al.*, 2014), mais ne peuvent pas être appliquées dans le cadre d'une démarche inverse à l'échelle d'un réservoir.

(A) Basée processus



(B) Basées structures

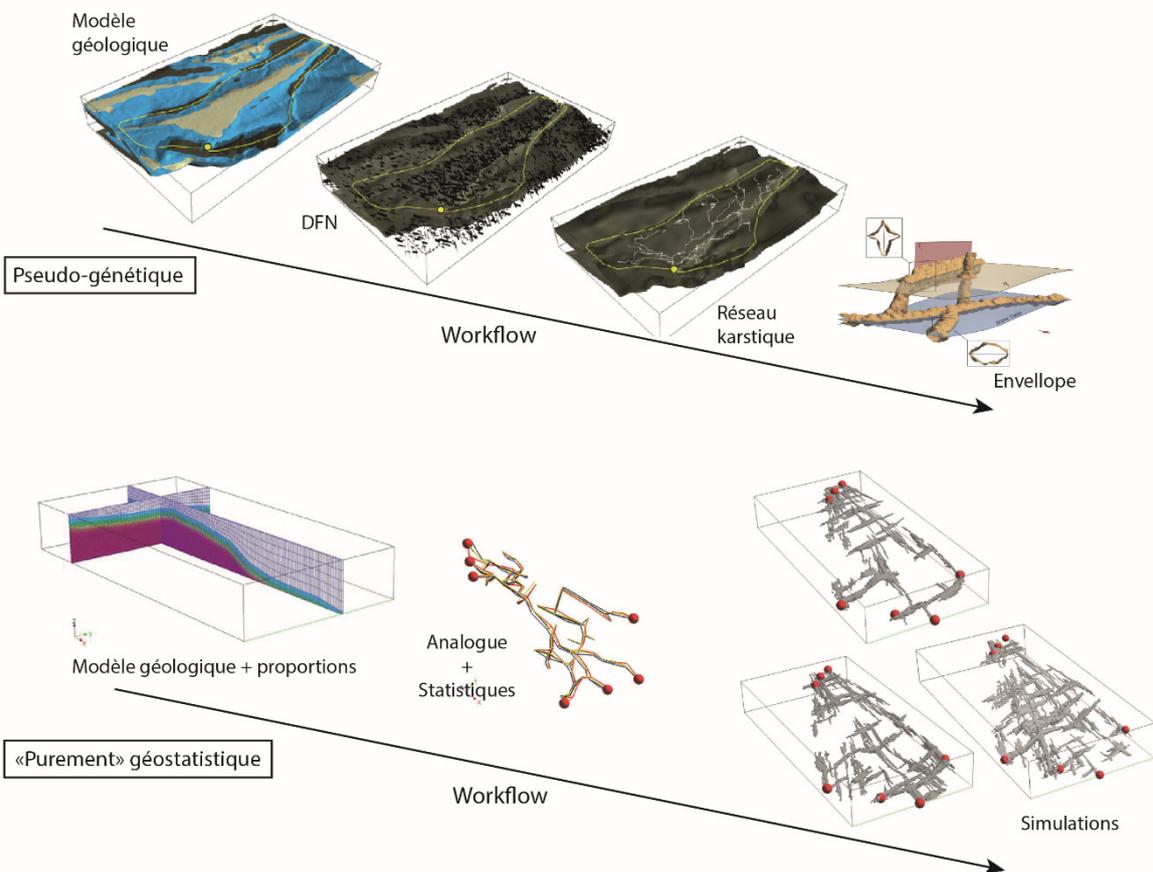


Fig. 4.3 : Représentation des différentes approches de modélisations structurelles des aquifères karstiques. Modifié d'après Dreybrodt et Siemers (2000), Borghi *et al.* (2012), Rongier *et al.* (2014), et Viseur *et al.* (2014)

4.2.3.2 Les approches de modélisations basée-structures

Les approches de modélisation à imitation de structures sont dédiées à la reproduction de la géométrie et de la distribution spatiale d'objets géologiques comme les corps chenalisés, les fractures, les réseaux karstiques, *etc.* (Koltermann et Gorelick, 1996 ; Viseur *et al.*, 1999 ; Viseur, 2004 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Ruiu *et al.*, 2015 ; Rongier *et al.*, 2017). Plusieurs méthodes ont été proposées durant les dernières décennies afin de simuler la géométrie et la topologie de conduits karstiques : des approches

par automate cellulaire (Jaquet *et al.*, 2004), des approches plus "classiques" basées sur la Simulation Séquentielle par Indicatrice (SIS) (Fournillon *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014) les approches de statistiques multipoints (MPS) (Erzeybek *et al.*, 2012 ; Ghobadi, 2016), ainsi que des algorithmes spécialement développés pour la génération de conduits karstiques (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016). Parmi ces méthodes, deux approches peuvent être distinguées (Fig. 4.3) : les méthodes dites pseudo-génétiques et celles " purement " géostatistiques. Les approches pseudo-génétiques (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012) visent à imiter les processus de karstification sans toutefois être basées sur les lois physiques qui régissent les équilibres physico-chimiques (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012). Les méthodes "purement" géostatistiques, vise à reproduire la structure géologique actuellement observée sur le terrain sans tenir compte des processus physiques. Elles fournissent un ensemble d'outils permettant la modélisation, l'interpolation et la simulation probabiliste d'objets ou de variables distribuées dans l'espace. Ces différentes approches sont présentées dans la section suivante.

4.2.4 Les approches géostatistiques

Les méthodes géostatistiques utilisent des informations sur la structure spatiale des hétérogénéités, représentées en tant que statistiques, afin de reproduire des modèles, ou simulations, avec la même structure statistique. Plusieurs réalisations équiprobables peuvent alors être générées, permettant ainsi d'aborder les incertitudes liées aux différentes simulations. Ces méthodes de simulations peuvent être distinguées en fonction de plusieurs critères. Un des critères classique de distinction est le support des résultats de simulations, i.e. si une propriété est simulée au sein d'une grille numérique (pixel, raster) ou au moyen d'un objet discret (vectoriel) indépendant de la résolution de la grille.

4.2.4.1 Les méthodes basées pixels

Les approches de modélisation basées-pixels regroupent toutes les méthodes permettant de simuler la valeur d'une variable (continue ou catégorique) en chaque cellule d'une grille numérique. Cette grille correspond à une discrétisation du volume d'intérêt (ex : modèle géologique maillé du réservoir considéré). Les valeurs des variables simulées peuvent correspondre à différents objets géologiques comme des faciès poreux, fracturés, sédimentaires, karstiques, *etc.* (Fig. 4.4). Ces méthodes proposent de reproduire, au sein d'une grille, les statistiques issues d'un modèle sur des données connues ou issues d'un modèle conceptuel. Dans la suite de ce manuscrit, nous nous concentrerons sur les approches de simulation de faciès (ou variables catégoriques aléatoires), car ces approches correspondent à celles utilisées dans le cadre de ce travail. Pour de plus amples informations, le lecteur peut se référer à Goovaerts (1997). Les méthodes basées-pixels sont généralement divisées en deux groupes ; les approches géostatistiques traditionnelles, basées sur l'utilisation de variogrammes (statistiques deux-points), et les approches basées sur les statistiques multipoints.

- *Les approches géostatistiques deux-points*

Plusieurs méthodes de simulation de variables catégoriques reposant sur l'utilisation du variogramme existent. Une des approches couramment utilisées est la simulation séquentielle par indicatrice (SIS) (Deutsch et Journel, 1992 ; Goovaerts, 1997 ; Journel *et al.*, 1998). Nous nous concentrerons ici sur cette approche car utilisée dans ce travail. Cette approche permet de simuler des variables catégoriques (discrètes) à partir de données connues (Fig. 4.4). Elle repose sur l'utilisation de variogrammes d'indicatrices. Les variogrammes d'indicatrices définissent la corrélation spatiale d'une variable catégorique entre deux points en fonction de la distance. Le variogramme d'un faciès "*i*" calcule ainsi la fréquence de changement de ce faciès par rapport à tout autre faciès. Deux paramètres permettent de caractériser les corps à modéliser : la portée et le palier. La portée caractérise la distance de non-corrélation, et dans le cas d'une indicatrice ce paramètre est à relier à la taille des corps dans la direction de calcul. Dans des cas stationnaires, le palier est souvent relié à la variance de l'échantillon analysé (Gringarten et Deutsch, 2001). La simulation des variables catégoriques s'effectue ensuite au sein d'une

grille numérique de telle sorte qu'en chaque cellule i soit assignée une valeur de faciès X_k , $k \in [1 ; N]$, avec N le nombre de faciès :

$$\begin{cases} X_k(i) = 1, \text{ si la cellule } i \text{ appartient au faciès "k"} \\ X(i) = 0, \text{ sinon} \end{cases} \quad \text{Eq. 15}$$

La SIS requiert également l'utilisation d'un paramètre de proportion p de chaque faciès.

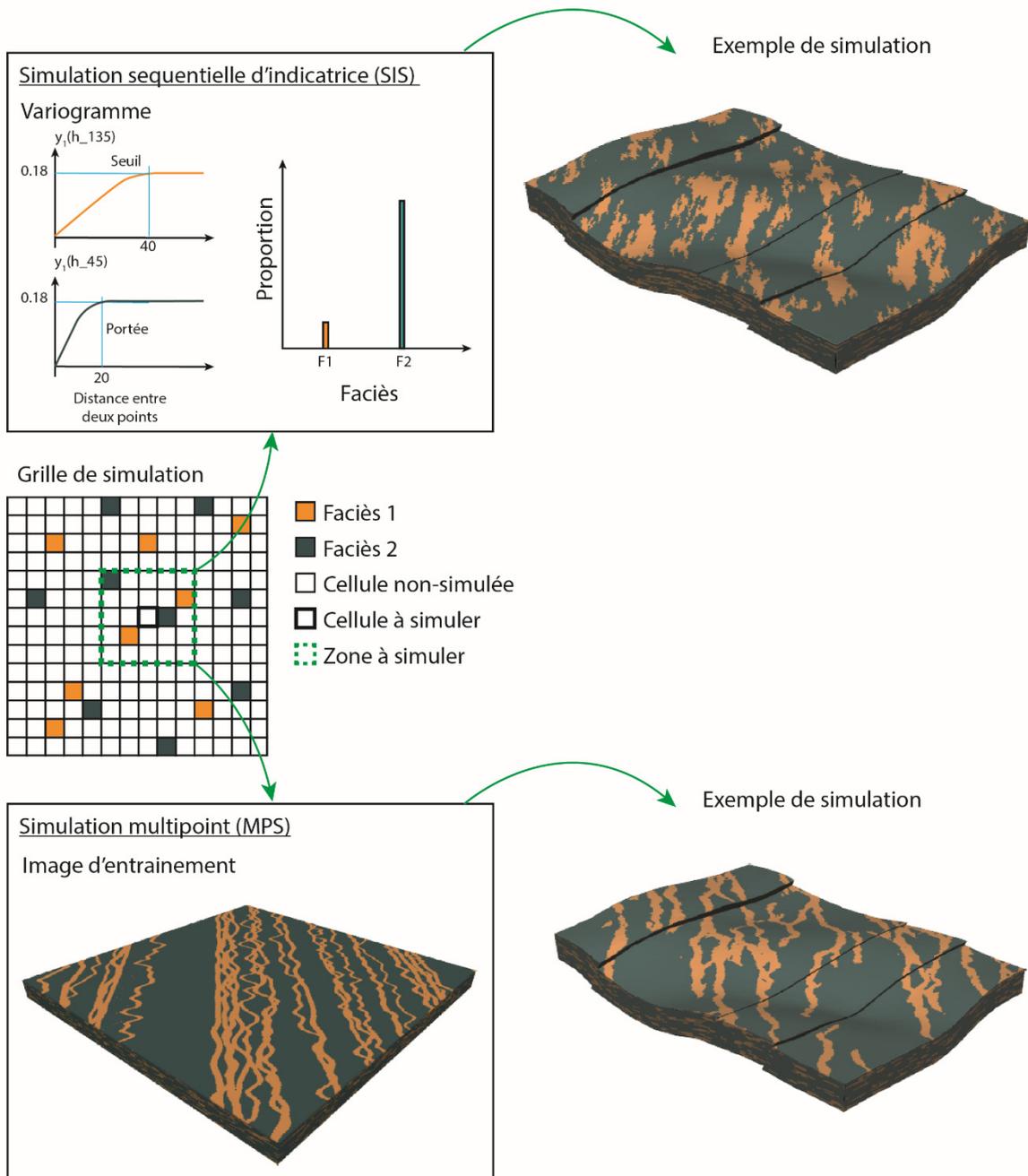


Fig. 4.4 : Principe de simulation basée pixel pour la simulation séquentielle d'indicateur (SIS) utilisant des variogrammes et la simulation multipoints (MPS) utilisant des images d'entraînement. Les valeurs simulées proviennent d'un modèle issu de la configuration connue des cellules dans la zone autour de la cellule à simuler. Modifié d'après Rongier (2016).

La SIS repose sur un processus de simulation séquentielle, c'est-à-dire que chaque valeur précédemment simulée influence la prochaine étape de simulation qui suit un chemin aléatoire. À chaque étape, la probabilité locale d'avoir un faciès k est calculée par krigeage en fonction des valeurs déjà connues dans les cellules voisines (Fig. 4.4). Cette approche permet d'assurer le conditionnement à des données ponctuelles en attribuant les valeurs connues dans les cellules de la grille avant les simulations. Un des principaux avantages de la SIS est sa flexibilité. Différentes données conditionnantes peuvent être prises en compte (points, tendance, *etc.*) et n'importe quelle variable catégorique et/ou continue peut être simulée en 3D. Cependant la SIS est basée sur la reproduction de variogrammes, il n'est possible que de représenter des morphologies rectilignes, représentant des ellipsoïdes pouvant être amalgamées. Plusieurs auteurs ont proposé des algorithmes de SIS permettant de reproduire des morphologies curvilinéaires en utilisant des cartes d'azimut variable afin de définir des directions locales de variogramme (Deutsch, 2002 ; Pyrcz et Deutsch, 2014). Cependant, de nombreuses difficultés sont rencontrées en essayant de reproduire des structures curvilinéaires continues comme les chenaux, fortement similaires aux réseaux karstiques.

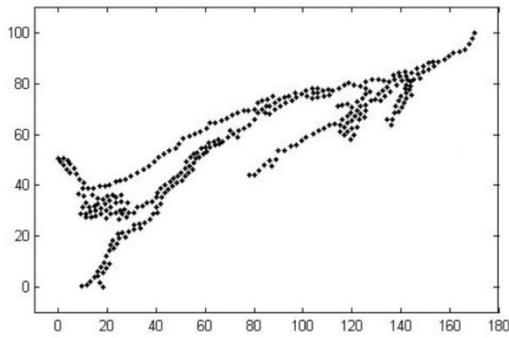
- *Les approches multipoints*

À la place d'un variogramme, les approches multipoints (MPS) utilisent une image d'entraînement (Training Image – TI) 2D ou 3D afin d'estimer les probabilités conditionnelles d'une localisation (cellule) connaissant les données observées et déjà simulées (Boogaart, 2006). Cette image d'entraînement (TI) correspond à une représentation analogue des structures à simuler (Fig. 4.4). Le processus de simulation est également séquentiel. Plusieurs algorithmes de simulation MPS ont été développés avec deux approches principales : (i) l'analyse de toute la TI et le calcul des probabilités des valeurs discrètes en considérant les valeurs dans le voisinage (Strebelle, 2002 ; Straubhaar *et al.*, 2011), et (ii) le tirage aléatoire d'une situation équivalente dans la TI à chaque étape de simulation afin d'affecter la valeur à la cellule à modéliser (reproduction de la loi marginale) (Mariethoz *et al.*, 2010). Dans les deux approches un seuil de distance de recherche peut être défini par l'utilisateur de manière à ne pas rechercher les valeurs conditionnantes sur toute la TI et d'ajuster ainsi les performances. Pour résumer, dans les approches MPS, la TI est analysée afin de trouver la même configuration dans le voisinage d'une cellule à simuler. Cette analyse donne les probabilités des valeurs discrètes compte tenu de la configuration spatiale des cellules voisines.

Récemment, des approches MPS non maillées ont été proposées pour la génération de réseaux karstiques (Erzaybek *et al.*, 2012 ; Ghobadi, 2016). Le principe de simulation reste le même que dans les approches MPS maillées, à la différence que ces approches proposent de considérer une image d'entraînement correspondant au squelette de la cavité représenté par un jeu de points discret (Fig. 4.5). L'algorithme de simulation utilise un modèle de recherche (template) flexible dans l'espace afin de calculer les statistiques de l'image d'entraînement et de simuler les motifs désirés sous forme de nuage de points dans une grille non-rigide (Ghobadi, 2016).

Étant donné que la structure de la connectivité des hétérogénéités géologiques est aujourd'hui considérée comme une propriété majeure contrôlant les écoulements de fluides (Renard et Allard, 2013), les méthodes multipoints constituent une avancée quant à la problématique de reproduire la connectivité de structures hiérarchisées, telles que les chenaux ou les karsts. Cependant, cette connectivité n'est pas toujours assurée dans les modèles simulés (Issautier *et al.*, 2014), et il est parfois nécessaire d'introduire des contraintes secondaires afin d'assurer la cohérence des modèles.

(A) Image d'entraînement digitalisée



(B) Simulation MPS non-maillée

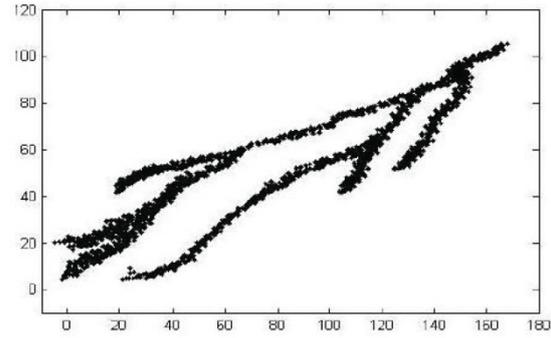


Fig. 4.5 : Simulation MPS non maillée. (A) Image d'entraînement digitalisée du réseau karstique de Olwogin. (B) Simulation du réseau karstique. Modifié d'après Ghobadi (2016).

4.2.4.2 Les approches basées-objets

Dans les approches de modélisation basée-objets, chaque composante est simulée comme une entité discrète. Ces méthodes reposent premièrement sur la définition d'un modèle d'objet à partir de formes géométriques et de paramètres associés, puis sur la définition d'un processus de distribution à l'intérieur d'un volume d'intérêt (Fig. 4.6). La complexité des objets à modéliser est choisie par le modélisateur en ajustant le nombre de paramètres utilisés pour décrire chaque objet. Les relations entre chaque objet sont décrites par des règles et l'association de tous les objets simulés est censée représenter le milieu réel. Étant donné que ces méthodes ne reposent pas sur l'utilisation d'une grille (contrairement aux méthodes basées-pixel), les discontinuités peuvent être simulées à n'importe quelle échelle indépendamment de la résolution de celle-ci, sans accroître considérablement les besoins informatiques et les temps de calculs. Ces méthodes ont été largement utilisées pour la simulation de chenaux (Deutsch, 2002 ; Viseur, 2004 ; Rongier *et al.*, 2014 ; Rongier *et al.*, 2017).

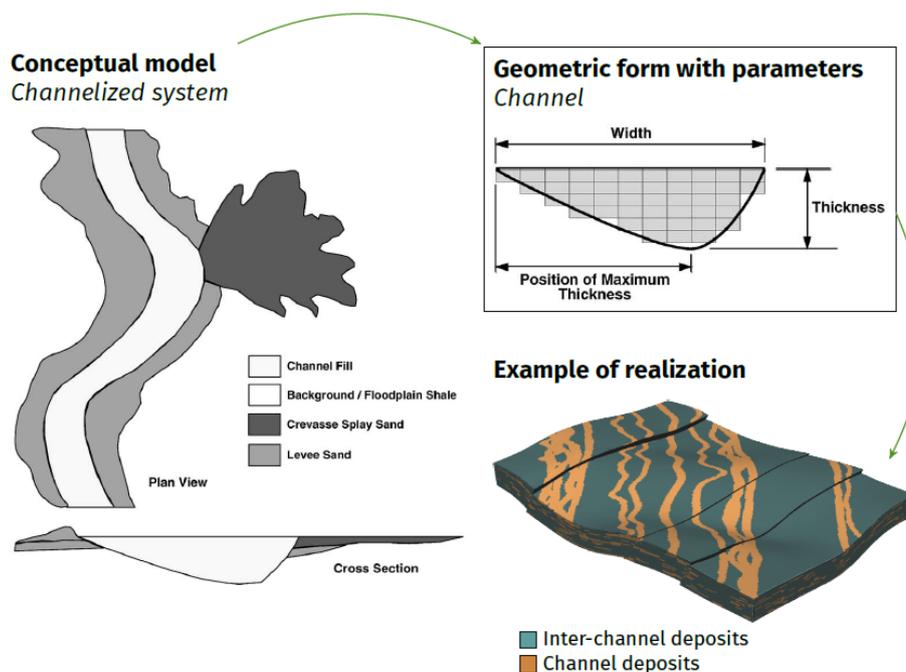


Fig. 4.6 : Approche basée-objets pour la reproduction de chenaux. Rongier (2016)

Les approches de modélisation basée-objets fournissent des résultats où la continuité des corps simulés est mieux préservée comparée aux approches basées-pixels. Cependant, l'augmentation de la cohérence de ces modèles se fait souvent au détriment de la facilité de paramétrisation. De plus ces méthodes sont difficilement conditionnables aux données dures (observations) du fait de la génération stochastique d'objets discrets dans le domaine de simulation. Le conditionnement a souvent été opéré par essais-erreur (Lantuéjoul, 2002) ce qui a pour effet d'augmenter considérablement le temps de simulation. Des approches plus récentes proposent d'introduire des aspects génétiques afin d'améliorer l'organisation des objets simulés et les performances de simulation (Viseur, 2001 ; Alapetite *et al.*, 2005 ; Pyrcz *et al.*, 2009). Malheureusement, peu d'approches basées-objets sont aujourd'hui développées et disponibles pour modéliser le karst. En outre, elles se limitent souvent à la simulation d'objets dans un plan 2D, tels que les chenaux, et n'ont pas ou peu été implémentées pour la simulation d'objets 3D tels que les réseaux karstiques.

4.2.4.3 Les approches pseudo-génétiques et hybrides

Les approches pseudo-génétiques ont pour but d'intégrer, dans un cadre probabiliste, des règles et des contraintes qui visent à imiter les processus de formation des objets à modéliser (Henrion, 2011). Dans le cas des réseaux karstiques, les chemins d'écoulement préférentiels – le squelette du réseau karstique – sont extraits des discontinuités de la matrice (ex : horizon d'inception) et des fractures discrétisées en un graphe de connectivité (Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016). Ces approches reposent sur la construction d'un modèle géologique 3D et sur la simulation stochastique des discontinuités préférentielles puis la recherche des chemins d'écoulement les plus courts en utilisant l'algorithme FMA (Fast Marching Algorithm) (Sethian, 2008), créant ainsi le squelette. Dans le cas de la méthode ODSIM (Henrion, 2011), l'enveloppe des conduits est ensuite simulée en calculant un champ de distance Euclidienne autour du squelette, qui est ensuite perturbé en utilisant un seuil de distance aléatoire simulé par Simulation Séquentielle Gaussienne (SGS) (Rongier *et al.*, 2014). Ces approches peuvent être conditionnées aux données et observations de terrain telles que les points d'entrées et de sorties, des observations sur la présence de réseaux karstiques, la position du niveau piézométrique, ainsi que diverses informations sur la structure du réseau (ramifié, anastomosé, *etc.*) (Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016). Dans ce type d'approche, les connaissances géologiques et karstologiques vont directement impacter les résultats des simulations puisque les discontinuités favorisant la karstogenèse et les différents stades de karstification doivent être contraints (i.e. position des niveaux de base successifs).

Une autre approche de simulation de réseaux karstiques pouvant être qualifiée d'hybride a été proposée par Pardo-Igúzquiza *et al.* (2012). Cette approche repose sur deux étapes de simulation : la génération de la géométrie des conduits puis la génération de la topologie finale. La géométrie des conduits est simulée par un tirage aléatoire de portions de conduits issus d'une topographie 3D. Ces portions de conduits sont ensuite simulées aléatoirement au sein d'une grille. La topologie est simulée dans un second temps, en utilisant une méthode modifiée d'agrégation limitée par diffusion (DLA). Cette méthode permet de reproduire des réseaux karstiques 3D statistiquement similaires aux réseaux karstiques observés (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012).

D'autres techniques, comme décrites par Jaquet (2004) utilisent comme support de modélisation les arêtes des cellules de manière à modéliser de manière probabiliste les conduits karstiques. Cette méthode repose sur l'utilisation d'un automate cellulaire modifié de type " gaz sur réseaux " pour simuler le déplacement de particules suivant une technique de marche aléatoire. Le déplacement des particules au cours d'un temps numérique, déterministe ou probabiliste, représente la circulation des fluides et les processus de dissolution. La taille des conduits dépend du nombre de particules ayant transité. La présence d'un conduit simulé influence la génération des suivants de telle manière à créer des structures hiérarchisées. Cette approche peut être conditionnée à des données de type pétrophysique (porosité, perméabilité) mais ne permet que difficilement de prendre en compte des observations ponctuelles.

Labourdette *et al.* (2007) proposent une approche hybride pour la simulation de réseaux karstiques de type *flank-margin caves* (cf. Chap. 1). Cette approche repose sur l'utilisation de méthode déterministe et stochastique pour reproduire et simuler le processus de dissolution. Initialement, la probabilité de dissolution est calculée en 3D en fonction de la position de la lentille d'eau douce. Une première phase de simulation génère des graines de dissolution qui sont utilisées par la suite afin de simuler la croissance de la cavité. La simulation des vides est ensuite faite de manière séquentielle au sein d'une grille numérique. Les étapes successives de simulation permettent de simuler des morphologies coalescentes reproduisant ce type particulier de spéléogénèse.

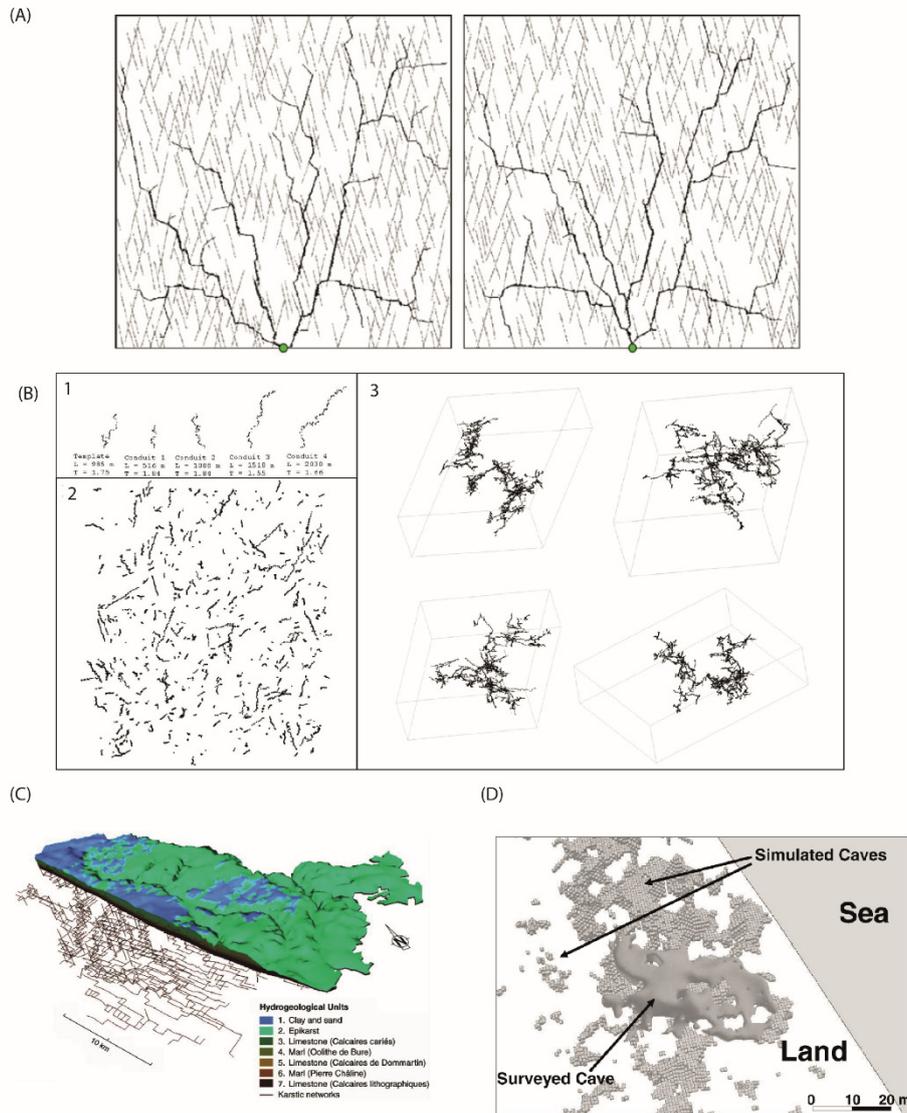


Fig. 4.7 : Approches hybrides de simulation de réseaux karstiques. (A) Deux réalisations équiprobables de réseaux karstiques par approche pseudo génétique basée sur la génération de fracture par DFN (Discrete Fracture Network) et la recherche de chemins d'écoulement les plus efficaces par FMA (Fast Marching Algorithm) (Borghini *et al.*, 2012). (B) Simulation de portions de conduits (2) à partir d'échantillons (1) et agrégation par diffusion limitée (3) (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012). (C) Simulation d'un réseau karstique 3D par automate cellulaire (Jaquet *et al.*, 2004). (D) Simulation de vides karstiques de type *flank-margin caves* par une approche combinée déterministe et stochastique reproduisant le processus de dissolution (Labourdette *et al.*, 2007).

4.3 Bilan des approches de modélisations du karst

Plusieurs approches et méthodes ont été proposées afin de simuler numériquement l'organisation tridimensionnelle d'objets géologiques. Certaines de ces méthodes sont génériques et permettent de simuler plusieurs types d'objets géologiques, d'autres sont spécifiques à l'objet karst. Dans les deux cas, les méthodes doivent être conditionnées et/ou calibrées par des données d'entrées afin de modéliser de manière adéquate les objets désirés. Ces données peuvent être de différents types selon la méthode envisagée. Le choix de la méthode se fera ainsi en fonction du cas d'étude et des données disponibles pouvant être intégrées dans le processus de simulation mais également en fonction de l'échelle de simulation envisagée. Dans cette partie, une synthèse des données disponibles en géologie, hydrogéologie et karstologie est proposée afin de simuler les réseaux karstiques. Un bilan des données prises en compte pour chaque type de méthode est aussi proposé.

4.3.1 Les données conditionnantes des méthodes de modélisation

Toute méthode de modélisation nécessite des données de conditionnement et des données de validation afin de s'assurer de la cohérence et du réalisme des objets simulés.

Les approches de modélisations fonctionnelles nécessitent des données représentant le fonctionnement hydrodynamique du système. Il s'agit le plus souvent de chroniques plus ou moins longues de pluviométrie sur le bassin versant, de débits aux exutoires, de conductivité électrique, de températures, de niveau d'eau dans le réservoir, de concentrations en éléments dissous, *etc.*

En fonction du type d'approche de modélisation structurelle, les données d'entrée peuvent varier. Dans le cas d'une approche basée-processus, il sera nécessaire de contraindre les différents facteurs géologiques (ouverture des fractures, minéralogie), climatiques (précipitation, température) et biologiques (végétation, production de CO₂) pour avoir des simulations réalistes. L'analyse des spéléothèmes peut fournir une partie de ces informations sur les paléoclimats (McDermott, 2004).

Dans les approches géostatistiques, les données peuvent être intégrées comme variables primaires ou comme variables secondaires. Les variables primaires définissent la variable à modéliser (e.g. tailles des corps, proportions, orientations, *etc.*). Les variables secondaires concernent d'autres paramètres influençant la variable primaire (e.g. tendances telles que les probabilités d'occurrence le long de failles, fractures, ou niveau d'inception). Il est également possible d'intégrer des données "dures" et des données "molles". Les données dures correspondent généralement à des observations (ici la présence d'un phénomène karstique) alors que les "molles" sont généralement assimilées aux variables secondaires. Dans les simulations, les données dures seront reproduites de manière exacte, alors que les données molles seront reproduites en moyenne. Les données de validation pourront correspondre à un jeu de paramètres mesurés ou estimés en début de processus de simulation et comparés en fin sur les différentes réalisations (volumétrie des corps simulés, connectivité, simulation d'écoulement, *etc.*) (Fournillon *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016).

Les approches basées-pixels nécessiteront la définition de statistiques spatiales basées sur des statistiques deux points ou multipoints (Fournillon *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014). Ces statistiques reposent sur la caractérisation de morphologies observées. Des variables secondaires pourront également être facilement intégrées dans le processus de simulation (probabilités d'occurrence par rapport à des structures géologiques, proportion de réseaux karstiques, connaissance de la structuration karstique).

Dans les modélisations basées-objets, les données de conditionnement seront principalement issues de paramètres de formes (géométrie et topologie des objets) et de règles d'association des différents objets. Certaines de ces méthodes basées-objets permettent de prendre en compte des variables secondaires telles que des probabilités d'occurrences (Viseur, 2001, 2004 ; Pyrcz *et al.*, 2009), mais sont difficilement conditionnables aux données dures.

Les approches pseudo-génétiques telles que proposées par Borghi *et al.* (2012) seront conditionnées par des variables primaires correspondant aux propriétés géométriques des discontinuités simulées

(orientation et la taille des fractures, horizons d'inception). Les variables secondaires sont également prise en compte (densité de fracture, degré de ramification, position du niveau de base). Ces approches peuvent, le plus souvent, être conditionnées à des données dures telles que les observations de terrain (valeurs locales de propriétés pétrophysiques, l'occurrence de faille, l'occurrence d'une cavité *etc.*) et / ou à des données molles telles que les tendances (Borghi *et al.*, 2012).

Tableau 4.2 : Données pouvant être intégrées dans les différents processus de modélisation.

| Méthodes | Variables primaires | Variables secondaires | Données dures | Données de validation | Échelle | | |
|--------------------------|---|---|--|--|--|--|--------------------------|
| Approches fonctionnelles | Pluie/débit, traceur, conductivité, isotopes, propriétés hydraulique, géométrie de l'aquifère et des conduits | / | / | Débits, traçages, chimie, niveau d'eau | Bassin versant | | |
| Basées-processus | Température, chimie, végétation, temps entrées/sorties ouverture des fractures | / | / | / | Locale | | |
| Approches structurales | Pseudo-génétiques et hybrides | Discontinuités géologiques, gradient, temps | Densité de fracturation, degré de ramification | Modèle structural 3D, observations | Pluie/débit, traçages, param. morpho., | Bassin versant ou locale | |
| | "Purement" géostatistique | Basées-objets | Paramètres de forme et distribution, proportions | Discontinuités, gradient, zonation du karst, tendances | Modèle structural 3D, observations | Pluie/débit, traçages, param. morpho., | Bassin versant ou locale |
| | | Basées-pixel | Variogrammes, TI, proportions | Discontinuités, gradient, zonation du karst, tendances | Modèle structural 3D, observations | Pluie/débit, traçages, param. morpho., | Locale |

Les données du Tableau 4.2 correspondent aux données qui, à l'heure actuelle, peuvent être intégrées plus ou moins facilement dans les algorithmes de simulations publiés. Les échelles auxquelles les différentes approches peuvent être appliquées sont données à titre indicatif. En effet, ces échelles tiennent compte de la méthode de simulation (processus, structure, dans une grille numérique ou non) et donnent un ordre de grandeur de l'échelle à laquelle il est possible de modéliser le karst (fonction ou structure) avec des moyens informatiques standards. L'utilisation de cluster de calcul ou de supercalculateur peut modifier ces échelles.

4.3.2 Problématique de la modélisation géostatistique

Les approches géostatistiques fournissent un ensemble d'outils permettant l'interpolation et la simulation d'objets ou variables distribuées dans l'espace. Cette section met l'accent sur la définition de ce que nous considérerons comme objet karstique à modéliser et sur les règles d'organisation à considérer.

4.3.2.1 Échelles des discontinuités karstiques pour la modélisation

Le karst est composé de plusieurs échelles de discontinuités. Il se manifeste depuis l'échelle de la lame mince (micro-karst), à l'échelle du massif (réseaux spéléologiques ou karstiques). La taille des

conduits est également extrêmement variable, de quelques millimètres à quelques dizaines de mètres (Curl, 1986 ; Ford et Williams, 2007). Étant donné le fait que (i) les échelles d'investigation ne sont optimales que pour une gamme réduite de taille d'objets hydrogéologiques (Kiraly, 1975), et (ii) qu'il n'est pas possible, à l'heure actuelle, de modéliser toutes les échelles de discontinuités, il est important de définir ce que nous considérerons comme karst à modéliser, de ce que nous considérerons comme faisant parti de l'encaissant, la "matrice", c'est-à-dire tout ce qui n'est pas considéré comme karst à l'échelle de simulation.

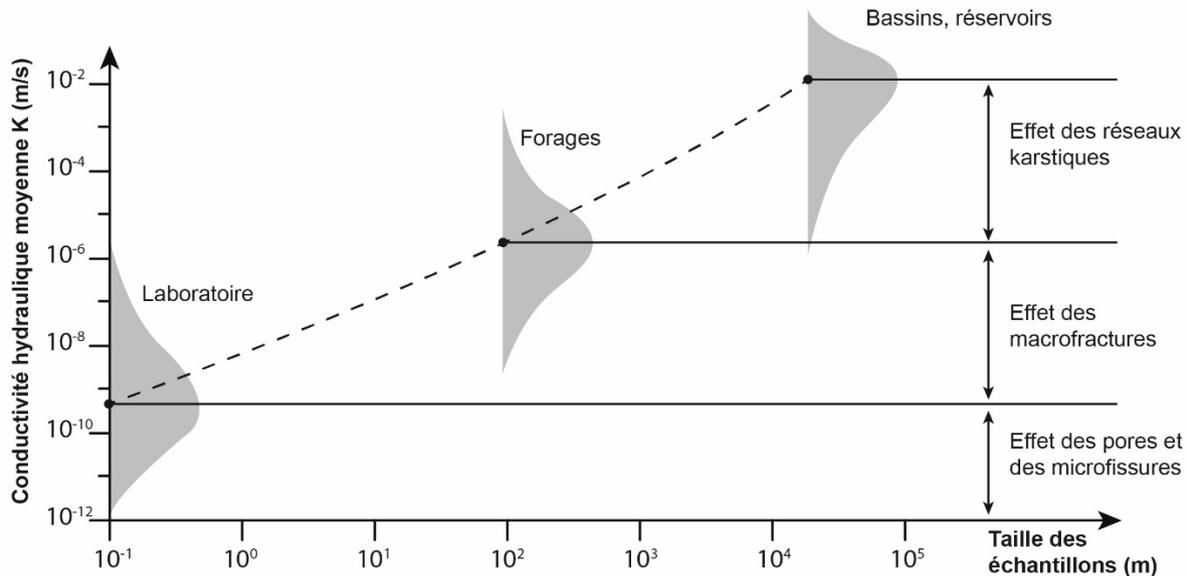


Fig. 4.8 : Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique. Modifié d'après Kiraly (1975).

Un des objectifs principaux du présent travail, et des travaux précédents visant à modéliser le karst (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Fournillon *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016), réside dans le fait de fournir des modèles réalistes de réseaux karstiques pouvant servir de support à des modélisations d'écoulement et des estimations réservoir. De la même manière que dans ces précédents travaux, nous considérerons donc dans ce travail, comme faisant partie de la composante "karst", tous les conduits ayant une influence régionale sur les écoulements (Fig. 4.8) (Kiraly, 1975). En effet, nous considérons seulement ici les réseaux de conduits auto-organisés, produits par les processus de dissolution, aboutissant à des zones de perméabilité élevée où les eaux souterraines circulent préférentiellement, conduisant à une réponse rapide aux sources (Worthington et Ford, 2009). Ces conduits karstiques perturbent en effet la perméabilité et le comportement dynamique de l'aquifère ou du réservoir en agissant comme drain dans lequel les fluides circuleront préférentiellement tandis que la porosité de la roche et les réseaux de fractures emmagasineront les fluides alimentant le réseau karstique (Kiraly, 2003). Considérer cette échelle de discontinuité offre également l'avantage de souvent pouvoir directement observer et quantifier ces conduits (Chapitre 3). À titre d'exemple, des données collectées dans 4 réseaux karstiques parmi les plus larges aux États-Unis (Loucks, 1999) ont montré que des conduits de largeur supérieure à 10 m étaient relativement rare (1 %) et indiquent un diamètre médian aux alentours de 2 m en considérant uniquement les conduits accessibles à l'homme. Les conduits inférieurs à la taille humaine, c'est-à-dire inférieur à environ un diamètre de 0,5 m, qui ne peuvent que difficilement être observés et quantifiés, seront considérés comme faisant partie de la composante matricielle, de la même manière que les autres discontinuités géologiques telles que les fractures, les joints ou les stylolithes qui influent sur la composante de stockage.

4.3.2.2 Quelles proportions pour les réseaux karstiques ?

Les méthodes de modélisation structurelles nécessitent d'estimer la proportion relative (en volume) des réseaux karstiques par rapport à la composante "matrice". Cependant, l'estimation de la proportion de réseaux karstiques nécessite de prendre en compte plusieurs aspects, comme l'échelle des discontinuités considérées, le volume de roche considérée, ou encore la prise en compte de réseaux potentiellement inconnus. Il apparaît alors qu'il est extrêmement difficile d'estimer de manière fiable cette proportion. Plusieurs auteurs (Worthington, 1999 ; Bonacci *et al.*, 2006 ; Klimchouk, 2007) signalent des valeurs de porosité efficace de massifs karstiques généralement autour des 0,1 à 1 %. Étant donné le fait qu'à l'échelle d'un massif karstique, l'essentiel de l'écoulement s'effectue au sein du karst, il est possible d'assimiler cette porosité efficace à la proportion de réseaux karstiques. Albert *et al.* (2015) estiment la macroporosité (> 0,5m) du système hypogène de Buda (Hongrie) entre 1-2 %, en considérant plusieurs morphologies de volumes dans la proximité directe de la topographie 3D du réseau (prisme orthogonal minimal, prisme basculé minimal, enveloppe convexe). Cependant, afin de tenir compte du contexte spéléogénétique, la proportion de chaque motif karstique est nécessaire. Cela signifie que de nouvelles études sont nécessaires afin de définir ces proportions.

Une autre problématique est liée au fait que la proportion de réseaux karstique est extrêmement faible – entre 0,1 et 2 % – au regard de la matrice. Cet aspect est en effet problématique dans la mesure où les corps karstiques simulés auront peu de chance d'être connectés (suivant la méthode utilisée). Or une des particularités des structures karstiques, est leur continuité. Ainsi, intégrer des probabilités d'occurrence (tendances) au niveau de certaines structures ou zones, aura pour effet d'augmenter localement la proportion et ainsi d'assurer une meilleure connectivité des structures.

4.3.2.3 Hiérarchisation des structures simulées

Un manque de connaissances concernant la structure interne d'un aquifère karstique peut limiter la justesse des modélisations structurelles de réseaux karstiques ainsi que l'efficacité des modèles d'écoulement à représenter correctement le fonctionnement du système (Peterson et Wicks, 2006 ; Hartmann *et al.*, 2014). Dans le cas d'aquifères karstiques polyphasés, les motifs karstiques sont répartis au sein de l'encaissant carbonaté en fonction des phases successives de structuration, ainsi que des contraintes litho-structurales (Filipponi *et al.*, 2009 ; Littva *et al.*, 2015 ; Szczygieł, 2015). La détermination des phases majeures de karstification permettra de reproduire l'organisation de ces motifs tout en conservant un niveau correct de hiérarchie et de connectivité des systèmes successifs.

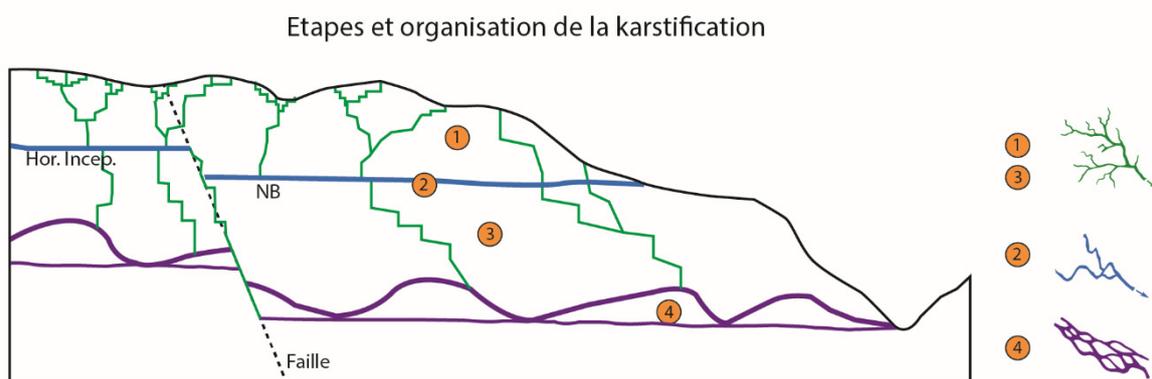


Fig. 4.9 : Exemple d'organisation de la karstification et de la répartition des motifs karstiques. Les numéros correspondent aux différents stades d'évolution et à l'occurrence d'une organisation particulière dans une zone du système.

La Fig. 4.9 illustre les relations pouvant exister entre les différentes organisations de réseaux karstiques. Comme détaillé dans les chapitres précédents, la zonation des motifs karstiques n'est pas aléatoire. L'interprétation de cette organisation constitue la valeur ajoutée par le géologue/karstologue sur la phase de modélisation au regard de son expertise. Dans le cas de la Fig. 4.9, le système est composé

de trois motifs karstiques avec une relation chronologique. Cette zonation et chronologie permettra la reproduction d'un niveau correct de hiérarchie et une zonation des objets karstologiques à la topologie et la géométrie différente.

Il n'existe, aujourd'hui, pas de méthodes génériques permettant de modéliser le réseau karstique d'un massif donné en considérant les différents motifs inhérents à une zonation. Chaque modélisateur aura donc à choisir les règles de modélisation à fixer dans le processus de simulation en fonction du contexte géologique et karstologique dans lequel il se trouvera. L'étude de l'histoire karstologique du massif étudié devra fournir des éléments de réponse au conditionnement des modèles. Cependant un certain nombre de lois/contraintes peuvent d'ores et déjà être prises en compte dans le processus de simulation.

4.4 Conditionnement des modélisations géostatistiques de réseaux karstiques

L'organisation et la répartition des réseaux karstiques dépendent principalement de la géologie, de la position du niveau de base et du type de recharge (Chapitre 1). Les différents motifs karstiques aux organisations singulières (Chapitre 1, 2 et 3) sont répartis au sein du réservoir en fonction de l'évolution géologique et géomorphologique d'un secteur donné. Afin de contraindre les simulations de réseaux karstiques, les informations ayant concouru à l'élaboration d'un système karstique hiérarchisé doivent être introduites dans le processus de simulation, sous forme de données d'entrées ou même de protocole de simulation.

Dans cette section, l'objectif est de fournir des clés de compréhension des réseaux karstiques en vue du conditionnement des simulations. Ces clés comprennent des lois et des règles régissant l'organisation spatiale des réseaux karstiques. L'accent est mis sur l'importance des données de géologie et de karstologie pour l'interprétation des phénomènes et le conditionnement des processus de simulation, faisant ainsi le lien entre la géologie et la karstologie de terrain, la modélisation géologique 3D et les simulations géostatistiques de réseaux karstiques. Le travail a donc principalement consisté à déterminer les contrôles géologiques et karstologiques, afin de les intégrer dans le processus de simulation. La majorité de cette partie se veut générique et applicable à n'importe quelle approche géostatistique. Cependant, étant donné que le travail était basé sur l'utilisation d'approches basées-pixel, ces règles de conditionnement sont plus particulièrement spécifiques à cette approche. Néanmoins, la transposition aux autres approches (basée-objet ou pseudo-génétique) devrait être aisée.

4.4.1 Définitions des variables

Dans le présent travail, l'objectif n'était pas de développer et d'implémenter un algorithme de simulation de réseaux karstiques, mais d'explorer les possibilités d'intégrer des connaissances géologiques afin de simuler un réseau karstique en utilisant des techniques courantes de géostatistique basées-pixel, la Simulation Séquentielle par Indicatrice (SIS) et la Simulation Multipoints (MPS). Ces approches reposent sur la simulation de variables catégoriques, assignant à chaque cellule i d'une grille numérique une valeur de faciès X_k , $k \in [1 ; N]$ (Eq. 16), avec N le nombre de faciès, de telle sorte que dans le cas de karst :

$$\begin{cases} X_k(i) = 1 \text{ si } (i) \text{ appartient au faciès "karst"} \\ X_k(i) = 0 \text{ si } (i) \text{ correspond au faciès "matrice"} \end{cases} \quad \text{Eq. 16}$$

Ainsi à chaque cellule de la grille numérique, est assigné le faciès " karst " ou le faciès " matrice ". La reproduction des structures karstiques se fait alors par connexions des différentes cellules " karst " simulées afin de reproduire une structure globale connectée.

Les méthodes géostatistiques nécessitent également l'introduction de proportion (Eq. 17). Dans le cas des réseaux karstiques, la proportion p_k de réseaux karstique par rapport à la proportion de "matrice" p_m sera par définition :

$$p_k = 1 - p_m \quad \text{Eq. 17}$$

Suivant plusieurs auteurs (Worthington, 1999 ; Bonacci *et al.*, 2006 ; Klimchouk, 2007 ; Albert *et al.*, 2015), la proportion de réseaux karstiques p^k serait comprise entre $0.001 < p^k < 0.02$, suivant le processus de spéléogénèse.

4.4.2 Intégration de données conditionnantes

Le réalisme des modèles géostatistiques est généralement assuré par l'introduction de données de conditionnement dans le processus de simulation. Ces données peuvent correspondre à des données "dures" comme les observations de terrain, ou à des données "molles" comme des tendances ou des probabilités d'occurrence.

4.4.2.1 Contrôle des structures géologiques

Plusieurs études ont montré que les structures karstiques étaient préférentiellement développées sur des discontinuités stratigraphiques et/ou tectoniques (Filipponi *et al.*, 2009 ; Sauro, 2014 ; Littva *et al.*, 2015 ; Szczygieł, 2015). Cependant, malgré des densités de discontinuités (fracturations, joints de stratifications, *etc.*) parfois très denses, seules quelques-unes de ces discontinuités sont généralement utilisées. Des études de terrain, telles que proposées par plusieurs auteurs (Palmer, 1991 ; Ballesteros *et al.*, 2014 ; Ballesteros *et al.*, 2015 ; Littva *et al.*, 2015 ; Szczygieł, 2015) permettent de mettre en évidence les structures qui ont un impact majeur sur la karstification. Afin d'intégrer ces *a priori* dans le processus de modélisation, il est proposé de calculer en premier lieu la carte des distances de chaque cellule d'une grille 3D aux structures reconnues à fort potentiel karstifiable. De la même manière, une probabilité d'occurrence moindre peut être affectée sur les structures qui au contraire sont reconnues peu karstifiables. Ces structures, augmentent ou diminuent donc la probabilité d'occurrence des conduits karstiques dans leur voisinage. La probabilité d'occurrence de réseaux karstiques P_k en fonction de la distance d à des failles, fractures ou horizons, peut alors être calculée par la relation :

$$\begin{cases} P_k(x, y, z) = \exp\left(\frac{-d(x,y,z)^2}{\sigma^2}\right) \\ P_m(x, y, z) = 1 - \left(\exp\left(\frac{-d(x,y,z)^2}{\sigma^2}\right)\right) \end{cases} \quad \text{Eq. 18}$$

Le paramètre σ contrôle la distance d'influence d'une structure définie sur la probabilité d'occurrence de structures karstiques (Fig. 4.10). Ce paramètre pourra être ajusté en fonction des connaissances disponibles, telle que l'épaisseur d'une zone de faille ou la position du niveau de base reconnu.

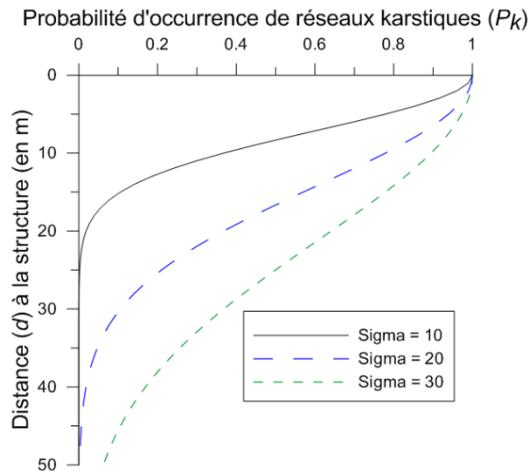


Fig. 4.10 : Exemples d'évolution de la probabilité d'occurrence de réseaux karstiques (P_k) en fonction de la distance à une structure donnée pour différentes valeurs du paramètre σ (en m).

4.4.2.2 Les contrôles hydrogéologiques

Les conduits karstiques se mettent en place en suivant le chemin le plus efficient entre des points d'entrée et de sortie (Palmer, 1991). Dans cette hypothèse, il est possible de contraindre l'occurrence préférentielle de conduits karstiques à l'intérieur d'une zone définie par ces points. Afin de prendre en compte cette tendance, il est proposé d'utiliser l'enveloppe convexe – plus petit polygone entourant les points (Boissonnat et Yvinec, 2000) – des points connus de la manière suivante : à l'intérieur de l'enveloppe convexe la proportion de conduits karstiques est grande, en dehors de l'enveloppe convexe, la proportion diminue avec la distance d en utilisant une équation similaire à l'équation.

La profondeur D à laquelle les réseaux se développent sous le niveau de base est fortement corrélée avec la longueur du système, le pendage des couches et le gradient hydraulique. Worthington (2004) propose la relation suivante :

$$D = 0,18(L \cdot \sin\theta)^{0,81} \quad \text{Eq. 19}$$

Avec D la profondeur moyenne des conduits sous le niveau piézométrique, L la longueur du chemin d'écoulement (en m) et θ le pendage des couches. Cette relation peut être utilisée afin de définir la distance d'influence σ du niveau de base. Cependant, cette relation nécessite de connaître la longueur du chemin d'écoulement L qui est délicate à définir, mais pourrait correspondre au point de recharge le plus en amont du système. Cette relation n'est également pas valable dans le cas de réseaux karstiques épigènes s'étant développés lors de bas niveaux de base suivis d'une remontée. Elle nécessite ainsi de contraindre la position du niveau de base au cours des différentes étapes de structuration karstique du massif

4.4.2.3 Conditionnement aux observations de terrain

Il est courant de pouvoir observer des points d'alimentation et des points de restitution d'un système karstique. Certaines approches comme les approches pseudo-génétiques et hybrides (Jaquet *et al.*, 2004 ; Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012) et d'autres algorithmes de simulation (SIS et MPS), permettent de conditionner directement les simulations à ces observations. Si le type de motif karstique relié à ces points est connu, il est alors possible d'assigner ces points comme conditionnant pour la simulation d'un motif particulier.

Les indices karstiques tels que les dolines ou lapiaz pourront également constituer des zones d'absorption préférentielles. Ces zones pourront également être conditionnées comme étant plus propices à la présence d'un réseau sous-jacent par la relation précédente.

Dans la plupart des cas, l'orientation principale des conduits est alignée sur des directions particulières correspondant aux directions structurales majeures (Palmer, 2007 ; Sauro, 2014). Dans le cas où ces directions peuvent être estimées à partir de données de terrain observées, il est possible de contraindre les directions de conduits simulés. Dans le cas de la SIS, ceci peut être réalisé en modifiant l'orientation de l'ellipsoïde (ou de l'anisotropie) des variogrammes. Dans le cas d'une MPS, ceci peut être introduit par le fait de modifier l'orientation de l'image d'entraînement considérée comme analogue.

Dans le cas d'un contact entre une formation géologique karstifiable et une non-karstifiable (karst de contact), une probabilité d'occurrence plus forte pourra être assignée soit au-dessus (épigène), soit en-dessous (hypogène) de la couche peu karstifiable (Viseur *et al.*, 2014).

4.4.2.4 Combinaison de données conditionnantes

Si plusieurs champs de probabilité sont définis, il est possible de combiner ces probabilités. À titre d'exemple, si on considère les deux hypothèses suivantes :

- Hypothèse A : Les conduits karstiques se localisent préférentiellement proches d'une structure donnée.
- Hypothèse B : Les conduits karstiques se distribuent préférentiellement dans une zone donnée.

Il est alors possible de conditionner les simulations aux deux hypothèses en considérant les événements A et B. Si A et B sont deux événements indépendants, la relation suivante peut être utilisée :

$$P(A \cap B) = P(A) * P(B) \qquad \text{Eq. 20}$$

4.4.2.5 Distribution des proportions de motif karstiques

La répartition des proportions de chaque motif karstique peut également être intégrée au processus de simulation (Fig. 4.11). Cette répartition dépendra essentiellement de deux facteurs qui pourront être reconnus sur le terrain : les modalités de recharge et les positions successives du niveau de base contrôlant la zonation des motifs karstiques. En fonction de ces deux paramètres, la proportion relative de chaque motif karstique peut être estimée en différente zone du réservoir. En considérant les motifs décrits dans le chapitre 1 et quantifiés dans le chapitre 3, la proportion relative des motifs peut être conceptuellement décrite par la Fig. 4.11.

Indépendamment de la recharge, la zone vadose présentera dans la dimension verticale, une proportion de réseaux karstiques constitués de puits, méandres et canyons (motifs de type VB) qui sera décroissante depuis la zone de recharge vers la profondeur, vers la zone épinoyée ou noyée. Dans le plan horizontal, les réseaux auront également une proportion plus importante en fonction de l'éloignement aux points de restitution car ces derniers s'organisent de manière hiérarchique pour former des conduits moins nombreux vers l'aval du système. Dans le cas d'une recharge irrégulière, un réseau complexe de boucles de trop plein (looping cave – LC) se mettra en place dans la zone de fluctuation du niveau d'eau, dans la zone épinoyée (Audra et Palmer, 2015). Comme la hauteur des mises en charge dépend des entrants, les fluides n'atteindront pas systématiquement le sommet de la zone noyée. La proportion de réseaux de type LC sera plus importante dans la partie inférieure de la zone épinoyée. Dans le plan horizontal, cette proportion sera relativement homogène du fait que ces réseaux se forment par érosion régressive – par capture successives des boucles de l'aval vers l'amont – et abandon des boucles les plus anciennes (Häuselmann *et al.*, 2003). Dans le cas d'une recharge diffuse, les écoulements vont se concentrer au niveau ou juste sous le niveau piézométrique (motifs WTC). Dans le plan vertical, la proportion de motifs WTC sera plus forte au voisinage de la surface piézométrique reconnue, qui peut être active ou fossile (perchée). Comme les écoulements convergent pour s'organiser progressivement, la proportion de conduits dans les zones amont sera plus importante que dans les zones aval. Ces différentes règles permettront ainsi d'introduire des tendances sur les proportions de réseaux, sur les paramètres topologiques, de manière à favoriser les connexions en fonction de l'éloignement aux points

de sorties, ainsi que sur les paramètres géométriques tels que les orientations de manière à favoriser des orientations plus alignées sur le gradient en aval du système.

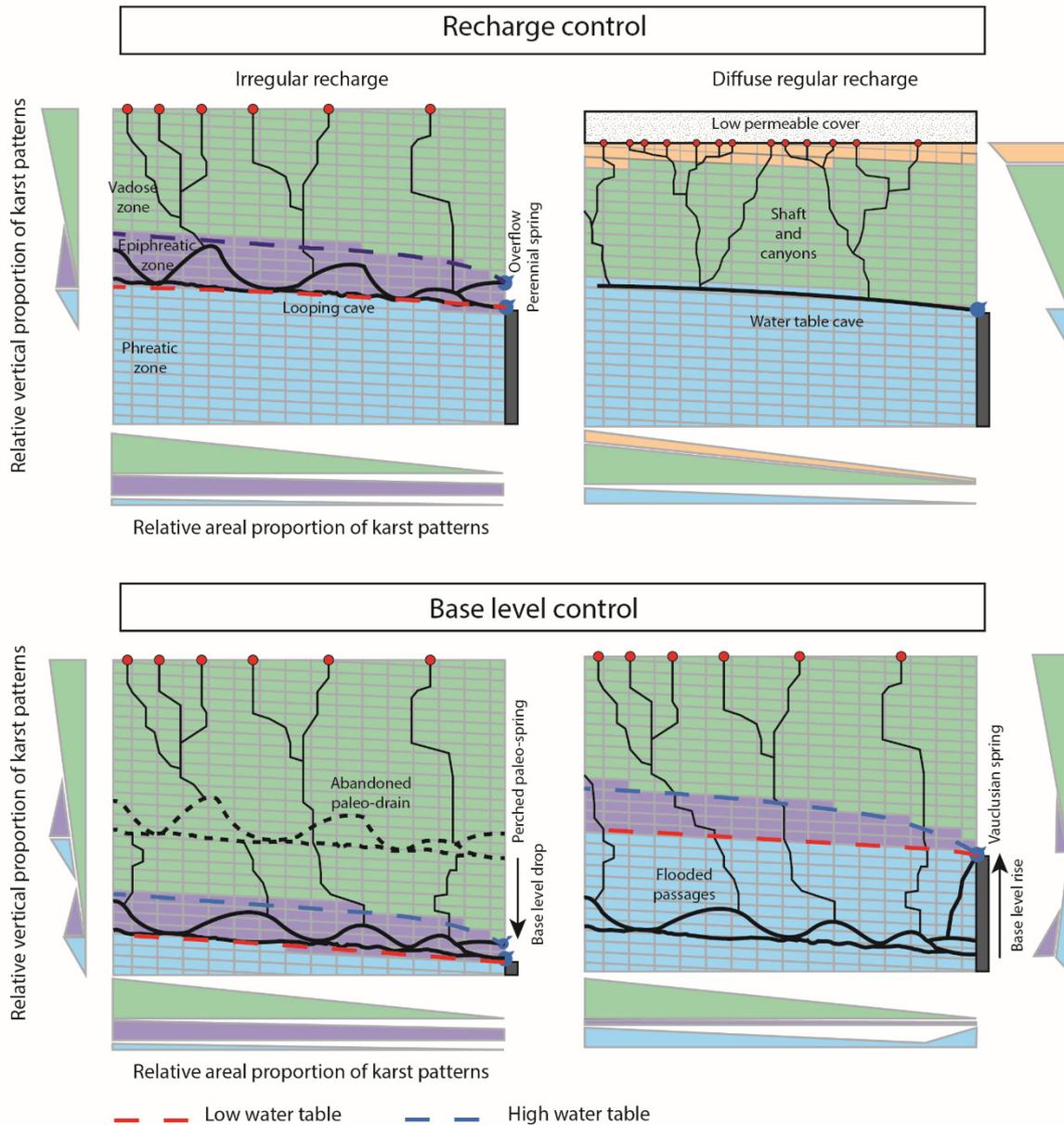


Fig. 4.11 : Schémas conceptuels montrant la distribution des proportions relatives de chaque motif karstique en fonction des contrôles spéléogénétiques. Modifié d'après Audra et Palmer (2013).

L'évolution du niveau de base exercera également un rôle sur la distribution des proportions de réseaux karstiques. Des réseaux karstiques de motifs variés peuvent se retrouver abandonnés et perchés, ou au contraire ennoyés. Il s'agit alors de déterminer les différentes zonations du karst, passées et/ou présentes, afin d'assigner les motifs correspondants, leur position et leur proportion.

4.4.3 Stratégie de modélisation

Dans les chapitres 1, 2 et 3, il a été montré que les motifs karstiques n'étaient pas aléatoirement distribués au sein d'un réservoir carbonaté karstique et que ces motifs présentaient une organisation singulière en termes de morphologies. Afin de fournir des modèles réalistes, même si simplifiés de la réalité, les différents motifs doivent être introduits dans le processus de simulation et ce, de manière à

rendre compte de la structuration du réservoir karstique. Il s'agira alors de prendre en compte deux aspects :

- La reproduction de l'architecture structurée des motifs
- Le respect de certaines lois pour assurer une certaine cohérence

Les différents motifs se répartissent au sein du réservoir principalement en fonction de la zonation hydrodynamique qui elle-même dépend du mode de recharge. Cette zonation spatiale peut être déterminée par l'étude karstologique du système karstique étudié. Il s'agit ensuite d'introduire ces "géococepts" dans le processus de simulation.

En considérant un scénario de simulation, les différentes phases proposées pour le processus de simulation correspondent à (Fig. 4.12) :

- 1) identifier des phases de structuration karstique d'un massif ;
- 2) identifier la zonation des motifs karstiques M_{ki} au sein du massif (régions), où $i \in [1 ; N_m]$ avec N_m le nombre de motifs à simuler ;
- 3) définir les régions R_i , $i \in [1 ; N_m]$, où simuler les motifs karstiques,
- 4) assigner les données dures et/ou molles (contrôles géologique et hydrogéologiques) aux différents motifs karstiques M_{ki} ;
- 5) calculer les probabilités d'occurrence P_k ;
- 6) soit N_m le nombre de motifs à simuler et R_i , $i \in [1 ; N_m]$, les régions associées où simuler les motifs; simuler M_1 au sein de la région R_1 (ex : motif WTC proche d'un niveau de base reconnu)
- 7) simuler M_2 au sein de la région R_2 (ex : motifs VB reliant la zone de recharge aux drains WTC).
- 8) Suivant l'histoire du massif karstique étudié, réitérer les étapes 3 et 4 en assignant les motifs karstiques M_{ki} aux régions R_i correspondantes.

En plus de cet algorithme permettant de reproduire des réseaux structurés, un certain nombre de lois peuvent également être introduites. Ces lois ne sont pas exhaustives et sont à définir en fonction du cas d'étude, et peuvent à titre d'exemple correspondre à :

Loi 1 : *Tout motif ou association de motif simulé doit avoir une continuité depuis la zone de recharge jusqu'à la zone de restitution.*

Loi 2 : *Les motifs de type vadose branchwork (VB) se développent dans la zone vadose selon une organisation arborescente principalement verticale constituée de conduits en puits/méandres.*

Loi 3 : *les motifs de type drains de surface piézométrique (WTC) se développent au voisinage de la surface piézométrique, avec une structure arborescente essentiellement horizontale et de rares boucles.*

Loi 4 : *Les motifs en "montagnes russes" (LC) se développent dans la zone épinoyée en un système complexe de boucles anastomosées.*

Loi 5 : *les motifs VB rejoignent les motifs LC préférentiellement dans les parties hautes des boucles épinoyées, au niveau des seuils dissymétriques, du fait que ces zones correspondent à des zones de fracturation préférentielles sur lesquelles se mettent en place les seuils (Häuselmann et al., 1999 ; Häuselmann et al., 2003).*

Cette dernière loi est valable même si la taille des conduits karstiques considérés est inférieure au seuil défini précédemment (environ $> 0,5$ m). En effet ce n'est pas parce qu'il n'est pas possible d'explorer

ou d'observer directement de tels conduits (du fait d'un rétrécissement local ou d'effondrement) que ces derniers n'existent pas et qu'ils n'ont pas une continuité. Ces faits plus ou moins locaux ne doivent pas être considérés dans une optique de simulation de réseaux karstiques à l'échelle du massif, mais pourront l'être pour des applications plus locales (génie civil ou autres).

- Exemple de scénario de simulation :

En considérant le principe de simulation et les lois définies précédemment, un scénario de simulation peut, à titre d'exemple correspondre à :

- a) étape 1 : un massif karstique sous une couverture peu perméable présentant une infiltration diffuse (couverture peu perméable). Un drain de surface piézométrique (motif Water Table Cave) s'établit au toit de la zone noyée. Un horizon est modélisé afin de représenter ce niveau piézométrique. Une région R_1 est définie autour de ce niveau piézométrique et la probabilité d'occurrence P_{k1} est calculée dans cette région en fonction de la distance au niveau piézométrique. Un motif M_1 de type WTC est simulé conditionné aux données et connaissances disponibles.
- b) étape 2 : en fonction de points d'entrée connus et/ou simulés en surface, et de points conditionnant connus (ex : arrivées vadoses dans un conduit connu) ou simulés dans le motif M_1 simulé, il est possible de simuler un deuxième motif karstique M_2 correspondant au motif vadose branchwork (VB) dans la région vadose R_2 affectée de probabilité d'occurrence de conduit P_{k2} par rapport aux paramètres structurants.
- c) étape 3 : En cas d'abaissement du niveau de base, de nouveaux drains vont s'établir au nouveau niveau de restitution. Si la couverture peu perméable est également retirée, un motif karstique de looping-cave (LC) va se développer dans la zone épinoyée (étape 3). Ce motif M_{k3} est simulé dans la région épinoyée R_3 affectée de probabilité d'occurrence de conduits P_{k2} par rapport aux paramètres structurants.
- d) étape 4 : en fonction de points d'entrée connus et/ou simulés en surface ou dans le motif M_{k2} et M_{k3} , un motif VB M_{k4} est simulé dans la région vadose R_4 . Les structures hérités M_{k1} , M_{k2} et M_{k3} préalablement simulés sont réutilisés. Dans le cas de motifs VB se "greffant" sur un motif LC, la loi 5 doit être prise en compte.

Indépendamment du scénario de modélisation présenté ici, cette approche itérative conceptuelle de modélisation est modulable en fonction du cas d'étude et des méthodes de modélisation. Cependant, elle nécessite de contraindre les différentes phases de structuration d'un aquifère karstique, afin de simuler chaque motif karstique au sein de régions dans lesquelles un mécanisme spéléogénétique a concouru à l'établissement d'un motif karstique particulier (Fig. 4.12). A chaque phase de structuration correspond un motif karstique donné à l'intérieur d'une région donnée (Loi 2, Loi 3 et Loi 4). Les motifs karstiques sont ainsi simulés suivant les paramètres géométriques et topologiques correspondants (Chapitre 3). Des *a priori* génétiques et temporels peuvent également être introduits en simulant en premier lieu un motif particulier et en réutilisant celui-ci dans les simulations futures. Les structures héritées sont alors conservées à chaque étape de la modélisation, ce qui aura pour effet de refléter les processus de spéléogénèse.

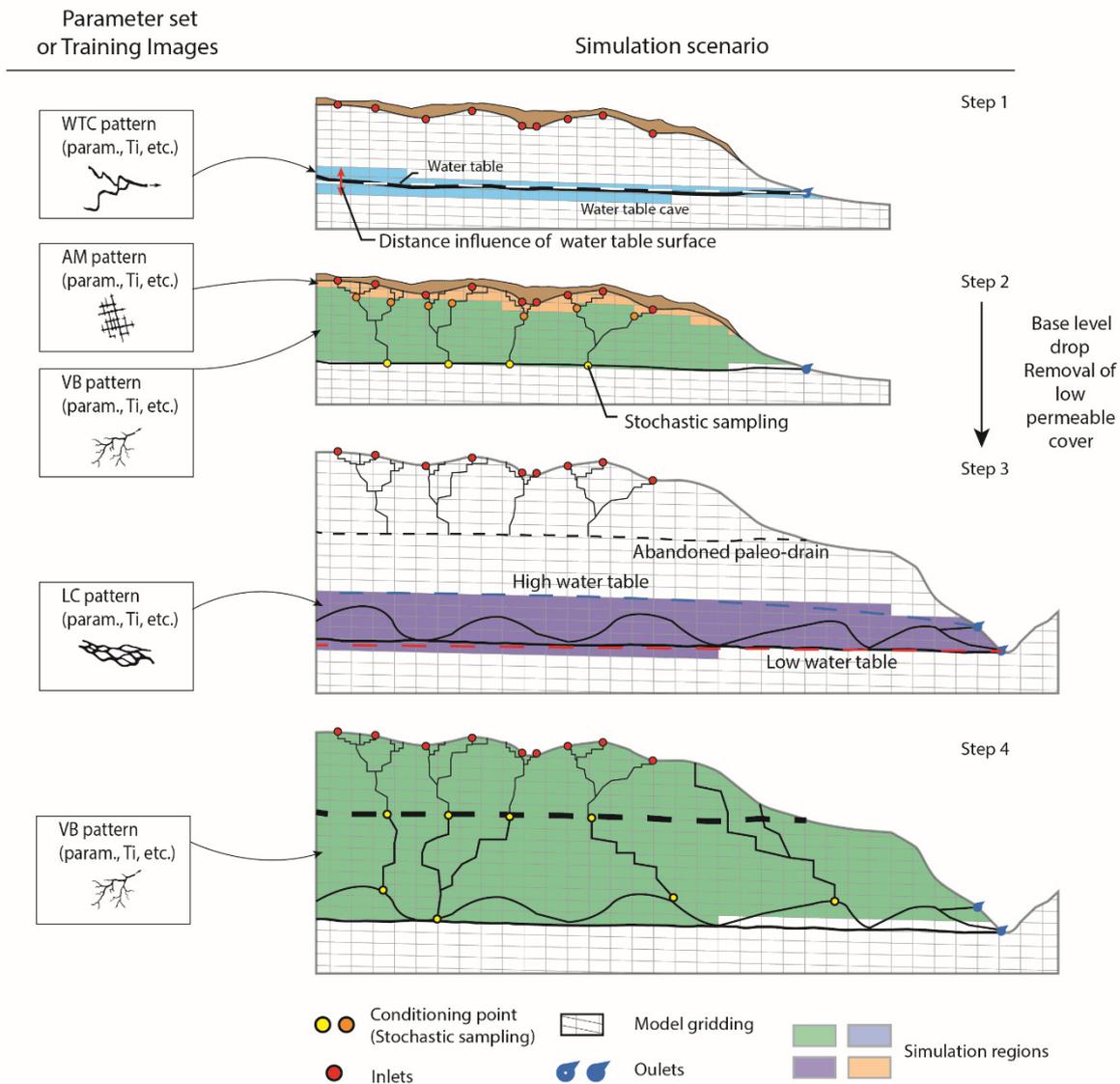


Fig. 4.12 : Exemple de scénario de simulation en fonction de l'évolution géomorphologique et des différentes phases de structuration karstique. Chaque motif karstique est conditionné à une zone particulière et simulé dans une région.

4.5 Exemples d'applications: reconstitution géostatistique de réseaux karstiques

Cette section présente deux exemples d'applications de méthodes géostatistiques basées-pixels pour la reproduction de structures karstiques. Ces deux exemples reposent sur l'utilisation de la SIS et de la MPS. Ces approches ont pour but de montrer comment il est possible d'intégrer des données *a priori* dans un processus de simulation en utilisant des techniques classiques de géostatistiques.

4.5.1 Simulation séquentielle d'indicatrice hiérarchisée (H-SIS)

4.5.1.1 Approche et méthode

Dans cette section l'approche H-SIS (Hierarchical Sequential Indicator Simulation), développée dans Viseur *et al.* (2014), est rappelée sommairement. Cette approche repose sur l'utilisation de la SIS pour la simulation successive de familles de conduits karstiques. Elle est basée sur la technique utilisée par Fournillon *et al.* (2012) où le ou les réseaux karstiques observés sont décomposés en plusieurs familles de conduits élémentaires. Les conduits élémentaires correspondent aux segments de cavités

partageant les mêmes caractéristiques géométriques : principalement même direction et même longueur, mais aussi largeur et hauteur. Le réseau karstique entier est découpé en conduits élémentaires classés en différentes familles (Fig. 4.13). Abelard *et al.* (2011) ont proposé une méthode automatisée nommé KNIT (Karst Network InvesTigator, Fig. 4.13), afin de décomposer les topographies de cavités en plans (2D), en conduits élémentaires en se basant sur la courbure et les intersections. Chaque famille est ensuite caractérisée par des paramètres géométriques (dimensions, orientations, tortuosités, *etc.*). Les différentes familles de conduits peuvent être déterminées en appliquant un algorithme de *clustering* sur les dimensions et les orientations des conduits élémentaires décomposés (Fig. 4.13).

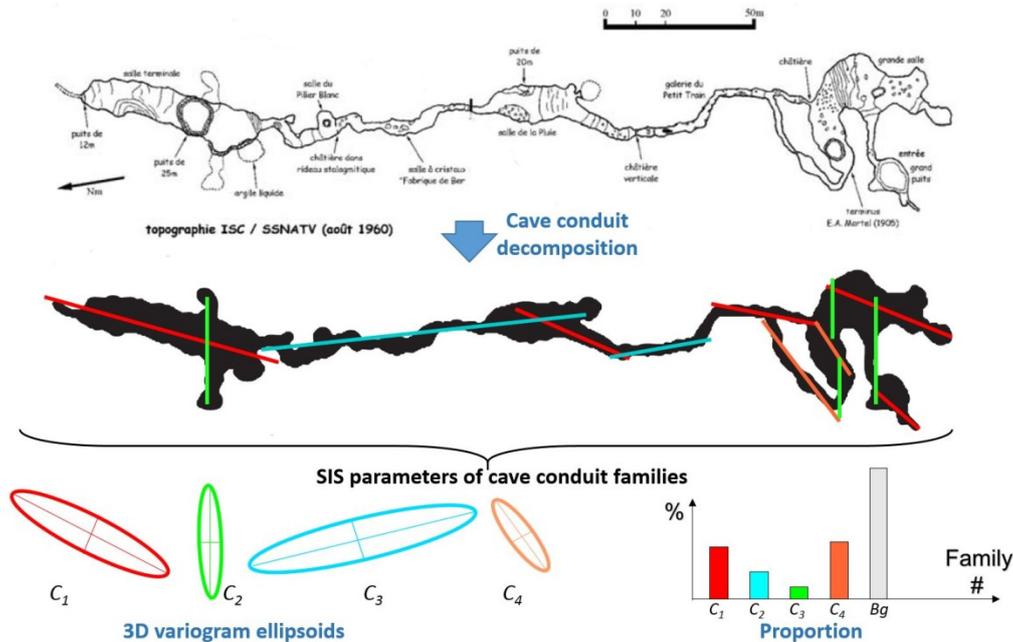


Fig. 4.13 : Principes de la décomposition de la cavité pour la simulation SIS, de haut en bas : 1) Topographie en plan 2D de la grotte ; 2) Décomposition du squelette de la cavité ; 3) Paramètres d'entrée pour la SIS, comprenant les ellipsoïdes 3D de variogramme ainsi que les proportions pour chaque famille de conduits C_i ; $i \in [1;4]$ ainsi que pour la matrice (Viseur et al. 2014).

Dans le cas de la SIS, il est possible d'intégrer les dimensions et les orientations moyennes d'un corps à simuler à l'aide de la portée et de la direction d'anisotropie des variogrammes. La variance de la variable d'indicateur est définie par $p(1 - p)$ où p est la proportion du faciès simulé. Ma et Jones (2001) et Guo et Deutsch (2010) ont montré les relations entre les paramètres d'un variogramme d'indicateur et les dimensions orientations des corps simulés. Ainsi, les modèles variographiques peuvent être définis à partir des dimensions et orientations moyennes des corps à reproduire, ici les conduits.

Les différentes familles de conduits peuvent être extraites de topographies 2D ou, lorsque les données sont disponibles, de topographies 3D. À partir des données 3D, la même méthode de décomposition et de traitement statistique peut être appliquée. Il en résulte un modèle variographique 3D pour chaque famille, correspondant à un ellipsoïde 3D représentant la structure d'une famille de conduits élémentaires. Une série de modèles variographiques peut alors être définie afin de reproduire les différentes géométries et familles de conduits C_i , $i \in [1;N]$, avec N le nombre de familles de conduits, de telle sorte que :

$$\begin{cases} C_i(x, y, z) = 1 \text{ si } (x, y, z) \text{ correspond au faciès "karst" de } F_i, i \text{ famille de conduits} \\ C_i(x, y, z) = 0 \text{ si } (x, y, z) \text{ sinon} \end{cases} \quad \text{Eq. 21}$$

Si on considère p_i^k la proportion de conduits de la famille i , la proportion de "matrice" est par définition $p_i^m = 1 - p_i^k$. L'ordre de simulation des différentes familles peut être aléatoire ou bien tenir compte d'une chronologie donnée liée à des processus génétiques.

D'un point de vue du processus de simulation, la méthode HSIS diffère de celle proposée par Fournillon *et al.* (2012) principalement dans la gestion de la connectivité. Dans Fournillon *et al.* (2012), la connectivité entre les familles de conduits était assurée en utilisant des zones préférentielles de simulation autour des conduits préalablement simulés. Ici, la connectivité est assurée en utilisant des points conditionnants. Considérons une cavité composée de deux familles de conduits élémentaires, C_1 et C_2 , chacune caractérisée par un variogramme γ_1 et γ_2 . Le nombre d'intersections entre C_1 et C_2 est défini par N_{1-2} . Les conduits de la famille C_1 sont simulés dans un premier temps, avec N_1 le nombre de cellules de la grille de la famille C_1 . Afin de tenir compte de la connectivité entre C_1 et C_2 , N_{1-2} points conditionnants sont, en moyenne, simulés dans les N_1 cellules afin de simuler les conduits de la famille C_2 (Fig. 4.14).

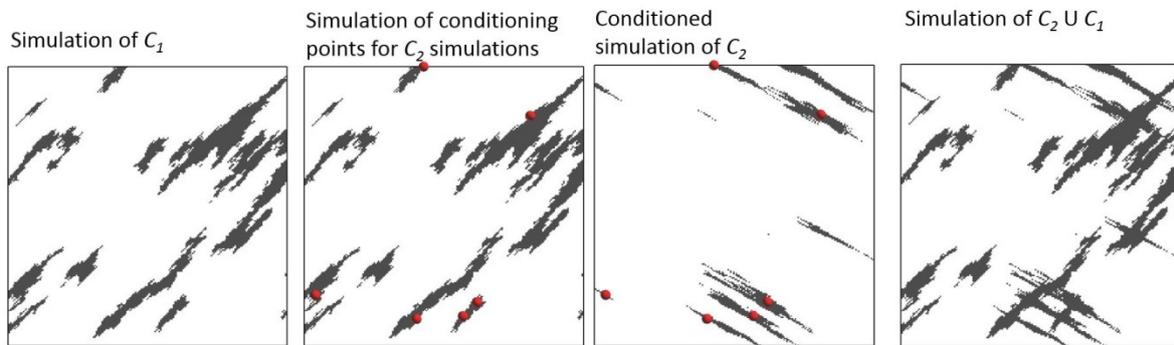


Fig. 4.14 : Algorithme proposé pour prendre en compte un certain degré de connectivité : 1) Simulation de C_1 ; 2) Simulation dans C_1 de points conditionnant pour la simulation de C_2 ; 3) Simulation conditionnée de C_2 ; 4) Simulation finale obtenue par l'union entre C_1 et C_2 . Viseur *et al.* (2014)

Afin de simuler les points conditionnants, une valeur critique de probabilité est calculée :

$$p_c = \frac{N_{1-2}}{N_1} \quad \text{Eq. 22}$$

Pour chaque cellule appartenant à C_1 , une variable aléatoire est simulée en utilisant une approche Monte-Carlo appliquée sur une loi de probabilité uniforme $U(0 ; 1)$. Si la valeur simulée est inférieure à p_c , alors la cellule devient un point conditionnant pour la simulation de C_2 . En parcourant toutes les cellules de C_1 , le nombre moyen de points conditionnants simulés sera en moyenne de N_{1-2} sur l'ensemble des simulations. La simulation de la famille C_2 étant conditionnée à ces points, cela assure qu'en moyenne C_2 intersecte N_{1-2} fois C_1 .

4.5.1.2 Application au cas d'étude de Saint-Sébastien

En fonction du cas d'étude et des connaissances disponibles, plusieurs types de données pourront être intégrés dans le processus de modélisation H-SIS. Afin d'illustrer le protocole de simulation ainsi que l'approche utilisée afin d'intégrer des connaissances géologiques et karstologiques, le cas d'étude de la grotte de Saint Sébastien est détaillé. Ce cas d'étude correspond à celui utilisé dans Viseur *et al.* (2014), dans lequel la contribution du présent travail a été principalement de déterminer les contraintes à intégrer dans le processus de simulation, et de définir les règles géologiques et karstologiques.

- *Connaissances géologiques et karstologiques*

La grotte de Saint Sébastien (Gréoux-les-Bains, France) correspond à un labyrinthe hypogène 2D (Audra *et al.*, 2010) développant 320 m pour une dénivellation d'environ 10 m (Fig. 4.15). Il s'agit d'un labyrinthe relativement horizontal se développant dans un encaissant de calcaire hauterivien légèrement basculé d'environ 25° SE, confiné sous un niveau imperméable de marnes. L'alimentation du réseau se faisait à partir des passages les plus profonds pour rejoindre les parties constituant les entrées de la cavité, aujourd'hui recoupées par l'érosion de la vallée. La recharge hypogène a élargi le réseau de fractures au toit des carbonates, produisant un réseau labyrinthique reflétant l'héritage tectonique de fractures orientées N0-10 et N90-100 (Audra *et al.*, 2010).

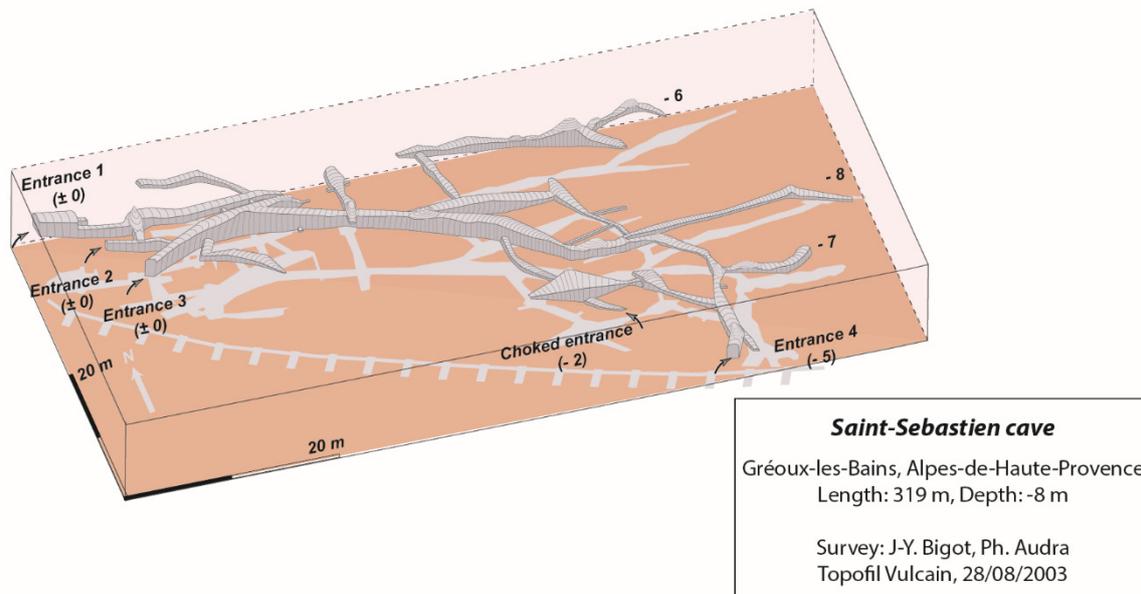


Fig. 4.15 : Topographie de la grotte de Saint-Sébastien (Gréoux-les-Bains, Alpes-de-Haute-Provence). La cavité correspond à un labyrinthe hypogène développé selon un plan 2D (Audra et Palmer, 2015), confiné sous un toit marneux incliné, de pendage SE, l'eau remontait vers le NW (à gauche).

Afin de prendre en compte l'influence de la structure géologique, un géomodèle 3D a été construit en considérant le sommet du réseau karstique comme la base des marnes. Une surface a été construite en considérant le sommet du réseau karstique en utilisant l'algorithme de DSI (Discrete Smooth Interpolator) implémenté dans le logiciel Gocad (Mallet, 2002). Une grille stratigraphique a ensuite été construite de telle manière que l'empilement des cellules soit parallèle à la surface définie précédemment (Fig. 4.16). La résolution de la grille est d'environ 40 cm dans le plan horizontal et d'environ 25 cm dans le plan vertical.

En plus des données géologiques, les données disponibles pour cette cavité consistent en un squelette 3D enrichi de données de hauteur et largeur à chaque station de mesure (Fig. 4.15). Ce type de données permet d'analyser statistiquement la morphologie et l'orientation des conduits afin de définir des modèles variographiques pour chaque famille de conduits. Sur le cas d'étude de Saint-Sébastien, deux familles de conduits ont été différenciées :

- la famille C_1 composée de conduits de direction N90 à N100
- la famille C_2 composée de conduits d'axe N-S (autour de N160-N180).

Les largeurs et hauteurs moyennes des familles de conduits individualisées ont permis d'estimer les portées du variogramme de chaque famille. En utilisant l'anisotropie de direction (orientation) et ses dimensions, deux variogrammes 3D ont été définis. La famille C_1 est orientée dans le sens du flux principal en formant un éventail reliant les points d'alimentation aux points de sortie de manière linéaire. Une carte des orientations a été interpolée dans le modèle (Fig. 4.16). Cette carte a été utilisée comme tendance pour l'anisotropie de direction du variogramme de la famille C_1 , ce qui correspond à

conditionner la SIS à un azimuth variable. Par définition, le palier du variogramme est égal à $p_k \times (1-p_k)$ avec $k \in [1 ; 2]$ et p_k la proportion de conduits de la famille C_k .

Deux tendances de proportions ont été introduites comme données conditionnantes (Fig. 4.16):

- La direction d'écoulement : l'enveloppe convexe des points d'alimentation et des points de sortie a été calculée. Dans cette zone la proportion est maximale, en dehors, la proportion décroît en fonction de la distance (Eq. 18). Le paramètre σ a été choisi à 10 m et correspond environ à la longueur des conduits de la famille C_2 .
- La distance à la base des marnes : cette distance a été calculée dans chaque cellule de la grille 3D. La proportion décroît avec la distance à la surface de la base des marnes (Eq. 18). Le paramètre σ a été choisi comme la hauteur moyenne des conduits (2 m).

Deux types de données dures ont également été introduits dans le processus de simulation :

- Les points d'entrées et de sorties servent comme support au conditionnement. Le nombre de ces points est aléatoirement séparé en deux groupes : un conditionnant la simulation de C_1 et l'autre de C_2 . Le choix est fait aléatoirement en utilisant un tirage de Monte-Carlo en considérant la proportion de conduits. Plusieurs simulations peuvent être effectuées depuis le même choix aléatoire.
- La famille C_2 est conditionnée aux points simulés dans la famille C_1 afin d'assurer la connectivité entre C_1 et C_2 . Ces points sont simulés aléatoirement suivant la technique décrite en 3.2.1.3. Le nombre d'intersections a été estimé à 22 à partir des données réelles.

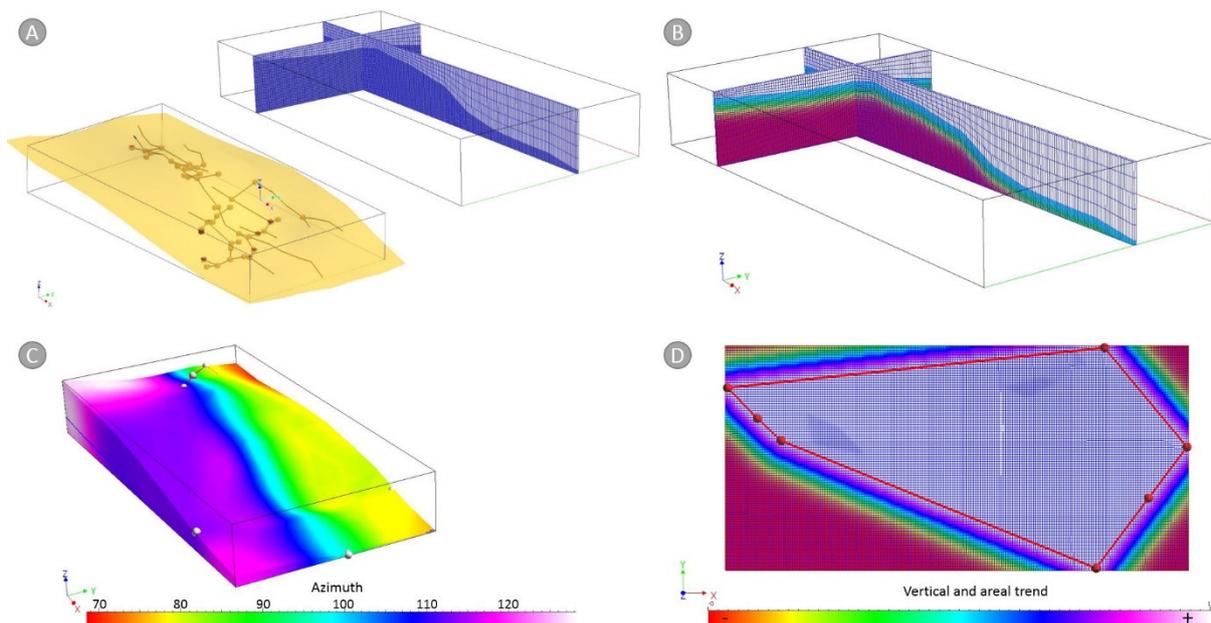


Fig. 4.16 : Données conditionnantes utilisées pour la simulation SIS du cas d'étude de Saint-Sébastien : A) modèle 3D de la surface de base de la formation marneuse ainsi que la grille 3D dont le maillage est conditionné à cette surface ; B) Probabilité de l'occurrence d'un conduit karstique près de la surface de base des marnes ; C) Champ 3D de l'azimut de la famille F1, utilisé comme contrainte dans la SIS à azimuth variable ; D) Champ 3D de probabilité de présence d'un conduit karstique dans la zone comprise entre et autour des points d'entrée et de sortie du karst (Viseur et al. 2014).

- *Simulation séquentielle de conduits karstiques*

En utilisant le jeu de données et l'algorithme présenté précédemment, plusieurs réalisations du réseau karstique de Saint-Sébastien ont été réalisées, toutes conditionnées aux mêmes données disponibles. Trois de ces simulations sont présentées dans la Fig. 4.17. Dans ces simulations, seuls les corps connectant les deux familles ($C_1 \cup C_2$) ont été préservés. Dans un deuxième temps, seuls les corps (*geobodies*) connectant tous les points d'alimentation et les points de restitution ont été sélectionnés. Il en résulte qu'une partie des corps simulés sont éliminés des réalisations et sont considérés comme faisant partis de la composante " matrice ". Afin d'obtenir les réalisations de la Fig. 4.17, la surface enveloppe a été construite autour des corps simulés sélectionnés.

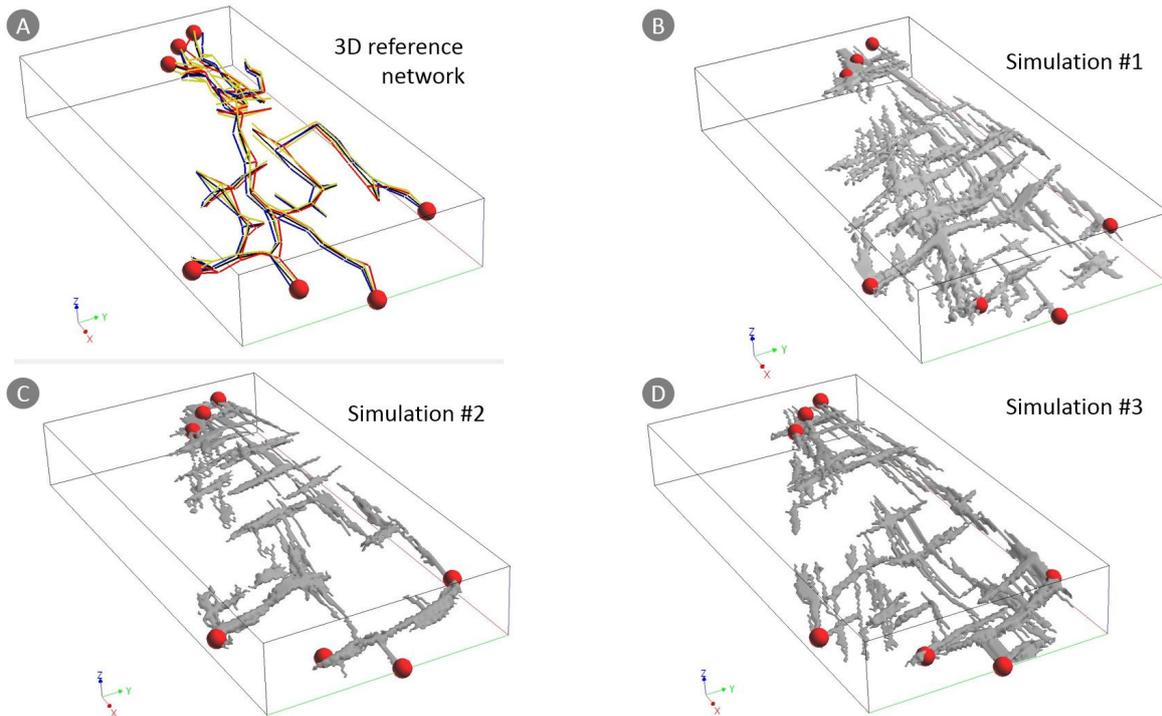


Fig. 4.17 : Plusieurs réalisations du réseau de Saint-Sébastien en utilisant l'approche H-SIS. A) Topographie 3D du réseau de référence ; B) Simulation n°1 ; C) Simulation n°2 ; D) Simulation n°3. Les points rouges représentent les points d'alimentation et de sortie du système et sont introduit comme donnée dure dans le processus de simulation (Viseur et al. 2014).

Les trois réalisations de la Fig. 4.17 honorent les données d'entrée dans le sens où tous les points d'alimentations sont reliés aux points de restitutions, ce qui constitue un critère de sélection *a posteriori*. D'un point de vue visuel, la simulation 2 est plus proche du cas réel que les autres simulations. Un autre critère de sélection est la reproduction du volume du réseau de référence (Tableau 4.3). Les volumes correspondent aux volumes raster, c'est-à-dire à un jeu de cellules de la grille 3D. Le volume du modèle 3D de référence a été calculé. Le nombre de points conditionnant pour la famille C2 est également détaillé dans le Tableau 4.3. Ils varient autour de 22. La première simulation est la plus connectée avec 27 points conditionnant pour C₂. Cela a pour effet de produire un réseau avec un volume plus élevé car connectant plus de conduits simulés. La simulation 2 est également la plus proche du cas d'étude en termes de volume connecté.

Tableau 4.3 : Valeurs simulées pour 3 exemples de simulations montrés dans la Fig. 4.17.

| Simulation # | Données conditionnement | Volumes (m ³) |
|---------------|-------------------------|---------------------------|
| Simulation #1 | 27 | 402 |
| Simulation #2 | 19 | 259 |
| Simulation #3 | 16 | 314 |
| Modèle 3D | - | 247 |

L'approche présentée ici, utilisant une technique classique de géostatistique (SIS), permet la reproduction de réseaux karstiques à partir de données spéléologiques, karstologiques et géologiques. L'introduction de données conditionnantes dans le processus de simulation (point d'entrées/sorties, tendance) a permis de reproduire de manière réaliste la géométrie et la connectivité d'un réseau karstique monogénique simple, la grotte de Saint-Sébastien. En effet, le fait que les simulations aient été conditionnées aux connaissances disponibles, cela a eu pour effet d'augmenter les contraintes de modélisations permettant d'aboutir à une structure cohérente par rapport aux données. L'utilisation de la SIS pour la reproduction de structures karstiques est discutée en fin de section.

4.5.1.3 Simulation d'un réseau karstique polygénique par approche H-SIS

Le cas d'étude de Saint-Sébastien est un cas réel mais non générique. Afin de tester les possibilités d'une approche H-SIS à reproduire l'organisation d'un réseau karstique polygénique, un cas synthétique simple a été élaboré (Fig. 4.18). Ce cas synthétique a été réalisé dans un cube de 200 x 200 x 100 m avec une maille de cellule régulière de 1 m de côté. Une seule réalisation de ce cas synthétique a été effectuée. Le scénario de simulation suivant a été défini :

- un réseau karstique épigène polygénique composé de trois niveaux horizontaux. Le niveau 1 est à -20 m, le niveau 2 à -60 m, et le niveau 3 à -100 m ;
- chaque niveau horizontal correspond à un stade d'enfoncement du réseau et un nouveau point de restitution se met en place à cette altitude ;
- les niveaux horizontaux sont basculés de 2° vers l'aval du système afin de rendre compte du gradient ;
- chaque niveau horizontal est connecté au précédent par des puits verticaux ;
- de nouveaux puits verticaux peuvent apparaître dans les parties supérieures soumises à karstification ;
- il n'y a pas ou peu de karstification sous les niveaux horizontaux au moment de leur fonctionnement comme drains horizontaux ;
- il existe deux directions préférentielles de fracturation et de conduits horizontaux pour chaque niveau : les conduits C_1 orientés N0 et les C_2 orientés N90.

Deux types de données conditionnantes ont été intégrées dans le processus de simulation :

- les données dures correspondent aux points d'infiltration en surface et un point unique de restitution en sortie ;
- les données secondaires correspondent aux probabilités d'occurrence P_k de conduits en fonction (i) de la distance au niveau piézométrique (niveau de réseaux de conduits horizontaux) et (ii) de la distance au point de restitution.

Les paramètres utilisés pour ces simulations sont décrits dans le Tableau 4.4. De la même manière que dans la section précédente, seul le corps connectant les entrées et les sorties du système a été préservé (Fig. 4.18 F). Les corps connectés simulés mais non connectés à la structure principale sont éliminés. D'un point de vue visuel, le réseau karstique polygénique simulé présente une structure cohérente avec (i) les données d'entrée (dures et "molles") et (ii) les *a priori* génétiques. En effet, il apparaît qu'en conditionnant l'occurrence de réseaux karstiques en fonction (i) de la distance à un horizon et (ii) de la distance au point de restitution, la structure du réseau généré semble "karstologiquement" cohérente. Les structures préalablement simulées sont réutilisées et la hiérarchisation des réseaux karstiques apparaît correctement reproduite. La structure de réseau est moins dense vers l'aval du système et forme une structure de type branchwork (Palmer, 1991).

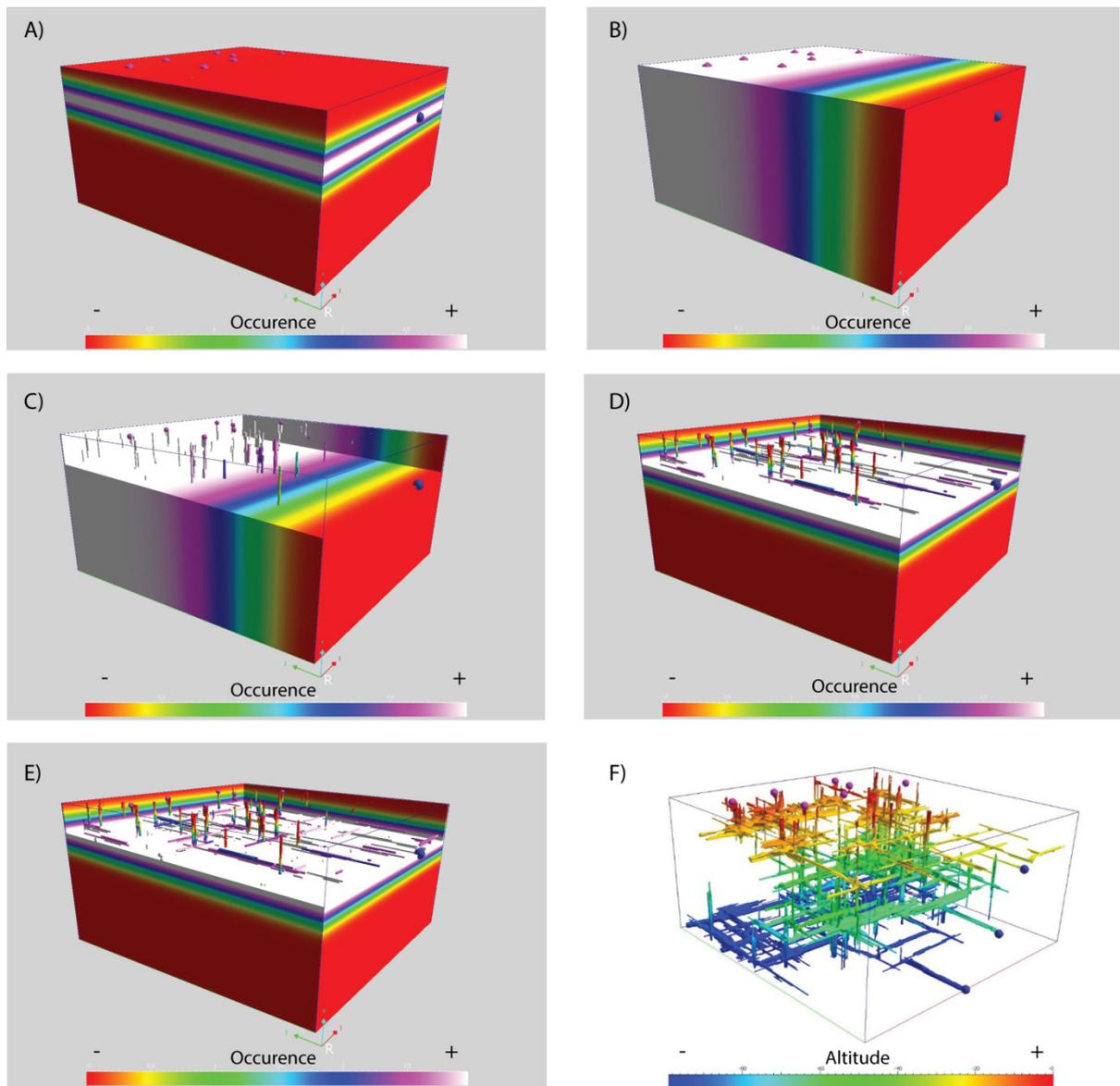


Fig. 4.18 : Simulation H-SIS d'un réseau karstique polygénique. A) Probabilité d'occurrence de conduits karstiques suivant un niveau piézométrique, B) Probabilité d'occurrence de conduits karstiques en fonction de l'éloignement au point de restitution (point bleu), C) Simulation de conduits verticaux reliant les points d'entrées au niveau piézométrique, D) simulation d'une première famille de conduits N0, E) simulation de la deuxième famille de conduits N90. F) En répétant les étapes A) à E) pour les différents niveaux piézométrique reconnus, il est possible de simuler l'organisation d'un réseau karstique polyphasé.

Tableau 4.4 : Paramètres utilisés pour la simulation. Les paramètres R correspondent à la portée des variogramme dans les trois directions de l'espace.

| Paramètres | | Valeurs |
|--|--------------|-------------------------|
| Proportion karst | | 0,001 |
| Proportion " matrice " | | 0,999 |
| Dimensions des variogrammes des puits verticaux (m) | R_1 | 20 (pour niveau 1) |
| | R_2 | 40 (pour niveau 2 et 3) |
| | R_3 | 2 |
| | Dip | 2 |
| Dimensions des variogrammes des conduits horizontaux | R_1 | 90 |
| | R_2 | 40 |
| | R_3 | 5 |
| | Dip | 5 |
| | Azimuth (°N) | 2 |
| | | 0 |
| Famille C ₁ | R_1 | 40 |
| | R_2 | 5 |
| | R_3 | 5 |
| | Dip | 2 |
| | Azimuth (°N) | 0 |
| | | |
| Famille C ₂ | R_1 | 40 |
| | R_2 | 5 |
| | R_3 | 5 |
| | Dip | 0 |
| | Azimuth (°N) | 90 |
| | | |

4.5.2 Simulation par approche multipoint

4.5.2.1 Approche et méthode

Les simulations MPS reposent sur l'approche décrite en section 4.2.4.1. De nombreux algorithmes de simulation MPS ont été récemment proposés, tels que Snesim (Strebelle, 2002), Impala (Straubhaar *et al.*, 2011), Direct Sampling (Mariethoz *et al.*, 2010), Filtersim (Zhang *et al.*, 2006), Simpat (Arpat et Caers, 2007). Le code Impala a été ici utilisé car implémenté dans le logiciel Skua-Gocad. L'algorithme Impala consiste à remplir successivement chaque cellule de la grille de simulation par un tirage aléatoire d'une catégorie de faciès selon une distribution de probabilité conditionnée à l'occurrence de données centrée au niveau de la cellule simulée. La distribution de probabilité est calculée à partir d'un catalogue de modèles analysés dans l'image d'entraînement. Les probabilités ainsi calculées sont stockées dans un catalogue basé sur une structure de liste. Les temps de simulation dépendent alors de la résolution de la grille de l'image d'entraînement, de la taille de la grille de simulation et de la taille de la zone de recherche (*template*) à considérer dans l'image d'entraînement. Cette section détaille le principe d'utilisation et de rasterisation d'images d'entraînement (TI) considérées comme analogue des morphologies à reproduire, ainsi que la méthodologie de conditionnement des simulations MPS.

- *Création d'images d'entraînement*

Les MPS sont destinées à reproduire la géométrie et la topologie d'images d'entraînement définies par l'utilisateur. Dans le cas de réseaux karstiques, les données disponibles consistent en un linéament 3D représentant le squelette de la cavité (données vecteur) accompagné de données locales de hauteur et largeur. Les simulations MPS étant des approches basées-pixels, il a été nécessaire de discrétiser ces linéaments dans une grille 3D afin de générer des images d'entraînement raster (TI). Pour cela, chaque cellule comportant une partie du linéament topographique a été assignée avec la propriété "karst". Cependant, de manière à assurer la reproduction de la géométrie et de la connectivité, il a été nécessaire d'obtenir des données raster (TI) où le squelette ne correspondait pas uniquement à une succession de cellules uniques connectées par une face, une arête ou un angle. Ainsi, il a été nécessaire d'étendre la propriété " karst " aux cellules voisines (Fig. 4.19). D'une part, cela a pour but de refléter la taille (largeur et hauteur) des conduits, et d'autre part cela a pour but de générer un corps "karstiques" plus imposant pour l'image d'entraînement, et ainsi d'améliorer la recherche de configurations analogues dans le

processus MPS, et d'améliorer la connectivité dans l'image d'entraînement et dans les structures générées.

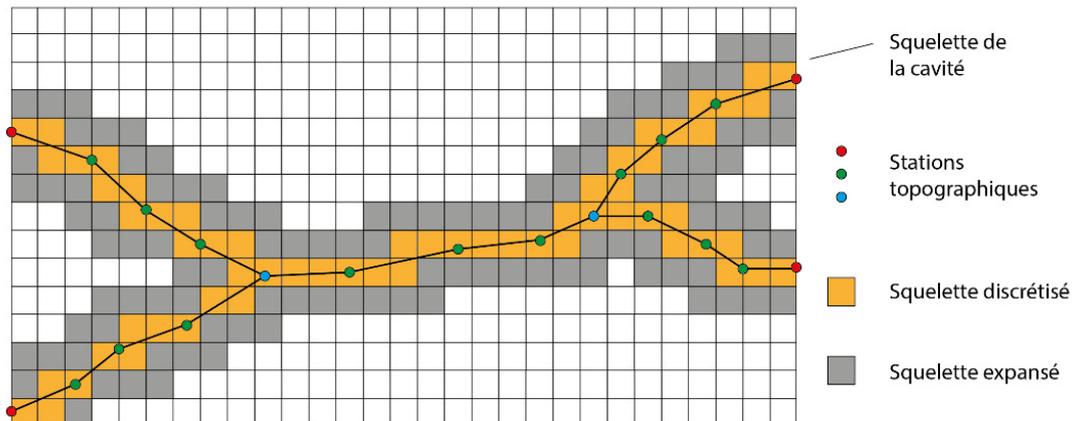


Fig. 4.19 : Principe de discrétisation (rastérisation) d'une topographie d'un réseau karstique au sein d'une grille numérique.

Cependant, le fait de discrétiser une topographie 3D dans une grille numérique peut entraîner la modification de paramètres géométriques et topologiques. Afin de garder une certaine représentativité de la structure considérée, il convient alors de ne pas utiliser une maille trop grande par rapport à la largeur et la hauteur moyenne des conduits. En effet, la rastérisation des topographies dans des cellules de mailles trop importantes aura pour effet de connecter des structures qui ne le sont pas dans les données initiales (Fig. 4.20).

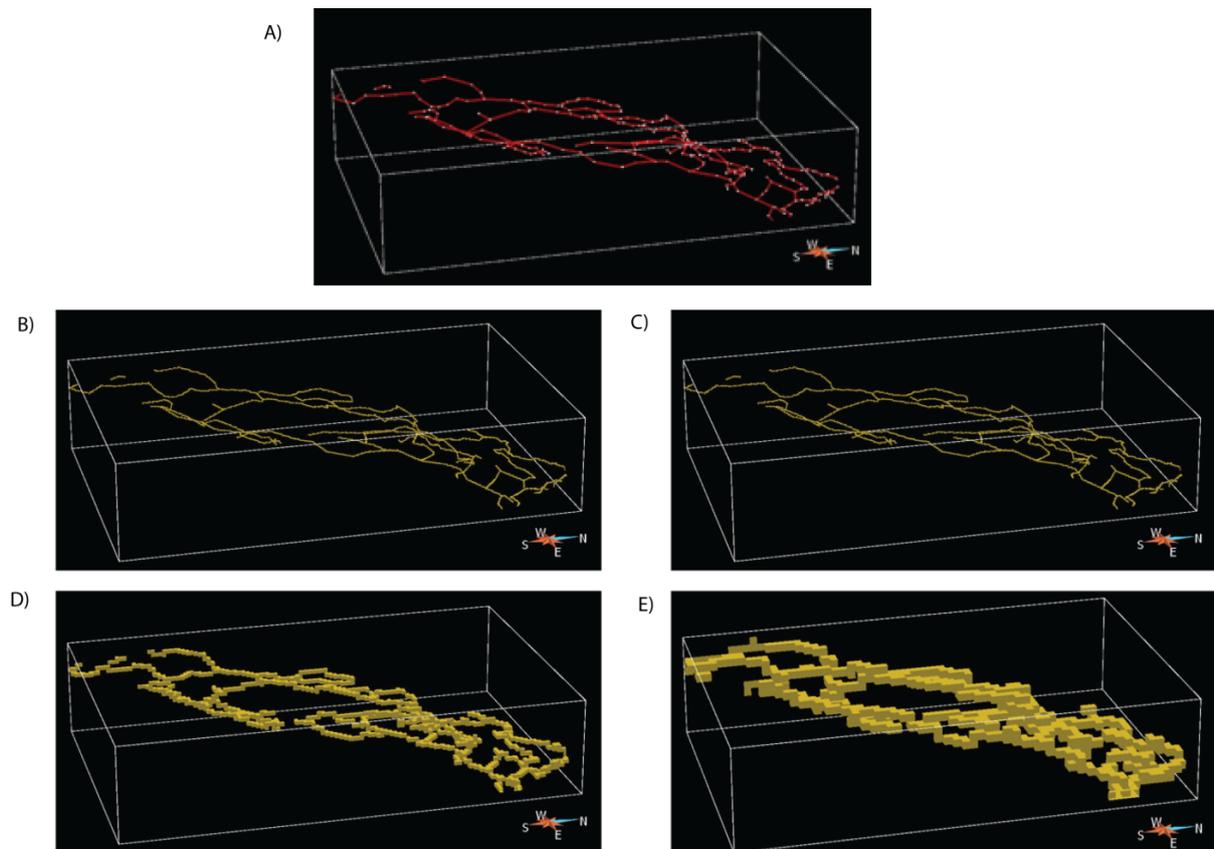


Fig. 4.20 : Image d'entraînement (TI) discrétisée dans une grille numérique de différentes résolutions. A) Squelette 3D de la cavité de Lali (zone épinoyée – LC) avec une hauteur et largeur moyenne des conduits d'environ 2 m; squelette discrétisé dans une grille de B) 1 m, C) 2 m, D) 4m et E) 8 m d'arête. Dans D) et E) des connexions fictives apparaissent et une part de la topologie du réseau n'est pas représentative du réseau réel.

La résolution de la grille numérique du domaine d'intérêt sera alors contrainte par la résolution de la grille contenant la TI. Afin de garder la représentativité des données analogues de la TI, une résolution de l'ordre du mètre voire de la dizaine de mètres (pour certains très grands réseaux comme St Marcel d'Ardèche) sera nécessaire.

- *Données conditionnantes*

Tout comme la SIS, les MPS permettent aisément de conditionner les simulations à des données dures et des données secondaires. Différents types de données conditionnantes peuvent être intégrés dans le processus de simulation (section 4.4.2 et Fig. 4.21). Ces données peuvent correspondre à des connaissances géologiques, hydrogéologiques ou karstologiques. Les données dures (observations, présence de conduit reconnu, *etc.*) sont insérées dans le processus de simulation comme propriétés discrètes au sein de la grille. La propriété "karst" est affectée aux cellules correspondantes.

Les données secondaires sont intégrées comme tendance (probabilité d'occurrence de réseaux karstiques P_k en fonction des différentes connaissances géologiques, hydrogéologiques et karstologiques) en utilisant l'équation 18. La probabilité d'occurrence totale est au final calculée en fonction de toutes les autres données conditionnantes par la relation de l'équation 20. Un exemple d'application est montré dans la section suivante.

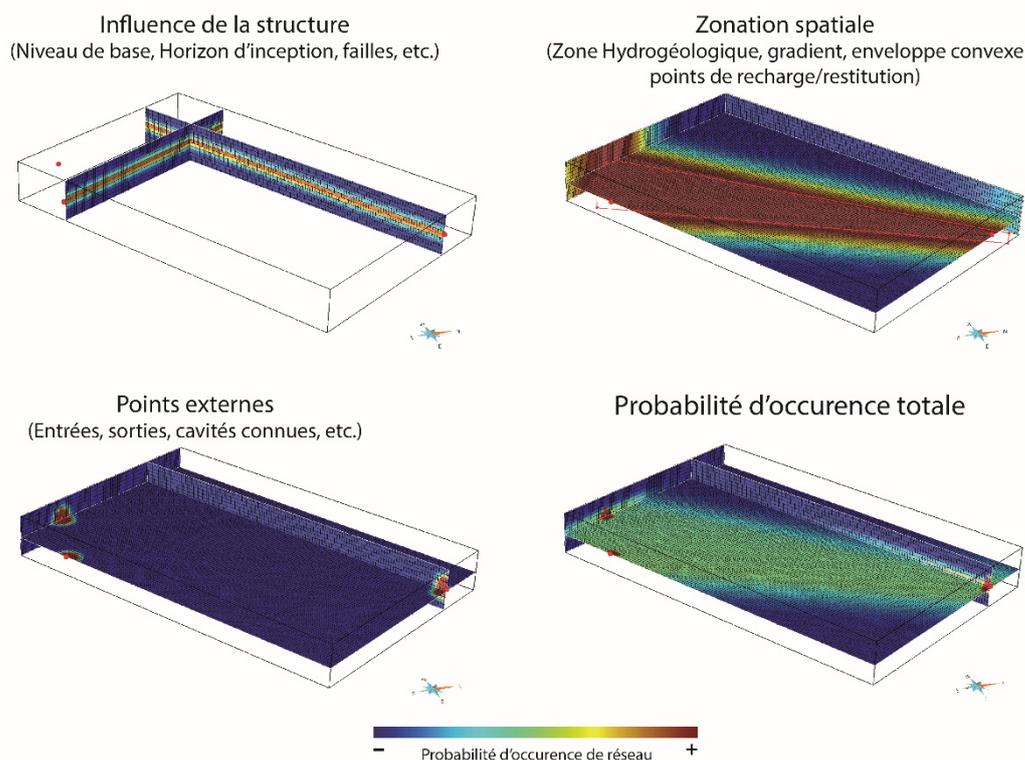


Fig. 4.21 : Exemple de données conditionnantes pouvant être intégrées dans le processus de simulations stochastiques de réseaux karstiques. La probabilité d'occurrence de structures karstiques est calculée pour chaque donnée conditionnante au sein d'une grille stratigraphique numérique. La proportion et la probabilité d'occurrence de réseaux karstique globale est obtenue en calculant les probabilités combinées.

4.5.2.2 Application à la simulation de motifs karstiques

Théoriquement, les simulations MPS peuvent s'appliquer à n'importe quel type d'image d'entraînement (TI). Afin de tester les performances du code Impala implémenté sous Gocad pour la reproduction de conduits karstiques, deux TI aux organisations visuellement différentes ont été

sélectionnées au sein d'un même réseau karstique correspondant à un motif de type WTC (niveau intermédiaire du réseau de Saint-Marcel-d'Ardèche) (Fig. 4.22).

- *Images d'entraînements*

La TI (A) (Fig. 4.22) est composée de conduits anastomosés avec des boucles (ou cycles) dans le plan horizontal, la TI (B) est uniquement composée de ramifications à 3 branches mimant un motif de type branchwork. La largeur moyenne des conduits est d'environ 3,6 m et la hauteur moyenne d'environ 2,1 m. En première approximation, une résolution de grille de l'ordre du mètre aurait été nécessaire. Cependant, en raison de l'étendue de la zone de simulation (plus de 1 km de grand axe) il a été nécessaire de tester plusieurs résolutions de grille afin de trouver un compromis entre la reproduction des motifs et le temps de simulation. En dessous de 8 m d'arête, les temps de simulations étaient de plusieurs heures pour 1 simulation, et les corps en simulés n'étaient que très peu connectés. Une grille stratigraphique de 8 m d'arête a été retenue pour servir de support à la modélisation, comme le meilleur compromis réalisme/performance.

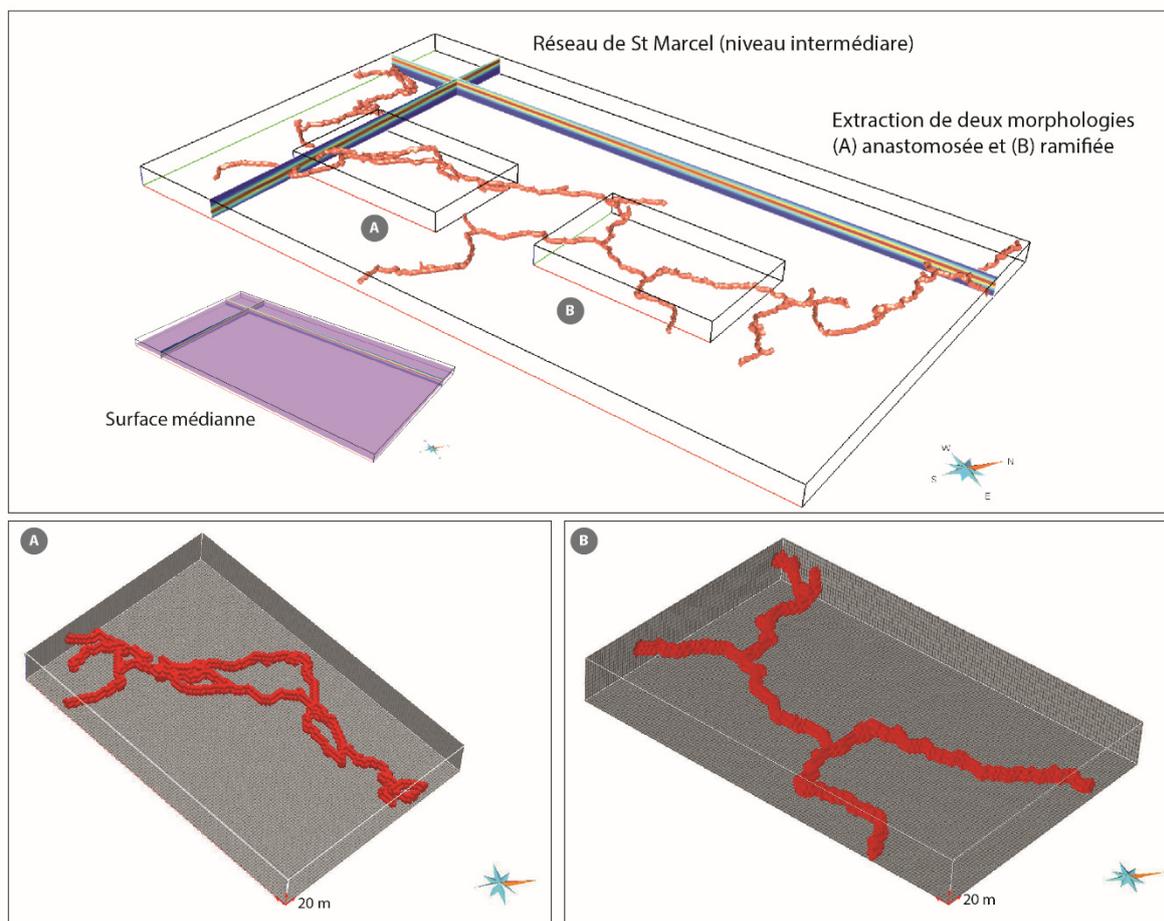


Fig. 4.22 : Images d'entraînement (TI) utilisées pour la simulation de deux organisations karstiques différentes et simulation MPS associées : (A) motif anastomosé présentant des cycles, (B) motif ne présentant que des ramifications en arbre. Les données de conditionnement utilisées sont présentées dans la Fig. 4.22.

- *Données conditionnantes*

Les données dures entrées dans les modèles correspondent aux points externes (points aux extrémités des conduits compris dans la grille) et pouvant être assimilées localement comme les entrées et sorties du système. Ces données sont intégrées dans la grille numérique comme données

conditionnelles correspondant au faciès "karst". Trois types de données secondaires ont été introduits comme tendance de probabilité d'occurrence de conduits :

- L'influence de la présence d'un niveau de base a été prise en compte en interpolant une surface correspondant au plan médian des données réelles. Cette surface a été construite en utilisant l'algorithme de DSI (Discrete Smooth Interpolator) implémenté dans le logiciel Gocad (Mallet, 2002). La distance d'influence de cette surface a été définie à $\sigma = 20$ m (Eq. 18).
- La direction d'écoulement a été introduite en définissant l'enveloppe convexe des points externes. Dans l'enveloppe convexe la proportion est maximale, en dehors, la proportion décroît en fonction de la distance. La distance d'influence de cette enveloppe a été définie arbitrairement à $\sigma = 200$ m (Eq. 18).
- La présence de points conditionnants. En effet, lors de simulations, il arrivait qu'aucun corps karstique ne soit simulé autour des points externes conditionnants entrés en début de simulations, c'est-à-dire que seule la cellule conditionnante soit affectée au faciès karst et qu'elle ne soit pas reliée à d'autres corps simulés. Pour pallier ce problème et afin d'assurer la présence de corps simulés à proximité de ces points, une probabilité d'occurrence de faciès karst plus forte a été intégrée autour de ces points. Le paramètre σ a été défini à $\sigma = 20$ m (Eq. 18).

- *Simulations MPS*

Pour chaque TI (Fig. 4.22), dix réalisations ont été effectuées avec les mêmes paramètres (Tableau 4.5). Trois simulations sont présentées pour chaque TI dans la Fig. 4.23.

Tableau 4.5 : Paramètres utilisés pour simuler les structures karstiques avec le code IMPALA implémenté sous Gocad-Skua.

| Paramètres | Valeurs |
|---|--------------|
| Proportion karst | 0.01 |
| Proportion " matrice " | 0.99 |
| Nombre de sous-grilles | 4 |
| Résolution des sous-grilles | 3 x 3 x 1 |
| Type du modèle de recherche (en cellules) | Elliptique |
| Taille du modèle de recherche | 20 x 20 x 10 |
| Nombre maximal de voisins dans le modèle | 1000 |

Pour les deux TI, la géométrie et la topologie semblent, en première approximation, relativement bien reproduites. Des cycles apparaissent dans le cas de motifs anastomosés. La plupart des ramifications des simulations du motif arborescent sont constituées de connexions à trois branches. Cependant des cycles apparaissent dans ce dernier motif alors qu'ils ne sont pas présents dans l'image d'entraînement. Deux problèmes sont également rencontrés lors de l'utilisation de la MPS :

- la mauvaise reproduction de la connectivité. En effet, les points externes ne sont pas forcément connectés. Seules les simulations 2A et 2B connectent l'ensemble des points de conditionnement.
- une mauvaise reproduction des proportions. La proportion de faciès "karst" est initialement définie à 0,01. Dans les différentes réalisations, cette proportion est surestimée et varie entre 0,02 et 0,05.

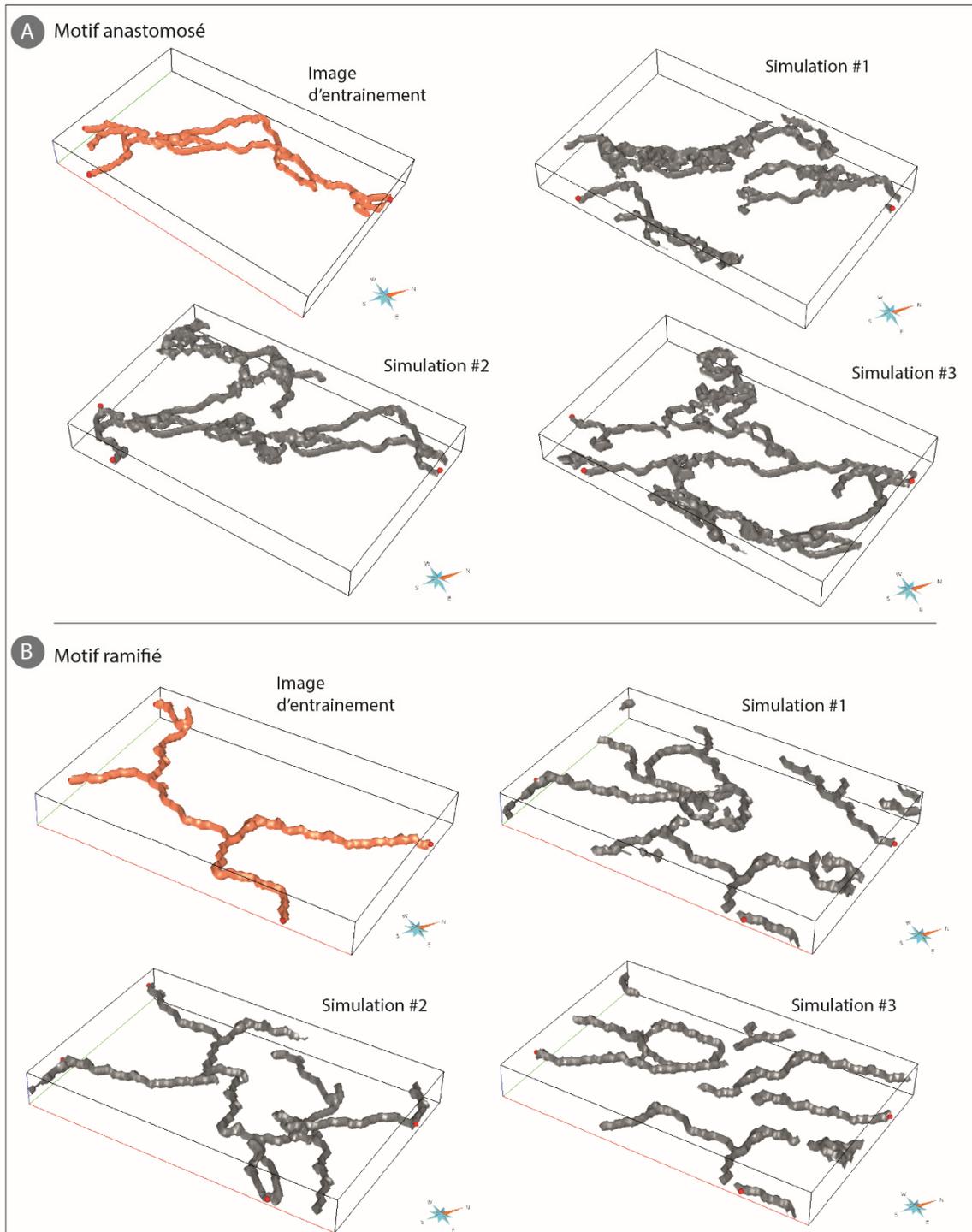


Fig. 4.23 : Simulation MPS pour deux organisations différentes de motifs karstiques : A) motif anastomosé et B) motif ramifié.

4.5.2.3 Simulation d'un réseau karstique polygénique par approche MPS

Les simulations MPS reposant sur l'utilisation de TI, ces méthodes présentent un potentiel pour la reproduction de structures karstiques composées de plusieurs motifs karstiques. En effet, chaque motif karstique peut être simulé séparément dans une région indépendante. Chaque motif est ainsi assigné à une zonation particulière correspondant à celle supposée et/ou reconnue sur le terrain. Ainsi, avec une même approche, il sera possible de simuler un motif de type vadose branchwork (VB) dans la zone (ou région) vadose, qui sera lui-même connecté à un motif de type WTC ou LC, suivant le type de recharge, respectivement au niveau de la surface piézométrique ou dans la zone épinoyée.

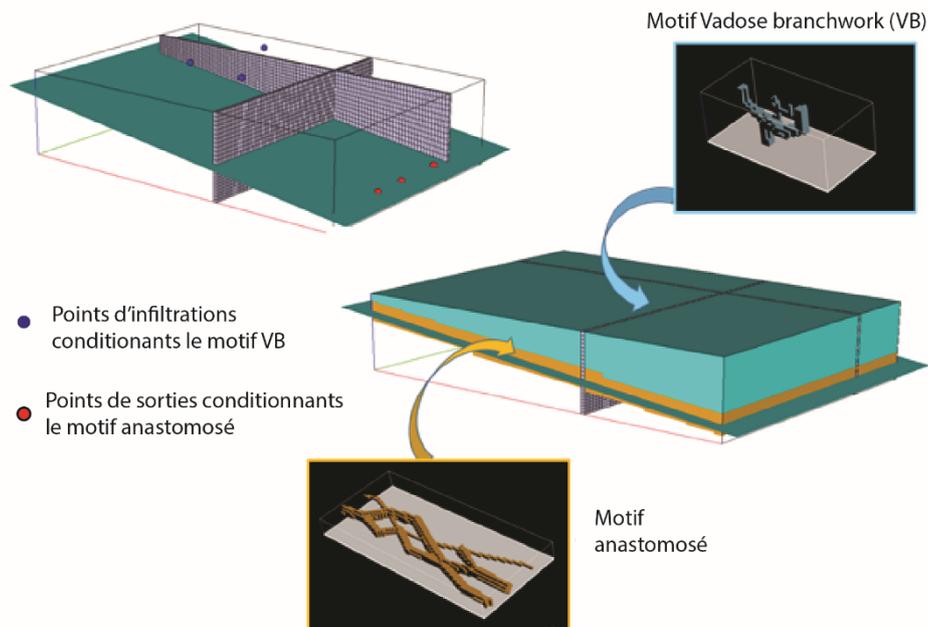


Fig. 4.24 : Principe de simulation séquentielle de motifs karstique par MPS où chaque motif karstique correspondant à une TI est assigné à une zonation. Zone vadose en bleu, zone épinoyée en jaune.

Afin de tester les possibilités d'une approche MPS à reproduire l'organisation d'un réseau karstique épigène composé de plusieurs motifs, un cas synthétique simple a été réalisé (Fig. 4.24 et Fig. 4.25). Ce cas synthétique a été réalisé dans un cube de 100 x 70 x 30 m avec une maille de cellule régulière de 1 m de d'arête. Une seule réalisation de ce cas synthétique a été réalisée. Un scénario de simulation simple a été défini :

- Un réseau karstique épigène est composé de deux motifs karstiques : un motif de type vadose branchwork (VB) dans la zone vadose et un motif anastomosé (LC), respectivement dans la zone vadose et dans zone épinoyée (Fig. 4.24).

Deux types de données conditionnantes ont été intégrées dans le processus de simulation :

- Les données dures ; correspondantes aux points d'infiltration en surface et plusieurs points de restitutions en sorties.
- Les données secondaires ; correspondantes aux probabilités d'occurrence P_k de conduits en fonction (i) de la distance à la zone épinoyée (pour le motif LC) et (ii) de la distance aux points de restitutions pour les deux motifs. Les proportions de chaque faciès varient localement en fonction de la probabilité d'occurrence de chaque faciès.

Les TI ont été construites de manière simplifiée afin de tester le protocole de simulation. Du fait de leur complexité, l'utilisation de motifs de la base de données analogues (Chapitre 3), aurait rendu le protocole plus délicat à mettre en œuvre et des temps de simulation beaucoup plus longs.

Les paramètres utilisés pour ces simulations sont décrits dans le Tableau 4.6. La simulation des motifs a été réalisée séquentiellement par :

- un premier faciès LC a été simulé dans la zone épinoyée, conditionné aux points de sorties et à la surface piézométrique ;
- Selon la même approche que celle décrite en 4.5.1.1, un tirage aléatoire a ensuite été réalisé au sein des cellules de faciès "karst" constituant le premier motif afin de définir les points de conditionnement pour la simulation du motif VB suivant. Ce tirage aléatoire a été influencé par la probabilité d'occurrence P_k ;

- le motif VB est ensuite simulé dans la zone vadose en considérant (i) les points de conditionnement en surface, (ii) les points de conditionnement au sein du motif précédent, et (iii) une proportion de réseaux plus importante en amont du système.

Tableau 4.6 : Paramètres utilisés pour simuler les structures karstiques avec le code IMPALA implémenté sous Gocad-Skua.

| Paramètres | Valeurs |
|---|--------------|
| Proportion karst | 0,01 |
| Proportion " matrice " | 0,99 |
| Nombre de sous-grilles | 1 |
| Résolution des sous-grilles | 1 x 1 x 1 |
| Type du modèle de recherche (en cellules) | Sphérique |
| Taille du modèle de recherche | 10 x 10 x 10 |
| Nombre maximal de voisins dans le modèle | 32 |

De la même manière que dans l'approche H-SIS, seul le corps connectant les entrées et les sorties du système a été préservé (Fig. 4.25). Les corps simulés mais non connectés à la structure principale sont éliminés. La structure simpliste simulée ici, rend visuellement compte d'un réseau karstique composé de plusieurs motifs où la structure est cohérente avec (i) les données d'entrées (dures et "molles") et (ii) les *a priori* génétiques.

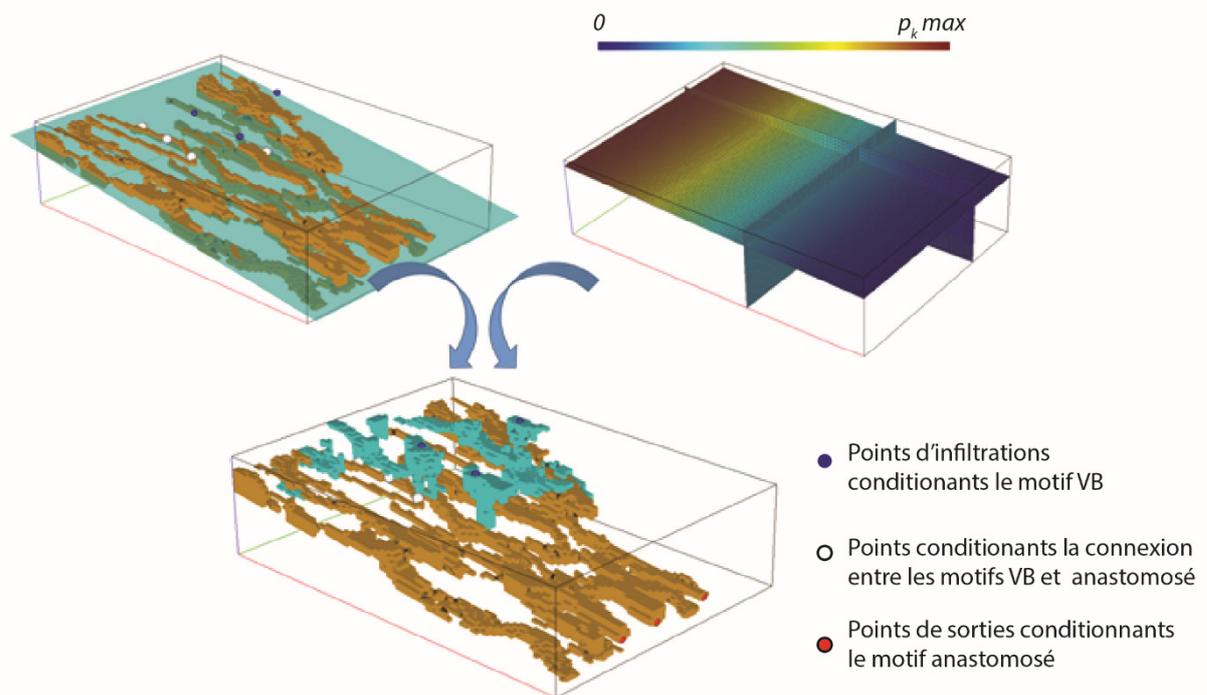


Fig. 4.25 : Simulation séquentielle de motifs karstique par MPS. Chaque motif karstique est simulé dans une région définie dans la Fig. 4.24.

4.6 Synthèse et discussion sur les approches de modélisation géostatistiques pour la reproduction de structures karstiques

Plusieurs approches de modélisations de la structure du karst ont été proposées durant les dernières décennies. Ces approches reposent, soit sur la simulation des processus de dissolution aboutissant à l'établissement d'un réseau karstique, soit sur l'utilisation de méthodes de modélisation reproduisant l'organisation finale des réseaux karstiques, tels qu'ils peuvent être observés à un moment donné, sans la prise en compte explicite des processus de dissolution, mais en tenant en compte de contraintes extérieures (Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Rongier *et al.*, 2014 ; Borghi *et al.*, 2016) et parfois, de morphologies analogues (Fournillon *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014).

L'objectif de ces modélisations basées-structures est la reconstruction des systèmes karstiques probables, au vu des incertitudes et connaissances disponibles, responsables du fonctionnement hydrodynamique d'un réservoir aquifère. Les simulations ainsi générées peuvent servir de base à la résolution de problème inverse (Borghi *et al.*, 2016) en permettant de simuler la composante de l'écoulement rapide dans les conduits en complément de l'écoulement lent dans le milieu "matriciel" (porosité matricielle et porosité liée aux fractures). De réelles avancées ont été proposées à travers les différentes méthodes, cependant, toutes ces approches présentent des avantages et des inconvénients. Soit ces approches ne peuvent que difficilement être appliquées à une vaste échelle du fait qu'elles reposent sur l'utilisation d'une grille numérique, soit elles ne peuvent que difficilement être conditionnées à des données locales ou globales. Dans cette section, nous nous intéressons aux principales possibilités et limites des différentes approches, notamment celles utilisées ici la SIS et la MPS, et tentons d'apporter des éléments de réponse pour les recherches futures concernant la modélisation probabiliste des réseaux karstiques.

4.6.1 Possibilités et limites des approches SIS et MPS pour la reproduction de structures karstiques

Les approches classiques de géostatistiques telles que la simulation séquentielle d'indicatrice (SIS) et la simulation multipoints (MPS), permettent la simulation de n'importe quelles variables catégoriques. Comme illustré dans ce travail, elles permettent la simulation de réseaux karstiques en considérant deux faciès, le faciès "karst" correspondant aux conduits supérieurs à un certain diamètre (ici $> 0,5$ m), et le faciès "matrice" correspondant au reste du milieu. Ces méthodes offrent l'avantage d'être généralement rapides, flexibles, facilement conditionnables et permettent d'intégrer des connaissances *a priori* d'origines variées (géologie, hydrogéologie, karstologie). Elles permettent de conditionner les simulations à des données ponctuelles ainsi qu'à des tendances globales. La SIS permet de reproduire la géométrie et la topologie d'objets géologiques uniquement à partir de paramètres géométriques et nécessite ainsi peu de paramètres (proportions et variogrammes). La SIS peut être utilisée afin de reproduire des réseaux aux motifs linéaires et/ou maillés, tels que des motifs de types Angular maze ou des réseaux de types branchwork angulaires (Palmer, 1991). Il serait également envisageable de pouvoir utiliser ce type de méthode pour la simulation de corps fantômisés et/ou pour la simulation de réseaux épigènes qui se sont superposés sur des phénomènes de fantômisation. Du fait que les méthodes MPS reposent sur l'utilisation d'images d'entraînement (TI) considérées comme analogues des structures non observées, ces dernières offrent de réelles possibilités pour la reproduction de structures karstiques. En effet, la connaissance des différentes phases de structuration karstique d'un massif karstique permettrait de déterminer la zonation de chaque motif karstique et, à partir d'une base de donnée d'image d'entraînement, de pouvoir simuler l'organisation probable des réseaux au sein d'un réservoir karstifié, du moment où l'on connaît les phases de karstification.

Cependant, les limites de ces deux méthodes ont été atteintes dans ce travail notamment au niveau des temps de calcul et de la reproduction de la connectivité. Concernant les temps de calcul, l'utilisation

de ces méthodes basées-pixels (utilisation d'une grille numérique), nous a contraints à réaliser ces simulations sur des cas d'études relativement restreints. L'application à des emprises plus grandes a été testée mais les résultats, non convaincants pour des temps de calculs extrêmement longs, nous a contraint à revoir les applications. Concernant la connectivité, les deux approches montrent leurs limites dans le fait que les connexions reconnues entre les entrées et les sorties peuvent ne pas être honorées, et que des corps simulés ne soient connectés à aucun autre, ce qui est problématique dans le cas de réseaux karstiques hiérarchisés et connectés. Avec l'approche H-SIS, des points conditionnants ont été simulés afin d'assurer un certain degré de connectivité entre les différentes familles de conduits et ainsi obtenir des structures plus connectées. Cependant, du fait du hasard des simulations, des intersections peuvent s'ajouter entre les familles de conduits. Cela a pour effet de surestimer le nombre moyen de connexions. Une stratégie pourrait être de définir virtuellement un faciès de matrice autour des conduits déjà simulés hormis autour des points conditionnants pour simuler une famille donnée. De plus, il serait intéressant de promouvoir les connexions, et donc des générations de points conditionnants, en terminaison de conduits (en aval), ce qui aurait pour effet de mimer les processus spéléogénétiques. Afin d'assurer cette connectivité, une autre alternative serait d'augmenter les proportions du faciès "karst" afin de forcer les connexions entre les entrées et les sorties. Cependant, l'augmentation de proportion aurait pour effet de générer beaucoup trop de réseaux virtuels et ne rendrait plus compte de la structure fortement hétérogène et hiérarchisée des réseaux karstiques comme le montre la Fig. 4.26. Dans le présent travail, le problème de connectivité a été en partie résolu grâce à l'introduction de données molles (tendance). En effet, la proportion de réseaux karstiques étant extrêmement faible, pour généralement un volume d'intérêt extrêmement grand, les chances d'avoir un réseau connecté entre les entrées et les sorties sont relativement faibles si l'on modélise de la même manière dans l'intégralité du volume. Dans le cas des simulations effectuées, c'est justement l'introduction de données molles qui a permis d'améliorer cette connectivité. En effet, l'introduction de tendances de probabilité d'occurrence, a eu pour effet de concentrer les proportions faibles de réseaux karstiques dans des zones restreintes par rapport au volume global. Cela a eu pour effet d'améliorer la connectivité tout en honorant les données d'entrées. Cependant, même en contraignant les simulations le plus possible au vue des connaissances, il nous a été nécessaire, dans les deux cas (MPS et SIS), de réaliser une sélection *a posteriori* afin de sélectionner les réalisations connectant les entrées et les sorties.

Afin de pallier ces problèmes de connectivités, Renard *et al.* (2011) ont proposé un algorithme permettant de conditionner les simulations stochastiques à des informations de connectivité. Cet algorithme repose sur la philosophie des méthodes MPS mais peut également s'appliquer à d'autres méthodes. Cependant, l'algorithme Impala (Straubhaar *et al.*, 2011), tel qu'implémenté dans le logiciel Skua-Gocad, ne présentait pas cette fonctionnalité. Malgré le fait que cette fonctionnalité soit d'une importance primordiale dans la reproduction de structures connectées et hiérarchisées telles que les réseaux karstiques, il n'a pas été directement possible de conditionner les simulations à connecter un jeu de points définis, comme par exemple les points d'entrées et de sorties d'un système, ou des points reconnus pour appartenir au même motif karstique de la même génération.

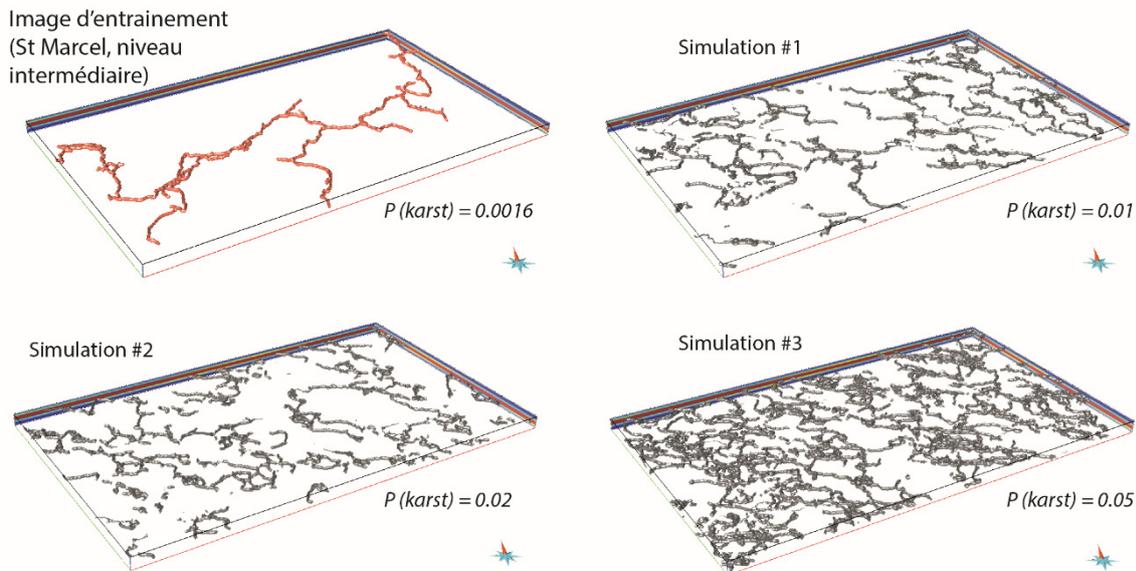


Fig. 4.26 : Simulation de conduits karstiques par méthode MPS pour différentes valeurs de proportion de faciès "karst".

Une troisième limitation fait que, dans tous les cas, la SIS et la MPS offrent un potentiel restreint pour la reproduction des structures karstiques. La principale limitation de ces méthodes réside en effet dans le fait qu'elles soient basées-pixel et soient dépendantes de l'utilisation d'une grille numérique afin de garder une représentativité significative, une maille de l'ordre du mètre serait nécessaire pour simuler des réseaux karstiques. Essentiellement pour cette raison, leur application à l'échelle d'un réservoir est difficilement envisageable tant le nombre de cellules serait important et les temps de calcul prohibitifs. Leur application reste par conséquent limitée à une échelle restreinte qui dépendra également de la puissance de calcul disponible. Récemment, des méthodes multipoint non-maillées (MPS) ont été proposées pour la reproduction des réseaux karstiques (Erzeybek *et al.*, 2012 ; Ghobadi, 2016). Elles proposent de reproduire des objets sans tenir compte de la résolution de la grille. Ces approches n'ont pas pu être testées dans le cadre de ce travail, mais pourraient représenter un potentiel non négligeable pour la simulation de réseaux karstiques à l'échelle d'un aquifère, du moment où elles permettraient une bonne gestion de la connectivité et une prise en compte des données secondaires.

4.6.2 Quelles méthodes pour quelles échelles ?

La modélisation probabiliste de la structure du karst peut avoir diverses applications, allant de problématiques de génie civil à des problématiques réservoir, variant ainsi d'une échelle locale à une échelle réservoir ou bassin. Du fait de l'utilisation de modèles géologiques 3D maillés comme support de modélisation, certaines méthodes ne pourront pas être appliquées à toutes les échelles en raison de leur dépendance ou non de la grille numérique.

À une échelle locale, les approches basées-pixels, telles qu'illustrées dans ce manuscrit, présentent des intérêts non négligeables pour la simulation des réseaux karstiques. À une telle échelle, une des principales préoccupations sera de reconstituer assez précisément la morphologie probable de cavités dans un but de quantification et de gestion des risques. Dans la mesure où les volumes concernés lors d'applications de génie civil sont relativement limitées (échelles hectométriques voire kilométriques), les approches basées-pixels peuvent constituer une approche satisfaisante pour la simulation probabiliste des structures karstiques. Ces approches permettraient de simuler les réseaux karstiques probables et de fournir des estimations quantitatives des risques préalablement aux phases de travaux (estimation de la probabilité de recouper des conduits karstiques lors de la construction d'ouvrages tels que des tunnels, barrages, *etc.*). De plus, la définition d'une maille relativement fine (de l'ordre de la dizaine de

centimètres) permettrait de pouvoir modéliser des morphologies réalistes de conduits probables. Une telle approche a également été proposée par Henrion (2011) et Rongier *et al.* (2014) permettant de modéliser la morphologie de galeries en fonction de connaissances géologiques et karstologiques. Cependant, ces méthodes reposant sur l'utilisation d'une grille numérique sont difficilement applicables à l'échelle de réservoirs karstiques.

L'utilisation d'approches basées-pixels à l'échelle du réservoir rendrait en effet les temps de calcul prohibitifs. Les approches basées-objets sont, quant à elles, indépendantes de la résolution de la grille numérique et peuvent représenter une solution adaptée pour la simulation de réseaux karstiques à n'importe quelle échelle. Les approches de modélisation du karst faisant appel à des méthodes basées-objets sont principalement les méthodes pseudo-génétiques (Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016). La composante basée-objets réside dans le fait de simuler les discontinuités géologiques (DFN et horizon d'inception) afin de produire un graphe de connectivité de ces structures et de rechercher le cheminement le plus court. Or, ces discontinuités (fractures, plans de stratifications) sont généralement un élément peu contraint de la géologie, et la simulation de tels objets peut favoriser l'introduction d'incertitudes dans les simulations. D'autres méthodes basées-objets existent mais ont été principalement appliquées à la reproduction de chenaux (Koltermann et Gorelick, 1996 ; Journel *et al.*, 1998 ; Viseur, 2001, 2004 ; Ruiu *et al.*, 2015 ; Rongier, 2016) et n'ont été que peu appliquées à l'objet karst. Elles nécessitent aujourd'hui des développements numériques afin de pouvoir reproduire des corps 3D, et de pouvoir les conditionner à des données locales et globales. Récemment, une approche basée-objets permettant de conditionner aux observations, aux probabilités et aux tendances a été proposée pour la simulation de chenaux, les systèmes de Lindenmayer (ou L-System) (Rongier *et al.*, 2017). Cette approche, initialement développée pour simuler le développement d'organisme filamenteux (Lindenmayer, 1968), repose sur l'utilisation d'une grammaire formelle dans le but de réécrire une chaîne de caractères, avec des règles de production, où chaque caractère est issu d'un alphabet prédéfini (Prusinkiewicz et Lindenmayer, 1996). Cette méthode a été appliquée aux systèmes de chenaux (Rongier *et al.*, 2017) et pourrait offrir beaucoup de possibilités pour la génération de réseaux karstiques.

De plus, avant d'appliquer une stratégie de modélisation à l'échelle du réservoir, il est également nécessaire de dissocier le niveau de détails auquel il est important de parvenir de celui qui est superflu. À l'échelle d'un réservoir karstique, une des préoccupations majeures est de fournir des modèles de réseaux karstiques réalistes dans le but de pouvoir modéliser les écoulements (résolution du problème inverse) et de fournir des estimations quantitatives des propriétés réservoirs. Des approches comme celle proposée par Borghi *et al.* (2016) proposent de simuler des réseaux karstiques probables et d'approximer leurs sections à des ellipses de diamètres moyens pour ensuite simuler l'écoulement. Étant donné qu'il est à l'heure actuelle difficile de modéliser précisément les écoulements turbulents dans un milieu extrêmement hétérogène tel que le karst (rétrécissements ponctuels, effondrement bloquant les écoulements, coefficient de rugosité difficilement prévisible, *etc.*), il est probable que de telles approximations soient, aujourd'hui, suffisantes à l'échelle du réservoir. Cependant, la structure des réseaux karstiques exerçant un contrôle majeur sur les écoulements, il semble nécessaire de modéliser cette structure de manière la plus réaliste possible.

Il apparaît ainsi que, compte tenu de la nature linéaire des réseaux karstiques, les approches de modélisation visant à reproduire le milieu karstiques devraient être indépendantes de la résolution de la grille numérique. Ainsi, même si les approches basée-pixels offrent des avantages non négligeables en termes de facilité de conditionnement, celles-ci doivent être réservées à une utilisation sur des échelles restreintes, et les approches basées-objets privilégiées pour des simulations à l'échelle réservoir.

4.7 Conclusion

Une des problématiques majeures dans l'amélioration des connaissances sur les réserves disponibles d'un réservoir (eau, minerais ou hydrocarbures) et dans l'estimation des risques (couts/profits liés à l'implantation d'un forage) est la modélisation probabiliste des structures responsables du comportement des fluides en subsurface. Afin de modéliser ces structures, il est nécessaire à la fois de caractériser la géométrie et la topologie des formes à modéliser, mais également de caractériser les processus responsables de leur genèse car ces paramètres permettent la reconstitution des phénomènes là où ils ne peuvent être directement observés. Dans le cas du karst, une des principales difficultés dans la modélisation est la reproduction de la connectivité (ex : nombre de ramification ou de cycles) tout en assurant la cohérence géologique et hydrogéologique des modèles. Deux approches ont été testées dans cette partie. La première approche est basée sur une technique courante de géostatistique, les SIS. Le réseau karstique analogue considéré est décomposé en familles de conduits élémentaires qui peuvent être approximés par un variogramme. Chaque famille de conduits est ensuite successivement simulée et conditionnée aux points qui conditionnent la connectivité entre chaque famille de conduits et aux autres données secondaires. Cette approche, nommée H-SIS, permet la simulation motifs karstiques présentant des conduits karstiques linéaires tels que les labyrinthes angulaires. Afin de simuler des conduits curvilinéaires, une autre approche de géostatistiques a été testée ; les statistiques multipoints (MPS). Avec un même code, cette approche permet de générer plusieurs structures différentes correspondant aux images d'entraînement définies par l'utilisateur. Cette approche permet l'intégration de concept spéléogénétique au travers des images d'entraînement correspondant à des analogues. Cependant de nombreux problèmes d'ordres techniques doivent être surmontés afin que cette approche puisse être mise en œuvre à l'échelle d'un massif (temps de calcul, problème d'implémentation de code).

De manière générale, les approches présentées ici illustrent l'importance des données de terrain en termes de géologie et de karstologie pour l'interprétation des phénomènes et le conditionnement des processus de simulation. Les approches testées présentent l'avantage d'être flexibles et de pouvoir intégrer des données dites secondaires, correspondant par exemple à une probabilité d'occurrence de réseaux proches d'un niveau de base, de plans de fracturation ou d'un niveau imperméable. La reconnaissance des différentes phases de structuration d'un réservoir karstiques peut être intégrée dans le processus de simulation. Les différents faciès karstiques peuvent également être attribués à une certaine zone du réservoir. Ainsi, la connaissance des phases de karstification apparait d'un enjeu majeur pour le conditionnement des simulations, au même titre que la structure géologique. En effet, la reconnaissance des phases successives de spéléogénèse permet la reconstruction des différents compartiments mis en jeu au cours de la karstification et ainsi la simulation successive d'un faciès karstique par bloc individualisé. Une bonne connaissance des facteurs structurants du karst (lithologie, fracturation, recharge), des différentes étapes spéléogénétiques et du comportement hydrogéologique d'un aquifère, devrait, avec le développement de nouveaux algorithmes de simulation, permettre de simuler de manière adéquate les réseaux karstiques à l'échelle de réservoirs ou d'aquifères.

1. Rappel des objectifs et principaux résultats

L'objectif de cette thèse était de reconstituer numériquement l'organisation spatiale des structures karstiques probables depuis les zones de recharge jusqu'aux zones de restitution. Dans le cadre du projet Dardennes, visant à améliorer les connaissances de la réserve en eau disponible sur l'aquifère karstique de Siou-Blanc alimentant les sources de Dardennes (Toulon, France), il s'agissait en particulier de développer une méthodologie de reconstruction stochastique des structures karstiques afin d'évaluer la position probable de structures karstiques potentiellement drainantes afin de déterminer des zones favorables à l'exploitation en gestion active de la ressources en eau souterraine.

Afin de pouvoir appliquer une telle stratégie de modélisation sur le cas d'étude donné, il a été nécessaire de développer plusieurs points : (i) un schéma d'organisation de la karstification au cours du temps a été établi, (ii) toute méthode de modélisation requiert des paramètres d'entrée, il a donc été nécessaire de déterminer et d'analyser des attributs quantitatifs capables de caractériser la structure des réseaux karstiques sur une base de données d'analogues, et (iii) évaluer les possibilités et les limites des techniques numériques actuelles disponibles pour la reproduction des structures karstiques. Afin de répondre à ces objectifs, le travail s'est donc articulé autour de trois axes principaux, dont les principaux résultats sont énoncés ci-dessous :

- **L'analyse de l'évolution de la karstification du système karstiques de Siou-Blanc par :**
 - la reconnaissance d'indicateurs de structuration karstique ;
 - la corrélation génétique et géométrique des différentes formes et formations exo- et endokarstiques ;
 - l'établissement d'un modèle conceptuel de spéléogénèse.
- **La caractérisation d'analogues de structures de drainage karstique par :**
 - la collecte d'une large base de données internationales (26 réseaux karstiques représentant 621 km de conduits)
 - la définition de paramètres morphométriques (géométriques et topologiques) ;
 - la génération d'une base de données de paramètres morphométriques en fonction des différents motifs karstiques ;
 - l'analyse statistique des différentes morphologies afin d'identifier s'il existe des différences significatives entre les organisations de systèmes de drainage karstiques.
- **La modélisation géostatistique de structures karstiques par :**
 - le conditionnement des modélisations par des données de géologie, karstologie, hydrogéologie ;
 - l'utilisation de techniques classiques de géostatistiques (SIS, MPS).

L'analyse de la structuration karstique du massif de Siou-Blanc a reposé sur des investigations de terrain dans le but de recenser des indicateurs morphologiques de structuration des réseaux karstiques. L'étude des différents indicateurs a permis d'établir un modèle conceptuel de spéléogénèse au cours du temps afin de conditionner les modélisations de réseaux karstiques. Étant donné que les données 3D de réseaux karstiques n'existaient pas (ou représentaient des portions limitées de conduits karstiques non représentatifs de la diversité des phénomènes reconnus sur le terrain), l'estimation des paramètres à rentrer dans les modèles a été abordée par la caractérisation morphométrique de réseaux karstiques considérés comme analogues et représentatifs de la diversité générale des organisations des structures de drainage karstiques. Ainsi, une base de données constituée de topographies numériques 3D de réseaux karstiques a été réunie, nettoyée et enrichie de connaissances spéléogénétiques, pour permettre d'estimer des valeurs probables de ces paramètres en fonction des motifs karstiques. Enfin, les modélisations ont été abordées par l'utilisation d'approches classiques de géostatistiques. L'effort a été porté sur

l'introduction de connaissances dans le processus de simulation de manière à améliorer le réalisme des modèles générés.

Les sections suivantes discutent des applications possibles des principaux résultats de ce travail et des axes de développements scientifiques et techniques pour les travaux à venir.

2. Contribution à l'étude des réservoirs carbonatés karstiques

Les aquifères et réservoirs carbonatés karstiques se distinguent des autres formations par leur fonctionnement. Ce fonctionnement, dit karstique, est dû à la présence de réseaux de conduits organisés et hiérarchisés, fortement perméables conférant aux aquifères karstiques des caractéristiques particulières en termes de propriétés d'écoulement et de stockage. De ce point de vue, estimer de manière prédictive la localisation et la connectivité des systèmes karstiques représente un enjeu majeur pour la caractérisation des aquifères ou réservoir carbonatés karstiques. Comme évoqué dans les différents chapitres, seule une partie limitée des réseaux de drainage karstique est généralement connue. Ainsi, l'une des principales difficultés est la reproduction de l'organisation probable de ces réseaux pour des applications réservoir ou des applications géotechniques. Par une étude pluridisciplinaire, couplant approche naturaliste et approche numérique, l'ensemble de ce travail contribue à l'étude des réservoirs carbonatés karstiques afin de répondre à une question majeure : la distribution prédictive des structures de drainage karstiques.

2.1. L'analyse de la structuration karstique des massifs carbonatés : un outil pour diverses applications

Les domaines d'application de la recherche karstologique sont extrêmement variés, allant de la prospection pétrolière ou la ressource en eau, aux risques associés aux crues et aux grands ouvrages géotechniques, ou encore à la mise en valeur et la conservation des grottes touristiques et des paysages karstiques comme éléments du patrimoine commun. Dans le domaine de la ressource en eau, préoccupation majeure du présent travail dans le cadre du projet Dardennes, l'ensemble des connaissances et des données acquises est d'un grand intérêt non seulement pour la connaissance de l'aquifère karstique considéré, mais également pour la protection et la gestion de la ressource en eau. Si les aquifères karstiques présentent généralement l'avantage d'offrir des débits importants même en fin d'été, le karst reste actuellement une ressource peu exploitée au regard des autres types d'aquifères et souvent sous-exploitée au regard des réserves que ce milieu peut contenir. En effet, certains aquifères karstiques recèlent des volumes stockés considérables dans la zone noyée, du fait de leur évolution géomorphologique. C'est notamment le cas de beaucoup d'aquifères karstiques méditerranéens s'étant développés à grande profondeur durant la crise messinienne. Aujourd'hui, cette ressource est de plus en plus utilisée au moyen d'une gestion active des aquifères karstiques. Cette stratégie permet une surexploitation de l'aquifère en saison sèche, la recharge intervenant lors de la saison pluvieuse suivante, rechargeant alors le système karstique ainsi que la matrice poreuse et fracturée. Cependant, deux raisons principales limitent leur exploitation : 1) la vulnérabilité et la qualité des eaux, sachant que le déficit qualitatif se restreint souvent à des contaminations bactériologiques et à de la turbidité en période de crue, cette limitation peut généralement être facilement résolue par traitement des eaux ; et 2) l'hétérogénéité du milieu difficile à appréhender et caractériser. Ce deuxième point, plus difficile à appréhender, a suscité de nombreuses recherches avec comme préoccupation majeure la caractérisation de l'hétérogénéité du sous-sol dans de diverses thématiques et objectifs, allant de la ressource en eau ou hydrocarbures, au piégeage de CO₂, ou à la prévention des risques (Filipponi, 2015).

2.1.1. L'analyse de l'organisation de la karstification au cours du temps : l'exemple du massif de Siou-Blanc

Dans le cas de massifs carbonatés karstiques, l'analyse de l'évolution de la karstification peut constituer une solution adaptée pour répondre à des problématiques fondamentales ou appliquées. Il est avant tout important de rappeler que le processus de karstification ne se résume pas aux karsts épigènes. Une synthèse des formes et processus à l'origine du modelé karstique observable sur le massif de Dardennes a donc été réalisée, permettant d'appréhender que, non seulement les périodes de karstification sont nombreuses, mais qu'en plus, elles s'expriment sous différentes formes, combinées en fonction des facteurs géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques. Les indices des différents types de karstification peuvent être ténus ou mal conservés, et c'est principalement l'analyse de terrain par une expertise spécifique qui permet de les appréhender. D'autre part, il est important de rappeler que le karst correspond à une structure de réseaux hiérarchisés permettant le transfert efficace des eaux en subsurface. L'histoire de l'évolution de la karstification de massifs carbonatés est souvent polygénique et polyphasée. Il en résulte ainsi un télescopage des structures karstiques qui peuvent être héritées, réutilisées, colmatées, abandonnées ou effondrées. Afin de déterminer les différentes phases spéléogénétiques, il est alors nécessaire de déconvoluer ce signal spéléogénétique, et d'identifier les phases de structuration karstique majeure qui ont conduit à l'établissement des systèmes de drainage actuels responsables du fonctionnement hydrologique.

L'analyse de la structuration karstique sur le massif de Siou-Blanc a permis, via une approche de terrain, de mettre en exergue plusieurs processus et phénomènes karstiques aboutissant à l'organisation des chemins de drainages actuels. Deux grands types de structures karstiques ont été identifiés :

- Un karst potentiellement profond, développé au sein des formations jurassiques sous couverture sédimentaire plus récente (terrains crétacés). Ce type de karst se développe essentiellement dans les dolomies du Jurassique supérieur du massif des Morières-Montrieux. Ce type de karst pourrait être lié à des circulations de fluides profonds potentiellement chauds. Dans le paysage, ce type de karstification s'exprime aujourd'hui par de grands couloirs d'altération révélés par l'érosion différentielle. Il est ainsi probable qu'en profondeur les mêmes structures soient présentes, mais que celles-ci ne soient que partiellement décolmatées en quelques endroits les plus favorables. Dans la partie sud, sur la bordure redressée du synclinal du Beausset (massifs du Gros-Cerveau et du Croupatier), des indices de karstification hypogène ont également été retrouvés (encoche de dégazage, minéralisations) dans les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Ces observations suggèrent également une karstification d'origine profonde pré-structurant le réservoir karstique.
- Un karst gravitaire développé sur les discontinuités majeures et conditionné par l'évolution des niveaux de base et la position des poljés successifs. La profondeur de karstification semble difficile à évaluer précisément. Elle est la résultante de la combinaison des facteurs géologiques (configuration des structures imperméables), géomorphologiques (crise messinienne et incision des canyons sous-marins tels que le canyon de Bandol) et de la géodynamique (basculement de la marge provençale). Cette profondeur de karstification pourrait atteindre – 400 m NGF du fait de l'incision messinienne du Canyon de Bandol, point de sortie présumé des réseaux karstiques messiniens. Cette karstification profonde est aujourd'hui attestée par la présence de la source vauclusienne du Ragas, plongée à -150 m, qui aurait pu réutiliser les structures altéritiques préalablement formées. L'évolution postérieure, plio-quadernaire, a permis le retrait des couvertures sédimentaires et la formation de fenêtres hydrogéologiques, qui ont permis le recouplement de la surface des bauxites et du toit des calcaires urgoniens permettant la mise en place du Ragas de Dardennes.

A partir de ce schéma conceptuel de la karstification, couplé aux données et analyses hydrogéologiques (Baudement *et al.*, 2017) et pétrophysiques, il apparaît que le réservoir karstique alimentant les sources de Dardennes présente une zone noyée importante associée à de grandes réserves

d'eau souterraine. La définition de zone favorable à l'implantation d'un forage est en cours et il s'agirait dans une première analyse de cibler l'aquifère jurassique, renfermant des structures altérées, potentiellement fortement capacitatives et connectées au réseau de drainage karstique potentiellement décolmaté. Deux unités géologiques semblent renfermer l'essentiel des ressources : (1) le Jurassique supérieur dolomitique, poreux, fracturé et karstifié ; et (2) le Crétacé inférieur calcaire, non poreux mais intensément fracturé et karstifié, la ressource y est difficile d'accès du fait de la concentration des écoulements dans quelques grands vides karstiques ; leur perméabilité n'est contrôlée que par le karst et les fractures. Malgré une certaine compartimentation de l'ensemble des systèmes aquifères crétacés et jurassiques, les connexions entre les réservoirs semblent évidentes, notamment par le biais des zones de failles drainantes, qui ont permis au cours de l'histoire de la karstification des circulations ascendantes ou descendantes. Les différentes phases de karstification reconnues ajoutent un degré de complexité au système mais permettent de mieux appréhender l'organisation de la karstification au cours du temps et d'appréhender son fonctionnement actuel.

2.1.2. La caractérisation des dynamiques de recharge

L'analyse de la structuration des aquifères karstiques permet également d'appréhender les questions de la dynamique de recharge des aquifères et ainsi de la vulnérabilité. Il est important de rappeler que la recharge ou alimentation d'un aquifère, peut s'opérer soit en profondeur indépendamment de l'influence des eaux météoriques, dans ce cas la recharge sera hypogène (à ne pas confondre avec les cas des sources vauclusiennes), soit l'alimentation peut s'opérer via la surface, dans ce cas elle sera épigène, soit par un mélange de ces deux composantes. La détermination des modalités de recharge et d'infiltration s'applique essentiellement aux systèmes épigènes dans la mesure où il s'agit de repérer en surface les indicateurs de fonctionnement et de structuration de l'épikarst et que cette détermination a vocation à être appliquée à des problématiques de vulnérabilité de la ressource ou de génie civil. Dans l'épikarst, l'alimentation peut être unaire, binaire, diffuse ou concentrée. La détermination des modalités d'infiltration s'aborde donc par la reconnaissance des formes et formation en surface, de leur évolution, et de leurs connexions avec la zone vadose de l'endokarst.

Cette méthode a été appliquée au cas d'étude de Dardennes permettant d'individualiser trois zones distinctes :

- la zone d'infiltration diffuse et de faible concentration : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltreraient directement sans avoir la possibilité de se concentrer. Cet ensemble concerne la surface structurale de l'Urgonien de la retombée sud-ouest du plateau de Siou-Blanc. En surface, l'épikarst apparaît bien développé par un lapiaz sur roche nue, cependant il ne semble exister que peu de réseaux structurés sous-jacents. Ce fait est avéré par la faible présence d'avens et grâce à la carrière de Fiéraquet (immédiatement au nord des sources de Dardennes) donnant un regard sur l'encaissant. Celui-ci est fortement fracturé, colmaté, aucun conduit karstique n'est visible attestant ainsi de la faible structuration des réseaux karstiques ;
- la zone d'infiltration concentrée et avec réseaux structurés : ces secteurs correspondent à la surface du plateau de Siou-Blanc comprenant des zones de perte concentrées et des réseaux sous-jacents fortement structurés. Les eaux se perdent de manière concentrée et rejoignent rapidement les circulations karstiques profondes. Ces zones constituent des aires fortement vulnérables dans la mesure où une contamination atteindrait rapidement la zone saturée ;
- la zone d'infiltration et de circulation à double composante : ces secteurs concernent principalement les dolomies du jurassique supérieur du massif des Morières-Montrieux. Dans ces zones, les eaux s'infiltreraient avec une double composante : relativement lentement dans les couloirs d'altération, et rapidement dans les couloirs d'altération décolmatés.

La reconnaissance des modalités d'infiltration permet ainsi de déterminer des zones plus vulnérables en termes de pollution car directement connectées à la ressource sous-jacente. Ces modalités d'infiltration peuvent également être utilisées dans un but de modélisation des écoulements où chaque

aire définie est caractérisée par une dynamique particulière. Ces déterminations ouvrent la voie à une discrétisation des dynamiques de transfert au sein des massifs karstiques.

2.1.3. L'analyse des contraintes karstiques pour les aménagements techniques

Une des applications du diagnostic karstologique et de l'analyse du fonctionnement karstique, est l'évaluation des contraintes liées aux karsts pour les ouvrages techniques (tels que les barrages, tunnels, voie ferrées, *etc.*) et la proposition de solutions adaptées permettant de prendre en compte la spécificité du milieu karstique (Audra, 2007). Cette section discute ainsi d'un des volets de l'application du diagnostic karstologique, comme élément d'aide à la décision, et dont les apports peuvent constituer une grande plus-value pour la construction d'infrastructures. Cette application n'a pas été abordée dans le présent travail, puisqu'elle ne s'intégrait pas directement dans la problématique du cas d'étude de Dardennes. Elle a néanmoins été mise en œuvre dans le cadre de la thèse CIFRE pour des problématiques appliquées de la partie entreprise (CENOTE).

L'analyse des contraintes karstiques revêt de nombreuses facettes allant de l'analyse des fonctionnements des systèmes karstiques, à l'occurrence de phénomènes de crues ou encore de phénomènes de subsidence ou d'effondrement. L'analyse des contraintes karstiques sur une problématique donnée, permet alors de préconiser des solutions pour l'aménagement et la construction en offrant une expertise des contraintes liées au karst (type, fonctionnement, risques éventuels, *etc.*). Il peut par exemple s'agir de recoupement de cavités vides ou remplies de sédiments, affectée ou non par des mises en charges pouvant soit directement affecter les constructions, soit mettre en mouvement les sédiments et les affecter indirectement. L'objectif de l'expertise est alors de réaliser une topographie, d'étudier la nature des sédiments, d'évaluer les indices d'instabilité de parois, et d'évaluer les circulations hydrologiques principales motrices des désordres géotechniques, notamment par les mises en charge souterraines. Le principe de l'analyse des contraintes karstiques repose sur l'utilisation des indicateurs morphologiques et sédimentaires permettant principalement de reconstituer les niveaux atteints par les eaux. Etant donné que ces marqueurs sont analysés pour toute analyse de la structuration karstique, il en va de soi que cette application d'évaluations contraintes karstiques en découle lorsqu'elle est nécessaire. La reconnaissance des traces de mise en charge, de la présence de sédiments, soutirages, de corps fantômisés, permet d'estimer les risques karstiques⁶ pouvant déstabiliser les ouvrages ou avoir de multiples conséquences allant du retard et du surcout des travaux, aux problèmes de sécurité pour les machines et le personnel. Il s'agit également de prendre en compte les modalités d'infiltration (concentrée, diffuse), et structuration de l'aquifère karstique, qui peuvent avoir un impact majeur sur le fonctionnement de l'objet étudié. Des reconnaissances en surface permettront d'évaluer le mode de recharge en fonction des morphologies rencontrées (crypto-lapiaz peu infiltrant ou décolmaté et fortement infiltrant, lapiaz sur roche nue, présence de pertes karstiques, *etc.*).

Généralement, la zone présentant le plus de contraintes pour les aménagements correspond à la zone épinoyée. Dans les réseaux karstiques, la montée de la zone noyée combinée aux infiltrations provoque des mises en charge qui peuvent atteindre plusieurs dizaines voire centaines de mètres. L'alimentation allogène est souvent responsable du transport d'une charge solide importante qui se dépose dans les conduits sous forme de colmatages argilo-sableux remaniés à chaque montée des eaux. L'utilisation des marqueurs morphosédimentaires de la zone épinoyée tels que les encoches de niveau d'eau, les dépôts d'argile de décantation, les cannelures de ressuyage, la présence de coupoles et/ou végétaux piégés dans les parties hautes, la morphologie des conduits (*etc.*) permet souvent de délimiter au mètre près l'ampleur des mises en charges. L'utilisation de capteur CTD (Conductivity Temperature Depth) peut également apporter de nombreuses informations (sources d'arrivée d'eau, vitesses de mise en charges, temps de vidange, *etc.*). Il est également important de rappeler que l'alimentation en eau d'un conduit ne se produit pas toujours par les parties supérieures, mais peut provenir de la mise en charge de conduits sous-jacents.

⁶ i.e.: probabilité d'occurrence d'un phénomène non désirable en relation avec le karst

Ainsi, si aucune marque de ruissellement n'est observée dans les parties supérieures, cela ne signifie pas forcément que le conduit en question n'est pas fonctionnel, et qu'il ne présente pas de risques de soutirage et d'instabilité lors du recouplement par un aménagement. Une autre problématique majeure est liée à la présence de sédiments ou de corps fantômés. Les sédiments ou remplissages peuvent présenter un risque non négligeable dans la mesure où ils sont susceptibles d'évoluer (apports et colmatages, départs de matière, décolmatages et soutirages, mouvements gravitaires) et de créer de nouvelles contraintes sur les ouvrages ou sur le fonctionnement hydrologique du secteur considéré. La présence de fantômes de roche peut également présenter un risque. En effet, le recouplement de fantôme et la création d'une fenêtre hydrologique et donc d'un gradient hydraulique, peut provoquer la mise en place d'un réseau d'écoulement karstique au sein des altérites jusque-là non fonctionnelles. L'établissement des circulations peut alors se produire dans des laps de temps extrêmement courts, de l'ordre de l'année à la dizaine d'années (Bruxelles *et al.*, 2009 ; Quinif et Bruxelles, 2011 ; Dubois *et al.*, 2014).

La réciproque peut également se produire : la construction d'ouvrages peut avoir un impact sur les circulations karstiques en provoquant des soutirages dans les parties avoisinantes (assèchement d'émergence par exemple). Un suivi piézométrique durable et une étude hydrogéologique sur un large secteur permettra alors de mieux connaître le fonctionnement du karst et l'impact des ouvrages sur le fonctionnement. Lors de fortes probabilités d'occurrences de cavités karstiques, l'avancement des chantiers doit être précédé de reconnaissances directes par forage et indirectes par géophysique. Cependant, les reconnaissances par forages restent par définition localisées, et les chances de recouper un conduit sont très incertaines. Les reconnaissances par géophysique (tomographie électrique 3D, microgravimétrie, *etc.*), sont quant à elles plus intégratrices et permettent d'imager plus largement (changement de lithologie ou zone de faille favorable à la karstification) mais ne permettent cependant toujours pas d'imager des cavités dès lors que la cinquantaine de mètres de profondeur est dépassée. Les investigations spéléologiques restent alors une des approches les plus précises, et une petite équipe de spéléo-karstologues, performante dans la progression en milieu difficile (escalade de paroi, spéléologie) et dans l'évaluation des caractéristiques morphologiques, hydrodynamiques et sédimentaires, permet d'obtenir d'excellents résultats, face à des indicateurs souvent ténus.

La connaissance globale des systèmes karstiques, des fonctionnements hydrologiques (mise en charge et vidange) et des comportements sédimentaires (mouvements de masse, débouillage) permet alors la détection de risques peu soupçonnés (Audra, 2007). Généralement, des solutions peuvent être facilement envisagées du moment où les indicateurs de fonctionnement ont été détectés et le fonctionnement appréhendé. Il en découle alors une série de préconisations et recommandations géotechniques, visant à proposer des solutions adaptées. Ces recommandations peuvent permettre de dimensionner les travaux à mettre en œuvre : excavations de sédiments présentant des risques de soutirages et de mouvements de masse, position de galeries de décharges hydrauliques, dimensionnement des conduites hydrauliques en fonction des débits attendus, suivi et instrumentation des sites sensibles, dimensionnement et ancrages des infrastructures, *etc.* De telles expertises gagnent alors à faire appel à de réels spécialistes de ces phénomènes karstiques très spécifiques.

2.2. De la karstologie aux modèles numériques de réseaux karstiques

Des applications de l'analyse karstologique présentées précédemment, le dénominateur commun réside dans la prédiction de la localisation de phénomènes karstiques. La caractérisation des hétérogénéités de subsurface, telles que les karsts, représente en effet un des enjeux majeurs des études géologiques actuelles. Dans le cas de karsts, la structure des réseaux de conduits, extrêmement hétérogène et anisotrope, rend difficile, voire impossible de prédire avec certitude la localisation d'un objet karstique. En ce sens, les modélisations numériques géostatistiques représentent une solution adaptée en permettant de prendre en compte les connaissances disponibles et les incertitudes associées.

Cependant, toute méthode de modélisation requiert des paramètres quantitatifs de calibration et/ou de validation afin de pouvoir modéliser les objets de manière la plus réaliste possible. Étant donné que peu de données 3D de réseaux karstiques sont généralement disponibles, comme c'est le cas pour

l'aquifère de Dardennes - Siou-Blanc, la stratégie adoptée dans ce travail de thèse a consisté à fonctionner par analogues de terrain. Une large base de données de topographies 3D mondiales (26 topographies 3D représentant 621 km de conduits) a été réunie. Cette base de données a été décomposée en 48 échantillons monogéniques (issus principalement d'une phase spéléogénétique) classés selon quatre motifs karstiques représentatifs de la diversité des organisations des structures de drainage karstiques : Vadose Branchwork (VB), Water-Table Cave (WTC), Looping-Cave (LC) et Angular Maze (AM). Huit paramètres morphométriques ont été calculés, 4 géométriques (ratio Largeur-Hauteur des conduits, tortuosité, courbure et un index de verticalité) et 4 topologiques (degré de connectivité des nœuds, les index de graphe α et γ , et un index de ramification). Afin de mettre en évidence l'existence de différences significatives, les résultats ont été validés par des analyses statistiques (test de Kruskal-Wallis et analyse en composantes principales). Une corrélation a été établie entre 1) l'organisation tridimensionnelle (i.e. topologie et géométrie), 2) les motifs karstiques et 3) les processus de karstification. Les résultats obtenus montrent statistiquement que la connectivité et la géométrie globale des motifs karstiques semblent dépendre de processus contrôlant la spéléogénèse (notamment le type de recharge, épigène ou hypogène et diffuse ou concentrée) plutôt que de paramètres statiques tels que la géologie de l'encaissant, qui ne jouerait qu'un rôle mineur et local dans l'orientation et l'organisation des conduits de drainage karstique.

Statistiquement, des différences existent entre les structures de drainage karstique suivant la zonation de l'aquifère karstique et le mode de recharge. Ne pas considérer ces différences reviendrait à considérer le karst comme un milieu homogène. Deux approches de simulation géostatistiques ont alors été testées sur des cas réels et sur des cas virtuels afin de reproduire la diversité des motifs karstiques : la simulation séquentielle d'indicatrice (SIS : Sequential Indicatrice Simulator) et les simulations multipoints (MPS : Multiple Point Statistics) avec l'algorithme Impala. Un travail sur l'introduction de connaissances géologique, hydrogéologique et karstologique a été réalisé, en utilisant ces approches malgré leurs limitations pratiques (basées-pixels et dépendantes de la résolution de la grille). La méthodologie proposée n'est pas exclusivement dépendante des méthodes basées-pixel et peut être transposée à des méthodes basées-objets. De plus, le cas d'étude de Saint-Sébastien et l'analyse de la structuration karstique des massifs, illustrent l'importance des données de terrain en termes de géologie et de karstologie pour l'interprétation des phénomènes et le conditionnement des processus de simulation. Il apparaît ainsi qu'il est primordial de prendre en compte des contraintes de modélisation depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle globale. À l'échelle locale, les contraintes vont s'exercer au moyen des failles, fractures et horizons d'inception qui auront une influence sur l'orientation et la distribution préférentielle des conduits. Des probabilités d'occurrences ainsi que des orientations préférentielles de conduits pourront alors être introduites. Les points d'entrée, de sortie et les conduits reconnus peuvent également être intégrés comme données dures locales. À une échelle moyenne, l'organisation des réseaux sera préférentiellement contrôlée par le type de karst (épigène, hypogène), la zonation de celui-ci au cours du temps (zone vadose, noyée ou épinoyée) dépendante du niveau de base et conditionnant la répartition des motifs karstiques. La reconnaissance des phases successives de spéléogénèse permet la reconstruction des différents compartiments mis en jeu au cours de la karstification et ainsi la simulation successive d'un motif karstique par bloc individualisé. À l'échelle du réservoir ou de l'aquifère, la structure géologique et le gradient influenceront préférentiellement l'organisation des réseaux de drainages. La position des imperméables conditionnera l'occurrence ou non de réseaux, le gradient influencera leur l'orientation générale. Dans le but d'une modélisation à l'échelle d'un massif, il s'agira alors de réunir tous ces éléments afin de conditionner au mieux les simulations, et de reproduire des réseaux karstiques réalistes.

Enfin, une des problématiques majeure sera de s'assurer réalisme de ces modèles. En effet, les différentes méthodes et les résultats se doivent d'être analysés de manière à valider, soit la méthode de simulation, soit les simulations elles-mêmes. Cette problématique peut être abordée par deux points de vue complémentaires : (i) est-ce que les modèles générés sont "karstologiquement" plausibles? ; et (ii) parmi les modèles générés, lesquels peuvent rendre compte du comportement dynamique de l'aquifère?

Pour répondre à ces questions, plusieurs auteurs ont développé des approches de validation des simulations. Afin de juger du réalisme karstologique des modèles, certaines études proposent de comparer les paramètres topologiques et géométriques des réseaux karstiques observés et simulés en utilisant les analyses statistiques (Fournillon *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012). Les paramètres morphométriques caractérisant l'organisation spatiale et la connectivité des réseaux karstiques (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2011 ; Piccini, 2011 ; Collon *et al.*, 2017 ; Jouves *et al.*, 2017) seraient alors utilisés comme données de conditionnement et de validations des modèles. Couplés à des études statistiques sur les composantes connexes (sous ensemble maximal d'un graphe) des différentes réalisations (Deutsch, 1998 ; De Iaco et Maggio, 2011 ; Comunian *et al.*, 2012 ; De Iaco, 2013 ; Meerschman *et al.*, 2013 ; Rongier *et al.*, 2016), ces paramètres permettraient alors d'analyser quantitativement et objectivement la qualité des réalisations. Cependant, ces analyses ne permettent pas de déterminer si les modèles générés sont hydrogéologiquement cohérents. Pour cela, il sera possible d'effectuer une sélection des réalisations à partir d'indicateur de qualité (Scheidt et Caers, 2009 ; Tan *et al.*, 2013) afin d'optimiser le choix des simulations sur lesquelles réaliser des simulations d'écoulement telles que proposées par Borghi *et al.* (2016). Cela permettrait enfin de mieux contraindre les réalisations probables d'un système karstique donné et pourrait indiquer la direction à adopter de manière à améliorer les simulations futures et de résoudre le problème inverse dans le milieu karstique. Cependant, cela nécessiterait une grande quantité (i) de données hydrodynamiques, de traçages artificiels et (ii) de simulations de structures de réseaux de conduits karstiques afin d'estimer un grand nombre de paramètres tels que la géométrie, l'organisation spatiale, la taille des conduits, la conductivité hydraulique de la matrice et des conduits, *etc.*

L'essor des différentes approches numériques devrait très prochainement ouvrir la voie à la modélisation discrétisée des structures karstiques depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle des réservoirs, permettant l'établissement de scénarii de situations pessimistes, optimistes ou plus probables dans les différents domaines d'application, et d'adapter les conditions de faisabilité en fonction des prédictions. Les méthodes basées-objets comme les L-System sont, aujourd'hui en cours de développement (Rongier *et al.*, 2017), et pourraient à l'avenir représenter une solution adaptée à la simulation de réseaux karstiques. Ces modélisations auront, dans tous les cas, besoin de données de conditionnement et de validation, que seules les approches et connaissances de terrain pourront fournir.

3. Perspectives

Le travail effectué au cours de cette thèse s'inscrit dans une démarche d'étude des réservoirs et aquifères carbonatés karstiques dans le but de répondre aux préoccupations sociales, qu'il s'agisse de ressources ou de gestion du risque. Ce travail avait pour but d'apporter des éléments de réponse quant au besoin croissant de la ressource en eau, notamment sur l'aquifère de Dardennes - Siou-Blanc, en caractérisant les circulations karstiques complexes, et en offrant la possibilité de mieux comprendre et modéliser les aquifères karstiques, principale ressource hydrique des décennies futures en France et dans la plupart des pays. Deux approches ont été appliquées afin de caractériser la structuration karstique du réservoir et d'évaluer les hétérogénéités de subsurface. L'approche karstologique a permis d'appréhender l'évolution de la karstification au cours du temps. Les modélisations probabilistes de réseaux karstiques sont à l'heure actuelle toujours en cours de développement, et devraient permettre dans les années futures, d'approfondir les connaissances sur les ressources.

3.1. Vers une modélisation géostatistique des réseaux karstiques du massif de Siou-Blanc

Les approches de modélisation appliquées dans ce travail sont limitées par le fait qu'elles soient dépendantes de la résolution de la grille numérique, et trouvent leurs limites dans une application à l'échelle d'un réservoir karstique. Essentiellement pour cette raison, il n'a pas été possible d'appliquer

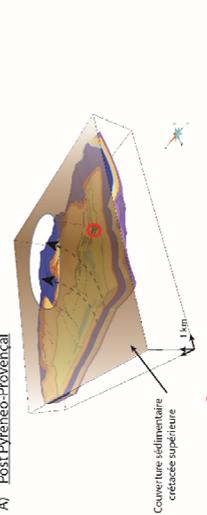
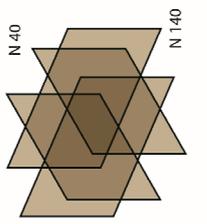
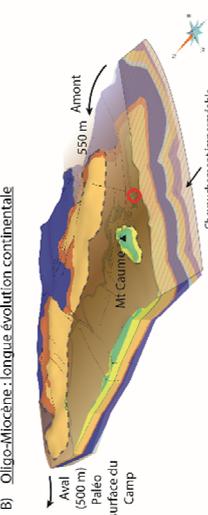
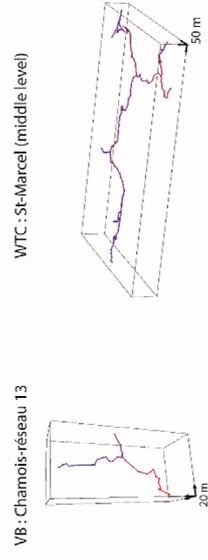
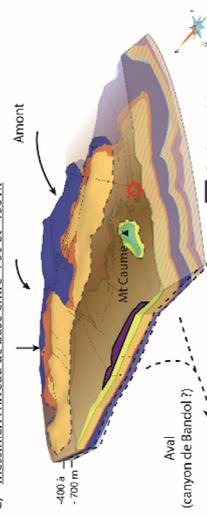
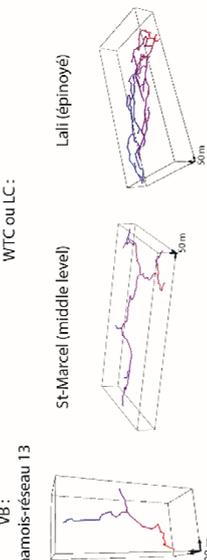
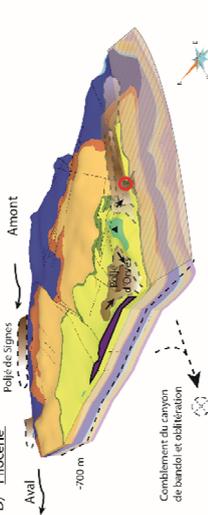
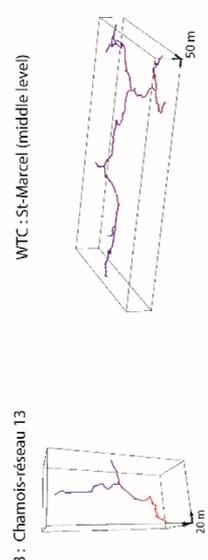
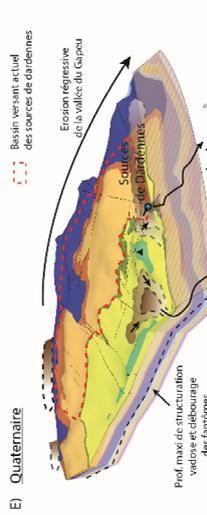
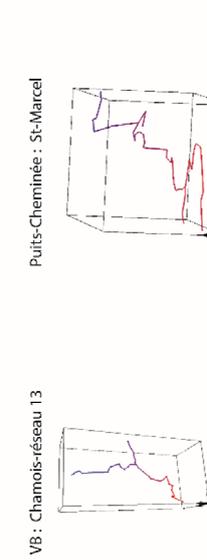
la simulation au cas d'étude de Dardennes. Cependant, les données nécessaires à une modélisation discrétisée des structures karstiques ont été réunies et compilées.

Aujourd'hui, l'analyse de la structuration karstique a permis de distinguer plusieurs phases de karstification associées à plusieurs phénomènes et processus (spéléogenèse épigène et hypogène). A partir des formes et formations présentes en surface et dans les cavités, une corrélation génétique et géométrique des différents indicateurs a été établie, permettant d'individualiser cinq stades principaux d'évolution de la karstification dans le massif de Siou-Blanc (Fig. I). Des zones de recharge et des zones de restitution ont été proposées, permettant de reconstituer les profils amont-aval des systèmes karstiques successifs. Il apparaît ainsi que les sens de drainage de surface et de subsurface aient été largement polyphasés, structurant fortement le réservoir et assurant ainsi une forte connectivité des systèmes successifs, responsable de la réponse extrêmement rapide aux sources de Dardennes (Baudement *et al.*, 2017). Une zonation des motifs karstiques a été proposée issue du schéma conceptuel d'organisation de la karstification. Une hiérarchie de ces motifs a également été proposée, tenant compte de la chronologie des événements et de leur relation avec les structures héritées. Les facteurs litho-structuraux ont également été investigués. Il n'apparaît pas de niveaux imperméables dans le réservoir. Seuls les niveaux du Berriasien-Valanginien semblent agir localement comme écran à la karstification, mais sont traversés dès la présence d'une fracture ou faille verticale. Il n'a pas été réalisé d'étude stratigraphique détaillée, mais aucun horizon d'inception particulier n'apparaît dans les cavités. Une étude stratigraphique pourrait néanmoins préciser cet aspect. L'essentiel de la fracturation liée à l'ouverture du bassin du sud-est et à la phase pyrénéo-provençale semble être utilisé par la karstification (fracture et failles N40-60 et N120-150).

Cette base de données a été compilée au cœur d'un modèle géologique 3D, rendant compte de la structure géologique en profondeur et du caractère hydrogéologique et karstologique des unités individualisées. Nous disposons donc aujourd'hui (1) d'un scénario de simulation relatif à la structuration karstique du massif, (2) d'une base de donnée analogue, soit de morphologies analogues, soit de paramètres morphométriques caractérisant chaque motif karstique, et (3) d'un modèle 3D nécessaire au support des modélisations futures. Ce modèle 3D a également permis l'estimation de volumes statiques à partir des données de pétrophysique tout en tenant compte de la géométrie du réservoir. Ce modèle géologique est enfin un outil d'aide à la décision dans le sens où il permet de localiser dans l'espace des zones potentiellement réservoir.

Cependant, même si toutes les données nécessaires ont été réunies, nous ne disposons pas, à l'heure actuelle de méthodes adéquates de modélisation. Ces limites seront certainement rapidement résolues dans les années à venir, et nous serions heureux de pouvoir tester le jeu de données réalisé au cours de cette thèse avec les nouveaux algorithmes, nous permettant ainsi d'approfondir les connaissances sur le système de Siou-Blanc et sur les systèmes karstiques en général. Avant que de tels algorithmes ne soient codés, la partie suivante propose des pistes de développement considérant les spécificités de l'objet karst.

Fig. 1 : Schéma d'évolution de la karstification au cours du temps dans le massif de Siou-Blanc (Fig. 2.39), modèle géologique 3D, zonation des motifs karstiques, contraintes de modélisation et exemples d'analogues pouvant être utilisés pour la simulation de réseaux karstiques.

| Principaux stades d'évolution de la karstification du massif de Siou-Blanc | Contraintes de modélisation | Exemples d'analogues |
|--|--|--|
| <p>A) Post-Dyrénéo-Provençal</p>  <p>Couverture sédimentaire crétacée supérieure</p> <p>Localisation actuelle des sources de Dardennes</p> | <p>Pré-structuration du réservoir du Jurassique supérieur par altération des couloirs hérités</p> |  <p>Couloir d'altération verticaux N40 et N140</p> |
| <p>B) Oligo-Miocène : époque évolue on continentale</p>  <p>Aval (500 m) Paléo surface du Camp</p> <p>Amont 550 m</p> <p>Cherouchement imperméable</p> <p>Mt Caumpe</p> | <ul style="list-style-type: none"> - Gradient : SE-NO - Réutilisation structures héritées - Motifs karstiques : VB entre 800 et ≈ 500 m - WTC sur surface piézo (≈ 500m) - Fracturation N40 et N140 - Réseaux connus (avens, galeries du Cercueil et Maramoye) |  <p>VB : Chamois-réseau 13</p> <p>WTC : St-Marcel (middle level)</p> <p>WTC ou LC : Chamois-réseau 13</p> <p>St-Marcel (middle level)</p> <p>Lali (épinoyé)</p> |
| <p>C) Messinien : niveau de base entre -700 et -400 m</p>  <p>Amont</p> <p>Aval (-400 à -700 m)</p> <p>Aval (canyon de Baniol ?)</p> <p>Basaltes messiniens</p> | <ul style="list-style-type: none"> - Gradient : NE-SO - Réutilisation structures héritées et décolmatage fantôme - Motifs karstiques : VB entre 800 et -400 à -700 m - WTC ou LC ? - Fracturation N40 et N140 |  <p>VB : Chamois-réseau 13</p> <p>WTC : St-Marcel (middle level)</p> <p>WTC : St-Marcel (middle level)</p> |
| <p>D) Pliocène</p>  <p>Amont</p> <p>Aval -700 m</p> <p>Pejje-de-Signes</p> <p>Comblement du canyon de Baniol et altération</p> | <ul style="list-style-type: none"> - Gradient : SE-NO - Réutilisation structures héritées - Motifs karstiques : VB entre 800 et ≈ 500 m - WTC sur surface piézo (≈ 500m) - Fracturation N40 et N140 - Points d'entrées et réseaux connus |  <p>VB : Chamois-réseau 13</p> <p>WTC : St-Marcel (middle level)</p> <p>Puits-Cheminée - St-Marcel</p> |
| <p>E) Quaternaire</p>  <p>Basin versant actuel des sources de dardennes</p> <p>Erosion régressive de la table du Camp</p> <p>Sources de Dardennes</p> <p>Le Las</p> <p>Ollivaults</p> <p>Prof. mare de structuration visible et débouage des fontaines</p> | <ul style="list-style-type: none"> - Gradient : N-S - Réutilisation structures héritées - Motifs karstiques : VB entre 800 et ≈ 120 m - Puits cheminée du Ragas - Fracturation N40 et N140 - Points d'entrées et réseaux connus - Exutoires connus (sources de Dardennes) |  <p>VB : Chamois-réseau 13</p> <p>Puits-Cheminée - St-Marcel</p> |

3.2. Un algorithme pour la simulation géostatistique des réseaux karstiques

Plusieurs algorithmes ont déjà été proposés pour simuler les réseaux karstiques (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Viseur *et al.*, 2014). Cependant, ces algorithmes ne permettent pas, à l'heure actuelle, soit de reproduire les réseaux karstiques à l'échelle des aquifères, soit de reproduire convenablement les différentes organisations des motifs karstiques (motifs tels que *looping-cave* ou les labyrinthes angulaires). Or un manque de réalisme des modélisations structurelles de réseaux karstiques peut limiter l'efficacité des modèles d'écoulement à représenter correctement le fonctionnement du système (Peterson et Wicks, 2006 ; Hartmann *et al.*, 2014). Des développements spécifiques doivent alors encore être opérés afin d'obtenir un outil adéquat, permettant de reproduire la diversité des motifs karstiques aux caractéristiques singulières, tout en prenant en compte certaines règles d'organisation et facteurs structurants. Avant que de nouvelles méthodes de simulation émergent, cette section propose une synthèse des contraintes nécessaires à prendre en compte pour le codage de ce type d'outil.

Indépendamment de l'algorithme de simulation, la première étape est la détermination de l'évolution de la karstification au cours du temps et la détermination des paramètres structurants, de manière à respecter une hiérarchie des réseaux et assigner chaque motif karstique dans une zone définie. Cette phase a pour but d'éviter de modéliser les structures karstiques non réalistes, c'est-à-dire d'éviter de modéliser des réseaux karstiques dans des terrains qui ne seraient pas karstifiables, ou d'éviter de modéliser des réseaux karstiques de type *Looping cave* dans des zones qui ont toujours été en condition vadose loin de la zone épinoyée. Lors de cette phase, les structures préférentielles de karstification (facteurs litho-structuraux) sont également déterminées de manière à leur assigner une proportion d'occurrence plus importante (failles, fractures, horizons d'inception) en fonction du rôle (drainant ou barrière) repéré ou suspecté. Cet aspect a pour but de conditionner les simulations aux données et connaissances disponibles (reconnaissance de conduits karstiques appartenant à un type particulier de spéléogénèse, entrées, sorties du système, horizons d'inceptions, fractures, failles, *etc.*).

La deuxième phase, inhérente à la première, est d'attribuer un domaine (ou région) de simulation pour chaque motif karstique. Si la spéléogénèse est épigène, la zonation du karst (vadose, épinoyée, noyée) conditionnera le type de motif karstique (Audra et Palmer, 2013 ; Jouvès *et al.*, 2017). En zone vadose, le motif VB (vadose Branchwork), composé essentiellement de puits-méandres, sera prépondérant. La simulation de ce type de motifs (tout comme les autres) peut être soit conditionnée, soit validée, par des données de géométrie et de topologie (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2011 ; Collon *et al.*, 2017 ; Jouvès *et al.*, 2017). En cas de modification des conditions aux limites, tels que la modification du niveau de base, il en découlera une nouvelle zonation du karst. Les structures préalablement simulées devront alors être réutilisées par les simulations suivantes. Si la spéléogénèse est hypogène, les motifs reproduits devront respecter une organisation associée à ce type de spéléogénèse. Dans le présent travail, il ne nous a pas été d'analyser les paramètres morphométriques pour différents types de réseaux hypogènes mais uniquement pour les réseaux de type *Angular maze* (AM) (Chapitre 3). De futures études pourraient, similairement à ce travail, préciser leurs paramètres géométriques et topologiques afin d'apporter des éléments de connaissance sur leur structure et éventuellement de conditionner ou valider les simulations.

Pour ces différentes raisons, le ou les algorithmes devraient tenir compte de plusieurs contraintes (Fig. II). Étant donné que les structures karstiques s'organisent en 3D, les modélisations 2D n'auraient que peu de vraisemblance. Il est donc nécessaire d'utiliser un outil permettant de simuler en 3D. Il sera également nécessaire de tenir compte de leur structure "filaire" et de leur faible proportion (volumique) au regard de l'encaissant. Un algorithme indépendant des proportions serait peut-être à envisager. Afin de pouvoir simuler à l'échelle du réservoir, il est nécessaire d'envisager un algorithme de simulation basée-objet, hybrides (Henrion, 2011 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012 ; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012 ; Borghi *et al.*, 2016) ou dans tous les cas indépendant de la grille numérique

comme les MPS non maillées (Erzeybek *et al.*, 2012 ; Ghobadi, 2016). De plus, comme montré dans le chapitre 4, l'introduction de données secondaires permet d'accroître la vraisemblance des modèles générés. Il est alors également nécessaire que l'algorithme puisse permettre d'introduire des connaissances *a priori* découlant de l'analyse karstologique afin de réduire les incertitudes et d'éviter de simuler des cas non réalistes, voire difficiles à reproduire. Les approches basées-objets ou hybrides devront également pouvoir rendre compte des différents motifs karstiques en termes de géométrie et connectivité. À chaque étape de simulation, les réalisations pourraient être validées ou infirmées en comparant un jeu de paramètres morphométriques d'entrée et de sortie. Les paramètres géométriques tels que la tortuosité T , la courbure K , ou le vertical index V pourraient être intégrés en tant que données de paramètres de formes d'entrées des simulations. Le paramètre WH-ratio pourrait lui être utilisé afin de simuler une morphologie de conduit en utilisant une approche similaire à Odsim (Henrion, 2011), qui pourrait également tenir compte de particularités fonctions de l'histoire de la spéléogenèse et de contraintes géologiques (Rongier *et al.*, 2014) ainsi que de la position dans le système (i.e. conduits généralement plus gros en aval système). Étant donné le fait que peu d'algorithmes proposent aujourd'hui de prendre en compte la topologie, ces paramètres (degré de connectivité des nœuds, α , γ , et index de ramification R_i) pourraient être utilisés comme moyen de validation en sortie de simulation de chaque motif (Fig. II). Dans la mesure où il était possible de prendre en compte la topologie comme paramètre d'entrée, il serait intéressant d'utiliser l'index de ramification R_i afin de contraindre une proportion de nœuds comme correspondant à des ramifications (ou nœuds internes du graphe). Les différents motifs simulés, devront alors être connectés afin de former un système karstique si celui-ci est monogénique, ou un sous-système karstique si celui-ci est polygénique.

Enfin, en aval de la modélisation, une des pistes de recherche repose sur l'intégration des réseaux karstiques stochastiquement simulés dans un simulateur d'écoulement à double voire triple porosité (matrice-fracture-conduit). Cette intégration pourrait avoir deux buts principaux : elle pourrait d'une part contraindre les modèles générés à des données dynamiques, et d'autre part à tester le réalisme hydrogéologique des modèles générés. Cette intégration permettrait également d'apporter des éléments de connaissances sur les paramètres physiques de l'écoulement en milieu karstique. De plus cela contribuerait à la connaissance des systèmes karstiques étudiés par comparaison des résultats des simulations d'écoulements et des données dynamiques enregistrées sur les sources ou dans les puits, et ainsi de confronter les modèles conceptuels de structuration karstique. Un modèle optimal serait alors capable de reproduire (i) des structures karstiques géologiquement et karstologiquement cohérentes, et (ii) les chroniques de débits, conductivités électriques, températures, *etc.*, analysées aux exutoires, permettant ainsi d'apporter des éléments de réponse au problème inverse en hydrogéologie karstique.

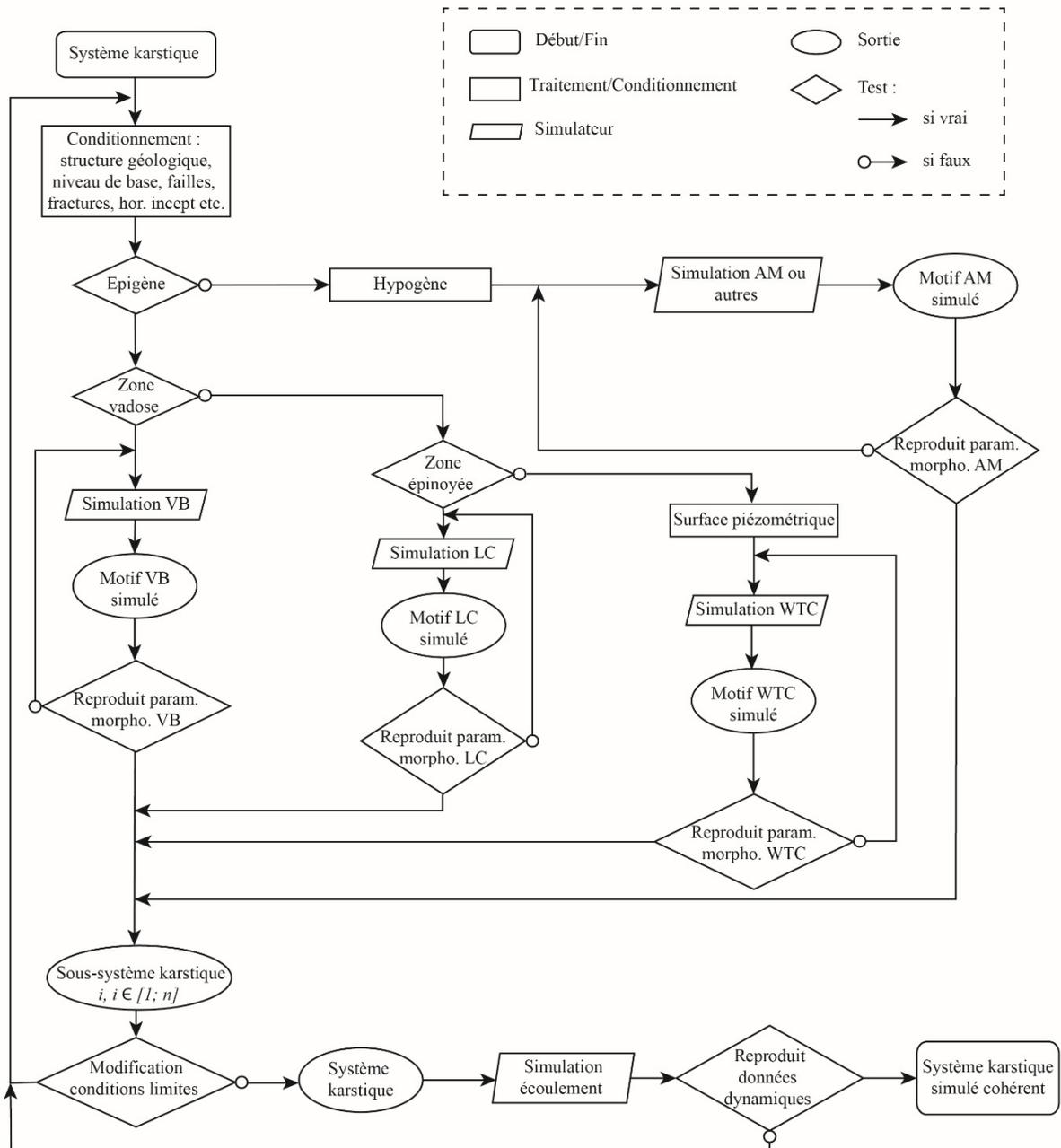


Fig. II : Organigramme d'un algorithme possible pour la simulation de réseaux karstiques conditionné aux connaissances karstologiques.

4. Conclusion

Les travaux réalisés s'inscrivent pleinement dans une démarche intégratrice de développement d'une méthode pour reconstituer numériquement l'organisation tridimensionnelle des structures karstiques depuis la zone de recharge jusqu'aux exutoires. L'approche proposée repose sur une première étape d'identification des phases successives de spéléogénèse. Durant cette étape, les différents compartiments mis en jeu au cours de l'histoire de la karstification sont individualisés. La construction d'un modèle géologique permet de déterminer des régions où certains processus de karstification ont concouru à l'établissement d'un type de réseau spéléogénétique. Les facteurs de contrôle tels que les contraintes stratigraphiques, structurales et hydrogéologiques peuvent également être intégrées dans le géomodèle. Cette étape nécessite un travail d'investigation et de caractérisation en amont pour permettre, lors de la construction du modèle géologique, l'intégration de toutes les données et concepts disponibles tant d'un point de vue géologique qu'hydrogéologique. Même si la modélisation ne tient pas explicitement compte des processus de karstification, elle est tout de même guidée par des concepts génétiques relevant d'une investigation de terrain. Evidemment, les modèles générés sont une reproduction simplifiée de la réalité, mais prennent en compte les différents facteurs et/ou processus qui contrôlent la formation des réseaux karstiques et par conséquent leur morphologie finale. Ces résultats justifient et encouragent une approche stochastique de modélisation des réseaux karstiques guidée par des concepts génétiques. Même si pour des raisons numériques et algorithmiques, une telle approche n'a pas pu être appliquée au réservoir karstique de Dardennes - Siou-Blanc, il n'en demeure pas moins que les données d'entrée sont disponibles pour de futures modélisations. Ces modélisations et l'inter-comparaison des approches menées (géologique, hydrogéologique et karstologique) devraient permettre, dans les années futures, une estimation quantitative des connexions des aquifères régionaux aux sources de Dardennes pour optimiser la gestion de la réserve en eau localement et à l'échelle de la région toulonnaise. Plus largement, un exemple de démarche méthodologique transposable sur d'autres cas d'étude, a été proposé pour étudier la structuration d'un système karstique, depuis l'observation de terrain jusqu'aux modèles numériques.

Bibliographie

- Abelard, S., Fournillon, A., Viseur, S., Arfib, B., Borgomano, J., 2011. Geomorphological 2D characterisation of caves using automatic extraction of topological and geometrical parameters. , H2Karst: 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Neuchatel.
- Adinolfi Falcone, R., Falgiani, A., Parisse, B., Petitta, M., Spizzico, M., Tallini, M., 2008. Chemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}\%$, $\delta^2\text{H}\%$, $\delta^{13}\text{C}\%$, ^{222}Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory – central Italy). *Journal of Hydrology*, 357(3-4), 368-388, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.05.016.
- Alapetite, J., Leflon, B., Gringarten, E.J., Mallet, J.-L., 2005. Stochastic Modeling of Fluvial Reservoir: The YACS Approach, SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas-Texas.
- Albert, G., Virag, M., Eross, A., 2015. Karst porosity estimations from archive cave surveys - studies in the Buda Thermal Karst System (Hungary). *International Journal of Speleology*, 44(2), 151-165, doi:10.5038/1827-806X.44.2.5.
- Annable, W.K., 2003. Numerical analysis of conduit evolution in karstic aquifers. PhD, Univ. of Waterloo, 139 pp.
- Arfib, B., Maurel, P., 2010. Les cavités du massif de Siou Blanc et de ses abords (Var). *Grottes et karst de France. Karstologia Mémoires*, pp. 256-257.
- Arfib, B., Lamarque, T., Maurel, P., Fournillon, A., 2011. Traçages artificiels à travers l'aquifère régional mixte carbonaté-silicoclastique de l'unité du Beausset (SE France). 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon, France, pp. 21-24.
- Arfib, B., Lamarque, T., 2012. Etude du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Port Miou et Bestouan par traçage artificiel : les marnes de l'Aptien sont-elles imperméables?, CFH-AIH Colloque Ressources et Gestion des aquifères littoraux, Cassis, France.
- Arfib, B., Charlier, J.B., 2015. Assessing Freshwater Resources in Coastal Karstic Aquifer Using a Lumped Model: The Port-Miou Brackish Spring (SE France). 313-321, doi:10.1007/978-3-642-17435-3_35.
- Arfib, B., 2016. La géologie du gouffre de l'Eau-Relie en Provence. pp.1-18, hal-01450992. http://www.karsteau/telechargement/GeologieEauRelie_BrunoArfib.pdf.
- Arfib, B., Charlier, J.B., 2016. Insights into saline intrusion and freshwater resources in coastal karstic aquifers using a lumped Rainfall-Discharge-Salinity model (the Port-Miou brackish spring, SE France). *Journal of Hydrology*, 540, 148-161, doi:10.1016/j.jhydrol.2016.06.010.
- Arfib, B., Novaes, C., Baudement, C., Dufresne, C., Duffa, C., 2016. Origin of flash flood water of a Mediterranean river in karstic and urban environments by CTD monitoring (Las - Toulon - SE France), *Proceedings Eurokarst 2016*, Neuchâtel.
- Arpat, G.B., Caers, J., 2007. Conditional simulation with patterns. *Mathematical Geology*, 39(2), 177-203, doi:10.1007/s11004-006-9075-3.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-Herciniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Geométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud, F., Megard, F., Seguret, M., 1977. Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et de Production Elf-Aquitaine*, 1(1), 147-188.
- Audra, P., 2001. L'organisation verticale des réseaux karstiques non confinés. *Contrôle de la structure et du niveau de base. XIème Congrès national suisse de spéléologie.*, Genève, pp. 125-127.
- Audra, P., Bigot, J.Y., Mocochain, L., 2002a. Hypogenic caves in Provence (France). Specific features and sediments. *Acta Carsologica*, 31(3), 33-50, doi:<http://dx.doi.org/10.3986/ac.v31i3.378>.
- Audra, P., Quinif, Y., Rochette, P., 2002b. The genesis of the Tennengebirge karst and caves (Salzburg, Austria). *Journal of Cave and Karst Studies*, 64(3), 153-164.
- 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 Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodynamica Acta*, 17(6), 389-400, doi:10.3166/ga.17.389-400.
- Audra, P., Bigot, J.Y., 2005. La grotte de Saint-Benoit: un modèle de cavité épinoyée. Méailles et la région d'Annot. *Paysages culturels karstiques. Architecture d'une relation homme-territoire unique. Université de Nice Sophia Antipolis, département de Géographie.*

- Audra, P., 2007. Karst et spéléogénèses épigènes, hypogènes, recherches appliquées et valorisation. Hab. thesis, University of Nice Sophia-Antipolis., 278 pp.
- Audra, P., Bigot, J.Y., 2009. Les grottes de Saint Benoit. *Spelunca*, 114.
- Audra, P., Mocochain, L., Bigot, J.-Y., Nobécourt, J.-C., 2009. The association between bubble trails and folia: a morphological and sedimentary indicator of hypogenic speleogenesis by degassing, example from Adaouste Cave (Provence, France). *International Journal of Speleology*, 38(2), 93-102, doi:10.5038/1827-806x.38.2.1.
- Audra, P., D'Antoni-Nobecourt, J.C., Bigot, J.Y., 2010. Hypogenic caves in France. Speleogenesis and morphology of the cave systems. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 181(4), 327-335, doi:10.2113/gssgfbull.181.4.327.
- Audra, P., Nobécourt, J.C., 2012. Flooding in epiphreatic passages. Analysis of the 4-5 Nov. 2011 flood in the Chamois Cave (Alpes-de-Haute-Provence, France), 13e Congrès national de Spéléologie. Société Suisse de Spéléologie (SSS), Muotathal, Suisse.
- Audra, P., Palmer, A.N., 2013. The vertical dimension of karst: controls of vertical cave pattern. In: J.E.i.c. Shroder, A.E. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, pp. 186-206.
- Audra, P., Gázquez, F., Rull, F., Bigot, J.Y., Camus, H., 2015a. Hypogene Sulfuric Acid Speleogenesis and rare sulfate minerals in Baume Galinière Cave (Alpes-de-Haute-Provence, France). Record of uplift, correlative cover retreat and valley dissection. *Geomorphology*, 247, 25-34, doi:10.1016/j.geomorph.2015.03.031.
- Audra, P., Nobécourt, J.C., Bigot, J.Y., 2015b. Sixième camp international d'exploration « Chamois 2014 », *Spelunca*, pp. 31-40.
- Audra, P., Palmer, A.N., 2015. Research frontiers in speleogenesis. Dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica*, 44(3), doi:10.3986/ac.v44i3.1960.
- Audra, P., 2017. Hypogene Caves in France. In: A.K.e. al. (Ed.), *Hypogene Karst Regions and Caves of the World, Cave and Karst Systems of the World*. Springer International Publishing AG 2017, pp. 61-83.
- Auler, A.S., 2013. 6.3 Sources of Water Aggressiveness – The Driving Force of Karstification. In: J. Shroder, A. Frumkin (Eds.), *Treatise on geomorphology*. elsevier, pp. 23-28.
- Bakalowicz, M., 1996. Les Processus de karstification et les différents types de karst associés. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 169(363-371).
- Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 148-160, doi:10.1007/s10040-004-0402-9.
- Bakalowicz, M., 2013. 6.15 Epikarst Processes. In: J. Shroder, A. Frumkin (Eds.), *Treatise on geomorphology*. Elsevier, pp. 164-171.
- Bakalowicz, M., 2018. Le karst, ressource en eau renouvelable dans les roches calcaires. *Encyclopédie de l'Environnement*.
- Ballesteros, D., Jimenez-Sanchez, M., Garcia-Sanseguno, J., Borreguero, M., 2014. SpeleoDisc: A 3-D quantitative approach to define the structural control of endokarst An application to deep cave systems from the Picos de Europa, Spain. *Geomorphology*, 216, 141-156, doi:10.1016/j.geomorph.2014.03.039.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., García-Sanseguno, J., Meléndez-Asensio, M., 2015. A multi-method approach for speleogenetic research on alpine karst caves. Torca La Texa shaft, Picos de Europa (Spain). *Geomorphology*, 247, 35-54, doi:10.1016/j.geomorph.2015.02.026.
- Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M., Tallini, M., 2005. Stable isotope (2H , 18O and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry*, 20(11), 2063-2081, doi:10.1016/j.apgeochem.2005.07.008.
- Barthélemy, M., 2011. Spatial networks. *Physics Reports*, 499(1-3), 1-101, doi:10.1016/j.physrep.2010.11.002.
- Baudement, C., Arfib, B., Mazzilli, N., Jouves, J., Lamarque, T., Guglielmi, Y., 2017. Assessing floods and groundwater management of a highly dynamic karst with a reservoir model (Dardennes springs, SE France). *Evaluation des crues et gestion des eaux souterraines d'un karst fortement*

- dynamique avec un modèle à réservoirs (sources de Dardennes, S-E France) (submitted). *Bull. Soc. Geol. Fr.*
- Baudement, C., 2018. Évaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France. PhD, Aix-Marseille université.
- Bauer, S., Liedl, R., Sauter, M., 2003. Modeling of karst aquifer genesis: Influence of exchange flow. *Water Resources Research*, 39(10), doi:10.1029/2003wr002218.
- Bercovici, C., 1983. Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise. Structure de la zone Broussan-Dardennes. Cartographie détaillée et interprétation. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence., 80.
- Berner, R., Morse, J., 1974. Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater: IV. Theory of calcite dissolution. *American Journal of Science*, 274, 108-134.
- Bertrand, M., 1887. Ilôt triasique du Beausset (Var), analogies avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, 667-702.
- Bestani, L., 2014. Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée. PhD, Aix-Marseille Université, 246 pp.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Floquet, M., Philip, J., Bellier, O., Hollender, F., 2015. Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 186(4-5), 223-241, doi:10.2113/gssgfbull.186.4-5.223.
- Beynen, P.E., Ford, D.C., Schwarcz, H.P., 2000. Seasonal variability in organic substances in surface and cave waters at Marengo Cave, Indiana. *Hydrological Processes*, 14, 1177-1197.
- Bicalho, C.C., Batiot-Guilhe, C., Taupin, J.D., Patris, N., Van Exter, S., Jourde, H., 2017. A conceptual model for groundwater circulation using isotopes and geochemical tracers coupled with hydrodynamics: A case study of the Lez karst system, France. *Chemical Geology*, doi:10.1016/j.chemgeo.2017.08.014.
- Bigot, J.Y., 2003. Observations morphologiques dans l'abîme de Maramoye (Le Beausset, Var). *Karstologia*, 41(1), 27-38.
- Bigot, J.Y., Camus, H., Audra, P., 2015. Une nouvelle grotte hypogène en Languedoc: La grotte de la Baume. Cardabelle (CLPA).
- Blanc, J.J., 1992. Importance géodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence. *Karst et évolution climatique*, 291-307.
- Blanc, J.J., 1997. Géodynamique et histoire du karst-Application au sud-est de la France [Paleokarsts, evolution and geodynamics. Application to the South-eastern France.]. *Quaternaire*, 8(2), 91-105.
- Blanc, J.J., 2001. Histoire géologique et enregistrement karstique: exemple du massif de Siou Blanc et de ses abors (Var). *Karstologia*, 37, 11-22.
- Blanc, J.J., 2010. Explorations sous-marines : les karsts et les surfaces d'érosion au large de la Provence occidentale. *Karstologia*, 55, 27-38.
- Blavoux, B., Gilli, É., Rousset, C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille-Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Cr Geosci*, 336(6), 523-533, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.027>.
- Bögli, A., 1964. Mischungskorrosion: ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. *Erdkunde*, 18(83-92).
- Bögli, A., 1980. *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Boissonnat, J.D., Yvinec, M., 2000. Géométrie algorithmique. Dunod.
- Bonacci, O., Ljubenkov, I., Roje-Bonacci, T., 2006. Karst flash floods: an example from the Dinaric karst (Croatia). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6(2), 195-203.
- Boogaart, K.G., 2006. Some Theory for Multiple Point Statistics: Fitting, Checking and Optimally Exploiting the Training Image, International Association for Mathematical Geology 11th International Congress.
- Borghi, A., Renard, P., Jenni, S., 2012. A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*, 414, 516-529, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.032.
- Borghi, A., Renard, P., Cornaton, F., 2016. Can one identify karst conduit networks geometry and properties from hydraulic and tracer test data? *Advances in Water Resources*, 90, 99-115, doi:10.1016/j.advwatres.2016.02.009.

- Boucher, M., Girard, J.F., Legchenko, A., Baltassat, J.M., Dörfliger, N., Chalikakis, K., 2006. Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology*, 330(3-4), 413-421, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.034.
- Brice, J.C., 1960. Index for description of channel braiding. *Geological Society of America Bulletin*, 71, 1833.
- Bruxelles, L., Bruxelles, S., 2002. La chasse aux fantômes dans les Grands Causses : utilisation d'un nouveau concept de spéléogénèse dans la recherche de cavités. *Spelunca*, 88, 14-22.
- Bruxelles, L., Simon-Coinçon, R., Guendon, J.L., Ambert, P., 2007. Formes et formations superficielles de la partie ouest du Causse de Sauveterre (Grands Causses, Aveyron et Lozère). *Karstologia*, 49, 1-14.
- Bruxelles, L., Quinif, Y., Wienin, M., 2009. How can ghost rocks help in karst development?, *International Congress of Speleology, Kerrville*, pp. 814-818.
- Bruxelles, L., Wienin, M., 2009. Les fantômes de roche de la mine de la Grande Vernissière (Fressac, Gard). Premières observations sur l'origine de certains karsts de la bordure cévenole., *Actes du colloque AFK. Karstologia Mémoires, Pierre Saint-Martin*, pp. 192-200.
- Butscher, C., Huggenberger, P., 2008. Intrinsic vulnerability assessment in karst areas: A numerical modeling approach. *Water Resources Research*, 44(3), 15 p, doi:10.1029/2007wr006277.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025-1028, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<1025:Fzaaps>2.3.Co;2.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V., Delmas, M., 2015. Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology*, 246, 617-633, doi:10.1016/j.geomorph.2015.07.013.
- Camus, H., 2003. Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud Cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats., M. de Montaigne. Bordeaux III.
- Camus, H., Bruxelles, L., 2013. Étude hydrogéologique des Avants-Causses du St-Affricain et du Causse Guilhaumard, GEOTER GTR-PNR-1212-1016.
- Carriere, S.D., Chalikakis, K., Senechal, G., Danquigny, C., Emblanch, C., 2013. Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. *Journal of Applied Geophysics*, 94, 31-41, doi:10.1016/j.jappgeo.2013.03.014.
- Cassou, J.P., Bigot, J.Y., 2007. Le labyrinthe de la grotte de Sakany (Quié, Ariège). *Actes de la 17e Rencontre d'Octobre*, 29-36.
- Cavalera, T., 2007. Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère. PhD, Université de Provence - Aix Marseille I, 403 pp.
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., Bosch, F.P., 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal*, 19(6), 1169-1180, doi:10.1007/s10040-011-0746-x.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodynamica Acta*, 13, 67-85.
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Mudry, J., 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *Journal of Hydrology*, 460-461, 52-64, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.06.043.
- Chen, Z., Goldscheider, N., 2014. Modeling spatially and temporally varied hydraulic behavior of a folded karst system with dominant conduit drainage at catchment scale, Hochifen–Gottesacker, Alps. *Journal of Hydrology*, 514, 41-52, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.04.005.
- Chen, Z., Auler, A., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts, A., Stevanovic, Z., Veni, G., Goldscheider, N., 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal*, 1-15, doi:10.1007/s10040-016-1519-3.
- Chester, F.M., Logan, J.M., 1986. Implications for Mechanical-Properties of Brittle Faults from Observations of the Punchbowl Fault Zone, California. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1-2), 79-106, doi:Doi 10.1007/Bf00875720.

- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A., Schopfer, M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology*, 31(2), 117-127, doi:10.1016/j.jsg.2008.08.009.
- Choppy, J., 2008. Pourquoi se creusent les grottes? *Karstologia Mémoires*, 16.
- Chorowitz, J., Mekarina, A., 1992. Mise en évidence d'une extension apto-albienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 315(2), 861-886.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O., Vuichard, J.-P., 1986. Deformation and motion in the Western Alpine Arc. *Tectonics*, 5(2), 215-226, doi:10.1029/TC005i002p00215.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13(2), 1251-1256.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France)—paleogeographic implications. *Marine Geology*, 27(3), 231-246.
- 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.
- Cochran, W.G., 1977. *Sampling Techniques*, 3rd Edition. Wiley.
- Collon-Drouaillet, P., Henrion, V., Pellerin, J., 2012. An algorithm for 3D simulation of branchwork karst networks using Horton parameters and A* Application to a synthetic case. *Geological Society, London, Special Publications*, 370(1), 295-306, doi:10.1144/SP370.3.
- Collon, P., Bernasconi, D., Vuilleumier, C., Renard, P., 2017. Statistical metrics for the characterization of karst network geometry and topology. *Geomorphology*, 283, 122-142, doi:10.1016/j.geomorph.2017.01.034.
- Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale, caractéristiques dynamiques et cinématiques: méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. Thèse Sciences, Université de Strasbourg., 182.
- Combes, P.J., 1998. Geologic and paleomorphological observations of the Neogene and the Pleistocene of the Parnass Zone (Greece); application to the exploration for and exploitation of bauxites. *Acta Carsologica*, 41(4), 401-411.
- Comunian, A., Renard, P., Straubhaar, J., 2012. 3D multiple-point statistics simulation using 2D training images. *Computers & Geosciences*, 40, 49-65, doi:10.1016/j.cageo.2011.07.009.
- Cornet, C., 1966. Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. PhD, Univ. Paris, 245 pp.
- Coulon, C., 1967. Le volcanisme basique de la Basse Provence occidentale (région toulonnaise et massif des Maures).
- Courbon, P., 1979. Synthèse des recherches spéléologiques et hydrologiques sur le plateau du Siou Blanc (Var). *Spelunca*, 1, 3-10.
- Courbon, P., Maurel, P., 2008. L'étude spéléologique du plateau de Siou Blanc (Var). *Spelunca*, 109, 21-29.
- Courrèges, M., 1997. Le Crypto-karst de la péninsule du Médoc: crypto-alteration, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire. *Quaternaire*, 8(2-3), 289-304.
- Curl, R.L., 1986. Fractal Dimensions and Geometries of Caves. *Mathematical Geology*, 18(8), 765-783, doi:Doi 10.1007/Bf00899743.
- Cvijić, J., 1893. *Das Karstphänomen*, 218–329 pp.
- De Iaco, S., Maggio, S., 2011. Validation Techniques for Geological Patterns Simulations Based on Variogram and Multiple-Point Statistics. *Mathematical Geosciences*, 43(4), 483-500, doi:10.1007/s11004-011-9326-9.
- De Iaco, S., 2013. On the use of different metrics for assessing complex pattern reproductions. *Journal of Applied Statistics*, 40(4), 808-822, doi:10.1080/02664763.2012.754853.
- de Marsily, G., 2004. *Cours d'Hydrogéologie*. Université Paris VI, Paris.
- De Waele, J., Plan, L., Audra, P., 2009. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. *Geomorphology*, 106(1-2), 1-8, doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.023.
- De Waele, J., Audra, P., Madonia, G., Vattano, M., Plan, L., D'Angeli, I.M., Bigot, J.-Y., Nobécourt, J.-C., 2016. Sulfuric acid speleogenesis (SAS) close to the water table: Examples from southern

- France, Austria, and Sicily. *Geomorphology*, 253, 452-467, doi:10.1016/j.geomorph.2015.10.019.
- Delannoy, J.J., 1997. Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de la Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst. PhD, 612 pp.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G., 1992. *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press, New York.
- Deutsch, C.V., 1998. Fortran Programs for Calculating Connectivity of Three-Dimensional Numerical Models and for Ranking Multiple Realizations. *Computers & Geosciences*, 24(1), 69-76, doi:10.1016/s0098-3004(97)00085-x.
- Deutsch, C.V., 2002. *Geostatistical Reservoir Modeling*. Oxford University Press.
- Dorfliger, N., Fleury, P., Ladouche, B., 2009. Inverse modeling approach to allogenic karst system characterization. *Ground water*, 47(3), 414-426, doi:10.1111/j.1745-6584.2008.00517.x.
- Dörfliger, N., Fleury, P., Le Strat, P., Capar, L., 2008. Caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques sous couverture. Méthodologie, synthèse bibliographique et synthèse géologique régionale. Rapport final BRGM-RP-56980-FR, 157.
- Dörfliger, N., Plagnes, V., 2009. Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa.
- Dreiss, S.J., 1982. Linear kernels for Karst Aquifers. *Water Resources Research*, 18(4), 865-876, doi:10.1029/WR018i004p00865.
- Dreybrodt, W., 1996. Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models. *Water Resources Research*, 32(9), 2923-2935, doi:Doi 10.1029/96wr01332.
- Dreybrodt, W., Siemers, J., 2000. Cave evolution on twodimensional networks of primary fractures in limestone. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. Nat. Speleol. Soc., Huntsville, Alabama, USA.
- Dreybrodt, W., Gabrovšek, F., 2003. Basic processes and mechanisms governing the evolution of karst. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. The virtual scientific Journal., 1(1), 26.
- Dreybrodt, W., Gabrovšek, F., Romanov, D., 2005. *Processes of speleogenesis: A modelling approach*. Carsologica. ZRC Publishing, Ljubljana, Slovenia.
- Dublyansky, V.N., Dublyansky, Y.V., 1998. The problem of condensation in karst studies. *Journal of Cave and Karst Studies*, 60(1), 3-17.
- Dublyansky, Y.V., Dublyansky, V.N., 1997. Hydrothermal cave minerals. In: C.A. Hill, P. Forti (Eds.), *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society of America, Huntsville, AL.
- Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M.D., Tognini, P., Vergari, A., 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews*, 131, 116-148, doi:10.1016/j.earscirev.2014.01.006.
- Dupuis, C., 1992. Mesozoic kaolinised giant regoliths and Neogene haloysitic cryptokarst : two striking paleoweathering types in Belgium. In: M. Schmitt, Q. Gall (Eds.), *Mineralogical and geochemical records of paleoweathering*. Mem. Sci. de la Terre. ENSMP, pp. 61-68.
- Egozi, R., Ashmore, P., 2008. Defining and measuring braiding intensity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 2121-2138, doi:10.1002/esp.1658.
- Emblanch, C., 1997. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques. Etude en région méditerranéenne de montagne sur le bassin expérimental de la Fontaine de Vaucluse. PhD, Université d'Avignon, 198 pp.
- Erzeybek, S., Srinivasan, S., Janson, X., 2012. Multiple-Point Statistics in a Non-gridded Domain: Application to Karst/Fracture Network Modeling. 17, 221-237, doi:10.1007/978-94-007-4153-9_18.
- Fabre, G., Nicod, J., 1978. Niveaux de base actuels dans les principaux canyons du Languedoc oriental et des plans de Provence. *Int J. Spéléol.*, 10, 279-290.
- Farrant, A.R., Smart, P.L., 2011. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*, 134(1-2), 79-93, doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.006.
- Faulkner, D.R., 2006. Tectonic inception in caledonide marbles. *Acta Carsologica*, 35(1), 7-21.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics

- and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1557-1575, doi:10.1016/j.jsg.2010.06.009.
- Filipponi, M., Jeannin, P.Y., 2008. What makes a bedding plane favourable to karstification? The role of the primary rock permeability, *Proceedings of 4th European speleological congress*, Vercors, France.
- Filipponi, M., Jeannin, P.Y., Tacher, L., 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106(1-2), 86-99, doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.010.
- Filipponi, M., Jeannin, P.Y., Tacher, L., 2010. Understanding cave genesis along favourable bedding planes. The role of the primary rock permeability. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 54(2), 91-114, doi:10.1127/0372-8854/2010/0054S2-0006.
- Filipponi, M., 2015. Karst Risk Assessment for Underground Engineering: Comparison of the KarstALEA Method with a Random Karst Distribution Approach. 603-607, doi:10.1007/978-3-319-09048-1_117.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 157-170, doi:10.1016/s0012-821x(99)00225-3.
- Fleury, P., Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology*, 345(1-2), 38-49, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.07.014.
- Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H., Dörfliger, N., 2009. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. *Journal of Hydrology*, 365(3-4), 235-243, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.037.
- Fleury, P., Maréchal, J.C., Ladouche, B., 2013. Karst flash-flood forecasting in the city of Nîmes (southern France). *Engineering Geology*, 164, 26-35, doi:10.1016/j.enggeo.2013.06.007.
- Floquet, M., Gari, J., Hennuy, J., Léonide, P., Philip, J., 2005. Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomaniens à coniacien moyen du Bassin-Sud Provençal. *Livret guide d'excursion géologique*. , 10ème Congrès Français de Sédimentologie, 85.
- Ford, D.C., 1971. Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 13(2), 81-94.
- Ford, D.C., Ewers, R.O., 1978. The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. *International Journal of Speleology*, 10, 213-244.
- Ford, D.C., Williams, P.D., 1989. *Karst geomorphology and hydrology*, London.
- Ford, D.C., Ewers, R.O., Lauritzen, S.E., 2000. Hardware and Software Modeling of Initial Conduit Development in Karst Rocks (Ford, Ewers, and Lauritzen). *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. the National Speleological Society, Huntsville, Alabama 35810, U.S.A.
- Ford, D.C., Williams, P.D., 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Ford, M., Duchene, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society*, 163(5), 815-826, doi:10.1144/0016-76492005-034.
- Fournier, F., Tassy, A., Thinon, I., Münch, P., Cornée, J.-J., Borgomano, J., Leonide, P., Beslier, M.-O., Fournillon, A., Gorini, C., Guennoc, P., Oudet, J., Rabineau, M., Sage, F., Toullec, R., 2016. Pre-Pliocene tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf (eastern Gulf of Lion, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 187(4-5), 187-215, doi:10.2113/gssgfbull.187.4-5.187.
- Fournillon, A., 2012. Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France). PhD, Aix-Marseille.
- Fournillon, A., Abelard, S., Viseur, S., Arfib, B., Borgomano, J., 2012. Characterization of karstic networks by automatic extraction of geometrical and topological parameters: comparison between observations and stochastic simulations. *Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis*, 370, 247-264, doi:10.1144/SP370.8.
- Frumkin, A., Fischhendler, I., 2005. Morphometry and distribution of isolated caves as a guide for phreatic and confined paleohydrological conditions. *Geomorphology*, 67(3-4), 457-471, doi:10.1016/j.geomorph.2004.11.009.

- Gabrovšek, F., 2000. Evolution of Early Karst Aquifers: From Simple Principles to Complex Models. PhD, 150 pp.
- Gabrovšek, F., Dreybrodt, W., 2001. A model of the early evolution of karst aquifers in limestone in the dimensions of length and depth. *Journal of Hydrology*, 240(3-4), 206-224, doi:10.1016/S0022-1694(00)00323-1.
- Gabrovšek, F., Romanov, D., Dreybrodt, W., 2004. Early karstification in a dual-fracture aquifer: the role of exchange flow between prominent fractures and a dense net of fissures. *Journal of Hydrology*, 299(1-2), 45-66, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.02.005.
- Gabrovšek, F., Häuselmann, P., Audra, P., 2014. 'Looping caves' versus 'water table caves': The role of base-level changes and recharge variations in cave development. *Geomorphology*, 204, 683-691, doi:10.1016/j.geomorph.2013.09.016.
- Galloway, J.N., Likens, G.E., Keene, W.C., Miller, J.M., 1982. The composition of precipitation in remote areas of the world. *Journal of Geophysical Research*, 87, 8771-8786.
- Gams, I., 1978. The polje: the problem of definition. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22(2), 170-181.
- Garrison, W.L., 1960. Connectivity of the interstate highway system. *Papers in Regional Science*, 6(1), 121-137.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3-4), 359-377, doi:10.1016/j.epsl.2007.02.003.
- Gèze, B., 1964. Sur les profils normaux des entrées de grottes et des galeries simples. *Spelunca Mem.*, 4(4), 24-26.
- Ghasemizadeh, R., Hellweger, F., Butscher, C., Padilla, I., Vesper, D., Field, M., Alshawabkeh, A., 2012. Review: Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico. *Hydrogeol J*, 20(8), 1441-1461, doi:10.1007/s10040-012-0897-4.
- Ghobadi, R., 2016. Geostatistical modelling and simulation of karst systems. Master, University of Adelaide, 114 pp.
- Glazek, J., 1989. Tectonic conditions for karst origin and preservation. In: P. Bosák, D.C. Ford, J. Glazek, I. Horaček (Eds.), *Paleokarst. A Systematic and Regional Review*. Elsevier-Academia, Amsterdam-Praha, pp. 569-575.
- Goldscheider, N., Drew, D., 2007. *Methods in Karst Hydrogeology*, Leiden, Netherlands.
- Goldscheider, N., Meiman, J., Pronk, M., Smart, C., 2008. Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology*, 37(1), 27-40, doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.37.1.3>.
- Goldscheider, N., 2015. Overview of methods applied in karst hydrogeology. In: Z. Stevanović (Ed.), *Karst Aquifers – Characterization and Engineering*, Professional Practice in Earth Sciences. Springer International Publishing, Switzerland.
- Gonfiantini, R., Zuppi, G.M., 2003. Carbon isotope exchange rate of DIC in karst groundwater. *Chemical Geology*, 197(1-4), 319-336, doi:10.1016/s0009-2541(02)00402-3.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York.
- Gouvernet, C., 1963. *Structure de la région toulonnaise*, Ministère de l'Industrie.
- Gouvernet, C., Gueirard, S., Caron, J.P., Masse, J.P., Philip, J., Blanc, J.J., Coulon, C., Damiani, L., Durozoy, G., 1969. Notice explicative de la carte géologique de Toulon (1/50000) n°1064. 2ème Edition., Editions du BRGM, pp. 23.
- Granger, D.E., Muzikar, P.F., 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1-2), 269-281, doi:10.1016/s0012-821x(01)00309-0.
- Gringarten, E., Deutsch, C.V., 2001. Teacher's aide. Variogram interpretation and modeling. *Mathematical Geology*, 33(4), 507-534.
- Groves, C., Howard, A.D., 1994. Early development of karst systems 1: Preferential flow path enlargement under laminar flow. *Water Resour. Res.*, 30(10), 2837-2846.
- Guo, H., Deutsch, C.V., 2010. Fluvial channel size determination with indicator variograms. *Petroleum Geosciences*, 16, 161-169.

- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.P., Villeneuve, M., Viseur, S., 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics*, 50(2), 81-93, doi:10.1016/j.jog.2010.03.003.
- Haggett, P., Chorley, R.J., 1969. *Network analysis in geography*. Edward Arnold, London.
- Hanna, B.R., Rajaram, H., 1998. Influence of aperture variability on dissolutional growth of fissures in karst formations. *Water Resour. Water Resour. Res.*, 34, 2843–2853.
- Harmand, D., Adamson, K., Rixhon, G., Jaillet, S., Losson, B., Devos, A., Hez, G., Calvet, M., Audra, P., 2017. Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*, 166, 38-56, doi:10.1016/j.quascirev.2017.02.016.
- Hartmann, A., Barberá, J.A., Lange, J., Andreo, B., Weiler, M., 2013. Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems – Exemplified at a karst spring in Southern Spain. *Advances in Water Resources*, 54, 149-160, doi:10.1016/j.advwatres.2013.01.010.
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., Weiler, M., 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 218-242, doi:10.1002/2013rg000443.
- Häuselmann, P., Jeannin, P.Y., Bitterli, T., 1999. Relationships between karst and tectonics: case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland) Relations entre karst et tectonique : l'exemple du réseau spéléologique du nord du lac de Thoune (Berne, Suisse). *Geodinamica Acta*, 12(6), 377-388, doi:10.1016/s0985-3111(99)00104-7.
- Häuselmann, P., 2002. Cave genesis and its relation to surface processes: investigation in the Siebenhengste region (BE, Switzerland). PhD thesis, University of Fribourg, Switzerland, 168 pp.
- Häuselmann, P., Jeannin, P.Y., Monbaron, M., 2003. Role of Epiphreatic Flow and Soutirages in Conduit Morphogenesis: the Bärenschacht Example (BE, Switzerland). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47(2), 171-190.
- Häuselmann, P., 2007. How to Date Nothing With Cosmogenic Nuclides. *Acta Carsologica*, 36(1), doi:10.3986/ac.v36i1.212.
- Havron, C., Baele, J.-M., Quinif, Y., 2007. Pétrographie d'une altérite résiduelle de type «fantôme de roche». *Karstologia*, 49, 25-32.
- Hendrick, M., Renard, P., 2016. Fractal Dimension, Walk Dimension and Conductivity Exponent of Karst Networks around Tulum. *Frontiers in Physics*, 4, doi:10.3389/fphy.2016.00027.
- Hennuy, J., 2003. Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique PhD, Université de Provence.
- Henrion, V., 2011. Approche pseudo-génétique pour la simulation stochastique de la géométrie 3D de réseaux de fractures et karstiques. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 155 pp.
- Hill, C.A., 1987. Geology of Carlsbad cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources.*, 117, 1-150.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics*, 226(1-4), 15-35 %@ 0040-1951.
- Hollander, M., Wolfe, D.A., Chicken, E., 2013. *Nonparametric Statistical Methods*, 3rd Edition. John Wiley & Sons.
- Hong, L.B., Davies, T.R.H., 1979. A study of stream braiding. *Geological Society of America Bulletin*, 90(2), 1839-1859.
- Howard, A.D., Keetch, M.E., Vincent, C.L., 1970. Topological and Geometrical Properties of Braided Streams. *Water Resources Research*, 6(6), 1674-1688, doi:10.1029/WR006i006p01674.
- Howard, A.D., 1971. Quantitative measures of cave patterns. *Caves and karst. Research in speleology*, 13(1), 1-7.
- Howard, A.D., Groves, C.G., 1995. Early Development of Karst Systems 2: Turbulent-Flow. *Water Resources Research*, 31(1), 19-26, doi:Doi 10.1029/94wr01964.

- Hu, C., Hao, Y., Yeh, T.-C.J., Pang, B., Wu, Z., 2008. Simulation of spring flows from a karst aquifer with an artificial neural network. *Hydrological Processes*, 22(5), 596-604, doi:10.1002/hyp.6625.
- Huneau, F., Dakoure, D., Celle-Jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., Compaore, N.F., Jirakova, H., Le Coustumer, P., 2011. Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). *Journal of Hydrology*, 409(1-2), 423-439, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.043.
- Huntoon, P.W., 1995. Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers? In: A.I. El-Kadi (Ed.), *Assesment of model for groundwater resource analysis and management*. Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, pp. 339-358.
- Husson, E., Seranne, M., Combes, P.J., Camus, H., Peybernes, B., Fondcave-Wallez, M.J., Melinte-Dobrinescu, M.C., 2012. Marine karstic infillings: evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 183(5), 425-441, doi:10.2113/gssgfbull.183.5.425.
- Husson, E., 2013. Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Phd, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 326 pp.
- Issautier, B., Viseur, S., Audigane, P., le Nindre, Y.-M., 2014. Impacts of fluvial reservoir heterogeneity on connectivity: Implications in estimating geological storage capacity for CO₂. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 20, 333-349, doi:10.1016/j.ijggc.2013.11.009.
- Jaillet, S., Sadier, B., Arnaud, J., Azma, M., Boche, E., Cailhol, D., Filipponi, M., Roux, P., Varrel, E., 2011. Topographie, représentation et analyse morphologique 3D de drains, de conduits et de parois du karst. *Images et modèles 3D en milieux naturels*, edytem edition., 12. CNRS.
- James, N.P., Choquette, P.W., 1984. Diagenesis. *Limestones – the meteoric diagenetic environment*. *Geoscience Canada*, 11, 161–194.
- Jaquet, O., Siegel, P., Klubertanz, G., Benabderrhamane, H., 2004. Stochastic discrete model of karstic networks. *Advances in Water Resources*, 27(7), 751-760, doi:10.1016/j.advwaters.2004.03.007.
- Jaskolla, F., Volk, P., 1986. Use of Cave-maps for tectonic surveys. *International Journal of Speleology*, 15, 15-40.
- Jeannin, P.-Y., 1998. Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. PhD Dissertation, 237 pp.
- Jeannin, P.Y., 1996. Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. PhD Dissertation, 237 pp.
- Jeannin, P.Y., 2001. Modeling flow in phreatic and epiphreatic karst conduits in the hoelloch cave(muotatal, switzerland). *Water Resour. Res.*, 37(2), 191-200.
- Jeannin, P.Y., Groves, C., Häuselmann, P., 2007. Speleological investigations. In: N. Goldscheider, D. Drew (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, london, pp. 25-44.
- Jeannin, P.Y., Eichenberger, U., Sinreich, M., Vouillamoz, J., Malard, A., Weber, E., 2012. KARSYS: a pragmatic approach to karst hydrogeological system conceptualisation. Assessment of groundwater reserves and resources in Switzerland. *Environmental Earth Sciences*, 69(3), 999-1013, doi:10.1007/s12665-012-1983-6.
- Jirakova, H., Huneau, F., Hrkal, Z., Celle-Jeanton, H., Le Coustumer, P., 2010. Carbon isotopes to constrain the origin and circulation pattern of groundwater in the north-western part of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic). *Applied Geochemistry*, 25(8), 1265-1279, doi:10.1016/j.apgeochem.2010.05.012.
- Journel, A.G., Gunderso, R., Gringarten, E., Yao, T., 1998. Stochastic modelling of a fluvial reservoir: a comparative review of algorithms. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 21(1-2), 95-121, doi:Doi 10.1016/S0920-4105(98)00044-8.
- Jouves, J., 2011. Spéléogénèse et remplissages sédimentaires en cavités karstiques: témoins de l'évolution géodynamique tertiaire de l'unité du Beausset (SE France), 54 pp.
- Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., Guglielmi, Y., 2017. Speleogenesis, geometry, and topology of caves: A quantitative study of 3D karst conduits. *Geomorphology*, 298, 86-106, doi:10.1016/j.geomorph.2017.09.019.

- Jukić, D., Denić-Jukić, V., 2009. Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 373(3-4), 302-315, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.035.
- Kim, Y.S., Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, 68(3-4), 317-334, doi:10.1016/j.earscirev.2004.06.003.
- Kiraly, L., 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of Karstic Terrains*. A. Burger and L. Dubertret, Paris, France.
- Kiraly, L., 1998. Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bull. Hydrogéol.(Neuchâtel)*, 15, 77-98.
- Kiraly, L., 2003. Karstification and Groundwater Flow. *speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(3), 26.
- Kirkland, D.W., 2014. Role of hydrogen sulfide in the formation of cave and karst phenomena in the Guadalupe Mountains and western Delaware Basin, New Mexico and Texas. *Special Paper Series 1*.
- Klimchouk, A., 2000. Types of karst and evolution of hydrogeological setting. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, pp. 45-53.
- Klimchouk, A., Ford, D., 2000. Lithological and structural controls of dissolutional cave development. *Speleogenesis*.
- Klimchouk, A., 2009. Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106(1-2), 100-117, doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.013.
- Klimchouk, A., Auler, A.S., Bezerra, F.H.R., Cazarin, C.L., Balsamo, F., Dublyansky, Y., 2016. Hypogenic origin, geologic controls and functional organization of a giant cave system in Precambrian carbonates, Brazil. *Geomorphology*, 253, 385-405, doi:10.1016/j.geomorph.2015.11.002.
- Klimchouk, A., N. Palmer, A., De Waele, J., S. Auler, A., Audra, P., 2017. *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Cave and Karst Systems of the World. Springer International Publishing.
- Klimchouk, A.B., 2007. Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective, *Special Paper no.1*.
- Klimchouk, A.B., 2013a. Hypogene Speleogenesis. In: J.E.i.c. Shroder, A.E. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*, pp. 220-240.
- Klimchouk, A.B., 2013b. Hypogene Speleogenesis, its hydrogeological significance and role in karst evolution.
- Knez, M., 1996. Bedding-plane impact on the development of karst caves. PhD, Univ. of Ljubljana, 186 pp.
- Koltermann, C.E., Gorelick, S.M., 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits: A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, 32(9), 2617-2658, doi:Doi 10.1029/96wr00025.
- Kong A. Siou, L., Johannet, A., Borrell, V., Pistre, S., 2011. Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting: The case of the Lez Basin (southern France). *Journal of Hydrology*, 403(3-4), 367-380, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.015.
- Kong A. Siou, L., Fleury, P., Johannet, A., Borrell Estupina, V., Pistre, S., Dörfliger, N., 2014. Performance and complementarity of two systemic models (reservoir and neural networks) used to simulate spring discharge and piezometry for a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 519, 3178-3192, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.10.041.
- Kordilla, J., Sauter, M., Reimann, T., Geyer, T., 2012. Simulation of saturated and unsaturated flow in karst systems at catchment scale using a double continuum approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(10), 3909-3923, doi:10.5194/hess-16-3909-2012.
- Kovacs, A., Sauter, M., 2007. Modelling karst hydrodynamics. In: N. Goldscheider, D. Drew (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor and Francis/Balkema., London, U. K., pp. 65-91.
- Kranjc, A., 2013. 6.10 Classification of Closed Depressions in Carbonate Karst. In: J. Shroder, A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press., SanDiego, CA, pp. 104-111.

- Kuniansky, E., Shoemaker, W., 2008. Usgs releases conduit flow process (cfp) for modflow-2005., 2008 Joint Meeting of The Geological Society of America, Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Gulf Coast Association of Geological Societies with the Gulf Coast Section of SEPM.
- Kurtulus, B., Razack, M., 2006. Evaluation of the ability of an artificial neural network model to simulate the input-output responses of a large karstic aquifer: the La Rochefoucauld aquifer (Charente, France). *Hydrogeology Journal*, 15(2), 241-254, doi:10.1007/s10040-006-0077-5.
- Labat, D., Mangin, A., Ababou, R., 2002. Rainfall–runoff relations for karstic springs: multifractal analyses. *Journal of Hydrology*, 256(3-4), 176-195, doi:10.1016/s0022-1694(01)00535-2.
- Labourdette, R., Lascu, I., Mylroie, J., Roth, M., 2007. Process-Like Modeling of Flank-Margin Caves: From Genesis to Burial Evolution. *Journal of Sedimentary Research*, 77(11), 965-979, doi:10.2110/jsr.2007.086.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24(1), 20 p, doi:10.1029/2004tc001673.
- Lamarque, T., Maurel, P., Courbon, P., 2008. Le Las: Une rivière dans la ville. Synthèse sur l'environnement aquatique du Las et de la vallée de Dardennes. Toulon, Var, France. Association Val d'As. . Val d'As, 264 p.
- Lantuéjoul, C., 2002. Geostatistical simulation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Laville, P., 1981. La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie Crétacé. *Chronique de la recherche minière*. .
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.-J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Special Papers*, 218, 111-132 %@ 0072-1077.
- Leckenby, R.J., Sanderson, D.J., Lonergan, L., 2005. Estimating flow heterogeneity in natural fracture systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(1-2), 116-129, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.03.017.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., Külls, C., 2009. Tracers in Hydrology Wiley-Blackwell, Chichester, U.K.
- Leleu, S., 2005. Les cônes alluviaux crétacé supérieur/paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. . Thèse Sci., Université de Strasbourg, 222.
- Liedl, R., Sauter, M., Hückinghaus, D., Clemens, T., Teutsch, G., 2003. Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model. *Water Resources Research*, 39(3), doi:10.1029/2001wr001206.
- Lindenmayer, A., 1968. Mathematical models for cellular interactions in development I. Filaments with one-sided inputs. *Journal of Theoretical Biology*, 18(3), 280-299, doi:10.1016/0022-5193(68)90079-9.
- Lismonde, B., 1999. Quelques mécanismes chimiques du creusement des cavernes. *Karstologia*, 33, 41-50.
- Littva, J., Hók, J., Bella, P., 2015. Cavitonics: Using caves in active tectonic studies (Western Carpathians, case study). *Journal of Structural Geology*, 80, 47-56, doi:10.1016/j.jsg.2015.08.011.
- Liu, Z., Wang, Y., Gallimore, R., Gasse, F., Johnson, T., deMenocal, P., Adkins, J., Notaro, M., Prenticer, I.C., Kutzbach, J., Jacob, R., Behling, P., Wang, L., Ong, E., 2007. Simulating the transient evolution and abrupt change of Northern Africa atmosphere-ocean-terrestrial ecosystem in the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26(13-14), 1818-1837, doi:10.1016/j.quascirev.2007.03.002.
- Loáiciga, H.A., Maidment, D.R., Valdes, J.B., 2000. Climate-change impacts in a regional karst aquifer, Texas, USA. *Journal of Hydrology*, 227(1-4), 173-194, doi:10.1016/s0022-1694(99)00179-1.
- Lopez, S., 2003. Channelized Reservoir Modeling: a Stochastic Process-based Approach, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Loucks, R.G., 1999. Paleocave carbonate reservoirs: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 83(11), 1795-1834.

- Lowe, D.J., 1992. The origin of limestone caverns: an inception horizon hypothesis. PhD, Manchester Polytechnic University, U.K., 512 pp.
- Lowe, D.J., 2000. Role of stratigraphic elements in speleogenesis: the speleo inception concept. In: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis, evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville (Alabama), pp. 65-76.
- Lucot, J.P., Chardin, G., 2017. Fichier des cavités du Var (France). [Cave database of the Var region – France]. <http://www.fichiertopo.fr/>.
- Lundberg, J., 2013. 6.12 Microsculpturing of Solutional Rocky Landforms. In: J. shroder, A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press SanDiego, CA, pp. 121-138.
- Ma, Y.Z., Jones, T., 2001. Teacher's aide : Modeling hole-effect variograms of lithology-indicator variables. *Mathematical Geology*, 35(5), 631-648.
- Maire, R., 1990. La haute montagne calcaire. These d'Etat, Université de Nice, 732 pp.
- Malard, A., Jeannin, P.Y., Vouillamoz, J., Weber, E., 2015. An integrated approach for catchment delineation and conduit-network modeling in karst aquifers: application to a site in the Swiss tabular Jura. *Hydrogeology Journal*, 23(7), 1341-1357, doi:10.1007/s10040-015-1287-5.
- Mallet, J.L., 2002. *Geomodeling*. Oxford University Press, Oxford.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques PhD, Laboratoire souterrain du Centre national de la recherche scientifique, Annales de Spéléologie 49 pp.
- Mangin, A., 1982. Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques., 3ème Colloque. d'hydrologie en Pays Calcaire, Neuchâtel, pp. 159-172.
- Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Dörfliger, N., Lachassagne, P., 2008. Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system. *Water Resources Research*, 44(5), n/a-n/a, doi:10.1029/2007wr006288.
- Mariethoz, G., 2009. Geological stochastic imaging for aquifer characterization. PhD thesis. PhD, University of Neuchâtel.
- Mariethoz, G., Renard, P., Straubhaar, J., 2010. The Direct Sampling method to perform multiple-point geostatistical simulations. *Water Resources Research*, 46, doi:10.1029/2008wr007621.
- Marsaud, B., 1997. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux.
- Martel, E.A., 1921. *Nouveau traité des eaux souterraines.*, Paris: Doin.
- Masse, J.P., Villeneuve, M., Leonforte, E., Nizou, J., 2009. Block tilting of the North Provence early Cretaceous carbonate margin: stratigraphic, sedimentologic and tectonic data. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 180(2), 105-115.
- Matheron, M.P., 1839. Essai sur la constitution géognostique du département des Bouches-du-Rhône. *Répertoire des Travaux de la Société de Statistique de Marseille*, 5-134.
- Matonti, C., Lamarche, J., Guglielmi, Y., Marie, L., 2012. Structural and petrophysical characterization of mixed conduit/seal fault zones in carbonates: Example from the Castellans fault (SE France). *Journal of Structural Geology*, 39, 103-121, doi:10.1016/j.jsg.2012.03.003.
- Matonti, C., 2015. Exploration géophysique des processus de fracturation et de réactivation dans les carbonates à l'échelle métrique. PhD, Aix-Marseille University, 170 pp.
- Matonti, C., Guglielmi, Y., Viseur, S., Bruna, P.O., Borgomano, J., Dahl, C., Marie, L., 2015. Heterogeneities and diagenetic control on the spatial distribution of carbonate rocks acoustic properties at the outcrop scale. *Tectonophysics*, 638, 94-111, doi:10.1016/j.tecto.2014.10.020.
- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10(1), 3-11.
- Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics*, 15(2), 356-375 %@ 1944-9194.
- Mazzilli, N., Jourde, H., Guinot, V., Bailly-Comte, V., Fleury, P., 2011. Hydrological modelling of a karst aquifer under active groundwater management using a parsimonious conceptual model, H2Karst Conference (1-3 septembre 2011), Besançon, France.
- Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., 2012. Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. Application to karst spring discharge models. *Advances in Water Resources*, 42, 1-16, doi:10.1016/j.advwatres.2012.03.020.

- Mazzilli, N., Bertin, D., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Danquigny, C., Arfib, B., Dal Soglio, L., Baudement, C., 2017. KarstMod: a modelling platform for rainfall-discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. (accepted) *Environmental Modelling and Software*.
- McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23(7-8), 901-918, doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.021.
- McPhillips, D., Hoke, G.D., Liu-Zeng, J., Bierman, P.R., Rood, D.H., Niedermann, S., 2016. Dating the incision of the Yangtze River gorge at the First Bend using three-nuclide burial ages. *Geophysical Research Letters*, 43(1), 101-110, doi:10.1002/2015gl066780.
- Meerschman, E., Pirot, G., Mariethoz, G., Straubhaar, J., Van Meirvenne, M., Renard, P., 2013. A practical guide to performing multiple-point statistical simulations with the Direct Sampling algorithm. *Computers & Geosciences*, 52, 307-324, doi:10.1016/j.cageo.2012.09.019.
- Micarelli, L., Benedicto, A., Wibberley, C.A.J., 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. *Journal of Structural Geology*, 28(7), 1214-1227, doi:10.1016/j.jsg.2006.03.036.
- Mocochain, L., Bigot, J.Y., Clauzon, G., Faverjon, M., Brunet, P., 2006a. La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, 48, 33-50.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 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. *Sedimentary Geology*, 188-189, 219-233, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.006.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.Y., 2006c. Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 177(1), 27-36.
- Mocochain, L., Audra, P., Bigot, J.Y., 2011. Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 182(2), 87-93, doi:10.2113/gssgfbull.182.2.87.
- Moore, C.H., 2001. *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*, Amsterdam.
- Mosley, P., 1981. Semi-determinate hydraulic geometry of river channels, South Island, New Zealand. *Earth surface Processes and Landforms* 6(2), 127-137, doi:10.1002/esp.3290060206.
- Mudry, J., Andreo, B., Charmoille, A., Linan, C., Carrasco, F., 2008. Some applications of geochemical and isotopic techniques to hydrogeology of the caves after research in two sites (Nerja Cave-S Spain, and Fourbanne system-French Jura). *International Journal of Speleology*, 37(1), 67-74.
- Myroie, J.E., Carew, J.L., 1990. The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 413-424.
- Myroie, J.E., Carew, J.L., 2000. Speleogenesis in Coastal and Oceanic Settings. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society of America, Huntsville, AL, pp. 226-233.
- Nicod, J., 1967. *Recherches géomorphologiques en Basse-Provence calcaire*. PhD, Aix-Marseille, 557 pp.
- Nicod, J., 1975. Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bull. Assos. Géog. Fr.*, 428, 284-297.
- Nicod, J., 1992. Formes d'aplanissement et de régularisation des versants dans les roches carbonatées : position des problèmes et éléments de discussion. *Tübinger geographische studien*, 109(1-22).
- Nobécourt, J.C., Audra, P., Bigot, J.Y., 2008. Le karst du Grand Coyer. Explorations à la source du Coulomp (Alpes-de-Hautes-Provence). *Actes de la 18e Rencontre d'Octobre*.
- Noushabadi, M.A., 2009. *Characterisation of relationships between fracture network and flow-path network in fractured and karstic reservoirs. Numerical modeling and field investigation (Lez aquifer, Southern France)*. PhD, 279 pp.
- Nury, D., 1988. *L'Oligocène de Provence méridionale : stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques*. Thèse d'Etat, Univ. De Provence, 411 pp.
- Ondicolberry, J., 2015. *Etude sédimentologique du Muschelkalk de la région Toulonnaise*, Mémoire de Master 2, Aix-Marseille Université.
- Palmer, A.N., 1972. Dynamics of a sinking stream system: Onesquetaw Cave. *National Speleological Society Bulletin*, 34(3), 89-110.

- Palmer, A.N., 1975. The Origin of Maze Caves. *The NSS Bulletin*, 37(3), 56-76.
- Palmer, A.N., 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21, doi:10.1130/0016-7606(1991)103<0001:oamolc>2.3.co;2.
- Palmer, A.N., 2000. Digital modeling of individual solution conduits. In: Klimchouk, A., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville AL, 194-200.
- Palmer, A.N., Palmer, M.V., 2000. Hydrochemical interpretation of cave patterns in the Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 62(2), 91-108.
- Palmer, A.N., 2003a. Dynamics of cave development by allogenic water. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(1), 1-11.
- Palmer, A.N., 2003b. Speleogenesis in carbonates rocks. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(1), 1-11.
- Palmer, A.N., 2007. *Cave Geology*. Cave books, Dayton, OH.
- Palmer, M.V., Palmer, A.N., 2012. Petrographic and isotopic evidence for late-stage processes in sulfuric acid caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico, USA. *International Journal of Speleology*, 41(2), 231-250, doi:10.5038/1827-806X.41.2.10.
- Pardo-Igúzquiza, E., Duran-Valsero, J.J., Rodriguez-Galiano, V., 2011. Morphometric analysis of three-dimensional networks of karst conduits. *Geomorphology*, 132(1-2), 17-28, doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.030.
- Pardo-Igúzquiza, E., Dowd, P.A., Xu, C., Durán-Valsero, J.J., 2012. Stochastic simulation of karst conduit networks. *Advances in Water Resources*, 35, 141-150, doi:10.1016/j.advwatres.2011.09.014.
- Perroux, Maire, R., Delannoy, J.J., 2010. Les sédiments détritiques endokarstiques. In: P. Audra (Ed.), *Grottes et Karst de France.*, pp. 78-79.
- Peterson, E.W., Wicks, C.M., 2006. Assessing the importance of conduit geometry and physical parameters in karst systems using the storm water management model (SWMM). *Journal of Hydrology*, 329(1-2), 294-305, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.017.
- Philip, J., Angladar, R., Rousset, C., Tronchetti, G., 1975. Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miocène en Basse Provence occidentale. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc.*, 280.
- Philip, J., 1987. L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord toulonnais basse provence.
- Piccini, L., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J., Isola, I., Fallick, A.E., Leone, G., Doveri, M., Mussi, M., Mantelli, F., Molli, G., Lotti, L., Roncioni, A., Regattieri, E., Meccheri, M., Vaselli, L., 2008. The environmental features of the Monte Corchia cave system (Apuan Alps, central Italy) and their effects on speleothem growth. *International Journal of Speleology*, 37(3), 153-172, doi:10.5038/1827-806x.37.3.2.
- Piccini, L., 2011. Recent Developments on Morphometric Analysis of Karst Caves. *Acta Carsologica*, 40(1), 43-52, doi:<http://dx.doi.org/10.3986/ac.v40i1.27>.
- Plagne, V., 1997. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. PhD, Université de Montpellier, 372 pp.
- Ployon, E., Jaillet, S., Barge, O., 2011. Acquisition et traitements de nuages de points 3D par des techniques légères et à faible coûts pour l'élaboration de MNT à haute résolution. In: S. Jaillet, E. Ployon, T. Villemin (Eds.), *Images et modèles 3D en milieux naturels*, Edytem edition. CNRS, pp. 155-168.
- Plummer, L.N., Wigley, T.M., Parkhurst, D.L., 1978. The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5°C and 60°C and 0.0 to 1.0 atm. CO₂. *American Journal of Science*, 278(179-216).
- Polyak, V.J., McIntosh, W.C., Provencio, P., Güven, N., 1998. Age and origin of Carlsbad Caverns and related caves from ⁴⁰Ar/³⁹Ar of alunite. *Science*, 279, 1919-1922, doi:10.1126/science.279.5358.1919.
- Polyak, V.J., Provencio, P., 2001. By-product materials related to H₂S-H₂SO₄-influenced speleogenesis of Carlsbad, Lechuguilla, and other caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 63(1), 23-32.
- Prusinkiewicz, P., Lindenmayer, A., 1996. *The algorithmic beauty of plants*, New York, NY, USA.

- Pyrzcz, M.J., Boisvert, J.B., Deutsch, C.V., 2009. ALLUVSIM: A program for event-based stochastic modeling of fluvial depositional systems. *Computers & Geosciences*, 35(8), 1671-1685, doi:10.1016/j.cageo.2008.09.012.
- Pyrzcz, M.J., Deutsch, C.V., 2014. *Geostatistical reservoir Modeling*. Oxford University Press.
- Quemart, P., Serratrice, J.-F., 2000. Traversée souterraine de Toulon. Tunnel Nord. Dossier de récolement géologique et géotechnique. Rapport. Laboratoire Régional des ponts et chaussées. Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement. Aix en Provence, France.
- Quinif, Y., 1999. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification., Actes du colloque européen Karst 99, pp. 159-164.
- Quinif, Y., Bruxelles, L., 2011. L'altération de type "fantôme de roche": processus, évolution et implications pour la karstification. *Géomorphologie*, 17(4).
- Quinif, Y., Camelbeeck, T., Delaby, S., Tshibangu, J.P., Vandycke, S., Van Ruymbeke, M., 2011. Considérations karstogénétiques sur le système de Ramioul.
- Quinif, Y., Baele, J.M., Dubois, C., Havron, C., Kaufmann, O., Vergari, A., 2014. Fantômisation : un nouveau paradigme entre la théorie des deux phases de Davis et la théorie de la biorhexistasie d'Erhart. *Geologica Belgica*, 17(1), 66-74.
- Rauch, H.W., White, W.B., 1970. Lithologic Controls on the Development of Solution Porosity in Carbonate Aquifers. *Water Resources Research*, 6(4), 1175-1192, doi:10.1029/WR006i004p01175.
- Reimann, T., Hill, M.E., 2009. MODFLOW-CFP: A New Conduit Flow Process for MODFLOW-2005. *Ground water*, 47(3), 321-325, doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00561.x.
- Reimann, T., Geyer, T., Shoemaker, W.B., Liedl, R., Sauter, M., 2011a. Effects of dynamically variable saturation and matrix-conduit coupling of flow in karst aquifers. *Water Resources Research*, 47(11), doi:10.1029/2011wr010446.
- Reimann, T., Rehr, C., Shoemaker, W.B., Geyer, T., Birk, S., 2011b. The significance of turbulent flow representation in single-continuum models. *Water Resources Research*, 47(9), doi:10.1029/2010wr010133.
- Renard, P., 2007. Stochastic hydrogeology: what professionals really need? *Ground water*, 45(5), 531-541, doi:10.1111/j.1745-6584.2007.00340.x.
- Renard, P., Straubhaar, J., Caers, J., Mariethoz, G., 2011. Conditioning Facies Simulations with Connectivity Data. *Mathematical Geosciences*, 43(8), 879-903, doi:10.1007/s11004-011-9363-4.
- Renard, P., Allard, D., 2013. Connectivity metrics for subsurface flow and transport. *Advances in Water Resources*, 51, 168-196, doi:10.1016/j.advwatres.2011.12.001.
- Renard, P., 2014. How to Quantify the Quality of Karst Network Models?, American Geophysical Union, Fall Meeting, pp. 06.
- Renault, P., 1970. La formation des cavernes. coll. "Que sais-je ?", 1400. Armand Colin, Paris.
- Rodrigue, J.P., Comtois, C., Slack, B., 2006. *The geography of transport systems.*, New York.
- Rodríguez, L., Vives, L., Gomez, A., 2013. Conceptual and numerical modeling approach of the Guarani Aquifer System. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1), 295-314, doi:10.5194/hess-17-295-2013.
- Romey, C., Rochette, P., Vella, C., Arfib, B., Andrieu-Ponel, V., Braucher, R., Champollion, C., Douchet, M., Dussouillez, P., Hermitte, D., Mattioli, E., Parisot, J.-C., Schwenninger, J.-L., 2014. Geophysical and geomorphological investigations of a Quaternary karstic paleolake and its underground marine connection in Cassis (Bestouan, Cassis, SE France). *Geomorphology*, 214, 402-415, doi:10.1016/j.geomorph.2014.02.021.
- Rongier, G., Collon, P., Filipponi, M., 2014. Simulation of 3D karst conduits with an object-distance based method integrating geological knowledge. *Geomorphology*, 217, 152-164, doi:10.1016/j.geomorph.2014.04.024.
- Rongier, G., 2016. Connectivity of channelized sedimentary bodies: analysis and simulation strategies in subsurface modeling. PhD, Université de Lorraine et de Neuchâtel, Nancy, 333 pp.
- Rongier, G., Collon, P., Renard, P., Straubhaar, J., Sausse, J., 2016. Comparing connected structures in ensemble of random fields. *Advances in Water Resources*, 96, 145-169, doi:10.1016/j.advwatres.2016.07.008.

- Rongier, G., Collon, P., Renard, P., 2017. Stochastic simulation of channelized sedimentary bodies using a constrained L-system. *Computers & Geosciences*, 105, 158-168, doi:10.1016/j.cageo.2017.05.006.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188, 35-67, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.02.005.
- Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 173, 37-52.
- Rousset, C., 1968. Contribution à l'étude des karsts du SE de la France. Altérations morphologiques et minérales. PhD, Université de Provence, 533 pp.
- Rousset, C., 1969. Le Bombement Varois : relations entre la bauxitisation du Crétacé moyen en Provence et l'évolution originelle de la région en régime karstique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 268, 2231-2234.
- Rousset, C., 1973. Rôle de la karstologie dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques : les cycles karstiques en Provence. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 15(3), 273-294.
- Rudkiewicz, J.L., 1988. Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic Times in the Western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(4), 623-632.
- Ruiu, J., Caumon, G., Viseur, S., 2015. Modeling Channel Forms and Related Sedimentary Objects Using a Boundary Representation Based on Non-uniform Rational B-Splines. *Mathematical Geosciences*, 48(3), 259-284, doi:10.1007/s11004-015-9629-3.
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23(6), 791-813.
- Sadier, B., 2014. 3D et géomorphologie karstique : La grotte Chauvet et les cavités des Gorges de l'Ardèche. PhD Dissertation, Université de Grenoble.
- Salomon, J.N., Pomel, S., Nicod, J., 1995. L'évolution des cryptokarsts: comparaison entre le Périgord-Quercy (France) et le Franken Alb (Allemagne). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(381-409).
- Santoni, S., Huneau, F., Garel, E., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Aquilina, L., Jaunat, J., Celle-Jeanton, H., 2016. Residence time, mineralization processes and groundwater origin within a carbonate coastal aquifer with a thick unsaturated zone. *Journal of Hydrology*, 540, 50-63, doi:10.1016/j.jhydrol.2016.06.001.
- Saporta, G., 2006. Probabilités, Analyse des données et statistique.
- Sartégou, A., Bourlès, D.L., Blard, P.-H., Braucher, R., Tibari, B., Zimmermann, L., Leanni, L., Aumaître, G., Keddadouche, K., 2018. Deciphering landscape evolution with karstic networks: A Pyrenean case study. *Quaternary Geochronology*, 43, 12-29, doi:10.1016/j.quageo.2017.09.005.
- Sasowsky, I.D., 2005. Paleomagnetic record in cave sediments. In: D.C. Culver, W.B. White (Eds.), *Encyclopedia of Caves*. Elsevier Academic Press, San Diego, pp. 427-431.
- Sauro, F., Zampieri, D., Filippini, M., 2013. Development of a deep karst system within a transpressional structure of the Dolomites in north-east Italy. *Geomorphology*, 184, 51-63, doi:10.1016/j.geomorph.2012.11.014.
- Sauro, F., 2014. Structural and lithological guidance on speleogenesis in quartz-sandstone: Evidence of the arenisation process. *Geomorphology*, 226, 106-123, doi:10.1016/j.geomorph.2014.07.033.
- Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barrett, M.E., Smith, B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology*, 276(1-4), 137-158, doi:10.1016/s0022-1694(03)00064-7.
- Scheidt, C., Caers, J., 2009. Representing Spatial Uncertainty Using Distances and Kernels. *Mathematical Geosciences*, 41(4), 397-419, doi:10.1007/s11004-008-9186-0.
- Schiavo, M.A., Hauser, S., Povinec, P.P., 2009. Stable isotopes of water as a tool to study groundwater-seawater interactions in coastal south-eastern Sicily. *Journal of Hydrology*, 364(1-2), 40-49, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.10.005.
- Schlumberger, 2007. Schlumberger market analysis.

- Schmidt, V.A., 1982. Magnetostratigraphy of sediments in Mammoth Cave, Kentucky. *Science*, 217, 827–829.
- Sethian, J.A., 2008. *Level Set Methods and Fast Marching Methods. Evolving Interfaces in Computational Geometry, Fluid Mechanics, Computer Vision, and Materials Science.* Cambridge Monographs on Applied and Computational Mathematics
- Siemers, J., Dreybrodt, W., 1998. Early development of karst aquifers on percolation networks of fractures in limestone. *Water Resources Research*, 34(3), 409-419, doi:Doi.10.1029/97wr03218.
- Srivastava, M., 2013. Geostatistics : A toolkit for data analysis, spatial prediction and risk management in the coal industry. *International Journal of Coal Geology*, 112, 2-13.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 77.
- Straubhaar, J., Renard, P., Mariethoz, G., Froidevaux, R., Besson, O., 2011. An Improved Parallel Multiple-point Algorithm Using a List Approach. *Mathematical Geosciences*, 43(3), 305-328, doi:10.1007/s11004-011-9328-7.
- Strebelle, S., 2002. Conditional simulation of complex geological structures using multiple-point statistics. *Mathematical Geology*, 34(1), 1-21, doi:Doi.10.1023/A:1014009426274.
- Sweeting, M.M., Sweeting, G.S., 1969. Some aspects of the Carboniferous limestone in relation to its landforms with particular reference to N.W. Yorkshire and County Clare. *Recherche Mediterranee*, 7, 201.
- Szczygieł, J., 2015. Cave development in an uplifting fold-and-thrust belt: case study of the Tatra Mountains, Poland. *International Journal of Speleology*, 44(3), 341-359, doi:10.5038/1827-806x.44.3.10.
- Taaffe, E.J., Gauthier, H.L., 1973. *Geography of transportation.* Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Tan, X., Tahmasebi, P., Caers, J., 2013. Comparing Training-Image Based Algorithms Using an Analysis of Distance. *Mathematical Geosciences*, 46(2), 149-169, doi:10.1007/s11004-013-9482-1.
- Tassy, A., 2012. *Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque : Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural,* Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille.
- Tassy, A., Fournier, F., Munch, P., Borgomano, J., Thinon, I., Fabri, M.C., Rabineau, M., Arfib, B., Begot, J., Beslier, M.O., Cornee, J.J., Fournillon, A., Gorini, C., Guennoc, P., Leonide, P., Oudet, J., Paquet, F., Sage, F., Toullec, R., 2014. Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): Implications for the hydrographic network reconstruction. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 25-50, doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.001.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(3), 533-540.
- Teutsch, G., Sauter, M., 1998. Distributed parameter modelling approaches in karst hydrological investigations. *Bull. d'Hydrogéologie*, 16, 99-109.
- Thomas, C., 2010. Le karst du Yucatan : le rôle du flux géothermique, des failles, de l'eau de mer et des évaporites dans sa genèse. *karstologia*, 55, 1-18.
- Tîrlă, L., Vijulie, I., 2013. Structural–tectonic controls and geomorphology of the karst corridors in alpine limestone ridges: Southern Carpathians, Romania. *Geomorphology*, 197, 123-136, doi:10.1016/j.geomorph.2013.05.003.
- Tóth, J., 2009. *Gravitational system of groundwater flow: Theory, Evaluation, Utilization.* Cambridge University Press.
- Vallet, A., Bertrand, C., Mudry, J., Bogaard, T., Fabbri, O., Baudement, C., Régent, B., 2015. Contribution of time-related environmental tracing combined with tracer tests for characterization of a groundwater conceptual model: a case study at the Séchilienne landslide, western Alps (France). *Hydrogeology Journal*, 23(8), 1761-1779, doi:10.1007/s10040-015-1298-2.
- Vergari, A., Quinif, Y., 1997. Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *Geodynamica acta*, 10(4), 175-187.

- Viseur, S., Shtuka, A., J.L., M., 1999. Stochastic boolean simulation of fluvial deposits : A new approach combining accuracy with efficiency., SPE annual technical conference, Houston TX,.
- Viseur, S., 2001. Simulation stochastique basée-objet de chenaux. PhD, Institut National Polytechnique de Lorraine, 233 pp.
- Viseur, S., 2004. Turbidite reservoir characterization: object-based stochastic simulation meandering channels. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 175(1), 11-20, doi:Doi 10.2113/175.1.11.
- Viseur, S., Jouves, J., Fournillon, A., Arfib, B., 2014. 3D stochastic simulation of caves: application to St-Sebastien case study (SE, France). *Karstologia*, 64, 17-24.
- Waltham, A.C., 1970. Cave development in the limestone of the Ingleborough district. *Geographical Journal*, 136(574-584).
- Waltham, A.C., Fookes, P.G., 2003. Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36, 101–118.
- White, W.B., 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. University Press, New York.
- White, W.B., White, E.L., 2013. Karst Landforms: Scope and Processes in the Early Twenty-First Century. In: J.E.i.c. Shroder, A.E. Frumkin (Eds.), *Treatise of geomorphology*. Academic Press, pp. 14-22.
- Williams, P.W., 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *International Journal of Speleology*, 37(1), 1-10.
- Worthington, S.R.H., 1999. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. In: A.N. Palmer, M.V. Palmer, I.D. Sasowsky (Eds.), *Karst modelling*. Karst Waters Institute, Charlottesville, Virginia., pp. 30-37.
- Worthington, S.R.H., 2004. Hydraulic and geologic factors influencing conduit flow depth. *Caves and Karst Science*, 31(3), 123-134.
- Worthington, S.R.H., Ford, D.C., 2009. Self-organized permeability in carbonate aquifers. *Ground water*, 47(3), 326-336, doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00551.x.
- Zhang, T.F., Switzer, P., Journel, A., 2006. Filter-based classification of training image patterns for spatial simulation. *Mathematical Geology*, 38(1), 63-80, doi:10.1007/s11004-005-9004-x.

Liste des Figures

| | |
|---|----|
| Fig. 0.1 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés..... | 14 |
| Fig. 0.2 : Cartographie de synthèse simplifiée issue du diagnostic karstologique..... | 16 |
| Fig. 0.3 : Méthodologie d'analyse morphométrique des motifs karstiques..... | 17 |
| Fig. 0.4 : Exemple de simulation de réseaux karstiques selon les deux méthodes utilisées (SIS et MPS). | 19 |
| Fig. 0.5 : Localisation de la zone d'étude. Fond de carte MNT 25m..... | 22 |
| Fig. 0.6 : Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique dans des aquifères carbonatés fracturés et karstifiés en fonction de la maturité des systèmes karstiques..... | 24 |
| Fig. 0.7 : Mise en relation sous forme d'un diagramme des différents chapitres du mémoire et des travaux effectués..... | 26 |
| Fig. 1.1: Représentation schématique des phénomènes majeurs interagissant au sein du système karstique..... | 30 |
| Fig. 1.2 : Schéma conceptuel du processus de karstification par fantômisaiton..... | 32 |
| Fig. 1.3 : Coupe schématisée au travers d'un cryptokarst..... | 33 |
| Fig. 1.4 : Illustration des différents types d'altération karstiques..... | 34 |
| Fig. 1.5: Description schématique du processus de karstification et son influence sur le comportement hydrodynamique des sources..... | 35 |
| Fig. 1.6 : Taux d'élargissement moyen d'une fracture idéalisée en fonction du débit (Q) et de la distance d'écoulement (L)..... | 36 |
| Fig. 1.7 : Illustration de la simulation 2D de l'évolution d'un réseau de drainage karstique au cours du temps dans un milieu fissuré et basculé..... | 38 |
| Fig. 1.8: Type de morphologies karstiques élémentaires et leur relation avec le type de recharge et le type de discontinuités utilisées..... | 39 |
| Fig. 1.9 : Type de configuration de roche karstifiable possible en fonction de l'évolution géologique et de la configuration hydrogéologique..... | 41 |
| Fig. 1.10 : Exemples de microfaciès rencontrés dans l'Unité du Beausset..... | 43 |
| Fig. 1.11 : Projection 3D du système karstique des Siebenhengste (Suisse)..... | 44 |
| Fig. 1.12 : Modèle schématique 3D d'un système de conduits karstique : la géométrie des conduits phréatique est déterminée par les horizons d'inception, les fractures et joints, ainsi que par le gradient hydraulique..... | 45 |
| Fig. 1.13 : Propriétés physique de zones de failles en fonction de leur structure (zone d'endommagement et cœur de faille). (a) cœur de faille simple et (b) cœur de faille multiple..... | 46 |
| Fig. 1.14 : Exemple de contrôle de structures tectoniques sur la distribution des conduits karstiques..... | 46 |
| Fig. 1.15 : Développement d'un conduit karstique comme résultat du mélange d'eau de différentes concentrations en CO ₂ provenant de différentes structures..... | 47 |
| Fig. 1.16 : Représentation schématique montrant l'influence de la densité de joints tectoniques sur la formation d'un conduit karstique à l'intersection avec un plan de stratification du fait de la corrosion de mélange..... | 48 |
| Fig. 1.17 : Organisation schématique d'un karst juvénile..... | 50 |
| Fig. 1.18 : Influence du type de recharge sur la distribution et l'organisation des conduits karstiques..... | 51 |
| Fig. 1.19 : Influence du changement de niveau de base sur la structure des cavités..... | 52 |
| Fig. 1.20 : Système karstiques profond du pourtour méditerranéen Français..... | 53 |
| Fig. 1.21 : Modèle de spéléogenèse <i>per-ascensum</i> (PAMS)..... | 53 |
| Fig. 1.22 : Schéma général de contextes spéléogénétiques hypogènes dans divers contextes géologiques de bassins affectés de déformations structurales..... | 54 |
| Fig. 1.23 : Schéma conceptuel des différents types de cavités hypogènes..... | 56 |
| Fig. 1.24 : Différents types de fantômes de roches et évolution de réseaux fantômés..... | 58 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 1.25 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés..... | 60 |
| Fig. 2.1 : Représentation schématique des amplitudes de variation du niveau de base suivant le facteur qui les induit et épaisseur potentiellement karstifiée (système épigène) qui en découle..... | 67 |
| Fig. 2.2 : Schéma d'évolution possible de systèmes karstiques polyphasés et polygéniques..... | 69 |
| Fig. 2.3 : Représentation synthétique de l'épikarst..... | 70 |
| Fig. 2.4 : Exemple de l'utilisation d'un modèle hydrogéologique 3D (Picos des Europa, Espagne)..... | 73 |
| Fig. 2.5 : Différents type de lapiaz..... | 74 |
| Fig. 2.6 : Six principaux types de dolines..... | 75 |
| Fig. 2.7 : Schéma d'établissement de planchers de poljés successifs par érosion latérale régressive et conditionnés par le niveau de base..... | 76 |
| Fig. 2.8 : Exemples d'éléments de diagnostic indicateurs de spéléogenèse épigène..... | 77 |
| Fig. 2.9: Exemples d'éléments de diagnostic indicateurs de spéléogenèse hypogène..... | 80 |
| Fig. 2.10 : Exemples d'éléments de diagnostic indicateurs de spéléogenèse par fantômisation..... | 83 |
| Fig. 2.11 : Localisation générale de l'unité du Beausset, du massif de Siou-Blanc et des sources de Dardennes..... | 87 |
| Fig. 2.12 : Le bassin d'avant-pays de Provence..... | 88 |
| Fig. 2.13 : Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes..... | 89 |
| Fig. 2.14 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien..... | 90 |
| Fig. 2.15 : Carte géologique Terre-Mer générale du Bassin du Beausset..... | 91 |
| Fig. 2.16 : Contexte géologique et stratigraphique de l'aquifère carbonaté karstique du massif de Siou-Blanc..... | 93 |
| Fig. 2.17 : Bloc 2D/3D de la région Toulonnaise..... | 94 |
| Fig. 2.18 : Synthèse des traçages artificiels effectués dans la partie orientale de l'Unité du Beausset..... | 96 |
| Fig. 2.19 : Coupe schématique de la configuration de la source de trop plein du Ragas et du barrage de Dardennes..... | 97 |
| Fig. 2.20 : Illustration du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de Dardennes, structure du modèle réservoir utilisé et chronique de débit, niveau d'eau, évapotranspiration et précipitation..... | 98 |
| Fig. 2.21 : Surface d'aplanissement du plateau du Camp vue du village du Castelet. La surface nivelle le paysage à une altitude moyenne de 430 m..... | 100 |
| Fig. 2.22 : Indices de formations superficielles sur le massif de Siou-Blanc-Morrières à une altitude d'environ 630 m..... | 103 |
| Fig. 2.23 : Morphologie de la surface S2 du plateau de Siou-Blanc en modèle ombré de pente issu du MNT 1m de l'IGN..... | 104 |
| Fig. 2.24 : Cartographie de synthèse des surfaces karstiques repérées sur le terrain..... | 105 |
| Fig. 2.25 : Coupe transversale de la vallée du Las colmatée par des alluvions quaternaires reposant en discordance sur les terrains du Trias et le socle paléozoïque..... | 106 |
| Fig. 2.26 : Relation entre les gorges d'Ollioules et la coulée basaltique Messinienne..... | 107 |
| Fig. 2.27 : Localisation des indices karstiques cités dans le texte..... | 108 |
| Fig. 2.28 : Organisation des grands gouffres de Siou-Blanc en fonction de la géologie..... | 109 |
| Fig. 2.29 : Morphologies (A et B) et topographie (C) de la galerie horizontale phréatique dans l'aven du cercueil..... | 110 |
| Fig. 2.30 : Indices de karstification épigène et typologies de réseaux karstiques du massif de Siou-Blanc..... | 111 |
| Fig. 2.31 : Différents remplissages karstiques du massif de Siou-Blanc..... | 112 |
| Fig. 2.32 : Images MEB du remplissage dans l'aven du cercueil (CE1) essentiellement composés quartz, opale, microcline et dickite..... | 113 |
| Fig. 2.33 : Indices hypogènes repérés sur le massif de Siou-Blanc-Morrières et ses alentours..... | 114 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 2.34 : Altération par fantômisatation et bréchification sur le massif de Siou-Blanc-Morières et ses abords..... | 116 |
| Fig. 2.35 : Coupes géologiques ayant servi de base à la construction du modèle géologique 3D. | 118 |
| Fig. 2.36 : Modèle géologique 3D du réservoir hydrogéologique de Siou-Blanc circonscrit aux limites supposées du réservoir karstique..... | 119 |
| Fig. 2.37 : Position de la surface piézométrique en régime statique (A) et modèle géologique 3D sous la surface piézométrique (B)..... | 120 |
| Fig. 2.38 : Diagramme des volumes de pores cumulés en fonction de la profondeur pour les terrains composant le réservoir de Dardennes (Bathonien supérieur au Barrémien Hautérivien). ... | 122 |
| Fig. 2.39 : Schéma conceptuel de la structuration et de l'évolution des réseaux de drainage endokarstiques au cours du temps..... | 124 |
| Fig. 2.40 : Géologie 2,5D terre-mer de l'unité du Beausset. | 126 |
| Fig. 2.41 : Illustration de la carrière de Fiéraquet directement en amont des sources de Dardennes.. | 128 |
| Fig. 2.42 : Modalités d'infiltrations sur le bassin versant des sources de Dardennes vue en carte et en coupe..... | 129 |
| Fig. 3.1 : Localisation des données topographique de cavités récoltés sur fond de carte montrant la distribution des roches carbonatés (principal encaissant pour les réseaux karstiques). | 137 |
| Fig. 3.2 : Exemple de données numériques recueillies dans une cavité..... | 138 |
| Fig. 3.3 : Erreurs liées au processus d'acquisition des données topographiques. | 139 |
| Fig. 3.4 : Coupe développée de la Grotte des Chamois montrant le développement du réseau dans la série marno-calcaire du Turonien-Coniacien, au contact des marnes grises sous-jacentes et sous une épaisse série de calcaires marneux. | 140 |
| Fig. 3.5 : Déconvolution du signal spéléogénétique, décomposition de la topographie 3D et analyses par faciès karstiques de la Grotte des Chamois..... | 141 |
| Fig. 3.6 : Exemples de données topographiques 3D de réseaux karstiques pour chaque motif karstique. | 142 |
| Fig. 3.7 : Structure de données considérée à partir des données originelles de topographie..... | 146 |
| Fig. 3.8 : Calcul du ratio Largeur-Hauteur (WH) pour une station topographique i | 147 |
| Fig. 3.9 : Schéma d'une portion de topographie divisée en trois branches. | 148 |
| Fig. 3.10 : Calcul du paramètre de courbure K | 149 |
| Fig. 3.11 : Exemple de trois courbes présentant des tortuosités T ou des courbures K similaires. | 150 |
| Fig. 3.12 : Calcul de l'indice de verticalité V sur un squelette 3D de cavité..... | 151 |
| Fig. 3.13 : Boxplots montrant la distribution des paramètres morphométriques calculés pour chaque type monogénique..... | 157 |
| Fig. 3.14 : Graphiques 2D montrant la distribution des paramètres géométriques (V , WH , T et K) pour les 48 échantillons monogéniques de cavité. | 157 |
| Fig. 3.15 : Graphique 2D montrant la distribution des paramètres topologiques (Indice de ramification R , α , et γ) pour les 48 échantillons monogéniques. | 159 |
| Fig. 3.16 : Axes F1-F2 de l'analyse en composante principale pour 45 échantillons de cavités karstiques monogéniques basés sur 7 paramètres morphométriques analysés (sans le degré de connectivité des nœuds N_d). | 162 |
| Fig. 3.17 : Graphique 2D montrant la distribution des paramètres géométriques et topologiques pour les échantillons polygénique (8 échantillons) et les échantillons monogéniques associés (29 échantillons)..... | 163 |
| Fig. 3.18 : Exemples d'échantillons monogéniques 3D et valeur de tortuosité T et de courbures K associées. Extrait de Jouvès <i>et al.</i> (2017)..... | 167 |
| Fig. 4.1 : Représentation schématique des modélisations (A) déterministes et (B) stochastiques..... | 175 |
| Fig. 4.2 : Représentation des approches de modélisation distribuées pour les aquifères karstiques. ... | 177 |
| Fig. 4.3 : Représentation des différentes approches de modélisations structurelles des aquifères karstiques. | 179 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 4.4 : Principe de simulation basée pixel pour la simulation séquentielle d'indicatrice (SIS) utilisant des variogrammes et la simulation multipoints (MPS) utilisant des images d'entraînement. | 181 |
| Fig. 4.5 : Simulation MPS non maillée. | 183 |
| Fig. 4.6 : Approche basée-objets pour la reproduction de chenaux. | 183 |
| Fig. 4.7 : Approches hybrides de simulation de réseaux karstiques. | 185 |
| Fig. 4.8 : Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique. | 188 |
| Fig. 4.9 : Exemple d'organisation de la karstification et de la répartition des motifs karstiques. | 189 |
| Fig. 4.10 : Exemples d'évolution de la probabilité d'occurrence de réseaux karstiques (P_k) en fonction de la distance à une structure donnée pour différentes valeurs du paramètre σ (en m). | 192 |
| Fig. 4.11 : Schémas conceptuels montrant la distribution des proportions relatives de chaque motif karstique en fonction des contrôles spéléogénétiques. | 194 |
| Fig. 4.12 : Exemple de scénario de simulation en fonction de l'évolution géomorphologique et des différentes phases de structuration karstique. | 197 |
| Fig. 4.13 : Principes de la décomposition de la cavité pour la simulation SIS. | 198 |
| Fig. 4.14 : Algorithme proposé pour prendre en compte un certain degré de connectivité. | 199 |
| Fig. 4.15 : Topographie de la grotte de Saint-Sébastien (Gréoux-les-Bains, Alpes-de-Haute-Provence). | 200 |
| Fig. 4.16 : Données conditionnantes utilisées pour la simulation SIS du cas d'étude de Saint-Sébastien | 201 |
| Fig. 4.17 : Plusieurs réalisations du réseau de Saint-Sébastien en utilisant l'approche H-SIS. | 202 |
| Fig. 4.18 : Simulation H-SIS d'un réseau karstique polygénique. | 204 |
| Fig. 4.19 : Principe de discrétisation (rastérisation) d'une topographie d'un réseau karstique au sein d'une grille numérique. | 206 |
| Fig. 4.20 : Image d'entraînement (TI) discrétisée dans une grille numérique de différentes résolutions. | 206 |
| Fig. 4.21 : Exemple de données conditionnantes pouvant être intégrées dans le processus de simulations stochastiques de réseaux karstiques. | 207 |
| Fig. 4.22 : Images d'entraînement (TI) utilisées pour la simulation de deux organisations karstiques différentes et simulation MPS associées. | 208 |
| Fig. 4.23 : Simulation MPS pour deux organisations différentes de motifs karstiques. | 210 |
| Fig. 4.24 : Principe de simulation séquentielle de motifs karstique par MPS où chaque motif karstique correspondant à une TI est assigné à une zonation. | 211 |
| Fig. 4.25 : Simulation séquentielle de motifs karstique par MPS. | 212 |
| Fig. 4.26 : Simulation de conduits karstiques par méthode MPS pour différentes valeurs de proportion de faciès "karst". | 215 |
| Fig. I : Schéma d'évolution de la karstification au cours du temps dans le massif de Siou-Blanc (Fig. 2.39), modèle géologique 3D, zonation des motifs karstiques, contraintes de modélisation et exemples d'analogues pouvant être utilisés pour la simulation de réseaux karstiques. | 228 |
| Fig. II : Organigramme d'un algorithme possible pour la simulation de réseaux karstiques conditionné aux connaissances karstologiques. | 231 |

Liste des tableaux

| | |
|---|-----|
| Tableau 2.1 : Approches d'étude des aquifères karstiques. | 85 |
| Tableau 2.2 : Synthèse des valeurs de porosité pour les formations du Bathonien supérieur au Barrémien d'après Fournillon (2012) et Baudement (2018) | 121 |
| Tableau 3.1 : Liste des cavités utilisées dans cette étude et séparation monogénique associées. Certains réseaux sont considérés comme monogéniques. Extrait de Jouvès <i>et al.</i> (2017). | 143 |
| Tableau 3.2 : Résumé des motifs karstiques analysés après décomposition monogénique (VB: Vadose Branchwork, WTC: Water-table Cave, LC: Looping Cave, AM: Angular Maze). | 144 |
| Tableau 3.3 : Valeurs des paramètres morphométriques calculés sur 56 échantillons de cavités (48 monogéniques et 8 polygéniques). Les valeurs de WH et K correspondent aux moyennes des valeurs calculées sur toutes les stations composant la topographie 3D d'un échantillon donné, les valeurs de T correspondent aux valeurs moyennes calculées sur les branches. Les autres valeurs sont calculées à l'échelle de l'échantillon (1 valeur par échantillon). Extrait de Jouvès <i>et al.</i> (2017). | 155 |
| Tableau 3.4 : Résumé du test de Kruskal-Wallis (KW) pour les paramètres analysés et chaque motif karstique. | 156 |
| Tableau 3.5 : Proportion et écart type pour une valeur de connectivité de nœud Nd_u pour chaque motif karstique. Extrait de Jouvès <i>et al.</i> (2017). | 158 |
| Tableau 3.6 : Coefficient de corrélations linéaires entre les paramètres topologiques (R , α , et γ) pour chaque type monogénique et pour toute la base de données (sans considérer le type monogénique). | 161 |
| Tableau 3.7 : Moyenne et écart type des paramètres analysés pour les 8 réseaux polygéniques avant individualisation monogénique. | 163 |
| Tableau 4.1 : Les différentes approches de modélisation du karst. Ces approches sont détaillées dans les parties suivantes. | 174 |
| Tableau 4.2 : Données pouvant être intégrées dans les différents processus de modélisation. | 187 |
| Tableau 4.3 : Valeurs simulées pour 3 exemples de simulations montrés dans la Fig. 4.17. | 202 |
| Tableau 4.4 : Paramètres utilisés pour la simulation. | 205 |
| Tableau 4.5 : Paramètres utilisés pour simuler les structures karstiques avec le code IMPALA implémenté sous Gocad-Skua. | 209 |
| Tableau 4.6 : Paramètres utilisés pour simuler les structures karstiques avec le code IMPALA implémenté sous Gocad-Skua. | 212 |

Abstract

The characterization of underground heterogeneities is one of the main concerns for qualifying and quantifying petroleum or water reservoir behaviors. In the case of karst reservoirs, the regional heterogeneity is mainly due to the presence of a hierarchical network of conduits, connecting a recharge zone to a restitution zone, and behaving as drains for underground fluid flows. However, the humanly observed karst conduits represent only a limited part of the complete karst conduit system. Therefore, many uncertainties exist concerning the location, the geometry and the dynamic behavior of a karst network at the massif scale. Geostatistical stochastic simulations represent an interesting tool to study the different three-dimensional (3D) probable configurations of karst networks and then, to determine the uncertainties on the reservoir behaviors. This problematic is a major challenge not only in the field of water, hydrocarbon and mineral resources, but also in civil engineering. This approach first requires understanding the successive stages of karst structuring of a reservoir and then to numerically reconstruct the 3D organization of karstic structures, given the uncertainties that may exist. Thus, a multidisciplinary and methodological approach was proposed in this work to address these issues. It is based on (i) field geology and karst studies and (ii) on numerical geology, including 3D structural and geostatistical modeling. The hierarchical organization of the karst networks within the geological host represents a key particularity of these features. Their distribution and organization is closely related to static (geological) and dynamic (hydrological) parameters, and depends on the geomorphological evolution of the studied massif. The analysis of the karst structuring steps of a reservoir is here carried out with two main objectives: the determination of karst structuring phases to understand and predict the functioning of the system, and the definition of conditioning data for simulating realistic karst networks and reducing uncertainties. Karstological determinations allow identifying the morphogenesis of the exo- and endokarst forms. Then, the speleogenetic reconstitutions make it possible to identify the successive phases of the karst system structuration (epigenic or hypogenic speleogenesis, evolution of base level, *etc.*) allowing to define the type and the zonation of karst pattern occurrence (karst zonation : vadose, epiphreatic or phreatic zone). In parallel, a quantitative analysis of the geometries and the topologies performed on 3D cave surveys permits to compare the different organizations of the karst network patterns, related to speleogenetic processes. This morphometric analysis provides a quantitative database of morphological characteristics according to their speleogenetic processes. Finally, two geostatistical approaches were tested to generate karst networks. They correspond to two classical pixel-based geostatistical methods: the sequential indicator simulation (SIS) and the multipoint simulations (MPS). This work focused on the integration of different data sources (geology, karstology, hydrology) as well as on the ability to reproduce the observed hierarchical organization of karst systems. For instance, the aim was to integrate *a priori* knowledge as hard data (e.g., inlet and outlet points, known cavities) and as secondary data (trends, proportions, probability of occurrence). These approaches make it possible to simulate various karst patterns inherent to a karst reservoir zonation in relation to the speleogenetic history. They have been tested on synthetic cases for validation and one of them on a case study.

Résumé

La caractérisation des hétérogénéités du sous-sol est une des préoccupations principales des études visant à qualifier et quantifier le comportement d'un réservoir d'eau ou d'hydrocarbure. Dans le cas de réservoirs karstiques, cette hétérogénéité régionale est principalement due à la présence d'un réseau de conduits hiérarchisés, connectant une zone de recharge à une zone de restitution, et se comportant comme des drains pour l'écoulement souterrain. Cependant, seule une partie restreinte de ces conduits est généralement humainement observable, et la connaissance globale du système reste limitée. Il existe alors beaucoup d'incertitudes quant à la position, la géométrie et le comportement dynamique d'un réseau karstique à l'échelle d'un massif. Les simulations stochastiques géostatistiques représentent un moyen d'étudier les différentes configurations des réseaux karstiques tridimensionnels (3D) probables et ainsi de déterminer les incertitudes sur le comportement du réservoir. Etablir une telle démarche demande de comprendre les étapes de structuration du karst afin de reconstituer numériquement son organisation 3D, au vu des incertitudes qui peuvent exister. Ainsi, une approche pluridisciplinaire et méthodologique est proposée dans ce travail pour répondre à cette problématique. Elle repose (i) sur la géologie et la karstologie de terrain et (ii) sur la géologie numérique, incluant la modélisation structurale 3D et la simulation géostatistique. Une des particularités des réseaux karstiques est qu'ils s'organisent de manière hiérarchique au sein de l'enceinte. Leur distribution et leur organisation sont étroitement liées à des paramètres statiques (géologiques) et dynamiques (hydrologiques), et dépendent de l'évolution géomorphologique du massif étudié. L'analyse de la structuration d'un réservoir karstique est ici réalisée avec deux objectifs principaux : (i) la détermination des phases de structuration karstique pour comprendre et prévoir le fonctionnement du système, et (ii) la détermination de données de conditionnement permettant de simuler des réseaux karstiques réalistes et de réduire les incertitudes. Les déterminations karstologiques permettent d'identifier la morphogenèse des formes exo- et endokarstique. Les reconstitutions spéléogénétiques qui en découlent permettent d'identifier les phases successives de structuration du système karstique (spéléogenèse épigène ou hypogène, évolution du niveau de base, *etc.*) permettant de définir une zonation de l'occurrence de l'organisation des structures karstiques (zone vadose, épiphréatique ou phréatique). En parallèle, l'analyse quantitative des géométries et des topologies de données 3D de cavités analogues a permis de comparer les différentes structures de réseaux karstiques liées à différents processus spéléogénétiques. De fait, ces analyses morphométriques fournissent une base de données quantitative de caractéristiques morphologiques de cavités en fonction de leurs processus spéléogénétiques. Enfin, deux approches géostatistiques ont été testées pour la génération de réseaux karstiques. Elles reposent sur l'utilisation de méthodes classiques de géostatistiques basées-pixel : la simulation séquentielle d'indicatrice (SIS) et les simulations multipoints (MPS). Dans ce travail, l'attention a été portée sur l'intégration de données géologiques, karstologiques et hydrologiques, ainsi que sur la reproduction de l'organisation hiérarchique des systèmes karstiques. Le travail contribue à définir comment intégrer des connaissances *a priori* sous forme de données dures (points d'entrée et de sortie, cavités connues, *etc.*) et de données secondaires (tendances, proportions, probabilité d'occurrence). Ces approches permettent de simuler différents faciès karstiques inhérents à une zonation du réservoir karstique en relation avec l'histoire spéléogénétique. Elles ont été testées sur des cas synthétiques pour validation et sur un cas d'étude pour l'une d'entre elles.