

Spéléogénèse et structure de réseaux karstiques : état de l'Art (2018)

Johan Jouvès

Chapitre 1, extrait de JOUVES Johan (2018) Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques. De la karstologie aux modèles numériques 3D. Thèse de doctorat soutenue le 14/05/18 à l'université Aix-Marseille. Direction : Y. Guglielmi, S. Viseur, Co-encadrement : B. Arfib, H. Camus. 256 pages

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 vaclusiennes. 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 quartzieuses, 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 (Király, 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 spéléogénèse 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 fantômisiation. 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.

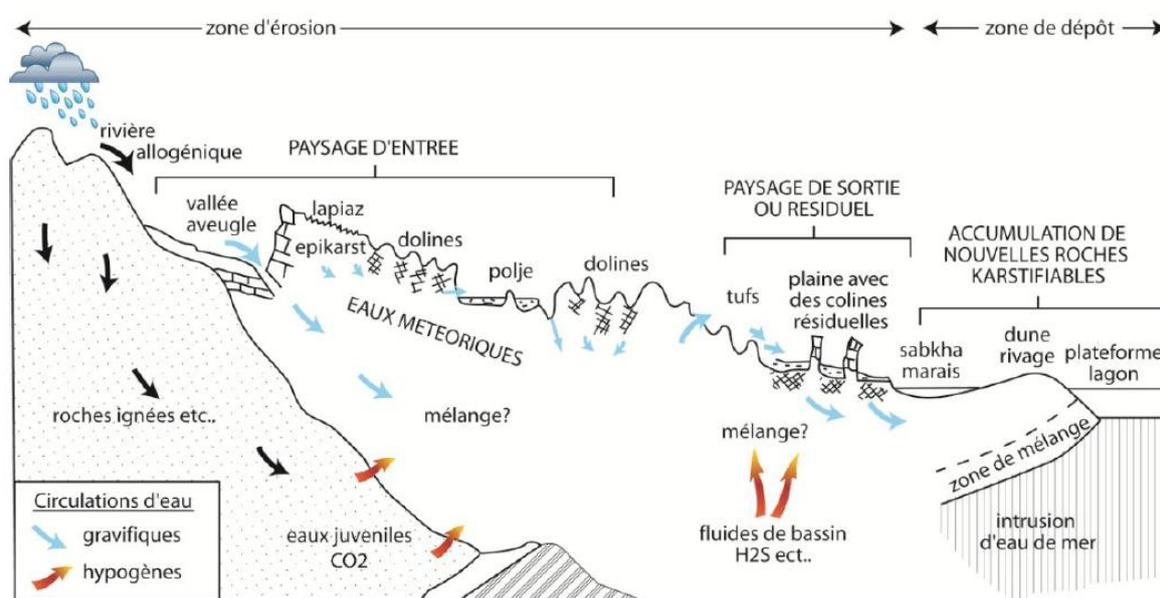


Fig. 1.1: Représentation schématique des phénomènes majeurs interagissant au sein du système karstique. Husson (2013) modifié d'après Ford et Williams (1989).

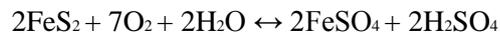
1.2.2 Les processus de karstification

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 (CO_2) et l'acide sulfurique (H_2SO_4) 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).

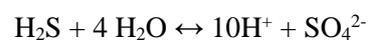
Dans l'atmosphère, l'acidité des eaux peut être acquise par la présence de CO_2 gazeux (390 ppm) induisant un pH des eaux de pluies proche de 5 dans certaines régions du globe (Galloway *et al.*, 1982). Dans les sols, l'activité biologique est responsable de la formation de CO_2 gazeux biogénique qui est la principale source d'acidité des eaux d'infiltration. Il est estimé qu'environ 90% du CO_2 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 (FeS_2) 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 fantômisation, la crypto-altération et la corrosion sur roche nue (Quinif, 1999).

- *La fantômisation*

Le terme de karstification par "fantômisation" 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 "fantômisation" (*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 fantômisation 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 enfoncement 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).

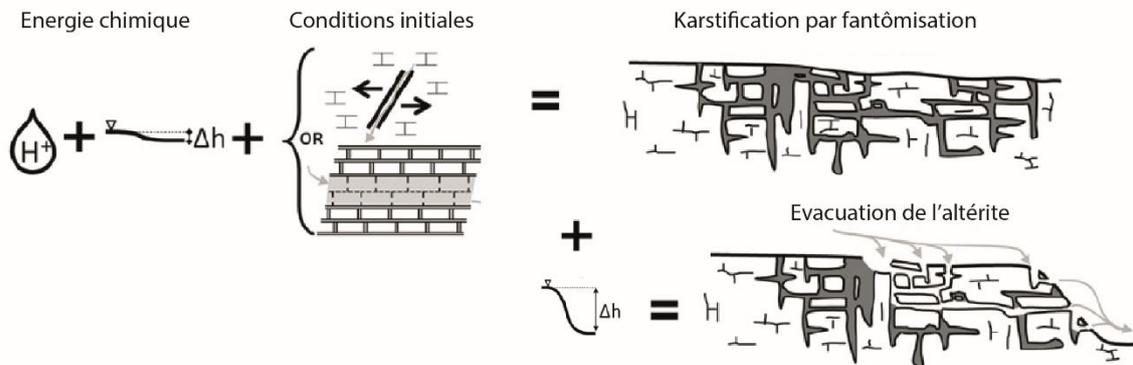


Fig. 1.2 : Schéma conceptuel du processus de karstification par fantômisation. Ce dernier requiert une quantité considérable d'énergie chimique pour dissoudre le carbonate de calcium mais très peu d'énergie hydrodynamique de manière à évacuer les éléments en solution et laisser l'altérite en place. Les 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 fantômisation (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).

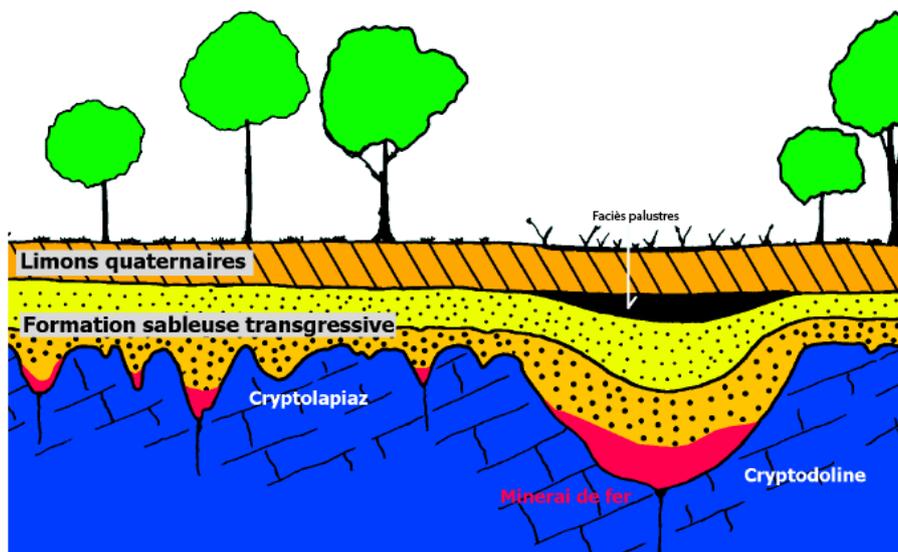


Fig. 1.3 : Coupe schématisée au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est modelé en cryptolapiaz et cryptodoline sous la couverture perméable sableuse. L'altération du sable glauconifère a provoqué la libération du fer qui a épigénisé le toit du calcaire en minéral de fer. Quinif *et al.* (2011)

- *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).

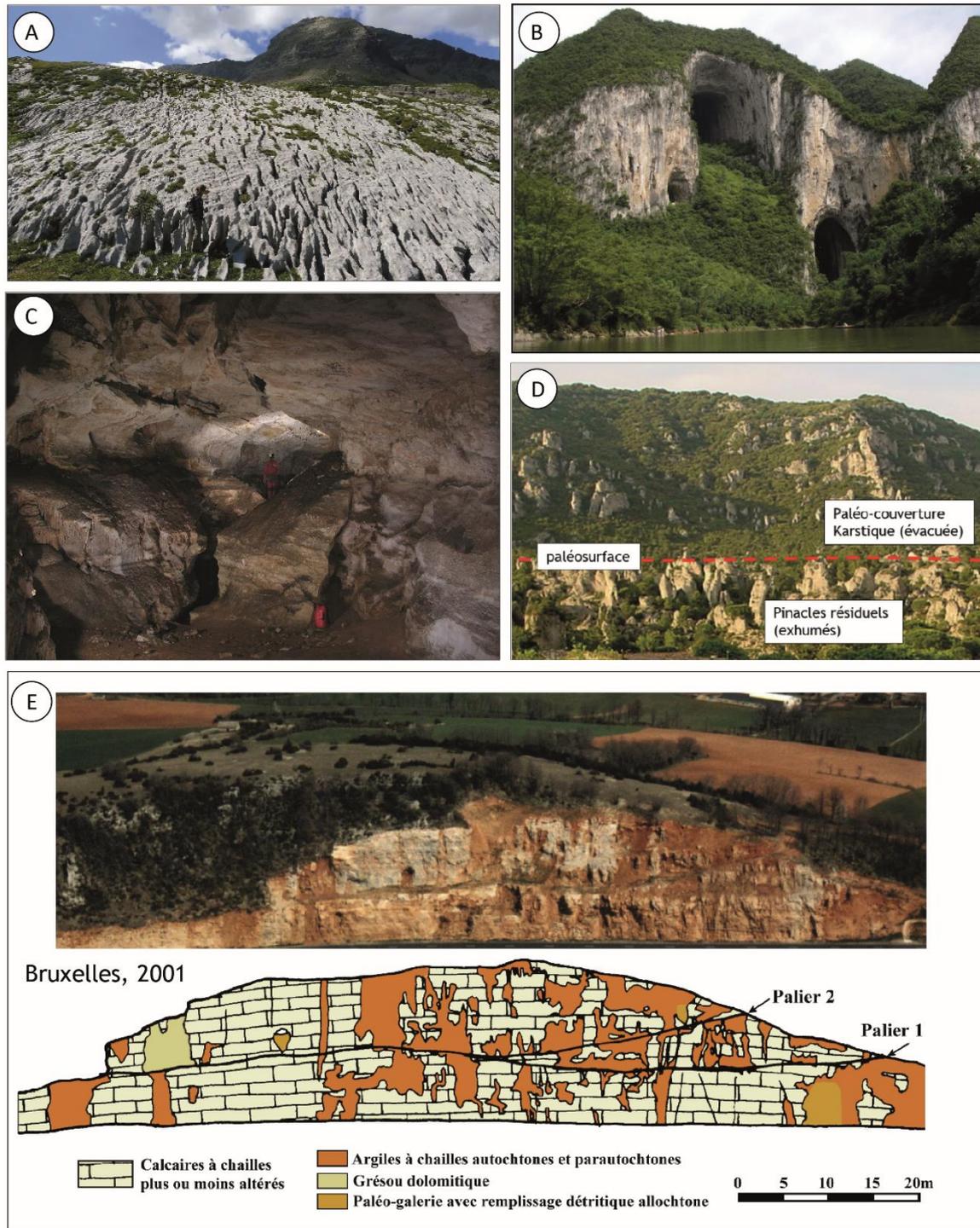


Fig. 1.4 : Illustration des différents types d'altération karstiques. A, B et C : processus de corrosion. A : Lapiaz de surface, Tsanfleuron, Suisse. B : Karst à buttes, canyons et grottes, Guizhou, Chine, cliché : L. Bruxelles. C : Galerie horizontale de -40m dans l'aven du Maramoye, Le Beausset, Var, France, Cliché : J.Y. Bigot. D : Exemple de crypto-lapiaz exhumés. Cliché : H. Camus. E : Exemple de processus de fantômisiation 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).

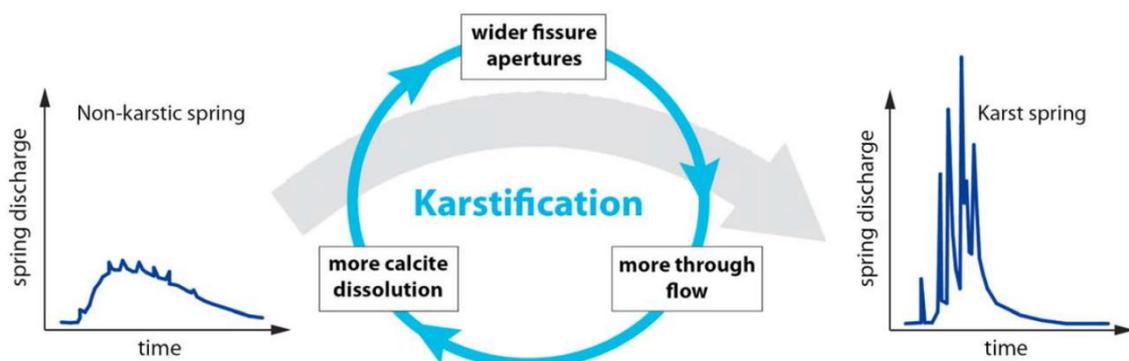


Fig. 1.5: Description schématique du processus de karstification et son influence sur le comportement hydrodynamique des sources. Hartmann *et al.* (2014).

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 Figure 1.6 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.

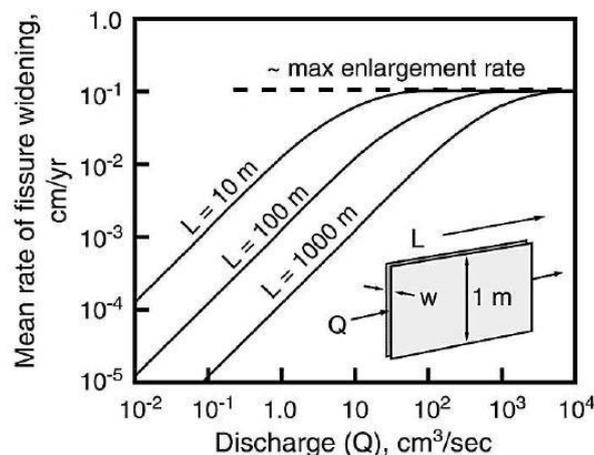


Fig. 1.6 : Taux d'élargissement moyen d'une fracture idéalisée en fonction du débit (Q) et de la distance d'écoulement (L). Pour des valeurs de $T=10^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{CO}_2}=0,01\text{atm}$. Palmer (1991).

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. 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).

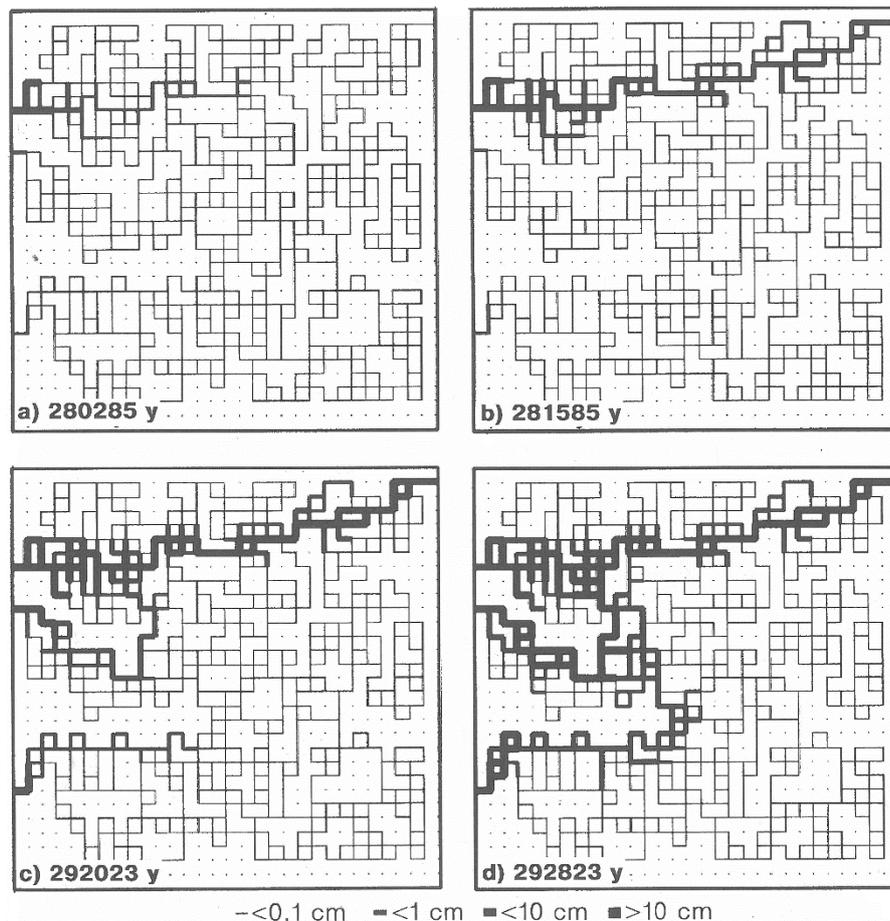


Fig. 1.7 : Illustration de la simulation 2D de l'évolution d'un réseau de drainage karstique au cours du temps dans un milieu fissuré et basculé. Trois points d'alimentation sont définis sur la bordure gauche et un point de sortie sur le bord droit. (a) un premier conduit karstique se développe et perce 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.

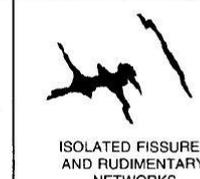
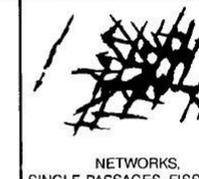
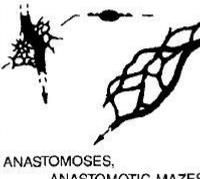
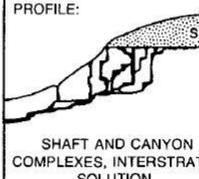
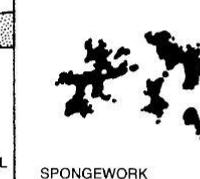
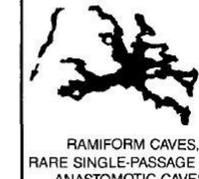
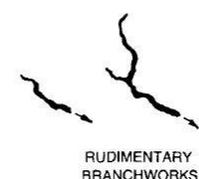
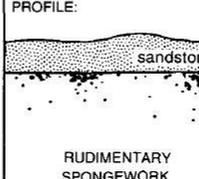
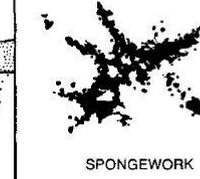
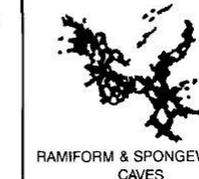
		TYPE OF RECHARGE				
		VIA KARST DEPRESSIONS		DIFFUSE		HYPOGENIC
		SINKHOLES (LIMITED DISCHARGE FLUCTUATION)	SINKING STREAMS (GREAT DISCHARGE FLUCTUATION)	THROUGH SANDSTONE	INTO POROUS SOLUBLE ROCK	DISSOLUTION BY ACIDS OF DEEP-SEATED SOURCE OR BY COOLING OF THERMAL WATER
		BRANCHWORKS (USUALLY SEVERAL 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 spéléogénèse

Les facteurs géologiques, lithologiques et structuraux influencent grandement la spéléogénèse en conditionnant la position des unités karstifiables ainsi que la position et la répartition des discontinuités préférentiellement utilisées par la spéléogénèse. Cette partie présente un état des lieux sur les concepts liés aux principaux facteurs statiques influençant la spéléogénèse 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 morphogénèse 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 reliée 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 spéléogénèse, 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.

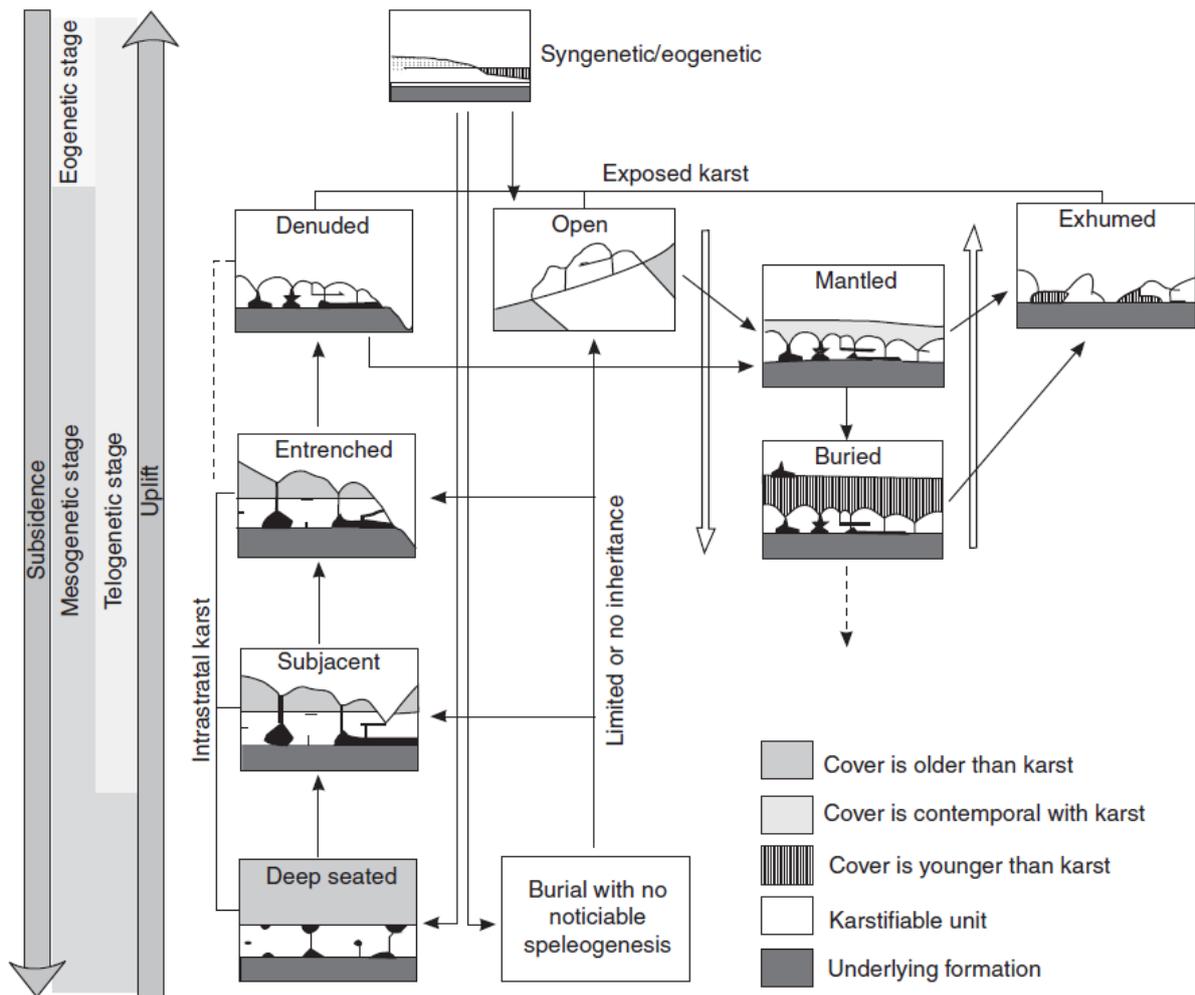


Fig. 1.9 : Type de configuration de roche karstifiable possible en fonction de l'évolution géologique et de la configuration hydrogéologique. Klimchouk (2013a).

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.

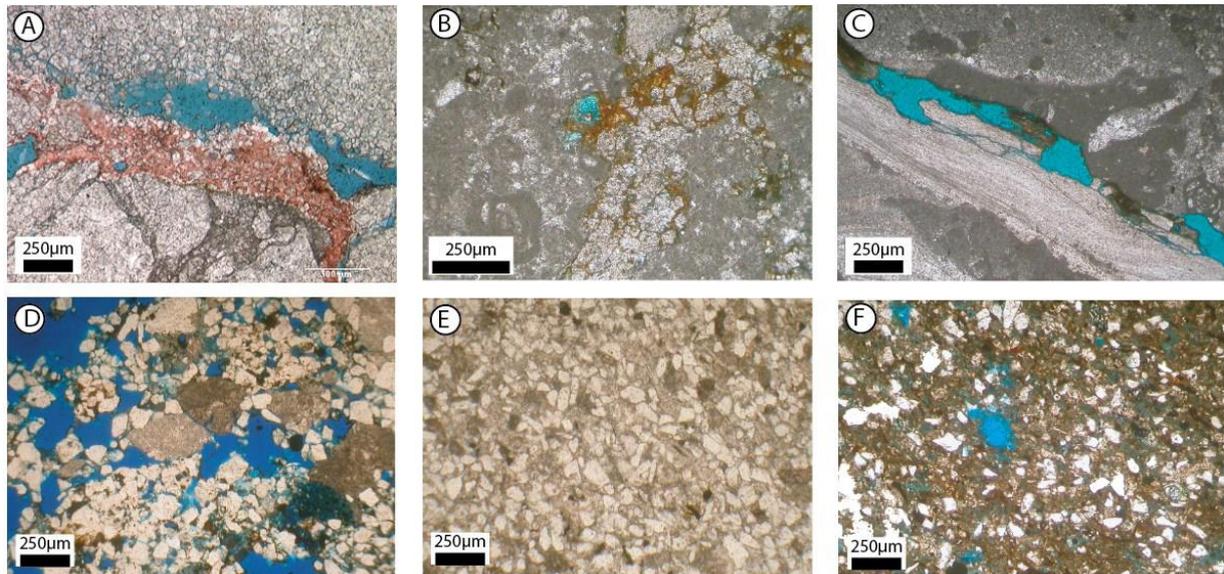


Fig. 1.10 : Exemples de microfaciès rencontrés dans l'Unité du Beausset. La porosité apparaît colorée en bleu. (A) Dolomies du Jurassique supérieur montrant une porosité de matrice, de fracture et de microkarst. (B) Calcaire à faciès Urgonien du Barrémien de Port-Miou, porosité liée à de la dissolution 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. Fourmillon (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.

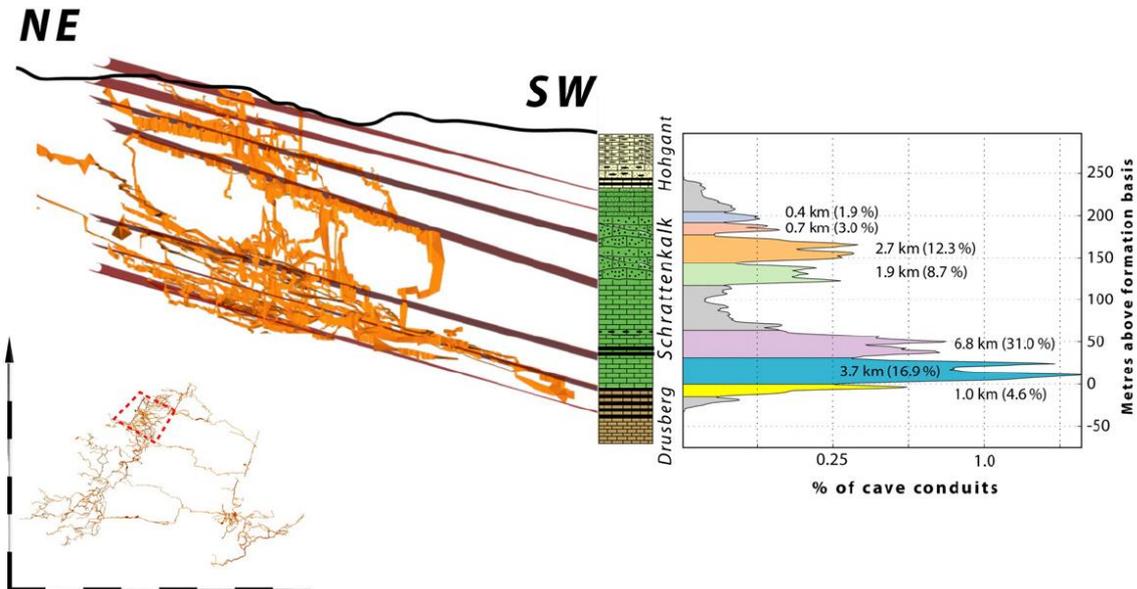


Fig. 1.11 : Projection 3D du système karstique des Siebenhengste (Suisse). Sept horizons d'inception peuvent être identifiés dans la formation du Schrattealkalk (ep.: 180m). Répartition des conduits en fonction leur distance à la base de la formation. Filipponi *et al.* (2009).

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.

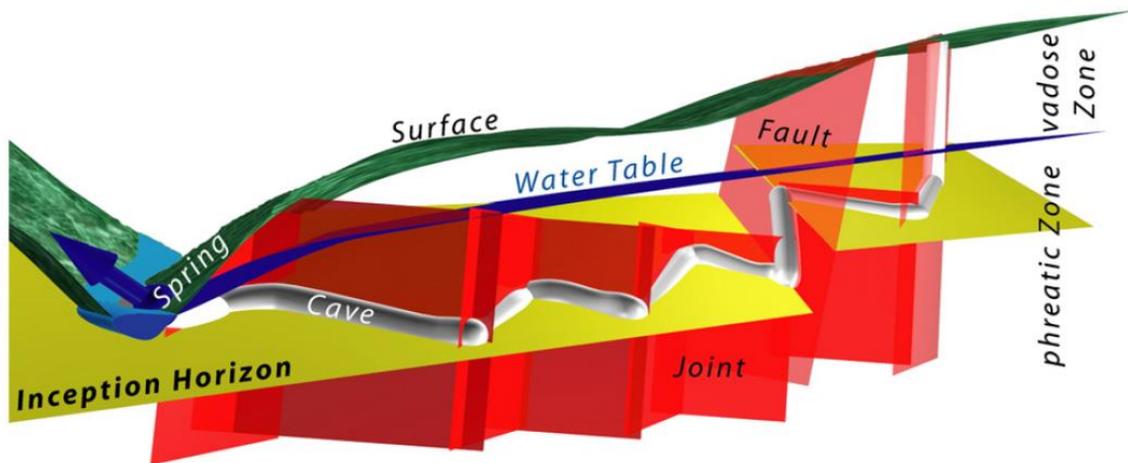


Fig. 1.12 : Modèle schématisique 3D d'un système de conduits karstique : la géométrie des conduits phréatique est déterminée par les horizons d'inception, les fractures et joints, ainsi que par le gradient hydraulique. Filipponi *et al.* (2009).

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'évènements 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.

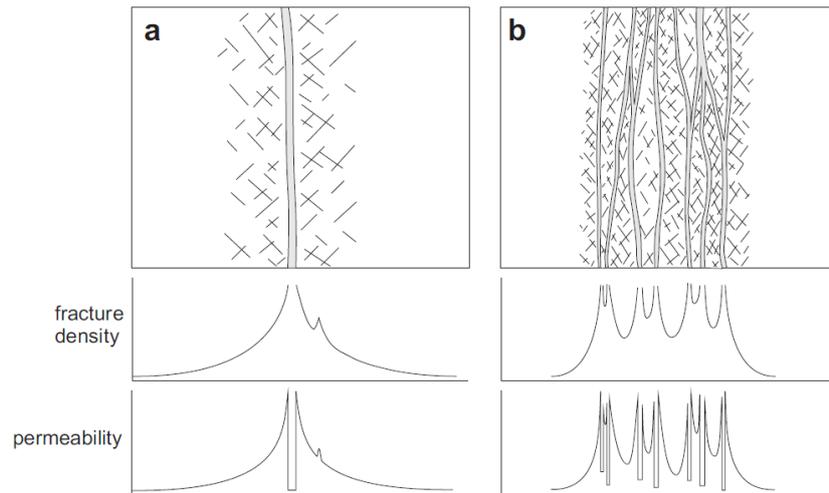


Fig. 1.13 : Propriétés physique de zones de failles en fonction de leur structure (zone d'endommagement et cœur de faille). (a) cœur de faille simple et (b) cœur de faille multiple. Faulkner *et al.* (2010).

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.

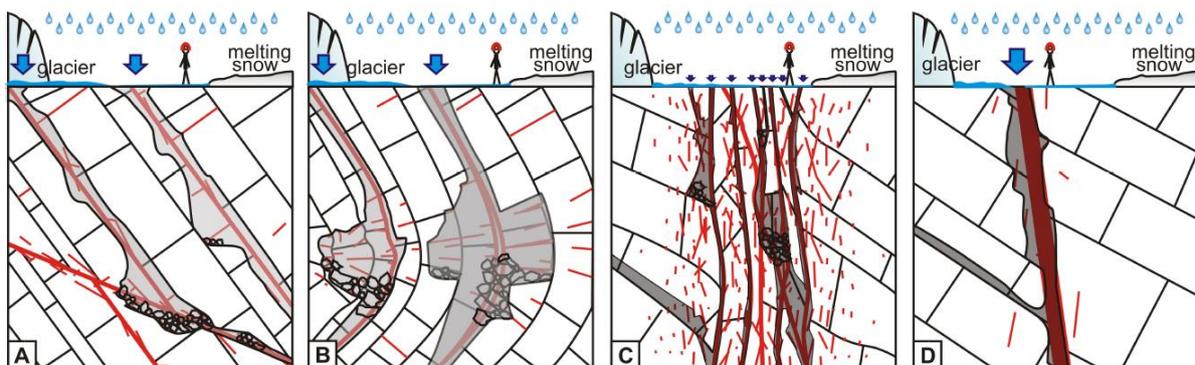


Fig. 1.14 : Exemple de contrôle de structures tectoniques sur la distribution des conduits karstiques : A) fracture sur joints de stratification, B) fracture en extrado localisées au niveau d'un pli, C) cœur de faille multiple, D) cœur de faille simple. Lignes rouges épaisses : failles ; lignes rouges 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.

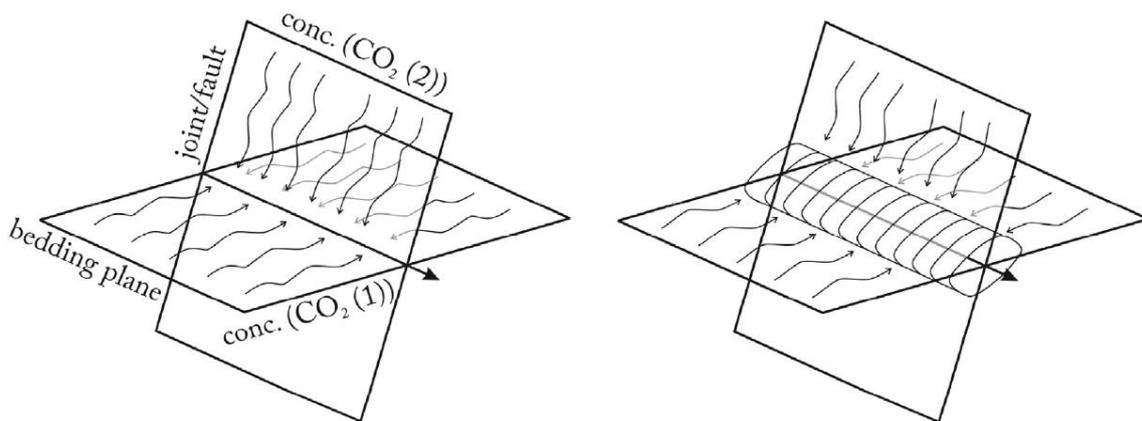


Fig. 1.15 : Développement d'un conduit karstique comme résultat du mélange d'eau de différentes concentrations en CO_2 provenant de différentes structures. Littva *et al.* (2015) modifié de Jaskolla et Volk (1986).

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 trans-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 spéléogénèse 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).

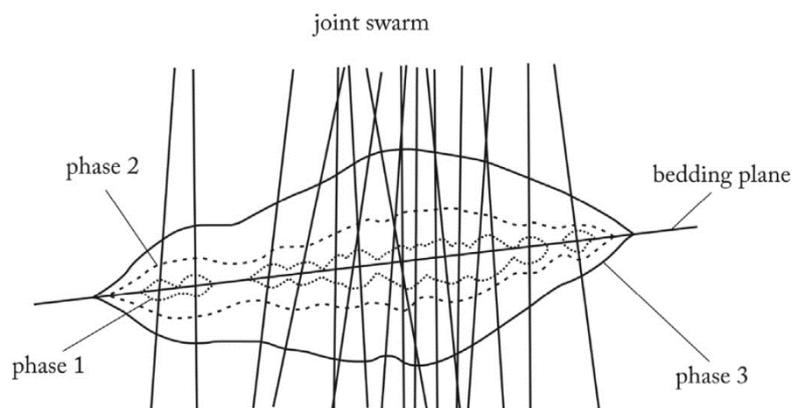


Fig. 1.16 : Représentation schématique montrant l'influence de la densité de joints tectoniques sur la formation d'un conduit karstique à l'intersection avec un plan de stratification du fait de la corrosion de mélange. Littva *et al.* (2015) modifié de Jaskolla et Volk (1986).

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 spéléogénèse (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 spéléogenèse 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 : Nakanai, 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 spéléogenèse 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.

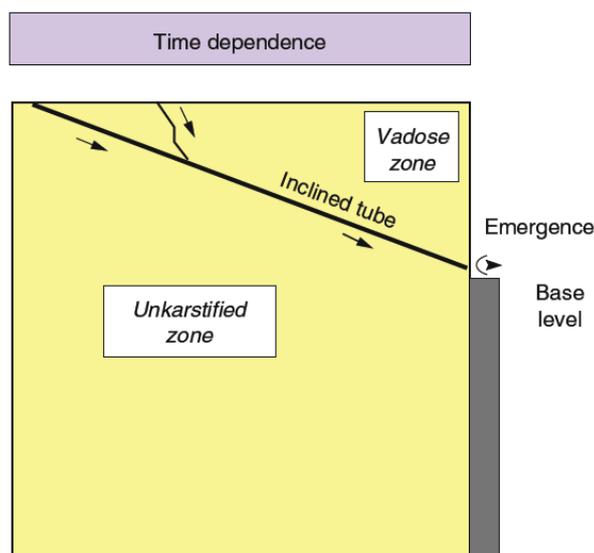


Fig. 1.17 : Organisation schématique d'un karst juvénile. Dans la phase initiale de karstification, un système de conduits se développe avec un fort gradient, correspondant au chemin de moindre résistance à l'écoulement. Audra et Palmer (2013)

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'ennoisement 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).

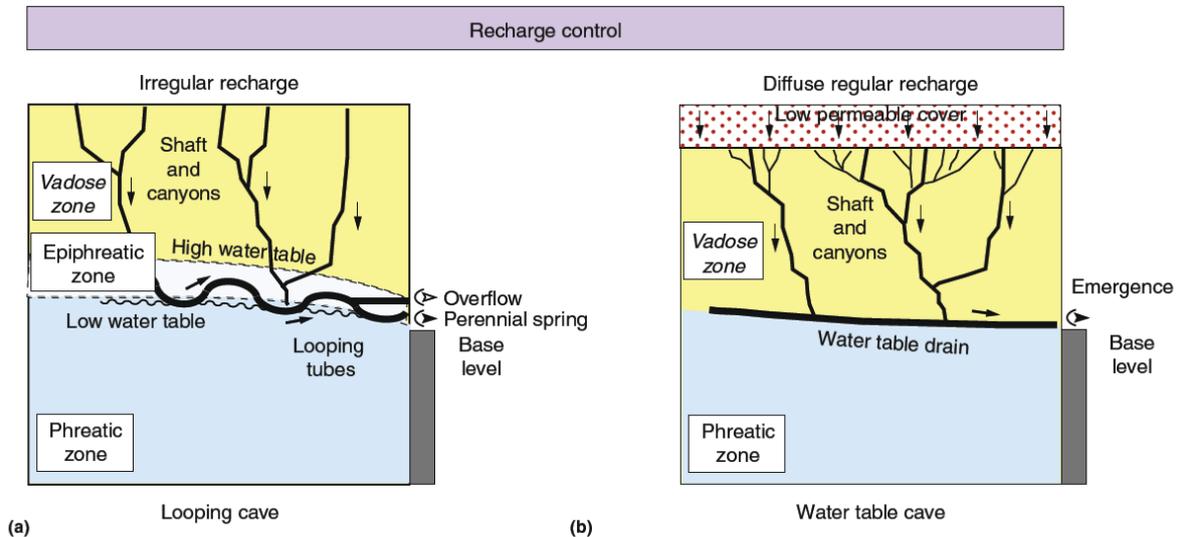


Fig. 1.18 : Influence du type de recharge sur la distribution et l'organisation des conduits karstiques. (a) Cavité épinoyée : la recharge irrégulière provoque des ennoiements de la zone épinoyée, les drains se développent dans la zone épinoyée en formant des boucles calées sur les discontinuités litho-structurales. (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. A 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).

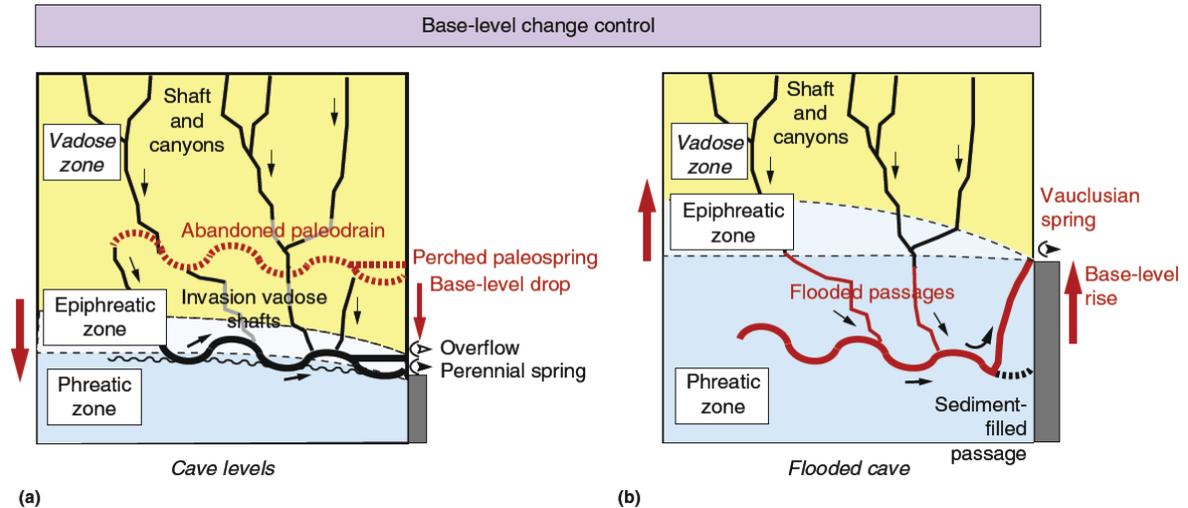


Fig. 1.19 : Influence du changement de niveau de base sur la structure des cavités. (a) La chute du niveau de base provoque l'abaissement du drainage karstique. Les anciens drains sont abandonnés et restent perchés. (b) Une remontée du niveau de base provoque un ennoïement des conduits karstiques les 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).

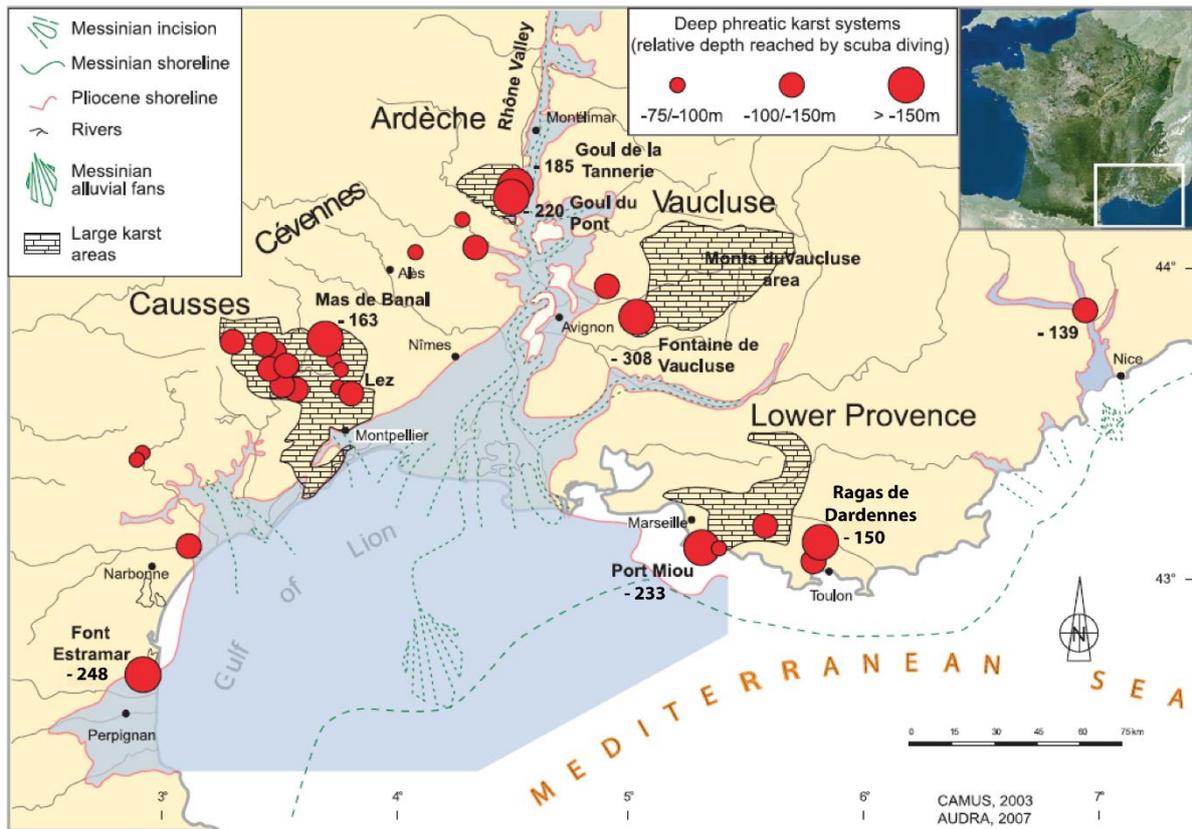


Fig. 1.20 : Système karstiques profond du pourtour méditerranéen Français. Tous les systèmes karstiques sont connectés à la méditerranée ou aux rias pliocènes (vallées ennoyées). Modifié d'après Camus (2003) et Audra (2007).

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).

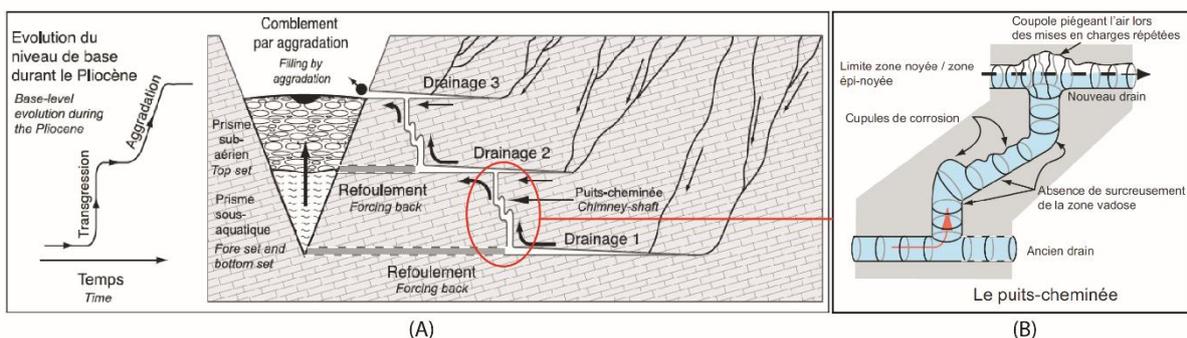


Fig. 1.21 : Modèle de spéléogénèse *per-ascensum* (PAMS). A) Évolution d'un drainage karstique en quête d'exutoire par suite de la remontée du niveau de base et aggradation fluviale. Dans cet exemple il demeure une composante héritée des drainages sous-jacents. (B) : mécanisme de creusement et morphologie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

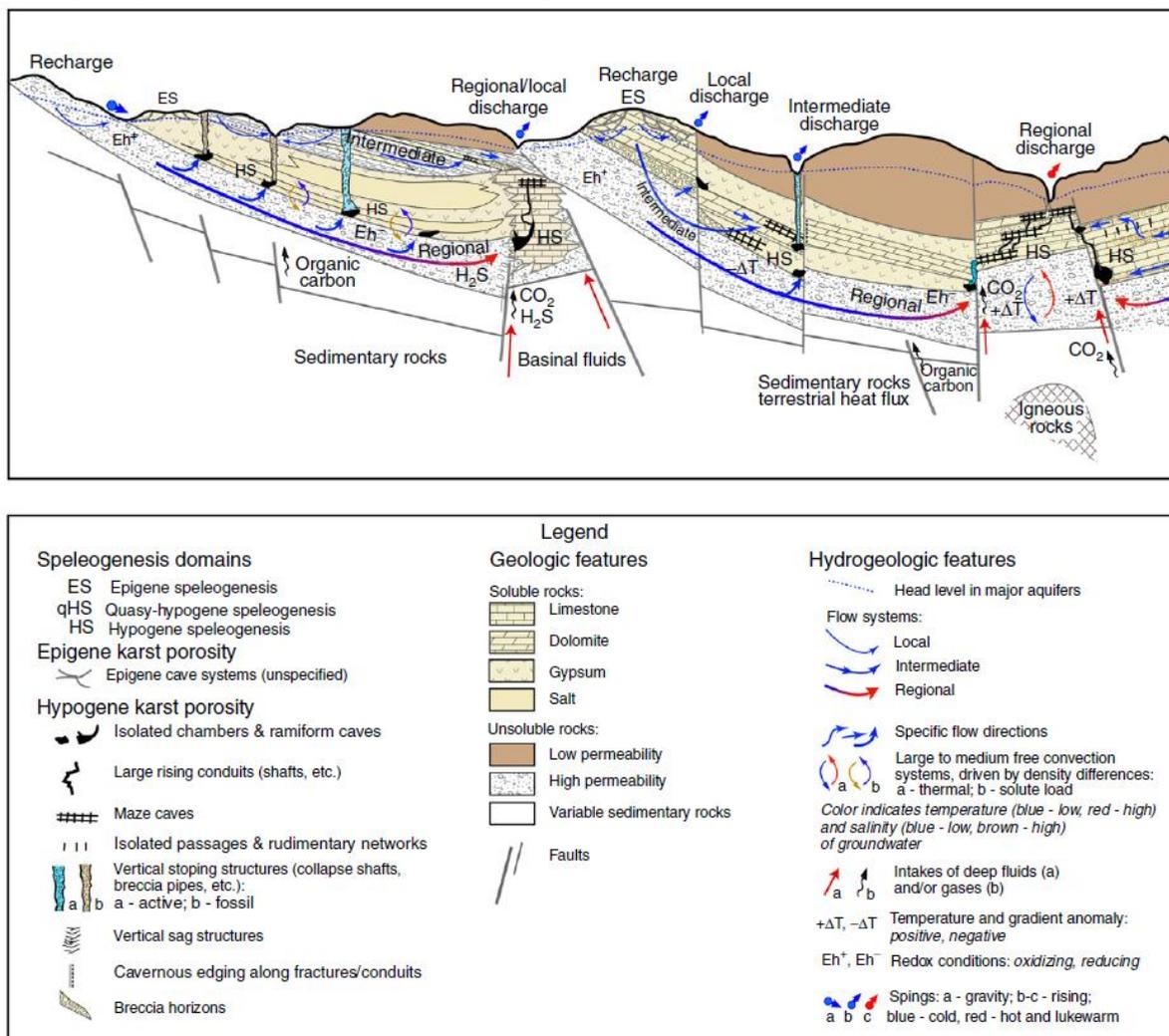


Fig. 1.22 : Schéma général de contextes spéléogénétiques hypogènes dans divers contextes géologiques de bassins affectés de déformations structurales (Klimchouk, 2013a).

Le principe de la spéléogénèse 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 spéléogénèse hypogène par Klimchouk (2013b). La spéléogénèse 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 spéléogénèse 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 spéléogénèse épigène, ne se forment pas dans le cas de spéléogénèse 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).

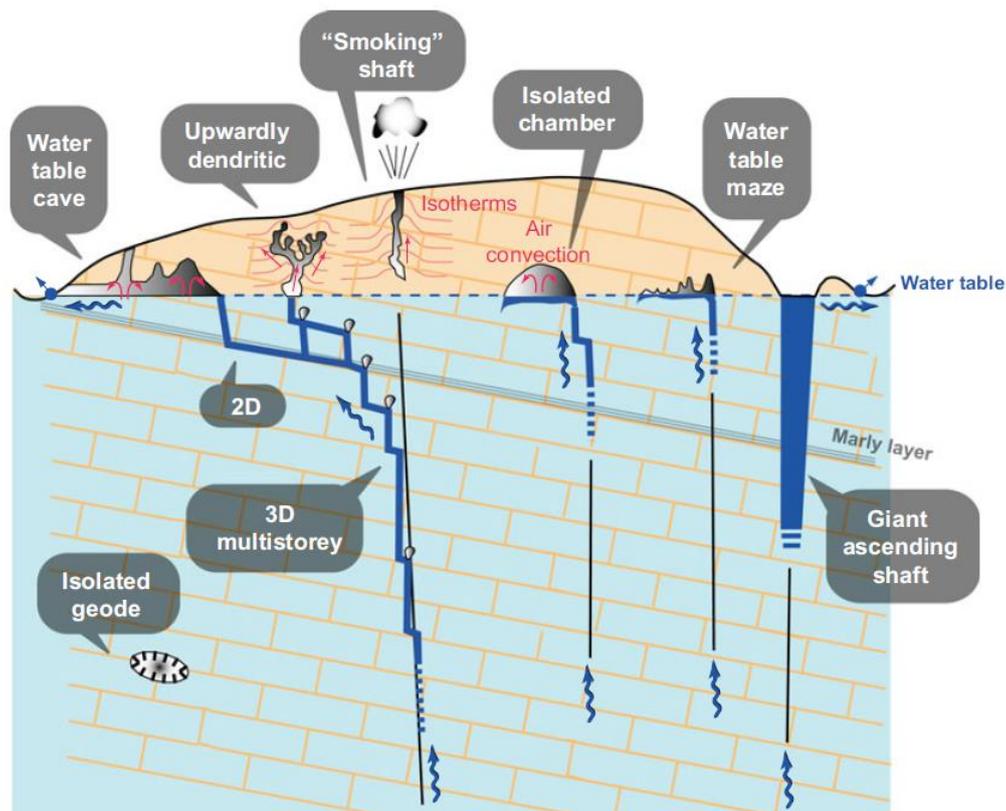


Fig. 1.23 : Schéma conceptuel des différents types de cavités hypogènes (Audra, 2017)

- *Les réseaux en zone noyée*

En remontant, les fluides refroidissent, dégazent 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 labyrinthe. 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).

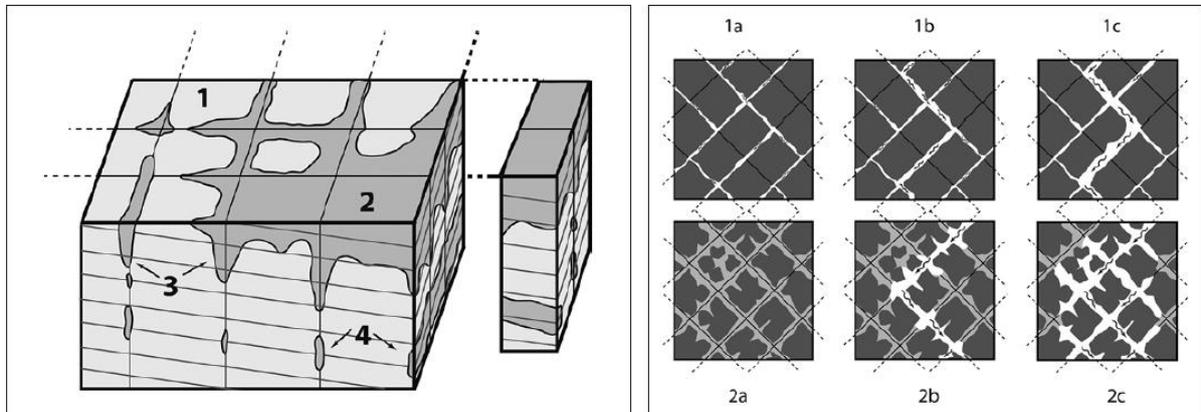


Fig. 1.24 : Différents types de fantômes de roches et évolution de réseaux fantômés. À gauche: différents types de fantômes de roche. La roche non altérée (1) est recoupée par de nombreuses discontinuités (joints et plans de stratification), qui sont en partie utilisées par la fantômisation. Le fantôme 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 méandriques 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).

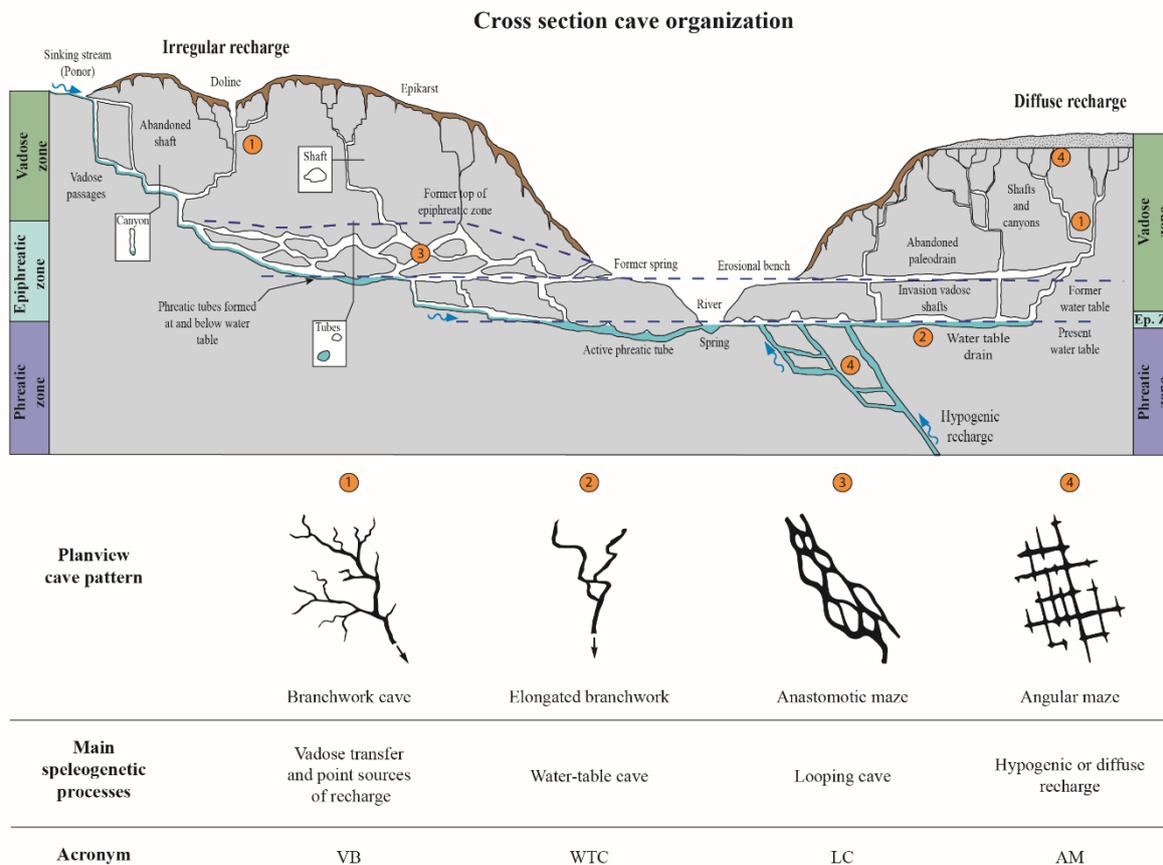


Fig. 1.25 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés. La recharge peut être épigène, avec une infiltration diffuse ou concentrée, ou hypogène. (1) La zone vadose (zone non saturée au-dessus de la surface piézométrique) 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 : Angular Maze) : 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.

Bibliographie : Voir la thèse Jouvès 2018, à télécharger en intégralité :
http://www.karsteau.fr/karst/these_jouves.html

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 Rampoux	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 (Jouves, PhD. 2018)

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 (Thèse Jouves, 2018)

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

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 spéléogenèse	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	Eléments de diagnostic des réseaux épigènes.....	77
2.2.4.2	Eléments de diagnostic des réseaux hypogènes.....	79
2.2.4.3	Eléments 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 fantômisement 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	Hierarchisation 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 de la thèse

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 vadose, 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. 0.26):

- Les réseaux de la zone vadose (*Vadose Branchwork – VB*) à l'organisation arborescente (*branchwork*) (vue en plan, Fig. 0.26). 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.

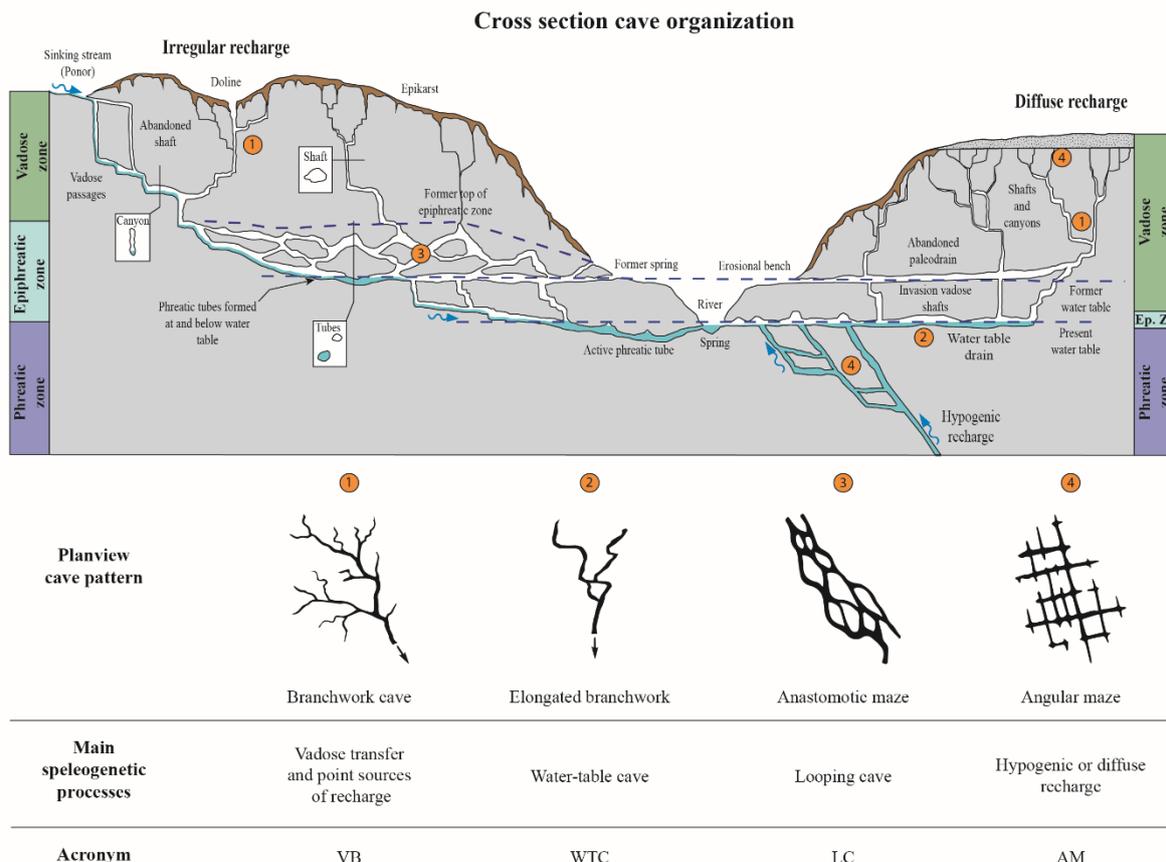


Fig. 0.26 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés. La recharge peut être épigène, avec une infiltration diffuse ou concentrée, ou hypogène. (1) La zone vadose (ou zone non-saturée, au-dessus de la surface piézométrique) 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. 0.27). En fonction des processus de spéléogénèse 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

milieux karstiques. Cette approche repose sur la prise en compte de l'évolution géologique et géomorphologique, ainsi que sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques.

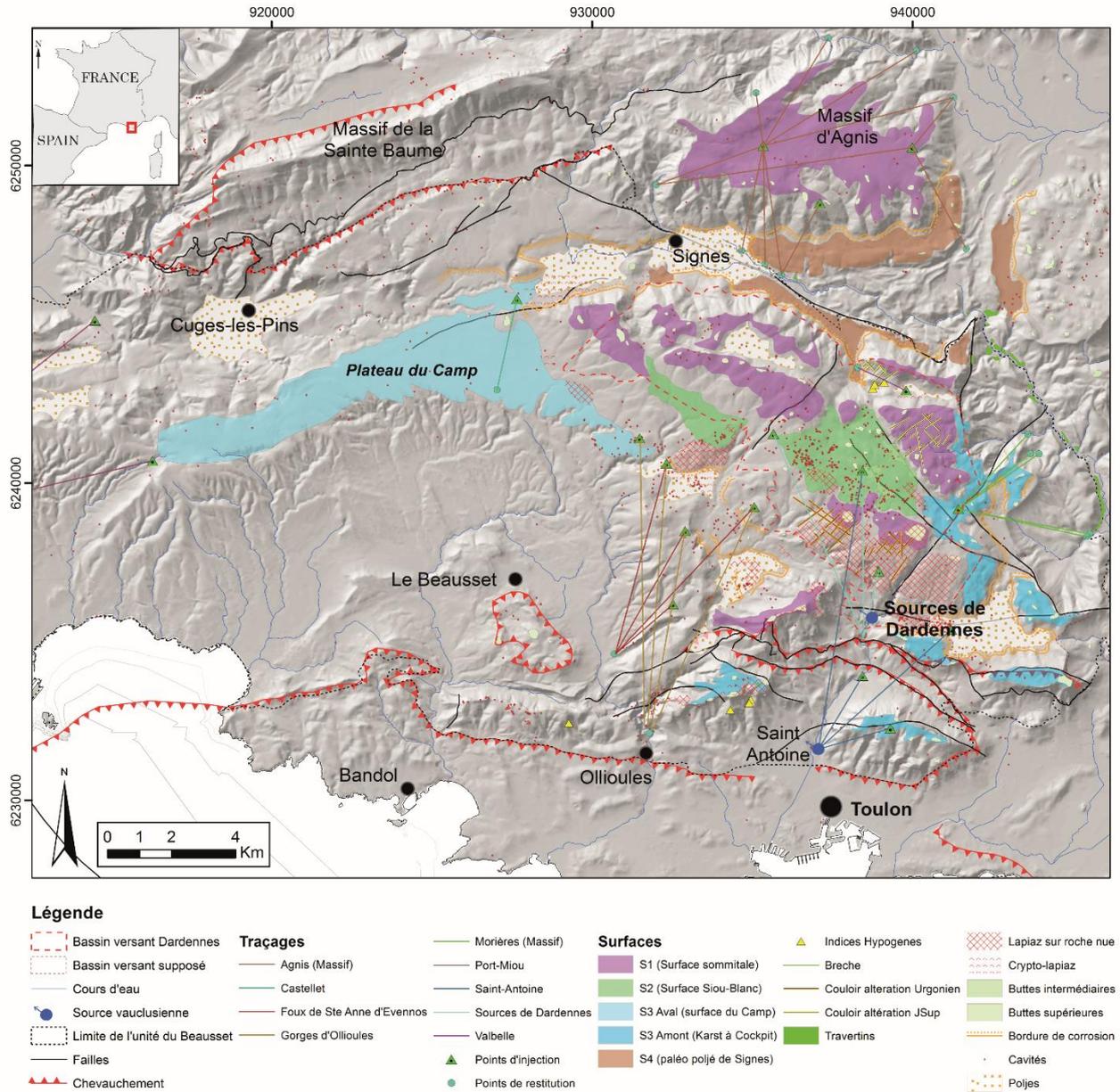


Fig. 0.27 : Cartographie de synthèse simplifiée issue du diagnostic karstologique.

Caractérisation morphométrique d'analogues karstiques

Toute méthode de modélisation requiert des paramètres quantitatifs de calibration et/ou de validation afin de modéliser les objets de manière plus réaliste et adéquate. Dans le cas de réseaux karstiques, peu de données 3D sont généralement disponibles. Il s'agit le plus souvent de topographies spéléologiques en plan et/ou coupe permettant de se repérer dans le milieu souterrain, mais ne permettant pas d'appréhender l'hétérogénéité spatiale de l'organisation de ces réseaux. Ainsi, dans le cas où ces données ne sont pas disponibles sur un terrain d'étude donné (comme c'est le cas pour l'aquifère de Siou-Blanc), une des solutions adéquate est de travailler avec une base de données de topographie 3D, où les réseaux karstiques sont considérés comme analogues des morphologies et des organisations de réseaux karstiques ciblés (Fig. 0.28).

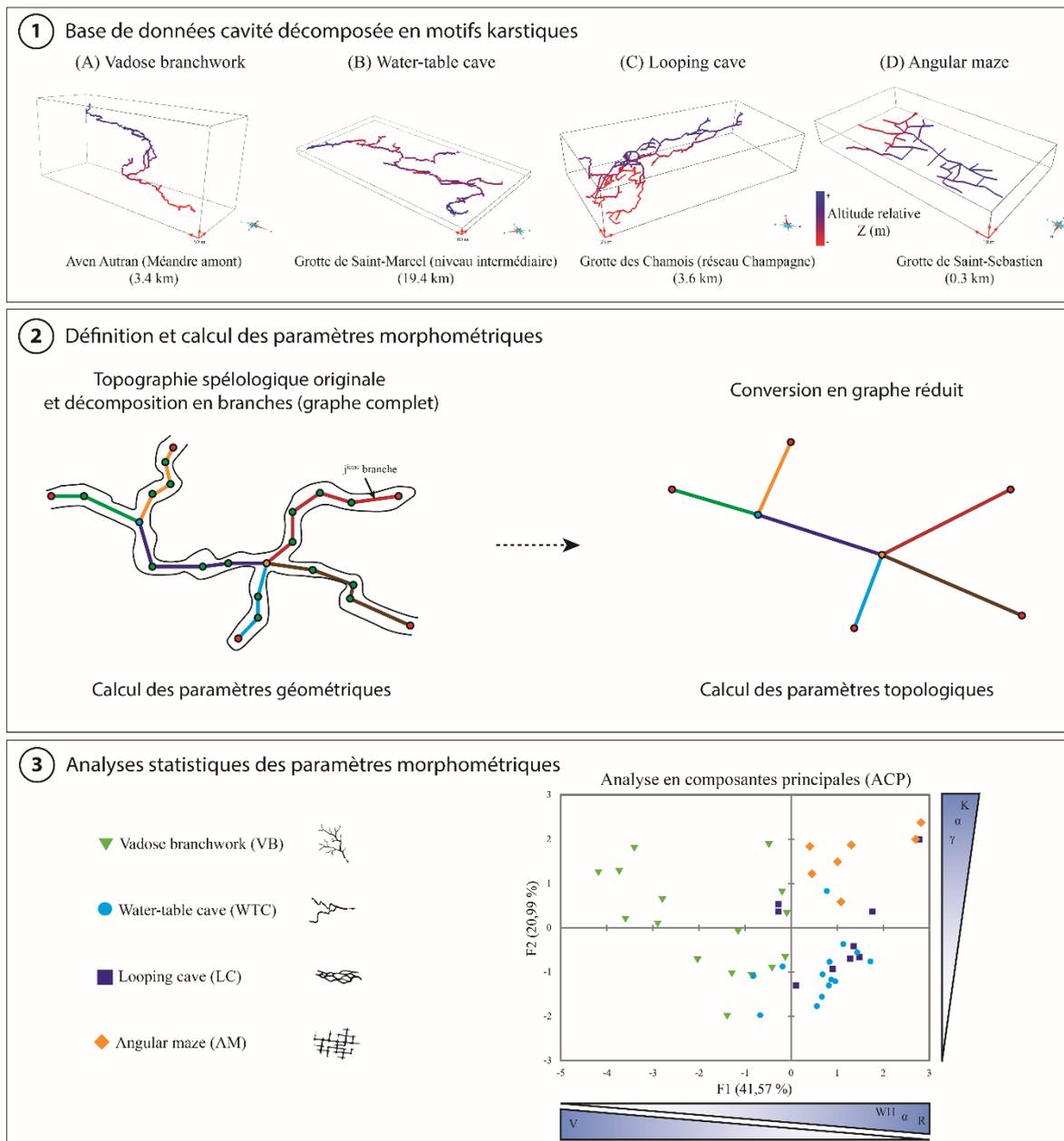


Fig. 0.28 : Méthodologie d'analyse morphométrique des motifs karstiques. (1) Exemples de données de topographies de cavité 3D issus de la base de données cavité et motif karstique associé. (2) Calcul des paramètres morphométriques : les paramètres géométrique sont calculés sur la topographie 3D complète (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. 0.28). 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. 0.29). 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.

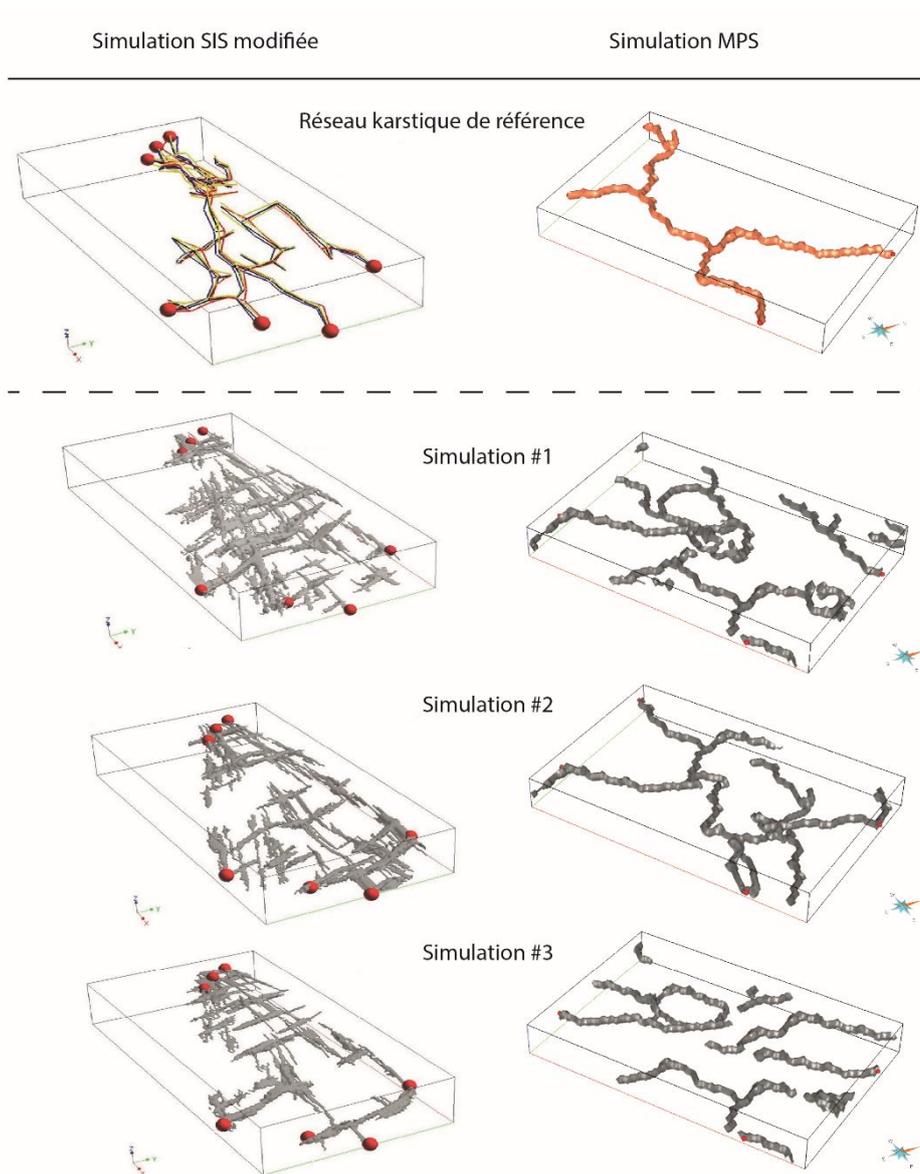


Fig. 0.29 : Exemple de simulation de réseaux karstiques selon les deux méthodes utilisées (SIS et MPS).

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.