

PARTIE A : COMPRENDRE LE KARST

- **Qu'est-ce que le karst et comment se forme-t-il ?**
- **Comment appréhender l'hydrodynamisme karstique ?**
- **Quels sont les différents types de karst ?**
- **Pourquoi l'étude des aquifères karstiques est-elle importante?**



A.1. QU'EST-CE QU'UN KARST ET COMMENT SE FORME-T-IL ?

Sont présentés dans cette partie ce qu'est un karst et comment ce paysage et cet aquifère si particuliers se mettent en place. Cette partie du rapport décrit les particularités de l'aquifère karstique. Les marqueurs types d'un paysage karstique seront présentés ainsi que les différents processus naturels de karstification et de spéléogénèse. Ce phénomène de karstification est régi par des paramètres naturels qui seront listés, permettant au lecteur d'appréhender ceux qui conditionnent la karstification de son propre site d'étude.

Ne sont traités ici que des karsts de bas-plateaux calcaires du type de celui de Méjannes-le-Clap.

Le site d'étude de la Cèze est un témoin géomorphologique de la karstification des formations carbonatées par les eaux de ruissellement et d'infiltration (pluie, rivière). En effet, comme schématisé à partir de la Figure 4 ci-après, la rivière Cèze de par son écoulement a incisé le plateau karstique de Méjannes-le-Clap formant les gorges karstiques de la Cèze (canyon de la Cèze).

A.1.1. Le karst : un paysage et un aquifère

Au niveau du plateau karstique, l'infiltration des eaux précipitées modèle la formation calcaire en quelques centaines ou milliers d'années et laisse apparaître des géomorphologies typiques d'un paysage karstique telles que des dolines et lapiaz au niveau de l'exokarst. Plus en profondeur, ces eaux infiltrées s'écoulent à travers le réseau de karstification qui se développe préférentiellement au niveau de fissures, failles... et développent des formes souterraines de types grottes, drains ou conduits. Ces réseaux karstiques sont parfois connectés directement ou indirectement au cours d'eau, dans le cas d'étude de la Cèze, via la formation de sources positionnées dans le lit de la rivière, à son niveau de base ou perchées. L'eau souterraine se trouve ainsi contenue dans la roche, l'aquifère, dans des vides de toutes dimensions, de pores micrométriques à des galeries noyées pluri-décamétriques.

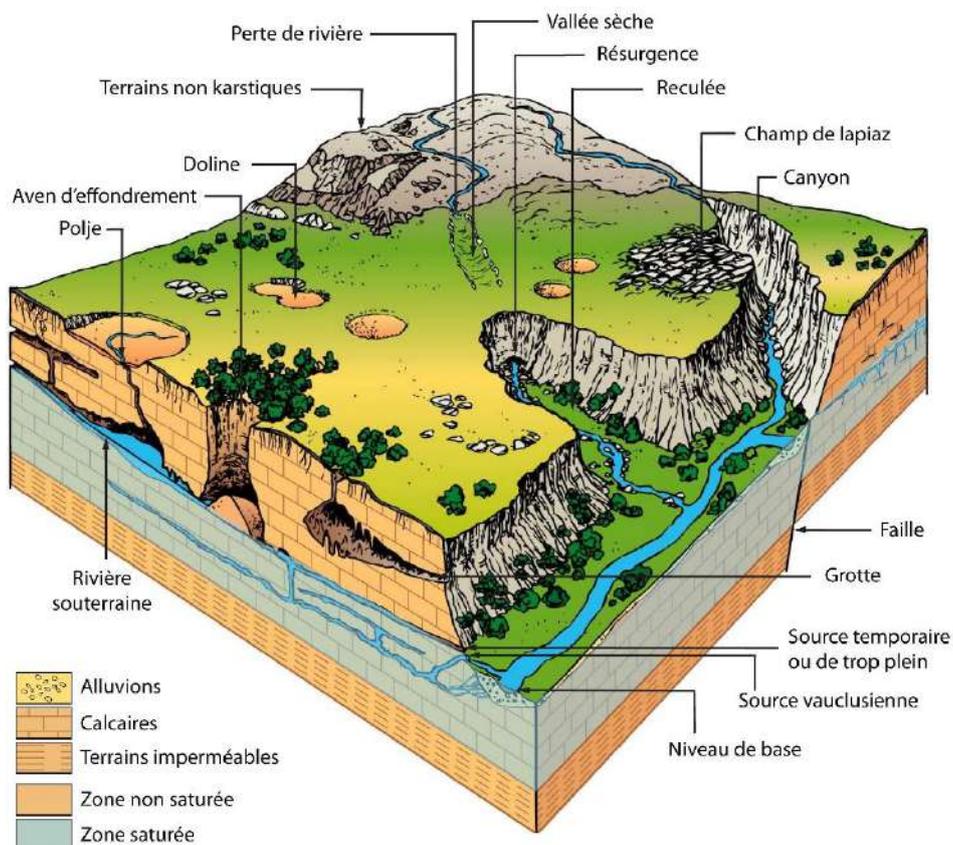


Figure 4 : Exemple d'un paysage karstique (Agence de l'eau RMC, 1999)

A.1.2. Karstification et spéléogénèse

Une autre particularité du karst est que l'eau contribue à sa formation. Cette dynamique de formation, ou karstification, résulte d'un double processus, à la fois chimique et physique (Mangin, 1975). Au niveau souterrain, elle se traduit par le creusement d'un réseau de conduits qui confèrent au massif sa qualité d'aquifère. Ce phénomène peut être qualifié de spéléogénèse (Audra, 2010).

> Processus chimique

Le creusement progressif des conduits est dû à la dissolution de la roche par une eau acide. Cette acidité s'explique généralement par la présence dans l'eau de CO_2 , d'origine atmosphérique pour une faible part mais surtout en lien avec la végétation et l'activité biologique microbienne au niveau des sols d'autre part (Bakalowicz, 1979). L'eau acidifiée attaque la roche, se charge en ions et transporte les éléments dissous vers les sources. Une partie de la charge dissoute peut précipiter au cours de l'écoulement tandis que le CO_2 retourne à l'état gazeux. Les concrétions qui ornent les grottes, telles que les stalactites, se forment par la précipitation des éléments. La Figure 5 présente ce processus dans le cas d'un massif carbonaté (CaCO_3).

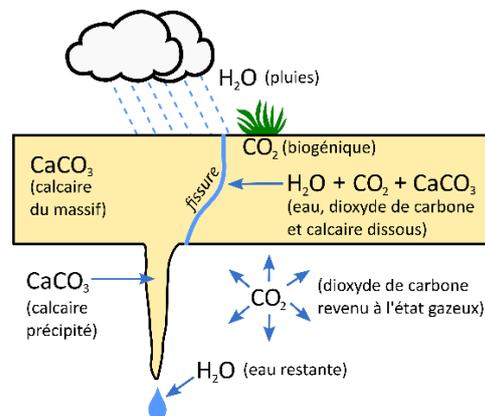


Figure 5 : Dissolution - précipitation du calcaire (inspiré de Chevallier, 2014)

💧 Détail des réactions chimiques permettant la karstification

Voici le détail des réactions chimiques relatives à la karstification des massifs carbonatés :

- Dissolution du dioxyde de carbone :
 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$
- Dissociation aqueuse de l'acide carbonique :
 $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_3\text{O}^+ + \text{HCO}_3^-$
- Attaque acide des carbonates :
 $\text{H}_3\text{O}^+ + \text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O}$
- Équation bilan :
 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^-$

> **Processus physique en fonction du niveau de base**

Pour que le creusement progressif des conduits s'opère, il faut également que l'eau puisse s'écouler à travers le massif. L'écoulement de l'eau est conditionné par l'existence d'un gradient hydraulique entre la zone de recharge et l'exutoire. L'eau pénètre ainsi le massif et se fraye un chemin à travers ses discontinuités (fissures, diaclases...) qu'elle élargit en dissolvant la roche. Elle aboutit finalement en contrebas, au cours d'eau attenant (niveau de base, Figure 6).

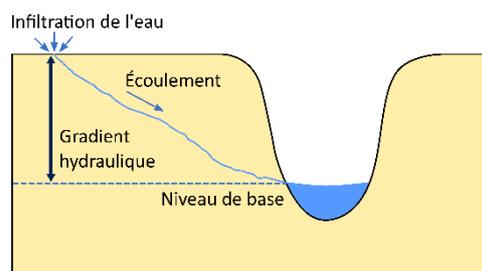


Figure 6 : Écoulement de l'eau à travers un massif jusqu'à l'exutoire

La direction des écoulements est donc conditionnée par la position du niveau de base, c'est-à-dire l'altitude de la surface du cours d'eau en capacité de drainer le massif.

Il faut noter que la position du niveau de base peut varier au cours du temps en fonction des processus orogéniques ou de l'évolution des niveaux marins ou des niveaux du cours d'eau. Ainsi l'eau s'écoulant à travers le massif s'adapte à ces variations en créant de nouveaux conduits pour rejoindre le nouveau niveau de base (Figure 7), abandonnant les anciens réseaux karstiques.

L'ancien conduit, abandonné par les eaux, est alors qualifié de drain fossile, ou de paléo-conduit.

Si le niveau de base se réhausse, un nouveau conduit se développe à un niveau supérieur au précédent comme le montre la Figure 8. L'ancien drain est alors situé sous le niveau de base, il est donc noyé en permanence.

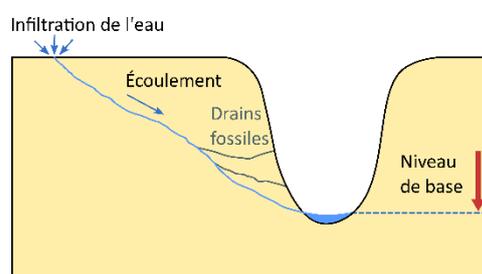


Figure 7 : Abaissement du niveau de base et creusement de conduit

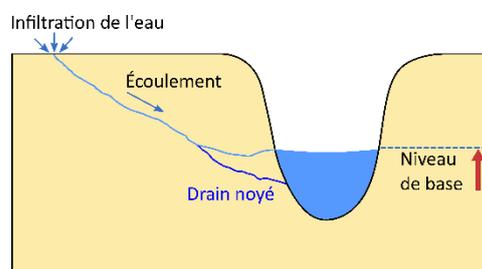


Figure 8 : Rehaussement du niveau de base et creusement de conduit

Le schéma présenté sur la Figure 8 peut être plus complexe. Certains réseaux karstiques vont se développer de bas en haut par adaptation lors de la remontée du niveau de base, connectant ainsi l'ancien réseau profond à un nouveau réseau à l'équilibre avec le nouveau niveau de base, par l'intermédiaire d'un conduit sub-vertical remontant (Figure 9). Ce type de conduit aux formes caractéristiques bien repérables dans certaines cavités karstiques est nommé puits cheminée. On parle alors de karstification *per ascensum* (Mocochain et al., 2006).

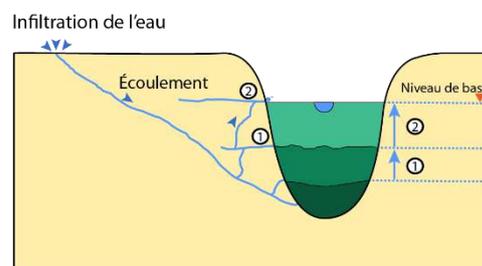


Figure 9 : Évolution de karstification *per ascensum* (d'après Mocochain et al., 2006), les chiffres 1 et 2 présentent la chronologie des phases d'ascension

La spéléogénèse se déroule donc en plusieurs phases au cours desquelles des conduits sont creusés à différents niveaux. Ce processus induit la structuration d'un réseau de drainage étagé (Mocochain et al., 2006). Les variations du niveau de base marquent donc la karstification des massifs et peuvent être identifiées afin de reconstituer leur histoire (Jolivet et Martin, 2008). Enfin, la karstification est un processus inachevé puisque les massifs sont en permanence travaillés par les eaux, que ce soit en surface ou en profondeur. Ils restent également soumis aux dynamiques terrestres telles que l'eustatisme ou la tectonique des plaques.

La régression messinienne

Le niveau de base d'un cours d'eau exerce une influence sur l'écoulement de l'eau dans le massif karstique qu'il borde, et donc sur le positionnement des drains façonnés par l'eau. Mais le niveau de base dépend lui-même de l'eustatisme, c'est-à-dire des variations du niveau marin. Ainsi, il y a environ 5,5 millions d'années, la fermeture du détroit de Gibraltar a provoqué un abaissement du niveau de la mer Méditerranée de l'ordre de 1 500 m (Chumakov, 1973) entraînant un abaissement et une érosion du lit de tous les fleuves et leurs affluents. Ce phénomène tout à fait exceptionnel, appelé régression messinienne, s'est traduit par un abaissement des niveaux de base et a provoqué le creusement de réseaux karstiques très profonds principalement sur l'arc méditerranéen, tel celui de la Fontaine de Vaucluse avec des conduits noyés explorés jusqu'à -308 m de profondeur par rapport à l'altitude de sortie de la source.

> Karstification par fantômisation

Le terme de karstification par « fantômisation » est utilisé pour décrire un processus de spéléogénèse en deux phases, avec une première phase de dissolution partielle dans les 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 (Jouves, 2018 ; Figure 10).

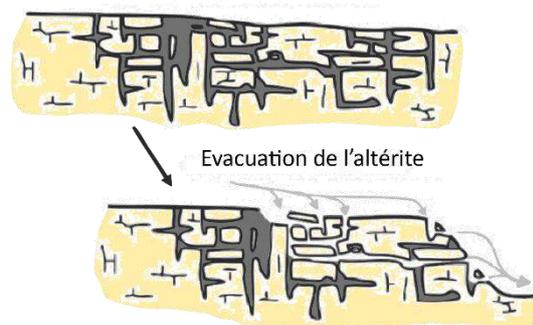


Figure 10 : Karstification par fantômisation (d'après Dubois et al., 2014)

> Nature des roches

La karstification et les processus chimique et physique présentés précédemment sont conditionnés par la nature du massif rocheux.

La distinction des karsts en fonction des roches qui les composent est utile sur le plan géochimique.

Deux grands types de roches sont distingués, les roches carbonatées et les roches évaporitiques. Le site d'étude témoin présenté dans ce document concerne les roches carbonatées.

La karstification au sein des roches carbonatées est la plus largement répandue. Parmi les roches carbonatées, peuvent être cités :

- le calcaire (au moins 50% de CaCO_3), qui est la roche karstique la plus commune ;
- la dolomie ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), également commune dans le karst ;
- la craie (au moins 90% de CaCO_3), qui est plus fragile et plus poreuse que les précédentes et qui présente aussi des formes de karstification ;
- le marbre (calcaire métamorphisé, CaCO_3), qui est plus rare mais peut néanmoins être rencontré dans les karsts français, par exemple dans le massif de la Vanoise.

A.1.3. Les paramètres régissant la karstification

Les deux mécanismes essentiels à la karstification que sont l'écoulement et la dissolution peuvent être déclinés en une série de paramètres régissant le processus. Cet ensemble de paramètres permet de définir le potentiel de karstification d'un massif, expression dont l'acceptation est variable (Husson, 2013). Ces paramètres et leurs influences sur le processus sont présentés en Figure 11.

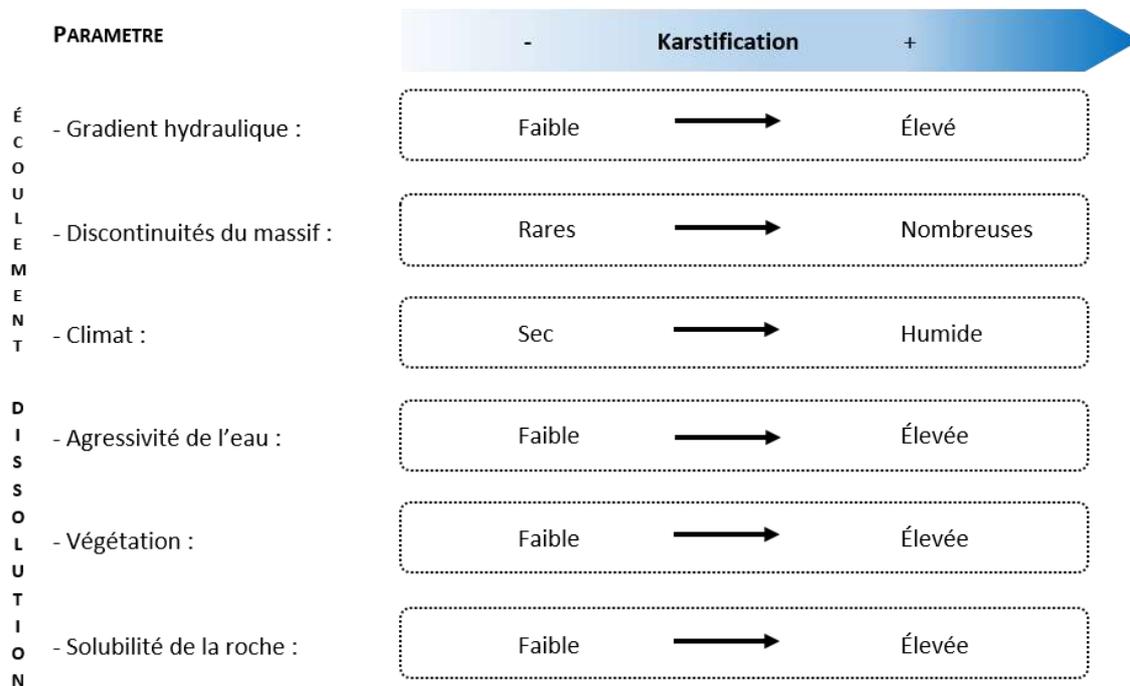


Figure 11 : Les paramètres conditionnant la karstification et leur influence sur ce processus

Un paramètre donné peut favoriser ou au contraire inhiber la karstification. Par exemple, si la végétation est abondante, alors une quantité conséquente de CO₂ sera produite, ce qui favorisera l'acidification des eaux, et donc la dissolution de la roche. Au contraire, si la végétation est rare, peu de CO₂ biogénique sera disponible. Dans la même logique, un climat sec ne favorisera pas la karstification puisque les eaux disponibles pour l'écoulement seront peu abondantes. Au contraire, un climat humide favorisera le processus. Les zones tropicales, dans lesquelles les précipitations et la végétation sont abondantes, apparaissent donc comme favorables à la karstification (Gilli, 2011).

A.1.4. Quelques références pour approfondir le sujet

- Audra P., 2010. La spéléogénèse épigène. P. Audra, Association Française de Karstologie. Grottes et karsts de France, pp.44-45, Karstologia Mémoires 19
- Mocochain L., Clauzon G., 2010. Spéléogénèse et crise de salinité messinienne. P. Audra, Association Française de Karstologie. Grottes et karsts de France, pp.52-53, Karstologia Mémoires 19

A.2. FONCTIONNEMENT

Cette partie du document traite de l'hydrodynamisme de l'aquifère karstique. La complexité du paysage karstique présenté précédemment influence également les écoulements souterrains dans l'aquifère. Du fait des différentes natures de vides présents au sein de la roche calcaire, de leur organisation et interconnexion, on peut distinguer, au sein de l'aquifère karstique, différentes parties qui assurent des fonctions transmissives ou capacitives.

A.2.1. Hydrodynamisme

L'hydrodynamisme karstique peut être abordé en fonction des grands types de porosité qui permettent le transit des eaux dans le karst. En l'occurrence, le milieu karstique est à double, voire même triple porosité (Worthington, 1999). La Figure 12 illustre cette triple porosité : elle représente ainsi des vides de différentes dimensions par lesquels les eaux peuvent s'infiltrer :

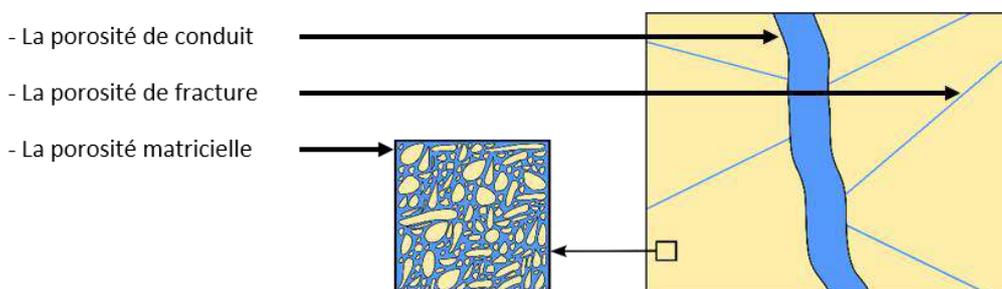


Figure 12 : La triple porosité du karst (d'après Carrière, 2014)

Selon les vides par lesquels les eaux s'infiltrent, la vitesse de transfert est plus ou moins rapide. En fonction des différents types de porosité rappelés détaillés plus haut, on peut distinguer deux grands types d'écoulement (Bailly-Comte, 2008) :

- les écoulements lents, qui se produisent au sein des fissures et éventuellement de la matrice rocheuse ;
- les écoulements rapides, qui se produisent à travers les conduits.

Les fissures, qui sont de minces interstices dans la roche, ne permettent qu'un transfert lent des eaux de la surface vers la profondeur et la zone saturée. À l'inverse, les fractures et les conduits, qui constituent des vides de plus grandes tailles, peuvent autoriser des transferts plus rapides s'ils sont bien développés. Au gré d'événements pluvieux intenses, certains drains fossiles peuvent se remettre en charge comme l'illustre la Figure 13. Ainsi, la façon dont les eaux circulent dans le karst dépend aussi de son état de saturation en eau. Un « effet piston » peut également survenir lorsqu'une onde de précipitation chasse les eaux stockées dans la zone noyée (Mudry, 1990).

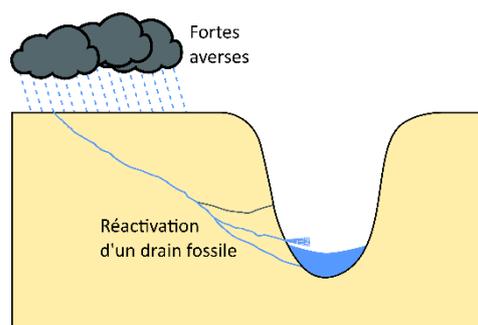


Figure 13 : Abaissement du niveau de base et creusement de conduit

La Figure 13 montre également que l'hydrodynamisme du karst détermine l'hydrodynamisme des sources karstiques. Il est d'ailleurs pertinent de s'intéresser à la sortie du système karstique car elle est relativement facile à observer. Cette observation permet de déduire des informations sur les processus hydrologiques qui ont lieu au sein du massif, où l'accès est plus malaisé, voire impossible. Il est donc utile de garder à l'esprit deux grands types de sources au régime hydrologique distinct :

- les sources pérennes, qui s'écoulent tout au long de l'année hydrologique ;
- les sources temporaires, qui ne s'écoulent qu'à la faveur des hautes eaux, lesquelles peuvent réactiver certains drains non sollicités en temps normal.

Des sources intermittentes

Ni vraiment pérennes, ni vraiment temporaires, certaines sources karstiques peuvent avoir un comportement singulier. C'est le cas des sources intermittentes qui s'activent de façon périodique. Ce régime d'écoulement est dû à la vidange et au remplissage en cascade de réservoirs karstiques situés en amont. La source de Fontestorbe en Ariège en est un bon exemple puisqu'elle alterne entre deux gammes de débits environ toutes les 30 minutes, et ce de juin à octobre (Mangin, 1969).

A.2.2. Zonation hydrodynamique

Un massif karstifié forme une structure qui peut être appréhendée de façon simplifiée. La Figure 14 présente une zonation verticale tripartite.

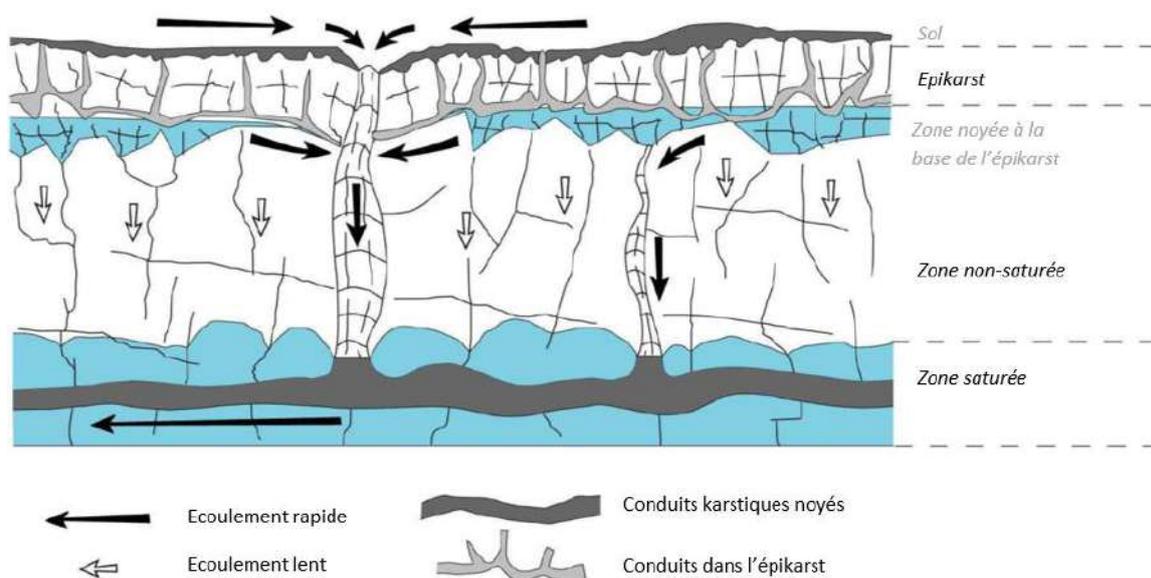


Figure 14 : Structure du karst (d'après Smart et Friedrich, 1986)

La zonation ici retenue correspond à une façon possible d'appréhender la structure karstique mais il existe d'autres approches. La zone non saturée peut par exemple inclure dans sa définition le sol et l'épikarst et être considérée dans son ensemble comme une zone de transfert des eaux. Quoiqu'il en soit, présenter la structure karstique de façon générale est nécessairement un exercice de simplification d'une réalité complexe. Néanmoins cette simplification permet de faire ressortir des compartiments karstiques à l'hydrodynamisme spécifique qu'il convient d'explicitier.

> Épikarst

L'épikarst constitue la partie superficielle de l'aquifère. Il se caractérise par un degré élevé de fracturation et d'altération qui lui confère une perméabilité et une porosité élevées. Il collecte les eaux de surface et les redistribue à la zone inférieure. Il peut avoir une fonction régulatrice car le transfert des eaux vers la zone inférieure peut être plus ou moins long. Dans ce cas il peut constituer un aquifère perché temporaire (Bakalowicz, 1995). L'épikarst peut être à nu ou bien recouvert d'un sol constituant alors une interface supplémentaire entre l'atmosphère et le massif. En effet, le sol, doté de propriétés hydrodynamiques spécifiques, conditionne le transfert des eaux aux parties inférieures. Il joue de plus un rôle dans la karstification puisqu'il supporte la végétation.

> Zone non-saturée (ZNS)

La zone non-saturée, aussi appelée zone d'infiltration, ou zone vadose, reçoit les eaux transitant par l'épikarst et les transfère jusqu'à la zone saturée. L'eau s'écoule dans la zone non-saturée à travers des conduits qui assurent un transfert plus ou moins rapide selon leurs dimensions et la complexité de leur agencement

(Bakalowicz, 1996). La zone non-saturée permet également le transfert de l'eau jusqu'à la zone saturée via les minces discontinuités du massif. Les écoulements sont alors plus lents qu'à travers les conduits. À l'échelle du massif, la composante générale des écoulements dans la zone non-saturée est verticale, du fait du développement d'un réseau karstiques sub-vertical hérité des phases antérieures de régression du niveau de base. Cependant, à l'échelle locale, la réalité des circulations dans la zone non-saturée est souvent beaucoup plus complexe.

> Zone saturée (ZS)

La zone saturée, aussi appelée zone noyée, ou dans certains cas zone phréatique, est alimentée par les eaux de la zone non-saturée et correspond à la partie profonde de l'aquifère. Elle peut également être assimilée à la nappe dont la hauteur du toit est variable dans l'intervalle des battements d'une zone dite épinoyée. La zone saturée constitue la dernière étape avant la décharge des eaux dans le cours d'eau attenant au massif. En effet cette zone est généralement liée de façon directe à au moins une émergence constituant une terminaison du système karstique.

A.2.3. Fonctions

Les fonctions transmissives et capacitives présentent la particularité de pouvoir être dissociées dans les aquifères karstiques (Arfib et Lismonde, 2010). Généralement, il est convenu que chaque fonction relève d'un type de vide défini par sa taille (ou porosité), sa perméabilité et sa connectivité au réseau perméable. La fonction transmissive relèverait ainsi plutôt des vides karstiques, tandis que la fonction capacitive relèverait de la totalité des vides, avec des temps de renouvellement variables. Cette vision simplificatrice doit être affinée afin de mieux appréhender les fonctions hydrologiques du karst. Il faut par conséquent comprendre à quels éléments de structure ces fonctions peuvent être associées, et surtout à quels contextes hydrologiques.

> Fonction transmissive

Tous les vides du karst sont susceptibles d'assurer la transmission des eaux dans la mesure où ils sont connectés entre eux. Ce rôle est donc assuré par les fissures, mais aussi et surtout par les conduits dont les dimensions favorisent la circulation des eaux. Ainsi la fonction transmissive reste principalement assurée par les conduits qui forment le réseau de drainage principal à travers la zone non saturée et la zone saturée. Ce réseau permet la connexion hydraulique entre un ou plusieurs points d'entrée des eaux dans le système, et un ou plusieurs points de sortie vers le cours d'eau.

> Fonction capacitive

Plusieurs éléments structuraux du karst peuvent permettre le stockage des eaux. Les fissures, plus difficilement drainées que les conduits, peuvent assurer ce rôle et stocker des réserves (Dörfliger, 2010). L'épikarst peut également assurer cette fonction, dans la mesure où il peut constituer un aquifère perché temporaire. L'épikarst et les fissures en zone non saturée et en zone saturée peuvent donc participer au soutien d'étiage puisqu'ils stockent temporairement un certain volume d'eau pour le redistribuer progressivement.

Le stockage de l'eau peut également se faire via de grands vides souterrains. Ces vides remplis d'eau peuvent être des drains actifs ou d'anciens drains abandonnés par les circulations principales (drains noyés mentionnés précédemment). Étant donné qu'ils peuvent se situer à plusieurs centaines de mètres sous le niveau de base, la ressource qu'ils représentent est conséquente en termes de volume. Une partie des volumes de stockage se trouve également dans la porosité matricielle. En somme, la fonction d'un vide karstique est donc bien tributaire du contexte hydrologique. Ainsi les conduits, généralement associés à une fonction transmissive, peuvent assurer le stockage de l'eau lorsqu'ils sont situés sous le niveau de l'exutoire.

A.2.4. Quelques références pour approfondir le sujet

- Arfib B., Lismonde B., 2010. Fonctionnement hydrogéologique des karsts. P. Audra, Association Française de Karstologie. Grottes et karsts de France, pp.24-25, Karstologia Mémoires 19
- Morel L., Lismonde B., 2010. Crues et mises en charge. P. Audra, Association Française de Karstologie. Grottes et karsts de France, pp.28-29, Karstologia Mémoires 19

A.3. MISE EN PLACE DE LA KARSTIFICATION ET GRANDS TYPES DE FONCTIONNEMENT DES ECHANGES KARST – RIVIERE COMPARABLES AU SITE D’ETUDE DE LA CEZE

Cette partie présente synthétiquement les différentes typologies de formation karstique qui peuvent se présenter dans un contexte hydrogéologique proche du site de la Cèze ainsi que les principaux types de fonctionnement des échanges hydrauliques entre le cours d’eau et le karst dans sa traversée du plateau calcaire. Les typologies présentées ci-après concernent la karstification au sein de formations géologiques carbonatées.

A.3.1. Par origine des eaux

La présentation du karst faite précédemment met principalement en avant un type de karst où les eaux de surface s’écoulent de haut en bas à travers la zone non saturée puis saturée jusqu’à l’exutoire. Les écoulements souterrains continuent sans cesse de développer la karstification de la roche. Suivant le réseau karstique initial emprunté, les eaux souterraines sont drainées à travers des chemins de circulation plus longs et parfois même remontent de la profondeur. Ainsi, plusieurs typologies de karstification peuvent être observées sur le terrain. Dans ce rapport sont décrits deux types de karstification observables sur le site d’étude de la Cèze soit les karsts épigènes et hypogènes.

> Karstification épigène

Les karsts épigènes doivent leur formation et leur fonctionnement à des eaux météoriques (Figure 15). La spéléogénèse procède bien du double mécanisme explicité précédemment, à savoir, la dissolution de la roche (processus chimique) grâce à l’acidité des eaux conférée par la concentration en CO_2 biogénique et l’érosion due à l’écoulement gravitaire des eaux (processus physique) grâce au gradient hydraulique.

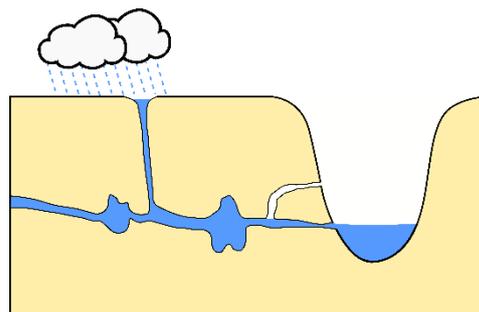


Figure 15 : Karst épigène

> Karstification sous couverture

On parle de karst sous couverture par crypto-altération (Figure 16) lorsque le processus d’altération de la roche se fait sous couverture détritique, pédologique ou alluviale (Nicod, 1975). La présence d’eau dans la ou les formations de couverture, permettant un écoulement gravitaire et donc une infiltration dans la roche encaissante, déclenche le processus d’altération et donc de karstification. Cette crypto-altération (ou crypto-karstification dans le cas d’une roche karstique) est responsable de l’établissement de nombreuses formes de surfaces telles que les cryptolapiaz ou les cryptodolines, révélées par la suite par le déblaiement de la couverture (Jouves, 2018).

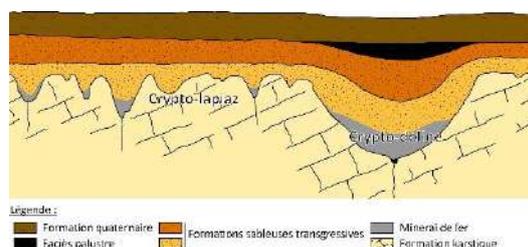


Figure 16 : Coupe schématisée d'un karst sous couverture ; le toit de la formation karstique est modelé en crypto-lapiaz et crypto-doline sous la couverture perméable sableuse ; l'altération du sable glauconifère a provoqué la libération du fer qui a épigénisé le toit du calcaire en minéral de fer (d'après Quinif et al., 2011)

> Karstification hypogène

Moins fréquente, la spéléogénèse hypogène est liée à la remontée d'eaux profondes (Figure 17). L'acidité des eaux, due aux concentrations en CO_2 et H_2S est dans ce cas de figure acquise en profondeur (Klimchouk, 2000). Des cavités singulières, telles que les salles-coupoles, résultent de ce type de spéléogénèse.

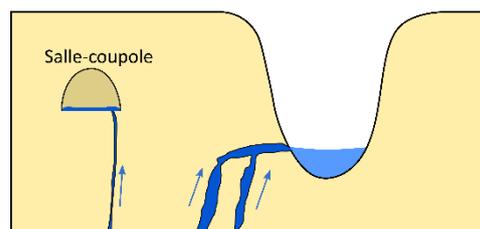


Figure 17 : Karst hypogène

Notons que pour un même massif, il est possible d'observer une conjonction des deux processus décrits plus haut. Un karst épigène peut ainsi comprendre une partie hypogène avec des remontées d'eaux profondes.

A.3.2. Par modalité de recharge

Un système karstique peut être qualifié selon ses modalités de recharge.

> Karst unaire

Un système karstique unaire dispose d'un impluvium totalement constitué de terrains karstifiables.

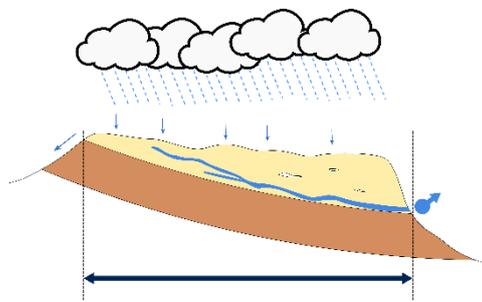


Figure 18 - Karst unaire

> Karst binaire

Les systèmes karstiques binaires sont ceux dont les impluviums sont constitués à la fois de terrains karstifiables et de terrains non-karstifiables qui concentrent les eaux en un point d'infiltration.

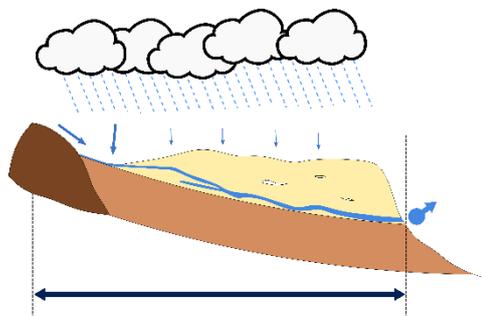


Figure 19 - Karst binaire

A.3.3. Quelques références pour approfondir le sujet

- Audra P., 2010. La spéléogénèse épigène, Association Française de Karstologie. Grottes et karsts de France, pp.58-59, Karstologia Mémoires 19 ;
- Bailly-Comte V., Jourde H., Pistre S., 2009. Conceptualization and classification of groundwater-surface water hydrodynamic interactions in karst watersheds: Case of the karst watershed of the Coulazou River (Southern France). Journal of Hydrology 376, 456-462 ;
- Fleury P., 2005. « Aquifères karstiques côtiers ». Sources sous-marines et aquifère karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie – Paris VI. Pp. 40-47 ;
- Jouves J., 2018, Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques : de la karstologie aux modèles numériques 3D. Thèse de doctorat de l'université Aix-Marseille.