Effets des variations de pression sur la corrosion dans les aquifères karstiques

par

Al. Bulgăr

Le fonctionnement hydraulique des systèmes karstiques permet d'envisager la possibilité d'échange de gaz au dessous de la surface phréatique. Le régime transitif se révèle, en ce sens, un élément essentiel dans l'évolution des systèmes karstiques.

Le régime hydrologique des systèmes karstiques reflète la complexité des conditions lithologiques, de structure et tectoniques propres aux régions karstiques.

Chaque bassin karstique possède une individualité distincte, ce qui nous oblige à traiter d'une manière déterministe le régime hydrologique des systèmes karstiques en tenant compte de la structure de l'aquifère et du fonctionnement hydraulique du système.

En général la vitesse de mouvement des eaux souterraines est suffisamment réduite pour rendre négligeable l'énergie cynétique lieé à leur mouvement.

Ainsi donc, le mouvement des eaux souterraines se produit uniquement sous l'effet des forces de pression.

Ces considérations demeurent valables tant que nous envisageons un liquide parfait s'écoulant dans un milieu homogène et isotrope.

De ce point de vue, un aquifère karstique représente un cas tout à fait différent.

Les voies de circulation de l'eau dans les calcaires présentent, le plus souvent, des directions préférentielles et des concentrations locales qui rendent la circulation des eaux nettement différente de celle des roches à perméabilité interstitielle.

Pourtant, lorsque nous considérons la situation à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère et que la densité de fissuration est élevée, les voies de circulation de l'eau communiquent entre elles en formant un réseau spatial dense et homogène. Dans ces conditions, l'écoulement dans les aquifères karstiques pourrait être assimilé à l'écoulement à travers des roches poreuses, isotropes.

Dans l'écoulement souterrain, le mouvement de l'eau peut être considéré un mouvement potentiel, résultant de la distribution du champ de pression.

En appliquant à un aquifère karstique les lois du mouvement potentiel, Rhoades et Sinacori (1941) déterminent la distribution de la fonction de potentiel ainsi que la fonction de courant dans les conditions d'un aquifère à alimentation uniforme et diffuse ayant une seule exurgence (Fig. 1 a). Dans cette situation, la distribution des pressions peut être suivie à l'aide des surfaces équipotentielles à partir desquelles peuvent être tracées les lignes de courant, perpendiculaires en chaque point aux surfaces équipotentielles.

Trav. Inst. Spéol. «Emile Racovitza», t. XIV, p. 217 — 225, Bucarest, 1975

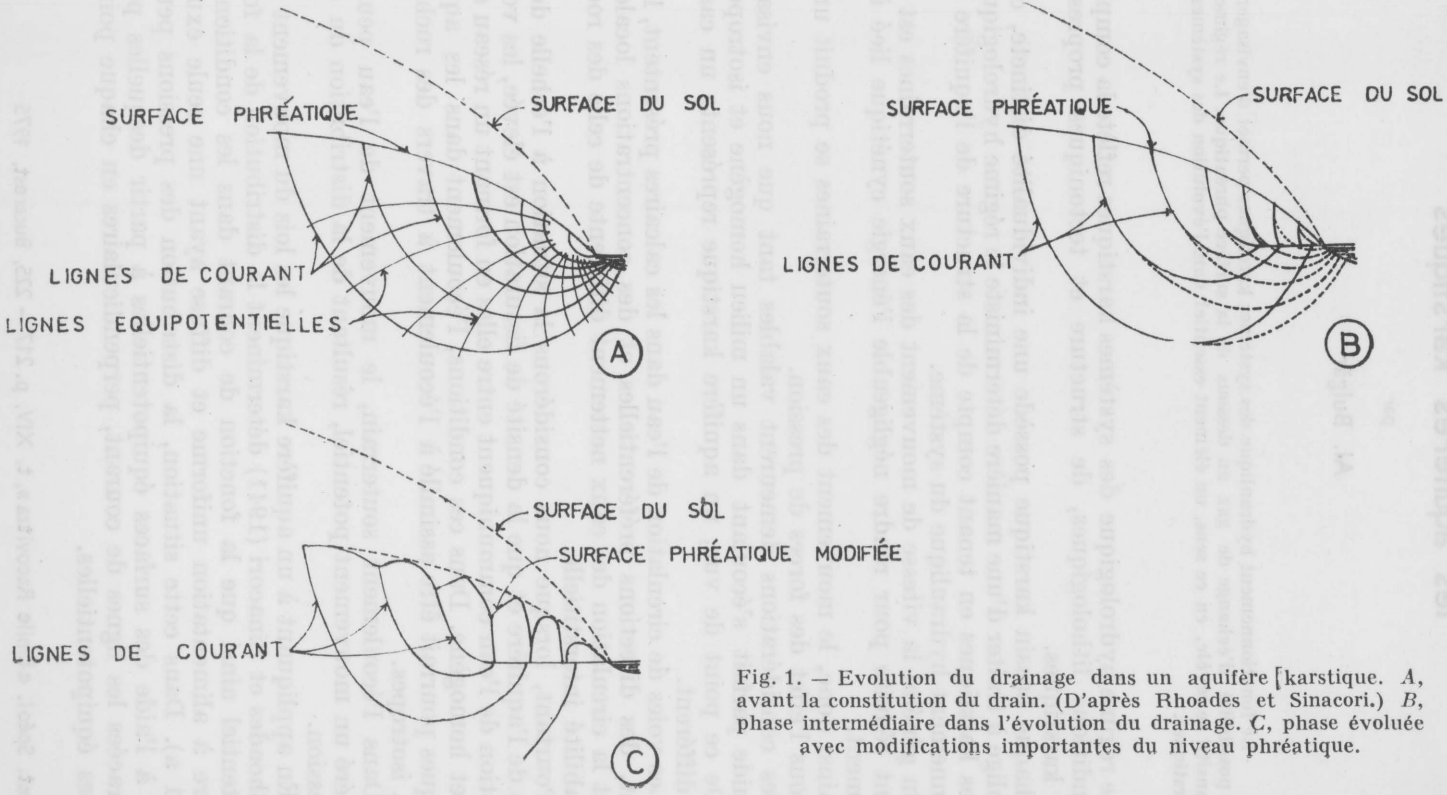


Fig. 1. — Evolution du drainage dans un aquifère karstique. *A*, avant la constitution du drain. (D'après Rhoades et Sinacori.) *B*, phase intermédiaire dans l'évolution du drainage. *C*, phase évoluée avec modifications importantes du niveau phréatique.

Pour une distribution uniformément radiale du débit dans la zone d'exurgence et en appliquant la condition de continuité, on obtient un réseau à densité maximum dans la zone d'exurgence, où se trouve concentré le débit de l'ensemble de l'aquifère.

La variation des pressions suit une courbe ascendante avec l'accroissement de la profondeur pour diminuer ensuite à l'approche de l'exurgence. Ainsi donc l'exurgence se manifeste comme une dépression dont l'influence est d'autant plus forte que le débit en est plus grand.

En assimilant l'écoulement dans les roches fissurées à l'écoulement dans les milieux poreux, on procède, toujours, d'une manière approximative, acceptable seulement à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère karstique.

L'anisotropie hydraulique des massifs calcaires rend possible la constitution, dans les limites du même aquifère karstique, de plusieurs réseaux relativement indépendants.

La géométrie variable des conduits karstiques détermine des variations importantes dans le régime de l'écoulement et implicitement dans la distribution spatiale des pressions.

La présence de l'exurgence, comme zone dépressionnaire vers laquelle convergent les lignes de courant, détermine la concentration du drainage dans son voisinage en activant la dissolution du calcaire. En conséquence, les conduits de la zone d'exurgence s'élargissent, ce qui amène un déplacement régressif de la dépression.

On arrive ainsi à un remaniement des directions de circulation, le processus de corrosion ayant comme nouvelle base la position avancée de la dépression. Il résulte du déplacement régressif de la dépression la constitution d'un drain principal partant de l'exurgence vers l'intérieur du corps phréatique (fig. 1 b).

Plusieurs drains secondaires se développent en partant du drain principal, l'ensemble constituant un réseau spatial dendritique, formé de drains et de leurs systèmes annexes.

L'orientation du drain principal dépend en premier lieu de la nature des processus hydrodynamiques de la zone d'influence de la dépression, la direction des fissures et des joints ayant, le plus souvent, une importance secondaire dans la détermination de la direction de drainage.

Du point de vue hydrodynamique, le drain crée une discontinuité dans la masse de l'aquifère, en séparant deux domaines avec des caractéristiques nettement distincts (fig. 1 b, c).

La zone inférieure située au-dessous du niveau du drain est moins affectée par la présence de la dépression. A l'exception de la zone active de l'extrémité du drain, les lignes de courant s'espacent, l'écoulement se faisant sous pression, en direction ascendante. La corrosion a une action modérée, les processus morphogénétiques étant ceux spécifiques pour le régime bathyphréatique.

La zone supérieure s'étend du niveau du drain jusqu'à la surface phréatique, son fonctionnement hydraulique étant entièrement régi par la dépression du drain. On va analyser par la suite la situation des conduits qui alimentent le drain ainsi que leur évolution dans les conditions de la couche phréatique à laquelle ils appartiennent.

La vitesse maximum que l'eau peut atteindre dans un conduit est déterminée par l'équilibre qui s'établit entre l'action de la force de gravitation et les pertes de charge hydraulique *.

Le régime de la zone phréatique située au-dessus du drain évoluera d'une façon différente, en fonction de la présence de fissures ou de conduits de largeur différentes.

Quand les conduits sont larges, le drainage s'effectue rapidement ($Q = 1$ l/s pour $d = 10$ cm) et le régime d'écoulement sous pression ne peut se maintenir que temporairement, tant que le débit d'alimentation dépasse le débit maximum du conduit.

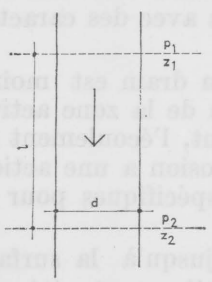
A l'endroit des conduits verticaux de grand diamètre qui percent la surface phréatique, celle-ci s'interrompt, présentant des dicontinuités en surface et des déformations verticales correspondantes (fig. 1 c).

Mais lorsque les conduits ont un diamètre réduit, comme pour la plupart des aquifères karstiques non évoluées, le débit d'alimentation demeure au-dessus du débit maximum des conduits et le régime de l'écoulement se maintient sous pression. Ainsi, un conduit vertical de 1 cm de diamètre draine seulement 0,14 l/s ($v = 29$ cm/s), le débit diminuant davantage dans le cas où le conduit est incliné ($Q = 0{,}10$ l/s pour une inclinaison de 30°). On remarquera que, à cause de cela, les conduits à grande pente auront une évolution plus rapide, devenant des drains secondaires préférentiels.

Lorsque l'élargissement se propage jusqu'à la surface phréatique, l'écoulement sous pression cesse et l'ensemble de la zone modifie son régime. Cependant, tant que l'élargissement des drains verticaux affecte seulement leur extrémité inférieure, la vitesse dans le drain n'augmentera pas, le débit d'alimentation dépendant du diamètre supérieur du conduit.

Le débit se maintenant constant, la vitesse dans la zone à section élargie diminuera beaucoup, l'écoulement devenant laminaire et la perte de charge étant pratiquement nulle.

Si l'on observe, par exemple, un conduit de 10 cm de diamètre alimenté par un conduit de 1 cm de diamètre, le débit demeure constant mais la vitesse diminue de 29 cm/s dans le conduit d'alimentation à 0,3 cm/s seulement dans le conduit collecteur.



ρ = densité (kg/m^3)
λ = coefficient de la perte de charge
γ = poids spécifique $= \rho g$

* L'équation de Bernoulli et celle de continuité pour un conduit de section constante prennent la forme :

$$z_1 + p_1 + \frac{v^2}{2g} = z_2 + p_2 + \frac{v^2}{2g} + h_r$$

$$Q = \frac{d^2}{4}$$

où v = la vitesse moyenne dans la section (m/s)
g = accélération gravitationnelle
z_1 et z_2 = hauteurs relatives rapportées à un plan de référence (m)
p_1 et p_2 = pressions correspondantes aux positions z_1 et z_2 (N/m^2)
h_r = pertes de charge hydraulique ($h_r = h_l + h_\zeta$). Si les pertes de charge locales sont négligeables, le débit du conduit résulte :

$$Q = \frac{\pi d^2}{4}\sqrt{[(p_1 - p_2) - (z_2 - z_1)\gamma]\frac{2d}{\lambda \rho l}}$$

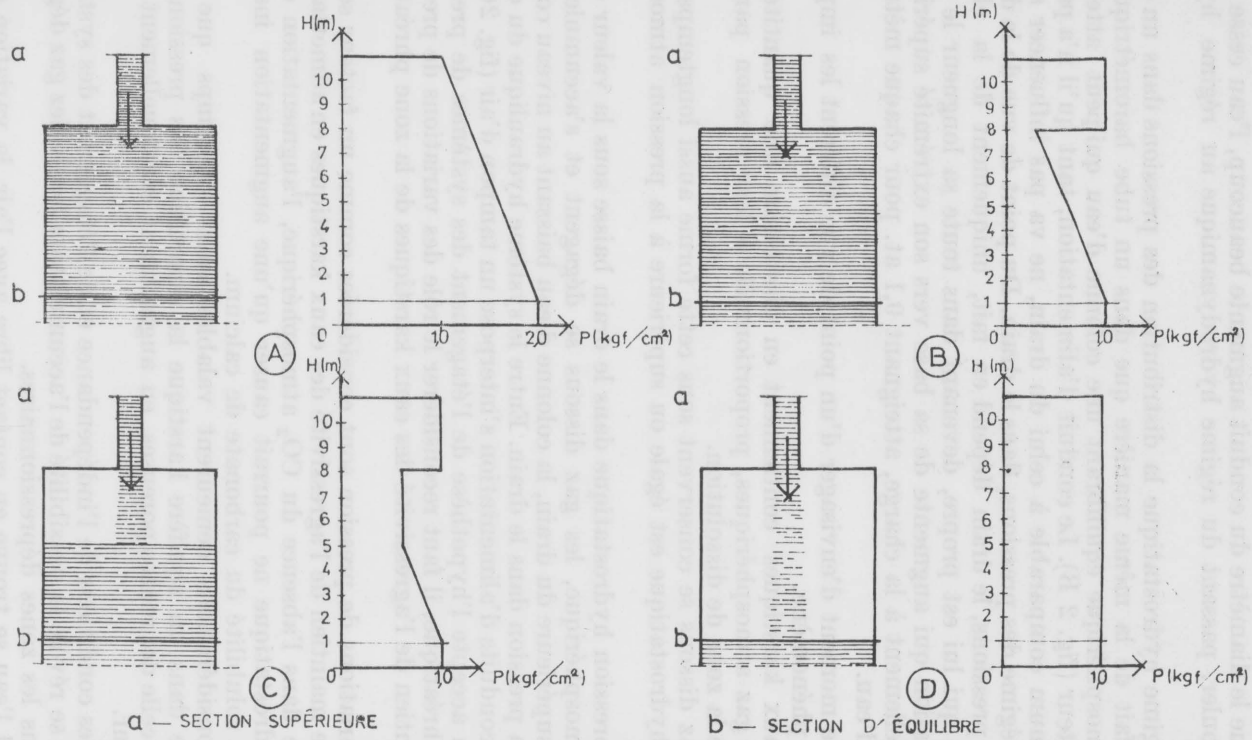


Fig. 2. — Mécanisme de l'apparition du tampon gazeux. *A*, distribution des pressions dans un conduit sous pression lorsque $Q_a \geqslant Q_b$. *B*, distribution des pressions dans le même conduit lorsque $Q_a < Q_b$. *C*, formation du tampon gazeux. *D*, rééquilibration de la colonne d'eau en fonction de la pression atmosphérique.

Lorsque le diamètre du conduit augmente beaucoup, l'eau cesse presque de s'écouler, passant du régime hydrodynamique au régime hydrostatique.

En régime hydrostatique la distribution des pressions dans un drain vertical se fait de la même manière que dans un tube barométrique, la pression atmosphérique équilibrant une colonne d'eau qui peut atteindre 10 m de hauteur (fig. 2 B). Le conduit d'alimentation, tant qu'il n'a pas un débit maximum comparable à celui du drain, ne va pas influencer sensiblement le régime des pressions, dans le drain. Du point de vue de la distribution des pressions, le drain dépend en fait, uniquement de la charge hydraulique qui lui est propre, devenant dans toute sa longueur le siège d'une dépression qui augmente de sa base vers son extrémité supérieure, proportionnellement à la charge, atteignant 0,1 at. pour chaque mètre de la colonne d'eau.

C'est le moment d'envisager d'un point de vue différent les implications de ce phénomène.

Les eaux karstiques contiennent en dissolution une quantité importante de gaz atmosphériques, proportionnelle à leur pression partielle dans l'air de la zone de dissolution.

Les gaz dissous se conservent sous cette forme aussi longtemps que la pression hydrostatique est égale ou supérieure à la pression atmosphérique.

Si la pression hydrostatique dans le drain baisse sous la valeur de la pression atmosphérique, les gaz dissous se dégagent et s'accumulent à l'extrémité supérieure du drain, la colonne d'eau baissant au niveau correspondant à la pression dans le drain. Entre le système hydraulique du drain et celui des conduits d'alimentation s'interpose un tampon d'air (fig. 2C,D).

Si l'on accepte l'hypothèse de l'étagement des systèmes de pression de la zone phréatique, il faut reconsidérer le rôle des variations de pression dans le maintien de l'agressivité des eaux karstiques de la zone phréatique supérieure.

Les variations de pression sont considérées comme un facteur secondaire dans le maintien de l'agressivité des eaux karstiques en admettant en général, que dans l'absence du CO_2 atmosphérique, l'augmentation de la pression hydrostatique ne pourrait causer qu'une augmentation insignifiante de la solubilité du carbonate de calcium.

Ces considérations demeurent valables aussi longtemps que l'on suppose que dans un aquifère karstique la répartition des pressions est semblable à celle des roches poreuses, en augmentant continuellement avec la profondeur.

Dans les conditions de l'indépendance et de l'étagement des systèmes de pression, se révèle la possibilité de l'accumulation locale dez gaz dégagés de l'eau dans les zones dépressionnaires.

Quand l'eau se trouve en contact libre avec l'air, la variation de la pression entraîne la modification proportionnelle de la pression partielle du bioxyde de carbone et sa dissolution ou son dégagement de la solution.

Quand la pression baisse dans le drain, le bioxyde de carbone se dégage de la solution en même temps que le reste des composants gazeux. Inversement, quand la pression augmente dans le drain, le CO_2 se dissout et l'agressivité des eaux augmente proportionnellement.

L'air qui se trouve dans le drain joue le rôle d'un réservoir tampon de CO_2 capable de refaire l'agressivité des eaux.

★

Les difficultés d'accès dans la zone inondée de l'aquifère empêche le plus souvent l'observation directe de ce processus. Toutefois, dans les rares occasions où l'homme a pu pénétrer au-dessous de la surface phréatique, on a pu observer des cas correspondant à la situation décrite ci-dessous.

Dans le massif Schneealpe, à l'occasion du percement d'un tunnel de 10 km de long, plusieurs galeries faisant partie du réseau karstique du massif, ont été intersectées. Bien que le tunnel ait été creusé sous le niveau phréatique et à plusieurs centaines de mètres au-dessous de la surface topographique, on a découvert une galerie que l'eau n'arrivait pas à remplir complètement, le niveau de l'eau dans la galerie dépendant du rapport entre le débit affluent et le débit effluent déterminé par la charge hydraulique locale.

Une situation plus fréquemment rencontrée quoique moins typique, est celle des galeries présentant des siphons qui ne sont obstrués qu'en période de crues, comme c'est le cas de la grotte Bulba du plateau de Mehedinți. Les siphons terminaux de cette grotte ne peuvent drainer tout le débit du système karstique dans les périodes de crues. Pendant les crues, l'eau s'accumule en amont du siphon terminal, ce qui entraîne l'élévation du niveau de l'eau d'environ 5 m dans la galerie principale.

Etant donné que, dans ces conditions, les galeries affluentes fonctionnent à plein débit, l'air de la galerie principale ne peut être évacué par les galeries affluentes, de sorte que le volume initial d'air sera comprimé dans l'espace restant libre dans la galerie.

Cela permettra la dissolution d'une quantité supplémentaire de CO_2 qui accroît l'agressivité de l'eau dans la zone du siphon terminal.

Outre l'observation directe des systèmes karstiques en fonction, qui restent sporadiques par la force des circonstances, il est possible de reconnaître l'effet de l'action des dépressions dans la configuration actuelle des galeries fossiles.

Au plafond des galeries ayant fonctionné comme drains principaux on rencontre fréquemment des conduits terminés en cul de sac. Elles présentent des formes de corrosion régressive dues à la présence d'une dépression locale, formes dont l'évolution a été interrompue au moment où un drain préférentiel du voisinage a percé la surface phréatique en interrompant l'écoulement sous pression.

L'effet de corrosion se trouve accru par le mélange des eaux à concentration différente en $CaCO_3$, mais on remarquera que la formation de galeries en cul de sac au plafond des drains ne nécessite pas la présence d'un débit affluent. Chaque anfractuosité du plafond qui peut retenir l'air est capable d'évoluer vers une galerie en cul de sac, par le simple jeu du niveau de l'eau dans le drain.

La présence des dépressions sur le tracé des conduits karstiques est connue depuis longtemps. Dans l'anse supérieure d'un siphon karstique se manifestent des dépressions énergiques qui pourraient causer le dégagement des gaz dissous avec toutes les conséquences rappelées plus haut.

Les siphons sont cependant un phénomène assez rare à cause du rythme rapide de leur évolution. Ils corrigent ainsi leur tracé dans un laps de temps relativement court, en cessant de fonctionner comme des siphons.

Un exemple plus fréquent de formation des dépressions a été donné par Knebel (1906). Il s'agit de dépressions dynamiques formées en régime d'écoulement sous pression, lorsque dans la section d'un conduit survient un étranglement. La pression hydrodynamique dans un conduit est liée à la vitesse (équation de Bernoulli) et celle-ci, à son tour, est liée au rapport entre débit et pression, conformément à l'équation de continuité.

Dans la situation de l'étranglement du conduit, pour que le débit drainé demeure constant, la vitesse doit augmenter proportionnellement à la diminution de la section. L'accroissement de la vitesse provoque l'accroissement de la pression hydrodynamique. Etant donné que la somme des pressions (hydrodynamique et hydrostatique) demeure toujours constante, l'augmentation de la pression hydrodynamique entraîne la diminution de la pression hydrostatique dans la section étranglée. Si un conduit affluent débouche dans la zone étranglée, l'eau en sera absorbée par le conduit collecteur et la corrosion dans le conduit affluent en sera activée. Ce processus, dénommé corrosion régressive par Knebel, a comme point de départ la dépression causée par l'exurgence, progressant ultérieurement en amont. On peut considérer que chaque conduit par lequel s'effectue un écoulement, exerce sur les zones d'eau stagnante ou à vitesse de mouvement réduite, une force d'absorbtion proportionnelle au rapport qui existe entre les vitesses respectives. Le résultat de l'action des dépressions sera aussi un réseau dendritique de drainage.

Le parallélisme est évident entre la direction d'action de la corrosion régressive concernant les dépressions hydrodynamiques et celle concernant les dépressions hydrostatiques. De ce point de vue, la théorie de Knebel parachève les considérations antérieures sur le régime des pressions dans un aquifère karstique, en insistant sur le rôle des dépressions dynamiques.

La théorie de Knebel attire l'attention par le fait qu'il met en évidence un mécanisme capable de provoquer des dépressions en n'importe quel point de l'aquifère, sans tenir compte du niveau de l'exurgence. Malheureusement, la dépression que pourrait faire naître l'étranglement du conduit est trop faible pour causer des modifications sensibles dans le chimisme du gaz carbonique.

★

De tout ce qui précède, il ressort que le mouvement de l'eau dans un aquifère karstique dépend directement de la distribution des pressions dans l'aquifère. Il s'agit en premier lieu, de la pression hydrostatique mais on ne peut négliger le rôle de la pression hydrodynamique dans l'organisation des réseaux karstiques dans tous les cas où le gradient de la pression hydrostatique est suffisamment réduit.

Dans un aquifère karstique, la pression ne se transmet pas toujours sur toute son épaisseur, ce qui rend possible la constitution de systèmes de pression étagés, à régime hydraulique indépendant.

L'existence de ces systèmes dépend de l'alimentation de l'aquifère, de sorte que leur nombre sera différent en fonction du régime hydrologique. Au moment des crues peuvent apparaître des systèmes suspendus, au-des-

sus de ceux existant antérieurement ou inversement, les systèmes inférieurs envahis par l'eau se rattachent aux systèmes supérieurs, en formant un système commun.

Toutes ces modifications se répercutent sur le processus de dissolution et de transport du bioxyde de carbone dans le souterrain, pouvant contribuer à l'accroissement de l'agressivité des eaux se trouvant au-dessous de la surface phréatique.

Les variations du régime hydrologique et, en particulier l'intensité et la fréquence des crues se révèle ainsi comme un facteur déterminant dans l'évolution des réseaux karstiques, en contribuant d'une manière substantielle à accroître la corrosion dans toutes les périodes de régime transitoire.

Bien que le dégagement du CO_2 de la solution ne puisse se faire que sous une pression moindre que la pression d'équilibre, respectivement au-dessus du niveau de l'exurgence ou très peu sous son niveau, le fait qu'il existe la possibilité d'échanges de gaz sous le niveau phréatique nous permet d'envisager d'un angle nouveau l'un des problèmes les plus discutés de la karstologie — le maintien de l'agressivité des eaux phréatiques.

Bibliographie

1974 Bleahu M., *Morfologia carstică*. Ed. ştiinţifică, Bucureşti.
1971 Creţu I., *Hidraulică generală*. Ed. didactică şi pedagogică, Bucureşti.
1941 Rhoades R. &Sinacori M. N., *Pattern of ground water flow and solution*. Journ. Geol., LIX, 8, 785—794.

Institut de Météorologie et Hydrologie
Bucarest
Reçu le 26 janvier 1975