

Observations sur les processus d'altération et leur influence dans la structuration locale du karst et des aquifères.

Didier Cailhol

► **To cite this version:**

Didier Cailhol. Observations sur les processus d'altération et leur influence dans la structuration locale du karst et des aquifères. : Les exemples du Doubs et de la Dordogne. KARSTOLOGIA, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie, 2016. hal-01838106

HAL Id: hal-01838106

<https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01838106>

Submitted on 13 Jul 2018

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

Public Domain

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

Didier CAILHOL

Laboratoire EDYTEM,
Université de Savoie Mont Blanc,
didier.cailhol@univ-smb.fr

Observations sur les processus d'altération et leur influence dans la structuration locale du karst et des aquifères

Les exemples du Doubs et de la Dordogne

RÉSUMÉ : À partir des approches systémiques, les concepts géologiques sur le karst ont évolué avec la prise en compte de la diversité et la variabilité des processus en jeu. La question des karsts gravifiques, hypogènes et littoraux est appréhendée dans des contextes variés et plus particulièrement dans le contexte des bassins sédimentaires (Husson, 2013). La karstification sous couverture ou cryptokarstification a fait l'objet de nombreuses études et se trouve maintenant bien comprise dans sa mise en place et ses évolutions (Renault, 1967 ; Nicod, 1994 ; Combes, 1978 et 1998 ; Jaillet, 2000 ; Quinif et Vergari, 1997). Avec la fantômisiation, les processus d'altération sont mis en évidence pour la structuration des systèmes karstiques et pour des échelles géographiques parfois importantes (Bruxelles 2001 et 2002 ; Cailhol, 2015 ; Dandurand, 2011 ; Dubois et al., 2014 ; Quinif 1999, 2010). Auparavant, différents travaux avaient déjà pointé ces phénomènes et évoqué des processus à même de contribuer à leur installation (Aubert, 1975 ; Fénelon, 1976). Par ailleurs, ces processus sont généralement invoqués pour expliquer la présence de nombreuses cavités en roches silicatées non carbonatées (Willems et al., 2005) Les observations et les études réalisées dans différentes régions montrent à propos de la fantômisiation, la nécessité de contextes de basse énergie, de climats particuliers et de temps long pour installer des mises en solution et des hydrolyses au sein des séries

carbonatées. Ces préalables sont nécessaires à la mise en place des formes d'altération et à leur évolution potentielle vers des cavités et des systèmes spéléologiques (Dubois et al., 2014). Ce sont les travaux de sédimentologues, de micro-bio-géologues et des géologues qui ont amené les éléments de compréhension des dynamiques et des mécanismes en jeux qui concourent, à terme, à l'installation puis l'évolution des profils d'altération de ce type (Boulvain, 2011 ; Kędzierski, 2015 ; Wyns, 2002). Cet article propose de passer en revue à travers les exemples situés dans le massif du Jura et dans la bordure du Bassin aquitain, en Dordogne, les conditions d'installation de cette karstification par fantômisiation et pour les paysages, les morphologies actuelles s'y rapportant. Il sera également abordé le contexte des évolutions de ces structururations par rapport aux réseaux des systèmes du karst classique et leur raccordement avec des fonctionnalités, comme évoqué dans « Control of vertical cave pattern » par Audra et Palmer (2013).

MOTS-CLÉS : karstification, altération supergène, diagenèse, système karstique.

ABSTRACT: THE INFLUENCES OF THE WEATHERING PROCESSES ON THE KARST STRUCTURES AND THE AQUIFERS. EXAMPLES AND OBSERVATION IN THE DOUBS AND DORDOGNE REGION (FRANCE). Many studies have shown the role of the weathering in karst and speleogenesis with Ghost Rocks and corridors as important aerial

and subterranean landforms (Bruxelles, 2001, 2002; Cailhol, 2015; Dandurand, 2011; Dubois et al., 2014; Quinif 1999, 2010). In the past, geologists or geographers have soon described these phenomena but without explanations of the processes (Aubert, 1975; Fénelon, 1976).

The recent studies realized in different areas, in Europe mainly, have pointed the necessity of a low energy context, specific climate and long duration to install the chemical processes (solubility and hydrolysis) in the sedimentary unit, precondition to install, in a second step, caves and caves networks (Dubois et al., 2014), but the question of the initiating conditions is still open. Thus, the researches in the fields of the sedimentology and the microbiology or biogeology are a support to identify and understand the initial conditions of the weathering, and the dynamic of the evolutions of the processes during time and in the space (Boulvain, 2011; Kędzierski, 2015; Wyns, 2002).

With the examples of the Jura Massif, and the Dronne Valley in the Aquitanian Basin, this article will try to make a review of the contextual conditions of the weathering and their influences of the karst organization and the landforms. The topics of the initial conditions and their evolution will be discussed in order to propose different steps for the evolution of the karstification and the organization of a karst system.
KEY WORDS: karstification, weathering, supergene, diagenesis, Karst system.

Introduction et cadre d'observation

Avec les apports des travaux des sédimentologues et des géologues spécialistes des altérations en milieu continental, la karstification par

fantômisiation est maintenant de mieux en mieux appréhendée par les karstologues. Ces dernières années, les études et les observations se sont attachées à décrire et identifier les processus en jeu et leur implication à l'échelle d'un site afin de

pouvoir déterminer leur implication sur la karstogenèse et la structure du karst qui en découle. L'approche à partir des bilans d'énergie amène également une meilleure contextualisation de ces phénomènes et des éléments de compréhension sur la

récurrence de certaines morphologies. À partir de ces démarches, il peut être utile de s'interroger sur l'importance du contexte structural de la géologie et de son évolution sur le temps long pour comprendre les dynamiques en jeu et leurs conséquences sur les phases successives de la karstification. Les contextes de la Dordogne en bordure du Bassin aquitain, à proximité du Massif central et ceux du massif du Jura et de la Côte chalonaise en bordure des fossés d'effondrement issus du rift ouest européen, constituent des cadres de réflexions intéressants pour ces questionnements.

I. Les processus en jeu dans la karstification

Aborder la morphologie et la structuration du karst nécessite d'appréhender les interactions et les dynamiques d'évolution qui affectent la structure géologique en fonction du temps, des gradients d'énergie, des intensités de vecteurs tels que l'eau et des potentiels de dissolution qui peuvent s'installer. La compréhension de ces modalités demande des approches à différentes échelles spatiales et temporelles pour identifier, ordonner et hiérarchiser les phénomènes et les dynamiques en jeu.

L'approche consiste donc à comprendre de quelle manière ces phénomènes vont influencer l'organisation et la morphologie des vides qui en découlent, comment des résistances à l'altération vont s'installer et perdurer ainsi que la façon dont les structures et les quantités de résidus vont se retrouver ou non dans les paysages hérités.

A. La mise en solution

La dissolution des roches carbonatées (calcaire et dolomie) est un ensemble complexe de réactions mettant en jeu trois phases : solide (la roche, CaCO_3 ou $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), liquide (l'eau et ses substances en solution), gazeuse (notamment le CO_2 produit dans les sols). Dans la majorité des karsts, ces réactions se produisent entre l'eau et l'air (dissolution ou évaporation du CO_2), entre l'eau et la roche (dissociation des minéraux carbonatés) et à l'intérieur de la solution (combinaison des différents ions entre eux) (Bakalowicz, 1979).

Certains minéraux comme la calcite sont dissous totalement et leurs ions sont évacués en solution. Cette mise en solution à partir de l'eau et du CO_2

produit cette altération des minéraux et contribue, à partir de discontinuités ou de réseaux poreux dans la roche carbonatée, à l'installation d'un système fonctionnel structuré dont la dynamique évolue en fonction du temps et des conditions environnementales. Dans les roches calcaires ou dolomitiques non récentes, où la porosité initiale a été largement colmatée au cours de la diagenèse d'enfouissement, le système devient réellement efficace à partir de l'installation d'une porosité secondaire qui structure et amplifie le processus pour permettre la circulation d'un volume important d'eau et de CO_2 dans des conditions de temps et d'énergie établies (Dreybrodt et al., 2005)

En fonction des contextes, d'autres agents peuvent intervenir dans le processus d'altération comme l'acide sulfurique dans des contextes hypogènes (Audra, 2017), l'acide nitrique avec la biocorrosion (Audra et al., 2017) et les actions bactériennes.

B. L'altération chimique par hydrolyse

Cette réaction est le processus par lequel un cation d'un minéral (carbonate) est remplacé par un anion H^+ dans une solution acide. Les conditions d'installation de cet abaissement de pH sont liées à la présence d'un potentiel ionique qui amène à la mobilité d'ions. Les origines de cette mobilité peuvent se trouver dans la nature et les processus sédimentaires en jeu lors des différentes étapes de la diagenèse ou plus tard, après l'émersion, à partir des couvertures des niveaux carbonatés, des conditions d'évolution des sols et des facteurs biologiques et environnementaux en jeu.

II. Les processus à l'échelle d'un bassin sédimentaire

Lors de la mise en place d'un bassin sédimentaire, des processus mettant en jeu des hydrolyses de différentes minéralisations vont intervenir lors de la phase de sédimentation et de la diagenèse précoce, opérée sous un enfouissement faible à nul. Lors de cette diagenèse précoce (également appelée éogénèse ou éodiagenèse), les fluides interstitiels sont d'origine marine ou météorique. Ils sont en contact avec la surface et avec le CO_2 atmosphérique. Leur chimie est directement contrôlée par l'environnement de surface et l'installation de processus bactériens associés. Lorsque l'enfouissement augmente, atteignant plusieurs centaines

voire plusieurs milliers de mètres, les fluides interstitiels sont alors différents de ceux trouvés en surface et contrôlent les processus de la diagenèse d'enfouissement (mésogénèse). Ultérieurement, s'il y a surrection et exhumation, ces carbonates anciennement enfouis retrouvent les conditions et les fluides de la surface, conduisant aux processus de la télogénèse (altération surpergène) (Tissot et Welte, 1978). Alors peuvent se produire les processus de karstification en milieu continental, dont ceux impliquant la karstification par fantômisation.

III. Les processus tardifs liés à l'évolution du bassin

Les conditions d'installation de processus d'hydrolyse peuvent également se produire suite à l'exhumation d'une série carbonatée préalablement enfouie avec les phases d'émersion. Les conditions environnementales, l'installation de terrain de couvertures à partir d'épandages de couvertures issues des processus d'érosion ou d'évolutions pédologiques, peuvent aboutir à des sols latéritiques si le climat est suffisamment humide et chaud. Cette altération supergène est liée aux transformations physiques et chimiques subies par les roches au contact de l'atmosphère et de l'hydrosphère. Ce type d'altération concerne aussi bien les roches silicatées que carbonatées présentes dans les zones de plus basse altitude. Les phénomènes d'hydrolyse s'exercent sur les matériaux primaires à partir des eaux d'infiltration, souvent dans un contexte de bas niveau d'énergie, du fait de la proximité avec le niveau de base régional. Il en résulte la production *in situ* de matériaux insolubles et l'exportation lente par renouvellement des eaux impliquées dans l'hydrolyse. Les processus d'altération qui en résultent, se mettent en place par le biais de phénomènes de dolomitisation secondaire. Ils se produisent dans ce cas, à la suite de phases d'émersion du massif ou des changements de contexte environnemental lors de ces phases tardives de l'évolution des structures carbonatées. Il s'installe alors des profils avec des zonations où se produisent des niveaux distincts d'altération et de cimentation. Pour la partie où les sédiments subissent une altération et une dissolution, la principale conséquence est l'acquisition d'une porosité importante. Celle-ci est une condition nécessaire à la dolomitisation secondaire. Dans certains contextes, celle-ci peut

aussi se développer en zone de mélange entre les eaux pluviales et les eaux marines (Moore, 2001).

Des phénomènes de dédolomitisation peuvent intervenir sur des séries partiellement ou totalement dolomitique, faisant encore évoluer l'altération. La dédolomitisation est le processus dans lequel le magnésium est retiré, voire supprimé d'une roche carbonatée, ne laissant que la calcite et des nouveaux minéraux tels que des oxydes de Mg. Ce processus se réalise lorsque la dolomite devient métastable en présence de fluides météoriques naturellement pauvres en Mg et dans les contextes qui ne sont pas volcaniques ou évaporitiques. On observe alors des fantômes de rhomboèdres de dolomite entièrement pseudomorphosés en calcite (Arenas et al., 1999 ; Reinhold, 1998 ; Warren, 2000 ; Jones, 2007 ; Nader et al., 2008), en association avec des oxydes de fer qui donnent aux séries dédolomitisées une teinte orangée ou rouille.

IV. Les conditions géologiques

L'installation des conditions favorables à l'altération chimique des carbonates nécessite des contextes de basse énergie et avec des temps géologiques relativement longs (Quinif, 1999 et 2010 ; Vergari, 1998). Les bassins sédimentaires tels que les fossés d'effondrement, avec des évolutions discrètes des processus géomorphologiques sous des climats humides ou relativement humides pendant de longues périodes, sont des conditions favorables à leur installation.

En France, celles-ci se rencontrent sur la bordure du Bassin aquitain, dans sa proximité avec le Massif central. Le Bassin aquitain est le deuxième plus grand bassin sédimentaire de France. Il se structure principalement du Crétacé supérieur au Paléogène, durant la convergence Ibérie-Eurasie et avec comme conséquence la formation de la chaîne des Pyrénées. Sa mise en place s'effectue par un rift oblique au Crétacé inférieur et une phase plus complexe, dite pyrénéenne à l'Éocène moyen-supérieur. Cette mise en place s'est accompagnée de différentes transgressions, d'une subsidence associée à l'évolution du bassin et de la marge passive ainsi que de rejeux de la tectonique (Platel et Dubreuilh, 1986) (figure 1).

Cette structuration se retrouve également le long de la bordure des rifts ouest-européens, avec par exemple, les bassins d'effondrement de la Saône et du

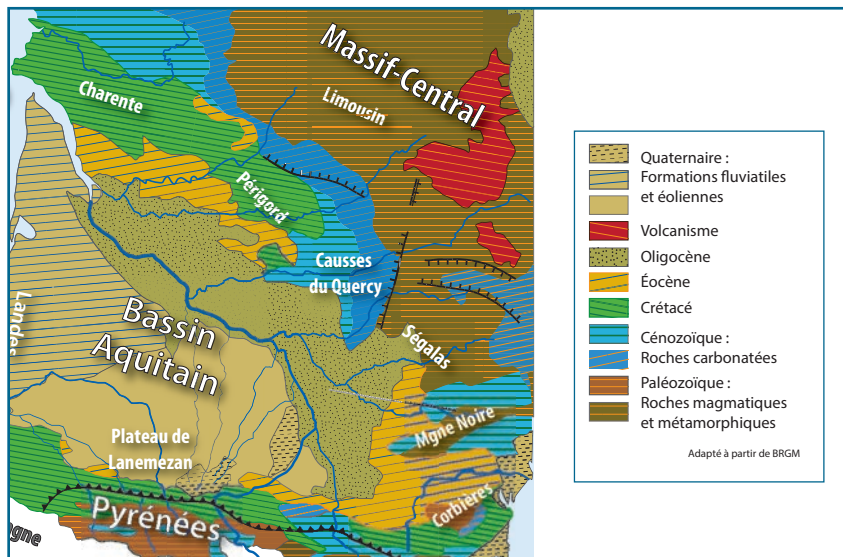


Figure 1 : Carte géologique du Bassin aquitain et de ses marges du Massif central et des Pyrénées. Synthèse d'après BRGM.

Geological map of the Aquitanian Basin between Massif-central and the Pyrenean Chain.

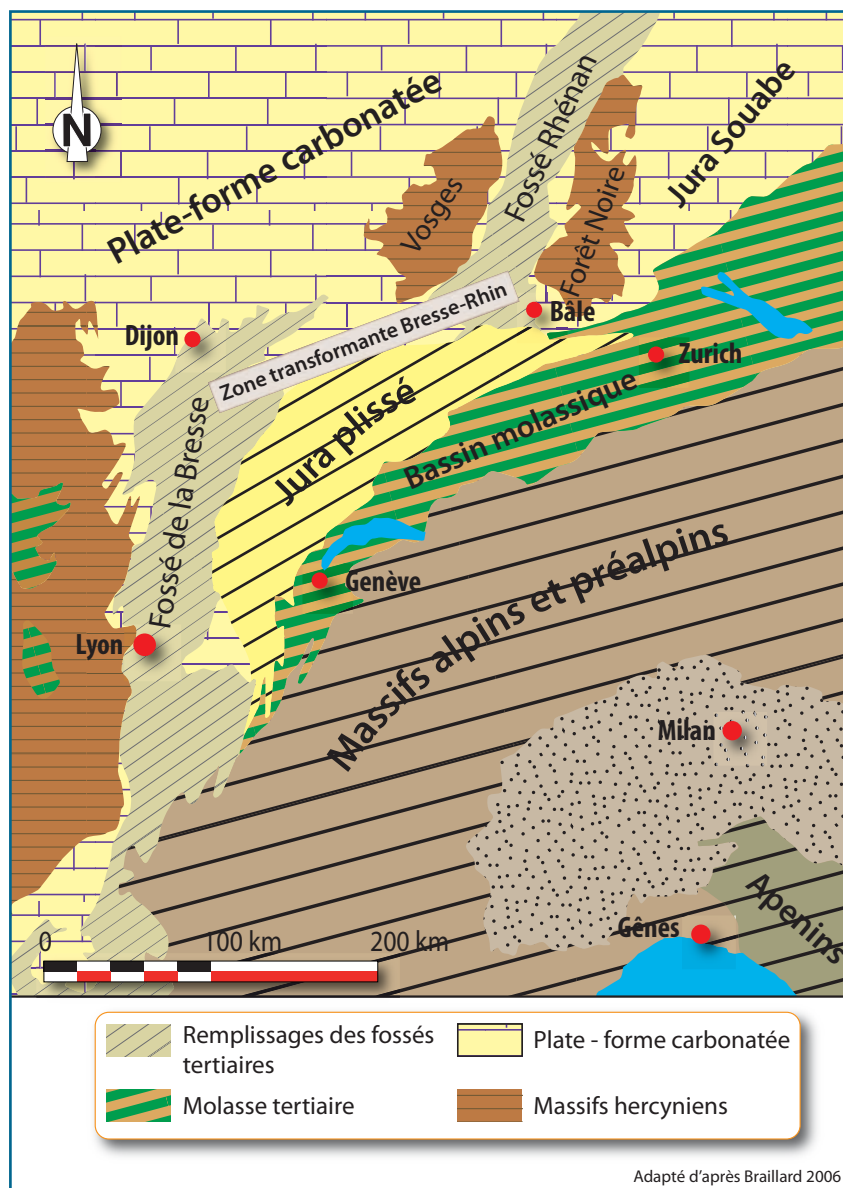


Figure 2 : Carte des ensembles structuraux en bordure des fossés d'effondrement du Rift ouest européen [adapté d'après Braillard, 2006]. Map of the structural unities along the great West European Rift, in the surrounding of th Bresse and Rhine Grabens.

Rhin et la zone transformante associée, ainsi que dans les évolutions du bassin d'avant-pays alpin. Ce rifting continental va installer des conditions d'évolution progressive des bordures des fossés

d'effondrement et du bassin d'avant-pays avec des variations des niveaux de base, d'énergie et de transfert sédimentaire associés (Lacombe et Angelier, 1993 ; Giamboni *et al.*, 2004) (figure 2).

A. Dans le massif du Jura et en bordure des fossés bressan et rhénan

Dans le massif du Jura et dans le fossé bressan, la mise en place d'altérites et de sédiments continentaux en couverture des séries carbonatées sous-jacentes, intervient de manière différenciée en fonction des périodes où se produisent les surrections et les émergences. En bordure de la chaîne jurassienne dans sa partie nord-est, cette continentalisation est survenue ponctuellement et temporairement dès la fin du Jurassique supérieur avec l'émergence purbéckienne (Colombié, 2002), comme l'attestent les nombreuses pistes de dinosaure retrouvées à Loulles (Jura) (Cariou, 2014) ou à Courtedoux (Jura Suisse) (Marty *et al.*, 2007) dans les niveaux du Jurassique supérieur entre 155 et 152 Ma et à Plagnes (Ain) dans des niveaux du Tithonien inférieur (Mazin *et al.*, 2017). Plus à l'est et au sud-est, en direction de la Suisse, l'émergence purbéckienne est également attestée mais moins marquée que celle qui se produit principalement au Crétacé, avec localement des transgressions liées aux évolutions de l'océan périalpin au cours du Cénozoïque (Ziegler, 1990) (figure 3).

En bordure du fossé rhénan à l'extrémité méridionale de la plaine d'Alsace, de la zone transformante Saône-Rhin et dans le contexte des chevauchements du front du Jura, d'importants profils latéritiques se sont mis en place à l'Éocène à partir des matériaux issus

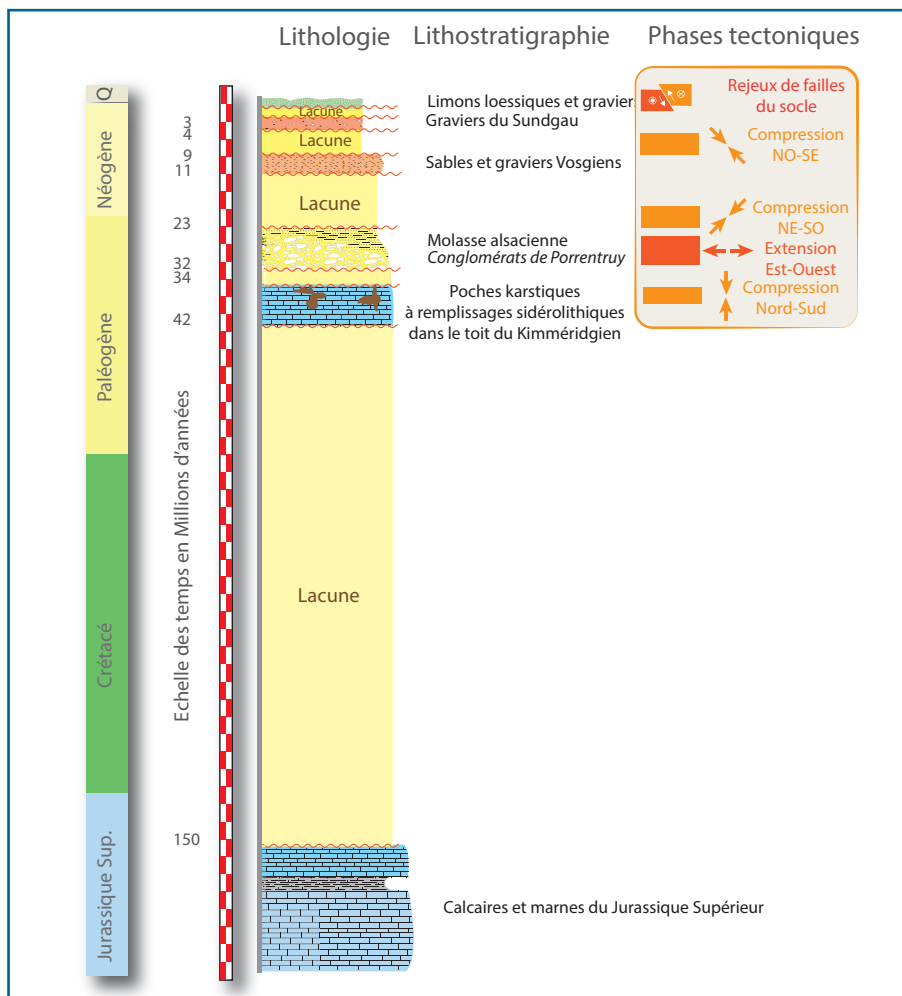


Figure 3 : Log chrono-stratigraphique de la partie nord du massif du Jura. La longue période d'émergence à partir du Jurassique supérieur permet l'installation des processus d'érosion et de latérisation à l'origine des altérations des calcaires jurassiques [synthèse des données Giamboni & *al.*, 2004 ; Picot 2012].
Chrono-stratigraphic log of the Northern part of the Jura. Weathering processes have been active during a long period, from Cretaceous to Miocene with the evolution of a covered karst and laterite soils.

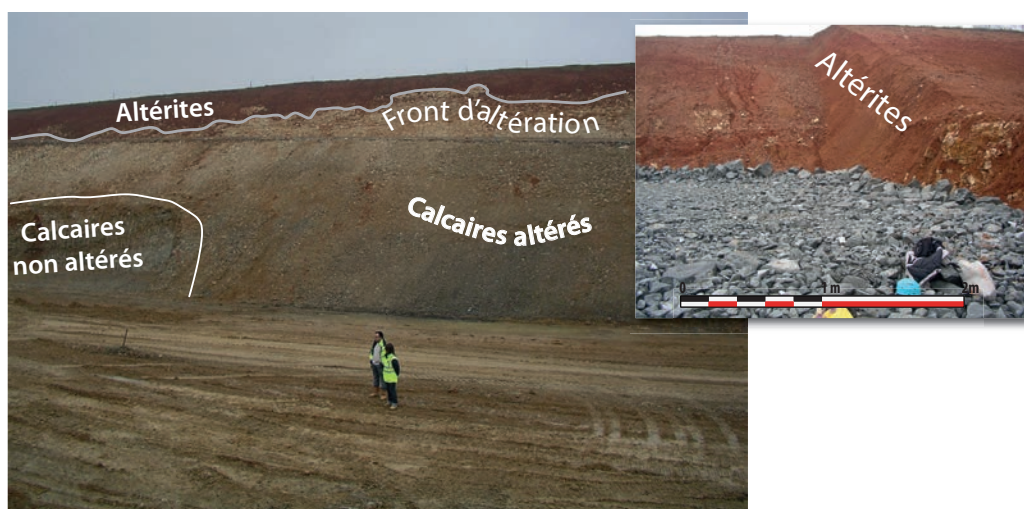


Figure 4 : Vue des niveaux d'altérites « sidérolithiques » au niveau du front de chevauchement du Jura à Tavey (Haute-Saône). L'excavation met en évidence le recouvrement et la mise en place d'un front d'altération. Les niveaux calcaires sont partiellement altérés dans les parties supérieures. Les bordures des couloirs d'altération sont constituées par les calcaires non affectés par ces processus. Clichés : D. Cailhol.
View of the weathering processes along an excavation at the Northern part of thrust belt of the Jura (Tavey, Haute-Saône). In the trench, we can observe at the top the "Siderolithic" level over a large weathered limestone level. At the limit of the corridor the limestone is in normal situation, only affected by classical karstification.

de l'érosion et des premières étapes de karstification qui se sont amorcées depuis l'émersion des carbonates déposés au cours du Jurassique (Stelhin, 1909 ; Schmidt-Kittler, 1987 ; Picot, 2002). Ces profils montrent des matériaux argilo-sableux et ferrugineux d'épaisseur importante en recouvrement sur les niveaux calcaires du Jurassique supérieur. Ces formations sont généralement regroupées sous le terme « sidérolithiques ». Cette appellation, due à Thurmann (1838), regroupe plusieurs faciès. Ce sont des argiles, parfois sableuses, de couleurs ocre, rouges ou violacées ou encore des argiles bleutées, pyriteuses. Elles renferment éventuellement des concrétions et pisolites d'hydroxydes de fer (Bohnerz) anciennement exploitées en plusieurs points, notamment dans la région de Montbéliard ou de Delémont (Jura septentrional) (Fizaine, 2012). Ces formations peuvent couvrir des étendues relativement vastes, notamment dans le Jura suisse septentrional (cantons de Soleure et de Berne) où la couche de sidérolithique peut atteindre localement 100 mètres d'épaisseur (Fleury, 1909 ; Aubert 1975), (figure 4). Le « Sidérolithique », si l'on retient le terme, est donc un ensemble de dépôts résiduels résultant d'altérations supergènes qui se sont produites au cours de l'Éocène et de l'Oligocène. Leur formation s'est développée de manière diachrone comme le mettent en évidence les variations de faciès et les stades d'évolution des processus d'altération (Fleury, 1909 ; Picot, 2012).

Dans la partie interne du massif du Jura, suite à une nouvelle transgression au Valanginien, s'opère un retour à une sédimentation marine calcaire et marneuse. Localement des calcaires à oolithes ferrugineuses se développent dans un contexte néritique de mer peu profonde. Cette sédimentation marine, parfois plus profonde, se maintiendra jusqu'au Céno-manien (Lagjé et Nagel, 2008). L'érosion et l'altération des niveaux du Crétacé qui surviennent ensuite contribueront à l'installation localisée de couvertures sédimentaires et de profils d'altération. Ainsi, les dépôts continentaux de type « sidérolithique » situés au sommet des structures plissées jurassiennes ont généralement un âge compris entre l'Eocène et l'Oligo-Miocène (Blondel *et al.*, 1988-89). Quant au contexte tectonique, le long du Doubs à la frontière franco-suisse, ce sont les épisodes de distension qui surviennent

à l'Oligocène et au Langhien (15 Ma) qui installent des conditions de détente tectonique au sein des structures géologiques, actuellement plissées (Bitterli, 1990 ; Valley *et al.*, 2004). Cette tectonique va permettre bien plus tard, l'installation d'un karst gravifique et l'évacuation de tout ou partie des altérites (Bruxelles 2001 ; Quinif, 2010 ; Cailhol et Meury, 2012) (figure 5).

B. Le contexte du Périgord noir et de la vallée de la Dronne

Les formations carbonatées du Coniacien - Santonien, du Campanien et du Maastrichtien s'étendent sur la majeure partie de la bordure du Bassin aquitain. Elles se sont déposées lors de différents épisodes transgressifs sur une vaste plate-forme externe épicontinentale, caractérisée par ses calcaires crayeux à silex typiques du Santonien et du Campanien inférieur (maximum transgressif), bordée par des calcaires granulaires de milieux néritiques moins profonds. On trouve également de fréquents dépôts silicoclastiques qui ont envahi l'est de la plate-forme durant les périodes du Coniacien au Santonien. À partir du Campanien supérieur, la régression finale s'est

produite dans les Charentes et le Périgord. Au cours du Néogène, des évolutions environnementales importantes avec des variations eustatiques nombreuses et des changements climatiques sont à l'origine des apports détritiques venus du Massif central qui installent un contexte de couverture et de processus supergènes d'altération. Dans le Périgord noir, une puissante cuirasse ferrallitique se met en place à l'Éocène (une paléaltérite cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy (Gourdon-Platel *et al.*, 2000) (figure 5).

Dans la vallée de la Dronne, les calcaires du Coniacien moyen présentent des faciès récifaux avec une faune fossile abondante, témoins d'une mer chaude et peu profonde. Au niveau du site archéologique de la Forge du Diable, sur la route de Brantôme à Bourdeilles, on observe ces changements de faciès au sein des calcaires du Coniacien à la hauteur des terrasses inférieures qui s'impriment dans les paysages. La partie supérieure est constituée de calcaires récifaux, bioclastiques et légèrement crayeux. Dans la partie basale, le long de la route qui se dirige vers Gueyzat, se trouvent des calcaires plus ou moins graveleux avec une stratification fine et entrecroisée.

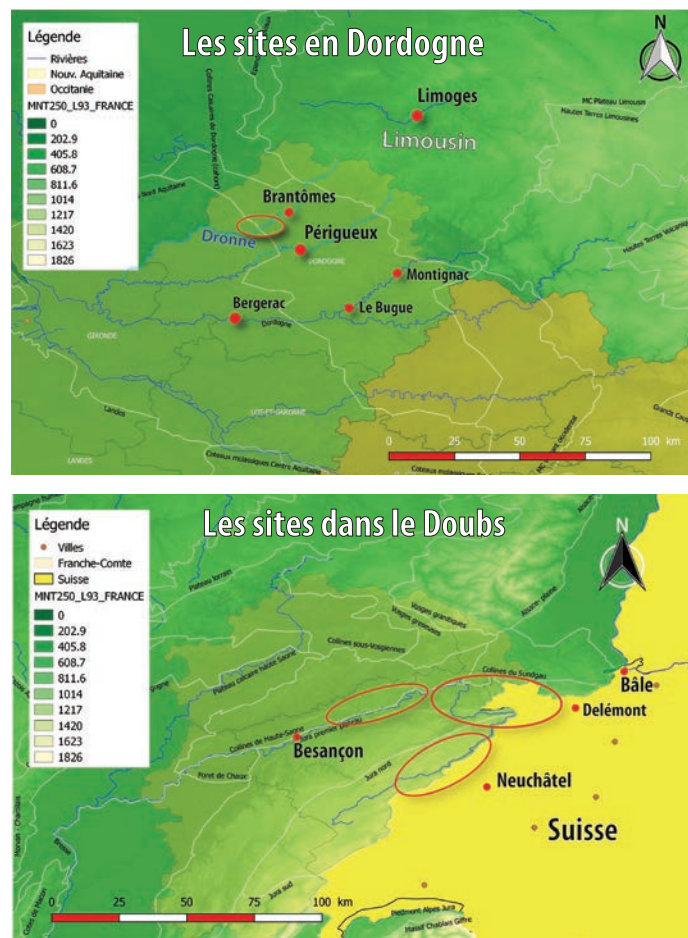


Figure 5 : carte de localisation des phénomènes d'altération étudiés pour les départements de la Dordogne et du Doubs. Cartographie : D.Cailhol, SIG QGIS®. *Situation Map of the weathering phenomena describe in this article.*

Ces faciès se prolongent sur une grande partie de la vallée.

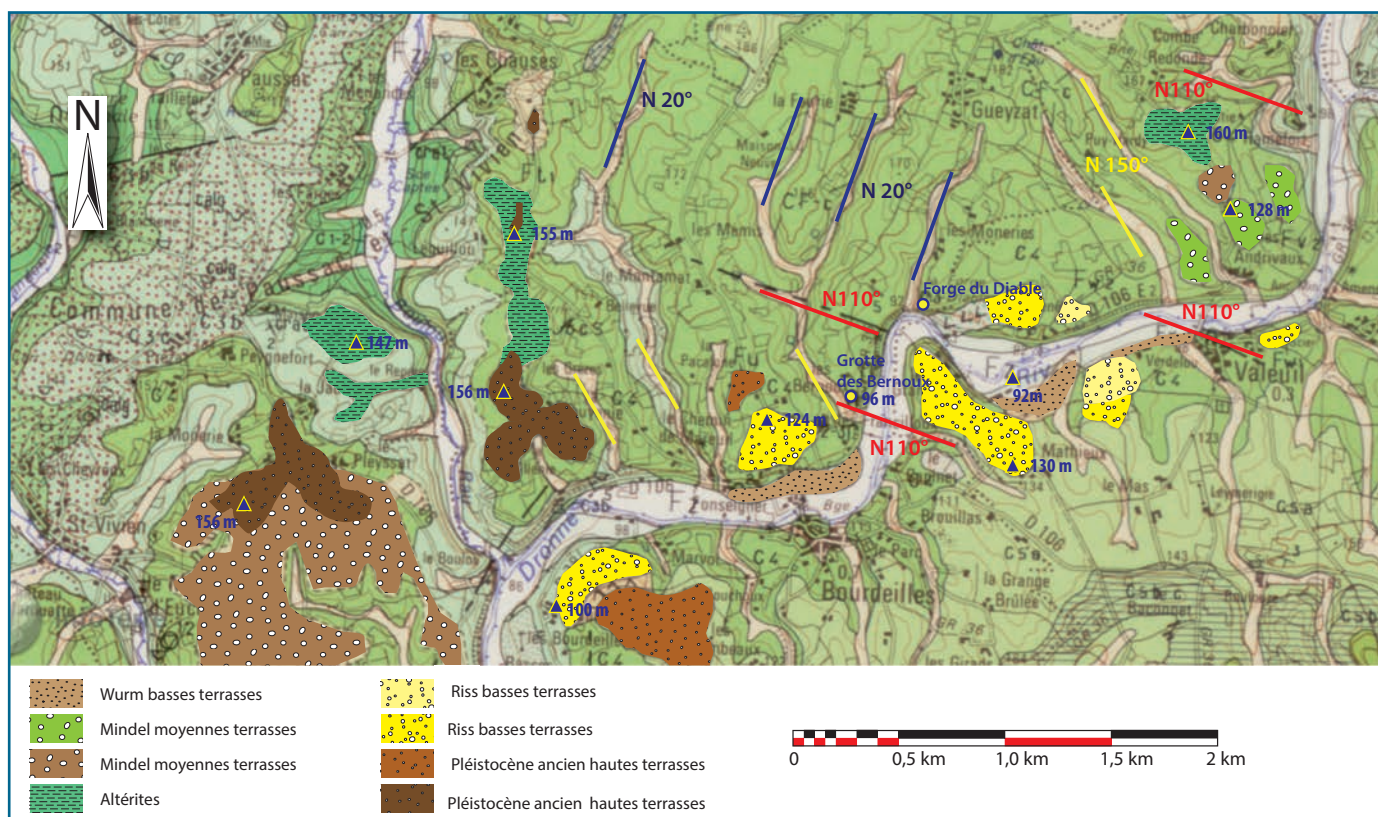
Des terrains de couverture continentale sont présents. Il s'agit de formations argilo-sableuses rouges issues de l'altération des calcaires. Elles sont recouvertes des épandages venus des dynamiques d'érosion des versants du Massif central distants d'environ 30 km. Ces altérites dans leurs différentes formes d'évolution, sont présentes massivement autour de Brantôme, au-dessus de la cote 150 m NGF. Il s'agit des terrains de moindre intérêt pour les cultures, actuellement dédiés à la forêt. Différents niveaux de terrasses constitués essentiellement de matériel cristallin, marquent les évolutions du système hydrologique de la Dronne (figure 5).

Les milieux de dépôts de ces couvertures correspondent à diverses parties d'un vaste système deltaïque subaérien assez mouvant dans le temps avec de nombreux chenaux sableux, des zones de marécages argileux, des milieux palustres (Platel et Dubreuilh, 1986 ; Capdeville, 1987). Ces systèmes se sont installés sous des climats chauds et humides avec une légère tendance à la sécheresse durant l'Éocène supérieur, comme le montrent les évolutions des dépôts (Gourdon-Platel et al, 2000). Comme dans le Jura, ces séries ont été dénommées de manière large et peu précise « sidérolithiques » avec une distinction remise en question, des niveaux des sables du Périgord (Dubreuilh, 1987). Leurs évolutions au cours du plio-quaternaire aboutirent à la

formation d'argiles vertes à débris de calcaires silicifiés et de sables argileux bruns à silex (Platel et Dubreuilh, 1986) qui se retrouvent également en position haute au-dessus des calcaires (figure 6).

Les évolutions de la géomorphologie et du karst plus particulièrement ont été conditionnées par les différentes phases tectoniques qui ont affecté la région. C'est principalement au cours de l'Éocène moyen, au début du Lutétien que vont s'installer les phases de déformation et de fracturation les plus intenses. La plaque ibérique se trouve alors fortement serrée contre l'Europe et la compression pyrénéenne devient beaucoup plus puissante (Serrano, 2001). Elle se répercute sur la plate-forme aquitaine jusque dans le Bordelais, les Charentes et le Périgord et des plis de direction NW/SE commencent à se former dans toute cette région. Sur le secteur de la vallée de la Dronne, cela correspond à la mise en place d'un vaste brachyantoclinal et une structuration autour de trois grandes familles de fractures associées qui vont déterminer les directions de la vallée et des vallons adjacents. Il s'agit des fractures N 20°E et N 150°E qui ont participé principalement à l'installation de vallons secs qui bordent la Dronne et des accidents de directions N 110°E. Ils se retrouvent principalement au niveau des escarpements de la rive droite de la Dronne avec l'installation de couloirs et de corridors qui découpent les barres rocheuses et structurent ainsi les paysages de la bordure calcaire (Platel et al. 1989).

Figure 6 : Carte de synthèse géologique et géomorphologique de la vallée de la Dronne dans le secteur de Bourdeilles. Les fractures de directions N20°E et N150°E orientent l'installation des vallons secs qui remontent dans le plateau des calcaires du Coniacien. Celles de directions N110°E correspondent à des axes de failles. Les couloirs qui incisent le plateau se développent suivant cette direction. La localisation des systèmes de terrasse permet de rendre compte de l'évolution du cours de la Dronne durant le Pléistocène et son positionnement sur les corridors. Cartographie D. Cailhol, Fond de carte BRGM. *Geological and geomorphological map of the Dronne Valley, between Brantôme and Bourdeilles. The Dry Valley are oriented N20°E and N150°E, due to the tectonic of the Aquitanian Basin. The corridors, are on the axe of the regional faults: N110° E. The different terraces are linked with the evolution of the Dronne river along Pleistocene.*



V. Les morphologies et les paysages liés à la fantomisation

Les processus d'altération des terrains de couverture sur les niveaux carbonatés vont avoir des conséquences sur les morphologies karstiques avec l'installation de structures spécifiques. Les études relatives à la fantomisation des calcaires (Vergari, 1998 ; Quinif, 1999 ; Bruxelles, 2001 ; Dandurand, 2011 ; Dubois et al., 2014 ; Temoski, 2014) mettent en évidence les interactions et les mécanismes en jeu pour aboutir à l'installation de ces formes et géométries singulières au sein d'un système karstique affecté à certaines périodes par ces phénomènes. Ces morphologies se retrouvent de manière plus ou moins évidente dans les paysages actuels de surface ou souterrains. Les niveaux d'altération se structurent essentiellement à partir des discontinuités, joints de stratification, diaclases, contacts stratigraphiques, qui vont permettre l'installation d'une porosité de matrice plus grande, par micro dissolution sélective de certains composants (bioclastes, oolithes, micrite ou ciment) des roches carbonatées. La diffusion de l'altération peut alors s'effectuer sur des distances et des volumes conséquents. Leurs évolutions contribuent ainsi, à la mise en place de profils d'altération bien affirmés ainsi que leur géométrie en fonction du potentiel d'énergie chimique (figure 7).

Dans le Jura et en Dordogne, l'altération par fantomisation se retrouve dans la karstification par une récurrence de formes. Le premier type est la poche d'altération. Très souvent masquée dans les paysages de surface, leurs dimensions et leur densité se trouvent révélées surtout à l'occasion de travaux d'aménagement du territoire ou d'infrastructures comme des voies ferrées ou des routes qui les recoupent. Avec les travaux en milieu souterrain, lors de la construction de tunnels, l'avancement des travaux permet, lorsqu'ils recoupent de telles structures, l'installation d'un gradient hydrologique qui amène à la vidange de l'altérite en position originelle, par la circulation d'eau qui s'installe. Ainsi, lors du creusement de l'autoroute Transjurane au travers les plis du Jura Suisse, le percement du tunnel de Bure (Cailhol et Meury, 2012) et dans le contournement de Porrentruy, des tunnels de la Perche et du Banné (Grobet et al., 2001), ont recoupé à plusieurs reprises des poches de ce type, ce qui s'est accompagné des

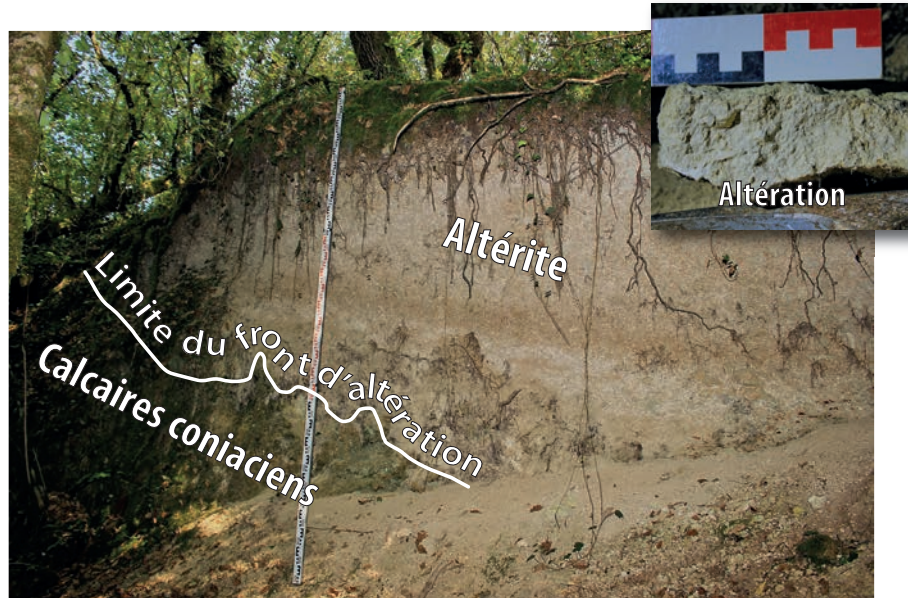


Figure 7 : Poche d'altérite en place devant le site de la grotte des Bernoux dans la vallée de la Dronne. *Weathered pocket in position in front of the Bernoux cave site, in the Dronne Valley.*

vidanges, en quelques heures, du fantôme de roche. Dans les morphologies de surface, les poches prennent toute leur ampleur lorsque dégagées par l'érosion, elles apparaissent vidées de leur altérite et révèlent les volumes et les morphologies de l'altération. Dans les paysages de surface de la vallée de la Dronne en Dordogne, il s'agit de l'arche de la Forge du Diable ou de l'abri des Bernoux. Dans le Doubs, c'est la grotte du Bisontin située sur la commune de Liebvillers. Ce sont également des sites avec des porches importants comme à la grotte du Château de la Roche à Saint-Hippolyte, la grotte du Trésor, ou la grotte chapelle de Remonot en bordure de la vallée du Doubs. Ces poches d'altération ont été recoupées par l'érosion liée à l'incision du Doubs et à l'évolution de sa vallée. Ces trois porches sont reliés à des réseaux spéléologiques actifs d'origine récente, dont le développement est venu se raccorder à ces morphologies de grande taille installées dans la bordure du massif. On observe la différenciation nette de taille entre la zone du porche de taille décamétrique et les conduits qui constituent le système de drainage, qui ont des dimensions métriques, du fait des modalités et des processus différents en jeu lors de l'installation de ces objets (Cailhol, 2015). Ces porches ont généralement des dimensions plus modestes et sont à l'origine de nombreuses petites cavités, très souvent classées comme abri sous roche dans le Jura : la grotte de la Tante Arie sur la commune de Pierrefontaine-lès-Blamont, les abris aziliens de Rochedanne en bordure du Doubs à Pont-de-Roide

ou les petites cavités autour de la grotte du Bisontin à Liebvillers. En Dordogne, c'est la grotte préhistorique des Bernoux à Bourdeilles qui s'ouvre en bordure du corridor. Leur développement est en général d'une dizaine de mètres. La forme de la galerie est arrondie et se termine de manière nette. Elles ont fait très souvent l'objet d'occupations humaines au cours des périodes préhistoriques à historiques.

L'une des morphologies majeures est sans aucun doute représentée par les couloirs d'altération. Là encore lorsque l'érosion les dégage, on peut alors se rendre compte de leur ampleur. Dans la vallée de la Dronne entre Brantôme et Bourdeilles, ils vont structurer les paysages sur plusieurs kilomètres (figure 8). Dans la vallée du Doubs en amont de Morteau, dans le défilé d'Entreroches, les évolutions quaternaires de la rivière viennent se caler sur ces structures déjà en place au sein des calcaires du Jurassique supérieur (figure 9). Dans la partie nord-est du massif à cheval sur la frontière franco-suisse, sur le flanc du Lomont, les corridors sont à l'origine des vallées sèches de formes plus ou moins dendritiques qui sont appelées combes. Elles viennent se caler sur les axes des grands accidents de la tectonique locale (Braillard, 2006). Dans la vallée de la Dronne, les corridors orientent le cours de la rivière et installent les escarpements dans les paysages. Ils se développent majoritairement suivant une direction N 110° E.

De nombreuses cavités se créent à partir de la vidange de l'altérite, dès lors que la connexion s'installe avec un

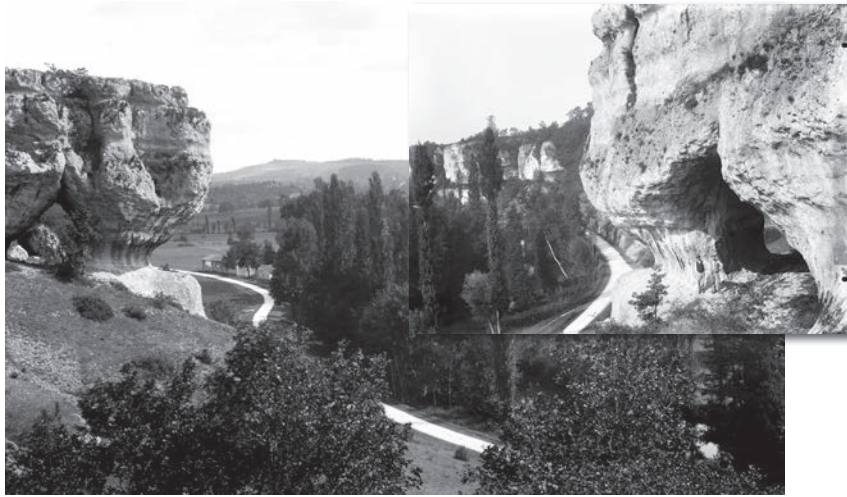


Figure 8 : Vue de la vallée de la Dronne et du site du Fourneau du diable (Dordogne). Les processus d'altération ont permis l'installation d'un long corridor le long de la rivière et la formation d'arche naturelle, pinacles et vires à l'origine de ces paysages. Clichés collection Peyrony, Centre National de Préhistoire.

View of the Dronne Valley at the « Fourneau du Diable » site. The landform is the result of the weathered evolution, eroded later by the river during Pleistocene. Photos collection Peyrony, Centre National de Préhistoire

Figure 9 : Vue de la vallée du Doubs en Amont de la ville de Morteau dans le défilé d'Entreroches. Le corridor a été repris et dégagé par les évolutions quaternaires du cours du Doubs. Clichés D. Cailhol.

View of the Doubs Valley in the « Défilé d'Entreroch » before Morteau City. The corridor has been used and eroded by the Quaternary evolution of the Doubs River.

système karstique. En fonction de la position de la poche ou du corridor d'altération, la liaison avec les morphologies de surface n'existe pas toujours. Il faut le plus souvent des travaux en carrière ou d'équipement d'infrastructures pour les mettre alors en évidence. (Bruxelles 2001 ; Quinif, 2010 ; Cailhol et Meury, 2012). Il s'agit en général de cavités de petites dimensions de taille décamétrique à pluridécamétrique, constituées d'une galerie unique aux formes très taraudées. Lors de la construction de l'autoroute Transjuranne, le site du portail nord du tunnel de Bure constituait un ensemble d'une dizaine de cavités coalescentes, situées toutes dans un même horizon des calcaires du Kimméridgien (Cailhol et Meury, 2012). Sur le front nord du chevauchement du Jura, les travaux de construction de la ligne ferroviaire à grande vitesse Dijon - Mulhouse ont également mis en évidence plusieurs cavités de ce type à Rioz et Tavey (Haute-Saône). C'est également le cas sur le système spéléologique du Vallon de Creuse situé sur la commune de Blamont (Doubs), dans l'une de ces vallées dendritiques évoquées supra, où à l'occasion de l'installation d'équipements pour l'alimentation en eau potable, ces caractéristiques ont été mises en évidence. Cet ensemble est constitué

de plusieurs cavités qui contribuent au fonctionnement de l'aquifère de la Creuse. Elles se sont retrouvées en interrelation par la vidange de poches d'altération au fur et à mesure de l'évolution de la dynamique de l'aquifère et de l'érosion régressive de la vallée qui lui est associée (Cailhol, 2009).

VI. Discussions

Cette revue des processus en jeu et des modalités qui interviennent lors de l'installation des systèmes karstiques associés à de la fantômisiation à travers des exemples de la bordure du Bassin aquitain et dans le massif du Jura, mettent en évidence les aspects multifactoriels et dans la longue durée en jeu au cours de leurs évolutions. Les processus d'altération de type fantômisiation constituent des facteurs importants de la structuration des massifs karstiques. Ils sont présents dans l'ensemble du pourtour du Bassin aquitain, sur la côte basque où ils affectent également les marno-calcaires et le flysch des niveaux crétacés (Peter-Borie, 2008), ou les terrains crétacés du front nord pyrénéen dans la région de Saint-Gaudens par exemple à la carrière de Larcan où ont été découverts des fragments crâniens d'hadrosaure dans les derniers niveaux marins du Maastrichtien (Bilote et al., 2010). Dans sa thèse consacrée aux cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente et plus particulièrement au bassin de la Touvre, Grégory Dandurand met également en évidence des cavités importantes formées à partir de ces processus et qui au fil de leur évolution se retrouvent parties prenantes de systèmes karstiques aussi importants que celui de la Touvre (Dandurand, 2011). Le rôle de la fantômisiation dans la structuration et le fonctionnement de l'aquifère karstique de la Touvre, seconde résurgence karstique de France, est bien établi. Le long du rift ouest européen, en Ardèche ou en Bourgogne, ces processus sont associés à la structuration de sites d'importance, près de Valence à Soyons

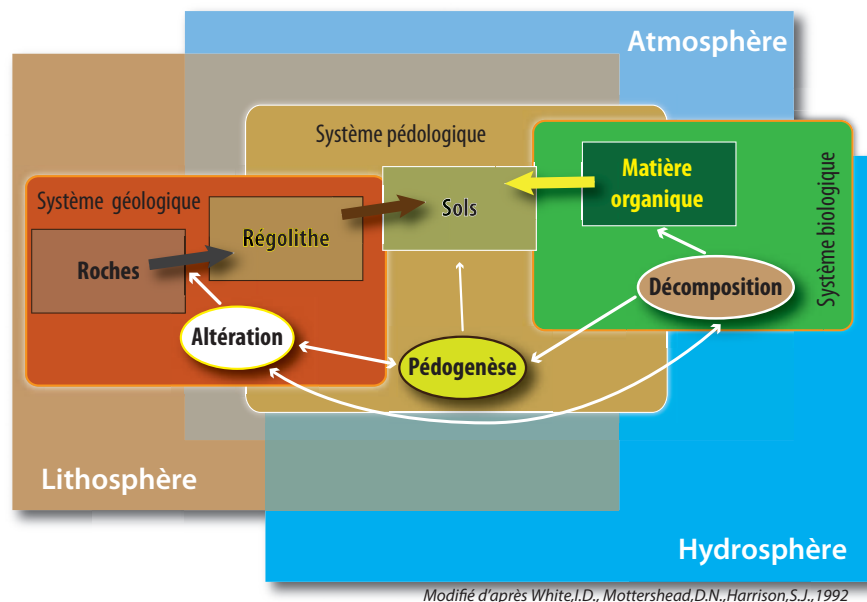


(Audra et Cailhol, 2013), aux grottes d'Azé (Saône et Loire) (Barriquand et al., 2012) sur le site archéologique de la Verpillère à Mellecey (Saône et Loire) (Cailhol et al., 2014).

Les marges de bassins sédimentaires, les bordures de fossés d'effondrement amènent des conditions aux limites, favorables avec des conditions d'énergie contrôlée pour l'installation de fronts d'altération à partir des marges ou des bordures. L'évolution dans la durée avec des phases longues de stabilité à un niveau d'énergie établi permet l'installation de profils d'altération à partir des discontinuités qu'elles soient pétrographiques ou tectoniques. Cela nécessite également l'installation de couvertures sur les ensembles sédimentaires, à partir d'épandages issus de l'érosion des terrains en bordure et/ou de celle *in situ* du massif. Les conditions environnementales amènent alors les dynamiques d'altération au sein du système géologique, à partir des interactions avec le système biologique et pédologique (figure 10). À cet égard les processus d'oxydo-réduction du fer jouent un rôle considérable dans la dynamique d'altération (Boulvain, 2010). Ces conditions optimales pour l'installation de profils d'altération se trouvent réunies à de nombreuses périodes de la fin du Mésozoïque au Cénozoïque pour les régions présentées ici (Platel et Dubreuilh, 1986 ; Reinhold, 1998).

Les phases primitives d'altération qui s'installent lors des premiers stades de la diagenèse, notamment à partir de facteurs biogéniques (Kędzierski, 2015), constituent des potentialités pour l'installation d'une karstification avec l'exhumation des séries avec l'évolution dans la durée à l'échelle du bassin sédimentaire. Ces structures vont pouvoir alors être utilisées lors de l'installation d'une karstification épigénique ou hypogène.

Les processus d'altération supergène s'opèrent plus tardivement. Ils se mettent en place dans des contextes de karst sous couverture (crypto karst) et sont à l'origine des phénomènes de karstification par fantômisations décrits ici et à l'origine de leur définition (Quinif, 1999 ; Bruxelles 2001). La plupart du temps, il ne subsiste que les formes héritées de ces processus. Dès lors qu'un gradient d'altitude s'installe, la couverture recule ou disparaît. La karstification épigénique s'installe depuis des points d'introduction concentrés à l'interface couvertures – carbonates, où elle peut agir de manière



Modifié d'après White, I.D., Mottershead, D.N., Harrison, S.J., 1992

Figure 10 : Schéma des relations en jeu dans les processus d'altération entre les systèmes géologiques, pédologiques et biologiques. Les grandes dynamiques d'évolution des ensembles : lithosphère, hydrosphère et atmosphère conditionnent les durées et les intensités des processus.

Relational Schema between the geological, pedological and biological systems involving weathering processes. The great dynamics of the evolution of Lithosphere, Hydrosphere and Atmosphere control the intensity and the duration of the weathering processes.

conséquence sur ces altérites des calcaires et à partir des discontinuités, installer un système karstique fonctionnel. Celui-ci, en fonction des gradients d'énergie (gravité) et de l'intensité des vecteurs (débits d'eau et d'air), va se structurer comme un système karstique de type gravifique évolué dans des laps de temps qui peuvent être relativement courts (Jaillet, 2000 ; Quinif, 2010).

Conclusions

Les processus d'altération par fantômisations constituent des marqueurs importants des évolutions des massifs carbonatés. En fonction des contextes, ils peuvent renseigner des premières phases de la diagenèse, de l'évolution des paléogéographies comme éléments d'information des phases d'exhumation ou enfouissement des séries qui interviennent par la suite à différentes périodes.

Ils sont à l'origine de l'installation de systèmes karstiques au sein desquels ces phénomènes constituent des facteurs importants de leur structuration et de leur mise en place, par la suite, dans des contextes de karst gravifique qui participent à leur évolution.

Les morphologies héritées de ces processus vont imprimer fortement les paysages du karst en influençant notamment l'orientation des vallées sèches comme dans le massif du Lomont ou

la bordure de la Dronne en amont de Bourdeilles présentées ici, ou en favorisant localement l'incision d'une vallée comme c'est le cas pour le cours du Doubs transfrontalier.

La compréhension de ces phénomènes passe par la mise œuvre de méthodologies adaptées afin de distinguer les processus en jeu et leurs niveaux d'énergie au sein du système karstique. En effet, les évolutions liées aux dernières phases de karstification ont très souvent effacé les niveaux d'altérites et leurs composantes très mobiles. Ces aspects prennent toute leur importance pour aborder la compréhension des aquifères installés dans les secteurs du Doubs présentés dans cet article.

Une approche par la zone critique (ZC) avec la documentation et l'analyse des interactions atmosphère, hydrosphère et géosphère dans une démarche écosystémique peut constituer un appui utile et intéressant dans cette perspective.

Remerciements

L'auteur remercie Laurent Bruxelles, Hubert Camus et Grégory Dandurand pour les nombreuses discussions sur ces questions et à propos des sites présentés ici. Il convient également d'associer à ces remerciements Christophe Durlet et Luc Willems les deux relecteurs, pour leurs conseils avisés et leurs remarques constructives.

- ARENAS C., ALONSO ZARZA A.M. and PARDO G., 1999** - Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 125, 23-45.
- AUBERT D., 1975** - *L'évolution du relief jurassien*. Ed. geol. Helv. 68/1, 1-64.
- AUDRA P., 2017** - Hypogene Caves in France, in A. Klimchouk et al. (eds.), *Hypogene Karst Regions and Caves of the World, Cave and Karst Systems of the World*, DOI 10.1007/978-3-319-53348-3_3
- AUDRA P. and PALMER A.N., 2013** - The vertical dimension of karst: controls of vertical cave pattern. In: Shroder J. (Editor in chief), Frumkin A. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 186-206.
- AUDRA P., BARRIQUANT L., BIGOT J.-Y., CAILHOL D., CAILLAUD H., MADONIA G., NOBÉCOURT J.-C., VANARA N. and VATANO M., 2017** - The little known impact of bats and bat guano in the late stages of cave morphogenesis. *Conference: 25th International Karstological School "Classical karst" Milestones and Challenges in Karstology*, DOI: 10.13140/RG.2.2.27435.64807
- BAKALOWICZ M., 1979** - Contribution de la géochimie des eaux à la compréhension de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Univ Pierre et Marie Curie, Paris VI. 288 p.
- BARRIQUANT L., BARRIQUANT J., BAELE J.-M., DECHAMPS S., GUILLOT L., MAIRE R., NYKIEL C., PAPIER S. et QUINIF Y., 2012** - Les grottes d'Azé (Saône-et-Loire, France) : de la roche altérée aux sédiments. *Karstologia* n° 59, 2012, p. 19-32.
- BILOTTE M., LAURENT Y. et TÉODORI D., 2010** - Restes d'hadrosaure dans le Crétacé terminal marin de Larcen (Petites Pyrénées, Haute-Garonne, France). *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology - Note brève / Letter* 2010/02 (CG2010_L02), 10 p.
- BITTERLI T., 1990** - The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3 dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland). *Eclog. Geol. Helvet.*, 83, p. 493-511.
- BLONDEL T., CHAROLLAIS J., SAMBETH U. et PAVONI N., 1988-89** - La faille du Vuache (Jura méridional) : un exemple de faille à caractère polyphasé. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 79.2: 65-91
- BOULVAÏN F., 2010** - *Pétrologie sédimentaire. Des roches au processus*. Editions Technosup ; 264 p.
- BRAILLARD L., 2006** - Morphogenèse du plateau karstique de l'Ajoie (JU-Suisse) : influence de la fracturation et apport de l'étude des remplissages quaternaires. Geofocus, thèse Univ Fribourg.
- BRUXELLES L., 2001** - *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : Causes de l'Hospitalet et de la Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Évolution géomorphologique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement*. Thèse Univ Aix-en-Provence, 266 p.
- BRUXELLES L. et BRUXELLES S., 2002** - La chasse aux fantômes. Utilisation d'un nouveau concept de spéléogénèse dans la recherche de cavités. *Spelunca*, 88, 14-20.
- CAILHOL D., 2009** - Observations géomorphologiques dans le puits du vallon de Creuse. *Actes de la 19^{ème} Rencontre d'Octobre - Saint-Laurent-en-Royans* 2009. p. : 24-27.
- CAILHOL D. et MEURY P.-X., 2012** - Processus de fantômisiation dans les calcaires du Jurassique supérieur du Jura tabulaire. *Karstologia* n° 59, 2012, p. 13-18.
- CAILHOL D., 2014** - Étude du karst de la région de Mellecoy (Saône et Loire). In H. Floss, C. T. Hoyer, J. A. Frick, K. He, *Le paléolithique supérieur supérieur ancien en Bourgogne méridionale. Genèse, chronologie et structuration interne, évolution culturelle et technologique*. Rapport annuel 2014. Abteilung für Ältere Urgeschichte und Quartärökologie, Tübingen S.R.A. Dijon, p. 156-171.
- CAILHOL D., 2015** - Le Doubs, une histoire de fantômes. Exemples de l'influence des processus d'altération dans la structuration locale du karst et de ses aquifères. *Actes de la 25^e Rencontre d'octobre*, Chalais 2015, p. 125-130.
- CAPDEVILLE J.-P., 1987** - *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviolacustres tertiaires du Nord du bassin aquitain entre Lot et Dordogne*, Thèse Univ Bordeaux III, 295 p. Document du BRGM n° 175 (1989).
- CARIOU E., OLIVIER N., PITTET B., MAZIN J.-M. and HANTZPERGUE P., 2014** - Dinosaur track record on a shallow carbonate-dominated ramp (Loulle section, Late Jurassic, French Jura), *Facies - International Journal of Palaeontology and Carbonate Sedimentology*, 60-1, p. 229-253.
- COMBES P.-J., 1978** - Karst précoce et karst secondaire du troisième horizon de la bauxite dans la zone du Parnasse (Grèce). *I.C.S.O.B.A., 4th International Congress for the study of bauxites, Alumina and Aluminium*. Athènes, p. 101-113
- COMBES P.J., 1998** - Geologic and paleomorphological observations of the Neogene and the Pleistocene of the Parnass Zone (Greece); application to the exploration for and exploitation of bauxites. *Acta Geologica Hungarica*, Vol. 41, Issue 4, p.401-411.
- DANDURAND G., 2011** - *Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Touvre, La Rochefoucauld). Spéléogénèse par fantômisiation, archives Pléistocène et holocène, rôle de l'effet de site*. Thèse Univ Bordeaux III, 2011, 324 p.
- DREYBRODT W., GABROVŠEK F. and ROMANOV D., 2005** - *Processes of a Speleogenesis: A Modeling Approach*, Ljubljana, 375 p.
- DUBOIS C., QUINIF Y., BAELE J.-M., BARRIQUANT L., BINI A., BRUXELLES L., DANDURAND G., HAVRON C., KAUFMANN O., LANS B., MAIRE R., MARTIN J., RODET J., ROWBERRY M.D., TOGNINI P. and VERGARI A., 2014** - The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews* 131, 116-148
- DUBREUILH J., 1987** - *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du Nord du Bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines*. Thèse Univ. Bordeaux III, 461p.
- FÉNELON P., 1976** - Altération en profondeur des calcaires, Norois, n° 92, oct.-déc., p. 597-603.
- FLEURY E., 1909** - Le Sidérolithe suisse. *Mém. Soc. Fribourgeoise Sc. Nat., ser. Geol. Geogr.*, 6, 110-112.
- FIZAINÉ J.-P., 2012** - *Les paléokarsts et les formations ferrugineuses associées dans le Bassin Parisien et ses bordures : caractérisations et évolutions géomorphologiques*. Thèse Univ Lorraine.
- GIAMBONI M., WETZEL A., NIVIÈRE B. and SCHUMACHER M., 2004** - Plio-Pleistocene folding in the southern Rhinegraben recorded by the evolution of the drainage network (Sundgau area; northwestern Switzerland and France). *Eclogae geol. Helv.* 97, p. 17-31.
- GOURDON-PLATEL N., PLATEL J.-P. et J. G. ASTRUC, 2000** - La Formation de Rouffignac, témoin d'une paléooltère cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy. *Géologie de la France* n° 1, p. 65-74.
- GROBET D., CHRISTE R. et BOEM J.-M., 2001** - Géologie et conditions de stabilité en cours d'excavation des tunnels autoroutiers de la Perche et du Banné à Porrentruy, Jura. *Bulletin de Géologie appliquée*, vol. 6 n° 2, p. 129 - 146.
- HUSSON E., 2013** - *Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléo karsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain*. Thèse Univ Montpellier II.
- JAILLET S., 2000** - *Un karst couvert de bas-plateau le Barrois, structure-fonctionnement-évolution*, Thèse Université Bordeaux 3, 710 p.
- JONES B., 2007** - Inside-out dolomite. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 539-551.
- KĘ DZIERSKI M., UCHMAN A., SAWLOWICZ Z. and BRIGUGLIO A., 2015** - Fossilized bioelectric wire, The trace fossil Trichichnus. *Biogeosciences*, 12, 2301-2309.
- LACOMBE O. et ANGELIER J., 1993** - Évolution tectonique du Jura externe au Cénozoïque et perturbations de contraintes dans la Zone Transformante Rhin-Saône. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.317, Série II, p. 1113-1120.
- LAGIÉ B. et NAGEL J.-L., 2008** - *Carte géologique harmonisée du département du Doubs*. BRGM/RP - 55929 FR. 143 p.
- MARTY D., BELVEDERE M., RAZZOLINI N.L., LOCKLEY M.G., PARATTE G., CATTIN M., LOVIS C. and MEYER C.A., 2007** - The tracks of giant theropods (Jurabrontes curtedulensis ichnogen. & ichnosp. nov.) from the Late Jurassic of NW Switzerland: palaeoecological & palaeogeographical implications. *Historical Biology* Vol. 0, Iss. 0, 2017.
- MAZIN J.-M., HANTZPERGUE P. and OLIVIER N., 2017** - The dinosaur tracksite of Plagne (early Tithonian, Late Jurassic; Jura Mountains, France): The longest known sauropod trackway. *Geobios*, vol.50, p. 279-301.
- MOORE C.H., 2001** - Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology*, 55, Elsevier, 444 p.
- NADER F.H., SWENNEN R. and KEPPENS E., 2008** - Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses. *Sedimentology*, 55, 1467-1485.
- NICOD J., 1994** - Plateaux karstiques sous couverture en France. *Ann. Géo.* n° 576, p. 170-194.
- PETER-BORIE M., 2008** - *Les massifs rocheux du Crétacé supérieur du Labourd occidental : processus d'altération et instabilités littorales*. Thèse Univ Bordeaux 1.
- PICOT L., 2002** - *Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane : paléontologie (Ostracodes), paléocologie, biostratigraphie et paléogéographie*, Geofocus 5, 240 p.
- PICOT L., 2012** - *Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane : Paléontologie (Ostracodes), paléocologie, biostratigraphie, paléogéographie*. Thèse Université Fribourg. 242 p.
- PLATEL J.-P. et DUBREUILH J., 1986** - Le bassin d'Aquitaine, in Lajoinie J.P., Platel J.P., Autran A., Dubreuilh J., Bonjoly D. et Fourniguet J., *Grandes étapes de l'histoire géologique de quatre régions françaises*. Rapport BRGM 86-SGN-424-GEO, 18 p., 12 pl.
- PLATEL J.-P., CÉLÉRIER G., DUCHADEAU-KERVAZO C., CHARNET F. et CHIGOT D., 1989** - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Périguel-ouest (758), Orléans, BRGM*, 82 p.
- QUINIF Y., 1999** - Fantômisiation, cryptoaltération et altération sur roche nue: le triptyque de la karstification. *Actes du colloque Karst-99, Grands Causses - Vercors. Études de géographie physique, Travaux, Supplément n°XXVIII, CAGEP, Université de Provence*, 159-164.
- QUINIF Y., 2010** - *Fantômes de roche et fantômisiation. Essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse*. *Karstologia Mémoires*, 18, 196 p.
- REINHOLD C., 1998** - Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany. *Sedimentary Geology*, 121, 71-95.
- RENAULT P., 1967** - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Le problème de la spéléogénèse, *Ann. spéléol.*, v.22, 1-2, p. 5-17 et 209-267.
- SERRANO O., 2001** - *Le Crétacé Supérieur : Paléogène du Bassin Compressif Nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour). Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique. Stratigraphie*. Thèse de l'Université Rennes 1, mémoire de géosciences n° 101, p. 5-23.
- SCHMIDT-KITTLER N. (éd.), 1987** - *International Symposium Mammalian biostratigraphy and Paleogeology of the European Paleogene*, Mainz, Münch. Geowiss Abh., A, vol. 10, 312 p.
- STEHLIN H.G., 1909** - Remarques sur les faunes de mammifères de couches éocènes et oligocènes du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 9, 4, p. 488-520.
- TEMOSKI M., 2014** - *Evolution of Karst in the Lower Part of Crna Reka River Basin*, Springer Theses, DOI 10.1007/978-3-319-24547-8_1.
- THURMANN J., 1838** - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la société à Porrentruy, *Bulletin de la société géologique de France*, tome neuvième, p. 356-372.
- TISSOT B.P. and WELTE D.H., 1978** - *Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration*. Springer, Berlin, 554pp.
- VALLEY B., BURKHARD M. et SCHNEGG P.-A., 2004** - Dépliage 3-D des anticlinaux bordant le synclinal fermé de la vallée des Ponts, Jura central, Suisse. *Eclog. Geol. Helvet.*, 97, p. : 279-291.
- VERGARI A., 1998** - Nouveau regard sur la spéléogénèse : le « pseudo-endokarst » du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia* n° 31, p. 12-18.
- VERGARI A. et QUINIF Y., 1997** - Les paléokarsts du Hainaut, *Geodinamica Acta*, 10, 4: 175-187.
- WARREN J., 2000** - Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52, 1-81.
- WILLEMS L., RODET J., POUCKET A., MELO DA SILVA S., RODET M.-J. and AULER A.-S., 2005** - Polyphased karst systems in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil. *Proceeding 14th UIS Congress*, Athens-Kalamos, 23-28 august, Abstract Book: 71.
- WYNS R., 2002** - Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale, exemple des séquences d'altérations cénozoïques en France, *Bull. Inf. Geol. Bassin de Paris* (39), 2, p. 5-16.
- ZIEGLER P.A., 1990** - *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2nd and Completely Revised Edition, Shell Intern. Petrol. Maatschappij B.V. / Geol. Soc, 239 p., 56 enclosures.