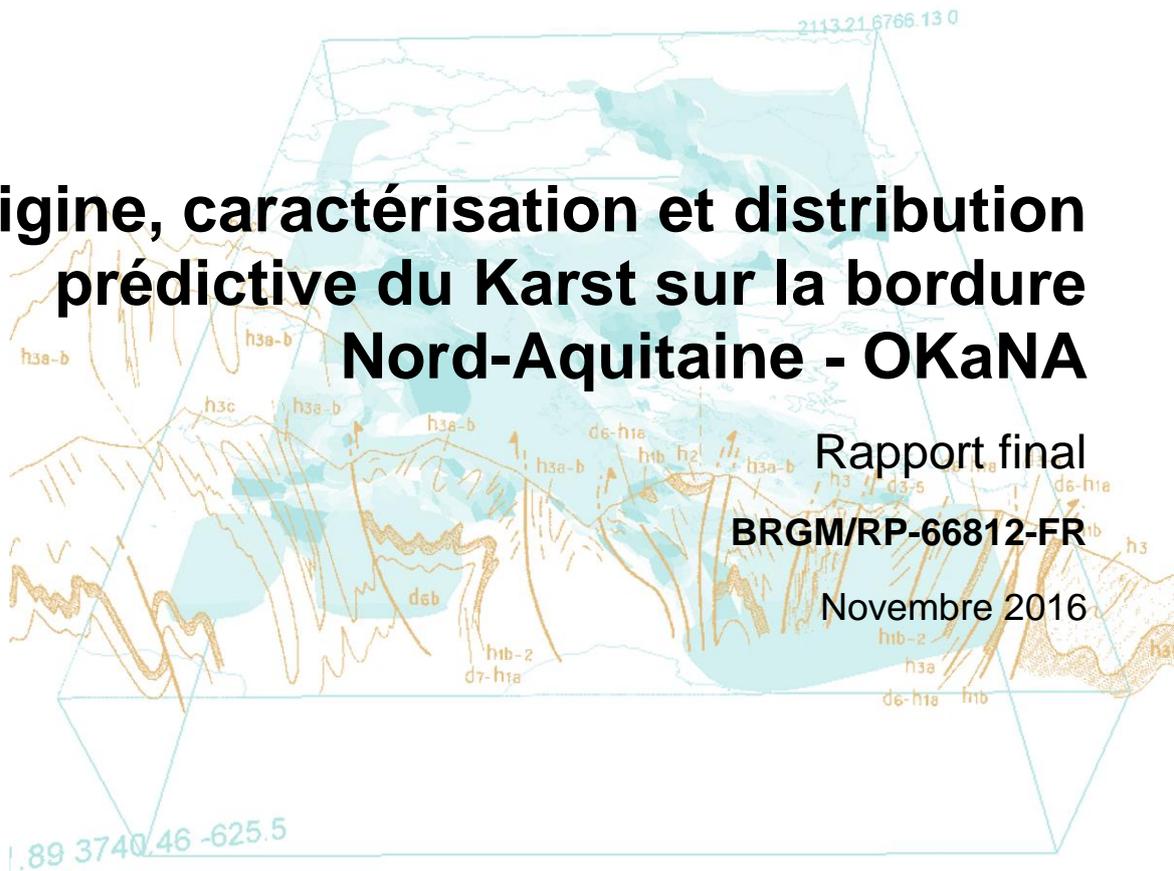




Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine - OKaNA



Rapport final
BRGM/RP-66812-FR
Novembre 2016

Opération réalisée avec le concours financier de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne



Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine - OKaNA

Rapport final

BRGM/RP-66812-FR

Novembre 2016

Étude réalisée dans le cadre des programmes de recherche
et de développement du BRGM RS15AQI004

E. Husson

Avec la collaboration de

H. Camus, C. Lerouge, E. Lasseur, O. Cabaret, M. Saltel, N. Pedron, R. Couëffé.

Vérificateur :

Nom : E. LASSEUR

Fonction : Responsable de
programme RGH02

Date : 05/04/2017

Signature :



Approbateur :

Nom : N. PEDRON

Fonction : Directeur du BRGM
Nouvelle Aquitaine

Date : 13/04/2017

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Mots-clés : karsts, paléokarsts, cryptokarstification, karstification épigénique, karstification hypogénique, front de karstification, retrait de couverture, évolution morphologique, évolution hydrogéologique, gestion de la ressource en eau, Aquitaine, Périgord, Quercy.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Husson E., Camus H., Lerouge C., Lasseur E., Cabaret O., Saltel M., Pedron N. et Couëffé R. (2016)
- Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine - OKaNA.
Rapport final. BRGM/RP-66812-FR, 136 p., 96 ill., 1 ann.

Synthèse

Les terrains carbonatés occupent près de 30% de la surface du territoire national. Ils sont particulièrement bien représentés dans le bassin Adour-Garonne où on les retrouve à l’affleurement en bordure du bassin sédimentaire aquitain. La nature plus ou moins karstique de ces aquifères rend leur gestion délicate.

L’évolution globale des besoins en eau pour l’alimentation en eau potable et l’impact attendu du changement climatique sur les eaux superficielles et souterraines plus profondes nécessitent de mieux appréhender ces formations pour mieux les protéger et les gérer. C’est une des préoccupations du SDAGE Adour-Garonne qui demande qu’un effort d’amélioration de la connaissance des eaux souterraines soit notamment porté sur les milieux karstiques.

Le projet de recherche OKaNA a pour objectif principal d’expliquer et/ou de prédire la position et le fonctionnement actuels des massifs carbonatés karstifiés à la fois libres et sous couverture. Il s’inscrit dans la stratégie du BRGM de développer des travaux scientifiques de qualité sur ce sujet, afin d’améliorer la connaissance des ressources en eau dans les karsts et de leur fonctionnement.

Le présent rapport fait suite à une synthèse bibliographique faisant l’état des connaissances sur l’histoire géologique de la karstification ayant affecté la bordure nord-est du Bassin aquitain, (Husson et al., 2015). Aux périodes identifiées comme favorables à la karstification, ce travail apporte des éléments supplémentaires à la compréhension de la mise en place des réservoirs ainsi que de leur fonctionnement actuel.

Il est avant tout important d’intégrer que le processus de karstification ne se résume pas à la corrosion sur roche nue ou encore aux karsts gravifiques. Une synthèse des formes et processus, à l’origine du modelé karstique observables sur la bordure nord-aquitaine, a donc été réalisée, permettant d’appréhender que, non seulement les périodes de karstification sont nombreuses, mais qu’en plus, elles s’expriment sous différentes formes, combinées en fonction des facteurs géologiques. Ainsi le type de karstification a donc été pris en compte et ajouté à cette synthèse des connaissances.

Plusieurs fonctionnements hydrogéologiques se distinguent actuellement par le fait d’une karstification multiple et polyphasée :

- une extrême bordure est composée de formations jurassiques caractérisées par des réservoirs étendus, épais et très karstifiés, et un fonctionnement principal de type aquifères libres.

La zone présente de nombreuses formes de karstification témoignant du télescopage entre les périodes et les modes de karstification. Si les formes de karstification héritées du Crétacé inférieur sont difficiles à identifier dans cette zone, c’est parce que la longue évolution en domaine continental tout au long du Tertiaire en a gommé les traces. En effet, le karst actif est aujourd’hui très structuré par l’histoire cénozoïque du décapage progressif de la couverture sédimentaire crétacée et tertiaire, dont le retrait a permis la formation de fenêtres hydrogéologiques qui ont évolué avec les variations du niveau de base.

- un karst profond et captif développé au sein des formations jurassiques sous couverture sédimentaire plus récente (crétacée et tertiaire), plus à l'ouest.

Deux hypothèses peuvent expliquer la formation de ce karst actuellement situé en profondeur. La première implique une karstification épigène au Crétacé inférieur. Au cours de l'émersion qui a duré plus de 35 Ma, l'éventail des processus de karstification à l'œuvre est probablement large et complexe. En effet, cette période d'émersion, associée à des indices évidents d'érosion, semble propice à la mise en place d'un karst gravifique. D'autres indices montrent qu'une karstification sous couverture a aussi été à l'œuvre au cours de cette période. L'impact de cette karstification ne peut être quantifié encore, car induite par une géodynamique encore trop peu contrainte.

La deuxième hypothèse, compatible avec la première, invoque des processus de karstification hypogène qui se développent dans le cœur des bassins sédimentaires et sur leurs marges. Des formes géomorphologiques, comme des *pipes* de brèches, des puits atypiques, ou encore les témoins de paléocirculations de fluides chauds sont autant d'indices qui révèlent un fonctionnement hypogène de circulation souterraine. Cette karstification hypogène, sans doute polyphasée, est difficile à dater. De plus, le karst ainsi formé, actuellement présent à grande profondeur, reste actif, assuré par les drainances naturelles et actuelles qui s'opèrent à l'échelle du Bassin.

- un aquifère multicouche composite à caractère karstique au sein des formations crétacées, caractérisé par de petits bassins-versants.

Du fait de la présence de nombreuses épontes au sein de la pile sédimentaire, majoritairement grés-carbonatée, les terrains crétacés ont à la fois le double rôle de couverture vis-à-vis du Jurassique sous-jacent et d'aquifères multicouches à caractère karstique. Bien qu'ayant subi une longue histoire karstique au cours du Cénozoïque, cet aspect « mille-feuille » a pour conséquence de segmenter le système en plusieurs réservoirs superposés et peu épais, limitant le développement vertical du karst.

Malgré cette compartimentation de l'ensemble des grands systèmes aquifères crétacés et jurassiques, les connections entre réservoirs intra-crétacés ou entre réservoirs crétacés et jurassiques sont possibles et se font par des failles, permettant des circulations ascendantes ou descendantes, selon la charge des aquifères captifs de la pile sédimentaire mésozoïque. Ceci ajoute un degré de complexité au système mais permet de mieux appréhender les questions de pollution de surface en profondeur ou encore le soutien fréquent des aquifères jurassiques aux aquifères crétacés.

Ce rapport clôt un travail de recherche de deux ans, qui reste encore préliminaire dans ses résultats et ses conclusions, mais laisse entrevoir de nombreuses perspectives dans les domaines appliqués de la recherche et de la gestion en ressource en eau.

Sommaire

1. Introduction	13
1.1. CONTEXTE GENERAL DU PROJET	13
1.2. OBJECTIFS DU PROJET	15
1.3. METHODOLOGIE ET DESCRIPTIF TECHNIQUE DU PROJET.....	15
2. L'histoire et les formes de karstification en Aquitaine	17
2.1. RAPPEL DE CONCEPTS EN KARSTOGENESE	17
2.2. L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA KARSTIFICATION DE LA BORDURE NORD-EST DU BASSIN AQUITAIN ET LES FORMES ASSOCIEES	23
3. La distribution des formations carbonatées	35
3.1. LES RESERVOIRS JURASSIQUES.....	35
3.2. LES RESERVOIRS CRETACES	37
3.3. LA GEOMETRIE DES FORMATIONS CARBONATEES.....	37
4. L'origine du karst profond	43
4.1. L'HYPOTHESE D'UNE KARSTIFICATION AU CRETACE INFERIEUR	44
4.2. LA CONTRIBUTION DU KARST HYPOGENE.....	49
4.2.1. Définitions sur le karst hypogène	49
4.2.2. Les indices de paléokarsts hypogènes dans la zone d'étude	54
4.2.3. Hypothèse sur le fonctionnement du système karstique hypogène en Aquitaine.....	69
4.3. LE FONCTION HYDROGEOLOGIQUE D'UN KARST PROFOND ACTUEL	70
5. Modèle de genèse et d'évolution des reservoirs karstiques	71
5.1. PROPOSITION D'UN MODELE.....	71
5.2. L'IMPACT DU DECAPAGE DE LA COUVERTURE, D'EST EN OUEST, SUR LE FONCTIONNEMENT DES RESERVOIRS JURASSIQUES.....	75
5.2.1. La bordure est/partie orientale : zone de poljés.....	76
5.2.2. La zone intermédiaire/partie centrale	79
5.2.3. Partie occidentale	84
5.3. LES RESERVOIRS CRETACES	94
6. Hydrogéologie appliquée.....	101

6.1. LE FONCTIONNEMENT GENERAL DES AQUIFERES KARSTIQUES JURASSIQUES VS CRETACES.....	103
6.2. CONNEXIONS ENTRE AQUIFERES	105
6.2.1. Les connexions ascendantes : anomalies de température « chaude », bulides et signature chimique.....	106
6.2.2. Les connexions descendantes : anomalies de température froide et pollutions de surface dans des aquifères profonds sous couverture	111
6.2.3. Les connexions latérales : mise en contact de réservoirs par faille, l'exemple du Toulon.....	114
6.3. IMPACT SUR LA GESTION DES AQUIFERES	115
6.3.1. Evolution de la piézométrie : les baisses de niveau	115
7. Conclusion et perspectives	121
7.1. CONCLUSION	121
7.2. PERSPECTIVES	123
8. Bibliographie	125

Liste des figures

Illustration 1 : Carte géologique simplifiée sur la base du 1/1 000 000, de la zone d'étude (Astruc et al., 2008).	14
Illustration 2 : Schéma du système karstique qui présente les phénomènes majeurs interagissant au sein d'un karst actif (modifié d'après Ford & Williams, 1989).17	
Illustration 3 : Systèmes karstiques épigènes (EKS) et hypogènes (HKS) dans un contexte d'écoulement d'eaux souterraines au sein d'un bassin (Klimchouk, 2007 adapté et modifié d'après Toth, 1999).	18
Illustration 4 : A gauche la source de la Loue (Ouhans, Doubs) qui est une résurgence du système karstique gravifique du Doubs (photo : Ph. Crochet). A droite une cavité en Ardèche, tapissée de calcite sparitique, formée par un jeu de condensation-corrosion lié à des remontées de fluides hypogènes (photo : P. Deconinck).	19
Illustration 5 : Coupe schématique d'un crypto-karst illustrant les différentes morphologies ainsi que les formes associées (Quinif, 2010).	19
Illustration 6 : A gauche : paléokarst des bauxites montrant les pinacles pointer sous le remplissage (Villeveyrac, Hérault). En haut à droite : pinacles dégagées de la couverture bauxitique (Villeveyrac, Hérault). En bas à droite : pinacles en pain de sucre de la baie d'Halong (Ninh Binh, Vietnam).....	20
Illustration 7 : Exemple de fantôme de roche dans la carrière du Clypot (Neufvilles, Hainaut, Belgique). Le fantôme de roche se développe suivant un joint vertical (Dubois et al., 2011).	20
Illustration 8 : La grotte du Pic à glace (Hainaut, Belgique).	21
Illustration 9 : Cartes paléogéographiques de la répartition des environnements de dépôts, au cours du Crétacé inférieur, du Néocomien à l'Albien (Biteau et al., 2006).	24
Illustration 10 : Cavités dans la carrière de Peusec (Dandurand, 2011). Le remplissage correspond à un débris flow à blocs sub-arrondis hétérométriques de calcaires poreux et dans les plus bas niveaux, un sable fin glauconieux assigné au Cénomaniens (Rouiller, 1987).	25

Illustration 11 : Carte paléogéographique anté-tertiaire et isobathes de la base du Tertiaire (BRGM et al., 1974). Au sein des rectangles rouges, on identifie parfaitement, de manière cartographique, le recouvrement en discordance des terrains jurassiques par les terrains créacés supérieurs.	26
Illustration 12 : Corrélation des séquences de dépôts et des formations paléocènes de l'Aquitaine septentrionale (Sztrakos et al., 2010).	28
Illustration 13 : Synoptique des principales étapes de l'évolution continentale de la surface des plateaux de la bordure nord-est aquitaine (Bruxelles & Camus, 2014).	29
Illustration 14 : A gauche : crypto-karst de Carsac, dans le Sarladais, exhumé de sa couverture d'altérites (Astruc, 2010 ; photo : F. Guichard). En haut à droite: crypto-karst recouvert par des grèzes de la vallée de la Donzelle (Périgord Blanc). En bas à droite : crypto-karst de Vitrac, dans le Sarladais. Les modelés acquis par crypto-corrosion sous couverture siliceuse sont progressivement exhumés (Astruc & Bruxelles, 2010 ; photo F. Guichard).	30
Illustration 15 : Carte géologique simplifiée, montrant la discordance des terrains oligo-miocènes fossilisant une paléosurface héritée de l'Eocène, constituée des terrains jurassiques (bleu) à l'est jusqu'aux terrains tertiaires (jaune) à l'ouest. L'encadré rouge correspond à l'emprise de l'illustration 16.	32
Illustration 16 : Carte hypsométrique du Causse de Gramat (altitudes croissantes du plus foncé au plus clair) montrant les différents ensembles morphologiques (modifié d'après Platel et al., 2008).	33
Illustration 17 : Coupe lithostratigraphique des formations du Jurassique moyen et supérieur du Quercy (Platel et al., 2010).	36
Illustration 18 : Coupe lithostratigraphique des formations du Crétacé supérieur en Dordogne (Platel et al., 2010).	38
Illustration 19 : Plan de position des coupes géologiques des Illustration 20 et Illustration 21 (Platel et al., 2010).	39
Illustration 20 : Coupes géologiques SW-NE 1 à 5 (d'après Platel et al., 2010).	40
Illustration 21 : Coupes géologiques NW-SE 6 à 10 (d'après Platel et al., 2010).	41
Illustration 22 : Carte de position des indices de karst actif, reconnus en forages, au sein du Jurassique sous couverture (pertes, arrivées d'eau, chutes d'outils ...) classés par formations (Malm, Dogger ou les deux). Les photos illustrent des morphologies de réseaux karstiques dans le forage de Vergt (encadré sur la carte).	43
Illustration 23 : Charte stratigraphique et système pétrolier du bassin de Parentis (Biteau et al., 2006).	44
Illustration 24 : Reconstitution de coupes au Crétacé inférieur, traversant le bassin de Parentis d'après BRGM et al., 1974.	45
Illustration 25 : Restauration de coupe du bassin de Parentis au Cénomaniens d'après BRGM et al., 1974.	46
Illustration 26 : Dynamique de la transgression cénomaniens dans le nord de l'Aquitaine (Platel, 1987).	47
Illustration 27 : Essai de reconstitution des paléoenvironnements à la fin du Cénomaniens supérieur - région de Saint-Cyprien (Platel, 1987).	47
Illustration 28 : Ecorché anté-Crétacé des terrains jurassiques et leur faciès à l'affleurement.	48
Illustration 29 : Systèmes karstiques épigènes (EKS) et hypogènes (HKS) dans un contexte d'écoulement d'eaux souterraines au sein d'un bassin (Klimchouk, 2007 adapté et modifié d'après Toth, 1999).	50
Illustration 30 : Schéma de l'hydrodynamisme régional d'un bassin, représentant la diminution des échanges et le passage progressif de flux latéraux à ascendants avec la profondeur (Klimchouk 2013b, d'après Vsevolozhskiy, 2007).	50

Illustration 31 : Échelle de temps des écoulements dans différents aquifères (Toth, 1995).....	52
Illustration 32 : Répartition des zones de recharge caractérisées par des circulations descendantes et des zone de « décharge » caractérisées par des circulations ascendantes, alimentées par la convergence de flux latéraux au sein des aquifères et de drainances ascendantes à travers les aquitards (Klimchouk, 2013a).....	52
Illustration 33 : Représentation conceptuelle de la nature de la spéléogenèse hypogène (Klimchouk, 2012), à travers les formations dans la partie supérieure de la croûte (A) et des paramètres de spéléogenèse hypogène typique : dans un cadre artésien (B) ; dans un cadre profond (C).....	53
Illustration 34 : Représentation schématique de drainance ascendante dans deux configurations différentes reconnues en Médoc occidental (d'après Moussié, 1972).....	53
Illustration 35 : Remontée d'eau souterraine depuis un aquifère sableux profond au sein de formations carbonatées sus-jacentes à travers un anticlinal, où de nombreuses fissures et joints stratigraphiques sont exploités par la dissolution et forment un réseau spéléogénétique. Exemple dans l'est du Missouri, USA (Brod 1964).....	54
Illustration 36 : Carte des indices de karstification hypogènes décrits dans le texte.....	54
Illustration 37 : Exemple de cartographie de brèches (zone hachurée) sur les cartes géologiques de Puy l'Evêque (à gauche) et Saint Géry (à droite).....	55
Illustration 38 : Brèches polygéniques des Tuileries.....	56
Illustration 39 : Coupe schématique de la brèche des Tuileries (Astruc, 1988).....	56
Illustration 40 : Brèches à blocs anguleux à bord vertical, sous formes de couloirs ou pipes, mises à l'affleurement par la tranchée de l'autoroute A20.....	57
Illustration 41 : Brèches à blocs anguleux développées au sein du Kimméridgien, télescopées par une crypto-doline, en bord de route à proximité de Cours (46).....	58
Illustration 42 : Puits du Puech d'Assial (commune de Borrèze - 24).....	59
Illustration 43 : Puits s'évasant vers le bas, développé au sein des carbonates crétacés, dont l'incision de la Dordogne a permis de mettre en évidence la section circulaire dans sa partie supérieure et la forme plus évasée dans sa partie inférieure.....	60
Illustration 44 : Coupe projetée de l'Igue de Viazac (CDS 46).....	61
Illustration 45 : A gauche, la photo montre la relation banquettes/encoches de talus d'argile sur la paroi en faciès de tôle ondulée du puit-cheminée. En haut à droite, la photo présente le chenal de voûte au sommet du puit-cheminée. En bas à droite un schéma illustre la morphologie d'un système creusé per ascensum (en puit-cheminée et en galerie).....	61
Illustration 46 : Remplissage sédimentaire sableux à l'entrée de la galerie Martel.....	62
Illustration 47 : Grains de quartz, glauconie et enduits ferrugineux composant le remplissage sédimentaire échantillonné GM1.....	63
Illustration 48 : Débris coquillés siliceux, provenant de l'échantillon sableux GM1, triés à la loupe binoculaire.....	63
Illustration 49 : Brèches de la salle boueuse, dont les blocs tombés du plafond ont été échantillonnés.....	64
Illustration 50 : Description sommaire d'un cycle thermométrique.....	65
Illustration 51 : Inclusions fluides observées sur les lames minces : VA1a en haut à gauche, VA1b en haut à droite, VA2a en bas à gauche et VA2b en bas à droite.....	65
Illustration 52 : A gauche : Nomenclature SLV (solide-liquide-vapeur). A droite : schéma de la classification des inclusions selon les critères de Roedder (1981). P : inclusions primaires, PS : inclusions pseudo-primaires, S : inclusions secondaires.....	66
Illustration 53 : Inclusions fluides analysées sur la lame VA2_a.....	67
Illustration 54 : Inclusions fluides analysées sur la deuxième lame mince VA1a.....	68

Illustration 55 : Développement schématique de réseaux hypogènes en bordure de bassin, cas des Blacks Hills, USA (Palmer & Palmer, 2009).	70
Illustration 56 : Schéma conceptuel évolutif des circulations épigènes et hypogènes, fondé sur l'intégration des modèles conceptuels récents (Camus et al., 2013) au sein des formations jurassiques de la bordure nord-est du Bassin aquitain, depuis le retrait de la mer au Crétacé inférieur jusqu'au Miocène.	71
Illustration 57 : Schéma conceptuel évolutif de la mise en place des pseudo-karsts.	73
Illustration 58 : Carte géologique simplifiée, montrant la discordance cartographique de la molasse Oligocène (en jaune) reposant sur des terrains plus anciens à l'est (Jurassique) et plus récents (jusqu'à Crétacé puis Tertiaire) à l'ouest.	74
Illustration 59 : Carte géologique ombrée et simplifiée de la région du Quercy à l'est et du Sarladais à l'ouest, présentant les trois zones distinctes, aux paléo-comportements hydrauliques différents.	75
Illustration 60 : Schéma conceptuel évolutif du poljé de Gramat.	76
Illustration 61 : MNT en vue 3D du Causse de Gramat.	77
Illustration 62 : Projection sur le MNT des traçages effectués sur le Causse de Gramat.	78
Illustration 63 : MNT du nord du Causse de Gramat, centré sur les sources de l'Ouyse, dont les écoulements aériens puis souterrains ont abouti à des anomalies géomorphologiques.	79
Illustration 64 : Différents types de fantômes de roche (à gauche) et plans d'un pseudo-endokarst (à droite – Bruxelles & Bruxelles, 2002).	80
Illustration 65 : Photographie aérienne de la vallée sèche de l'Alzou et de ses affluents.	80
Illustration 66 : Photographies en différents points du bogaz à proximité de la vallée sèche de l'Alzou (report des indications 1 et 2 sur l'illustration 65).	81
Illustration 67 : Topographie spéléologique du réseau souterrain de l'Ouyse (réalisé par Project Baseline, projeté sur la carte de l'illustration 63).	83
Illustration 68 : Photo de la méga-doline du Cloup, située à l'aplomb du réseau souterrain de l'Ouyse (voir plan de position sur l'illustration 63).	84
Illustration 69 : MNT de la partie occidentale, entre Dordogne et Lot, sur laquelle on observe un développé hydrographique majoritairement arborescent (positionnement des traçages et zooms qui sont détaillés ci-après).	85
Illustration 70 : Zoom 1 (situé sur l'illustration 69) présentant une morphologie différente du réseau hydrographique d'ouest en est, avec un réseau à géométrie orthogonale à l'est, un réseau arborescent à l'ouest et un réseau arborescent à tendance orthogonale entre les deux.	86
Illustration 71 : Zoom 2 (situé sur l'illustration 69) sur lequel on peut observer le cours d'eau du Vers, avec une morphologie arborescente dans sa partie amont, développée sur substratum kimméridgien marneux et une morphologie orthogonale dans sa partie aval, au sein du Kimméridgien inférieur et Oxfordien.	87
Illustration 72 : Carte géologique au 1/50 000 du Massif du Frau, correspondant au zoom 3, situé sur l'illustration 69.	89
Illustration 73 : Schéma conceptuel évolutif de la progression du front de karstification en fonction du retrait de la couverture, lors de la chute du niveau de base. Lorsque les circulations souterraines sont amorcées, le reste de la couverture est évacué dans le karst, par le biais de la formations de dolines.	90
Illustration 74 : Coupe géologique sud-nord positionnée sur l'illustration 72.	90
Illustration 75 : Carte géologique au 1/50 000 du zoom 4, situé sur l'illustration 69.	91
Illustration 76 : Carte géologique au 1/50 000 du zoom 5, situé sur l'illustration 69.	92
Illustration 77 : Carte géologique au 1/50 000 du zoom 6, situé sur l'illustration 69.	93

Illustration 78 : Carte géologique simplifiée et ombrée de la vallée du Lot.	94
Illustration 79 : Vue aérienne des reliefs de karsts coniques (Google Earth). En haut : secteur sarladais (zone étudiée) ; en bas : secteur de la Gebihe (Guizhon, Zihun) en Chine, étudié par Maire et al., 2004.	96
Illustration 80 : Photo du site du Régourdou (Dordogne) dont les dépressions ont été vidées des altérites qu'elles contenaient.	97
Illustration 81 : En haut à gauche : couloir d'altération vidé de son altérite (fantôme de roche) à la main. En haut à droite : galerie formée par tassement de l'altérite, érosion en chenal de voûte, par creusement ascendant lors d'anciennes mises en charge. En bas à gauche : encaissant carbonaté formant des arches et des cloisons entre les différentes zones altérées. En bas à droite : remplissage karstique reposant sur l'altérite, qui s'est déposée lorsque les connections hydrauliques avec la surface se sont mises en place.	98
Illustration 82 : Périodes favorables aux différents types de karstification (épigène, hypogène, fantômisation) rajoutées à la charte chrono-karstique de la bordure nord-est aquitaine, d'après Husson et al., 2015.	102
Illustration 83 : Carte représentant le débit des sources sur terrains crétacés et jurassiques (débits moyens issus de Gutierrez et al., 2016, pour la Dordogne et débits minimums issus de Bardeau & Belgodere, 2009, pour le Lot), ainsi que les traçages positifs effectués et les zones hydrographiques déduites des bassins versants topographiques (en rouge).....	103
Illustration 84 : Exemple des traçages positifs de la source de la Glane. Les traçeurs ont été injectés au-delà des bassins versants topographiques (traits rouges) et ont rejoint la source par le réseau souterrain développé au sein des terrains jurassiques carbonatés.	104
Illustration 85 : Exemple des traçages positifs des sources du Toulon (Périgueux). Les traçeurs injectés montrent des circulations souterraines développées dans les carbonates crétacés inférieurs contenus au sein des bassins versants topographiques.	105
Illustration 86 : Carte présentant les anomalies de températures chaudes (en rouge) et les bulides (en jaune) recensées en Dordogne.	107
Illustration 87 : Carte présentant les concentrations moyennes en magnésium (en mg/l) rencontrées dans les aquifères crétacés (losange vert) et les aquifères jurassiques (losange bleu) captés par forages en Dordogne.	108
Illustration 88 : Carte présentant le débit des sources sur terrains crétacés et jurassiques (débit moyen, issu de Gutierrez et al., 2016) pour la Dordogne.....	109
Illustration 89 : Carte de drainance pour l'aquifère du Bajocien, calculée à partir du MOdèle Nord-Aquitain (MONA-v3), en soustrayant les charges piézométriques de l'aquifère bajocien à celles des aquifères sus-jacents. La différence positive ou négative permet d'obtenir les sens de drainance entre ces aquifères.	110
Illustration 90 : Carte présentant les anomalies de température froide (en bleu clair) et la turbidité rencontrée dans les forages, par aquifères crétacés (en vert) et jurassiques (en bleu).	111
Illustration 91 : Carte présentant les concentrations moyennes en nitrate (en mg/l) rencontrées dans les aquifères crétacés (en vert) et les aquifères jurassiques (en bleu), captés par les forages en Dordogne, ainsi que les parcelles agricoles (en rouge).	112
Illustration 92 : Carte de drainance pour l'aquifère du Kimméridgien, calculée à partir du MOdèle Nord-Aquitain (MONA-v3).....	113
Illustration 93 : Coupe géologique sud-ouest - nord-est, traversant la faille du Change et passant par les sources du Toulon (Lorette, 2014).	115
Illustration 94 : Evolution des tendances piézométriques au droit des ouvrages du Crétacé (Platel et al., 2010).	116
Illustration 95 : Plan de position des points de prélèvement sollicitant les réservoirs crétacés (en vert) et les réservoirs jurassiques (en bleu).	117

Illustration 96 : Evolution des tendances piézométriques au droit des ouvrages du Jurassique (Platel et al., 2010).....	118
---	-----

Liste des tableaux

Tableau 1 : Synthèse des formes karstiques recensées sur le terrain, mises en relation avec les processus qui les ont formées, les conditions et le temps nécessaires à leur formation et les conséquences sur l'hydrogéologie régionale. L'évolution géologique joue un rôle fondamental sur l'interaction entre toutes ses formes qui s'empruntent et se réutilisent pour aboutir au paysage et au fonctionnement hydrologique actuel.....	22
--	----

Liste des annexes

Annexe 1 Tableau de températures obtenues sur inclusions fluides.....	137
---	-----

1. Introduction

1.1. CONTEXTE GENERAL DU PROJET

Le bassin sédimentaire aquitain correspond à une vaste dépression au sud-ouest de la France. Largement ouvert vers l'ouest et l'Océan atlantique, il est ceinturé par des reliefs constitués par le Massif Armoricain au nord, le Massif Central et la Montagne Noire à l'est, et par la chaîne des Pyrénées au sud.

La distribution des formations sédimentaires résulte du comblement progressif du bassin sur le socle varisque depuis plus de 250 Ma. Les affleurements des terrains jurassiques et crétacés, en bordure du Massif Central et du Massif Armoricain (Quercy et Périgord), témoignent des deux vastes transgressions marines qui se sont produites au Mésozoïque (Illustration 1), séparées par une surrection et une émergence au Crétacé inférieur. Les formations géologiques à dominante calcaire qui en résultent sont le siège de systèmes karstiques à la fois à l'affleurement et sous couverture. En effet, les terrains jurassiques à l'affleurement sur l'extrême bordure est de la zone d'étude (causses du Quercy) plongent sous une couverture d'âge crétacé et tertiaire à l'ouest (Périgord) et sous couverture uniquement tertiaire au sud-ouest (Agenais). La karstification, qui affecte les formations crétacées et jurassiques, résulte d'une histoire polyphasée complexe.

La gestion des ressources en eau provenant de ces formations se heurte à des difficultés liées à la nature plus ou moins karstique de ces réservoirs carbonatés. L'évolution globale des besoins pour l'alimentation en eau potable induit une sollicitation de plus en plus importante sur ces réservoirs et nécessite une adaptation des moyens de pérennisation. Ces recherches sont aujourd'hui stratégiques pour l'AEP (Alimentation en Eau Potable) de certains départements et le seront encore plus avec l'impact du changement climatique sur les ressources les plus superficielles.

Différents travaux de recherche (Vouvé et al., 1969 ; Tarrisse, 1974 ; Fabre, 1983 ; Muet, 1985 ; Astruc, 1988 ; Marchet, 1991 ; Lopez, 2009 ; Peyraube, 2011) et rapports d'étude (Bichot *et al.*, 1997 ; Bichot *et al.*, 2003 ; Mauroux *et al.*, 2003 ; Bardeau & Belgodère, 2009 ; Platel et al., 2010 ; Cabaret et al., 2012), menés depuis plus de 30 ans, ont permis de faire des avancées significatives dans la compréhension du fonctionnement des systèmes de la plate-forme nord-aquitaine. Malgré cela, les aquifères karstiques restent encore aujourd'hui mal connus, tant du point de vue de leurs géométries complexes, liées à leur formation dans le cadre d'une évolution longue et polyphasée, que de leur fonctionnement hydrodynamique actuel qui en découle.

L'objectif de l'étude est donc de comprendre le fonctionnement de ces systèmes hydrogéologiques, contenus dans les formations du Jurassique et du Crétacé, par une approche transverse entre plusieurs disciplines des sciences de la terre : géologie, karstologie, géomorphologie et hydrogéologie.

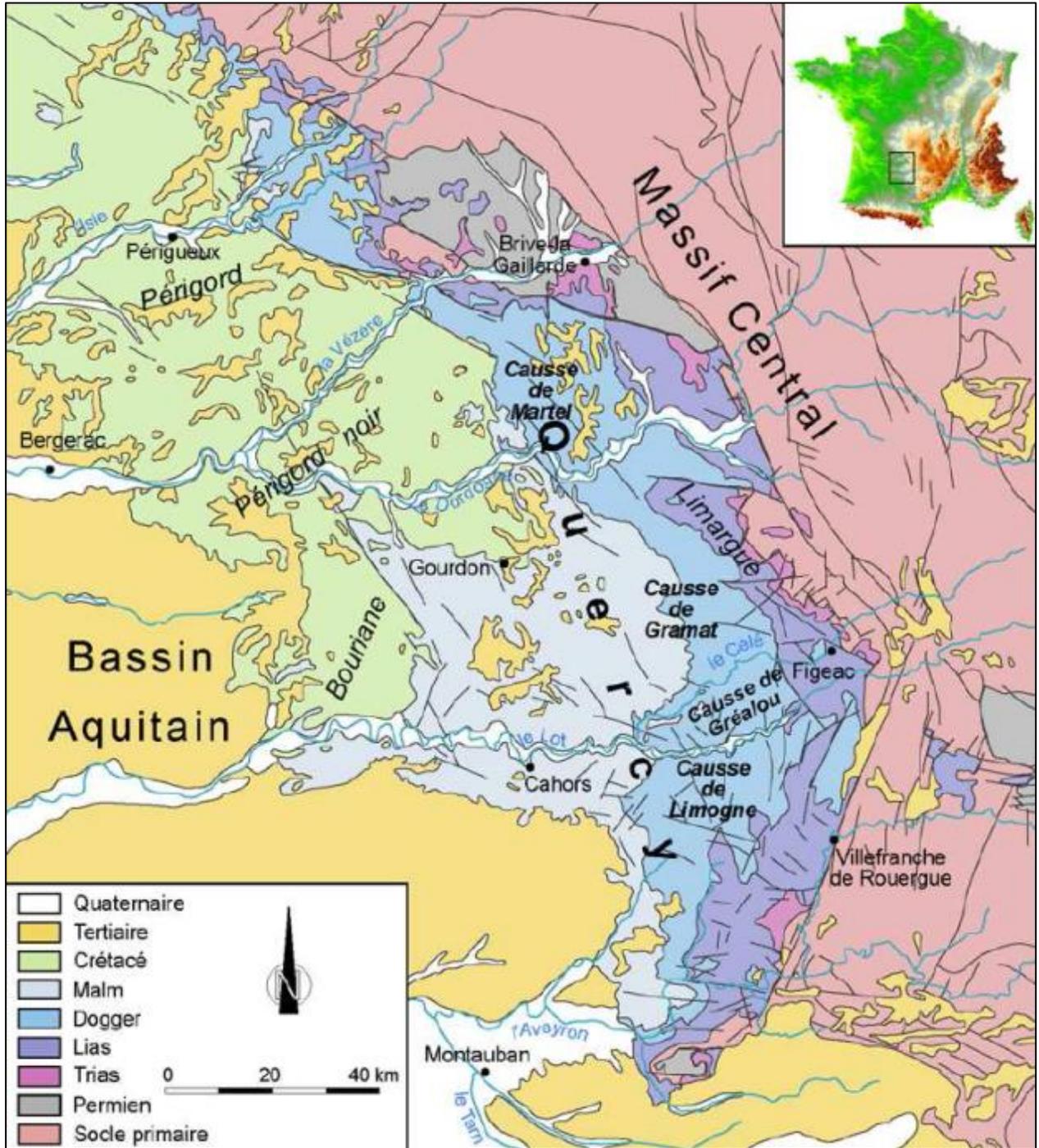


Illustration 1 : Carte géologique simplifiée sur la base du 1/1 000 000, de la zone d'étude (Astruc et al., 2008).

1.2. OBJECTIFS DU PROJET

L'objectif principal est d'expliquer et/ou de prédire la position actuelle des massifs carbonatés karstifiés, à la fois libres et sous couverture. Pour cela, il s'agit :

- d'étudier les formes karstiques sur le terrain afin d'identifier les processus à l'origine de la karstification et ainsi de mieux comprendre l'histoire de la karstogenèse régionale et son impact sur l'hydrogéologie actuelle ;
- de caractériser le karst profond développé au sein des formations jurassiques se trouvant actuellement sous couverture ;
- de proposer un schéma conceptuel d'évolution des réservoirs karstiques basé sur les observations de terrain, l'histoire géologique et les connaissances hydrogéologiques ;
- d'illustrer ces concepts sur quelques cas concrets de gestion.

Les travaux menés sur la zone nord-montpelliéraine (Husson, 2013) ont largement inspiré cette étude, bien que la méthodologie ait dû être adaptée. En effet, le contexte géologique conditionnant l'histoire de la karstification et la formation des réservoirs karstiques est très différent, en Languedoc, de la bordure nord-est du Bassin aquitain.

1.3. METHODOLOGIE ET DESCRIPTIF TECHNIQUE DU PROJET

- Détermination et caractérisation des processus à l'origine de la karstogenèse

La caractérisation des remplissages karstiques commencée par Astruc (1988) reste indispensable pour bien identifier les périodes de karstification et les processus à l'origine des variations du niveau de base. Mais les paléokarsts ne constituent pas à eux seuls l'héritage d'une paléo-karstification. Bien que ces formes constituent les objets les plus évidents à identifier et à dater (lorsqu'ils sont datables), il existe d'autres formes témoins de l'évolution de la karstification dans le paysage (dolines, fantômes de roche, incision des cours d'eau, front d'altération, retrait de la couverture sédimentaire...) qu'il est nécessaire d'intégrer dans l'histoire de la karstogenèse.

Une synthèse bibliographique réalisée au cours de l'année 1 du projet (Husson et al., 2015) a donc été complétée par l'identification des formes karstiques sur le terrain et l'analyse des dépôts classique et paléokarstique. Ce travail a permis d'inscrire ces formes dans l'histoire géologique de la karstification et de proposer un modèle de formation des réservoirs karstiques.

- Reconstitution de la géométrie actuelle des formations carbonatées

La géométrie des formations carbonatées dans le secteur d'étude a déjà fait l'objet de travaux récents par le BRGM (Platel *et al.*, 2010). En complément, le MOdèle hydrogéologique Nord-Aquitain (MONA) fait l'objet actuellement d'une révision. Les travaux réalisés jusqu'ici ont permis d'affiner la géométrie des couches du modèle avec une résolution plus fine (maille de 500 m) sur l'ensemble de la plate-forme nord-aquitaine.

Les données disponibles dans le secteur d'étude à travers les forages, les lignes sismiques (au nombre de 6 utilisables) et l'exploitation de la géométrie du Modèle Nord-Aquitain dans sa version 4 semblent suffisantes pour reconstituer une géométrie des formations carbonatées, à l'échelle du bassin.

- Etude d'une éventuelle karstification hypogène

Il existe des indices de circulations hypogènes dans la région, qu'elles soient actuelles ou passées. Certaines sources présentent des anomalies de températures et/ou de minéralisations (Cabaret et al., 2012 ; Cabaret et al., 2014) indiquant une contribution partielle d'eau profonde à ces sources. Sur le terrain, des minéralisations de calcite drusique de type hydrothermale ont aussi été trouvées et échantillonnées. Identifier la contribution d'une circulation hypogène au sein de l'histoire de la karstification et tenter de quantifier la part de cette circulation dans le système karstique actuel revêt une importance particulière dans ce contexte. En effet, la part hypogène des systèmes karstiques est souvent négligée, voire complètement oubliée, or les réservoirs karstiques sont souvent le résultat de l'interaction entre les deux systèmes (épigène et hypogène).

- Apport des résultats à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système karstique du Causse de Gramat et de son prolongement sous couverture dans le Sarladais-Agenais.

2. L'histoire et les formes de karstification en Aquitaine

2.1. RAPPEL DE CONCEPTS EN KARSTOGENESE

La genèse du karst

Le karst a de multiples définitions, car il est à la convergence de plusieurs disciplines (géologie, hydrogéologie, géomorphologie, hydrogéomorphologie, karstologie...). Mais le karst a avant tout été défini selon une vision géomorphologique et hydrogéologique qui désigne un type de paysage particulier (Illustration 2), comprenant des cavités et un vaste système de circulation d'eau souterraine développé par dissolution sous l'action d'une eau chargée d'un agent agressif (CO_2 , H_2SO_4 ...), pour les roches comme les carbonates, le marbre ou encore le gypse (Mangin, 1982; Ford et al., 1988; Jeannin, 1996; Delannoy 1997). Cette définition est donc liée aux processus de surface et à la recharge météorique, et le niveau de base contrôle le développement du karst. Dans ce cas, la karstification commence après le dépôt et la mise à exposition, ou lorsque le soulèvement combiné à la dénudation, permet de réexposer une formation aux agents agressifs de surface. Ce modèle conceptuel de karst épigène a dominé toute la science du karst jusqu'à récemment (Monroe, 1972 ; Mangin, 1982 ; Ford & Williams 1989 ; Ford, 2004).

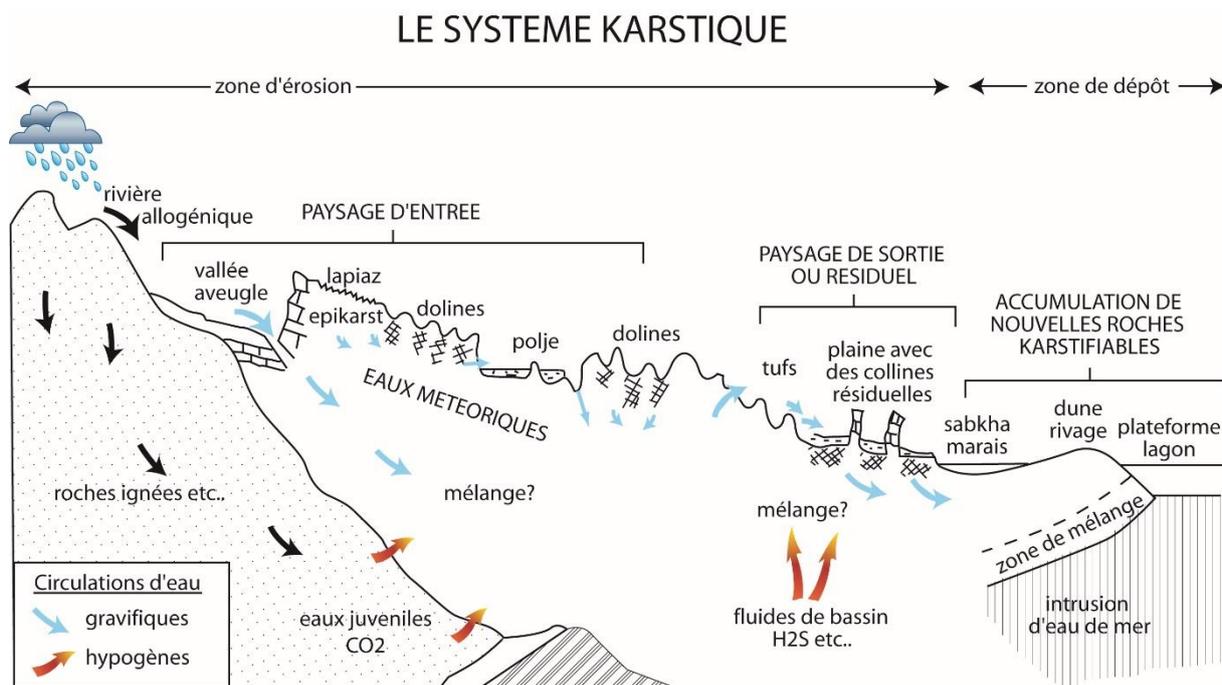


Illustration 2 : Schéma du système karstique qui présente les phénomènes majeurs interagissant au sein d'un karst actif (modifié d'après Ford & Williams, 1989).

Depuis les années 1990, un autre concept de karstification émerge. Il s'agit de la karstification hypogène (Dublyansky, 1990 ; Palmer, 1991 ; Klimchouk 1990 ; 1992 ; 1994 ; 1997 ; Filippov, 2004; Ford, 2006 ; Audra et al., 2011). Cette karstification est définie par « la formation de structures perméables élargies par dissolution, causée par la remontée de fluides profonds indépendamment de la recharge qui s'effectue en surface » (Klimchouk, 2000 ; 2007). En plus de ces deux karstifications, épigènes et hypogènes, certains auteurs évoquent aussi une karstification particulière en conditions océaniques ou littorales, dite eogénique (Bakalowicz, 1996 ; Klimchouk et al., 2000) où la dissolution chimique liée au

mélange eaux douces/eaux salées est aidée par l'abrasion mécanique des vagues, des courants et les variations du niveau marin. (Salomon, 1982; Fleury, 2005).

Dans le présent rapport, nous évoquerons le karst épigène, lié à une influence des eaux « superficielles », et le karst hypogène, formé par des fluides « profonds » de bassin (Illustration 3). Nous tenterons de les distinguer, par la suite, en étudiant les formes créées par ces deux origines et leurs conséquences en termes d'hydrogéologie actuelle.

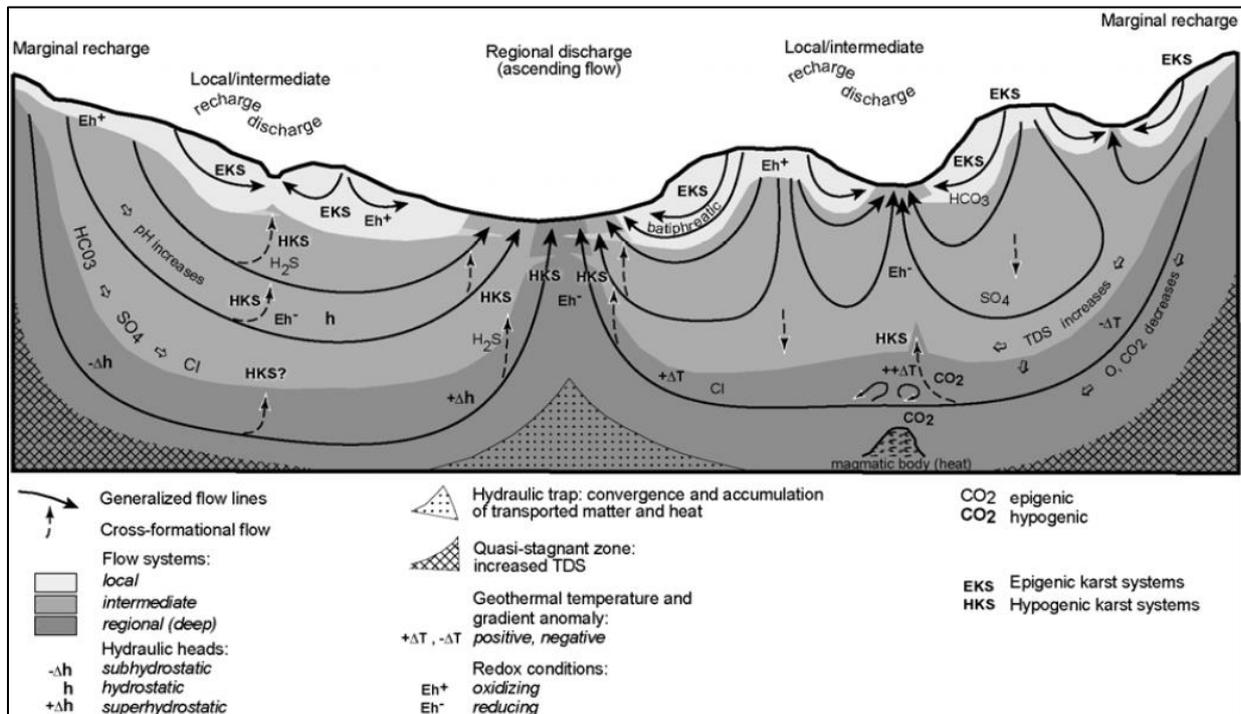


Illustration 3 : Systèmes karstiques épigènes (EKS) et hypogènes (HKS) dans un contexte d'écoulement d'eaux souterraines au sein d'un bassin (Klimchouk, 2007 adapté et modifié d'après Toth, 1999).

La figure montre l'écoulement guidé principalement par la gravité dans un bassin homogène idéalisé. En réalité, les séquences sédimentaires sont très hétérogènes et l'écoulement par gravité interagit avec d'autres mécanismes d'écoulement.

Les différents types de karstification

Dans notre problématique, afin de compléter les définitions sur le karst, il est important de distinguer les différents types d'altération qui dominent dans les processus de karstification en domaine carbonaté. Il faut donc distinguer trois types d'altération qui contrôlent la dissolution et concernent des échelles de temps géologiques différentes, aboutissant à des formes karstiques bien spécifiques :

- la corrosion,
- la crypto-altération,
- la fantômisation.

La **corrosion** résulte de la dissolution de la roche nue au contact de l'eau acide. Elle constitue le processus de karstification le plus connu et les formes qui en résultent (cavités, galeries...) sont les plus répandues dans l'imaginaire collectif. La représentation majeure est le karst gravifique (Illustration 4), mais des cavités d'origine hypogène peuvent aussi être le résultat d'un processus de corrosion (Illustration 4). C'est un karst qui se forme à l'échelle d'une dizaine de milliers d'années, sous l'action d'un gradient d'écoulement (vers le bas pour les karsts gravifiques et vers le haut pour les karsts hypogènes).



Illustration 4 : A gauche la source de la Loue (Ouhans, Doubs) qui est une résurgence du système karstique gravifique du Doubs (photo : Ph. Crochet). A droite une cavité en Ardèche, tapissée de calcite sparitique, formée par un jeu de condensation-corrosion lié à des remontées de fluides hypogènes (photo : P. Deconinck).

La **crypto-karstification** est le résultat d'un processus de crypto-altération lié au potentiel d'altération chimique des surfaces karstiques sous couverture (Renault, 1967 ; Nicod, 1975, 1994 ; Combes, 1978, 1998 ; Quinif et al., 1997). La karstification sous couverture se définit par la superposition d'un front de lessivage et d'un front d'altération qui agissent comme un "double front d'action pédologique" (Millot, 1990). La conséquence de l'action du double front lessivage/altération est la formation de surfaces aplanies sur roches cohérentes. Dans le cas des calcaires, la dissolution se fait sous des couvertures sédimentaires perméables mais non karstifiables (Courrèges, 1997 ; Dupuis, 1992 ; Quinif et al., 1997 ; Salomon et al., 1995) provoquant la formation d'un aquifère captif au sein des carbonates et un écoulement lent sous couverture. La disparition de matière par dissolution du toit des carbonates entraîne un enfouissement progressif de la couverture non karstifiable (Illustration 5).

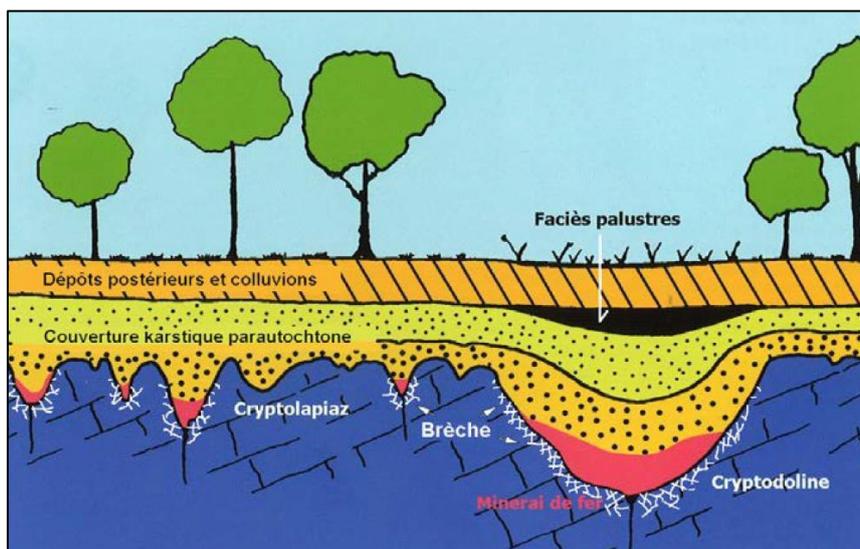


Illustration 5 : Coupe schématique d'un crypto-karst illustrant les différentes morphologies ainsi que les formes associées (Quinif, 2010).

Il n'y a donc pas, dans un premier temps, de vide résultant de ce processus. Les formes associées à celui-ci sont largement visibles sur les terrains carbonatés et correspondent à certaines dolines qui parsèment les Causses (Illustration 6) et aux pinacles plus ou moins développées allant de l'échelle pluri-centimétrique (Illustration 6) à pluri-décamétrique

(Illustration 6). L'échelle de temps pour former un karst sous couverture évolue d'une centaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années.



Illustration 6 : A gauche : paléokarst des bauxites montrant les pinacles pointer sous le remplissage (Villeveyrac, Hérault). En haut à droite : pinacles dégagées de la couverture bauxitique (Villeveyrac, Hérault). En bas à droite : pinacles en pain de sucre de la baie d'Halong (Ninh Binh, Vietnam).

Le dernier processus de karstification, qui est le plus lent, est la **fantômisation**. Ce processus a été mis en évidence dans les calcaires carbonifères du Hainaut, en Belgique, où des paléokarsts créacés ont révélé des formes d'altération semblables à des formes pédologiques : une altération « in situ » du calcaire avec l'altérite résiduelle gardant le même volume dans une première phase.

Illustration 7 : Exemple de fantôme de roche dans la carrière du Clypot (Neufvilles, Hainaut, Belgique). Le fantôme de roche se développe suivant un joint vertical (Dubois et al., 2011).



Les éléments géologiques comme les lits de cherts, la stratification, les joints avec les veines de calcite subsistent, mais avec une grande porosité où les espèces chimiques ont été enlevées. L'altération suit les joints et se déplace latéralement par des fronts d'altération (Illustration 7). Ces fronts peuvent se rencontrer en isolant des blocs intacts (Quinif et al., 2014 ; Dubois et al., 2014). Pour expliquer ce phénomène, les auteurs de cette découverte font intervenir le principe d'action de la dissolution, qui se fait par diffusion sous le niveau de base, lors d'écoulements extrêmement lents où la roche carbonatée est décalcifiée (perte par diffusion des ions Ca^{++}) sans perdre de volume (Quinif et al., 1993 ; Vergari & Quinif, 1997 ; Kaufmann & Quinif, 1999 ; Bruxelles & Bruxelles, 2002 ; Quinif et al., 2014). Le résultat de cette décalcification progressive entraîne la formation d'altérites *in situ* (ou fantôme de roche) constituées par les éléments insolubles de la roche qui reste sur place (Vergari, 1998). Cette altérite, qui mime la structure initiale de la roche, se développe essentiellement sur la fracturation préexistante, jusqu'à représenter une discontinuité importante au sein des massifs carbonatés sous forme d'une augmentation de la porosité.

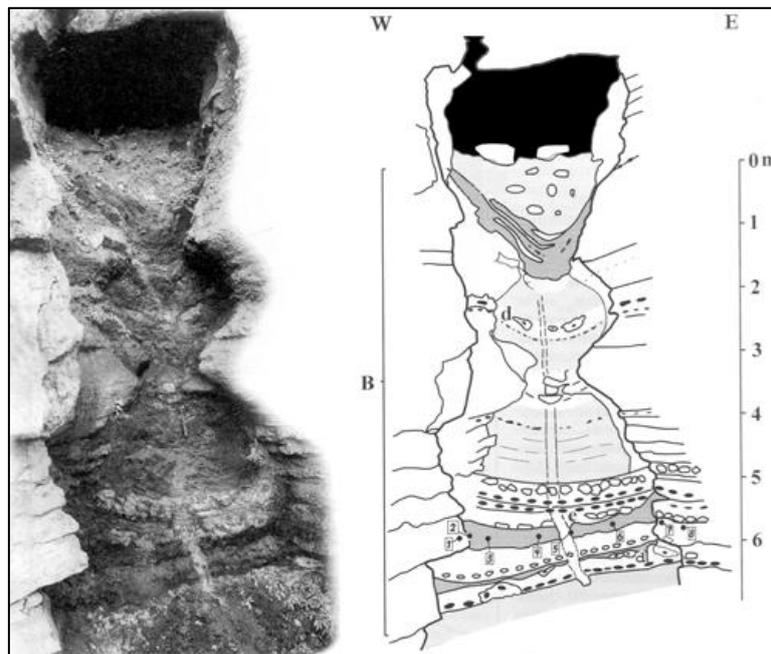


Illustration 8 : La grotte du Pic à glace (Hainaut, Belgique).

Sur la photographie de gauche, le marteau donne l'échelle. Le croquis de droite est la coupe lithostratigraphique du pseudo-endokarst. Les parois sont sculptées en coupoles. Ce qui apparaît comme un remplissage n'est autre que l'altérite résiduelle, dans laquelle on distingue notamment les lits de silex. La cavité supérieure résulte du tassement des couches très poreuses de l'altérite (Quinif & Bruxelles, 2011).

Lors d'une chute du niveau de base ou de l'abaissement de la surface piézométrique, le fantôme de roche se tasse sur lui-même, créant un vide au sommet de ce pseudo-endokarst (Illustration 8). Si un potentiel hydrodynamique apparaît, ce nouveau type d'énergie peut contribuer à évacuer l'altérite résiduelle, que ce soit par érosion régressive depuis la source ou par soutirage. Une nouvelle grotte spéléologique est ainsi créée, à partir d'un pseudo-endokarst. De cette façon, nous avons une continuité entre le fantôme de roche et une grotte spéléologique, de type karst gravifique.

Ces trois types d'altération peuvent être résumés de manière synthétique en reliant les formes géomorphologiques, spéléogénétiques et karstologiques identifiées sur le terrain, avec les processus et les conditions nécessaires à leur formation (Tableau 1).

Formes observée sur le terrain	alterites <i>in situ</i> (fantômes de roche)	hums, mogotes, pinacles...	Structures spéléogénétiques (galeries, cavités, spéléothèmes...)
Processus	Fantômisation	Crypto-corrosion	Corrosion
Conditions	- Aquifère captif - Sous le niveau de base - Gradient très faible	Sous couverture sédimentaire semi-permeable	Mise en place d'un gradient hydraulique. Circulations d'eau ascendantes (karst hypogène) ou gravifiques (karst épigène)
Temps de formation	> Million d'années ↓ 		< Million d'années
Conséquences hydrogéologiques	- Prestructuration du réservoir - Augmentation de la porosité et de la perméabilité	Zone de concentration et d'infiltration des eaux de surface	Structures organisées sous forme de réseaux (bassins versants, sources, traçages...)
Evolution			

Tableau 1 : Synthèse des formes karstiques recensées sur le terrain, mises en relation avec les processus qui les ont formées, les conditions et le temps nécessaires à leur formation et les conséquences sur l'hydrogéologie régionale. L'évolution géologique joue un rôle fondamental sur l'interaction entre toutes ses formes qui s'empruntent et se réutilisent pour aboutir au paysage et au fonctionnement hydrologique actuel.

Le contexte hydrogéologique qui en découle est donc forcément conditionné par le type d'altération qui affecte les carbonates et par l'évolution de l'altération au cours du temps. Par colonne, on peut lire :

- les altérites *in situ* trouvées sur le terrain, correspondant à des fantômes de roche, ont été formées par un processus de fantômisation lorsque la tranche carbonatée affectée était dans un environnement d'aquifère captif, traversée par une circulation hydraulique extrêmement lente. Ce processus se développe sur des échelles de temps géologiques largement supérieures au million d'années, provoquant une dissolution lente du squelette micritique de la roche carbonatée. Il en résulte une pré-structuration du réservoir, avec une dissolution plus poussée au niveau des discontinuités de la roche (joints stratigraphiques, failles et fractures), augmentant la porosité et la perméabilité calquées sur ces couloirs d'altération. Lorsque le niveau de base s'abaisse permettant au massif altéré d'être soumis à l'action d'un gradient hydraulique, le fantôme se tasse avant d'être évacué suivant la direction des écoulements. Ainsi le processus d'altération qui prend le relais devient le processus de corrosion.

- les mogotes (Nicod & Salomon, 1990), hums (Cvijic, 1918), pinacles etc... sont des formes issues de la crypto-altération qui se développent au sein des massifs carbonatés sous couverture sédimentaire perméable à semi-perméable. L'échelle de temps concernant ce type d'altération est de l'ordre du million d'années et les circulations au sein de l'aquifère captif sont ralenties. En termes de conséquences hydrogéologiques, les circulations

souterraines - bien que faibles - entraînent progressivement par soutirage la couverture sédimentaire au sein du réservoir, permettant, lorsque les conditions sont requises, le décapage et l'évacuation de celle-ci. Au cours de l'évolution géologique du secteur, la couverture peut être complètement érodée et le processus de corrosion devient prédominant.

- les structures spéléogénétiques classiques (galeries, cavités...) sont formées par un processus d'altération de type corrosion provoquée par un gradient, soit de type épigène (karst gravifique) soit de type hypogène (fluides de bassin). Les formes associées se développent très vite comparé aux formes de fantômisation ou de crypto-corrosion et sont à l'origine de l'hydrogéologie karstique proprement dite, c'est-à-dire de la mise en place d'un écoulement organisé sous forme de réseaux, et dont on peut délimiter le bassin d'alimentation. Les formes de corrosion sont les plus facilement identifiables car les plus visibles. Bien que la corrosion sur roche nue soit un processus courant, il n'est pas impossible que la majorité - ou en tout cas une grande partie - des formes identifiées comme étant des formes de corrosion soient avant tout héritées des anciennes phases de fantômisation et/ou de crypto-corrosion.

Si l'origine hypogène peut être distinguée d'une origine épigène dans le cas de formes spéléogénétiques classiques par corrosion (notamment permise par l'étude des concrétions et des minéralisations ou des morphologies karstiques), la détermination est plus discutable dans le cas des altérations par fantômisation, produites sous le niveau de base et donc à la frontière entre les apports diffus de surface (altérations épigènes) et les circulations profondes (altérations hypogènes). Si originalement, la fantômisation a été attribuée à des phénomènes épigènes (Quinif, 2010), il semble que des régions entières présentant une karstification par fantômisation aient été affectées par des flux hypogènes (Bruxelles & Wienin, 2009). Peut-être la crypto-corrosion reste à elle seule une forme d'altération propre à des conditions de surface, du moins jusqu'à preuve du contraire.

2.2. L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA KARSTIFICATION DE LA BORDURE NORD-EST DU BASSIN AQUITAIN ET LES FORMES ASSOCIEES

Au cours de la synthèse bibliographique effectuée lors de l'année 1, plusieurs grandes phases de karstification ont été identifiées. Ce travail bibliographique a été accompagné d'une étude de terrain, qui a permis d'affiner la chronologie des évènements, de déterminer les processus d'altération pour les périodes de karstification majeure, de mettre en lumière les points de contradiction entre auteurs et proposer des hypothèses de recherche.

La majorité des auteurs s'accorde pour distinguer trois phases majeures de karstification : au Crétacé inférieur, au Paléocène-Eocène et du Miocène au Quaternaire. Ces périodes de karstification sont reconnues comme telles, car elles correspondent aux périodes de karstification épigène, en lien avec une chute du niveau de base. Dans la littérature, quelques auteurs font référence aux périodes de fantômisation ou encore aux phénomènes de karstification hypogène. Ainsi nous tenterons d'en définir l'origine et les pistes qui nous amènent à ne pas sous-estimer ces phénomènes.

Le Crétacé inférieur

A la fin du Jurassique, la mer se retire progressivement du Bassin aquitain, cédant la place au domaine continental durant l'ensemble du Crétacé inférieur, jusqu'à la transgression suivante, qui débute au Cénomaniens et se poursuit au Crétacé supérieur. Durant cette période d'émersion qui dure environ 35-40 Ma, le domaine marin est retreint aux bassins de Parentis à l'ouest et Adour-Mirande au sud (Illustration 9). Du fait de l'intérêt pétrolier de ces bassins, l'architecture sédimentaire et l'histoire tectonique du Crétacé inférieur ont été bien étudiées (BRGM et al., 1974 ; Bois et al., 1997 ; Brunet, 1997 ; Masse, 1997 ; Serrano 2001 ;

Thinon et al., 2002 ; Serrano et al., 2006 ; Biteau et al., 2006 ; Ferrer et al., 2008 ; Ferrer et al., 2009). En revanche, du fait de cette lacune de dépôt, il est très difficile de décrypter ce qu'il se passe à terre au cours de cette même période.

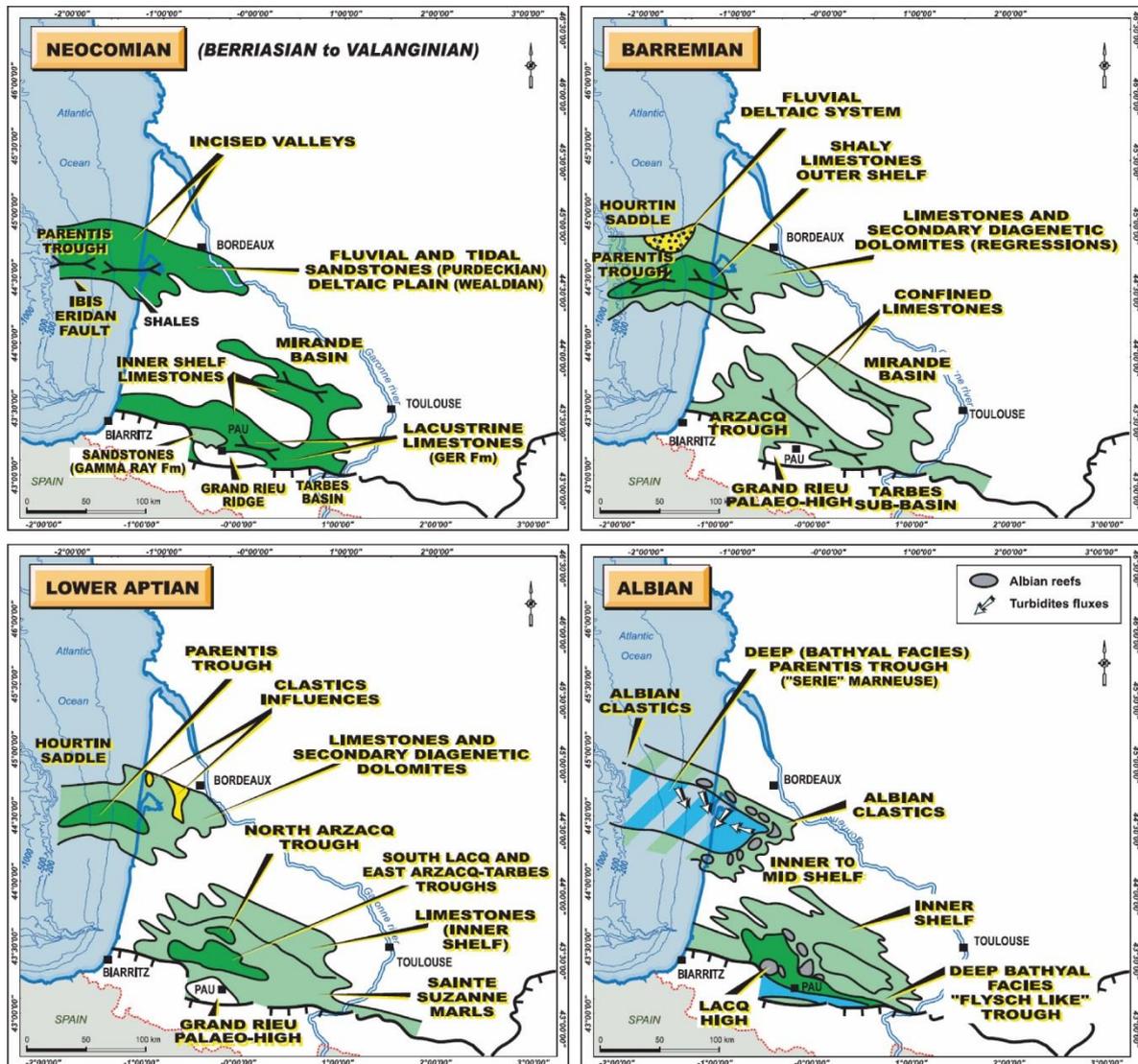


Illustration 9 : Cartes paléogéographiques de la répartition des environnements de dépôts, au cours du Crétacé inférieur, du Néocomien à l'Albien (Biteau et al., 2006).

Dans la partie est du Bassin aquitain, les terrains jurassiques émergés sont principalement carbonatés et donc constituent à priori les réceptacles idéaux au développement des processus de karstification. Mais selon les auteurs, l'hypothèse concernant l'histoire de la karstification au cours du Crétacé inférieur est variable.

Certains auteurs excluent le développement d'un karst gravifique clairement exprimé sur l'ensemble des terrains émergés. Cette théorie se base sur la quasi absence (ou la non découverte) de cavités karstiques développées dans le substratum jurassique, fossilisées par un remplissage marin crétacé supérieur en place. En effet, les terrains jurassiques affleurent majoritairement sur l'extrême bordure est du bassin, notamment sur les Causses du Quercy, où aucune cavité de ce type n'a été répertoriée. Ces auteurs identifient plutôt un paysage caractérisé par « un système de vastes dépressions à fonds plats dépourvus de dépôt et accidentées de reliefs d'allure conique ressemblant aux « hums » et « mogotes » de Cuba (Gèze et Mangin, 1980) » (Simon-Coinçon & Astruc, 1991 - Illustration 27) et interprètent l'absence d'un véritable endokarst par l'existence d'une « topographie sub-

tabulaire aux contrastes altitudinaux insuffisants pour permettre la mise en place d'un gradient hydraulique efficace nécessaire à la karstification, mais plutôt favorable à des phénomènes de corrosion et d'érosion prédominants » (Simon-Coinçon & Astruc, 1991 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1997 ; Astruc *et al.*, 2008). Cette hypothèse est reprise par Dandurand (2011), qui a mené ses travaux dans la région d'Angoulême et attribue la période du Crétacé à « *une longue phase propice au développement de l'altération biochimique sous la forme d'une fantômisation importante, sans forcément engendrer une karstification classique* ».

En revanche, une cavité scellée par un remplissage marin crétacé supérieur (Illustration 10), se trouve justement dans le secteur d'Angoulême, encore visible aujourd'hui, à la carrière de Peusec. Elle a été décrite pour la première fois par Rouiller (1987) comme contenant un « *remplissage marneux gris renfermant matière organique, ambre, pyrite, gypse et glauconie* ».



Illustration 10 : Cavités dans la carrière de Peusec (Dandurand, 2011). Le remplissage correspond à un débris flow à blocs sub-arrondis hétérométriques de calcaires poreux et dans les plus bas niveaux, un sable fin glauconieux assigné au Cénomaniens (Rouiller, 1987).

D'autres cavités, appartenant à la même carrière, aujourd'hui disparues par l'avancée du front de taille, ont donné, grâce à la présence de foraminifères planctoniques et d'une riche microflore, un âge cénomanien au remplissage. Cet auteur en conclut qu'au Crétacé inférieur, les calcaires jurassiques ont été érodés et karstifiés, avant que la transgression au Crétacé supérieur ne s'amorce et ne vienne fossiliser ce paléokarst.

Concernant les Causses du Quercy et bien qu'aucun témoin ne permette de l'affirmer, certains auteurs accordent plus de crédit à l'hypothèse d'une importante karstification de type gravifique au cours du Crétacé supérieur (Rouiller, 1987 ; Platel, 1987 ; Marchet, 1991). Cette version est soutenue par la forte épaisseur de terrains jurassiques, érodée sur les Causses du Quercy au Crétacé inférieur ; comme le prouve la forte discordance des dépôts du Crétacé supérieur sur le substratum jurassique (Illustration 11 - BRGM *et al.*, 1974 ; Simon-Coinçon, 1990 ; Astruc & Simon Coinçon, 1992 ; Astruc *et al.*, 1994 ; Astruc *et al.*, 1995).

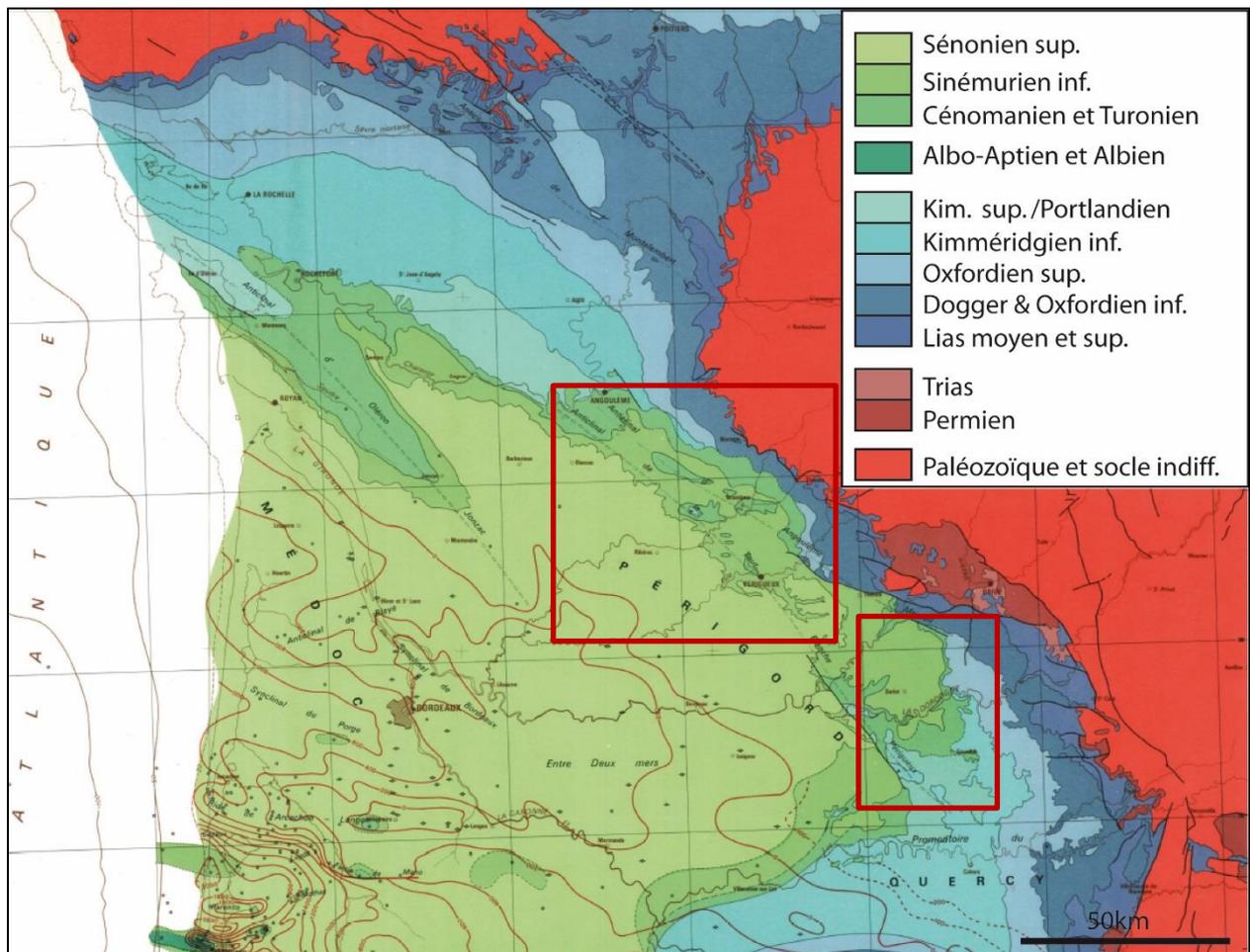


Illustration 11 : Carte paléogéographique anté-tertiaire et isobathes de la base du Tertiaire (BRGM et al., 1974). Au sein des rectangles rouges, on identifie parfaitement, de manière cartographique, le recouvrement en discordance des terrains jurassiques par les terrains crétacés supérieurs.

De plus, le bâti jurassique a été structuré par des phases de plissements assez amples et de tectonique cassante (Astruc, 1988 ; Platel, 1987) qui ont pu permettre les conditions nécessaires à la mise en place de gradients hydrauliques. On ne peut que constater qu'il existe à la fois :

- les restes d'un paléo-relief de karst à buttes et de vastes dépressions fossilisés par la transgression crétacée supérieure (Platel, 1987 ; Simon-Coinçon & Astruc, 1991) ; témoin d'une karstification se développant plutôt sous couverture semi-perméable, de type sablo-détritique ;
- et des cavités formées lors de la création d'un potentiel altimétrique permettant la mise en place d'un gradient hydraulique et donc la formation d'un karst gravifique, ensuite fossilisé par des sédiments marins crétacés supérieurs.

Ces deux hypothèses peuvent cohabiter, car la période d'émergence est longue : environ 40 Ma. C'est plus qu'il n'en faut pour créer plusieurs phases successives de karstification. Dans ce cas, l'hypothèse qu'il est proposé de confronter dans cette étude est la suivante : rien n'empêche la formation du karst à butte, lors d'une première phase de karstification sous couverture, à condition qu'une couverture perméable à semi-perméable ait recouvert l'ensemble de la zone présentant ces formes au Crétacé inférieur. C'est plus que probable, puisque le Massif Central est émergé lui aussi au Crétacé inférieur, pouvant fournir un stock

sédimentaire détritique non négligeable, notamment au niveau des piedmonts, que constituent la bordure nord-est aquitaine, et dont on retrouve les restes plus à l'est (Platel, 1987). Ce n'est que lors d'une deuxième étape, sans doute associée aux mouvements géodynamiques de la région, responsable des plissements, de la tectonique cassante et de l'importante érosion des terrains, que le karst gravifique a pu se mettre en place. La couverture qui recouvrait alors les terrains jurassiques a pu être érodée et évacuée. Le mode d'altération de type crypto-karstification est ensuite passé à une altération de type corrosion et a permis de reprendre les morphologies karstiques précédemment formées, avec la mise en place d'un gradient hydraulique.

Le Paléocène - Eocène

Après la régression finale de la mer crétacée, la bordure nord-est du Bassin aquitain est complètement émergée. Au Tertiaire, la région est alors dominée par une succession de phases d'altération, de phases d'érosion et de phases de comblement par sédimentation lacustre et détritique venant du Massif Central et des Pyrénées (Sztrokos et al., 2010 - Illustration 12).

La transgression crétacée a envahi toute la zone d'étude et probablement recouvert une partie du Massif Central. Lorsque la mer se retire, à partir du Campanien (Platel, 1996), les dépôts crétacés sont soumis à une forte altération. Au Paléocène, cette altération provoque la formation d'un manteau d'altérite argilo-sableuse, développé aux dépens du substrat crétacé sous-jacent (Trauth *et al.*, 1985 ; Gourdon-Platel & Dubreuilh, 1992 ; Platel & Gourdon-Platel, 2012). Ces terrains non stratifiés, de type allotérites, sont constitués d'argiles plus ou moins sableuses à silex, de couleur brun-rouge et rouge brique en surface à verdâtre en profondeur ; des silts limoneux ou argileux existent localement. Du point de vue des minéraux lourds, ces altérites sont caractérisées par la présence exclusive d'éléments provenant du substratum crétacé : andalousite, staurotide, tourmaline et zircon (Capdeville, 1989).

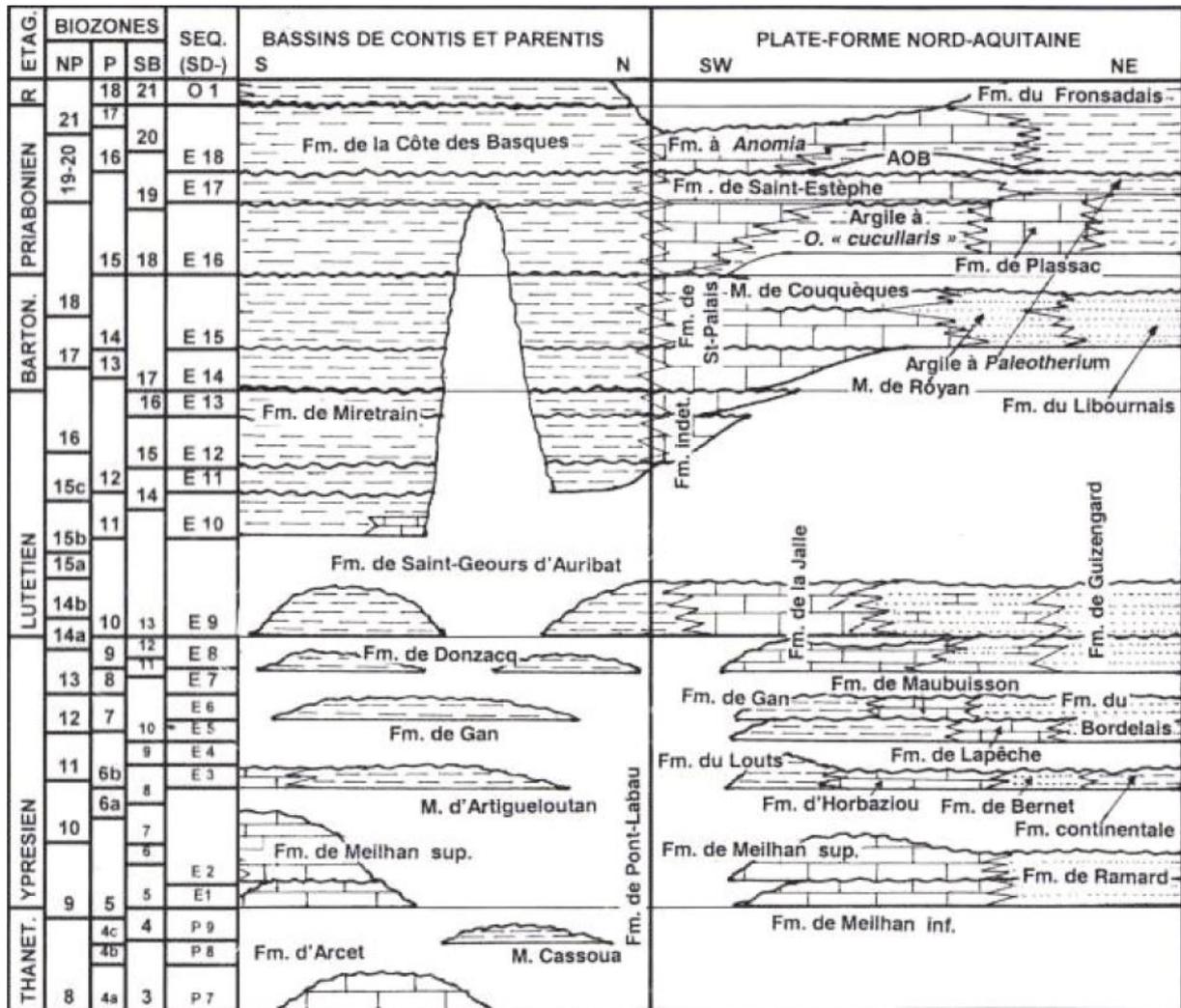


Illustration 12 : Corrélation des séquences de dépôts et des formations paléocènes de l'Aquitaine septentrionale (Sztrakos et al., 2010).

Abréviations : AOB - Argile à *Ostrea bersonensis* ; Fm - Formation ; M - Membre ; R - Rupélien ; Biozones : NP - Martini, 1971 ; P - Berggren et al., 1995 ; SB - Serra-Kiel et al., 1998 ; SEQ (SD-) - séquences de dépôts dans les bassins sud-aquitains, Sztrakos, 2005.

L'altération *in situ* des dépôts crétacés ne peut se faire que sous certaines conditions particulières : un climat chaud et humide et l'absence de reliefs trop prononcés permettant à l'altération de se développer, au détriment de l'érosion mécanique (ce qui évacuerait les altérites). La meilleure période pouvant regrouper ces deux critères au Tertiaire est le Paléocène, période de Greenhouse (Zachos et al., 2001), durant laquelle l'activité tectonique pyrénéenne, bien que déjà présente, reste encore ténue. C'est lors de cette période d'altération poussée que la karstification des formations crétacées débute. Deux types de karstification sont à l'œuvre dans ces conditions : la crypto-karstification et la fantômisation (Illustration 13).

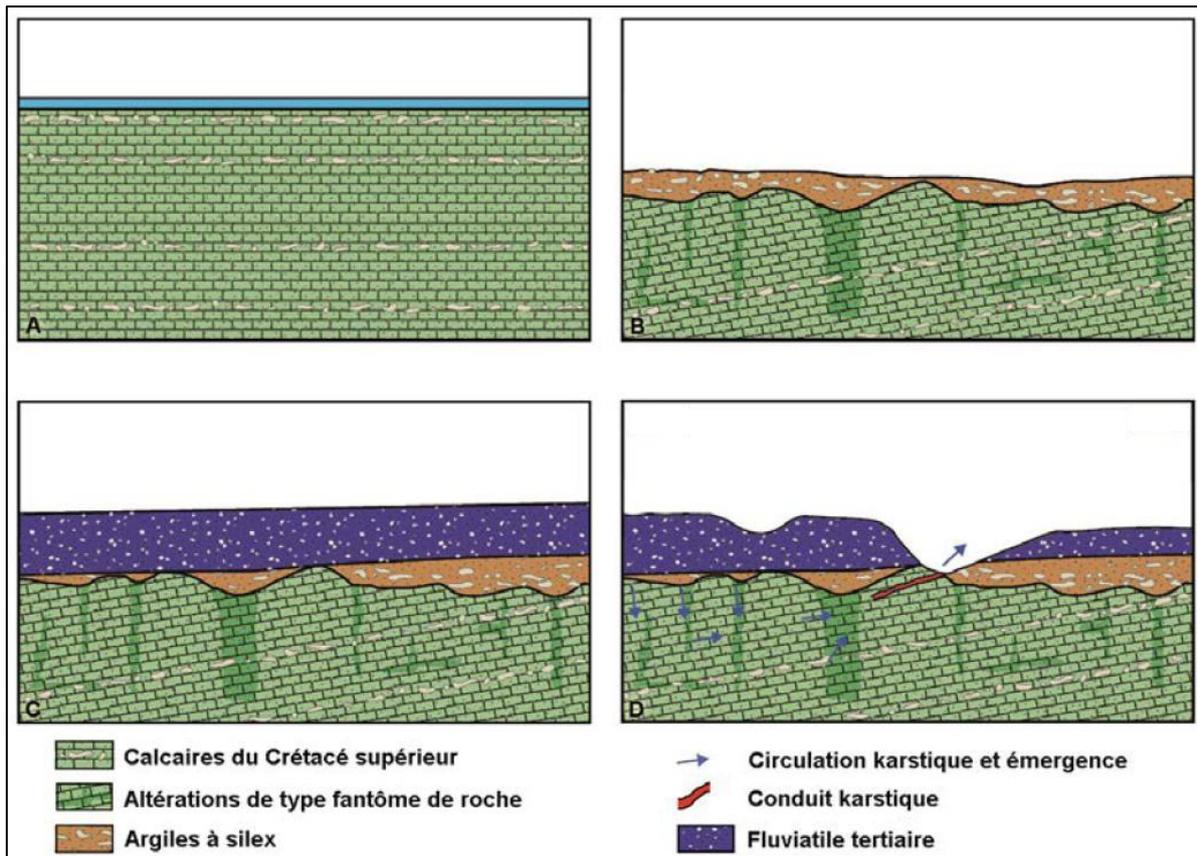


Illustration 13 : Synoptique des principales étapes de l'évolution continentale de la surface des plateaux de la bordure nord-est aquitaine (Bruxelles & Camus, 2014).

Après le retrait définitif de la mer crétacée (A), ses dépôts sont profondément altérés lors de l'émergence tertiaire. L'altération produit une couverture d'altérites qui se développe au détriment du substratum (B). Cette couche d'altérites sablo-argileuses joue comme une couverture semi-perméable vis-à-vis des calcaires sains sous-jacents au sein desquels se développe une crypto-karstification. Associée à la crypto-altération de surface, l'altération se propage au sein de la roche en profondeur, le long des discontinuités (fractures, joints stratigraphiques). Ce processus de fantômisaiton traduit une diffusion des agents agressifs venant du processus d'altération de la couverture (nature siliceuse donc acide, sans doute recouvert d'un sol très développé de contexte sub-tropical). Lorsque se déposent les dépôts détritiques tertiaires, l'altération peut continuer sous la même forme (C). Lors d'une chute du niveau de base, l'érosion d'une partie de la couverture permet la création d'« une fuite » au sein de l'aquifère captif. Les circulations souterraines peuvent alors s'amorcer (D), le fantôme de roche peut être évacué, les conduits peuvent se former et le soutirage de la couverture sur les plateaux peut commencer.

La composition plus ou moins détritique des calcaires du Crétacé supérieur, joue sans doute un rôle non négligeable dans ce processus d'altération. En effet, la couverture d'altérites qui se développe au détriment du substratum crétacé est contrainte par sa nature. Les faciès grés-carbonatés, du Coniacien et du Santonien principalement, vont être à l'origine du caractère sableux et donc perméable à semi-perméable de la couverture. Le climat chaud et humide ainsi que le calme tectonique relatif qui règnent à cette période vont permettre à cette altération intense de pénétrer en profondeur (Simon-Coinçon, 1990 ; Brouard, 1992 ; Astruc, 2010). La couverture et le sol riche associé, qui a dû se développer, vont être à l'origine du pouvoir agressif des eaux, qui vont sculpter en surface le crypto-karst (Fenelon, 1951 ; 1974 ; Nicod & Salomon, 1990 ; Salomon & Astruc, 1992 ; Nicod, 1994), et poursuivre l'altération sous forme de fantômisaiton plus en profondeur (Illustration 13).

Les formes de crypto-corrosion se trouvent encore majoritairement sous couverture et donc invisibles à l'œil nu, sauf lors de la création de tranchées au sein de la couverture (Illustration

14). On peut néanmoins observer des pinacles, formes typiques du crypto-karst, exhumées de la couverture à l'origine de leur formation (Illustration 14).



Illustration 14 : A gauche : crypto-karst de Carsac, dans le Sarladais, exhumé de sa couverture d'altérites (Astruc, 2010 ; photo : F. Guichard). En haut à droite: crypto-karst recouvert par des grès de la vallée de la Donzelle (Périgord Blanc). En bas à droite : crypto-karst de Vitrac, dans le Sarladais. Les modelés acquis par crypto-corrosion sous couverture siliceuse sont progressivement exhumés (Astruc & Bruxelles, 2010 ; photo F. Guichard).

Durant l'Eocène, la chute progressive du niveau de base liée à la compression pyrénéenne, entraîne la mise en place d'un système fluvial drainant la région nord-limousine, les monts du Cantal et la Montagne Noire (Dubreuilh, 1982 ; 1987). A l'Eocène inférieur, la région correspond à une plaine d'inondation parcourue par un réseau de chenaux anastomosés, isolant de grandes étendues de zones marécageuses où se déposent des argiles kaoliniques (Dubreuilh, 1987). A l'Eocène moyen, le drainage se poursuit, charriant de grandes quantités de sédiments grossiers et présentant un régime de crues violentes sous un climat chaud et humide (Dubreuilh, 1987). Ravinant nettement les dépôts sous-jacents, ces terrains débutent par une décharge détritique massive, puis plusieurs séquences fluviales positives très comparables à celles de l'Eocène inférieur. D'intenses altérations pédogénétiques s'observent en fin de séquences.

A la fin de l'Eocène moyen, suite au soulèvement général, dû à la phase orogénique pyrénéenne, tous les terrains émergés de la région sont affectés par une intense altération ferralitique (Gourdon, 1973 ; 1975 ; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992 ; Gourdon-Platel et al., 2000). Avec l'encaissement progressif des grandes vallées, le réseau hydrographique secondaire se développe par érosion régressive, à partir de l'axe des principaux cours d'eau. Ce réseau hydrographique s'est imprimé à partir de la couverture dans les calcaires crétacés, calqué sur les fronts d'altération, eux-mêmes branchés sur la fracturation. L'abaissement du niveau de base associé a permis l'érosion d'une partie de la couverture

d'altérites et des dépôts tertiaires qui la recouvraient. Une fois le massif carbonaté partiellement décapé, la création de « fuites » de l'aquifère captif permet aux circulations souterraines de s'amorcer, aux fantômes de roche d'être évacués, aux conduits de se former. Le soutirage de la couverture sur les plateaux débute à cette période, dont les nombreuses dolines-puits colmatées de sables argileux constituent les témoins.

Sur les zones les plus orientales, au niveau des Causses du Quercy, la couverture du Crétacé a complètement disparu, soutirée par la mise en place d'un niveau de galeries dont on retrouve des témoins à différentes altitudes dans la Bouriane, et sur les Causses de Martel et de Gramat (Pech Merle, Coudoulous ou Roucadour) (Astruc *et al.*, 2008). On observe cette érosion différentielle d'est en ouest, fossilisée par les dépôts détritiques grossiers de l'Oligocène.

Dès la fin de l'Eocène, la remontée du niveau de base et l'aggradation continentale molassique d'origine pyrénéenne et du Massif Central ont réduit peu à peu l'activité karstique. Progressivement, la molasse bloque les circulations fluviales et provoque la formation de lacs autour des reliefs karstiques du Quercy (Gèze, 1938 ; Cavaillé, 1974 ; Renault *et al.*, 1992). L'endokarst s'est colmaté par des dépôts fins qui traduisent une dynamique hydraulique moindre. Les cavités ouvertes et partiellement ennoyées par la remontée du niveau de base (de type cenotes), vont former les futures phosphorites du Quercy (Sermet, 1933 ; Gèze, 1938 ; Cavaillé, 1974 ; Billaud, 1982 ; Legendre *et al.*, 1992 ; Legendre *et al.*, 1997). Certaines d'entre elles sont connues à l'extrémité sud du Causse de Gramat, mais le plus grand nombre est situé sur le Causse de Limogne, au sud de la vallée du Lot, dont plus de 150 gisements ont été datés entre -52 et -19 Ma (Pélissié & Duranthon, 2009). Selon ces auteurs, les terrains du Crétacé supérieur sont riches en phosphate et leur altération est, en partie, à l'origine du remplissage karstique des phosphatières. Il a aussi été observé que la durée du remplissage d'un site n'excède pas 250 000 ans, d'après les données paléontologiques (amphibiens, reptiles, oiseaux et mammifères), montrant un fonctionnement ponctuel des différents sites au cours du comblement.

Du Miocène terminal à l'actuel

Après une période Oligo-Miocène, où le niveau de base a tendance à remonter, la région subit une nouvelle chute du niveau de base, lors du Miocène terminal. La compression alpine provoque un bombement lithosphérique, qui se traduit par une surrection du Massif Central. Cette surrection provoque une incision des cours d'eau des bassins méditerranéen et atlantique, notamment au niveau du sud du Massif Central (Séranne *et al.*, 2002). Plusieurs phases d'érosion ont conduit au déblaiement de la couverture molassique et au creusement des vallées (Aguilar *et al.*, 2007). Concomitamment, de nombreux paléokarsts sont recoupés par la surface topographique et une grande partie de ces cavités est réutilisée par les nouvelles circulations.

Le dégagement de la molasse oligo-miocène, plus tardif au sud, est à l'origine de la conservation exclusive du paléokarst des phosphorites dans le Quercy méridional (périphérie du Causse de Limogne), plus longtemps préservé de l'érosion mio-plio-quadernaire par sa couverture molassique. Cela est dû à l'évolution différenciée des principales vallées, de plus en plus tardive en allant vers le sud, de la Dordogne au Lot et à l'Aveyron (Astruc, 2008).

Le décapage de la molasse soumet de nouveau à l'érosion la paléosurface fossilisée par celle-ci. Cette paléosurface est constituée de terrains jurassiques à l'est, de terrains tertiaires à l'ouest en passant par une frange de terrains crétacés (Illustration 15).

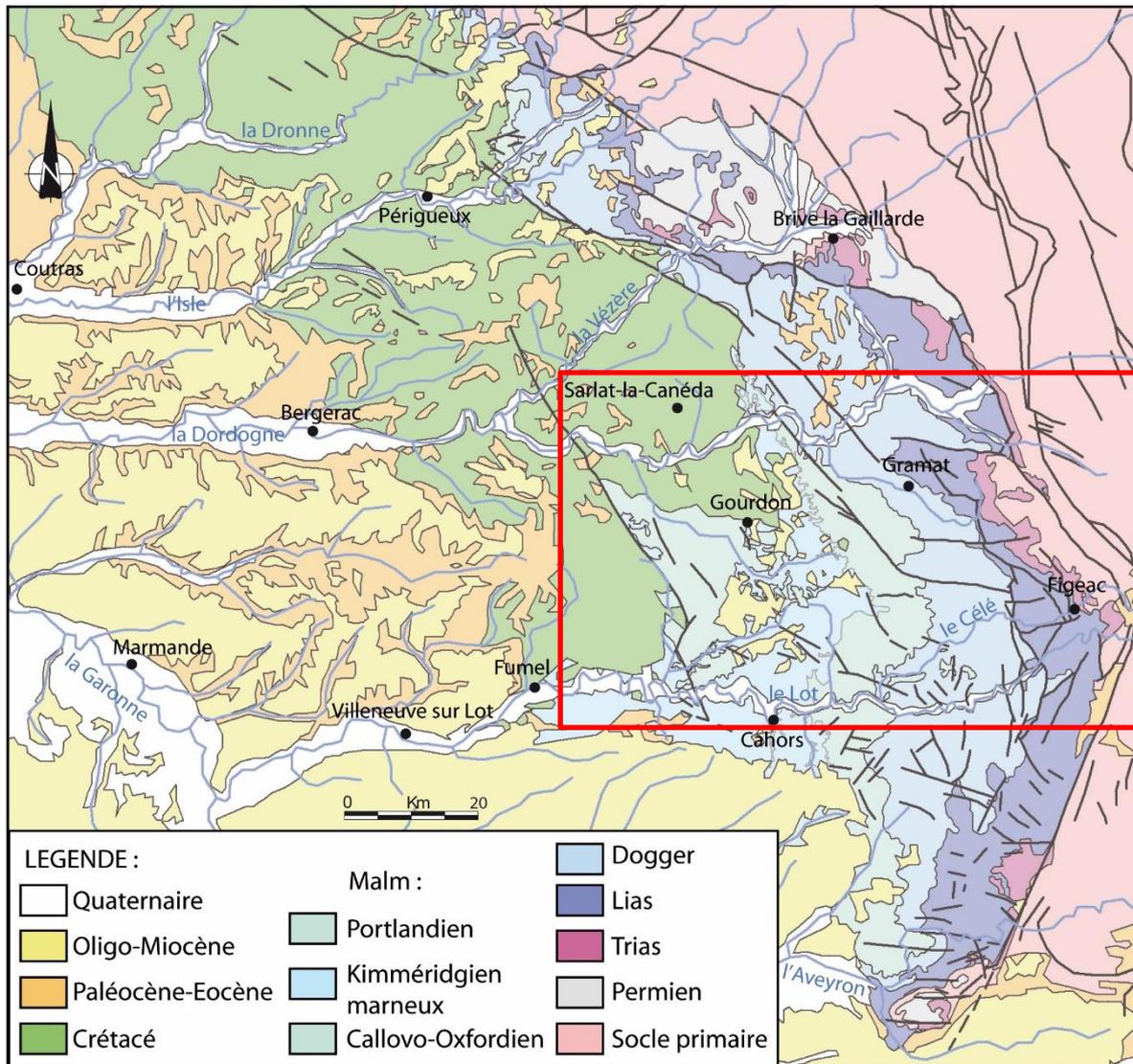


Illustration 15 : Carte géologique simplifiée, montrant la discordance des terrains oligo-miocènes fossilisant une paléosurface héritée de l'Eocène, constituée des terrains jurassiques (bleu) à l'est jusqu'aux terrains tertiaires (jaune) à l'ouest.

L'encadré rouge correspond à l'emprise de l'illustration 16.

Une évolution morphologique et géologique visible en lien avec le décapage et le retrait de cette couverture altéritique et molassique (Bruxelles & Astruc, 2008) se met en place d'est en ouest. Ainsi on distingue trois ensembles morphologiques à la surface des plateaux (Illustration 16) :

- à l'ouest (zone verte), on voit clairement l'existence d'un réseau hydrographique bien marqué dans le paysage. Sa présence est due, dans ce secteur, à la couverture d'altérites des formations crétacées mais aussi des dépôts tertiaires, en partie disparu aujourd'hui. Son développement s'est poursuivi grâce à la nature du substrat du Kimméridgien, comprenant des niveaux marneux imperméables et moins karstifiables. Toutes ces caractéristiques concourent au maintien des écoulements en surface ;

- plus à l'est (zone bleue), jusqu'aux environs de Quissac, on perçoit encore dans le paysage l'empreinte d'un système hydrographique. Celui-ci est aujourd'hui fossile et il est en grande partie démantelé par le soutirage karstique ;

- enfin, de Quissac jusqu'à la bordure du causse (zone orangée), on ne perçoit plus les vestiges d'un tel réseau hydrographique en surface. On observe plutôt l'existence d'un vaste aplanissement pouvant correspondre à un ancien poljé de bordure. Il est aujourd'hui traversé par deux petites vallées fossiles. Les écoulements se font donc principalement en souterrain, calés sur les principaux cours d'eau qui incisent le causse (la Dordogne, le Célé et le Lot).

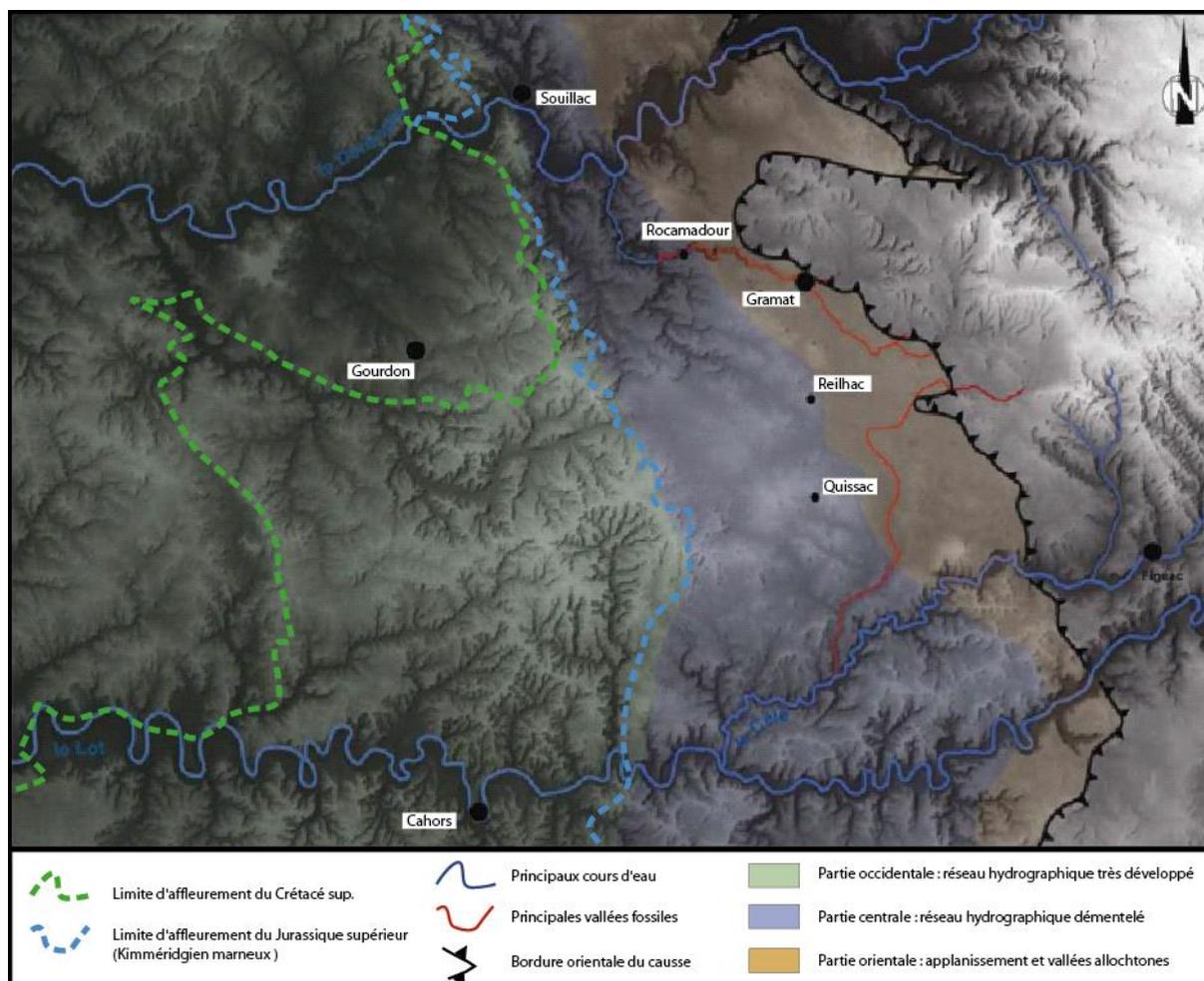


Illustration 16 : Carte hypsométrique du Causse de Gramat (altitudes croissantes du plus foncé au plus clair) montrant les différents ensembles morphologiques (modifié d'après Platel et al., 2008).

Synthèse

Les trois principales phases de karstification considérées précédemment sont liées aux variations du niveau de base, et donc à des formes et des altérations épigènes :

- Au Crétacé inférieur, une baisse du niveau marin et une surrection affectent l'ensemble de la région nord-aquitaine et sont responsables d'une érosion et d'une altération intense des terrains jurassiques. Une première période de karstification a lieu au cours de cet épisode, comme le montrent les reliquats de karst à buttes et les rares cavités fossilisées par des sédiments marins crétacés supérieurs.

- Au cours du Paléogène, une intense période d'altération se développe au Paléocène, affectant l'ensemble des dépôts carbonatés mésozoïques. L'altération prédominante s'exprime sous la forme d'une crypto-karstification poussée. Puis à l'Eocène, des mouvements verticaux liés à la géodynamique pyrénéenne, produisent la chute progressive

du niveau de base permettant ainsi la mise en place d'un réseau hydrographique et le développement de conduits karstiques importants sous la surface des plateaux.

- Du Miocène à l'actuel, le gradient créé par la surrection du Massif Central est responsable du décapage de la molasse et la chute du niveau de base provoque l'incision du réseau. Le substratum ainsi décapé devient un facteur prédominant sur la mise en place des écoulements, qui vont se faire de manière principalement aérienne dans les domaines de couverture et les substratums marneux, et souterraine dans les domaines plus carbonatés. Cette tendance sera exacerbée par les variations glacio-eustatiques plio-quadernaires qui aboutiront à la configuration actuelle.

Parallèlement à ces altérations développées en contexte épigène pur, d'autres phénomènes d'altération interviennent, mais il est plus compliqué de les dater précisément, sans doute car ces processus se sont développés tout au long de l'histoire mésozoïque et cénozoïque du Bassin aquitain.

Concernant la fantômisiation, les formes associées existent et une partie des fantômes de roche a été préservée de l'érosion. Mais ce processus d'altération est difficile à dater car il se développe sur de longues échelles de temps géologiques et parce que le processus demande à être encore étudié afin de contraindre mieux les mécanismes qui le génèrent. La recherche sur ce processus à la frontière entre une altération épigène et hypogène n'en est encore qu'à ses débuts.

L'altération par fantômisiation n'a pas été précisément datée au cours de cette étude. On peut néanmoins situer celle qui affecte les terrains créacés comme postérieure au retrait de la mer à la fin du Crétacé supérieur, avec un paroxysme durant le Paléocène, qui semble correspondre à la période la plus propice au développement d'une altération à grande profondeur. Mais la fantômisiation continue actuellement à se poursuivre au sein des aquifères captifs et sous les plateaux encore recouverts d'un épais manteau d'altérites et de sédiments tertiaires. La fantômisiation a aussi affecté, et affecte encore aujourd'hui les terrains jurassiques, de la même manière qu'elle affecte les terrains créacés. La question d'une période de fantômisiation au Crétacé inférieur est légitime. En effet ce processus a pu commencer à se développer sous une éventuelle couverture créacé inférieure, à condition qu'elle ait existé (voir chapitre suivant).

De manière générale, les altérations hypogènes pouvant être à l'origine d'une karstification en profondeur sont plus difficilement identifiables sur le terrain. Les témoins en surface sont peu nombreux, et même s'ils existent, la caractérisation et la datation de ces phénomènes ne peut se faire sans le déploiement d'une campagne de prélèvements et de nombreuses analyses. Les résultats présentés dans le chapitre suivant fournissent des jalons supplémentaires mais ne sont que des résultats préliminaires.

De cette karstification diverse et polyphasée découle un fonctionnement karstique actuel complexe. Certaines questions demeurent sur le fonctionnement et la gestion concrète de ces aquifères. Dans les chapitres suivants, nous tenterons donc d'apporter des réponses sur le fonctionnement hydrogéologique hérité de cette longue histoire.

3. La distribution des formations carbonatées

Le contexte géologique décrit précédemment fait état des périodes majeures de karstification. Les principales formations affectées par ces phénomènes dans la région sont les terrains jurassiques et crétacés inférieurs. L'histoire du bassin déjà présentée dans la synthèse bibliographique (Husson et al., 2015), ne sera pas de nouveau exposée. Seuls les principaux aquifères et éponges du système seront présentés dans ce chapitre, ainsi que les coupes géologiques réalisées dans le cadre des travaux de Platel et al., 2010.

3.1. LES RESERVOIRS JURASSIQUES

Quatre principaux aquifères calcaires, plus ou moins karstiques, qui s'étendent sur la majorité des départements du Lot-et-Garonne, de la Dordogne et du Lot, sont séparés par des formations marneuses ou marno-calcaires. Ce sont de bas en haut (avec leurs variations d'épaisseur moyennes indiquées entre parenthèses) :

- les grès et calcaires dolomitiques du Lias inférieur et moyen (70/100 m),
- les calcaires et dolomies du Bajocien (30/170 m),
- les calcaires du Bathonien supérieur/Callovien/Oxfordien (100/650 m),
- les calcaires du Kimméridgien basal (50/120 m).

Un cinquième réservoir calcaire existe très localement, au-dessus des marno-calcaires du Kimméridgien supérieur, constitué sur 50-100 m d'épaisseur par les calcaires dolomitiques du Tithonien. Il se retrouve en Dordogne dans plusieurs secteurs, i) un secteur compris entre Gourdon, l'accident ouest-quercinois et le Lot, ii) aux environs de Chapdeuil-La Tour-Blanche.

Les éponges imperméables intra-jurassiques sont de bas en haut (Illustration 17) :

- les marnes du Toarcien (30/40 m),
- les calcaires à niveau marneux du Bathonien inférieur (50/70 m), qui ont tendance à disparaître vers l'ouest,
- les marnes de l'Oxfordien supérieur (100/150 m),
- les marno-calcaires du Kimméridgien supérieur (plus de 200 m), qui séparent presque partout les aquifères jurassiques des aquifères crétacés.

L'effet multicouche, qui caractérise les terrains du Jurassique supérieur avec des alternances de formations plus ou moins karstifiables, est encore plus important au sein des formations du Crétacé supérieur.

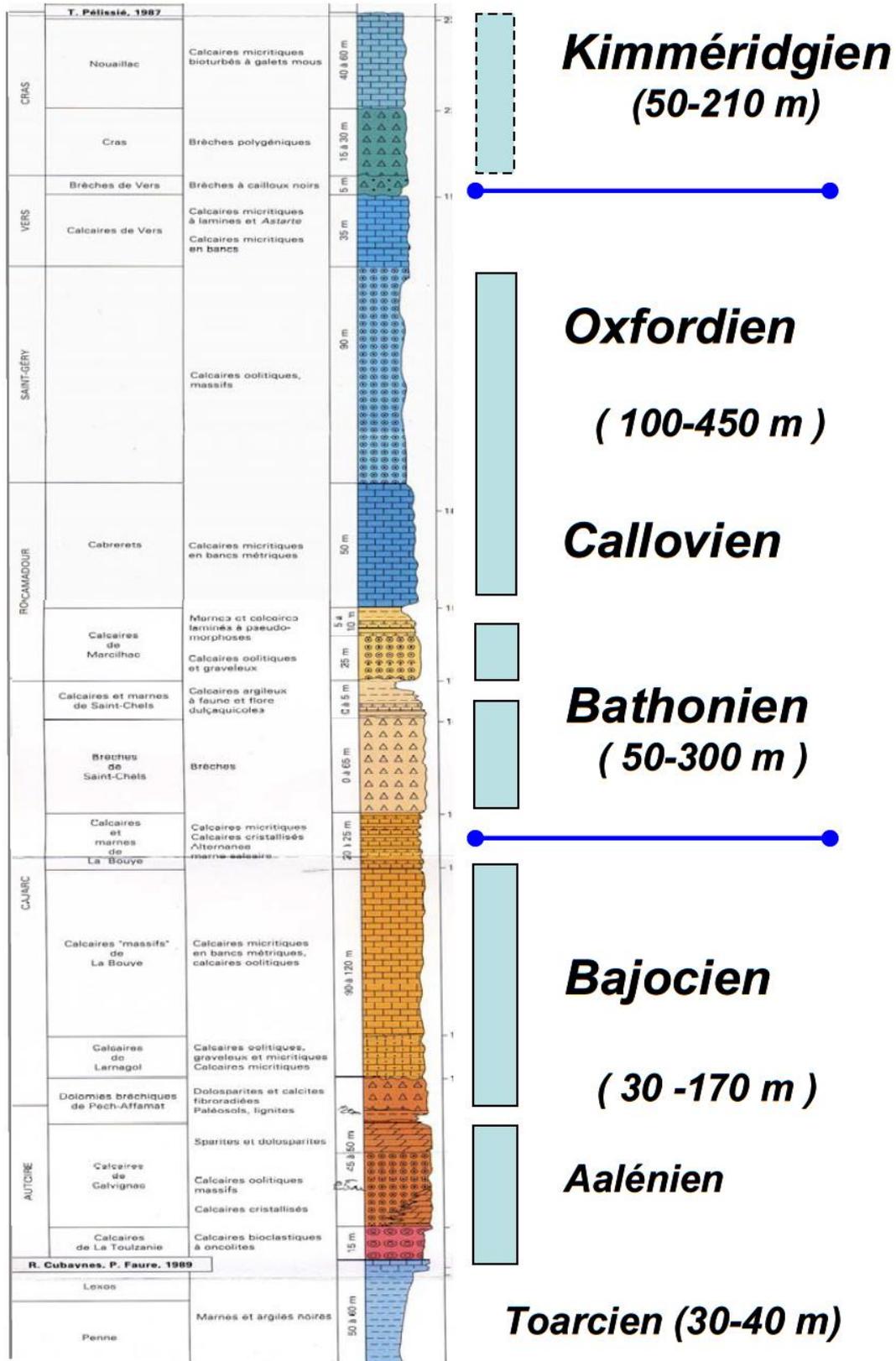


Illustration 17 : Coupe lithostratigraphique des formations du Jurassique moyen et supérieur du Quercy (Platel et al., 2010).

3.2. LES RESERVOIRS CRETACES

La série crétacée débute avec des marnes grises à niveau de gypse de la base du Cénomaniens qui constituent une éponte régionale. L'isolement des aquifères crétacés et jurassiques est doublement assuré lorsque le Cénomaniens repose directement sur le Kimméridgien marneux, ce qui est fréquent en Dordogne.

La série du Crétacé supérieur de la plate-forme nord-aquitaine est constituée de trois principaux aquifères, plus ou moins karstiques (Illustration 18). Ces réservoirs sont présents en Dordogne, mais sont totalement absents du Lot et n'existent plus sur la moitié orientale du Lot-et-Garonne, car érodés sous la discordance des terrains tertiaires. Ces réservoirs sont de bas en haut (avec leur puissance constatée entre parenthèses) :

- les calcaires, grès, sables du Turonien moyen et supérieur (30/80 m),
- les calcaires et grès ou sables du Coniacien-Santonien (30/275 m),
- les calcaires et grès du Campanien supérieur-Maastrichtien (50/100 m).

On peut ajouter un quatrième réservoir : celui du Cénomaniens, dont l'extrême base, très discontinue mais présente dans le nord de la Dordogne, est constituée de sables et de grès carbonatés dont l'épaisseur peut atteindre 50 m.

Les épontes imperméables intra-crétacées sont de bas en haut :

- les calcaires crayo-marneux du Turonien inférieur (30-60 m),
- les marnes grises du Turonien supérieur-Coniacien inférieur (10-20 m), qui disparaissent progressivement vers le nord-ouest,
- les marnes du Santonien moyen (5-10 m),
- les craies, plus ou moins marneuses du Campanien inférieur à supérieur basal (150-200 m), qui séparent partout les réservoirs santonien de l'aquifère du Crétacé sommital.

3.3. LA GEOMETRIE DES FORMATIONS CARBONATEES

Du fait du pendage régional nord-est/sud-ouest, les formations du Jurassique, qui affleurent dans le département du Lot et dans l'est de la Dordogne, forment des aquifères captifs en Lot-et-Garonne et dans l'ouest de la Dordogne.

Sur les coupes géologiques, qui ont servi à la construction du MOdèle Nord-Aquitain (Illustration 19), on observe un approfondissement depuis le nord et l'est jusqu'au centre du bassin et une remontée régulière en direction du sud-est vers le promontoire de Montauban (Illustration 20 et Illustration 21). De ce fait, les formations crétacées puissantes de plus de 500 m en Périgord sont progressivement érodées dans la partie sud-est du bassin et recouvertes, sous la discordance, par les terrains continentaux tertiaires (Illustration 21). Les terrains jurassiques sont eux aussi peu profonds au sud de la vallée du Lot (200 à 300 m). Comme l'érosion des terrains mésozoïques et l'épaississement des formations tertiaires s'accroissent au sud de la vallée du Lot, ce sont les réservoirs du Jurassique inférieur qui se retrouvent au contact de la discordance, au sud de la Garonne. De manière générale, l'ensemble de la région correspond à un système d'aquifères multicouches.

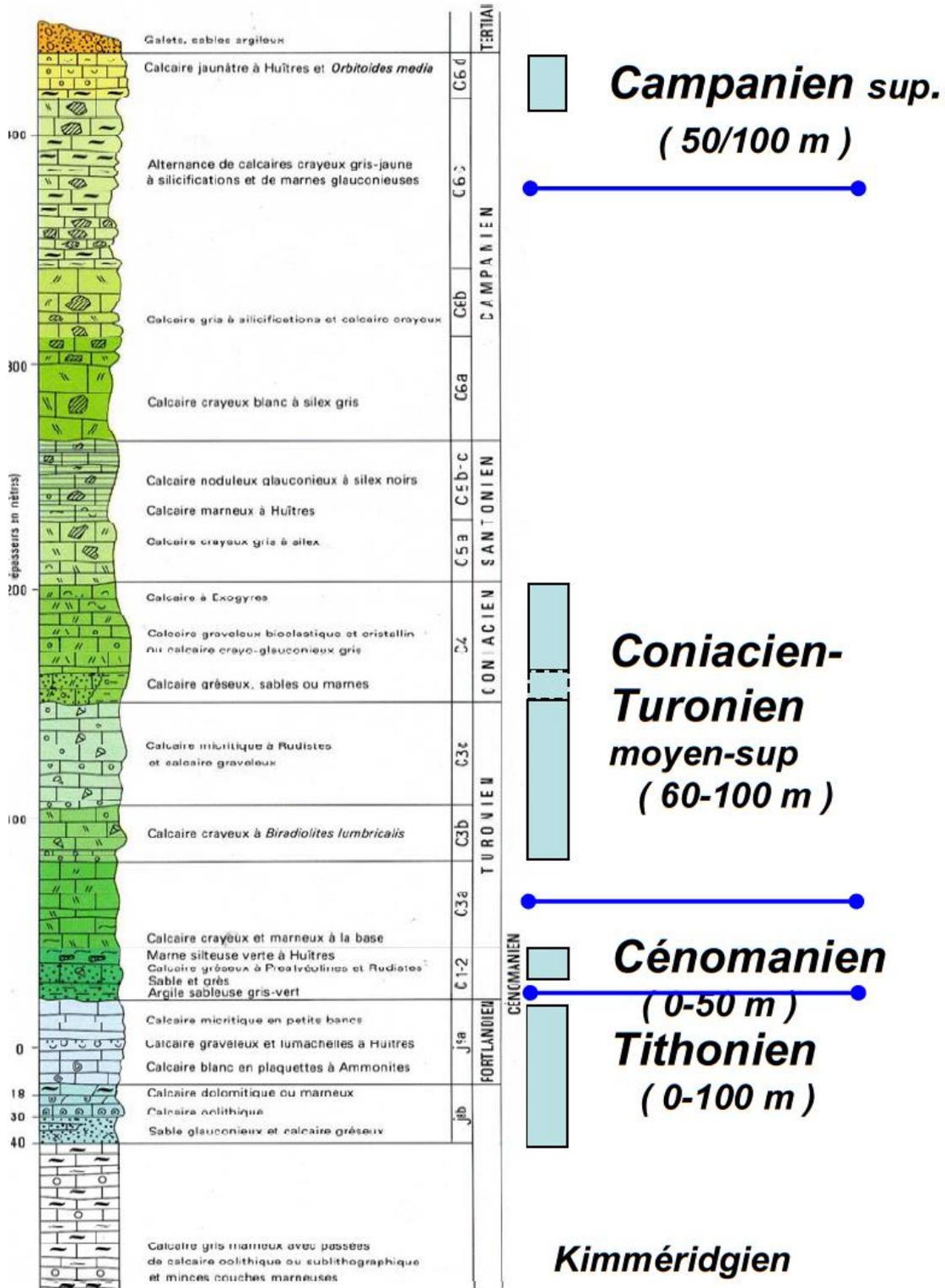


Illustration 18 : Coupe lithostratigraphique des formations du Crétacé supérieur en Dordogne (Platel et al., 2010).

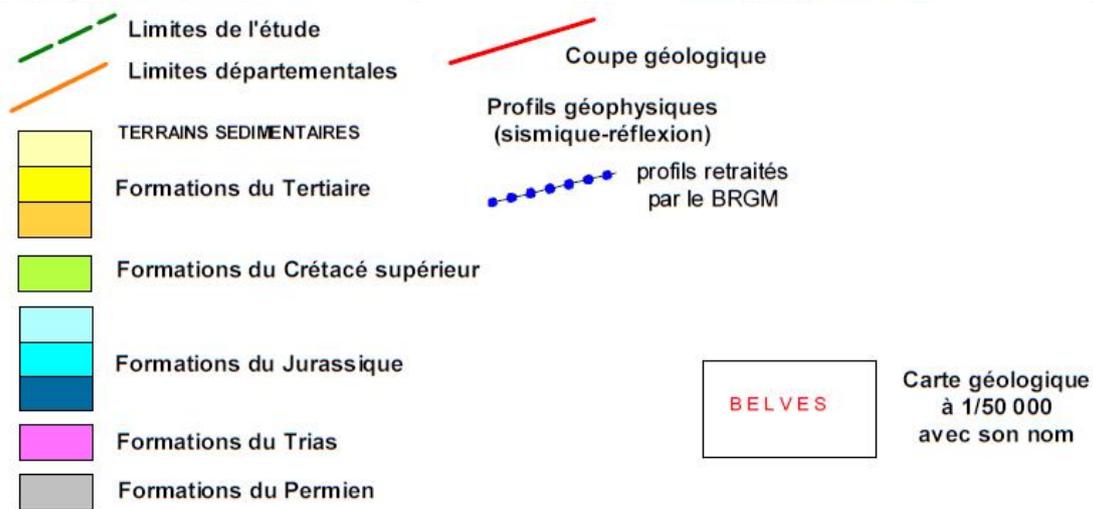
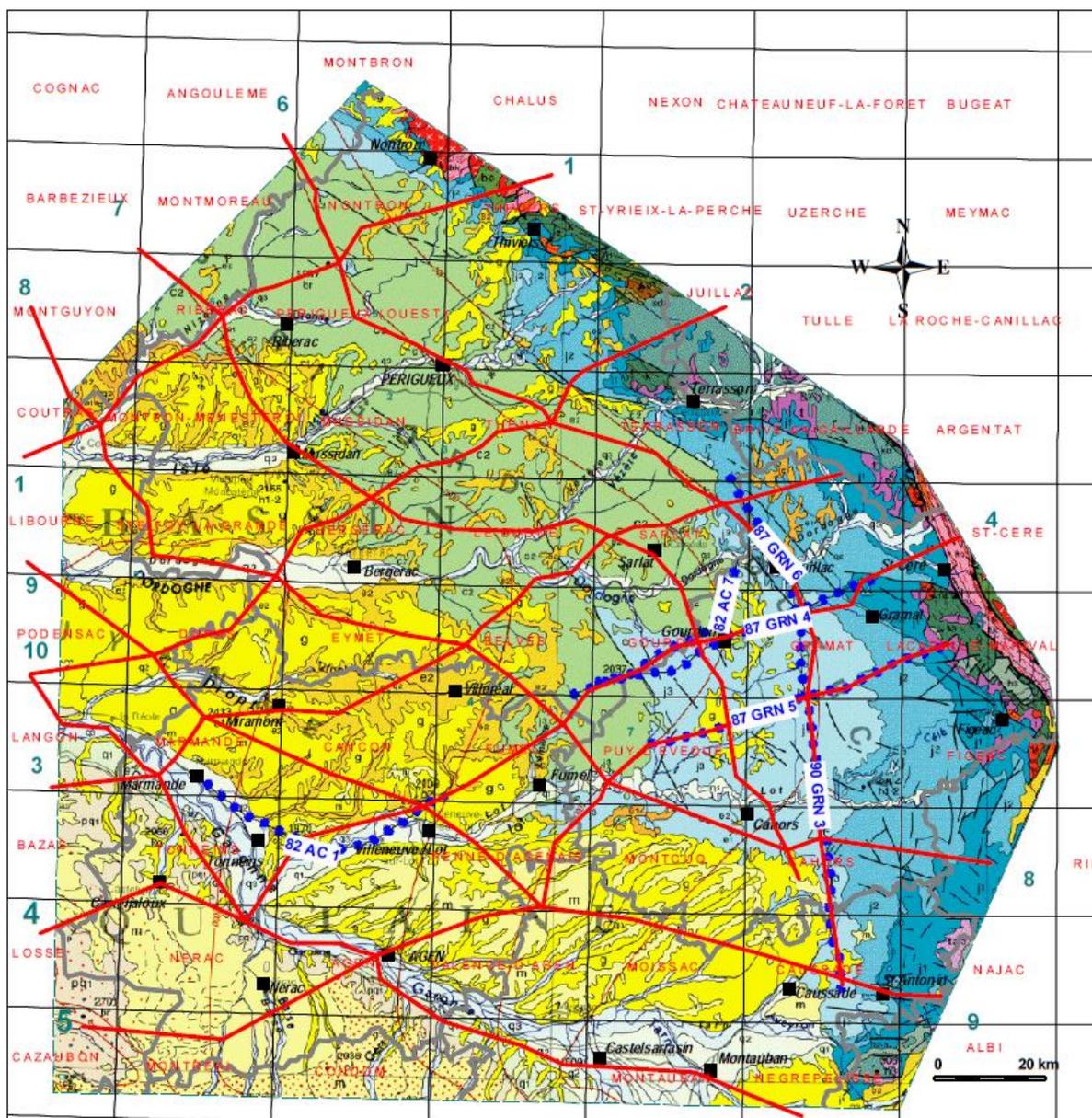


Illustration 19 : Plan de position des coupes géologiques des Illustration 20 et Illustration 21 (Platel et al., 2010).

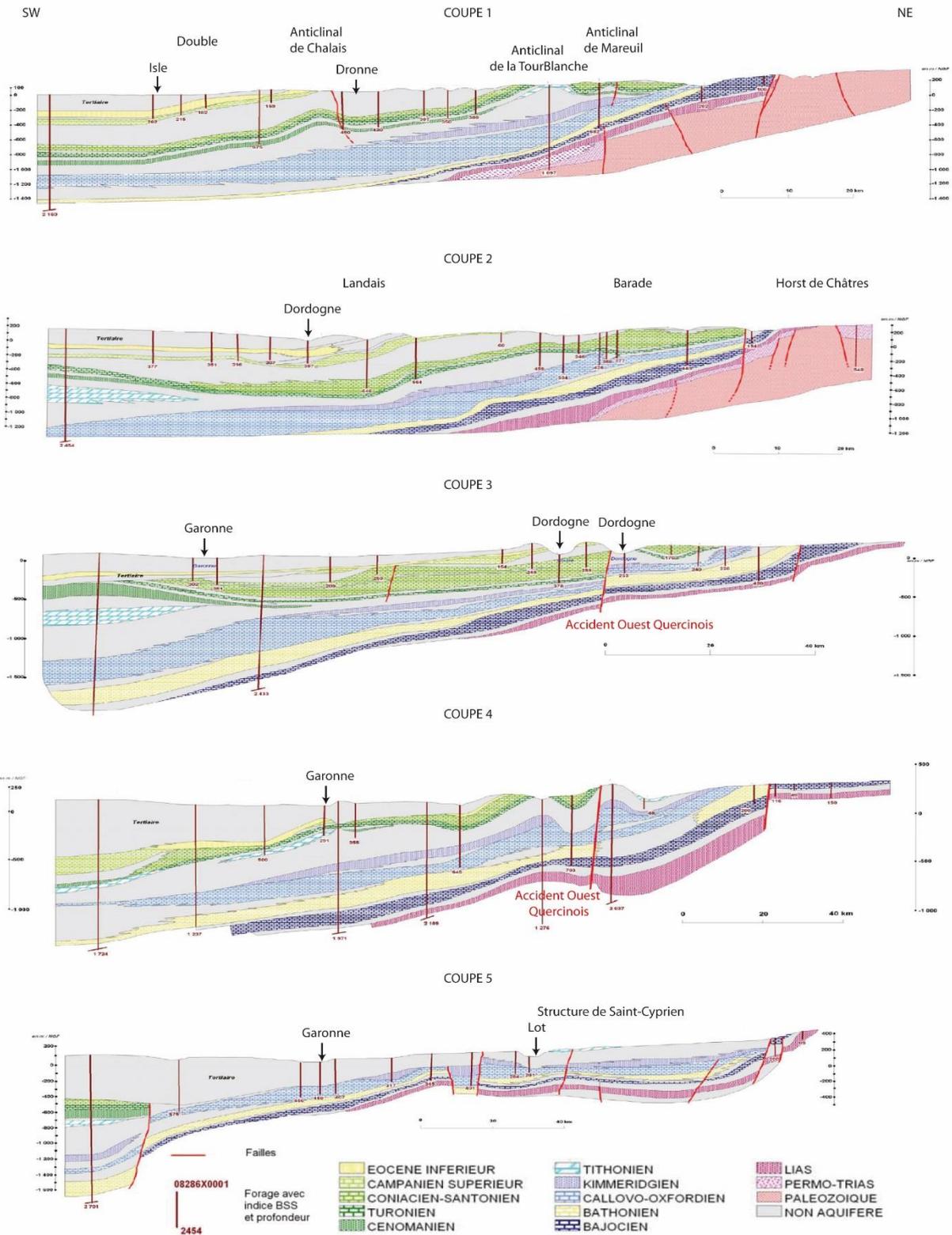


Illustration 20 : Coupes géologiques SW-NE 1 à 5 (d'après Platel et al., 2010).

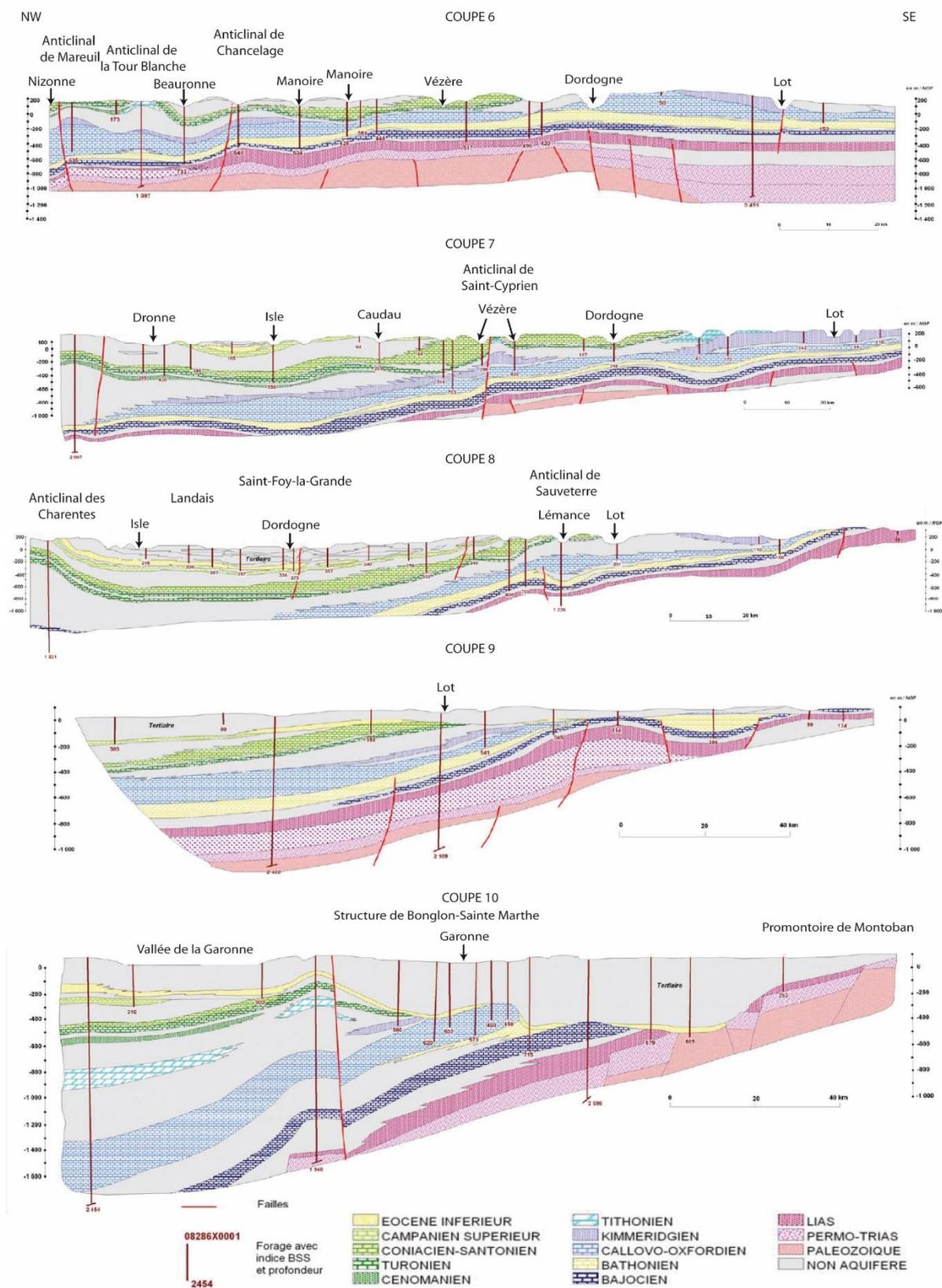


Illustration 21 : Coupes géologiques NW-SE 6 à 10 (d'après Platel et al., 2010).

4. L'origine du karst profond

De nombreux travaux font état de la présence d'un karst profond au sein du Jurassique, actuellement sous couverture, sous forme de réseaux et conduits actifs (Mauroux et al., 2003 ; SHE, 2006 ; Platel et al., 2010 ; Cabaret et al., 2012 ; Lorette, 2013 ; Cabaret et al., 2014 ; Husson et al., 2015).

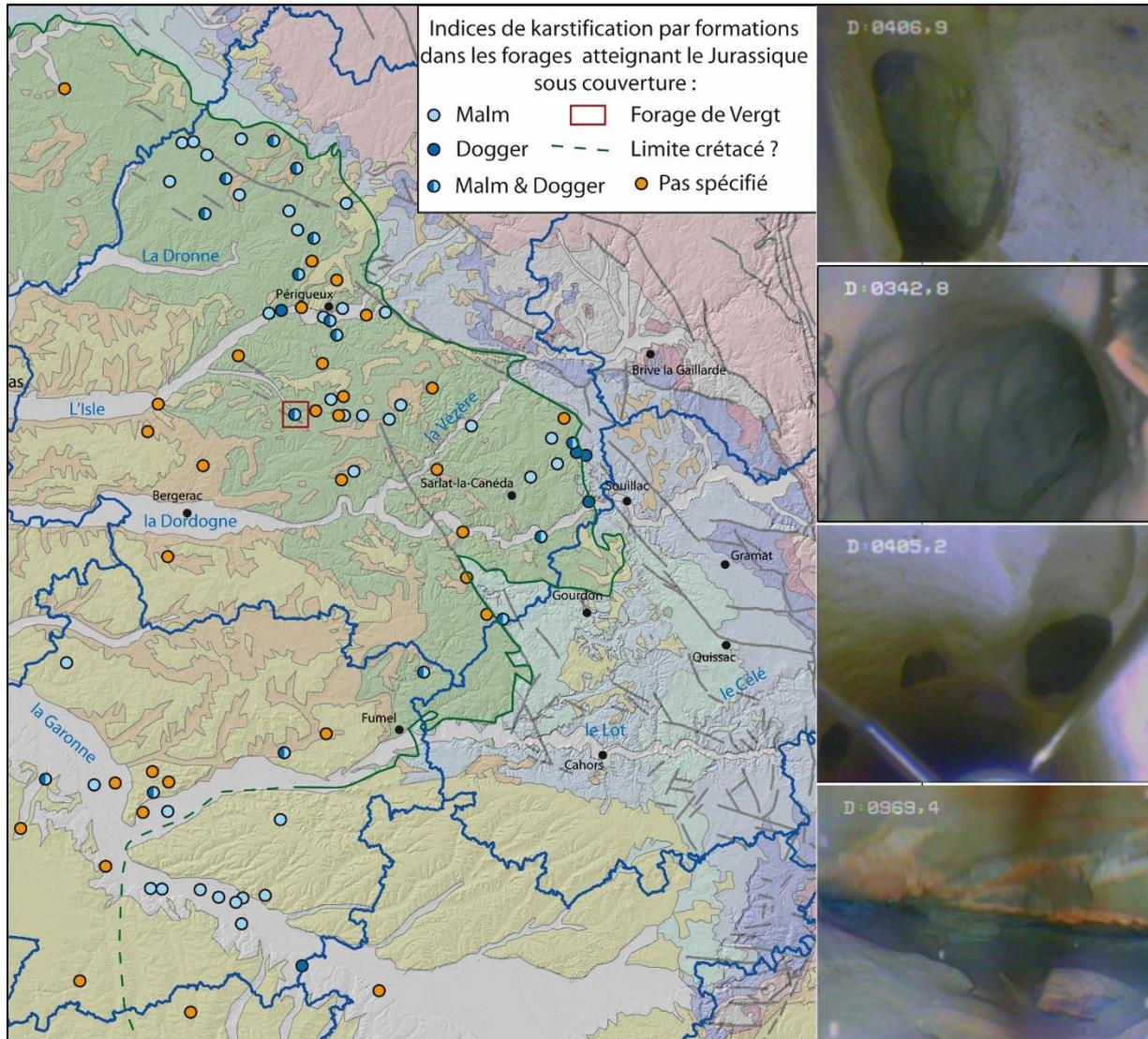


Illustration 22 : Carte de position des indices de karst actif, reconnus en forages, au sein du Jurassique sous couverture (pertes, arrivées d'eau, chutes d'outils ...) classés par formations (Malm, Dogger ou les deux). Les photos illustrent des morphologies de réseaux karstiques dans le forage de Vergt (encadré sur la carte).

La présence de ce karst profond étant avérée (Illustration 22), nous allons essayer d'apporter des éléments aux différentes hypothèses concernant sa création.

4.1. L'HYPOTHESE D'UNE KARSTIFICATION AU CRETACE INFERIEUR

Dans le cas d'une karstification épigène développée au Crétacé inférieur, les grandes problématiques sont liées aux contextes géologique et géodynamique. Cette période, qui a vu l'émergence de l'est de la plateforme aquitaine, reste encore très peu contrainte. Pour comprendre les modalités d'une potentielle karstification de cette période, plusieurs questions cruciales doivent être posées :

- Les terrains jurassiques ont-ils été recouverts par une couverture sédimentaire au Crétacé inférieur ? Si oui, de quel type : détritique ou carbonaté ?
- Quelle a été la nature du substratum dans lequel s'est développée la karstification ? Quel mécanisme d'altération a été prédominant : l'érosion mécanique ou la karstification ?
- Au moment de la transgression au Crétacé supérieur, quelle était la paléo-topographie ? A partir de cette topographie, peut-on recomposer un potentiel altimétrique entre les zones amont à l'est et les zones aval à l'ouest ? Ce potentiel a-t-il pu générer une karstification de type épigénique ? Et si oui, jusqu'à quelle profondeur ?

Au vu de l'état des connaissances actuelles sur la géodynamique de cette période, nous ne pouvons répondre à toutes ces questions. Jusqu'à présent, aucun dépôt sédimentaire n'a été daté du Crétacé inférieur sur la bordure est du Bassin aquitain. Il est donc difficile de retracer l'histoire continentale de cette zone et de déterminer si le domaine est resté soumis à érosion tout au long de cette période d'émergence, ou bien si au contraire, une couverture sédimentaire s'est d'abord déposée, suivie ensuite de son érosion. Des indices de cette histoire permettraient de définir les types de karstification à l'œuvre ainsi que de déterminer leurs âges.

L'information concernant cette potentielle couverture est à rechercher au sein des sédiments crétacés inférieurs, qui se sont déposés et ont été préservés dans les bassins de Parentis et d'Adour-Mirande. Le potentiel pétrolifère de ces régions est à l'origine d'un grand nombre de forages d'exploration qui ont permis de mieux appréhender la pile sédimentaire, notamment les étages du Crétacé, qui renferment les principaux réservoirs productifs (Illustration 23).

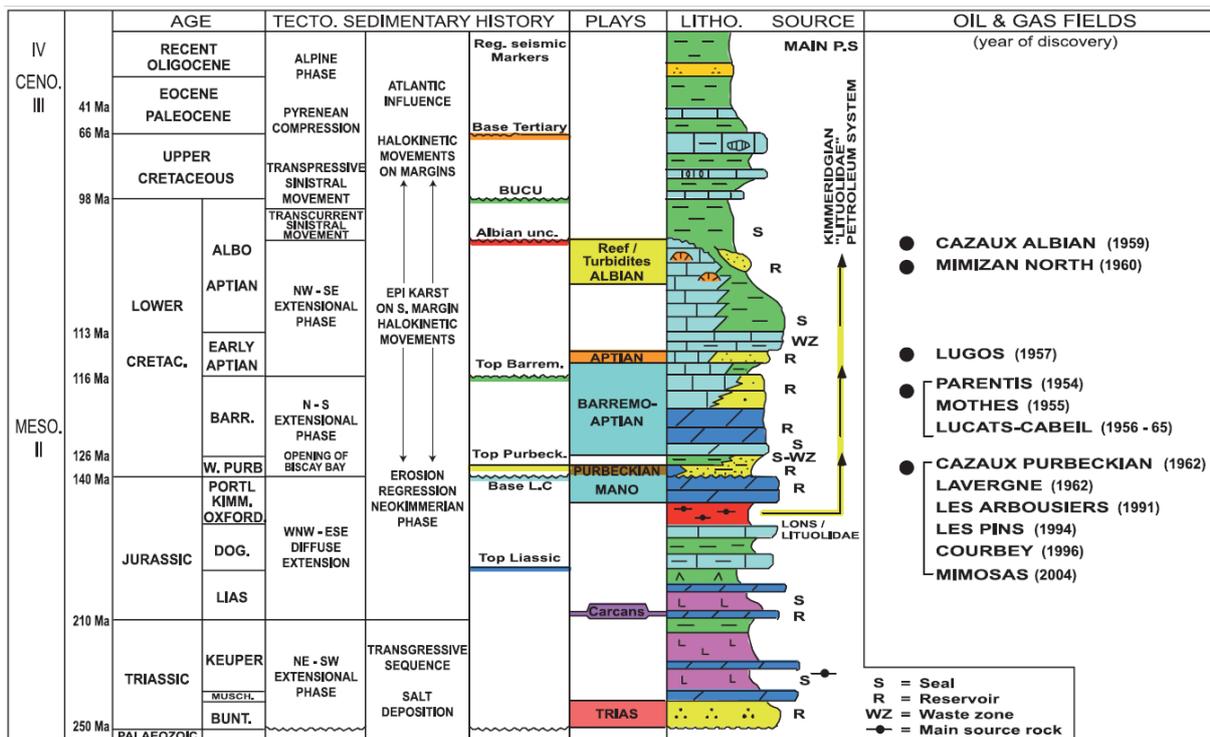


Illustration 23 : Charte stratigraphique et système pétrolier du bassin de Parentis (Biteau et al., 2006).

L'évolution de la subsidence dans le bassin de Parentis est illustrée à partir de données sismiques de l'industrie pétrolière. Cette subsidence se fait en deux temps (Brunet, 1984 ; Mathieu, 1986 ; Masse, 1997) comprenant i) une déformation de grande longueur d'onde, correspondant à la subsidence d'un bassin synclinal depuis le Néocomien jusqu'à la fin de l'Aptien et ii) une déformation de plus courte longueur d'onde, représentée par des failles inverses, des plis asymétriques et des « structures en fleur », accompagnée d'une tectonique salifère au cours d'une période concentrée de la fin de l'Aptien au début de l'Albien.

Les renseignements apportés par les forages pétroliers indiquent qu'en Aquitaine le cycle régressif du Jurassique supérieur se termine au Berriasien. Après une période d'émersion pendant laquelle se déposent des sédiments continentaux, une transgression débute au Valanginien (BRGM et al., 1974). Au Barrémien, la transgression se poursuit sur des fonds plats peu profonds ; les sédiments du Barrémien évoluent, passant de faciès côtiers au nord à des faciès de plate-forme interne au sud, avec des apports clastiques venant du nord (Illustration 24).

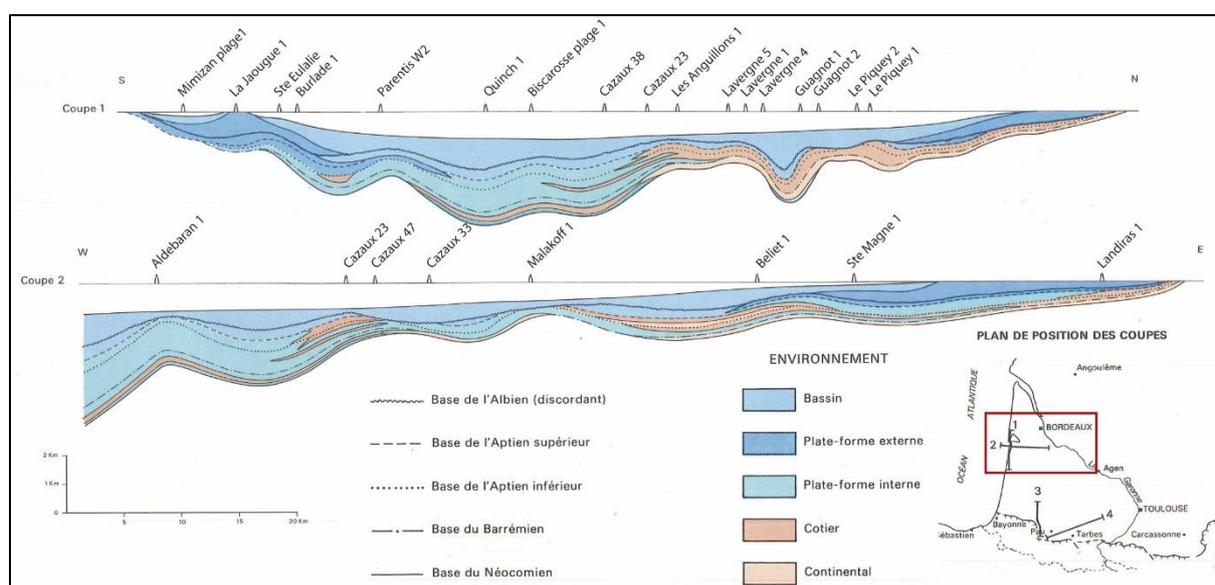


Illustration 24 : Reconstitution de coupes au Crétacé inférieur, traversant le bassin de Parentis d'après BRGM et al., 1974.

A l'Aptien inférieur, le cycle dépositionnel commence par une lacune, suivi d'apports terrigènes en provenance du continent nord-aquitain, puis de dépôts transgressifs témoignant d'une invasion progressive de la mer (Illustration 24). Au cours de l'Aptien supérieur, le caractère marin des séries s'affirme, dû à un accroissement progressif de la vitesse de subsidence qui devient supérieure à la vitesse de sédimentation. Le bassin de Parentis se présente alors comme un sillon profond surplombé et ceinturé par une bordure de carbonates (Illustration 24). A l'Albien, un nouveau cycle sédimentaire s'installe avec une paléogéographie assez semblable à celle de l'Aptien supérieur. Des sédiments circulent de dépôts de plate-forme ouverte à des dépôts de bassin profond, composés de nombreux clastes grésocalcaires dont les éléments quartzueux sont probablement d'origine vendéenne et limousine, de même que pour ceux de l'Aptien inférieur et du Néocomien (BRGM et al., 1974). En revanche, aucune série côtière n'a été reconnue en forages (Illustration 24) et les dépôts cénomaniens, qui marquent la base de la transgression généralisée (Platel, 1996) reposent en discordance sur le Crétacé inférieur et les terrains jurassiques et triasiques (Illustration 25).

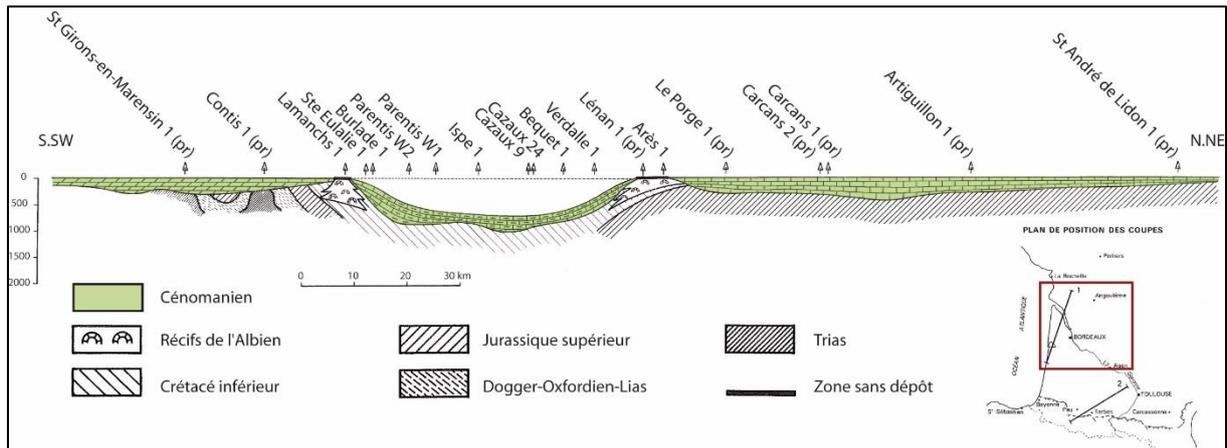


Illustration 25 : Restauration de coupe du bassin de Parentis au Cénomanien d'après BRGM et al., 1974.

Dans le bassin de Parentis, il existe donc une forte composante silico-clastique pour les dépôts du Berriasien (faciès Purbeckien), du Barrémien et de l'Aptien inférieur et quelques turbidites dans les faciès profonds des dépôts de l'Albien, qui signent un apport terrigène non négligeable. Ces témoins de distributaires fluviales, venant des massifs cristallins émergés (Massifs Armoricaïn et Central) ou du recyclage de terrains sédimentaires antérieurs, sont la preuve d'une potentielle couverture sédimentaire sableuse ayant pu recouvrir la plate-forme nord-est aquitaine - ou du moins une partie - au Crétacé inférieur. Ces faciès détritiques correspondent à des décharges sédimentaires liées à des pulses géodynamiques, en alternance avec des périodes de relative stabilité où la mer progresse sur le continent et où les environnements carbonatés peuvent se développer.

Ainsi en termes de karstification, au début du Crétacé inférieur, lorsque la subsidence de grande longueur d'onde domine, il semblerait que la zone émergée soit soumise à des pentes de faible gradient, parcourues par un réseau hydrographique permettant le dépôt d'une couverture détritique perméable à semi-perméable venant des massifs cristallins Armoricaïn et Central. Avant l'Aptien supérieur, le processus de karstification sous couverture peut donc être un des phénomènes majeurs à l'origine du paléo-relief de karst à buttes, fossilisé par la transgression du Crétacé supérieur. A l'Aptien supérieur et à l'Albien, de fortes érosions associées à une tectonique cassante semblent plus propices au développement d'un karst épigène de type gravifique, qui se met en place lors du décapage de la couverture détritique. La composition sableuse des terrains cénomaniens pourrait être en partie due au remaniement du reste de la couverture sableuse.

Afin d'avoir une idée du potentiel altimétrique, il était important d'estimer la paléotopographie scellée par le Cénomanien. La transgression cénomaniennne recouvre les terrains jurassiques en discordance, prouvant qu'il existait bien un paléo-paysage très différencié, mais les déformations postérieures nous empêchent d'en déduire une information directe. Pour pallier cet effet, nous avons tenté de corrélér stratigraphiquement les étages cénomaniens entre eux depuis le bassin de Parentis, jusqu'à la bordure est du bassin, à partir de données de diagraphie. Malheureusement, les séries en général peu épaisses et la qualité parfois médiocre des diagraphies pétrolières, ainsi que l'hétérogénéité des mesures disponibles et l'espacement des forages, ne nous ont pas permis de corrélér finement le découpage stratigraphique.

Un essai de stratigraphie séquentielle sur les dépôts cénomaniens a été entrepris sur la bordure nord du Bassin aquitain par Lavrieux (2008). Ce travail a permis de confirmer les études antérieures de Platel (1987) et Moreau (1993), qui avaient déjà mis en évidence l'*onlap* des dépôts cénomaniens sur une paléo-topographie différenciée d'ouest en est, avec

un substratum jurassique plus élevé à l'est, dans l'Angoumois (Moreau, 1993) et le Périgord (Illustration 26) qu'à l'ouest en Charentes. Cette caractéristique explique en partie les différences sédimentaires affectant les formations cénomaniennes, notamment concernant le matériel détritique qui les constitue. Une origine septentrionale et occidentale (Massif Armoricaïn et plateau de Rochebonne) est pointée pour les Charentes, tandis que l'Angoumois bénéficie d'arrivées détritiques orientales du Massif Central (Moreau, 1993). Les variations latérales de faciès observées au Cénomaniens inférieur et moyen sur les profils diagraphiques témoignent en faveur d'une topographie irrégulière (Lavrieux, 2008) sans doute à l'origine d'un modelé karstique prononcé.

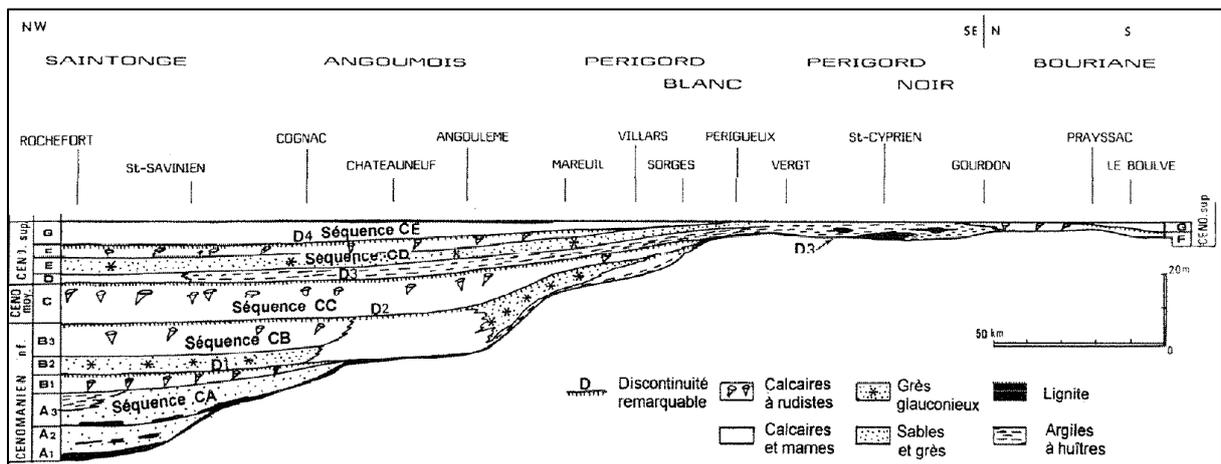


Illustration 26 : Dynamique de la transgression cénomaniennne dans le nord de l'Aquitaine (Platel, 1987).

La reconstitution paléo-géographique faite par Platel (1987) en Dordogne, dans la région de Saint Cyprien, met en évidence une topographie évoquant un relief ruiniforme de karst à buttes, dont la formation se serait faite sous couverture (Illustration 27). On remarque que cette couverture a complètement disparu, puisque les dépôts cénomaniens se déposent au contact du substratum jurassique. Dans le cas de la restauration faite par Platel (1987) et des corrélations diagraphiques par Lavrieux (2008), le potentiel altimétrique de la région au Cénomaniens, mis en évidence entre le bassin charentais et la bordure est du bassin, semble être compris entre 50 et 100 mètres (Illustration 26).

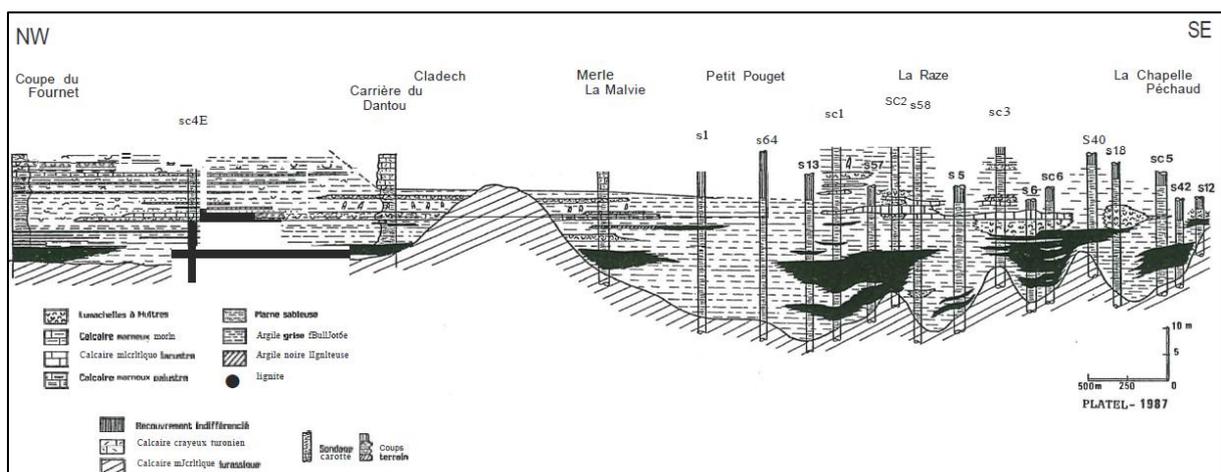


Illustration 27 : Essai de reconstitution des paléoenvironnements à la fin du Cénomaniens supérieur - région de Saint-Cyprien (Platel, 1987).

L'érosion, à l'origine du décapage de la couverture et des terrains jurassiques, a sans doute permis la mise en place d'un karst gravifique, en partie disparu par érosion avant la transgression cénomanienne. Au Cénomanien, le potentiel altimétrique, déduit de la fossilisation paléo-topographique par la transgression cénomanienne, semble être faible pour invoquer une karstification développée à grande profondeur. En revanche une karstification épigène, de type karst gravifique, a pu se développer à l'échelle de cette topographie locale, au sein des terrains carbonatés à l'affleurement. L'écorché des terrains jurassiques sous recouvrement crétacé (Illustration 28) présente la répartition des faciès plus ou moins marneux qui ont sans doute conditionné le développement plus ou moins prononcé de la karstification, selon les secteurs paléogéographiques. On remarque que les terrains à l'ouest sont à dominante marno-calcaire, hormis la dolomie dite de « Mano » (Kimméridgien supérieur à Tithonien) dont les zones de bordure n'ont pas été complètement recouvertes par les terrains crétacés inférieurs et ont donc pu être karstifiées. Cette partie occidentale est séparée d'une autre zone marno-calcaire kimméridgienne à l'est, par une barrière de calcaire bioclastique, qui relie du nord au sud, les terrains de l'Oxfordien et du Dogger, plus carbonatés, constituant la bordure du bassin (Illustration 28).

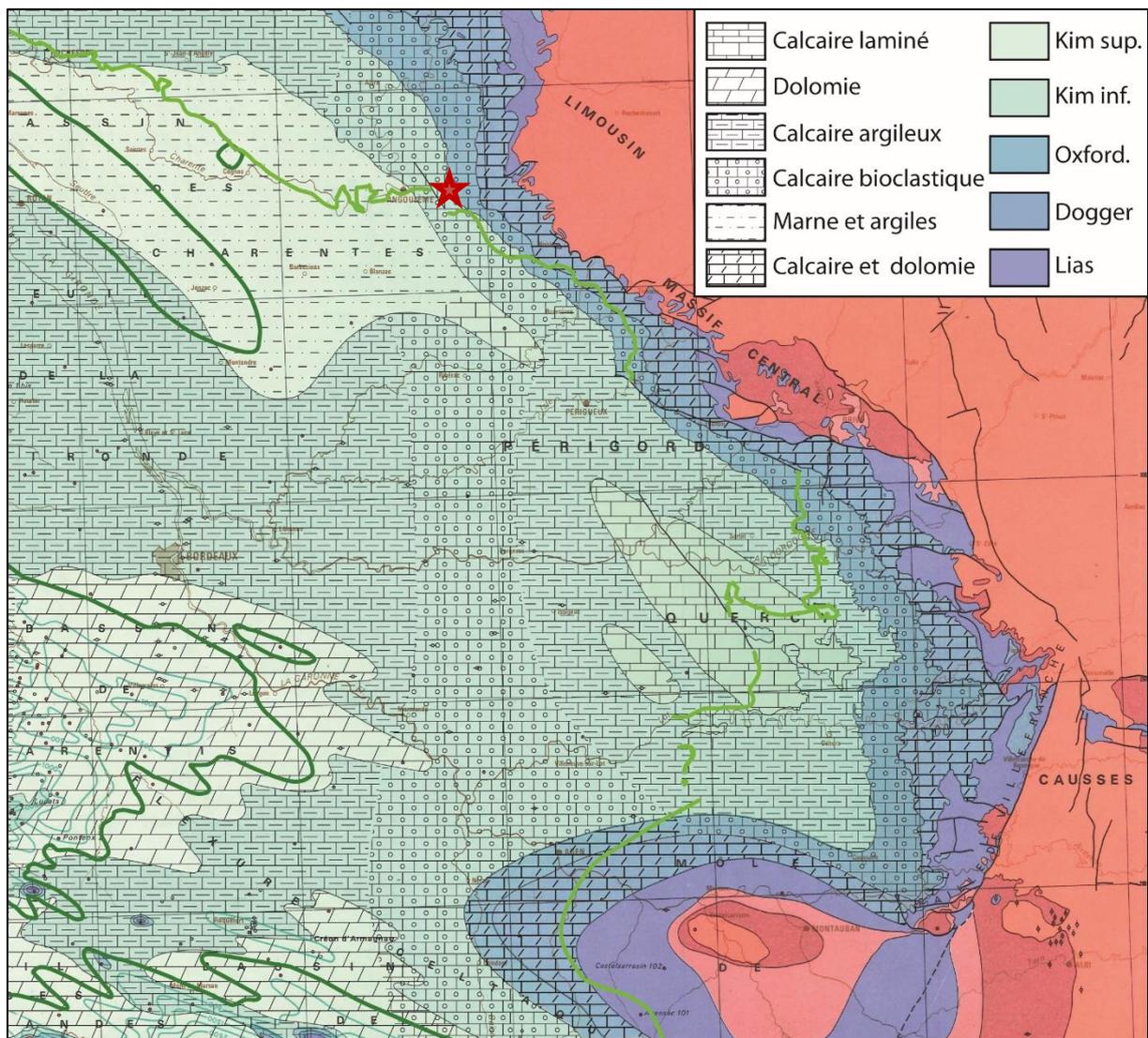


Illustration 28 : Ecorché anté-Crétacé des terrains jurassiques et leur faciès à l'affleurement. Les limites actuelles des dépôts crétacés inférieurs (en vert foncé) et crétacés supérieurs (en vert clair) sont distinguées. L'étoile rouge symbolise la position de la carrière de Peusec dans laquelle on trouve le cas unique (jusqu'à ce jour) de sédiments cénomaniens scellant une cavité développée au Crétacé inférieur.

Au sein de ces zones plus carbonatées, des systèmes karstiques, de type réseaux et galeries, ont donc pu se former, mais à des profondeurs assez faibles sous la paléotopographie. Fossilisées ou scellées en partie au Crétacé supérieur, ces morphologies se trouvent de manière éparse et ponctuelle sous la couverture sédimentaire du Crétacé supérieur. Lorsque cette couverture a été décapée, notamment sur le Quercy au cours du Tertiaire, ces indices situés à faible profondeur ont sûrement été en partie décolmatés, évidés puis érodés. Ceci explique peut-être pourquoi la seule cavité découverte contenant des sédiments cénomaniens en place, scellant une cavité formée au cours du Crétacé inférieur se situe à la limite du front de retrait de cette couverture, proche d'Angoulême (Illustration 28).

La variation du niveau de base au Crétacé inférieur peut être responsable de la mise en place d'un réseau situé à faible profondeur (moins de 100 m) sous la couverture sédimentaire crétacée. Mais l'origine du karst actif profond actuel ne semble pas être à rechercher dans un phénomène de karstification épigène au Crétacé inférieur. En revanche, cette période a pré-structuré le réservoir par une intense altération et permis d'initier le développement d'un réseau ré-emprunté lors des périodes de karstification épigène postérieures ou par des circulations hypogènes encore potentiellement actives de nos jours.

4.2. LA CONTRIBUTION DU KARST HYPOGENE

4.2.1. Définitions sur le karst hypogène

La spéléogénèse hypogène a fait son apparition dans les années 1990 à 2000. Depuis, de plus en plus de cavités sont décrites et classées comme hypogènes (Klimchouk, 2007 ; 2009). Actuellement, la définition d'un karst hypogène peut se définir comme « la formation de structures de perméabilité agrandies par dissolution, lors de la remontée d'eau souterraine profonde, indépendante de la recharge de la surface sus-jacente ou immédiatement adjacente » (Klimchouk, 2007).

De ce fait, on observe parmi les karsts hypogènes les tendances suivantes (Audra & Palmer, 2015):

- D'un point de vue géochimique, l'agressivité de l'eau peut provenir de sources profondes (Illustration 29). La chimie de l'eau présente souvent des concentrations significatives de sulfures, sulfates ou dioxyde de carbone dissous, associés à des métaux ou des éléments traces. C'est le cas de la genèse des gisements hydrothermaux ou plus particulièrement dans les environnements karstiques, des gisements de plomb-zinc de type « Mississippi Valley types ».

- En raison de la considérable distance entre la zone de recharge et l'exutoire, souvent supérieure à la dizaine ou à la centaine de kilomètres, les circulations souterraines sont guidées par le gradient hydraulique régional (Illustration 29), avec des perméabilités souvent situées au niveau de fissures. Les remontées de ces circulations, parfois lentes, provoquent un mélange avec les aquifères sus-jacents, ce qui provoque une chute de la température et de la minéralisation.

- La contribution profonde apparaît fréquemment, mais certains cas peuvent faire intervenir de l'eau météorique froide. Si le thermalisme est fréquent et visible grâce à de fortes anomalies de température, certains cas révèlent des températures « normalement froides » (Galdensi & Menichetti, 1995).

- Du fait d'une dynamique propre, les réseaux hypogènes n'ont donc aucune relation avec les formes karstiques épigènes de surface. Néanmoins, certaines interactions sont possibles, notamment au niveau des exutoires de ces systèmes, où les relations avec la surface sont très dépendantes de la topographie, car les zones de sortie sont souvent localisées dans les creux topographiques (vallées), où les circulations souterraines convergent.

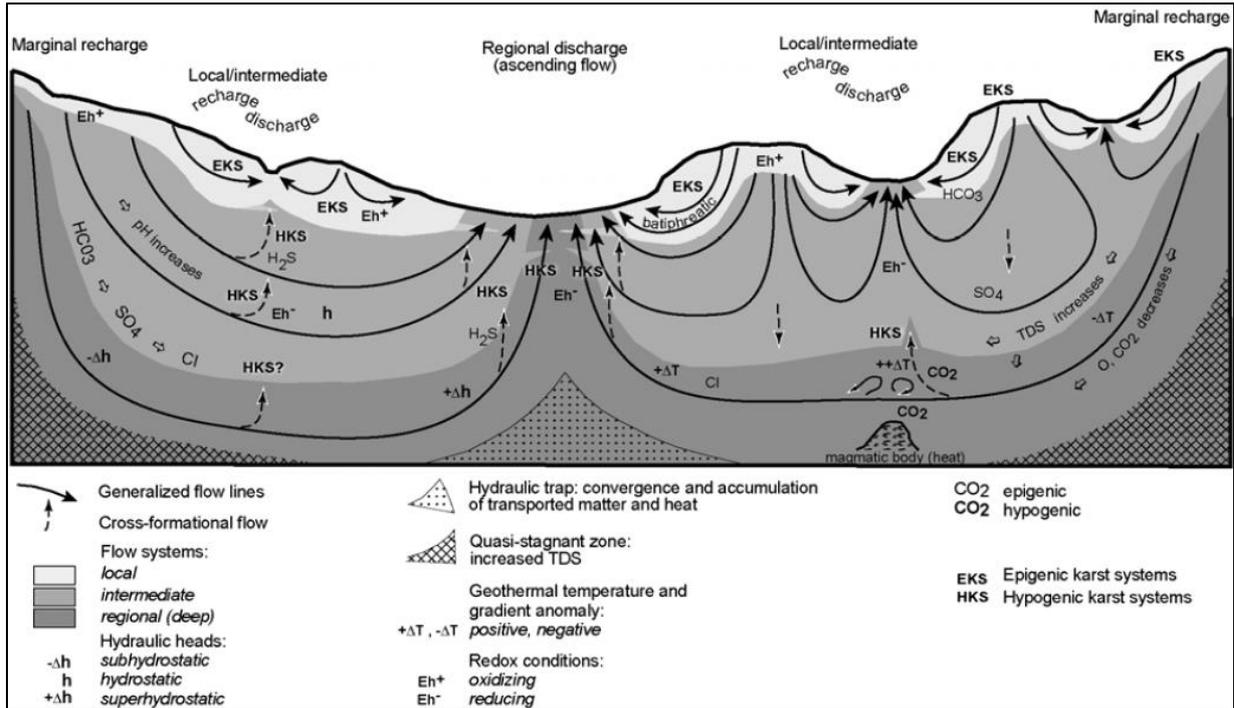


Illustration 29 : Systèmes karstiques épigènes (EKS) et hypogènes (HKS) dans un contexte d'écoulement d'eaux souterraines au sein d'un bassin (Klimchouk, 2007 adapté et modifié d'après Toth, 1999).

La figure montre l'écoulement guidé principalement par la gravité dans un bassin homogène idéalisé. En réalité, les séquences sédimentaires sont très hétérogènes et l'écoulement par gravité interagit avec d'autres mécanismes d'écoulement.

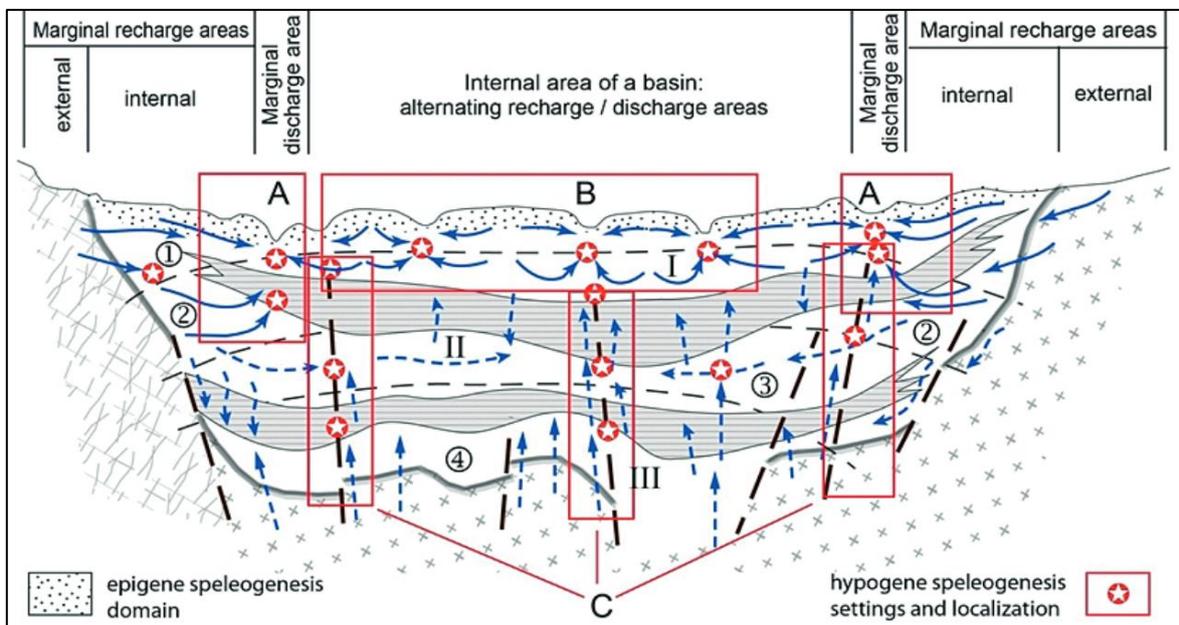


Illustration 30 : Schéma de l'hydrodynamisme régional d'un bassin, représentant la diminution des échanges et le passage progressif de flux latéraux à ascendants avec la profondeur (Klimchouk 2013b, d'après Vsevolozhskiy, 2007).

On distingue ainsi en (A) les aires de bordure de bassin (marginal recharge areas), en (B) les zones internes et en (C) les zones profondes.

Le principe des circulations hypogènes repose sur une zone de recharge lointaine ou profonde, des transferts lents et profonds et une aire de sortie au niveau des creux topographiques, généralement le long de failles permettant une remontée rapide et plus aisée des flux (Audra & Palmer, 2015). Le transfert de flux, dans les portions amont des bassins, est défini comme le concept de gradient gravifique régional (Toth, 1970 ; 2009) adapté à la spéléogenèse hypogène par Klimchouk (2013 a, b). Les hauts topographiques jouent le rôle de zone de recharge, et les bas topographiques jouent le rôle d'aire de décharge (Illustration 29 et Illustration 30). Proche de la surface, les boucles phréatiques sont dominantes. Pour les aquifères profonds rechargés par les flux météoriques gravifiques, il faut distinguer les zones de bordures des zones internes du bassin (Illustration 30). Concernant les zones marginales, la majorité de l'alimentation ressort au niveau de ces mêmes zones, alors que les zones internes sont drainées principalement par des flux verticaux et affichent de très faibles contributions latérales venant des zones de bordure de bassin (Illustration 30). Dans les aquifères confinés, les flux latéraux sont dominants dans les unités perméables et verticaux au sein d'unités moins perméables. Cette composante verticale entre réservoirs captifs séparés par une éponte s'appelle aussi la drainance.

Dans les zones de bordure de bassins sédimentaires, les eaux météoriques provenant des zones de recharge se mélangent avec les eaux profondes et remontent vers les creux topographiques (typiquement les vallées fluviales), formant une ceinture de formes spéléogénétiques hypogènes avec de larges dépressions correspondant à de profonds *pipes* bréchiques. Ces *pipes* de brèches ont d'abord été décrits comme des « orgues géologiques », « puits de Dièves » ou encore « Crans » (Renault, 1957 ; 1970). Dans le nord de la France, de grandes structures cylindriques traversent les terrains carbonifères et sont remplies par une brèche constituée d'éléments provenant de la couverture sus-jacente. Ces structures ont déjà été interprétées comme le produit d'une karstification profonde (Quinif, 1995).

Dans les zones plus internes du bassin, au sein des étages hydrogéologiques supérieurs, le système multicouches aquifères / aquitards présente un modèle de circulation contrôlé par la topographie (Illustration 31). Dans les aquitards, la circulation verticale prédomine avec des communications descendantes à travers les formations sous les hauts topographiques, et ascendantes sous les vallées (Illustration 30 et Illustration 32). Dans les aquifères, la circulation latérale est dirigée depuis les hauts topographiques jusqu'aux bas topographiques. Dans le cas d'un relief ondulé, les aires de recharges avec une drainance descendante, alternent avec des aires de « décharge » avec une drainance ascendante.

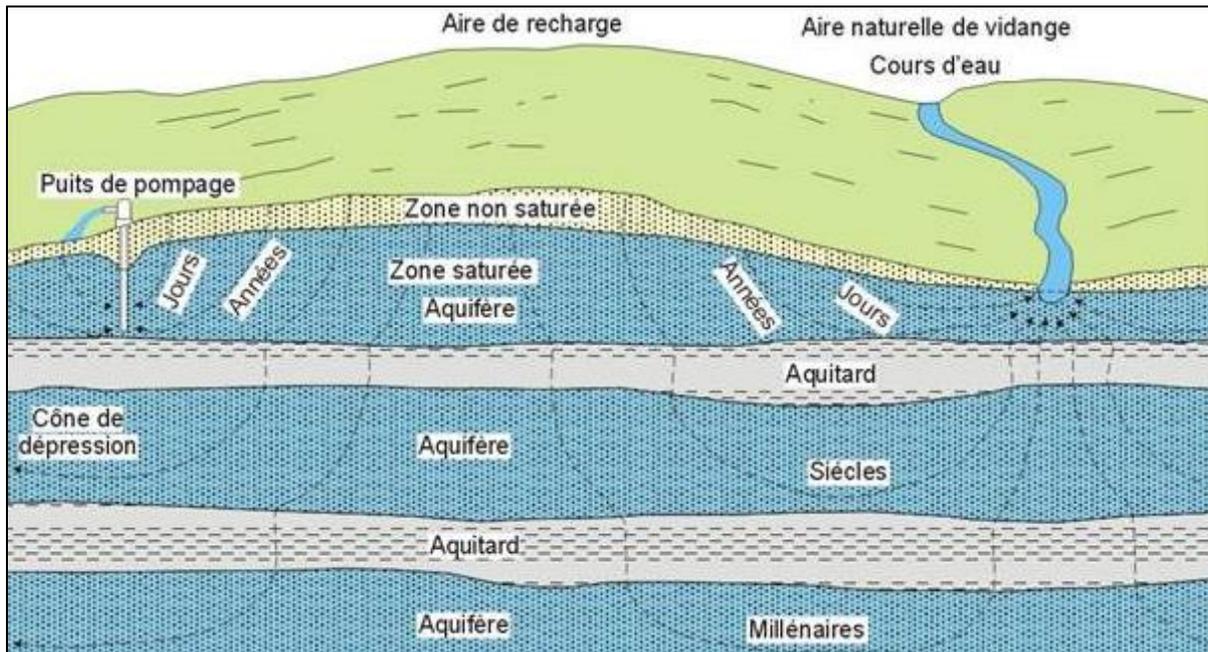


Illustration 31 : Échelle de temps des écoulements dans différents aquifères (Toth, 1995).

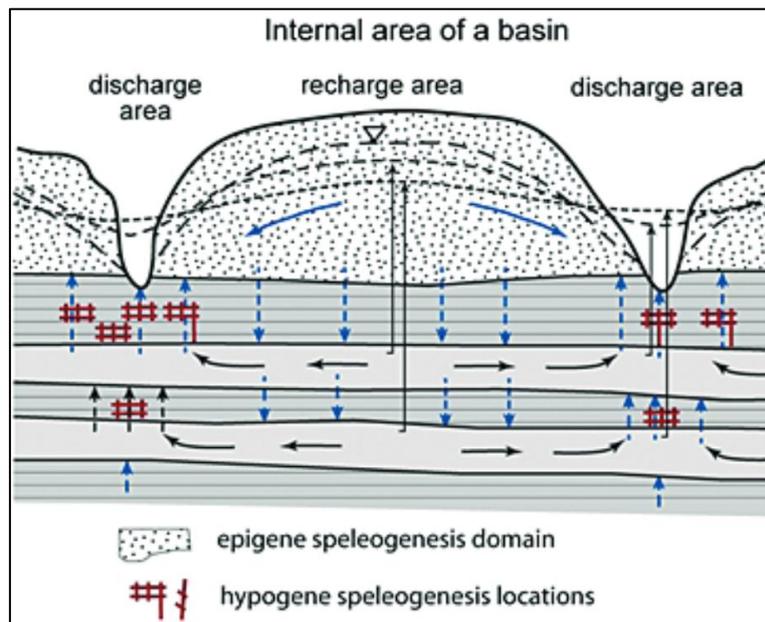


Illustration 32 : Répartition des zones de recharge caractérisées par des circulations descendantes et des zones de « décharge » caractérisées par des circulations ascendantes, alimentées par la convergence de flux latéraux au sein des aquifères et de drainances ascendantes à travers les aquitards (Klimchouk, 2013a).

Dans les zones profondes du bassin, les circulations s'effectuent de manière verticale le long de discontinuités ou de failles par lesquelles les fluides du socle ou du manteau supérieur peuvent remonter et se mélanger aux aquifères sus-jacents (Klimchouk, 2012). Dans ce cas, les paramètres physico-chimiques évoluent au cours de la remontée, causant des dissolutions et précipitations sélectives. Les anomalies thermiques et géochimiques s'expriment ainsi dans les aquifères supérieurs (Illustration 33).

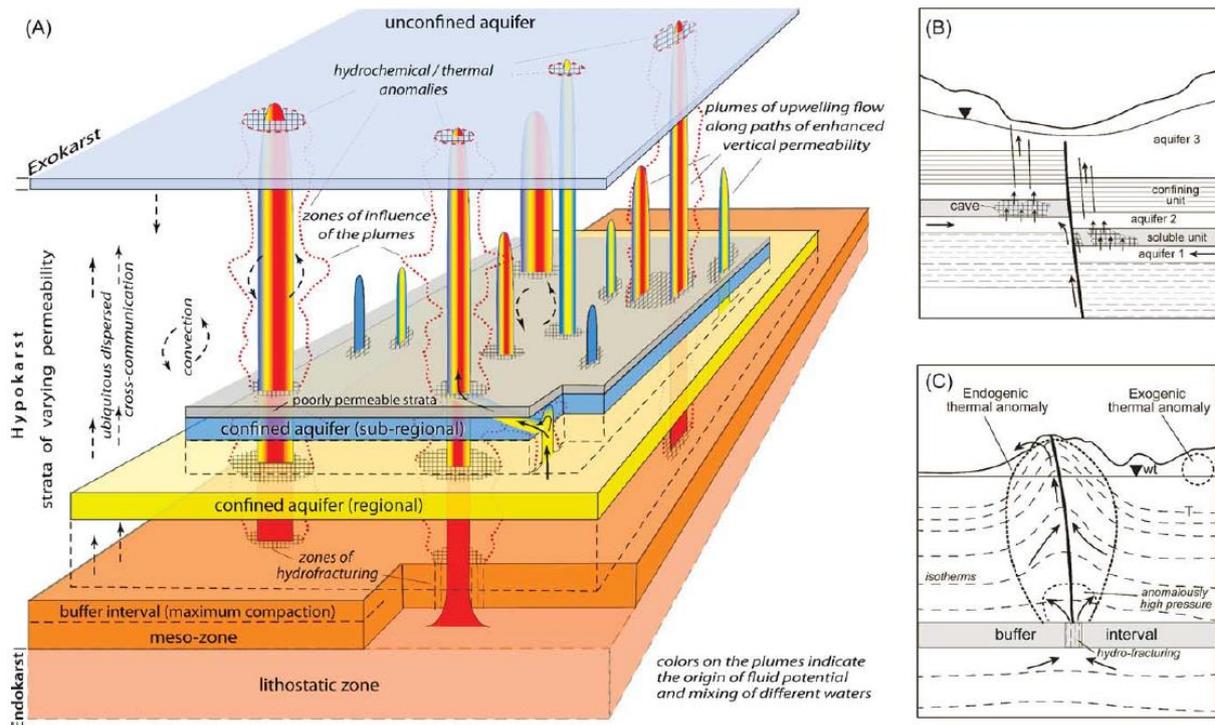


Illustration 33 : Représentation conceptuelle de la nature de la spéléogénèse hypogène (Klimchouk, 2012), à travers les formations dans la partie supérieure de la croûte (A) et des paramètres de spéléogénèse hypogène typique : dans un cadre artésien (B) ; dans un cadre profond (C).

La spéléogénèse hypogène est liée à la remontée de panaches d'eau provenant de profondeurs variables, se prolongeant vers la surface le long des zones de perméabilité verticale accrue. Ces remontées d'eau interagissent avec les aquifères supérieurs ce qui développe des zones d'influence dont l'extension latérale varie en fonction de la perméabilité et du régime des eaux souterraines dans les aquifères traversés. La configuration (C) est tirée de Andreychouk et al., 2009.

Les zones côtières sont aussi des zones sujettes aux circulations ascendantes et donc aux phénomènes de karstification hypogène. Dans ces zones, c'est l'eau salée qui joue le rôle principal dans l'effet de confinement des aquifères côtiers (Spechler, 1994). Sur les marges continentales, la terminaison des réservoirs, ainsi que les changements de faciès, peuvent conduire à la fermeture latérale des réservoirs (Moussié, 1972) et donc produire une circulation ascendante des fluides (Illustration 34).

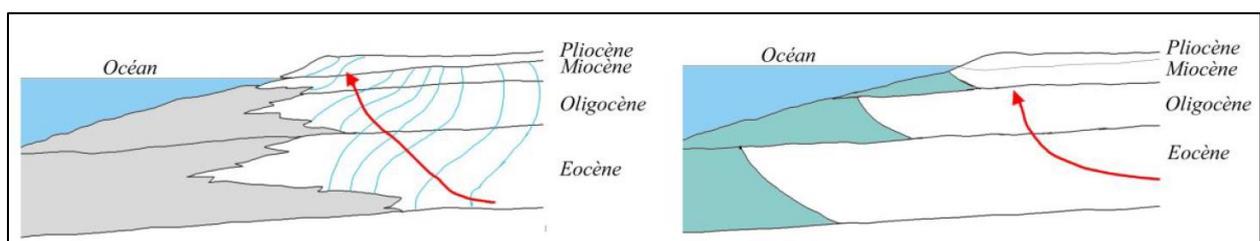


Illustration 34 : Représentation schématique de drainage ascendante dans deux configurations différentes reconnues en Médoc occidental (d'après Moussié, 1972).

A gauche : absence d'exutoire par apparition de faciès imperméables. A droite : absence d'exutoire par invasion d'eau salée dans les horizons aquifères.

Notons aussi de très nombreux cas de figures de karstification hypogène, produits lors de remontées ascendantes de fluides dans des cas de déformations tectoniques, comme des plis (Illustration 35) ou encore dans les zones d'intrusions volcanique et magmatique (Caramana, 2002 ; Audra et al., 2009 a,b ; Gary, 2010).

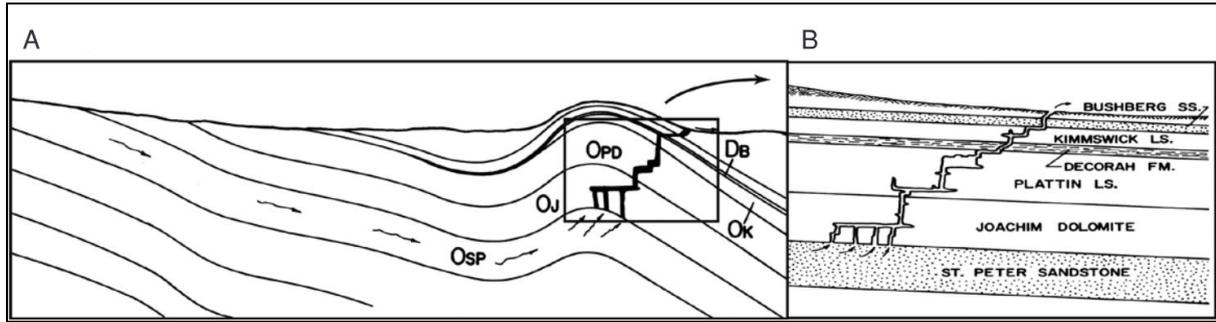


Illustration 35 : Remontée d'eau souterraine depuis un aquifère sableux profond au sein de formations carbonatées sus-jacentes à travers un anticlinal, où de nombreuses fissures et joints stratigraphiques sont exploités par la dissolution et forment un réseau spéléogénétique. Exemple dans l'est du Missouri, USA (Brod 1964).

4.2.2. Les indices de paléokarsts hypogènes dans la zone d'étude

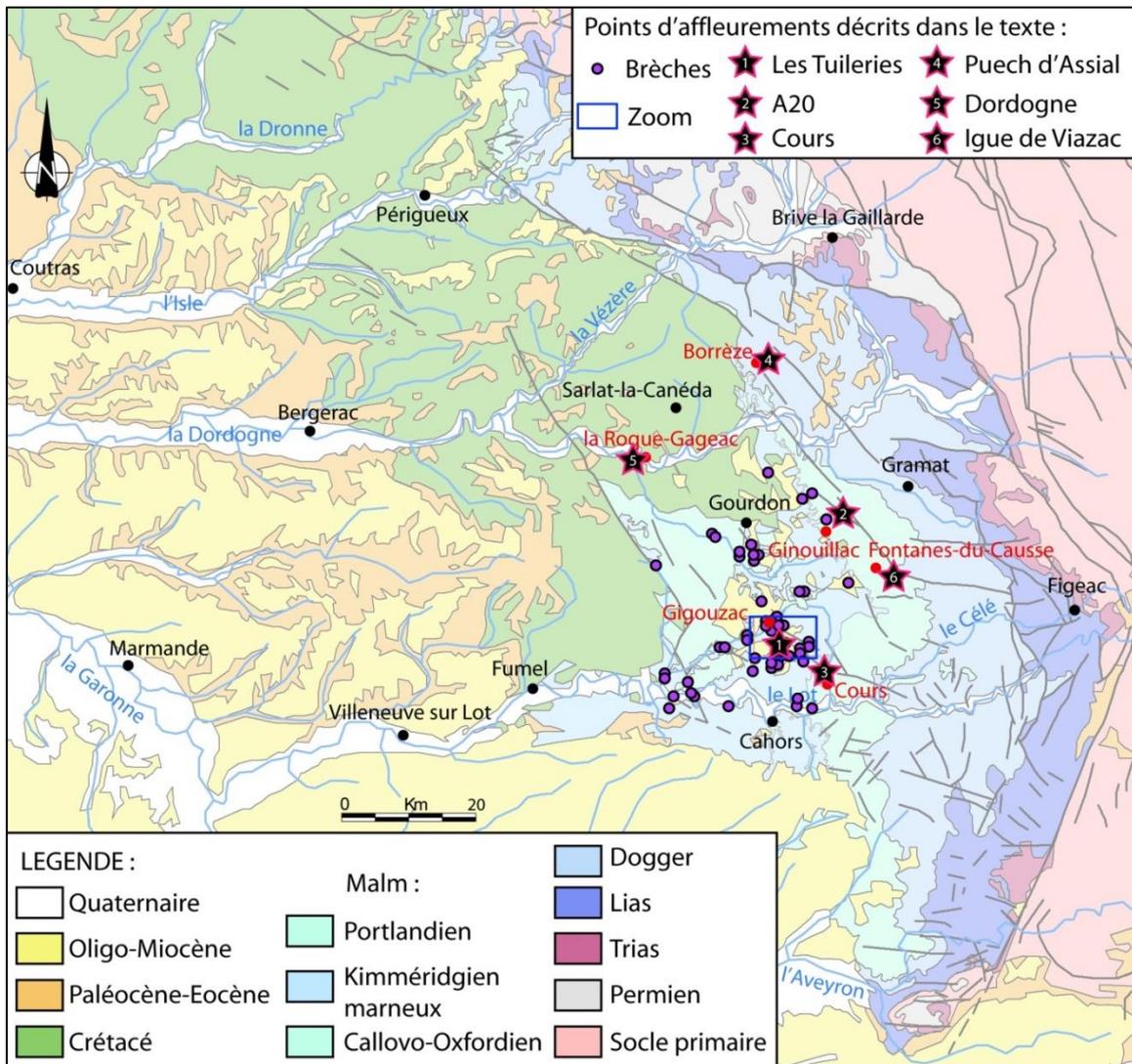


Illustration 36 : Carte des indices de karstification hypogènes décrits dans le texte. Les points violets correspondent aux brèches cartographiées sur les cartes géologiques au 1/50 000 ; le rectangle bleu situe le zoom présenté par l'illustration 37 ; les étoiles numérotées positionnent les affleurements décrits ci-après.

Les structures bréchiques en surface

Sur certaines cartes géologiques de la région étudiée, on remarque que la formation marneuse du Kimméridgien est affectée de manière récurrente par un phénomène de bréchification (Illustration 37), qui s'exprime de manière cartographique sous la forme de couloirs de brèches, associé à la présence de failles ou de manière plus ponctuelle de formes circulaires.

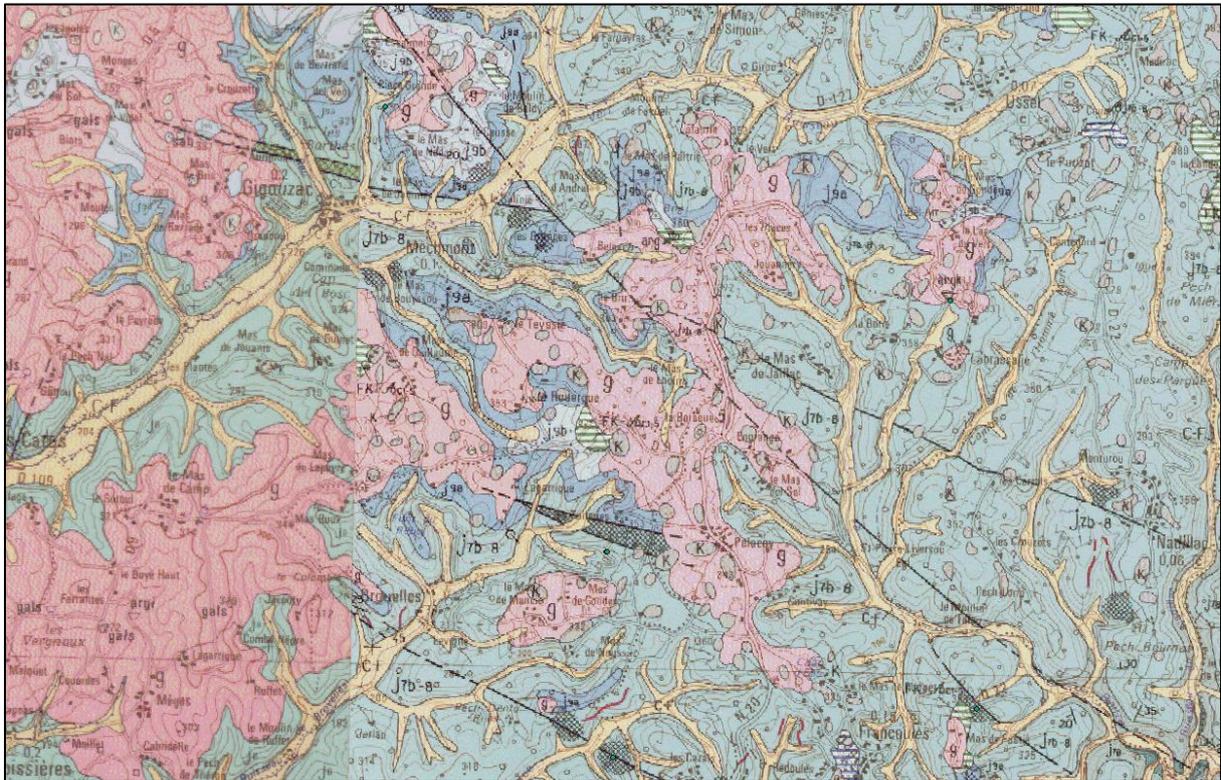


Illustration 37 : Exemple de cartographie de brèches (zone hachurée) sur les cartes géologiques de Puy l'Evêque (à gauche) et Saint Gély (à droite).

On remarque que ces zones de brèches, affectant le substrat marneux kimméridgien, sont souvent associées à la présence d'une faille, mais pas systématiquement. Lorsque les matériaux constitutifs de ces brèches ont pu être identifiés, ces dernières sont cartographiées suivant leur âge, comme pour les brèches à clastes crétacées au nord de Gigouzac (nord-est de la carte), cartographiées en vert.

Certaines de ces brèches sont constituées d'éléments carbonatés datés du Tithonien et du Crétacé supérieur. C'est le cas des couloirs de brèches cartés au sud de Gigouzac (Illustration 36) et aux Tuileries (Astruc, 1988 - Illustration 39), constituées de blocs polygéniques identifiés du Tithonien, Cénomaniens et Turonien (Illustration 38) qui s'enfoncent dans les marno-calcaires d'âge Kimméridgien supérieur (Illustration 39).

Ces couloirs de brèches, ainsi que l'encaissant kimméridgien qui les entoure, sont recouverts par les argiles à graviers de l'Oligocène. Ils se sont donc formés entre la fin du Crétacé et le recouvrement oligocène, lorsque la couverture sédimentaire crétacée était encore présente.

D'autres zones de brèches repérées sur la carte semblent posséder une forme circulaire (Illustration 37). La végétation actuelle ne permet plus de vérifier leur contour (circulaire ou en couloirs), mais on peut retrouver ces brèches à l'affleurement lorsqu'elles sont incisées par des travaux routiers. Un des plus beaux exemples se situe sur l'autoroute A20, au nord

de Ginouillac (département du Lot), au niveau d'une tranchée qui entaille les terrains de l'Oxfordien (Illustration 36). La coupe permet d'observer une structure aux bords verticaux dont la couleur tranche avec l'encaissant, composée de blocs pluri-centimétriques à métriques (Illustration 40).



*Illustration 38 : Brèches polygéniques des Tuileries.
L'affleurement présente un mélange de blocs cénomaniens (le gros à gauche, au premier plan), turoniens et tithoniens, produit par effondrement.*

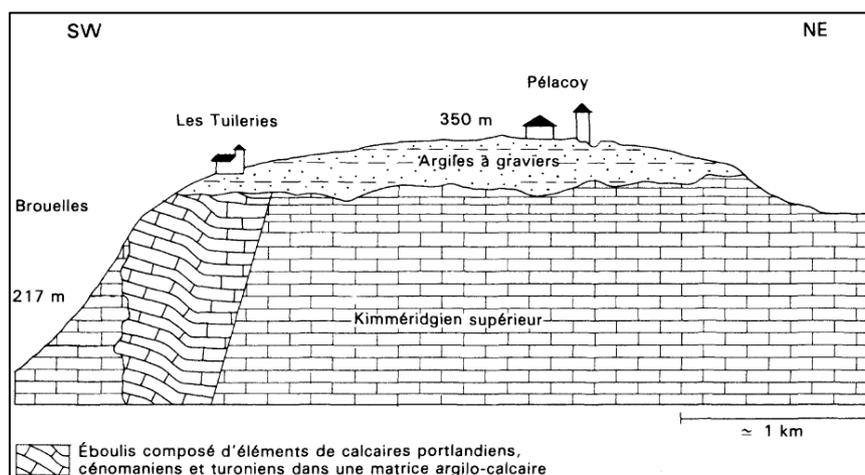


Illustration 39 : Coupe schématique de la brèche des Tuileries (Astruc, 1988).

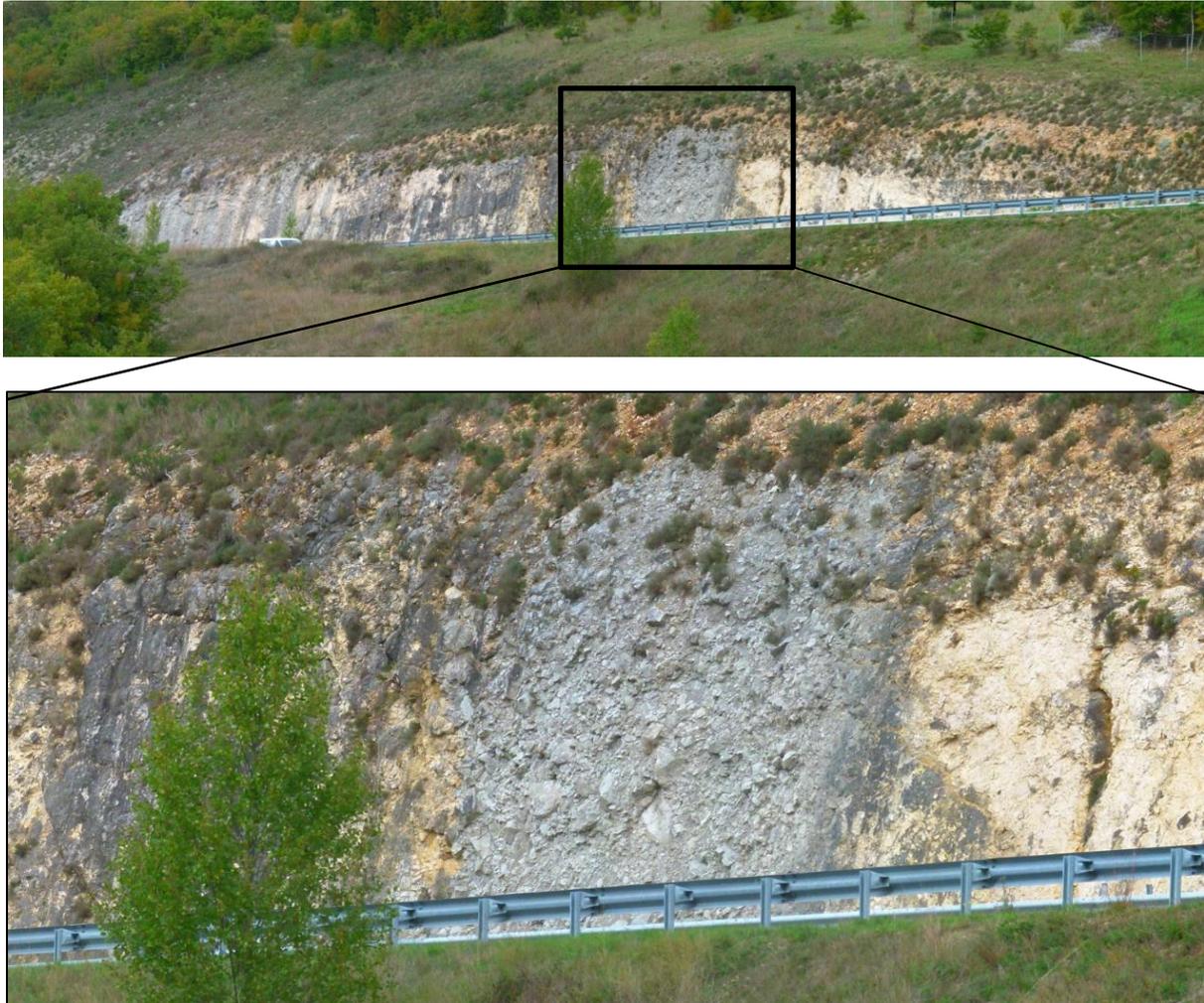


Illustration 40 : Brèches à blocs anguleux à bord vertical, sous formes de couloirs ou pipes, mises à l'affleurement par la tranchée de l'autoroute A20.

Dans la vallée du Vers (département du Lot), près du village de Cours (Illustration 36), un affleurement de bord de route présente, au sein d'un encaissant tectoniquement bouleversé, le même type de brèches à gros blocs, dans une structure aux bords francs et verticaux. Cette brèche se situe au niveau du passage d'une faille cartographiée (Astruc et al., 1992) qui met en contact les formations du Kimméridgien basal (à pendage nord) et celles du Kimméridgien élevé (à pendage sud). Cette brèche est télescopée par une crypto-doline, qui s'est développée dans un second temps (Illustration 41). Dans ce cas-là, il convient de distinguer trois formes : i) la faille, ii) la brèche et iii) la crypto-doline. Ces objets ont été produits par trois processus différents, mais leur présence est sans doute liée. On peut supposer qu'à l'origine, la faille constitue l'élément structural qui permet aux fluides de circuler. C'est par le biais de cette discontinuité et la remontée de fluides, qu'une zone de faiblesse se développe, permettant la formation de cette brèche. Il serait intéressant de déterminer l'âge des éléments constitutifs de la brèche, afin d'approcher la période de mise en place du phénomène. Il est néanmoins probable que cette brèche se soit formée sous couverture dans un environnement confiné, avant d'être reprise en crypto-doline, suite à un épisode plus tardif de fonctionnement karstique épigène classique.



Illustration 41 : Brèches à blocs anguleux développées au sein du Kimméridgien, télescopées par une crypto-doline, en bord de route à proximité de Cours (46).

Ces indices de brèches karstiques, dont l'origine n'est ni sédimentaire ni tectonique, sont présents sur le terrain, de manière ponctuelle mais suffisamment récurrente pour être un élément significatif. Ces brèches sont qualifiées « d'effondrement » car elles remanient en les entraînant des éléments sus-jacents mais il est probable que leur origine soit à rechercher dans une explication de karstification hypogène. Ces objets ressemblent aux grandes brèches du Houiller (Quinif, 1995), bien que moins impressionnants par leur taille. Néanmoins, ils sont à considérer avec attention en termes d'hydrogéologie car ils affectent le substratum marneux kimméridgien, identifié comme éponte régionale. En effet, lorsque cette éponte se retrouve dans le bassin, à limiter deux aquifères, ces couloirs ou cheminées de brèches peuvent permettre une connexion entre aquifères sous et sus-jacents.

Les puits

D'autres formes peuvent être rattachées à des morphologies de spéléogenèse hypogène. Il s'agit de « shafts », « puits » ou encore « cheminée », qu'on retrouve colmatés par des sédiments argilo-sableux à la surface des plateaux ou bien dégagés par l'érosion, lors d'une incision de vallée par exemple.

On trouve des formes dans les formations du Jurassique (Illustration 42) et du Crétacé (Illustration 43), mais elles sont difficilement visibles, car souvent colmatées. Il est quand même important de noter la morphologie de ces objets. Sur la zone d'étude, il nous a été possible de descendre dans un de ces puits, grâce à la vidange de ce dernier par le propriétaire du terrain. Situé sur la commune de Borrèze (Puech d'Assial), ce puits, large de 1,5 m de diamètre (Illustration 42), se développe sur 30 mètres de verticale dans les calcaires du Callovien, avant de s'élargir à sa base. L'ensemble du puits a été vidé d'un matériel sablo-argileux, dont quelques placages subsistent, collés à la paroi. Ce même genre de morphologie, sous forme de puits verticaux remplis de sable, s'évasant vers le bas (Tyc,

2016), reconnus en Pologne, et documenté par Klimchouk (2007), comme des « feeder », peuvent être des formes de spéléogenèse hypogène. Dans ce secteur, plusieurs puits existent à proximité les uns des autres. On les reconnaît grâce à leur « margelle » naturelle qui apparaît en relief (Illustration 42), sans doute dû à une légère silicification venant du remplissage sableux.



Illustration 42 : Puits du Puech d'Assial (commune de Borrèze - 24).

En haut, à gauche et à droite : entrée du puits : on remarque que la margelle naturelle du puits semble composée d'un matériel plus compétent, car en relief. En bas à gauche : remplissage argilo-sableux encore plaqué aux parois. En bas à droite : partie évasée mais aveugle sur laquelle débouche le puits.

On peut aussi identifier ces formes, recoupées par l'incision d'une vallée. C'est le cas dans le secteur de la Roque-Gageac, où la Dordogne a incisé les calcaires créacés sur plus d'une centaine de mètres. Peu accessible, mais visible sur la falaise depuis la route, on remarque dans la partie supérieure de la falaise la forme circulaire du puits tronqué par l'incision, qui s'évase dans la partie inférieure, sans doute liée au passage d'une faille (Illustration 43).

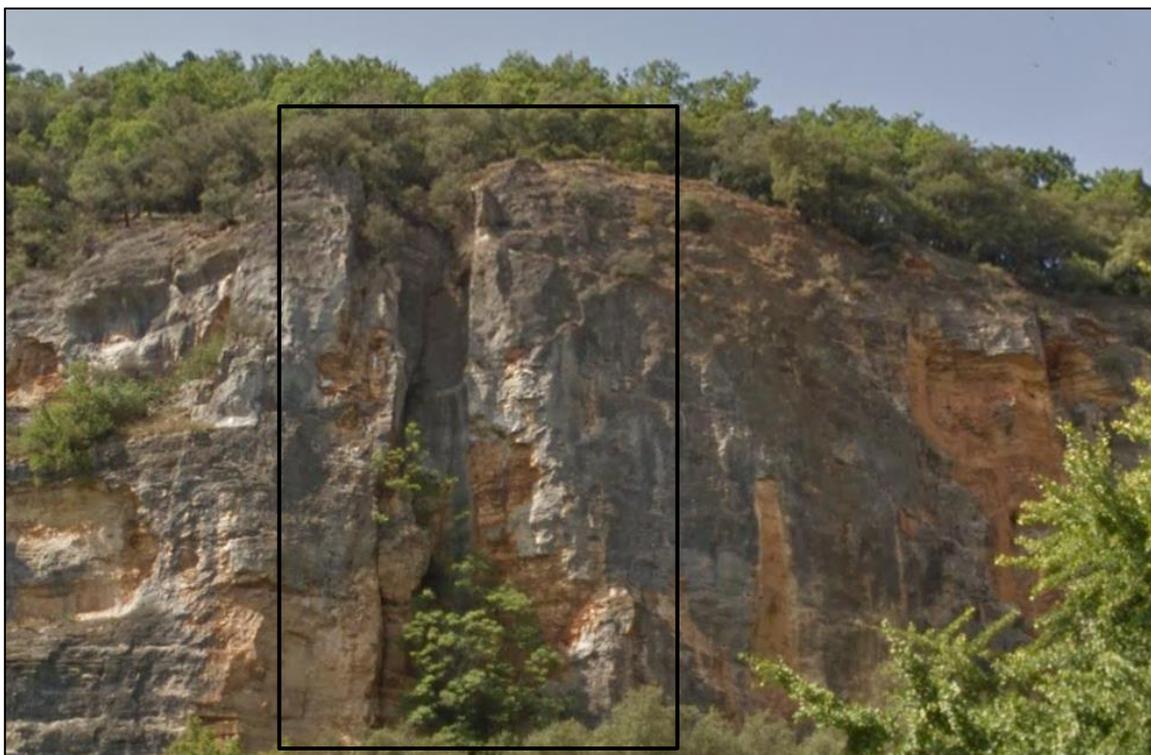


Illustration 43 : Puits s'évasant vers le bas, développé au sein des carbonates crétacés, dont l'incision de la Dordogne a permis de mettre en évidence la section circulaire dans sa partie supérieure et la forme plus évasée dans sa partie inférieure.

Bien qu'au stade d'indice, ces formes sont à re-situer dans un contexte plus général avec d'autres formes, elles-mêmes plus typiques d'une karstification hypogène ou épigène. Une caractérisation plus poussée de ces morphologies reste à faire, afin d'attribuer un processus hypogène ou épigène à la formation de ces « shafts » dans la région.

Cas d'étude en souterrain : l'Igue de Viazac

Situé sur le Causse de Gramat, dans la région du Quercy, l'Igue de Viazac est un réseau spéléologique reconnu sur la commune de Fontanes-du-Causse (Illustration 36). L'Igue s'ouvre à 410 m d'altitude, dans les calcaires du Jurassique supérieur (Oxfordien, selon Astruc et al., 1994) et se poursuit sur un réseau au développement vertical, d'une hauteur de plus de 200 m (Illustration 44). L'exploration souterraine a été permise grâce à l'encadrement, l'équipement et la mise en sécurité du puits par l'entreprise CENOTE.

Ce réseau correspond, en termes de morphologie karstique, à un système de puits-cheminées (Camus, 1997 ; 2003 ; Audra et al., 2009c). Les nombreux indices de mises en charge (morphologie en tôle ondulée, chenaux de voûte, coupes de dégazage...), indiquent que ce réseau s'est créé en zone noyée paragénétique et en zone non saturée au sein de la zone épinoyée (Illustration 45). Ces types de morphologie prouvent que le creusement du système s'est fait *per ascensum*, causé par le comblement sédimentaire progressif des conduits, lors d'une remontée du niveau de base.

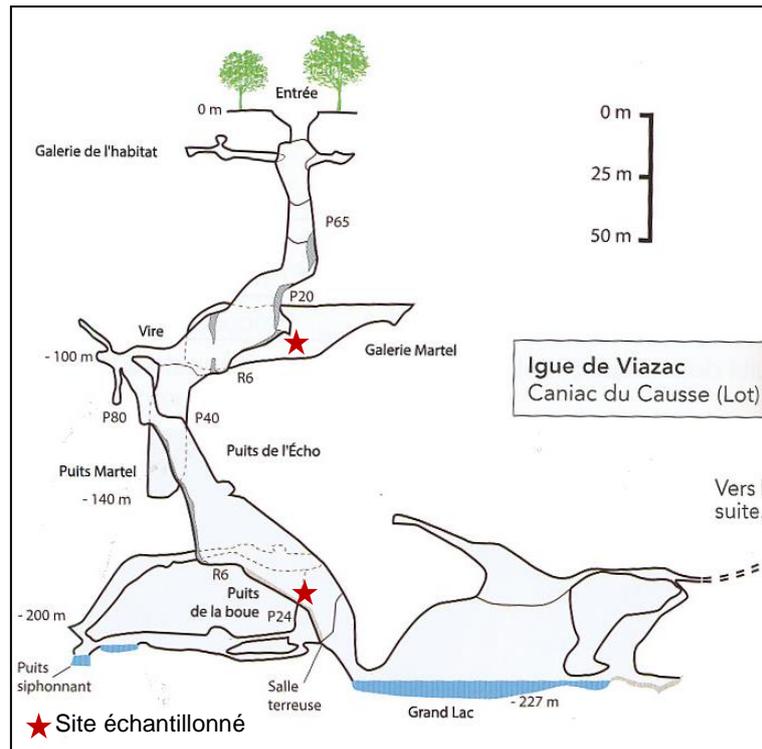


Illustration 44 : Coupe projetée de l'Igue de Viazac (CDS 46).

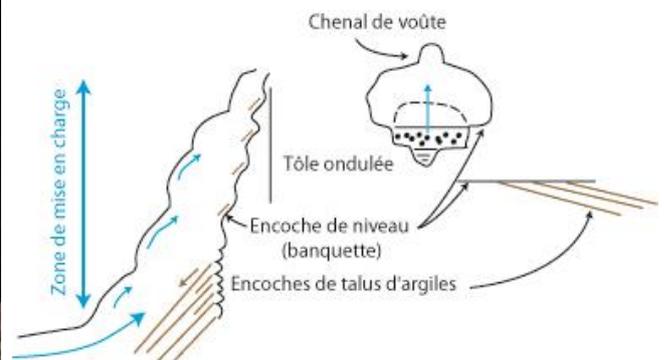


Illustration 45 : A gauche, la photo montre la relation banquettes/encoches de talus d'argile sur la paroi en faciès de tôle ondulée du puit-cheminée. En haut à droite, la photo présente le chenal de voûte au sommet du puit-cheminée. En bas à droite un schéma illustre la morphologie d'un système creusé per ascensum (en puit-cheminée et en galerie).

Puis au cours d'une chute du niveau de base, les sédiments ont été évacués, laissant visible la morphologie fossile de son ancien fonctionnement. Dans ce réseau, deux niveaux de galerie ont fait l'objet d'observations et d'échantillonnages (Illustration 44) : la Galerie Martel (-100 m) et la salle terreuse (-210 m).

- **La galerie Martel :**

Elle se situe à une centaine de mètres de profondeur sous la surface. Elle correspond à une galerie allongée, branchée sur le puits principal vertical (Illustration 44). Cette galerie présente les mêmes formes paragénétiques conformes au reste du réseau, montrant un fonctionnement hydrodynamique initial de mise en charge. Maintenant fossile, elle a conservé une partie des sédiments qui l'ont remplie au cours de la formation *per ascensum* du réseau, ou bien par la suite, lorsque le sens de circulation s'est inversé et qu'une partie des sédiments a été évacuée *per descensum* (avec un éventuel apport sédimentaire de la surface).



Illustration 46 : Remplissage sédimentaire sableux à l'entrée de la galerie Martel.

Ce remplissage correspond à un dépôt sableux (Illustration 46), essentiellement composé de quartz et de glauconie (Illustration 47). A la loupe binoculaire, on peut en effet observer une forte proportion de grains de quartz de type EL (émoussé luisant) à PL (poli luisant), témoignant d'un transport long et d'une évolution en milieu littoral (plage). De nombreux grains d'oxydes-hydroxydes de fer à aspect luisant sont présents (Illustration 47). Ces grains d'oxydes-hydroxydes, très évolués, semblent avoir subi la même histoire de transport et dépôts que les grains de quartz. Disséminés au sein de ce remplissage, on trouve aussi ce qui semble être des débris coquillers marins (foraminifères siliceux ?), eux aussi d'aspect luisant (Illustration 48).

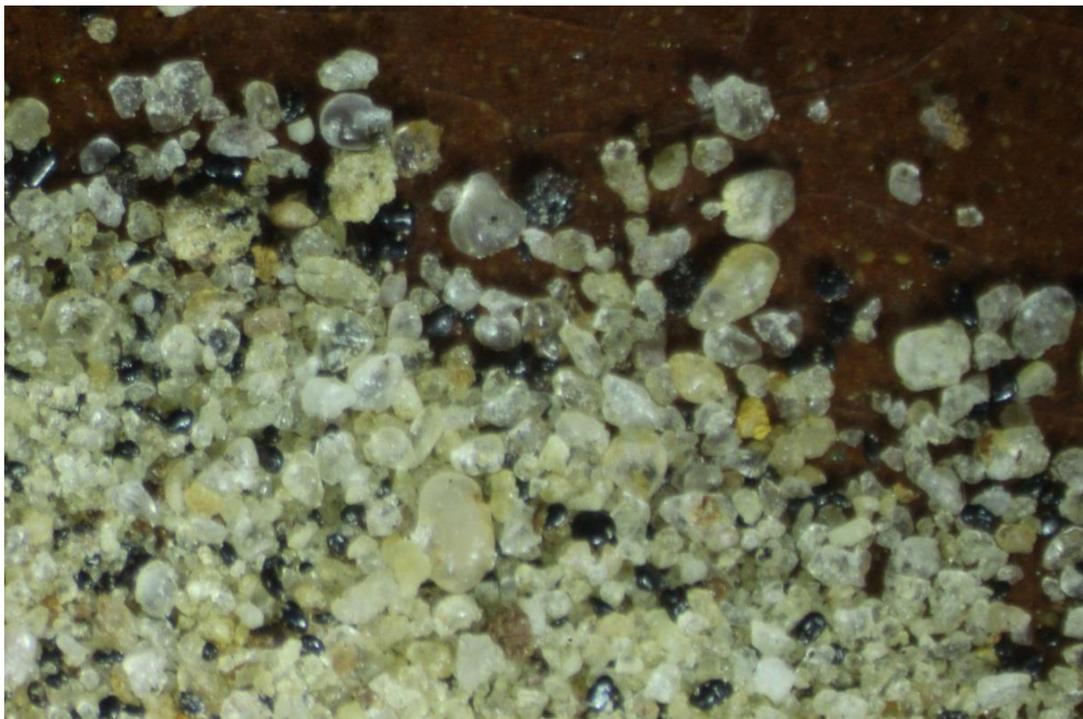


Illustration 47 : Grains de quartz, glauconie et enduits ferrugineux composant le remplissage sédimentaire échantillonné GM1.

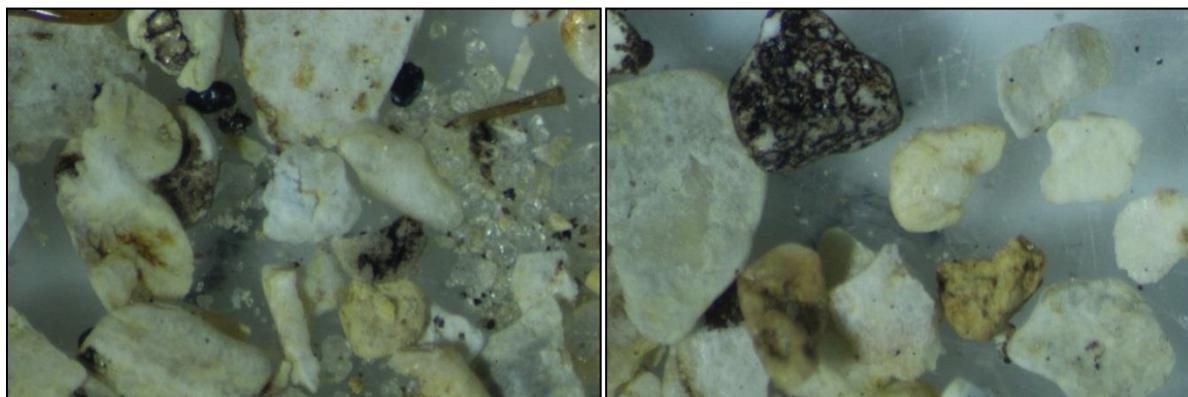


Illustration 48 : Débris coquillés siliceux, provenant de l'échantillon sableux GM1, triés à la loupe binoculaire.

- **La salle terreuse :**

La salle terreuse se situe à plus de 200 m de profondeur sous la surface et correspond à l'antichambre de la grande salle du Lac, située légèrement en contre-bas (Illustration 44). Cette galerie est parcourue de calcite massive, logée dans les fentes de la roche et plaquée sur les parois (Illustration 49), sur 2 à 3 mètres de large et selon un axe de direction N140.

La distribution des veines de calcite et le caractère bréchique de l'affleurement semblent contrôlés par une discontinuité verticale préférentielle, correspondant probablement à la présence d'une faille. Il est difficile de classer cette zone comme une brèche tectonique car les éléments ne semblent pas avoir subi de déformation, mais plutôt une légère rotation les uns par rapport aux autres. La morphologie semble plutôt exprimer une série de fentes de

tension ouverte ayant permis la circulation (et plus particulièrement une remontée) de fluide sous pression et une bréchification *in situ*.

L'échantillonnage de cet amas de calcite drusique s'est fait sur des blocs tombés du plafond de la galerie (Illustration 49), rendant le prélèvement plus aisé. Une analyse sur les inclusions fluides contenues dans le réseau cristallin de la calcite nous a permis d'estimer la nature (notamment la salinité) et la température du fluide au moment de sa cristallisation.



Illustration 49 : Brèches de la salle boueuse, dont les blocs tombés du plafond ont été échantillonnés.

- **Analyse des échantillons :**

A partir des deux échantillons sélectionnés Viazac 1 (VA1) et Viazac 2 (VA2) (Illustration 49), quatre lames minces (deux par échantillon) épaisses pour inclusions ont été réalisées par Léa Pigot du laboratoire de l'ENSEGID (Bordeaux). L'observation et le repérage se sont déroulés à Orléans sous la direction de Catherine Lerouge (BRGM), puis les analyses sur la platine à inclusions se sont déroulées sous la supervision de Laurent Bailly et Catherine Lerouge sur le site du BRGM à Orléans.

La méthode utilisée pour étudier les inclusions fluides de ces échantillons s'appelle la microthermométrie sur platine chauffante. Cette méthode est basée sur la mesure des températures de changement d'état du fluide contenu dans l'inclusion. L'installation est conçue autour d'une platine chauffante et réfrigérante, couplée à un thermocouple branché sur un coffret de mesure qui permet de suivre l'évolution de la température dans la cellule. La platine est montée sur un microscope, qui permet d'observer les changements de phase des inclusions. Lors du refroidissement, de l'azote gazeux circule dans la cellule permettant de refroidir et geler les inclusions fluides piégées dans les minéraux. Lorsque le système est totalement pris en glace, la circulation d'azote est stoppée et l'observation des inclusions se fait lors du réchauffement progressif de la cellule.

La manipulation au cours du refroidissement permet d'obtenir la température de solidification, la température où apparaît le premier liquide (température de fonte) et où disparaît le dernier solide (Illustration 50). Cela permet d'identifier la nature du fluide qui a précipité, notamment sa salinité. Le réchauffement est opéré par une résistance électrique placée dans la cellule qui va permettre l'augmentation progressive de la température en son sein. L'observation au cours du réchauffement permet de suivre l'évolution du fluide contenu dans l'inclusion, jusqu'à la température d'homogénéisation (T_h) qui correspond à la température de disparition de la bulle de gaz. La température T_h représente la température minimale de piégeage de l'inclusion. Les quatre lames minces (VA1a, VA1b, VA2a, VA2b) possèdent toutes des inclusions fluides observées au cours du repérage (Illustration 51), mais par manque de temps, seulement

deux lames ont pu être en partie analysées sur la platine d'inclusions.

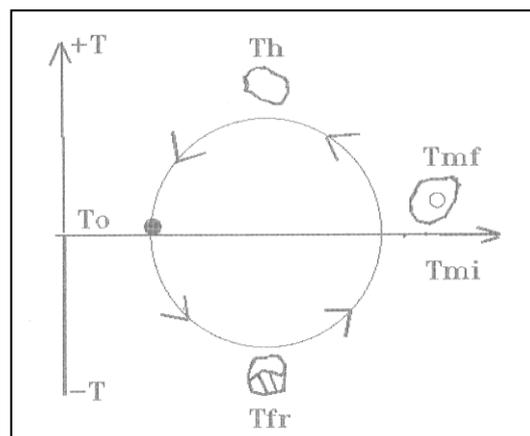


Illustration 50 : Description sommaire d'un cycle thermométrique.

T_o : température ambiante, T_{fr} : température de solidification, T_{mi} : température où apparaît le premier liquide, T_{mf} : température où disparaît le dernier solide, T_h : température d'homogénéisation.

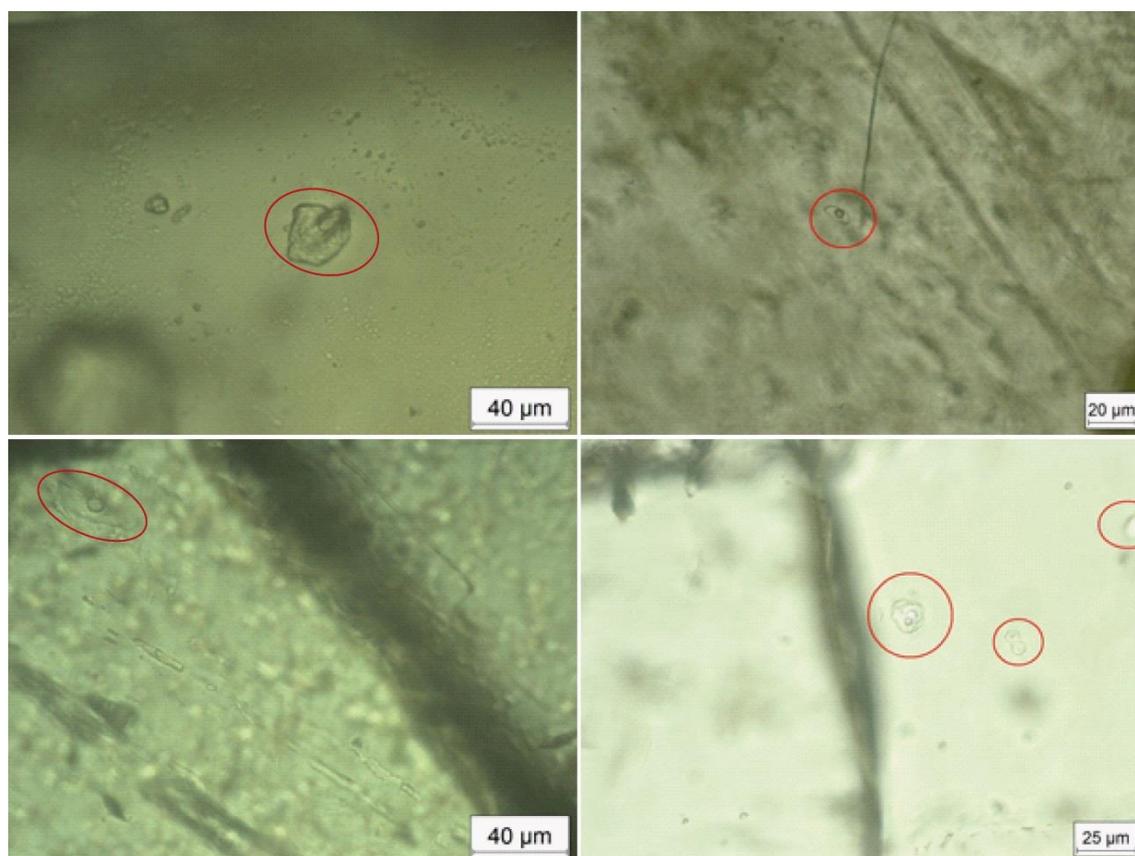


Illustration 51 : Inclusions fluides observées sur les lames minces : VA1a en haut à gauche, VA1b en haut à droite, VA2a en bas à gauche et VA2b en bas à droite.

Les inclusions fluides étudiées sur les deux lames observées sont des inclusions fluides biphasées liquide/vapeur, avec une prédominance de la phase liquide (Illustration 51). On observe deux types d'inclusion fluide sur ces échantillons, des inclusions primaires et des inclusions secondaires. Les inclusions dites primaires sont formées sur des imperfections à la surface du cristal lors de la précipitation de celui-ci ; elles contiennent donc le fluide présent au moment de la croissance (Illustration 52). Facilement repérables, car souvent isolées, ce sont ces inclusions fluides représentatives du milieu au moment de la cristallisation qui seront étudiées. Quelques inclusions secondaires ont été observées, mais ne seront pas étudiées au cours des manipulations, car elles se forment une fois la croissance du minéral achevée, le long de fractures, de plan de clivage ou de macle (Illustration 52).

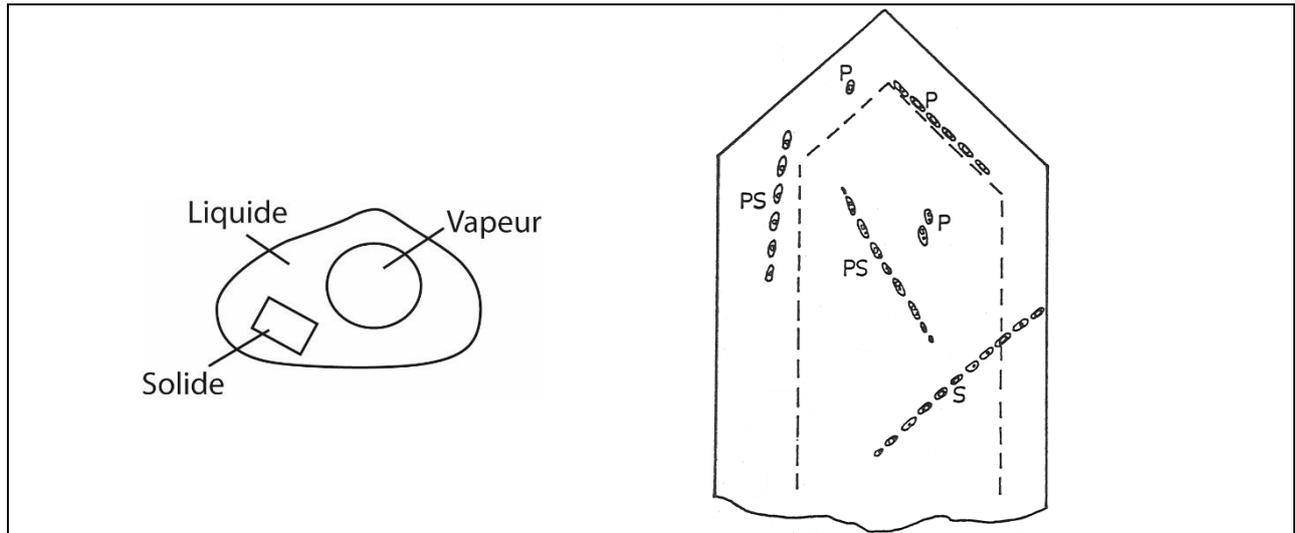


Illustration 52 : A gauche : Nomenclature SLV (solide-liquide-vapeur). A droite : schéma de la classification des inclusions selon les critères de Roedder (1981). P : inclusions primaires, PS : inclusions pseudo-primaires, S : inclusions secondaires.

Sur la première lame mince analysée VA2a, de l'échantillon Viazac_2, neuf sites ont pu être observés. Quelques exemples sont présentés sur l'illustration 53. Les températures d'homogénéisation à la chauffe (lorsque la bulle de gaz disparaît) sont comprises entre 171°C à 245,4°C (Illustration 53). Lors de la manipulation de refroidissement l'inclusion observée, a donné une température de fonte du cristal (lorsque la bulle de gaz est libérée) de l'ordre de -0,3°C à 0,5°C.

Sur la deuxième lame mince analysée VA1a, de l'échantillon Viazac_1, pour une question de temps, un seul site a pu être observé au cours de l'analyse des inclusions fluides (Illustration 54), sur lequel 4 inclusions ont subi la chauffe (trois exemples seulement sont illustrés sur l'illustration 54) et seulement une inclusion a été observée au cours du refroidissement. Lors de la manipulation en chauffe, les 4 inclusions donnent des températures d'homogénéisation (lorsque la bulle disparaît complètement) variant de 300 à 330°C (Illustration 54). Lors de la manipulation de refroidissement, l'inclusion observée a donné une température de fonte du cristal de l'ordre de +0,5°C (Illustration 54). Sur ce même site, plusieurs éléments diagnostiqués comme des inclusions fluides biphasées ne semblent pas réagir lors de la chauffe. Au cours d'une manipulation, la température a été poussée jusqu'à 350°C ; il n'y a eu aucun mouvement détecté au sein de ces inclusions fluides, en revanche, le cristal s'est fissuré. Cette observation pose une question concernant la nature du fluide à l'origine de cette croissance de calcite. Le point critique de l'eau étant situé à 374°C, il est possible que les fluides ayant circulé et précipité cette calcite soient des fluides supercritiques, témoignant de fortes températures et pression. Les températures Th s'homogénéisent en phase fluide et atteignent des températures

importantes, jusqu'à plus de 300°C. La température T_h étant la température minimum de mise en place du fluide, ces analyses indiquent la circulation et précipitation d'un fluide très chaud. Les températures T_{mf} sont, elles aussi assez hautes, proches voire au-delà de 0°C. Selon les abaques, les températures indiquent que le fluide est extrêmement peu minéralisé. Il s'agit donc là d'eau, sans doute d'origine météorique.

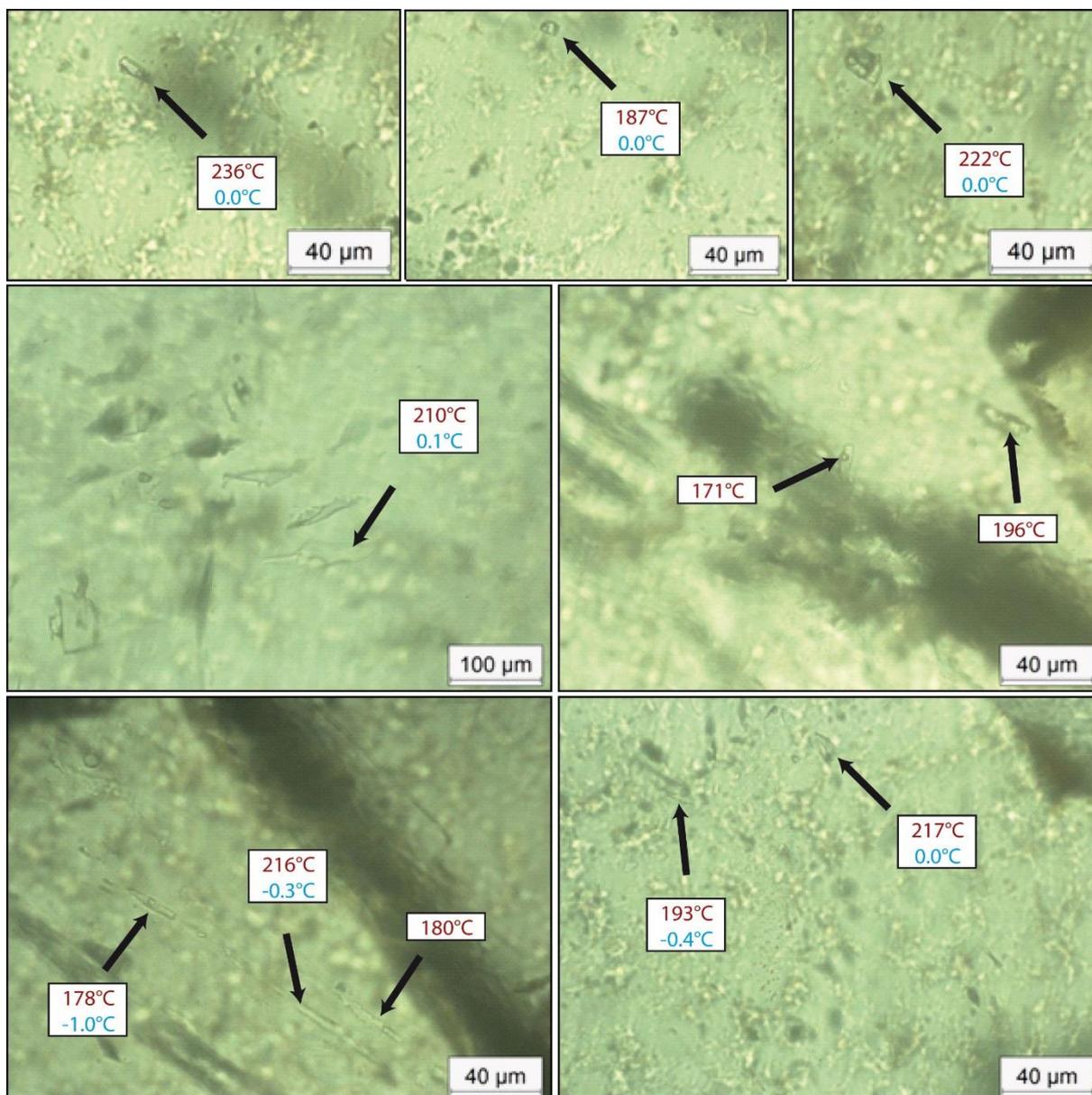


Illustration 53 : Inclusions fluides analysées sur la lame VA2_a.

En rouge les températures de T_h et en bleu les températures de T_{mf} . De gauche à droite, en haut : site 1, site 3 et site 4, au milieu : site 6 et site 8, en bas : site 8 et site 9.

Ces gammes de températures interpellent dans un contexte de circulation de fluide de bassin, notamment pour une eau non minéralisée. Dans un contexte de mise en place de fluide de bassin, avec un gradient géothermique classique (3°C/100 m), des températures comprises entre 200°C et 350°C correspondent à des fluides circulant de plus de 6 000 m jusqu'à plus de 11 km de profondeur.

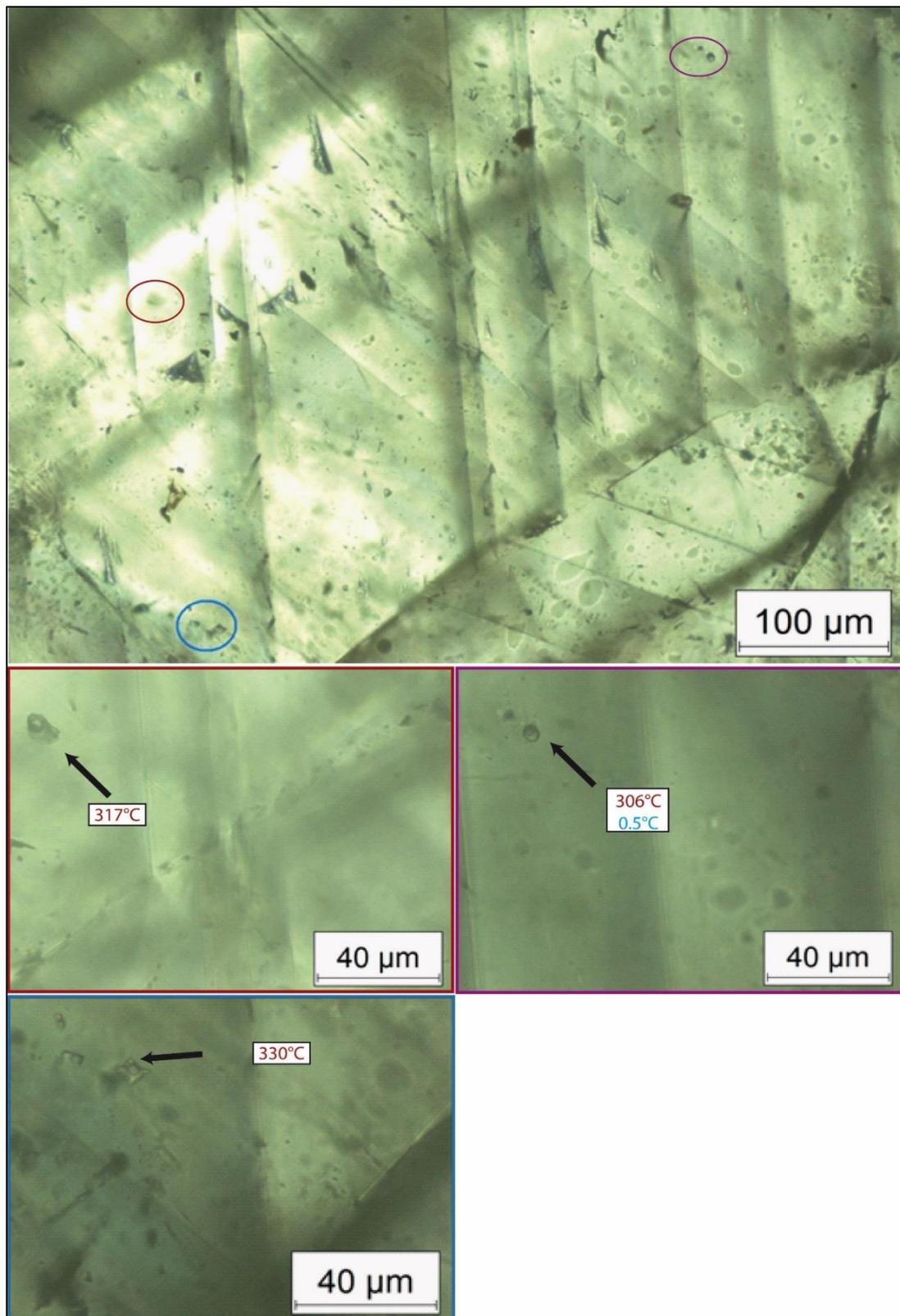


Illustration 54 : Inclusions fluides analysées sur la deuxième lame mince VA1a. La photo du haut correspond au site étudié. Les couleurs qui entourent les inclusions fluides correspondent aux couleurs qui encadrent les zooms en dessous. Sur les images du dessous, les températures notées en rouge représentent les températures de T_h et celles en bleu les températures de T_{mf} .

L'origine profonde de la chaleur ne fait aucun doute, mais la composition non minéralisée du fluide pose la question de sa provenance. Dans le cas de fluides venant de zones profondes, ils peuvent provenir du bassin permo-carbonifère du bassin de Brive sous-jacent, qui atteint des profondeurs importantes, ou bien des terrains cristallins situés encore plus profondément, et remonter par des failles. Mais dans ce cas, il est difficile de mettre en place une précipitation de fluides non minéralisés (notamment en sel). En effet, si ces fluides ont circulé à travers les séries du Jurassique inférieur, ils ont dû rencontrer les formations anhydritiques du Lias inférieur, bien que ces niveaux soient moins épais que dans le sud du Bassin aquitain, et donc se charger en sels.

Des analyses complémentaires sont nécessaires afin de mieux caractériser la nature du fluide à l'origine de cette cristallisation de calcite drusique.

4.2.3. Hypothèse sur le fonctionnement du système karstique hypogène en Aquitaine

Les indices de karstification hypogène décrits ci-dessus affectent les terrains d'âge crétacé et jurassique. Bien que ces phénomènes soient difficilement datables, avec les connaissances actuelles, on peut néanmoins émettre des hypothèses quant au fonctionnement hydrogéologique qui a permis de mettre en place ces structures en fonction du contexte géologique.

Le fonctionnement hypogène a pu se mettre en place dès le Crétacé supérieur, lorsque les terrains jurassiques se sont approfondis au cours de la subsidence du bassin. Les terrains du Crétacé supérieur, puis les dépôts tertiaires, ont joué un rôle de chape, permettant aux aquifères jurassiques et crétacés de se retrouver en conditions confinées, et d'être soumis à une pression lithostatique plus forte au centre du bassin que sur les bordures. Cette configuration provoque l'expulsion des fluides vers les bordures en exploitant les faiblesses préexistantes au sein des massifs. D'ailleurs, on peut noter que la migration des hydrocarbures se fait principalement au cours du Tertiaire (Serrano et al., 2006 ; Biteau et al., 2006), sous l'effet conjugué d'un enfouissement tectonique important durant la phase pyrénéenne (Eocène moyen à supérieur) et une importante sédimentation (oligo-miocène dans le cas du bassin de Parentis).

Associé à ce fonctionnement général de circulation de bassin, le contexte de zone marginale de bassin permet la mise en place d'une dynamique hydrogéologique propre à cette configuration. Ce fonctionnement, basé sur un mélange de drainance ascendante et d'alimentation latérale, décrit dans le chapitre 4.2.1., est favorable à la mise en place d'une karstification hypogène (Illustration 55), avec l'apparition de *pipes* de brèches. Cette configuration - qui ressemble à la configuration actuelle (voir chapitre 6) - a pu s'installer dès l'incision de vallées et la formation de fenêtre hydrogéologique permettant à la fois la recharge latérale des aquifères mais aussi la drainance verticale à l'aplomb des creux topographiques des vallées. Ce fonctionnement hypogène, encore potentiellement actif, a pu se mettre en place dès l'Eocène, lorsque la couverture crétacée a commencé à être érodée.

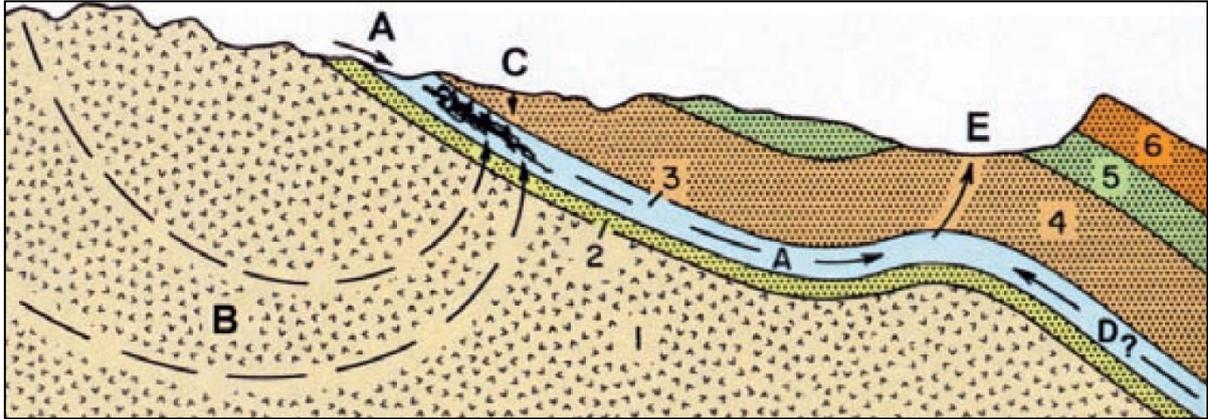


Illustration 55 : Développement schématique de réseaux hypogènes en bordure de bassin, cas des Blacks Hills, USA (Palmer & Palmer, 2009).

A = recharge venant de la surface ; B = circulations profondes à travers le socle ; C = infiltration à travers une couche perméable ; D = circulations pouvant venir des parties profondes de l'aquifère ; E = circulations de drainances ascendantes.

4.3. LE FONCTION HYDROGEOLOGIQUE D'UN KARST PROFOND ACTUEL

En conclusion de ce chapitre, il est donc possible d'expliquer la présence d'un karst profond actuel. Plusieurs épisodes et plusieurs mécanismes peuvent en être à l'origine :

- une première karstification épigène, acquise au Crétacé inférieur, développée sur une épaisseur restreinte de terrains carbonatés jurassiques, à la suite de mouvements tectoniques, qui ont permis l'érosion des terrains jurassiques de la partie est du bassin et la mise en place d'un gradient,

- une deuxième phase, hypogène, structurée au cours des temps géologiques depuis la fin du Crétacé, liée à un système d'aquifères confinés sous pression, en relation avec une configuration de bordure de bassin.

Il est donc probable que ces structures karstiques, actuellement situées à grande profondeur, soient le résultat d'un télescopage de formes issues de différents processus acquis à des périodes différentes, mais qui ont permis aux circulations souterraines d'entretenir les « vides » créés par dissolution.

Encore actuellement, les circulations souterraines fonctionnent sur ce même principe et les processus de karstification à l'œuvre sont les mêmes. Le chapitre 6, recense les indices actuels qui peuvent nous permettre de mieux comprendre les circulations souterraines au sein de ces réservoirs structurés au cours des ères géologiques.

5. Modèle de genèse et d'évolution des réservoirs karstiques

5.1. PROPOSITION D'UN MODELE

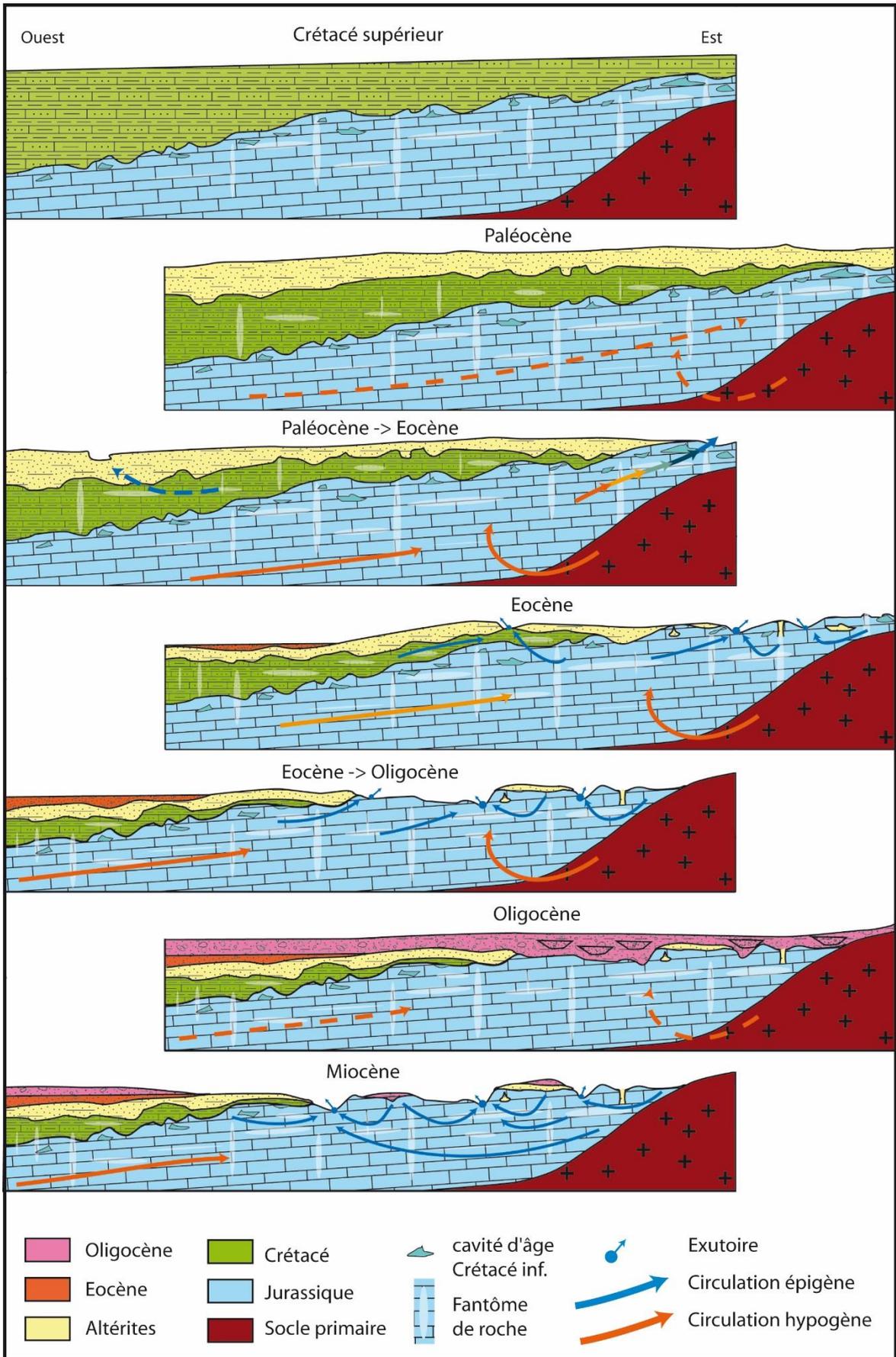
Au Crétacé supérieur, l'ensemble des causses est ennoyé par la mer ; or, sur les Causses du Quercy, aucune cavité fossilisée par des sédiments marins en place du Crétacé supérieur n'a été trouvée, il est donc très difficile de caractériser une phase de karstification datant du Crétacé inférieur. La bordure orientale qui présente le Jurassique à l'affleurement a subi une exposition plus longue et plus récente qui a pu « gommer » les indices de cette ancienne endokarstification (Illustration 56). Même si la période du Crétacé inférieur a pu avoir un rôle structurant sur la pré-configuration des réservoirs karstiques, il est très difficile d'en déduire l'impact sur le fonctionnement hydrogéologique actuel à l'échelle des causses.

En revanche, les altérites de Crétacé supérieur se retrouvent au sein de dépressions topographiques (Astruc & Simon-Coinçon, 1992 ; Astruc et al., 1994), de paléokarsts décapités par l'érosion plus récente (Astruc 1988) ou de réseaux fossiles perchés et déconnectés du réseau actuel jusqu'à 100 mètres sous la surface des plateaux (Illustration 56). Ceci est le résultat de l'altération prolongée des dépôts crétacés supérieurs marins au cours du Paléocène, suivie de la chute du niveau de base à l'Eocène qui a entraîné une partie de cette couverture d'altérites dans le karst. La mise en place des écoulements souterrains de cette époque est conditionnée par deux éléments :

- l'intense altération par fantômisement, en lien avec l'altération par crypto-corrosion de surface, va préconfigurer la position des futurs réseaux (Illustration 57) calqués sur les discontinuités (joints stratigraphiques et fractures). Même si ce processus est continu dans le temps, le Paléocène constitue la période la plus favorable au processus.
- la chute du niveau de base qui se produit au cours de l'Eocène va permettre l'érosion d'une partie de la couverture altéritique et la dénudation des terrains jurassiques sur l'extrême bordure est du Bassin aquitain. Cette mise à nu des terrains carbonatés va permettre de créer une fenêtre hydrogéologique par le biais de la fuite de l'aquifère, jusque-là captif, sous la couverture d'altérites (Illustration 56). C'est au cours de cet épisode que des circulations hypogènes venant du centre du Bassin aquitain ont pu s'amorcer, entraînant la migration des fluides vers les bordures (voir chapitre précédent).

Lors de la chute du niveau de base, le fantôme de roche situé au-dessus du niveau de base se tasse sur lui-même par gravité, créant ainsi la première ébauche de pseudo-réseaux. Il est ensuite évacué par érosion régressive, qui s'effectue depuis l'exutoire vers les zones en amont (Illustration 57). Si un endokarst a été formé au cours du Crétacé inférieur, il est réactivé. La mise en place de circulations et d'écoulements provoque le soutirage de la couverture altéritique résiduelle au sein du karst.

Illustration 56 : Schéma conceptuel évolutif des circulations épigènes et hypogènes, fondé sur l'intégration des modèles conceptuels récents (Camus et al., 2013) au sein des formations jurassiques de la bordure nord-est du Bassin aquitain, depuis le retrait de la mer au Crétacé inférieur jusqu'au Miocène. Les circulations s'amorcent au Paléocène - Eocène, lorsque la couverture est décapée à l'est permettant la création d'une première fenêtre hydrogéologique et la fuite de l'aquifère confiné en direction des bordures. La chute du niveau de base au cours de l'Eocène permet aux circulations épigènes de se mettre en place progressivement. Après le blocage du système au cours de l'Oligocène, les mêmes processus reprennent le dessus lors de la chute du niveau de base au Miocène terminal.



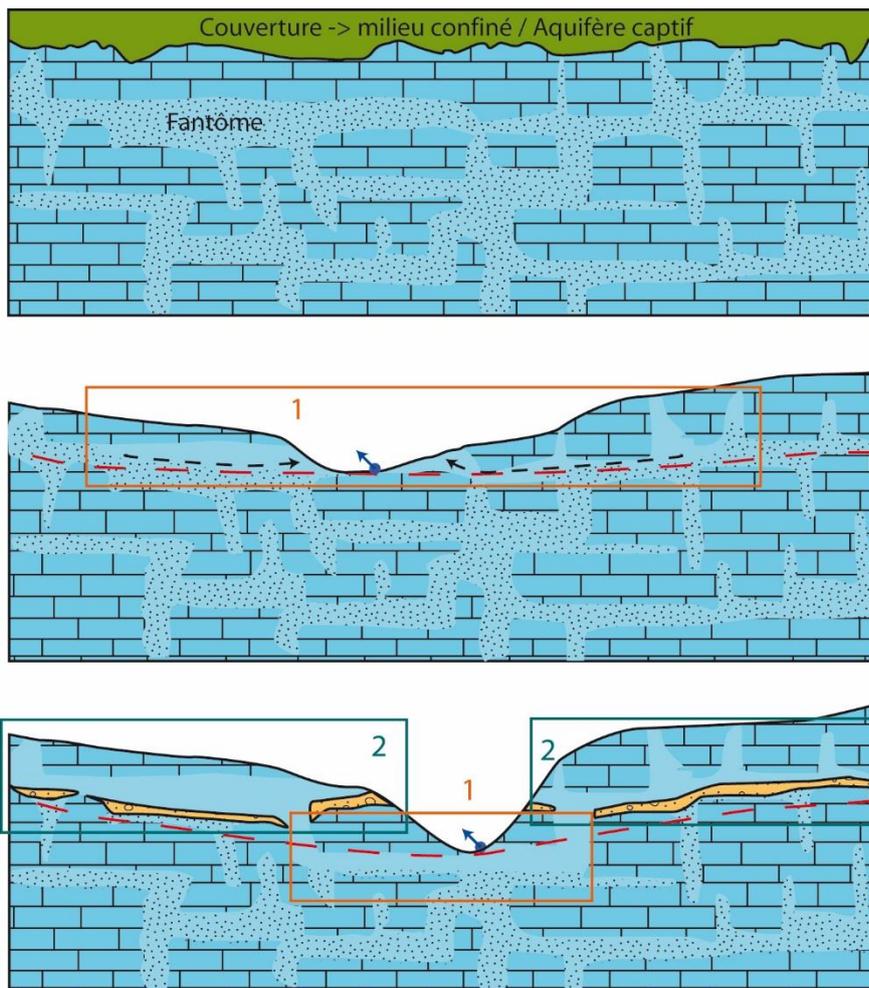


Illustration 57 : Schéma conceptuel évolutif de la mise en place des pseudo-karsts.

Le fantôme de roche se développe dans un environnement captif, puis lorsque le niveau de base s'abaisse, l'altérite se tasse sur elle-même et crée un premier réseau de vides interconnectés (1), avec la mise en place du gradient hydraulique, l'altérite est progressivement évacuée par érosion régressive (1) et des sédiments sont apportés de la surface à l'intérieur du karst (2).

Cette phase de mise en place du réseau karstique souterrain est responsable d'une grande partie du réseau d'infiltration actuel, aujourd'hui pour partie fossile. De nombreuses cavités, dont la formation est attribuée à cette époque, existent sur l'ensemble des causses. Par exemple, la grotte de Pech Merle appartient à un réseau datant probablement de cette phase de mise en place éocène. Elle montre plusieurs phases de remplissage et de concrétionnement, et présente des dimensions importantes allant jusqu'à plus de 15 m de diamètre dans certaines sections, ce qui témoigne de l'importance des paléo-circulations responsables de son creusement.

Les réseaux formés au cours de la chute du niveau de base éocène sont actuellement déconnectés du karst actuel et actif. Ils sont perchés au-dessus des cours d'eau et se retrouvent aussi sous le plancher des causses, comme le réseau de la galerie Martel de l'Igue de Viazac (voir chapitre précédent).

Lorsque la molasse fini-éocène puis oligocène recouvre l'ensemble des causses, elle scelle une discordance acquise pendant la déformation du Tertiaire. En effet, elle recouvre des terrains jurassiques déjà décapés de leur couverture d'altérites sur l'extrême bordure est (Astruc, 1986 ;

Astruc, 1990 ; Astruc & Simon-Coinçon, 1992 ; Astruc et al., 1994) et des terrains encore sous couverture (Crétacé et d'altérites de Crétacé) plus à l'ouest (Illustration 58). Cette configuration acquise avant la transgression molassique joue un rôle fondamental sur la morphologie actuelle des causses et l'évolution hydrogéologique au cours de la dernière chute majeure du niveau de base, au Miocène terminal.

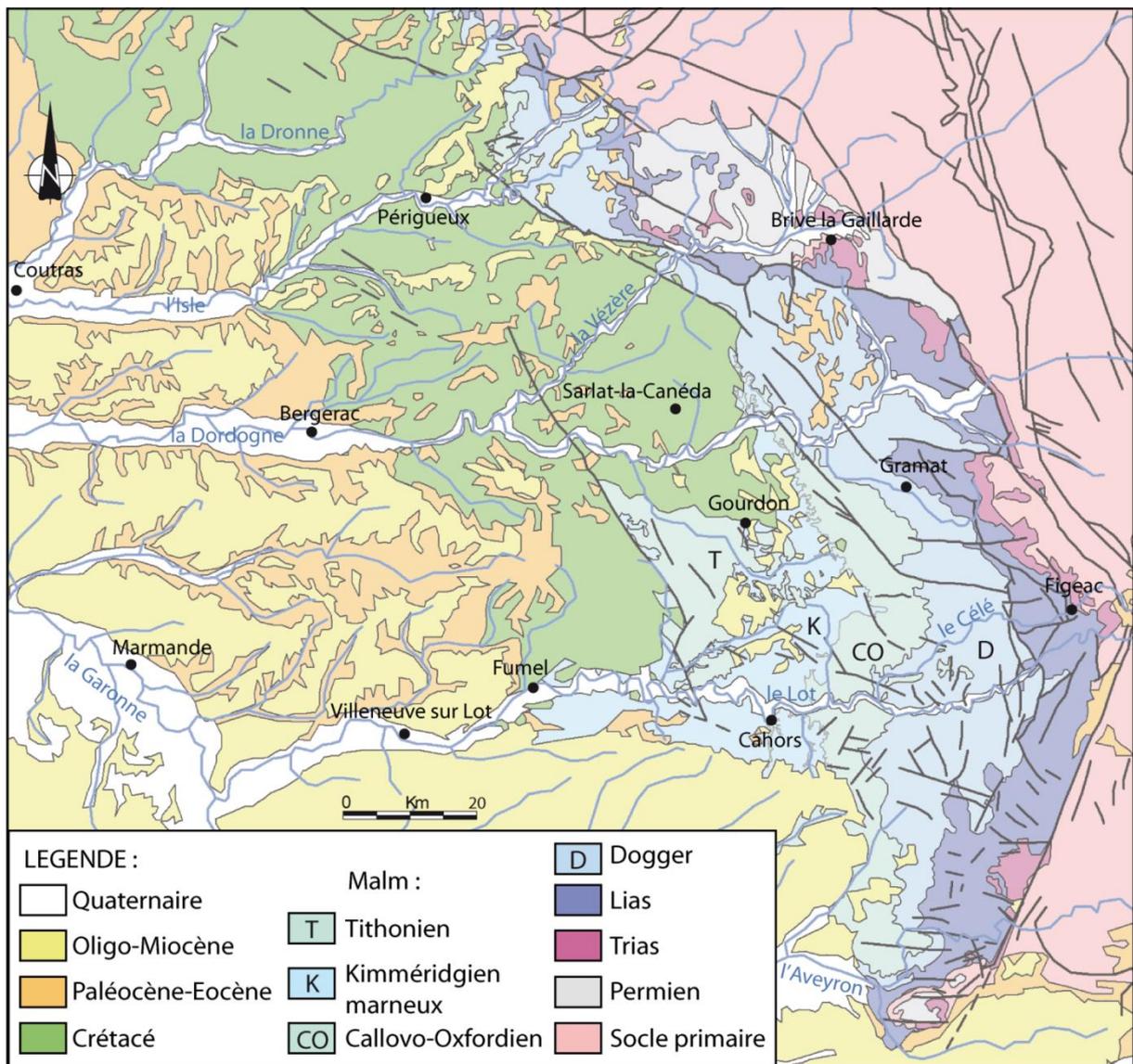


Illustration 58 : Carte géologique simplifiée, montrant la discordance cartographique de la molasse Oligocène (en jaune) reposant sur des terrains plus anciens à l'est (Jurassique) et plus récents (jusqu'à Crétacé puis Tertiaire) à l'ouest.

En effet, c'est au cours du Miocène terminal qu'une importante chute du niveau de base se produit de nouveau, provoquant l'incision des causses par le réseau hydrographique (Seranne et al., 2002). L'hydrogéologie actuelle est directement issue de cet épisode, qui lui-même va être conditionné par les hétérogénéités du système préconfigurées lors des phases précédentes.

5.2. L'IMPACT DU DECAPAGE DE LA COUVERTURE, D'EST EN OUEST, SUR LE FONCTIONNEMENT DES RESERVOIRS JURASSIQUES

Lors de la chute du niveau de base au Miocène, la molasse oligocène va être soumise à érosion et en partie décapée. Ce décapage va donc exhumer progressivement la paléosurface fossilisée par les dépôts molassiques oligocènes, ce qui va induire un comportement hydrogéologique propre à la nature et la position géographique des terrains de cette paléosurface. On peut distinguer trois paléo-comportements hydrogéologique d'est en ouest (Illustration 59), induit par le décapage progressif de la couverture crétacée et tertiaire.

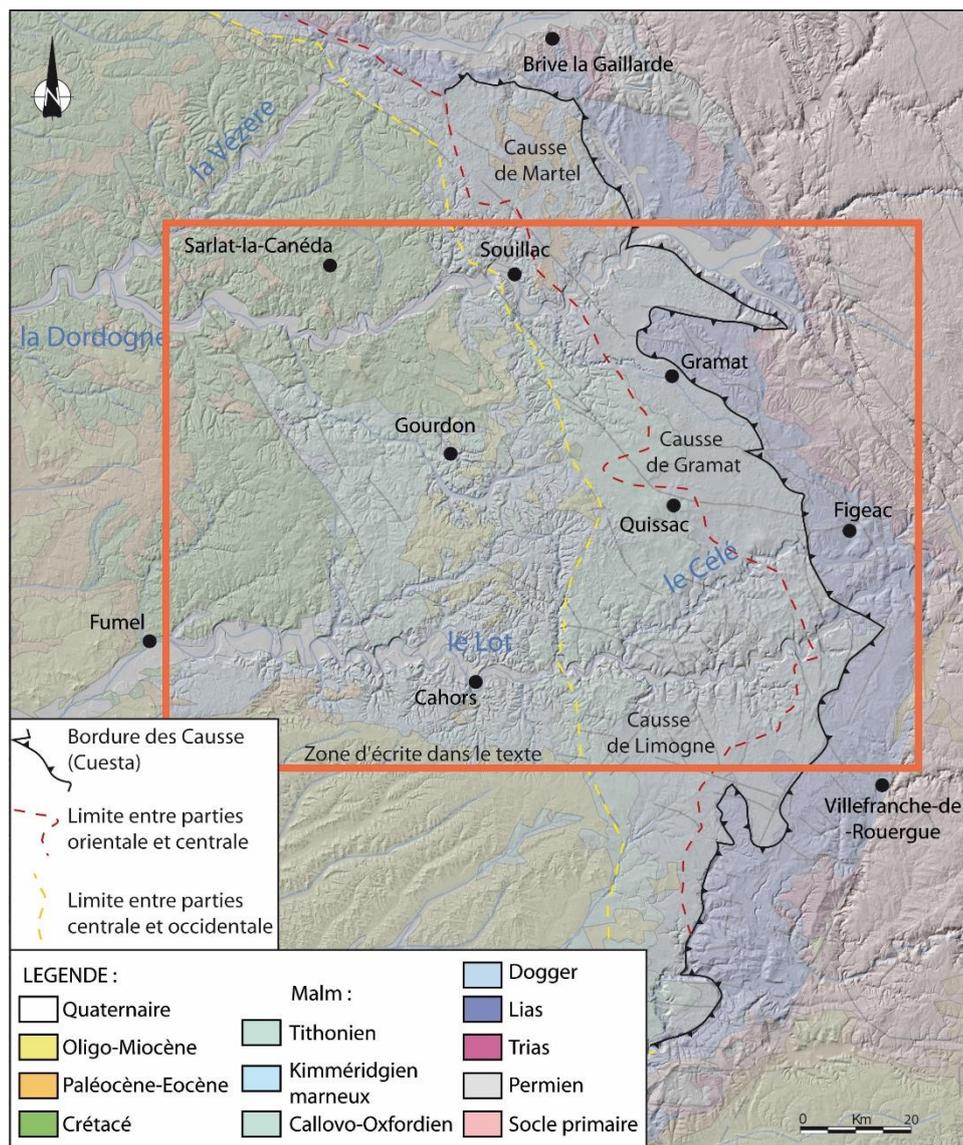


Illustration 59 : Carte géologique ombrée et simplifiée de la région du Quercy à l'est et du Sarladais à l'ouest, présentant les trois zones distinctes, aux paléo-comportements hydrauliques différents. A l'est : entre la cuesta et le trait tireté rouge, la bordure orientale correspond à la zone de paléo-poljés. A l'ouest du trait jaune, correspond la partie occidentale où le chevelu des cours d'eau est encore présent sur la couverture crétacée et tertiaire. Entre les traits tiretés rouge et jaune, correspond la partie intermédiaire, dont l'empreinte hydrographique subsiste dans le paysage, mais n'est plus fonctionnelle.

5.2.1. La bordure est/partie orientale : zone de poljés

Dans la partie la plus orientale (Illustration 59), les terrains du Jurassique constituant l'armature des causses sont principalement composés des étages du Dogger, au sein desquels s'est développé un poljé de bordure. Il est visible sur les Causses de Gramat, de Martel et de Limogne.

Un poljé correspond à une vaste dépression karstique à fond plat, fermée et dépourvue d'exutoire fluvial. Le plancher du poljé est étanche grâce à la présence d'une couverture *in situ* (d'argiles ou marnes provenant de la dissolution des calcaires) ou allochtone (apports fluviaux à dominance argileuse). Les eaux qui arrivent dans cette cuvette topographique sont évacuées par des pertes karstiques, appelées *embut* ou *ponor*, reliant directement le poljé à la nappe phréatique, dont les résurgences sont situées plus bas dans les vallées adjacentes. Ces grandes cuvettes sont des formes caractéristiques dans les paysages karstiques dont le fond est calé sur le niveau de base local. En effet, la position du fond du poljé est intimement liée à l'état du réseau hydrographique environnant et contrainte par l'incision du réseau fluvial. Du fait de la chute progressive du niveau de base, le poljé se développe par le recul d'une bordure de corrosion, dans laquelle se perd l'essentiel des eaux de surface. Si le niveau reste stable suffisamment longtemps, une véritable plaine karstique, de grande ampleur, peut se développer. Puis, lorsque le niveau de base s'abaisse, le plancher du nouveau poljé s'imprime dans l'ancien. Il persiste une banquette, appelé aussi trottoir de corrosion, qui correspond à l'ancien reste de plancher séparé du nouveau poljé par la bordure de corrosion (Illustration 60).

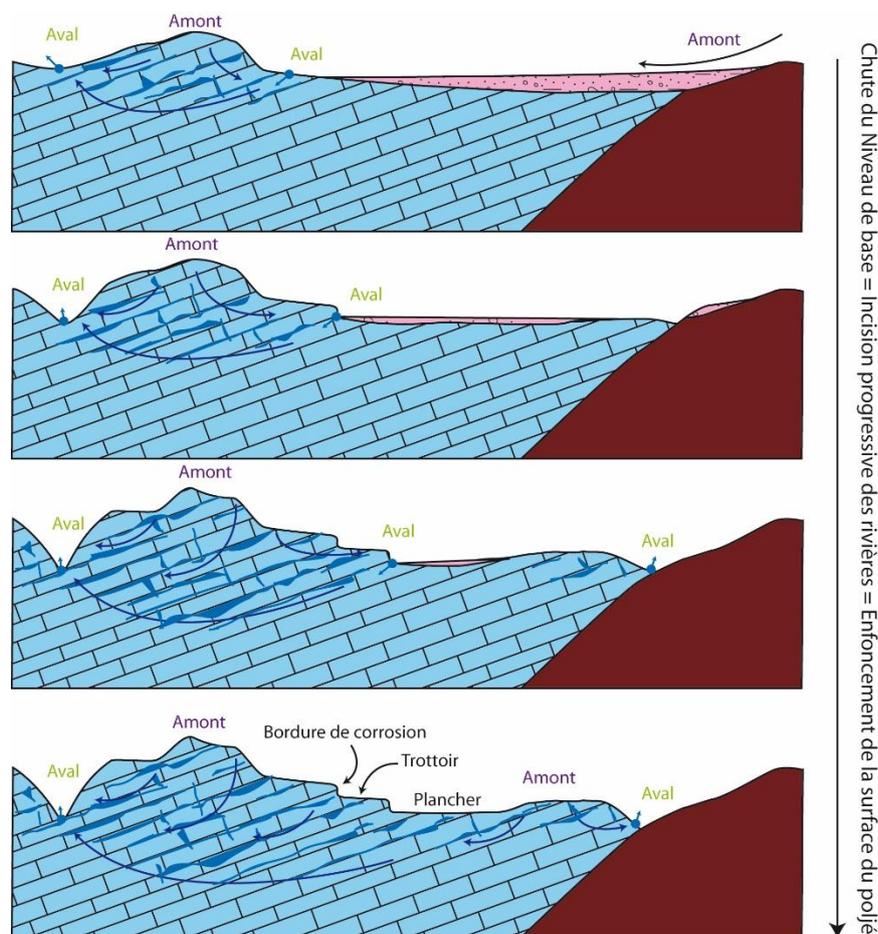


Illustration 60 : Schéma conceptuel évolutif du poljé de Gramat.

Le plancher du poljé est, dans un premier temps, calé sur le niveau de base régional et connecté aux apports sédimentaires qui le tapissent. Au cours de la chute du niveau de base, le plancher du poljé s'enfonce en s'imprimant dans l'ancien, laissant des trottoirs (correspondant à l'ancien plancher) et des bordures de corrosion (rupture de pente entre l'ancien et le nouveau plancher). Lorsque le fonctionnement du poljé est déconnecté de ses apports hydrauliques de surface en amont, tout le système passe en souterrain.

Cette bordure de corrosion, témoin de l'emplacement d'un ancien karst de contact, traduit le front de retrait de la couverture imperméable nappant le fond du poljé (en rose sur l'illustration 60). L'exemple du paléo-poljé de Gramat présente encore toutes les formes décrites ci-dessus. Les anciennes bordures de corrosion sont visibles sur le MNT (Illustration 61). Elles se sont formées pour la plupart sur des discontinuités préexistantes (failles ou limites d'étage géologique). De très nombreuses dolines affectent les morphologies plutôt planes correspondant aux trottoirs de corrosion (Illustration 61). Elles sont dues au morçèlement de la couverture, lorsque la diminution des apports et la concurrence du soutirage karstique n'ont plus permis son maintien.

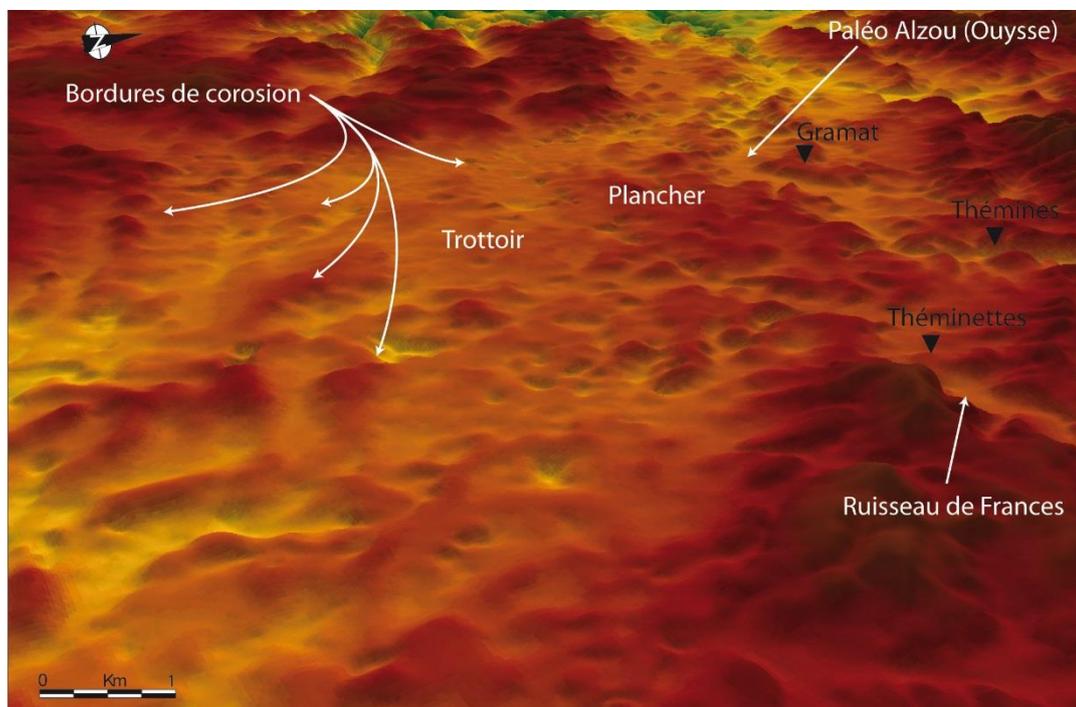


Illustration 61 : MNT en vue 3D du Causse de Gramat.

On peut observer les surfaces d'aplatissement correspondant aux trottoirs et planchers du poljé, séparés par les bordures de corrosion. Deux ruisseaux aériens - l'Alzou et le ruisseau de Frances - ont traversé le poljé lorsque celui-ci était encore actif, mais se perdent aujourd'hui respectivement aux Thémimes et Théminettes.

On observe, sur le Causse de Gramat, deux paléo-cours d'eau : celui de l'Alzou et du Ruisseau de Frances, qui se perdent respectivement aux pertes de Thémimes et Théminettes (Illustration 61 et Illustration 62). Ces paléo-cours d'eau se sont exprimés après le fonctionnement du poljé, lorsque l'érosion régressive, venant des principales rivières (le Lot et la Dordogne), a permis l'incision du poljé par le réseau fluvial, mettant fin au caractère endoréique de la vaste dépression karstique. La persistance de ces paléo-cours d'eau n'a duré que le temps d'évacuer le restant de la couverture imperméable. Avec la poursuite de la chute du niveau de base et du creusement des canyons, ce poljé s'est retrouvé déconnecté du réseau, et se trouve aujourd'hui bien au-dessus du niveau de base actuel. Désormais, les écoulements arrivant de

l'impluvium se perd au contact du substratum liasique imperméable et du Dogger et ressortent au niveau de résurgences pérennes calées sur le réseau fluvial qui incise les Causses (le Célé et la Dordogne).

Le secteur nord du Causse de Gramat est drainé par des résurgences calées sur le niveau de base de la Dordogne, comme le gouffre de Cabouy, Saint Sauveur, l'aven de Fontbelle, la source des Fruitières et du Pont de l'Ouyse (Illustration 62). Le secteur sud est drainé par des émergences au niveau du Célé (affluent du Lot), comme la source du Ressel, Font Del Pito, la Diège ou encore Pech Laval.

Au cours de la chute du niveau de base, la zone a subi une réorganisation de ses bassins versants, passant d'un fonctionnement hydrologique de poljé à une circulation uniquement souterraine. Lorsque la couverture molassique existait encore, la ligne de partage des eaux devait se situer au milieu du Causse de Gramat, comme en témoigne les parcours de la vallée sèche de l'Alzou (Paléo-Ouyse) en direction de la Dordogne, et du Ruisseau de Frances dont les écoulements se dirigeaient vers le Célé. Lorsque la couverture a été démantelée, les écoulements se sont affranchis de la topographie, passant de la capacité à ruisseler à celle de s'infiltrer. Une grande partie du paléo-bassin versant du Ruisseau de Frances a alors été capturée au profit du bassin versant de l'Ouyse, comme le montrent les nombreux traçages effectués sur le causse : notamment dans la perte de Théminettes, où se perdent actuellement les eaux du Ruisseau de Frances qui ressortent au nord du Causse, côté Dordogne (Illustration 62).

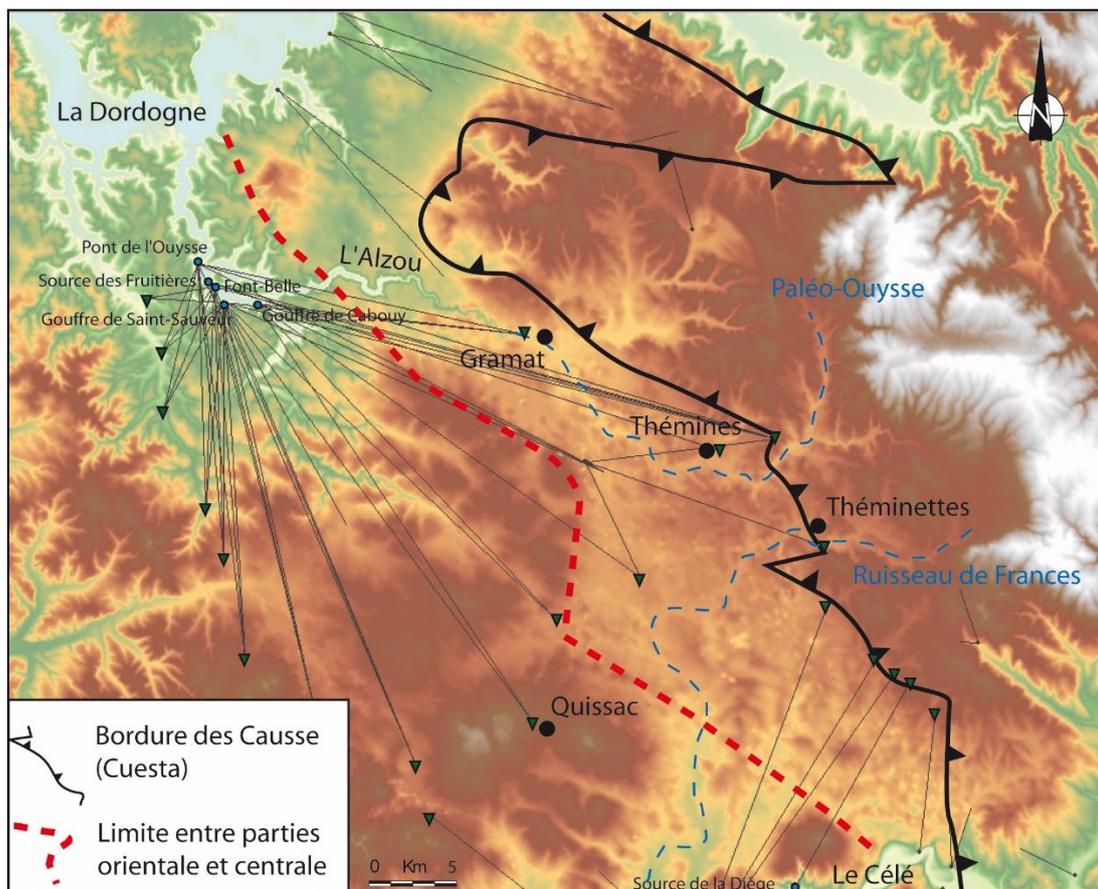


Illustration 62 : Projection sur le MNT des traçages effectués sur le Causse de Gramat. Le ruisseau de l'Ouyse se perd à Thémines et ressort aux sources de l'Ouyse ; son ancien cours correspond au canyon sec de l'Alzou. Le Ruisseau de Frances se perd à Théminettes et ressort aux sources dans le Célé. Les sources de l'Ouyse drainent la majeure partie du Causse de Gramat.

5.2.2. La zone intermédiaire/partie centrale

Dans la partie centrale (Illustration 59) recouvrant les environs de Souillac, Rocamadour et Quissac, on perçoit encore dans le paysage l'empreinte d'un système hydrographique. Celui-ci est aujourd'hui fossile et il est en grande partie démantelé par le soutirage karstique. L'érosion régressive, initiée depuis les principaux cours d'eau (Dordogne et Lot) lors de la chute du niveau de base au Miocène terminal, est à l'origine de ces vallées sèches qui peuvent présenter certaines particularités peu conventionnelles pour l'expression d'un réseau hydrographique. Dans la région de Rocamadour, au niveau de la confluence entre le canyon sec de l'Alzou et la résurgence de l'Ouyse (gouffre de Cabouy), deux anomalies sont à noter dans la géométrie de ces réseaux fossiles : i) la structure à tendance orthogonale du développé hydrographique (Illustration 63) et ii) le tracé très rapproché formé par les méandres du canyon de l'Alzou et de la vallée sèche située en amont de la source de Cabouy (Illustration 63). Ces deux anomalies peuvent être expliquées par un même phénomène : la pré-structuration du réservoir par un processus de fantômisation.

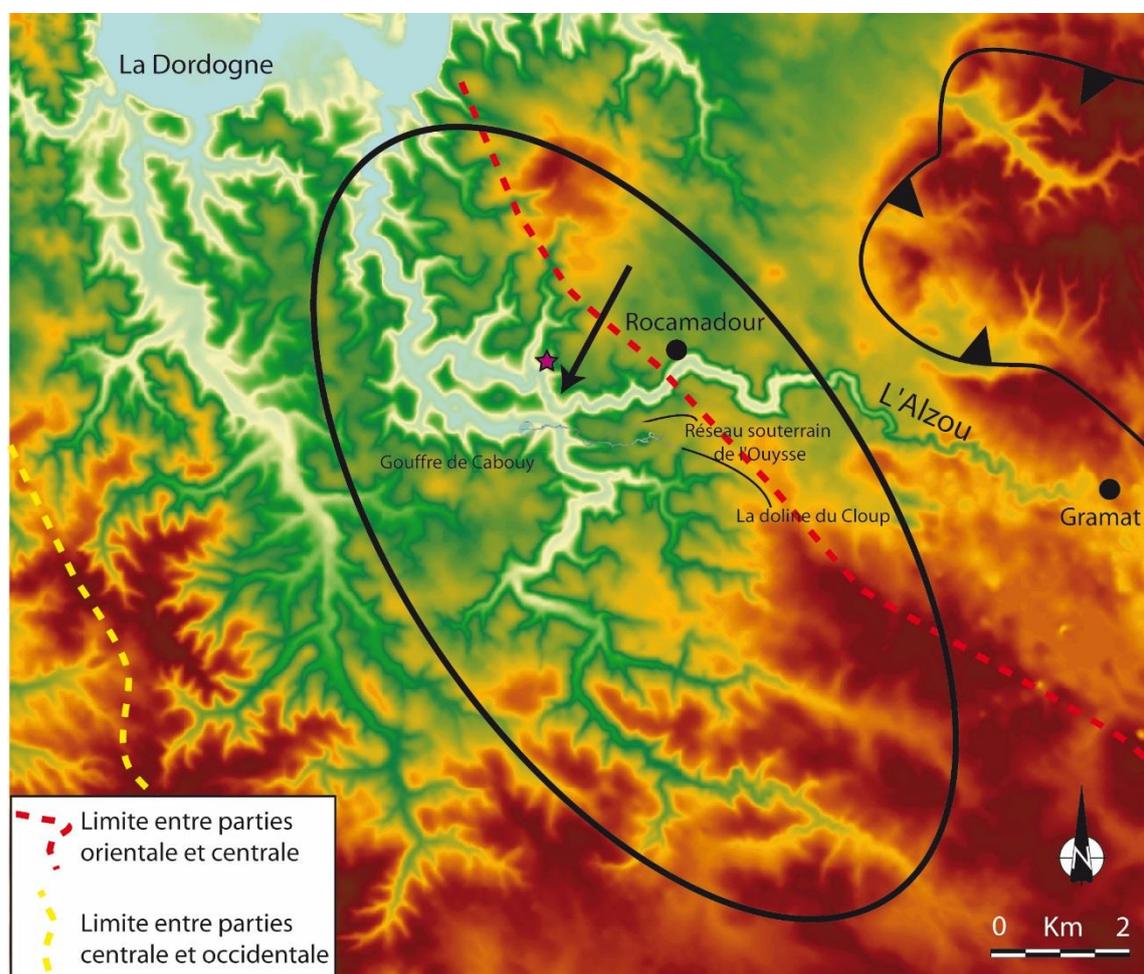


Illustration 63 : MNT du nord du Causse de Gramat, centré sur les sources de l'Ouyse, dont les écoulements aériens puis souterrains ont abouti à des anomalies géomorphologiques.

- 1) Entourée par le cercle noir, la distribution orthogonale des vallées sèches et canyons secs. Le réseau souterrain de l'Ouyse est d'ailleurs calqué sur les mêmes orientations et la partie explorée remonte jusqu'à la méga-doline du Cloup. L'étoile situe les observations présentées aux Illustration 65 et Illustration 66. 2) Le tracé très rapproché des méandres du canyon de l'Alzou et de la vallée sèche en amont de la source de Cabouy, pointé par la flèche.

En effet, la fantômisation ne suit pas une logique d'écoulement et de structuration fluviale de type arborescent (Quinif, 2010). L'ouverture des cavités par évacuation de l'altérite résiduelle se fait donc suivant un canevas hérité, qui n'est pas en accord avec la logique géomorphologique récente observée, mais calée sur le maillage tectonique (Illustration 64).

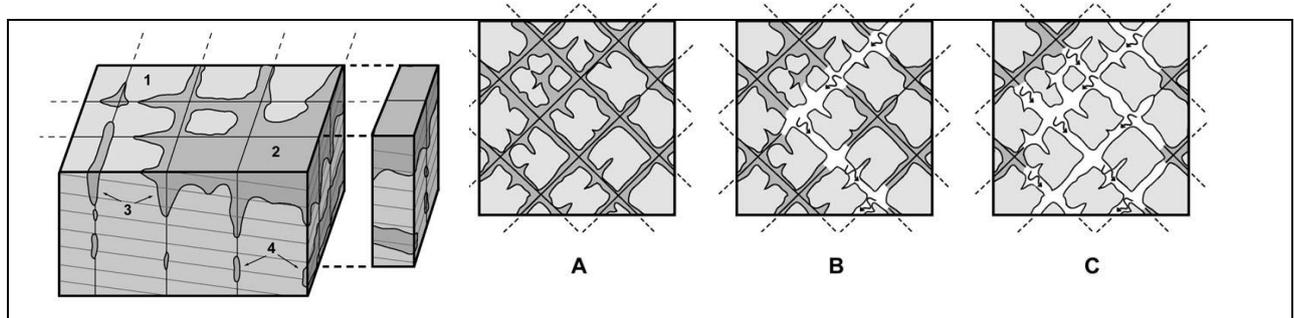


Illustration 64 : Différents types de fantômes de roche (à gauche) et plans d'un pseudo-endokarst (à droite – Bruxelles & Bruxelles, 2002)

A gauche : différents types de fantômes de roche. La roche saine (1) est entaillée par de nombreuses discontinuités (joints stratigraphiques et failles), qui sont préférentiellement utilisées par les phénomènes de fantômisation. Le fantôme de roche se présente sous la forme d'une altération diffuse au sein de la masse rocheuse (2), aussi sous forme de couloirs ou de poche d'altération (3), et enfin comme un pseudo-endokarst qui préfigure le futur réseau (4).

A droite : plan schématique d'un pseudo-endokarst. Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (gradient hydraulique), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (A). Puis l'apparition d'un gradient permet la mise en place d'une circulation et la vidange des conduits par érosion régressive (B). Progressivement, le maillage tectonique sur lequel s'est calée l'altération se dessine et laisse apparaître un labyrinthe de galeries (C). Les parties trop éloignées des principales circulations resteront colmatées par le fantôme.



Illustration 65 : Photographie aérienne de la vallée sèche de l'Alzou et de ses affluents. Branchée perpendiculairement à un de ces affluents, on voit une dépression rectiligne qui entaille un haut topographique. Cette dépression allongée et étroite correspond à un bogaz (détail sur l'illustration 66).

Ici, les vallées sèches en amont de la source de Cabouy, appelées aussi *bogaz* lorsqu'elles sont très étroites avec des pentes abruptes (Illustration 65 et Illustration 66), correspondent à d'anciens couloirs d'altération, calqués sur la fracturation, dont le fantôme a été évidé, mettant ainsi à jour le maillage tectonique exploité par la fantômisation. Ces couloirs d'altération, formés au Paléocène, vont être en partie évacués de leur altérite au cours des chutes du niveau de base à l'Eocène puis au Miocène terminal, permettant la formation d'un système endokarstique interconnecté, calqué sur le maillage de ces grands couloirs. La circulation souterraine va initier le soutirage de la couverture (Illustration 66) selon ces directions et donner lieu à des dépressions calquées sur ces grands couloirs verticaux (Illustration 66).

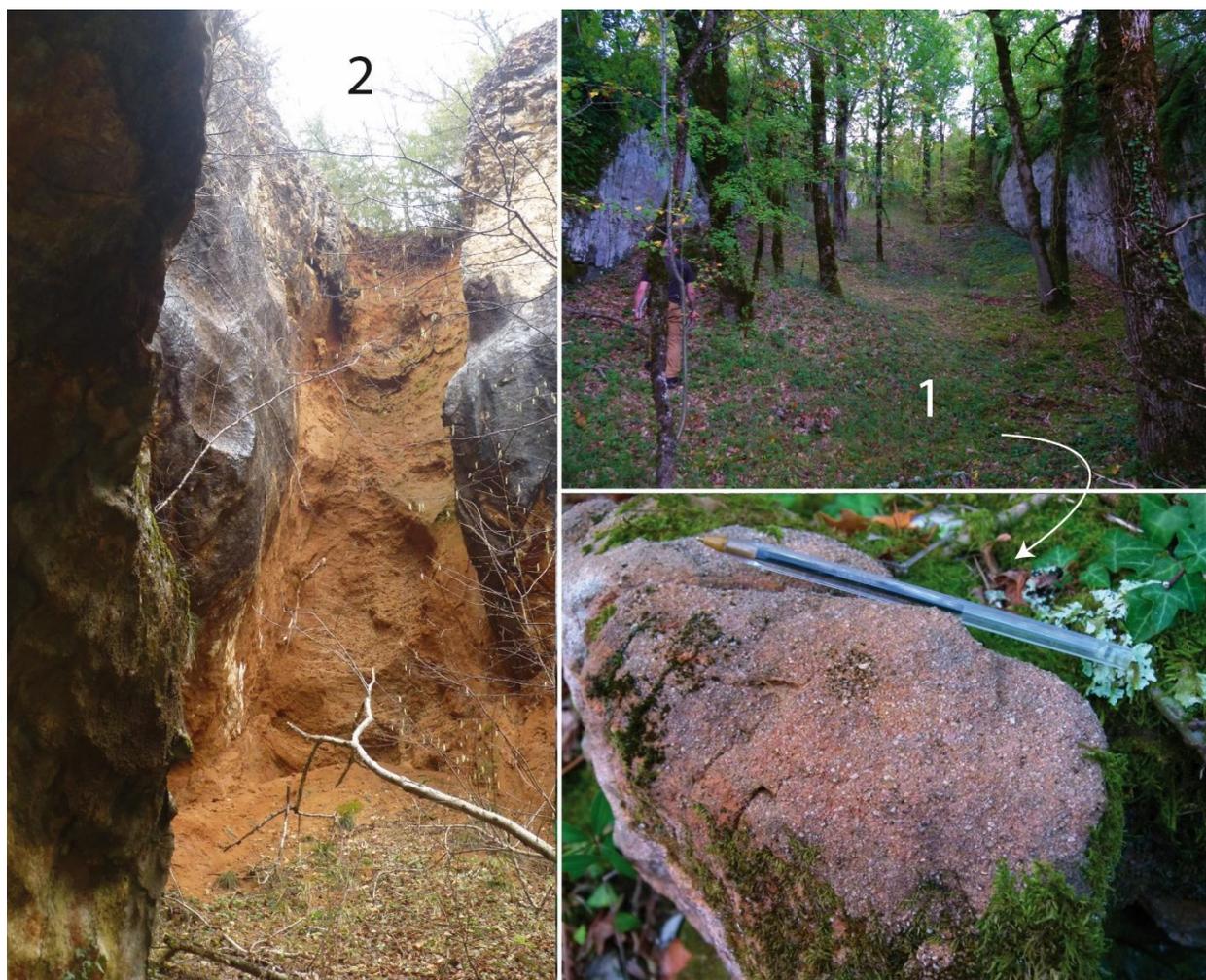


Illustration 66 : Photographies en différents points du bogaz à proximité de la vallée sèche de l'Alzou (report des indications 1 et 2 sur l'illustration 65).

Le bogaz est en partie colmaté par le mélange d'altérite de Crétacé et par des sédiments fluviatiles tertiaires. Ce remplissage, à l'origine en surface, a été entraîné dans cette dépression par soutirage ; comme le montre la cheminée verticale complètement colmatée par ce même remplissage, recoupé par la topographie actuelle (2). Ce qui semble être une cheminée est en réalité un couloir d'altération, comme on peut le voir sur la photo aérienne de l'illustration 65, dont le fantôme a été évidé. L'évacuation du fantôme a provoqué le soutirage progressif de la couverture depuis la surface au sein du réseau karstique.

Lorsque la molasse recouvre cette aire, ce proto-réseau orthogonal est donc déjà existant. L'anomalie géomorphologique entre les deux méandres très rapprochés de l'Alzou et de la vallée sèche en amont de la source de Cabouy (Illustration 63) s'explique par le creusement diachrone de ces deux vallées sèches. Le maillage très géométrique de ces vallées existait bien avant le creusement de l'Alzou, qui, lui, s'est fait au cours de la chute du niveau de base au Miocène terminal, conditionné par l'érosion de la molasse oligocène. Une fois la couverture oligocène décapée, la chute du niveau de base continue et les écoulements réempruntent ces anciens couloirs d'altération, en évacuant, le reste du fantôme, les altérites de Crétacé et les sédiments tertiaires (Eocène et Oligocène). L'Alzou perd son fonctionnement aérien par la capture progressive de son réseau en souterrain, qui se branche sur ces anciens couloirs d'altération dégagés, depuis les zones aval vers les zones amont. C'est pourquoi la perte de Thémynes, qui se situe dans le paléo-lit du cours d'eau de l'Alzou, sort désormais à la source de Cabouy. C'est par ce processus de capture progressive - qui se fait par érosion régressive - que le bassin versant des sources de l'Ouyssse grignote, en souterrain, du terrain sur le Causse de Gramat (Illustration 62).

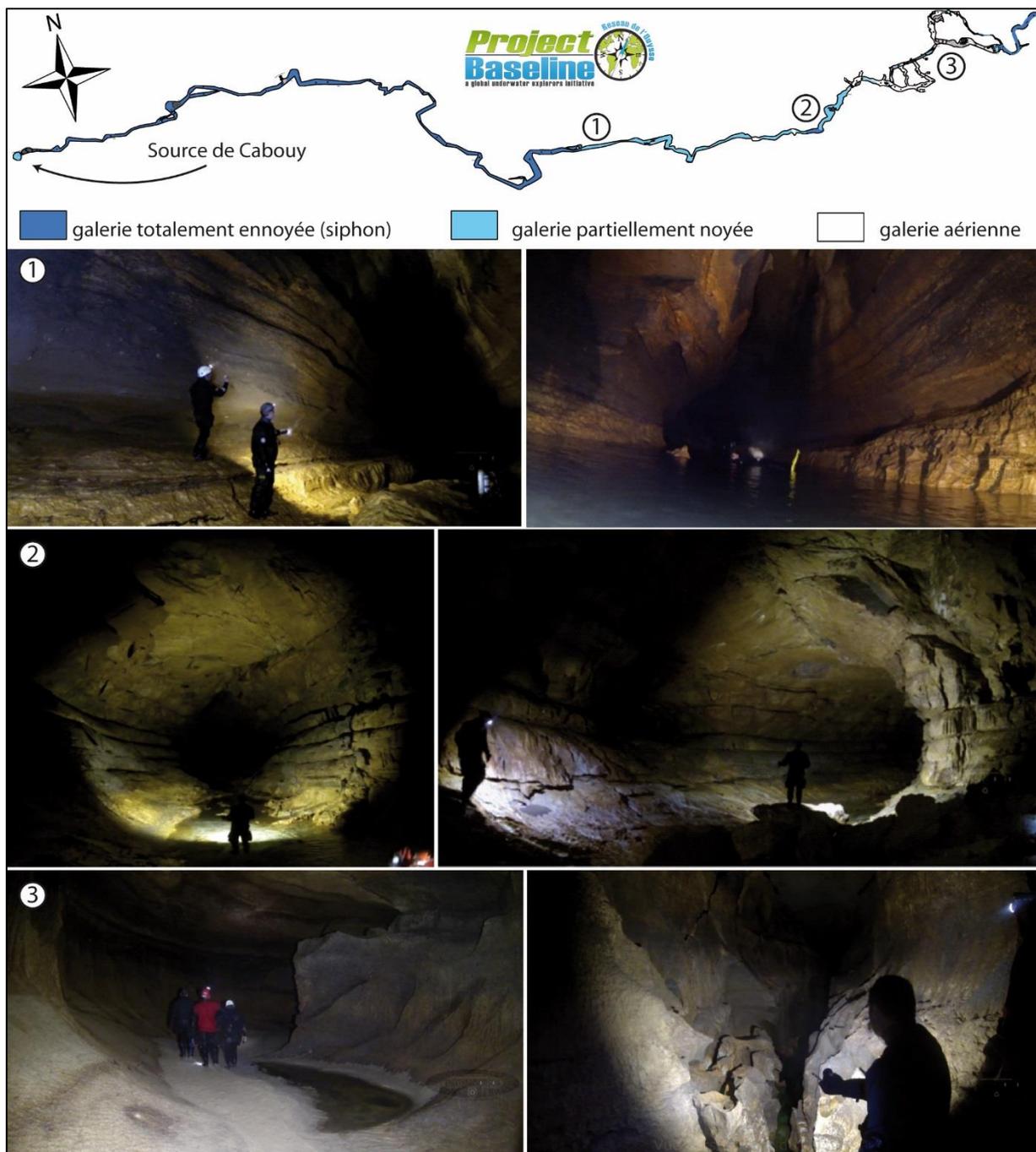


Illustration 67 : Topographie spéléologique du réseau souterrain de l'Ouyse (réalisé par Project Baseline, projeté sur la carte de l'illustration 63).

Images extraites de la vidéo Epaves-passion : « Au-delà du siphon 1 »

(http://www.beontherope.com/fr/2016/10/ouyssel2016_au-delà_du-siphon_1/)

Au cours de la progression filmée, depuis la source de Cabouy, on observe en 1 (à la sortie du premier siphon) : des grandes structures verticales correspondant à d'anciens couloirs d'altération ; puis en 2 (à la sortie du deuxième siphon) : des conduits en tube, typiques des zones épinoyées ; enfin en 3 : les formes évoluent vers des morphologies d'écoulement libre de type méandre (à gauche) et canyon (à droite).

L'exploration du réseau souterrain de l'Ouyse confirme le télescopage qui existe entre les formes de surface et les formes de zones profondes. Une vidéo réalisée par « Epaves-passion » permet d'observer les morphologies karstiques de la galerie explorée (Illustration 67). On observe, à la sortie du premier siphon, que le réseau exploite de grandes structures verticales - les couloirs d'altération - (Illustration 67-1). A l'aplomb, en surface on retrouve la présence d'une vallée sèche, dans le même prolongement (Illustration 63). A la sortie du deuxième siphon, la galerie présente des morphologies épinoyées (conduit en tube - Illustration 67-2, coupoles, cannelures, etc...). Enfin en se dirigeant vers l'amont, on observe des morphologies de rivière à écoulement libre (encoches, seuils, marmites - Illustration 67-3). Ces formes d'écoulement gravifique se situent en souterrain, à l'aplomb d'une méga-doline (Illustration 63 et Illustration 68). Cela montre bien le raccordement de la partie gravifique du creusement à la structure noyée profonde.



Illustration 68 : Photo de la méga-doline du Cloup, située à l'aplomb du réseau souterrain de l'Ouyse (voir plan de position sur l'illustration 63).

5.2.3. Partie occidentale

Dans la partie ouest (Illustration 59), les formations jurassiques à l'affleurement appartiennent au Kimméridgien et Tithonien. Dans cette aire, la paléosurface éocène fossilisée par les dépôts oligocènes montre bien une érosion différentielle. Cette érosion recoupe des terrains crétacés supérieurs, encore conservés au nord et nord-ouest de Gourdon, puis en se déplaçant vers le sud, les dépôts oligocènes reposent sur les altérites de Crétacé puis directement sur le substratum jurassique.

Dans cette zone, et sur tous les terrains confondus (Jurassique, Crétacé altéritique, Tertiaire), on voit clairement s'exprimer une topographie montrant l'existence d'une structuration fluviale de type arborescent bien marquée dans le paysage (Illustration 69).

Le développement arborescent du réseau hydrographique se fait sur des terrains à tendance argileuse ou marneuse. C'est le cas des formations de couverture (altérites et Tertiaire), mais aussi des formations kimméridgiennes, dont la partie supérieure est marneuse. Ces formations, par leur capacité ruisselante, vont donc concourir au maintien des écoulements de surface et au développement de ces réseaux arborescents.

Le fonctionnement hydrodynamique de cette zone et l'organisation des réseaux fluviaux aériens et karstiques sont conditionnés par le décapage de la couverture tertiaire et crétacé, de même que par la nature du substratum jurassique. Ce chapitre sera découpé selon des zooms géographiques, afin d'illustrer cette relation et montrer l'impact que cette dernière a sur la structuration des réservoirs karstiques.

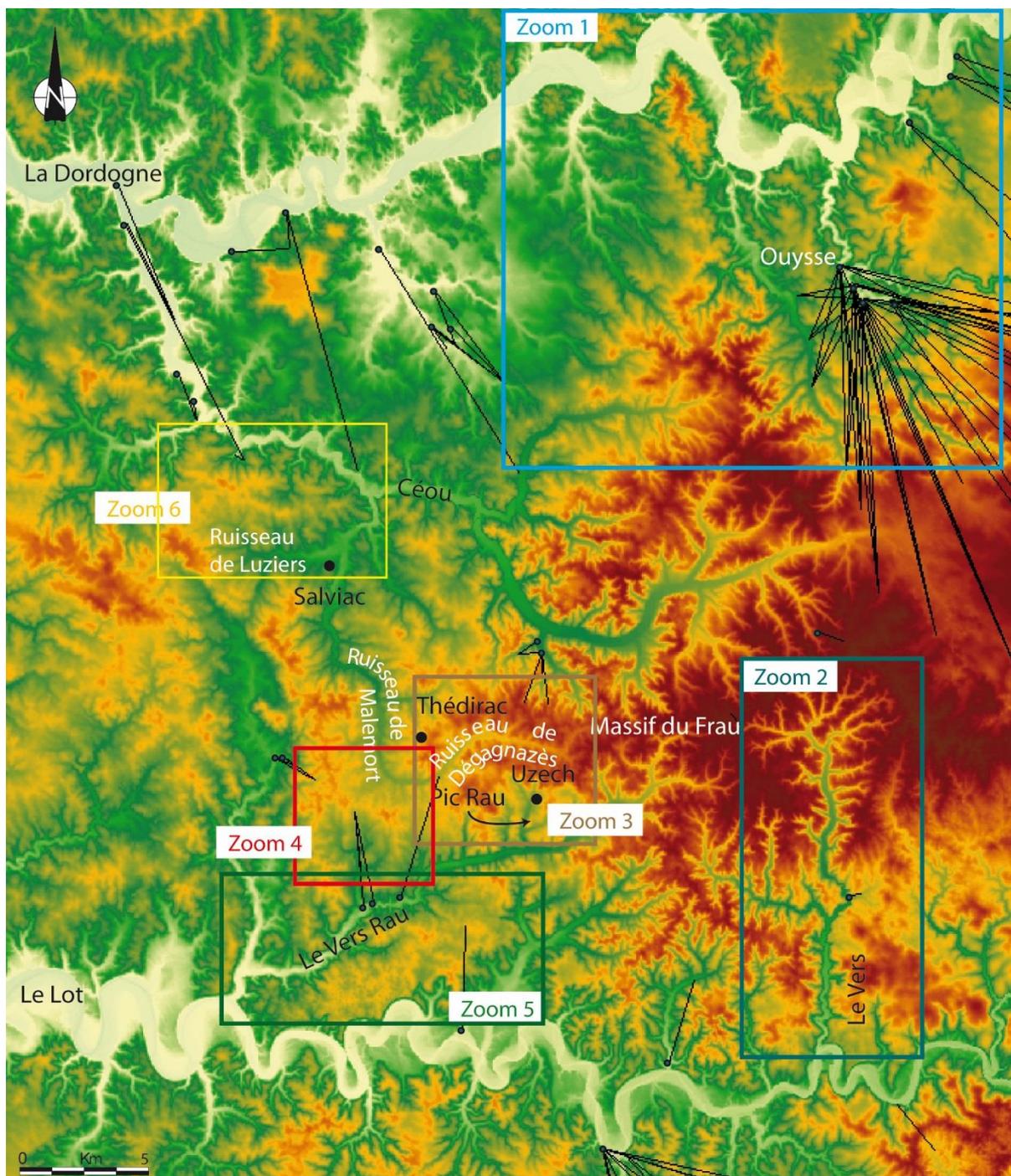


Illustration 69 : MNT de la partie occidentale, entre Dordogne et Lot, sur laquelle on observe un développement hydrographique majoritairement arborescent (positionnement des tracés et zooms qui sont détaillés ci-après).

Zoom 1 : Evolution de la morphologie des affluents de la Dordogne

On voit nettement la différence morphologique entre les réseaux des trois affluents de la Dordogne, en rive gauche : l'Ouyse à l'est, la vallée sèche où passe l'autoroute A20 (combe de la Dame) au centre, et la vallée du Ruisseau de Tournefeuil à l'ouest (Illustration 70).

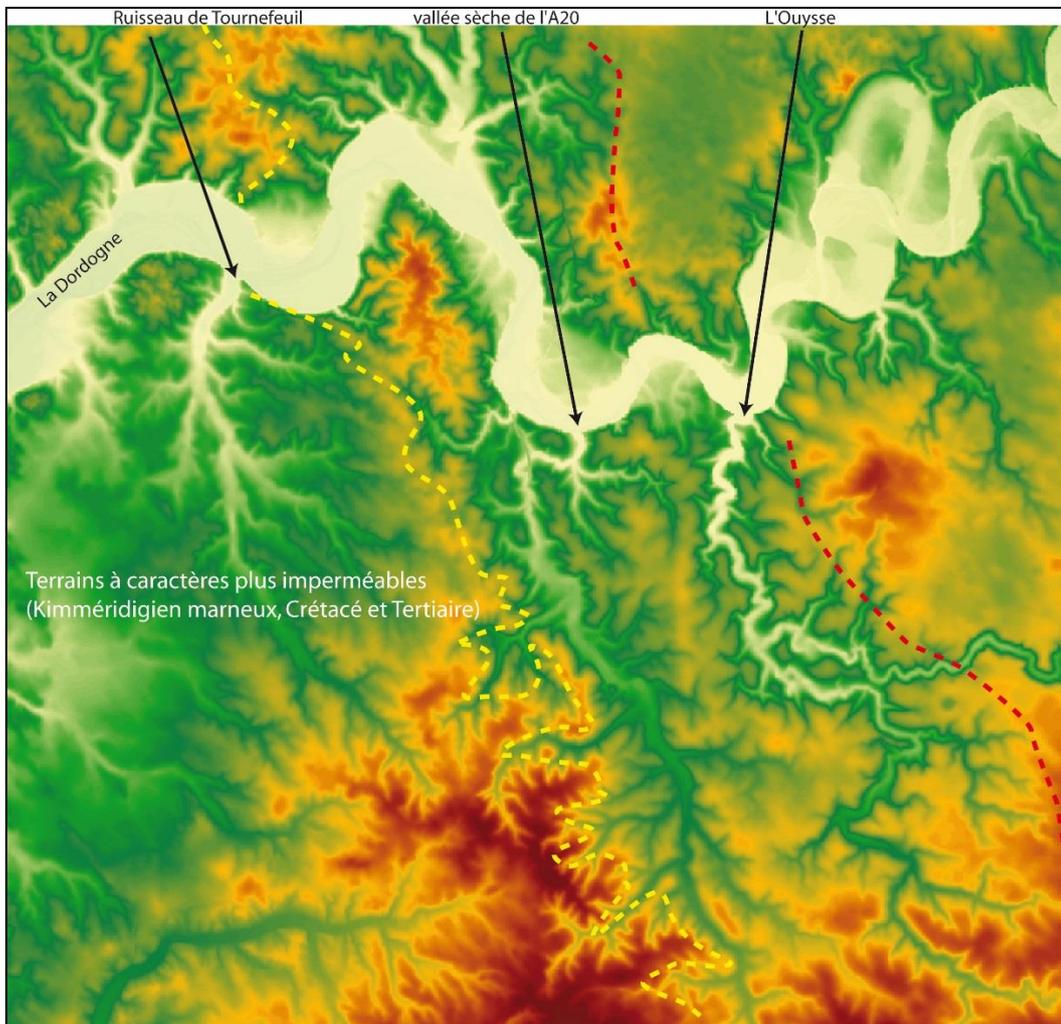


Illustration 70 : Zoom 1 (situé sur l'illustration 69) présentant une morphologie différente du réseau hydrographique d'ouest en est, avec un réseau à géométrie orthogonale à l'est, un réseau arborescent à l'ouest et un réseau arborescent à tendance orthogonale entre les deux.

L'ancien réseau aérien de l'Ouyse s'est développé dans les terrains de l'Oxfordien et du Dogger, avec les formes géométriques de couloirs d'altération perpendiculaires les uns par rapport aux autres, décrites plus haut dans le texte.

La vallée sèche de l'autoroute A20 présente aussi dans sa partie aval (proche de la Dordogne) de nombreuses formes à caractère géométrique perpendiculaire dans les terrains jurassiques du Dogger, héritées des anciens couloirs d'altération. En revanche dans sa partie amont et plus particulièrement du côté de sa rive gauche, l'ancien chevelu hydrographique de surface présente des formes plus arborescentes. Ces petits affluents prennent naissance, dans leur partie haute, sur le Kimméridgien marneux. Lorsque le niveau de base n'était pas encore trop déprimé, les écoulements pouvaient se maintenir en surface, d'abord sur la couverture oligocène, puis sur le substratum marneux kimméridgien. Puis, le niveau de base continuant à

chuter, les écoulements de surface ont atteint les formations de l'Oxfordien et ont très vite rejoint les réseaux souterrains. On remarque d'ailleurs que les traçages qui ont été fait dans cette vallée sont tous ressortis aux sources de la vallée de l'Ouyse et non dans la Dordogne (Illustration 69). Cela montre qu'au sein des terrains jurassiques anté-kimméridgiens, les circulations actuelles se sont affranchies des bassins versants topographiques.

Le ruisseau de Tournefeuille présente une structuration arborescente classique, car il circule sur le substratum kimméridgien marneux. Cette structuration est héritée de l'impression du réseau dans la couverture molassique, puis dans les altérites de Crétacé, suivies des formations du Crétacé elles-mêmes et enfin au sein du Kimméridgien sous-jacent.

Zoom 2 : L'évolution du modelé hydrographique du Vers

La différence morphologique des réseaux hydrographiques peut aussi s'exprimer au sein d'un même cours d'eau, comme par exemple celui du Vers (Illustration 69). Sa partie amont présente une structuration arborescente d'affluents connectés au cours d'eau principal, imprimée au sein des formations kimméridgiennes marneuses. Au contraire, sa partie aval est développée dans les formations oxfordiennes calcaires, avec un lit principal rectiligne, en direction du Lot et des affluents - développés perpendiculairement au tracé principal - maintenant perchés et déconnectés du réseau actuel (Illustration 71).

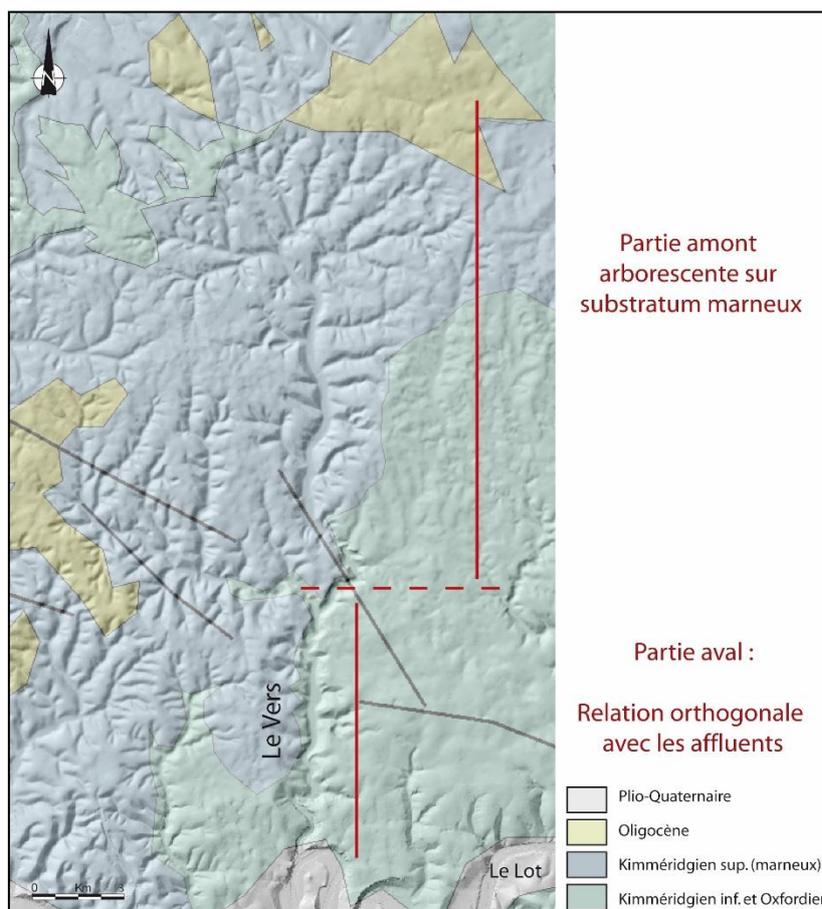


Illustration 71 : Zoom 2 (situé sur l'illustration 69) sur lequel on peut observer le cours d'eau du Vers, avec une morphologie arborescente dans sa partie amont, développée sur substratum kimméridgien marneux et une morphologie orthogonale dans sa partie aval, au sein du Kimméridgien inférieur et Oxfordien.

Zoom 3, 4, 5, 6 : Compétition entre le maintien aérien des cours d'eau et le développement du karst au sein du Tithonien, sur le Massif du Frau

Au sein du Tithonien, on retrouve une structure du réseau hydrographique de type arborescent, ainsi que des formes et un fonctionnement karstiques classiques. La forme arborescente du réseau est héritée de l'empreinte hydrographique lorsque la couverture, constituée d'altérites de Crétacé et de la molasse oligocène, recouvrait le Tithonien. Certains cours d'eau ont pu garder un fonctionnement aérien (Céou, Le Ver Rau). Dans ce cas, la partie amont du réseau se développe au sein des terrains marno-calcaires du Kimméridgien et la partie aval est directement branchée aux rivières principales du Lot et de la Dordogne.

Malgré la forme arborescente dominante, on perçoit, au sein de certaines portions de réseaux, une relation géométrique perpendiculaire entre le cours d'eau principal et les affluents. C'est le cas des parties aval du cours d'eau le Vers Rau (affluent du Lot) et du Céou (affluent de la Dordogne) (Illustration 69). Cette distribution typique de la géométrie des couloirs d'altération est associée à d'autres formes de karstification épigène et notamment la présence de nombreuses dolines. Ces dolines se trouvent en très grand nombre au sein du Tithonien, et se sont développées aux dépens du réseau hydrographique au niveau des plateaux, lorsque la partie aval qui drainait ces zones est devenue souterraine.

- **Exemple zoom 3 :**

L'exemple le plus parlant se trouve à Uzech, sur le massif du Frau (Illustration 72). On perçoit de manière cartographique que le cours d'eau du Pic Rau, affluent du Vers Rau, entaille la couverture molassique selon une architecture arborescente, héritée de l'impression du réseau au sein de cette couverture molassique, et s'est encaissé dans les calcaires tithoniens.

Calé sur le Kimméridgien marneux dans sa partie aval au sud, le cours d'eau s'exprime de manière aérienne jusqu'à Uzech, respectant un profil en long de rivière, en équilibre avec son niveau de base (Illustration 72).

Plus au nord, le cours d'eau est séparé du plateau par une reculée karstique, par laquelle la circulation passe en souterrain. Cette déconnexion brutale est permise, car en amont, sur le plateau, la couverture molassique a été décapée par un autre paléo-cours d'eau, le Ruisseau de Dégagnazès, dont la partie amont est sèche et correspond à la zone d'infiltration. Les circulations souterraines ainsi initiées vont être à l'origine de la vidange des couloirs d'altération et du soutirage de la couverture molassique au sein du massif (Illustration 73), comme en témoignent les nombreuses dolines sur le plateau (Illustration 72).

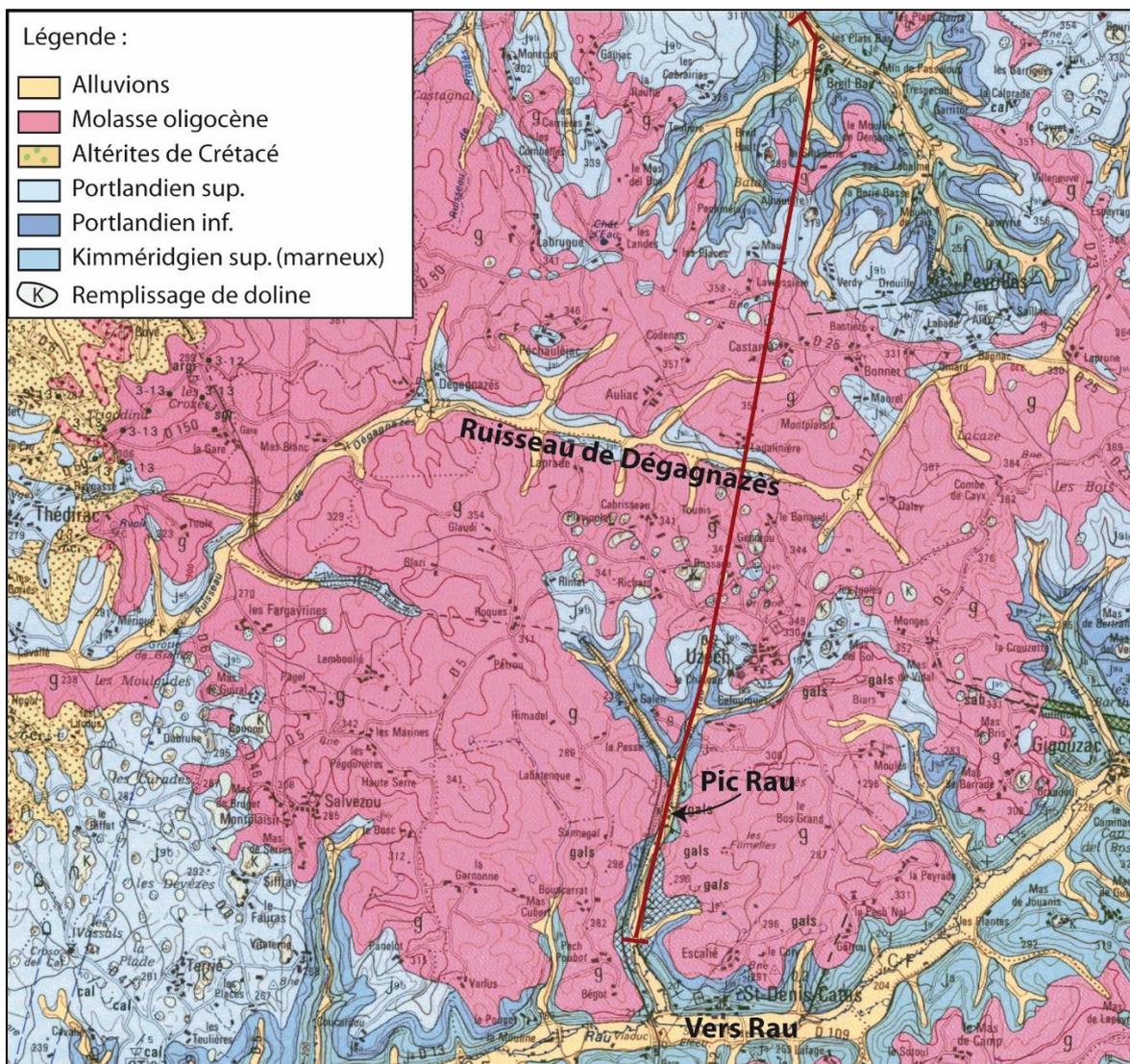


Illustration 72 : Carte géologique au 1/50 000 du Massif du Frau, correspondant au zoom 3, situé sur l'illustration 69.

Les sommets sont recouverts par les dépôts oligocènes, les versants sont incisées par le réseau hydrographique dont les cours sont aériens sur substratum marneux, et souterrain sur substratum calcaire ou dolomitique. De nombreuses dolines se développent dans ce contexte par soutirage de la couverture. Le tracé en rouge correspond à la coupe de l'illustration 74.

Sur une coupe, traversant le plateau du Massif du Frau (recouvert de dépôts molassiques) et passant par le lit des ruisseaux actuellement aériens, correspondant au niveau de base local (Illustration 72), on observe parfaitement cette déconnection hydrologique qui se traduit par une rupture de pente brutale de la topographie (Illustration 74).

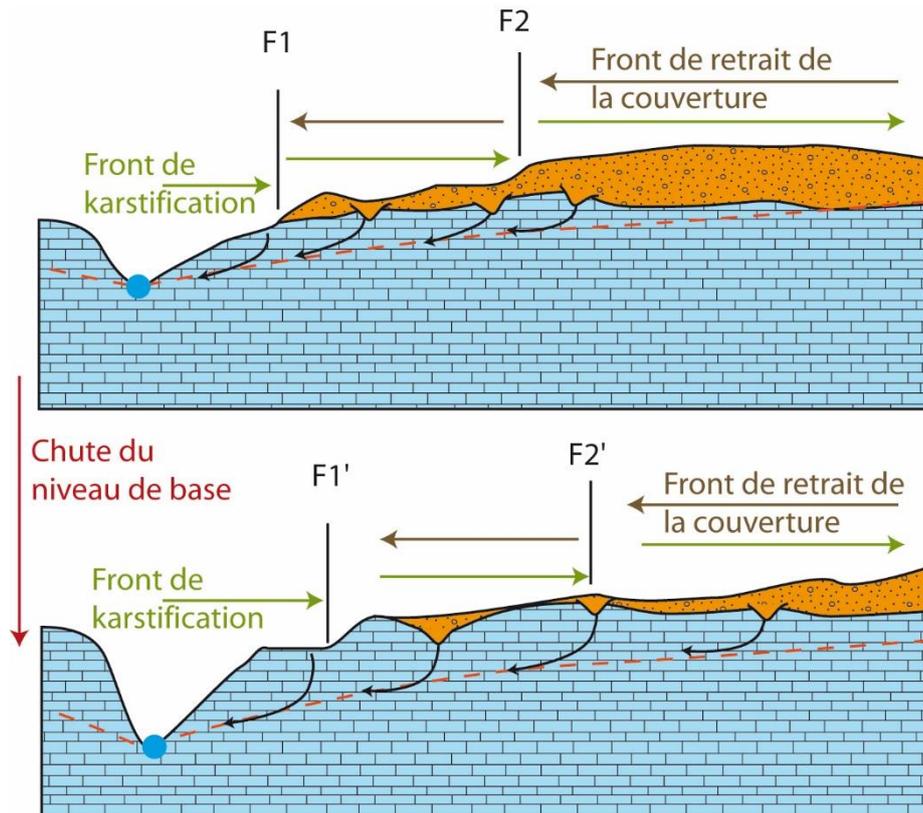


Illustration 73 : Schéma conceptuel évolutif de la progression du front de karstification en fonction du retrait de la couverture, lors de la chute du niveau de base. Lorsque les circulations souterraines sont amorcées, le reste de la couverture est évacué dans le karst, par le biais de la formations de dolines.

Sur le plateau, les dolines constituent les zones d'infiltration depuis la surface vers le milieu souterrain. Les écoulements vont rejoindre le niveau de base imposé par le substratum kimméridgien marneux (Illustration 74). Le traçage, réalisé au sud de Thédillac, confirme ce fonctionnement (Illustration 69). Le colorant a été injecté dans une perte pérenne, dans laquelle l'ensemble du Ruisseau de Dégagnazès disparaît sous terre. Le traceur n'est pas ressorti dans le ruisseau de Malemort (affluent du Céou, côté Dordogne) qui appartient au même paléo-cours d'eau, mais au niveau du Vert Rau (affluent du Lot).

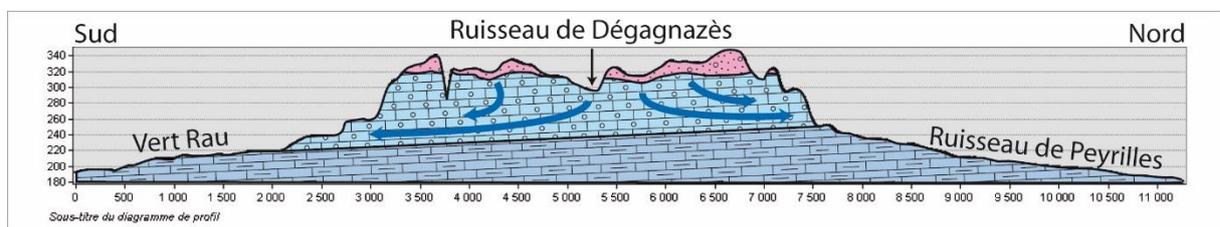


Illustration 74 : Coupe géologique sud-nord positionnée sur l'illustration 72. Les reliefs qui modèlent le sommet sont provoqués par le soutirage de la couverture oligocène. Certaines dolines, dont la couverture a été en grande partie soutirée, sont des entrées par concentration et infiltration rapide, pour les circulations d'eau de surface.

- Exemple zoom 4 :

On observe qu'entre la perte située dans une fenêtre de carbonates tithoniens, ceinturée de reliefs encore couverts de dépôts oligocènes, et le Ruisseau du Vert Rau au sud, le massif est parsemé de dolines (Illustration 75).

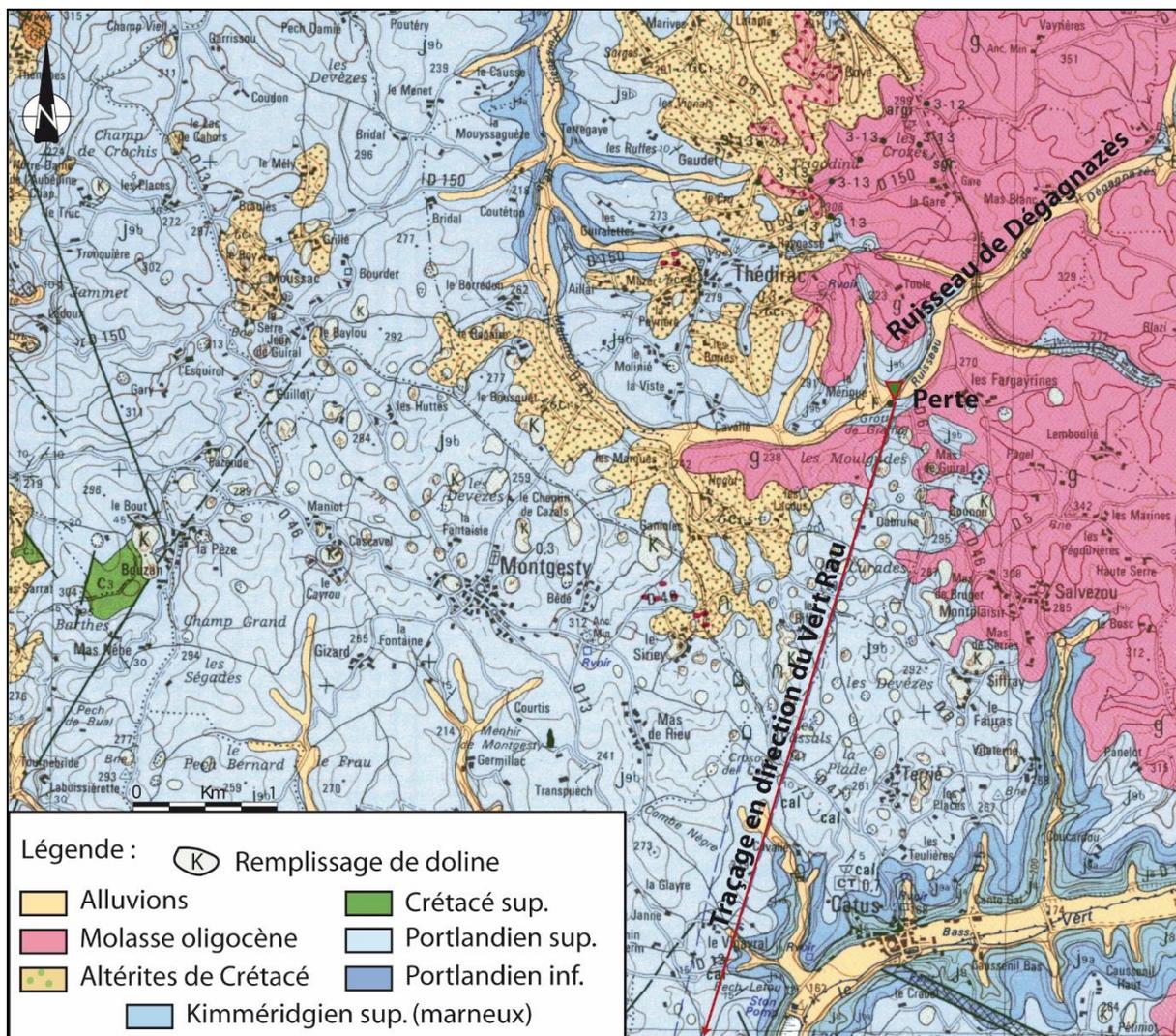


Illustration 75 : Carte géologique au 1/50 000 du zoom 4, située sur l'illustration 69.

On remarque de nombreuses dolines entre la perte du Ruisseau de Dégagnazès et le cours du Vert Rau, qui ont permis d'évacuer la couverture oligocène, qui recouvre encore les reliefs les plus hauts.

De la même manière qu'expliqué précédemment, la couverture a été découpée et évacuée, dans un premier temps en amont, permettant aux eaux de ruissellement de s'infiltrer. Le Vert Rau étant plus proche du Lot, que ne l'est le Ruisseau de Dégagnazès de la Dordogne, les écoulements souterrains se sont calés sur le niveau de base le plus bas, qui est celui du Vert Rau. Une fois les écoulements souterrains établis en direction du Vert Rau, le soutirage de la couverture à l'origine de ces dolines a pu se mettre en place, de manière efficace, entre la zone de perte et les résurgences du Vert Rau, qui devaient se situer dans un premier temps du côté de Catus (Illustration 75).

- **Exemple zoom 5 :**

Suivant le même raisonnement, on comprend mieux la présence des nombreuses dolines qui parsèment le plateau entre le Lot et le Vert Rau (Illustration 76). La couverture oligocène a été entaillée par le Vert Rau, permettant aux écoulements de surface de s'infiltrer au sein des formations tithoniennes. Une fois déconnectées de la topographie de surface, les eaux qui s'infiltrent au niveau du Vert Rau vont se diriger en direction du Lot. Le plateau, situé entre le Lot et le Vert Rau, est troué de dolines, car les écoulements transverses ont permis le soutirage de la couverture oligocène (Illustration 76) au fur et à mesure de la chute du niveau de base miocène terminal, responsable de l'incision des cours d'eau. Lorsque le niveau de base du Vert Rau atteint le substratum kimméridgien, l'incision se poursuit jusqu'à déconnecter les écoulements venant du Vert Rau de ceux venant du plateau. Dans cette zone, les traçages confirment ce raisonnement. Le plateau est drainé par des sources situées côté Lot, alors que le Vert Rau draine le massif en rive droite (Illustration 69).

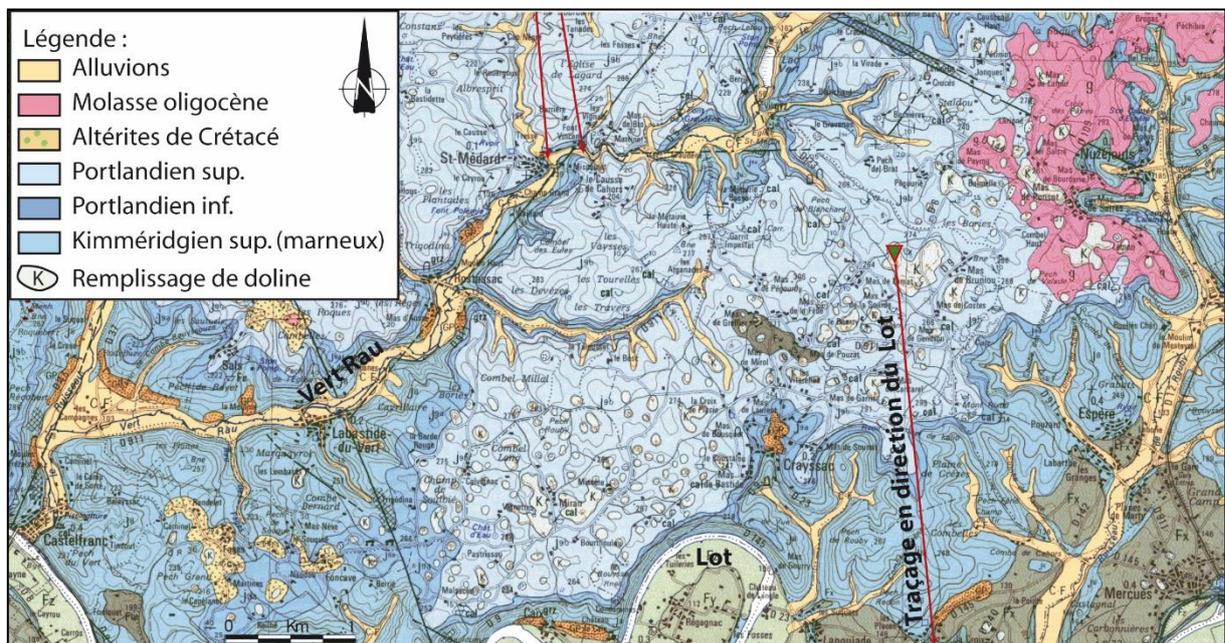


Illustration 76 : Carte géologique au 1/50 000 du zoom 5, située sur l'illustration 69. On remarque de nombreuses dolines entre le cours du Vert Rau et le Lot, plus au sud, qui ont permis d'évacuer la couverture oligocène, qui recouvre encore les reliefs plus au nord-est.

- **Exemple zoom 6 :**

Sur le versant nord, côté Dordogne, c'est le Céou et ses affluents qui drainent les eaux de surface. On retrouve un alignement de dolines entre le Céou au nord et le Ruisseau de Luziers, qui passe à Salviac (Illustration 77). Comme précédemment, leur présence est liée au soutirage de la couverture d'altérites de Crétacé, lorsque les écoulements de la partie amont du Ruisseau de Luziers ont atteint le substratum tithonien. Passant en souterrain, l'amont du ruisseau a perdu son cours aérien en se déconnectant de sa partie aval pour se diriger directement vers le niveau de base le plus bas et le plus proche : le Céou. Le Céou est d'ailleurs, lui-même, parsemé de nombreuses pertes. Les traçages qui y ont été fait nous indiquent que des connexions existent entre le cours du Céou et celui de la Dordogne (Illustration 69). Les réseaux souterrains, à l'origine de ces connexions, sont donc en train de drainer les plateaux compris entre ces deux cours d'eau vers la Dordogne, tandis que les cours d'eau de surface ruissellent sur la couverture altéritique.

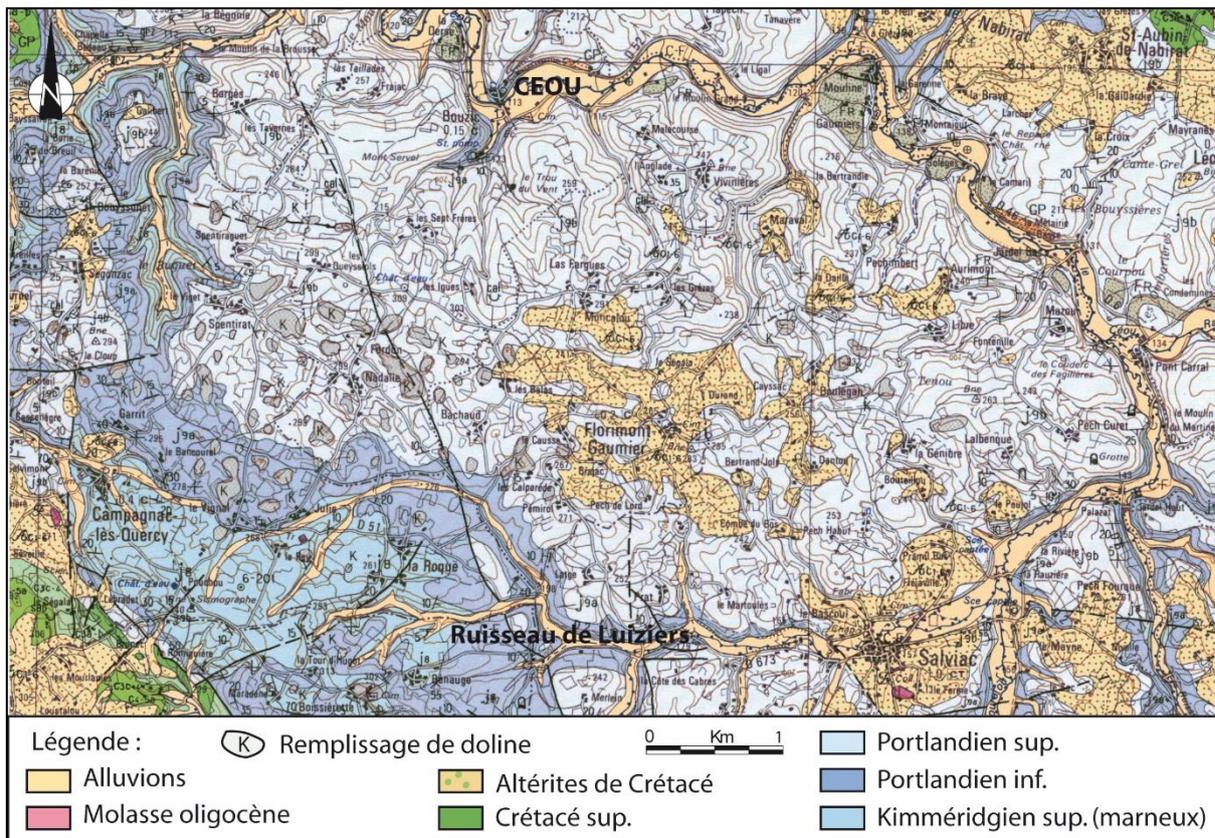


Illustration 77 : Carte géologique au 1/50 000 du zoom 6, situé sur l'illustration 69.

On remarque de nombreuses dolines situées sur le massif, encerclé par les ruisseaux du Luziers et du Céou, qui ont permis d'évacuer les couvertures oligocène et altéritique qui le recouvraient.

Compétition entre le maintien aérien des cours d'eau et le développement du karst, au sud du Lot

Au sud du Lot, en face du Massif du Frau, on retrouve un certain nombre de vallées, soit complétement sèches, soit uniquement sèches dans leur partie amont. La forme type arborescent de ces vallées, formées par érosion régressive depuis le Lot, est issue de l'ancienne empreinte hydrographique des cours d'eau dans la couverture molassique et du substratum kimméridgien supérieur marneux (Illustration 78). Les écoulements aériens à l'origine de ces paléo-vallées sont devenus souterrains, lorsque le Kimméridgien inférieur - moins marneux que le Kimméridgien supérieur - s'est retrouvé à l'affleurement dans les parties amont de ces anciennes vallées (Illustration 78). Les parties aval des vallées ont été déconnectées des parties amont, dont les écoulements, devenus souterrains, sont ressortis au niveau du Lot.

Les traçages, effectués sur la rive gauche du Lot, depuis Cahors jusqu'à Fumel (Illustration 78), montrent que tout le versant carbonaté est drainé en direction du Lot, de manière principalement souterraine. La limite de partage des eaux entre Lot et Garonne correspond à une ligne de crêtes, qui suit le contact entre les dépôts molassiques drainés vers le sud en direction de la Garonne et les terrains jurassiques drainés en souterrain vers le nord, en direction du Lot. Cette ligne de partage des eaux n'est plus respectée en amont de Cahors. Les traçages effectués autour de Cahors montrent que le bassin versant de la source des Chartreux s'étend au-delà du bassin versant carbonaté affleurant et s'affranchit de la ligne de crête topographique. Il est probable que l'étendue du bassin versant souterrain sous couverture oligocène se fasse grâce à l'affleurement de formations jurassiques qui se trouvent plus au sud,

dans les zones de Lalbenque et Fontanes (Illustration 78). Découverts par l'incision des affluents de la Garonne, ces affleurements peuvent constituer des zones d'alimentation et de recharge des réseaux à affinité lotoise, capturés par érosion régressive souterraine.

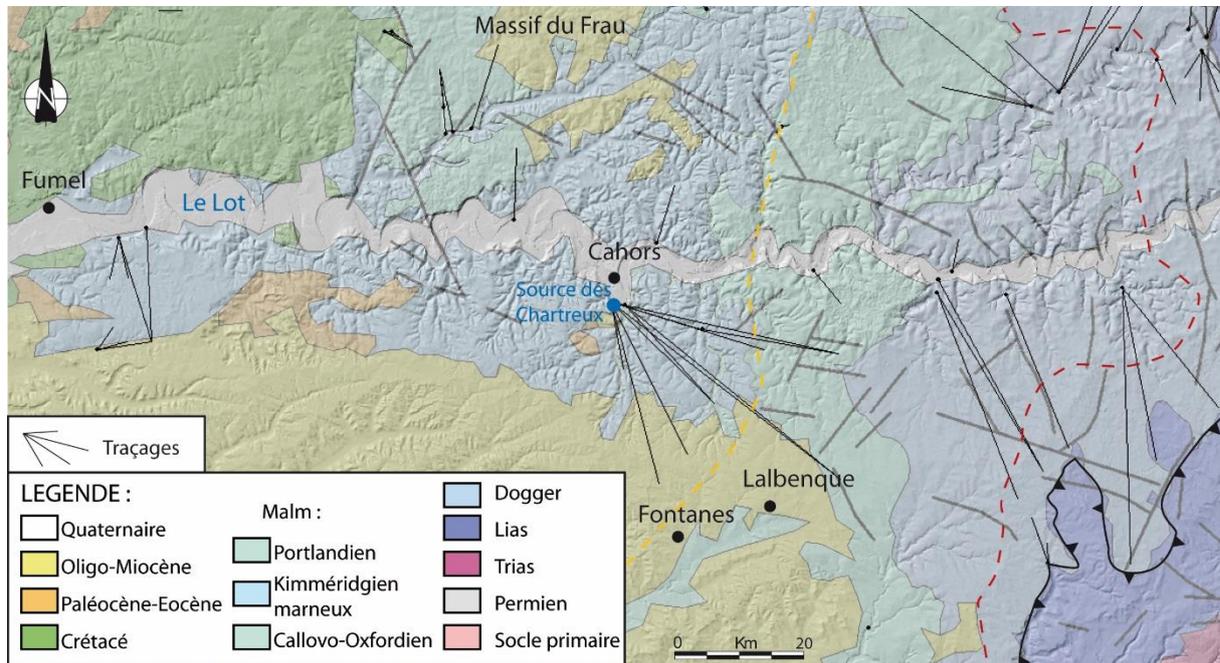


Illustration 78 : Carte géologique simplifiée et ombrée de la vallée du Lot.

On observe, sur la rive sud, un développé hydrologique arborescent délimité par une limite de partage des eaux au contact molasse - jurassique dans la partie occidentale (à l'ouest du trait jaune) et plus géométrique dans la partie orientale (à l'est du trait jaune). Les cours d'eau sont aériens, lorsque l'ensemble du lit de la rivière se développe sur un substrat marneux (Oligocène et Kimméridgien supérieur), et deviennent souterrains, lorsqu'une fenêtre est ouverte sur le substratum calcaire anté-kimméridgien. Dans la partie occidentale, les traçages montrent des aires d'alimentation de résurgences majeures (comme la source des Chartreux, à Cahors) complètement affranchies du développé hydrographique de surface.

5.3. LES RESERVOIRS CRETACES

Les formations crétacées ont subi moins de phases de karstification que les formations jurassiques. Leur altération débute au Paléocène. Les calcaires (à composante détritique non négligeable) sont progressivement transformés en altérites sableuses et argileuses (Trauth, 1985 ; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992 ; Platel et Gourdon-Platel, 2012), qui vont jouer comme une couverture vis-à-vis du substratum sous-jacent (crétacé ou jurassique), au sein duquel les processus de crypto-karstification et de fantômisation sont à l'œuvre.

En Périgord, ces altérites sont constituées d'argiles sableuses brun rouge à orangé et de silex foncés. Leur épaisseur est en moyenne de deux à trois mètres, au sommet des plateaux. De nature meuble, elles sont plus ou moins remaniées par colluvionnement sur les plateaux et le long des versants.

Lorsque ces altérites ont été dégagées par l'érosion, on perçoit parfaitement le relief ruiniforme typique du crypto-karst, qui prouve que l'altération sous couverture a été très intense. Un exemple frappant est bien visible en photographie aérienne, dans le Sarladais, entre Carlux, Vitrac et Sarlat-la-Canéda (Illustration 79). Il s'agit de formes de karst à cônes, typique des karsts tropicaux. De la famille des karsts tropicaux polygonaux (Ford & Williams, 1989), ce type

de karst à buttes résulte d'une évolution particulière favorisée par la présence d'une couverture meuble, non karstifiable, mais perméable. Avec le début du creusement des vallées, un gradient hydraulique apparaît progressivement. Les couvertures se retrouvent donc peu à peu perchées sur les calcaires crétacés. La corrosion se concentre essentiellement à l'interface entre la couverture et les calcaires. Elle exploite toutes les discontinuités permettant l'évacuation des eaux au niveau de cette interface pour rejoindre en profondeur les zones préalablement altérées, notamment les couloirs fantômés. Au gré du développement du cryptokarst, le front de crypto-altération s'imprime dans le substratum calcaire, en formant des crypto-dolines et des pinacles, entre lesquels la couverture meuble est affectée de tassements et de soutirages localisés.

Dès le Tertiaire, un réseau hydrographique se met en place entre le Massif Central et le Bassin aquitain. Les sédiments fluviaux s'accumulent dans toute la région, alors en position de piémont du Massif Central. A ce niveau, les cours d'eau circulaient dans des vallées peu profondes, le plus souvent sur les couvertures d'altérites, qui recouvraient les calcaires crétacés. Plusieurs mètres d'alluvions sablo-graveleuses ont ainsi été déposés sur les argiles à silex.

Au cours de l'Eocène, la chute du niveau de base entraîne l'encaissement progressif des grandes vallées. Dans les zones amont, le réseau hydrographique secondaire se développe par érosion régressive à partir de l'axe des principaux cours d'eau, au sein de la couverture altéritique. Parallèlement à ce phénomène, la bordure est du Bassin aquitain, en partie décapée de cette couverture, va permettre au réservoir captif sous couverture de fuir. La pression lithostatique au centre du bassin provoque l'expulsion des fluides vers les bordures en exploitant le réseau de couloirs fantômés. Ces circulations initiées à grande échelle sont très lentes ; condition favorable au développement et à la préservation des fantômes de roche. De la même manière que décrit précédemment pour les réservoirs jurassiques, le décapage de la couverture, assurant le caractère captif de ce réservoir, permet l'ouverture de fenêtres hydrogéologiques. Associées au tassement de l'altérite fantômée, les discontinuités deviennent transmissives et les circulations s'accroissent, entraînant l'évacuation des insolubles. La molasse oligocène recouvre ce paléo-paysage, bloquant l'hydrodynamisme souterrain. Puis au Miocène terminal, la chute du niveau de base provoque l'érosion de la molasse et l'exhumation de l'ancienne paléosurface. L'incision du réseau hydrographique provoque le recul des fronts de couvertures et assure ainsi l'ouverture de nouvelles fenêtres hydrogéologiques. La principale réponse karstique est la structuration de niveaux de grottes, plus ou moins étagés, principalement par évacuation des structures fantômées, connectées par les réseaux de mise en charge hérités, mais aussi par le creusement de nouveaux conduits à proximité du niveau de base. Des phases de réorganisation d'écoulements s'opèrent au fur et à mesure que l'incision du réseau hydrographique isole les interfluvés en massifs indépendants, possédant leur propre zone de recharge, dont la variété dépend de la nature et de l'état de conservation des couvertures karstiques.

On retrouve, sur le terrain, les morphologies qui sont autant d'indices de cette évolution polyphasée du réservoir karstique. Encore actuellement au sein des formations crétacées, des affleurements présentent les altérites n'ayant pas été évacuées au cours de la chute du niveau de base. On peut citer le site du Régourdou (Illustration 80), sur la colline de Lascaux, à côté de Montignac (en Dordogne), qui est une très bonne illustration du phénomène. Ce site présente des galeries, qui ont été évidées par l'homme au cours du siècle dernier (Illustration 80). Le matériel tendre évacué, jusque-là identifié comme un remplissage sédimentaire, est en réalité du fantôme de roche (Bruxelles et Camus, 2014). Il en reste d'ailleurs quelques placages dans les galeries (Illustration 81). On perçoit la géométrie et l'occurrence de ce phénomène au sein des calcaires crétacés, l'encaissant formant des pinacles, des arches et des cloisons entre les différentes zones altérées (Illustration 81).



Illustration 79 : Vue aérienne des reliefs de karsts coniques (Google Earth). En haut : secteur sarladais (zone étudiée) ; en bas : secteur de la Gebihe (Guizhon, Zihun) en Chine, étudié par Maire et al., 2004.

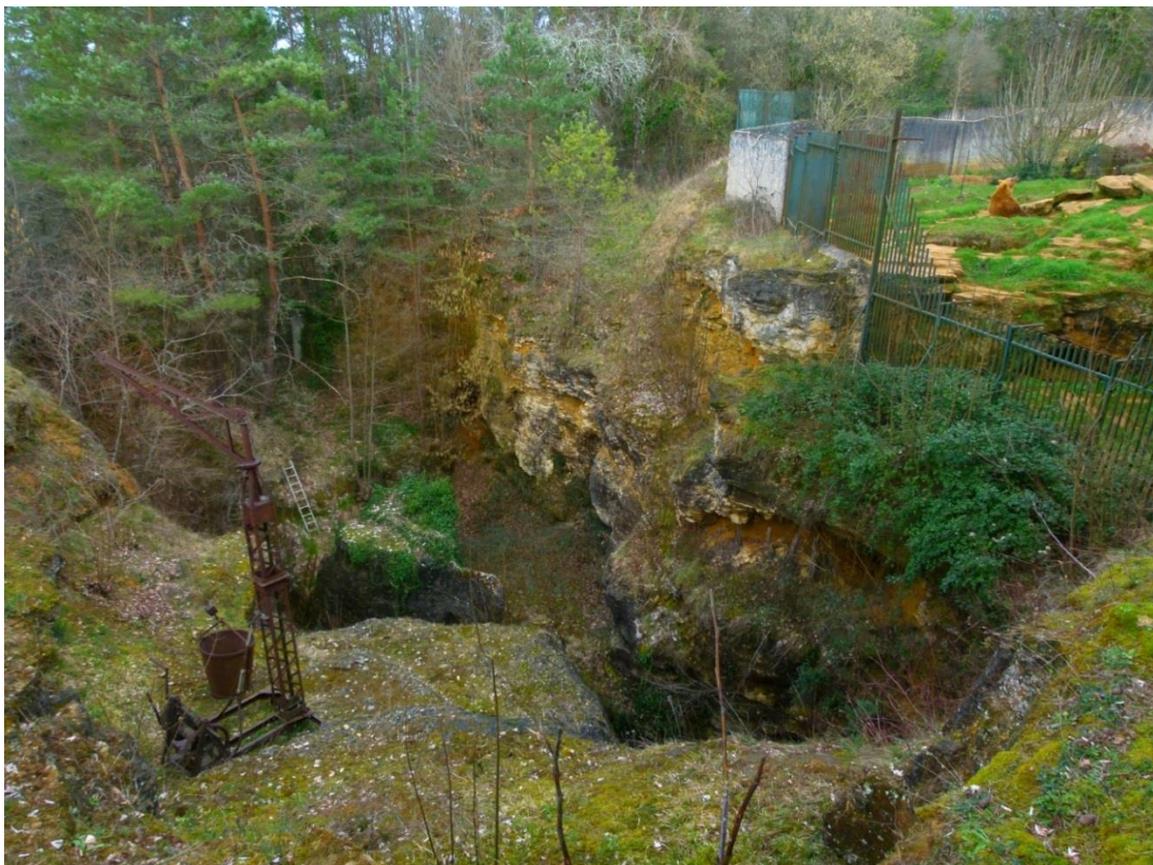


Illustration 80 : Photo du site du Régourdou (Dordogne) dont les dépressions ont été vidées des altérites qu'elles contenaient.

Dans les karsts préconfigurés par fantômisations, les développements en réseaux souterrains sont consécutifs au tassement des altérites, quand le niveau de base s'abaisse. Cette phase de creusement spéléogénétique (creusement de réseaux) s'acquiert de deux façons différentes :

- par évacuation des altérites, lorsqu'un système karstique gravifique se met en place. Au moment où les versants des vallées recourent le massif altéré, les couloirs de fantômisations et les conduits de pseudo-endokarst sont évidés par érosion régressive. Il y a au préalable une phase de tassement du fantôme de roche, qui libère des vides suffisants pour assurer la circulation des eaux. Certaines morphologies résultent uniquement de la vidange du fantôme.

- par corrosion des voûtes (toit des galeries) et des contacts entre la roche saine et les altérites remaniées, toujours après tassement différentiel du fantôme de roche. Le plus souvent les réseaux spéléogénétiques issus du phénomène de fantômisations présentent des indices de ces deux types de formation. Dans le cas du Régourdou, ces drains circulent de manière captive sous la couverture altéritique, qui scelle le sommet des calcaires. Les circulations karstiques s'organisent donc en direction des secteurs où la couverture altéritique a été érodée et qui constituent alors des zones d'émergence de l'aquifère captif. C'est à partir de ces points de fuite que le système karstique se met en place. Des écoulements plus dynamiques exploitent les faiblesses des calcaires, et notamment des fantômes (couloir et pseudo-endokarst) qui constituent un réseau maillé déjà connecté et facile à excaver.



Illustration 81 : En haut à gauche : couloir d'altération vidé de son altérite (fantôme de roche) à la main. En haut à droite : galerie formée par tassement de l'altérite, érosion en chenal de voûte, par creusement ascendant lors d'anciennes mises en charge. En bas à gauche : encaissant carbonaté formant des arches et des cloisons entre les différentes zones altérées. En bas à droite : remplissage karstique reposant sur l'altérite, qui s'est déposée lorsque les connections hydrauliques avec la surface se sont mises en place.

Le réseau karstique peut se développer rapidement, notamment par érosion régressive, le long des couloirs altérés. De manière concomitante, lors des phases de mise en charge, un creusement ascendant se met en place dans la zone épinoyée. Ce fonctionnement crée des morphologies de type conduits d'alimentation ascendants, des chenaux de voûtes (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) et des coupoles de mises en charge. Les circulations sous pression permettent aussi la mise en place de courants, qui se traduisent par la mobilisation des altérites meubles et la mise en place de séquences de dépôts laminés (Illustration 81).

La présence de cette couverture, qui est à l'origine de la mise en place de ce fonctionnement bien particulier est fondamentale. L'histoire du décapage progressif de cette couverture est tout aussi importante à comprendre, car c'est ce décapage qui permet d'initier les circulations souterraines à l'origine de la structuration du réservoir.

6. Hydrogéologie appliquée

Le fonctionnement hydrogéologique est intimement lié à l'histoire polyphasée de la structuration des réservoirs karstiques. Cette structuration, acquise depuis le dépôt des différentes plateformes carbonatées, est contrôlée avant tout par la géodynamique. C'est cette géodynamique qui va contrôler la position du niveau de base, l'érosion vs l'altération, les circulations hypogènes de fluides de bassins, le décapage d'une couverture...

C'est pourquoi au cours des chapitres précédents, nous avons tenté d'approcher le problème de karstification dans sa complexité, d'essayer de faire le point et le tri des informations contenues en bibliographie sur l'histoire « karstique de la région » et d'approcher une chronologie des événements majeurs à l'origine de la formation du karst tel qu'il a existé, tel qu'il a évolué et tel qu'il fonctionne aujourd'hui.

En résumé, la structuration des réservoirs, à l'origine déterminée par l'architecture du bassin sédimentaire et la répartition des faciès carbonatés, débute au Crétacé inférieur. Même s'il est difficile de caractériser encore cette phase à la suite de ces travaux, on peut considérer qu'une première paléo-topographie est acquise pendant l'émersion de la plateforme au Crétacé inférieur, associée à des phénomènes d'érosion et de karstification (Illustration 82). Les dépôts crétacés supérieurs ont joué comme une couverture sédimentaire vis-à-vis des réservoirs jurassiques. Cette couverture a subsisté pendant le Paléocène, période pendant laquelle elle a été altérée. Au cours de cette période, les réservoirs jurassiques sont captifs et les phénomènes de fantômisatation et crypto-karstification sous couverture dominant (Illustration 82).

Au cours de l'Eocène, la chute du niveau de base est à l'origine d'une réaction en chaîne : c'est grâce à la charge sédimentaire importante au centre du bassin et à la chute du niveau de base, qu'une partie de la couverture altératique est décapée, permettant la fuite des aquifères captifs contenus au sein des formations jurassiques et crétacées en direction de la bordure est. Cette fuite entraîne donc la mise en place de circulations, depuis le centre du bassin vers les bordures, permettant d'initier des transferts profonds. Ces circulations vont être à l'origine d'une hydrodynamique à l'échelle du bassin qui sera à l'origine de la karstification hypogène et de la structuration du karst profond (Illustration 82). De manière concomitante, la chute du niveau de base et l'érosion de la couverture vont être à l'origine d'une réorganisation des écoulements de surface et d'une phase de structuration du karst épigène (Illustration 82), au sein des formations crétacées et jurassiques, avec la formation d'un paysage et d'une paléo-topographie, associés à des gradients hydrauliques, permettant d'évacuer une partie des couloirs d'altération précédemment formés et ainsi d'initier un endokarst, sous forme de galeries interconnectées. Cette paléo-surface, fossilisée par la molasse oligocène, est progressivement réactivée au fur et à mesure de l'érosion des dépôts oligocènes, lors de la chute du niveau de base au cours du Miocène terminal.

De la même manière que la chute du niveau de base à l'Eocène, l'impact est double, car l'érosion de cette couverture permet (Illustration 82) :

- de réactiver la circulation profonde de bassin (en lien avec l'évolution en surface) ;
- par l'incision progressive des cours d'eau, d'initier des réajustements hydrodynamiques en partie contrôlés par l'évolution de cette couverture et la pré-configuration des réservoirs. C'est cette chute du niveau de base qui est responsable des objets karstiques les plus visibles dans le paysage actuel et du fonctionnement des réservoirs jurassiques et crétacés de la bordure est du Bassin aquitain.

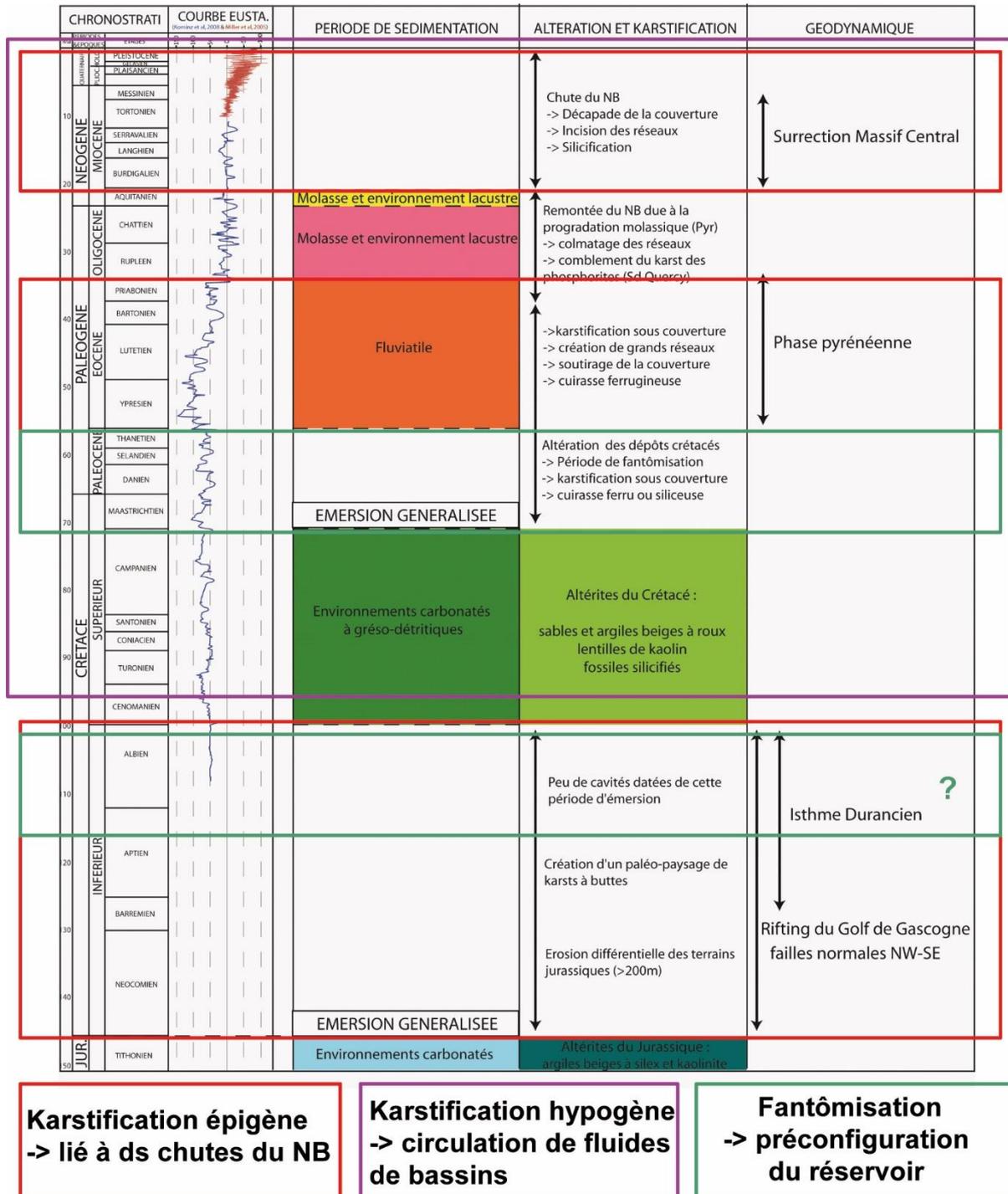


Illustration 82 : Périodes favorables aux différents types de karstification (épigène, hypogène, fantômisaiton) rajoutées à la charte chrono-karstique de la bordure nord-est aquitaine, d'après Husson et al., 2015.

La zone étudiée est vaste et nous ne répondrons pas à toutes les questions dans le présent rapport. Mais un fonctionnement général par grands réservoirs (jurassiques vs crétacés) peut être distingué. De plus, à titre d'exemple méthodologique, nous nous arrêterons sur quelques cas d'étude et présenterons de manière appliquée comment les résultats de cette étude peuvent permettre de résoudre certains problèmes concrets de gestion.

6.1. LE FONCTIONNEMENT GENERAL DES AQUIFERES KARSTIQUES JURASSIQUES VS CRETACES

Sur la bordure nord-est du Bassin aquitain, le fonctionnement hydrologique des réservoirs jurassiques se distingue des réservoirs crétacés. Grâce aux traçages effectués dans la région et aux données de débits des sources jaugées disponibles, on peut faire une première approximation concernant des caractéristiques différentes. Les débits moyens des sources nécessitent un suivi régulier or peu de sources ont pu bénéficier d'un tel suivi. L'illustration 83, construite selon différentes sources de données (mesures de débits réguliers mais aussi mesures ponctuelles en hautes eaux/basses eaux) donne quelques tendances générales (les valeurs apparaissent dans ce travail à titre indicatif qu'il convient cependant d'observer et de comparer en relatif).

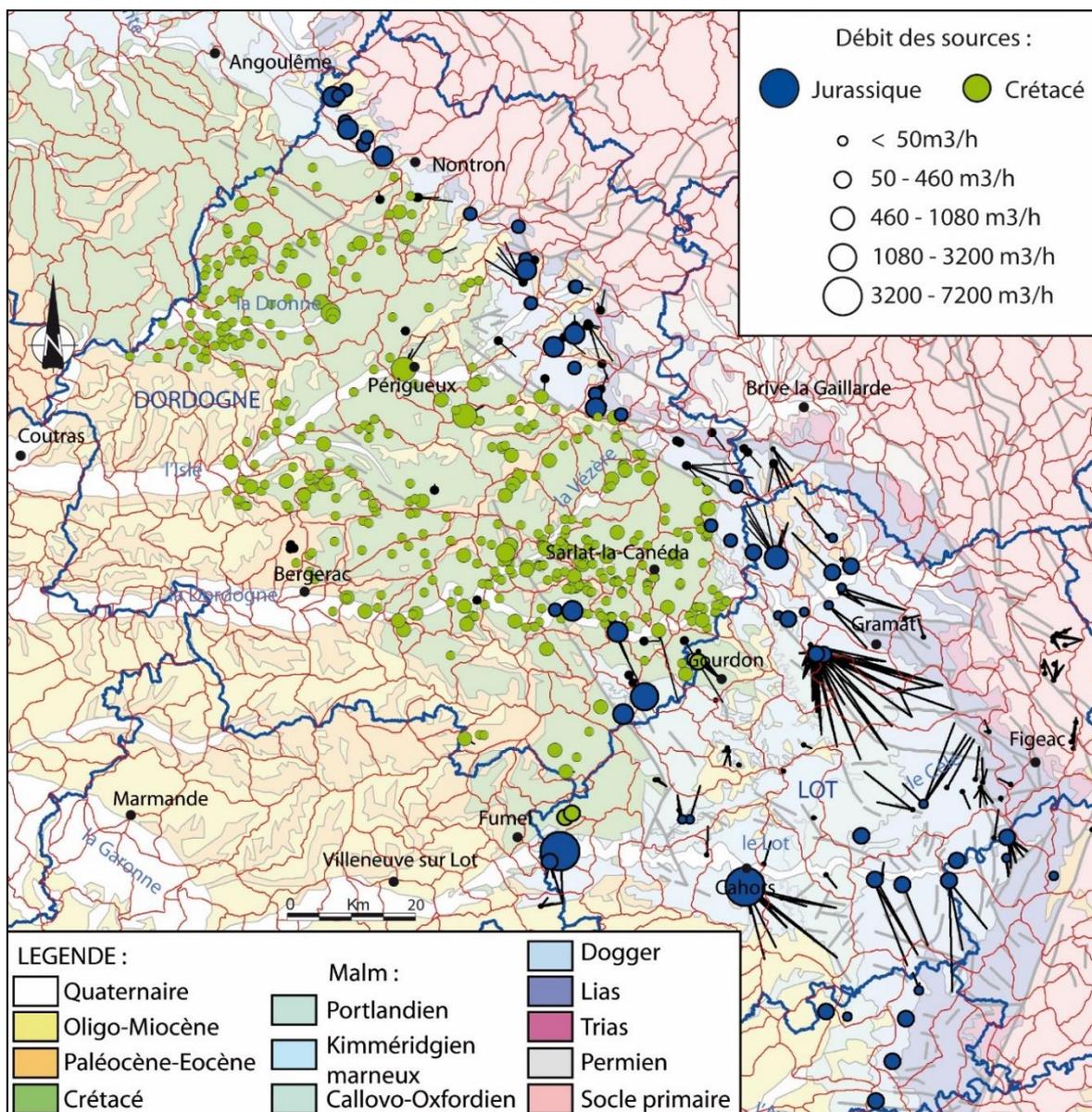


Illustration 83 : Carte représentant le débit des sources sur terrains crétacés et jurassiques (débits moyens issus de Gutierrez et al., 2016, pour la Dordogne et débits minimums issus de Bardeau & Belgodere, 2009, pour le Lot), ainsi que les traçages positifs effectués et les zones hydrographiques déduites des bassins versants topographiques (en rouge).

Un travail d'homogénéisation reste encore à faire, mais malgré cette imprécision, la tendance générale montre :

- des sources jurassiques, présentant en général de forts débits et des surfaces d'alimentation indépendantes de leurs bassins versants topographiques ;
- des sources crétacées, présentant en général de plus faibles débits et des surfaces d'alimentation cohérentes avec leurs bassins versants topographiques.

En effet, les formations jurassiques sont caractérisées par des réservoirs épais, liés à l'architecture acquise au moment du dépôt, qui ont subi une histoire karstique longue, polyphasée et dont la structuration est directement contrôlée par le décapage de la couverture. En termes d'hydrogéologie, ce fait se traduit par l'existence de grands bassins versants, indépendants de la topographie, associés à des sources à fort débit (Illustration 83).

On peut citer les exemples de plusieurs sources importantes drainant ces réservoirs jurassiques : la Glane et la Doux de Coly (en Dordogne), Cabouy et les Chartreux (pour le département du Lot). Hormis le cas de la source des Chartreux, où une partie du débit est soutenue par des flux venant du Lot (Tarrisse, 1974 ; Barrère, 2001 ; Solignac, 2006), la surface souterraine drainée par ces sources est indépendante du bassin versant topographique, dans lequel elles se trouvent (Illustration 84, cas de la Glane).

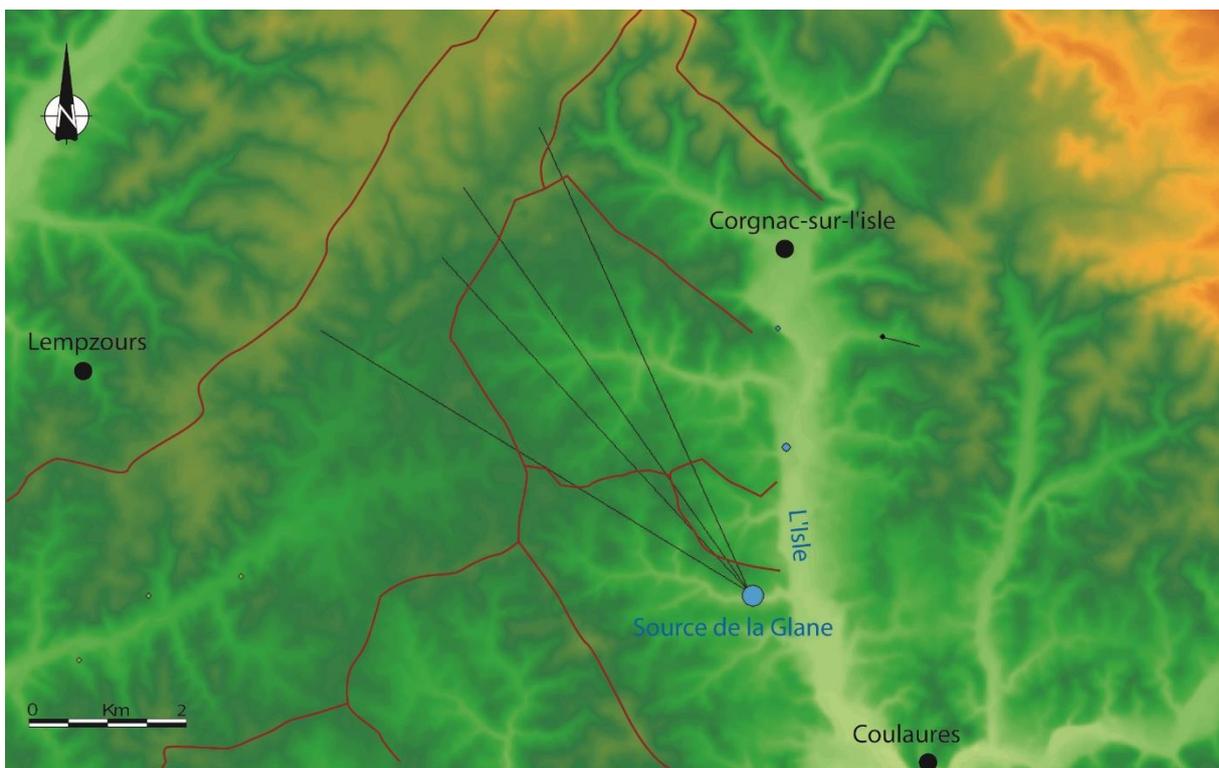


Illustration 84 : Exemple des traçages positifs de la source de la Glane. Les traçeurs ont été injectés au-delà des bassins versants topographiques (traits rouges) et ont rejoint la source par le réseau souterrain développé au sein des terrains jurassiques carbonatés.

Concernant les réservoirs crétacés, on observe un comportement hydrogéologique différent, caractérisé par des sources à plus faible débit en moyenne, mais présentes en nombre plus grand qu'au sein des formations du Jurassique (Illustration 85).

Les données de traçage indiquent aussi un fonctionnement souterrain plus cohérent avec la délimitation des bassins versants topographiques. Ce fonctionnement découle de l'architecture de la pile sédimentaire crétacée, beaucoup plus découpée que celle du Jurassique. La conséquence de cette structuration initiale implique des réservoirs plus fins, segmentés par de nombreuses épontes et un fonctionnement karstique limité par l'effet du système multicouche.



Illustration 85 : Exemple des traçages positifs des sources du Toulon (Périgueux). Les traçeurs injectés montrent des circulations souterraines développées dans les carbonates crétacés inférieurs contenus au sein des bassins versants topographiques.

6.2. CONNEXIONS ENTRE AQUIFERES

Si ce fonctionnement général peut être observé pour la plupart des systèmes, on note quelques anomalies venant contredire ce fonctionnement. Ces anomalies s'expriment de plusieurs manières :

- des débits importants au sein de sources crétacées ;
- des températures « anormales », parfois d'eau « froide » à grande profondeur, ou d'eau « chaude » proche de la surface ;
- des anomalies de turbidité ou de pollution par des arrivées, parfois rapides, d'apports de surface, dans un forage captant un réservoir captif sous couverture.

Malgré un fonctionnement général d'aquifères multicouches avec deux grands systèmes indépendants -un système jurassique et un système crétacé- ces anomalies sont les preuves de la connexion ponctuelle entre ces réservoirs jurassiques et crétacés. Ces connexions entre ces deux grands systèmes (et à l'échelle locale, entre tous les réservoirs au sein de ces grands systèmes) se font de manières ascendantes, descendantes et latérales par le biais de failles, couloirs de brèches, *pipes*...

Des flux verticaux se créent naturellement par drainance, lorsqu'il existe un différentiel de pression entre deux aquifères séparés par une éponte. Dans le cas d'aquifères captifs, les flux sont ascendants lorsque la charge au sein de l'aquifère sous-jacent est supérieure à la charge de l'aquifère sus-jacent et inversement lorsque les flux sont descendants. Ainsi nous comparerons à titre d'exemple nos observations avec les cartes de drainance issues de la modélisation du MOdèle Nord-Aquitain MONA (Saltel et al., 2011 ; 2014 ; 2015).

Dans les prochains paragraphes, les exemples concrets d'anomalies sont présentés pour la Dordogne, qui a bénéficié d'un recensement des données historiques et un suivi de la donnée hydrogéologique (inventaire des sources, données de débit, données physico-chimiques...) dans le cadre du projet Karsts 24 (Cabaret et al., 2012 ; 2014 ; Gutierrez et al., 2016).

6.2.1. Les connexions ascendantes : anomalies de température « chaude », bulides et signature chimique

Des connexions ascendantes surviennent lorsque les aquifères du Jurassique contribuent à l'alimentation des réservoirs créacés par des remontées rapides, de type fuite d'aquifère. Ces connexions peuvent se faire par le biais de failles, de couloirs de brèches, ou encore de *pipes* traversant la pile sédimentaire. Toutes ces figures existent dans notre zone d'étude et sont identifiables à l'affleurement sur le terrain (voir chapitre 4.2.2). Il est donc fort probable que ces mêmes structures se retrouvent sous couverture, permettant la connexion entre les réservoirs jurassiques captifs sous couverture et les réservoirs créacés contenus au sein de celle-ci. Certaines anomalies peuvent donc nous indiquer la présence de ce type de connexions, comme la présence d'anomalies chaudes de température, de bulides, de débit important de source ou encore d'invasion d'éléments chimiques typiques venus d'autres réservoirs.

De manière conforme au gradient géothermique, les aquifères du Jurassique sous couverture présentent normalement des températures plus chaudes que les aquifères créacés, car ils sont situés à plus grande profondeur. Dans le cas d'anomalies de température, les sources ou forages du Crétacé présentant des anomalies positives peuvent être des indices de ces connexions ascendantes. On retrouve, de manière non exhaustive, ce type d'anomalies positives de température disséminées sur l'ensemble du territoire de la Dordogne (Illustration 86). Les formes géologiques, à l'origine de ces anomalies, n'affleurant pas, car cachées sous couverture, il est difficile de déterminer si ces anomalies sont liées au passage d'une faille ou bien si la connexion se fait de manière plus locale par le biais de *pipes*. On peut néanmoins noter que les températures chaudes recensées se trouvent à l'aplomb des rivières et que dans la partie sud-est du département, deux anomalies positives (anomalie de température « chaude ») se trouvent dans un secteur affecté de failles (exemple du forage de Mouzens - 08078X0071- présent à l'aplomb d'une faille majeure, l'accident ouest quercinois), qui recense de nombreuses bulides, affectant les cours de la Dordogne et du Céou (Illustration 86 - encadré). En effet, des travaux de recherche (Fradet, 1985) font état de la répartition des débits de ces cours d'eau et permettent de mettre en évidence l'existence d'apports issus du fond du lit de la rivière. Ces apports se caractérisent par un « bouillonnement », appelé localement « bulides », sous l'action d'arrivées d'eaux tièdes ascendantes (entre 15°C et 26°C) qui s'accompagnent de bulles de gaz.

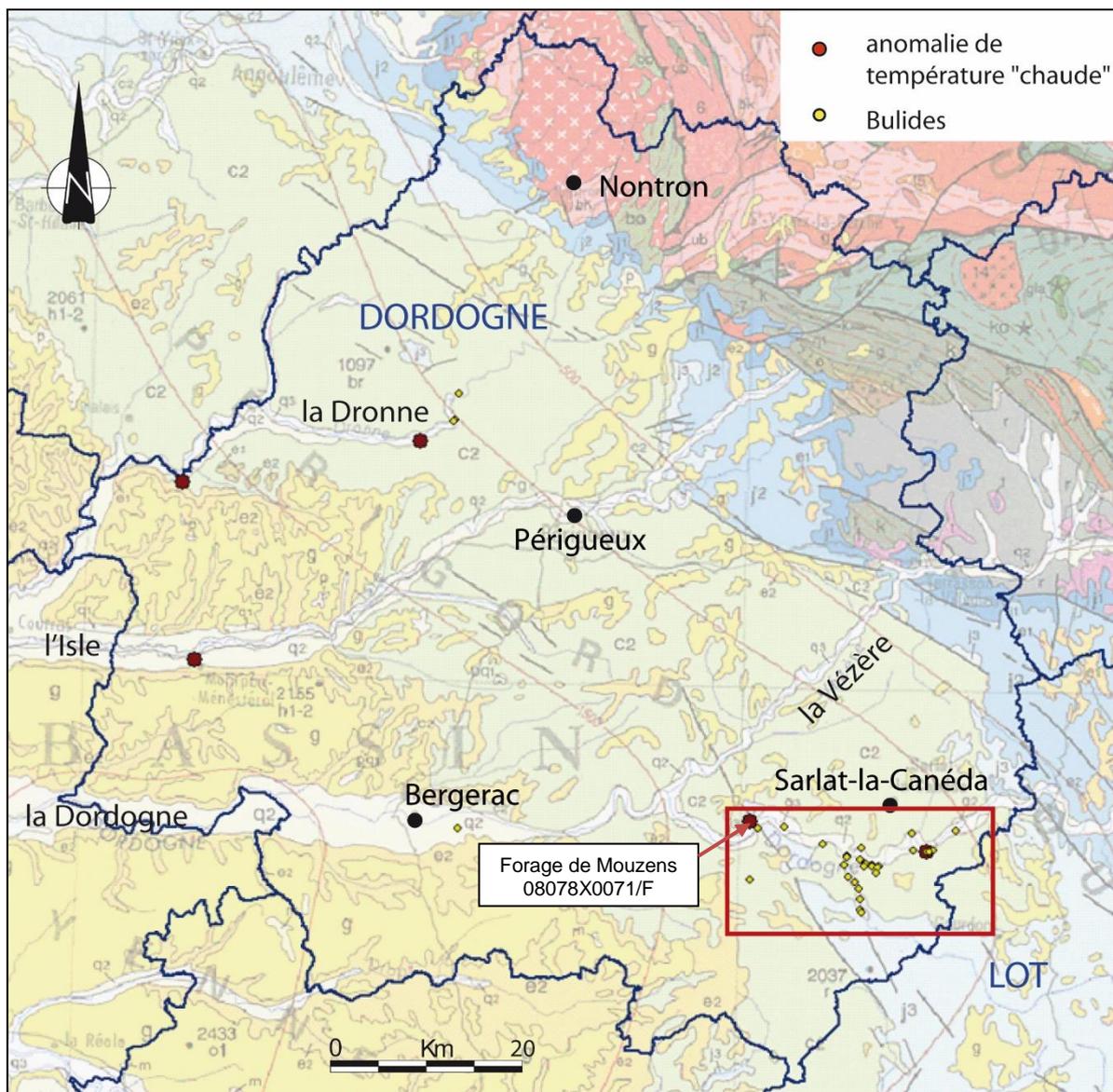


Illustration 86 : Carte présentant les anomalies de températures chaudes (en rouge) et les bulides (en jaune) recensées en Dordogne.

Dans la partie ouest, on retrouve des anomalies de température dont la source est évidemment profonde et signent une remontée d'eaux d'aquifères plus profonds vers des réservoirs plus superficiels. On trouve aussi, de manière ponctuelle, des concentrations importantes en magnésium dans les eaux des aquifères crétacés (Illustration 87). Cet élément est probablement issu de la dissolution de la dolomie (Platel et al., 2010), conformément à l'équation de dissolution de la dolomie : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2 \text{CO}_3^{2-}$

Or les principaux terrains dolomitiques se trouvent dans la pile sédimentaire du Jurassique et de manière prépondérante au sein des terrains du Dogger. L'illustration 87, présentant les concentrations de magnésium par aquifères, confirme la nette prédominance de cet élément au sein des terrains jurassiques. On peut ainsi penser que la concentration parfois importante de l'élément magnésium au sein des aquifères crétacés signe une connexion et une invasion des eaux jurassiques au sein des aquifères crétacés.

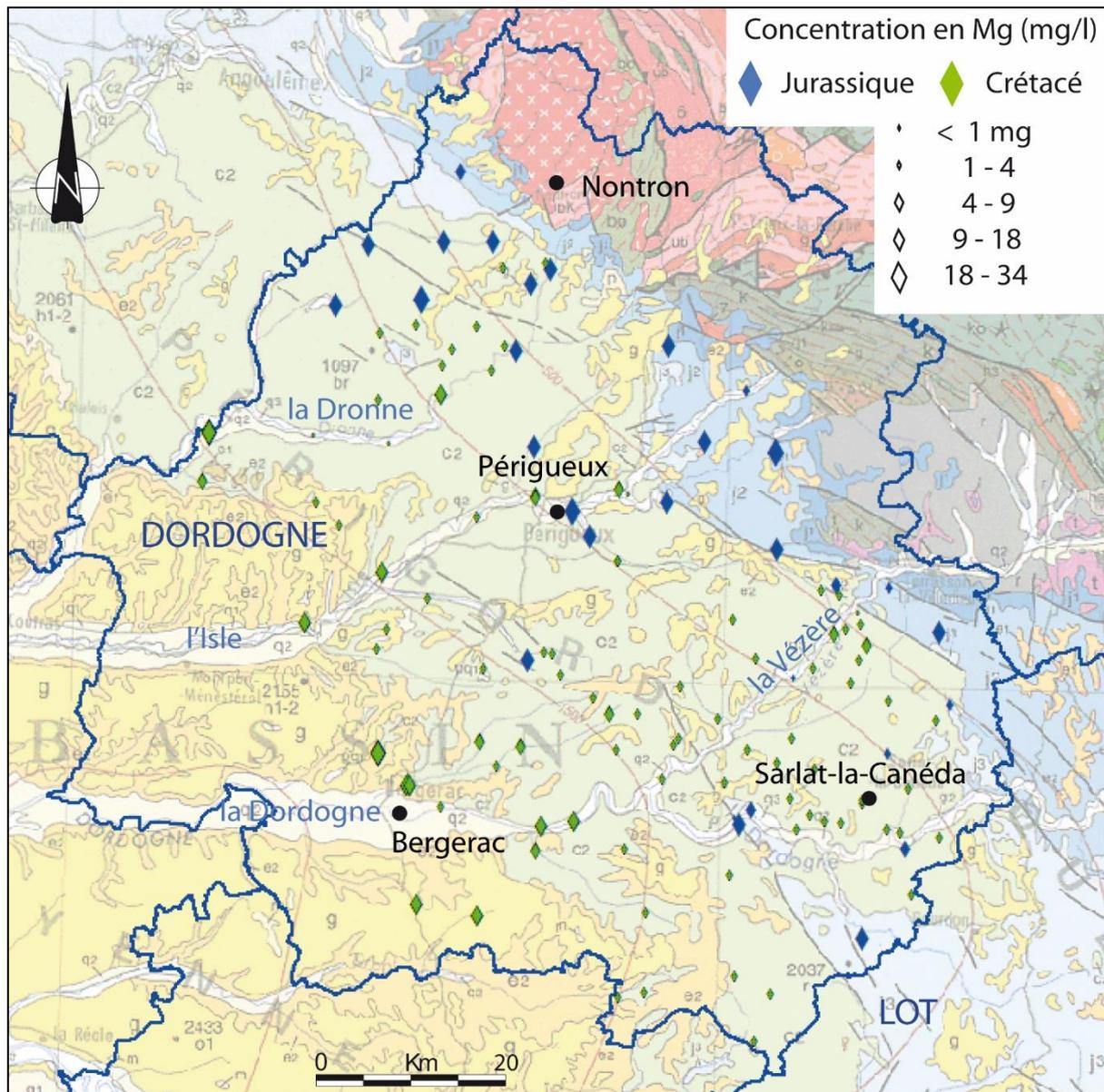


Illustration 87 : Carte présentant les concentrations moyennes en magnésium (en mg/l) rencontrées dans les aquifères crétacés (losange vert) et les aquifères jurassiques (losange bleu) captés par forages en Dordogne.

On trouve aussi, au sein des formations crétacées, des sources à fort débit, qui peuvent surprendre lorsqu'on les compare à leur surface d'alimentation. Les cas les plus flagrants correspondent aux sources des alentours de la ville de Périgueux : les sources du Toulon et Sainte-Marie-de-Chignac, la source au lieu-dit de Grand Font à Saint-Laurent-sur-Manoire, les sources du Lavoir sur l'Isle, la source de Grand-Brassac ou encore celle de Saint-Just au lieu-dit « La Faille » (Illustration 88). Ces sources présentent en effet de forts débits pour la taille de leur bassin versant topographique et une contribution, non négligeable des aquifères jurassiques à ces sources, semble fort probable. De plus, on remarque un alignement de ces sources selon un tracé parallèle à la faille du Changes (faille bordière majeure qui met en contact le Jurassique et le Crétacé à l'affleurement à l'est de Périgueux (Illustration 88).

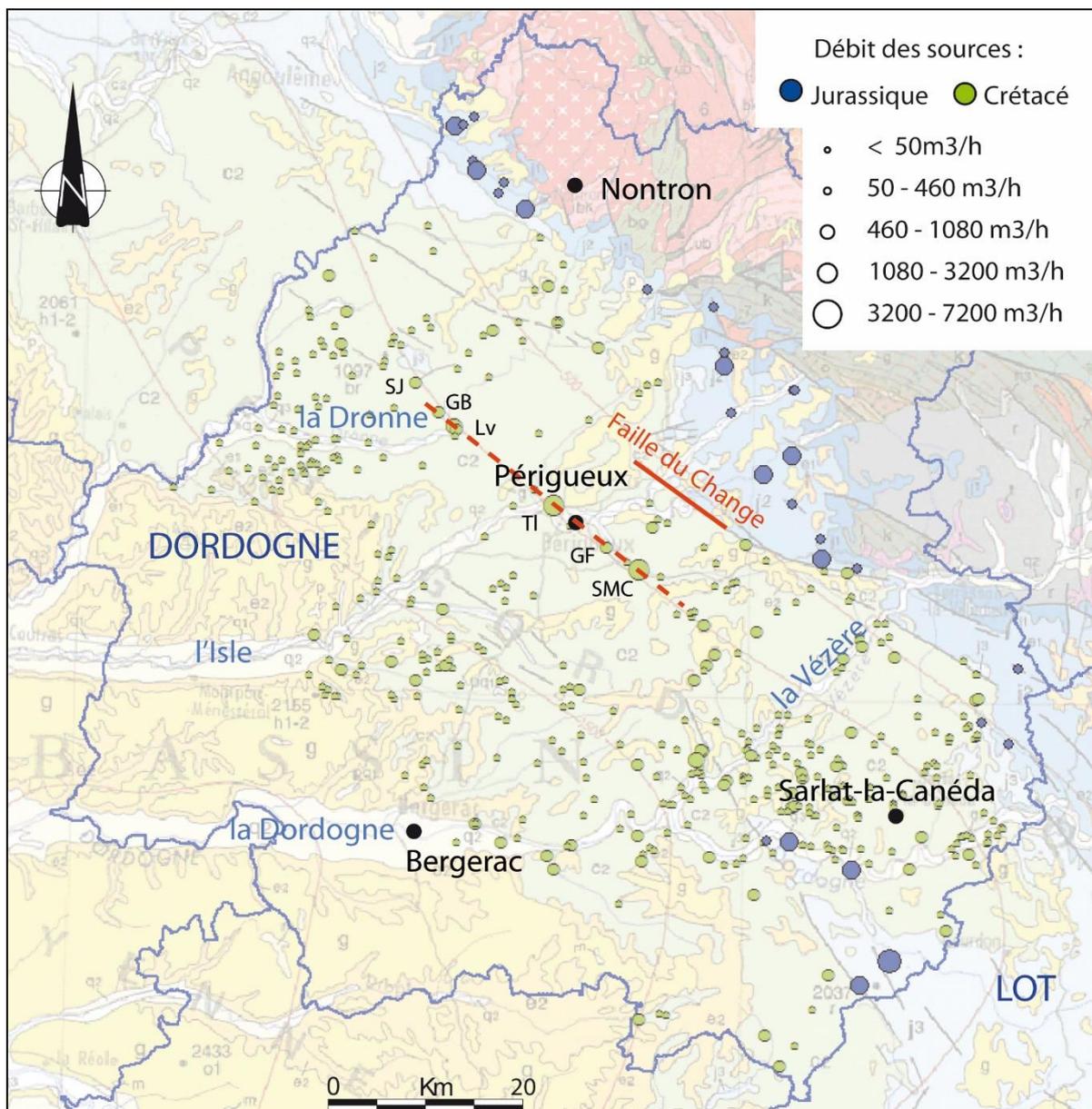


Illustration 88 : Carte présentant le débit des sources sur terrains crétacés et jurassiques (débit moyen, issu de Gutierrez et al., 2016) pour la Dordogne.

On remarque que le débit est majoritairement plus important pour les sources jurassiques que crétacées. Un alignement parallèle à la faille du Change des sources crétacées à fort débit pourrait être un indice de faille sous couverture, permettant une connexion entre réservoirs et le support de ses sources par les aquifères jurassiques. Sources SJ : Saint Juste, GB : Grand-Brassac, Lv : source du Lavoir, TI : Toulon, GF : Grand Font, MC : Sainte-Marie-de-Chignac.

Dans le cadre de la modélisation faite avec le MOdèle Nord-Aquitain (MONA), et à titre d'exemple, la carte de drainance entre les aquifères du Bajocien et les aquifères sus-jacents situe les zones de drainances ascendantes au niveau des principales sources karstiques drainant le Jurassique dans la région. La source des Chartreux à Cahors ou encore les sources qui drainent une partie du Causse de Gramat semblent impacter l'aquifère du Bajocien et constituer un point de drainance ascendante majeur. L'illustration 89 fait aussi ressortir les principaux cours d'eau, sur lesquels sont aussi basées les émergences de nombreuses sources karstiques et d'anomalies de température chaude, comme des zones de forte drainance

ascendante. C'est le cas du Célé et du Lot, en amont de Cahors ; la Dordogne y est particulièrement sujette tout au long de son cours, ainsi que l'Isle et une partie de la Dronne.

Il est donc intéressant de noter que les cartes de drainance montrent une assez bonne adéquation avec nos observations et hypothèses concernant le fonctionnement de ces systèmes.

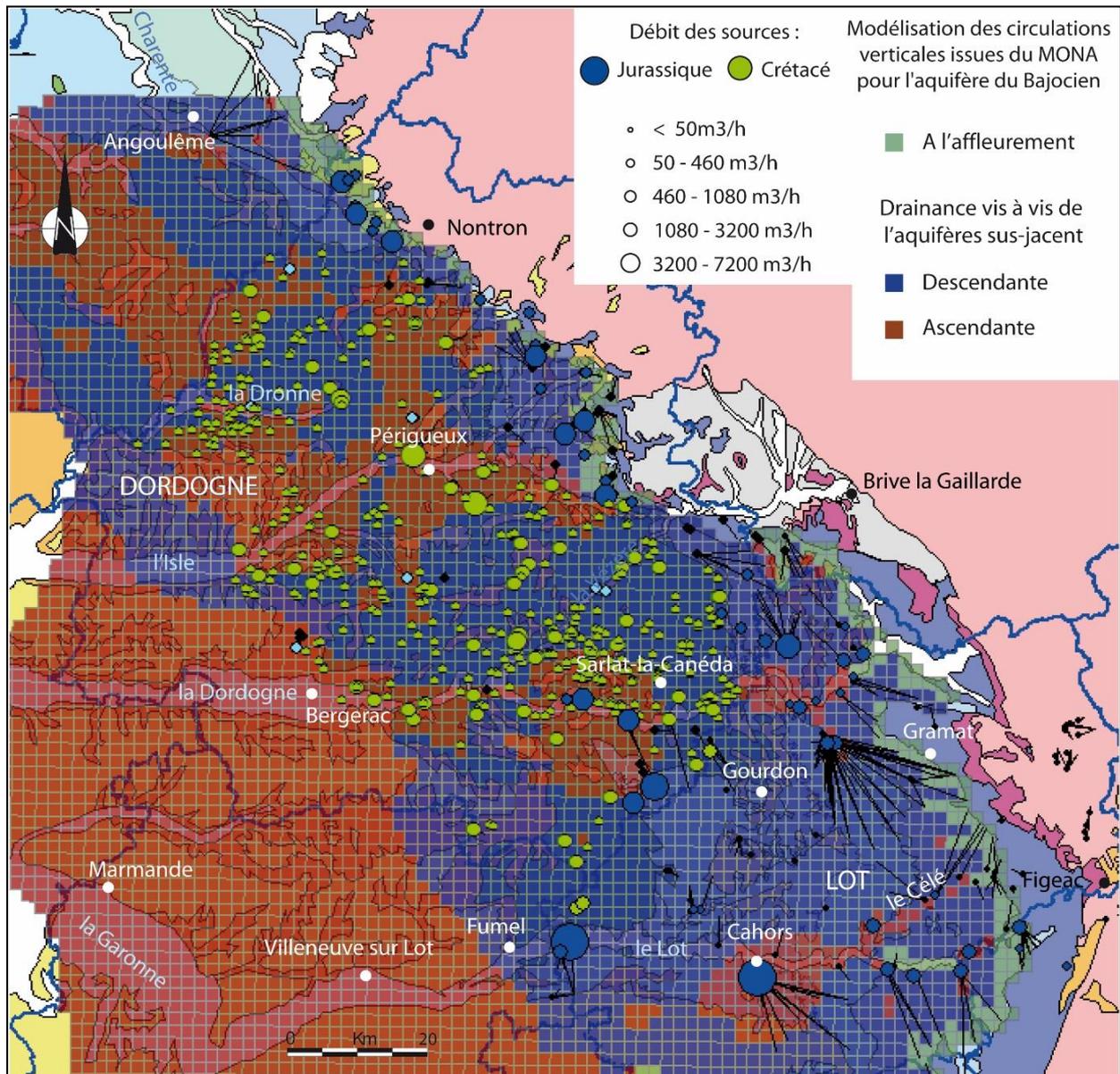


Illustration 89 : Carte de drainance pour l'aquifère du Bajocien, calculée à partir du MOdèle Nord-Aquitain (MONA-v3), en soustrayant les charges piézométriques de l'aquifère bajocien à celles des aquifères sus-jacents. La différence positive ou négative permet d'obtenir les sens de drainance entre ces aquifères. D'après la modélisation, les parties de l'aquifère soumises à une drainance ascendante sont localisées au niveau des principaux cours d'eau et aux environs de certaines sources jurassiques principales, comme à Cahors (source des Chartreux) ou aux résurgences des circulations du Causse de Gramat (côté Célé et Dordogne) ou encore dans la zone centrée autour de la Dordogne au sud-ouest de Sarlat-la-Canéda.

6.2.2. Les connexions descendantes : anomalies de température froide et pollutions de surface dans des aquifères profonds sous couverture

Lorsque les aquifères du Jurassique, normalement protégés par la « couverture » crétacée, sont en contact avec les réservoirs de celle-ci, il peut se produire des échanges entre les deux, avec une circulation descendante. Dans ce cas, ce sont les fluides contenus dans les aquifères crétacés qui contribuent à l'alimentation des réservoirs jurassiques.

Les aquifères jurassiques, sous couverture crétacée, sont de plus en plus sollicités dans le cadre de l'exploitation pour l'eau potable. Ils sont plus profonds, ce qui induit un coût supplémentaire lors de la création de l'ouvrage mais sont de fait, par leur caractère confiné, moins sensibles aux pollutions par les apports de surface et fournissent également des débits plus importants. Il arrive néanmoins que certains ouvrages, captant les aquifères jurassiques à des profondeurs importantes soient impactés par des pollutions (nitrates ou turbidité), parfois associées à des anomalies de température, signant des apports rapides d'eaux plus froides, venant de la surface (Illustration 90).

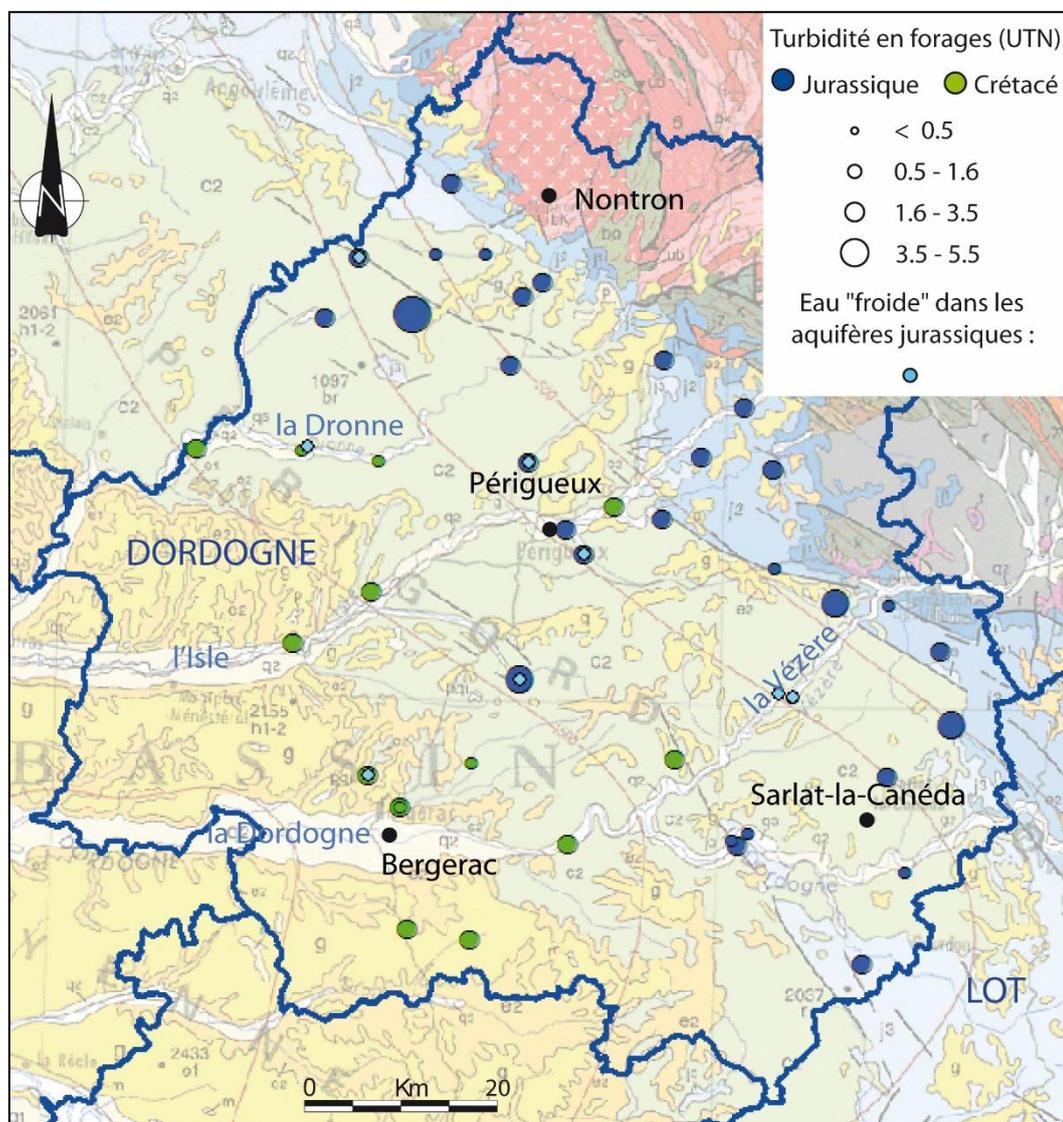


Illustration 90 : Carte présentant les anomalies de température froide (en bleu clair) et la turbidité rencontrée dans les forages, par aquifères crétacés (en vert) et jurassiques (en bleu).

Ces incidents se produisent au niveau de zones où une connexion s'est établie entre les deux grands systèmes jurassique et crétacé.

L'illustration 90 présente la turbidité qui affecte certains ouvrages en Dordogne. Certains de ces forages font état d'un apport de turbidité dans les aquifères jurassiques et peuvent être associés à des anomalies de température plus froide ou couplés à de fortes concentrations en nitrates, preuve d'un apport d'eau plus superficiel, et donc d'une « contamination » des aquifères jurassiques par les eaux contenues dans les réservoirs crétacés. La turbidité seule n'est pas un bon traceur pour révéler ce type d'apport, car elle peut être aussi liée à la turbidité intrinsèque du réservoir, dont l'origine peut être multiple (décolmatage de fantôme ou de remplissages karstiques, effondrements, soutirages...).

On remarque ainsi que plusieurs forages captant les aquifères jurassiques sont pollués par des nitrates (Illustration 91). Concernant les aquifères contenus dans la frange bordière de terrains jurassiques affleurants, les taux de nitrates peuvent être élevés, car les ressources souterraines sont très vulnérables vis-à-vis des pollutions de surface, du fait d'un potentiel d'infiltration très important.

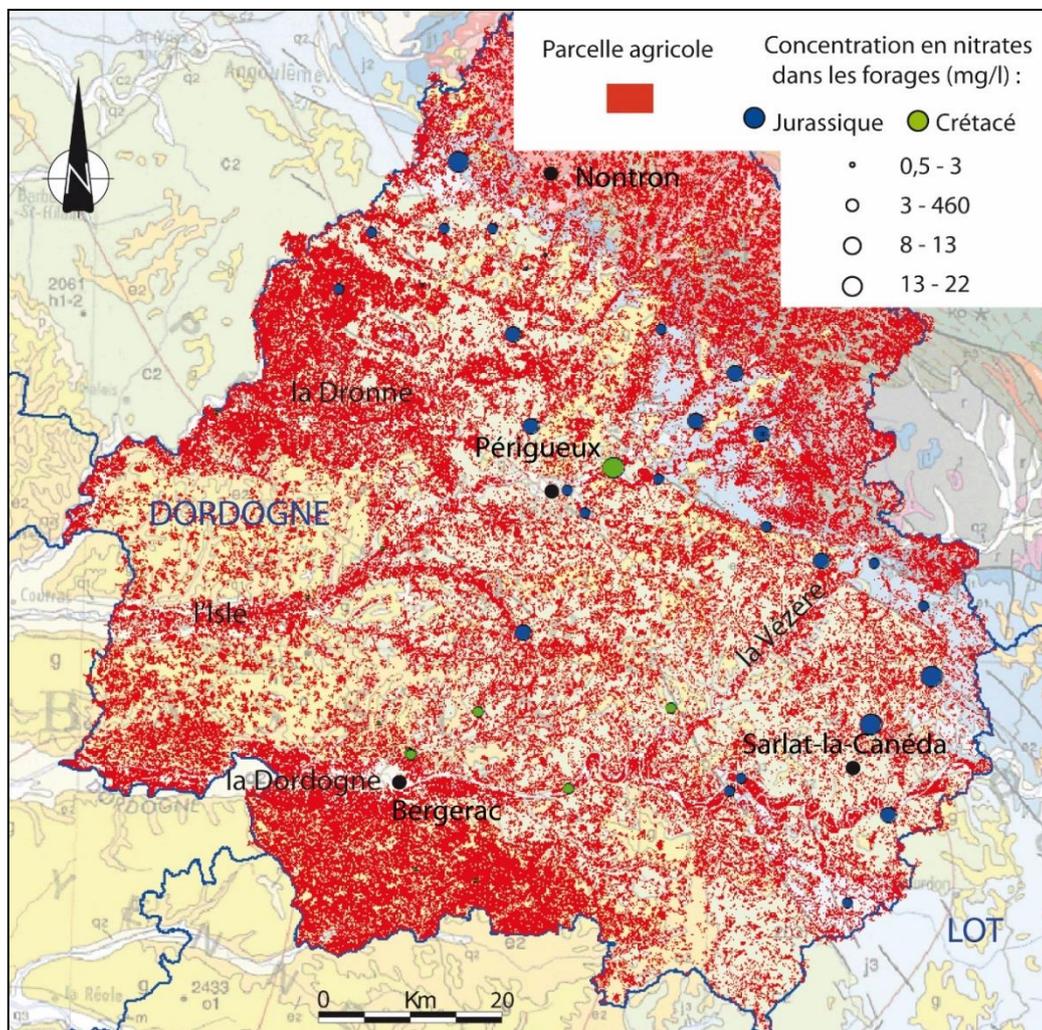


Illustration 91 : Carte présentant les concentrations moyennes en nitrate (en mg/l) rencontrées dans les aquifères crétacés (en vert) et les aquifères jurassiques (en bleu), captés par les forages en Dordogne, ainsi que les parcelles agricoles (en rouge).

Au sud-ouest de la Dordogne, les parcelles agricoles sont nombreuses et ne présentent que peu d'impact sur les aquifères crétacés car la molasse oligocène à caractère imperméable protège ces aquifères.

Sous couverture crétacée, on remarque qu'en moyenne l'aquifère est moins impacté, mais reste sujet, dans certains forages, à une pollution par les nitrates non négligeable (Illustration 91). On peut noter les deux forages au sud-est du département, dans la région de Sarlat-la-Canéda, impactés par une forte concentration en nitrates. Ceci peut s'expliquer par la position géographique des réservoirs jurassiques sous couverture qui ne sont pas très loin des zones de recharge affleurantes.

De manière générale, les aquifères jurassiques situés en bordure de recouvrement sous couverture crétacée, sont soumis à un risque plus élevé d'impact à une pollution, du fait de leur proximité avec la zone de recharge, constituée par les terrains jurassiques affleurants à l'est et des circulations rapides qui peuvent s'établir au sein du réservoir à cause de sa karstification. Plus à l'ouest, les zones de recharges affleurantes sont clairement trop loin et l'apport des pollutions de surface se fait par des connexions ponctuelles, permises lorsqu'une circulation descendante est possible.

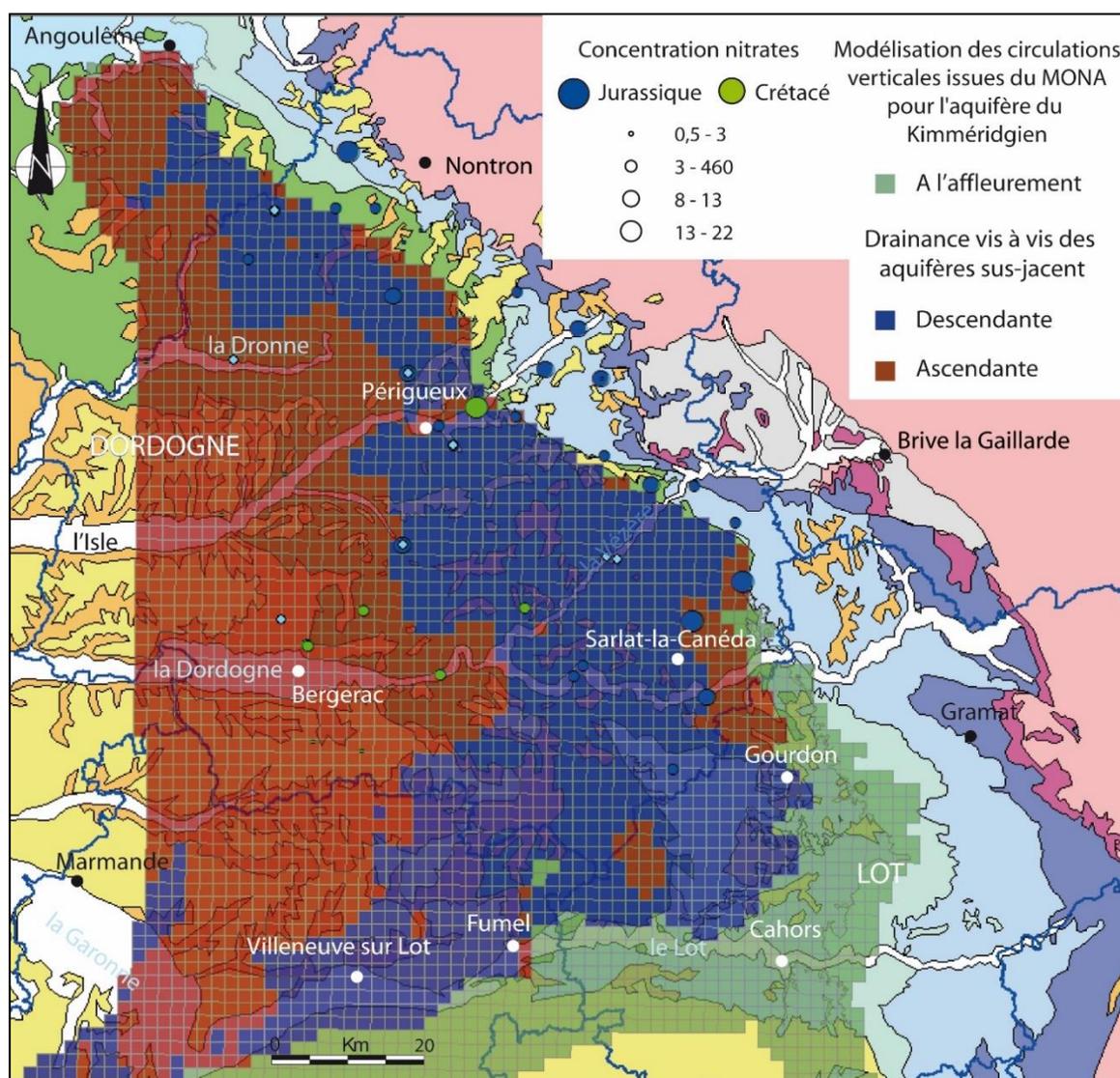


Illustration 92 : Carte de drainance pour l'aquifère du Kimméridgien, calculée à partir du MOdèle Nord-Aquitain (MONA-v3).

D'après la modélisation, les parties de l'aquifère soumises à une drainance descendante sont localisées dans la partie est de la zone d'étude, où les concentrations en nitrates au sein des aquifères jurassiques sont les plus fortes.

L'illustration 92 présente la carte de drainance, issue de la modélisation du MONA, de l'aquifère kimméridgien vis-à-vis des aquifères sus-jacents. On observe que les forages captant les aquifères jurassiques captifs, les plus impactés par la pollution des nitrates, sont situés le long de la frontière affleurante et plus à l'ouest, où la drainance entre le réservoir jurassique supérieur et le réservoir crétacé est globalement descendante. La modélisation montre là aussi dans le cas de drainances descendantes une bonne adéquation avec nos observations.

6.2.3. Les connexions latérales : mise en contact de réservoirs par faille, l'exemple du Toulon

Dans le cadre d'apports latéraux, il est difficile d'être discriminant. En effet, les sources crétacées à fort débit sont souvent situées à proximité de la limite de recouvrement du Jurassique par le Crétacé. Ces sources présentent en effet de gros débits pour la taille de leur bassin versant topographique, et une contribution non négligeable des aquifères jurassiques à ces sources est nécessaire pour expliquer le bilan hydrologique. Mais dans ce cas, en plus de venir par des connexions ascendantes d'aquifères situés en dessous, une partie des flux pourraient provenir de connexions latérales, du fait d'une mise en contact par faille en amont de la source. C'est peut être le cas des sources du Toulon, à Périgueux (Illustration 93).

A l'est de Périgueux, la faille du Change met en contact, de part et d'autre de celle-ci, les terrains du Jurassique à l'est avec les formations crétacées à l'ouest. Les vallées de l'Isle et de l'Auvézère traversent la faille du Change et incisent les formations carbonatées du Jurassique et du Crétacé. Cette faille, qui décale les terrains secondaires, est scellée au sud par des dépôts d'âge éocène moyen (Illustration 93). La faille a donc pu jouer, depuis le Crétacé terminal jusqu'à l'Eocène inférieur, lors des légers mouvements tectoniques issus de la compression pyrénéenne. Lors de la chute du niveau de base au cours du Miocène terminal, les terrains jurassique et crétacé sont déjà décalés et l'un en face de l'autre. La formation et la structuration du système karstique, liées à cette chute du niveau de base, peut impacter les deux formations sans distinction, créant un seul et même réservoir. Ainsi la connexion latérale entre ces deux formations permet au flux entrant par l'aire d'alimentation au sein du Jurassique de ressortir par l'émergence du Toulon, située dans les formations crétacées (Illustration 93).

Cette hypothèse mérite d'être validée, ou invalidée, dans le cadre d'une étude à plus petite échelle, centrée sur le bassin versant du Toulon et la bordure jurassique à l'est de la faille du Change, afin de mettre en évidence ces connexions latérales au sein du Jurassique et du Crétacé.

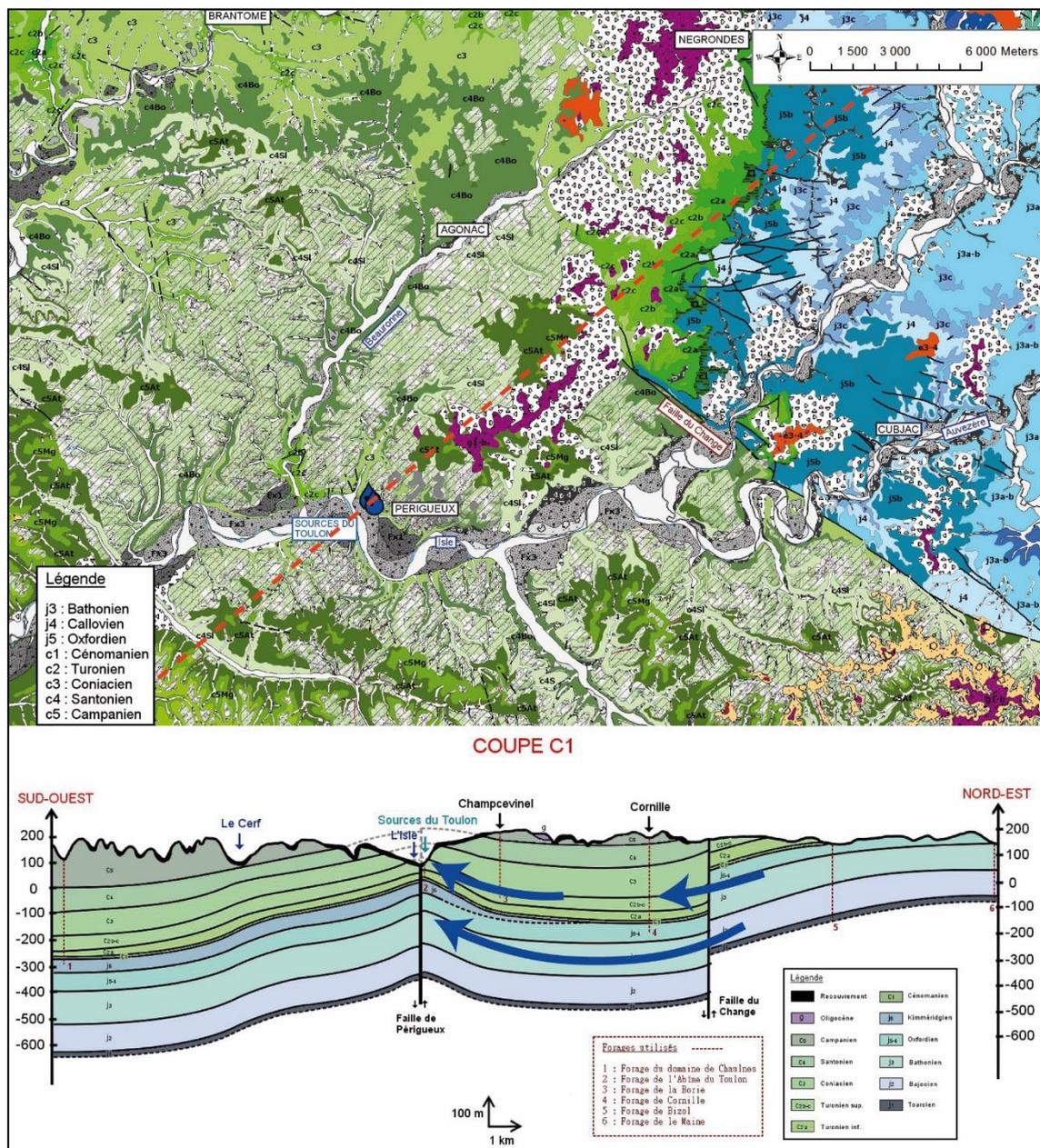


Illustration 93 : Coupe géologique sud-ouest - nord-est, traversant la faille du Change et passant par les sources du Toulon (Lorette, 2014).

Les connections entre aquifères jurassiques et crétaqués peuvent être assurées à la fois de manière verticale, par la faille de Périgueux, et de manière latérale par la faille du Change.

6.3. IMPACT SUR LA GESTION DES AQUIFERES

6.3.1. Evolution de la piézométrie : les baisses de niveau

Le suivi d'ouvrages en Aquitaine permet de voir les évolutions et surveiller les baisses du niveau piézométrique, au sein des différents systèmes jurassique et crétaqué. Les tendances d'évolution ont été présentées au cours d'une étude sur la gestion des nappes au sein de ces deux grands systèmes (Platel et al., 2010) et ont été comparées aux influences climatiques, supposées impacter la piézométrie.

Les aquifères crétacés

On remarque une relative stabilité sur la partie nord-est, centre et sud-est du département de la Dordogne (Illustration 95). Cette zone correspond aux territoires qui présentent le Crétacé à l’affleurement.

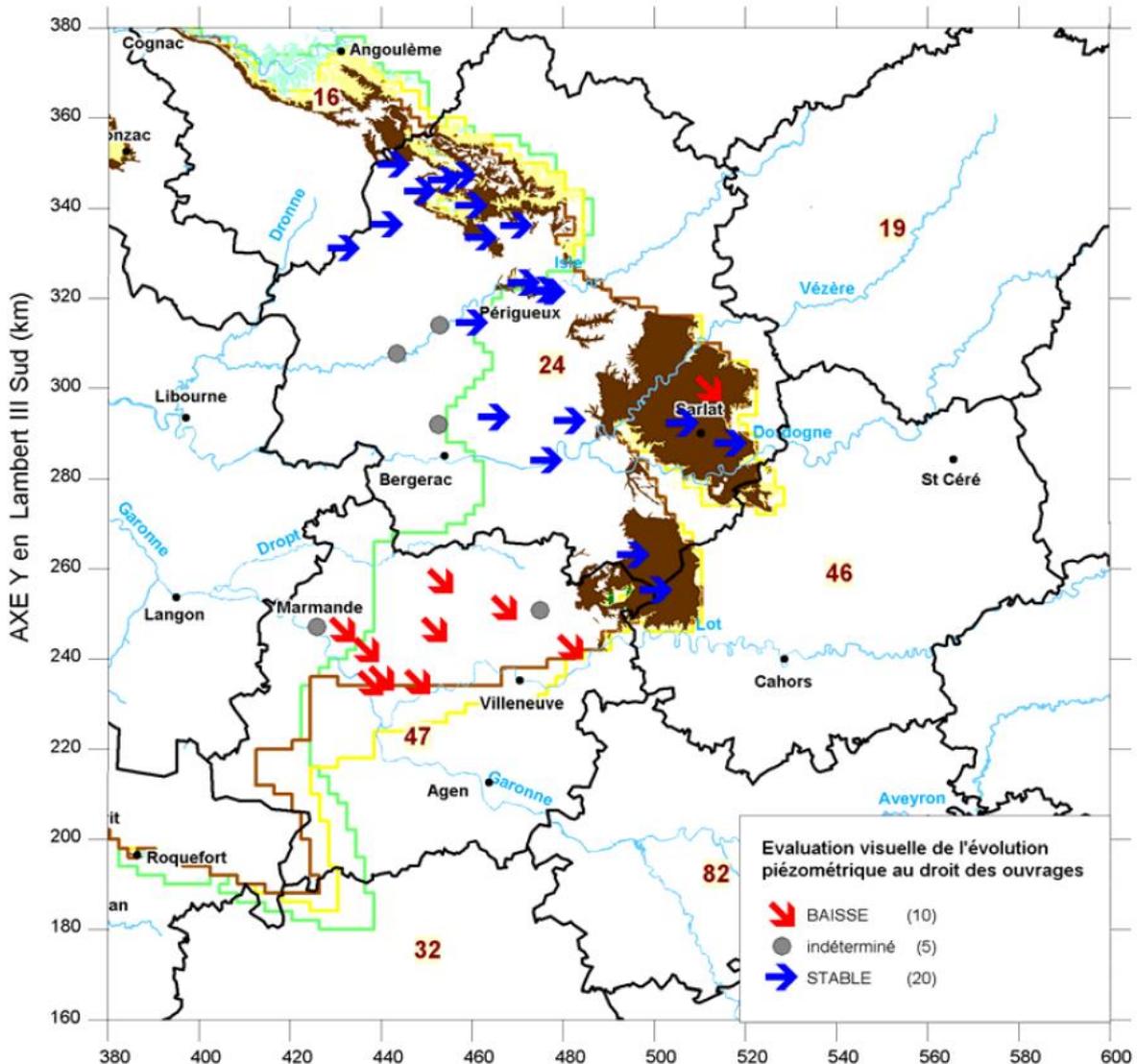


Illustration 94 : Evolution des tendances piézométriques au droit des ouvrages du Crétacé (Platel et al., 2010).

La chute des niveaux piézométriques est en revanche généralisée dans le département du Lot-et-Garonne (Illustration 94). Bien que les prélèvements ne semblent pas très élevés (Illustration 95), la compartimentation structurale des réservoirs, associée aux conditions captives et confinées des aquifères crétacés, sous couverture tertiaire, limitent bien évidemment la recharge de ces nappes. De plus, il est important de noter que les formations crétacées n’ont pu être karstifiées qu’à partir du Tertiaire, dont les terrains, ici, recouvrent les formations crétacées. Les chutes du niveau de base éocène et miocène, principales responsables du paysage et du fonctionnement karstique actuel, n’ont eu qu’un impact limité sous couverture sédimentaire tertiaire. La karstification étant sans doute moins développée, la ressource et son renouvellement concernant ces réservoirs en sont donc forcément impactés.

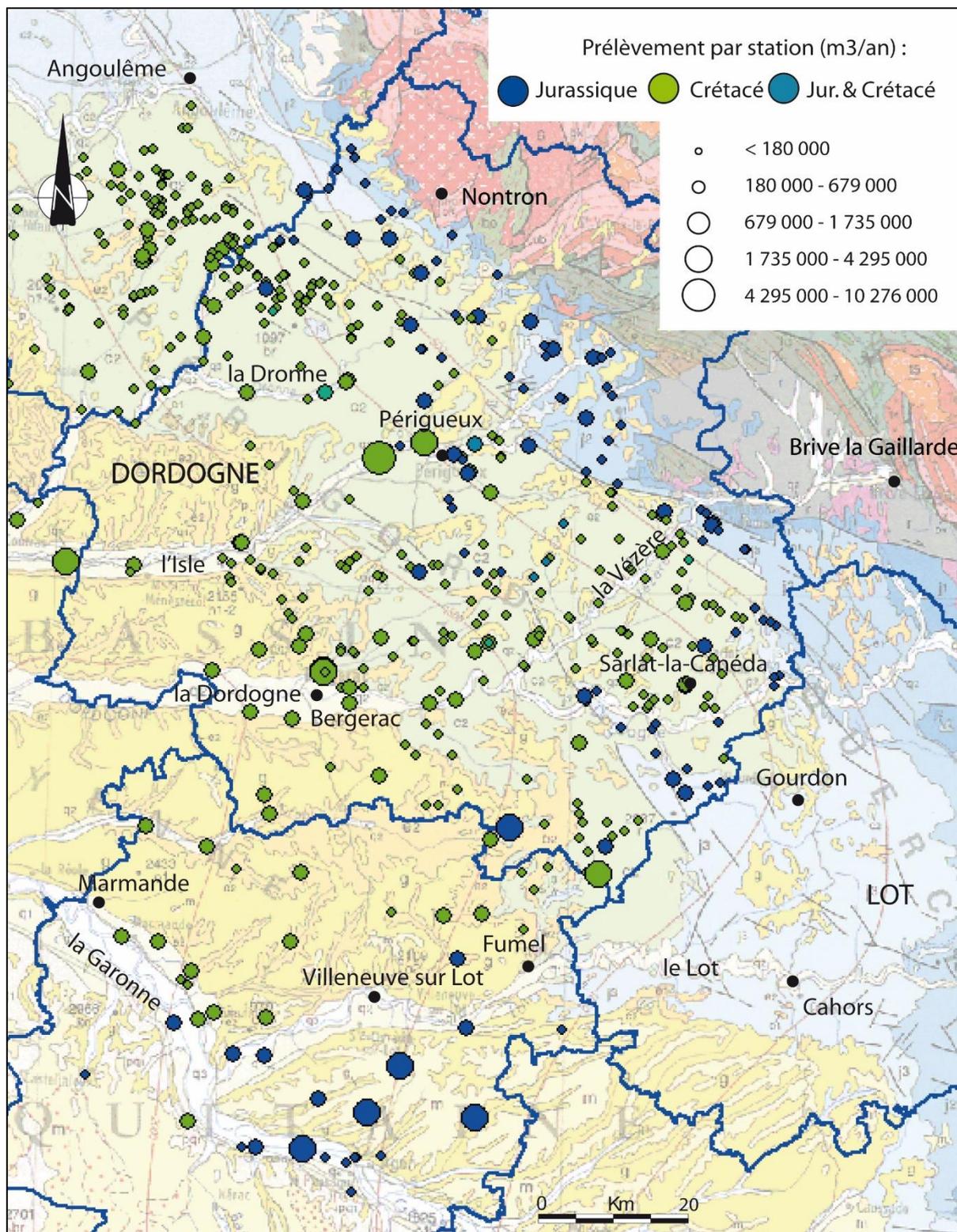


Illustration 95 : Plan de position des points de prélèvement sollicitant les réservoirs crétacés (en vert) et les réservoirs jurassiques (en bleu).

Les aquifères jurassiques

On peut établir le même diagnostic pour l'évolution piézométrique au sein des aquifères jurassiques (Illustration 96), avec une relative stabilité des niveaux dans les zones affleurantes (en Dordogne) et une baisse dans les aquifères sous couverture sédimentaire tertiaire (dans le Lot et Garonne).

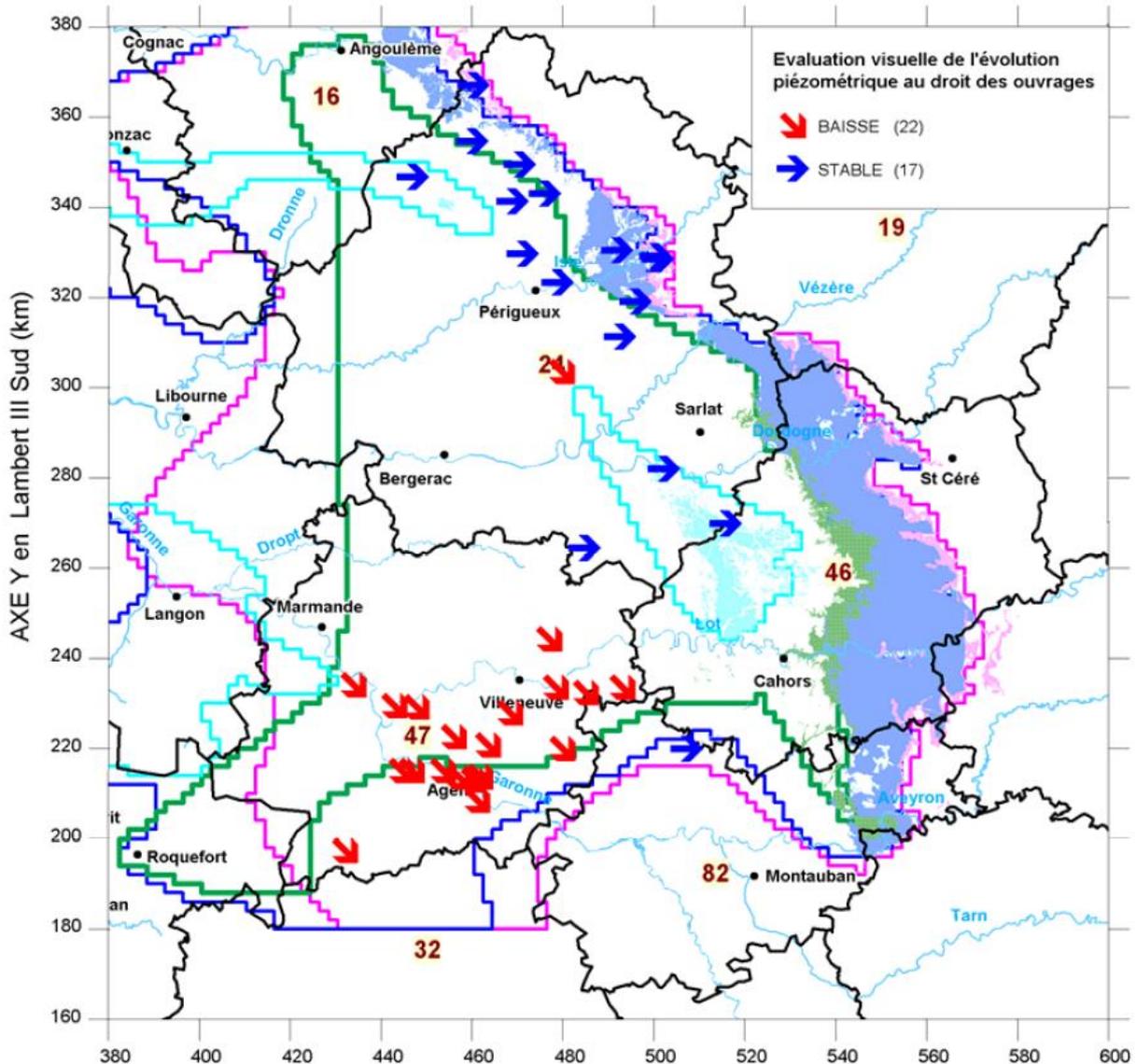


Illustration 96 : Evolution des tendances piézométriques au droit des ouvrages du Jurassique (Platel et al., 2010).

L'évolution du niveau piézométrique dans un aquifère captif est fonction de son exploitation et de son degré de réalimentation sur le long terme. En Lot-et-Garonne, la baisse piézométrique observée depuis plusieurs décennies est la traduction d'un déséquilibre entre ces deux paramètres, malgré un niveau de prélèvements (Illustration 95) qui reste modéré (quelques millions de m³ par an). Cela traduit le caractère fortement captif et confiné de cette partie de l'aquifère et de propriétés géométriques (réservoir moins épais, une partie du Jurassique a disparu par érosion) et hydrodynamiques de moindre potentiel. De plus, la zone est sous couverture tertiaire (Illustration 95) à caractère imperméable, du fait de la nature de cette

couverture et de son épaisseur importante. Les aires d'alimentation potentielles sont éloignées et se situent à l'est dans le Lot. Or le fonctionnement karstique décrit dans le chapitre précédent, concernant les terrains jurassiques du Lot, et confirmé par les traçages, semble étroitement régi par la rivière du Lot. En effet, toute cette aire est drainée par le Lot, et la partie jurassique située au sud indique un sens d'écoulements des systèmes karstiques vers le nord, et non en direction de l'ouest ou du sud-ouest, sous la couverture (Illustration 96 et Illustration 78), privant cette aire en Lot-et-Garonne, d'une réalimentation conséquente.

7. Conclusion et perspectives

7.1. CONCLUSION

La méthodologie initialement inspirée des travaux menés en Languedoc (Husson, 2013) n'a pu être appliquée dans le contexte aquitain. Ce constat réside dans le fait que la genèse des karsts se fait selon une histoire différente pour les régions aquitaine et languedocienne.

En Languedoc, de grands évènements géologiques ont abouti à la mise en place de systèmes karstiques profonds, produits par d'importantes chutes du niveau de base (ie : assèchement de la Méditerranée au Messinien, dessiccation du bassin Paléocène...). Or ces évènements majeurs ne se sont pas produits, versant Atlantique ; pourtant il existe aussi un karst sous couverture, à grande profondeur, et un fonctionnement hydrogéologique complexe au sein de ces systèmes carbonatés.

Le but de ces travaux de recherche était d'identifier quels étaient les facteurs et les processus à l'origine du karst sur la bordure nord-est aquitaine. Pour cela, il a fallu distinguer les différents types de karstification, à l'œuvre dans la région, et les différentes paléo-morphologies, issues des différentes périodes de karstification au cours des temps géologiques. Au stade des connaissances actuelles, on peut résumer l'histoire karstique selon plusieurs types de karstification, qui se sont succédés, télescopés et réempruntés :

- La fantômisation

De nombreux indices de terrain nous indiquent la prédominance de cette altération. Aujourd'hui en partie largement réutilisée par la karstification gravifique, la fantômisation est un processus qui a largement contribué à la structure du réservoir actuel. Le phénomène n'étant pas facilement datable, les périodes désignées comme préférentielles à son développement correspondent à des périodes de relative stabilité tectonique. Pour l'instant, les périodes du Crétacé inférieur et du Paléocène semblent être les périodes les plus favorables, mais la fantômisation est un processus qui s'est déroulé de manière plus ou moins continue au cours des temps géologiques, lorsque les conditions à son fonctionnement étaient requises.

- La crypto-karstification sous couverture

Ce type de karstification a largement œuvré sur la bordure aquitaine. Des couvertures à dominante siliceuse et semi-perméables ont recouvert les massifs carbonatés et ont permis le développement d'une morphologie de karstification sous couverture importante en surface. Les couvertures de ce type ont été constituées par les altérites développées au dépend de terrains crétacés, par les dépôts fluviatiles tertiaires et par certains faciès du recouvrement molassique oligocène. De même que pour le processus de fantômisation, les périodes favorables à sa mise en place sont caractérisées par un relatif calme tectonique, d'ailleurs ces deux types de karstification sont souvent couplés.

- La karstification épigène gravifique.

Trois périodes majeures semblent favorables à la mise en place de ce type de karstification.

La première débute au Crétacé inférieur (-35 Ma), lors de l'émersion majeure de la plateforme Jurassique. La géodynamique de cette période est encore peu contrainte, et ne permet pas de quantifier l'épaisseur de massif carbonaté affectée par cette karstification. En revanche, les indices géologiques et karstiques nous incitent à penser que le karst gravifique

qui s'est développé dans ce contexte n'a pas affecté les carbonates sur plus de cent mètres sous la surface d'érosion fossilisée par la transgression du Crétacé supérieur.

La seconde succède à la période d'altération qui règne au Paléocène et débute aux premières variations du niveau de base à l'Eocène, en lien avec la géodynamique pyrénéenne. La karstification gravifique se met en place progressivement en lien avec le décapage de la couverture altéritique et de la couverture crétacée. Le karst se développe aussi bien dans les formations carbonatées crétacées que jurassiques.

La dernière période majeure correspond à la chute du niveau de base provoquée par la surrection du Massif Central, au Miocène terminal. De la même manière, le karst se met en place dans les systèmes carbonatés du Crétacé et Jurassique, en fonction du décapage de la couverture molassique oligocène, puis la couverture d'altérites développée sur substratum crétacé, puis la couverture sédimentaire du Crétacé.

- La karstification hypogène

Encore au stade de concept en Aquitaine, la karstification hypogène de type « bordure de bassin » est un élément nouveau dont certains indices tendent à montrer qu'elle existe et que son impact n'est pas négligeable. Il est en revanche difficile de dater le phénomène. Sans doute active depuis l'émersion de la plateforme jurassique, et sûrement depuis le recouvrement de cette plateforme par les terrains marins crétacés supérieurs, la karstification hypogène semble avoir affecté les terrains jurassiques et crétacés. C'est à ce jour, le processus dominant qui semble être à l'origine de la présence d'un karst profond, situé actuellement à grande profondeur.

La compréhension de la complexité des phénomènes karstiques, ainsi que la succession de ces phénomènes au sein de l'histoire géologique, nous permettent de reconstruire l'évolution du karst au cours du temps et d'ainsi mieux appréhender son fonctionnement hydrogéologique actuel. De ce fait, sur la bordure nord-est du Bassin d'Aquitaine, le fonctionnement hydrologique des réservoirs jurassiques se distingue de celui des réservoirs crétacés. En effet, les formations jurassiques sont caractérisées par des réservoirs épais, liés à l'architecture acquise au moment du dépôt, qui ont subi une histoire karstique longue, polyphasée et dont la structuration actuelle est directement contrôlée par le décapage de la couverture. Concernant les réservoirs crétacés, la pile sédimentaire crétacée est beaucoup plus découpée que celle du jurassique. La conséquence de cette structuration initiale implique des réservoirs plus fins, segmentés par de nombreuses éponges et un fonctionnement karstique limité par l'effet multicouches. En termes d'hydrogéologie, ce fait se traduit par :

- des sources jurassiques présentant en général de forts débits et des surfaces d'alimentation indépendantes de leurs bassins versants topographiques,
- des sources crétacées présentant en général de plus faibles débits et des surfaces d'alimentation cohérentes avec leurs bassins versants topographiques.

Malgré un fonctionnement général d'aquifères multicouches avec deux grands systèmes indépendants, un système jurassique et un système crétacé, certaines anomalies sont les preuves de la connexion ponctuelle entre ces deux réservoirs principaux. Ces connexions peuvent se traduire par des débits importants au sein de sources crétacées, des températures « anormales », parfois d'eau « froide » à grande profondeur, ou d'eau « chaude » proche de la surface ; ou encore des anomalies de turbidité ou de pollution par des arrivées parfois rapides d'apport de surface dans un forage captant un réservoir captif sous couverture. Les connexions entre ces deux grands systèmes (et à l'échelle locale, entre tous les réservoirs au sein de ces grands systèmes) se font de manières ascendantes, descendantes et latérales par le biais de failles, couloirs de brèches, *pipes*...

Au sein de la bordure nord-est aquitaine, les flux sont donc régis par des circulations globalement d'est en ouest, se dirigeant vers le centre du bassin, mais dont la complexité réside dans les connexions ascendantes ou descendantes entre réservoirs. Les flux verticaux se créant naturellement par drainance et les ponts assurant ces connexions étant multiples, l'identification et la recherche de ces anomalies nous permettront de mieux contraindre le système hydrogéologique tel qu'il fonctionne actuellement, pour ainsi faire face aux problèmes de gestion lors de pollution d'aquifères, de décision quant à l'implantation d'ouvrages, de chutes des niveaux piézométriques, qui affectent déjà la région, et mieux comprendre l'évolution globale face au changement climatique.

7.2. PERSPECTIVES

En termes de connaissance et d'étude karstologique, ce présent rapport montre clairement l'enjeu et le gain en informations d'une approche comme celle-ci. Cette méthodologie, qui est avant tout basée sur le terrain et la cartographie, doit être maintenant entreprise sur des secteurs problématiques, d'emprise plus petite que l'échelle de la bordure du bassin. Une attention particulière est à accorder aux indices de karstification hypogène présents sur le terrain, afin d'en contraindre mieux l'âge et l'origine.

Il serait pertinent de continuer à collecter les paléo-températures des fluides ayant circulé au sein de ces formations karstifiées, afin de tracer les circulations hypogènes. Dater ces concrétions par des méthodes géochronologiques et faire la géochimie des ciments et les séquences diagénétiques de ces milieux pourrait donner des informations sur l'histoire de l'enfouissement et celle de la circulation de ces fluides.

Cette approche transdisciplinaire est une méthodologie efficace pour comprendre la mise en place des réservoirs karstiques et leur fonctionnement. Les implications de cette méthodologie en termes d'hydrogéologie sont fortes. Maintenant que le fonctionnement général du système est défini, il est nécessaire de se concentrer sur la caractérisation et la compréhension des connexions entre réservoirs pour faire avancer les connaissances hydrogéologiques.

Dans un souci d'amélioration de la compréhension des bassins d'alimentation et des captages, cette approche permet d'expliquer les sens actuels des circulations karstiques données par traçages et, en leur absence, de donner des pistes de réflexion sur les sens potentiels d'écoulements. Ainsi, il sera possible de mieux délimiter les bassins d'alimentation, de mieux contraindre la vulnérabilité des captages et donc de mieux définir leur périmètre de protection.

Des perspectives se dessinent aussi en termes d'amélioration de la compréhension du fonctionnement intrinsèque des systèmes et des captages (sources et forages), d'un point de vue quantitatif (taille des systèmes, fonctionnement mixte jurassique/crétacé avec un impact direct sur le dimensionnement de la ressource en eau) et qualitatif (anomalie de température, turbidité, pollutions).

Ces résultats orientent la prospection de nouvelles ressources et permet de cibler de manière plus pertinente de nouvelles zones d'intérêt à l'échelle du bassin d'alimentation.

On voit aussi comment ces résultats peuvent aider à améliorer les outils de modélisation, en introduisant des connaissances, donc des contraintes supplémentaires, au fonctionnement du système. Cela permettrait d'affiner les modélisations hydrodynamiques au sein des réservoirs et entre les réservoirs. Les cartes de drainances, issues du MONA, semblent dans l'ensemble, être cohérentes avec nos observations. Il serait judicieux d'ajouter des points de suivi piézométrique, afin de contraindre le modèle. Ceci permettrait au MONA de devenir un outil de réflexion à l'appui de la compréhension des échanges de flux verticaux et des connexions entre réservoirs.

8. Bibliographie

AGUILAR J.-P., MICHAUX J., PÉLISSIÉ T., SIGÉ B. (2007) - Early late pliocene paleokarstic fillings predating the major plio-pleistocene erosion of the Quercy table, SW France. *Acta Carstologica*, **33**, 6, p.469-473.

ANDREYCHOUK V., DUBLYANSKY Y., EZHOV Y., LYSENIN G. (2009) - Karst in the Earth's crust: Its distribution and principal types. Sosnowiec Simferopol: University of Silesia. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology.

ASTRUC J.G. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Puy-L'évêque (856). BRGM, Orléans, environ 38 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. (1986).

ASTRUC J. G. (1988) – Le paléokarst quercynois au Paléogène, altérations et sédimentations associées. *Documents du BRGM*, **133**, 149 pp.

ASTRUC J.G. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gourdon (832). BRGM, Orléans, environ 38 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. (1990).

ASTRUC J.G. (2008) - Essai de reconstitution du réseau hydrographique du Quercy du Cénozoïque au Quaternaire. *Journées AFK/AGSO/CFH, septembre 2008 - Excursions en Quercy - Livret-Guide*, p.11-16.

ASTRUC J-G. (2010) – Le karst périgourdin. *In* : AUDRA Ph. Eds. Grottes et Karsts de France. *Karstologia Mémoires*, **19**, 360 pp.

ASTRUC J.G. & SIMON-COINCON R. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Géry (857). BRGM, Orléans, environ 60 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. (1992).

ASTRUC J.G, COUSTOU J.C., CUBAYNES R., GALHARAGUE J., LORBLANCHET M., MARCOULY R., PÉLISSIÉ T., REY J. (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Gramat (833). BRGM, Orléans, 69 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. (1992).

ASTRUC J. G., CUBAYNES R., FABRE J.P., GALHARAGUE J., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MARCOULY R., PÉLISSIÉ T., REY J., SIMON-COINÇON R., TURQ A. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Souillac. BRGM, Orléans, 76pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. & Lefavrais-Raymond A. (1993).

ASTRUC J.G., BRUXELLES L., SIMON-COINCON R. (2008) - Les principales étapes de la morphogenèse caussenarde. *Journées AFK/AGSO/CFH, septembre 2008 - Excursions en Quercy - Livret-Guide*, p.11-16.

ASTRUC J-G & BRUXELLES L. (2010) – Causses du Quercy, une longue karstification. *In* : AUDRA Ph. Eds. Grottes et Karsts de France. *Karstologia Mémoires*, **19**, 360 pp.

AUDRA P., MOCOCHAIN L., BIGOT J.-Y. & NOBÉCOURT J.-C. (2009a) - The pattern of hypogenic caves. *In*: Proceedings of 15th International Congress of Speleology, Kerrville, Texas, **2**, p. 795–800.

- AUDRA P., MOCOCHAIN L., BIGOT J.-Y. & NOBECOURT J.-C.** (2009b) - Hypogene cave patterns.- In: Klimchouk, A., Ford, D. (eds.) Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. Special Paper, 1. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, p. 17-22.
- AUDRA P., MOCOCHAIN L., BIGOT J.-Y.** (2009c) - Spéléogénèse per ascensum par remontée du niveau de base. Interprétation des réseaux ennoyés, dénoyés, des sources vaclusiennes et des puits-cheminées. *Karstologia Mémoires*, **17**, p. 164-175.
- AUDRA P., J.Y. BIGOT, H. CAMUS, C. GAUCHON, M. WIENIN** (2011) - Le grotte-mine du Piei (Lagnes, Vaucluse), paléokarst hypogène à remplissage de minerai de fer oxydé. *Karstologia*, **58**, p. 1-14.
- AUDRA P. & PALMER A.N.** (2015) - Research frontiers in speleogenesis. Dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica* **44**, 3, p. 315-348.
- BAKALOWICZ M.** (1996) - De l'Hydrogéochemie en karstologie. *Karst Euskadi*. p.105-129.
- BARDEAU M. & BELGODERE C.** (2009) - Synthèse hydrogéologique du département du Lot. Rapport BRGM RP-57678-FR, 154 pp.
- BARRERE R.,** (2001) - Fontaine des Chartreux à Cahors – Etudes hydrauliques – Révision du mode de calcul du débit par suite de diverses modifications. *Rapport d'expertise de la DDAF du Lot*, 28 pp.
- BICHOT.F., PLATEL.J.P., BENHAMMOUDA.S., CURNIL.T., DUFOUR.P.** (1997) - Gestion des eaux souterraines en Aquitaine, année 1. Evaluation des ressources. Extension du modèle Nord-Aquitain : synthèse des données et concepts. Rapport BRGM/RR-39331-FR, 25 pp.
- BICHOT F., KARNAY G., LAVIE J.** (2003) - Les sources de La Touvre. Synthèse des Connaissances - Rapport BRGM RP-52738-FR, 54 pp.
- BILLAUD Y.** (1982) - Les paragénèses phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy, Thèse 3ème cycle, univ. Lyon, 135 p.
- BITEAU J.J., LE MARREC A., LE VOT M., MASSET J.M.** (2006) - The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience*, **12**, p. 247-273.
- BOIS C., PINET B., GARIEL O.** (1997) – The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and other European rifts and basins. *Mém.Soc géol. France*, **171**, p.143-165.
- BROD L.G.** (1964) - Artesian origin of fissure caves in Missouri.National Speleological Society Bulletin, **26**, 3, p. 83–112.
- BRGM, ELF-Re, ESSO Rep, SNPA** (1974) - Géologie du bassin d'Aquitaine. Atlas de 26 pl.
- BROUARD E.** (1992) - Etude des cryptokarsts tertiaires de la forêt de la Bessede (Périgord, France) et de l'Entre-Sambre-et-Meuse (Belgique) : lithologie, géochimie, néogénèses et évolution des systèmes karstiques. Thèse de Doctorat, Université Paris 11. 270 pp.
- BRUNET M.F.** (1984) - Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geol. Mag*, **121**, p. 421-428.

BRUNET M.F. (1997) - Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile. *Mém. Soc. Géol. France*, **171**, p.167-176.

BRUXELLES L. & BRUXELLES S. (2002) - La chasse aux fantômes. *Spelunca*, **88**, 4, p. 14-20.

BRUXELLES L. & ASTRUC J.G. (2008) - Vallées et vallons caussenard : les témoins de l'encaissement progressif du réseau hydrographique sur le Causse de Gramat. *Journée AFK/AGSO/CHF-excursion en Quercy-Livret guide*. p 77-83.

BRUXELLES, L. & WIENIN, M. (2009) - Les fantômes de roche de la mine de la Grande Vernissière (Fressac, Gard). Premières observations sur l'origine de certains karsts de la bordure cévenole. *In: Actes du colloque AFK – Pierre Saint-Martin 2007, Karstologia Mémoires*, **17**, p.192–200.

BRUXELLES L. & CAMUS H. (2014) - Grotte de Lascaux : formes et formations anciennes de surface et sub-surface. Montignac, Dordogne. Rapport d'expertise PRO-R-2014-3, 99 pp.

CABARET O., GUTIRREZ T., PERRIN J. (2012) - Connaissance des karsts aquitains – Etude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne – Module 4 année 3. Rapport final. BRGM/RP-61681-FR, 82 pp.

CABARET O., GUTIRREZ T., PERRIN J., GOUBIER J.B., LORETTE G., LASTENNET R, MINVIELLE S. (2014) - Connaissance des karsts aquitains – Etude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne – Module 4 année 4. Rapport final. BRGM/RP-61902-FR, 131 pp.

CAMUS H. (1997). Signification des concrétionnement exogènes noyés: Exemple du travertin noté de Gourneyras. Acte de la 7ième Rencontre d'Octobre, SCP.

CAMUS H. (2003). Vallée et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relation avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux III, 692pp.

CAMUS H., JOUVE J., MAISTRE G. (2013) – Diagnostic karstologique et hydrogéologique préliminaire du site du Centre d'Etude de Gramat. Rapport confidentiel CENOTE-R-2013-27, 153 pp.

CAPDEVILLE J.P. (1989) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin aquitain entre Lot et Dordogne. *Documents du BRGM*, **175**, 295 pp.

CARAMANA G. (1990) - Les karsts hydrothermaux d'Algérie. *In: 10th. International Congress of Speleology, Budapest 1989, III. Hungarian Speleological Society, Budapest*, p. 758-760.

CAVILLE A. (1974) - La région des phosphorites du Quercy, *Palaeovertebrata* **6**, p.5–19.

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*, **41**, 4, p. 401-411.

COURREGES M. (1997) - Le Crypto-karst de la peninsule du Medoc; crypto-alteration, dissolution, karst sous-marin et evolution quaternaire. *Quaternaire*, **8**, 2-3, p. 289-304.

CVIJIC J. (1918) - Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *In: Recueil des travaux de l'institut de géographie alpine*, **6**, 4, p. 375-426.

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 de Doctorat, Université de Bordeaux III, 317pp.

DELANNOY J.J. (1997) - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de la Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, 612 pp.

DUBLYANSKY, Y.V. (1990) - Regularities of the development and modeling of hydrothermal karst. Nauka. Novosibirsk. 151 pp.

DUBOIS C., LANS B., KAUFMANN O., MAIRE R., QUINIF Y. (2011) - Karstification de type fantômes de roche en Entre-deux-Mers (Gironde, France) : Implications en karstogénèse et morphologie karstique. *KARSTOLOGIA*, **57**, p. 19-27.

DUBOIS C., QUINIF Y., BAELE J.M., DAGRAIN F., DECEUSTER J., KAUFMANN O. (2014) - The evolution of the mineralogical and petrophysical properties of the weathered limestone in southern Belgium. *GEOLOGICA BELGICA*, **17**(1), p. 1-8.

DUBREUILH J. (1982). - Corrélations stratigraphiques entre les dépôts continentaux fluviatiles du Sidérolithique et des Sables du Périgord des Charentes et les formations molassiques du Libournais. *Bulletin BRGM, Fr.*, **2**, sect. I, n°4, p. 281-284.

DUBREUILH J. (1987). - Synthèse paléogéographique et structurales des dépôts fluviatiles tertiaires du Nord du Bassin d'Aquitaine. Passages aux formations palustres, lacustres et marines. *Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Bordeaux III, Documents du BRGM*, **172**, 481 pp.

DUPUIS C. (1992) - Mesozoic kaolinised giant regoliths and Neogene halositic cryptokarst : two striking paleoweathering types in Belgium. *In: J-M.SCHMITT & Q. GALL, Eds Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. Mem. Sci. de la Terre. ENSMP*, **18**, p 61-68.

FABRE J.P. (1983) – Etude hydrogéologique de la partie sud-ouest du Causse de Martel (Quercy). Thèse 3^{ème} cycle, Université de Toulouse et Laboratoire CNRS Moulis, 342pp.

FENELON P. (1951) - Le Périgord, étude morphologique. Thèse Paris, 526 pp.

FENELON P. (1974) - Karsts de type tropical sous climat tempéré. *Mémoires et Doc C.N.R.S.*, **15** Phénomènes karstiques II, pp 95-103.

FERRER O., ROCA E., BENJUMEA B., MUNOZ J.A., ELLOUZ N., MARCONI Team (2008) - The deep seismic reflection MARCONI-3 profile : Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine and Petroleum Geology*, **25**, p. 714–730.

FERRER O., ROCA E., JACKSON P.A., MUNOZ J.A (2009) - Effects of Pyrenean contraction on salt structures of the offshore Parentis Basin (Bay of Biscay). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **29**, p. 271-275

FILIPPOV A.G. (2004) - Mineral deposits in karst. In: Gunn J. (Ed.) *Encyclopedia of caves and karst science*, Fitzroy Dearborn, Londres, p 514-515.

FLEURY P. (2005) - Sources sous-marines et aquifères côtiers méditerranéens : fonctionnement et caractérisation, *Thèse de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. 286 pp.

FORD, D.C. (2004) – Karst. - In: GUNN, J. (ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York, p. 473-475.

FORD D.C. (2006) - Karst geomorphology, caves and cave deposits : A review of North American contribution during the half past century. IN: R.S. HARMON & C.W. WICKS. Eds. *Perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry*. GSA Spec. Paper, Boulder, Colorado, p 1-14.

FORD D.C., PALMER A.N., WHITE W.B. (1988) - Landform development; Karst. IN: *The geology of Nord America*. Vol O-2, Hydrogeology. The Geological Society of America. p. 401-412.

FORD D.C & WILLIAMS P.W. (1989) - *Karts Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 pp.

FRADET P. (1985) – Etude hydrogéologique du bassin aval du Céou (affluent de la Dordogne) – Recherche d’eaux souterraines destinées à l’irrigation. *Thèse de doctorat*, Université de Franche-Comté, 202pp.

GALDENZI, S. & MENICHETTI, M. (1995) - Occurrence of hypogene caves in a karst region: examples from central Italy. *Environmental Geology*, **26**, p. 39–47.

GARY, M.O. (2010) - Karst Hydrogeology and Speleogenesis of Sistema Zacatón, Tamaulipas, Mexico. PhD thesis, University of Texas, Austin, *AMCS Bulletin*, **21**, Association for Mexican Cave Studies, 114 pp.

GEZE B. (1938) - Contribution à la connaissance des Phosphorites du Quercy. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **5**, 123-146.

GEZE B. & MANGIN A. (1980) - Le karst de Cuba. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique (Paris)*, **22**, 2, p. 157-166.

GOURDON N. (1973) - Etude de quelques concentrations en oxydes de fer dans diverses formations continentales du Bassin aquitain. Essai de classification. *Thèse de Doctorat de 3eme cycle*, Univ. Bordeaux III, 2 t., 189 pp.

GOURDON N. (1975) - Les ferruginisations en bandes d'origine cryogénique; un exemple en Aquitaine. *Revue de Géomorphologie Dynamique*. **24**, 1, p. 13-19.

GOURDON-PLATEL N. & DUBREUILH J. (1992) - Les ferruginisations et les argiles associées au paléokarst tertiaire du Périgord (Dordogne, France). *Karts et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod*, Presses Universitaires de Bordeaux, p. 449-460.

GOURDON-PLATEL N., PLATEL J.P., ASTRUC J.G. (2000) - La Formation de Rouffignac, témoin d'une paléokarstification cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy. *Géologie de la France*, n° 1, p.65-74.

GUTIERREZ T., CABARET O., PERRIN J., STÖCKLE A. (2016) - Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Connaissances des karsts aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne. Module 4 - Année 5 – Convention 2008-2013. Rapport final BRGM/RP-64800-FR, 53 pp.

HUSSON E. (2013) - Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonates : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. *Thèse de doctorat*, Université Montpellier II, 316 pp.

HUSSON E., GUTIERREZ T., CAMUS H., ASTRUC J.G., CABARET O., GALAUP S., COUËFFE R. (2015) – Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine. Synthèse bibliographique & rapport d'avancement. Rapport intermédiaire BRGM/RP-65041-FR, 72 pp.

JENNIN P.Y. (1994) - Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. *Thèse de doctorat*. Université de Neuchâtel. 237 pp.

KAUFMANN O. & Y. QUINIF (1999) - Cover-collapse sinkholes in the "Tournaisis" area, southern Belgium. *Engineering Geology*, **52**, p.15-22.

KLIMCHOUK A.B. (1990) - Artesian genesis of the large maze caves in the Miocene gypsum of the Western Ukraine. *Doklady Akademii Nauk Ukrainskoj SSR*, **7**, seriya B, p.28-32.

KLIMCHOUK A.B. (1992). Large gypsum caves in the Western Ukraine and their genesis. *Cave Science*, **19**, 1, p. 3-11.

KLIMCHOUK A.B. (1994) - Speleogenesis under confined conditions, with recharge from adjacent formations. *Publ. Serv. Geol. Luxembourg, XXXVII: Comptes Rendus du Coll. Intern. de Karstologie*, Luxembourg, p.85-95.

KLIMCHOUK A.B. (1997) - Artesian speleogenetic setting. *In: Proceedings of the 12th Intern. Congress of Speleology, 10-17 August 1997, La Chau-de-Fonds, Suisse*, **1**, p. 157-160

KLIMCHOUK A.B. (2000) - Speleogenesis under deep-seated and confined settings. *In: KLIMCHOUK A. et al. (eds.) Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. National Speleological Society, Huntsville*, p. 244-260.

KLIMCHOUK A.B. (2007) - Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective. Special Paper no.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM. 106 pp.

KLIMCHOUK A.B. (2009) - Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, **106**, p. 100-117.

KLIMCHOUK A.B. (2012) - Speleogenesis, Hypogenic. *In : D.C. Culver and B.W. White (Eds), Encyclopedia of Caves, 2nd edition. Elsevier, Academic Press, Chennai*, p. 748-765.

KLIMCHOUK A.B. (2013a) - Hydrogeological approach to distinguishing hypogene speleogenesis settings.- *In: International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions*, Budapest, Hungary, Book of Abstracts, 94 pp.

KLIMCHOUK A.B. (2013b) - Hypogene Speleogenesis, its hydrogeological significance and role in karst evolution. Simferopol: DIP, 180 pp.

KLIMCHOUK A.B., FORD, D. C., PALMER, A. N., W.DREYBRODT (2000) - Speleogenesis, evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, 527pp.

LAVRIEUX M. (2008) - La transgression cénomaniennne (99-93 Ma) sur l'épaulement nord du rift du Golfe de Gascogne : milieux de sédimentation, géométrie, paléogéographie, causes. Stage Master II, Université de Rennes. 25pp.

LEGENDRE S., MARANDAT B., SIGE B., CROCHET J.Y., GODINOT M., HARTENBERGER J.L., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M., MURATET B., ASTRUC J.G. (1992) - La faune de mammifères de Vielase (phosphorites du Quercy, sud de la France): preuve paléontologique d'une karstification du Quercy dès l'Éocène inférieur, *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Mh.* **7**, 414-428.

LEGENDRE S., SIGE B., ASTRUC J.G., DE BONIS L., CROCHET J.Y., DENYS C., GODINOT M., HARTENBERGER J.L., LEVEQUE F., MARANDAT B., MOURER-CHAUVIRE C., RAGE J.C., REMY J.A., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M. (1997) - Les phosphorites du Quercy: 30 ans de recherche. Bilan et perspectives, *Geobios M.S.* **20**, 331-345.

LOPEZ B. (2009) - Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst. Aide à la conservation des grottes ornées par le développement de nouvelles méthodologies pour l'étude de l'environnement des cavités - Application à la grotte de LASCAUX Thèse de Doctorat - Université de Bordeaux 1, 384pp.

LORETTE G. (2013) - Géomorphologie karstique en Dordogne. Stage Master I, Université d'Avignon. 78 pp.

LORETTE G. (2014) - Étude hydrogéologique des sources du Toulon (Dordogne). Rapport de stage, Université de Bordeaux, Laboratoire I2M. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. 157 pp.

MAIRE R., BARBARY J.-P., VANARA N. ET BOTTAZI J. (2004) - Spéléo-karstologie et environnement en Chine, *Karstologia-Mémoires*, **9**, 562 pp.

MANGIN A. (1982) - Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Originality and diversity of karstic aquifers. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon Géologie*. **1**, p. 159-172.

MARCHET P (1991) - Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement - Application au NW du Causse de Martel (Quercy, France). *Thèse de doctorat*, Université de Toulouse, 327 pp.

MARTINI E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings 2d Planctonic Conference (Roma, 1970). *Ed. Tecnoscienza, Roma*, **2**, p. 739-785.

MASSE P. (1997) - The early Cretaceous Parentis basin (France): a basin associated with a wrench fault. *Mém. Soc. Géol.France*, **171**, p.177-185.

MATHIEU C. (1986) – Histoire géologique du sous-bassin de Parentis (geological history of the Parentis sub-basin). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, **10**, (1), p. 33-47.

MAUROUX B., PLATEL J.P., BAUDRY D., OLIVIER J.P., BERGERONNEAU S., MARSAC.BERNEDE.M.J. (2003). Synthèse hydrogéologique du département de la Dordogne : potentialités, qualité, vulnérabilité des nappes d'eaux souterraines. Première partie. Rapport BRGM/RP-52259-FR, 139pp.

MILLOT G. (1990) - Façonnement géochimique des pédiments rocheux: Méditerranée, n° hors-série. Actes du 3e Forum du G.F.G. Genèse et évolution des pie(d)monts, Aix, p. 1-2.

MONROE, W. H. (1970) - A Glossary of Karst Terminology.- Geological Survey Water-Supply Paper 1899-K, U.S. Geological Survey, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 26 pp.

MOREAU, P. (1993) - La transgression cénomaniennne sur la marge septentrionale du Bassin de l'Aquitaine (Charentes) - Flanc Nord du synclinal de Saintes et Angoumois - Modalités d'une invasion marine : aspects stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. Volume I : Analyse stratigraphique et identification des milieux, 505 p., Volume II : La sédimentation terrigène et glauconieuse. Caractérisation et distribution des éléments, 672 p., Volume III : Paléontologie stratigraphique et biochronologique. Paléogéographie et structure. *Thèse de Doctorat*, Université de Poitiers. 322 pp.

MOUSSIE B. (1972) - Le système aquifère de l'Éocène moyen et supérieur du bassin nord aquitain - Influence du cadre géologique sur les modalités de circulation. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 73 pp.

MUET Ph. (1985) – Structure, fonctionnement et évolution de deux systèmes aquifères karstiques du Nord du Causse de Martel (Corrèze). *Thèse de doctorat*. Université d'Orléans. 397 pp.

NICOD J. (1975) Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, **428**. p. 289-297

NICOD J. (1994) - Plateaux karstiques sous couverture en France. *Ann Géo*, **576**, p.170-194.

NICOD J. & SALOMON J.N. (1990) - Les Mogotes, des reliefs karstiques structuraux et/ou hérités. *Rev. Géomorph dynamique*, p. 15-39.

PALMER, A.N. (1991) - Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, **103**, p.1-21.

PALMER, A.N. & PALMER, M.V. (2009) - Caves and karst of the USA. National Speleological Society, Huntsville, AL. 446 pp.

PÉLISSIE T. & DURANTHON F. (2009) - L'exploitation des phosphates en Quercy : de la fièvre du phosphate au laboratoire naturel de l'évolution. *Géologues*, **162**, p. 30-33.

PEYRAUBE N. (2011) - Apport des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst. Application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France). Thèse de doctorat, Univ. Bordeaux 1, 350pp.

PLATEL J.P. (1987) - Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences, Université de Bordeaux III, 573 pp.

PLATEL J.P. (1996) - Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, **4**, p. 33-58

PLATEL J.-P., ATRUC J.-G., BRUXELLES L. (2008) - La couverture crétacée, son extension, sa transformation et son ablation. Environnements de dépôts et paléogéographie. *Journée AFK/AGSO/CFH, septembre 2008 - Livret guide Excursion en Quercy*, pp 149-158.

PLATEL J.P., PEDRON N., GOMEZ E., SALTEL M. (2010) – Perspectives de gestion des nappes du Secondaire en Agenais-Périgord. Synthèse géologique et hydrogéologique, modélisation hydrodynamique. Rapport final BRGM/RP-59330-FR, 217pp.

PLATEL J.P. & GOURDON-PLATEL N. (2012) - Grands traits de l'évolution géologique continentale du nord du bassin d'Aquitaine pendant le Cénozoïque - Particularités et richesse des paléooltérites paléogènes en matières premières (silex et ocres). In : *Quaternaire Continental d'Aquitaine, excursion AFEQ - ASF 2012, Livret-guide des excursions*, p. 9-21.

QUINIF, Y. (1995) - Le puits de Flenu: la plus grande structure endokarstique du monde (1200 m) et la problématique des puits du Houiller (Belgique). *Karstologia*, **24**, p. 29–36.

QUINIF, Y. (2010) - Fantômes de roche et fantômisiation : Essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse. *Karstologia Mémoires*, **18**, 196 pp.

QUINIF Y., VERGARI A., DOMERUS P., HENNEBERT M., CHARLET J.M. (1993) - Phénomènes karstiques affectant le calcaire carbonifère du Hainaut. Bull. Soc. Géol. France, **102**, 3-4, p 379-394.

QUINIF Y., VANDYCKE S., VERGARI A. (1997) - Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). Bull. Soc. Géol. France, **168**, 4, p 436-472.

QUINIF Y. & BRUXELLES L. (2011) - L'altération de type « fantôme de roche » : processus, évolution et implications pour la karstification. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, **4**, p 349-358.

QUINIF Y., BAELE J.M., DUBOIS C. HAVRON C., KAUFMANN O., VERGARI A. (2014) - Fantômisiation : un nouveau paradigme entre la théorie des deux phases de Davis et la théorie de la biorhexistase d'Erhart. *GEOLOGICA BELGICA*, **17**(1), p. 66-74.

RENAULT P. (1957) – Sur deux processus d'effondrement karstique. *Ann. spéléol.*, **12**, p. 19-46.

RENAULT P. (1967) - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Le problème de la spéléogénèse. *Ann. spéléol.*, **22**, 1-2, p5-17 et 209-267.

RENAULT, P. (1970) - La Formation des Cavernes. *Presses Universitaires de France*, Paris, pp. 127.

RENAULT Ph., SIMON-COINÇON R. et ASTRUC J.G. (1992) - Problèmes des causses du Quercy. - Karst et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod. Presses Universitaires de Bordeaux, pp.469-496.

ROULLER D. (1987) - Etude des systèmes karstiques de la Tourve et de la Leche (Angoulême, Charente). Thèse de 3ème cycle, Univ. d'Avignon, 206pp.

SALOMON J.N. (1982) - Les karsts littoraux du sud-ouest malgache et les variations récentes du niveau de la mer. Karsts littoraux, colloque de Perpignan 1982; Mem A.F.K., n°4, p. 29-38.

SALOMON J.N. & ASTRUC J.G. (1992) - Un exemple en zone tempérée d'un paléokarst tropical exhumé : la cuvette du Sarladais ; in « Karsts et évolution climatique » *P.U.F Bordeaux*. p. 531-547

SALOMON J.N., POMEL S., NICOD J. (1995) – L'évolution des crypto-karsts : comparaison d'un paléo-cryptokarst tropical exhumé. In Salomon J.N. et Maire R (Ed.) *Karst et évolution climatiques* (P.U. Bordeaux), p. 431-445.

SALTEL M., PEDRON N., PLATEL JP., BOURGINE B., GUTIERREZ T. (2011) - Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes – Module 1 – Année 2 – BRGM/RP-59 959-FR, 63 pp.

SALTEL M., CABARET O., BOURGINE B., LOISELET C. (2014) – Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine -Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes – Module 1 – Année 4. BRGM/RP-63381-FR, 49 pp.

SALTEL M., WUILLEUMIER A., ET CABARET O. (2016) - Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine -Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes. Module 1 - Année 5 - Convention 2008-2013. Rapport final BRGM/RP-65039-FR, 82 pp.

SERMET J. (1933) - Les phosphorites du Quercy et leur signification morphologique. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. 4, 2, p. 200-215.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS GY., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBARAU Y., TOSQUELLA J., ZAKREVSKAYA E. (1998) - Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169, 2, p. 281-299.

SÉRANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J., QUINIF Y. (2002) - Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole - Un exemple de morphogenèse lente. *Bull.Soc. géol. Fr.* 173,2, p. 97-112.

SERRANO O. (2001) – Le Crétacé supérieur – Paléogène du bassin compressif Nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) – Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique. Thèse de doctorat. Université de Rennes 1, 175 pp.

SERRANO O., DELMAS J., HANOT F., VIALLY R., HERBIN J.P., HOUEL P., TOURLIERE B. (2006) - Le bassin d'aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. Ed. BRGM, 245pp.

S.H.E (2006) – Création d'une nouvelle ressource en eau sur la commune de Vergt. Rapport de fin de travaux. Sol-Hydro-Environnement. Périgueux, 175 pp.

SIMON-COINÇON R. (1990) – Aplanissements et paléotopographies du sud-ouest du Massif Central : genèse et marqueurs. – In : La terre et les hommes. Mélanges offerts à Max Derruau. Faculté des Lettres et Sciences appliquées de l'Université Blaise Pascal, fascicule 2, p. 45-62.

SIMON-COINÇON S. & ASTRUC J.G. (1991) – Les pièges karstiques en Quercy : rôle et signification dans l'évolution des paysages. – *Bull. Soc. Géol. France*, **162**, n° 3, p. 595-605.

SIMON-COINÇON R., THIRY M., SCHMITT J.-M. (1997) - Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary paleosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, p.51-79.

SPECHLER, R.M. (1994) - Saltwater intrusion and quality of water in the Floridan aquifer system, northeastern Florida. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, 92-4174, 76 pp.

SZTRAKOS K. (2005) - Lithostratigraphie et biostratigraphie des formations paléocènes et éocènes entre Bayonne et Pau (SW France). *Revue de Micropaléontologie*, **48**, p. 257-278.

SZTRAKOS K., BLONDEAU A., HOTTINGER L. (2010) - Lithostratigraphie et biostratigraphie des formations marines paléocènes et éocènes nord-aquitaines (bassins de Contis et Parentis, seuil et plate-forme nord-aquitains). Foraminifères éocènes du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, **2**, p. 3-52.

TARRISSE A. (1974) - Contribution à l'étude hydrogéologique de la bordure nord du Causse de Limogne. Thèse de 3ème cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse, 100 pp.

THINON I., RÉHAULT J.P., FIDALGO-GONZÁLEZ L.G. (2002) - La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne) : à partir de nouvelles données de sismique réflexion. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **173**, 6, p. 515-522.

TÓTH J. (1970) - A conceptual model of the ground water regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, **10**, (2), p. 164-176.

TÓTH J. (1999) - Groundwater as a geologic agent: An overview of the cases, processes and manifestations. *Hydrogeology Journal*, **7**, p. 1-14.

TÓTH J. (1995) – Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, **3**, (4), p. 4-16.

TÓTH J. (2009) - Gravitational system of groundwater flow: Theory, Evaluation, Utilization. *Cambridge University Press*, pp. 310.

TRAUTH N., ASTRUC J.-G., ARCHANJO J., DUBREUILH J., MARTIN P., CAULIEZ N., FAUCONNIER D. (1985) - Géodynamique des altérations ferrallitiques sur roches sédimentaires, en bordure sud-ouest crétacée du Massif Central : paysage sidérolithiques en Quercy Blanc, Haut Agenais, Bouriane et Périgord Noir. *Géologie de la France*, **2**, p. 151-160.

TYC A. (2016) – Relict shafts: significant feature of palaeosurface morphology of the Czeszochowa Upland (S Poland). 24th International Karstological School “Classical Karst”, Postojna, Slovenia, p. 34-35

VERGARI A. (1998) - Nouveau regard sur la spéléogénèse: le pseudo-endokarst du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *KARSTOLOGIA*, **31**, p. 12-18.

VERGARI A. & QUINIF Y. (1997) - Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *GEODINAMICA ACTA*, **10**, 4. p175-187.

VOUVE J., CAZAL A., PLAUD M., POUCHAN P. (1969) - Introduction à l'étude hydrogéologique du bassin d'Aquitaine. *Centre d'hydrogéologie de la Faculté des sciences de Bordeaux*, 108 pp.

VSEVOLOZHSKIY, V.A. (2007) - Principles of Hydrogeology. *Moscow University*, 448 pp.

ZACHOS, J. C., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., BILLUPS, K. (2001) - Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, **292**, p. 686-693.

PROJECT BASELINE

http://www.beontherope.com/fr/2016/10/ouysse2016_au-dela_du-siphon_1/

Annexe 1

Tableau de températures obtenues sur inclusions fluides

Ech	Lame	Morceau de lame	site	inclusion	Températures (°C)								
					mouvement de la bulle à la chauffe			mouvement de la bulle au refroidissement					
					1er mouvement	disparition	réapparition	contraction	début fonte	libération			
VA2	VA2a	VA2a_1	1	1		245,4							
			2	1		236	216			-0,2	0		
			3	1	125	187			-40		-0,5	0	
			4	1		222			-40			0	
			5	1		239	193						
			6	1		210	180				-0,9	0,1	
			8	1a		171	99						
				1b		196,6							
				2a		196	157						
				2b		200	166						
				3a		178	144						-1
				3b		216	480				-2,3		-0,3
			9	3c		180	144						
				1a		217	189				-1,1		0
				1b		223	193						
				1c		193,6	156						-0,4
				2a		217	189						
				2b		217,4							
VA1	VA1a	VA1a_1	1	1a		317	300						
				1b		306	279					0,5	
				1c		330							
				1d	264-287	300							



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Nouvelle-Aquitaine

Parc Technologique Europarc
24, avenue Léonard de Vinci

33600 – Pessac – France

Tél. : 05 57 26 52 70