

Document public



Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine

Connaissances des karsts aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne

Convention Régionale Eaux Souterraines 2015-2020
Module 3.1 - Année 2

Rapport final

BRGM/RP-68838-FR
Avril 2019



Document public

Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine

Connaissances des karsts aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne

Convention Régionale Eaux Souterraines 2015-2020
Module 3.1 - Année 2

Rapport final

BRGM/RP-68838-FR
Avril 2019

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Service public du BRGM AP17BDX020

O. Cabaret, E. Husson, C. Baudement, P. Bourbon

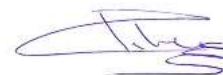
Vérificateur :

Nom : B. LADOUCHE
Fonction : Hydrogéologue
Date : 16/04/2019
Signature :



Approbateur :

Nom : N. PEDRON
Fonction : Directeur régional du BRGM
Nouvelle-Aquitaine
Date : 17/04/2019
Signature :



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

Contact : qualite@brgm.fr



Mots-clés : Nappe, Aquifère, source, débit, karst, bassin d'alimentation, jaugeage, Crétacé, Jurassique, Dordogne.

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

Cabaret O., Husson E., Baudement C., Bourbon P. (2019) - Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Connaissances des karsts aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne - Module 3.1 - Année 2. Rapport final. BRGM/RP-68838-FR, 127 p., 85 ill., 4 ann.

Synthèse

En Dordogne, les aquifères carbonatés du Jurassique et du Crétacé répondent largement aux besoins pour l'alimentation en eau potable. Toutefois, la nature, plus ou moins karstique des réservoirs, rend difficile la gestion des ressources en eau. Les gestionnaires sont en effet confrontés à la variabilité des débits et de la qualité des eaux, aux difficultés de protection liées notamment à l'identification des bassins d'alimentation et à la vulnérabilité vis-à-vis de pollutions.

Dans le cadre de la Convention Régionale « Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine », signée entre le BRGM, la Région Aquitaine et l'Etat, pour la période 2015-2020, avec le soutien financier de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, de l'Europe (fonds FEDER) et des Conseils Départementaux de la Gironde et de la Dordogne, le BRGM a entrepris des actions de recherche et de mise en valeur des ressources en eaux souterraines. Le module 3.1 concerne l'amélioration des connaissances sur les karsts aquitains en Dordogne. Le Département s'est en effet positionné, afin que soient menés des travaux sur les karsts libres et sous couverture de son territoire. Cette étude, qui s'inscrit dans le cadre des actions de service public du BRGM, a été cofinancée par l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, le BRGM, le Conseil Régional Nouvelle-Aquitaine et le Département de la Dordogne.

L'objectif du projet est double. Il doit d'une part, répondre aux besoins de connaissances sur le fonctionnement général des aquifères carbonatés de Dordogne et d'autre part, mettre en place une méthodologie d'étude des systèmes karstiques, qui puisse être transposable à d'autres aquifères carbonatés du Bassin aquitain et appropriable par les acteurs locaux. Cette compréhension du fonctionnement des aquifères carbonatés de manière générale, et plus spécifiquement leur fonctionnalité karstique, nécessite une approche pluridisciplinaire qui repose sur la conjonction de plusieurs méthodes pour mettre en évidence l'existence d'un comportement et d'une structure karstique.

Pour cette cinquième et dernière année de ce module, il apparaissait important de proposer une approche intégrée entre géologie et hydrogéologie, à deux échelles de travail : celle départementale et celle systémique. La première a consisté à réaliser une cartographie de la discordance du Crétacé inférieur, qui identifie la nature du contact entre les aquifères des formations du Jurassique et du Crétacé supérieur. Bien qu'encore perfectible, cette cartographie met en lumière de potentielles zones d'échanges qui se situent principalement sur une large bande en bordure nord-est du territoire, à la faveur à la fois de la présence de failles et de contacts directs, et d'absence d'épentes. Il existe également au milieu du bassin, une large bande orientée nord-sud, qui peut potentiellement mettre en relation les aquifères du Crétacé et du Jurassique (si calcaire reconnu « fin » en forage est karstifiable). Cette zone pourrait engendrer des phénomènes de circulation préférentielle.

La cartographie a ensuite été confrontée à l'analyse de chroniques piézométriques disponibles dans les aquifères du Crétacé et du Jurassique. Ces analyses ont permis, au travers d'une recontextualisation hydrogéologique des ouvrages, d'aborder les dynamiques de recharge et de vidange observées dans les chroniques. Elles n'ont, cependant, pas pu mettre en évidence des « anomalies », marquées dans le fonctionnement des 12 piézomètres étudiés, à savoir des aquifères captifs montrant des comportements libres avec des fonctionnalités karstiques évidentes. Il conviendrait donc de compléter ces premiers travaux par l'interprétation de pompages d'essai et renforcer le diagnostic en s'appuyant sur la valorisation d'analyses hydrochimiques, dans le but de préciser le fonctionnement des réservoirs carbonatés.

À l'échelle systémique, il était intéressant de confronter des informations fournies par l'approche géomorphologique et karstologique à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique de trois sources, situées dans des contextes différents, confirmés par les connaissances hydrogéologiques déjà établies (notamment Marchet, 1991 ; Infraconcept, 2014 ; Lorette, 2018 et 2019) : une source karstique uniquement alimentée par un réservoir jurassique (la Doux de Coly), une autre par un réservoir crétacé (la source de Falguyret) et une source dite « mixte », alimentée par les deux réservoirs du Jurassique et Crétacé (les sources du Toulon).

Le travail proposé a permis notamment d'affiner les résultats d'OKaNA (Husson et al., 2016) qui établissaient un degré de karstification plus important au sein des formations jurassiques que dans les formations crétacées, s'illustrant dans la taille des bassins d'alimentation et le débit des sources qui sont en moyenne plus importants au sein du Jurassique qu'au sein du Crétacé. Les compléments proposés dans le cadre du présent rapport ont montré que dans les deux cas, les bassins d'alimentation s'affranchissent des limites topographiques, du fait du fort impact des anciennes karstifications dans la configuration des réservoirs actuels.

L'approche géomorphologique et karstologique a surtout montré sa pertinence dans la manière dont elle complète l'approche hydrogéologique, ces études pluridisciplinaires devant être reproduites dans le futur, car elles sont la clef de la compréhension des systèmes karstiques.

Sommaire

1. Introduction	11
2. Aperçu des méthodes hydrogéologiques mises en oeuvre	15
2.1. ANALYSE CORRELATOIRE HAUTEUR D'EAU/DEBIT ET PRECIPITATIONS.....	15
2.2. PONDERATION CHRONIQUE DE PLUIES.....	16
2.3. BILAN HYDROLOGIQUE	16
2.4. MODELE "PLUIE-DEBIT"	17
3. La discordance du Crétacé inférieur : nature du contact entre les formations jurassiques et crétacées supérieures	21
3.1. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	21
3.1.1. Contexte géologique	21
3.1.2. Objectifs.....	26
3.2. NATURE DU CONTACT ET DES FORMATIONS DE PART ET D'AUTRE DE LA DISCORDANCE CRETACEE INFERIEURE	26
3.2.1. Méthodologie pour la réalisation des écorchés géologiques	26
3.2.2. Présentation des cartes de faciès	29
3.2.3. Interprétation hydrogéologique.....	35
3.3. EN CONCLUSION	36
4. Analyse régionale de chroniques piézométriques aquifères crétacé et jurassique	39
4.1. SELECTION DES DONNEES	39
4.1.1. Chroniques piézométriques	39
4.1.2. Précipitations	41
4.2. ANALYSE DES CHRONIQUES	42
4.2.1. Jurassique	42
4.2.2. Crétacé	45
4.2.3. Doublet de piézomètres géographiquement très proches	49
4.3. QUE RETENIR DE CES ANALYSES PIEZOMETRIQUES ?	51
5. Approche pluridisciplinaire et multi-échelle, pour la compréhension des écoulements, à l'échelle des bassins d'alimentation	53
5.1. CONNAISSANCES SUR LES SOURCES DE DORDOGNE.....	53
5.1.1. Inventaire finalisé des sources.....	53
5.1.2. Poursuite de l'acquisition de données.....	54

5.2. EXEMPLE D'UN SYSTEME JURASSIQUE : LA DOUX DE COLY (INDICE BSS : 07847X0001/HY - BSS001XCVT).....	56
5.2.1. Étude géomorpho-karstologique du Causse de Martel : source La Doux de Coly	56
5.2.2. Description des modalités de suivi de la source La Doux de Coly.....	76
5.2.3. Description du fonctionnement hydrodynamique de la source La Doux de Coly par les analyses corrélatoires "pluie-débit".....	77
5.2.4. Caractérisation du fonctionnement à l'aide d'un modèle "pluie-débit".....	78
5.2.5. Bilan	80
5.3. EXEMPLE D'UN SYSTEME CRETACE : LA SOURCE DE FALGUEYRET (INDICE BSS : 08072X0009/HY - BSS001YRFZ).....	81
5.3.1. Étude géomorpho-karstologique : source de Falgueyret.....	81
5.3.2. Description des modalités de suivi de la source de Falgueyret	93
5.3.3. Information sur le fonctionnement hydrodynamique de la source de Falgueyret ..	95
5.3.4. Bilan	96
5.4. EXEMPLE D'UN SYSTEME MIXTE : LES SOURCES DU TOULON (INDICE BSS : 07588X0009/ABIME - BSS001WDGM).....	97
5.4.1. Étude géomorpho-karstologique : sources du Toulon	97
5.4.2. Description des modalités de suivi des sources du Toulon	109
5.4.3. Description du fonctionnement des sources du Toulon par l'analyse corrélatoire "pluie-débit".....	112
5.4.4. Caractérisation du fonctionnement des sources du Toulon à l'aide d'un modèle "pluie-débit".....	113
5.4.5. Bilan	116
5.5. EN CONCLUSION	116
6. Conclusion.....	119
7. Bibliographie	123

Liste des illustrations

Illustration 1 - Tableau synthétique des travaux réalisés au cours des 4 années du module.....	11
Illustration 2 - Corrélogrammes pluie-débit (p-q) pour trois milieux synthétiques, selon l'intensité de karstification (dans Fournillon (2012), modifié d'après Padilla et Pulido-Bosch (1995))...	15
Illustration 3 - Architecture du modèle de transfert à 3 entrées	18
Illustration 4 - Coupe lithostratigraphique des formations du Jurassique moyen et supérieur du Quercy (à gauche) et des formations du Crétacé du Périgord Blanc (Dordogne) d'après Platel et al. (2010).....	22
Illustration 5 - Carte de faciès vers la fin du Jurassique : Kimméridgien supérieur à Tithonien (source : BRGM, 1974).....	23
Illustration 6 - Discordance angulaire des calcaires crayeux blancs de la Formation de Domme (Turonien inférieur) sur les calcaires laminés grisâtres de la Formation de Cazals (Tithonien) à Veyrines-de-Domme (24) (SIGES Aquitaine).....	24

Illustration 7 - Discordance angulaire des calcaires crayeux blancs du Turonien inférieur sur les calcaires micritiques gris du Kimméridgien supérieur - Sauveterre-La-Lémance (47) (SIGES Aquitaine).....	24
Illustration 8 - Essai de reconstitution des paléoenvironnements à la fin du Cénomanién supérieur - région de Saint-Cyprien (Platel, 1987).....	25
Illustration 9 - Représentation 2D de la discordance du Jurassique - exemple avec la coupe géologique schématique de Murens (33) à Coubjours (24) (modifié d'après Platel et al. (2010)).....	27
Illustration 10 - Cartographie des faciès rencontrés au toit du Jurassique sous la discordance anté-Crétacé-Tertiaire	30
Illustration 11 - Cartographie des faciès rencontrés en limite supérieure de la discordance du Jurassique.....	31
Illustration 12 - Tableau présentant la correspondance entre les types de faciès rencontrés et le potentiel hydrogéologique proposé	33
Illustration 13 - Carte représentant les types de contacts, réservoir ou éponte, au niveau de la discordance du Jurassique	34
Illustration 14 - Répartition géographique des 12 ouvrages retenus (fond géologique au 1/1 000 000)	40
Illustration 15 - Tableau synthétique des principales caractéristiques des ouvrages étudiés	40
Illustration 16 - Piézométrie (m NGF) dans les différents ouvrages du Jurassique depuis 2004	41
Illustration 17 - Piézométrie (m NGF) dans les différents ouvrages du Crétacé depuis 2005	41
Illustration 18 - Evolutions piézométriques mesurées dans les ouvrages 07107X0039 et 07598X0005 ...	42
Illustration 19 - Corrélogrammes croisés pluie-piézométrie des chroniques des ouvrages 07107X0039 et 07598X0005.....	43
Illustration 20 - Piézométrie (m NGF) dans l'ouvrage A) 07343X0007, B) 07355X0006, C) 07356X0022	44
Illustration 21 - Corrélogramme croisé pluie-piézométrie pour l'ouvrage A) 07343X0007, B) 07355X0006, C) 07356X0022.....	45
Illustration 22 - Piézométrie (m NGF) dans l'ouvrage A) 07595X0006, B) 07584X0002, C) 07345X0023, D) 07346X0017	46
Illustration 23 - Corrélogrammes croisés pluie-piézométrie A) 07595X0006, B) 07584X0002, C) 07345X0023, D) 07346X0017	47
Illustration 24 - Piézométrie (m NGF) dans l'ouvrage 07595X0009.....	48
Illustration 25 - Corrélogramme croisé pluie-piézométrie dans l'ouvrage 07595X0009	48
Illustration 26 - Localisation des deux piézomètres 08323X0206 et 08323X0205, selon la géologie (fond de carte 1/50 000).....	49
Illustration 27 - Hauteurs d'eau (m NGF) dans les deux piézomètres et précipitations (mm/j) obtenues à partir des données SAFRAN	50
Illustration 28 - Corrélogrammes croisés pluie-piézométrie pour l'ouvrage A) 08323X0205 (libre-Crétacé), B) 08323X0206 (captif - Jurassique)	50
Illustration 29 - Carte de répartition des 3 232 sources recensées en Dordogne en août 2018.....	54
Illustration 30 - Localisation des sources jaugées en Dordogne.....	55
Illustration 31 - Nombre de sources jaugées par classe de débit mesuré ponctuel.....	55
Illustration 32 - Tableau synthétique des mesures de débits dans les sources crétaées et jurassique	56
Illustration 33 - Carte géologique simplifiée du Causse de Martel et de ses environs (à droite). L'étoile jaune représente la source La Doux de Coly. Log géologique simplifié des formations	

jurassiques affleurantes sur le Causse de Martel (d'après Astruc et al., 1995) (à gauche)	57
Illustration 34 - Différents faciès cartographiés sur le Causse de Martel	59
Illustration 35 - Carte des formations et formations superficielles du Causse de Martel, avec fond SIG « ombrage » issu du traitement du MNT.	60
Illustration 36 - Carte des formes karstiques du Causse de Martel, avec fond SIG « ombragé » issu du traitement du MNT, pour faire ressortir la texture du relief.	62
Illustration 37 - Coupe topographique ouest-est du Causse de Martel	63
Illustration 38 - Photographies de certains affleurements	66
Illustration 39 - Carrière en surplomb de la Couze, au nord-est du Causse de Martel	67
Illustration 40 - Affleurement de calcaire micritique kimméridgien en bordure ouest du Causse de Martel dans la vallée de la Borrèze	69
Illustration 41 - Arrêt sur image d'une vidéo en spéléo-plongée de la source du Sorpt (nord du Causse de Martel)	71
Illustration 42 - Carte du relief du Causse de Martel avec les traçages artificiels réalisés.	72
Illustration 43 - Carte du relief (MNT) de la partie nord-ouest du Causse de Martel, centrée sur le bassin d'alimentation de La Doux de Coly.	73
Illustration 44 - Profils en long des vallées du nord-ouest du Causse de Martel	74
Illustration 45 - Coupe du réseau de La Doux de Coly reconnu par spéléo-plongée, lors de l'expédition 2002 par EKPP	75
Illustration 46 - Schéma d'un réseau karstique formé par plusieurs chutes du niveau de base (Audra & Palmer, 2013).	75
Illustration 47 - Débit journalier (m ³ /s) de la source La Doux de Coly et précipitations journalières (mm/j) à la station pluviométrique de Condat.	76
Illustration 48 - Tableau synthétique des paramètres du bilan hydrologique de La Doux de Coly	77
Illustration 49 - Corrélogramme croisé "pluie-débit" de la source La Doux de Coly, de septembre 1981 à avril 1987 (Marchet, 1991)	77
Illustration 50 - Réponses impulsionnelles, lente et rapide, issues du modèle "pluie-débit" de la source La Doux de Coly	78
Illustration 51 - Evolution du débit simulé et observé (m ³ /s) de la source La Doux de Coly et précipitations journalières (mm/j, pluie maille safran Id_1375)	79
Illustration 52 - Part des composantes lente et rapide, pour chaque pas de temps et débit simulé	79
Illustration 53 - Moyenne annuelle des précipitations ; moyenne annuelle et pourcentage du débit de la composante lente, du débit de la composante rapide de l'écoulement et du débit total simulé pour la source La Doux de Coly	80
Illustration 54 - Carte géologique simplifiée des alentours de la source de Falguyret (étoile bleue) d'après Karnay et al., 1999	81
Illustration 55 - Différents faciès de formations résiduelles, dans le secteur de la source de Falguyret cartographiés comme « sidérolithiques » ou altérites de Crétacé	83
Illustration 56 - Différents faciès des formations attribuées à l'Eocène, au sud de la Dordogne, dans le secteur du Buisson-de-Cadouin.	84
Illustration 57 - Carte des formes karstiques du secteur de Falguyret, sur fond SIG « ombragé » issu du traitement du MNT, pour faire ressortir la texture du relief.	85
Illustration 58 - Illustration du phénomène de fantômisiation dans le secteur de Buisson-de-Cadouin.	86

Illustration 59 - Schéma conceptuel du processus de fantômisatation et illustration avec la zone d'étude.	87
Illustration 60 - Doline de Malfont.....	89
Illustration 61 - Topographie du réseau karstique de la source de Falgueyret (ASP, 2001)	89
Illustration 62 - Coupe géologique nord-sud à travers la zone d'étude.....	91
Illustration 63 - Carte du relief (MNT) centrée sur le potentiel bassin d'alimentation de Falgueyret	92
Illustration 64 - Dispositif de mesure de hauteur d'eau, pour la source de Falgueyret.....	93
Illustration 65 - Débit (m ³ /h), turbidité (NTU), ETP (mm/j) et précipitations (mm/j) (données issues du modèle SAFRAN) au droit de la source de Falgueyret	94
Illustration 66 - Localisation de la source de Falgueyret selon la géologie (fond de carte géologique 1/50 000) et les bassins versants établis par InfraConcept (2014) (en trait plein) et selon l'étude géomorpho-karstique précédente (noire et hachures).....	95
Illustration 67 - Tableau synthétique des paramètres du bilan hydrologique de la source de Falgueyret..	96
Illustration 68 - Carte géologique simplifiée des environs de Périgueux et trait de coupe présenté en dessous (Lorette, 2019).....	98
Illustration 69 - Carte des formations résiduelles des environs des sources du Toulon, sur fond SIG.....	99
Illustration 70 - Différents faciès de formations résiduelles dans la zone d'étude des sources du Toulon	101
Illustration 71 - Carte des formes karstiques du secteur des sources du Toulon et de son environnement géologique proche	102
Illustration 72 - Diaclase issue de la fantômisatation le long d'une fracture verticale (P. Rousseau).....	103
Illustration 73 - Chenal de voûte au toit d'une galerie	104
Illustration 74 - Crypto-doline (à fond plat), située entre Périgueux et Chancelade.....	105
Illustration 75 - Paléokarst au sein de la carrière abandonnée « Les Brandes », à proximité de Cubjac	106
Illustration 76 - Front de la carrière « Pierre Danse », qui se trouve dans le compartiment jurassique de la zone d'étude, au sud de l'Auvézère.....	106
Illustration 77 - Carte du relief (MNT) centrée sur le secteur des sources du Toulon et son environnement géologique proche	109
Illustration 78 - Carte hydrogéologique du système karstique du Toulon (Lorette et al., 2018)	110
Illustration 79 - Evolution temporelle des débits mesurés (m ³ /s) à la sortie du système karstique du Toulon, des précipitations journalières et de l'évapotranspiration potentielle journalière, de janvier 2007 à avril 2018.....	111
Illustration 80 - Tableau synthétique des paramètres du bilan hydrologique des sources du Toulon	111
Illustration 81 - Corrélogramme croisé "pluie-débit" des sources du Toulon, de 2007 à 2016 (extrait de Lorette, 2018). Les données de précipitations sont issues d'une station météorologique, localisée sur l'illustration 78 (Lorette et al., 2019).	112
Illustration 82 - Réponses impulsionnelles, lente et rapide, pour les sources du Toulon	113
Illustration 83 - Évolution du débit, simulé et observé (m ³ /s), des sources du Toulon et précipitations journalières (mm/j).....	114
Illustration 84 - Part des composantes, pour chaque pas de temps, des sources du Toulon	115
Illustration 85 - Moyenne annuelle des précipitations (mm/j), moyenne annuelle et pourcentage du débit lent, rapide et de la composante profonde pour les sources du Toulon.....	115

Liste des annexes

Annexe 1 Carte de la répartition des 115 forages sélectionnés dans la Banque de données du Sous-Sol	129
Annexe 2 Sources proches du bassin d'alimentation de la source de Falguyret.....	133
Annexe 3 Sources proches du bassin d'alimentation de la source La Doux de Coly.....	137
Annexe 4 Sources proches du bassin d'alimentation des sources du Toulon.....	141

1. Introduction

Dans le cadre de la Convention Régionale « Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine », signée entre le BRGM, la Région Aquitaine et l'Etat, pour la période 2015-2020, avec le soutien financier de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, de l'Europe (fonds FEDER) et des Conseils Départementaux de la Gironde et de la Dordogne, le BRGM a entrepris des actions de recherche et de mise en valeur des ressources en eaux souterraines. Le module 3.1 concerne l'amélioration des connaissances sur les karsts aquitains en Dordogne. Le Département a manifesté son intérêt pour que le BRGM réalise ces travaux sur les karsts libres et sous couverture de son territoire. Cette étude, qui s'inscrit dans le cadre des actions de Service Public du BRGM, a été cofinancée par l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, le BRGM, le Conseil Régional Nouvelle-Aquitaine et le Département de la Dordogne.

L'objectif du projet est double. Il doit d'une part, répondre aux besoins de connaissances sur le fonctionnement général des aquifères carbonatés de Dordogne et d'autre part, mettre en place une méthodologie d'étude des systèmes karstiques, qui puisse être transposable à d'autres aquifères carbonatés du Bassin aquitain et appropriable par les acteurs locaux. Cette compréhension du fonctionnement des aquifères carbonatés de manière générale, et plus spécifiquement leur fonctionnalité karstique, nécessite une approche pluridisciplinaire qui repose sur la conjonction de plusieurs méthodes, pour mettre en évidence l'existence d'un comportement et d'une structure karstiques.

Les quatre premières années de ce projet ont permis une collecte importante de données concernant la géologie et l'hydrogéologie du département de la Dordogne [cf. tableau ci-dessous - (Cabaret et al., 2012 ; Cabaret et al., 2014 ; Gutierrez et al., 2016 ; Cabaret et al., 2017)].

	Donnée/Information		Objectif	Résultats année 1	Résultats année 2	Résultats année 3	Résultats année 4	
Volet géologique	Aspects géomorphologiques	inventaire formes karstiques en surface	fonctionnement karstique, histoire karstification		inventaire des dolines (terrain et bibliographie)	cartographie des modalités d'infiltration au sein de bassins d'alimentation	Analyse du drainage et des conditions d'infiltration	
		inventaire formes karstiques en profondeur			répartition spatiale des conduits karstifiés			
		MNT 25 m	paléosurface, histoire karstification		traitement SIG effectué			
	Aspects géologiques sensu stricto	carte géologique	contexte, zones karstifiables	harmonisation de la carte géologique		cartographie de la couverture		
		logs géologiques				logs régionaux de référence		
Aspects paléo-environnementaux	cartes paléogéographiques, climatologie, eustatisme	histoire karstification			identification et compilation des cartes paléogéographiques disponibles	synthèse paléogéographique et structurale		
Aspects structuraux	cartes tectoniques (plis, fractures, failles, ...)	plans de drainage potentiels, géométrie des aquifères			synthèse générale (bibliographie et relevés de fracturation)	ajouts et homogénéisation des structures tectoniques + synthèse		
Volet hydrogéologique	Piézométrie		fonctionnement de l'aquifère	récupérée			1ères analyses statistiques	
	Débits de source		fonctionnement de l'aquifère	récupération des suivis de 4 sources	1 source équipée + 2 autres suivis récupérés : lancement de jaugeages	inventaire des sources Compilation données de débits (bibliographie + terrain) Poursuite des courbes de tarage sur 3 sources (Moulineaux, Glane, Toulon)	Finalisation inventaire des sources Poursuite des mesures de débits Mise à disposition des fiches descriptives de sources	
	Météorologie		support d'analyse de chroniques	stations identifiées : récupération des données selon les besoins				
	Traçages artificiels		vitesse d'écoulement, fonctionnement	base de données constituée			cartographie des modalités d'infiltration au sein de bassins d'alimentation	Bancarisation dans BD Traçages
	Bassins d'alimentation		caractérisation des aquifères (limites)	données récupérées				Analyse du drainage et des conditions d'infiltration
	Physico-chimie		fonctionnement de l'aquifère	premières interprétations (faciès chimique, distribution spatiale, ACP, AFD, ...)		Poursuite des interprétations (ACP, Diagrammes binaires, Variabilité temporelle, P _{CO2})	acquisition ions majeurs + poursuite interprétation P _{CO2}	
	Pertes/bulides		fonctionnement karstique	partiellement récupérées		Analyse des bulides	poursuite inventaire bulides	
Datations		âge des eaux souterraines	partiellement récupérées					

Illustration 1 - Tableau synthétique des travaux réalisés au cours des 4 années du module

Au-delà de ce travail de collecte, les réflexions et méthodologies d'études ont pu être apportées. Ainsi, une synthèse paléogéographique a été proposée, mettant en lumière les périodes potentielles de karstification des formations carbonatées du nord du Bassin aquitain. Au cours de l'année 4, le projet OKaNA (Husson, 2015 et 2016), mené en parallèle, a permis de compléter, de manière conséquente, la compréhension de la mise en place de cette karstification, préalable important à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique des réservoirs.

Le volet hydrogéologique a consisté, entre autres, à évaluer la pertinence de certains marqueurs dans la reconnaissance des réservoirs captés et dans leur fonctionnement. Par ailleurs, une approche de cartographie des modalités d'infiltration par croisement des informations géologiques et hydrogéologiques a été explorée, pour apporter des informations utiles sur les questions de vulnérabilité des captages et sur le degré de fonctionnalité des systèmes. Au cours de l'exercice précédent, les premières analyses de chroniques piézométriques ont été mises en œuvre afin de fournir de premiers éléments de caractérisation des aquifères, au sein des formations jurassiques et crétacées. Ces premières analyses, qui doivent cependant être poursuivies afin d'affiner les premiers résultats, ont permis de faire ressortir des groupes de piézomètres aux caractéristiques différentes, que ce soit pour le Jurassique et le Crétacé, en Dordogne et dans les autres départements.

Pour cette dernière année de travail dans le cadre de ce module, il apparaissait important de proposer une approche intégrée entre géologie et hydrogéologie. Les travaux récents (Lorette, 2018 et 2019 ; Husson et al., 2017, Cabaret et al., 2017) confirment la difficulté d'évaluer les modalités de fonctionnement des aquifères du Crétacé et du Jurassique, notamment en bordure de Bassin aquitain, lorsque les aquifères du Jurassique passent sous recouvrement crétacé. Des relations parfois étroites existent entre ces aquifères qui peuvent s'affranchir de la présence d'épontes, lorsque celles-ci existent, à la faveur de failles et de drains karstiques. Afin d'évaluer ces zones de connexions préférentielles, une **cartographie du contact Jurassique/Crétacé** est proposée, afin de mieux appréhender et localiser ces échanges entre réservoirs. Cette cartographie pourra être utilisée dans les interprétations qui suivront.

Ces relations étroites et le comportement karstique de certains réservoirs se matérialisent par des ouvrages profonds, présentant des variations piézométriques importantes, en lien avec une recharge rapide, s'accompagnant de contaminations de surface et anthropiques (en particulier nitrates, phytosanitaires, bactériologie, ...). Ainsi, la nature libre/captive d'un aquifère est difficile à évaluer puisque des ouvrages considérés captifs montrent des comportements d'aquifères libres. La mise en évidence de ces comportements est importante afin de mieux évaluer la vulnérabilité des captages. Un travail en ce sens est ici proposé, pour les ouvrages disposant de chroniques étoffées, au travers d'**analyses de chroniques piézométriques**. L'objectif étant de faire apparaître des comportements de réservoirs qui divergent de ceux auxquels leur nature libre ou captive devraient les contraindre, en lien notamment avec des connexions facilitées entre le Crétacé et le Jurassique ou des fonctionnements karstiques fonctionnels.

Au sein de ce multicouche, il apparaît dès lors difficile d'identifier l'origine des eaux. Les conclusions issues du projet OKaNA (Husson et al., 2017) tendent à montrer que le fonctionnement hydrologique des réservoirs jurassiques se distingue des réservoirs crétacés. Ainsi, sur la bordure nord-est du Bassin d'Aquitaine, les formations jurassiques sont caractérisées par des réservoirs épais, liés à l'architecture sédimentaire acquise au moment du dépôt, qui ont subi une histoire de karstification longue et polyphasée. Plus à l'ouest, les réservoirs crétacés montrent une pile sédimentaire 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 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 ;
- des sources mixtes présentant des eaux issues du Crétacé, soutenues par les réservoirs jurassiques. Ces sources présentent alors des débits relativement importants avec des températures parfois chaudes d'aquifères profonds notamment.

Il convient de poursuivre cette réflexion et d'essayer de construire une méthodologie pour identifier l'origine et les provenances des eaux de sources karstiques (aquifère, surface de bassin versant) au travers d'une **approche pluri-disciplinaire et multi-échelle, mettant en œuvre une étude géomorpho-karstologique avec une étude hydrogéologique**. L'objectif est ici de comparer les bassins versants obtenus de l'approche géomorpho-karstique (terrain et analyse de MNT) avec les bassins versants et analyses de fonctionnement hydrogéologique, obtenus respectivement de l'approche en bilan hydrologique et de la mise en œuvre de modèles pluie-débit. Trois bassins versants ont été retenus pour cette approche, dans trois contextes hydrogéologiques différents (Crétacé, Jurassique et mixte).

Les trois sources retenues l'ont été sur la base des données disponibles et après présentation aux partenaires du projet. Ces sources présentent l'avantage d'avoir fait l'objet d'études spécifiques, afin d'en comprendre le fonctionnement et que les données, acquises dans le cadre de ces études, nous ont été partagées. Nous remercions ici chaleureusement Pierre Marchet pour la source du Coly, Guillaume Lorette pour les sources du Toulon, ainsi que Julien Guionie de Véolia et Nathalie Jacquemain du Département de Dordogne pour la source de Falguyret, de nous avoir fait bénéficier de leur expérience et de leurs données, pour pouvoir tester notre approche.

2. Aperçu des méthodes hydrogéologiques mises en œuvre

Plusieurs outils sont mis en œuvre, afin d'exploiter les chroniques de piézométrie et de débit, pour aborder les modalités de fonctionnements des captages d'eau (bassins versants, transferts,...). Ils sont présentés ci-dessous.

Une partie d'entre eux repose sur l'utilisation du logiciel TEMPO, qu'il convient de présenter également. Ce logiciel (Pinault, 2007), développé par le BRGM, est utilisé dans cette étude comme outil de traitement du signal et de modélisation en hydrodynamique. Le fonctionnement des systèmes karstiques est appréhendé grâce à un traitement numérique des chroniques temporelles de débit ou de piézométrie.

2.1. ANALYSE CORRELATOIRE HAUTEUR D'EAU/DEBIT ET PRECIPITATIONS

Une analyse corrélatoire, portant sur la réalisation de corrélogrammes croisés entre les hauteurs d'eau (ou les débits) et les précipitations, est réalisée pour chaque ouvrage piézométrique étudié et pour les sources. Cela permet de caractériser « l'effet mémoire » de l'aquifère, traduisant la dépendance dans le temps des données piézométriques ou des débits selon les précipitations. Les corrélogrammes croisés représentent la réponse impulsionnelle d'un paramètre d'une source en sortie, vis-à-vis d'une donnée d'entrée. Les analyses corrélatoires bivariées reposent sur l'étude de la corrélation entre deux séries de données, ce qui est classiquement fait en hydrogéologie, en étudiant les relations pluie-débit ou pluie-hauteur d'eau (Jemcov and Petric, 2009).

Cette étude est basée sur le corrélogramme croisé. Il s'agit de regarder la corrélation entre deux séries temporelles pour un pas de temps (ou *lag*) croissant. Cette corrélation montre l'influence d'une « donnée d'entrée » sur une « donnée de sortie ».

La corrélation croisée avec un *lag* positif représente la réponse impulsionnelle du système karstique (Marsaud, 1996). La réponse impulsionnelle du système permet de caractériser l'intensité de la karstification de l'aquifère (Padilla et Pulido-Bosch, 1995). Pour une même donnée d'entrée, la réponse impulsionnelle est très importante et brève pour les aquifères très karstifiés ; faible et plutôt étalée, pour les aquifères poreux fissurés ou faiblement karstique ; et entre les deux, pour un aquifère mixte (Illustration 2).

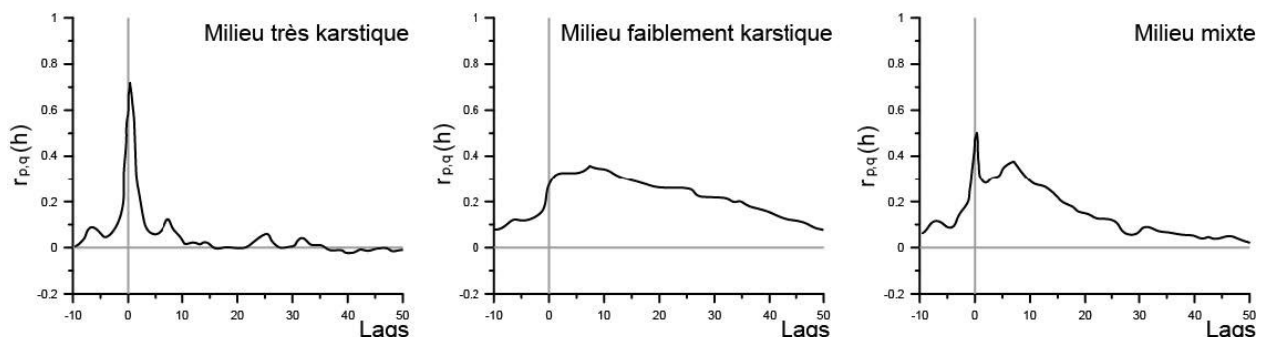


Illustration 2 - Corrélogrammes "pluie-débit" (p-q) pour trois milieux synthétiques, selon l'intensité de karstification (dans Fournillon (2012), modifié d'après Padilla et Pulido-Bosch (1995))

Ce bilan hydrologique n'est complet qu'en tenant compte des variations de stocks (= réserves) au sein de l'aquifère. En l'absence d'un nombre de piézomètres suffisant (répartis de manière homogène avec des chroniques de résolution fine) et de cartes piézométriques à diverses périodes dans le secteur, la connaissance de la variation de stock s'avère délicate. Ceci apparaît d'autant plus vrai que la notion de piézométrie, et donc de carte piézométrique en domaine karstique ; est difficile à appréhender du fait de la nature hétérogène des réservoirs qui entraîne des écoulements complexes. Aussi, celle-ci est rendue minime, voire négligeable par la suite, en effectuant ce bilan sur plusieurs cycles hydrologiques.

L'évapotranspiration réelle est calculée, selon la formule de Turc (1953), pour estimer le déficit d'écoulement moyen interannuel.

$$D = ETR = \frac{P}{\sqrt{(0,9 + P^2/L^2)}} \quad \text{Eq. (2)}$$

avec P (mm), la lame d'eau issue des précipitations et L, le coefficient obtenu de la température moyenne interannuelle T (°C) de la manière suivante : $L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$.

Cette lame d'eau est alors comparée à la lame d'eau écoulée, mesurée à l'exutoire, en fonction de la surface d'alimentation soit :

$$\frac{V}{S} = P - ETR \quad \text{Eq. (3)}$$

avec S (m²), la superficie de l'impluvium et V (m³), le volume d'eau annuel écoulé.

2.4. MODELE "PLUIE-DEBIT"

Les premiers modèles, appelés modèles globaux, ont été développés et utilisés par des hydrologues afin de comprendre l'origine des débits de cours d'eau de surface et d'aboutir à leur simulation. Les hydrologues et hydrogéologues se sont intéressés à comprendre les processus de génération de débits pour ensuite les simuler. Les modèles ne prennent pas en compte l'ensemble des hétérogénéités du milieu naturel (nature du sol, végétation, structure de l'aquifère...) ; ils sont alors une simplification du terrain étudié.

Il existe plusieurs approches principales de modélisation pour étudier et caractériser les systèmes karstiques hydrogéologiques : les modèles globaux, les modèles fondés sur la physique, les modèles empiriques comme les modèles à réseaux de neurones etc... Les modèles globaux impliquent des analyses mathématiques de la série de débits de la source (hydrogramme), qui reflètent la réponse hydrogéologique globale de l'aquifère karstique. Selon cette approche, les systèmes karstiques transforment le signal d'entrée, la recharge, par les précipitations, et en signal de sortie le débit est obtenu. Comme l'acquisition des données de débits est une méthode assez simple, les modèles "pluie-débit" sont utilisés depuis plusieurs dizaines d'années.

Tous ces modèles ont pour avantage qu'ils peuvent fonctionner même si la série de données de débit n'est pas complète, ce qui peut être un facteur limitant dans d'autres types d'analyses.

Les modèles hydrogéologiques développés dans le cadre de cette étude s'appuient sur l'état des connaissances des systèmes aquifères étudiés (Jurassique et Crétacé). Les approches de caractérisation et de modélisation ont été réalisées à l'aide de méthodes de transfert, mises en œuvre à l'aide du logiciel TEMPO (Pinault, 2007). Cette approche méthodologique, dite de modélisation inverse, permet de caractériser le fonctionnement d'hydrosystèmes complexes, tels que les systèmes karstiques (Pinault et al, 2001, 2004 ; Dörfliger et al, 2009 ; Ladouche et al,

2014), mais également des milieux poreux plus homogènes (Pinault et al, 2005 ; Pinault et Schomburgk, 2006 ; Pinault et Allier 2007).

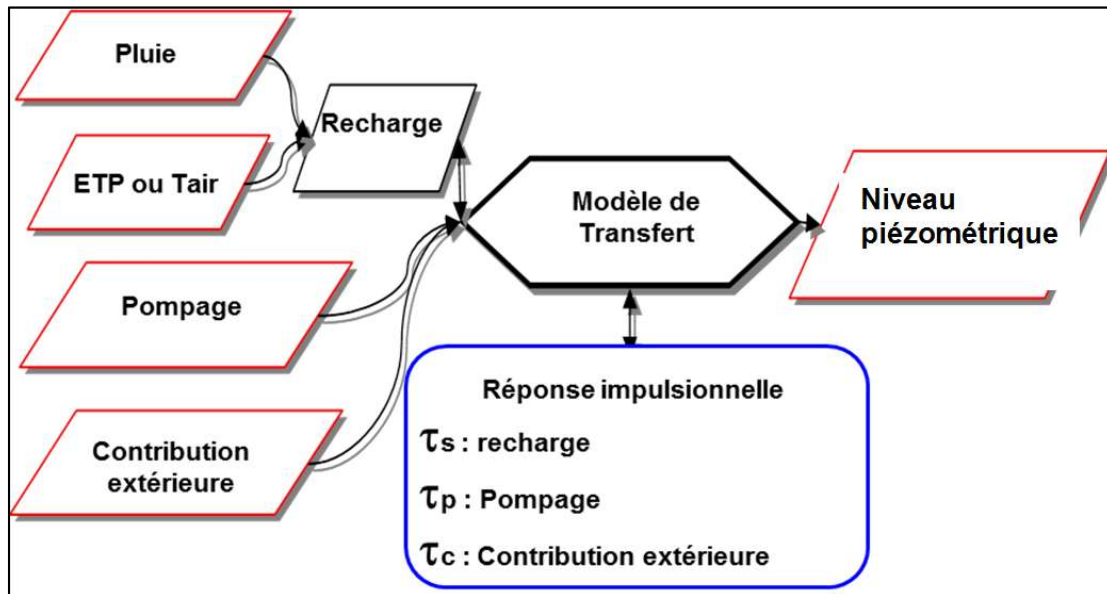


Illustration 3 - Architecture du modèle de transfert à trois entrées

L'architecture d'un modèle de transfert est illustrée sur la figure précédente (Illustration 3). Le modèle peut considérer 1 (recharge par les pluies efficaces), 2 (recharge, pompage ou recharge, contribution extérieure) ou 3 entrées (recharge, pompage et contribution extérieure ; cette dernière pouvant correspondre à des apports provenant d'autres systèmes (phénomène de drainage par exemple) et/ou apports par des pertes de cours d'eau), de façon à reproduire le fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère.

La caractérisation des relations entre les entrées et la sortie est basée sur le calcul des réponses impulsionnelles (fonction de transfert), dont les paramètres sont obtenus par inversion dans le but d'obtenir le meilleur critère d'ajustement (critère de Nash). Dans les modélisations mises en œuvre dans cette étude, les fonctions de transferts sont caractérisées par un modèle paramétrique obtenu par le produit de convolution d'une gaussienne par une exponentielle décroissante :

$$\begin{cases} \tau f(t_i) = A \cdot \exp\left(-\ln(2) \left(\frac{t_i - T}{D}\right)^2\right) * \exp\left(\frac{-t_i \ln(2)}{L}\right) & \text{si } 0 \leq t_i \leq \tau \\ \tau(t_i) = 0 & \text{si } t_i > \tau \end{cases} \quad \text{Eq. (4)}$$

D'un point de vue physique, ce modèle traduit la recharge d'un réservoir (fonction gaussienne), suivie par sa vidange rapide, représentée par la loi exponentielle décroissante. La succession de ces 2 phénomènes est décrite par le produit de convolution (*). Le paramètre T exprime le retard du processus de recharge par rapport à la pluie ; tandis que le paramètre D traduit la durée du phénomène. A est la constante de normalisation. Les détails de l'approche mathématique sont reportés dans les références précédemment cités.

Après la phase de calage, le logiciel TEMPO permet d'obtenir :

- les différentes composantes contribuant au débit de l'aquifère ;
- les temps caractéristiques de ces écoulements, appelés « temps de réponse ».

Le modèle se base sur des fonctions de transfert, qui permettent de reproduire le fonctionnement de l'hydrosystème, c'est-à-dire sa réponse aux événements pluvieux. La fonction de transfert module le signal d'entrée, de façon à ce que les valeurs calculées de la variable de sortie s'ajustent le mieux possible aux mesures.

Plusieurs entrées peuvent être introduites dans le processus de modélisation : un débit d'un aquifère peut être reproduit à partir de chroniques de pluies et d'ETP et à partir de niveaux piézométriques permettant par exemple de prendre en compte un soutien des débits d'étiage.

Les réponses impulsionnelles expriment une variable de sortie d'un système (débit, niveau piézométrique) en fonction d'une ou plusieurs variables d'entrées (la pluie efficace, le débit d'un cours d'eau mesuré en amont, le niveau piézométrique d'une nappe alimentant une rivière ou un aquifère).

Composantes de l'écoulement

Chaque composante de l'écoulement est à mettre en relation avec une fonction de transfert (ou réponse impulsionnelle) selon un schéma conceptuel :

- la composante rapide correspond à la contribution du débit de l'aquifère par les écoulements de surface ou par des conduits karstiques assez grands pour permettre un écoulement très rapide ;
- la composante lente correspond à la contribution du débit de l'aquifère par les écoulements souterrains, issus de petites fissures et de la matrice de la roche.

Critère d'ajustement

Le paramètre d'ajustement d'un modèle "pluie-débit", dans le logiciel TEMPO, est le critère de Nash-Sutcliffe, ou NSE (Nash-Sutcliffe, 1970). Ce critère permet de mesurer la qualité de l'ajustement d'une série observée, défini comme suit :

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - Q_{moy})^2} \quad \text{Eq.(5)}$$

où Q_{obs} est le débit observé (m^3/s) ; Q_{sim} , le débit simulé (m^3/s) ; Q_{moy} , la moyenne des débits observés (m^3/s).

Le NSE s'étend de $-\infty$ à 1. Un critère NSE de 1 est une parfaite correspondance entre le modèle et les observations. Un coefficient NSE de 0 indique que le modèle n'est pas plus performant que la valeur moyenne des données observées. Pour un $NSE < 0$, la moyenne est un meilleur indicateur que le modèle.

3. La discordance du Crétacé inférieur : nature du contact entre les formations jurassiques et crétacées supérieures

Les deux entités communément admises du Jurassique et du Crétacé (avec leurs sous-réservoirs respectifs) peuvent communiquer au travers de connexions spécifiques (absence d'épontes, failles, drains, ...). Ces connexions sont primordiales à localiser car elles sont une des clés de compréhension du système multicouche, aussi bien à l'échelle régionale que systémique. En effet, ces connexions verticales ou latérales, suivant si les échanges sont ascendants ou descendants, peuvent contrôler le fonctionnement des aquifères de plusieurs manières et impacter la gestion de la ressource en eau.

Afin de mieux appréhender et localiser ces échanges entre réservoirs, une carte de la nature du contact (perméable/imperméable) entre les formations jurassiques et crétacées est produite par la superposition des faciès du toit du Jurassique et du mur de la formation crétacée. Cette carte doit faire apparaître des zones de mise en contact lithologique entre réservoirs crétacés et jurassiques. En parallèle, des connexions entre aquifères peuvent se faire par le biais de failles, ou de *pipes*², permettant des échanges de fluides, même au travers d'une éponte. Ces connexions seront, dans la mesure du possible, reportées sur la carte.

3.1. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

3.1.1. Contexte géologique

Le Bassin aquitain enregistre deux transgressions majeures au cours du Mésozoïque : la première au Jurassique et la deuxième lors du Crétacé supérieur, séparées par une lacune de dépôts, illustrant une période de continentalisation au cours du Crétacé inférieur.

Au Jurassique, le Bassin aquitain correspond à une plate-forme carbonatée qui se met en place au Lias et perdure jusqu'au milieu du Malm, où s'amorce un cycle régressif de la mer (Hantzpergue & Maire, 1981), qui s'accroît au Tithonien (vers -150 Ma).

Dans la série du Jurassique, cinq réservoirs, qui s'étendent sur la majorité du territoire des départements de Lot-et-Garonne et de Dordogne, séparés par des formations marneuses ou marno-calcaires, ont été individualisés. Ces réservoirs sont, de bas en haut (Illustration 4) :

- 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 / 210 m),
- les calcaires dolomitiques du Tithonien (50 / 100 m), très localement³ (Illustration 5).

² Cheminée cylindrique verticale

³ On rencontre cet aquifère dans les trois petits secteurs isolés suivants : Causse de Florimont-Gaumier, secteur de Bouglon - Lagrère et aux environs de Chapdeuil - La Tour-Blanche.

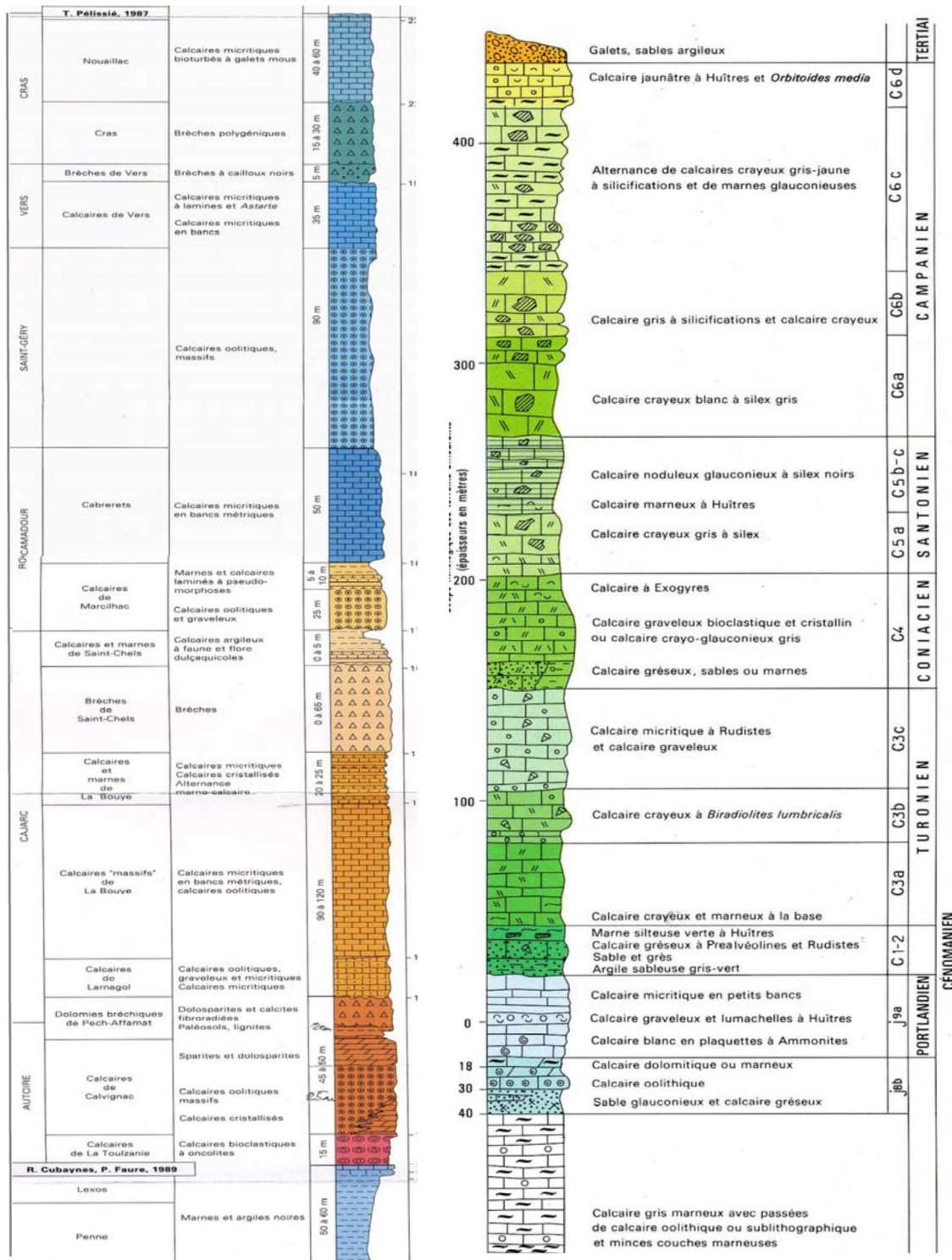


Illustration 4 - Coupe lithostratigraphique des formations du Jurassique moyen et supérieur du Quercy (à gauche) et des formations du Crétacé du Périgord Blanc (Dordogne) d'après Platel et al. (2010)

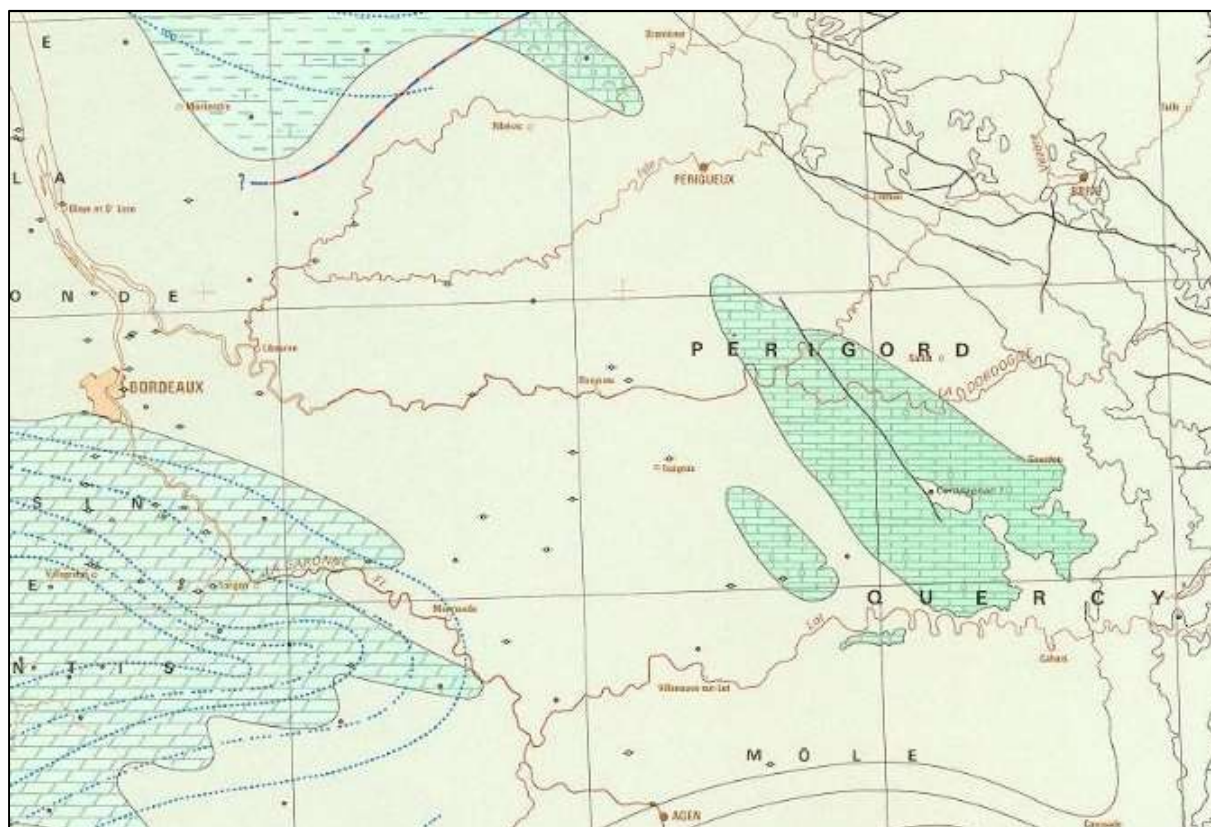


Illustration 5 - Carte de faciès vers la fin du Jurassique : Kimméridgien supérieur à Tithonien
(source : BRGM, 1974)

La régression généralisée amorcée se termine par l'émergence de la plate-forme nord-aquitaine, dès le début du Crétacé inférieur. La bordure nord-est aquitaine demeure émergée durant tout le Crétacé inférieur (de -145 à -99 Ma), provoquant une intense érosion des formations jurassiques, sur des épaisseurs pouvant atteindre parfois plusieurs centaines de mètres (Périgord et Quercy). Localement, la tectonique peut, par la même occasion, introduire les phénomènes de discontinuités majeures, qui peuvent être observées entre le Jurassique et le Crétacé supérieur en Dordogne (Illustration 6 et Illustration 7).

Cette période du Crétacé inférieur est très peu documentée concernant l'impact qu'elle a sur la karstification de la plate-forme carbonatée jurassique précédemment déposée.

En effet, la tectonique active, responsable de l'ouverture du golfe de Gascogne, associée à l'érosion importante des terrains jurassiques, semble indiquer que la région subit des transformations importantes. De tels bouleversements, dans un contexte climatique favorable, semblent difficilement imaginables sans la mise en œuvre de phénomènes karstiques importants.

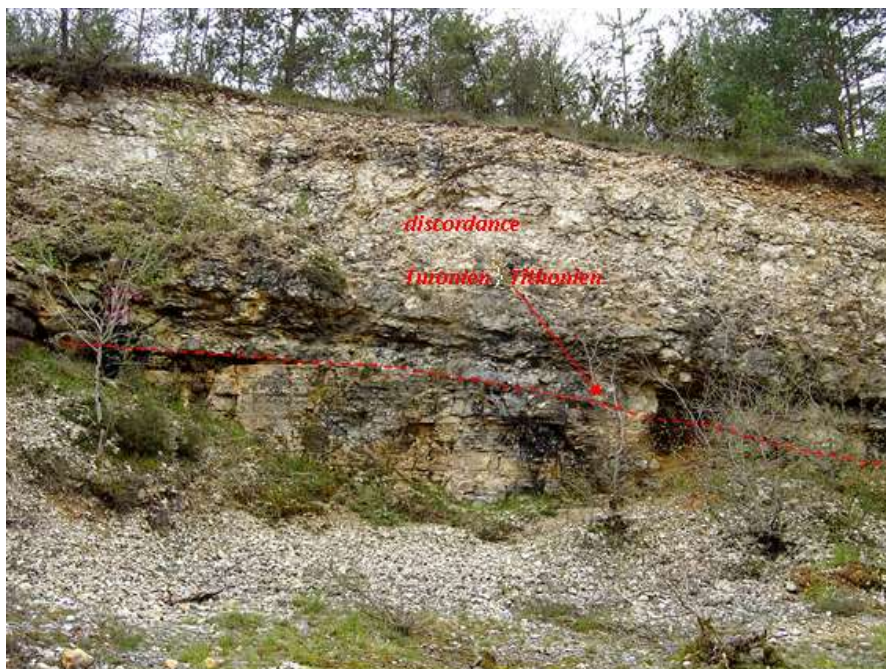


Illustration 6 - Discordance angulaire des calcaires crayeux blancs de la Formation de Domme (Turonien inférieur) sur les calcaires laminés grisâtres de la Formation de Cazals (Tithonien) à Veyrines-de-Domme (24) (SIGES Aquitaine)

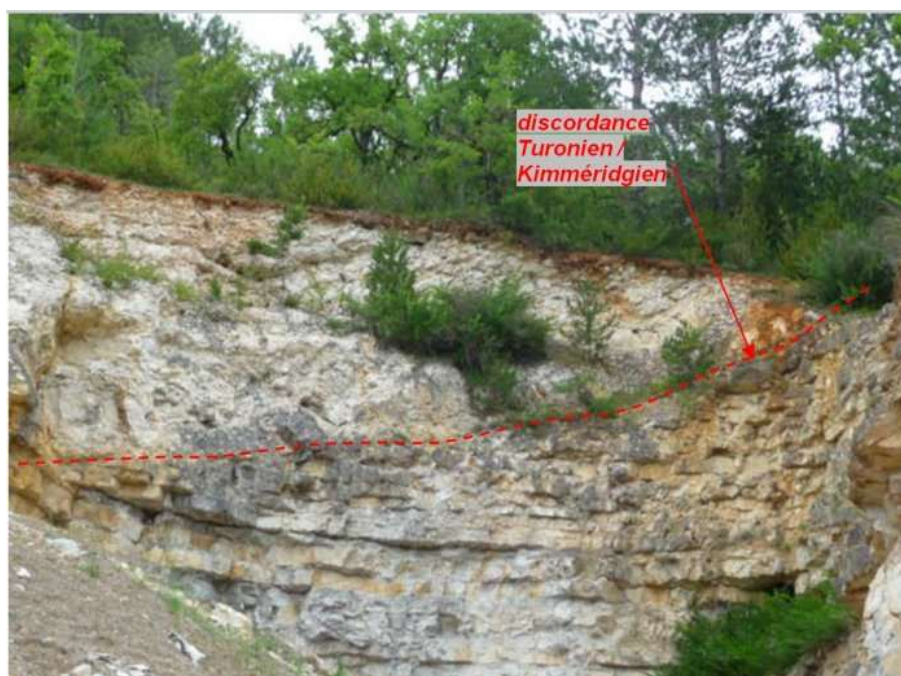


Illustration 7 - Discordance angulaire des calcaires crayeux blancs du Turonien inférieur sur les calcaires micritiques gris du Kimméridgien supérieur - Sauveterre-La-Lémance (47) (SIGES Aquitaine)

Dans la région du Sarladais, une coupe reconstituée par Platel (1987), avec comme niveau repère subhorizontal les calcaires lacustres du Cénomaniens, permet de resituer les corps sédimentaires approximativement au moment du dépôt et d'imager la paléo-structuration du Jurassique qu'il fossilise (Illustration 8). On observe que les dépôts cénomaniens se sont installés sur une paléotopographie assez prononcée des calcaires portlandiens, qui rappelle le paysage de « mogotès », décrit par Simon-Coinçon & Astruc, (1991), dans le Quercy.

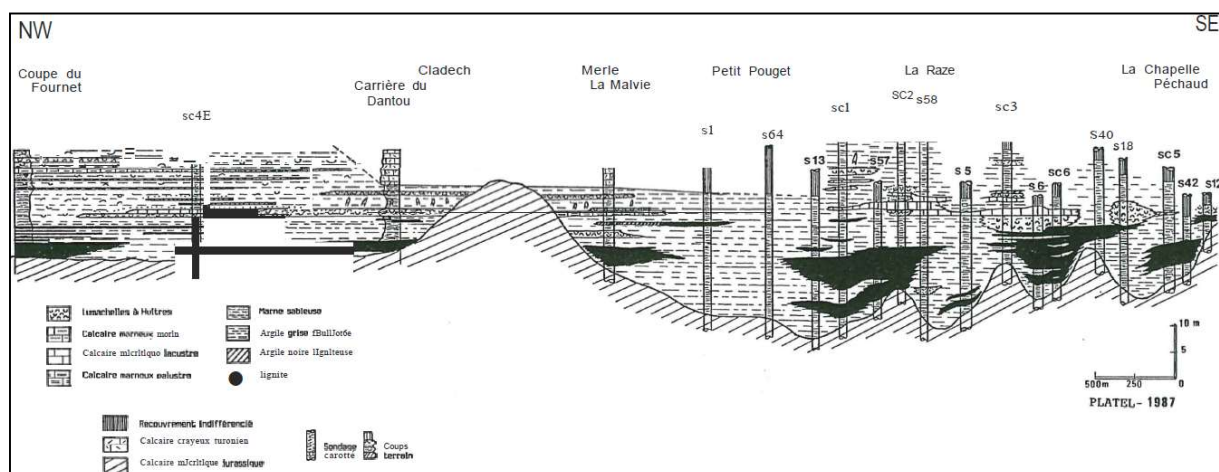


Illustration 8 - Essai de reconstitution des paléoenvironnements à la fin du Cénomaniens supérieur - région de Saint-Cyprien (Platel, 1987)

Jusqu'à présent, aucun dépôt sédimentaire n'a été daté du Crétacé inférieur, dans 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 l'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.

Après la période de continentalisation du Crétacé inférieur, la mer du Crétacé supérieur transgresse à nouveau toute la plate-forme nord-aquitaine.

Au Cénomaniens inférieur (-99 Ma), la mer s'avance progressivement sur le continent et l'ensemble du Bassin, mais le Périgord Noir n'est atteint par la mer qu'au Cénomaniens supérieur. Puis au début du Turonien (-93 Ma), la transgression se généralise.

Dans la série du Crétacé supérieur, quatre aquifères sont identifiés. Ils sont surtout captés en Périgord Blanc et Périgord Noir, car relativement peu profonds (300 à 400 m), mais n'existent pas dans la moitié sud-orientale du Lot-et-Garonne, car érodés sous la discordance des terrains du Tertiaire. Ces réservoirs sont, de bas en haut (Illustration 4) :

- les sables et grès carbonatés très discontinus du Cénomaniens (0 / 50 m),
- les calcaires, grès et 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).

Comme les faciès, connus les plus à l'est autour de la RN 20, sont toujours constitués de calcaires crayeux de plate-forme externe (Illustration 7), il est certain que cette transgression a largement envahi le Quercy, mais en y déposant des sédiments plus littoraux, probablement granulaires, voire à phase silicoclastique plus ou moins grossière. Localement ont dû exister des conditions permettant l'extension des environnements de plate-forme interne, où ont pu s'établir des bioconstructions à rudistes, comme celles qui ont proliféré en Périgord et dans les Charentes, pendant la phase régressive du Turonien moyen/supérieur.

3.1.2. Objectifs

Dans le secteur nord-est de la plate-forme nord-aquitaine, de récentes études ont mis en évidence les délimitations possibles des réservoirs du Jurassique et de la partie moyenne à basale du Crétacé supérieur, tant en profondeur qu'en extension latérale (Platel et al., 2008).

Les transferts hydrogéologiques entre les aquifères des séries du Jurassique et du Crétacé supérieur, au niveau de la plate-forme nord-aquitaine, ne sont pas toujours bien maîtrisés. De plus, ces deux grands ensembles sont eux-mêmes découpés de part et d'autre d'épentes internes. En effet, les épentes imperméables intra-jurassiques constituées des marnes de l'Oxfordien supérieur et les puissants marno-calcaires du Kimméridgien (plus de 200 m), constituent des épentes présentes presque partout. Par ailleurs, les calcaires crayo-marneux du Turonien inférieur et les marnes grises du Coniacien inférieur-Turonien sommital (qui disparaissent progressivement vers le nord-ouest), peuvent aussi constituer une barrière imperméable entre les réservoirs de ces deux grandes séries.

Afin d'améliorer notre compréhension sur les transferts hydrogéologiques potentiels entre les aquifères du Jurassique et sus-jacents (Crétacé ou du Tertiaire), au niveau de la plate-forme nord-aquitaine, l'objectif de cette étude est d'obtenir une carte de la nature du contact (réservoir ou épente). Cette carte permettra d'obtenir une vue d'ensemble des connexions potentielles entre les aquifères du Jurassique et les aquifères sus-jacents. Ces derniers sont portés par des couches géologiques datant principalement du Crétacé, comme dans le département de la Dordogne et en limite des départements de la Charente, de la Gironde et du Lot-et-Garonne, mais aussi du Tertiaire, au sud de Villeneuve-sur-Lot dans le Lot-et-Garonne.

Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail doivent permettre de fournir aux hydrogéologues des outils pour l'interprétation des données obtenues dans le secteur et *in fine* d'éclairer les pouvoirs publics et les exploitants concernés dans le cadre de la gestion des eaux souterraines.

Après la présentation du contexte paléoenvironnemental au cours des périodes géologiques concernées dans les secteurs du Périgord et du Quercy, les principes de la méthode utilisée seront détaillés avant la présentation des résultats.

3.2. NATURE DU CONTACT ET DES FORMATIONS DE PART ET D'AUTRE DE LA DISCORDANCE CRETACEE INFERIEURE

3.2.1. Méthodologie pour la réalisation des écorchés géologiques

La présente étude sur les lithologies existantes de part et d'autre de la discordance du sommet du Jurassique (cf. Illustration 9) est de réaliser deux cartes : l'une concernant les faciès des formations du Jurassique, situées juste en dessous de la discordance et l'autre pour les formations géologiques de la couverture, situées juste au-dessus de celle-ci.

Ce travail prévoit notamment d'utiliser les données de la banque du sous-sol (la BSS⁴).

⁴ La BSS est administrée par le BRGM. Les données sont disponibles et visualisables en ligne sur le site Infoterre.

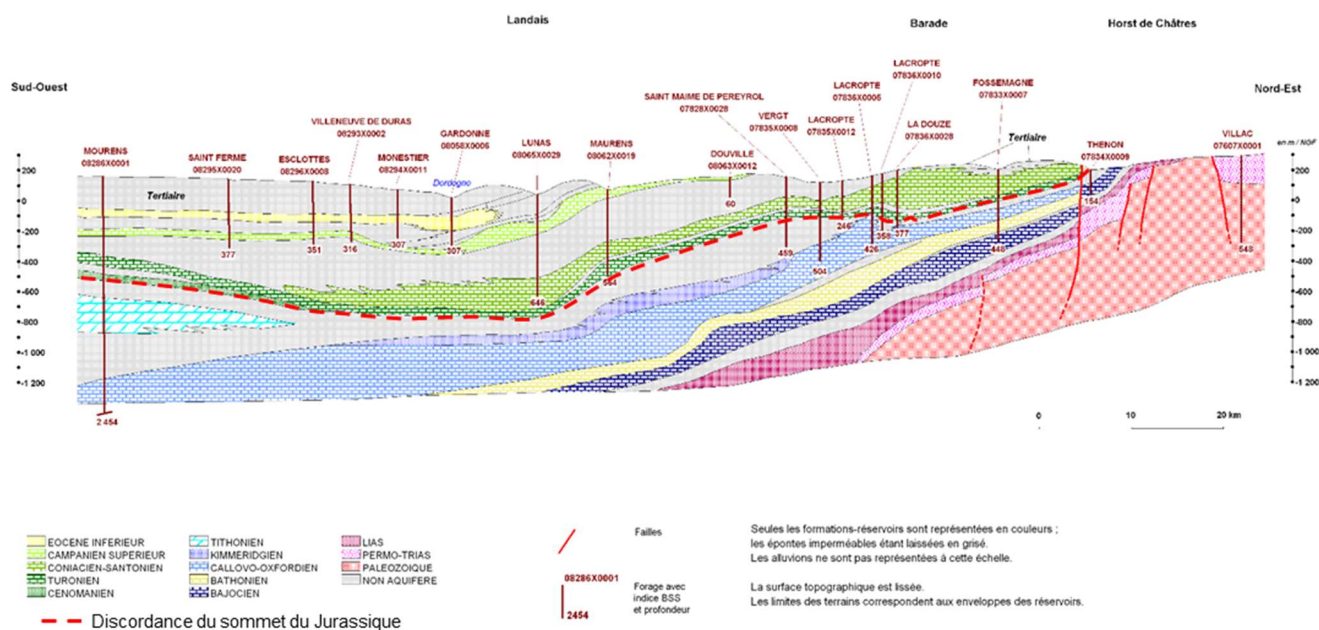


Illustration 9 - Représentation 2D de la discordance du Jurassique - exemple avec la coupe géologique schématisée de Mourens (33) à Coubjours (24) (modifié d'après Platel et al. (2010))

Les données de la BSS sont de qualité très variable quant à leur fiabilité de description des terrains traversés, l'attribution stratigraphique des réservoirs captés, la précision des coupes techniques. La plupart des données sont issues de forages de captage d'eau, mais de grands sondages d'exploration pétrolière ont aussi fourni des renseignements précis.

Il faut rappeler que toutes ces données possèdent un degré d'interprétation, plus ou moins abouti, en fonction de leur ancienneté, des descriptions initiales ou des études pour lesquelles elles ont été compilées précédemment pour diverses finalités.

Une partie de ces données a subi un réexamen préliminaire lors d'études précédentes, et notamment pour :

- l'étude sur les karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne (Cabaret et al., 2014) avec la sélection de 53 forages de référence en Dordogne ;
- l'étude des perspectives de gestion des nappes du Secondaire en Agenais-Périgord (Platel et al., 2010) ;
- le MONA⁵ (voir ci-dessous).

Dans le secteur étudié, après extraction des données de la BSS⁶, une sélection d'un ensemble réduit de forages a été opérée, afin de ne conserver que ceux ayant atteint le Jurassique. Pour identifier ces forages, les surfaces suivantes, issues du MONA, ont été utilisées :

- le mur du réservoir du Coniacien et du Santonien (COST) : suppression des forages n'ayant pas atteint cette limite ;
- le toit du réservoir du Turonien (TURO) : suppression des forages n'ayant pas atteint cette limite.

⁵ MONA : MOdèle Nord-Aquitain

⁶ 99 817 ouvrages recensés dans l'extraction initiale (coordonnées L93 : 420 000 ; 6 550 000 / 615 000 ; 6 300 000)

Compte tenu du pendage des couches vers l'ouest, la densité de forages ayant atteint le Jurassique est décroissante à mesure que l'on s'éloigne de la bordure est du bassin. Ensuite, l'ensemble des forages, situés en dehors d'un périmètre d'une quarantaine de kilomètres environ de la limite administrative du département de la Dordogne, a été retiré de la base. Ainsi 487 forages ont été sélectionnés, répartis comme tel :

- 138 forages utilisés dans la construction du MONA ;
- 50 forages avec logs validés ;
- 299 forages, sans log géologique initial (avec ou sans documents scannés dans la BSS).

Sur la base de cette sélection, les données disponibles dans la BSS ont été étudiées pour déterminer si la discordance du Jurassique a bien été traversée. Ainsi :

- pour 63 forages, le Jurassique n'est finalement pas traversé ;
- pour 257 forages, il n'y a pas de donnée géologique dans la BSS⁷ ;
- pour 167 forages, le Jurassique a été atteint, et :
 - o 52 forages n'avaient pas de couverture post-jurassique ;
 - o alors que 115 forages avaient une couverture post-jurassique.

Au final, la base de données "forages", utilisée pour la suite de l'étude, comprend 115 forages (Annexe 1). Dans cette base, nous avons recensé, pour chacun des forages, les indications suivantes :

- o la profondeur de la limite Jurassique / couverture, pour le mur de la couverture,
- o la lithologie,
- o la stratigraphie,
- o l'épaisseur pour le toit du Jurassique,
- o la lithologie,
- o la stratigraphie,
- o l'épaisseur.

A partir de ces informations, trois cartes ont été produites (Illustration 10, Illustration 11, Illustration 13). Elles présentent la répartition géographique des lithologies rencontrées pour chaque forage et les étages stratigraphiques traversés correspondants (avec indications des épaisseurs).

Les termes employés dans les descriptions lithologiques des formations géologiques rencontrées étant la plupart du temps très singuliers (ex : calcaire blanc micritique à glauconie ; calcaire compact, gris bleu à grain fin, avec quelques niveaux de chailles et silex noir ; etc.), un travail d'homogénéisation des lithologies a donc été nécessaire au préalable. Ainsi, chacune des lithologies détaillées a été classifiée dans un des faciès-types suivants : dolomie, calcaire dolomitique, calcaire, calcaire gréseux, calcaire fin (calcaire micritique, argileux), calcaire marneux, marno-calcaire, marne, grès, sables et argile.

Les cartes représentant la répartition des faciès rencontrés « ponctuellement », dans chaque forage, de part et d'autre de la discordance du Jurassique, permettent de proposer des cartes de faciès. Des ensembles de points représentant ces faciès ponctuels ont ainsi été regroupés par grand secteur, plus ou moins homogène.

⁷ 205 forages n'ont pas été étudiés (forages de moins de 100 mètres)

Bien que le tracé des contours reste approximatif (ils ont été représentés en pointillé), ce type de carte permet de disposer d'une nouvelle information sur le territoire. En effet, dans la littérature scientifique, les cartes de faciès représentent généralement un étage stratigraphique, or les cartes produites ici sont des écorchés : elles représentent donc différents étages stratigraphiques. Cette particularité provient notamment du fait de :

- l'érosion inégalement répartie des terrains du Jurassique, pendant le Crétacé inférieur ;
- la vitesse de progression et la répartition géographique de la transgression du Cénomano-Turonien ;
- l'érosion importante du Crétacé supérieur, notamment au sud du Lot.

Les deux cartes de faciès sont présentées ci-dessous (Illustration 10 et Illustration 11).

3.2.2. Présentation des cartes de faciès

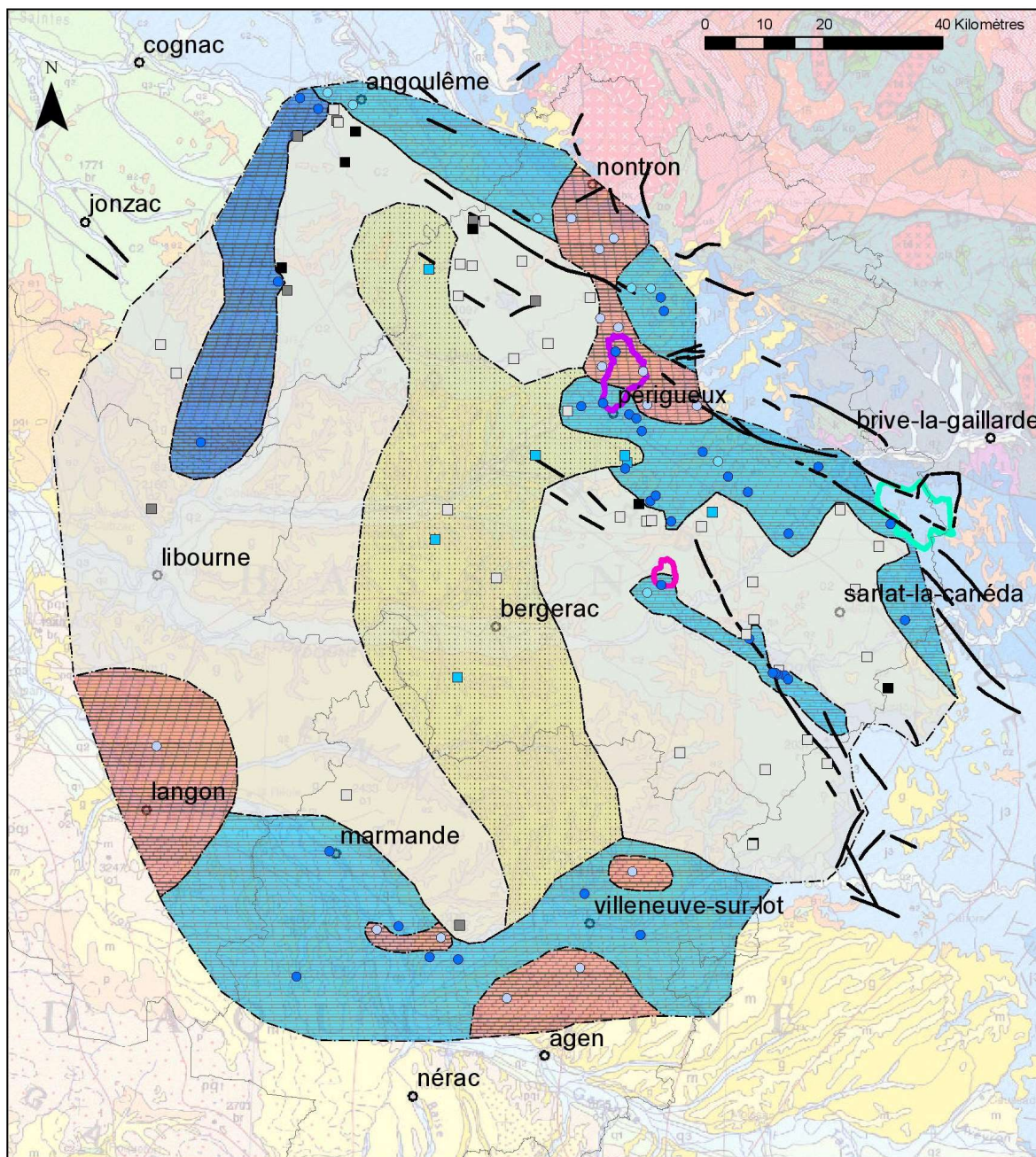
a) *L'écorché du toit du Jurassique sous la discordance*

La carte des faciès au niveau du toit du Jurassique permet de visualiser la répartition des grandes familles de lithologies dans le secteur d'étude. De manière générale, on observe des calcaires et calcaires gréseux sur la bordure nord-est du secteur et dans une petite bande orientée nord-sud en Charente. Ces calcaires appartiennent notamment aux formations de Sigogne, Brouchaud, Sainte-Croix-de-Mareuil, etc. Des calcaires plus ou moins crayeux et des calcaires plus ou moins gréseux sont également représentés dans certains termes de la formation de Cazals (Tithonien), dans une petite bande étroite orientée nord-ouest/sud-est, située dans le sud-est de la Dordogne. Au niveau de la bordure sud du secteur, au centre du Lot-et-Garonne, on note la présence des calcaires kimméridgiens de la formation de Lamarque. Par ailleurs, des secteurs plus ou moins importants de dolomies et calcaires dolomitiques sont représentés. Ils sont notamment constitués par :

- la dolomie de Mano (Tithonien), bien visible sur cette carte au sud et au sud-ouest, autour de Langon (765 m de profondeur) et au centre du Lot-et-Garonne (235 m de profondeur) ;
- la dolomie de la formation de Cubjac (Oxfordien), au nord-ouest de Périgueux (entre 100 et 300 mètres de profondeur).

Dans une large partie centrale de cette carte, le Jurassique est représenté par :

- des termes plus fins dans les calcaires d'âge kimméridgien (formation de Lamarque) ;
- des calcaires marneux, des marnes et des formations marno-calcaires d'âge kimméridgien à tithonien (Formations de Berbiguières, de la Martelle, Tourtoirac, Roquedure, ainsi que les termes calco-marneux des Formations de Cazals, Sainte-Croix-de-Mareuil, etc.).



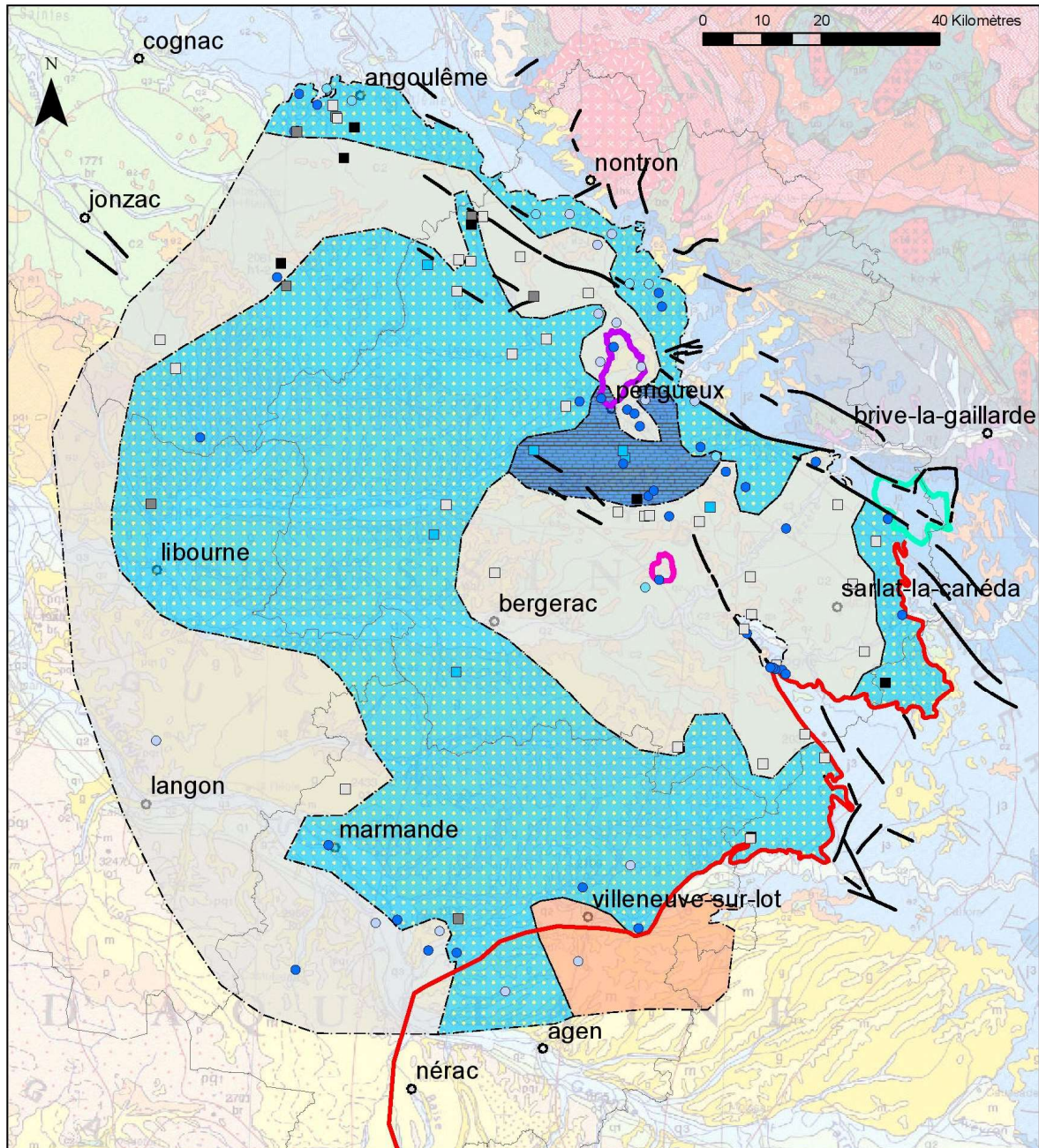
Légende

- | | | | |
|----------------------------------|---|------------------------|--------------------|
| — Failles_carte_au_million | ■ Calcaire | ● Calcaire | □ Calcaire marneux |
| ▭ Bassin versant du Doux de Coly | ▨ Calcaire fin | ○ Calcaire dolomitique | ○ Dolomie |
| ▭ Bassin versant du Falguyret | ▨ Calcaire greseux | ■ Calcaire fin | ■ Marne |
| ▭ Bassin versant du Toulon | ▨ Dolomie et calcaire dolomitique | ○ Calcaire greseux | ■ Marno-calcaire |
| | ■ Marno-calcaire, calcaire marneux et marne | | |

Illustration 10 - Cartographie des faciès rencontrés au toit du Jurassique sous la discordance anté-Crétacé-Tertiaire

b) La nature du recouvrement sédimentaire de la discordance

La carte des faciès, obtenue au-dessus de la discordance (mur du Crétacé et Tertiaire), permet de visualiser la répartition des grandes familles de lithologies dans le secteur d'étude.



Légende

— Failles_carte_au_million	Argile	● Calcaire	□ Calcaire marneux
— Limite_sud-orientale_du_Crétacé	Calcaire	● Calcaire dolomitique	□ Dolomie
□ Bassin versant du Doux de Coly	Calcaire gréseux, grès et sable	■ Calcaire fin	■ Marne
□ Bassin versant du Falguyret	Marno-calcaire, calcaire marneux et marne	● Calcaire greseux	■ Marno-calcaire
□ Bassin versant du Toulon			

Illustration 11 - Cartographie des faciès rencontrés en limite supérieure de la discordance du Jurassique

Une large partie du territoire étudié est caractérisée par des faciès de type calcaire plus ou moins gréseux au toit de la discordance. Il s'agit notamment des formations cénomaniennes suivantes :

- calcaires gréseux de la Formation de Saint-Jean-d'Ilac (Cénomaniens), à l'ouest ;
- calcaires gréseux de la Formation de Bazas (Cénomaniens), au sud ;
- sables et grès des Formations de Nersac et Saint-Michel (Cénomaniens), dans le secteur d'Angoulême ;
- calcaires gréseux, grès et sables de la Formation transgressive de Quinsac (Cénomaniens), dans le nord et à l'ouest du département de la Dordogne ;
- grès de la Formation de Vergt (Cénomaniens), au cœur du département de la Dordogne ;
- calcaires gréseux de la Formation de Simeyrols (Cénomaniens supérieur à Turonien), et Formation de Sauveterre (Turonien), le long de la bordure est du bassin crétacé ;
- sables de la Formation de Liorac (Eocène moyen), ou équivalent latéral, au sud du secteur.

Des faciès calcaires sont représentés dans le secteur sud de Périgueux, au cœur du département de la Dordogne. Il s'agit notamment des calcaires de la formation de Vergt (Cénomaniens).

Plusieurs ensembles de marnes et calcaires marneux ont été identifiés :

- dans une moitié sud du département de la Dordogne, il s'agit notamment de :
 - o faciès marneux de la Formation de Vergt (Cénomaniens à Turonien) ;
 - o marnes et calcaires marneux de la Formation de Dantou (Cénomaniens supérieur à Turonien) ;
 - o calcaires marneux de la Formation de Domme (Turonien) ;
- au nord de Périgueux :
 - o marno-calcaire de la Formation de Villars (Cénomaniens à Turonien) ;
 - o calcaires marneux de la Formation de Vergt (Cénomaniens à Turonien) ;
 - o faciès marneux de la Formation de Quinsac (Cénomaniens à Turonien) ;
- dans le sud des Charentes : faciès marneux des Formations de Nersac et Saint-Michel (Cénomaniens) ;
- dans la partie occidentale du secteur :
 - o formations anté-cénomaniennes dans le secteur est de la Gironde ;
 - o formations cénomano-turoniennes, non définies dans le secteur ouest du Lot-et-Garonne.

Un secteur, représenté par un faciès argileux appartenant à la formation des argiles à paléothérium (Eocène supérieur), est présent au sud de Villeneuve-sur-Lot.

c) La nature du contact : réservoir ou éponte ?

Les différents faciès, qui figurent sur les deux cartes présentées dans le chapitre précédent, sont représentatifs des formations géologiques situées de part et d'autre de la discordance du Jurassique. En recoupant les informations obtenues par l'intermédiaire de ces deux cartes et en traduisant chacun des faciès en terme de réservoir potentiel, on obtient une représentation cartographique des zones de circulations potentielles entre les aquifères du Jurassique et du Crétacé.

La traduction d'un faciès en terme de potentiel aquifère peut sembler manifeste. Toutefois, dans le cas de certaines roches carbonatées : calcaires, calcaires fin, marno-calcaire, etc., les caractéristiques hydrodynamiques sont susceptibles d'être singulières et peuvent varier dans l'espace.

La réalisation de la carte des types de contact introduit donc des interprétations (Illustration 12). Par ailleurs, au gré des simplifications et des incertitudes, parfois engendrées depuis la réalisation des levés géologiques de chantier jusqu'à l'obtention de ces cartes, les interprétations à suivre doivent être prises avec précaution.

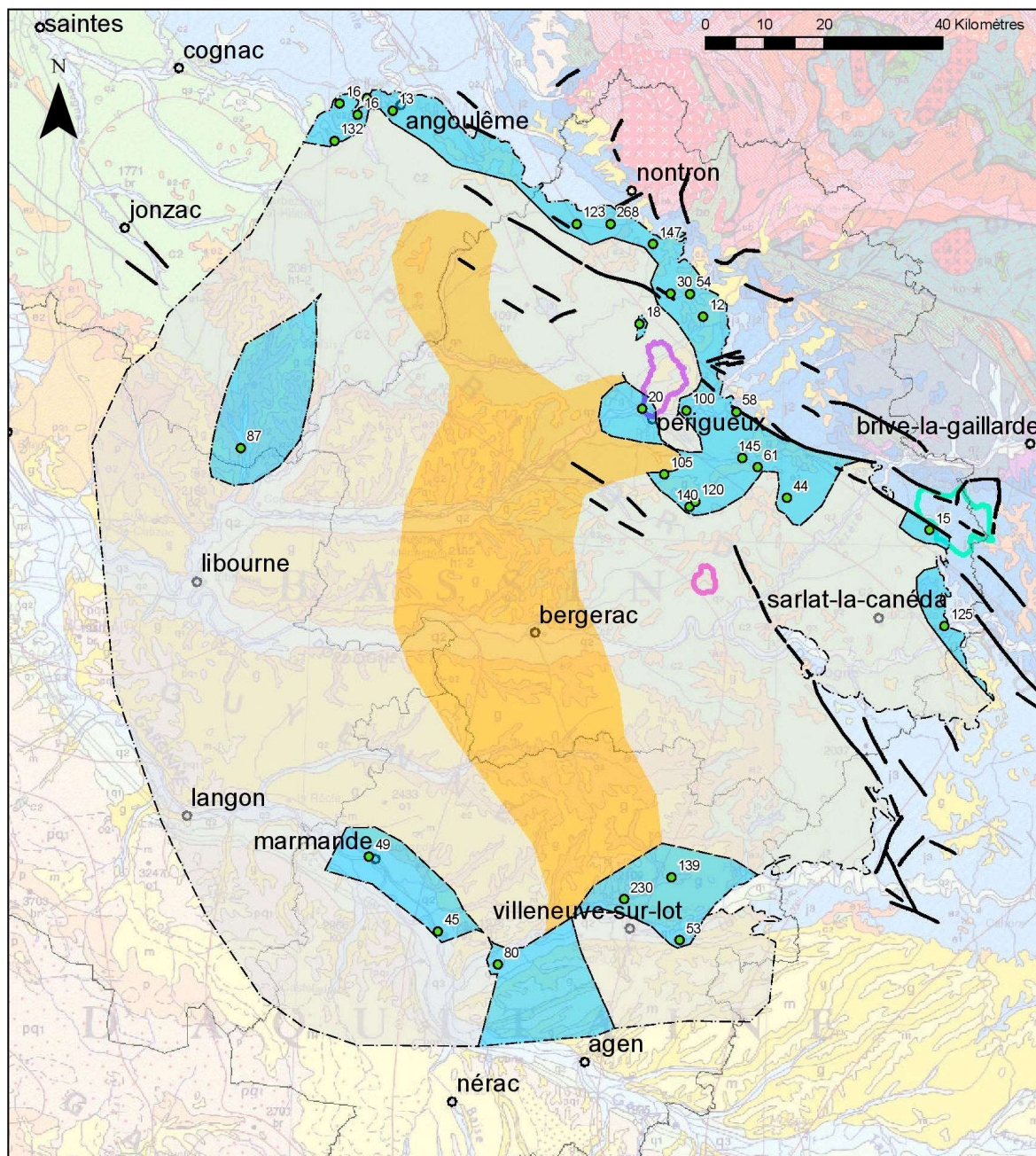
Basiquement, les formations argileuses et marneuses sont considérées comme des épontes et les sables, grès, calcaires et calcaires dolomitiques comme des aquifères. La catégorie, représentée par les calcaires fins (décrit dans les coupes de forages comme étant des calcaires micritiques, calcaires fins argileux, etc.), est plus difficile à caractériser. Considérée régionalement la plupart du temps comme des épontes (cf. MONA⁸), le choix a été fait de les classer de la même manière.

FACIES	POTENTIEL HYDROGEOLOGIQUE
Argile	Eponte
Calcaire	Réservoir
Calcaire fin	Incertitude
Calcaire gréseux	Réservoir
Calcaire marneux	Eponte
Calcaire dolomitique	Réservoir
Dolomie	Réservoir
Grès	Réservoir
Marne	Eponte
Marno-calcaire	Eponte
Sable	Réservoir

Illustration 12 - Tableau présentant la correspondance entre les types de faciès rencontrés et le potentiel hydrogéologique proposé

L'interprétation hydrogéologique de cette carte doit également impérativement prendre en considération les données structurales. Les principales failles de la carte géologique à l'échelle du 1/ 1 000 000 ont ainsi été ajoutées lors de l'édition de la carte. En effet, ces structures de types "faille", pouvant faire office de drain hydrologique, sont susceptibles de mettre en contact des aquifères qui ne devraient pas l'être, d'un point de vue purement stratigraphique.

⁸ MONA : MOdèle Nord-Aquitain



Légende

- | | | |
|---|---|---|
| — Failles_carte_au_million | Réservoir | ● Aquifères en contact
(de part et d'autre de la discordance)
Indice d'épaisseur totale des deux reservoirs |
| Bassin versant du Doux de Coly | Éponte | |
| Bassin versant du Falgueyret | Incertitude | |
| Bassin versant du Toulon | | |

Illustration 13 - Carte représentant les types de contacts, réservoir ou éponte, au niveau de la discordance du Jurassique

A première vue, la carte obtenue sur l'ensemble de la zone indique un contact majoritairement peu favorable à la circulation d'eau entre les aquifères du Jurassique et du Crétacé. Toutefois, elle met en exergue plusieurs secteurs susceptibles d'établir des transferts hydrogéologiques directs. Il s'agit notamment des secteurs suivants :

- l'ensemble de la bordure nord-est du bassin crétacé (hormis un petit secteur dans la vallée de la Vézère) ;
- l'extrémité sud-est du département de la Charente-Maritime (en bordure ouest du département de la Dordogne) ;
- une petite bande située entre Marmande et Agen (élargie dans ce secteur) ;
- un éventail situé au nord de Villeneuve-sur-Lot.

Dans ces secteurs, les épaisseurs cumulées des couches réservoirs du Jurassique et de la couverture indiquent des valeurs situées majoritairement au-delà de 30 mètres.

Quelques petits secteurs font apparaître des épaisseurs plus faibles, tels qu'à l'ouest de Périgueux (18-20 mètres), dans le secteur d'Angoulême (12 mètres), ainsi que vers Salignac-Eyvignes (15 mètres).

Dans l'ensemble, on peut s'attendre à ce que les transferts hydrogéologiques vers les niveaux captifs, situés dans les nappes du Jurassique, soient favorisés dans les secteurs cartographiés en type de contact « réservoir ».

Une large bande centrale orientée nord-sud reste toutefois caractérisée en zone d'incertitude, en ce qui concerne les transferts hydrogéologiques. La réalisation d'une carte plus fine et plus détaillée nécessite un examen et une interprétation des données hydrogéologiques disponibles dans ces secteurs. Cela permettrait de lever ces incertitudes.

3.2.3. Interprétation hydrogéologique

D'après la carte du type de contact (Illustration 13), les transferts hydrogéologiques entre les aquifères jurassiques et crétacés semblent favorisés dans les secteurs cartographiés en type de contact « réservoir ».

Ainsi, l'extrême bordure nord-est du Bassin aquitain, sous recouvrement crétacé, semble être une zone où la distinction des aquifères crétacé et jurassique est moins nette qu'il n'y paraît. Cette donnée est à reconsidérer dans les zones où le réservoir du Crétacé est moins fragmenté par les épontes pouvant constituer des réservoirs relativement épais et en connexion directe avec le réservoir jurassique, lui aussi conséquent. Cela pourrait amener un changement de conceptualisation au niveau de la notion d'aquifères captifs ou libres dans ces zones de bordure. En dehors de cette bordure située au nord-est, d'autres zones identifiées peuvent avoir des conséquences sur les écoulements. En effet :

- une large bande, orientée nord-sud, peut potentiellement mettre en relation les aquifères du Crétacé et du Jurassique (si calcaire reconnu « fin » en forage est karstifiable). Cette zone pourrait engendrer des phénomènes de circulation préférentielle ;
- au sud, plusieurs zones à priori perméables existeraient entre les aquifères jurassiques et les formations sus-jacentes. Dans cette partie du Lot-et-Garonne, ce sont majoritairement les formations détritiques de l'Eocène (les sables infra-molassiques) qui reposent directement sur le Jurassique (absence du Crétacé au sud, voir limite en Illustration 11). La présence de dépôts molassiques recouvrant ces sables limite toutefois les zones à potentiel de recharge.

Toutefois, ces données nous permettent seulement d'interpréter ici des transferts qui se limitent aux formations considérées comme réservoir et dans la limite de leur épaisseur. De plus, les formations marno-calcaires peuvent être karstifiées (bien que de façon moindre en général). La fracturation des formations en profondeur n'est pas directement accessible, dans le cas présent, et des investigations complémentaires, notamment géophysiques, doivent être effectuées au travers d'imagerie, de forage, ...

Enfin, sachant qu'il s'agit de réservoirs carbonatés, la question qui demeure essentielle à résoudre concerne la présence de karsts. Dans le cas d'une karstification épigène développée au Crétacé inférieur, les grandes problématiques sont liées aux contextes géologiques et géodynamiques. Cette période, qui a vu l'émersion de la plate-forme nord-est aquitaine, reste encore très peu contrainte. Pour comprendre les modalités d'une potentielle karstification affectant les formations du Jurassique, 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 paléotopographie ? 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 ?

L'information concernant cette potentielle couverture est à rechercher au sein des sédiments crétacés inférieurs, qui se sont déposés et ont été préservés, notamment dans le bassin de Parentis. De plus, une campagne de terrain de grande envergure est désormais nécessaire afin de pister la karstification scellée par les sédiments du Crétacé inférieur et les sédiments du Crétacé supérieur. Jusqu'ici peu documentés, hormis dans les Charentes (Dandurand, 2011), d'autres indices et évidences commencent à émerger (phosphorites, paléokarsts de Saint-Cyr-La-Popie, Causse de Martel) dans les travaux en cours sur ce territoire.

3.3. EN CONCLUSION

Les différentes cartes proposées permettent de cibler les potentielles zones d'échanges privilégiés entre les aquifères du Jurassique et du Crétacé, soit par absence d'épentes, soit par présence de failles et drains pouvant permettre des communications hydrauliques et donc des écoulements préférentiels.

Une telle cartographie doit bien sûr être améliorée, afin de lever certains doutes concernant d'une part les nombreux secteurs en déficit de connaissance, notamment à l'ouest de la zone cartographiée où le Jurassique est assez profond et donc très peu investigué, et d'autre part la distinction en aquifère/aquitarde de certaines lithologies (calcaires fins, ...). En ce sens, des analyses pétrophysiques ou la conduite de tests hydrauliques pourraient permettre d'évaluer les propriétés hydrodynamiques de ces formations, voire le rôle de la fracturation dans ces échanges. L'autre élément à considérer à la lecture de ces cartes est l'épaisseur des formations argileuses séparant les entités réservoirs du Jurassique et du Crétacé. Ces épaisseurs, indiquées sur les cartes, doivent être, au même titre que la fracturation et les failles au travers des épentes, obligatoirement considérées dans les analyses qui peuvent en être faites, car cette caractéristique joue un rôle prépondérant dans les possibilités d'échanges entre réservoirs.

Ces éléments pris en considération, la cartographie proposée met en lumière de potentielles zones d'échanges, qui se situent principalement dans une large bande, en bordure nord-est du

territoire, à la faveur à la fois de la présence de failles, et de contacts directs par absence d'épontes. Ce constat appuie un questionnement majeur qui porte sur le rôle de la zone de bordure des grands bassins dans la recharge des aquifères multicouches et plus généralement sur la ressource en eau souterraine disponible à faible profondeur. Il pose également la question de l'exploitation de captages profonds, en bordure des bassins, pouvant accentuer les échanges entre nappes profondes captives et nappes plus superficielles libres.

Dans la suite du rapport, ces cartes permettront d'appuyer les analyses hydrodynamiques qui seront proposées, tant du point de vue régional qu'au niveau des bassins des sources, dont la représentation sur ces cartes (Illustration 10, Illustration 11, Illustration 12) confirme d'ores-et-déjà les contextes hydrogéologiques différents qui seront étudiés.

Il semble intéressant de noter qu'à l'échelle du territoire étudié, certains ouvrages captent à la fois les aquifères du Jurassique et du Crétacé. Ces ouvrages, au repos, peuvent au même titre que des failles ou des conduits favoriser les échanges entre aquifères et engendrer des modalités de fonctionnement particulières. Il conviendrait donc d'intégrer autant que possible ces cas spécifiques dans les cartographies d'échanges potentiels entre nappes. Au-delà de ces conséquences particulières, ces forages peuvent engendrer des risques de contamination des eaux souterraines, voire peuvent compromettre localement la qualité des eaux pour l'usage en eau potable, notamment lorsque ces aquifères sont en communication avec la surface. En ce sens, et pour se conformer à la disposition B29 du SDAGE Adour-Garonne 2016-2021, une réhabilitation des forages les plus problématiques mettant en communication les eaux souterraines s'avèrerait pertinente.

4. Analyse régionale de chroniques piézométriques aquifères crétacé et jurassique

Les possibles interconnexions, entre aquifères du Crétacé et du Jurassique, soit au travers de zones de contact direct, soit au travers d'épentes relativement perméables, soit encore au travers de failles ou drains karstiques, entraînent des modalités d'écoulements complexes qu'il convient de caractériser, afin de mieux gérer la ressource en eau et de mieux la protéger. Cela se traduit par des aquifères normalement captifs, qui présentent des comportements hydrodynamiques d'aquifères libres, qui peuvent également montrer des anomalies de températures ou de la pollution de surface en profondeur.

La mise en évidence de ces comportements à l'échelle régionale, dans un contexte d'aquifères carbonatés à composante karstique, est délicate. Elle est abordée ici au travers de la poursuite des analyses de chroniques piézométriques, mises en œuvre en quatrième année de projet (Cabaret et al., 2017), permettant de préciser le fonctionnement des hydrosystèmes par la remise en contexte hydrogéologique des ouvrages étudiés et l'utilisation d'outils de mise en relation pluie-niveaux piézométriques.

À cette échelle de travail qui se focalise principalement sur le département de la Dordogne, et au regard des données disponibles, il s'agira de rechercher, en particulier, les modalités de fonctionnement différent entre les réservoirs crétacés et jurassiques et notamment les ouvrages présentant des « anomalies » de comportement.

4.1. SELECTION DES DONNEES

4.1.1. Chroniques piézométriques

Les données piézométriques sont issues d'ADES. Seuls 12 ouvrages sur 39 ont été choisis, selon les analyses fonctionnelles précédentes (Cabaret et al, 2017). Le nombre d'ouvrages a été réduit afin de disposer de chroniques assez longues, continues au maximum, sans tendance à la hausse ou à la baisse et non soumises à l'influence des prélèvements au sein des réservoirs jurassiques et crétacés. La répartition des ouvrages sélectionnés pour l'analyse est représentée sur l'illustration 14. L'illustration 15 présente un tableau synthétisant les principales informations concernant chaque ouvrage étudié.

Le pas de temps des chroniques piézométriques est journalier. Les aquifères captés par ces ouvrages peuvent être à l'affleurement ou sous couverture tertiaire. Chacun des ouvrages sera étudié selon son contexte hydrogéologique.

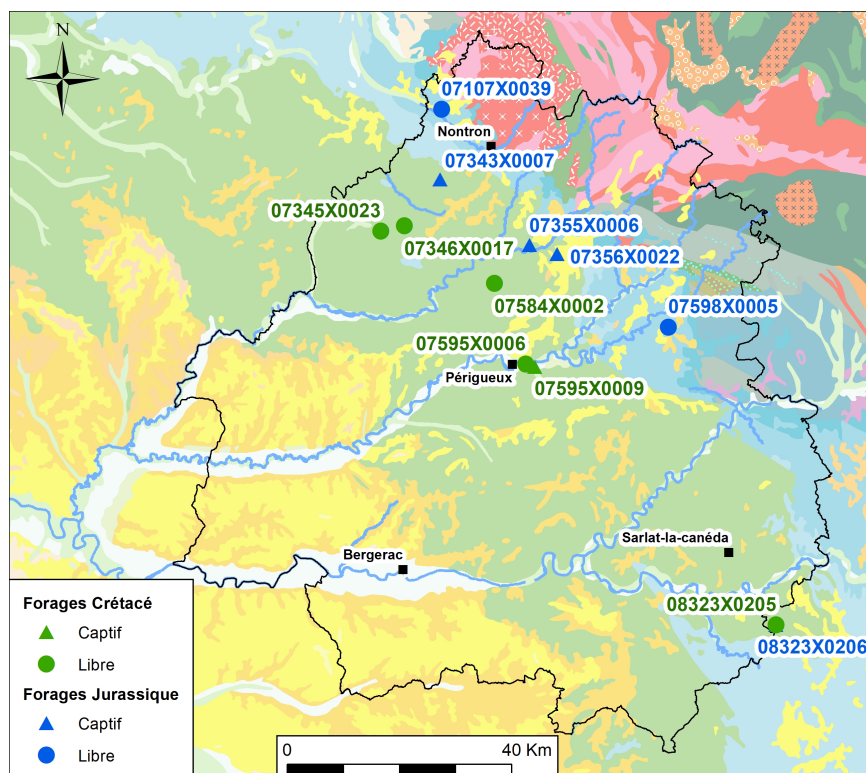


Illustration 14 - Répartition géographique des 12 ouvrages retenus (fond géologique au 1/1 000 000)

Indice BSS	Nom commune	Aquifère capté	Prof. atteinte (m)	Mode de gisement
08323X0206 (BSS001ZQYY)	Payrignac	Calcaires micritiques et bioclastiques du Bathonien moyen à Oxfordien du nord du Bassin aquitain	554	captif
07598X0005 (BSS001WDTX)	Tourtoirac	Calcaires et dolomies du Bajocien du nord du Bassin aquitain	66	libre
07107X0039 (BSS001UDTR)	Varaignes	Calcaires fins et calcaires récifaux du Dogger karstique affleurant ou sub-affleurant du karst de la Rochefoucault	152	libre
07343X0007 (BSS001VDSG)	Mareuil en Périgord	Calcaires micritiques et bioclastiques du Bathonien moyen à Oxfordien du nord du Bassin aquitain	176	captif
07355X0006 (BSS001VEDS)	Chapelle-Faucher	Calcaires micritiques et bioclastiques du Bathonien moyen à Oxfordien du nord du Bassin aquitain	160	captif
07356X0022 (BSS001VEFP)	Lempzours	Calcaires micritiques et bioclastiques du Bathonien moyen à Oxfordien du nord du Bassin aquitain	69	captif
08323X0205 (BSS001ZQYX)	Payrignac	Calcaires, grès et sables du Turonien du nord du Bassin aquitain	40	libre
07595X0006 (BSS001WDQQ)	Trélassac	Calcaires, grès et sables du turonien-coniacien-santonien libre BV Isle-Dronne	35	libre
07595X0009 (BSS001WDQT)	Boulazac	Calcaires et sables du turonien coniacien captif nord-aquitain	80	captif
07584X0002 (BSS001WDCC)	Sencenac-Puy-De-Fourches	Calcaires grès et marnes du Coniacien-Santonien du nord du Bassin aquitain	35	libre
07345X0023 (BSS001VDVE)	Cherval	Calcaires, grès et sables du Turonien-Coniacien-Santonien libre bv Isle-Dronne	73	libre
07346X0017 (BSS001VDXG)	Chapelle-Montabourlet	Calcaires, grès et sables du Turonien du nord du Bassin aquitain	132	libre

Illustration 15 - Tableau synthétique des principales caractéristiques des ouvrages étudiés

Il y a 6 chroniques de données sélectionnées, relatives aux aquifères du Jurassique dans le département de la Dordogne et un ouvrage en limite de département (se situant dans le Lot - Illustration 16). Quatre ouvrages captent l'aquifère des calcaires micritiques et bioclastiques du Bathonien moyen à Oxfordien du nord du Bassin aquitain et ils sont considérés captifs : 08323X0206, 07343X0007, 07355X0006, 07356X0022.

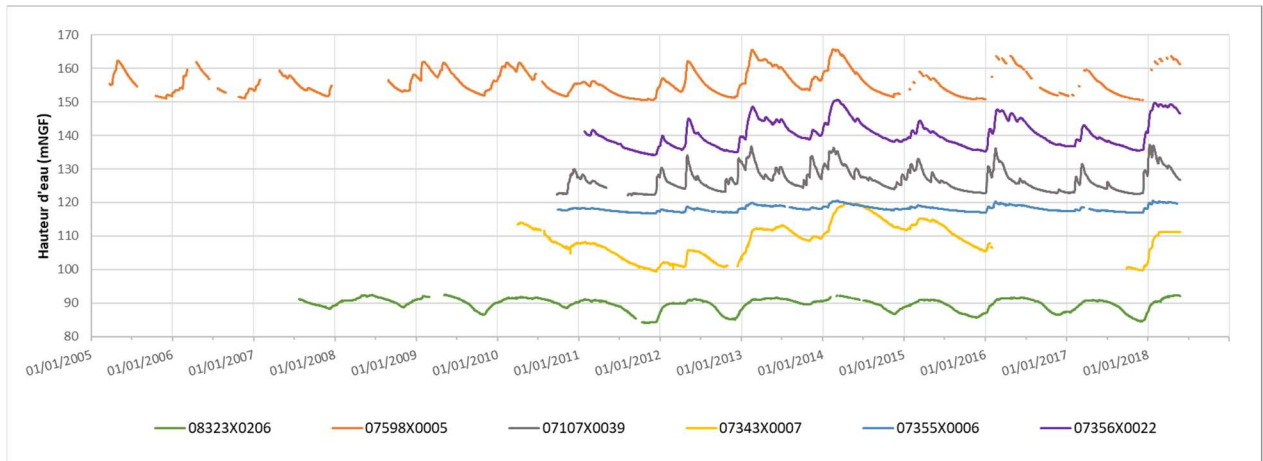


Illustration 16 - Piézométrie (m NGF) dans les différents ouvrages du Jurassique depuis 2004

Il y a 6 chroniques de données disponibles relatives aux aquifères du Crétacé de Dordogne et un en limite de département (dans le département du Lot - Illustration 17). Un seul est captif (07595X0009).

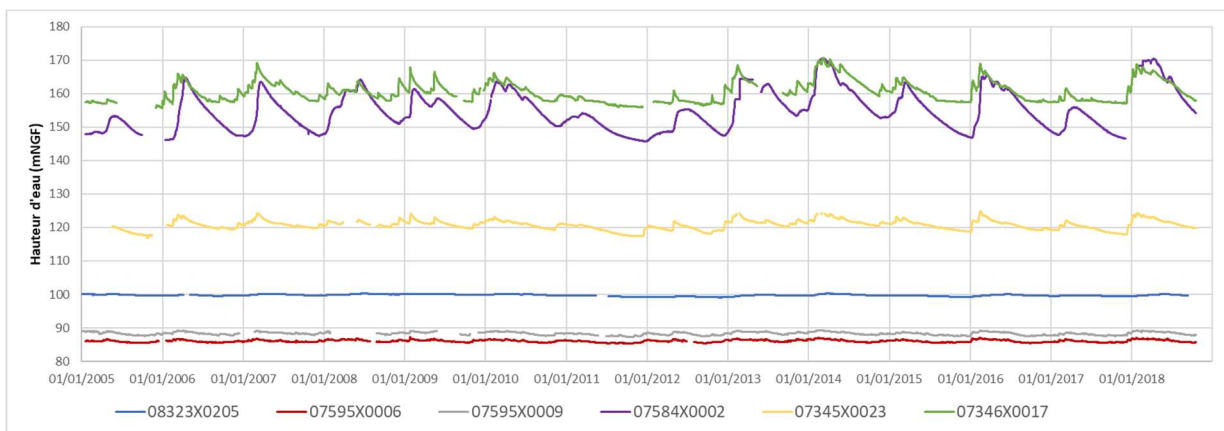


Illustration 17 - Piézométrie (m NGF) dans les différents ouvrages du Crétacé depuis 2005

4.1.2. Précipitations

Les données concernant les précipitations et l'évapotranspiration potentielle sont obtenues à partir du modèle SAFRAN de Météo France. SAFRAN est un algorithme, qui utilise des observations de surface, combinées à des données d'analyse de modèles météorologiques, pour produire les paramètres suivants : température, humidité, vent, précipitations (solides et liquides) etc... Les données SAFRAN sont des données journalières, couvrant la France avec des mailles de 8 km, selon la projection Lambert-II étendu. Elles sont produites par Météo France (Centre National de Recherches Météorologiques, CNRM). Une description du système SAFRAN appliqué à la France entière est décrite dans Le Moigne (2002).

4.2. ANALYSE DES CHRONIQUES

4.2.1. Jurassique

a) Ouvrages captant les aquifères libres des calcaires du Dogger et du Bajocien

Les ouvrages 07107X0039 et 07598X0005 atteignent respectivement les calcaires du Dogger et les calcaires et dolomies du Bajocien, avec des profondeurs de 152 et 66 m. Ces deux ouvrages ont un mode de gisement libre.

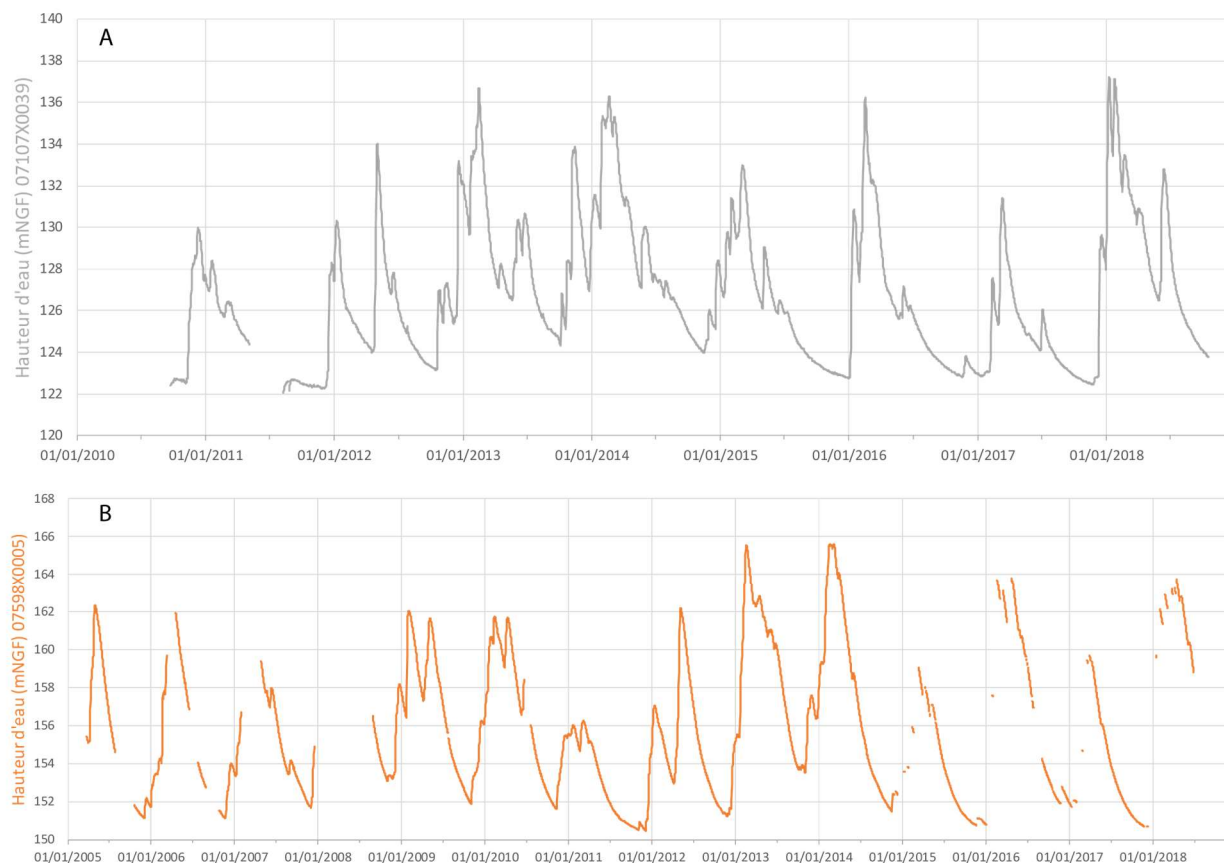


Illustration 18 - Evolutions piézométriques mesurées dans les ouvrages 07107X0039 et 07598X0005

Le piézomètre 07107X0039 montre des périodes de hautes eaux en hiver (globalement entre décembre et mars), et des périodes de décrues d'avril à novembre, pour chaque cycle hydrologique. Le piézomètre 07598X0005 présente des variations de hauteurs d'eau saisonnières, avec des hautes-eaux, plus ou moins importantes. L'amplitude de variation des hauteurs d'eau pour les deux piézomètres, entre les hautes-eaux et les basses-eaux, est de l'ordre de 10 mètres.

L'étude de l'intercorrélation entre la pluie (maille SAFRAN) et la piézométrie est mise en évidence à partir du corrélogramme croisé, qui permet d'analyser les relations de causalités entre les variables. Les corrélogrammes croisés pour les ouvrages 07107X0039 et 07598X0005 sont présentés ci-dessous (Illustration 19).

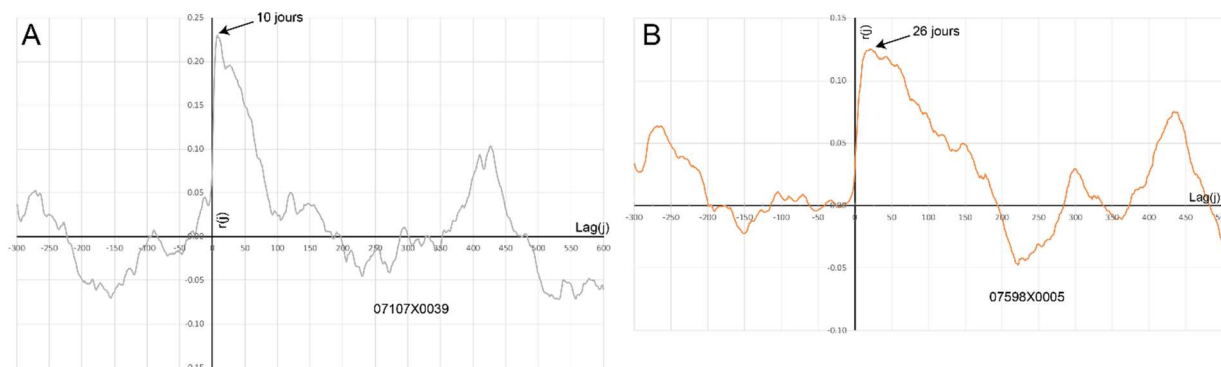


Illustration 19 - Corrélogrammes croisés pluie-piézométrie⁹ des chroniques des ouvrages 07107X0039 et 07598X0005

Le corrélogramme croisé « pluie-piézométrie » permet d'accéder à l'image de la réponse impulsionnelle des aquifères à la recharge par les pluies. L'allure du corrélogramme croisé « pluie-piézométrie » évoque la recharge, puis la vidange d'un réservoir.

Pour l'ouvrage 07107X0039, la réponse impulsionnelle indique que l'effet de la recharge par les précipitations est assez rapide ; le pic de réponse est observé dans les 10 jours après un épisode (lag), avec un coefficient de corrélation de 0,23 (Illustration 19). Pour le deuxième ouvrage (07598X0005), la réponse du système à la recharge apparaît plus lente ; le pic de réponse est observé avec un décalage de 26 jours. La décroissance de la piézométrie suite à la recharge s'observe sur une durée de 90 jours environ pour l'ouvrage 07107X0039, contre plus de 150 jours pour l'ouvrage 07598X0005, ce qui témoigne d'une réponse plus inertielle pour cet ouvrage. La relative inertie de la piézométrie mesurée dans ces ouvrages évoque globalement un comportement matriciel probablement en lien avec la nature des réservoirs carbonatés dans lesquels sont implantés les ouvrages : calcaire dolomitique du Bajocien pour l'ouvrage 07107X0039 et dolomie du Bajocien pour le 07598X0005.

⁹ Formule d'entrée des pluies pondérées en fonction des mailles SAFRAN utilisées (P_XXXX) :

- précipitations_pondérées (07107X0039) = 1 x P_1704

- précipitations_pondérées (07598X0005) = 0,67 x P_1497 + 0,33 x P_1498

b) Ouvrages captant les aquifères captifs des calcaires du Bathonien moyen à l'Oxfordien

Les ouvrages 07343X0007, 07355X0006 et 07356X0022 atteignent les calcaires micritiques et bioclastiques du Bathonien moyen à Oxfordien du nord du Bassin aquitain, à des profondeurs respectives de 176, 160 et 69 m. Ces trois ouvrages ont un mode de gisement considéré captif.

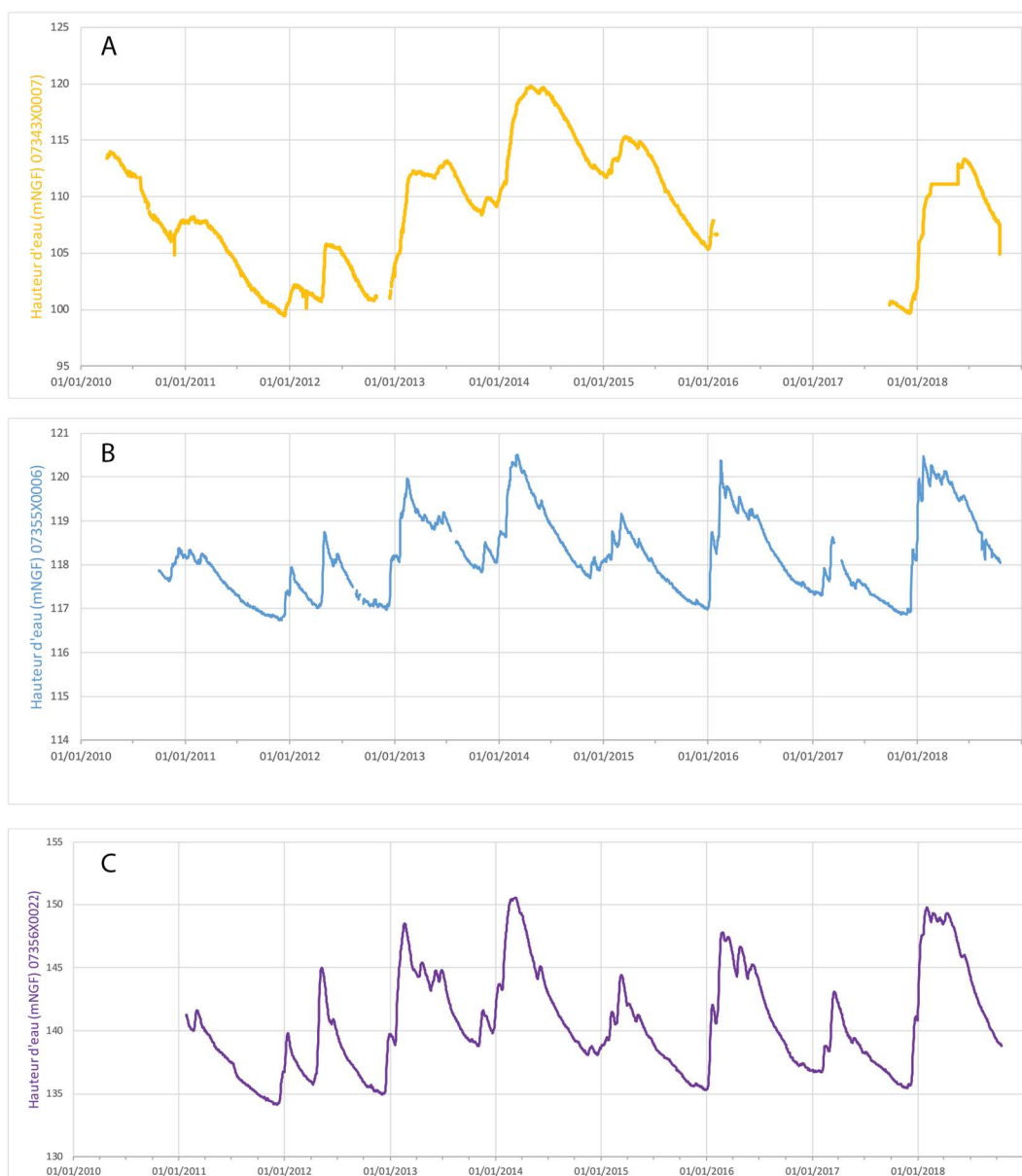


Illustration 20 - Piézométrie (m NGF) dans l'ouvrage A) 07343X0007, B) 07355X0006, C) 07356X0022

Le piézomètre 07343X0007 possède des variations de hauteurs d'eau entre 100 et 120 m NGF. L'ouvrage 07355X0006 capte un aquifère dans les dolomies du Bathonien et n'a pas d'importantes variations de hauteurs d'eau : seulement un à deux mètres, entre les hautes-eaux et les basses-eaux (Illustration 20 B). Les hauteurs d'eau dans le piézomètre 07356X0022 varient entre 134 et 152 m NGF (Illustration 20 C) entre janvier 2011 et mai 2018.

Les données indiquent que les aquifères sous couverture réagissent plus ou moins rapidement à la recharge par les précipitations et se vidangent plus ou moins lentement (Illustration 20).

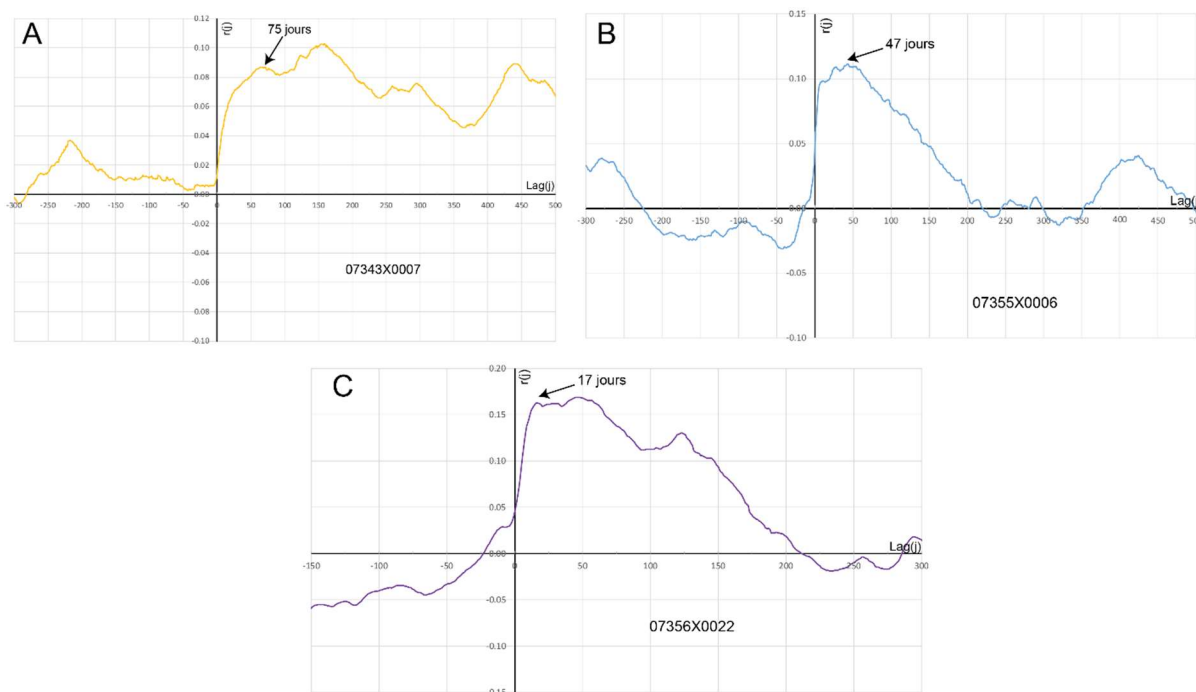


Illustration 21 - Corrélogramme croisé pluie-piézométrie¹⁰ pour l'ouvrage A) 07343X0007, B) 07355X0006, C) 07356X0022

Le piézomètre 07343X0007 présente une réponse impulsionnelle à 75 jours, avec un coefficient de corrélation de 0,09 (Illustration 21A). Une réponse rapide implique un débit à l'exutoire lié uniquement aux précipitations, alors qu'une réponse plus longue implique un système inertiel avec un effet cumulatif important et une vidange très lente. Le temps de réponse est de l'ordre de 40 jours (+/- 10 jours) pour le 07355X0006 et compris entre 20 et 60 jours pour le 07356X0022. Respectivement, les corrélations maximales constatées sont comprises entre 0,11 et 0,17 ; ce qui témoigne d'une part, d'un important filtrage par le milieu lors de la recharge et d'autre part, de la nature probablement matricielle du milieu dans lequel sont implantés les ouvrages. Les temps de régulations sont très importants (> 200 jours) et montrent ainsi que les aquifères sont très inertiels : cela suggère que ce comportement traduit l'existence de réserves importantes d'eau souterraine.

4.2.2. Crétacé

a) Ouvrages captant des aquifères libres du Crétacé

L'ouvrage 07595X0006 capte un aquifère dans les calcaires du Turonien-Coniacien et Santonien à 50 m de profondeur. Le piézomètre 07345X0023 capte ces mêmes calcaires à 73 m de profondeur. L'ouvrage 07584X0002 capte un aquifère libre, dans les calcaires gréseux du Santonien, à 35 m de profondeur. Le 07346X0017, avec une profondeur de 132 m, capte un aquifère dans les calcaires gréseux du Turonien-Coniacien.

¹⁰ Formule d'entrée des pluies pondérées en fonction des mailles SAFRAN utilisées (P_XXXX) :

- précipitations_pondérées (07343X0007) = 0,51 x P_1577 + 0,49 x P_1620
- précipitations_pondérées (07355X0006) = 1 x P_1537
- précipitations_pondérées (07356X0022) = 1 x P_1537

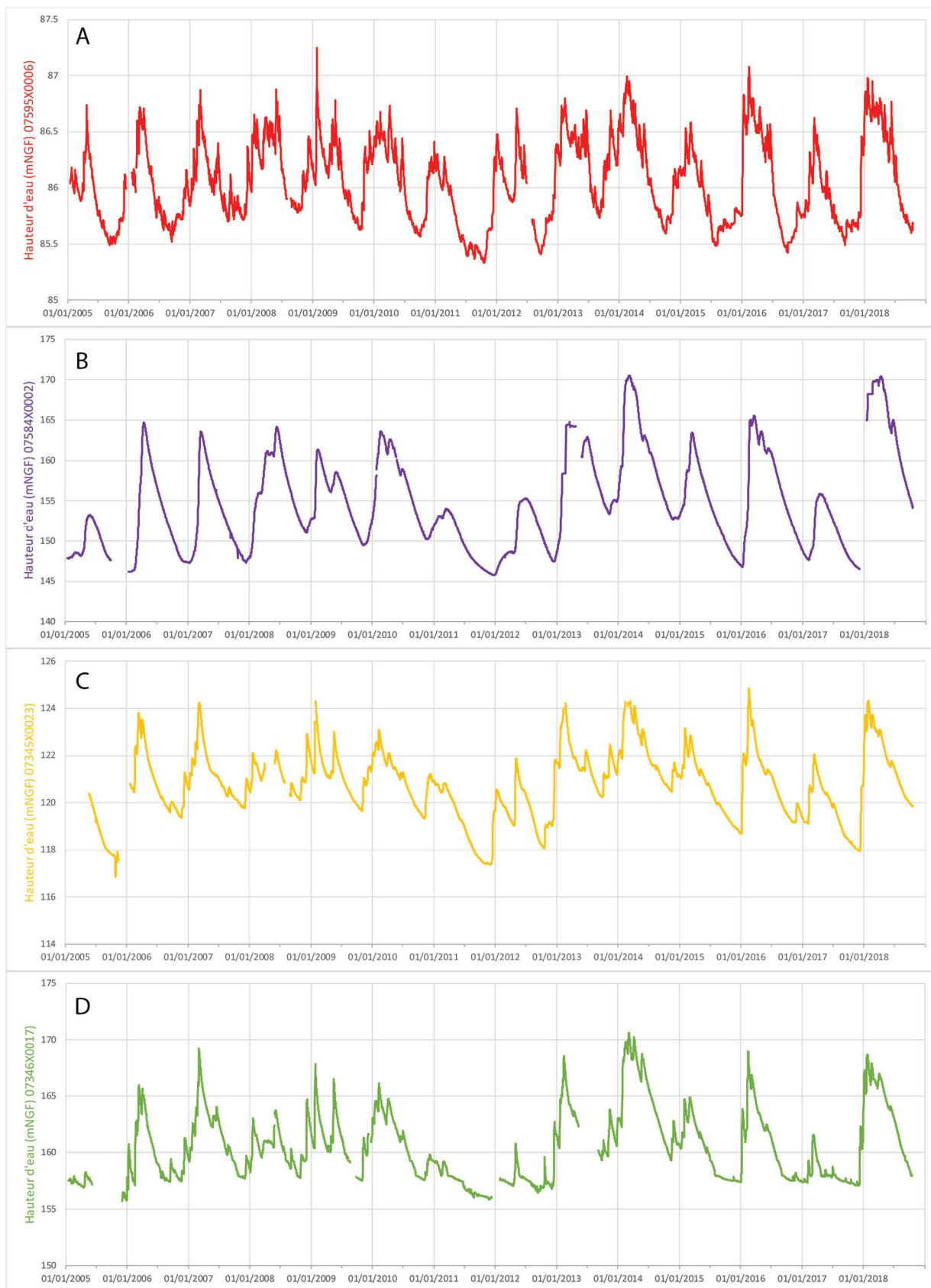


Illustration 22 - Piézométrie (m NGF) dans l'ouvrage A) 07595X0006, B) 07584X0002, C) 07345X0023, D) 07346X0017

L'amplitude des variations piézométriques, mesurées dans l'ouvrage 07595X0006, est faible : inférieure à 2 m (Illustration 22 A). Les variations saisonnières sont bien identifiables. En hautes-eaux, plusieurs pics d'augmentation du niveau piézométrique sont observés en lien avec la pluviométrie : ce phénomène de réponse rapide aux précipitations n'est pas observé sur la chronique de l'ouvrage 07584X0002, qui présente par ailleurs une importante amplitude de variation annuelle (de l'ordre de 10 à 15 m). L'ouvrage 07345X0023, avec une profondeur de 73 m, capte un aquifère libre dans les calcaires gréseux du Turonien-Coniacien. L'amplitude annuelle de variation piézométrique est de l'ordre de 6 m. La chronique du 07346X0017 présente d'importantes amplitudes de variation annuelle, de l'ordre de 20 m.

L'illustration 23 affiche les corrélogrammes croisés des hauteurs d'eau et des précipitations pour les ouvrages 07595X0006, 07584X0002, 07345X0023 et 07346X0017.

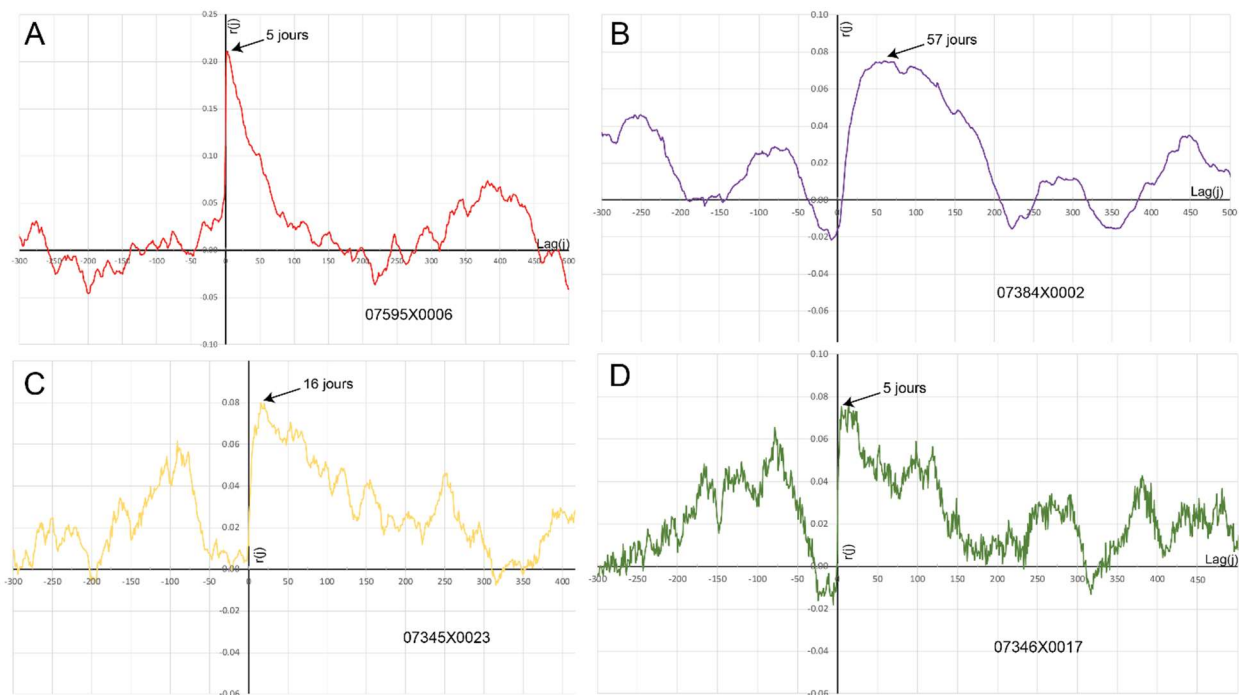


Illustration 23 - Corrélogrammes croisés pluie-piézométrie¹¹ A) 07595X0006, B) 07584X0002, C) 07345X0023, D) 07346X0017

L'ouvrage 07595X0006 montre une réponse impulsionnelle de 5 jours, avec une corrélation assez forte de 0,21. Le pic de la réponse impulsionnelle est très bref, ce qui montre un aquifère très réactif aux événements pluvieux, avec un système karstique certainement bien développé. Pour le piézomètre 07384X0002, la corrélation maximale obtenue est de 0,08 à 57 jours. La réponse impulsionnelle est plutôt faible et étalée, avec une faible corrélation. L'ouvrage 07345X0023 possède une réponse moyenne, à un événement pluvieux de 16 jours, avec une corrélation faible de 0,08. Pour la chronique de l'ouvrage 07346X0017, le pic de réponse à la recharge est rapide, observé dans les 5 jours environ, mais la valeur de corrélation de 0,07 est faible. L'allure de la

¹¹ Formule d'entrée des pluies pondérées en fonction des mailles SAFRAN utilisées (P_XXXX) :

- précipitations_pondérées (07595X0006) = 0,56 x P_1411 + 0,44 x P_1453
- précipitations_pondérées (07584X0002) = 1 x P_1494
- précipitations_pondérées (07345X0023) = 1 x P_1576
- précipitations_pondérées (07346X0017) = 1 x P_1534

décroissance des réponses impulsionnelles suggère une décroissance globalement assez lente, sur une durée de l'ordre de 150 jours.

Les aquifères captés par ces ouvrages sont différents : deux aquifères dynamiques et réactifs aux événements pluvieux (07595X0006 et 07346X0017) ; un aquifère plutôt tamponné avec un effet mémoire important, faiblement karstifié (07384X0002) et un dernier aquifère « mixte », avec une réponse impulsionnelle moyenne entre les deux derniers.

b) *Ouvrage captant un aquifère captif du Crétacé*

Le piézomètre 07595X0009 capte un aquifère sous couverture dans les calcaires gréseux du Coniacien, à 80 m de profondeur.

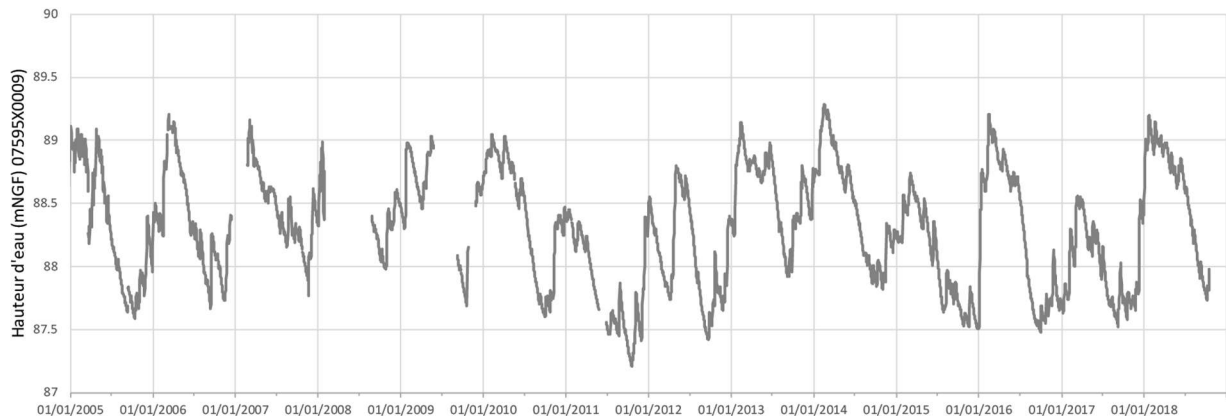


Illustration 24 - Piézométrie (m NGF) dans l'ouvrage 07595X0009

De 2005 jusqu'en février 2018, l'amplitude des variations piézométriques, mesurées dans l'ouvrage 07595X0006, est très faible (de l'ordre de 1 m). La chronique piézométrique témoigne de faibles variations en 2011, en lien probable avec un déficit de recharge à cette période.

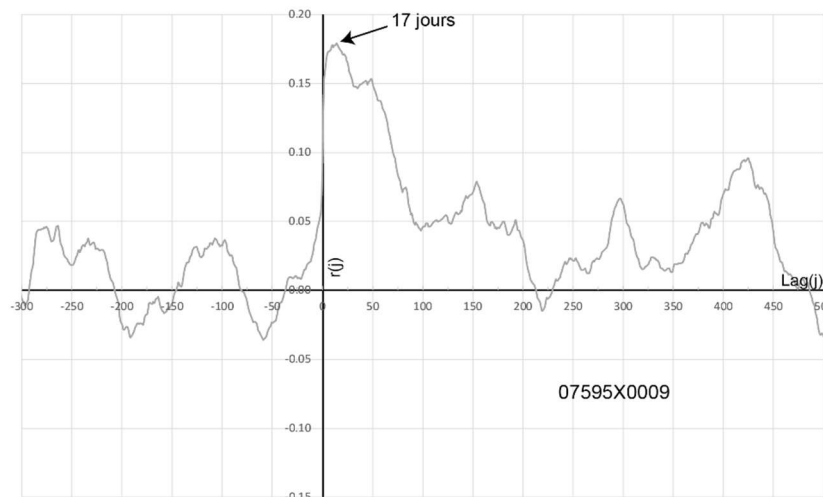


Illustration 25 - Corrélogramme croisé pluie-piézométrie¹² dans l'ouvrage 07595X0009

¹² Formule d'entrée des pluies pondérées en fonction des mailles SAFRAN utilisées (P_XXXX) :

- précipitations_pondérées (07595X0009) = 0,18 x P_1411 + 0,82 x P_1453

Pour la chronique de l'ouvrage 07595X0009, la réponse du système à la recharge est assez rapide ; le pic de réponse est observé avec un décalage de 15 jours environ, avec une corrélation plutôt forte, comparée aux autres valeurs précédentes, de 0,18.

4.2.3. Doublet de piézomètres géographiquement très proches

Il est intéressant d'observer la différence entre deux ouvrages situés à environ 90 mètres de distance, mais captant deux réservoirs hydrogéologiques différents. Le piézomètre 08323X0206 est captif, avec une profondeur de 554 mètres, atteignant les calcaires du Bathonien et Callovo-Oxfordien. Le piézomètre 08323X0205 a un comportement de nappe libre ; il capte les grès et calcaires, ainsi que les sables fin roux du Turonien.



Illustration 26 - Localisation des deux piézomètres 08323X0206 et 08323X0205, selon la géologie (fond de carte 1/50 000)

Ces deux ouvrages ont fait l'objet d'analyses, avec des corrélogrammes croisés entre les deux chroniques. Il n'y avait pas de similitudes de comportement constatées. Le maximum est atteint pour un décalage temporel de 7 jours, la chronique du 08323X0206 devant celle du 08323X0205 (Cabaret et al, 2017).

Le piézomètre 08323X0205 a un niveau d'eau qui ne varie que très peu (99-100 m NGF). Le piézomètre 08323X0206 varie entre 84 et 92 m NGF (Illustration 27).

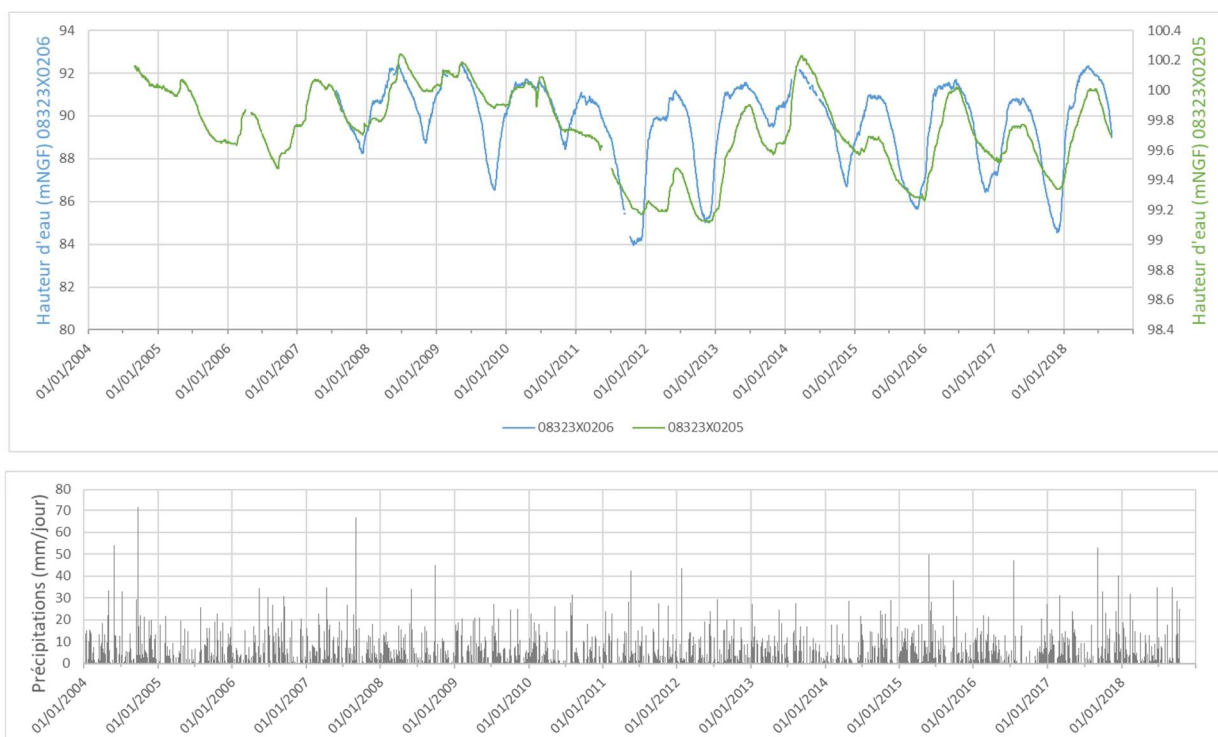


Illustration 27 - Hauteurs d'eau (m NGF) dans les deux piézomètres et précipitations (mm/j) obtenues à partir des données SAFRAN

La charge hydraulique de l'aquifère du Crétacé apparaît supérieure à celle du Jurassique, ce qui pourrait refléter l'existence de drainance descendante (du Crétacé vers le Jurassique).

Les corrélogrammes croisés pluie-hauteur d'eau sont présentés pour les deux piézomètres sur l'illustration 28.

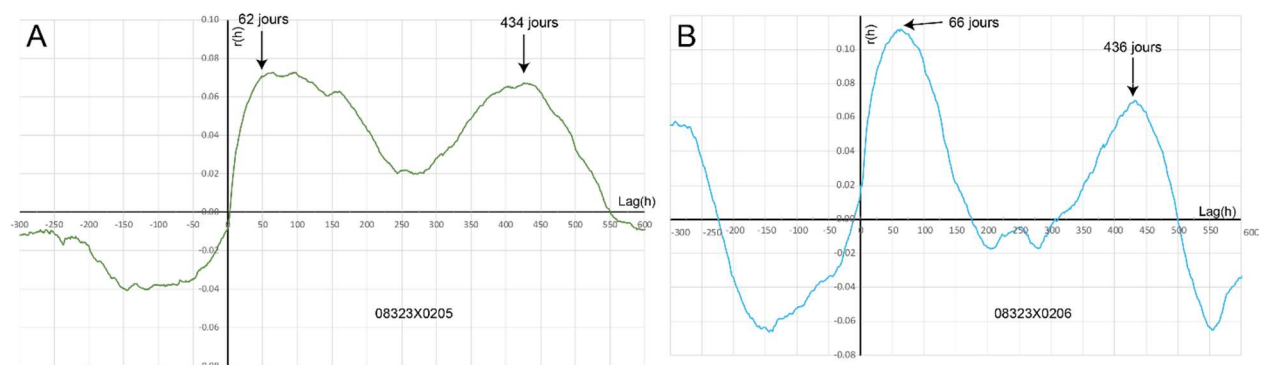


Illustration 28 - Corrélogrammes croisés pluie-piézométrie¹³ pour l'ouvrage A) 08323X0205 (libre-Crétacé), B) 08323X0206 (captif - Jurassique)

Les chroniques piézométriques sont assez longues (plus de 10 ans) pour que les corrélogrammes croisés soient représentatifs du fonctionnement global. Pour la chronique de l'ouvrage

¹³ Formule d'entrée des pluies pondérées en fonction des mailles SAFRAN utilisées (P_XXXX) :

- précipitations_pondérées (08323X0205) = $0,71 \times P_{1164} + 0,28 \times P_{1165} + 0,01 \times P_{1207}$

- précipitations_pondérées (08323X0206) = $0,50 \times P_{1165} + 0,50 \times P_{1207}$

08323X0205 du Crétacé, la réponse du système à la recharge est lente et étalée ; le pic de réponse est observé pour des décalages compris entre 50 et 100 jours environ (corrélations de l'ordre de 0,07). Le corrélogramme croisé met en évidence un autre pic autour de 430 jours (corrélations de l'ordre de 0,07), ce qui suggère l'existence d'un système très inertiel présentant un temps de régulation important (> 1 an). Dans ce contexte, la succession d'années humides ou d'années sèches se traduira par un effet cumulatif à long terme sur la piézométrie, à la hausse dans le premier cas et à la baisse dans le second cas. L'ouvrage 08323X0205 montre un cycle à 62 jours et à 436 jours, avec un coefficient faible, atteignant un maximum de 0,07 à 62 jours.

La réponse du système aux précipitations se produit avec une cyclicité à 66 jours et 436 jours pour l'ouvrage 08323X0206. La cyclicité est à peu près semblable à l'ouvrage précédent. Le coefficient de corrélation atteint son maximum de 0,11 à 66 jours. La réponse du Jurassique (ouvrage 08323X0206) à la recharge est également lente ; le pic de réponse est observé pour des décalages compris entre 50 et 70 jours environ. Le corrélogramme croisé met en évidence un autre pic autour de 430 jours, ce qui suggère là encore l'existence d'un système inertiel présentant un temps de régulation important (> 1 an). L'allure de la décroissance de la réponse impulsionnelle apparaît rapide, ce qui semble contradictoire avec l'existence d'un temps de régulation important (> 1 an). Le comportement piézométrique observé dans l'ouvrage 08323X0206 (Jurassique) peut être expliqué si l'on considère que la piézométrie est influencée par des pompes estivales.

4.3. QUE RETENIR DE CES ANALYSES PIEZOMETRIQUES ?

A l'échelle du Bassin aquitain, l'étude précédente (Cabaret et al., 2017) a permis de sélectionner les chroniques piézométriques caractérisées par une absence de tendance à long terme (lié aux prélèvements par pompage et/ou une diminution de la recharge) et présentant une résolution temporelle journalière.

Ainsi, 12 chroniques concernant des ouvrages, situés en Dordogne (10) et dans le Lot (2), ont été étudiées à l'aide de l'approche fonctionnelle basée sur l'analyse corrélatrice croisée (pluie-piézométrie) dans le but de mieux appréhender le fonctionnement global des aquifères. En recontextualisant d'un point de vue hydrogéologique les ouvrages, il est ainsi possible d'aller plus loin dans les analyses précédemment initiées (Cabaret et al. 2017).

Les analyses corrélatrices croisées (pluie-piézométrie) ont permis d'accéder aux « allures » des réponses impulsionnelles des différents aquifères, dans lesquels sont implantés les ouvrages d'observations et de caractériser les dynamiques de fonctionnement. L'effet de la recharge par les précipitations se traduit par une augmentation relativement rapide de la piézométrie, suivie d'une décroissance plus ou moins lente, en lien avec la nature inertielle des aquifères. D'une manière générale, les aquifères libres présentent des réponses plus rapides à la recharge que les aquifères situés sous couverture. Les dynamiques de vidange sont globalement assez lentes (comportement inertiel), voire très lentes pour les ouvrages situés sous couverture et un peu plus rapides pour les aquifères libres. La nature du milieu dans lequel sont implantés les ouvrages est globalement qualifiée de type matriciel, pour les aquifères sous couverture. Le comportement global des points d'eau étudiés apparaît peu karstique, ce qui suggère une mauvaise connexion hydraulique avec le réseau de drainage transmissif du karst.

Les chroniques piézométriques des aquifères du Crétacé présentent globalement des temps de réponses aux événements pluvieux, plus courts que celles des aquifères du Jurassique, observés précédemment, qu'ils soient sous couverture ou libres.

Les réservoirs du Jurassique, situés sous couverture et étudiés à l'aide des chroniques piézométriques (07343X0007 ; 07356X0022 ; 08323X0206), semblent présenter des temps de régulation importants (> 1 an), en lien avec le comportement globalement matriciel identifié. Ce comportement peut traduire l'existence de réserves importantes, mais ne préjuge pas de l'aptitude des aquifères à restituer les réserves (notamment lors d'un pompage), qui dépend des caractéristiques transmissives du karst.

Dans ce contexte d'aquifère inertiel et présentant d'importants temps de régulation, une succession d'années humides ou d'années sèches se traduira par un effet cumulatif à long terme sur la piézométrie, à la hausse dans le premier cas et à la baisse dans le second cas.

Il apparaît à l'issue de ce travail que les comportements observés restent cohérents avec la nature libre/captive envisagée pour l'ensemble des ouvrages. Toutefois la fonctionnalité karstique des réservoirs n'a pu être mise en évidence au regard des analyses conduites. Il conviendrait donc de poursuivre ces premiers travaux par l'interprétation de pompages d'essai et l'appui d'analyses hydrochimiques. L'utilisation d'autres chroniques mieux réparties géographiquement pourraient compléter l'approche proposée.

5. Approche pluridisciplinaire et multi-échelle, pour la compréhension des écoulements, à l'échelle des bassins d'alimentation

L'objectif est de construire une méthodologie permettant d'identifier l'origine des eaux et le fonctionnement des aquifères karstiques, au travers d'une approche pluridisciplinaire géologique, géomorphologique, hydrodynamique et hydrochimique.

Trois sources sont étudiées dans le cadre de ce travail, supposées représentatives des contextes hydrogéologiques, susceptibles d'être rencontrés en Dordogne : une source karstique, uniquement alimentée par un réservoir jurassique (La Doux de Coly) ; une autre par un réservoir crétacé (la source de Falguyret) et une source dite « mixte », alimentée par les deux réservoirs du Jurassique et du Crétacé (les sources du Toulon). Le choix des sources a été réalisé selon les données géologiques et hydrogéologiques déjà disponibles (débits et de physico-chimie), ainsi que des connaissances fondamentales déjà acquises sur le fonctionnement hydrogéologique des systèmes, par des travaux de thèse ou de bureau d'étude, en concertation avec les partenaires du projet (Conseil Départemental 24, Agence de l'Eau Adour-Garonne et Université de Bordeaux).

Les travaux menés sur les bassins d'alimentation de ces systèmes karstiques ont, dans un premier temps, porté sur la reconnaissance de terrain des sources, situées dans et aux abords des impluviums actuellement connus des trois sources. Ces travaux ont également permis de mettre à jour l'inventaire des sources de Dordogne (Cabaret et al. 2017). Dans le but d'établir une étude géomorphologique et karstologique couplée à une analyse de MNT, des reconnaissances géologiques et hydrogéologiques ont été menées sur les différents impluviums des sources étudiées. Le travail consiste à repérer les morphologies et phénomènes karstiques sur le terrain, appuyé par des documents graphiques (cartes, topographies de réseaux spéléologiques disponibles) pour en déterminer la nature et leur mode de formation. Ces observations permettent de proposer les modes de mise en place des drainages et systèmes karstiques en les corrélant avec les facteurs responsables de leur évolution géomorphologique, géologique et hydrogéologique. Il en ressort une délimitation de bassin versant avec un fonctionnement hydrogéologique associé qu'il convient de valider ensuite en termes de surface (par l'étude de bilan hydrologique) et d'hydrodynamique (modélisation couplée "pluie-débit") notamment.

5.1. CONNAISSANCES SUR LES SOURCES DE DORDOGNE

5.1.1. Inventaire finalisé des sources

Initié en 2014, l'inventaire des sources de Dordogne a été finalisé en avril 2017 (Cabaret et al. 2017), avec un total de 3 244 sources. La réalisation de cet inventaire s'est appuyée sur les sources présentes dans la Banque du Sous-Sol (BSS) et la BD Cavités, complétées des cartes géologiques, cartes IGN, des rapports de bureaux d'étude et de thèses. L'ensemble des communes de Dordogne a été mis à contribution, afin de répertorier les sources présentes sur leur territoire. Ce travail a permis d'identifier 412 nouvelles sources en Dordogne.

Suite aux campagnes de terrain de 2018, plusieurs sources ont été supprimées de l'inventaire du fait d'une mauvaise localisation ou de doublons. L'inventaire a donc permis de comptabiliser 3 232 sources, à la fois pérennes et temporaires (Illustration 29).

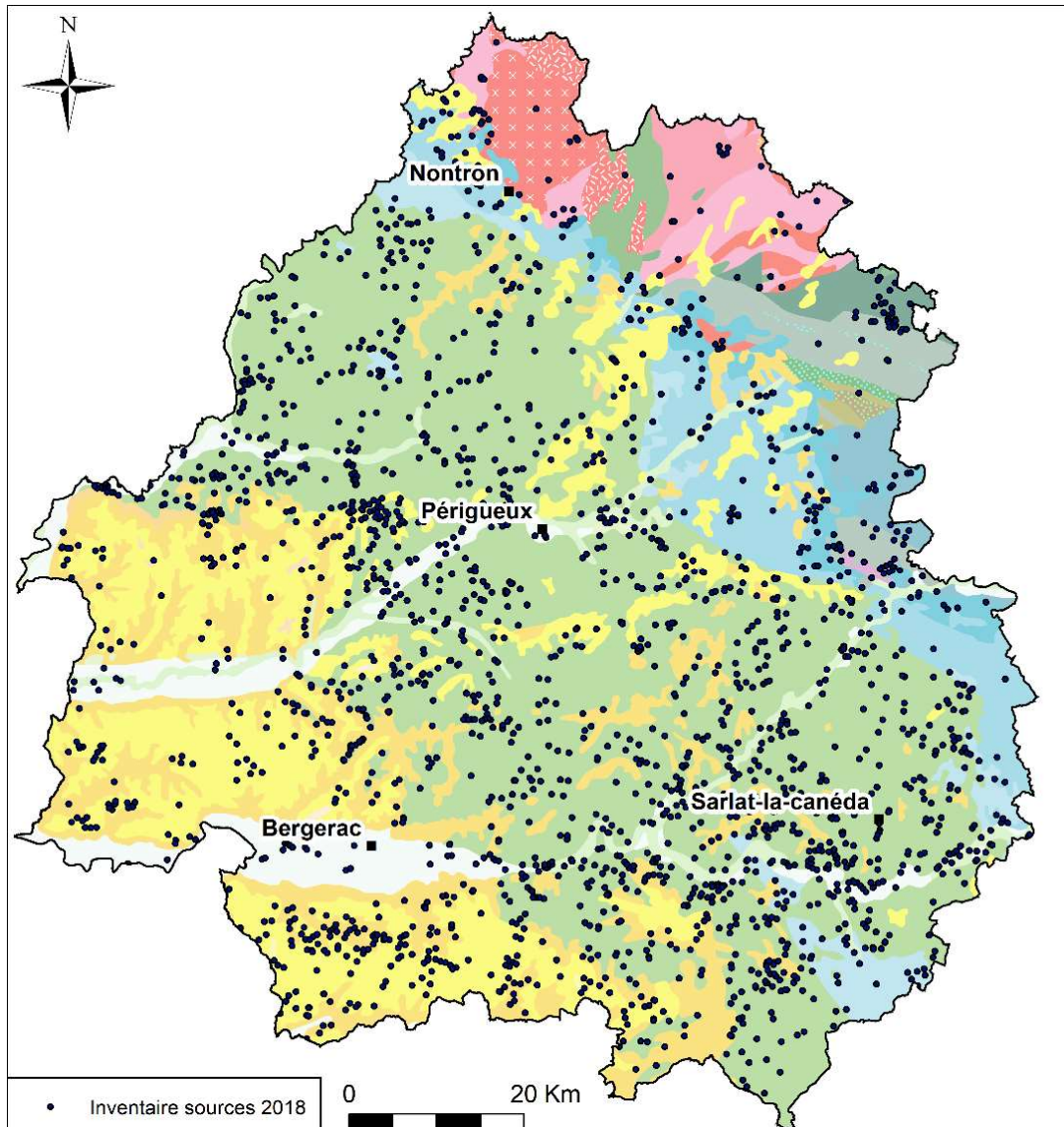


Illustration 29 - Carte de répartition des 3 232 sources recensées en Dordogne en août 2018

5.1.2. Poursuite de l'acquisition de données

La connaissance du débit des sources et des paramètres physico-chimiques des points d'eau est indispensable pour évaluer les ressources en eau disponibles et les modalités d'écoulements.

Les reconnaissances de terrain de 2018 ont été focalisées sur la zone d'étude, définie par les bassins d'alimentation des trois sources choisies : les sources du Toulon, la source de Falgueyret et la source La Doux de Coly. Ce choix est justifié par le fait que les contextes hydrogéologiques sont différents : une source mixte, une source d'origine crétacé et une source jurassique. Les bassins d'alimentation considérés ici sont ceux utilisés, plus tard, concernant l'étude des modalités d'écoulement au sein des aquifères crétacé et jurassique. Il était ainsi nécessaire de faire un état des lieux des sources présentes au sein de ces bassins d'alimentation ou aux alentours.

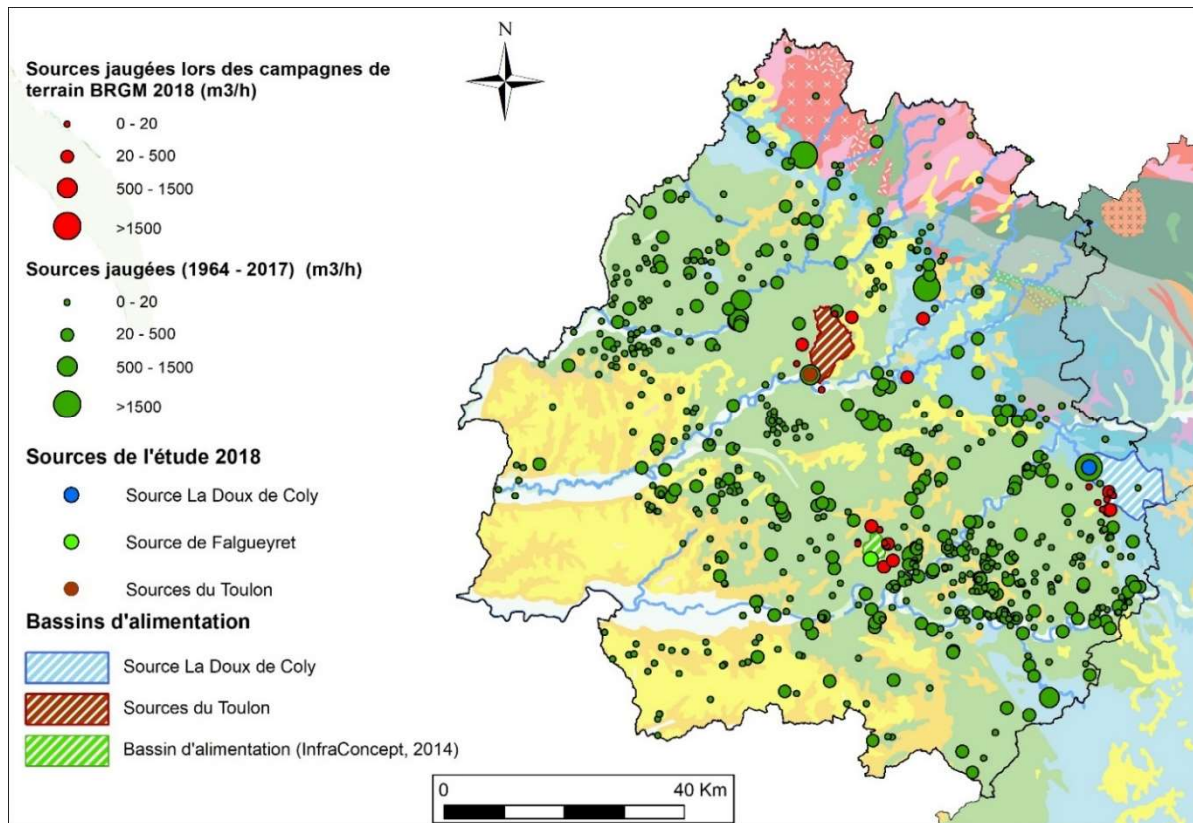


Illustration 30 - Localisation des sources jaugées en Dordogne

Le passage sur site permet de vérifier l'exactitude de l'inventaire (présence ou non de la source, localisation, accessibilité...) et d'évaluer le débit si possible.

Lors des reconnaissances-terrains de 2018, 38 sources ont pu être visitées : 3 sources étaient à sec (entre juillet et août 2018), 8 sources présentaient de l'eau stagnante, 4 sources étaient inaccessibles pour réaliser les mesures physico-chimiques. Les débits de 25 sources ont été mesurés pour 38 sources visitées. Ainsi depuis 1964, 666 sources ont été jaugées ponctuellement en Dordogne. La grande majorité de celles-ci ont un débit mesuré inférieur à 20 m³/h, avec seulement 11 sources possédant des débits supérieurs à 500 m³/h (Illustration 31). Les résultats sont présentés en annexe 2, Annexe 3 et Annexe 4, pour chaque source étudiée.

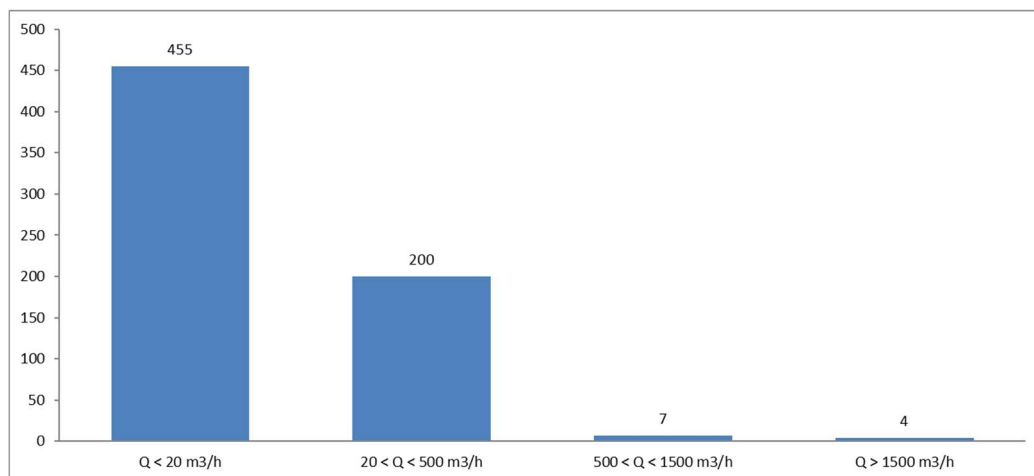


Illustration 31 - Nombre de sources jaugées par classe de débit mesuré ponctuel

Les sources captant les aquifères du Crétacé possèdent des débits mesurés inférieurs aux sources dans les aquifères du Jurassique (Illustration 32).

	Sources Crétacé		Sources Jurassique	
Moyenne débits mesurés	47,2		559,6	
Q max	4 602		12 293	
Q < 20	320	67,2%	25	55,6%
20 < Q < 500	150	31,5%	17	37,8%
500 < Q < 1 500	5	1,1%	1	2,2%
Q > 1 500	1	0,2%	2	4,4%
Total	476		45	

Illustration 32 - Tableau synthétique des mesures de débits dans les sources crétacé et jurassique

Les mesures de débits dans chacune des sources ont été complétées par des mesures des paramètres physico-chimiques, tels que la température, le pH, la conductivité électrique, le taux de saturation d'oxygène, l'oxygène dissous et le potentiel redox.

5.2. EXEMPLE D'UN SYSTEME JURASSIQUE : LA DOUX DE COLY (INDICE BSS : 07847X0001/HY - BSS001XCVT)

5.2.1. Étude géomorpho-karstologique du Causse de Martel : source La Doux de Coly

a) Contexte géographique et géologique

Le Causse de Martel est un plateau calcaire constitué par les dépôts du Jurassique, incisé par deux rivières au nord et au sud : respectivement la Vézère et la Dordogne (Illustration 33). Le Causse de Martel est délimité à l'est par la vallée de la Tourmente, qui se développe dans les formations du Lias et qui le sépare du socle cristallin du Massif Central. À l'ouest, le Causse est bordé par des formations du Crétacé supérieur, qui marquent le début d'une autre entité géographique : le Périgord. Le Causse de Martel constitue le plus septentrional des Causses du Quercy, avec le Causse de Limogne au sud et le Causse de Gramat entre les deux.

Il est principalement constitué par les terrains du Dogger, avec un pendage faible vers le sud-ouest. Dans sa partie sud-ouest, on retrouve les formations du Malm qui affleurent avant d'être recouvertes en discordance par le Crétacé supérieur (Illustration 33). Au nord, la faille de Condat-Meyssac met en contact ces formations du Dogger avec les grès permotriassiques du Bassin de Brive. Situées sur la bordure nord-est du Bassin aquitain, les principales failles, qui affectent le Causse, présentent une direction NW-SE, avec un jeu normal montrant un abaissement des blocs en direction du bassin (vers le sud-ouest). Quelques failles subméridiennes s'observent dans la partie nord du Causse à faible rejet apparent. L'ensemble du Causse est parsemé de formations superficielles qui seront détaillées par la suite.

Les systèmes karstiques du Causse de Martel, et en particulier celui de La Doux de Coly, sont situés dans les formations du Dogger, limitées à la base par les marnes du Lias (Toarcien et Domérien), qui constituent la limite basale de l'aquifère. Les formations du Dogger peuvent être découpées de bas en haut comme suit (voir log, Illustration 33) :

- Formation d'Autoire (Aalénien à Bajocien), composée de calcaires bioclastiques à oncolithes et de calcaires dolomitiques ;

- Formation de Carjac (Bajocien supérieur à Bathonien supérieur), composée de calcaires oolitiques surmontés de mudstones massifs, avec de minces niveaux ligniteux. Le sommet est composé de brèches sédimentaires polygéniques surmontées localement par des marnes ;
- Formation de Rocamadour, composée du membre de Marcilhac (Bathonien terminal (à Callovien basal?)), correspondant à des calcaires oolitiques et graveleux, et du membre de Cabrerets (Callovien ?) composé de calcaires massifs en bancs métriques ;
- Formation de Saint Géré (Oxfordien ?), composée de calcaires oolitiques ;
- Formation de Vers (Oxfordien ? à Kimméridgien basal ?), composée d'un mudstone à la base et surmontée d'un faciès bréchiq polygénique à cailloux noirs ;
- Formation de Cras (Kimméridgien), composée d'un faciès bréchiq à la base, passant progressivement à un calcaire micritique et quelques intercalations marneuses.

Dans l'ensemble du Quercy, les étages rapportés au Callovien et à l'Oxfordien sont dépourvus d'éléments de datation (preuve paléontologique) et ont donc été attribués à ces étages de manière arbitraire. L'ensemble de la pile stratigraphique décrite ci-dessus présente quelques petits niveaux de marnes, pouvant servir localement de frein au développement vertical des réseaux karstiques, mais rien de fortement limitant pour la karstification.

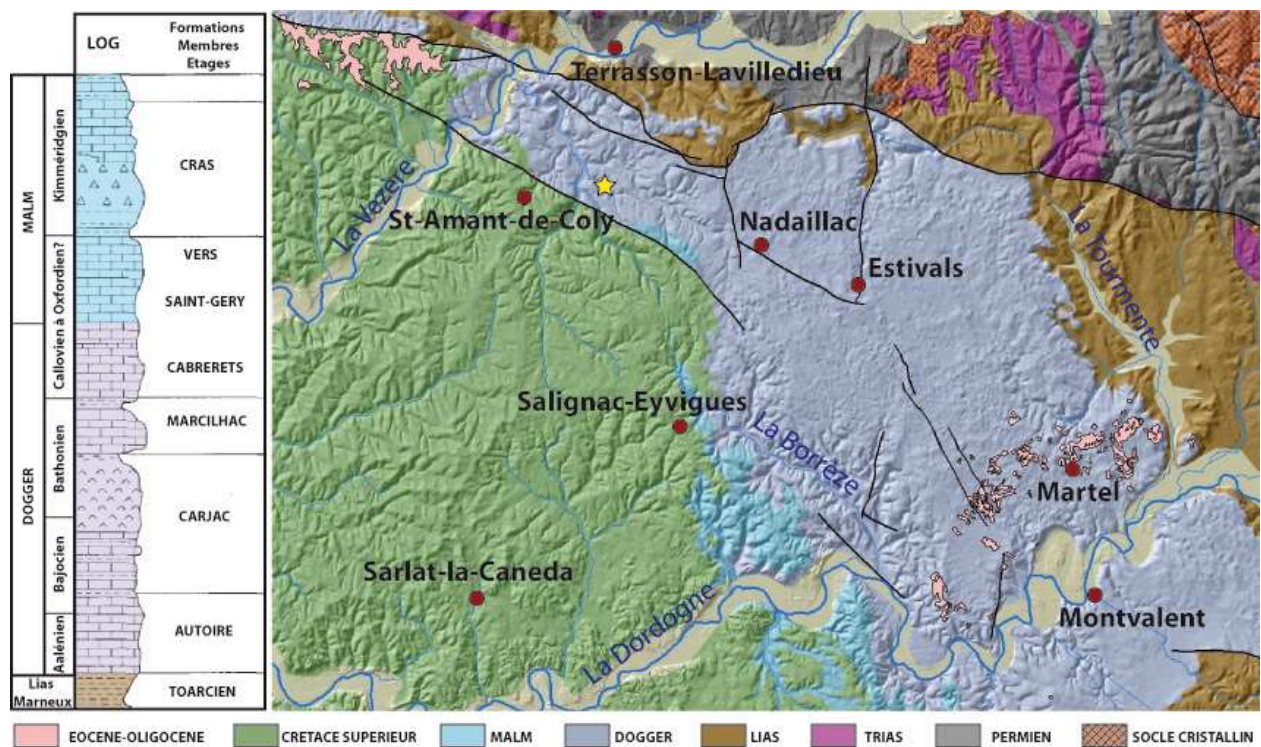


Illustration 33 - Carte géologique simplifiée du Causse de Martel et de ses environs (à droite). L'étoile jaune représente la source La Doux de Coly. Log géologique simplifié des formations jurassiques affleurantes sur le Causse de Martel (d'après Astruc et al., 1995) (à gauche).

b) Formations superficielles à la surface du Causse de Martel

L'ensemble de la zone d'étude est à la croisée de quatre cartes géologiques (Terrasson, Brive, Sarlat-La-Canéda et Souillac), levées par différents auteurs et publiées entre 1976 et 1995. Si la

cohérence des terrains géologiques est respectée pour la plupart des formations carbonatées, ce n'est pas le cas des formations dites « superficielles » ou « résiduelles » à la surface du Causse, cartographiées sous diverses appellations (lorsqu'elles sont cartographiées). On recense, sur le Causse de Martel, des formations gréseuses plus ou moins ferruginisées et silicifiées, des sables et nodules d'oxyde-hydroxydes, des morceaux de cuirasse ferrugineuse (...) attribués selon les auteurs à l'altération d'une ancienne couverture crétacée supérieure ou des terrains du Sidérolithique. Des formations détritiques d'argiles et sables grossiers sont retrouvées, contenant des galets de quartz, pouvant atteindre des diamètres supérieurs à 20 cm, attribuées, selon les auteurs, à l'Eocène, l'Oligocène, le Miocène ou encore le Quaternaire (Illustration 33). Aucune de ces formations n'a été datée, mais certains auteurs leur attribuent un âge par analogie de faciès. Mais dans ce type de terrain, le faciès est souvent trompeur et la datation demeure ambiguë.

Afin de simplifier l'ensemble, nous distinguerons, par la suite, les formations superficielles comme suit (voir cartographie sur l'illustration 35) :

- En vert à point orange : Les formations argilo-sableuses ferrugineuses ou non, attribuées à l'altération des dépôts marins du Crétacé supérieur et des épandages détritiques du sidérolithique venant du Massif Central (Illustration 34).

Lorsque ces formations sont observées en position haute (en surface du Causse), on considèrera qu'elles sont quasiment en place et lorsqu'elles sont observées en position basse (vallées sèches ou vallées actuelles), c'est qu'elles sont issues du remaniement et du soutirage karstique des formations superficielles de la surface du Causse. L'étude des minéraux lourds a montré que les échantillons de sidérolithique sont comparables à ceux des altérites de Crétacé. Les minéraux lourds présents sont l'andalousite, la staurotide, la tourmaline et le zircon, en revanche le grenat et le disthène sont absents (Guillot et al., 1979). Cette similitude entre sidérolithique et altérite tend à prouver qu'une grande partie des formations du Sidérolithique est produite à partir des formations du Crétacé, démantelées en amont (sur le Massif Central), puis re-sédimentées sur le Causse de Martel.



Illustration 34 - Différents faciès cartographiés sur le Causse de Martel comme « sidérolithique » ou altérites de Crétacé de composition similaire-quartz, nodules d'oxyde-hydroxyde, argile- en pourcentage variable. En haut à gauche : différents faciès de grès ferruginisé à grain fin induré et rouge violacé et grès orangé à grains plus grossiers et plus argileux situés sur la ligne de crête à l'est de la Pujade (Illustration 35). En haut à droite grès rouge ferruginisé à grain fin du secteur des Justices (Illustration 35). En bas à gauche : argiles jaunâtres sableuses à galets mous de kaolinite dans la plaine d'Estivals (Illustration 35). En bas à droite : affleurement, d'un sol de 1,5 mètre d'épaisseur, argileux et rouge en bordure de la dépression du Battut (Illustration 35).

- En rose (Illustration 35) : La formation de Saint Denis-Catus, composée d'argile à graviers et galets de quartz, qui signe un apport détritique grossier venant du Massif Central et un changement de configuration dans la dynamique de transport.

Ces formations sont bien identifiables et distinguables des formations précédentes. Leur position topographique, plus basse que la surface sommitale du Causse, ainsi que la granulométrie du matériel détritique, sont clairement différentes. De plus, on peut noter la forte proportion de disthène, qui tranche nettement avec les formations du Crétacé et du Sidérolithique (Guillot et al., 1979). L'arrivée de ces formations dans le Bassin aquitain témoigne d'un changement de contexte géologique, avec la mise à nu des terrains cristallins métamorphiques du Massif Central et leur érosion (pour produire le disthène), et une dynamique de transport plus torrentielle favorable à l'apport de matériel très grossier.

- Les grèzes : correspondent aux colluvionnements des gélifracfs calcaires.

Les grèzes ne sont pas représentées sur la carte, du fait de leur étendue très limitée. Issues de la gélifraction des calcaires lors des périodes périglaciaires du Quaternaire, ces grèzes ont rempli les dépressions karstiques, ainsi que les vallées sèches préexistantes. Lors du diagnostic karstique effectué en amont de la construction de l'aéroport de Brive, sur le

Causse de Martel, Bruxelles et al. (2006) ont mis en évidence la présence de grès associées à des argiles limoneuses jaunes au sein des dolines, surmontant les altérites de Crétacé et le Sidérolitique.

- En jaune pâle : Ce sont les terrasses quaternaires, limitées aux principales vallées comme la Dordogne et la Vézère, mais aussi à la vallée de la Tourmente.

Le dispositif de terrasses emboîtées ne peut s'effectuer qu'au cours des conditions d'alternance climatique du Quaternaire entre périodes froides et moins froides. Elles sont associées à la dynamique d'incision de la partie basse des vallées fluviales.

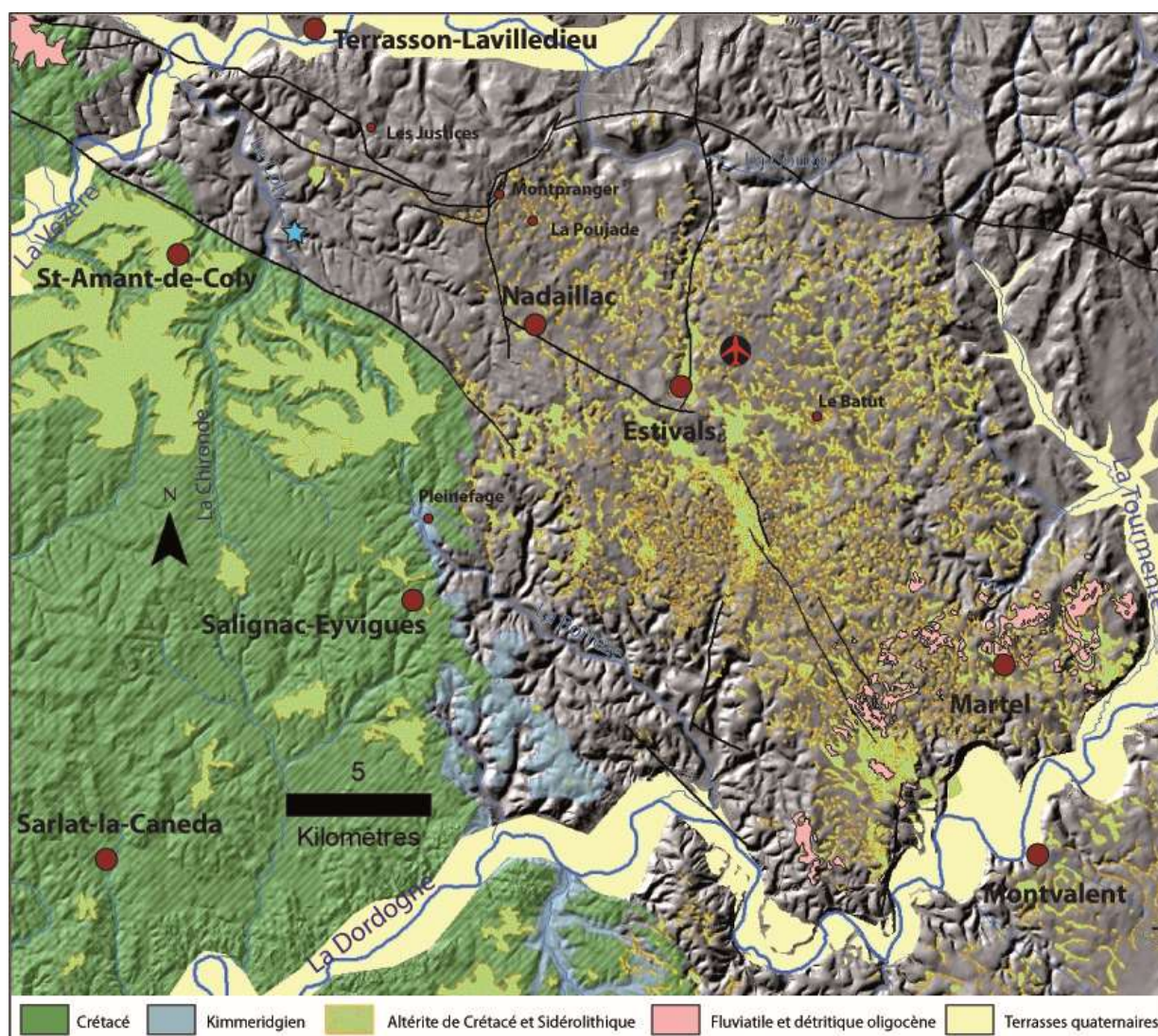


Illustration 35 - Carte des formations et formations superficielles du Causse de Martel, avec fond SIG « ombrage » issu du traitement du MNT. Sont cartographiées les formations du Crétacé, du Kimmeridgien et du Quaternaire. Les formations résiduelles sont regroupées en deux catégories : i) les altérites de Crétacé et le Sidérolitique et ii) la formation fluviatile détritico-oligocène de Saint-Denis-Catus, attribuée à l'Oligocène.

La cartographie des formations superficielles met en évidence la prédominance des altérites du Crétacé/Sidérolithique (en vert à points orange) sur le Causse de Martel (Illustration 35). Elles ont recouvert l'ensemble du Causse, alors que les formations détritiques conglomératiques (en rose) sont limitées au sud du Causse de Martel et au nord de la Vézère, dans des positions topographiques plus basses que la surface sommitale du Causse. Cette position prouve que ces formations s'inscrivent dans une histoire plus récente que les derniers épandages sidérolithiques, mais avant l'incision des vallées principales. Enfin les terrasses quaternaires se retrouvent au sein de ces dernières vallées. S'il est facile d'établir une chronologie de ces observations, la datation de ces événements reste imprécise. On peut néanmoins proposer l'interprétation qui suit : l'altération du Crétacé supérieur commence dès le Paléocène et se poursuit au cours de l'Eocène, sous un climat chaud et humide (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon, 1989 ; Simon-Coinçon et al., 1997). Le Sidérolithique, correspondant aux altérites allochtones de Crétacé érodées sur le Massif Central, transportées et sédimentées sur le Causse, s'inscrit sans doute au cours d'une histoire Eocène à Oligocène. Les formations grossières de Saint-Denis-Catus se retrouvent le long d'un axe NE-SW, depuis le Causse de Martel jusqu'au sud de Cahors, où ces dépôts fluviaux s'imbriquent dans les calcaires lacustres de l'Oligocène (Astruc, 1988). Ces formations détritiques grossières correspondent sans doute aux prémices d'un changement géodynamique, qui culmine au Miocène supérieur, avec la surrection du Massif Central. Cette surrection provoque un nouveau sens de drainage est-ouest des cours d'eau principaux et entraîne le début de l'incision des vallées fluviales. Les terrasses emboîtées du Quaternaire s'étagent dans la partie basse des vallées.

c) Morphologies karstiques du Causse de Martel

Le Causse de Martel présente des morphologies karstiques typiques du domaine caussenard : dolines, gouffres, grottes, buttes à relief mou (pechs), vallées sèches... La cartographie de ces divers éléments est présentée sur l'illustration 36.

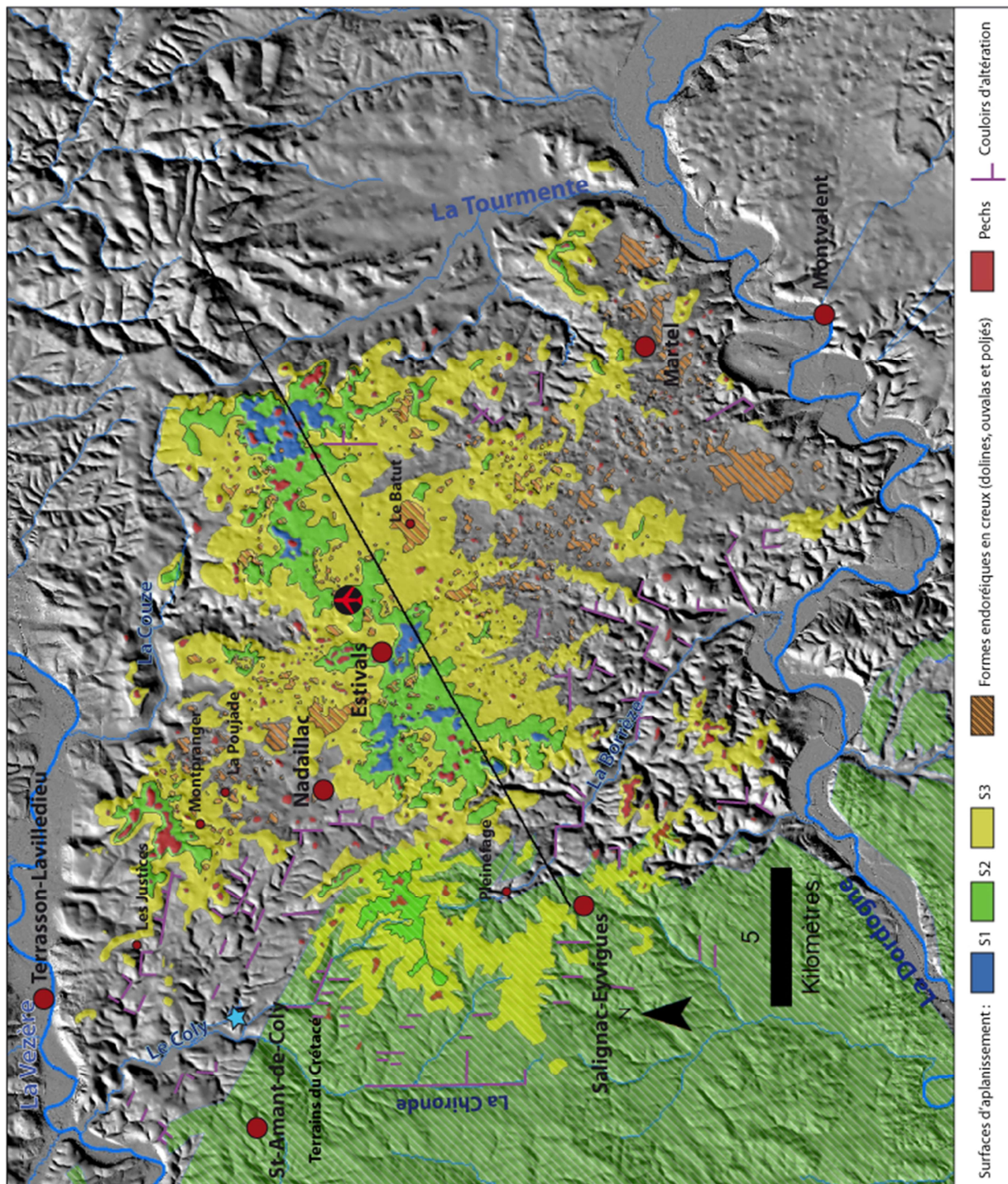


Illustration 36 - Carte des formes karstiques du Causse de Martel, avec fond SIG « ombragé » issu du traitement du MNT, pour faire ressortir la texture du relief. Trois surfaces d'aplanissement karstique sont identifiées (S1, S2 et S3) : les dépressions karstiques ou formes endoréiques (dolines, ouvalas et poljés confondus), les pechs constituant les reliefs résiduels. Les vallées sèches sont clairement visibles grâce au traitement « ombragé » du MNT. La droite noire correspond au tracé de la coupe de l'illustration 37.

- Les formes en bosses : les pechs

Les pechs sont des buttes calcaires, à relief conique et arrondi, qui dominent les surfaces de replat (en rouge, Illustration 36). Ils correspondent aux buttes-témoins des pinacles de crypto-corrosion et forment un karst à buttes ruiniformes, dont les versants ont été repris par la gélifraction. Ces buttes karstiques ne sont pas toutes à la même altitude, car elles correspondent aux planchers démantelés de surfaces d'aplanissement, qui se sont abaissées au fur et à mesure de l'évolution karstique du Causse et de la chute du niveau de base.

- Les surfaces d'aplanissement karstique développées sous couverture

En contrebas de ces pechs, les surfaces d'aplanissement sont remarquablement bien conservées sur le Causse. On en distingue au moins trois. La plus haute, appelée S1, conservée à des altitudes entre 330 et 350 m (en bleu sur l'illustration 36), occupe la zone sommitale du Causse, avec des pechs qui dominent jusqu'à plus de 360 m. Il s'agit des restes de la plus vieille surface karstique encore conservée sur le Causse de Martel (peut-être s'agit-il du plancher d'un ancien poljé ?). Cette surface est démantelée par une deuxième surface d'aplanissement karstique, S2 mieux conservée, située entre 310 et 330 m (en vert, Illustration 36), dont les pechs associés sont les résidus de l'ancienne surface S1. Et enfin une dernière surface S3 (en jaune, Illustration 36) est moins visible dans le paysage, car elle est très affectée par le soutirage karstique et perforée de très nombreuses dolines. Ces trois surfaces correspondent à trois niveaux de stabilité du niveau de base, qui ont permis la formation de ces surfaces d'aplanissement, auxquelles sont associées trois périodes de karstification des calcaires situés sous couverture. Elles sont chacune séparées par une légère chute du niveau de base, qui a permis d'emboîter ces surfaces les unes dans les autres.

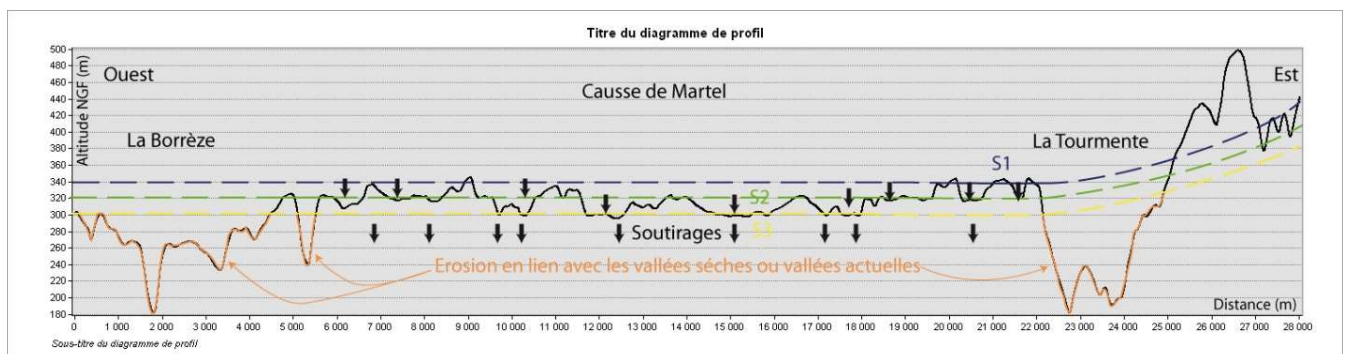


Illustration 37 - Coupe topographique ouest-est du Causse de Martel (voir tracé Illustration 36) présentant les 3 surfaces d'aplanissement composées de replats avec leur pechs et dépressions associées : S1 (en bleu) étant la plus ancienne, puis S2 (en vert) et enfin S3 (en jaune) la plus récente, avant l'incision des vallées sur -et en bordure- du Causse.

- Les formes en creux endoréiques : poljés, dolines et ouvalas

Sur le Causse de Martel, plusieurs types de formes en creux peuvent se distinguer par leur taille et leur morphologie. La forme la plus représentée et la plus facilement identifiable est la doline ; les plus importantes en taille et profondeur ont été reportées sur l'illustration 36. On observe que la plus forte proportion de dolines affecte la dernière surface S3, par endroit complètement morcelée par le soutirage karstique. Cette forte concentration se rencontre au sud et au nord du Causse, dans des zones déjà en partie dégagées de la couverture altéritique et sidérolithique, ce qui prouve l'intensité du soutirage dans ces zones-là.

On trouve aussi de nombreuses ouvalas formées par coalescence de dolines. Elles sont reconnaissables par leur contour complexe, multilobé incluant plusieurs dépressions de profondeur variable. Elles peuvent atteindre de grandes tailles et correspondent aux plus grandes dépressions cartographiées sur l'illustration 36. La cuvette à l'est de Nadaillac, dont la bordure sud-est, abrupte, correspondrait à une ancienne bordure de corrosion, pourrait s'apparenter à un paléo-poljé.

- Les couloirs d'altération

Présents sur l'ensemble des Causses du Quercy (Husson et al., 2016 ; Bruxelles et Camus, 2014) les couloirs d'altérations sont visibles sur le Causse de Martel grâce au modèle numérique de terrain (MNT). Ces couloirs s'expriment en surface par des formes allongées, rectilignes, en creux (Illustration 36). Ils se recoupent ou se rejoignent souvent de manière orthogonale. Ils forment un maillage, calqué sur la fracturation et des réseaux en baïonnettes à *contrario* d'une typologie classique de cours d'eau, de forme plus arborescente.

Ces couloirs d'altération résultent d'une dissolution, lente, préférentielle, calée sur la fracturation et les discontinuités, qui s'acquiert sous couverture sédimentaire perméable, mais non karstifiable (Courrèges, 1997 ; Dupuis, 1992 ; Quinif et al., 1997 ; Salomon et al., 1995). Lorsque l'altération est suffisamment poussée, l'altérite au sein de ces structures perd en compétence, s'effrite et s'effondre sur elle-même. Devenue pulvérulente, l'altérite s'évacue facilement sous l'action du gradient hydraulique. La vidange des couloirs se répercute en surface en provoquant le soutirage de la couverture sédimentaire et créant ainsi naturellement ces dépressions allongées à l'aplomb de ces couloirs. Ces dépressions ne sont donc pas formées initialement par un écoulement et une érosion de surface, mais vont conditionner la position des vallons actuels (secs ou non), qui seront repris ensuite par le ruissellement.

Le phénomène à l'origine de ces couloirs d'altération, appelé « fantômisation », est décrit dans le chapitre concernant la source de Falgueyret, car il est plus visible dans ce site d'étude.

- Les vallées et paléo-vallons

Quatre cours d'eau secondaires encadrent le Causse de Martel : la Couze au nord, la Chironde à l'ouest, la Tourmente à l'est et la Borrèze au sud. Branchées en aval sur ces cours d'eau secondaires, de nombreuses vallées sèches remontent sur le Causse. Sur l'illustration 36, on perçoit qu'un grand nombre de ces paléo-vallons sont calés sur les couloirs d'altération et imprimés dans le substratum calcaire. En remontant sur le Causse, ils s'impriment au sein de la dernière surface d'aplanissement karstique S3. L'expression des vallons dans la topographie du Causse est donc postérieure à cet aplanissement. Ce sont d'anciens vallons fluvio-karstiques, développés lorsque la couverture altéritique et sidérolithique recouvrait encore l'ensemble du Causse et constituait la partie amont des cours d'eau secondaires. Avec le soutirage des couloirs d'altération, puis l'évacuation et l'érosion d'une partie de la couverture, l'écoulement passe progressivement d'aérien à souterrain. Lorsque ces vallées sont suffisamment dégagées de la couverture sur laquelle l'eau coulait, l'infiltration devient prédominante, les circulations karstiques deviennent prépondérantes dans les zones amont et provoquent le soutirage du reste de la couverture. La mise en place de ces vallons ainsi que la disparition progressive des écoulements de surface s'inscrit dans une chute du niveau de base qui tranche avec la relative stabilité à l'origine des surfaces d'aplanissement.

- Les paléokarsts

Considérant sous le terme « paléokarsts » d'anciennes cavités colmatées de sédiments, deux familles en particulier se distinguent : i) les paléokarsts colmatés par des éléments de soutirage, issus du démantèlement de la couverture créacé-tertiaire et ii) les paléokarsts colmatés par des laminites et brèches de couleur jaune et riches en éléments coquillers attribués au Crétacé supérieur.

Les paléokarsts remplis d'éléments « sidérolithiques » ou d'altérites affleurent en bordure de vallées sèches ou lors d'escarpements de travaux routiers. On les retrouve sous la partie sommitale du Causse, mais jusqu'à des altitudes élevées. Les remplissages, dont les éléments sont principalement composés de grains quartz et de nodules d'oxyde, dans une matrice argileuse, présentent des granulométries variées : des sables jusqu'aux galets. La taille de ces éléments indique qu'un courant plus ou moins fort a nécessairement dû être mise en place pour les transporter. La photo de l'illustration 38 témoigne de la forte dynamique du courant pour transporter ces éléments de sidérolithique atteignant 5-6 cm de diamètre.

La datation de la phase de karstification à l'origine de ces paléokarsts n'est pas évidente. Au nord-est du Causse de Martel, en surplomb de la vallée de la Couze, dans une carrière abandonnée, une galerie mise à nu par le front de taille est retrouvée, alignée sur un accident tectonique N110 traversant toute la carrière (Illustration 39). D'un côté de la carrière, on observe la section de cette galerie, presque circulaire, de type conduit en tube, typique des zones épinoyées (Illustration 39) ; de l'autre côté, l'affleurement est moins net, mais la cavité est retrouvée, cette fois-ci, bouchée par des éléments de « sidérolithique » ou altérite remobilisés, recouverts par des grèzes, elles-mêmes fossilisées par un enduit de calcite de type stalactite. La chronologie du remplissage est ici évidente, mais il est intéressant de noter que cette galerie est postérieure à l'accident tectonique au sein duquel elle se loge. Cet accident N110 est subparallèle à la faille de Condat-Meyssac et présente un jeu inverse, avec un plissement des couches associés très prononcé, et signe la tectonique compressive pyrénéenne. Ainsi cette galerie s'est formée après la formation des plis pyrénéens, dont l'âge se rapporte à l'Eocène moyen et supérieur, mais son fonctionnement et son comblement se sont produits avant l'incision de la vallée de la Couze, qui coule actuellement 60 m en contrebas.



Illustration 38 - Photographies de certains affleurements. En haut : Affleurement de calcaires sinémuriens (Jurassique inférieur), fortement tectonisés en bordure nord du Causse de Martel (à proximité de Montpranger, voir localisation sur l'illustration 36), contenant plusieurs poches karstiques à remplissage de galets, issus du démantèlement de la couverture crétacé-tertiaire. En bas : zoom sur le remplissage karstique constitué de galets de grès ferrugineux, de morceaux de cuirasse ferrugineuse, d'éléments calcaires de l'encaissant et de quelques grains de quartz anguleux dans une matrice argileuse orangée.

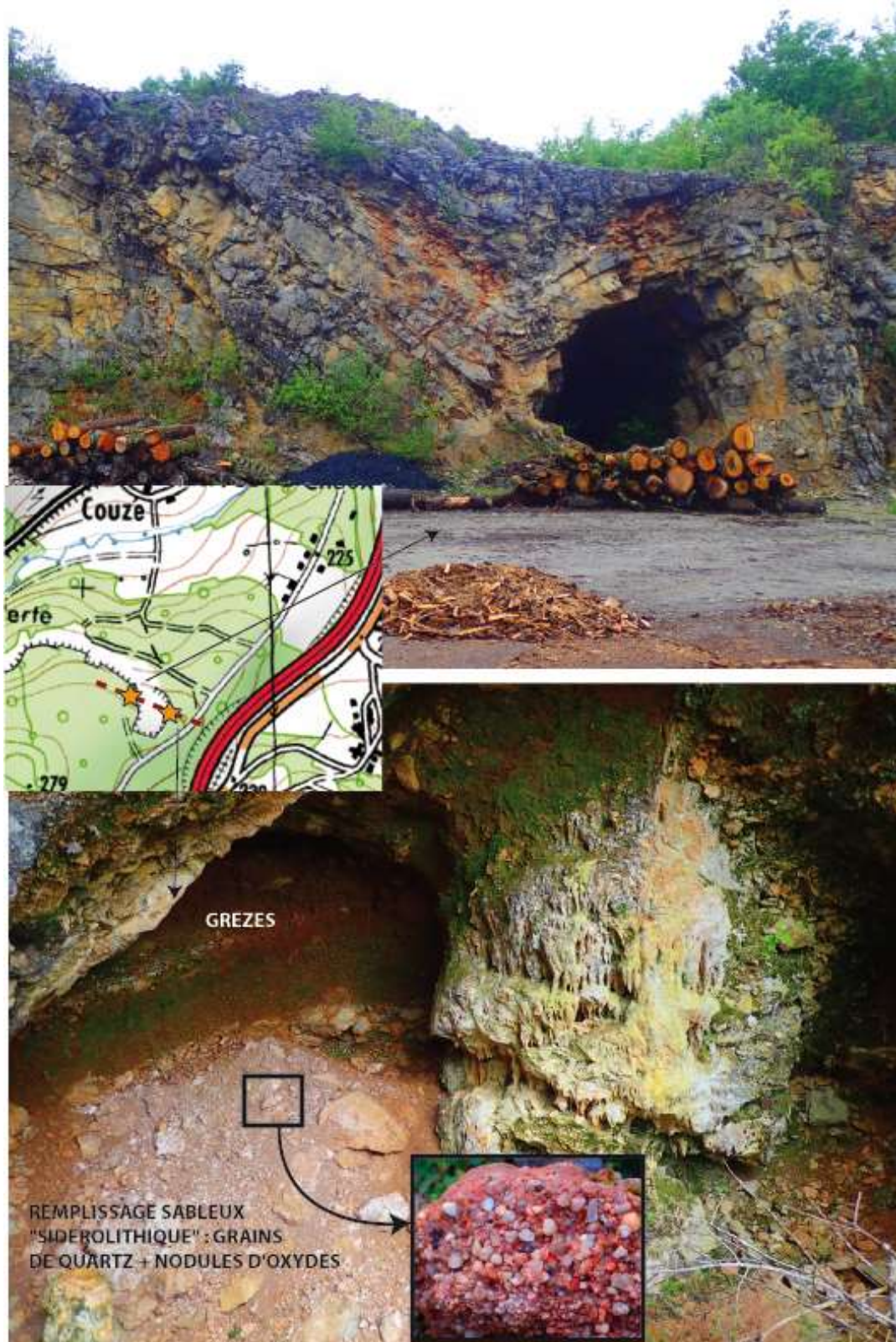


Illustration 39 - Carrière en surplomb de la Couze, au nord-est du Causse de Martel. En haut : photo du front nord-ouest de la carrière présentant une galerie développée au sein de roches plissées, à proximité d'un accident tectonique N110. En bas : photo d'un paléokarst sur le front sud-est de la carrière, dans l'alignement du même accident tectonique, rempli d'un premier remplissage de type sidérolithique, puis colmaté par des grèzes.

Dans la partie amont de la vallée de la Borrèze, en contrebas du hameau Pleinefage, un affleurement constitué de calcaires kimméridgiens présente de petites poches paléokarstiques, colmatées par des laminites et des brèches de couleur jaune et riches en éléments (coquillers ou galets mous) non identifiés. La position de ce paléokarst (non loin du recouvrement des sédiments crétacés supérieurs), ainsi que son faciès, complètement dissemblable des faciès décrits précédemment (altérite, sidérolithique...), nous poussent à proposer un âge "Crétacé inférieur" pour la karstification et un âge "Crétacé supérieur" pour le remplissage.

d) Evolution géologique et morpho-karstique du Causse de Martel

Après le retrait de la mer lors du Crétacé inférieur, une première phase de continentalisation est responsable de l'altération du substratum carbonaté jurassique. S'il est actuellement encore difficile de caractériser précisément cette période, en terme de karstification, il est évident que cette longue période d'émersion est à l'origine d'une puissante érosion et de la disparition d'une partie de la série jurassique sur le Causse de Martel, puisque le Crétacé supérieur repose en discordance sur les formations du Kimméridgien au Bathonien.

Le paléokarst trouvé dans la partie amont de la vallée de la Borrèze (cf paragraphe ci-dessus) pourrait témoigner d'une karstification d'âge "Crétacé inférieur", sous forme de cavités développées au sein des calcaires jurassiques, colmatées dans leur partie supérieure par des sédiments marins d'âge "Crétacé supérieur".

Comme le démontre la cartographie des formations superficielles sur les cartes géologiques (Illustration 35), des formations marines carbonatées et gréseuses du Crétacé supérieur ont recouvert l'ensemble du Causse de Martel (Astruc, 1988) ainsi qu'une partie du Massif Central, puisque rien ne permet de situer la proximité d'une ligne de rivage vers l'est. Le dépôt des formations crétacées prograde d'ouest en est, sur une topographie différenciée, remplissant d'abord les creux avant de recouvrir l'ensemble. Ainsi le Causse de Martel ne semble atteint par la mer qu'au Turonien (le Cénomaniens est absent du Causse de Martel) et restera ennoyé au moins jusqu'au Santonien (dernier étage affleurant, préservé de l'érosion). Les dépôts crétacés supérieurs sont principalement constitués d'une alternance de calcaires crayeux, calcaires gréseux et de sables.

A la fin du Crétacé supérieur, la mer quitte définitivement le Causse de Martel. Au Paléocène, commence une phase d'altération des terrains crétacés. Les séries plus ou moins carbonatées et gréseuses vont produire des altérites sableuses et argileuses. Il est vraisemblable qu'associée à cette altération, une ferralitisaiton de ces altérites se met en place en surface. Au Tertiaire, la tectonique engendre quelques décharges détritiques venant du Massif Central, et donne lieu à des épandages de sables qui sont l'équivalent de l'érosion et du transport des altérites de Crétacé. Celles-ci situées plus en amont sur le Massif Central, ont déjà subi une altération et une ferralitisaiton. Ces formations détritiques recouvrent les altérites du Causse de Martel qui se trouvent en situation de piémont (paléosurface S1). Il est très difficile de faire la différence entre une altérite in-situ et une altérite remobilisée, d'où l'appellation « sidérolithique » qui mélange les deux formations.

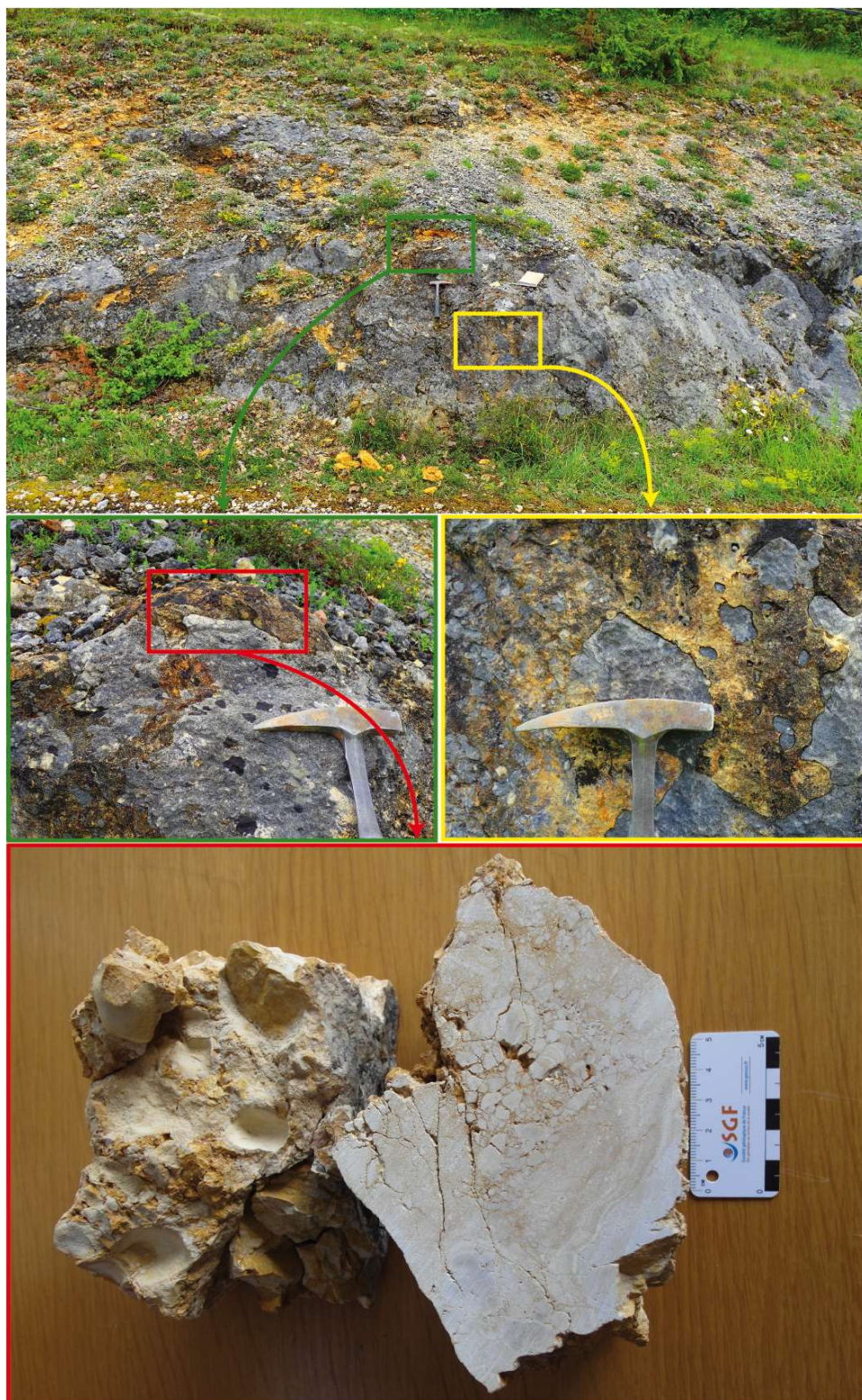


Illustration 40 - Affleurement de calcaire micritique kimméridgien en bordure ouest du Causse de Martel dans la vallée de la Borrèze, présentant une karstification colmatée par des sédiments jaunes, d'aspect laminé à bréchique. Le remplissage se distingue nettement de l'encaissant par sa couleur et son aspect. Il repose en discordance sur l'encaissant jurassique, au sein de poches karstiques et de fissures, et sous formes de placage.

Au cours de l'Eocène, plusieurs successions de dépôts-altération-ferralitisation ont eu lieu ; ces alternances sont enregistrées plus à l'ouest dans le centre du bassin, mais sur le Causse de Martel, la karstification associée et le soutirage karstique postérieur à ces épisodes empêchent de les identifier. En effet, au cours de ces périodes d'altération, les calcaires jurassiques vont subir une karstification sous couverture, à l'origine des couloirs d'altération et des grandes surfaces d'aplanissement s'étendant sur la partie orientale des Causses de Gramat, Limogne et Martel (correspondant aux paléosurfaces S2, S3).

Au sud du Causse de Martel, des dépôts d'argiles à graviers et galets de quartz occupent une position intermédiaire sur le plateau. Cette formation détritique n'a pas recouvert l'ensemble du Causse et semble s'être cantonnée dans une vallée, le long d'un axe topographique nord-ouest/sud-est aux alentours de 300 m. Cette formation est corrélable avec la formation de Saint-Denis-Catus, identifiée plus au sud-ouest, où elle ravine les altérites cuirassées et est scellée par les calcaires lacustres de l'Oligocène (Astruc, 1988). Le matériel sédimentaire de cette formation ainsi que sa répartition indiquent un changement dans le type d'apport détritique (apparition de gros galets de quartz), associé à une architecture des tributaires fluviales plus restreint et plus chenalisé que les épandages détritiques du « Sidérolithique ». Cette formation est contemporaine d'une remontée du niveau de base (Astruc et al., 1995), provoquant le dépôt des molasses du Bassin aquitain (Oligocène et Miocène inférieur). La tendance s'inverse au Miocène supérieur avec une chute du niveau de base, qui signe le début de l'incision des vallées principales (Lot, Dordogne...) et qui est responsable de l'emplacement des rivières actuelles d'orientation est-ouest, qui découpent les Causses.

Au cours de cette chute du niveau de base, qui commence au Miocène supérieur et se poursuit au Pliocène, les vallées principales se creusent petit à petit et un gradient hydraulique se met en place à la surface du Causse, depuis les zones sommitales. Avec la chute du niveau de base, les couloirs d'altération vont se dessiner en surface par le tassement et le soutirage progressif de l'altérite. Ces dépressions vont initier les premiers vallons à la surface du Causse, sur la couverture sédimentaire constituée par les formations altéritiques et sidérolithiques encore en place. La nature semi-perméable de ces formations permet le développement et le maintien aérien de ces cours d'eau. Le niveau de base continuant à baisser, le soutirage devient de plus en plus actif ; la couverture est soutirée par les grandes structures altérées qui deviennent de plus en plus transmissives. Une fois la couverture résiduelle disparue, le drainage jusqu'alors maintenu en aérien, passe en souterrain. Une fois que le drainage n'est plus assuré en surface, une forte dynamique d'érosion régressive se met en place en souterrain, provoquant la vidange et le soutirage des altérites profondément enfoncées dans le substratum calcaire. Au cours de ces différentes phases de chute du niveau de base, le soutirage provoque le mélange et l'évacuation, par le karst, de la couverture d'altérites du Crétacé et des épandages sableux du Sidérolithique (Illustration 41).



Illustration 41 - Arrêt sur image d'une vidéo en spéléo-plongée de la source du Sorpt (nord du Causse de Martel) dont le sol est jonché de blocs et galets de grès ferruginisés provenant de la surface et entraînés dans le karst par soutirage (vidéo de Thomas Delpech - <https://vimeo.com/82499795>)

Actuellement, la surface du Causse de Martel est affectée par de nombreuses dolines, dont certaines ont coalescé pour former des ouvalas, dans lesquelles a été piégé le remaniement de cette ancienne couverture sédimentaire.

e) Mise en place des bassins d'alimentation et fonctionnement actuel

La majorité des sources qui drainent le Causse de Martel se trouve actuellement dans les parties aval des vallées sèches, qui découpent le Causse, calées sur le niveau de base actuel (altitudes comprises entre 120 et 140 m NGF). C'est le cas par exemple, de La Doux de Coly. Certaines sources au nord du Causse de Martel font exception à cette règle : la Doux de Saint-Cernin, la source du Soulier de Saint-Cernin. Elles se retrouvent en position perchée, au-dessus du niveau de base des vallées, au sein de reculées karstiques, formant des petits cirques. Cette situation s'explique par la présence des formations marneuses du Domérien et du Toarcien qui constituent la limite basse de l'aquifère et contrôlent la position des exutoires au toit de ces formations. Deux sources émergent en position intermédiaire, au sein des vallées sèches, à des altitudes aux alentours de 180 m NGF. C'est le cas de la source du Sorpt, au nord du Causse, et la source de la Doue de Murel (ou l'œil de la Doue) qui drainent la partie est du Causse (Illustration 42). Dans les deux cas, la partie aval des vallées sèches qu'elles alimentent présente, à l'affleurement, les formations marneuses du Lias, ce qui a sans doute pour effet de rehausser le niveau de base local en amont de ces formations.

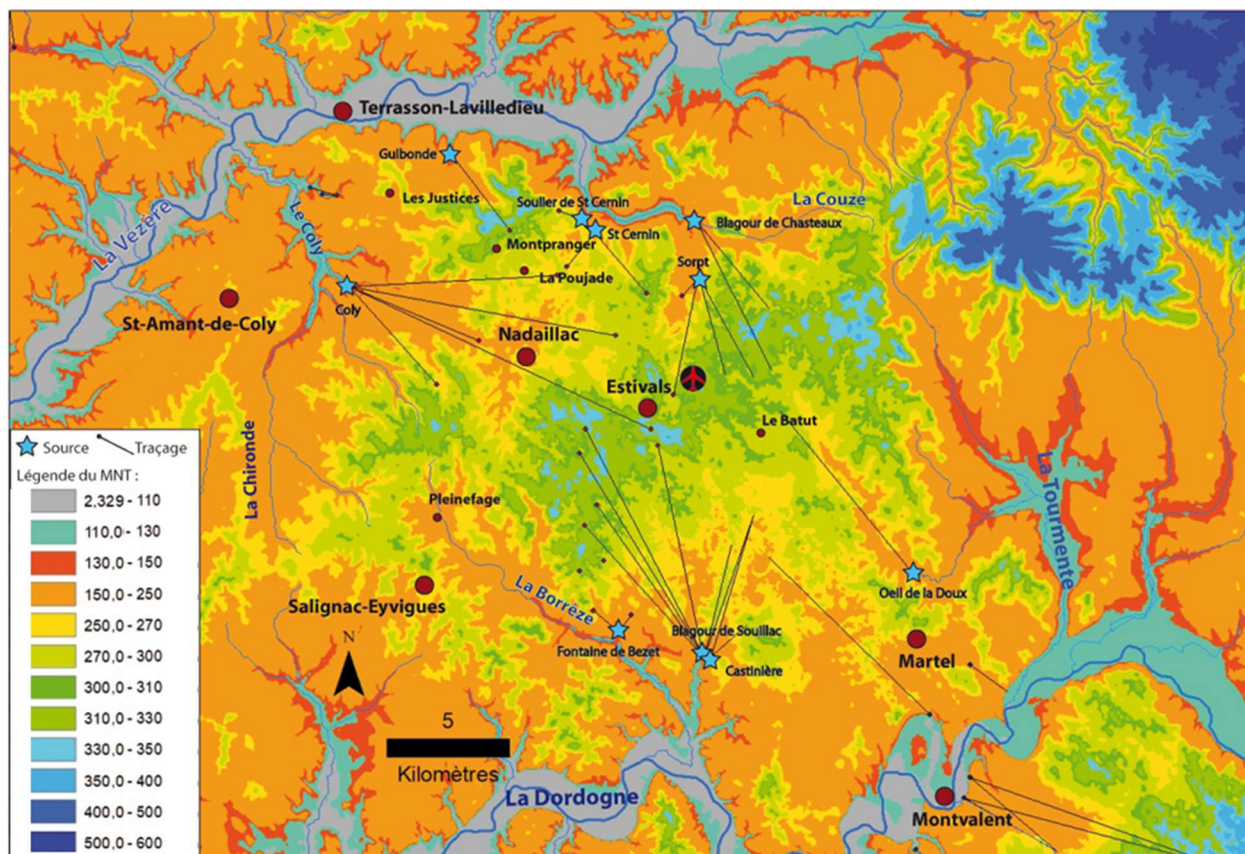


Illustration 42 - Carte du relief du Causse de Martel avec les traçages artificiels réalisés. Sur le Causse, les zones sommitales (en bleu et vert) s'alignent selon un axe globalement est-ouest témoignant d'une érosion générée par un drainage de surface ancien, vers la Vézère au nord et la Dordogne et sud. Puis lors de l'incision majeure, l'encaissement des vallées secondaires (Coly, Tourmente...) a provoqué une redistribution du drainage souterrain provoquant une capture d'une partie du réseau vers l'est et l'ouest du Causse.

Le Causse de Martel, et ce secteur en particulier, a déjà fait l'objet d'une étude de géomorphologie et paléohydrologie (Muet et al., 1986 ; Marchet, 1991), notamment du modelé fluvial des vallées et vallons secs. Dans cette zone, deux vallées pérennes (la Chironde et le Theil) se distinguent des vallons secs (Coly -sa partie amont-, Tisier, Jayac, Beynats). Les vallées pérennes ont un amont hydraulique bien développé sur les terrains du Crétacé, alors que les vallons secs s'impriment principalement dans le substratum jurassique (Illustration 43).

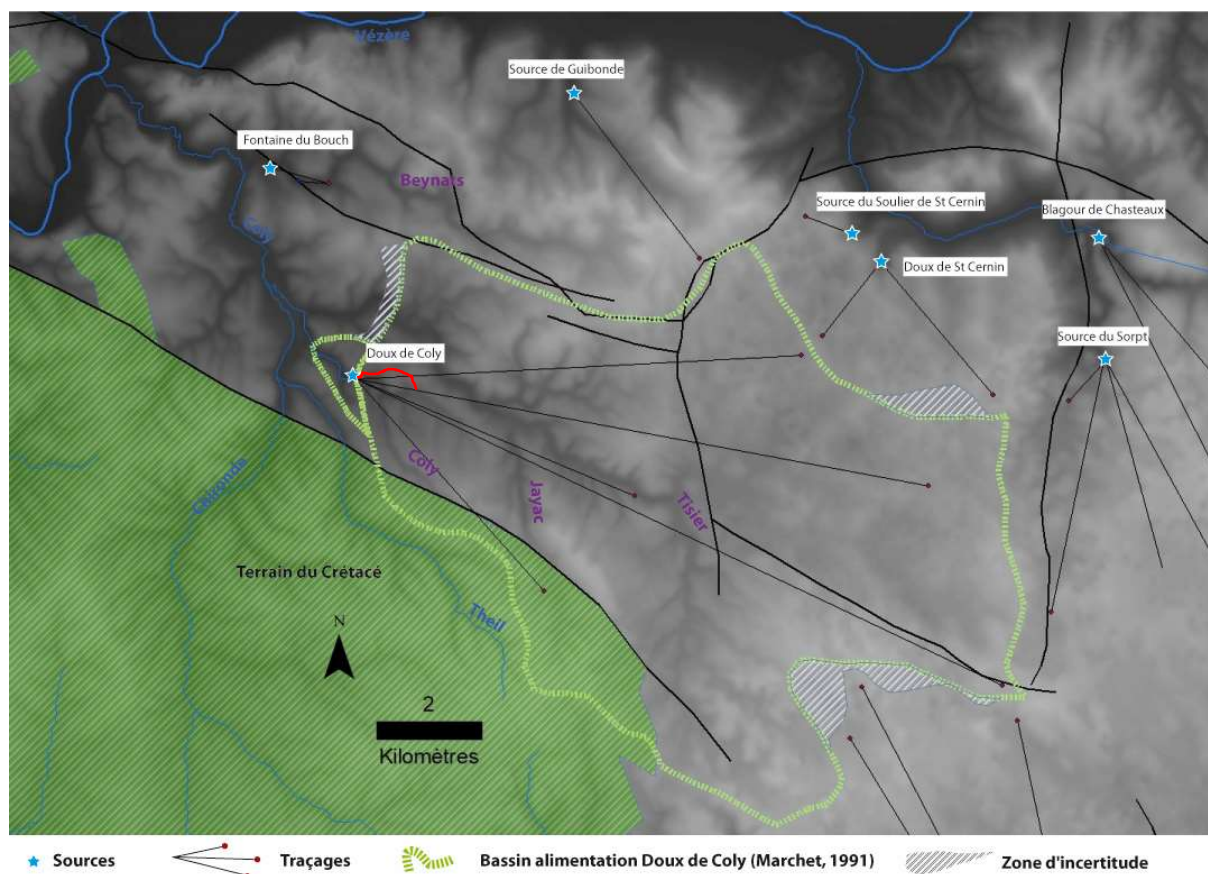


Illustration 43 - Carte du relief (MNT) de la partie nord-ouest du Causse de Martel, centrée sur le bassin d'alimentation de La Doux de Coly. Le tracé en vert représente les limites de ce bassin versant ainsi que ces zones d'incertitudes définies par Marchet, 1991, avec les traçages associés. Le nom des cours d'eau (en bleu) et des vallées sèches (en violet), cités dans le texte, ont également été reportés. La partie topographiée du réseau exploré par spéléo-plongée a été reportée et géoréférencée sur la carte (trait rouge partant de La Doux de Coly).

Les travaux de Marchet (1991) ont montré, par une étude comparative des profils en long des vallées et vallons secs, que leurs pentes sont liées à leur durée et période d'évolution en aérien (Illustration 44). Ainsi les vallées les plus pentues (Coly, Beynats et Jayac) ont cessé d'évoluer avant les autres (Tisier), signifiant que les sources La Doux de Coly et de la Fontaine de Bouch drainaient déjà en souterrain une partie du Causse, alors que la vallée du Tisier continuait de drainer une partie du Causse en aérien.

La Doux de Coly correspond au collecteur principal et à la sortie hydraulique d'une grande partie du secteur, car c'est un des premiers vallons à s'être développé, à avoir atteint le Jurassique puis à être passé en souterrain. Deux écoulements fonctionnent temporairement en parallèle : i) le système de la vallée du Tisier en surface, continuant de se développer en surface sur la couverture résiduelle du Causse et ii) le drainage souterrain alimentant la source La Doux de Coly, dont le bassin d'alimentation augmente par capture souterraine et vidange des couloirs d'altération. Lorsque la capture en souterrain devient suffisamment importante, la vallée du Tisier est dégagée par soutirage de la couverture altéritique résiduelle, puis finit par abandonner son cours d'eau aérien au profit du drainage souterrain en direction de la source La Doux de Coly.

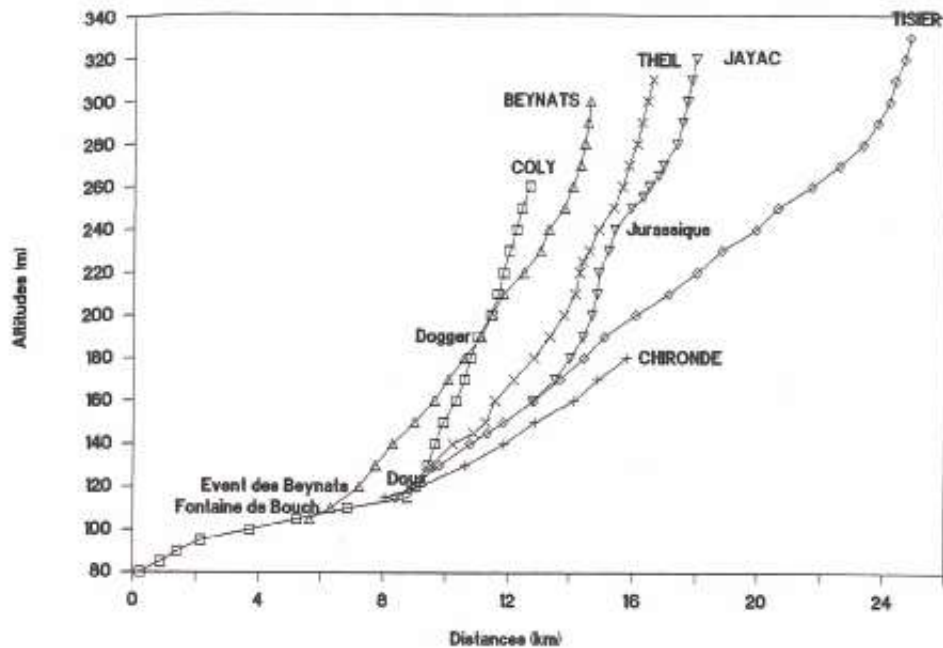


Illustration 44 - Profils en long des vallées du nord-ouest du Causse de Martel (voir position des vallées Illustration 43) issus des travaux de Marchet (1991).

Concernant les contours du bassin d'alimentation de la source La Doux de Coly, il correspond plus ou moins à la ligne de partage des eaux topographique. Sur le Causse de Martel, la ligne de partage des eaux topographique est globalement est-ouest (Illustration 42), car les écoulements en surface et en souterrain ont été largement influencés par la mise en place des cours d'eau principaux, à partir du Miocène supérieur, qui étaient la proto-Vézère au nord et la proto-Dordogne au sud. Depuis lors, le drainage se fait depuis les zones sommitales du Causse vers ces exutoires, avec des vallons organisés menant le drainage vers les vallées. La chute du niveau de base, qui s'est poursuivie au Miocène et jusqu'au Quaternaire, responsable de l'incision des derniers 150 m, a provoqué l'érosion de ces vallées périphériques et le soutirage de la couverture résiduelle. Le drainage souterrain est alors devenu prédominant. La structuration karstique, initiée à partir des vallons secs en surface, s'est alors affranchie de cette contrainte de surface pour exploiter toutes les faiblesses du réservoir (faille, pendage, couloir d'altération, karstification antérieure...). L'érosion régressive continue aujourd'hui, mais en souterrain, par la vidange de couloirs d'altération encore colmatés. La capture de portion de bassin versant s'opère au sein même du réservoir. Ainsi les zones d'incertitude identifiées par Marchet (1991) correspondent à certaines portions de lignes de partage des eaux topographiques (Illustration 43), qui ne correspondent plus réellement à la limite de partage des eaux souterraines, du fait de cette organisation interne et héritée du système karstique. Seuls des traçages permettront de préciser le rôle de ces zones d'incertitude.

Concernant la topographie du réseau de La Doux de Coly, dont une partie de l'exploration par spéléo-plongée a été reportée (Illustration 43), sa morphologie interpelle. La coupe du réseau, présentée sur l'illustration 45, montre que le collecteur est constitué de quatre niveaux sub-plans entrecoupés de grands puits, complètement ennoyés. Or la morphologie de ce réseau, décrite lors des plongées (parois très corrodées et coups de gouges ; vaste puits ; conduit ressemblant à un « tunnel de métro » ...), présente tous les indices d'une spéléogenèse de type épinoyée ou épiphreatique, avec un réseau alimenté par des écoulements rapides et importants (conduit en tube). Le réseau, dans l'incapacité de transmettre tous les intrants, crée des chemins alternatifs de crue (puits et boucles) dans la zone de fluctuation de la surface piézométrique, donnant lieu ainsi à une configuration en labyrinthe anastomosé (Illustration 46).

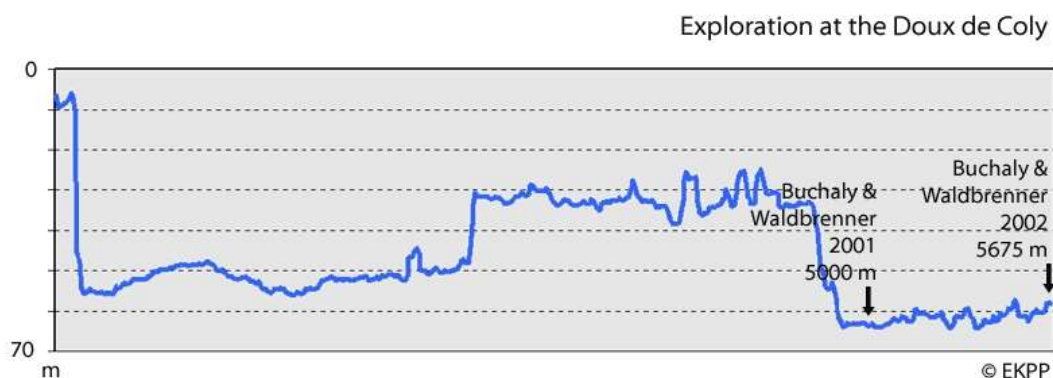


Illustration 45 - Coupe du réseau de La Doux de Coly reconnu par spéléo-plongée, lors de l'expédition 2002 par EKPP

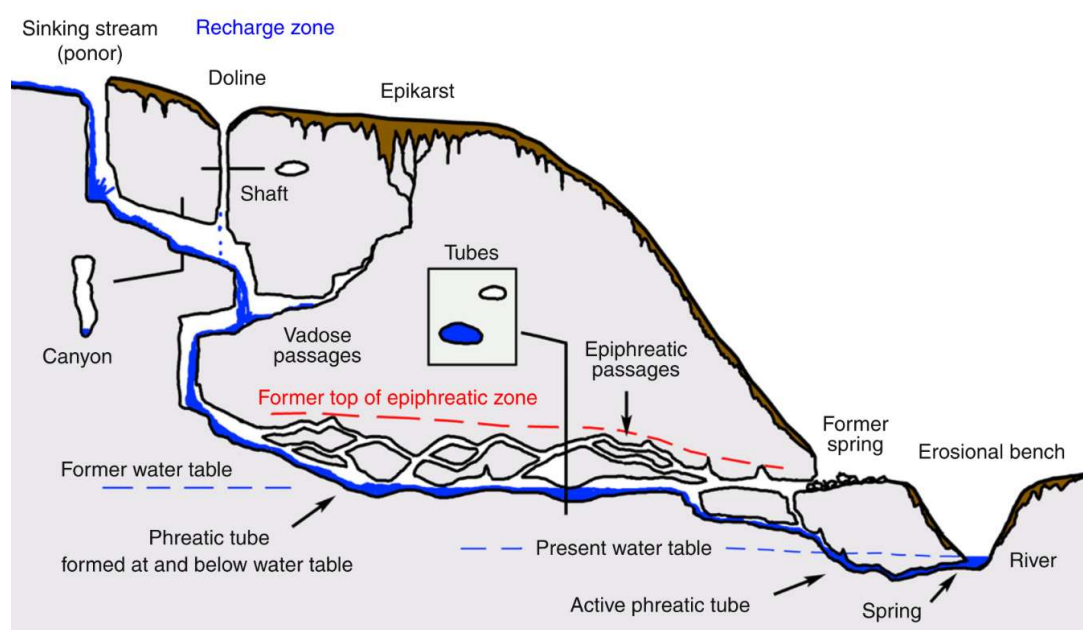


Illustration 46 - Schéma d'un réseau karstique formé par plusieurs chutes du niveau de base (Audra & Palmer, 2013). La zone épiphréatique est caractérisée par un circuit anastomosé de puits et méandres, car lorsque cette partie du réseau est en crue (particulièrement dans les cavités alimentées par des écoulements rapides), les conduits noyés ne peuvent transmettre la totalité de l'apport d'eau supplémentaire ; les mises en charge façonnent des boucles complexes de trop-plein dans la zone épinoyée (zone de fluctuation de la surface piézométrique). Suite à une remontée du niveau de base, cette zone se retrouverait ennoyée et correspondrait à ce qu'on observe dans le collecteur de la source du Coly.

La formation du réseau est donc ancienne et correspondrait à une période où le niveau de base était plus bas. La seule période imaginable pour une telle chute du niveau de base correspond au Crétacé inférieur, mais cet épisode reste trop mal connu dans la région.

L'hypothèse d'une circulation hypogène (karstification per ascensum) n'est pas à exclure. Le secteur d'étude se situe en bordure de recouvrement des terrains du Crétacé. Certains modèles de développement de la karstification par expulsion des fluides de bassins vers les bordures, au moment du décapage de la couverture, sont en cours d'étude (Camus et al., 2014 ; Husson et al., 2016). La forme profonde de ce réseau pourrait aussi être en partie liée à ces phénomènes de fuite de l'aquifère, du centre vers les bords du bassin.

5.2.2. Description des modalités de suivi de la source La Doux de Coly

La source de Ladoux de Coly, à La Cassagne, qui donne naissance à la rivière « Le Coly », est la plus importante source jurassique du Causse de Martel. Les mesures hydrométriques sont réalisées à partir d'un pont, situé en aval de la source (échelle et limnigraphe installés entre 1968 et avril 1987), mais seuls les débits mesurés à partir de novembre 1981 peuvent être exploités (Marchet, 1991). Le débit mesuré en aval de la source correspond à (Marchet, 1991) :

- La Doux de Coly,
- la source du Coly amont (quelques litres par seconde),
- une petite source en rive gauche du Coly (débit inférieur à celui du Coly amont et sec en été),
- l'Event de la Bouygue, qui ne coule qu'en crue exceptionnelle (une fois en trois ans d'observation).

Les débits mesurés à la station de jaugeage sont donc considérés comme étant ceux du système karstique de La Doux de Coly. Au cours de la période considérée (1981-1987), le débit maximum est estimé à $9,7 \text{ m}^3/\text{s}$; le débit minimum mesuré est inférieur à 100 l/s (Illustration 47). Pour la période, le débit moyen est compris entre $0,93$ et $1,67 \text{ m}^3/\text{s}$. Les hautes eaux sont marquées par de fortes crues, entre octobre et mai. Un débit de base inférieur à $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ est retrouvé chaque année en basses eaux.

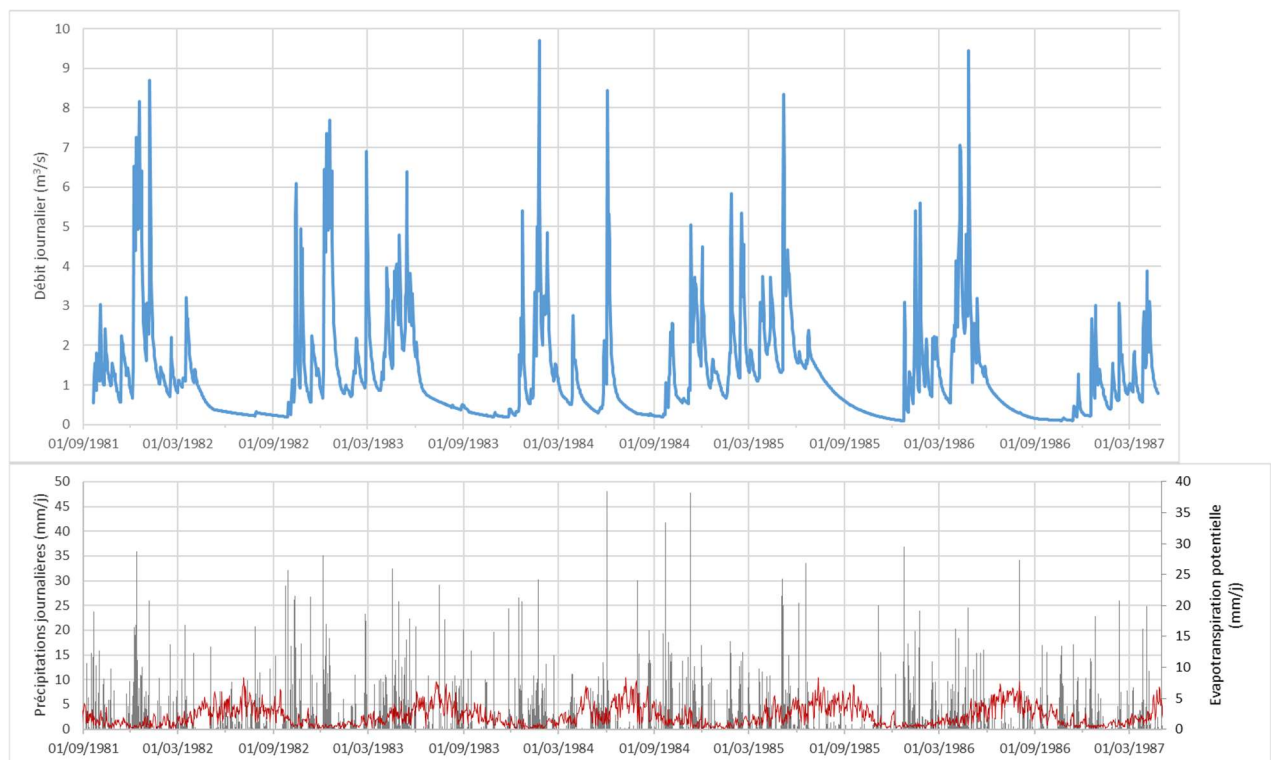


Illustration 47 - Débit journalier (m^3/s) de la source La Doux de Coly et précipitations journalières (mm/j) à la station pluviométrique de Condat. Les données de débit sont issues de la thèse de P. Marchet (1991). Les données de précipitations et d'ETP sont issues du modèle SAFRAN¹⁴.

¹⁴ Les précipitations sont issues d'une fonction pondérée : $p_l\text{pond} = 0.02 \times P_{1333} + 0.98 \times P_{1375}$. Les données d'ETP sont celle de la maille 1375 du modèle SAFRAN.

Le bilan hydrologique mené dans la thèse de P. Marchet (1991) a permis de calculer une surface d'alimentation de 86 km², au cours de la période du 01/11/1981 au 22/12/1986 (Illustration 43). Selon l'étude géomorphologique et karstologique précédente, le bassin d'alimentation de la source La Doux de Coly est légèrement remodifié, avec une surface d'environ 90 km², comprenant les zones d'incertitudes. Dans ce présent travail, en utilisant les données SAFRAN et ainsi les pluies pondérées, le bilan hydrologique de la source La Doux de Coly prévoit une surface d'alimentation variant, selon les années hydrologiques, entre 76 et 113 km².

	1981-1982	1982-1983	1983-1984	1984-1985	1985-1986	1981-1986
Qmoy (m3/s)	1.12	1.62	0.93	1.67	1.06	1.28
Température (°C)	12.36	12.0	11.5	11.46	11.23	11.7
Précipitations SAFRAN (mm)	885	1281	905	1030	819	984
ETR (mm)	562	613	545	565	520	565
L=P-ETR	323	668	360	465	299	419
Surface (km²)	109	76	82	113	111	96

Illustration 48 - Tableau synthétique des paramètres du bilan hydrologique de La Doux de Coly

En utilisant les données SAFRAN (températures et précipitations), nous obtenons une surface de bassin d'alimentation de 96 km² de septembre 1981 à 1986. Ce chiffre est cohérent avec les travaux de Marchet (1991) et l'étude géomorpho-karstique précédente. Les débits d'étiage apparaissent compris entre 0,11 et 0,3 m³/s, soit des débits spécifiques d'étiage compris entre 1,1 et 3,1 l/s/km².

5.2.3. Description du fonctionnement hydrodynamique de la source La Doux de Coly par les analyses corrélatoires "pluie-débit"

Le corrélogramme croisé "pluie-débit" de la source La Doux de Coly est présenté en Illustration 49. Son allure permet de donner une image de la réponse impulsionnelle du système karstique à la recharge.

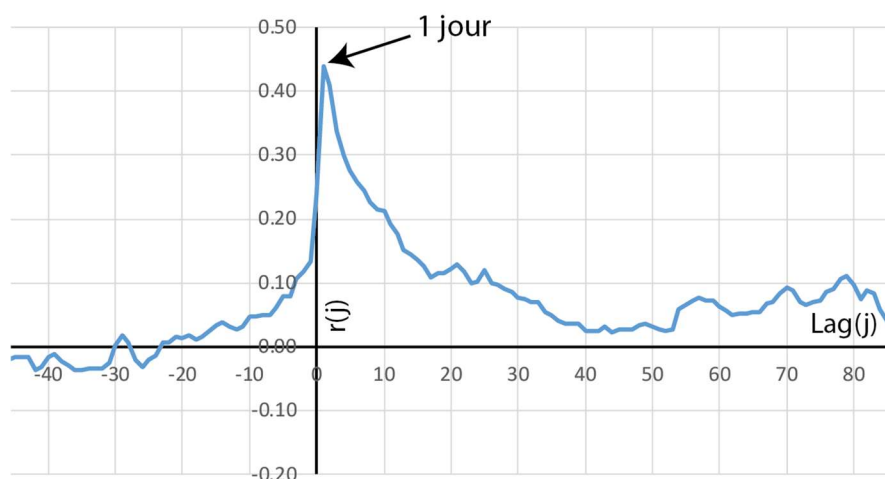


Illustration 49 - Corrélogramme croisé "pluie-débit" de la source La Doux de Coly, de septembre 1981 à avril 1987 (Marchet, 1991)

La réponse impulsionnelle montre un pic pour un décalage de 1 jour, ce qui témoigne de la réponse rapide du système karstique après un évènement pluvieux (en moins d'un jour). La décroissance de la réponse impulsionnelle est également rapide (< 30 jours), ce qui permet de suggérer que la récession de l'aquifère n'est plus ou peu influencée par la recharge dans les 10-15 jours qui suivent un épisode de précipitation efficace. Ces caractéristiques indiquent que le système karstique est très fonctionnel ; la zone noyée apparaît bien connectée aux zones de recharge. Les données de débit et de précipitations sont journalières : pour une meilleure caractérisation de la réponse impulsionnelle du système, dans les cas de faibles décalages temporels (< 2 jours), il conviendrait d'étudier cet aquifère avec des données au pas de temps horaire.

5.2.4. Caractérisation du fonctionnement à l'aide d'un modèle "pluie-débit"

Le calage d'un modèle "pluie-débit" a été effectué avec le logiciel TEMPO. La période de calage a été choisie sur trois cycles hydrologiques, du 20 septembre 1981 au 20 septembre 1984. Elle comprend des crues importantes, avec un débit maximum mesuré à 9,7 m³/s, le 23 janvier 1984, comme des périodes de basses eaux, avec des débits inférieurs à 0,5 m³/s, en périodes estivales. Le meilleur ajustement est recherché sur l'ensemble de la chronique, de manière à représenter au mieux l'ensemble des variations. Les données de précipitations et d'ETP utilisées dans cette étude sont celles issues de la maille SAFRAN Id_1375.

Les réponses impulsionnelles (illustration 50), permettant le meilleur calage de la chronique modélisée (Nash = 0,73), indiquent que le système est réactif sous l'effet d'une pluie. En effet, la réponse impulsionnelle rapide indique que le système répond très rapidement à un évènement pluvieux ; elle atteint son maximum au bout de 2 jours. Après 7 jours, la réponse impulsionnelle de l'écoulement rapide n'est plus impactée par l'évènement pluvieux et a atteint 0. La réponse impulsionnelle lente est très faible à t = 0 et diminue progressivement jusqu'à atteindre 0 au bout de 160 jours.

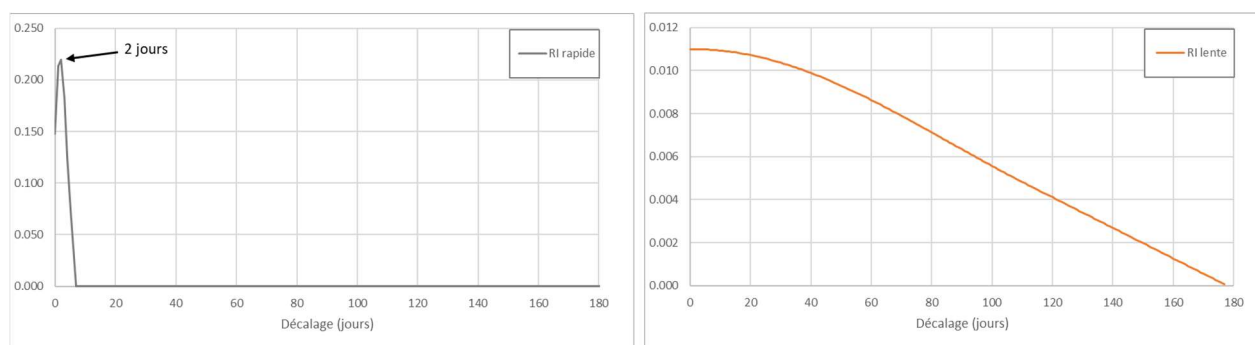


Illustration 50 - Réponses impulsionnelles, lente et rapide, issues du modèle "pluie-débit" de la source La Doux de Coly

Le critère de Nash, obtenu sur la période de calage, est de 0,73, ce qui témoigne globalement que le modèle est bien calé avec les données observées. Cependant, les pics de crue ne sont pas bien simulés (Illustration 51), notamment ceux avec de forts débits. Ce système karstique est très réactif, après un évènement pluvieux ou un cumul de précipitations important ; le débit augmente très rapidement et fortement, pour diminuer rapidement également. Les basses eaux et les décrues sont globalement bien représentées sur les cycles hydrologiques.

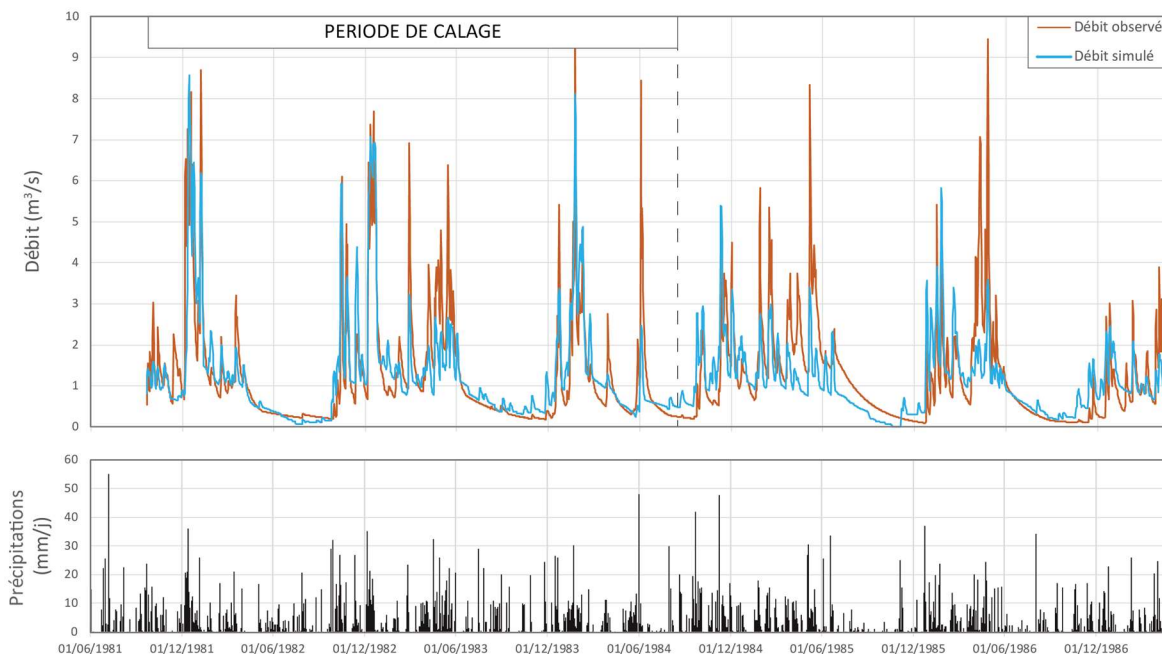


Illustration 51 - Evolution du débit simulé et observé (m^3/s) de la source La Doux de Coly et précipitations journalières (mm/j , pluie maille safran Id_1375)

La décomposition de l'hydrogramme, selon les composantes lente et rapide, est représentée en Illustration 52. Cela permet de quantifier respectivement la part d'écoulement rapide et lent du débit total.

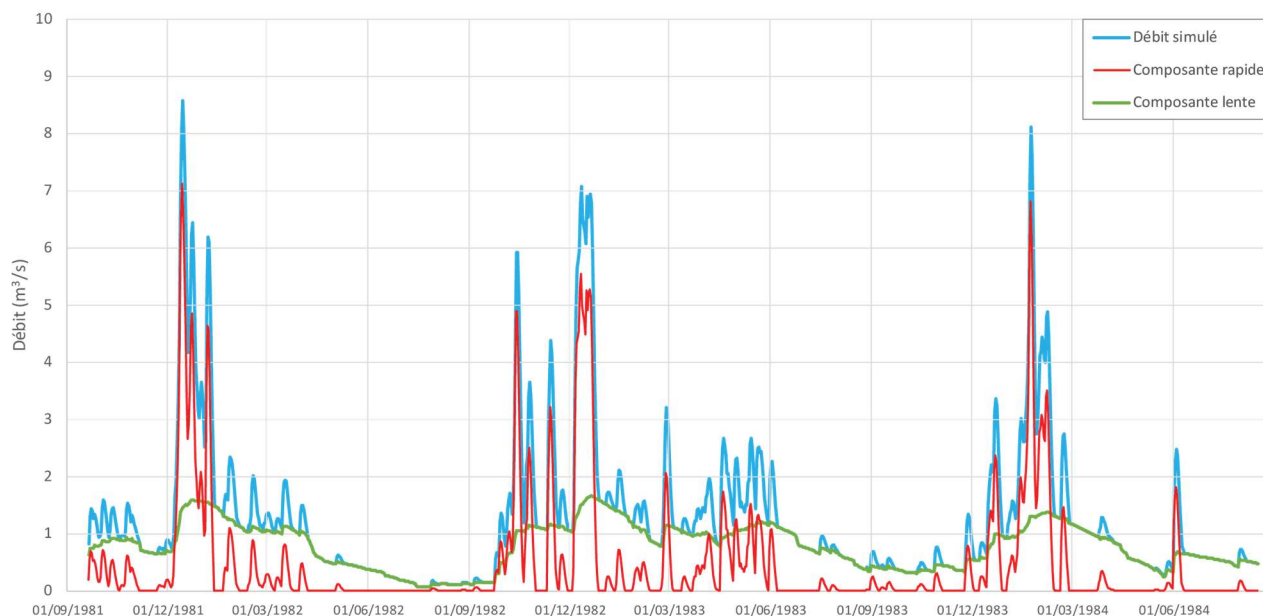


Illustration 52 - Part des composantes lente et rapide, pour chaque pas de temps et débit simulé

Le débit de la composante lente présente des variations saisonnières ; le débit maximal en période de crue est de l'ordre de $1,8 m^3/s$. La dynamique de fonctionnement évoque la recharge, puis la vidange de la zone noyée du système karstique. En période de crue, le réseau très fonctionnel de ce karst évacue rapidement (en quelques jours) la majorité du flux de recharge.

Année hydrologique	Précipitations (mm)	Moyenne Q_{lent} (m^3/s)	Moyenne Q_{rapide} (m^3/s)	Moyenne $Q_{\text{simulé}}$ (m^3/s)	% lent	% rapide
1981-1982	884	0,73	0,43	1,17	62	37
1982-1983	1 281	0,94	0,63	1,57	60	40
1983-1984	905	0,67	0,38	1,05	64	36
Moyenne des 3 années	1 023	0,78	0,48	1,26	62	38

Illustration 53 - Moyenne annuelle des précipitations ; moyenne annuelle et pourcentage du débit de la composante lente, du débit de la composante rapide de l'écoulement et du débit total simulé pour la source La Doux de Coly

Sur la base des résultats, le calcul de bilan, effectué sur les 3 cycles hydrologiques, indique que 62% de l'eau qui s'écoule à l'exutoire du système est issue du « réservoir lent », assimilé à la zone noyée ; les 38% restant sont associés à la composante rapide du système, qui se manifeste pendant une dizaine de jours, lors des crues des périodes automnales et hivernales. Au cours du cycle hydrologique 1982-1983, les précipitations sont plus importantes que les autres années (1 274 mm), la part de l'écoulement rapide était plus important, représentant 40% de l'écoulement total simulé. Au cours des 3 ans, le débit moyen interannuel de la composante lente, qui peut être assimilé à la zone noyée du système karstique, varie entre 0,67 et 0,94 m^3/s .

5.2.5. Bilan

Le système karstique de la source La Doux de Coly illustre le fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique dynamique. Les approches géomorpho-karstiques et hydrogéologiques développées ici montrent une cohérence d'ensemble, notamment dans la définition du bassin d'alimentation de la source et dans ses modalités de fonctionnement.

Le modèle "pluie-débit" indique que l'écoulement lent (ou matriciel) représente la plus grande partie de l'écoulement total à l'exutoire. La composante rapide représente une part non négligeable de l'écoulement total à l'exutoire. Dans un tel aquifère, les débits à l'exutoire varient très rapidement selon les précipitations, générant des pics de crue. Ce comportement hydrodynamique peut s'expliquer par une recharge rapide, en lien avec un contexte géomorphologique favorable à la concentration rapide des eaux de surface, et grâce à un réseau karstique connecté et organisé dans les zones non-saturée et saturée de l'aquifère. Les résultats témoignent globalement de l'existence de réserves intéressantes, en lien avec l'importante épaisseur de la zone noyée identifiée sous la zone d'émergence actuelle de la source (au moins 70 m, d'après les reconnaissances spéléologiques - Illustration 43) et les forages AEP de Peyrenègre, situés dans la partie aval du Tisier, qui captent le Bajocien noyé et « semi-captif », d'après les essais de pompage.

Selon la classification des systèmes karstiques proposée par Mangin (1975), Marchet (1991) montre que le système de La Doux de Coly est marqué par un karst noyé d'importance moyenne, c'est-à-dire que les réserves dynamiques sont non négligeables, mais elles ne sont pas exceptionnellement importantes. Dans cette classification, La Doux de Coly est considérée comme un système plus karstifié en amont qu'en aval, avec des retards dans l'alimentation.

5.3. EXEMPLE D'UN SYSTEME CRETACE : LA SOURCE DE FALGUEYRET (INDICE BSS : 08072X0009/HY - BSS001YRFZ)

5.3.1. Étude géomorpho-karstologique : source de Falguyret

a) Contexte géographique et géologique

La source de Falguyret émerge au sein des terrains crétacés du Campanien supérieur, donnant naissance au cours d'eau de la Pradelle, qui se jette dans la Dordogne, au niveau du méandre de Limeuil (Illustration 54). La Pradelle, prenant sa source à 119 m NGF, elle incise les formations campaniennes jusqu'à rejoindre la Dordogne, à une altitude de 46 m NGF.

Les différentes formations traversées par le cours d'eau, ainsi que le bassin d'alimentation de la source, sont uniquement constituées par les terrains du Campanien supérieur (Karnay et al., 1999). La base du Campanien supérieur débute par la formation de Journiac, composée des calcaires marneux d'aspect crayeux, très riches en niveaux silicifiés, qui évoluent vers des faciès plus détritiques, à plages silicifiées brunes. La formation de Journiac est surmontée par la formation de Couzè, dont les faciès sont moins marneux que la formation sous-jacente et sont dominés par des calcaires grossiers packstone à grainstone, jaunes à roux. De l'ordre d'une cinquantaine de mètres, ces terrains, constitués de calcaires détritiques, sont karstifiés.

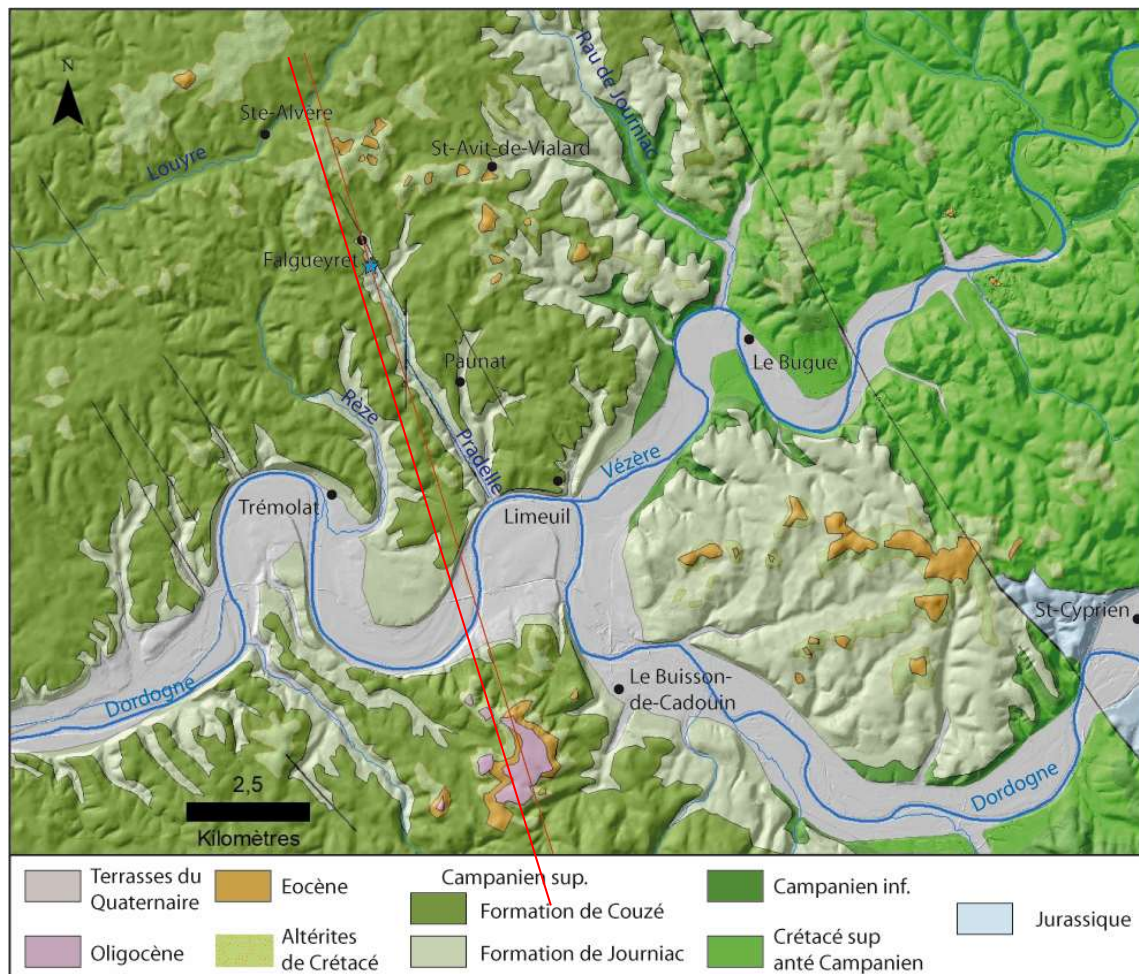


Illustration 54 - Carte géologique simplifiée des alentours de la source de Falguyret (étoile bleue) d'après Karnay et al., 1999. La coupe de l'illustration 62 est figurée par le trait rouge.

Sur la carte géologique (Karnay et al., 1999), une faille est cartographiée, sans décalage apparent, au niveau de la source de Falgueyret (Illustration 54). Les auteurs assignent cette déformation de couverture à la compression pyrénéenne, dont la compression nord-sud, a provoqué un jeu en décrochement dans cette série de failles, de même direction que l'accident ouest-quercynois, passant à l'ouest de Saint-Cyprien (Gaillard et Masse, 1980 ; Bonyjoly, 1980).

Au nord de la source, entre Falgueyret et Sainte-Alvère, on trouve des formations détritiques attribuées au Tertiaire et des altérites développées au dépend du substratum crétacé. Nous reviendrons sur le sujet dans le paragraphe suivant dédié aux formations superficielles.

b) Formations superficielles

Dans le bassin d'alimentation de la source de Falgueyret, sont cartographiées et distinguées des formations détritiques et des altérites de Crétacé. Les formations détritiques, non datées, sont attribuées à l'Eocène inférieur à moyen, par analogie de faciès avec les formations continentales des Charentes (Dubreuilh, 1987). Les altérites sont à la fois issues de l'altération du substratum crétacé et des formations tertiaires à faciès sidérolithique. Leur cartographie pose problème car les altérites et les formations tertiaires fluviatiles sont mélangées par colluvionnement.

Dans la zone de Falgueyret, deux faciès sont retrouvés, facilement discernables pour les formations cartographiées comme altérites, qui sont (Illustration 55) :

- des altérites de Crétacé composées d'une matrice argilo-sableuse, jaune à orangée, riche en chailles (silex), débris et fantômes de calcaires souvent silicifiés, libérés de l'encaissant carbonaté par dissolution du toit des calcaires crétacés ;
- des grès quartzeux, fins à moyens, ferruginisés, indurés, issus d'une ancienne formation détritique fluviatile comparable aux faciès « sidérolithiques ». On les trouve sub-en place ou remaniés par démantèlement et colluvionnés avec les altérites de Crétacé.

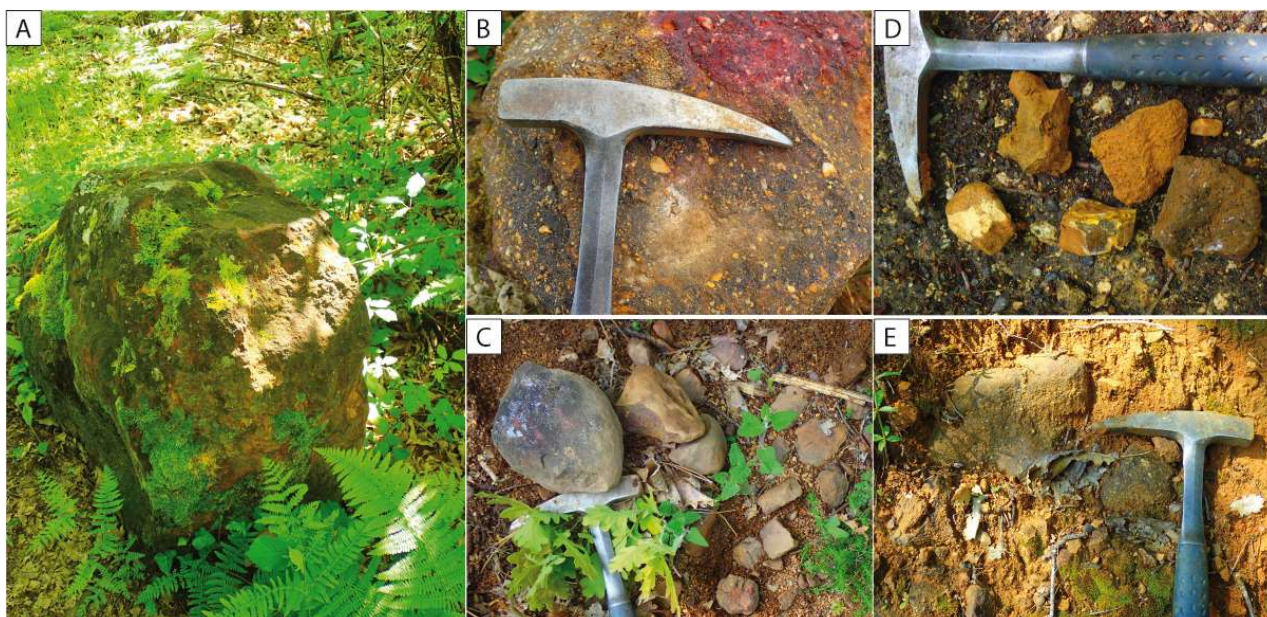


Illustration 55 - Différents faciès de formations résiduelles, dans le secteur de la source de Falguyret cartographiés comme « sidérolithiques » ou altérites de Crétacé. En A : bloc métrique de grès ferruginisé, induré, constitué de grains à petits graviers de quartz et nodules d'oxyde-hydroxyde typiques des faciès « sidérolithiques », cartographié en altérite. En B : zoom sur le faciès décrit précédemment. En C : morceaux de grès arrondis, issus du démantèlement et du colluvionnement de la formation « sidérolitique », cartographiés en altérites. En D : colluvionnement de chailles (silex) du Crétacé et d'altérites de Crétacé (matrice argilo-sableuse jaune-orange) remaniant des galets de quartz et des grès ferrugineux, cartographiés en altérites. En E : affleurement de blocs de grès ferruginisés, noyés dans une matrice argilo-sableuse jaune, absence de chailles.

Dans la zone de Falguyret, il n'a pas été possible d'observer les faciès des formations cartographiées comme Eocène, pour des raisons de mauvaises conditions d'affleurement. En revanche, au sud de la Dordogne, dans le secteur du Buisson-de-Cadouin, ces formations sont accessibles et clairement identifiables sur le terrain (Illustration 56). Il s'agit d'un niveau de sables fins blancs, jaunes à rouges foncé, à granules de quartz, à lentilles d'argiles blanches kaoliniques ou sables kaoliniques à altération ferrugineuse pour la formation de Sauteloup (attribué par analogie de faciès à l'Eocène inférieur) et d'un niveau d'argiles silteuses et sables avec cuirasse gravillonnaire, rouge foncé à violacé, au toit pour la formation de Saint-Georges (attribué à l'Eocène moyen). Dans ce secteur, ces formations détritiques d'âge éocène sont recouvertes par les formations de la molasse oligocène (argiles et calcaires lacustres silicifiés).

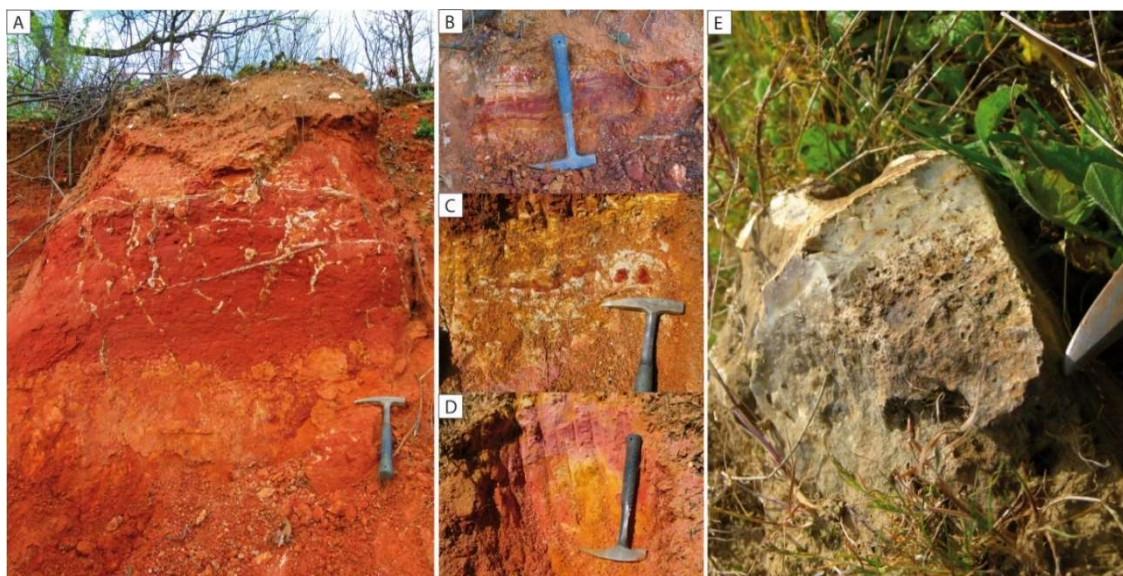


Illustration 56 - Différents faciès des formations attribuées à l'Eocène, au sud de la Dordogne, dans le secteur du Buisson-de-Cadouin. En A : profils d'altération dans la formation de Saint-Georges (Eocène moyen ?) composée d'un saprolite (orange) recouvert d'une latérite (rouge). En B, C et D : différents faciès de la formation de Sauteloup (Eocène inférieur ?) essentiellement composée de sable fin blanc, ocre, rouge et violet. En E : morceaux de calcaires lacustres, oligocènes, silicifiés.

La répartition de ces formations, conservées dans les zones hautes comme buttes témoins et remaniées et colluvionnées à plusieurs reprises dans les dépressions, témoigne de l'évolution continentale au cours du Tertiaire, dominée par des périodes d'altération et des périodes de sédimentation fluviale et lacustre. Il est difficile de dater l'altération responsable des altérites de Crétacé. Elle est probablement polyphasée et débute dès l'émersion de la plate-forme crétacée, à la fin du Crétacé supérieur-début du Paléocène. Suite au dépôt des faciès fluviaux de type sidérolithique dans la région, l'altération se poursuit par ferruginisation de ces formations et altération sous couverture des formations crétacées. Puis au cours de l'Eocène (?), de nouveaux dépôts détritiques, issus d'apports plus lointains et du remaniement des formations précédemment déposées, recouvrent les formations sidérolithiques et les altérites sous-jacentes, qui vont elles-mêmes subir plusieurs phases d'altération, à l'origine des profils d'altération qui les affectent (cf. les formations de Sauteloup et de Saint-Georges). A l'Oligocène, des argiles et des calcaires lacustres vont recouvrir l'ensemble de la zone d'étude lors d'une remontée générale du niveau de base. Cette phase est concomitante des décharges détritiques à l'origine de la formation de Saint-Denis-Catus. Puis au Miocène, la chute du niveau de base s'amorce avec la mise en place des grandes structures de drainage des vallées principales actuelles. Les formations fluviales attribuées aux très hautes terrasses (non datées), actuellement perchées à 90 m au-dessus de la Dordogne, sont les résidus de cette période (Karnay et al., 1999). On retrouve plus bas, dans la vallée, les terrasses du Quaternaire qui s'étagent sur 40 mètres de dénivelé environ, au-dessus de la Dordogne.

c) Morphologies karstiques

Les nombreuses altérations enregistrées par les paléosols d'âge tertiaire et mises en évidence par la présence des altérites de Crétacé ont aussi fortement impacté le substratum carbonaté crétacé de la zone d'étude. Cette altération au sein des carbonates s'exprime sous plusieurs formes et morphologies karstiques (Illustration 57) :

- les couloirs d'altération (fantômisation),
- les crypto-dolines (crypto-karstification).

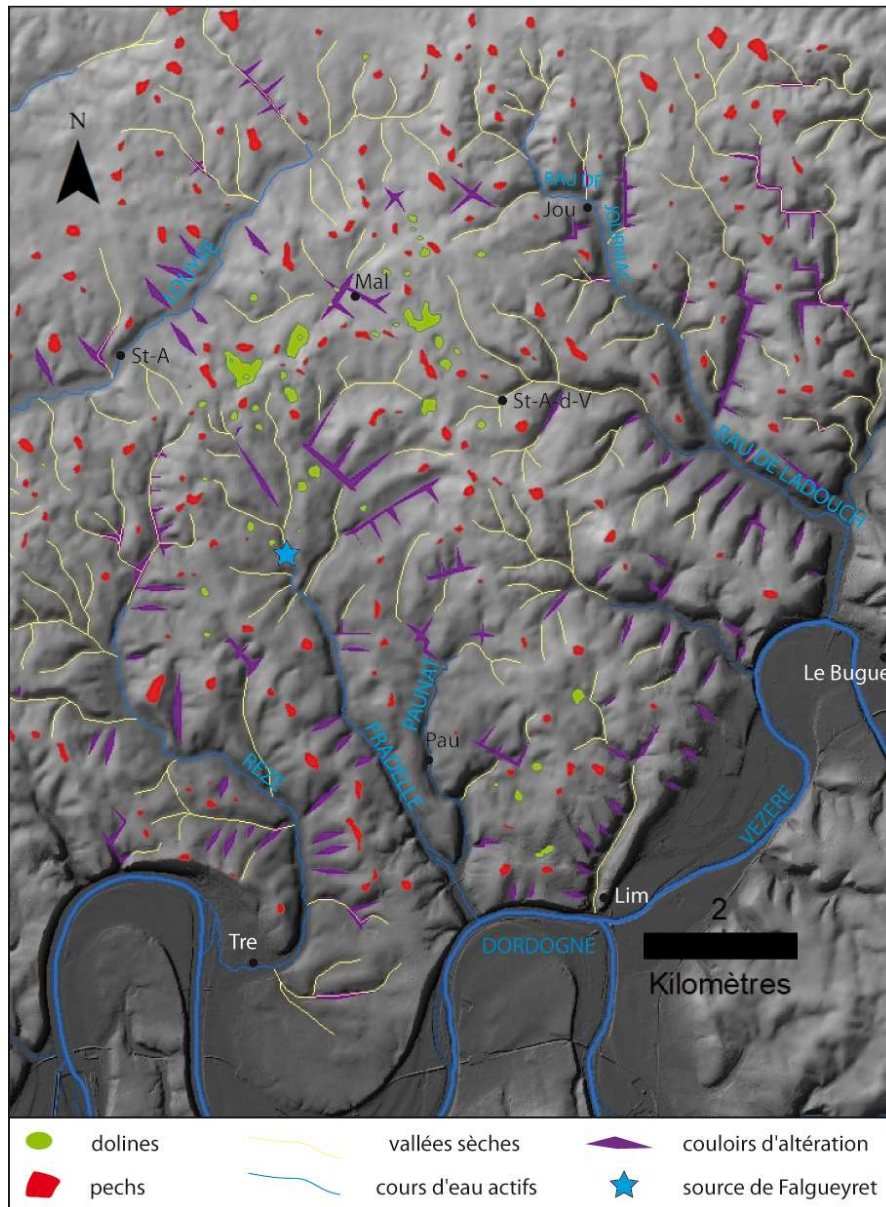


Illustration 57 - Carte des formes karstiques du secteur de Falguyret, sur fond SIG « ombragé » issu du traitement du MNT, pour faire ressortir la texture du relief. Sont figurés sur cette carte, les dépressions karstiques (crypto-dolines), les pechs constituant les reliefs résiduels, les vallées sèches et les couloirs d'altération. Quelques localités ont été resituées St-A (Sainte-Alvère) ; Mal (Malfont) ; Jou (Journiac) ; Lim (Limeuil) ; Tre (Tremolat) ; Pau (Paunat) ; St-A-d-V (Saint-Avit-de-Vialard).

La fantômisiation est un processus de karstification par altération in-situ des roches carbonatées (ici les calcaires de Crétacé supérieur). Le produit de ce processus est une altérite autochtone, constituée par les insolubles résiduels (argiles, sables quartzeux et éléments siliceux -silex et fossiles- qui composent les terrains campaniens) conservés dans leur position stratigraphique initiale (Illustration 58 et illustration 59).

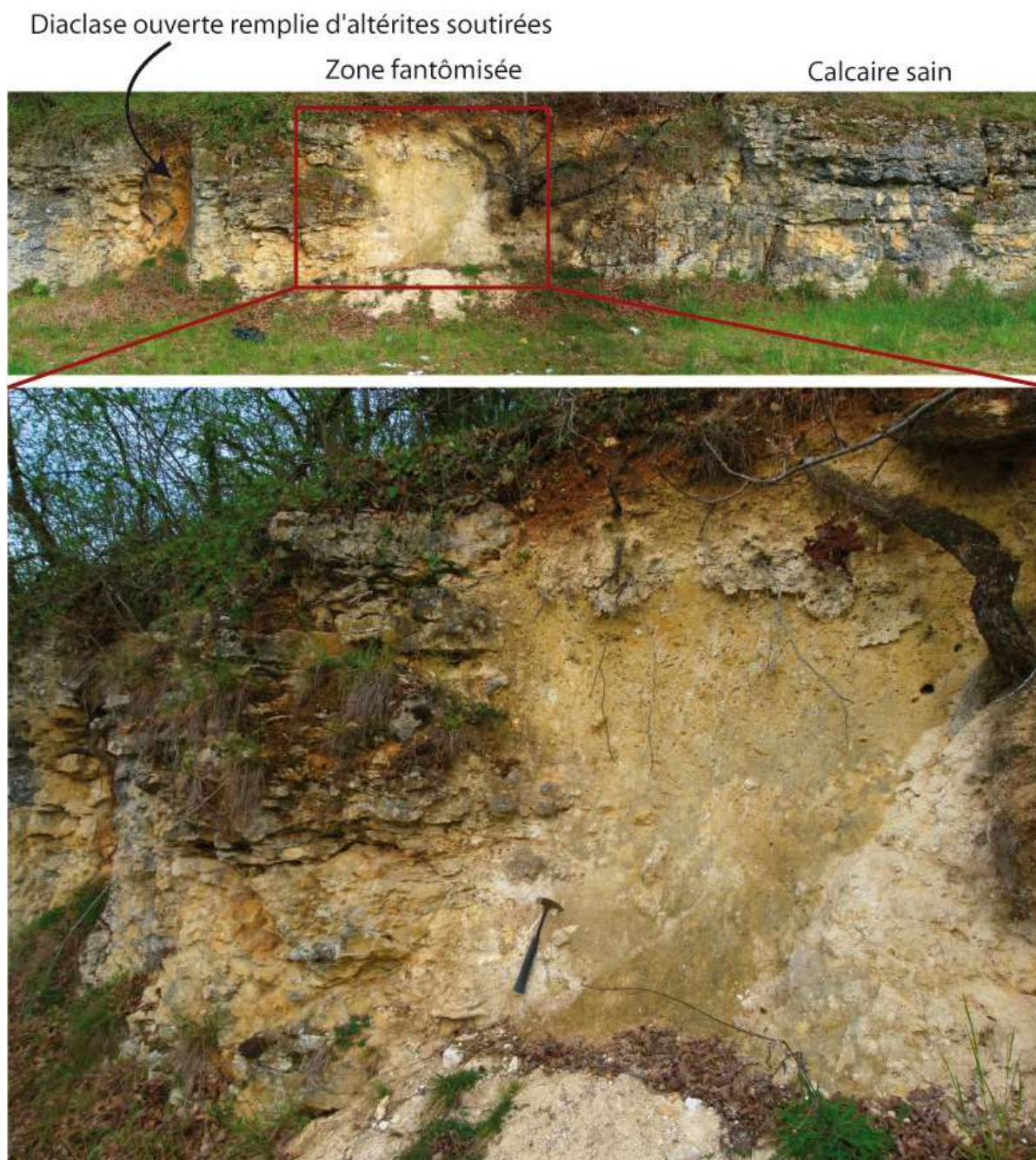


Illustration 58 - Illustration du phénomène de fantômisiation dans le secteur de Buisson-de-Cadouin. La photographie du haut présente un affleurement où coexistent le calcaire « sain », bien que bréchifié, une diaclase ouverte remplie par des altérites provenant de la surface et une zone fantômisée avec une altérite encore non purgée. La photographie du bas présente un zoom sur cette zone fantômisée où l'on aperçoit les chailles et les nodules encore en place en continuité stratigraphique (légèrement perturbés par le tassement), noyés dans une matrice argilo-sableuse jaunâtre. Le toit de la cavité (bien altéré lui aussi) a cédé et repose sur l'altérite (le fantôme de roche).

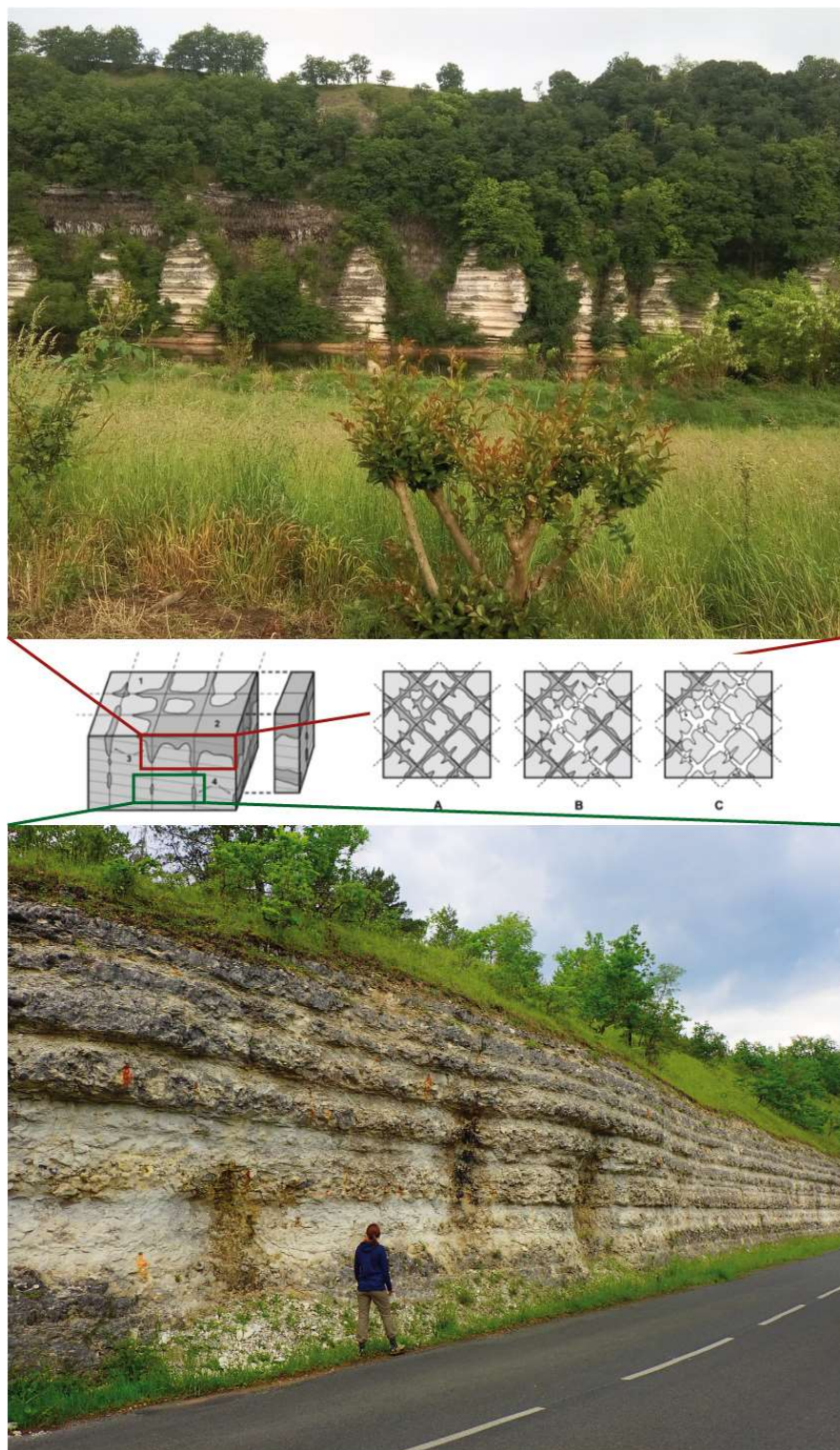


Illustration 59 - Schéma conceptuel du processus de fantômisation et illustration avec la zone d'étude. Le bloc 3D schématique illustre les différents types de fantômes (1 : calcaire sain, 2 : masse d'altérite formant une couverture, 3 : couloirs altérés axés sur la fracturation, 4 : masse altérée en poche en profondeur (sur fracturation ou joint stratigraphique)). Le type n°2 est illustré avec la photographie du haut : toit des calcaires bosselés, dont les pinacles sont séparés par ces couloirs altérés. Le type n°4 est illustré sur la photographie du bas, par une tranchée des calcaires en bord de route présentant ces poches altérées, calquées sur la fracturation. Les vues de dessus de ce bloc 3D simulent l'évacuation des altérites (ou fantôme) par érosion régressive depuis l'exutoire vers l'amont.

Le long des principales discontinuités (fractures, joints stratigraphiques, ...), les calcaires subissent une dissolution sélective, à la différence d'une karstification « classique » par enlèvement total, car dans ce processus de fantômisaiton, les vitesses de circulation des eaux dans la zone noyée du karst sont trop faibles pour exporter les résidus moins solubles qui forment alors le squelette de l'altérite, appelé « fantôme de roche » (Quinif, 1999 ; Bruxelles & Bruxelles, 2003 ; Quinif et Bruxelles, 2011 ; Dubois et al., 2014).

Ces fantômes de roche forment des poches et des couloirs interconnectés, largement calés sur la fracturation. Allant de quelques décimètres à plusieurs mètres de largeur, ces couloirs peuvent pénétrer profondément dans la masse du substratum carbonaté (Illustration 59). Ce schéma conceptuel se trouve très bien illustré dans la zone d'étude. Les calcaires du Campanien présentent toutes ces formes mises à l'affleurement, par le biais d'une tranchée de route ou bien par l'érosion de la Dordogne (Illustration 59).

La structure de ces fantômes de roche, acquise pendant les périodes d'altération au Paléocène et à l'Eocène, a été remaniée au cours de la chute du niveau de base au Miocène et du creusement des vallées. En effet, avec le début du creusement des vallées, un gradient hydraulique apparaît progressivement. Les couvertures se retrouvent peu à peu perchées sur les calcaires créacés. La dissolution se concentre à l'interface entre la couverture meuble, mais perméable, et les calcaires. Elle exploite toutes les discontinuités permettant l'évacuation des eaux pour rejoindre en profondeur les zones préalablement altérées, notamment les couloirs fantômés. Au gré du développement du crypto-karst, le front de crypto-karstification s'imprime dans le substratum calcaire. Ainsi les crypto-dolines évoluent progressivement en dolines de soutirage (Illustration 60) et les fantômes de roche sont vidangés de leurs résidus d'altération, permettant la mise en place de structures de drainage organisées.

Dans un premier temps, ces structures de drainage s'organisent en surface, grâce à la présence des altérites et des formations tertiaires, ce qui donne lieu à la présence de nombreuses vallées, aujourd'hui sèches, dans la zone d'étude. Puis, lorsque la chute du niveau de base s'accroît, le drainage passe en souterrain ; les réseaux karstiques deviennent actifs et transmissifs et les formations résiduelles sont soutirées, selon le maillage des couloirs d'altération dans le karst (Illustration 60).

C'est le cas du réseau de la source de Falgueyret. Sa topographie et les descriptions, issues des observations des spéléologues de l'ASP (Association Spéléologique du Périgord), révèlent des indices permettant d'avancer que ce réseau est issu de la vidange d'un fantôme de roche.

Tout d'abord la structure du réseau en carte présente un rapport orthogonal entre ces affluents, typique du phénomène (Illustration 61).

La description de l'axe principal, dont le creusement suit « l'orientation de la faille pour moitié de son développement puis change radicalement de morphologie pour prendre une tendance de creusement en joint de strate » (ASP, 2001), traduit des morphologies de zones préférentiellement altérées, puis évidées (joints de strates et fractures). Il en est de même pour l'affluent actif, développé le long de la faille cartographiée sur la carte géologique, dans l'alignement de la galerie d'entrée. Cet affluent correspond « à la partie inférieure de l'affluent semi-fossile, creusé dans une grande diaclase ». Le terme de diaclase est ici choisi car la fracture agrandie par dissolution ne présente pas de déplacement relatif des strates.



Illustration 60 - Doline de Malfont. Effondrement dans une zone de soutirage, colmatée par des formations résiduelles, agrandie en tranchée pour pouvoir effectuer un traçage (ressorti à la source de Falgueyret) (InfraConcept, 2014).

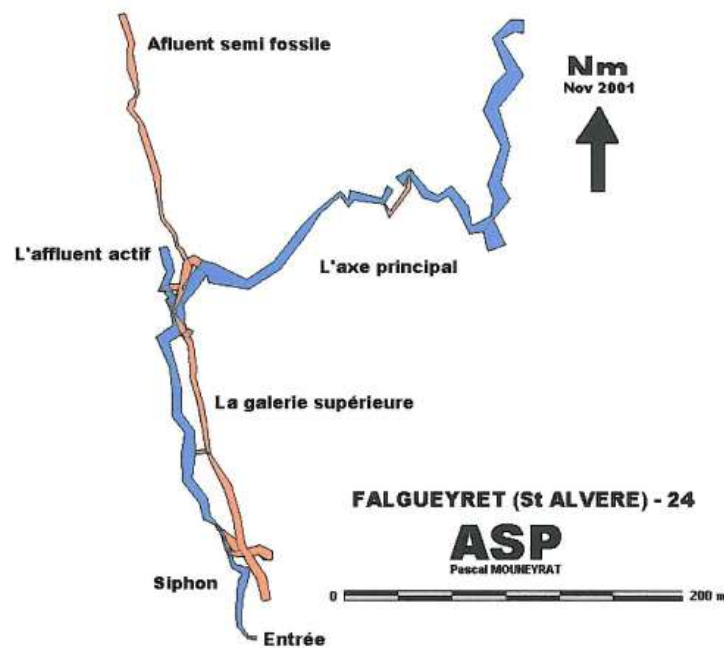


Illustration 61 - Topographie du réseau karstique de la source de Falgueyret (ASP, 2001) . En bleu, sont représentés les affluents actifs et en orange, les affluents semi-fossiles ou fossiles.

À ces formes fantômisées, s'ajoutent des formes spéléogénétiques épinoyées ou épiphréatiques, avec un réseau alimenté par des écoulements rapides et importants : « le volume des galeries s'accroît en progressant et devient carrément spacieux à certains endroits avec des galeries de « métro » de 10 m de largeur par 6 m de hauteur » (ASP, 2001).

La progression spéléologique montre qu'en basses eaux, l'écoulement se fait sous la forme d'une rivière souterraine, en écoulement libre. Lors d'épisodes pluvieux, le réseau se met en charge et les débits augmentent. Ces phases de mise en charge dans la zone épinoyée induisent des circulations sous pression (conduit en tube de type galerie de métro), mais aussi des courants qui se traduisent par la mobilisation des altérites meubles, ainsi que la déstabilisation et la sollicitation des trémies d'effondrement, sous les crypto-dolines, provoquant le soutirage (progressif ou brutal) des formations résiduelles en surface (Illustration 60).

d) Evolution géologique et morpho-karstique de la zone de Falgueyret

Dans la zone d'étude, le Jurassique n'affleure pas. C'est pourquoi il n'a pas été étudié. Il est donc très difficile de caractériser la première phase de continentalisation du Crétacé inférieur et son impact sur la karstification des carbonates du Jurassique.

La deuxième phase de continentalisation débute après le retrait de la mer, à la fin du Crétacé supérieur, et affecte les formations crétacées supérieures carbonatées, précédemment déposées. Cette phase-là, visible sur le terrain, peut être retracée. Les formations crétacées subissent plusieurs périodes d'altération majeures anciennes :

- une première à l'origine de l'altération en surface des terrains crétacés donnant les premières altérites de Crétacé, dès le retrait de la mer ;
- une deuxième se faisant sous couverture des formations « sidérolithiques » (mélange d'altérites de Crétacé in-situ et transportées) (Paléocène-Éocène ?) ;
- enfin plusieurs phases d'altération à l'Éocène (?), sous une couverture sédimentaire détritique qui s'épaissit.

Ces phases d'altération vont s'additionner les unes aux autres, pour former un front de crypto-karstification, qui se développe dans un premier temps à l'interface couverture-substratum (Illustration 62), puis va s'enfoncer progressivement dans la masse carbonatée. Ce front de crypto-karstification est le responsable des formes de surface (crypto-dolines) et sous cette surface, les structures fantômisées se développent.

Dans la zone de Falgueyret, les formations de la molasse oligocène n'affleurent plus, alors qu'elles sont conservées au sud de la Dordogne (Illustration 54). Ce constat indique donc qu'elles ont été dégagées par une érosion postérieure, sans doute au cours de la chute du niveau de base du Miocène supérieur, puis au cours des variations climato-eustatiques du Quaternaire. Lors de la mise en place des vallées principales et le début de la chute du niveau de base, le drainage s'est organisé en direction de ces vallées, avec la vidange des résidus d'altérations des structures fantômisées. L'évacuation du matériel détritique au sein du karst s'effectue de manière progressive de l'aval vers l'amont hydraulique, par un phénomène d'érosion régressive des fantômes de roches. Ce phénomène a permis aux réseaux karstiques de se mettre en place progressivement, provoquant le début du soutirage de la couverture tertiaire et la création de dolines. Puis lorsque les vallées principales se sont approfondies, l'érosion a pris le dessus et a commencé à entailler le relief. En effet, les vallées secondaires branchées sur les cours d'eau principaux (la Dordogne au sud et l'Isle au nord) ont complètement modelé le paysage actuel. Contrairement au Causse de Martel, ces vallons ne correspondent pas à des vallons secs et sont bel et bien actifs encore aujourd'hui, dans la plus grande partie de leur développé (la partie aval

en général). La persistance de ces réseaux hydrographiques est liée à la nature du substratum crétacé, constitué ici par le Campanien, de nature plus ou moins marneuse, limitant l'infiltration en profondeur vers le Santonien. Seules les zones amont de ces cours d'eau peuvent être sèches, en lien avec une infiltration et un drainage souterrain.

Ainsi on remarque que le collecteur du réseau de la source de Falguyret se développe au sein des faciès les plus karstifiables de la formation de Couzé et que la source est placée au toit des faciès plus marneux de la formation de Journiac. Jouant comme semelle basale, limitant le développement de la karstification en profondeur, la position de cette formation conditionne l'existence aérienne du cours d'eau de la Pradelle. Le profil en long de la Pradelle est donc conditionné par cette position en amont et par l'altitude de la Dordogne qu'elle rejoint en aval. Ce profil n'est d'ailleurs pas encore à l'équilibre, car il se divise en deux, de part et d'autre d'une rupture de pente : sa partie amont, en pente plus douce, et sa partie aval de pente plus raide (Illustration 62) signent que l'érosion régressive, en lien avec l'incision de la Dordogne, se poursuit encore aujourd'hui.

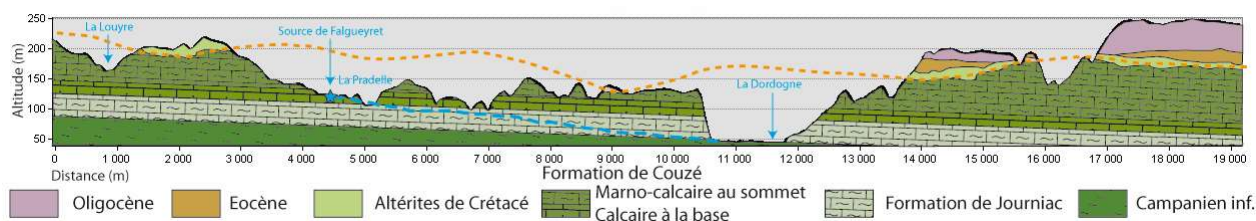


Illustration 62 - Coupe géologique nord-sud à travers la zone d'étude présentant la nature des terrains crétacés, la position des altérites et la surface d'altération associée (en tirets oranges), la position des formations tertiaires (Éocène et Oligocène), les différents cours d'eau et le tracé du profil en long de la Pradelle (tirets bleus) projeté sur la coupe. Voir position du trait de coupe (Illustration 54).

e) Mise en place des bassins d'alimentation et fonctionnement actuel

Dans le secteur de Falguyret, plusieurs cours d'eau sont raccordés à la Dordogne au sud d'une ligne de crête, au-delà de laquelle les écoulements vont en direction de l'Isle (au nord). Les bassins versants adjacents à celui de la source de Falguyret sont la Louyre au nord / nord-ouest, le ruisseau de la Rèze à l'ouest et le Rau de Journiac au nord-est (Illustration 54). Quand on compare les profils en long de ces quatre cours d'eau, la Louyre possède le linéaire le plus long et le plus stable et rejoint la Dordogne plusieurs kilomètres en aval de la confluence des trois autres cours d'eau avec la Dordogne, qui possède un profil en long plus court et abrupt. Une autre différence notable est que la partie amont de la Louyre est aérienne, alors que les parties amont des autres cours d'eau sont souterraines. De plus, la partie aérienne se trouve à des altitudes plus hautes que les sources donnant naissance aux cours d'eau de la Pradelle, de la Rèze et du Rau de Journiac. Toutes ces observations démontrent que le cours de la Louyre est plus ancien que ces voisins et que ces derniers, plus récents, formés par érosion régressive depuis la Dordogne, ont capturé une partie de l'impluvium initialement associé à la partie sud du bassin d'alimentation de la Louyre.

Actuellement, la progression de l'érosion régressive continue, mais en souterrain. Le bassin d'alimentation de la source de Falguyret continue de s'agrandir au détriment de la Louyre et dépasse maintenant la taille de son bassin versant topographique (Illustration 63). Cette érosion régressive s'effectue par l'évacuation des couloirs fantômisés et l'extension progressive de son réseau karstique, ainsi que la concurrence naturelle qui s'exerce entre bassins hydrographiques (en fonction de la pente et du gradient). Il est difficile d'évaluer la concurrence entre les bassins

versants de ces trois cours d'eau, mais leur développement se fait au détriment de celui de la Louyre.

Concernant la délimitation du bassin d'alimentation de la source de Falguyret, malgré les traçages réalisés (InfraConcept, 2014), certaines zones d'incertitudes persistent (Illustration 63). Les zones situées à l'ouest, à l'extérieur du bassin versant topographique, pourraient alimenter le bassin d'alimentation de la Louyre ou bien celui de Falguyret. Le secteur sud-ouest, compris dans le bassin versant topographique de la source de Falguyret, pourrait aussi avoir été capturé en souterrain par le bassin d'alimentation de la Rêze. Enfin à l'est, une zone d'incertitude à l'extérieur du bassin versant topographique de la source de Falguyret, trouée de nombreuses dolines, signalées comme points d'absorption, pourrait aussi appartenir à l'aire d'alimentation.

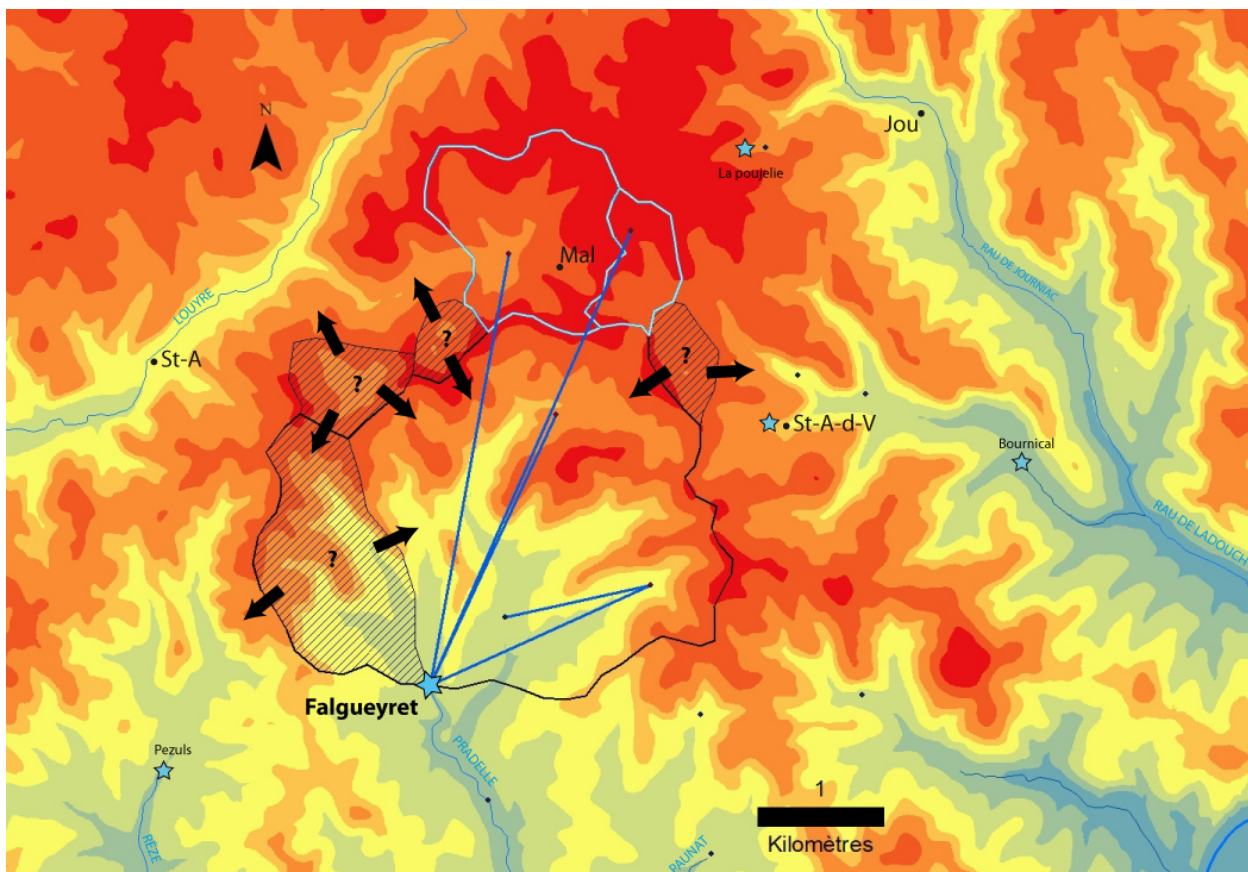


Illustration 63 - Carte du relief (MNT) centrée sur le potentiel bassin d'alimentation de Falguyret. Le contour noir correspond au bassin topographique ; en bleu les bassins versants des secteurs déjà tracés ressortant à la source de Falguyret ; les zones hachurées correspondent aux zones d'incertitude. Les flèches tracées indiquent les potentielles zones d'exutoire. Les étoiles bleues correspondent aux sources recensées sur le terrain. En lignes bleues, sont replacés les traçages réalisés par InfraConcept en 2014.

En revanche, la connexion avec l'aquifère jurassique, situé à plus de 400 m en profondeur est *a priori* à exclure. La faille notée sur la carte géologique (Illustration 54), passant au niveau de la source, pouvait être suspectée de provoquer une connexion entre aquifères. En réalité, la reconnaissance terrain permet de dire qu'il s'agit d'une diaclase et non d'une faille (il n'y a aucun décalage des terrains de part et d'autre comme l'a montré l'observation des spéléologues lors de la topographie du réseau (ASP, 2001). Ainsi le bassin hydrogéologique de la source de Falguyret est à délimiter au sein du Campanien.

5.3.2. Description des modalités de suivi de la source de Falguyret

La source de Falguyret est utilisée pour l'alimentation en eau potable de la région de Sainte-Alvère. En 2010 et 2011, les volumes prélevés pour l'alimentation en eau potable (AEP) étaient compris entre 250 000 et 300 000 m³/an (soit 685 à 820 m³/jour). Cette source est l'exutoire d'un aquifère au sein de calcaires grossiers du Campanien supérieur. Cet aquifère est délimité, à la base, par un horizon plus marneux de la formation de Journiac et essentiellement par la formation marneuse du Campanien inférieur.

La source de Falguyret a été aménagée en souterrain : un couloir en béton d'une dizaine de mètres permet l'émergence des eaux vers l'extérieur. Les eaux de la source sont pompées et/ou déviées par gravité vers une bêche de pompage, enterrée à quelques mètres du captage. Les eaux non captées pour l'AEP transitent par un canal, puis rejoignent le milieu naturel. Ce débit est mesuré au niveau du canal bétonné qui dispose d'un enregistreur du niveau d'eau par ultrasons (Illustration 64). Les débits du canal sont fournis à l'aide d'une relation simple avec la hauteur d'eau mesurée.

La mise en route de la pompe est gérée de façon automatique, en fonction du niveau d'eau dans le réservoir relevé par une sonde. Les prélèvements dépendent également de la turbidité des eaux de la source et du débit restitué au milieu naturel. Si la turbidité dépasse 2 NTU ou si le débit, mesuré en continu automatiquement dans le canal, passe en dessous de 15 m³/h, alors un forage profond de 700 m (BSS001YRGB), situé à quelques mètres de la source, prend la relève pour compenser les prélèvements non effectués dans la source.

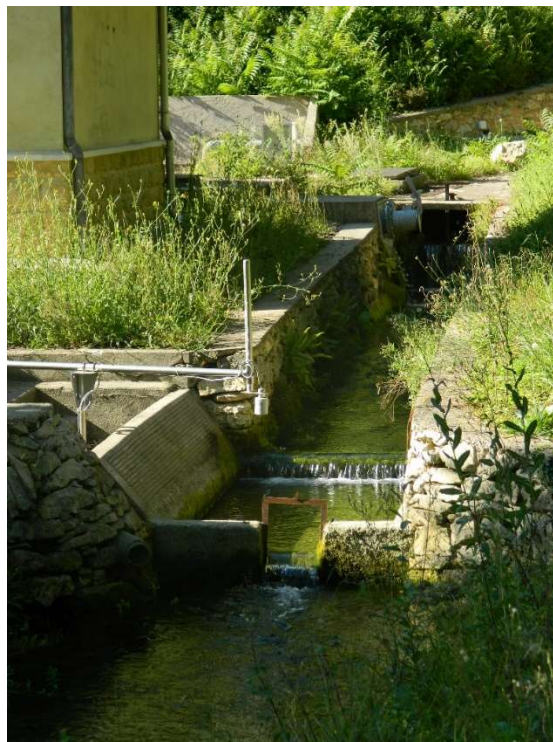


Illustration 64 - Dispositif de mesure de hauteur d'eau, pour la source de Falguyret

Un système de mesure en continu de la turbidité a été installé au niveau de la source, qui présente fréquemment des pics de turbidité, suite à des événements pluvieux (cf. Illustration 65). Selon les résultats de l'étude géomorpho-karstique, cette turbidité observée en période de crue est due aux phases de mise en charge dans le réseau karstique, mobilisant les altérites meubles et provoquant le soutirage des formations résiduelles en surface.

Les données de débit, de turbidité, ainsi que les précipitations¹⁵ et l'évapotranspiration potentielle sont présentées de janvier 2013 à février 2018 (Illustration 66).

Les données des débits journaliers ne sont pas précises ; il est donc difficile d'établir un bilan hydrologique ou même d'établir des relations "pluie-débit" pour les raisons suivantes :

- les débits maximums ne sont pas enregistrés en période de crue : la hauteur d'eau dans le canal est limitée, le débit maximum enregistré est de 336 m³/h. À titre d'information, un débit de crues à 405 m³/h avait été évalué (SHE, 2001) ;
- le volume total à la source est sous-évalué : les prélèvements dans le captage ne se font pas en continu ; les valeurs maximales de débit enregistrées au cours de la journée correspondent alors au débit réel de la source.

Pour connaître les débits de la source, avant les prélèvements pour l'alimentation en eau potable, Véolia utilise les mesures de la station de jaugeage installée au niveau du trop-plein. En effet, les prélèvements dans le captage ne se font pas en continu, la valeur maximale enregistrée pour une journée est supposée correspondre au débit réel de la source (débit naturel). L'illustration 65 présente l'évolution des débits naturels de la source ainsi estimés.

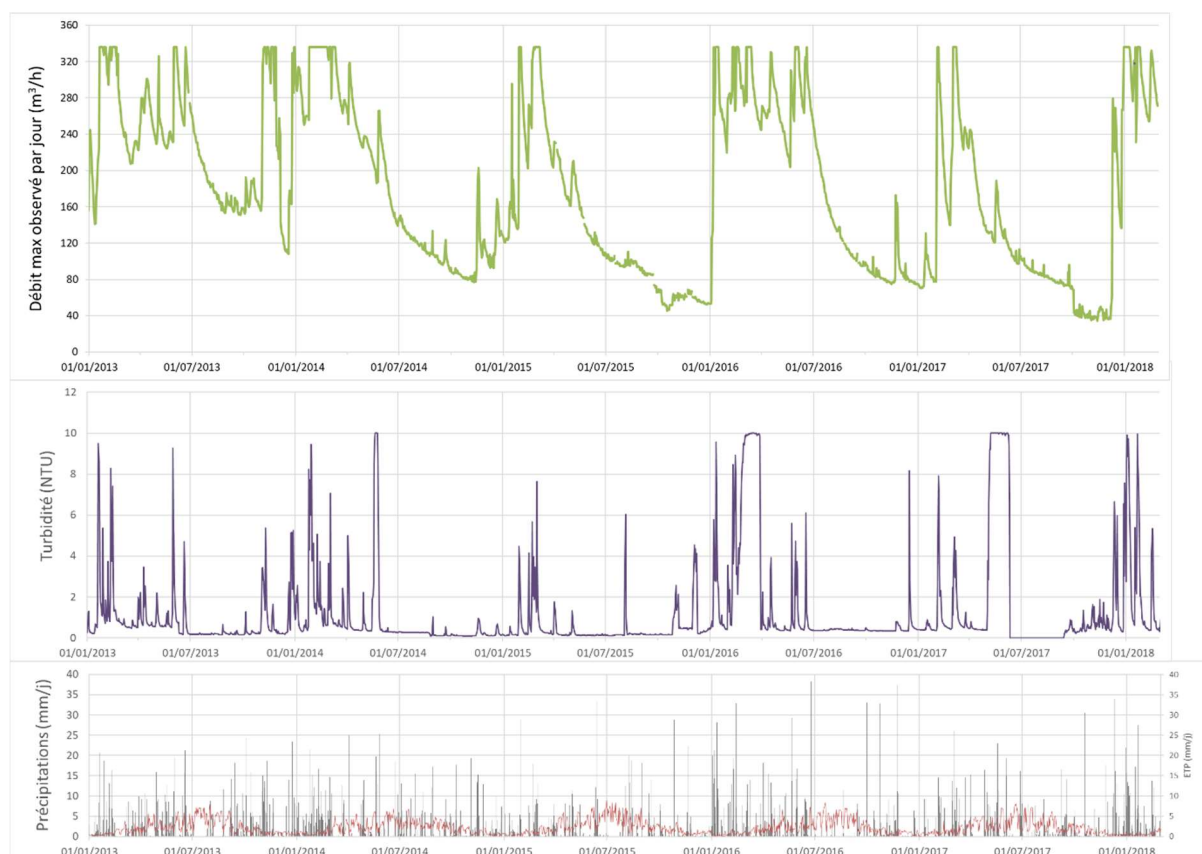


Illustration 65 - Débit (m³/h), turbidité (NTU), ETP (mm/j) et précipitations (mm/j) (données issues du modèle SAFRAN¹⁶) au droit de la source de Falguyret

¹⁵ Les précipitations sont issues d'une fonction pondérée : $pl_pond=1 \times P_{1286}$. Les données d'ETP sont celle de la maille 1286 du modèle SAFRAN.

¹⁶ Mailles SAFRAN utilisées : P_{1286}

5.3.3. Information sur le fonctionnement hydrodynamique de la source de Falguyret

Au cours de la période d'observation (2013-2018), les débits d'étiage sont compris entre 160 et 40 m³/h : une tendance à la diminution semble se dessiner entre 2013 et 2016, les débits d'étiage sont compris entre 80 et 40 m³/h depuis 2016. Ces évolutions sont à mettre en relation avec l'importance et l'évolution de la recharge des périodes hivernales au cours de cette période. Lors des périodes de basses eaux, les événements pluvieux n'ont pas ou peu d'impact sur le débit mesuré. En période de crue, on observe un palier de débit à 336 m³/h, qui traduit le débordement des eaux du canal ; les débits de pointe de crue ne sont pas connus. Les pics de turbidité surviennent entre un et deux jours après les événements pluvieux, en hautes eaux ou basses eaux, et sont vraisemblablement corrélés aux pics de crue.

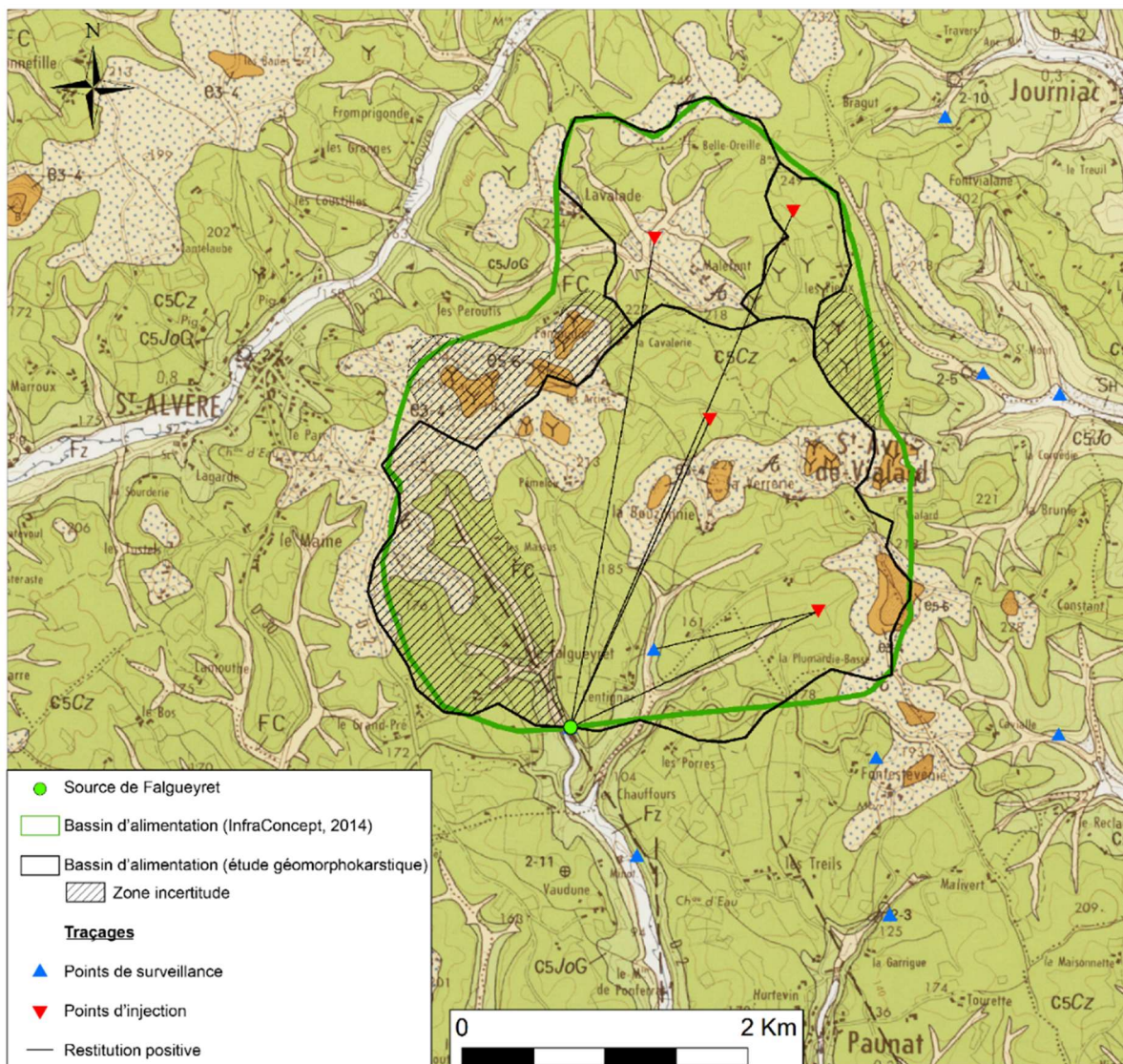


Illustration 66 - Localisation de la source de Falguyret selon la géologie (fond de carte géologique 1/50 000) et les bassins versants établis par InfraConcept (2014) (en trait plein) et selon l'étude géomorpho-karstique précédente (noire et hachures)

Suite aux résultats de l'étude géomorpho-karstique, plusieurs zones d'incertitudes subsistent concernant la surface d'alimentation de la source de Falgueyret (Illustration 66). Cette étude estime un bassin d'alimentation d'environ 9 km², sans les zones d'incertitudes, et d'environ 13 km² avec ces zones. Des calculs de bilan hydrologique ont été réalisés, au cours de la période 2012-2018 (Illustration 67). Les estimations des débits moyens sont entachées d'une grande incertitude en raison de la sous-estimation des débits de crue.

	2012-2013	2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017	2012-2017
Qmoy (m³/h)	180	221	149	187	128	175
Temp (°C)	12.1	12.8	13.5	13.0	13.2	13.0
Précipitations¹⁷(mm)	833	1088	688	926	755	858
ETR (mm)	542	614	524	586	543	571
L=P-ETR	291	474	164	340	212	287
Surface (km²)	5	4	8	5	5	6

Illustration 67 - Tableau synthétique des paramètres du bilan hydrologique de la source de Falgueyret

Selon les cycles hydrologiques, la surface de bassin d'alimentation, calculée sur la base des termes du bilan (Qmoy et L), serait comprise entre 4 et 8 km². Le calcul réalisé sur plusieurs années hydrologiques (2012-2017) permet d'estimer une surface d'alimentation moyenne de 5,5 km². Ces résultats interpellent, car les bassins versants calculés apparaissent environ 2 fois plus petits que les valeurs estimées par l'étude géomorpho-karstique et la délimitation par traçage (InfraConcept, 2014). Pour expliquer cette différence (cf. §b), nous pensons que les débits de la source, tels que définis actuellement, ne permettent pas d'accéder au débit naturel de la source et sont donc sous-estimés.

Le bilan hydrologique calculé ici n'est cohérent ni avec l'étude réalisée par InfraConcept (2014), ni avec notre étude géomorpho-karstique. Nous ne pouvons pas proposer de meilleures délimitations pour cette surface d'alimentation (Illustration 66).

5.3.4. Bilan

L'étude du fonctionnement hydrodynamique du système karstique « créacé » de la source de Falgueyret n'a pas pu être abordé par les approches fonctionnelles (analyses corrélatoires et décomposition de l'hydrogramme par fonction de transfert), en raison de la difficulté de mesure du débit de cette source. Les bilans hydrogéologiques, réalisés sur la base des chroniques de débit disponibles de la source, semblent révéler l'existence d'un problème de sous-estimation des valeurs mesurées.

L'étude géomorpho-karstique a permis d'identifier et de localiser les zones d'incertitudes qui subsistent, concernant la surface d'alimentation de la source. L'impluvium de la source est estimé à environ 9 km², sans les zones d'incertitudes, et à environ 13 km² avec ces zones. Ces valeurs sont comparables à la délimitation précédemment déduite des essais de traçages (12 km²).

Au sein de ce système, le phénomène de fantômisement de roche, puis la vidange ultérieure des résidus d'altération, sans doute au cours de la chute du niveau de base du Miocène supérieur,

¹⁷ Précipitations issus de la maille SAFRAN Id_1286

puis au cours des variations climato-eustatiques du Quaternaire, ont structuré le réseau de drainage du système karstique. Ce karst présente un réseau de drainage bien développé et bien connecté avec la zone épikarstique, ce qui se traduit par des réponses rapides (< 1 jour) lors des périodes de recharge. Des pics de turbidité surviennent lors de ces périodes, corrélés aux pics de crue.

Compte-tenu des débits spécifiques d'étiage, qui sont globalement faibles (entre 3 et 8 l/s/km²), ce karst a probablement peu de réserves et/ou a globalement du mal à vidanger ses réserves, l'écoulement libre en période de basses eaux ne permettant pas de vidanger de manière efficace les réserves de la formation aquifère. Compte tenu des informations hydrogéologiques, ces précédents résultats sont cohérents puisque le collecteur du réseau karstique de la source de Falgueyret est placé au toit des faciès marno-calcaires de la formation de Journiac, qui constitue une semelle basale imperméable (aquitard), limitant le développement de la karstification en profondeur et donc l'existence de réserves profondes.

Peu de données hydrochimiques sont actuellement disponibles pour cette source (selon ADES). Une étude hydrochimique complète, avec un suivi en continu de la température et conductivité de l'eau, ainsi qu'un suivi régulier des ions majeurs, permettrait de mieux appréhender le fonctionnement de ce système karstique et ses écoulements.

5.4. EXEMPLE D'UN SYSTEME MIXTE : LES SOURCES DU TOULON (INDICE BSS : 07588X0009/ABIME - BSS001WDGM)

5.4.1. Étude géomorpho-karstologique : sources du Toulon

a) Contexte géographique et géologique

Les sources du Toulon (07588X0009/ABIME - BSS001WDGM) se trouvent dans la ville de Périgueux, qui les utilise pour son alimentation en eau potable. L'émergence se fait au pied d'un relief, coincé entre les rivières de l'Isle et de la Beauronne, constitué des terrains du Crétacé supérieur (Le Pochat et al., 1979 ; Platel et al., 1989) (Illustration 68).

La nature géologique des terrains du Crétacé affleurant et constituant ce massif est globalement carbonatée (Illustration 68). La résurgence se trouve au toit du Turonien, dans les faciès de l'Angoumien, qui correspondent à des calcaires à rudistes. Au-dessus, on retrouve les formations du Coniacien, constituées de calcaires gréseux, de sables et de calcaires à huîtres au sommet. Puis, suivent les calcaires crayeux et glauconieux à silex noirs du Santonien. Enfin, les derniers étages affleurant sont les calcaires crayeux et marno-crayeux du Campanien. Ces terrains affleurent sur un dénivelé de 150 mètres, depuis les sources jusqu'au sommet du massif et sont karstifiés.

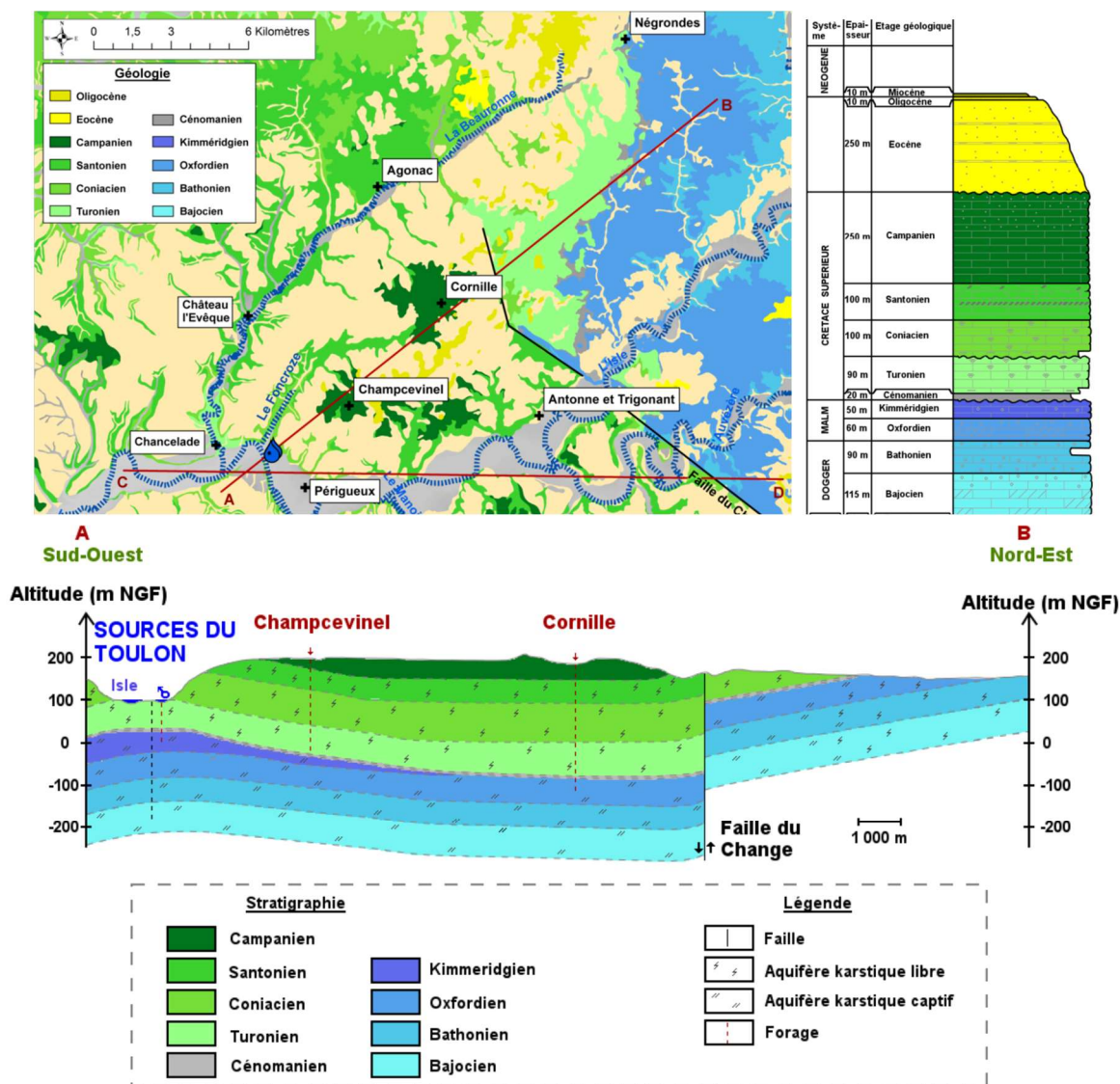


Illustration 68 - Carte géologique simplifiée des environs de Périgueux et trait de coupe présenté en dessous (Lorette, 2019). Le log présente la nature des terrains qui affleurent sur la carte, depuis le Jurassique (Oxfordien et Kimméridgien) jusqu'aux formations du Tertiaire (Lorette, 2019).

Si les terrains mésozoïques ont une disposition monoclinale de faible pendage, orienté vers le sud-ouest, plusieurs éléments structuraux importants traversent la zone d'étude. La faille du Change, au jeu apparent normal, dans la partie est, met en contact les terrains du Crétacé et ceux du Jurassique, révélant un compartiment sud effondré (Le Pochat et al., 1979). À l'ouest, l'anticlinal de Périgueux-Chancelade, à flanc santonien et à cœur turonien moyen, est traversé par la Beauronne (Platel et al., 1989).

Les formations du Jurassique affleurent donc dans la partie est, constituant le compartiment surélevé de la faille du Change. Elles sont constituées par les terrains du Bathonien et du Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien ? non daté), qui présentent eux aussi une karstification très poussée.

En recouvrement des terrains jurassiques et créacés, de nombreuses formations détritiques non datées sont cartographiées, attribuées au Tertiaire et au Quaternaire. Nous détaillons le sujet dans le paragraphe suivant, dédié aux formations superficielles.

b) Formations superficielles

Dans la zone d'étude du Toulon et son environnement géologique à plus large échelle, on retrouve diverses formations résiduelles (Illustration 69).

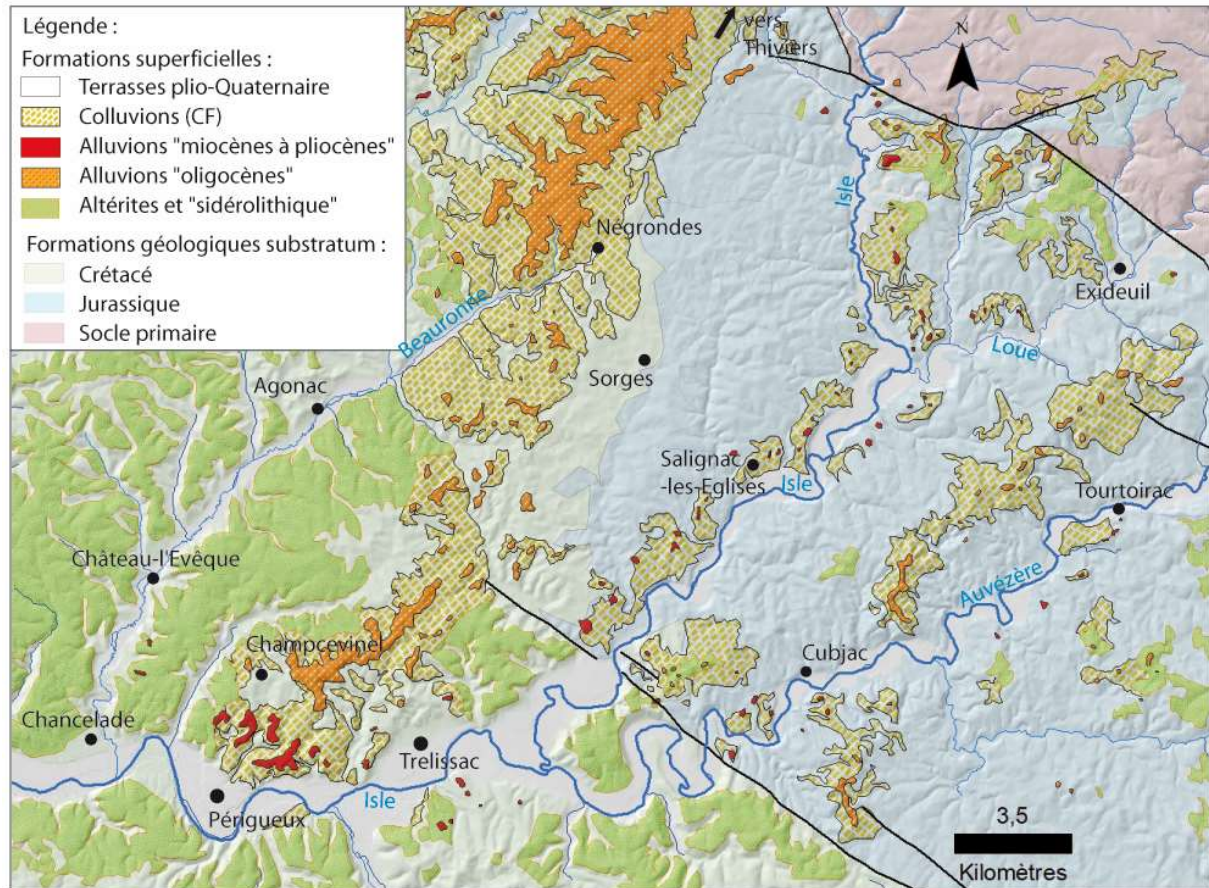


Illustration 69 - Carte des formations résiduelles des environs des sources du Toulon, sur fond SIG « ombragé » issu du traitement du MNT. Sont différenciées, en arrière-plan, les formations géologiques du substratum de l'ouest vers l'est : du Crétacé, du Jurassique et du socle primaire. Les formations résiduelles cartographiées sont les altérites de Crétacé et le sidérolithique (en vert), les alluvions des plateaux déconnectés de la direction de cours d'eau actuels (en orange), des alluvions des plateaux encadrant les vallées actuelles (en rouge) et les formations au sein de ces vallées (en blanc).

Ces formations résiduelles, souvent attribuées au Quaternaire, correspondent aux mêmes formations précédemment identifiées dans les autres sites de ce rapport (le Causse de Martel et la source de Falguyret), qui sont (Illustration 70) :

- les altérites de Crétacé et le « Sidérolithique », issus d'une suite d'évènements géologiques du Paléocène à l'Éocène : i) altération des formations crétacées (= altérites), ii) érosion, transport et sédimentation de ces altérites de Crétacé remaniant une part de détritique provenant du Massif Central (= sidérolithique) et iii) alternances d'altération et sédimentation, affectant les altérites *in-situ* et remobilisées (formations de cuirasse ferrallitique - illustration 70) ;
- des formations fluviales grossières (à gros galets de quartz, de type Saint-Denis-Catus) perchées sur les plateaux, déconnectées des cours d'eau actuels et en relation génétique avec les formations lacustres de l'Oligocène (Platel et al., 1999) ;

- des formations fluviatiles grossières en position intermédiaire, topographiquement en-dessous des formations fluviatiles grossières à la surface des plateaux, mais topographiquement au-dessus de la rupture de pente, liée à l'incision des cours d'eau principaux (notée CF) ;
- des formations fluviatiles au sein des vallées des principaux cours d'eau, organisées en terrasses emboîtées ;
- des colluvions issues de ces formations de plateaux (altérites + sidérolithique + formations fluviatiles grossières), qui vont recouvrir les versants suite à la mise en place des vallées actuelles.

La répartition et la disposition des formations de surface (Illustration 69) donne une chronologie relativement claire des événements. Les altérites de Crétacé recouvrent l'ensemble des formations crétacées, sauf au niveau des vallées et talwegs, où elles sont érodées ou colluvionnées. Sur le substratum jurassique, ces altérites de Crétacé ne sont pas cartographiées ; en revanche, le Sidérolithique a été distingué. Identifié comme tel, il est sans doute le résultat d'un mélange d'altérites de Crétacé (qui ont recouvert le Jurassique) et d'apports fluviatiles « sidérolithiques » transportant le démantèlement de cette ancienne couverture crétacée, issue du Massif Central. Ces formations (altérites et sidérolithique) se trouvent en position sommitale, recouverte par la formation fluviatile grossière cartographiée Fs (Le Pochat et al., 1979), qui constitue les points les plus hauts. Cette ancienne nappe d'alluvions grossières est donc postérieure au Sidérolithique (Eocène ?). La répartition de ces dépôts est sans aucune relation avec l'axe des vallées principales actuelles et se retrouve le long de deux axes principaux nord-est - sud-ouest, depuis le Massif Central vers le centre du Bassin : un au nord, selon un axe Thiviers/Périgueux et un autre au sud, selon un axe Excideuil/Cubjac.

Il est intéressant de noter que la base de ces alluvions, reposant sur le Jurassique (à l'est) est topographiquement au-dessus de la base des alluvions reposant sur le Crétacé (à l'ouest). De même sur les terrains crétacés, la base de cette formation est généralement plus élevée à l'est qu'à l'ouest (Le Pochat et al., 1979 ; Platel et al., 1989). Il est probable que cette différence d'altitude soit due au jeu ou rejeu tectonique de la faille du Change, postérieur à la mise en place de cet épandage fluviatile, avec un compartiment est (Jurassique) soulevé et un compartiment ouest (Crétacé) abaissé et les bases des altérites décalées de part et d'autre. De plus, dans le domaine jurassique, la base de cette formation est fortement affectée par des phénomènes de soutirage, ce qui confirme l'érosion plus intense que ces alluvions ont subi du fait de leur position plus perchée.

L'âge de cette formation est discutable, car non datée. Souvent attribuée au Quaternaire, nous proposons de vieillir considérablement ces dépôts et de les attribuer à l'Oligocène, selon les critères suivants : les directions et sens des axes de drainage semblent similaires à celles de la formation de Saint-Denis-Catus, identifiée sur le Causse de Martel ; et les dépôts sont facilement corrélables avec la formation de La Garde, cartographiée au sud-ouest de la faille du Change (Platel et al., 1999), qui passe latéralement vers l'ouest à des faciès fluvio-lacustres recouverts par les calcaires à Astéries et permet d'attribuer à ces dépôts un âge "Oligocène inférieur à moyen" (Dubreuilh, 1987).



Illustration 70 - Différents faciès de formations résiduelles dans la zone d'étude des sources du Toulon. En A : altérites de Crétacé, riches en chailles soutirées, dans une diaclase. En B : morceaux de cuirasse ferrallitique, issue du « Sidérolithique ». En C : formation fluvatile, riche en galets de quartz englobés dans une matrice sablo-argileuse ocre. En D : colluvions présentant de gros galets de quartz, issus des formations fluvatiles grossières, localisées sur les sommets, remaniées avec les altérites de Crétacé et le sidérolithique.

Comme on l'a vu, ces formations sont décalées par des structures tectoniques, de type faille normale (comme la faille du Change). Ce rejeu tectonique est probablement provoqué par la surrection du Massif Central, qui intervient au Miocène supérieur, au Serravalien-Tortonien (Séranne et al., 2002). Cette surrection est à l'origine de la réorganisation des structures de drainages principales et de leur position actuelle, et marque le début de leur incision. C'est au cours de cet épisode que vont se déposer les alluvions, qui longent dorénavant les vallées actuelles, en position perchée au-dessus de l'incision.

Enfin, les terrasses du Plio-Quaternaire se déposent sous formes de terrasses emboîtées, à l'intérieur même des vallées, dans le dernier tiers de la partie incisée, et sont le résultat de variations glacio-eustatiques de ces périodes.

c) Morphologies karstiques

Les phases d'altération, tout au long du Tertiaire, ont, comme sur toute la bordure nord-est du Bassin aquitain, fortement impacté le substratum carbonaté crétacé et jurassique de la zone d'étude. Cette altération au sein des carbonates s'exprime sous plusieurs formes et morphologies karstiques (Illustration 71) :

- les couloirs d'altération (fantômisations),
- les crypto-dolines (crypto-karstification),
- les paléokarsts,
- les vallées et vallées sèches.

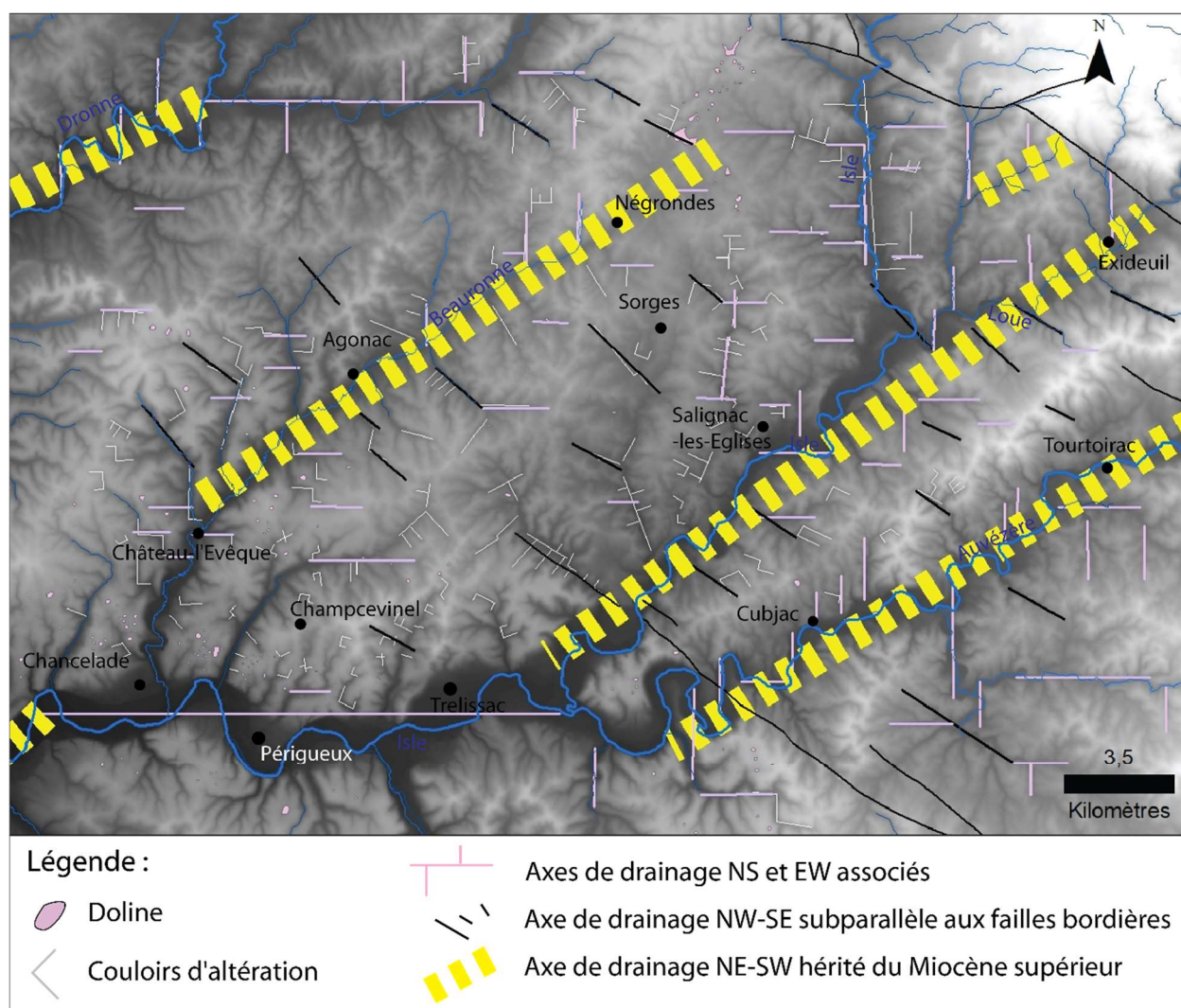


Illustration 71 - Carte des formes karstiques du secteur des sources du Toulon et de son environnement géologique proche. Le fond de carte correspond au MNT, en dégradé noir/blanc, pour représenter la position des cours d'eau (tracé en bleu) et des vallées sèches. Sont figurés sur cette carte, les dépressions karstiques (crypto-dolines), les couloirs d'altération et l'axe principal des drainages actuels qui sont nord-sud, est-ouest (en rose), nord-ouest - sud-est en noir parallèle aux failles et nord-est - sud-ouest (en jaune).

- les couloirs d'altérations :

Comme vu précédemment dans la zone de Falgueyret, la fantômisation s'exprime à grande échelle sous la forme de couloirs d'altération, formés au cours de périodes d'altération tertiaires, dont la vidange va provoquer le soutirage en surface de la couverture et créer des zones déprimées allongées, dans lesquelles vont se loger dans un premier temps les cours d'eau. Focalisant le ruissellement et l'infiltration vers ces zones déprimées, la couverture est progressivement érodée et soutirée, puis l'écoulement aérien devient souterrain à la faveur du réseau karstique, formé par évacuation du fantôme de roche.

Ces formes karstiques issues de la fantômisation et de la vidange du fantôme sont visibles en souterrain. On retrouve des diaclases formées par altération préférentielle le long de fractures (Illustration 72). Actuellement évidées, ces formes étroites et verticales sont le résultat du tassement de l'altérite qu'elle contenait. Le vide alors formé au toit de l'altérite permet de former un premier réseau karstique associant de manière synchrone un écoulement noyé lent et une corrosion de la voûte (Illustration 73). Puis le fantôme est progressivement évacué depuis l'aval vers l'amont, par érosion régressive. Lorsque le fantôme est complètement évidé, restent ces couloirs verticaux et diaclases, qui peuvent ensuite être repris par le gradient hydraulique (Illustration 72). En fonction du régime, ces structures peuvent être transformées et agrandies.



Illustration 72 - Diaclase issue de la fantômisation le long d'une fracture verticale (P. Rousseau)

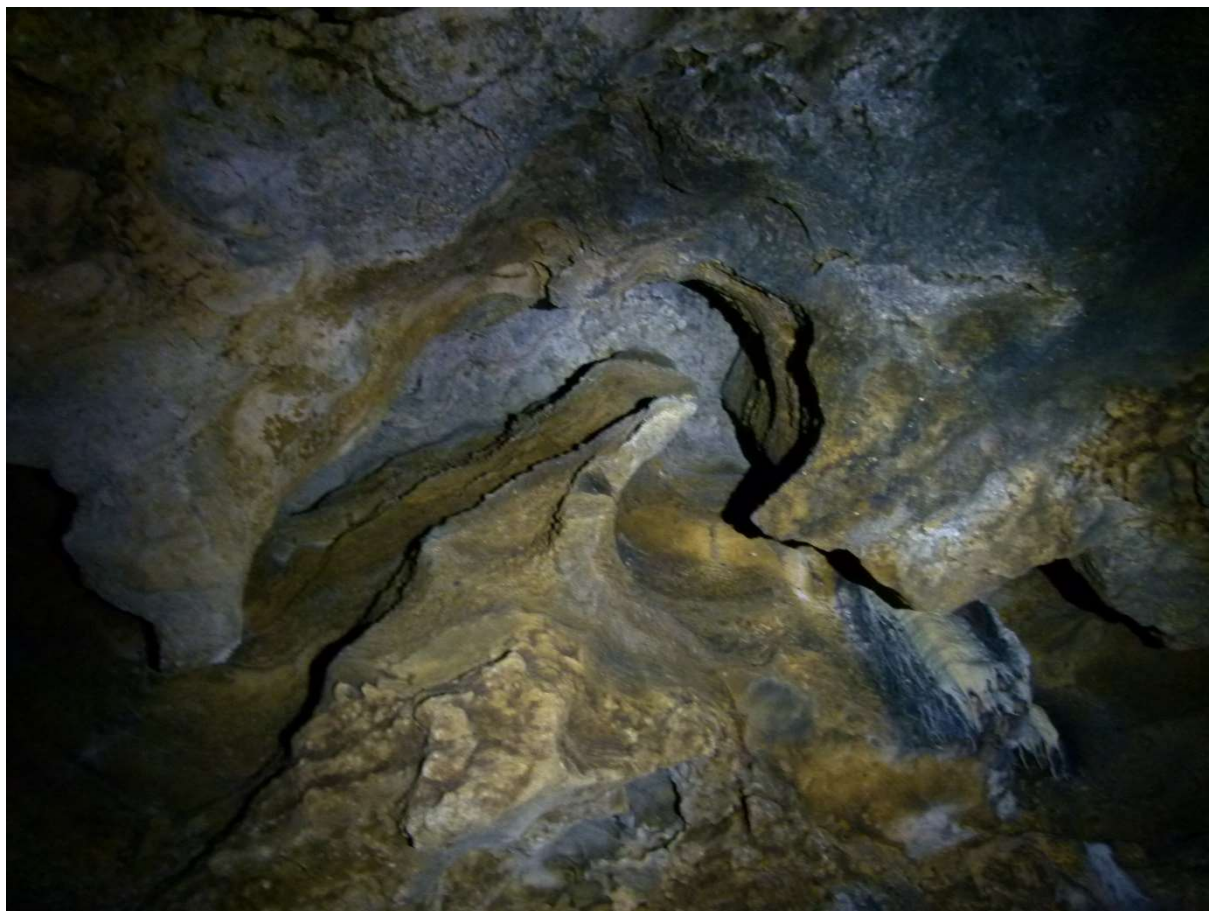


Illustration 73 - Chenal de voûte au toit d'une galerie. Le volume de la galerie s'acquiert après la formation de ce chenal de voûte (E. Husson).

- les crypto-dolines :

Les dolines sont beaucoup plus nombreuses sur substratum crétacé que sur substratum jurassique (illustration 71). Ce fait est relativement normal, car la doline est issue d'un processus de concentration et d'infiltration des eaux et provoque la dissolution à l'interface couverture-calcaire. Sans couverture, la forme n'évolue pas/plus comme une doline. C'est pourquoi, on appelle ces dolines des « crypto-dolines », pour faire allusion au phénomène de dissolution sous couverture. Or cette couverture est largement présente sur le substratum crétacé et quasi absente sur le substratum jurassique.

Dans la zone d'étude, deux secteurs majeurs possèdent une concentration importante de dolines (Illustration 71). Il s'agit des environs de Périgueux-Chancelade (Illustration 74) et dans le cours fossile amont de la Beauronne, au nord de Négrondes. La présence de ces dolines signe une activité plus intense du soutirage que partout ailleurs. Cette intensité peut être liée à différents facteurs : capture du drainage aérien vers le souterrain, activité karstique importante...



Illustration 74 - Crypto-doline (à fond plat), située entre Périgueux et Chancelade

- les paléokarsts :

Peu visibles dans le secteur des sources du Toulon, pour des raisons d'affleurement (relief et végétation), les paléokarsts sont en revanche largement observables dans le compartiment jurassique, en grande partie débarrassé de la couverture tertiaire. Les formes de soutirage y sont explicites, et les remplissages polyphasés témoignent de l'évacuation de la couverture par le karst, qui s'est faite elle aussi lors des chutes successives du niveau de base. Au sein de ces remplissages, on retrouve des galets, issus des nappes d'alluvions, déposés au sommet des plateaux et des sables issus des différentes formations fluviatiles (sidérolithique et autres) difficiles à distinguer sans analyses (Illustration 75). Par endroit, l'altération a été tellement intense et le soutirage fort, qu'on observe la disparition progressive des formations jurassiques de surface, entraînées dans le karst, développé dans les formations sous-jacentes (Illustration 76).

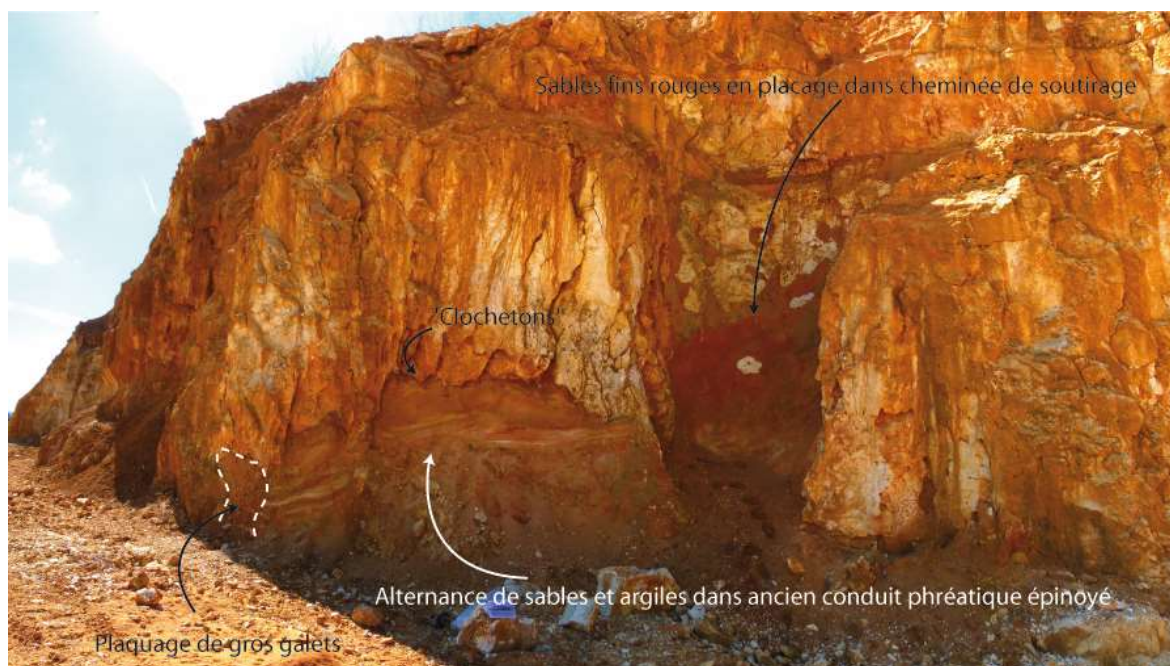


Illustration 75 - Paléokarst au sein de la carrière abandonnée « Les Brandes », à proximité de Cubjac.
Sur le front supérieur de la carrière, on observe une série de remplissages colmatant des formes karstiques différentes, signe d'un remplissage polyphasé : i) de sables fins rouges soutirés dans une cheminée verticale, qu'on retrouve sous forme de placage, ii) des sables fins à moyens présentant des figures sédimentaires et des érosions internes, typiques d'une dynamique du milieu alternant avec des argiles, remplissant une galerie de type épinoyé (formes en clocheton en haut de la cavité, témoin d'une alternance de noyage et dénoyage du toit) et iii) un placage à gros galets sur ces sables.



Illustration 76 - Front de la carrière « Pierre Danse », qui se trouve dans le compartiment jurassique de la zone d'étude, au sud de l'Auvézère. Elle s'ouvre dans les marno-calcaires du Bathonien inférieur (formation d'Ajat). On remarque que cette formation (en surface) est très altérée et est soutirée dans le karst développé dans la formation sous-jacente du Bajocien supérieur (formation de Beauzens). Les cavités de cette carrière remplies de silts et sables rouges, venant de la surface, sont situées le long de fractures et localisées dans les mêmes niveaux stromatolitiques.

- les cours d'eau et vallées sèches :

Concernant l'axe de drainage des cours d'eau et des vallées sèches, on distingue quatre directions principales (Illustration 71), dont trois structurantes pour les vallons secs imprimés dans le substratum crétacé (altérites) et jurassique :

- deux directions conjuguées est-ouest et nord-sud. Ces directions se retrouvent très souvent associées. Elles organisent un réseau, dont les différentes branches possèdent des relations orthogonales les unes avec les autres. Cette structuration fait ressortir l'empreinte des couloirs d'altération, formés aux cours des phases d'altération anciennes, qui conditionnent la position actuelle de ces vallées. L'origine de ces directions nord-sud - est-ouest est à rechercher dans une structuration tectonique à l'origine de fractures, qui ont pu être préférentiellement utilisées par la fantômisaiton. Ces directions sont sans doute issues de plusieurs phases tectoniques. Les analyses microtectoniques, effectuées dans le Quercy, semblent indiquer que ce maillage se serait formé au cours des distensions majeures est-ouest puis nord-sud, pendant le Jurassique et Crétacé, et repris au cours de la compression pyrénéenne (Bonijoly, 1980 ; Bonijoly & Blès, 1983) ;
- une direction nord-ouest - sud-est principale et ses petites ramifications orthogonales. Cette direction est subparallèle aux failles bordières du Massif Central et à la faille du Change. Ces directions sont issues de la réactivation, au cours de la surrection au Miocène supérieur, d'anciennes failles de socle, formées au cours d'une distension nord - nord-est / sud - sud-ouest, anté-mésozoïque (Bonijoly, 1980 ; Bonijoly et Blès, 1983).
- la quatrième direction est nord-est - sud-ouest. Elle est transverse aux paléovallées oligocènes et les recoupe ; elle est donc postérieure. Elle correspond au dernier drainage de surface, imprimé dans la couverture tertiaire, mis en place lors de la surrection du Massif Central, au Miocène supérieur. Cette direction de drainage nord-est - sud-ouest est probablement synchrone de la direction nord-ouest - sud-est, car associée au même épisode tectonique, et postérieure aux directions associées nord-sud - est-ouest, car influencée par celles-ci. Cette influence est bien visible notamment au sein du compartiment jurassique, au niveau des cours d'eau de la Loue, de l'Isle et de l'Auvezère, où malgré l'orientation générale des cours d'eau nord-est - sud-ouest, le cours d'eau prend, dans certaines portions, une structuration en baïonnettes calquée sur les directions nord-sud - est-ouest.

d) Evolution géologique et morpho-karstique de la zone d'alimentation du Toulon

Comme pour les autres sites, la période d'altération qui règne au cours du Tertiaire provoque, au sein du substratum jurassique et crétacé, une altération des formations en surface et une fantômisaiton en profondeur, à l'origine de couloirs d'altération au sein du réservoir et d'altérites en surface.

Au cours du Tertiaire, des chutes du niveau de base, provoquées par la compression pyrénéenne, vont provoquer l'érosion des altérites sur le bord du Bassin (côté Massif Central), le transport et la sédimentation de ces produits plus au centre du Bassin. Commence alors le recul progressif de la couverture crétacé-altérite-sidérolithique : les terrains jurassiques parviennent progressivement à l'affleurement, permettant de créer des exutoires aux systèmes et ainsi d'initier la vidange d'une partie des fantômes et le soutirage karstique.

A l'Oligocène, une décharge détritque grossière, provenant du Massif Central, entraîne la mise en place de nappes d'alluvions, au sein de grandes vallées orientées nord - nord-est / sud - sud-

ouest. La base de ces alluvions recouvre en discordance les terrains du Jurassique et du Crétacé, ce qui prouve bien que le recul de la couverture était déjà effectif. La mise en place de ces vallées se fait au cours d'une remontée du niveau de base régionale.

A la fin du Miocène, une nouvelle chute du niveau de base intervient, en réponse de la surrection du Massif Central. Cet épisode géodynamique provoque un changement de l'axe de drainage et une incision des vallées, qui recoupe de manière tangente les anciens fonds de vallées oligocènes laissés en position sommitale (en inversion de relief). Les nouvelles vallées issues de cet épisode vont alors progressivement inciser leur cours durant le Miocène supérieur, puis au cours du Plio-Quaternaire. Lors de cette phase majeure de baisse du niveau de base, les nouveaux axes de drainage vont alors provoquer la reprise de la vidange des couloirs et du soutirage, et vont être à l'origine de la mise en place des bassins versants actuels dont l'évolution continue.

e) Mise en place des bassins d'alimentation et fonctionnement actuel

De cette compréhension des phénomènes géologiques et karstiques de la mise en place des systèmes hydrauliques et karstiques, nous pouvons proposer des fonctionnements actuels.

La structuration de l'amont de l'Isle et sa direction nord-sud proviennent de sa condition initiale de couloir d'altération, formée au cours de l'altération tertiaire (Paléocène-Eocène). Il en va de même pour son voisin -le Ravillou- situé juste à l'est.

L'orientation principale des cours d'eau de la Loue, de l'Auvezère et de la Beauronne est héritée du Miocène supérieur, lorsque la couverture sédimentaire (anté-oligocène et oligocène) recouvrait l'ensemble de la zone. Lors de l'incision de ces cours d'eau au sein du massif carbonaté, les vallées, comme l'amont de l'Isle ou du Ravillou, vont être préférentiellement creusées du fait de leur condition initiale de couloir d'altération. La Loue capture donc l'amont de l'Isle et son bassin versant lors de l'incision (Illustration 77).

Cette capture est provoquée par le rejeu tectonique et l'abaissement du compartiment ouest de la faille du Change. Le niveau de base chute d'autant, dans le compartiment jurassique, en position haute. Le soutirage devient plus actif et entraîne la modification des aires d'alimentation en « grignotant » les bassins versants adjacents, notamment ceux sur le Crétacé, dans la partie nord et à proximité de la faille du Change (Illustration 77).

Ainsi, la partie amont de l'Isle est aussi en train de capturer la partie amont du bassin versant de la Beauronne. Cette zone, drainée par la source de la Glane, où se situe un des secteurs riches en dolines (Illustration 71), constitue l'ancienne partie amont de la vallée de la Beauronne, progressivement capturée par l'Isle. On perçoit encore l'impression de l'ancien bassin versant, en direction de la Beauronne, dans le substratum jurassique ; mais les traçages et l'évidence des nombreux soutirages indiquent que le drainage souterrain est dorénavant organisé en direction de la source de la Glane (Illustration 77).

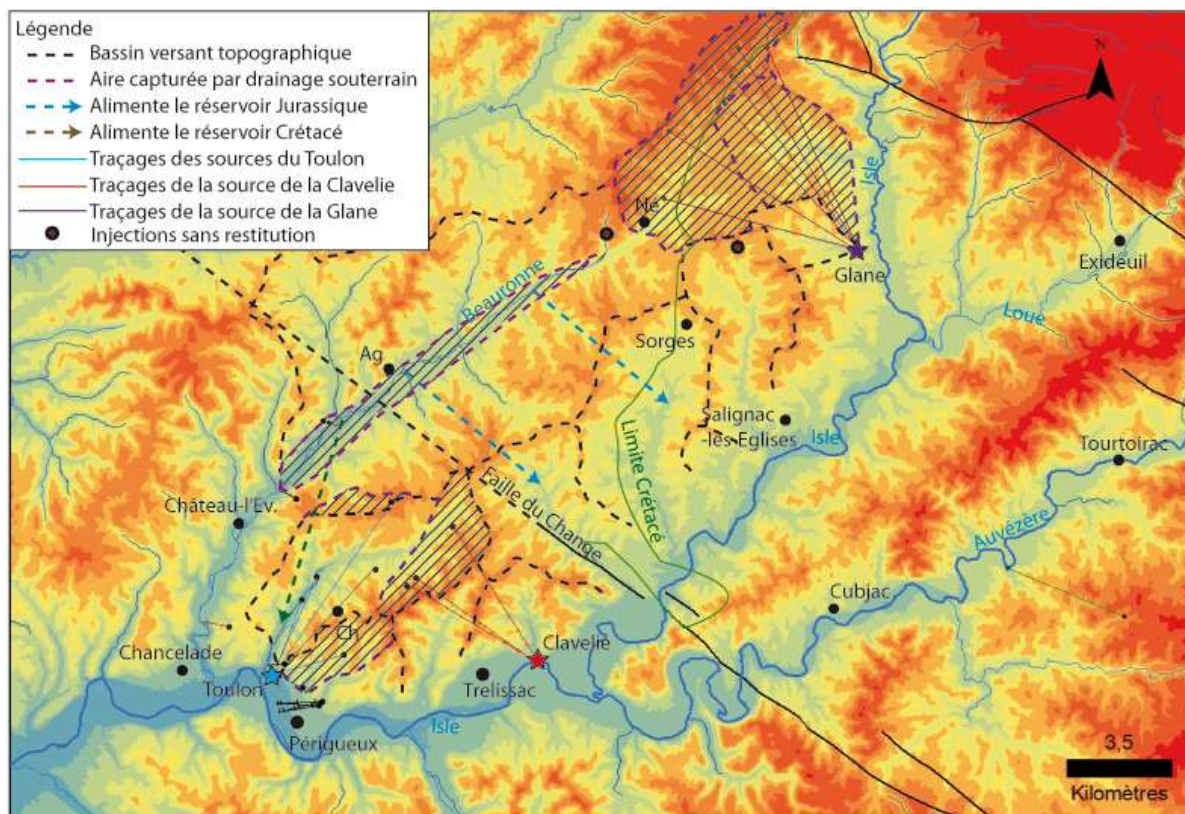


Illustration 77 - Carte du relief (MNT) centrée sur le secteur des sources du Toulon et son environnement géologique proche. Les bassins versants topographiques sont représentés en pointillé noir ; les aires d'alimentation des sources correspondent à ces bassins versants, plus ou moins l'aire capturée par drainage souterrain. Ainsi le bassin versant topographique du Toulon est grignoté par la capture progressive de la Clavelle, mais gagne du terrain sur le bassin versant topographique de la Beauironne. La source de la Glane a étendu son aire d'alimentation bien au-delà de son bassin versant topographique, au détriment de la partie amont de la paléo-Beauironne. Les traçages correspondent aux traçages réalisés avant et pendant les travaux de thèse de Lorette (2019).

5.4.2. Description des modalités de suivi des sources du Toulon

Les sources du Toulon constituent les exutoires d'un des systèmes karstiques régionaux majeurs du département de la Dordogne. Ces sources présentent des débits pouvant atteindre les 1 000 l/s, lors de forts événements pluvieux, avec une moyenne annuelle de l'ordre de 450 l/s (Lorette, 2019). Les débits prélevés pour l'alimentation en eau potable sont d'environ 4 800 m³/j au cours des 10 dernières années.

Le système karstique du Toulon se développe au sein des formations du Crétacé supérieur (d'une puissance de 200 à 250 m dans la zone d'étude) et du Jurassique supérieur (d'une puissance de 300 à 350 m d'épaisseur dans la zone d'étude). L'aquifère des sources du Toulon est qualifié d'aquifère multicouches. Les calcaires du Crétacé constituent le premier aquifère principal, avec les aquifères du Turonien, du Coniacien et du Santonien. En dessous, les calcaires dolomitiques du Jurassique constituent le deuxième aquifère principal : il est composé d'un aquifère du Kimméridgien, d'un aquifère de l'Oxfordien, d'un aquifère du Bathonien et d'un aquifère du Bajocien. Les marnes du Cénomaniens sont considérées comme la limite imperméable de ces deux aquifères principaux (Lorette, 2018).

Plusieurs traçages ont été réalisés au cours de ces 30 dernières années, afin de délimiter le bassin versant (Angéli, 1996 et Lorette, 2019). La recharge des sources du Toulon est principalement diffuse à travers des affleurements du Crétacé supérieur. Une infiltration plus localisée se réalise grâce à la présence de dolines et nombreuses pertes au sein du bassin d'alimentation.

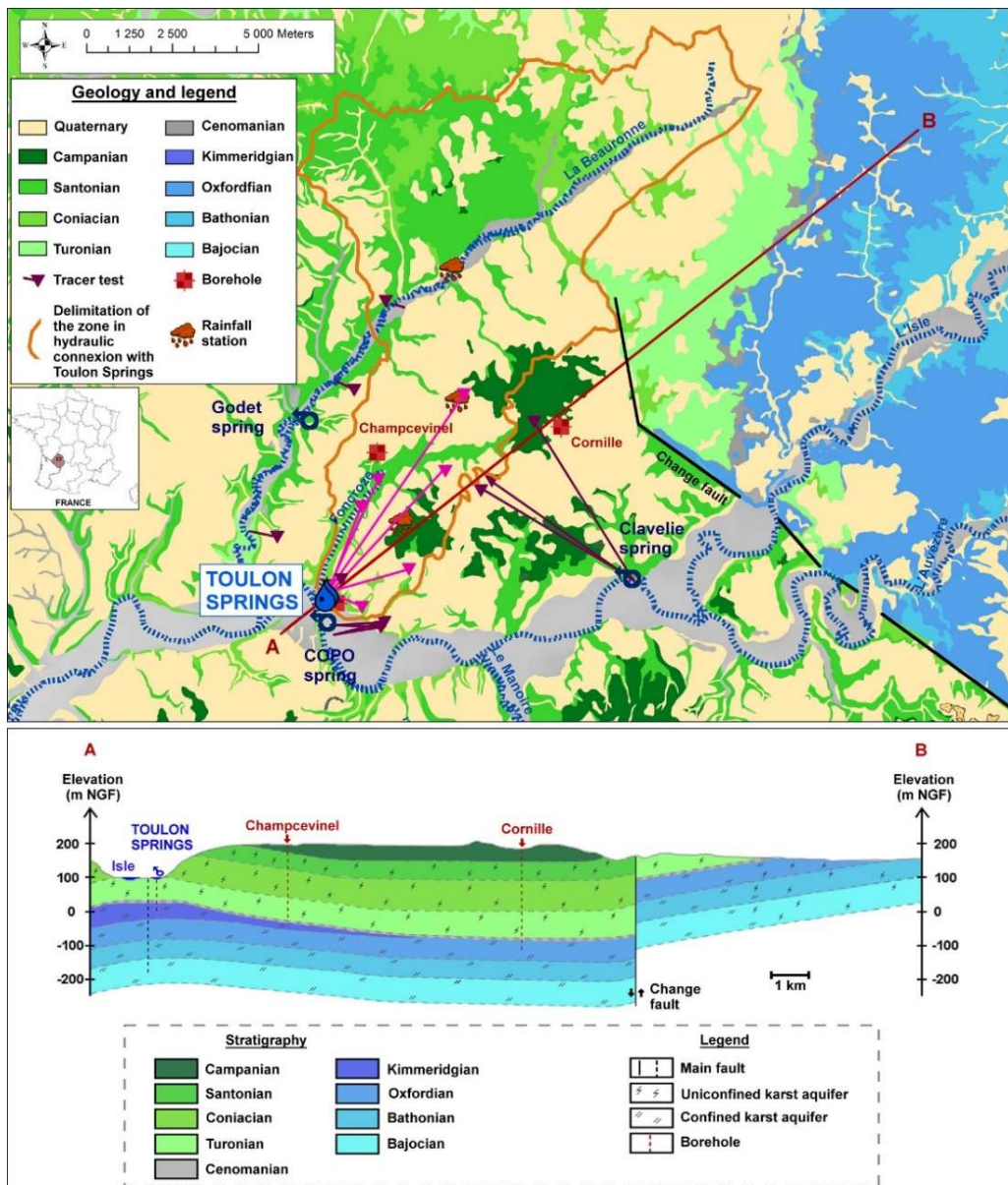


Illustration 78 - Carte hydrogéologique du système karstique du Toulon (Lorette et al., 2018). AB : coupe géologique simplifiée sud-ouest - nord-est.

Les données de débit des sources du Toulon sont issues de la thèse de Lorette (2019). Les débits sont mesurés en continu, depuis 2005, à l'exutoire du système, avec un capteur ultrasons Milltronics. Ils sont ensuite reconstitués en fonction des prélèvements réalisés pour l'alimentation en eau potable (Lorette, 2019). Le débit minimum d'étiage mesuré est 230 l/s (16/10/2011) ; le maximum observé de 940 l/s, en février 2014. Les précipitations sont obtenues sur plusieurs

stations météorologiques localisées dans le bassin d'alimentation des sources (Lorette, 2019). Les données d'ETP utilisées dans notre étude sont issues de MétéoFrance (données SAFRAN¹⁸).

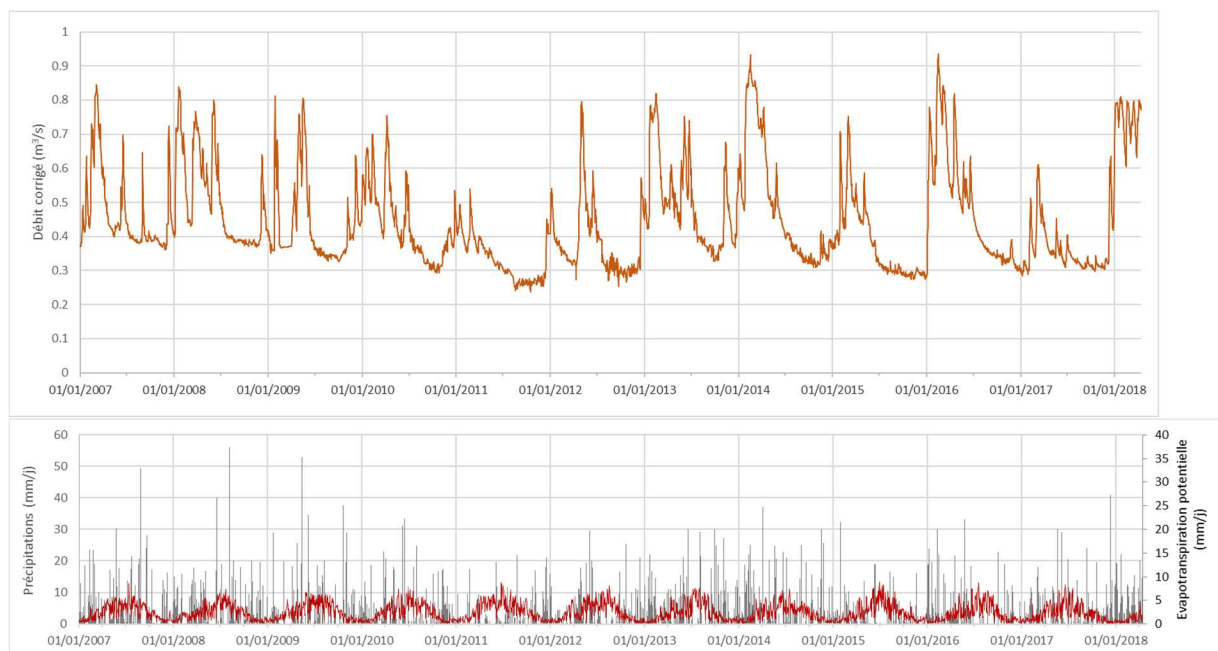


Illustration 79 - Evolution temporelle des débits mesurés (m³/s) à la sortie du système karstique du Toulon, des précipitations journalières et de l'évapotranspiration potentielle journalière, de janvier 2007 à avril 2018

Le bassin d'alimentation des sources du Toulon est estimé à environ 100 km² par Lorette (2018) (Illustration 78). L'estimation s'est faite grâce à des bilans hydrologiques, mais plus précisément grâce à des hydrogrammes, afin de décomposer le signal provenant du Jurassique et du Crétacé (Lorette, 2019). Un bilan hydrologique est toujours compliqué à réaliser pour des systèmes karstiques complexes, tel que celui-ci.

Les bilans hydrologiques annuels calculés dans notre étude indiquent une surface d'alimentation comprise entre 40 et 150 km², selon les années hydrologiques (Illustration 80).

	2006-2007	2007-2008	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017
Qmoy (m ³ /s)	0.453	0.515	0.437	0.452	0.351	0.367	0.469	0.52	0.397	0.48	0.36
Température (°C)	13.28	12.36	12.14	12.18	12.45	12.72	11.99	12.73	13.3	12.86	13.13
Précipitations (mm)	955	845	833	768	504	696	864	1042	613	697	600
ETR (mm)	601	552	544	527	425	514	548	603	489	517	481
L=P-ETR	354	293	289	241	79	182	316	439	123	180	119
Surface (km ²)	40.3	55.5	47.7	46.0	146.4	63.6	46.8	37.3	101.5	84.1	95.5

Illustration 80 - Tableau synthétique des paramètres du bilan hydrologique des sources du Toulon

¹⁸Formule d'entrée des données d'ETP pondérées en fonction des mailles SAFRAN utilisées (P_XXXX) :
ETP_pondérées(Sources_Toulon) = P_1495 x 0.55+ P_1453 x 0.45

Nous retiendrons alors la valeur de 100 km², donnée par Lorette (2018). Les débits d'étiage apparaissent compris entre 0,3 et 0,4 m³/s, soit des débits spécifiques d'étiage, compris entre 3 et 4 l/s/km². Cette surface de bassin d'alimentation sera probablement amenée à évoluer au regard des résultats de la thèse de Lorette (2019).

5.4.3. Description du fonctionnement des sources du Toulon par l'analyse corrélatoire "pluie-débit"

Le corrélogramme croisé "pluie-débit" a été réalisé à partir des données entre janvier 2007 et octobre 2016 (Illustration 81). Les données de précipitations sont issues de la station météorologique localisée à Champcevinel (Lorette, 2018).

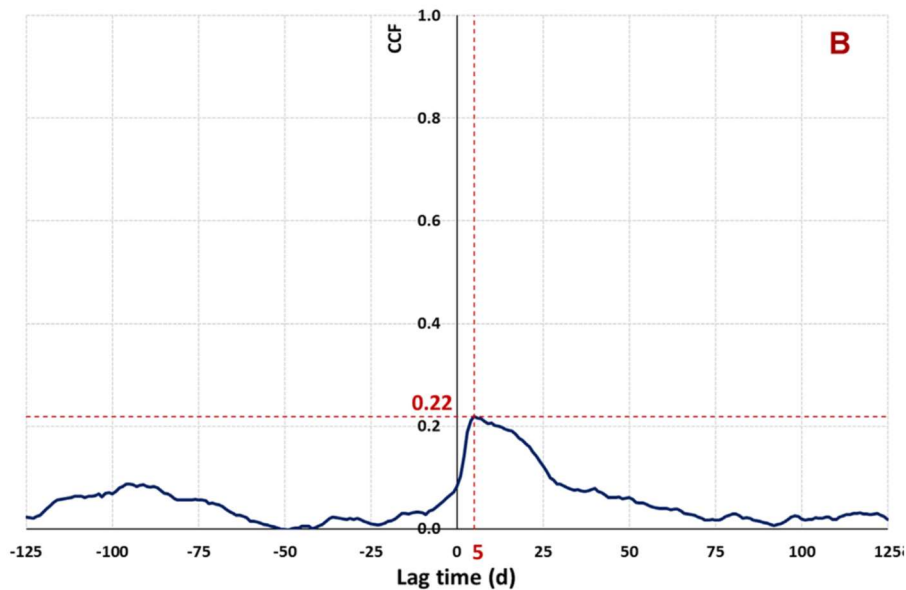


Illustration 81 - Corrélogramme croisé "pluie-débit" des sources du Toulon, de 2007 à 2016 (extrait de Lorette, 2018). Les données de précipitations sont issues d'une station météorologique, localisée sur l'illustration 78 (Lorette et al., 2019).

La réponse impulsionnelle montre un pic de décalage de 5 jours (Illustration 81). Ceci atteste d'une composante rapide du débit des sources du Toulon après un événement pluvieux. La faible pente entre 25 et 70 jours peut confirmer la prédominance d'une composante lente à l'exutoire du système karstique.

Lorette et al. (2018) observe, avec une analyse de courbes de récession des corrélations "pluie-débit", ainsi qu'avec une étude hydrochimique, que les sources du Toulon possèdent deux composantes dans l'écoulement : une lente et une rapide. Il émet alors l'hypothèse que la composante lente pourrait s'apparenter à celle provenant d'un aquifère captif jurassique, qui permettrait alors un soutien du débit en étiage ; tandis que la composante rapide pourrait être illustrée par l'aquifère libre crétacé, responsable des variations rapides de débits et hydrochimiques.

Afin d'améliorer la connaissance du fonctionnement du système karstique, une modélisation "pluie-débit" a été réalisée à l'aide du logiciel TEMPO.

5.4.4. Caractérisation du fonctionnement des sources du Toulon à l'aide d'un modèle "pluie-débit"

Une approche par une modélisation "pluie-débit" permet de quantifier les composantes lente et rapide de l'écoulement souterrain. La structure d'un modèle "pluie-débit" caractérise la structure et le fonctionnement de l'aquifère karstique. Deux étapes ont été nécessaires dans la construction de ce modèle "pluie-débit" des sources du Toulon.

Dans un premier temps, selon le schéma conceptuel, on suppose que les débits de la source peuvent être expliqués par deux composantes : l'une rapide, décrivant les variations rapides de l'écoulement en période de crue, et l'autre plus lente, évoquant la vidange du réservoir de la zone noyée, rechargé par les précipitations hivernales (fonctions de transfert non présentées). Lors des tests de simulations réalisées, il a été mis en évidence que ce modèle très simple ne permettait pas de reproduire les grandes variations observées des débits mesurés à l'exutoire (résultats non présentés).

Dans un second temps, nous avons introduit une troisième composante, afin de caractériser la composante profonde du Jurassique, telle que mise en évidence par le modèle conceptuel de Lorette (2019). Pour intégrer cette troisième composante au modèle (en « alimentation »), nous avons considéré les données de la chronique piézométrique d'un ouvrage captif (08323X0206), captant les calcaires profonds du Jurassique (500 m). Cet ouvrage capte un aquifère des calcaires du Bathonien-Callovo-Oxfordien, qui pourrait correspondre aux formations jurassiques alimentant les sources du Toulon (Lorette et al. 2018 ; Illustration 78). Le comportement hydrodynamique de cet ouvrage a été décrit précédemment dans le paragraphe 4.2.3.

Le débit simulé doit être le plus proche du débit observé. Pour vérifier cela, plusieurs critères d'ajustement sont nécessaires. Le premier paramètre à vérifier correspond aux réponses impulsionnelles, qui doivent être les plus courtes possibles et tendre vers 0. L'illustration 82 représente les réponses impulsionnelles, lente et rapide, permettant le meilleur calage obtenu en considérant une surface de bassin d'alimentation de 100 km².

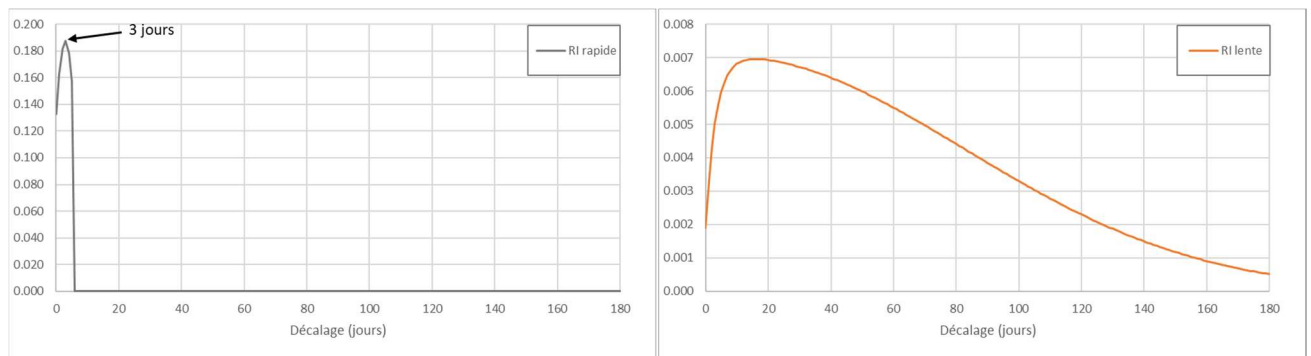


Illustration 82 - Réponses impulsionnelles, lente et rapide, pour les sources du Toulon

La réponse impulsionnelle de l'écoulement rapide indique que le système répond très rapidement à un évènement pluvieux : elle atteint son maximum au bout de 3 jours. Après 6 jours, la réponse impulsionnelle rapide n'est plus impactée par l'évènement pluvieux et a atteint 0. La réponse impulsionnelle de la composante lente est très faible (proche de 0) au temps $t=0$, qui correspond à l'impulsion d'un évènement pluvieux. Elle augmente progressivement pour atteindre un maximum autour de 15 jours, puis décroît lentement pour tendre vers 0, à partir de 180 jours. La réponse décalée de la réponse impulsionnelle lente indique que cette composante contribue majoritairement au signal de la source en période de basses eaux.

Le critère de Nash pour ce modèle est de 0,70. Nous pouvons ainsi considérer que le modèle représente de manière acceptable les données observées dans l'ensemble. Le débit simulé et le débit observé sont représentés sur l'illustration 83. La période de calage a été choisie en fonction d'une période qui ne montre pas de tendance particulière : 2012-2017.

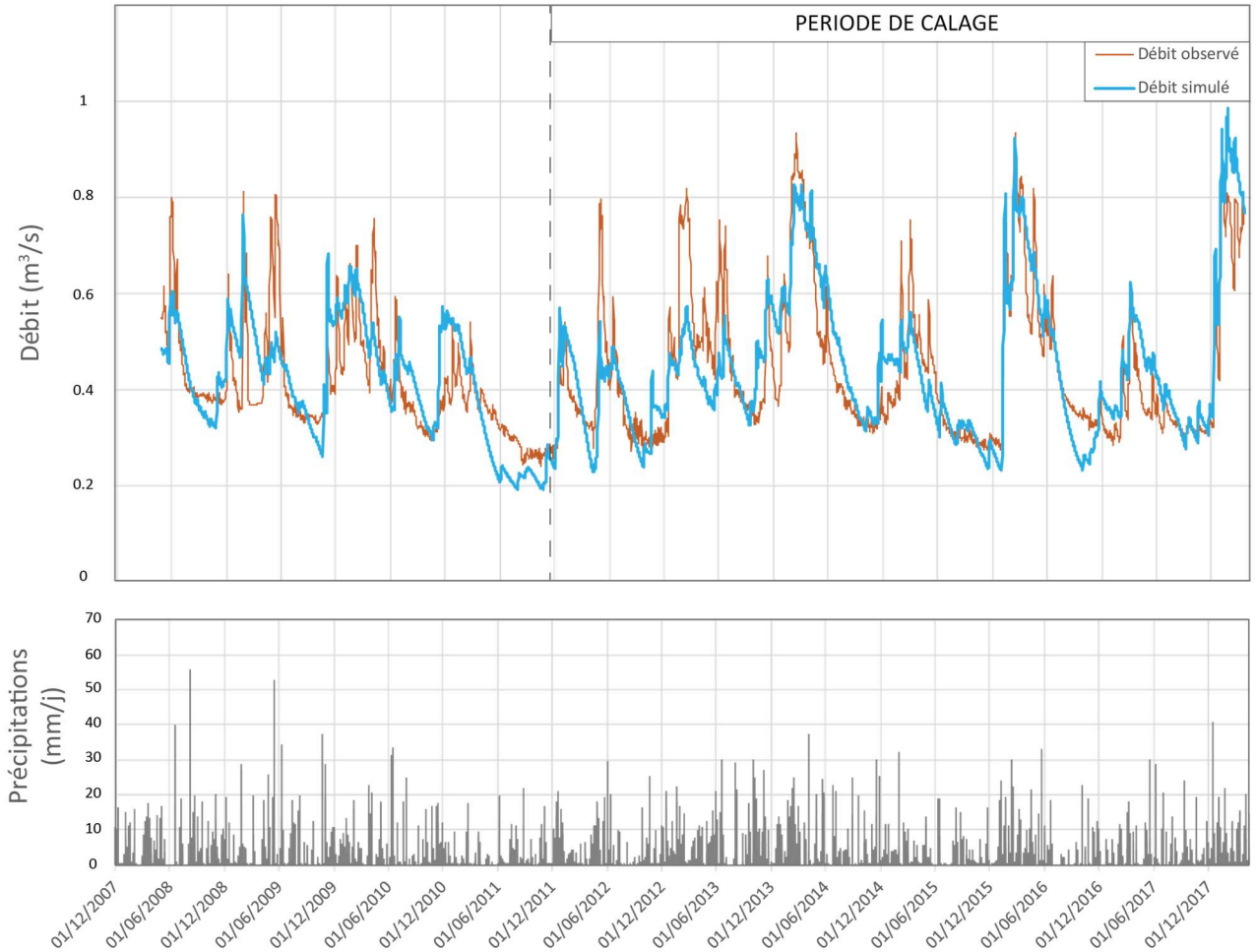


Illustration 83 - Évolution du débit, simulé et observé (m^3/s), des sources du Toulon et précipitations journalières (mm/j)

Le modèle reproduit de manière acceptable les grandes variations annuelles de débit. Les basses eaux sont globalement bien simulées ; cependant certaines périodes de hautes eaux ne sont pas bien reproduites. L'ajout de la chronique piézométrique "Jurassique", lors de la modélisation, a permis de mieux reproduire la tendance à la diminution de débit entre 2007 et 2011, ainsi que les basses eaux.

Le logiciel TEMPO permet de décomposer les composantes de l'hydrogramme et donc d'évaluer les parts respectives des composantes, lente ou rapide, de la recharge sur l'impluvium créacé et la part de la composante d'alimentation en provenance du Jurassique (Illustration 84).

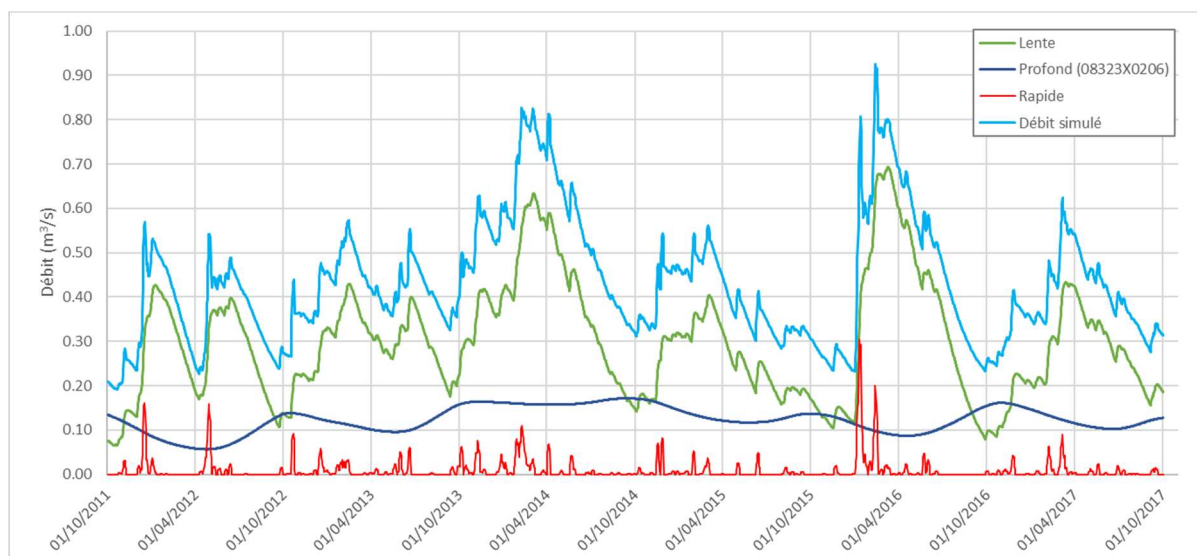


Illustration 84 - Part des composantes, pour chaque pas de temps, des sources du Toulon

La chronique du forage captif, profond du Jurassique, ajoutée dans le modèle "pluie-débit", avec la chronique 08323X0206, représente une part non négligeable dans le débit total simulé (Illustration 84). Lors de certains étiages (en 2016 notamment), les résultats du modèle suggèrent que l'écoulement en provenance du Jurassique devient prépondérant par rapport à l'écoulement de la composante lente du Crétacé. Le tableau ci-dessous permet de synthétiser les principaux résultats, issus de la modélisation.

Année hydrologique	Précipitations (mm)	Moy Qlent (m ³ /s)	Moy Qrapide (m ³ /s)	Moy Qprof (m ³ /s)	Moy Qsim (m ³ /s)	% lent	% rapide	% prof
2011-2012	696	0.27	0.01	0.08	0.36	75	3	22
2012-2013	864	0.28	0.01	0.12	0.41	68	2	29
2013-2014	1042	0.4	0.01	0.16	0.57	70	2	28
2014-2015	613	0.25	0.01	0.14	0.4	63	3	35
2015-2016	697	0.33	0.02	0.11	0.46	72	4	24
2016-2017	600	0.26	0.01	0.13	0.4	65	3	33
Moyenne des 6 années	752	0.3	0.01	0.12	0.43	69	3	28

Illustration 85 - Moyenne annuelle des précipitations (mm/j), moyenne annuelle et pourcentage du débit lent, rapide et de la composante profonde pour les sources du Toulon

Pour les six cycles hydrologiques observés, près de 69 % du flux d'eau écoulé aux sources du Toulon sont attribués à la composante lente du système karstique (en provenance du Crétacé) et seulement 3 % proviennent de l'écoulement rapide de crue, caractérisé par une réponse impulsionnelle courte (< 6 jours). La part de la composante profonde, en provenance du Jurassique, est estimée à 28 %. Les contributions relatives des trois composantes demeurent globalement assez stables, selon les cycles étudiés au cours de la période 2011-2017. En 2013-2014, les précipitations ont été importantes (1 042 mm) ; le débit total simulé était plus important (Q_{moy} = 0,57 m³/s), mais les pourcentages entre les différentes composantes restent à peu près semblables.

5.4.5. Bilan

Le système karstique des sources du Toulon est un système complexe. Concernant la zone proche du Toulon, les sources sont situées à l'entrée de la vallée sèche, reliant la Monzie et la Combe de Cornille (partie haute de cette vallée, actuellement drainée par la source de la Clavelie). Cette vallée, de direction parallèle à la Beauronne, est l'ancien cours aérien de la zone d'alimentation du Toulon.

Les traçages effectués au cours des travaux de thèse de Lorette (2019) montrent une capture progressive de cette vallée sèche (et donc du bassin d'alimentation originel du Toulon) par les petits bassins versants, plus en amont, drainés par la source de Clavelie. Il semble que les sources du Toulon soient aussi en train de capturer la partie médiane de la Beauronne, dont le cours aérien est condamné à disparaître. Sa partie fossile amont (paléo-Beauronne) est déjà capturée par le système de la Glane ; sa partie amont, intermittente, alimente le réservoir jurassique.

Les analyses hydrodynamiques, conduites à l'aide du modèle TEMPO, permettent de conforter l'idée d'une alimentation des sources du Toulon par un flux en provenance du Jurassique. La contribution de ce flux jurassique s'exprime de manière importante, en période d'étiage des sources du Toulon, et permet ainsi de soutenir le débit de la composante lente de l'écoulement en provenance de l'aquifère du Crétacé. La composante rapide peut être assimilée au sein de l'épikarst, comme les écoulements rapides, provenant de la surface via des drains verticaux et ne participant que très peu aux débits moyens de l'exutoire. Ces hypothèses seront à comparer et à développer avec l'étude en préparation de Lorette (2019).

5.5. EN CONCLUSION

La démarche adoptée dans le cadre de ce travail visait à confronter les informations fournies par les approches géomorphologique et karstique, dans le but d'améliorer la connaissance du fonctionnement hydrogéologique de trois sources, situées dans des contextes hydrogéologiques différents.

La distinction des contextes hydrogéologiques des trois sources retenues est confirmée par les connaissances hydrogéologiques déjà établies et par la carte du contact Jurassique/Crétacé, proposée dans ce rapport (chapitre 3.2) :

- la source La Doux de Coly, sur le Causse de Martel, située en bordure est du Bassin, est une source issue d'un bassin d'alimentation du Jurassique. Il existe pourtant une couverture crétacée, dans la partie sud du bassin d'alimentation de la source, mais ce Turonien n'a pas de contrôle lithologique ici et a priori d'incidence hydrogéologique ;
- la source de Falguyret est une source crétacée, avec un bassin versant de faible extension. La carte du contact Jurassique/Crétacé n'établit pas de connexion entre les aquifères du Jurassique et du Crétacé (même a priori au travers de failles). Il faut signaler tout de même que le forage d'exploitation traverse et capte ces deux entités ;
- les sources du Toulon, à Périgueux, sont reconnues comme des sources à double composante : crétacée et jurassique (Lorette, 2018) ; la potentielle connexion entre les réservoirs s'exerçant soit au droit des sources du Toulon, au travers de faille(s), soit en amont hydraulique, au nord-est, où la carte de contact Crétacé/Jurassique met en évidence des surfaces potentiellement importantes de mises en contact, favorisant alors les échanges.

L'approche géomorpho-karstique, développée dans les trois bassins d'alimentation des sources, tels que connus jusqu'ici, permet d'établir un bassin d'alimentation en lien avec l'analyse des

formations superficielles, des morphologies karstiques présentes et de l'évolution géologique et morpho-karstique du secteur. Les limites définies par cette approche ont pu être appuyées par les outils hydrogéologiques, principalement par les bilans hydrologiques et les traçages disponibles dans la littérature.

Cette approche géomorpho-karstique met en avant le caractère évolutif des bassins d'alimentation et donc du fonctionnement de ces réservoirs, en lien avec leur karstification : au Toulon et à Falgueyret, elle a ainsi souligné l'extension progressive des réseaux karstiques des dites sources et celles adjacentes, entraînant une concurrence naturelle qui s'exerce entre leur bassin hydrographique respectif, avec des captures progressives en souterrain. Les analyses concernant les sources ont aussi mis en évidence les conditions d'infiltration s'appliquant en surface, en lien avec les morphologies karstiques, puis le passage progressif des écoulements vers le souterrain.

Les connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique des trois sources étudiées, apportées par la littérature et les quelques outils mis en œuvre ici, corroborent de manière générale les conclusions qui sont faites sur la mise en place des bassins d'alimentation et leur mode de fonctionnement actuel.

Cette approche hydrogéologique n'aurait pu « valider » l'approche géomorpho-karstique, sans les compléments apportés dans les cadres des travaux de thèse de Pierre Marchet et Guillaume Lorette.

L'approche hydrologique développée seule (bilan hydrologique et modèle) ne suffit pas. Une connaissance approfondie de la mise en place du fonctionnement karstique au cours de l'histoire géologique, en parallèle de l'étude du fonctionnement actuel, est primordiale (complément de traçages, d'hydrochimie, débits classés, analyses courbes de récession, ...).

Ces deux approches ne se suffisent pas à elles seules, mais doivent se nourrir l'une de l'autre, afin de fournir une vision intégrée des modalités de fonctionnement des réservoirs, ce qui permet de mieux anticiper les impacts de tous changements ou pressions sur les ressources en eau.

Les conclusions initiales, issues d'OKaNA, doivent toutefois être nuancées : à grande échelle, les approximations sont vite faites et le cas général l'emporte sur les exceptions. Or, le karst est un milieu extrêmement hétérogène et les effets de site sont primordiaux. S'il ressortait de l'étude d'OKANA un degré de karstification plus important au sein des formations jurassiques que dans les formations crétacées, la tendance s'observe effectivement sur la taille des bassins d'alimentation et le débit des sources, qui est en moyenne plus important au sein du Jurassique qu'au sein du Crétacé. Or, si on compare la source du Coly (Jurassique) à la source de Falgueyret (Crétacé), certes cette tendance est confirmée, mais l'étude a montré que dans les deux cas, les bassins d'alimentation s'affranchissent des limites topographiques, du fait du fort impact des anciennes altérations sur la configuration des réservoirs actuels.

Concernant les sources du Toulon, l'étude géomorphologique et karstique prend tout son sens comme étude préliminaire dédiée à la délimitation de son bassin d'alimentation (aide au choix des futures campagnes de traçages). Elle ouvre des pistes de réflexion vis-à-vis de l'évolution de la Beaurnonne et de sa partie amont, actuellement en cours de capture, par le système karstique de la Glane, au profit du système karstique jurassique en général. Si le fonctionnement actuel ne peut pas s'expliquer seul avec cette approche géomorphologique et karstique, le couplage avec les travaux de thèse de Lorette (2019) montre la complémentarité de ces deux approches. Ces études pluridisciplinaires doivent être reproduites dans le futur, car elles sont la clef de la compréhension des systèmes karstiques.

Cette approche géomorphologique et karstologique apparaît surtout comme une aide complémentaire à la compréhension des fonctionnements hydrodynamiques des réservoirs et des captages en particulier, qui peuvent être mis en évidence par des approches hydrogéologiques et hydrochimiques plus classiques (traçages, pompage d'essai). Dans ces contextes de réservoirs carbonatés à composante karstique, les évolutions passées, actuelles et futures génèrent des modalités de fonctionnement hydrogéologiques qui peuvent être saisis par l'approche géomorfo-karstique. Elle permet ainsi d'appréhender la vulnérabilité des captages au travers notamment d'une meilleure définition de leur bassin d'alimentation à la fois en surface et en profondeur. Par exemple, des « zones d'ombre » sont mises en avant, quant à leur rôle probable dans l'alimentation des sources, qu'il convient de vérifier ensuite par traçage notamment. En orientant les recherches hydrogéologiques, cette approche peut ainsi permettre d'améliorer la définition des bassins d'alimentation.

6. Conclusion

Ce cinquième rapport du module « Karst 24 » propose une approche intégrée entre la géologie et l'hydrogéologie, à deux échelles de travail : celle départementale et celle systémique. La première a consisté à réaliser une cartographie de la discordance du Crétacé inférieur, qui identifie la nature du contact entre les aquifères des formations du Jurassique et celles du Crétacé supérieur. Bien qu'encore perfectible, cette cartographie met en lumière de potentielles zones d'échanges, qui se situent principalement dans une large bande en bordure nord-est du territoire, à la faveur à la fois de la présence de failles et de contacts directs et d'absence d'épentes. Il existe également, au milieu du bassin, une large bande orientée nord-sud qui peut potentiellement mettre en relation les aquifères du Crétacé et du Jurassique (si le calcaire reconnu « fin » en forage est karstifiable). Cette zone pourrait engendrer des phénomènes de circulation préférentielle.

La cartographie a ensuite été considérée pour l'analyse de chroniques piézométriques disponibles dans les aquifères du Crétacé et du Jurassique. Seules 12 chroniques, suffisamment étoffées (période et fréquence de mesures) et ne présentant pas de tendances à long terme (liées à l'augmentation des prélèvements et/ou diminution de la recharge), ont été utilisées. Ces analyses ont permis, au travers d'une recontextualisation hydrogéologique des ouvrages, d'apporter des informations concernant les dynamiques de recharge et de vidange, observées sur les chroniques. Elles n'ont pas pu cependant mettre en évidence des « anomalies » marquées dans le fonctionnement des 12 piézomètres étudiés, à savoir des aquifères captifs montrant des comportements libres avec des fonctionnalités karstiques évidentes. Il conviendrait donc de compléter ces premiers travaux par l'interprétation de pompages d'essai et renforcer le diagnostic en s'appuyant sur la valorisation d'analyses hydrochimiques, dans le but de préciser le fonctionnement des réservoirs carbonatés.

À l'échelle systémique, il était intéressant de confronter les informations fournies par l'approche géomorphologique et karstologique, à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique de trois sources, situées dans des contextes différents, confirmées par les connaissances hydrogéologiques déjà établies (notamment Marchet, 1991 ; Infraconcept, 2014 ; Lorette, 2018 et 2019). Les trois sources sont : une source karstique, uniquement alimentée par un réservoir jurassique (La Doux de Coly), une autre par un réservoir crétacé (la source de Falguyret) et une source dite « mixte », alimentée par les deux réservoirs du Jurassique et Crétacé (les sources du Toulon).

Le travail proposé a permis notamment d'affiner les résultats d'OKaNA (Husson et al., 2016), qui établissaient un degré de karstification plus important au sein des formations jurassiques que dans les formations crétacées, s'illustrant dans la taille des bassins d'alimentation et le débit des sources, qui sont en moyenne plus importants au sein du Jurassique qu'au sein du Crétacé. Les compléments proposés dans le cadre du présent rapport ont montré que dans les deux cas, les bassins d'alimentation s'affranchissent des limites topographiques, du fait du fort impact des anciennes altérations sur la configuration des réservoirs actuels.

L'approche géomorphologique et karstologique a surtout montré sa pertinence dans la manière dont elle complète l'approche hydrogéologique. Cette étude géomorphologique peut être mise en œuvre à différentes étapes du projet :

- en amont des études hydrogéologiques, car elle apporte des informations essentielles qui permettent de proposer des hypothèses de mise en place des systèmes karstiques cohérentes avec l'évolution géologique. Elle permet notamment d'interroger et de préciser les zones

d'alimentation potentielles ou incertaines, de mettre en évidence le caractère évolutif des bassins d'alimentation et donc du fonctionnement de ces réservoirs en lien avec leur karstification. Elle encourage à se poser les bonnes questions et à cibler les traçages, les sources à surveiller ou encore les jaugeages, qui seront à entreprendre dans les études hydrogéologiques.

- en aval des études hydrogéologiques, car elle permet d'expliquer ou de mieux comprendre le fonctionnement actuel des sources, appréhendé par la mise en œuvre d'analyses hydrogéologiques (réserves, évolution hydrochimique, vulnérabilité et infiltration...). Elle apporte des éléments de réponse au fonctionnement actuel des captages (difficulté d'identifier le bassin d'alimentation) et fournit des indices d'évolutions futures, permettant ainsi d'améliorer les méthodes d'évaluation de la vulnérabilité des captages actuelle et future.

Ces études pluridisciplinaires doivent être reproduites dans le futur, car elles sont la clef de la compréhension des systèmes karstiques.

Les deux échelles de travail proposées dans ce rapport sont complémentaires, lorsque l'on souhaite une gestion raisonnée aussi bien quantitative que qualitative de la ressource en eau. Cette complémentarité s'exerce dans le fait qu'à l'échelle systémique -donc dans un système relativement contraint- il est plus facile d'évaluer les processus physiques qui entrent en jeu dans la recharge, les écoulements, les transferts vers les milieux superficiels et profonds. Cette échelle ne permet cependant pas dans le contexte de bordure de Bassin aquitain de travailler sur une gestion collective concertée de la ressource. À l'inverse, si l'échelle de travail départementale ou régionale est la seule permettant une gestion globale et intégratrice, les approximations nécessaires peuvent s'avérer incertaines, voire erronées, du fait d'une quantité de données de qualité variable et réparties de manière très hétérogène.

Des travaux à propose de cette approche complémentaire à différentes échelles doivent être poursuivis, afin d'intégrer au mieux les processus mis en évidence à l'échelle systémique, au sein de modélisations à l'échelle régionale. L'enjeu majeur réside dans la capacité à développer des outils de gestion à grande échelle, pouvant restituer la réalité de l'échelle systémique.

Le travail proposé dans ce cinquième et dernier rapport du module « Karst 24 » ponctue un travail, initié en 2011, sur les réservoirs carbonatés des formations du Secondaire et sous couverture de Dordogne, ayant pour vocation d'en améliorer la connaissance fondamentale. Devant le constat d'un manque d'informations sur la géologie et l'hydrogéologie dans le département, le travail réalisé a permis dans un premier temps de faire le bilan des données à la fois géologiques, structurales, géomorphologiques et hydrogéologiques disponibles, en vue de les compléter. Cette collecte de données de base a permis de constituer différents inventaires, tels que les dolines, les conduits karstiques en profondeur, les sources ou encore les traçages. Ces inventaires ont été consolidés tout au long du projet et partagés à tous les acteurs du département via les rapports, l'*Espace cartographique* du SIGES Aquitaine et la BD Traçages.

Ce module de la convention régionale a également été utilisé comme espace d'échanges entre les acteurs de l'eau, en charge de la ressource, et les institutions (universitaires et spéléologues). Cette dynamique a favorisé le développement de synergies et de partenariats, qui se sont concrétisés tout au long du projet (analyses de bullides, de marquage de réservoirs avec l'Université de Bordeaux ; campagnes de terrain avec les spéléologues).

A ce stade, des réflexions ont été engagées afin d'apporter des éléments de compréhension ou de caractérisation des écoulements, dans ces aquifères carbonatés à composante karstique. Il s'agit notamment de réaliser des cartographies sur les conditions d'infiltration, des analyses de bassins d'alimentation de sources, par approche couplée géomorpho-karstique et

hydrogéologique, une évaluation de la pertinence de certains marqueurs dans la reconnaissance des réservoirs captés. Les travaux menés dans ce territoire font ressortir des questionnements majeurs, qui ont pu être évoqués dans les 5 rapports du module « Karst 24 » ; parmi ceux-ci :

- le rôle de la zone de bordure des grands bassins, dans la recharge des aquifères multi-couches et plus généralement sur la ressource en eau souterraine, disponible à faible profondeur ;
- les degrés d'interaction entre les systèmes carbonatés à composante karstique et les cours d'eau. Du fait de leur contribution au maintien des débits d'étiage et des zones humides, la connaissance des relations nappes/rivières est primordiale ;
- la question de l'exploitation de captage profond sur la bordure des bassins, pouvant accentuer les échanges entre nappes profondes captives et nappes plus superficielles libres ;
- les échanges entre aquifères au sein du multi-couche nord-aquitain, engendrant des difficultés de gestion et de vulnérabilité des forages qui les exploitent et des sources qui en émergent ;
- l'impact des changements climatiques et socio-économiques sur la ressource en eau des systèmes karstiques.

Pour se doter d'outils d'aide à la gestion opérationnelle de la ressource en eau, il conviendra de traiter ces questions.

7. Bibliographie

Angéli, B (1996) - Rapport de synthèse, Sources du Toulon - Etudes préliminaires à l'établissement des périmètres de protection, 90 p.

Association Spéléologique du Périgord (2001) - Rapport sur l'exploration de la source du Falguyret.

Astruc J.G. (1988) – Le paléokarst quercinois au Paléogène, altérations et sédimentations associées. Doc. BRGM, 133, 149pp.

Astruc J.G., Cubaynes R., Fabre J.P., Galharague J., Lefavrais-Raymond A., Marcouly R., Péliissié T., Rey J., Simon-Coinçon R., Turq A. (1995) – Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Souillac, BRGM, Orléans, 76pp.

Atkinson T.C., 1977. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of hydrology*, 35(1): 93-110. DOI:10.1016/0022-1694(77)90079-8

Audra P., et Palmer, A. N. (2013) - The Vertical Dimension of Karst: Controls of Vertical Cave Pattern. In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, v. 6, p. 186-206.

Boissonnas J., Talbert J.C., Feys R., Lefavrais-Raymond A., Raynal J.P., David L., Bonfils P., Barruol J., (1976) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Brive-la-Gaillarde, BRGM, Orléans, 35pp.

Bonijoly D. (1980) – Etude structurale et minéralisations d'une plate-forme carbonatée : le Quercy. Thèse de doctorat, Université Orléans et documents BRGM, 1981, n°23, 203pp.

Bonijoly D. et Blès J-L. (1983) – Histoire tectonique du Quercy (bordure nord-est du Bassin d'Aquitaine ; France) géométrie, cinématique et chronologie des déformations cassantes. *Bull Soc. Géol. France*, 7, t XXV (5), p.775-784

BRGM, ELF-RE, ESSO-REP et SNPA (1974) - Atlas géologique du Bassin d'Aquitaine.

Bruxelles L., et Bruxelles, S. (2003) - La chasse aux fantômes dans les Grands Causses. Utilisation d'un nouveau concept de spéléogénèse dans la recherche de cavités, Spelunca.

Bruxelles L., Colonge D., Salgues Th. (2006) – Morphologie et remplissage des dolines du Causse de Martel d'après les observations réalisées au cours du diagnostic archéologique de l'aérodrome de Brive-Souillac (Corrèze et Lot). *Karstologia*, 47, 21-32.

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., Perrin, J., Wuilleumier, A. Avec la collaboration de Nougaret G. (2017) - Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Connaissances des karsts aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne - Module 3.1 - Année 1. Rapport final. BRGM/RP-66488-FR, 80 p., 79 ill., 6 ann.

Cabaret O., Gutierrez, T., et Perrin, J. (2012) - Connaissances des karst aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne - Module 4 - Année 4. Rapport final. BRGM/RP-61681-FR, 82 p., 45 fig., 6 ann.

Cabaret O., Gutierrez, T., Perrin, J. Avec la collaboration de Goubier J.B., L. G., Lastennet R., et Minvielle S. (2014) - Connaissances des karst aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne - Module 4 - Année 4. Rapport final. BRGM/RP-62902-FR, 131 p., 110 ill., 10 ann. sur 1 CD

Capdeville JP. et Rigaud JP. (1987) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Sarlat-La-Caneda, BRGM, Orléans, 35pp.

Courrèges M. (1997) - Le crypto-karst de la péninsule du Médoc. Crypto-altération, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire [The covered karst of the Medoc peninsula. Crypto-alteration, dissolution, submarine karst and quaternary evolution.]. Quaternaire, v. 8, no. 2, p. 289-304.

Dorfliger N., Fleury, P., et Ladouche, B. (2009) - Inverse Modeling Approach to Allogenic Karst System Characterization. Ground Water, v. 47, no. 3, p. 414-426.

Dubois C., Quinif, Y., Baele, J. M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M. D., Tognini, P., et Vergari, A. (2014) - The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. Earth-Science Reviews, v. 131, p. 116-148.

Dubreuilh J., (1987) Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. Documents du BRGM, n°172, 461pp.

Dupuis C. (1992) - Mesozoic kaolinized giant regolithsand Neogene halloystic cryptokarsts: two striking paleoweathering types in Belgium. Mineralogical and geochemical records of paleoweathering, IGCP, v. 317, p. 61-68.

Fournillon A. (2012) - Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques: caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France). *Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille*, 425 p.

Gaillard M., et Masse, P. (1980) - Un modèle de tectonique de plate-forme: exemple d'un linéament de la bordure nord-aquitaine. Bull. Centres de recherches exploration–production Elf–Aquitaine, v. 4, no. 2, p. 609-831.

Guillot P-L., Feys R., Lefavrais-Raymond A., Lablanche G., Platel JP., Lefavrais-Henry M., (1979) – Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Terrassons, BRGM, Orléans, 51pp.

Gutierrez T., Cabaret, O., et Perrin, J., Avec la collaboration de 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. BRGM/RP-64800-FR, 53 p., 31 ill., 4 ann.

Hantzpergue P., et Maire, P. (1981) - Les plates-formes de l'Aunis et de l'Angoumois au Jurassique supérieur; caractères sédimentologiques et paléogéographie. Bulletin de la Société géologique de France, v. 7, no. 5, p. 493-500.

Husson E., Gutierrez, T., Camus, H., Astruc, J. G., Cabaret, O., Galaup, S., et Couëffé, 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 p., 41 ill., 5 ann.

Husson E., Camus, H., Lerouge, C., Lasseur, E., Cabaret, O., Saltel, M., Pédron, N., et Couëffé, R. (2016) - Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure nord-Aquitaine. Synthèse bibliographique & rapport d'avancement. Rapport final BRGM/RP-66812-FR, 136 p., 96 ill., 1 ann.

InfraConcept (2014) - Diagnostic du système d'alimentation en eau potable SIAEP de Sainte Alvère Lalinde nord. 514pp.

Jemcov I., et Petric, M. (2009) - Measured precipitation vs. effective infiltration and their influence on the assessment of karst systems based on results of the time series analysis. Journal of hydrology, v. 379, no. 3-4, p. 304-314.

Karnay G., Aujoulat, N., Konik, S., Mauroux, B., Pluchery, E., et Turq, A. (1999) - Notice explicative de la carte géologique de France (1/50.000), feuille Le Bugue (807). Orléans: BRGM.

Le Moigne P. (2002) - Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN. Note de centre GMME, Météo-France, p. 1-30.

Le Pochat G., Guillot P-L., Platel J-P., Recoing M., et Texier J-P. (1979) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Périgueux Est, BRGM, Orléans, 28pp.

Ladouche B., Maréchal, J.-C., et Dorfliger, N. (2014) - Semi-distributed lumped model of a karst system under active management. Journal of Hydrology, v. 509, p. 215-230.

Lorette G., Lastennet, R., Peyraube, N., Sabidussi, J., et Denis, A. (2017). Etude de l'hydrosystème complexe des sources du Toulon à Périgueux. Présentation – Mairie de Périgueux.

Lorette G., Lastennet, R., Peyraube, N., et Denis, A. (2018) - Groundwater-flow characterization in a multilayered karst aquifer on the edge of a sedimentary basin in western France. Journal of Hydrology, v. 566, p. 137-149.

Lorette G. (2019) - Fonctionnement et vulnérabilité d'un aquifère karstique multicouche à partir d'une approche multi-traceurs et d'un suivi haute-résolution - Application aux Sources du Toulon à Périgueux (Dordogne, France). *Thèse de Doctorat: Université de Bordeaux*, 324 p.

Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V., (1970) - River flow forecasting through conceptual models part I—a discussion of principles. Journal of Hydrology, 10(3): 282–290

Mangin, A. (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. PhD Thesis, Laboratoire souterrain du Centre national de la recherche scientifique.

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 l'Université de Toulouse, 327 p.

Marsaud B. (1997) - Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. *Thèse de Doctorat: Paris 11*.

Muet P., Fabre, J. P., et Marchet, P. (1986) - Essai de synthèse géomorphologique, hydrogéologique et spéléologique du Causse de Martel. Recherches sur les karsts du Quercy et du sud-ouest de la France.: Actes du Congrès de Cahors de la Fédération Française de Spéléologie.

Padilla, A., Pulido-Bosch, A., et Mangin, A. (1994) - Relative Importance of Baseflow and Quickflow from Hydrographs of Karst Spring. *Ground Water*, 32(2): 267-277. DOI:10.1111/j.1745-6584.1994.tb00641.x

Padilla A., et Pulido-Bosch, A. (1995) - Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, v. 168, no. 1-4, p. 73-89.

Pélissié T. (1985) - Contribution à l'étude de l'impact des conditions géologiques sur la karstification quaternaire de la bordure nord du Causse de Limogne Quercy, Lot. *Karstologia*, v. 5, no. 1, p. 23-28.

Pinault J. L. (2001) - Manuel utilisateur de TEMPO: Logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéo-chimie. Projet Modhydro. BRGM report RP51459-FR, 221p.

Pinault J.L. (2007) - Manuel utilisateur de TEMPO : logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéo-chimie. BRGM/RP-55313-FR, 270 p., 253 fig., 2 tabl., 2 ann.

Pinault J. L., Pauwels, H., et Cann, C. (2001) - Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: Application to nitrate transport and denitrification. *Water Resources Research*, v. 37, no. 8, p. 2179-2190.

Pinault J. L., Doerfliger, N., Ladouche, B., et Bakalowicz, M. (2004) - Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France. *Water Resources Research*, v. 40, no. 8.

Pinault J. L., Amraoui, N., et Golaz, C. (2005) - Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. *Water Resources Research*, v. 41, no. 5.

Pinault J. L., et Schomburgk, S. (2006) - Inverse modeling for characterizing surface water/groundwater exchanges. *Water resources research*, v. 42, no. 8.

Pinault J. L., et Allier, D. (2007) - Regionalization of rainfall for broad-scale modeling: An inverse approach. *Water resources research*, v. 43, no. 9.

Platel J.-P. (1987) - Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine: stratigraphie et évolution géodynamique. *Thèse de Doctorat: Bordeaux 3*.

Platel J-P., Célérier G., Duchadeau-Kervazo C., Charnet F., et Chigot D. (1989) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Périgueux ouest, BRGM, Orléans, 82pp.

Platel J-P., Faugeras P., Mauroux B., Spencer C., Charnet F., Célérier G., Harielle B., et Jacquement P. (1999) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Thenon, BRGM, Orléans, 129pp.

Platel J. P., Gomez, E., Pédrón, N., Fondin, A., Serrano, O., Winckel, A., Poux, E., Calas, C., et Rodriguez, G. (2008) - Perspectives de gestion des nappes du Secondaire en Agenais-Périgord. Partie 1 - Synthèse géologique et hydrogéologique. Situation des nappes du Jurassique et du Crétacé supérieur. BRGM/RP-56419-FR, 154p., 69 figures, 10 tableaux, 16 annexes.

Platel J.P., Pédrón N., Gomez E., et Saltel M. (2010) - Perspectives de gestion des nappes du Secondaire en Agenais-Périgord. Synthèse géologique et hydrogéologique, modélisation hydrodynamique. BRGM/RP-59330-FR, 217p., 101 fig., 12 tab., 19 ann.

Quinif Y. (1999) – Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. Etude de Géographie physique, Travaux, 1999 – Suppl. XXVIII, Cagèp, Université de Provence, 159-164 ?

Quinif Y., Vandycke, S., et Vergari, A. (1997) - Chronologie et causalité entre tectonique et karstification; l'exemple des paleokarsts du Hainaut (Belgique). Bulletin de la Société géologique de France, v. 168, no. 4, p. 463-472.

Quinif Y., et Bruxelles, L. (2011) - L'altération de type «fantôme de roche»: processus, évolution et implications pour la karstification. Géomorphologie: relief, processus, environnement, v. 17, no. 4, p. 349-358.

Séranne M., Camus H., Lucazeau F., Barbarand J., et Quinif Y. (2002) – Dubreui. Bull. Soc. Géol. France, 173 (2), p.97-112.

Salomon J. N., Pomel, S., et Nicod, J. (1995) - L'évolution des cryptokarsts: comparaison d'un paléo-cryptokarst tropical exhumé. In Salomon J.N. et Maire R (Ed) Karst et Evolution climatiques (P.U. Bordeaux), p 431-445.

Simon-Coinçon R. (1989) - Le rôle des paléoaltérations et des paléoformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif Central français). Ecole des Mines de Paris, Mémoires des Sciences de la Terre, n°9, 290 pp.

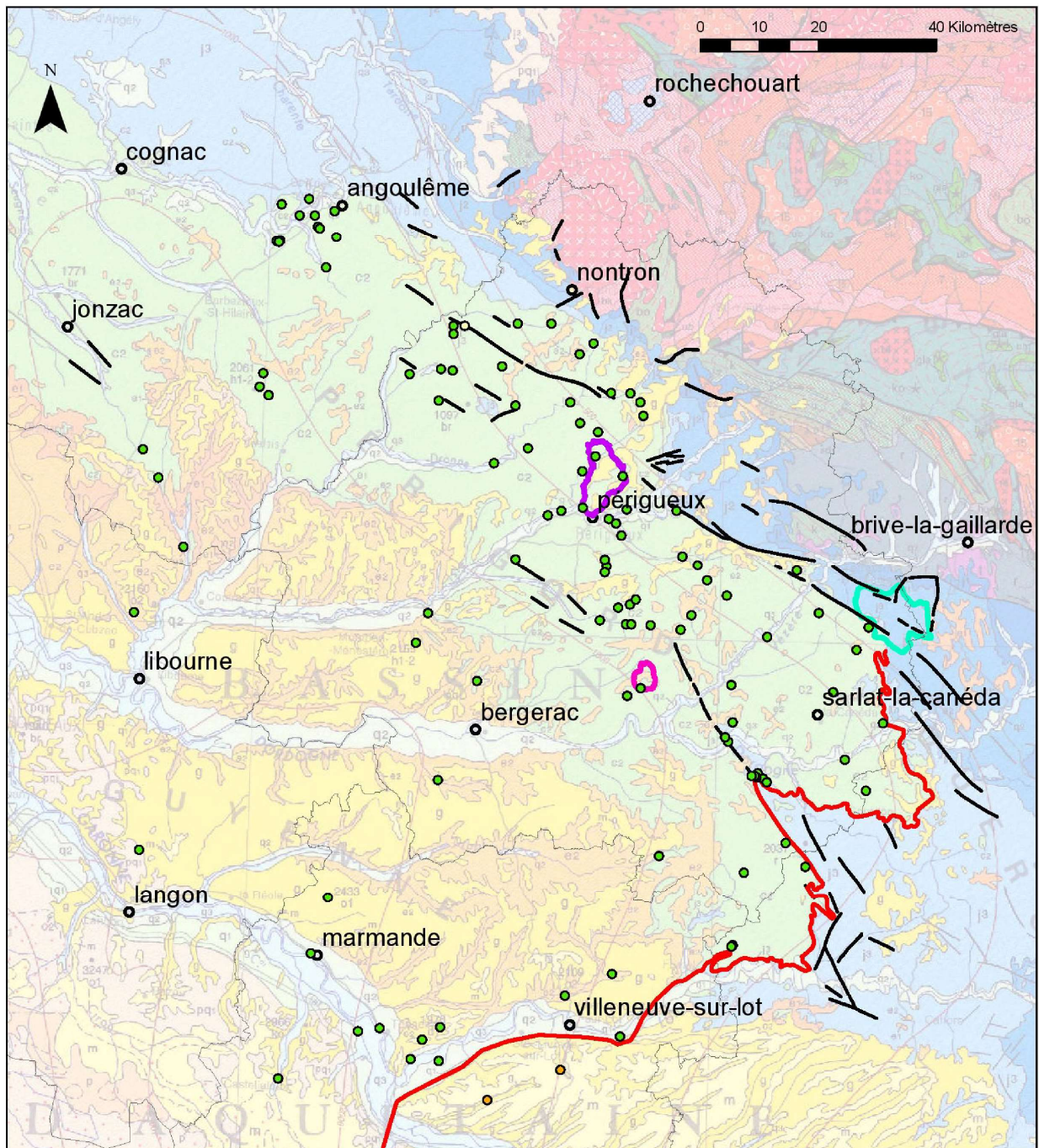
Simon-Coinçon R., Thiry M., et Schmitt JM. (1997) – Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary paleosurface in the south-western French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. Pal. Pal. Pal., 129, 51-79.

Turc L. (1953) - Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Thèse de doctorat. Institut national de la recherche agronomique.*

Annexe 1

Carte de la répartition des 115 forages sélectionnés dans la Banque de données du Sous-Sol

Discordance du Crétacé inférieur - Base forage utilisée



Légende

- Failles_carte_au_million
- Limite_sud-orientale_du_Cretacé
- Bassin versant de la Doux de Coly
- Bassin versant de Falguyret
- Bassin versant des sources du Toulon

Stratigraphie de la couverture

- Crétacé
- Quaternaire
- Tertiaire

Annexe 2

Sources proches du bassin d'alimentation de la source de Falgueyret

Indice BSS	Commune	Lieu-dit	Date mesure	Eh (mV)	T(°C)	CE (µS/cm)	Remarques
08072X0029	Cendrieux	Les acacias	12/06/2018	442.7	12.5	574	
08072X0033	Saint-Avit-de-Vialard	La poujelle	12/06/2018	370.2	12.3	372	
BSS001YRGA	Journiac	La Loquace	12/06/2018				Inaccessible
08072X0032	Saint-Avit-de-Vialard	Belle oreille	12/06/2018				Eau stagnante
08072X0003	Paunat	Communal Paunat	13/06/2018	406.6	13	544	
08072X0031	Saint-Avit-de-Vialard	Fongauffier	13/06/2018	427.3	13.1	506	
08072X0005	Saint-Avit-de-Vialard	La Mouthe	13/06/2018	533.7	12.6	518	
08072X0035	Saint-Avit-de-Vialard	Bournical	13/06/2018				Eau stagnante
08072X0030	Saint-Avit-de-Vialard	Le bourg	13/06/2018				Eau stagnante
08072X0001	Saint-Alvère	Place de l'église	14/06/2018		13.1	601	
08072X0002	Saint-Alvère	Bonnefie	14/06/2018	434.5	13.2	622	

Annexe 3

Sources proches du bassin d'alimentation de la source La Doux de Coly

Indice BSS	Commune	Lieu-dit	Date mesure	Eh (mV)	T (°C)	O2 (%)	O2 (mg/L)	CE (µS/cm)	pH	Remarques
07847X0001	Cassagne (La)	Ladoux ou source du coly	19/06/18	396.2	13.6	100	10.12	592	7.5	
07847X0002	Jayac	Du burg	19/06/18							Eau stagnante
07847X0004	Jayac	Le rieu	19/06/2018	412.6	12.9	51	5.26	722	6.7	
07848X0002	Jayac	Fontaine de bayles	19/06/18							A sec
07847X0013	Jayac	Le roc	19/06/18							Eau stagnante
07848X0001	Nadaillac	Segonfond	19/06/18							Eau stagnante
BSS003RHEG	Archignac	Pegouy	20/06/18	361.6	13.9	97	9.7	554	7.9	
07847X0007	Archignac	Route du mas	20/06/18							Inaccessible
07847X0018	Paulin	Laroque	20/06/18							Eau stagnante
07847X0015	Jayac	La gibertie	20/06/18	402	12.2	86	9.01	734		
07847X0014	Jayac	Font peyrouse	20/06/18							Inaccessible
BSS003RHEO	Archignac	Les taillis	21/06/18	425	13.5	100	9.75	668	7.4	
07847X0017	Paulin	La salvagie	21/06/18							Eau stagnante
BSS003RTAO	Jayac	Source de la clergie	08/08/18							A sec
?	Gignac	Fontaine du touron	08/08/18	262.1	13.6	98.7	9.79	519	7.3	

Annexe 4

Sources proches du bassin d'alimentation des sources du Toulon

Indice BSS	Commune	Lieu-dit	Date mesure	Eh (mV)	T (°C)	O2 (%)	O2 (mg/L)	CE (µS/cm)	pH	Remarques
07597X0012	Change (le)	Fontaine de Bosredon	11/07/2018	542	12.7	83	4.62	579		Erreur sonde pH
07588X0006	Chancelade	L'abime	11/07/2018	421	12.7	87	9.07	462	7.397	
07591X0003	Agonac	Lavoir communal	11/07/2018							A sec
07588X0089	Château l'évêque	Source de Touchou	11/07/2018	413	13.5	86	9	589	7.008	
07593X0021	Mayac	Château de Mayac	11/07/2018	496.4	13.8	65	4.5	540		Erreur sonde pH
07591X0030	Agonac	Source de lage	11/07/2018	446.4	13.8	60	4.6	643		Erreur sonde pH
07591X0002	Agonac	Station de pompage bezan	11/07/2018	471.1	13.2	100	6.66	673	6.938	
07588X0062	Chancelade	Abbaye	12/07/2018	472.6	12.7	100	9.32	666	7.149	
07831X0004	Périgueux	Fontaine des malades	12/07/2018	458.4	14.3	100	3.36	647		
07588X0011	Périgueux	Piscine stade	12/07/2018	477.7	20.6	30.4	2.9	553	7.397	
BSS001WDKF	Périgueux	Source du stade	12/07/2018							Inaccessible
07588X0084	Périgueux	Monzie	12/07/2018	431.1	13.4	100	11.2	692	7.229	



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009
45060 - Orléans Cedex 2 - France
Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Nouvelle-Aquitaine
24, Avenue Léonard de Vinci
33600 - Pessac - France
Tél. : 05 57 26 52 70